



HAL
open science

Téledétection des dynamiques environnementales : du bilan de carbone des écosystèmes à l'évaluation des ressources hydriques et agricoles

Nicolas Delbart

► **To cite this version:**

Nicolas Delbart. Téledétection des dynamiques environnementales : du bilan de carbone des écosystèmes à l'évaluation des ressources hydriques et agricoles. Géographie. Université Paris Diderot Paris 7, 2017. tel-02862112

HAL Id: tel-02862112

<https://shs.hal.science/tel-02862112>

Submitted on 9 Jun 2020

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.

HABILITATION A DIRIGER LES RECHERCHES

Nicolas DELBART

Volume 1 : positionnement scientifique

Téledétection des dynamiques environnementales : du bilan de carbone des écosystèmes à l'évaluation des ressources hydriques et agricoles

Habilitation à Diriger les Recherches soutenue le 11 décembre 2017 devant le jury composé de :

Gilles ARNAUD-FASSETTA, Professeur à l'Université Paris-Diderot, *président du Jury*.

Vincent DUBREUIL, Professeur à l'Université Rennes-2, *rapporteur*.

Emmanuèle GAUTIER, Professeure à l'Université Paris-1 Panthéon-Sorbonne, *examinatrice*.

Valéry GOND, Chargé de recherche HDR, CIRAD, *examineur*.

Catherine MERING, Professeure à l'Université Paris-Diderot, *garante et rapportrice*.

Catherine OTTLÉ, Directrice de Recherche, CNRS, *examinatrice*.

Kamel SOUDANI, Professeur à l'Université Paris-Sud, *rapporteur*.

Pour Céline, Manon et Apolline.

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Catherine Mering pour ses conseils en tant que tutrice et garante de ce travail, Vincent Dubreuil et Kamel Soudani pour leurs commentaires qui apportent un regard précieux sur les études menées et sur leurs perspectives, ainsi que l'ensemble des membres du jury pour avoir accepté de juger ce travail.

Je remercie aussi chaleureusement les membres de mon équipe : Emilie Lavie, Gilles Arnaud-Fassetta, Monique Fort, Malika Madelin, François Bétard et Vincent Viel. Merci beaucoup pour les relectures attentives, et pour la bonne entente au quotidien, à laquelle mes collègues du LADYSS, Clélia Bilodeau, Etienne Grésillon et Céline Clauzel ne sont pas non plus étrangers. Ces remerciements s'étendent à Françoise Duraffour pour tout ce qu'elle a fait pour le thème OMC. Merci aussi au Pôle Image, et à ses ingénieurs successifs, sans lequel les travaux réalisés dans le cadre des mémoires n'auraient pas été les mêmes.

Merci de nouveau à Catherine Mering, cette fois pour m'avoir confié la responsabilité du M2 TGAE, master en ordre de marche et qui a la plus grande des vertus, celle de donner une insertion professionnelle à ses diplômés.

Merci aussi à José-Luis San Emeterio, Oumar Marega, François Mialhe et Rémi de Matos-Machado pour leur aide dans la préparation des enseignements de télédétection en L2 et pour leur dévouement auprès des étudiants.

Merci à Marie-Claude et Jacques pour m'avoir offert des conditions optimales pour l'écriture.

Merci à Elisabeth Beaubien pour cette collaboration à distance. Merci à mes brillants étudiants de master pour leurs apports dans mes recherches.

Je tiens aussi à remercier les membres des autres laboratoires où j'ai effectué mes recherches. Au LSCE, je tiens avant tout à remercier Catherine Ottlé et Fabienne Maignan, mais aussi Frédéric Chevallier, Nicolas Viovy et Philippe Ciais. Au CESBIO, merci à Thuy Le Toan ma directrice de thèse toujours présente, Arnaud Mialon et Philippe Richaume, et pas loin du CESBIO Laurent Kergoat et Manuella Grippa. Merci aussi à Eitaro Wada (Wada-sensei) pour sa gouvernance d'équipe pleine d'humanité, Hideki Kobayashi, Tomomichi Kato, Hisashi Sato et Dennis Dye.

Enfin, mes remerciements et mes pensées vont aussi vers deux collègues disparus trop tôt : Rikie Suzuki et Gérard Beltrando.

Table des matières

Remerciements.....	5
Résumé	11
Avant-propos.....	13
1 Positionnement scientifique et objets d'étude.....	15
1.1 Introduction.....	15
1.2 Des effets fonctionnels et structurels du changement climatique.....	16
1.3 La phénologie de la végétation	16
1.4 Télédétection de la structure et du fonctionnement des milieux	17
1.5 Emboîtement des échelles de temps : variabilité saisonnière, interannuelle, changement climatique.....	18
1.6 Puits et sources de carbone	19
1.7 La confrontation aux données de terrain	20
1.8 Plan du volume.....	21
2 Télédétection des variations saisonnières des milieux	23
2.1 Introduction.....	23
2.2 Télédétection optique des milieux terrestres.....	25
2.2.1 Télédétection optique à haute fréquence temporelle	25
2.2.2 Synthèse temporelle	26
2.2.3 Indices spectraux	27
2.3 Exploiter les séries temporelles d'images.....	28
2.4 Télédétection de la phénologie foliaire dans les régions boréales.....	30
2.5 Mesure de la surface foliaire par télédétection.....	36
2.6 Conclusion du chapitre.....	40
3 Contributions à l'étude du bilan de carbone des écosystèmes.....	41
3.1 Puits de carbone des écosystèmes continentaux	41
3.2 Modélisation dynamique de la végétation	42
3.2.1 Du cycle diurne au cycle saisonnier	43
3.2.2 Accumulation pluriannuelle de biomasse	44
3.3 Phénologie et bilan de carbone des régions boréales	45
3.3.1 Modèle phénologique.....	45
3.3.2 Intérêt de l'intégration du modèle de phénologie dans le <i>DVM</i>	47

3.4	Modélisation des gradients spatiaux de la biomasse	49
3.4.1	Motivations, résultats pour les biomes tempérés et boréaux	49
3.4.2	Gradients spatiaux de la biomasse en Amazonie	50
3.5	Conclusion du chapitre.....	55
4	Réponse des milieux naturels à la variabilité climatique : phénologie et ressources hydriques	57
4.1	Introduction.....	57
4.2	Utiliser d'autres produits issus de la télédétection : le cas des produits d'enneigement.	57
4.3	Variations spatiales et temporelles de la phénologie dans les régions boréales	59
4.3.1	Phénologie de la taïga sibérienne, 1921-2005	59
4.3.2	Phénologie de la toundra.....	65
4.3.3	Phénologie de communautés végétales au Canada	68
4.3.4	Perspectives : relations entre les variables hivernales, printanières et estivales	69
4.4	Enneigement dans les Andes et disponibilité en eau dans le Cuyo Argentin	75
4.5	Agriculture de décrue au Sénégal	81
4.6	Conclusion du chapitre.....	82
5	Cartographie de l'occupation du sol, des dynamiques paysagères et identification des types de cultures	83
5.1	Cartographie de l'occupation du sol par la classification multi-spectrale	83
5.2	La variabilité radiométrique comme source d'information sur l'occupation du sol	86
5.2.1	Projet TOSCA-CO	86
5.2.2	Classification de l'occupation du sol basée sur la gamme de la variabilité radiométrique saisonnière	86
5.2.3	Reconnaissance de types de culture par leur saisonnalité.....	92
5.3	Perspective : l'apport de la télédétection radar	94
5.4	Conclusion du chapitre.....	95
6	Bilan et projet de recherche.....	97
6.1	Résumé : un projet dans la continuité du bilan	97
6.2	Le Vietnam comme zone d'étude : enjeux pédagogiques, institutionnels et scientifiques	98

6.3	L'encadrement de doctorants pour l'analyse de système	100
7	Conclusion générale	103
8	Références	105
	Table des illustrations	119
	Annexes.....	125
	Annexe 1 : formes et principes généraux de la télédétection	125
	Télédétection active et passive	125
	Interaction rayonnement-matière	125
	Annexe 2 : de la luminance à la réflectance	129
	Une grandeur physique mesurée : la luminance	129
	Une grandeur physique dérivée : la réflectance	130

Résumé

Ce volume scientifique d'Habilitation à Diriger les Recherches synthétise les travaux réalisés dans les quatre laboratoires de recherche où j'ai conduit mes recherches depuis la fin de la thèse : le Frontier Research Center for Global Change (FRCGC, Yokohama, Japon), le Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère (CESBIO, Toulouse) le Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE, Saclay) et le Pôle de Recherche pour l'Organisation de l'Information Géographique (PRODIG, Paris).

Les travaux réalisés s'inscrivent dans un objectif de diagnostic de l'évolution temporelle de différents écosystèmes et hydrosystèmes au cours des dernières décennies. Ils visent aussi à comprendre les conséquences de cette évolution sur le bilan de carbone et sur la disponibilité des ressources.

Les effets de la variabilité climatique sur la phénologie des écosystèmes boréaux, c'est-à-dire sur leur saisonnalité, ont été spatialisés grâce aux développements méthodologiques en télédétection réalisés durant la thèse. L'allongement de la saison de croissance est un indicateur direct du réchauffement climatique observé au cours du 20^e siècle, particulièrement marqué dans ces régions. La télédétection a révélé une avancée du printemps dans de larges régions de toundra et de taïga de l'hémisphère nord. D'autres périodes d'avancée similaires ont été repérées plus tôt dans le siècle grâce à la modélisation et aux observations *in situ* mais pour des régions plus restreintes. La comparaison avec des données naturalistes issues de la science citoyenne a révélé que ces variations sont représentatives de celles d'une large cohorte d'espèces, du moins au Canada.

La phénologie rythme aussi les échanges de carbone entre la végétation et l'atmosphère, lesquels ont un impact sur le climat. Durant la thèse, la télédétection avait servi à étalonner un modèle de fonctionnement de la végétation dans le but de simuler le bilan de carbone d'une vaste région de Sibérie centrale. Depuis, la capacité d'un modèle proche (ORCHIDEE) à modéliser les stocks de carbone a été évaluée, révélant en particulier que les gradients spatiaux de biomasse de la forêt amazonienne ne sont pas correctement reproduits en raison de la représentation de la mortalité de la végétation dans le modèle. Ces travaux concernant deux des principaux puits de carbone terrestre à l'échelle mondiale, il est essentiel d'avoir une représentation la plus correcte possible des processus impliqués (phénologie pour les écosystèmes boréaux, équilibre entre mortalité et productivité en Amazonie) dans les modèles afin d'obtenir les meilleures projections futures de l'état des écosystèmes et du climat.

Mon intégration dans un laboratoire et un département de géographie comme enseignant-chercheur m'ont amené à diversifier mes thématiques de recherche et mes pratiques en télédétection. À la faveur de l'encadrement d'étudiants de master et de l'accompagnement de doctorants, j'ai abordé la question de la disponibilité en eau dans

les milieux semi-arides (Argentine, Sénégal) *via* la télédétection, apportant un regard complémentaire à celui de mes collègues géographes : en particulier, une relation directe entre la surface hivernale du manteau neigeux dans les Andes et le débit des rivières irrigant les oasis argentines a été confirmée. Les effets de cette variabilité interannuelle de la ressource en eau sur l'agriculture dans les oasis ont fait l'objet de travaux préliminaires basés sur la classification de l'occupation du sol et l'évolution temporelle d'indices spectraux. D'autres travaux sur l'occupation du sol et ses dynamiques ont été réalisés ou sont en cours, en France et dans les Suds, avec comme objectifs l'étude de l'usage du sol par l'homme, l'évaluation des ressources agricoles ou forestières, ou encore le diagnostic de la vulnérabilité à un aléa.

En résumé, les travaux présentés concernent les dynamiques temporelles des milieux physiques, à des échelles de temps saisonnière, interannuelle et multi-décennale, avec des enjeux sur le bilan de carbone et sur la disponibilité de ressources. Ils comportent une large part de développement méthodologique en télédétection, portant sur le fonctionnement saisonnier de la végétation et des hydrosystèmes, ou sur l'occupation du sol. Ils utilisent des données issues de capteurs de télédétection optique à haute et à moyenne résolutions spatiales, mais aussi celles d'autres types de capteurs tels que les radars, les gravimètres, ou les radiomètres micro-ondes, ce qui me permet d'une part de multiplier les regards sur les espaces étudiés, et d'autre part d'enseigner la télédétection dans sa diversité technique et thématique.

Avant-propos

Entre 2001 et 2010, c'est-à-dire durant la thèse soutenue en juillet 2005 et durant trois contrats de recherche successifs, j'ai conduit mes recherches dans deux Unités Mixtes de Recherche (UMR) et dans un laboratoire japonais : le Centre d'étude Spatiale de la Biosphère (CESBIO, UMR5126), le Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE, UMR8212) et le Frontier Research Center for Global Change au Japon. Les rattachements institutionnels de ces laboratoires, leurs thématiques, et mes sujets d'étude m'ont amené à demander la qualification à la fonction de maître de conférences auprès de la section 37 du Conseil National des Universités (CNU), dont l'intitulé est *Météorologie, Océanographie et Physique de l'Environnement*, qualification que j'ai obtenue.

En 2010, j'ai été recruté comme maître de conférences à l'université Paris Diderot, dans le département de géographie de l'UFR Géographie, Histoire, Economie et Sociétés (GHES), et rattaché au Pôle de Recherche, d'Organisation et de Diffusion de l'Information Géographique (PRODIG, UMR8586), qui est une UMR de géographie. Ma section CNU de rattachement est la section 23, nommée *Géographie physique, humaine, économique et régionale*. Cette section m'a fait bénéficier d'un semestre de congé pour recherches et conversion thématique (CRCT), effectif de janvier à juin 2016, pour rédiger ce dossier d'Habilitation à Diriger les Recherches (HDR).

Ce dossier de HDR suit les recommandations de la section 23. Il se compose de deux volumes :

- Le présent volume de position et de projet scientifique,
- Un second volume d'annexes présentant le *curriculum vitae* et compilant une sélection de la production scientifique.

Ce découpage en deux volumes ne correspond pas aux normes de la section 37 qui est ma section d'origine. Le contenu restant néanmoins proche, j'espère que les lecteurs habitués au format de la section 37 n'en seront pas gênés.

1 Positionnement scientifique et objets d'étude

1.1 Introduction

Climat, environnements terrestres et marins, sociétés et activités humaines sont intimement liés par des interactions nombreuses et à sens multiples. Dans un contexte où la capacité de la population humaine à modifier l'environnement croît, l'étude des changements globaux en cours, et plus spécifiquement l'étude des mécanismes physiques du changement climatique et de ses conséquences écologiques et sociétales mobilisent plusieurs communautés scientifiques, incluant entre autre physiciens de l'environnement et du climat, écologues et géographes (Stocker *et al.*, 2013 ; Field *et al.*, 2014). Une large part des travaux présentés dans ce volume s'inscrivent dans ce cadre très large et multidisciplinaire. Ils s'intéressent au **suivi temporel du fonctionnement des milieux physiques confrontés à la variabilité climatique, aux variations spatiales de ces réponses, et à leurs conséquences**. Ils traitent en particulier de la **dynamique temporelle des écosystèmes** – variations interannuelles de la dynamique saisonnière du feuillage des forêts boréales, équilibre entre mortalité et productivité de la forêt amazonienne qui expliquent les variations spatiales de la biomasse - et de celle des **ressources hydriques et agricoles en France comme dans les Suds**. Ces dynamiques sont fortement affectées par les variations climatiques et ont de fortes potentialités en termes de rétroaction vers le climat, sur l'albédo ou sur la **séquestration du carbone atmosphérique** par les écosystèmes par exemple. Une partie importante des travaux présentés participe à des projets orientés vers la quantification du bilan de carbone des écosystèmes qui cherchent à déterminer si les réponses combinées des écosystèmes à la variabilité climatique amplifient ou atténuent l'accumulation dans l'atmosphère du CO₂ anthropogénique. **Les variations du fonctionnement du milieu affectent également la disponibilité des ressources pour les activités humaines**. Des travaux récents présentés ici traitent de la ressource hydrique de deux régions en zone semi-aride, à travers le suivi saisonnier et interannuel du manteau neigeux andin et de son effet sur la disponibilité en eau dans le Cuyo argentin et de la crue dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal.

À côté du suivi des effets de la variabilité climatique sur le fonctionnement des écosystèmes et sur les ressources, celui **des dynamiques paysagères**, autre part essentielle dans l'étude des changements globaux, constitue un aspect récent de mes travaux. Ces dynamiques peuvent résulter d'effets fonctionnels (climatiques ou érosifs par exemple) tout comme de l'action humaine (rotations agricoles, changements anthropogéniques de l'occupation du sol). Certains travaux initiés, articulés avec ceux sur les ressources hydriques, cherchent à cartographier ces dynamiques et à en comprendre les mécanismes, d'autres à identifier les successions des types de culture, et enfin la cartographie de l'occupation du sol sert de support à des études dans le champ du risque (inondations dans le delta du Mékong, glissements de terrain au Brésil).

C'est donc le suivi des variations temporelles des milieux qui est au centre des travaux, aux échelles de temps saisonnière, interannuelle et décennale. Ils s'appuient sur la télédétection, outil indispensable pour ce suivi du milieu aux **échelles du paysage, du bassin versant ou du biome** selon les cas d'études. Le **développement méthodologique en télédétection** constitue une part essentielle des travaux présentés. Enfin, certaines variables liées à la quantification du bilan de carbone, qui ne sont directement observables, sont simulées *via* des **modèles couplant processus éco-physiologiques et biogéographiques**.

1.2 Des effets fonctionnels et structurels du changement climatique

Une large littérature recense les effets du changement climatique sur les milieux (Settele, 2014). Grimm *et al.* (2013) évoquent des effets d'ordres fonctionnel et structurel, dont l'intensification des évènements extrêmes tels les incendies, l'intensification du cycle de l'eau et la modification du débit des rivières, la diminution de la surface de banquise arctique en été, la modification de la saisonnalité des écosystèmes et des espèces, ou la migration d'espèces et de biomes. Ces deux derniers effets, modification de la phénologie, c'est-à-dire des rythmes saisonniers, et migrations vers les hautes latitudes et altitudes, sont fréquemment cités comme les effets les plus visibles du changement climatique sur les écosystèmes terrestres (Walther *et al.*, 2002 ; Parmesan & Yohe, 2003 ; Root *et al.*, 2003 ; Walther, 2010 ; Bellard *et al.*, 2012). L'altération de la phénologie est un effet fonctionnel, alors que celles de la composition de communautés et des aires de distribution des espèces sont des effets structurels. Les deux types d'effet sont liés : d'une part les modifications fonctionnelles pérennes ou répétées affectent la structure, par exemple *via* des effets différenciés sur la productivité des différentes espèces végétales de la communauté ; d'autre part une inéquation croissante entre les fonctionnements physiologique et phénologique de l'individu avec des conditions environnementales changeantes peut initier les migrations.

Mes objets d'étude sont surtout les changements fonctionnels : modification de la phénologie végétale qui affecte la productivité végétale annuelle ; équilibre entre productivité et mortalité qui explique une variable structurelle, la biomasse forestière, et ses gradients spatiaux ; variabilité interannuelle de la surface enneigée et effet sur le débit de rivières.

1.3 La phénologie de la végétation

La phénologie est l'étude de la temporalité de l'occurrence d'évènements saisonniers. L'avancée des évènements printaniers au cours des dernières décennies concerne un grand nombre d'organismes vivants, végétaux ou animaux, et est l'une des empreintes les plus visibles du changement climatique sur les écosystèmes (Walther *et al.*, 2002 ; Parmesan & Yohe, 2003 ; Root *et al.*, 2003 ; Walther, 2010 ; Bellard *et al.*, 2012). Au-delà des implications sur l'allongement de la saison de croissance et donc sur la productivité annuelle et sur la captation de carbone, l'avancée du printemps a diverses conséquences

écologiques. Comme cette avancée n'a pas la même ampleur pour les différentes espèces, des phénomènes de désynchronisation peuvent se produire et perturber les relations plantes – pollinisateurs (Kiers *et al.*, 2010), les réseaux trophiques (Both *et al.*, 2009), ou même les taux de succès reproductif chez les grands mammifères (Post & Forchhammer, 2008 ; Vors & Boyce, 2009).

Mes travaux sur la phénologie traitent de la mesure par la télédétection de la date de début de printemps aux hautes latitudes, des relations entre phénologie et bilan de carbone de la végétation, et de l'analyse des variations interannuelles du début de printemps en réponse aux variations climatiques. En ce sens, ils forment la colonne vertébrale de ce volume de HDR : les méthodes de détection de la date début de printemps seront décrites au chapitre 2 dédié au développement météorologique en télédétection ; les relations phénologie - bilan de carbone sont traitées au chapitre 3 dédié à la simulation du fonctionnement des écosystèmes ; enfin la variabilité interannuelle de la phénologie est analysée au chapitre 4 dédié à l'analyse des dynamiques interannuelles et décennales des milieux. Chacun de ces chapitres est donc en partie dédié à la phénologie.

1.4 Télédétection de la structure et du fonctionnement des milieux

Par ses multiples formes, la télédétection permet de diagnostiquer une variété de traits structurels et fonctionnels des milieux, et sur leurs changements. En étant loin d'être exhaustif, avec les capteurs actuels, on peut cartographier l'occupation du sol (Hansen & Loveland, 2012) , les types de biomes (Bartholomé & Belward, 2005 ; Kaptue Tchuente *et al.*, 2010), leur perturbations (McDowell *et al.*, 2015) ou estimer la densité de ligneux (Frost & Epstein, 2014). En termes de fonctionnement, il est possible de suivre l'humidité du sol (Kerr *et al.*, 2016), de localiser les incendies (Giglio *et al.*, 2003), d'estimer les surfaces inondées (Martinez & Toan, 2007) et peser les masses d'eau (Wahr *et al.*, 1998), de cartographier l'évolution du manteau neigeux (Salomonson & Appel, 2004) et en estimer l'équivalent en eau (Kelly *et al.*, 2003), d'observer le verdissement et la sénescence des écosystèmes naturels (Myneni *et al.*, 1998 ; Zhang *et al.*, 2003) et la croissance de la végétation agricole (Sakamoto *et al.*, 2005). Les capteurs futurs devraient permettre de mesurer la biomasse forestière (Le Toan *et al.*, 2011) ou de suivre l'efficacité photosynthétique des peuplements (Grace *et al.*, 2007).

Mes travaux comportent une part de **développement méthodologique** autour des séries temporelles denses d'images optiques destinées à résumer la variabilité saisonnière des écosystèmes naturels et d'en étudier les variations interannuelles en réponse à la variabilité climatique. D'autre part ils tentent de cartographier l'occupation du sol et les dynamiques paysagères. J'utilise aussi d'autres produits issus de la télédétection développés par d'autres équipes, en premier lieu des produits relatifs au manteau neigeux (présence de neige, épaisseur) pour le suivi du fonctionnement des milieux afin de

multiplier les traits fonctionnels d'intérêt et de comparer leurs évolutions interannuelles et décennales.

La position centrale de la télédétection dans mes recherches me permet d'aborder des thématiques autres que mes thématiques initiales. Ces travaux sont menés en collaboration avec des collègues dans le cadre de projets qu'ils dirigent ou en extension de ceux-ci. Néanmoins mon rôle n'est pas celui de fournisseur de données, il est avant tout un rôle réflexif sur l'apport potentiel de la télédétection à leurs sujets d'étude, en complémentarité avec les approches qu'ils utilisent habituellement. Ensuite, mon rôle dans la mise en œuvre peut varier, depuis celui d'encadrant d'étudiant, d'accompagnant de doctorant ou d'investigateur principal. Dans ce volume je ne présenterai de ces thématiques, qui sont celles de mes collègues et non les miennes, que ce qui est nécessaire à la compréhension de mon apport.

1.5 Emboitement des échelles de temps : variabilité saisonnière, interannuelle, changement climatique

Les milieux répondent aux variations diurnes et saisonnières des variables climatiques : diurnes puisque des processus physiques ou physiologiques tels que la photosynthèse, la respiration, l'évaporation et la transpiration, suivent les variations quotidiennes de la température ou encore de l'humidité de l'air ; saisonnières puisqu'en plus des variables climatiques, l'état du milieu change au cours de l'année, par exemple à travers le développement foliaire ou sa sénescence, la mise en place d'un manteau neigeux, ou la déplétion des réserves en eau. Cet état du milieu, dépendant de la saisonnalité du climat, influe également sur les processus instantanés cités précédemment : par exemple, la photosynthèse instantanée dépend de l'état du feuillage, qui change durant la saison.

Les évolutions annuelles des variables climatiques varient d'année en année, les milieux réagissant à cette variabilité dans leur fonctionnement physique, physiologique ou écologique : il existe une variabilité interannuelle sur des variables telles que le module de l'écoulement d'une rivière, la surface de la banquise en juillet, la date de sénescence d'un feuillage. Sur une échelle de temps pluri-décennale, si la variabilité interannuelle des conditions climatiques s'accompagne d'une tendance - par exemple l'augmentation des températures hivernales en Sibérie - alors on parlera de changement climatique. On peut alors aussi observer des tendances dans le fonctionnement du milieu.

Mes travaux s'intéressent à la variabilité interannuelle d'objets qui évoluent aussi de manière saisonnière, sur des périodes d'une ou de plusieurs décennie(s), période accessible de manière synoptique grâce à la télédétection. Ils tentent de répondre à des questionnements sur les effets du changement climatique en explorant de plus longues périodes dans le passé par la modélisation et d'autres formes d'observation. Ils contribuent à modéliser des variables complexes qui ne sont pas directement observables à l'échelle du biome, comme la productivité végétale. Leur simulation, qui se base la modélisation de processus au pas de temps quasi-instantané en incluant les effets

saisonniers, est primordiale pour diagnostiquer l'évolution future de la végétation et du climat.

1.6 Puits et sources de carbone

L'accumulation de dioxyde de carbone dans l'atmosphère, considérée comme responsable du changement climatique (Ciais *et al.*, 2013), résulte de la somme d'un ensemble de flux d'émission vers l'atmosphère (combustion d'énergie fossile, déboisement) et de flux de captation par l'océan et par les écosystèmes terrestres (reboisement, stimulation de la photosynthèse et de la productivité annuelle), chacun pour environ 25% du flux émis (Ballantyne *et al.*, 2012 ; Le Quéré *et al.*, 2014). Les changements affectant le milieu terrestre, qu'ils soient fonctionnels ou structurels (en réponse aux variations climatiques ou à l'usage du sol par l'Homme) jouent donc un rôle primordial dans cette accumulation atmosphérique de dioxyde de carbone et dans la machine climatique (Pan, 2011).

L'étude du bilan de carbone terrestre est important donc le cadre de l'étude du changement climatique, qui doit se faire à une échelle globale en incluant tous les biomes pour comprendre l'accumulation du carbone atmosphérique. À une échelle locale ou régionale, il permet aussi d'évaluer la productivité et donc l'évolution des ressources végétales, et de mettre en place des stratégies d'atténuation (*mitigation*) du changement climatique, notamment à travers les projets de compensation d'émission par exemple *via* le reboisement ou la protection de zones boisées. Cet aspect *mitigation* est présent dans mes travaux récents puisque le projet TOSCA-CO auquel je participe actuellement a pour perspective à terme l'évaluation du contenu en carbone organique du sol pour mettre en place des stratégies d'augmentation du stockage de carbone dans les sols agricoles. Néanmoins j'ai pour l'instant surtout contribué à la modélisation du bilan de carbone à l'échelle de plusieurs biomes.

Malgré un déboisement massif qui correspond à une source de carbone, le bassin amazonien est un puits de carbone en raison de la stimulation de la photosynthèse par le CO₂ atmosphérique en plus grande concentration (Phillips, 2009 ; Le Quéré *et al.*, 2014), même si ce puits s'affaiblit (Brienen *et al.*, 2015) en raison d'une accélération de la dynamique de ces écosystèmes résultant en une modification du pseudo-équilibre existant entre productivité et mortalité (Bugmann & Bigler, 2011). Sources et puits de carbone amazonien sont des objets de recherche clefs dans l'étude du bilan de carbone global.

Le second puits de carbone massif est localisé aux hautes latitudes (Le Quéré *et al.*, 2014). La région boréale est soumise à un réchauffement important, surtout durant les mois d'hiver (Solomon, 2007) et, d'après les projections ce réchauffement va perdurer (IPCC, 2013). Ce réchauffement a de multiples conséquences sur le milieu arctique (Hinzman *et al.*, 2005) et sur ses écosystèmes (Post *et al.*, 2009), avec des rétroactions sur le climat allant de la diminution de l'albédo en raison de l'augmentation de la densité de ligneux

dans la toundra et de la réduction de la durée de la présence de neige (Chapin III *et al.*, 2005), à l'augmentation de la productivité annuelle de la taïga, et donc de la fixation de carbone, en grande partie en raison de l'allongement de la saison de croissance (Le Quéré *et al.*, 2014). Alors que le puits de carbone amazonien s'est affaibli au cours des dernières décennies (Brienen *et al.*, 2015), celui des hautes latitudes s'est renforcé¹ (Buermann *et al.*, 2016).

Les travaux présentés dans ce volume concernent donc deux puits de carbone essentiels à la quantification du bilan de carbone mondial : le puits amazonien lié à l'équilibre entre productivité et mortalité, et le puits boréal que les changements de phénologie expliquent dans une large mesure. Ils consistent à contribuer au développement d'un type de modèle particulier, les modèles dynamiques de la végétation (*DVM*) (Woodward *et al.*, 1995 ; Krinner *et al.*, 2005), qui combinent des simulations de processus physiques, physiologiques et biogéographiques, dont l'un des objectifs est de quantifier les échanges de carbone entre l'écosystème et l'atmosphère, et qui sont applicables de l'échelle locale à l'échelle globale. Le développement de ces modèles est communautaire : les améliorations de la modélisation de chaque processus sont mises en commun, permettant *in fine* d'agréger les différents effets de la variabilité et du changement climatique sur les écosystèmes ainsi que leurs rétroactions qui peuvent avoir des directions opposées.

1.7 La confrontation aux données de terrain

Les approches employées sont la télédétection et la modélisation de la dynamique de la végétation. Ces deux approches sont indirectes au sens où elles reposent sur l'interprétation de la luminance mesurée par le capteur en orbite pour la télédétection, ou sur la mise en équation d'un ensemble sélectionné (et donc par nature incomplet) de variables relatives au fonctionnement physique et biophysique du continuum sol-végétation pour la modélisation. Les résultats issus de la télédétection et de la modélisation sont donc **nécessairement incertains**. En conséquence, mes travaux de recherche se nourrissent de données de terrains disponibles dans la littérature scientifique et/ou collectées par mes partenaires. J'ai utilisé des observations de phénologie (date de débourrement foliaire ou d'apparition des fleurs), de surface foliaire, de biomasse forestière ou de débit de rivière (Figure 1). Ces données m'ont permis d'évaluer les méthodes d'utilisation de données satellite (Delbart *et al.*, 2002, 2005, 2006, 2015a; Kobayashi *et al.*, 2010), de comprendre les erreurs de modélisation (Delbart *et al.*, 2010), de replacer les séries temporelles issues de la télédétection dans une période plus longue (Delbart *et al.*, 2008) ou d'analyser le lien entre la neige observée par la télédétection et l'hydrologie (Delbart *et al.*, 2014, 2015b).

¹ Ainsi qu'un troisième puits situé au Sahel (Buermann *et al.*, 2016).

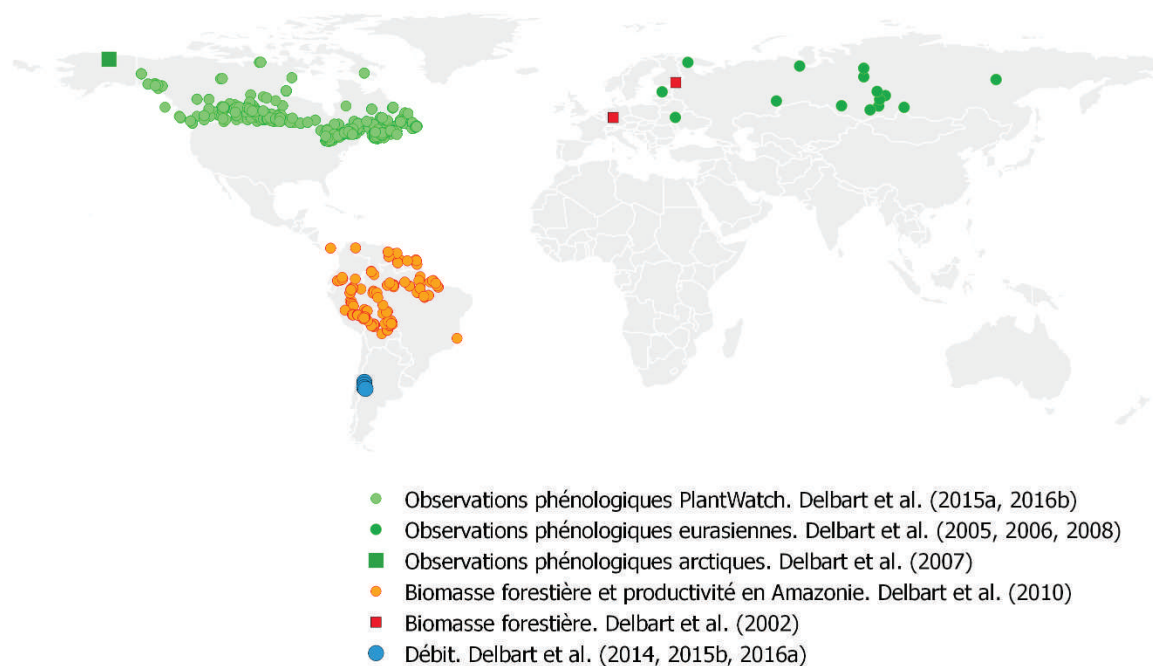


Figure 1 : Observations de terrain utilisées dans les différents travaux publiés.

1.8 Plan du volume

La suite du volume se présente en cinq chapitres :

- Le chapitre 2 est consacré à la présentation de la télédétection, à ses principes physiques, à ses applications potentielles dans le contexte présenté dans ce chapitre 1 (voir aussi les annexes 1 et 2). Dans un second temps, il se concentre sur le cas particulier de la télédétection optique à haute fréquence temporelle, et aux principes sous-tendant l'exploitation des séries temporelles d'images. Il se prolonge par la description des méthodes que j'ai développées pour le suivi du feuillage.
- Le chapitre 3 complète les informations données ci-dessus sur l'étude du bilan de carbone terrestre et sur les modèles dynamiques de la végétation, et présente les travaux réalisés sur la modélisation du bilan de carbone des biomes boréaux et amazoniens.
- Le chapitre 4 est dédié à l'analyse de la variabilité interannuelle des milieux en lien avec les variations climatiques, que ce soit les variations de la phénologie des milieux boréaux, leurs liens avec celles d'autres traits fonctionnels, ou l'analyse de la variabilité climatique sur les ressources.
- Le chapitre 5 présente des travaux initiés sur l'utilisation des variations saisonnières des données satellitaires pour la cartographie de l'occupation du sol et pour la reconnaissance des types de culture.

Ces quatre chapitres présentent des résultats déjà obtenus, mais aussi des perspectives s'appuyant sur des résultats préliminaires. Le dernier chapitre établit le bilan des précédents, bilan dont découle le projet de recherche et qui se complète d'actions menées au Vietnam.

2 Télédétection des variations saisonnières des milieux

2.1 Introduction

La télédétection spatiale est utilisée pour l'estimation d'un grand nombre de variables relatives à la biosphère, à l'occupation et l'usage du sol, à l'hydrologie continentale, à la géophysique et à la géomorphologie, à l'océanographie, à la météorologie, la climatologie et la chimie de l'atmosphère. Certains capteurs sont relativement généralistes, leurs données pouvant servir à plusieurs de ces thématiques, d'autres sont strictement spécialisés et développés de manière *ad hoc* pour une application principale. On a donc un panel de capteurs dotés de caractéristiques techniques diverses, mais qui néanmoins reposent sur un petit nombre de principes physiques. Tout d'abord, à l'exception de la gravimétrie spatiale, l'observation de la Terre depuis l'espace repose sur la mesure de propriétés d'un rayonnement électromagnétique. Les capteurs diffèrent selon qu'ils sont actifs ou passifs (annexe 1), et selon leur domaine spectral, c'est-à-dire leur gamme de longueur d'onde de travail : visible (0,4-0,7 μ m), proche-infrarouge (0,8-1,2 μ m), moyen infrarouge (1,6-2,4 μ m), infrarouge thermique (3-12 μ m), micro-onde (de 0,75cm à 100cm). Par la suite le terme « optique » désignera l'ensemble des domaines visible, proche-infrarouge et moyen-infrarouge. Le rayonnement électromagnétique arrivant au capteur est porteur d'information sur l'objet d'étude, qui peut l'avoir émis dans le cas des télédétections micro-onde passive ou thermique, ou qui peut l'avoir diffusé ou réfléchi de manière différenciée selon la longueur d'onde (annexe 1). Dans le cas de la télédétection optique, le capteur mesure la luminance spectrale du rayonnement réfléchi par la surface, ce qui permet de dériver la réflectance de celle-ci (annexe 2).

Chaque forme de télédétection est porteuse d'informations spécifiques sur l'objet étudié (annexe 1). Cependant la relation entre les variables étudiées et le signal est toujours complexifiée par l'influence d'autres objets ou variables : nuages et conditions atmosphériques pour les télédétections optique et thermique, topographie, configuration géométrique de l'observation, influence simultanée de plusieurs variables de la surface sur le signal. Le développement méthodologique en télédétection, dont le but est de dériver une information sur l'objet à partir d'un signal, doit tenir compte des influences multiples que l'on peut considérer comme du « bruit ». Cette prise en compte s'effectue d'abord *via* une série de prétraitements incluant diverses normalisations et corrections du signal (annexe 2 pour la télédétection optique), ensuite dans la formalisation de l'algorithme de l'exploitation des données prétraitées, puis *via* la validation des résultats.

Mes travaux comportent une composante métrologique importante puisque le développement de méthodes d'observation de variables environnementales par la télédétection représente un de mes axes de recherche, ceci recoupant par ailleurs mon rôle d'enseignant en télédétection auprès d'étudiants géographes. Développer une méthode et la valider, c'est-à-dire quantifier ses incertitudes grâce aux données de terrain représentent pour moi un résultat en soi. J'ai conduit de tels travaux avant tout pour

l'estimation de la phénologie foliaire et de la surface foliaire à l'aide de la télédétection optique à large fauchée, en thèse et en post-doctorat. Ceci représente mon travail le plus abouti et le plus important sur le plan métrologique. Néanmoins, des actions plus ponctuelles ou plus récentes ont aussi porté sur l'estimation de la biomasse forestière par la télédétection radar en stage de DEA (Delbart *et al.*, 2002 ; Melon *et al.*, 2002), la caractérisation de la saisonnalité des cultures par la télédétection optique à haute résolution spatiale dans le cadre du projet TOSCA-CO actuellement en cours (Delbart *et al.*, 2016c, 2017b), ou la cartographie de dynamiques paysagères (changements d'occupation du sol, mouvements de berges de fleuves) par la télédétection optique à haute résolution spatiale *via* des encadrements de mémoire de recherche en master de géographie (voir chapitre 5).

Par ailleurs, afin d'étudier la dynamique saisonnière et interannuelle des milieux, j'ai aussi utilisé directement ou en collaboration des produits déjà traités issus des données de télédétection de différents types, en particulier les produits « neige » basés sur les données des capteurs optiques à large fauchée, les diffusiomètres radar, ou des radiomètres micro-onde, les cartes existantes d'occupation du sol à l'échelle mondiale, récemment les produits d'anomalies de masse issue du gravimètre spatial GRACE, ou des produits d'occurrence de feux basés sur la télédétection thermique.

Cette diversification méthodologique est rendue possible par la tendance actuelle extrêmement marquée à l'ouverture dans la distribution des données à différents niveaux de prétraitements et traitements. En particulier, mes travaux de thèse et de post-doctorat sur le feuillage des régions boréales se basent sur des données satellite à moyenne résolution spatiale (SPOT-VEGETATION, NOAA-AVHRR) traitées en réflectance corrigée des effets atmosphériques (annexe 2), distribuées gratuitement. La tendance à l'ouverture des données a connu un tournant en 2008 avec la gratuité des données à haute résolution Landsat, ortho-rectifiées, géo-référencées et étalonnées en luminance, et depuis récemment disponibles en réflectance « bas-de-l'atmosphère », c'est-à-dire corrigées des effets atmosphériques et accompagnées de masques de nuage performants, et ce dans plusieurs versions (USGS, Pôle thématique THEIA). Les données du programme européen SENTINEL, optiques comme radar, sont de même accessibles gratuitement, tout comme une part importante des données SPOT, et certaines données du satellite SENTINEL-2 sont également distribuées en réflectance corrigée des effets atmosphériques.

Ce que j'appelle « développement méthodologique » ici ne repose donc pas sur des données brutes mais sur des données ayant déjà bénéficié de prétraitements, dont l'amélioration constitue l'activité de recherche d'une part importante de la communauté « télédétection », à laquelle je ne contribue pas mais dont je bénéficie pour extraire des informations thématiques. En aval, j'utilise aussi des produits dits de niveau élevé, qui ne

donnent pas de grandeur radiométrique mais thématique, et qui sont également très largement distribuées gratuitement.

2.2 Télédétection optique des milieux terrestres

2.2.1 Télédétection optique à haute fréquence temporelle

Les capteurs de télédétection optique existants et en développement présentent un panel de compromis différents entre couverture spatiale et entre les différents types de résolution (spatiale, spectrale, temporelle), toujours sous la contrainte d'une résolution radiométrique suffisante pour distinguer les différences de puissance énergétique des rayonnements réfléchis. Tous ont leur intérêt en géographie et en science de l'environnement. Par exemple pour le suivi de la végétation la très haute résolution spatiale permet une localisation et une mesure de la taille des individus, les futurs capteurs hyperspectraux permettront la reconnaissance des espèces et le suivi de l'état de stress des plantes. Certains capteurs permettent un suivi diurne et saisonnier des milieux, avec des temps de ré-observation allant de quinze minutes pour les capteurs géostationnaires et de moins d'un jour à une quinzaine de jours pour les capteurs défilants. L'état du milieu peut être suivi à des échelles de temps emboîtées, les variations intra-saisonnières pouvant se comparer d'année en année sur plus d'une décennie en raison de la profondeur historique des archives. En parallèle, les variations saisonnières informent sur l'occupation du sol.

Les travaux décrits ci-dessous sur le suivi de la saisonnalité de la végétation boréale, sur la mesure de l'indice foliaire, et sur le manteau neigeux andin (chapitre 4), se basent sur la télédétection optique dite grand-champ, ou encore à moyenne résolution spatiale (250m-1km). La télédétection grand-champ se distingue de la télédétection optique à haute résolution spatiale (5-30m) avant tout par sa fauchée, qui est la largeur de la bande de la surface terrestre observée. Pour un capteur HRG sur SPOT5, qui est un capteur à haute résolution spatiale, la fauchée est de 60km, alors que pour le capteur VEGETATION-2, à bord du même satellite SPOT5, la fauchée est de 2250 km. De là découle l'intérêt fondamental de la télédétection grand champ : **un tel capteur peut observer n'importe quel point de la Terre tous les jours, ou au moins tous les deux jours aux basses latitudes**, grâce aux multiples orbites successives d'une journée.

La télédétection optique à haute résolution spatiale offre elle aussi des possibilités de suivi intra-saisonnier des milieux, mais avec des temps de ré-observation plus longs. L'analyse de séries temporelles denses d'images Landsat, avec une résolution spatiale de 30 m, un temps de revisite de seize jours augmenté par la co-existence de plusieurs satellites Landsat et des recouvrements d'emprises, rend possible l'observation des rotations culturales dans des paysages agricoles fragmentés. Par ailleurs, nous vivons actuellement une période charnière en télédétection avec le lancement des capteurs européens de la famille SENTINEL. En particulier, le couple de satellites SENTINEL-2 fournit des données de télédétection optique à 10 m de résolution spatiale, partout dans le monde, tous les cinq

jours, et gratuitement. Les données sont distribuées en réflectance corrigés des effets atmosphériques (Hagolle *et al.*, 2008) pour l'ensemble de la France, et pour d'autres régions du monde dont certaines sont concernées par des travaux en cours (Sénégal) ou prévus (delta du Mékong).

Ces caractéristiques sont tout à fait nouvelles, et permettent d'aborder la **dynamique temporelle des écosystèmes très fragmentés rencontrés dans les milieux anthropisés**, et donc de mener des travaux proches de ceux que j'ai déjà menés sur la dynamique de la végétation, cette fois sur les paysages agricoles des milieux tempérés (Delbart *et al.*, 2016c, 2017b).

L'utilisation de séries temporelles d'images optiques est au cœur de mes travaux, puisque je cherche à quantifier les changements relatifs à la surface à partir des changements radiométriques saisonniers. Il est pour cela nécessaire de s'affranchir des variations saisonnières de l'éclairement solaire de la scène en n'utilisant exclusivement que les données exprimées en réflectance. En particulier, mes travaux exploitent des jeux de données en réflectance « bas-de-l'atmosphère » (annexe 2) qui font appel à des stratégies de correction des effets atmosphériques différentes et dont aucune ne peut être considérée comme parfaitement fiable pour rendre compte de la distribution spatiale de la réflectance et de ses variations temporelles. De plus, la réflectance ρ est estimée pour une configuration géométrique donnée. Les séries temporelles d'images utilisées dépendent, en plus des propriétés de la surface, de la configuration géométrique de l'acquisition, et d'une partie des effets atmosphériques imparfaitement corrigés. Deux autres traitements permettent d'atténuer en partie ces effets : la synthèse temporelle et le passage à des indices spectraux.

2.2.2 Synthèse temporelle

Le même point à la surface de la Terre est observé par le capteur optique grand-champ au moins une fois par jour, ou au moins une fois tous les deux jours aux basses latitudes. Aux hautes latitudes, chaque point est même observé plusieurs fois par jour, du fait du resserrement des traces des orbites successives d'une même journée. Cependant, toutes les observations ne se valent pas : de nombreuses observations sont affectées par un couvert nuageux ou par une épaisseur optique en aérosols importante. La synthèse temporelle consiste à ne retenir que la meilleure estimation de la réflectance parmi celles effectuées pendant une période de temps définie durant les différentes orbites. La méthode dite Maximum Value Composite (*MVC*) (Holben, 1986) est celle utilisée pour SPOT-VEGETATION : la meilleure estimation de la réflectance est choisie comme celle pour laquelle l'indice normalisé de végétation *NDVI* (voir ci-dessous) est le plus grand, puisque la présence de nuage ou d'aérosols fait baisser le *NDVI*.

La valeur du pixel du produit S10 donne donc la réflectance de la surface dans chacune des bandes spectrales du capteur, une fois tous les 10 jours (et non pas tous les jours qui est le temps de revisite du capteur) pour chaque pixel de larges régions dont l'extension

Est-Ouest est bien plus importante que la fauchée du capteur. En utilisant le même principe, les données MODIS sont distribuées en synthèse à 8 jours, 16 jours, et par mois.

2.2.3 Indices spectraux

Les données en réflectance, qu'elles soient corrigées ou non des effets atmosphériques, sont souvent utilisées sous la forme d'indices spectraux, qui sont des combinaisons des valeurs dans plusieurs bandes spectrales. L'enjeu est d'obtenir un indice dont la valeur est très sensible à la présence et à la densité spatiale de l'objet d'intérêt (végétation, neige par exemple) et le plus insensible possible à tout le reste. Ces indices peuvent prendre diverses formes, parmi lesquelles des sommes pondérées de plusieurs bandes spectrales (Kauth & Thomas, 1976 ; Crist & Cicone, 1984), de différences (Tucker, 1979) ou de rapports (Birth & McVey, 1968 ; Crist & Cicone, 1984) entre deux bandes spectrales, ou encore de différences normalisées entre deux bandes spectrales, comme c'est le cas pour les indices utilisés dans les travaux présentés dans ce volume.

L'indice de végétation par différence normalisée, mieux connu sous son acronyme anglais *NDVI* (Normalized Difference Vegetation Index), est ainsi défini comme :

$$NDVI = \frac{NIR - R}{NIR + R}$$

où R et NIR sont les valeurs des réflectances dans les bandes spectrales rouge et proche-infrarouge. Les tissus chlorophylliens absorbant dans le rouge et réfléchissant dans le proche-infrarouge, le numérateur prend une valeur élevée en présence de végétation chlorophyllienne, et faible pour les autres types de surface puisque l'augmentation de la réflectance entre le rouge et le proche-infrarouge est très spécifique à la végétation. Le dénominateur a pour but de normaliser cette différence pour obtenir un nombre borné entre -1 et +1. Par ailleurs, la normalisation par la somme permet d'atténuer les effets directionnels qui affectent les deux réflectances, et donc à la fois le dénominateur et le numérateur.

L'indice de neige (*NDSI*, pour Normalized Difference Snow Index) est construit sur le même principe :

$$NDSI = \frac{V - MIR}{V + MIR} \approx \frac{B - MIR}{B + MIR}$$

avec B, V, et MIR étant les valeurs des réflectances dans les bandes spectrales bleue, verte, et moyen infrarouge (à 1,6 μm). Salomonson & Appel (2004) utilisent la bande verte pour le calcul de l'indice, mais puisque SPOT-VEGETATION ne comporte pas de bande verte, celle-ci a été remplacée par la bande bleue dans Delbart *et al.* (2005). La réflectance de la neige étant forte dans le visible et faible dans le moyen-infrarouge, le *NDSI* prend une valeur négative en l'absence de neige, et positive en présence de neige. Cependant, puisque le *NDSI* prend aussi des valeurs positives en présence d'eau liquide par exemple,

la caractérisation du manteau neigeux nécessite aussi de considérer les valeurs des réflectances en plus de celle de l'indice (Salomonson & Appel, 2004).

L'indice basé sur la différence normalisée dans le proche et le moyen-infrarouge (à 1,6µm) (Hardisky *et al.*, 1983) a pour but le suivi du contenu en eau de la végétation chlorophyllienne. Dans le proche infrarouge, la réflectance de la végétation dépend peu du contenu en eau, alors que dans le moyen infrarouge la réflectance baisse avec le contenu en eau. Le *NDII* (Normalized Difference Infrared Index), défini ainsi :

$$NDII = \frac{NIR - MIR}{NIR + MIR}$$

augmente avec le contenu en eau de la végétation (mais aussi avec la présence de neige, voir plus loin). Une confusion existe quant au nom de cet indice, puisqu'il est nommé de diverses manières², et que, en particulier, le nom utilisé dans (Delbart *et al.*, 2005), le *NDWI* (Normalized Difference Water Index), désigne aussi un indice où la bande MIR correspond à une longueur d'onde d'environ 1,2µm et non pas 1,6µm (Gao, 1996), ou encore un indice dédié à la présence d'eau liquide pour le suivi des crues basé sur les bandes spectrales rouge et moyen infrarouge (Rogers & Kearney, 2004). Dans les annexes du volume 2 de cette HDR, le terme de *NDWI* désigne le *NDII*, préféré à présent puisqu'il donne une description physique de l'indice et qu'il en est le nom historique. Par souci de cohérence entre les deux volumes et avec les travaux publiés, cet indice sera désigné sous le nom de *NDWI* dans la suite de ce volume.

2.3 Exploiter les séries temporelles d'images

L'analyse de séries temporelles allant jusque plusieurs dizaines d'images pour chaque année d'étude, issues de sources diverses en télédétection, nécessitent une approche spécifique pour laquelle la programmation est presque indispensable. Les données de télédétection, quel que soit le niveau, sont généralement fournies sous forme d'images, c'est-à-dire de tableaux dotés d'un certain nombre de lignes et de colonnes, remplis de nombres transcrivant la valeur d'une grandeur physique (luminance ou réflectance pour les données de télédétection optique) ou géophysique (anomalie de masse pour les données GRACE, surface foliaire pour le produit MOD15 de MODIS), associés à un système de référence géodésique. Les traitements apportés aux séries temporelles vont se baser sur les valeurs des pixels pour en extraire une information qui sera localisée. Ils suivent généralement une des deux approches suivantes (en général, les chaînes de traitement combinent les deux approches) :

- Traiter successivement chacune des images de la série pour, par exemple :

² Normalized Difference Infrared Index (Hardisky *et al.*, 1983 ; Gonsamo *et al.*, 2012), Land Surface Water Index (Boles *et al.*, 2004), Short-Wave Vegetation Index (Fraser & Li, 2002), Shortwave Infrared Water Stress Index (Fensholt & Sandholt, 2003), Normalized Difference Water Index (Xiao *et al.*, 2002 ; Delbart *et al.*, 2005).

- Découper l'image selon une emprise définie, ou selon l'emprise d'une autre image,
- Changer la projection de l'image,
- Calculer un indice spectral à partir de deux bandes spectrales, et interpréter les valeurs de cet indice, par exemple pour localiser la présence d'eau
- Extraire la valeur moyenne à l'intérieur d'un polygone,
- etc.
- Traiter successivement chaque pixel, en se basant sur la série temporelle de valeurs pour ce pixel dans chacune des images pour ce pixel :
 - Repérer la date de début de croissance d'un indice,
 - Déterminer la valeur maximale ou minimale,
 - etc.

Dans la seconde approche, les données sont d'abord transformées et agrégées sous la forme d'un tableau montrant à la fois les variations spatiales (selon les colonnes par exemple) et temporelles (selon les lignes) (Figure 2) :

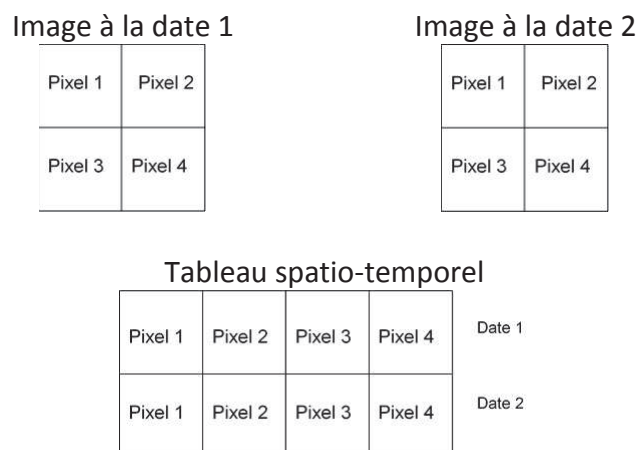


Figure 2 : Principe du passage d'une série temporelle d'images au tableau spatio-temporel.

Il reste ensuite à analyser la série de valeurs pour chaque pixel, c'est-à-dire pour chaque colonne. Par exemple, l'algorithme décrit dans (Delbart *et al.*, 2005) consiste pour chaque colonne à trouver le minimum, le maximum, d'en déduire l'amplitude, puis à trouver la dernière date à laquelle la valeur du pixel est inférieure au minimum augmentée de 20% de l'amplitude. Cette transformation implique donc que l'information géographique n'est plus localisée à cette étape. Le résultat est une ligne de nombres, comportant le même nombre de colonnes que le tableau spatio-temporel, c'est-à-dire le nombre de pixels. Or, dans les deux types de traitements, il est généralement souhaitable que le résultat soit une image dotée de coordonnées géographiques. Le résultat est donc retransformé en matrice, à laquelle on réaffecte le système de géo-référencement initial.

Si le premier type d'approche peut être réalisé à l'aide de logiciels, à ma connaissance seule la programmation permet de réaliser les traitements de la seconde approche. Mon choix s'est longtemps porté sur Matlab, langage de programmation intuitif, très adapté au traitement de données matricielles, et qui associé à l'extension « mappro » permet de traiter efficacement les coordonnées géographiques. Récemment, les besoins pédagogiques m'ont mené à apprendre à utiliser le langage R, initialement pour un cours de statistiques. Ce logiciel, augmenté de la librairie « raster » s'est ensuite révélé un bon candidat parmi les langages libres, pour remplacer Matlab pour les traitements de télédétection (par exemple, Delbart *et al.* (2016c)), et donc offre une possibilité pour intégrer le traitement des séries temporelles à mes enseignements. Il est efficace et flexible pour gérer les questions de découpage d'image, de re-projection, de réaffectation de géo-référencement au résultat. Il permet aussi, grâce à la librairie « rgdal » le couplage avec d'autres types de données géographiques, telles les données sous format vectoriel (par exemple, Delbart *et al.* (2016b)). Au final, il est devenu un de mes principaux outils de recherche, puisqu'il permet de constituer efficacement un tableau spatio-temporel tel que présenté précédemment et de l'exploiter, à travers les méthodes présentées ci-dessous.

2.4 Télédétection de la phénologie foliaire dans les régions boréales

La phénologie étudie les variations des dates d'occurrence des phénomènes périodiques. Je me suis intéressé à la date d'apparition des feuilles des forêts boréales caducifoliées. Cette date marque le début du cycle annuel de la photosynthèse et donc de la captation de carbone. Elle est pilotée par la température et peut être un témoin direct du réchauffement climatique observé dans ces régions.

À l'échelle d'un biome telle que la forêt boréale, la phénologie foliaire ne peut être observée que par la télédétection. Vinogradov (1977) recense certaines applications de la télédétection en écologie, et l'observation de la phénologie en fait alors déjà partie, déjà à partir d'un indice spectral équivalent au *NDVI*, au côté de la cartographie des types de biomes, des perturbations affectant les écosystèmes, et de la mesure de la phytomasse. Justice *et al.* (1985, 1986), Townshend & Justice (1986) utilisent la télédétection à large échelle pour l'étude de la phénologie. Myneni *et al.*, (1997, 1998) révèlent un allongement de la saison de croissance aux hautes latitudes entre 1982 et 1991, en lien avec les changements de la saisonnalité de la concentration atmosphérique en CO_2 (Keeling *et al.*, 1976, 1996a, 1996b), et en accord avec la tendance à une avancée du printemps observé *in situ* (Schwartz, 1998). Ces résultats ont dès lors stimulé un large nombre d'études de la phénologie par la télédétection, pour différents biomes ou écosystèmes, en montagne (Colombo *et al.*, 2011 ; Guyon *et al.*, 2011), pour les forêts tempérées (Duchemin *et al.*, 1999 ; Soudani *et al.*, 2008), pour la végétation sahélienne (Guan *et al.*, 2014 ; Meroni *et al.*, 2014), boréale ou même pour des milieux *a priori* à faible saisonnalité tels la forêt tropicale humide (Pennec *et al.*, 2011). Malgré cela, on note de grands désaccords entre les méthodes existantes (Schwartz *et al.*, 2002 ; Morissette *et*

al., 2009), allant jusqu'à un mois pour la date de début de printemps (White *et al.*, 2009), si bien qu'attribuer une phénophase précise au signal extrait des séries temporelles d'images restent un enjeu (Badeck *et al.*, 2004 ; Doktor *et al.*, 2009 ; Liang *et al.*, 2011 ; Pouliot *et al.*, 2011 ; Gonsamo *et al.*, 2012, 2013) et que l'ampleur des changements observés est sujette à caution (Zhou *et al.*, 2001).

Pour les régions boréales, une des raisons de ces incertitudes est l'influence de la neige sur le signal radiométrique qui peut perturber l'interprétation de ce signal (Moulin *et al.*, 1997 ; Shabanov *et al.*, 2002 ; Dye & Tucker, 2003). Durant la thèse, j'ai développé deux nouvelles méthodes de mesure de la date d'apparition des feuilles, adaptées aux régions boréales, l'une applicable aux données SPOT-VEGETATION depuis 1998 (Delbart *et al.*, 2005), l'autre applicable aux données NOAA-AVHRR (James & Kalluri, 1994) depuis 1982 et étalonnée grâce à la première (Delbart *et al.*, 2006). La première utilise un indice spectral différent de l'indice de végétation habituellement utilisé (*NDVI*). Cet indice (*NDWI*) permet de distinguer la fonte de la neige et le développement du feuillage.

Le *NDVI* est l'indice le plus largement utilisé pour l'étude de la végétation et de sa phénologie. En effet sa valeur est faible en l'absence de végétation chlorophyllienne, forte lorsque cette végétation recouvre une large fraction du pixel. Lors du développement du feuillage d'une forêt caducifoliée, la réflectance dans le rouge va baisser, la réflectance dans le proche infrarouge va augmenter. Le numérateur du *NDVI* augmente donc pendant la mise en place des feuilles, alors que le dénominateur varie peu. Le *NDVI* augmente donc lorsque les feuilles apparaissent, et cette variation est surtout pilotée par l'augmentation de la différence des deux valeurs de réflectance. Cependant, cet indice a un inconvénient important pour les régions boréales : il croit fortement pendant la fonte de la neige, avant la mise en place des feuilles. En effet, les réflectances de la neige dans le rouge et le proche-infrarouge sont fortes. Le dénominateur du *NDVI* décroît lors de l'apparition de trouées dans le manteau neigeux, ce qui fait augmenter le *NDVI* avant même l'apparition des feuilles (Suzuki *et al.*, 2011). Le dispositif expérimental utilisé (Suzuki *et al.*, 2011) montre que même pour une forêt sempervirente dont le feuillage n'évolue pas, le *NDVI* augmente lors de la fonte de la neige. Les signatures spectrales mesurées montrent que le numérateur (*NIR-R*) n'augmente pas pendant la fonte, mais que le dénominateur (*NIR+R*) diminue ce qui fait augmenter le *NDVI*.

Au contraire, le *NDWI* décroît pendant la fonte de la neige, les réflectances dans le moyen infrarouge de la neige, du sol, et de la végétation chlorophyllienne étant peu différentes, alors que dans le proche infrarouge de fortes différences existent. Pendant la fonte de la neige, qui laisse apparaître le sol, la réflectance du pixel dans le proche-infrarouge décroît fortement, puis ré-augmente pendant la mise en du feuillage. Le *NDWI* suit la même trajectoire. L'évolution temporelle du *NDWI* au printemps permet de bien distinguer les deux évènements. Selon cette interprétation, le début de la croissance du *NDWI* révèle bien le début de la feuillaison (Figure 3, haut).

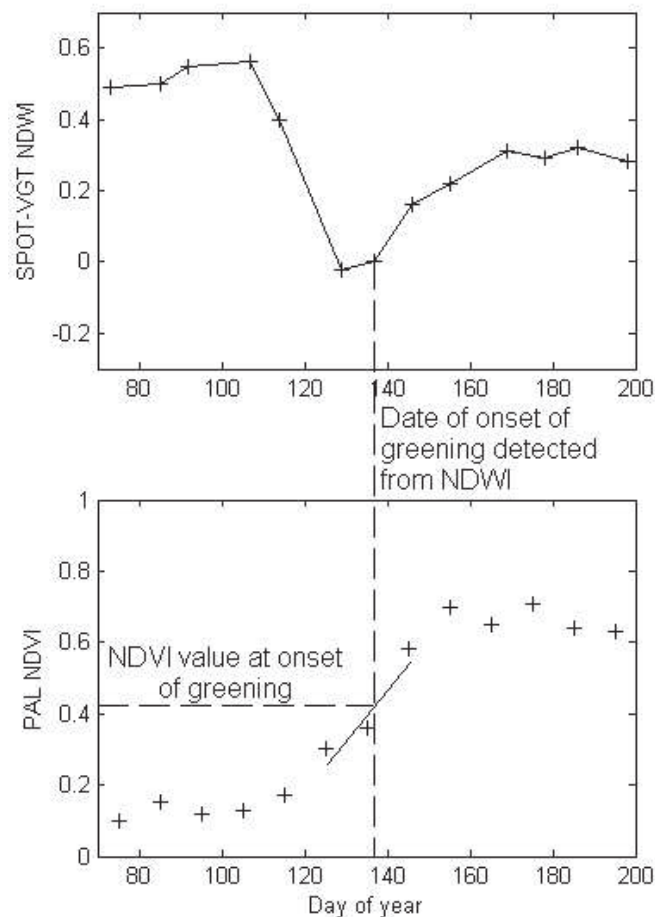
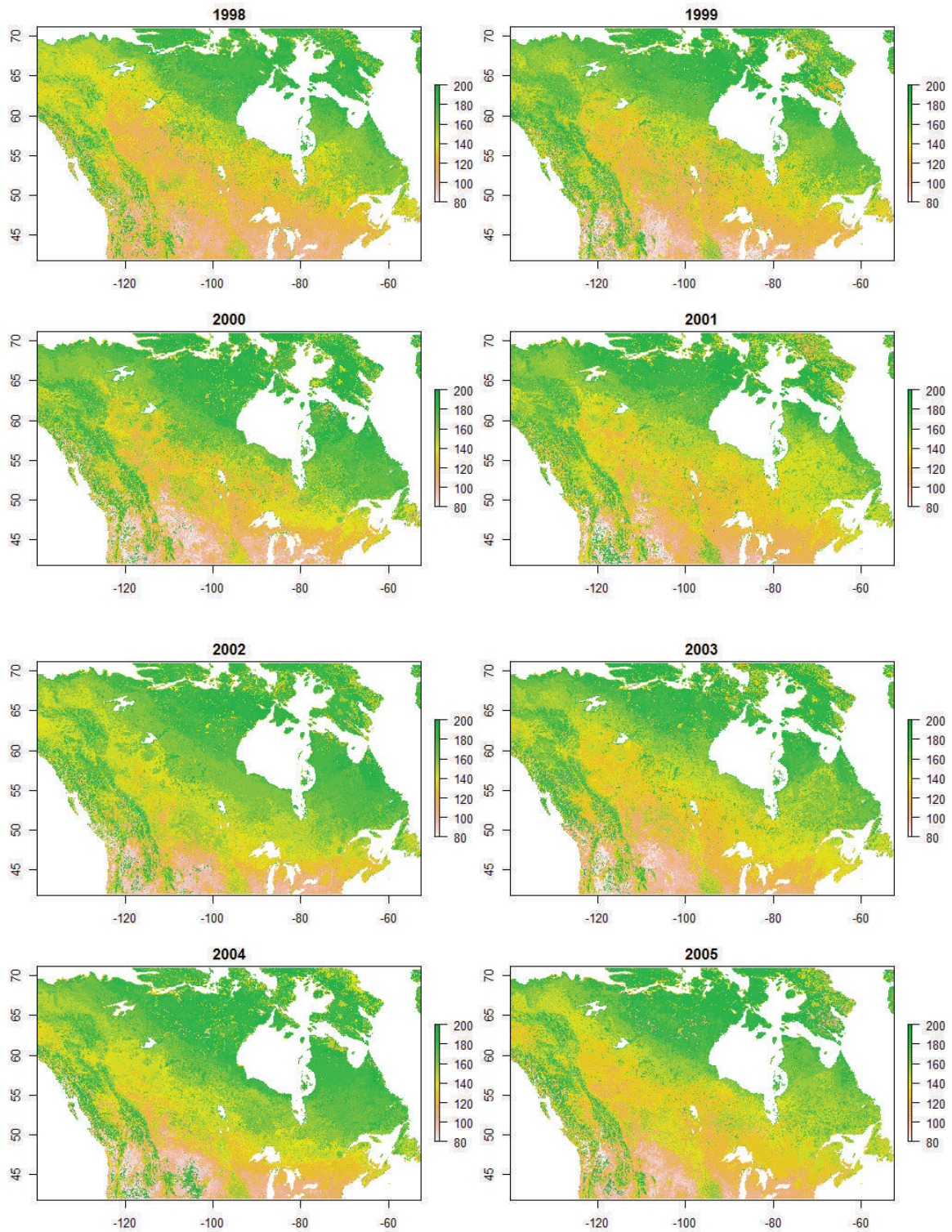


Figure 3 : Evolution saisonnière du *NDWI* de SPOT-V et Etalonnage de la valeur seuil de *NDVI* NOAA-AVHRR Pathfinder, grâce à la date de début de printemps dérivée du *NDWI* VGT. Issu de Delbart et al. (2006).

L'estimation du début de la feuillaison pour une région donnée consiste donc à demander à l'ordinateur d'extraire pour chaque pixel de la région le début de la croissance du *NDWI*, à travers un algorithme. L'algorithme proposé est simple, et a été initialement implémenté sous le langage de programmation MATLAB, suivant les principes évoqués plus haut. À partir de la courbe d'évolution de mars à juillet du *NDWI* pour un pixel donné, l'ordinateur doit retenir la dernière date à laquelle le *NDWI* a augmenté de moins de 20% de l'amplitude totale par rapport à son minimum. Cette approche permet de tenir compte

des variations temporelles du *NDWI* liées aux effets directionnels (annexe 2) et aux effets atmosphériques résiduels.

Cet algorithme est utilisé pour chacun des pixels, et pour chaque année d'étude, comme pour le Canada de 1998 à 2012 (Figure 4).



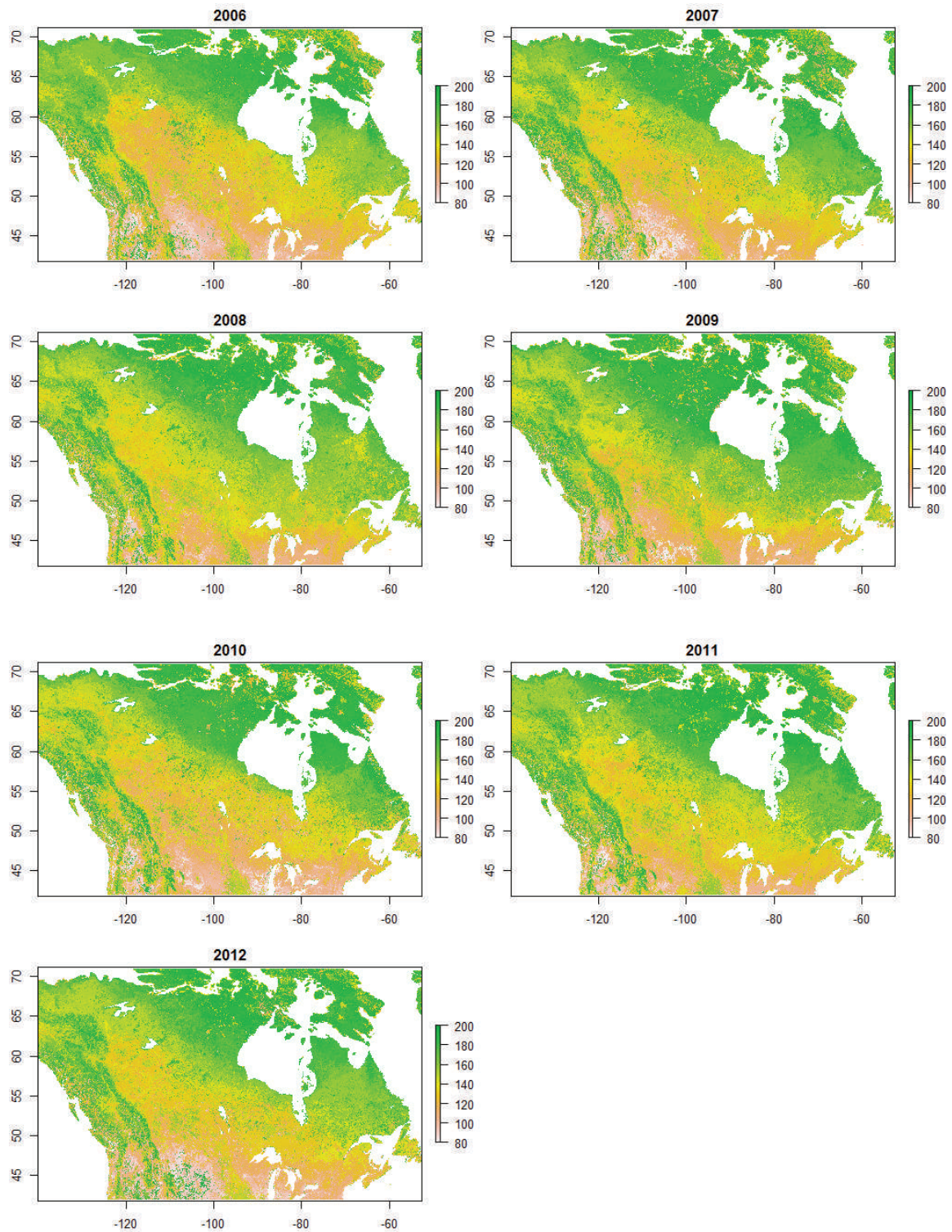


Figure 4 : Date du début de printemps (exprimée en jour de l'année) obtenue par la méthode de Delbart et al. (2005) appliqué aux données SPOT-VGT au Canada.

La bande spectrale moyen-infrarouge nécessaire au calcul de *NDWI* n'est disponible que sur les capteurs récents (ex : SPOT-VEGETATION). J'ai donc développé une seconde méthode pouvant être appliquée aux données de télédétection plus anciennes, issues des capteurs NOAA/AVHRR depuis 1982, en utilisant les années communes aux jeux de données SPOT-VEGETATION et NOAA/AVHRR Pathfinder. Pour chaque pixel, j'ai étalonné

une valeur seuil de *NDVI*. Pour cela j'ai utilisé trois années communes aux deux jeux de données, de 1998 à 2000. Pour ces années, pour chaque pixel indépendamment, j'ai relevé la valeur du *NDVI* de NOAA-Pathfinder à la date de début de feuillaison estimé grâce au *NDVI* de SPOT-VEGETATION (Figure 3). La valeur seuil retenue pour chaque pixel est la moyenne des valeurs de *NDVI* obtenues pour chaque année. Ensuite, pour toutes les autres années, j'ai relevé la date à laquelle le *NDVI* de NOAA-AVHRR atteignait cette valeur seuil.

Les deux méthodes présentent une erreur quadratique moyenne d'environ 8 jours, lorsque confrontés aux dates *in situ* d'apparition des feuilles (Figure 1, Figure 5).

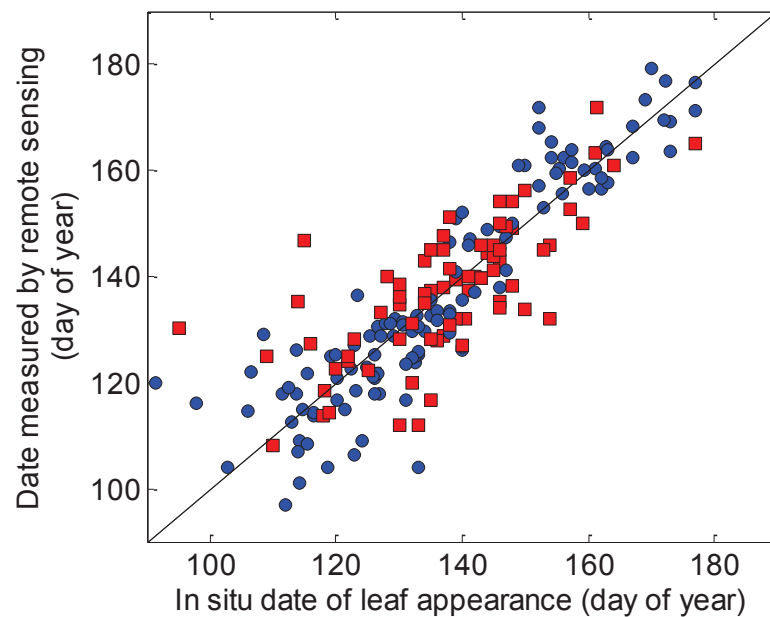


Figure 5 : Comparaison entre les dates de début de printemps obtenues à partir des données de SPOT-VEGETATION (rouge) et de NOAA-AVHRR (bleu), à 0,1° de résolution spatiale, avec les dates d'apparition des feuilles observées in situ. Adapté de Delbart et al. (2006).

2.5 Mesure de la surface foliaire par télédétection

Durant mon post-doctorat au Japon, j'ai mené des travaux qui ont abouti à cinq publications (Delbart & Picard, 2007 ; Delbart *et al.*, 2008 ; Kobayashi *et al.*, 2010 ; Sato *et al.*, 2010 ; Suzuki *et al.*, 2011). Contrairement aux deux premières où j'ai mené le travail, et au deux dernières pour lesquelles ma contribution est moindre par rapport aux premiers auteurs, Kobayashi *et al.* (2010) représente un réel travail de collaboration : il s'agit d'un article méthodologique, dans lequel la méthode développée est le fruit d'un dialogue entre Hideki Kobayashi et moi-même sur le concept de l'étude et sur l'interprétation des résultats. L'indice *NDWI* déjà utilisé dans les méthodes décrites précédemment a été utilisé ici pour dériver la surface foliaire (Leaf Area Index, *LAI*) des forêts de mélèzes qui dominent à l'est de la Sibérie (Figure 6) durant toute la saison de croissance. Cette nouvelle méthode résulte de la fusion des algorithmes décrits dans Kobayashi *et al.* (2007) et Delbart *et al.* (2005). Kobayashi *et al.* (2007) proposaient d'estimer la surface foliaire des forêts de mélèzes à partir de la croissance de la réflectance dans le proche-infrarouge à partir de la date d'apparition des feuilles, date qu'il faut donc connaître et qui est la variable mesurée dans Delbart *et al.* (2005). Afin d'atténuer le bruit dans les séries temporelles de réflectance j'ai proposé d'utiliser les séries de *NDWI* plutôt que de réflectance. Les séries saisonnières de réflectance y sont traitées pixel par pixel, suivant l'approche présentée précédemment.

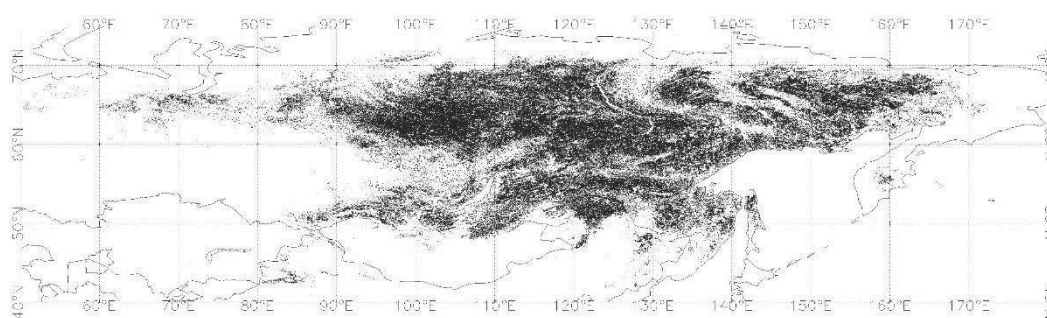


Figure 6 : Localisation des forêts de mélèzes en Sibérie selon le jeu de données d'occupation du sol GLC2000 basée sur la définition des classes de la FAO. Suivant cette définition, est appelé forêt un espace boisé d'au moins 1ha pour lequel la canopée couvre au moins 15% de la surface.

La méthode comporte trois temps (Figure 7) :

1. à partir de l'évolution saisonnière du *NDWI*, dériver la date du début de verdissement suivant Delbart *et al.* (2005),
2. observer la valeur du *NDWI* à cette date ($NDWI_u$) et en dériver une valeur de la surface foliaire du sous-bois (LAI_u , *u* comme *understorey*),
3. pour chaque date après le début du verdissement, dériver la valeur du *LAI* de la canopée (LAI_c) à partir de l'augmentation de *NDWI* depuis $NDWI_u$ ($dNDWI$). La relation entre LAI_c et $dNDWI$ dépend de LAI_u .

Les méthodes présentées dans Delbart *et al.* (2005, 2006) ont été développées de manière empirique, à partir d'une analyse de l'évolution saisonnière observée des réflectances. Au contraire ici les étapes 2 et 3 sont basées sur un modèle de transfert radiatif, c'est-à-dire un modèle physique simulant le signal de télédétection, dont la propagation de la lumière à travers l'atmosphère et son interaction avec le couvert forestier. Le modèle de transfert radiatif 3D FLiES (Kobayashi & Iwabuchi, 2008) développé par mon collègue et utilisé par lui-même dans cette étude consiste à « lancer des rayons » sur des maquettes informatiques de forêts de mélèzes sibériennes (Figure 8), dont on fixe la réflectance pour les parties ligneuses et pour les aiguilles ainsi que leur distribution dans l'espace, et pour les feuilles sur sous-bois. Ceci permet d'estimer la réflectance théorique de chaque « forêt type » dans chaque bande spectrale de SPOT-VEGETATION, la valeur du *NDWI* en fonction du *LAI* du sous-bois, et l'amplitude de la croissance du *NDWI* en fonction du *LAI* de la canopée (Figure 9).

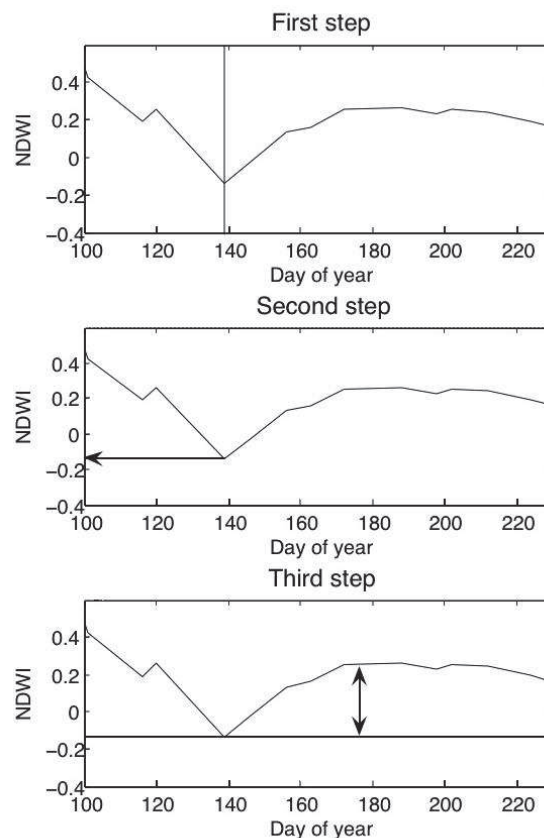


Figure 7 : Les trois étapes de l'estimation de la surface foliaire des forêts de mélèzes : (1) estimation de la date de début de verdissement et la valeur du *NDWI* à cette date ($NDWI_u$), (2) estimation du *LAI* du sous-bois (LAI_u) à partir de $NDWI_u$, (3) estimation du *LAI* de la canopée à partir de la croissance du *NDWI* depuis $NDWI_u$ sous la contrainte de LAI_u .

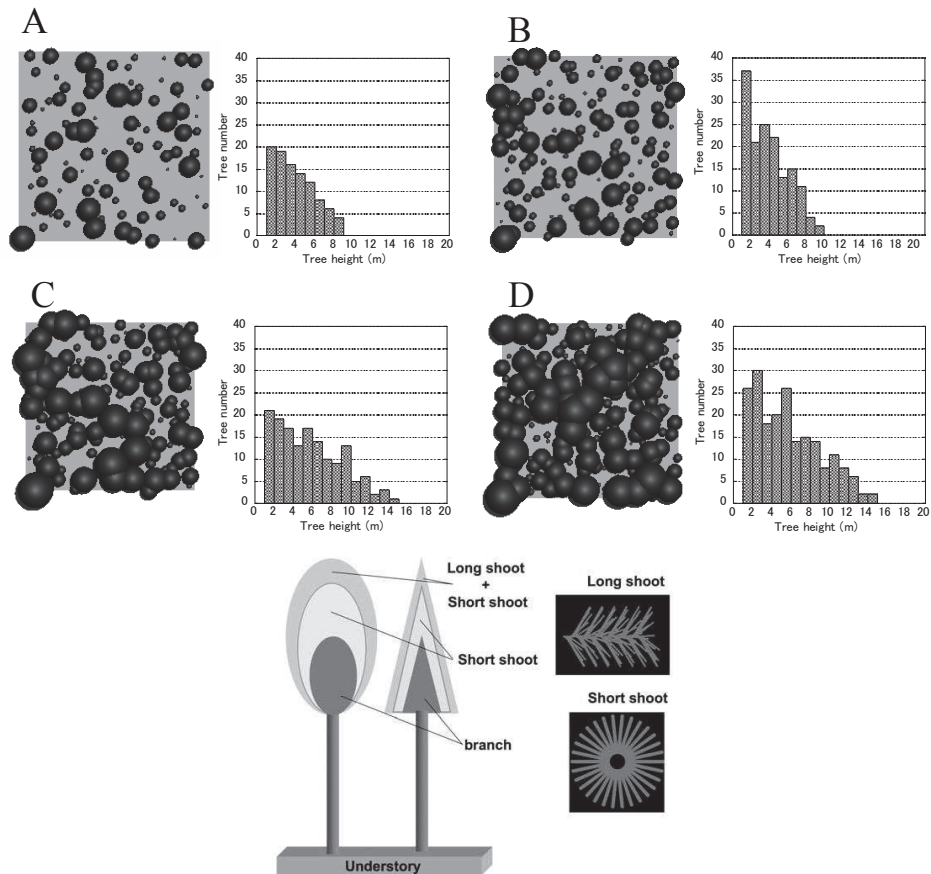


Figure 8 : Maquettes informatiques des peuplements forestiers utilisées pour les simulations de transfert radiatif : distribution des arbres suivant leurs tailles et leur densité (en haut), représentation des arbres et distribution des aiguilles dans la canopée (bas). Les aiguilles et les parties ligneuses sont dotées d'une valeur de réflectance. Issu de Kobayashi et al. (2010).

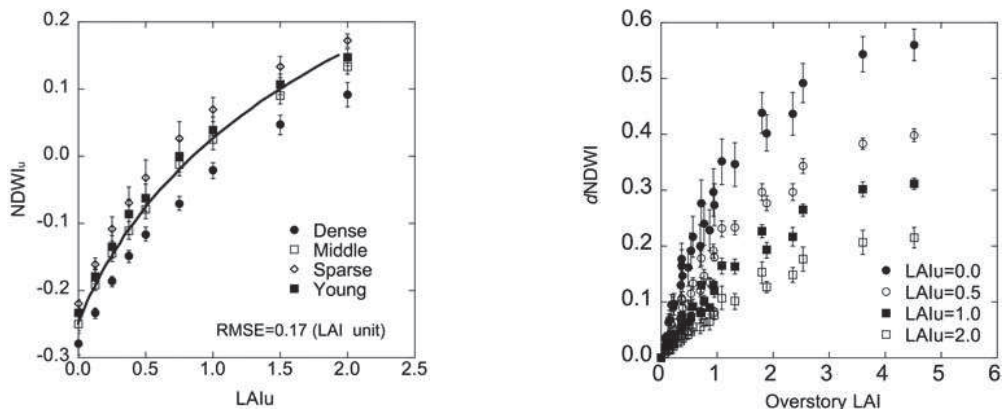


Figure 9 : Résultats des simulations de transfert radiatif avec le modèle FLiES : valeurs du NDWI avant le verdissement ($NDWI_u$), LAI du sous bois LAI_u (à gauche), et valeur de la croissance du NDWI ($dNDWI$) en fonction LAI de la canopée (LAI_c) sous la contrainte du LAI_u (à droite). Issu de Kobayashi et al. (2010).

La méthode a été appliquée aux données S10 de SPOT-VEGETATION, on a donc une carte de LAI_u annuelle et une carte de LAI_c tous les 10 jours durant la saison de croissance (Figure 10). Ce jeu de données a été comparé à d'autres produits de LAI issus de la télédétection (Knyazikhin et al., 1999 ; Baret et al., 2007) et aux peu nombreuses mesures de LAI

disponibles (Figure 11). On voit que notre méthode est plus conforme aux mesures de terrain et présente des variations saisonnières plus régulières que le produit MODIS (Knyazikhin *et al.*, 1999). On voit aussi que le produit CYCLOPES (Baret *et al.*, 2007) présente des variations proches de celles de notre produit pour la station d'étude.

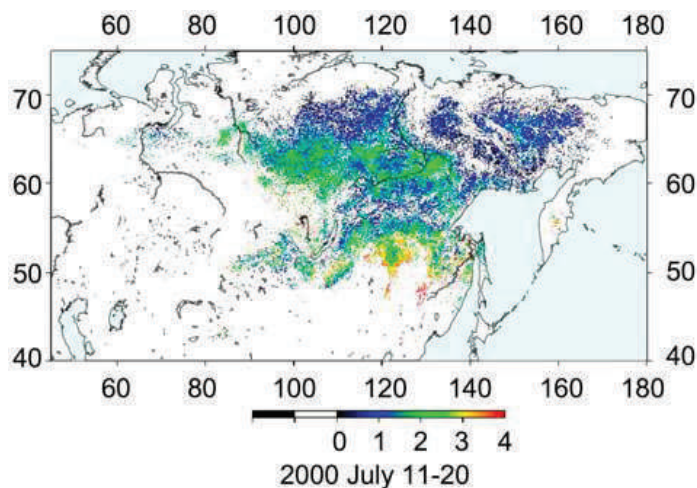


Figure 10 : LAI de la canopée des forêts de mélèzes par, exemple de la période allant du 11 au 20 mi-juillet 2000. Issu de Kobayashi *et al.* (2010).

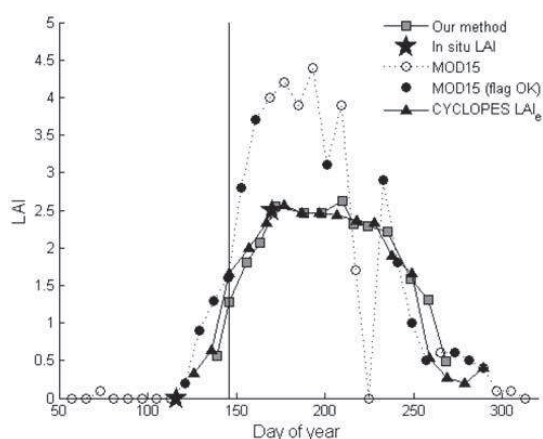


Figure 11 : Evaluation du LAI à la station scientifique de Spasskaya Pad (62,26°N, 129,62°E). Mesures in situ (étoiles), notre méthode (carrés), MODIS (ronds vides si l'indicateur de qualité fourni signale un problème, ronds pleins dans le cas contraire), et CYCLOPES (triangles). Issu de Kobayashi *et al.* (2010).

Cependant on voit aussi que la distribution spatiale des LAI fournis diffère assez fortement entre les trois méthodes (Figure 12). Le jeu de données de mesures de LAI BELMANIP (Baret *et al.* 2006) utilisés pour évaluer d'autres produits satellite de LAI ne comporte pas de mesures pour le biome traité ici, il est donc difficile de départager les trois jeux de données et nous sommes donc limités à cette comparaison. Malgré tout nous pouvons émettre l'hypothèse que les variations temporelles erratiques de MODIS ne peuvent pas correspondre à des variations de LAI, et que les variations du LAI CYCLOPES et de notre LAI sont plus réalistes.

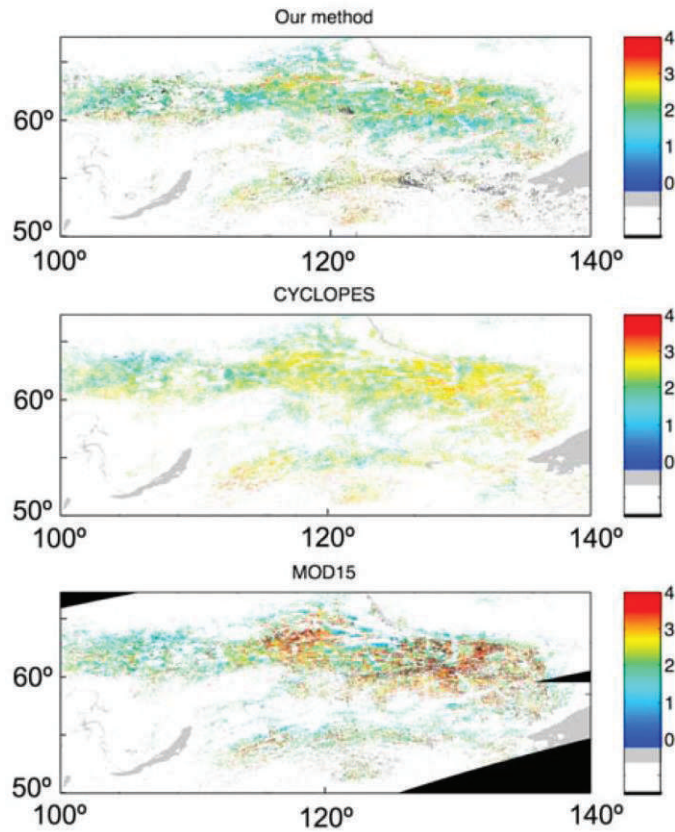


Figure 12 : Comparaison des distributions spatiales du LAI en juillet 2000 obtenues selon la méthode proposée avec ceux de CYCLOPES et de MODIS. Issu de Kobayashi et al. (2010).

2.6 Conclusion du chapitre

Les travaux présentés ici traitent de variables fonctionnelles de la végétation dérivées des séries temporelles d'images de télédétection optique. Dans le chapitre 3 ces variables sont utilisées pour l'évaluation et l'étalonnage d'un modèle du fonctionnement biophysique de la végétation, puis pour analyser la réponse des écosystèmes à la variabilité climatique (chapitre 4). Des pistes d'utilisation des séries temporelles d'images de télédétection pour la caractérisation de l'occupation du sol sont ensuite exposées (chapitre 5).

3 Contributions à l'étude du bilan de carbone des écosystèmes

3.1 Puits de carbone des écosystèmes continentaux

L'élévation de la concentration atmosphérique du dioxyde de carbone, considérée comme le principal pilote de l'augmentation de la température à la surface de la Terre, est due aux activités humaines (Ciais *et al.*, 2013). La synthèse des résultats de différents groupes de recherche (Le Quéré *et al.*, 2014) concernant la période 2003-2012 donne des flux de carbone de $8,6 \pm 0,4 \text{ GtC/an}$ pour la combustion des énergies fossiles et la production de ciment, et de $0,9 \pm 0,5 \text{ GtC/an}$ pour les changements nets d'occupation et d'utilisation du sol. Ce deuxième flux se décompose en une émission liée à la déforestation et à la dégradation forestière, et en un puits lié à la repousse et à la reforestation qui compense partiellement l'émission (Houghton *et al.*, 2012). Sur la même période, l'élévation de la concentration de dioxyde de carbone est de $4,3 \pm 0,1 \text{ GtC/an}$, soit moins de 50% du CO_2 émis. Cette différence s'explique par l'existence des puits de carbone continentaux ($2,8 \pm 0,8 \text{ GtC/an}$) et océanique ($2,5 \pm 0,5 \text{ GtC/an}$). Les principaux processus en œuvre dans les puits de carbone continentaux sont l'effet de fertilisation de la végétation par le CO_2 atmosphérique en plus grande concentration, l'effet des dépôts d'azote d'origine anthropique sur la photosynthèse, et les effets directs du changement climatique sur la végétation, en particulier l'accroissement de la durée de la saison de croissance dans les régions tempérées et boréales en raison du réchauffement (Le Quéré *et al.*, 2014).

La production primaire brute (*Gross Primary Production, GPP*) des écosystèmes terrestres est estimée à 120 GtC/an à l'échelle mondiale. Puisque ceci représente environ un sixième du contenu atmosphérique en carbone, on voit bien que de relativement petites variations de ce flux à un impact direct sur la concentration atmosphérique en CO_2 . La productivité primaire nette (*Net Primary Production, NPP*), c'est-à-dire la différence entre la *GPP* et la respiration autotrophe (R_a), représente la quantité de matière organique créée et fixée par les plantes chlorophylliennes de l'écosystème. Une partie de cette matière organique est perdue par les plantes, par la pâture des herbivores, ou par sénescence des organes ou mortalité des individus, auquel cas elle est décomposée par les organismes du sol. Dans les deux cas, la consommation de la matière organique par les herbivores ou la vie microbienne du sol résulte en un flux de carbone vers l'atmosphère, le flux de respiration hétérotrophe (R_h). La production nette de l'écosystème (*Net Ecosystem Production, NEP*) est la *NPP* diminuée de la R_h , un écosystème étant un puits de carbone si sa *NEP* est positive, c'est-à-dire si sa *GPP* excède la somme des respirations autotrophe et hétérotrophe. Le puits continental total évoqué plus haut (Le Quéré *et al.*, 2014) correspond à l'intégration des *NEP* de l'ensemble des écosystèmes terrestres (ici moyennées sur la période 2003-2012). Notons que la notion de production nette du biome (*Net Biome Production, NBP*) s'obtient en soustrayant à la *NEP* les pertes par les perturbations telles les incendies, en intégrant sur des échelles de temps plus longues et

à l'échelle du biome. Elle se rapproche donc de la *NEP* moyenne diminuée du flux d'émission liée aux changements d'occupation et d'usage du sol.

Les chiffres donnés plus haut ne doivent pas cacher un point essentiel : parmi ces estimations, seule l'élévation de la concentration atmosphérique peut être mesurée directement. Le flux lié à la combustion des énergies fossiles est déduit des statistiques économiques nationales. Le flux net lié aux changements d'occupation du sol est très incertain, tant pour l'estimation des surfaces concernées qui s'appuie sur l'imagerie satellite (DeFries *et al.*, 2002), que pour l'estimation des densités en carbone sur ces surfaces (Houghton, 2005), qui elle s'appuie sur un échantillonnage de mesures de la biomasse forestière ou sur les modèles dynamiques de végétation (*DVM*, voir plus bas), basés sur la simulation d'un ensemble de processus biophysiques. Le puits océanique est estimé par des observations indirectes ou par la modélisation biochimique de l'océan. Enfin, le puits continental est ou bien dérivé de la somme des autres flux, ou bien modélisé lui aussi grâce aux *DVM*. Il est par conséquent celui sur lequel les incertitudes sont les plus fortes (Buermann *et al.*, 2016).

Une partie de mes travaux publiés (Grippa *et al.*, 2005 ; Picard *et al.* 2005 ; Sato *et al.* , 2010 ; Wolf *et al.*, 2010 ; Bellassen *et al.* 2011 ; Dantec-Nédélec *et al.*, 2017; Delbart *et al.*, 2010 ; Ottlé *et al.*, 2013) ainsi que le projet en cours TOSCA PLEIADES-CO s'inscrivent dans l'objectif d'une large communauté scientifique qui est de réduire ces incertitudes sur le bilan de carbone terrestre, et en particulier sur le puits de carbone continental.

3.2 Modélisation dynamique de la végétation

Les **modèles dynamiques de la végétation** (*DVM*) sont développés et utilisés pour simuler le fonctionnement biophysique des écosystèmes dont les échanges de carbone et d'eau avec l'atmosphère, la croissance des plantes, et pour certains leur distribution spatiale et son évolution. Ils sont un outil essentiel pour étudier le bilan de carbone d'écosystèmes : aux échelles du site, de l'écosystème ou de l'ensemble des surfaces continentales. Ils se basent sur la simulation en cascade d'un nombre plus ou moins restreint de processus physiologiques et physiques, qui ajustent la valeur de variables. Ces variables servent souvent de forçage à la simulation d'un autre processus ou celle du pas de temps suivant. Deux groupes de variables simulées concernent les travaux menés : la productivité primaire brute et nette, et la productivité primaire de l'écosystème (*GPP*, *NPP* et *NEP*) à l'échelle de temps annuelle, et les stocks de carbone, en particulier la biomasse aérienne des forêts.

Ces simulations ont pour entrées principales les données climatiques, qui peuvent concerner les conditions passées, présentes ou futures. Le climat est un déterminant évident du fonctionnement de la végétation, cependant en retour les échanges d'eau, d'énergie et de carbone influencent aussi le climat. Ces boucles de rétroaction peuvent être simulées en couplant les *DVMs* aux modèles climatiques, pour par exemple simuler

le climat et la distribution des écosystèmes passés ou futurs. Cela n'a pas été le cas dans mes travaux.

J'ai participé à des travaux sur trois *DVM* : SDGVM (Woodward *et al.*, 1995), SEIB-DVM (Sato *et al.*, 2007), ORCHIDEE (Krinner *et al.*, 2005). C'est aussi sur ce dernier modèle que j'ai mené des travaux de validation et diagnostic des gradients de biomasse dans le cadre des projets BIOMASS et GEOLAND2, et qu'a porté la thèse récemment soutenue de Sarah Dantec-Nédélec. Ces modèles s'appuient en partie sur des concepts similaires, mais peuvent néanmoins varier : par exemple SEIB-DVM simule la croissance d'une forêt *via* une représentation explicite de chaque arbre et de son évolution dans le temps, alors que dans ORCHIDEE le couvert forestier est représenté par une large feuille (*big leaf model* en anglais) accompagnées de réservoirs de carbone correspondant aux parties ligneuses qui évoluent dans le temps. Les descriptions suivantes concernent ORCHIDEE, qui est le modèle que j'ai manipulé. Ces descriptions ne sont pas exhaustives et portent sur les parties utiles à la compréhension des travaux menés.

3.2.1 Du cycle diurne au cycle saisonnier

Comme la plupart des *DVMs*, ORCHIDEE distingue un petit nombre, ici 13, types fonctionnels de plante (*Plant Functional Type, PFT*). Ces *PFTs* séparent les forêts caducifoliées des forêts sempervirentes, les feuillus des conifères, et les forêts tempérées des boréales et des tropicales. Les prairies sont distinguées selon leur voie photosynthétique, en *C3* ou en *C4*. Enfin un *PFT* de sol nu est représenté. Les calculs de chaque processus sont paramétrés pour chaque *PFT* et non par espèce. Les flux en eau, énergie et carbone sont simulés au pas de temps quasi-instantané (3 heures), à partir des conditions climatiques (température, rayonnement disponible, précipitation, concentration atmosphérique en CO_2) et de l'état de la plante simulé au moment du calcul de ces échanges. Ceci implique une variabilité diurne de ces échanges en réponse à la variabilité diurne des variables climatiques en entrée. Le calcul de la quantité de carbone fixé par la photosynthèse se base sur la simulation de la résistance stomatique, elle-même dépendante de l'humidité relative de l'air (Ball *et al.*, 1987), la résistance stomatique déterminant l'entrée de CO_2 dans les tissus chlorophylliens, et sur un modèle du cycle de Calvin simulant le taux de carboxylation des plantes en *C3* à partir des taux de régénération du substrat de la carboxylation (la RuBP) et de l'enzyme impliquée (Rubisco) (Farquhar *et al.*, 1980).

Ces calculs dépendent de l'état du feuillage : présence ou non de feuilles dans les arbres, âge des feuilles dont dépendent les paramètres du modèle de carboxylation, surface foliaire. ORCHIDEE simule donc le cycle annuel du feuillage pour les *PFTs* caducifoliés et le cycle pluriannuel pour les *PFTs* sempervirents. La date d'apparition des feuilles est régi par un modèle de phénologie (Botta *et al.*, 2000) proche de celui décrit plus bas (Picard *et al.*, 2005) mais qui inclut de plus le besoin de vernalisation en raison de la vocation globale d'ORCHIDEE et non pas purement boréale. L'évolution de la surface foliaire est quant à

elle dépendante de l'allocation du produit de la photosynthèse au feuillage, donc indirectement de la productivité. Les fractions de carbone alloué au feuillage ou aux autres compartiments (biomasse ligneuse aérienne ou sous-terrain, réserves, fruits, ...) sont calculées dans ORCHIDEE selon Friedlingstein *et al.* (1999). Les variations saisonnières de la végétation et en particulier du feuillage, et donc des échanges de carbone, sont en conséquence modélisées.

3.2.2 Accumulation pluriannuelle de biomasse

On a vu plus haut que le produit de la photosynthèse est alloué à différents organes de la plante. Le temps de résidence du carbone dans plusieurs de ces réservoirs (feuilles, fruits par exemple) est court, le stock de carbone dans ces organes est donc renouvelé rapidement et donc n'augmente pas de manière cumulative. Au contraire les réservoirs correspondant aux parties ligneuses aériennes et sous-terraines, correspondant à la biomasse forestière, sont pérennes (à long temps de résidence) et peuvent prendre des valeurs importantes. Nous nous intéressons ici à la valeur de la biomasse aérienne. Notons que le sol est le réservoir le plus important, et est alimenté par la mortalité dans les autres organes.

Pour une année donnée, le niveau de biomasse simulée par les *DVM* dépend de biomasse, de la productivité en bois dans les parties aériennes (NPP_{AGW}^3), et de la perte de carbone par la mortalité, simulées l'année précédente.

$$\text{Biomasse (année)} = \text{Biomasse (année-1)} + NPP_{AGW}(\text{année-1}) - \text{mortalité (année-1)}$$

La productivité en bois dépend de la photosynthèse (*GPP*, production primaire brute), de la fraction allocation du carbone au bois d'une part ($f_{\text{allocation_bois}}$), et de la respiration autotrophe.

$$NPP_{AGW} = NPP \times f_{\text{allocation_bois}}, \text{ avec}$$

$$NPP = GPP - R_a$$

Dans un modèle comme ORCHIDEE, la perte de carbone par la mortalité est exprimée comme une fraction du carbone végétal fixé, c'est-à-dire comme une fraction de la biomasse. Le taux de mortalité est aussi par définition l'inverse du temps de résidence ($t_{\text{résidence}}$) du carbone dans les parties ligneuses.

$$\text{Mortalité} = \text{Biomasse} \times \text{taux}_{\text{mortalité}} = \text{Biomasse} / t_{\text{résidence}}$$

Comme le temps de résidence du carbone est fixe, la perte de carbone par la mortalité augmente tant que la biomasse augmente, mais au bout d'une certaine durée de simulation devient équivalente à la production annuelle de bois. On atteint donc un point

³ AGW : Above Ground Woody

d'équilibre pour lequel la biomasse n'augmente plus, puisque les gains et les pertes se compensent mutuellement. Le niveau de biomasse à ce pseudo-équilibre s'écrit :

$$\text{Biomasse à l'équilibre} = \text{NPP}_{\text{AGW moyen}} \times t_{\text{résidence}}$$

Ainsi la même biomasse peut être atteinte avec des productivités annuelles très différentes, si le temps de résidence de carbone diffère lui aussi (Figure 13).

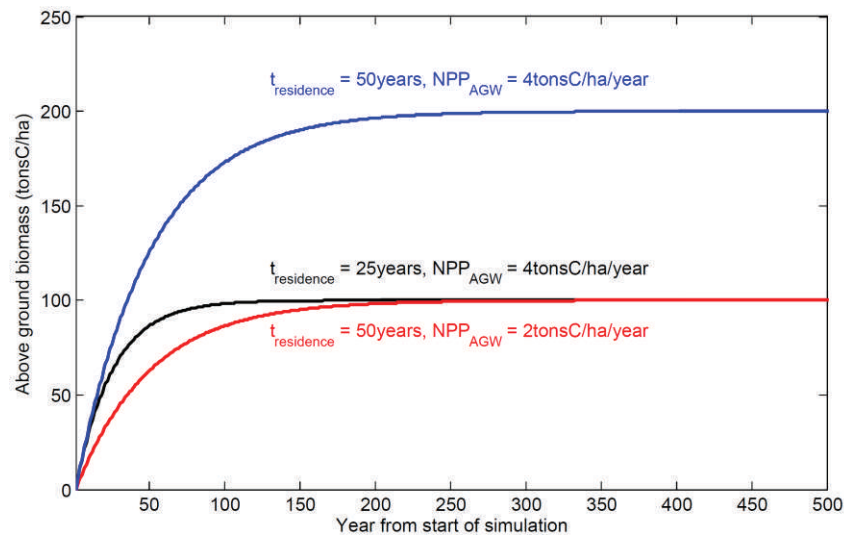


Figure 13 : Accumulation théorique de biomasse pour trois peuplements différents par leurs dynamiques. La production primaire de bois (NPP_{AGW}) et le temps de résidence sont fixes.

3.3 Phénologie et bilan de carbone des régions boréales

La phénologie rythme les échanges de carbone entre la végétation caducifoliée et l'atmosphère : l'apparition des feuilles marque le début potentiel de la photosynthèse, et toute variation dans la date de cette apparition peut affecter la production primaire brute annuelle *via* l'allongement ou le raccourcissement de la saison de croissance. Le modèle de phénologie présenté ci-dessous a été intégré dans le modèle dynamique de végétation SDGVM.

3.3.1 Modèle phénologique

Picard *et al.* (2005) utilisent les dates de début de printemps issues de la télédétection (Delbart *et al.*, 2005) pour étalonner un modèle de phénologie, qui simule la date de début de printemps à partir des séries annuelles des températures journalières. Ce modèle a été par ailleurs intégré dans un modèle dynamique de la végétation.

Dans les régions boréales comme dans les régions tempérées, le principal facteur du développement du bourgeon menant au débourrement est la température de l'air au printemps. La date du débourrement est donc modélisée à partir des températures printanières. Le principe général de cette modélisation est qu'il doit faire suffisamment chaud pendant suffisamment longtemps pour que le débourrement ait lieu. Deuxièmement, pour beaucoup de modèles, la date de débourrement est d'autant plus

avancée que la température au printemps est élevée. Ces principes, simples, sont formalisés mathématiquement sous différentes équations (Sarvas, 1972, 1974 ; Cannell & Smith, 1983 ; Hänninen, 1990). Par ailleurs, la levée de la dormance du bourgeon, condition nécessaire au développement menant au débourrement, nécessite la vernalisation, c'est-à-dire que le bourgeon a besoin de connaître une période froide (Hänninen, 1990). Plusieurs hypothèses existent sur l'organisation entre la période de froid et la période de chaud : la période de froid doit être nécessairement intégralement antérieure à la période de températures plus élevée, ou au contraire les deux peuvent coexister, ou encore une vernalisation intense réduit le besoin de température élevées. Ces différentes hypothèses donnent lieu à formulations mathématiques différentes, qui peuvent se combiner aux formulations variées à celles évoquées précédemment. En conséquence le nombre de formes de modèles phénologiques est grand. Hänninen (1990) recense jusqu'à 96 formes de modèles, en combinant les besoins de froid et de chaud pour le débourrement. Les quatre formes présentées dans Chuine *et al.* (1998) ont été testées (Picard *et al.*, 2005), c'est-à-dire étalonnés en les confrontant aux données issues de la télédétection. L'intégration de la vernalisation ne permettant pas d'améliorer l'accord entre les dates modélisées et les observations satellites, le modèle retenu est le modèle degré-jours, sans doute le modèle le plus ancien puisque proposé par De Réaumur au XVIII^{ème} siècle. A partir du 1^{er} janvier, si la température journalière dépasse une température de base, on retient le nombre de degrés-jours, le nombre de degrés entre la température de base et cette température de base. On additionne tous les degrés-jours retenus depuis le 1^{er} janvier. Quand cette somme dépasse une valeur seuil, le modèle considère que les feuilles apparaissent. L'étalonnage du modèle a consisté à quantifier ces deux termes « suffisamment », c'est-à-dire à déterminer les valeurs de la température de base et du nombre de degrés-jours seuil en cherchant à maximiser l'accord entre les sorties du modèle de phénologie et les observations satellite. Ce modèle de phénologie a été validé grâce aux dates d'apparition des feuilles mesurées *in situ*, montrant une erreur quadratique moyenne de sept jours, sans biais. Le modèle phénologique aurait été biaisé de quinze jours s'il avait été étalonné par une méthode de télédétection ne prenant pas en compte l'effet de la neige sur le signal radiométrique.

Le modèle a été étalonné en Sibérie centrale, durant les années 1998-2002 (Picard *et al.*, 2005). Ce modèle est néanmoins capable de reproduire les gradients spatiaux de la phénologie foliaire tels qu'observés par la télédétection en dehors de la zone d'étalonnage, et pour d'autres années que celles utilisées pour l'étalonnage (Figure 14). Il est également capable de reproduire relativement fidèlement les variations temporelles de la phénologie observée *in situ* pour une station située également en dehors de la région d'étalonnage (Figure 15).

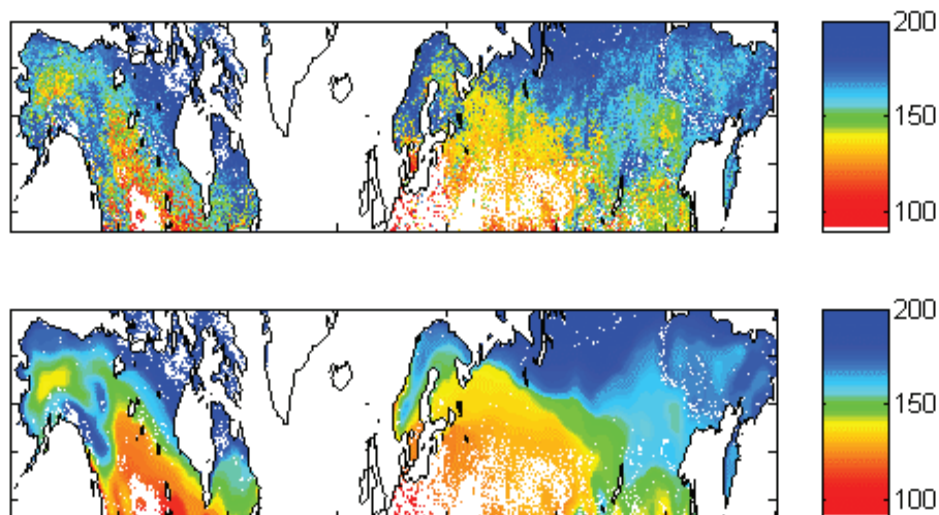


Figure 14 : Comparaison des gradients spatiaux de la phénologie observés par la télédétection et modélisés. Date de début de printemps (en haut) détectée par la méthode décrite dans Delbart et al. (2006) appliquée aux données NOAA-AVHRR Pathfinder pour l'année 1984 (exprimée en jour de l'année), et (en bas) modélisée à partir des températures moyennes journalières données par le ERA40 ré-échantillonnées à 0,1° selon Picard et al. (2005).

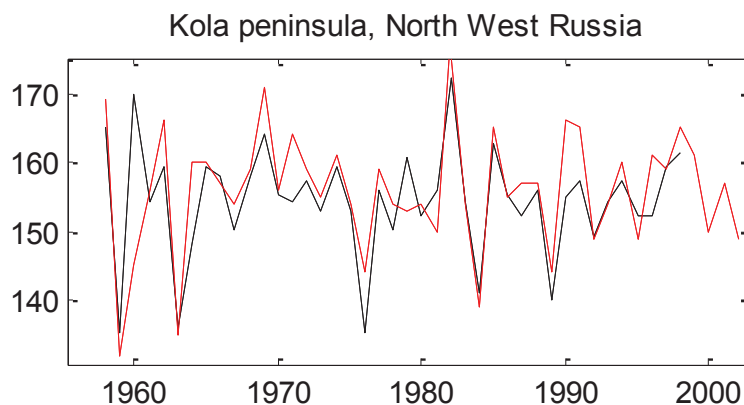


Figure 15 : Evaluation des variations interannuelles de la phénologie modélisée. Date de début de printemps (en rouge) modélisée à partir des températures moyennes journalières données par le ERA40 ré-échantillonnées à 0,1°, et (en noir) estimée in situ (Ahas et al., 2002) pour une station située dans la péninsule de Kola, Russie.

Néanmoins, la non-intégration du besoin de vernalisation, qui s'explique par le fait que sur la région d'étude ce besoin est toujours satisfait, préempte, en tout cas en théorie, l'utilisation du modèle en cas de fort réchauffement par exemple pour des simulations sous climat futur. En d'autres termes, ceci limite le domaine d'applicabilité du modèle.

3.3.2 Intérêt de l'intégration du modèle de phénologie dans le DVM

Les tests de sensibilité du *DVM* montrent que si le modèle de phénologie avait été étalonné à partir de résultats de télédétection ne prenant pas en compte l'effet de la neige sur le signal, le biais de 15 jours de la pousse des feuilles dans le *DVM* aurait entraîné une surestimation de 38% de la production primaire nette (*NPP*), sur l'année test 2000.

Il est important de bien souligner la différence entre les résultats de ces tests de sensibilité d'un *DVM* aux variations d'une variable, la date d'apparition des feuilles, et l'impact réel

que peut avoir cette variable sur le bilan de carbone. La variabilité de la date d'apparition des feuilles est une réponse aux variations interannuelles de température, et la variabilité de la température affecte la plupart des variables du modèle. Par exemple, l'analyse conjointe des données issues de la télédétection optique et micro-onde a montré qu'une fonte de neige plus tardive et qu'une plus forte épaisseur de neige en Sibérie s'accompagne d'une productivité primaire plus élevée durant l'été (Grippa *et al.*, 2005). Plusieurs explications sont possibles. Un manteau neigeux plus épais protégerait mieux le réseau racinaire du froid durant l'hiver, une fonte tardive pourrait augmenter la disponibilité en eau durant la saison de croissance. Cette seconde hypothèse s'accorde avec les résultats de modélisation de (Sato *et al.*, 2010), qui montrent que la productivité primaire en Sibérie de l'Est est limitée par la disponibilité en eau. Il est intéressant de lier ces résultats avec ceux présentés précédemment. On a vu qu'un printemps précoce en termes d'apparition des feuilles induisait une augmentation importante de la productivité primaire annuelle simulée par le *DVM* (Picard *et al.*, 2005). On voit ici qu'une fonte de la neige tardive, et donc un printemps tardif, se traduit par un accroissement de la productivité estivale de la végétation. Ces exemples illustrent que les variations climatiques induisent des effets sur l'écosystème qui peuvent avoir des impacts opposés sur la productivité. Ainsi l'étude des variations de la phénologie n'informe en rien sur les variations interannuelles de la productivité végétale et sur le bilan de carbone si elle est conduite isolément de celles des autres variables, mais néanmoins une modélisation la plus précise possible de la phénologie est indispensable à une quantification non biaisée de la production primaire annuelle et le bilan de carbone actuel et futur.

Le développement et l'amélioration de ces modèles, qui font dialoguer les processus physiques, hydriques, biologiques identifiés comme importants pour cette simulation, sont portés par une les travaux d'une communauté de chercheurs. Ces modèles sont en quelque sorte le point de rencontre d'efforts individuels portant chacun sur un sous-ensemble de variables ou processus. La thèse de Sarah Dandec-Nédelec, soutenue le 6 mars 2017, s'insère parfaitement dans ce schéma de développement communautaire. Elle évalue et améliore une version d'ORCHIDEE résultant de développements récents par différents chercheurs, visant à améliorer le modèle pour la Sibérie en intégrant des processus d'isolation thermique du sol par la neige et ceux liés au permafrost. Elle intègre une meilleure représentation des types de végétation dans le modèle ORCHIDEE (Ottlé *et al.*, 2013), et a identifié des variables importantes pour la simulation de variables physiques (température et humidité du sol) importantes pour la modélisation de la productivité (Dandec-Nédelec *et al.*, 2017). Les travaux de la thèse portent aussi sur la validation d'un grand nombre de variables dont celles relatives à la dynamique saisonnière de la végétation à l'échelle de la Sibérie grâce au jeu de données de phénologie décrits dans Delbart *et al.* (2005) (Figure 16), la surface foliaire, ou la température de surface.

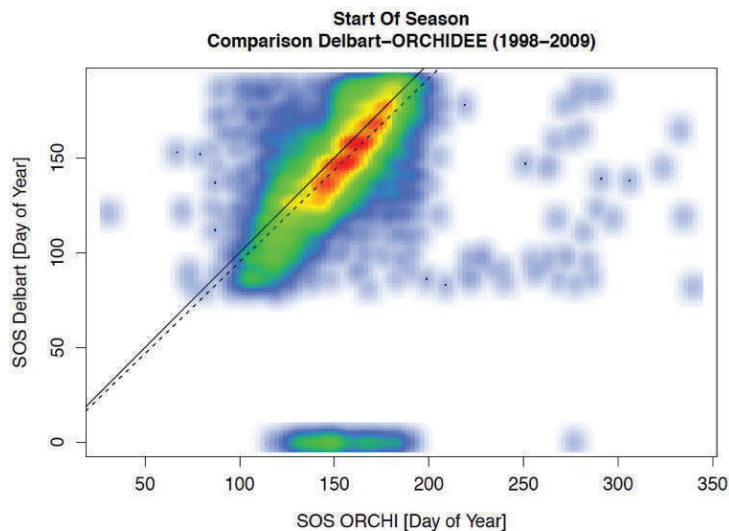


Figure 16 : Comparaison de la date de début du printemps modélisée par ORCHIDEE et de celle issue des données de télédétection selon Delbart et al. (2005). Réalisée par S. Dantec-Nédélec.

3.4 Modélisation des gradients spatiaux de la biomasse

3.4.1 Motivations, résultats pour les biomes tempérés et boréaux

Nous nous intéressons à la biomasse forestière pour son importance dans le cycle du carbone planétaire. La biomasse est une composante très mal quantifiée de ce cycle, les différentes estimations de la biomasse mondiale vont d'environ 300GtC à 1000GtC, le contenu en carbone de l'atmosphère étant lui de l'ordre de 600GtC. D'un point de vue climato-centré, la biomasse représente un stock de carbone important qui ne participe pas à l'effet de serre. Au-delà de ce point de vue, la biomasse représente aussi une ressource exploitable à des fins économiques de façon durable ou non. Elle est également une variable descriptive essentielle de l'état d'une forêt, et sa baisse est assimilée à une dégradation de cette forêt au sens des accords de type REDD (Gibbs *et al.*, 2007).

Mes travaux dans les projets BIOMASS et GEOLAND-2 concernèrent principalement le diagnostic des sources d'erreur dans les modèles simulant la biomasse forestière. Pour cette évaluation, j'ai utilisé des bases de données *in situ* de la biomasse et des flux pour différents biomes (Figure 17), avec une attention particulière pour la forêt Amazonienne. En résumé le modèle ORCHIDEE reproduit assez bien la biomasse et ses gradients spatiaux dans les milieux tempérés et boréaux (Delbart *et al.*, 2009 ; Poulter *et al.*, 2011, 2012) mais mal en milieu tropical humide (Delbart *et al.*, 2010) (voir ci-dessous). En effet le modèle ne tient pas compte correctement des différences de dynamique entre les peuplements : il ne simule pas le fait observé que les peuplements qui ont la plus forte productivité sont aussi ceux pour lesquels le cycle de vie des arbres est le plus court. Wolf *et al.* (2010) comparent les résultats du modèle ORCHIDEE à ceux d'autres modèles. Bellassen *et al.* (2011) proposent une stratégie d'intégration amont des données de télédétection pour améliorer les simulations, dans le cas des forêts tempérées exploitées subissant des coupes sélectives fréquentes.

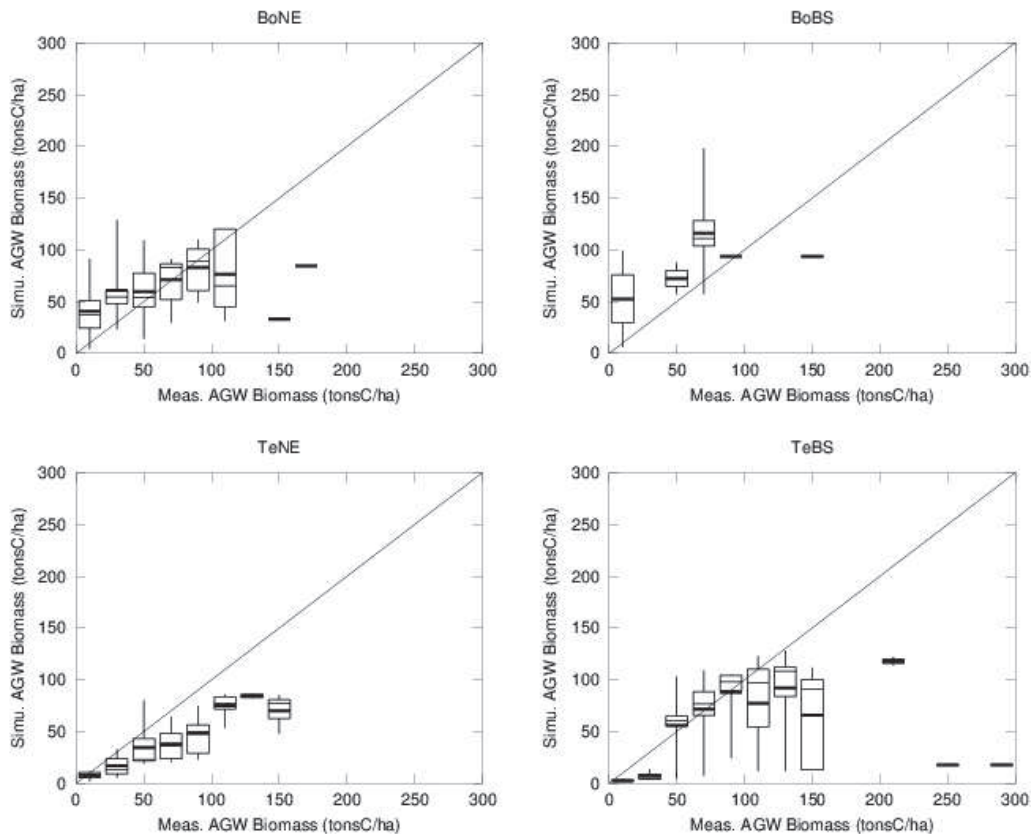


Figure 17 : Evaluation de la biomasse ligneuse aérienne simulée par ORCHIDEE pour quatre PFTs, par comparaison avec les données de biomasse compilées dans (Luyssaert *et al.*, 2007). BoNE : Boreal Needleleaf Evergreen (forêt boréale de conifères sempervirents) ; BoBS : Boreal Broadleaf Summergreen (forêt boréale de feuillus caducifoliés) ; TeNE : Temperate Needleleaf Evergreen (forêt tempérée de conifères sempervirents) ; TeBS : Temperate Broadleaf Summergreen (forêt tempérée de feuillus caducifoliés).

3.4.2 Gradients spatiaux de la biomasse en Amazonie

En Amazonie, l'évaluation d'ORCHIDEE à l'aide de mesures de terrain (Malhi *et al.*, 2004, 2006 ; Chave *et al.*, 2010 ; Aragão *et al.*, 2009) révèle que la gamme de biomasse simulée est réaliste, mais que l'allocation de produits de la photosynthèse est systématiquement trop forte pour les parties ligneuses aériennes (Figure 18) et trop faible pour les racines fines et les feuilles. L'excès de carbone alloué au bois est compensé par une perte de biomasse par la mortalité également trop forte, ce qui explique la gamme de biomasse réaliste : 3,33% de la biomasse est prélevée par an dans le modèle, alors que les mesures montrent un taux moyen de 1,8% (Malhi *et al.*, 2004). On a donc deux erreurs qui se compensent pour donner une biomasse du bon ordre de grandeur.

La distribution spatiale de la biomasse simulée est différente de celle montrée par les mesures de terrain : le modèle donne les plus fortes biomasses au pied des Andes, alors que les plus fortes biomasses mesurées se situent en Amazonie Centrale et dans les Guyanes (Malhi *et al.*, 2006). Les différences de gradients spatiaux de biomasse s'expliquent en partie par la mortalité fixe dans le modèle, alors que les mesures de terrain montrent que le taux de mortalité est plus élevé pour les forêts où les arbres croissent

plus vite (Malhi *et al.*, 2004). En conséquence la biomasse simulée croît avec la productivité primaire nette (voir Figure 18c), alors que les mesures de terrain montrent que les forêts à croissance rapide ont eu une biomasse plus faible en raison d'une plus forte mortalité (Phillips *et al.*, 2010).

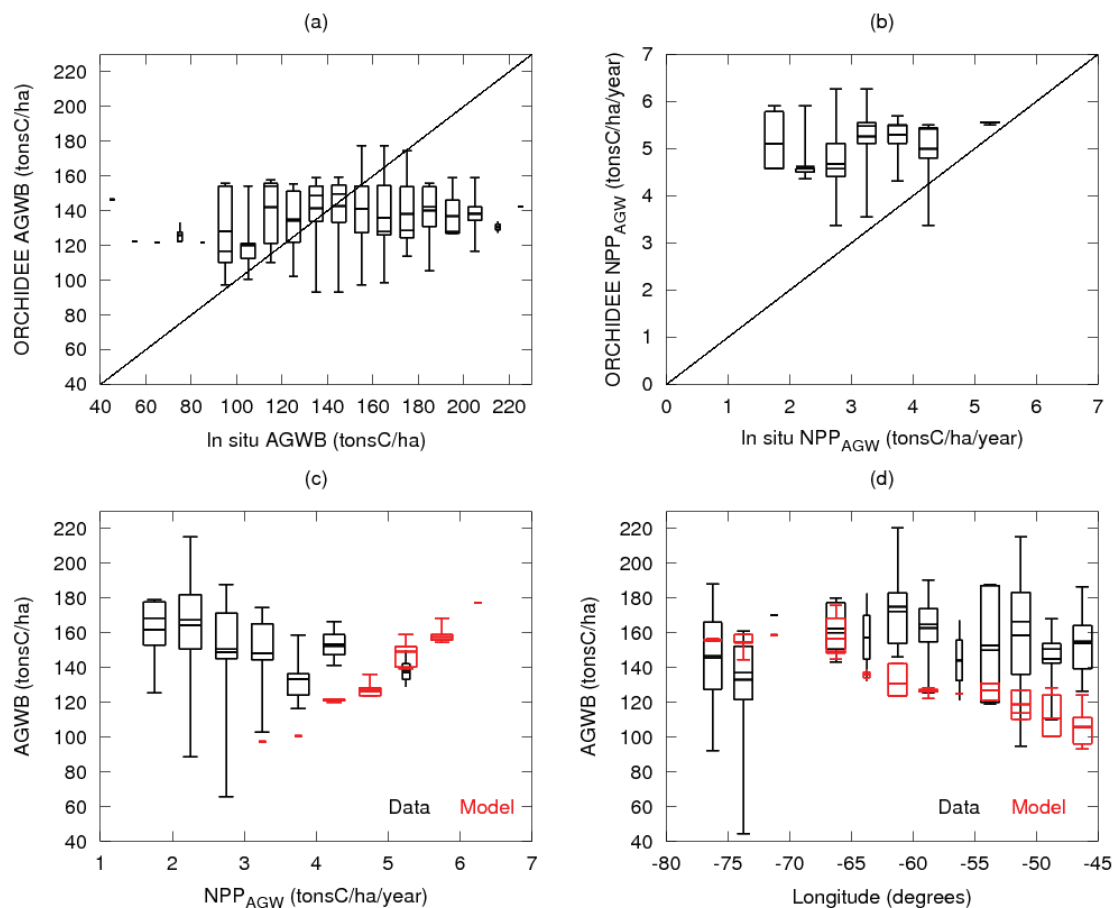


Figure 18 : Evaluation de la biomasse ligneuse aérienne (AGW : above ground woody) et de la part de la productivité primaire nette allouée à cette biomasse en Amazonie. En noir : données in situ (Malhi *et al.* 2004, 2006) ; en rouge : modèle ORCHIDEE. Issus de Delbart *et al.* (2010).

Cette étude montre donc que même si la productivité primaire nette était correctement simulée, les gradients spatiaux de biomasse seraient faux en raison d'une mauvaise modélisation de l'allocation et de la mortalité. En particulier, et c'est le principal résultat de cette étude, on peut conclure qu'un taux de mortalité constant spatialement, fixé pour le *PFT*, empêche de modéliser les gradients spatiaux de biomasse.

Delbart *et al.* (2010) discutent ensuite de la possibilité de résoudre ce problème *via* une formulation empirique de la mortalité, établie grâce aux données disponibles, dans laquelle le taux annuel de mortalité dépend de la productivité, avec une mortalité plus importante pour les fortes productivités, sous la forme suivante :

$$t_{\text{residence}} = K \times \text{NPP}_{\text{AGW}}^{\alpha-1}$$

Avec K et α deux paramètres étalonnés empiriquement grâce aux données disponibles (Figure 19). Ce qui implique que :

$$\text{Biomasse à l'équilibre} = K \times \text{NPP}_{\text{AGW}}^\alpha$$

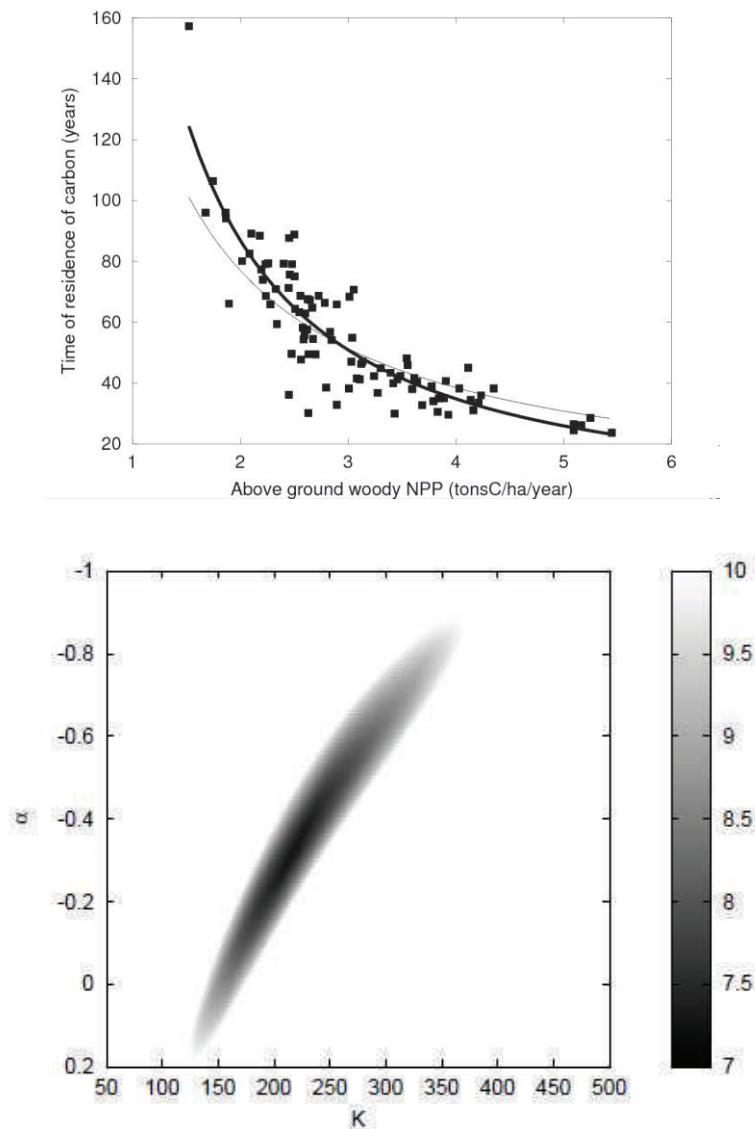


Figure 19 : Etalonnage empirique de la relation entre le temps de résidence du carbone dans les parties ligneuses et la productivité primaire nette de bois. Haut : observations (carrés), meilleur ajustement avec $\alpha=-1$ (trait fin), meilleur ajustement avec α et K étalonné conjointement (trait épais) lors de l'exploration systématique (en bas) de la différence quadratique moyenne entre les données et les modèles et suivant la minimisation de cette différence.

Dans la formulation proposée, K et α sont fixés grâce aux données pour l'ensemble de la forêt amazonienne. Cette formulation nécessite pour que les gradients spatiaux de biomasse soient correctement modélisés que NPP_{AGW} soit également spatialement correctement modélisé. Or on a vu que la fraction d'allocation dans le modèle pose également problème. L'introduction de cette formulation de la mortalité est inutile tant que celle de l'allocation n'est pas améliorée.

Au-delà, *a posteriori* il me semble que cette proposition dans Delbart *et al.* (2010) soulève deux questions assez problématiques. Tout d'abord, les données de biomasse disponibles, et a fortiori les données de productivité qui en sont dérivées, comprennent une forte incertitude et surtout sont très peu nombreuses au regard de l'échelle de l'étude. Ceci est d'autant plus marqué que d'autres études montrent des gradients spatiaux de biomasse différents de ceux révélés par les données de Malhi *et al.* (2006) utilisées ici. En particulier Saatchi *et al.* (2007) utilisent les données de télédétection disponibles pour établir une carte de biomasse pour l'ensemble du biome tropical, et montrent des gradients spatiaux de biomasse allant en sens inverse de ceux de (Malhi *et al.*, 2006). Etant donné la difficulté de la mesure de terrain de la biomasse forestière en milieu tropical humide, et étant donné que les données de télédétection actuellement disponibles et utilisées dans Saatchi *et al.* (2007) ne sont pas réellement adaptées à l'estimation de la biomasse, il est actuellement impossible de dire quelle carte donne les meilleurs gradients spatiaux de biomasse, et donc de réellement évaluer ceux simulés par ORCHIDEE. Cette incertitude devrait être levée dans le futur avec développement du satellite BIOMASS par l'Agence Spatiale Européenne, dont le lancement est prévu en 2020, et dont la mission est d'établir une carte de la biomasse forestière à l'échelle mondiale (Le Toan *et al.*, 2011). Le second problème est que la formulation proposée (Delbart *et al.*, 2010), basée sur les données, et qui pose que la mortalité dépend directement de la productivité, implique entre autre qu'une péjoration des conditions climatiques, qui réduirait la productivité, induirait à long terme une augmentation de la biomasse forestière. Ceci peut paraître étrange mais reflète les différences entre les peuplements actuels, avec des peuplements à pousse lente mais à forte biomasse, et d'autres à pousse rapide mais à plus faible biomasse. Derrière ceci on suppose que lorsque les conditions sont favorables, les espèces à pousse rapides mais forte mortalité sont favorisées par rapport aux autres dans la compétition pour la lumière et pour les autres ressources, alors que lorsque les conditions sont un peu moins favorables l'avantage va aux espèces à plus long temps de résidence mais à pousse plus lente. Cependant il est également tout à fait possible que le lien observé entre le temps de résidence et la productivité ne soit pas un lien de causalité mais une simple co-occurrence, et que la formulation proposée ne reflète en réalité qu'un état de fait. Si la mortalité ne dépend pas directement de la productivité, alors une baisse de la productivité implique au contraire une baisse de la biomasse sur le long terme, ce qui est en soit plus intuitif. Il s'avère que la relation entre le temps de résidence et la productivité s'accompagnent de différences pédologiques (Figure 20). Il est donc possible d'émettre l'hypothèse que le sol pilote directement la productivité d'un côté, et de l'autre la mortalité *via* des différences d'espèces, mais aussi de profondeur de sol et de relief. J'ai donc exploré, *via* un encadrement de mémoire de M1 (Rosenthal, 2014), le lien entre la mortalité, la biomasse et la productivité d'un côté, et le sol de l'autre. Ce travail de géomatique n'a pas permis de mettre en évidence comment contraindre les simulations grâce aux données pédologiques disponibles. En résumé, la relation spatiale observée

entre la mortalité et la productivité ne peut pas nécessairement être retranscrite en une relation temporelle.

Ainsi de cette étude ce qu'il faut retenir est que fixer un même taux de mortalité (ou autrement un dit un même temps de résidence de carbone) pour tout le biome « forêt tropicale humide » empêche de modéliser correctement les gradients spatiaux de biomasse. En effet ceci impose que les plus fortes biomasses soient simulées pour les fortes productivités, ce qui n'est pas conforme aux données pour ce biome. Ce résultat, simple une fois évoqué ainsi, a été atteint en suivant une approche de validation basée sur l'évaluation des gradients spatiaux et non pas la validation en un nombre restreint de points.

A ma connaissance rien ne permet aujourd'hui de trancher cette question de la bonne formulation de la mortalité dans un *DVM*. Cependant cette question est essentielle. Jusque récemment les données de terrain de biomasse et de productivité ont montré que les forêts humides amazoniennes se comportent comme un puits de carbone (Phillips, 2009 ; Pan, 2011) : la biomasse de la forêt non impactée par la déforestation s'accroît. Une étude récente (Brienen *et al.*, 2015) montre que ce puits s'affaiblit, en raison d'une diminution du taux de résidence du carbone dans les parties ligneuses du couvert, donc d'une augmentation de la mortalité. La biomasse s'accroît donc moins vite. Ce puits représente environ un huitième des émissions anthropiques de carbone. Le modéliser correctement est nécessaire pour affiner les scénarii de mise en œuvre des mesures à suivre pour respecter l'objectif de la COP21 de 2°C d'élévation de la température mondiale.

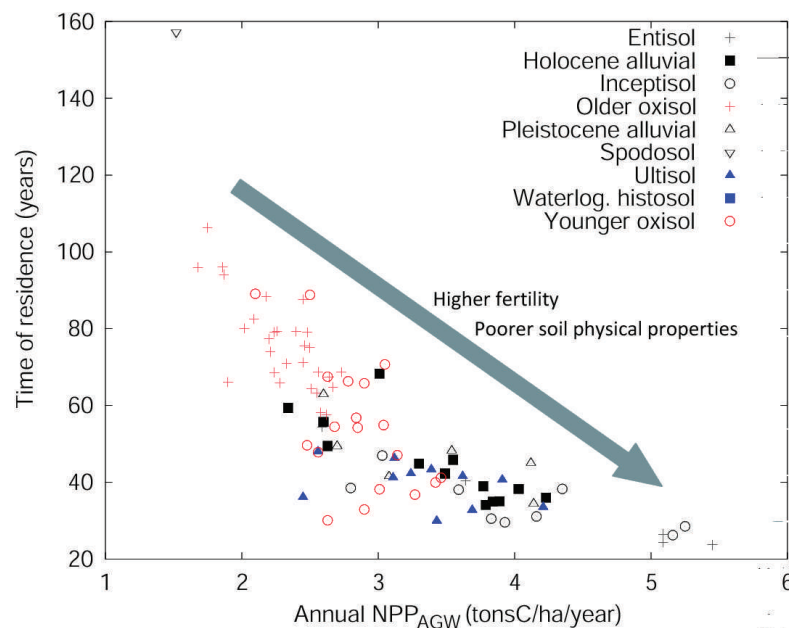


Figure 20 : Relation entre le temps de résidence du carbone dans les parties ligneuses et la productivité primaire nette, en fonction des types de sols donnés dans Malhi *et al.* (2004). Issu de Delbart *et al.* (2010).

3.5 Conclusion du chapitre

A partir de la simulation du fonctionnement physique et biologique à des pas de temps infra-journaliers et journaliers, les *DVMs* quantifient les variations interannuelles et spatiales des échanges de carbone entre les écosystèmes et l'atmosphère. D'autres processus interviennent à des pas de temps annuels : mortalité, allocation du produit de la photosynthèse aux différents organes, compétition entre les *PFTs*, ce qui permet de simuler certains traits relatifs à la structure de l'écosystème comme la biomasse.

La télédétection et les données *in situ* sont intervenues pour étalonner certains paramètres et pour évaluer les simulations de plusieurs variables. On a vu qu'une modélisation correcte de la phénologie est nécessaire pour quantifier la production primaire brute (*GPP*) annuelle et donc les échanges de carbone nets (*NPP* et *NEP*), et qu'affiner la simulation de la mortalité s'avère également indispensable pour simuler les gradients spatiaux de biomasse. Les travaux ont donc porté sur deux processus, parmi des dizaines d'autres. Cet étalonnage et cette évaluation ont été réalisés à l'échelle du biome, en adéquation avec le caractère global des *DVMs* dont l'une des applications est de fournir des tendances futures sur le devenir des puits et des sources de carbone, et plus généralement du climat lorsqu'ils sont couplés avec des modèles de circulation atmosphérique. Cette échelle de travail est aussi en adéquation avec celles des données de télédétection et avec l'incertitude de huit jours sur la date de début de printemps, qui est bien inférieure aux variations phénologiques du nord au sud de la Sibérie. Des travaux à l'échelle du site ont également été menés grâce à une approche bien plus détaillée visant à étalonner un grand nombre de processus sélectionnés rationnellement afin d'améliorer les simulations à l'échelle du biome tundra (Dantec-Nédélec *et al.*, 2017).

Pour finir, rappelons que par construction, ces modèles fournissent des réponses sur les changements écosystémiques liés aux variations climatiques, alors que les changements liés à l'usage anthropique du sol ou des ressources ne peuvent qu'être prescrits. Les conséquences des changements anthropiques d'occupation du sol sur des variables telles que l'albédo, l'évapotranspiration ou le bilan de carbone peuvent être simulés mais pas les changements eux-mêmes. Au chapitre suivant nous analyserons les dynamiques fonctionnelles des éco-hydro-systèmes pilotées par les variations climatiques. Au chapitre 5 nous nous intéresserons aux changements de l'occupation du sol qui s'expliquent en grande partie par l'impact anthropique sur l'usage du sol mais aussi par une variabilité de la ressource en eau. Séparer les effets climatiques des effets anthropiques sur les dynamiques paysagères est l'un des objectifs des travaux en cours.

4 Réponse des milieux naturels à la variabilité climatique : phénologie et ressources hydriques

4.1 Introduction

Comme vu précédemment, la télédétection permet un suivi quasi continu de différents traits fonctionnels et structuraux de l'environnement. On peut dériver à partir des séries temporelles d'images de télédétection des indicateurs annuels du fonctionnement, tels que celui développé sur la date de début de printemps (chapitre 2). Ceux-ci sont utilisables pour étalonner ou valider des modèles simulant des ensembles larges de processus et dont l'objectif est de dériver des variables complexes relatives au bilan de carbone et de simuler l'évolution future des écosystèmes (chapitre 3). En parallèle, l'analyse de ces séries temporelles informe directement sur les effets de la variabilité et des tendances climatiques sur les milieux. Par ailleurs, les corrélations entre les variations interannuelles de plusieurs traits fonctionnels indiquent ou bien une causalité climatique commune, ou bien une influence d'une variable sur une autre.

L'objet de ce chapitre est l'analyse de la variabilité interannuelle des milieux, suivant différents questionnements :

- Comment le climat influence-t-il certains traits fonctionnels du milieu ?
- Différents traits fonctionnels évoluent-ils conjointement et s'influencent-ils mutuellement ?
- Comment la variabilité du milieu avec le climat influence-t-il les ressources nécessaires à l'homme ?

En particulier sont analysées : la variabilité de la phénologie avec le climat dans les régions de taïga eurasienne et de la toundra arctique, la relation entre le manteau neigeux et la végétation boréale, entre le manteau neigeux andin et la ressource hydrique en Argentine, et enfin les crues annuelles du fleuve Sénégal et l'agriculture.

4.2 Utiliser d'autres produits issus de la télédétection : le cas des produits d'enneigement.

Les produits de télédétection que j'ai développés, phénologie et surface foliaire, sont relatifs à la végétation. Le développement de tels produits nécessite plusieurs étapes incluant analyse de l'existant et de ses incertitudes, réflexion conceptuelle, mise en œuvre à travers la collecte de données d'entraînement et de validation, étalonnage éventuellement *via* la simulation de transfert radiatif ou l'analyse de séries temporelles. Parmi les objets traités dans ce chapitre, la neige a une part importante puisqu'y sont abordées les relations entre la variabilité du manteau neigeux et la végétation sibérienne, et entre le manteau neigeux andin et le débit des rivières irriguant les oasis du Cuyo argentin. La mesure des propriétés du manteau neigeux étant un thème largement abordé par la télédétection, j'ai donc choisi d'utiliser les produits neige développés par d'autres équipes.

La télédétection a souvent été utilisée pour estimer les propriétés du couvert neigeux saisonnier de manière synoptique (Nolin, 2011) et pour étudier l'effet de la variabilité du couvert neigeux sur le débit des rivières (Boudhar *et al.*, 2009 ; Immerzeel *et al.*, 2009). Plusieurs technologies existent, chacune avec ses avantages et inconvénients. La télédétection micro-onde, active ou passive, permet d'estimer l'équivalent en eau du manteau neigeux (Kelly *et al.*, 2003 ; Grippa *et al.*, 2005 ; Nolin, 2011) ou d'autres propriétés telles que les dates de gel/dégel (Bartsch, 2010). Cependant, la télédétection micro-onde passive a une résolution spatiale de l'ordre de 20 km ce qui rend difficile l'interprétation des données, surtout dans un contexte montagnard où l'altitude varie de manière importante dans ces 20 km. Quant à la télédétection active, les radars à ouverture synthétique disposent d'une résolution spatiale beaucoup plus fine, mais les capteurs existants n'utilisent pas encore les longueurs d'onde appropriées pour l'estimation de l'équivalent en eau, et les variations de pente complexifient fortement l'interprétation du signal (Nolin, 2011). De plus, dans les deux cas, l'estimation de l'équivalent en eau n'est possible que si le manteau neigeux ne comporte pas d'eau liquide. La télédétection optique permet de suivre la fraction enneigée de chaque pixel (Salomonson & Appel, 2004 ; Chaponnière *et al.*, 2005 ; Hall *et al.*, 2006), ou de fournir une information binaire (enneigé ou non) mais ne permet pas d'estimer l'équivalent en eau ou l'épaisseur de la neige. A moyenne résolution spatiale (à partir de 250m), les images sont disponibles quotidiennement si les conditions nuageuses sont bonnes, ce qui permet de suivre les variations saisonnières du couvert neigeux.

Dans le cas des Andes (Delbart *et al.*, 2014, 2015b) le choix s'est porté sur le jeu de données le produit MOD10A2, créé à partir des données sur capteur MODIS, pour analyser le lien entre l'enneigement et le débit des rivières du Cuyo Argentin. L'absence ou la présence de neige est dérivée pour chaque pixel de 1 km² de l'indice de neige par différence normalisée (*NDSI* pour Normalized Difference Snow Index) (Salomonson & Appel, 2004). Cet indice spectral combine les réflectances dans les bandes spectrales verte et moyen infrarouge, estimées à partir des mesures par satellite. Il est proche de 1 quand la neige occupe une grande partie de la surface de chaque pixel et proche de -1 quand il n'y a pas de neige. Chaque image MOD10A2 8-jours est un composite issu de toutes les observations satellites valables sur une période de 8 jours sur le même principe que décrit précédemment. Malgré cette procédure composite, certains pixels sont classés comme « nuage », ce qui signifie qu'ils étaient nuageux pendant toute la période de 8 jours. De fait, nous avons utilisé le masque de « nuages », fourni avec les données, pour exclure tous les pixels ainsi classés.

Dans Grippa *et al.* (2005), un jeu de données d'enneigement basées sur la télédétection micro-onde passive donne les équivalents en eau du manteau neigeux en Sibérie tous les cinq jours. C'est l'effet de diffusion par la neige du rayonnement émis par le sol qui est utilisé pour estimer l'épaisseur ou l'équivalent en eau du manteau neigeux. Il a été utilisé pour analyser l'effet des variations interannuelles du manteau neigeux, en termes

d'épaisseur et de date de fonte, sur le *NDVI* estival pris comme un indicateur de la productivité végétale.

Dans le cadre du projet européen PAGE21 j'ai analysé le lien entre la phénologie de la végétation sibérienne et celles du manteau neigeux révélé par un produit issu des données du diffusiomètre QUIKScat (Bartsch *et al.*, 2007 ; Bartsch, 2010). Les diffusiomètres sont des instruments micro-onde, actif, et à faible résolution spatiale (de l'ordre de 20 km). Cette faible résolution permet une très haute fréquence d'observation, avec plusieurs observations quotidiennes de jour comme de nuit. La méthode développée par Bartsch *et al.* (2007), impliqués dans PAGE21, a pour objectif de déterminer la date dans l'année à laquelle on commence à observer des cycles diurnes de gel et de dégel, et la date à laquelle on n'observe plus de gel nocturne. Cette estimation est possible puisque le rayonnement micro-onde utilisé est très sensible aux propriétés diélectriques de la surface, en premier lieu pilotées par l'état solide ou liquide de l'eau présente en surface.

Enfin, j'ai récemment utilisé les anomalies de masse révélées par les données du gravimètre spatial GRACE (Wahr *et al.*, 1998). Ces anomalies de masse sont exprimées en équivalent de hauteur d'eau. J'ai considéré dans l'étude sur les Andes qu'elles sont principalement en lien avec les anomalies de la masse de neige, et donc indirectement avec celles de l'épaisseur du manteau neigeux. Les deux satellites GRACE en orbite basse subissent des accélérations et donc des déviations de leurs trajectoires et de leurs positions relatives, en lien avec la distribution spatiale du champ de gravité. Les mesures d'accélération et de déplacement des satellites autour de leur orbite moyenne sont utilisées pour dériver un produit mensuel d'anomalie temporelle de masse par rapport à une période de référence. Ce travail est réalisé par trois équipes différentes qui appliquent des méthodes distinctes (Sakumura *et al.*, 2014). En conséquence, trois jeux de données, traités différemment, sont distribués. Suivant les recommandations (Sakumura *et al.*, 2014), les trois jeux de données ont été ici moyennés.

4.3 Variations spatiales et temporelles de la phénologie dans les régions boréales

4.3.1 Phénologie de la taïga sibérienne, 1921-2005

Les variations de la phénologie printanière des régions boréales sur une période plus longue que celle accessible par la télédétection ont été analysées grâce à une approche basée sur la télédétection, la modélisation et les observations *in situ* (Delbart *et al.*, 2008). La zone d'étude est restreinte aux forêts de feuillus et de conifères caducifoliées, et aux forêts mixtes eurasiennes telles que cartographiées par la carte GLC2000 (Bartholomé & Belward, 2005). Tout d'abord, les tendances de la phénologie calculées à partir des dates obtenues par télédétection et par la modélisation, depuis 1982, ont été analysées et comparées spatialement (Figure 21). Elles ont une forte variabilité spatiale, allant d'une avance d'environ 10 jours (entre 1982 et 2002) en Sibérie centrale à un retard d'environ 5 jours en Sibérie Orientale. La distribution spatiale des tendances obtenues par la

téledétection sont en partie reproduites par la modélisation basée sur la température décrite précédemment, montrant que les variations de température expliquent les variations de la phénologie du feuillage.

Les variations ne sont pas linéaires dans le temps, puisque l'essentiel de l'avancée observée a eu lieu essentiellement entre 1987 et 1990 en moyenne sur l'Eurasie boréale (Figure 22). D'ailleurs, les tendances à l'avancée du printemps est spécialement marquée entre 1982 et 1991, alors que de 1991 à 2005 on observe une tendance au retard de la phénologie printanière pour une large partie de la zone d'étude. Les données *in situ* et la modélisation permettent de replacer ces tendances dans une période plus longue (depuis 1921), et montrent que l'avance observée en Sibérie centrale par téledétection a été essentiellement due à une phénologie particulièrement tardive au début des années 1980 et par une phénologie particulièrement précoce durant les années 1990 (Figure 23). La tendance observée ne peut donc pas être extrapolée. On trouve également une autre période d'avance de la phénologie entre 1936 et 1944 en Sibérie centrale, suivie par une période de retard progressif de la phénologie jusqu'en 1960, induit par le refroidissement qui a affecté toute la moitié Est de la Russie (Figure 24). Au contraire, en Russie de l'Ouest, on voit plusieurs périodes successives d'avance de la phénologie, mais aucune période durant laquelle elle aurait été retardée.

L'avancée du printemps observée entre 1982 et 1991, également reportée dans Myneni *et al.* (1997, 1998) est donc fortement dépendante de la période choisie pour le calcul des tendances, puisqu'elle débute par des années anormalement froides sur une large portion de la zone d'étude, et qu'elle est précédée par une période durant laquelle une tendance au retard est observée. L'utilisation de la pente de la régression linéaire chronologique, qui est une pratique usuelle (par exemple, Gonsamo & Chen, 2016) me semble au final peu informative car trop dépendante de bornes temporelles de la période d'étude, même en testant sa significativité, et que cet usage doit être limité par rapport à d'autres méthodes d'analyse de la variabilité interannuelle.

Par ailleurs, la série NOAA-AVHRR débute en 1981, alors qu'un épisode El Niño majeur a lieu en 1982-1983, entraînant par exemple les dramatiques minimums de précipitation au Sahel (Trenberth *et al.*, 2007). On a vu que la Sibérie centrale a connu une forte avancée du printemps entre 1982 et 1991, notamment en raison des printemps tardifs en 1983 et 1984. La phénologie observée par la téledétection dans cette région est fortement corrélée à l'indice d'oscillation australe (*ou SOI Southern Oscillation Index*) du printemps en cours, de l'hiver précédent mais aussi de l'été précédent (Vicente-Serrano *et al.*, 2006a) (Figure 25). Le printemps débute précocement en Sibérie centrale durant les années La Niña et tardivement durant les années El Niño. Ceci s'explique par des vents du Sud dominants dans le premier cas et du Nord-Est dans le second. Vicente-Serrano *et al.* (2006a) analysent ensuite les téléconnexions climatiques possibles expliquant ces forts niveaux de corrélation. Néanmoins ce qui m'importe ici est que l'occurrence d'un épisode

El Niño majeur au tout début de l'ère de la télédétection à large fauchée est loin d'être neutre sur l'interprétation des séries temporelles d'images, quelle que soit la région d'étude puisque le *SOI* est un indicateur du climat global. Un autre évènement El Niño ayant eu lieu en 1998, les mêmes précautions doivent s'appliquer à l'analyse des séries SPOT-VEGETATION qui comment cette même année.

A l'échelle de l'ensemble de la zone d'étude de (Delbart *et al.*, 2008) on a vu une rupture entre 1987 et 1990, résultant en une avance de 5 jours. La même avance a été observée sur la phénologie d'autres régions du monde, en Suisse par exemple (Rutishauser *et al.*, 2007), et coïncide avec une forte augmentation de l'indices de l'oscillation de l'Atlantique Nord (*North Atlantic Oscillation, NAO*) et de l'oscillation arctique. Les téléconnexions n'ont pas encore été analysées.

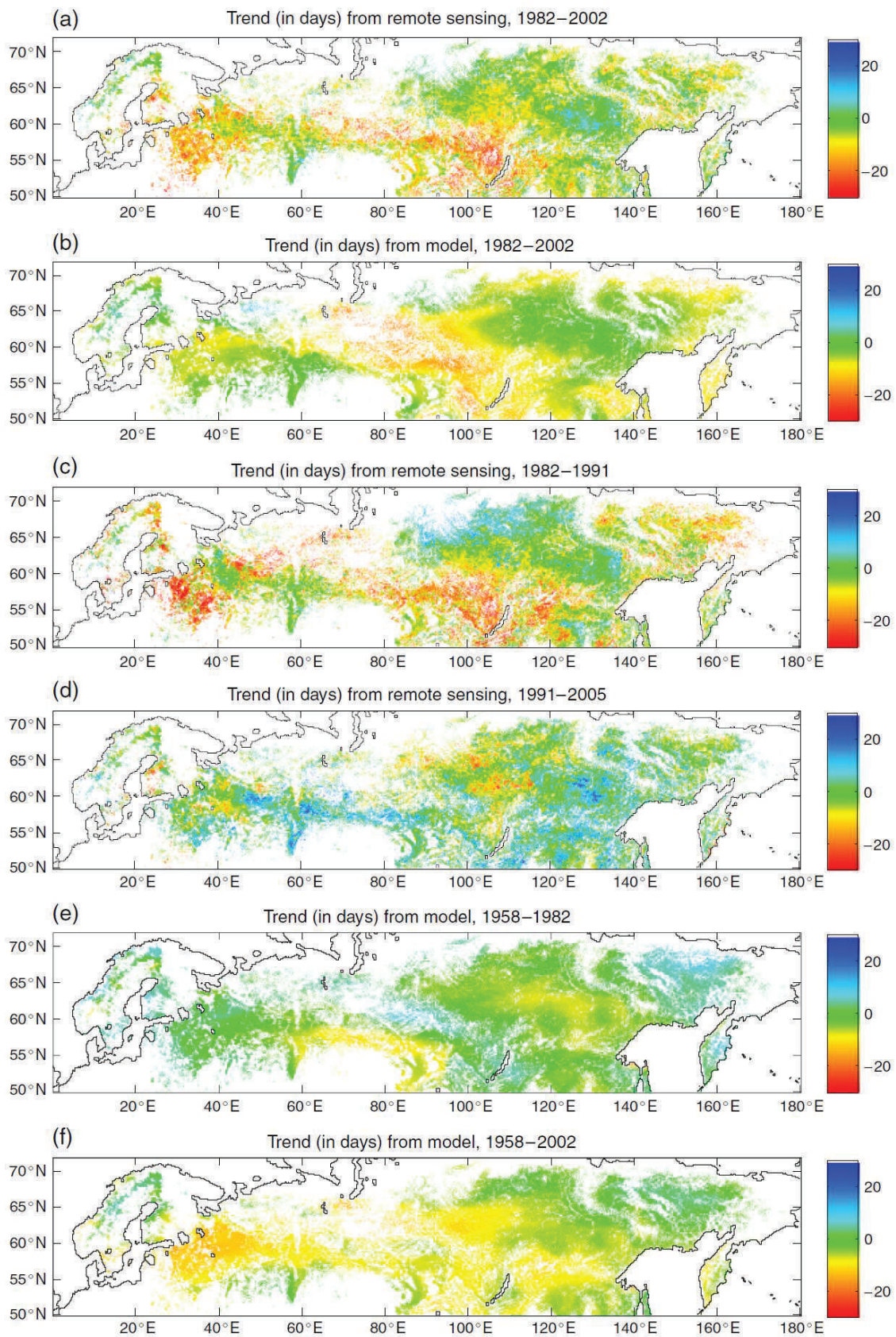


Figure 21 : Tendence des variations (en jours) de la date de début de printemps en Eurasie boréale (forêts caducifoliées ou mixtes) obtenue par la télédétection et par la modélisation pour différentes sous-périodes. La tendance est calculée par régression linéaire. Issue de Delbart et al. (2008).

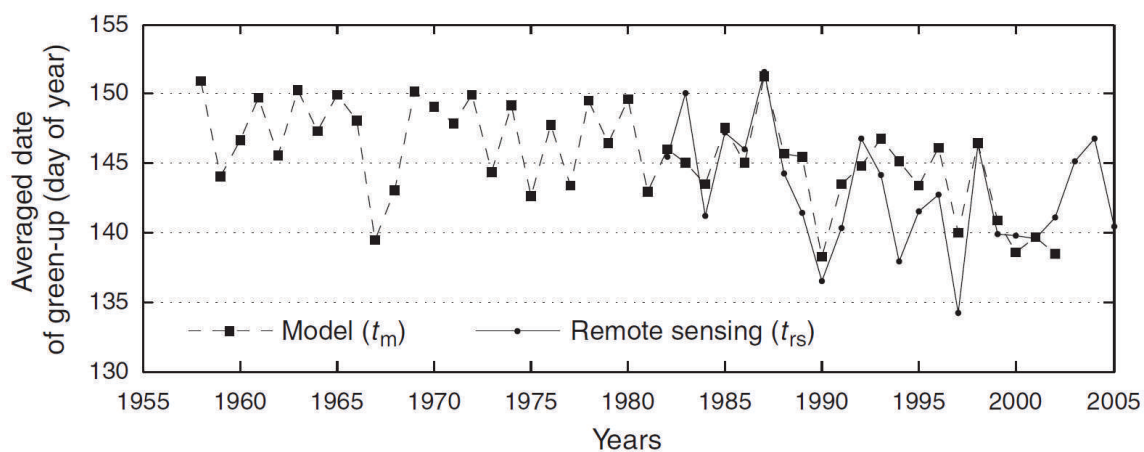


Figure 22 : Date de début de printemps obtenue par la télédétection (trait plein) (Delbart et al., 2005, 2006) et par la modélisation appliquée aux données de température ERA40 (Picard et al., 2005), moyennée à l'échelle des forêts caducifoliées ou mixtes Eurasiennes (voir distribution spatiale dans la figure précédente). Issue de Delbart et al. (2008).

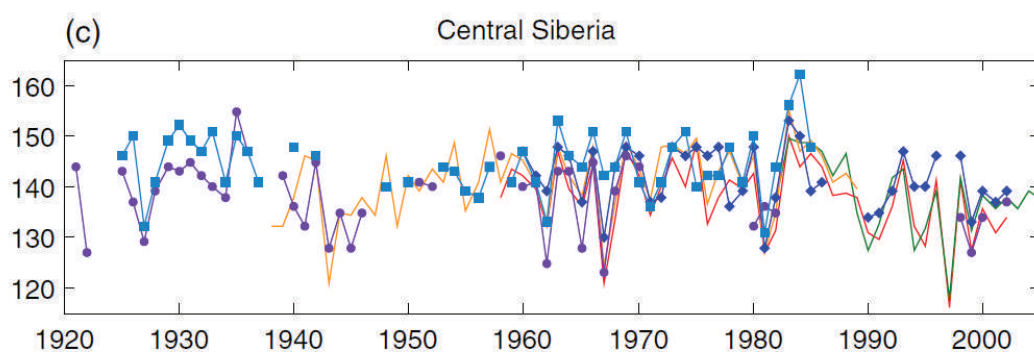


Figure 23 : Evolution de la date de début de printemps entre 1921 et 2005 en Sibérie centrale. Points : observations de terrain ; Rouge et orange : dates modélisées ; Vert : date obtenue par télédétection. Issue de Delbart et al. (2008).

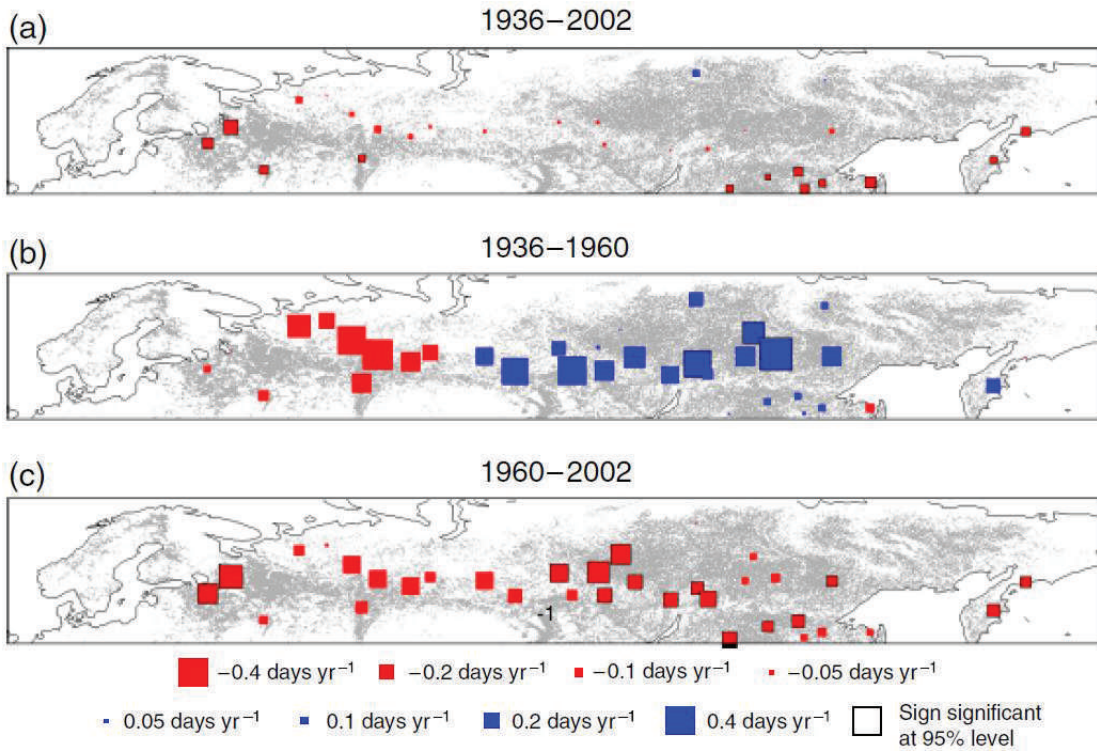


Figure 24 : Tendances temporelles de la date de début de printemps modélisée par le modèle degré-jours (Chuine et al., 1998) étalonné grâce à la télédétection (Picard et al., 2005) et appliqué aux données de température mesurée in situ (Razuvaev et al., 1993), pour les périodes (a) 1936-2002, (b) 1936-1960, et (c) 1960-2002. Issue de Delbart et al. (2008).

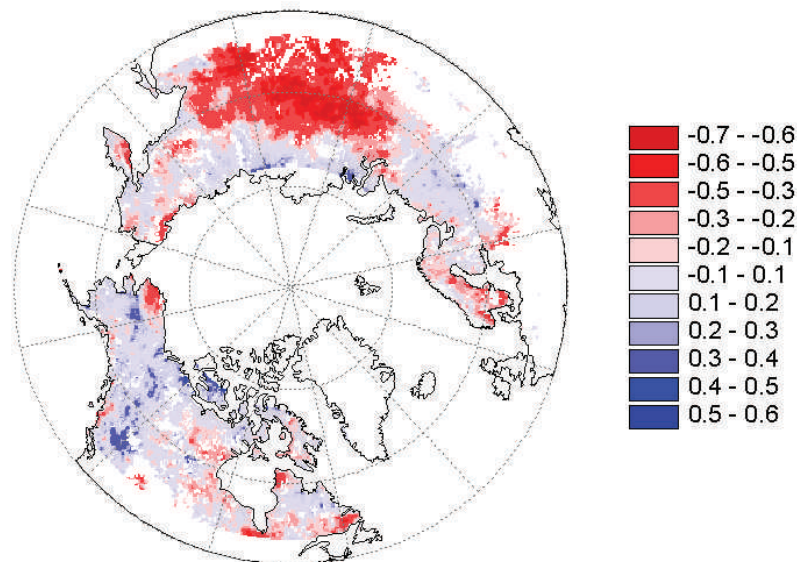


Figure 25 : Corrélation entre la date de début de printemps (Delbart et al., 2005, 2006) et l'indice d'oscillation australe (ou SOI, Southern Oscillation Index) en 1982-2004. Issue de Vicente-Serrano et al. (2006a).

4.3.2 Phénologie de la toundra

En allant vers le nord, la taïga fait progressivement place à la toundra. Les arbres se raréfient et deviennent plus petit. On trouve des bouleaux et des saules nains, cohabitant avec des graminées. Puis en continuant vers le nord les espèces ligneuses disparaissent. Reynolds *et al.* (2006) proposent une carte en cinq sous-zones (Figure 26) établies selon les communautés végétales. Dans Delbart & Picard (2007) nous avons étudié la phénologie de surface pour les deux zones de toundra les moins septentrionales, D et E suivant cette classification, celles où les ligneux sont présents. Nous y comparons les résultats du modèle phénologique étalonné pour la taïga de Sibérie centrale appliqué aux jeux de données de températures issues de ré-analyses climatiques (ERA40) avec les dates de début de printemps obtenues par la télédétection ; le modèle est aussi appliqué à des mesures *in situ* de température ; pour finir nous comparons l'ensemble aux observations de terrain de la date d'apparition des feuilles des bouleaux nains pour la station scientifique Toolik en Alaska. Enfin nous étudions les variations interannuelles de la phénologie de quatre grandes régions de toundra depuis 1958 grâce au modèle et à la télédétection.

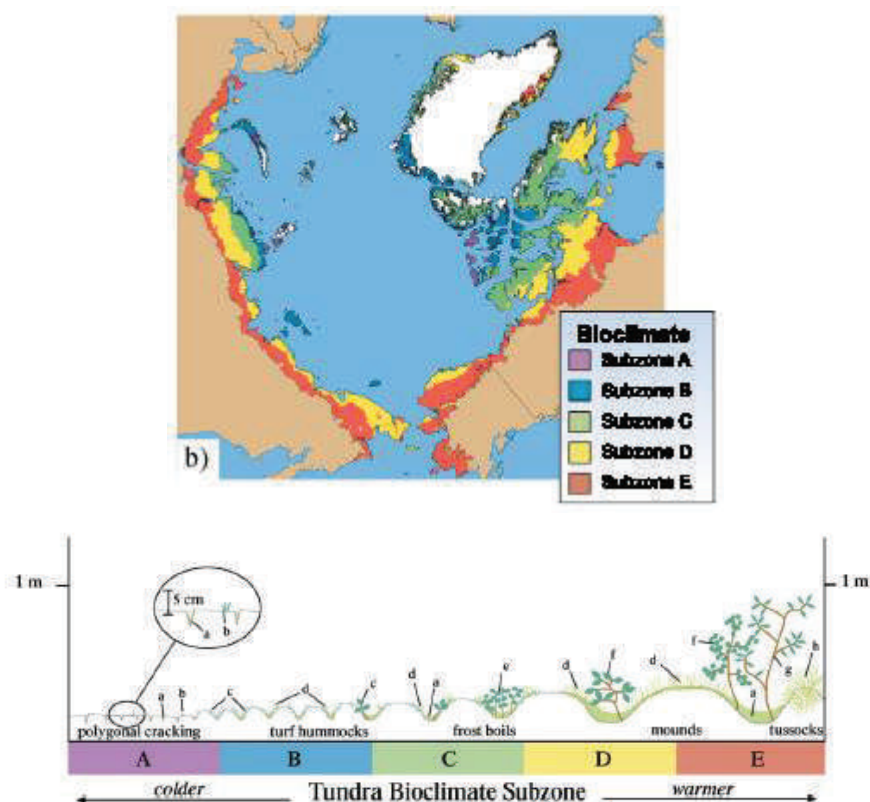


Fig. 2. Plant physiognomy occurring in different Tundra Bioclimate Subzones: A — mosses, liverworts and lichens, B — forbs, C — prostrate dwarf-shrubs, D — non-tussock graminoids, ehemiprostrate dwarf-shrubs, F — erect dwarf-shrubs, G — low shrubs, H — tussock graminoids.

Figure 26 : Zones bioclimatiques de la toundra Arctique, et physiognomie des plantes pour chacune des cinq zones. Issu de Reynolds et al. (2006).

Les résultats montrent que le modèle phénologique est autant en accord avec la télédétection que pour la taïga, et que lorsqu'il est appliqué aux données *in situ* de température l'accord avec les observations de terrain est de 3 jours. Ce modèle a donc des performances similaires à ceux étalonnés spécifiquement pour la toundra, dont un basé sur les échanges d'énergie à travers le sol et la neige, et l'autre sur la température de l'air comme notre modèle mais basé sur une formulation différente.

Cette robustesse de notre modèle de phénologie a une implication pour les travaux qui sont présentés dans la partie « phénologie et bilan de carbone ». Le même module de phénologie peut d'une part être utilisé tout le long de l'écotone pour le type fonctionnel de plante (PFT) « forêt caducifoliée boréale ». D'autre part, si le modèle dynamique de végétation - alimenté par des températures issus de scénarii futurs de réchauffement - simule une augmentation de la densité des ligneux caducifoliés dans le nord, le même modèle de phénologie restera valide puisqu'il simule déjà correctement la phénologie des arbres plus au sud.

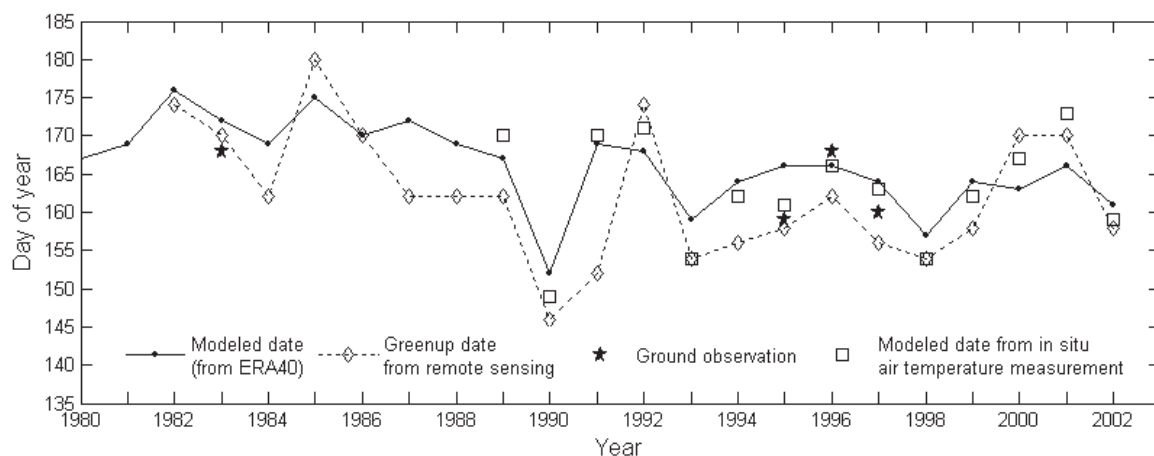


Figure 27 : Date de début de printemps à la station scientifique Toolik, Alaska, par la télédétection (losanges et pointillés), par la modélisation appliquée aux données de température ERA40 (points et trait plein) et appliquée aux mesures in situ de la température (carrés), et par l'observation de terrain (étoiles). Issu de Delbart & Picard (2007).

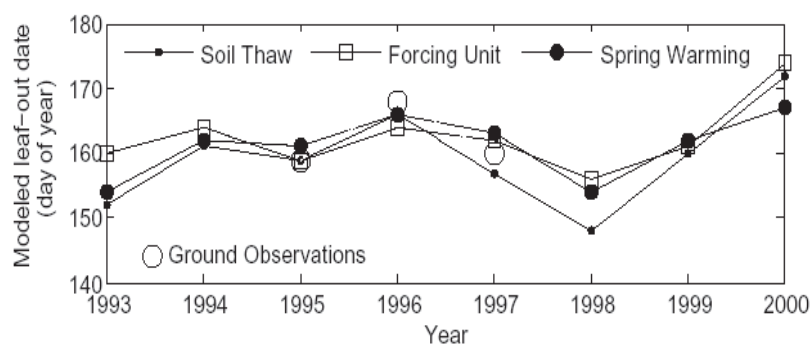


Figure 28 : Comparaison de trois modèles de phénologie à la station scientifique Toolik, Alaska : notre modèle degré-jours (Spring Warming), un modèle basé sur les mêmes hypothèses mais formulé différemment (Forcing Unit), et un modèle simulant les échanges thermiques entre le sol, le manteau neigeux et l'air (Soil Thaw), faisant l'hypothèse que c'est la disponibilité en eau liquide qui pilote l'apparition des feuilles. Notre modèle a été étalonné en Sibérie centrale, les autres modèles localement. Les cercles donnent les observations de terrain. Issu de Delbart & Picard (2007).

Moyennée à l'échelle de quatre larges régions de toundra on retrouve l'accord entre les observations par télédétection et la modélisation confirmant que les variations observées sont pilotées par les variations de température (Figure 29). Grâce au modèle on estime une avancée d'environ dix jours de la phénologie de la toundra au nord de l'Alaska et au nord-ouest de la Sibérie depuis 1970.

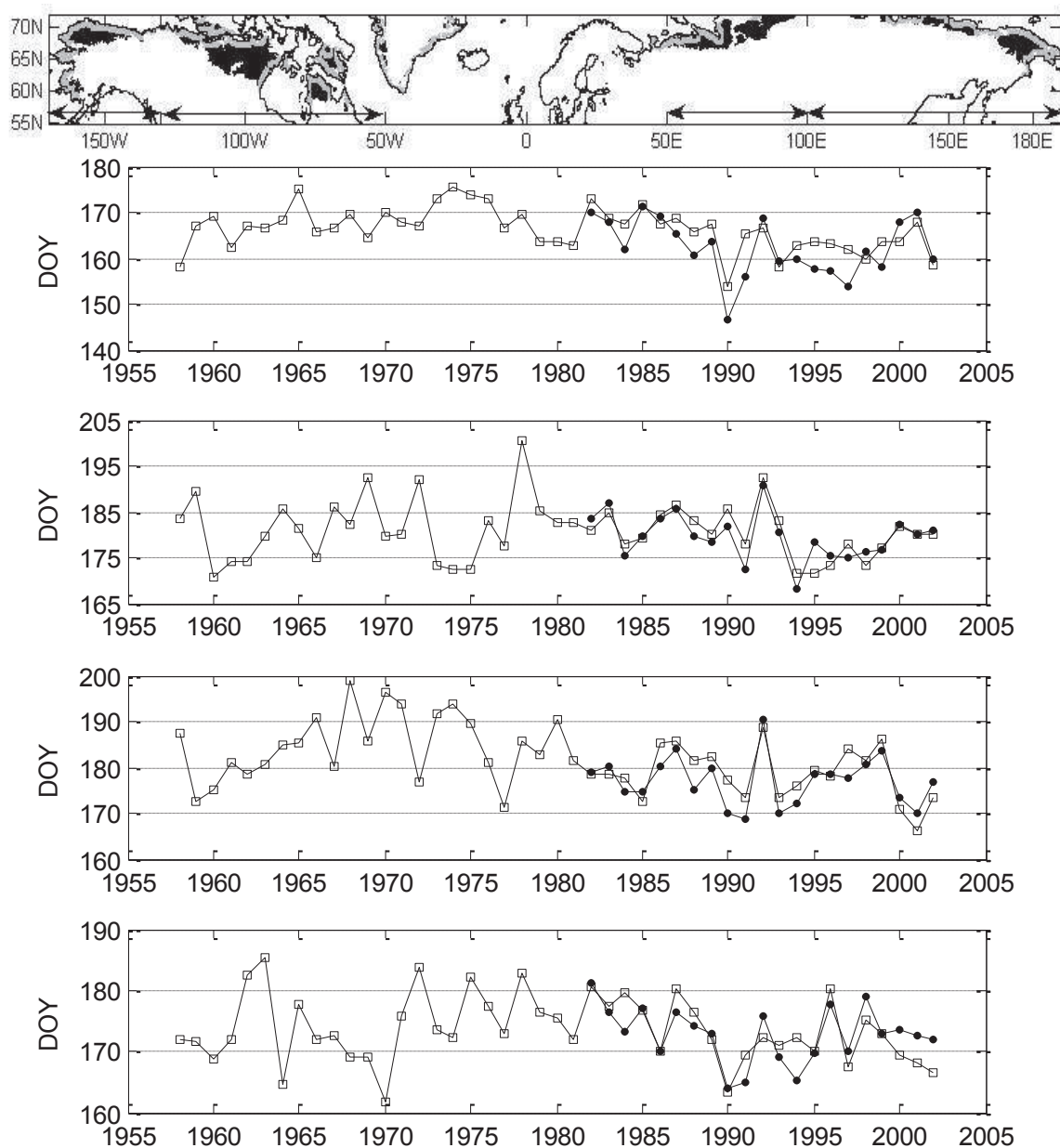


Figure 29 : Variations interannuelles de la date de début de printemps moyennée pour quatre larges régions (situées en zones D et E de la classification de Reynolds et al. 2006), par la télédétection (points noirs) et la modélisation (carrés vides). Les régions sont montrées en haut, et les courbes de haut en bas correspondent aux zones d'Est en Ouest à partir de l'Alaska. Issu de Delbart & Picard (2007). DOY : Day of year.

4.3.3 Phénologie de communautés végétales au Canada

Le jeu de données issu de Delbart *et al.* (2005, 2006) a été validé grâce à des observations de la date d'apparition des feuilles, réalisées par des scientifiques pour plusieurs espèces ligneuses présentes en Sibérie (*Betula sp.*, *Larix siberica*, *Populus tremula*). Estimer la date d'apparition des feuilles pour une espèce en un lieu donné nécessite de suivre un protocole stricte, qui repose sur le fait d'être présent tout le long de la période durant laquelle l'apparition des feuilles peut avoir lieu. Multiplier les observations est donc difficile pour la communauté scientifique. Des projets de science participative ou science citoyenne permettent de multiplier les observations grâce à un réseau de naturalistes motivés par la phénologie (Observatoire des Saisons, PlantWatch). Ce sont de telles données que j'ai utilisées en collaboration avec l'Université d'Alberta au Canada pour déterminer à quel point la date unique de début de printemps estimée par la télédétection est représentative de la phénologie d'une cohorte d'espèces, dont la phénologie est différenciée. Les données sont les dates de floraison et de feuillaison d'un groupe de 39 espèces végétales, observées au Canada. Ces observations sont distribuées en une large portion du territoire Canadien.

Le premier résultat obtenu est que l'accord entre la télédétection et les dates de feuillaison est moins bon que lors de la validation menée en Eurasie boréale lorsque la comparaison se fait à l'échelle du pixel. L'erreur quadratique moyenne passe en effet de 8 à 13 jours. On peut supposer que les observations sont essentiellement conduites près des habitations des observateurs, et que donc les pixels de 1km² recouvrent des zones moins homogènes que ceux utilisés lors de la validation en Sibérie. En conséquence les individus observés ne sont pas nécessairement représentatif de la phénologie des différentes plantes présentes dans un pixel de 1km².

Cependant, pour la première fois un jeu de données issues des images satellite s'est montré capable de suivre les variations interannuelles de la phénologie d'une large cohorte d'espèces (Delbart *et al.* 2015). En effet lorsque les observations combinées à une échelle régionale sont comparées à la date issue de la télédétection également moyennée à cette échelle, on voit que les variations interannuelles de phénologie par télédétection sont très représentatives de celles de tout un ensemble d'espèces, allant de feuillaison des plantes ligneuses à la floraison de plantes de petites tailles comme le pissenlit, et cela malgré l'étalement des évènements phénologiques durant le printemps (Figure 30).

Avec le signal satellite, la phénologie est traitée comme un évènement unique, alors que pour un écosystème donné on observe une continuité de floraisons et de feuillaisons entre les différentes espèces, et même en réalité suivant les individus. On voit ici que les variations interannuelles de la date unique relevée par la télédétection reflète les variations phénologiques d'une part importante de la communauté végétale, à l'échelle régionale. On voit bien ici que la phénologie de la surface est réellement en lien avec la phénologie sur le terrain, mais pas à l'échelle du pixel.

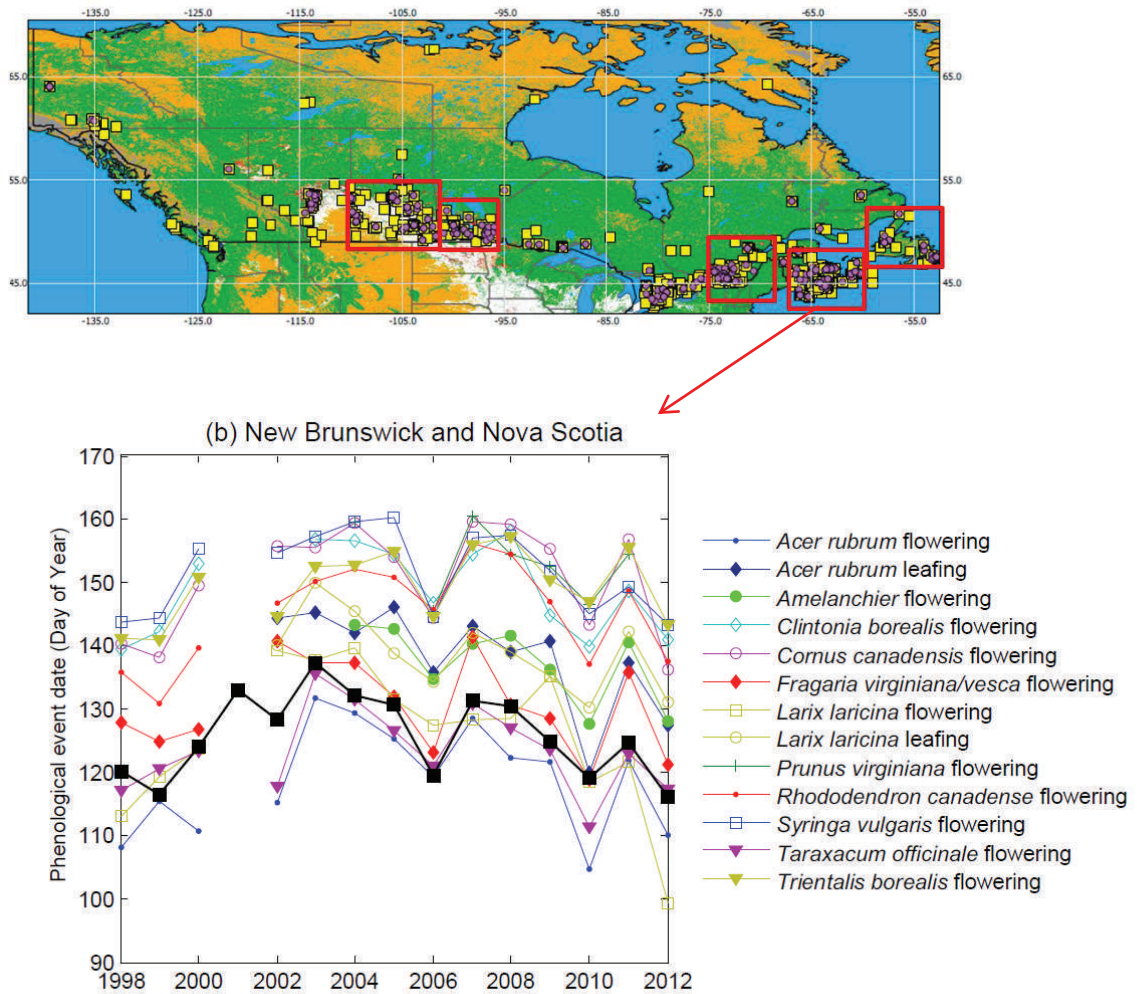


Figure 30 : Comparaison de la date de début de printemps obtenue par la télédétection aux observations citoyennes du projet PlantWatch. Haut : distribution de la forêt (vert), des prairies (orange) et de l'agriculture (blanc), et position des observations citoyennes de la date de floraison (jaune) et de feuillaison (violet). Les cadres rouges représentent cinq régions d'étude. Bas : séries temporelles agrégées à partir des observations citoyennes, et série issue de la télédétection (carrés et ligne noirs), pour une des cinq régions étudiées. Extraits de Delbart et al. (2015).

4.3.4 Perspectives : relations entre les variables hivernales, printanières et estivales

Nous avons établi que l'épaisseur de neige en hiver, ainsi que la date de fonte, influe sur la productivité de la végétation en été, l'indicateur de la productivité étant le *NDVI* issu des données NOAA-AVHRR moyenné entre le 1^{er} juillet et le 1 août (Grippa *et al.*, 2005). Pour une large portion de la Sibérie, un printemps précoce du point de vue de la fonte de la neige s'accompagne en effet d'une productivité estivale réduite, potentiellement en raison d'un manque d'eau précoce pour la végétation ce qui recouperait les résultats de modélisation (Sato *et al.*, 2010). Buermann (2013) donne un résultat similaire pour l'Amérique du Nord boréale, alors que Buermann *et al.* (2016) montrent le contraire en moyenne pour l'Eurasie boréale. Dans ces cas les corrélations s'expliquent par des liens de causalité entre les processus hivernaux ou printaniers avec l'état estival de la

végétation. Par ailleurs, on sait que les variations des phénophases de printemps des espèces d'une communauté végétale sont corrélées (Beaubien & Hamann, 2011) (Delbart *et al.*, 2015a), ce qui s'explique par le fait que toutes ces phénophases dépendent d'une même variable explicative, la température.

J'ai encadré des travaux sur la coévolution de la date de fonte des lacs et la phénologie des plantes au Canada (Yao, 2013), de la coévolution des phénologies nivales et végétales vues respectivement par les diffusiomètres (Bartsch *et al.*, 2007) et la télédétection optique (Delbart *et al.*, 2005) en Sibérie, et sur l'influence de la phénologie sur l'occurrence d'incendies vues par la télédétection thermique et sur le diagnostic de la prédisposition au feu par télédétection en Sibérie (Bertelle, 2015). Ces travaux d'étudiants suggèrent qu'il est possible de quantifier les liens entre les variables hivernales (épaisseur de la neige), printanières (date de fonte des lacs, de la neige, des phénophases végétales) et estivales (productivité végétale, humidité du sol, anomalies de masse, occurrence de feux), grâce aux données existantes.

Par ailleurs, comme mentionné précédemment les taux annuels de changements issus de régression linéaires rendent mal compte des variations interannuelles des variables étudiées. Il est nécessaire de pouvoir observer les séries temporelles. Ainsi, dans (Delbart *et al.*, 2008, 2015a) j'ai montré des séries temporelles de phénologie pour des régions définies, dont les limites arbitraires forment un rectangle (Figure 30). Cette solution ne m'a jamais réellement paru satisfaisante, puisque chaque région intégrait nécessairement des zones de variabilité diverses, mais néanmoins m'a permis d'observer les séries temporelles à une échelle plus intégratrice que le pixel. Sous ma direction, Deront (2015) a mené des travaux sur une délimitation raisonnée de régions de variabilité similaire de la phénologie en Sibérie, en testant plusieurs approches basée sur les ACP en mode S (voir Vicente-Serrano *et al.*, 2006b) ou sur des classifications non supervisées appliquées aux anomalies temporelles. Elle a pu ainsi, en l'appliquant séparément aux données de phénologie nivale et végétale, et en combinant les résultats, délimiter des régions dont on peut considérer que les courbes interannuelles moyennes de chaque type de phénologie sont représentatives. On peut donc directement observer les liens entre variables (Figure 31) en plus de la cartographie des corrélations (Figure 32).

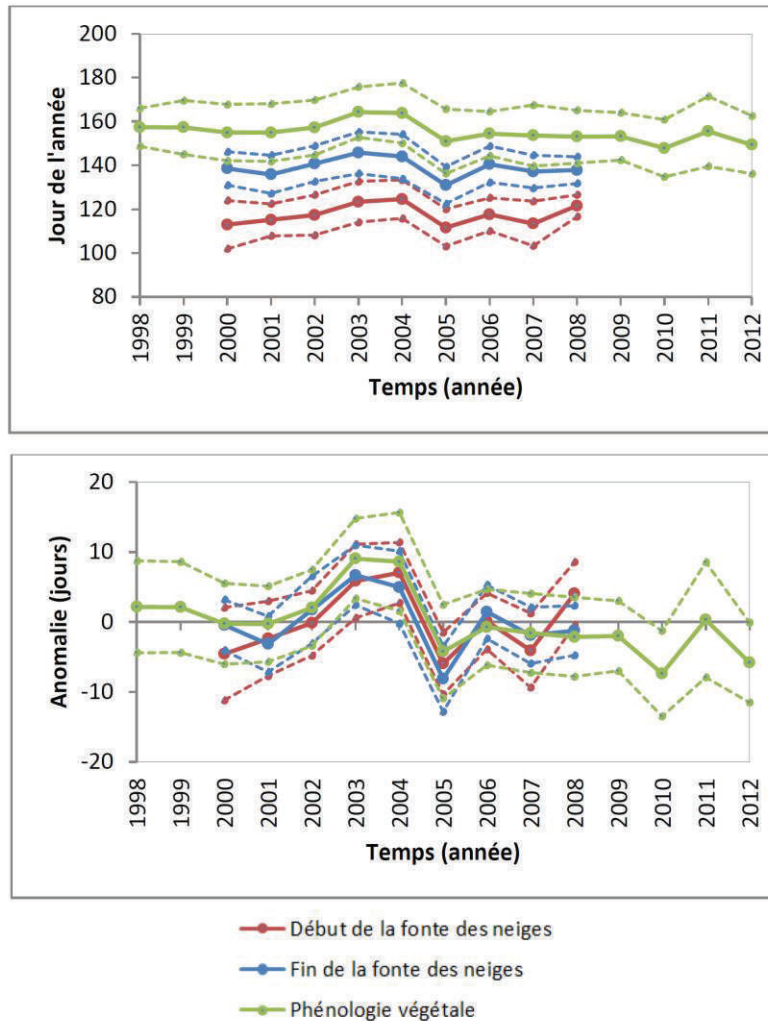


Figure 31 : Variations interannuelles des dates de début et de fin de fonte de neige issues des données de QuikScat selon Bartsch et al. (2007) et de la date de début de printemps selon (Delbart et al., 2005), pour une phéno-région (en haut) ici définie comme ayant des variations homogènes des anomalies de début et de fin de date de fonte. Les traits pleins sont les moyennes, les pointillés représentent la moyenne (trait plein) ± 1 écart-type de l'anomalie. Issu de Deront (2015).

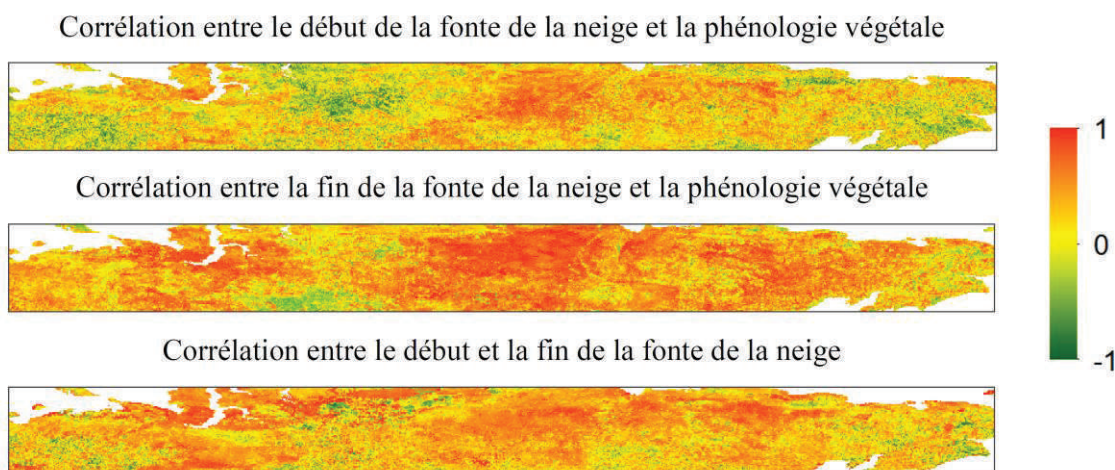


Figure 32 : Corrélation entre les variations interannuelles des dates de début et de fin de fonte de neige issues des données de QuikScat selon Bartsch et al. (2007) et de la phénologie végétale selon Delbart et al. (2005), entre 2000 et 2008. Issu de (Deront, 2015).

J'ai poursuivi ces travaux pour améliorer les résultats de (Delbart *et al.*, 2015a) présentés à la section précédente. Dans cette étude, j'ai en effet agrégé des séries temporelles d'observation de terrain de la phénologie, à l'intérieur de régions de forme rectangulaire. Cette forme est utilisée par défaut : les séries temporelles sont très incomplètes et rien ne permet de faire une sélection pertinente pour choisir lesquelles peuvent être agrégées. Les travaux en cours (Delbart *et al.*, 2016a, 2017a) ont comme approche de délimiter des régions homogènes en termes de variabilité grâce à la télédétection, pour choisir quelles séries *in situ* peuvent être agrégées. Cette délimitation se fait en deux temps : une classification non supervisée des anomalies avec un grand nombre de classes, arbitraire par nécessité ; un regroupement des classes sur la base de leur corrélation. En choisissant de regrouper les classes corrélées au niveau de significativité de 0,01, on obtient 122 régions homogènes en termes de variabilité phénologique, dont cinq regroupent un grand nombre d'observations PlantWatch (Figure 33).

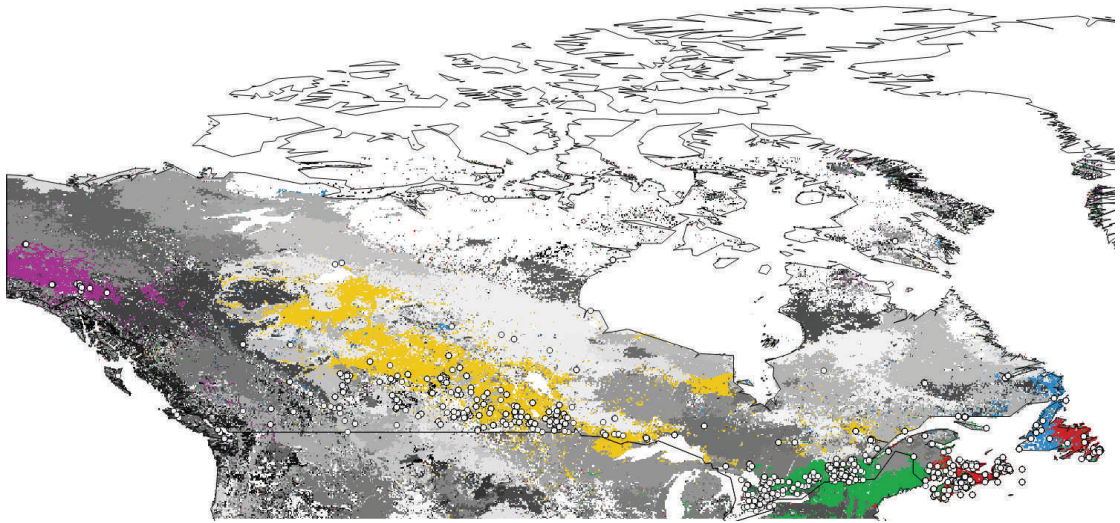


Figure 33 : Distribution des 122 phéno-régions, définies comme les régions de variabilité interannuelle de la date de début de printemps homogène. Les couleurs représentent les cinq phéno-régions comprenant le plus de site d'observation du projet PlantWatch.

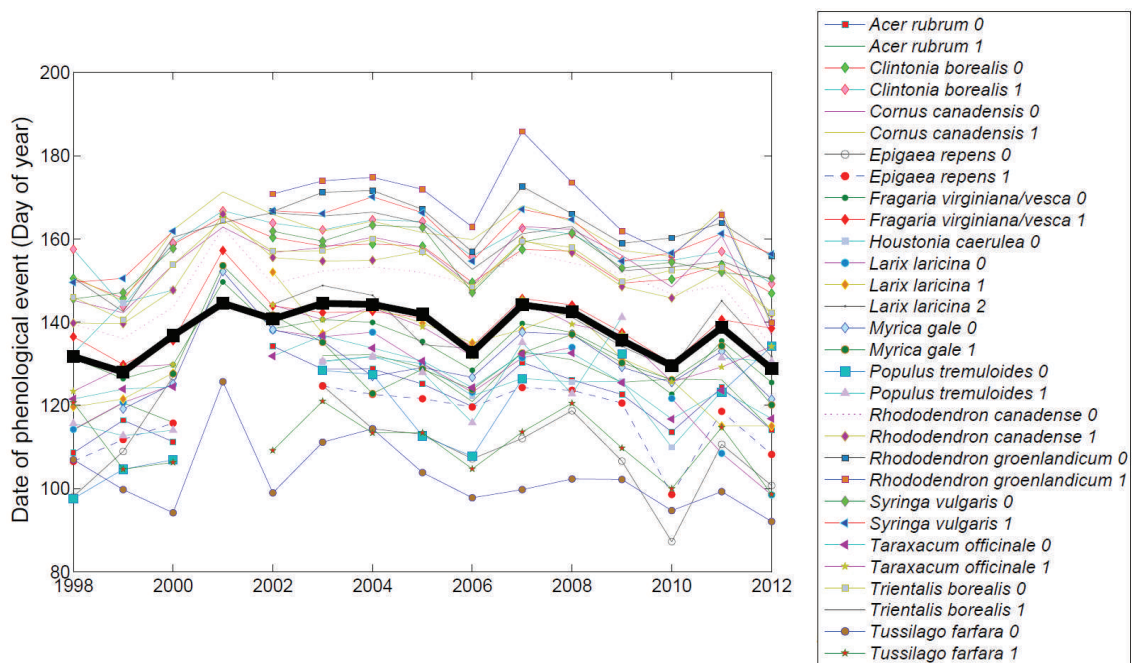


Figure 34 : Séries temporelles de phénologie pour la phéno-région regroupant à l'Est de Terre-Neuve et à la Nouvelle-Ecosse (en rouge dans la Fig. 34). Le trait épais représente la date moyenne de début de printemps obtenue par la télédétection. Les autres séries représentent la date de feuillaison (0) ou de floraison (1) pour les différentes espèces observées. Issu de Delbart et al. (2016a).

On voit par exemple que les moitiés Est et Ouest de Terre Neuve présentent des modes de variations différents, alors que dans Delbart *et al.* (2015a) elles ne formaient qu'une seule région pour laquelle toutes les observations avaient été agrégées. Par ailleurs, on voit que la Nouvelle Ecosse, l'Est du Nouveau Brunswick et l'Est de Terre Neuve présentent une variabilité similaire. Les observations sont agrégées par espèces et par évènement (première feuillaison, première floraison, floraison avancée) (Figure 34). *In fine*, l'objectif est d'analyser les variations interannuelles des écarts entre les différents évènements. Ce résultat, préliminaire, doit encore intégrer les variations de la distribution spatiale des observations d'année en année pour atteindre l'objectif avec confiance, ce qui forme un point difficile des travaux futurs à mener.

Cette étude pose la question d'établir une série temporelle représentative d'une région à partir de séries incomplètes (Figure 35) observées localement, et dont la distribution spatiale des lieux d'observations change dans le temps, en utilisant les séries temporelles de données de la télédétection pour contraindre le niveau spatial d'analyse. La science citoyenne se développe et représente une source massive de données, cependant il est vraisemblable que par son fonctionnement basé sur la motivation personnelle d'individus pour lesquels l'observation naturaliste reste un loisir, la plupart des séries seront courtes. Ces observations permettent néanmoins, entre autre, d'étudier les relations interspécifiques (Beaubien & Hamann, 2011) et d'évaluer les résultats de la télédétection (White *et al.*, 2009 ; Pouliot *et al.*, 2011 ; Delbart *et al.*, 2015a). Les travaux débutés laissent penser que les interactions entre les deux types de données ne doivent pas se limiter à l'évaluation de la télédétection par les observations, mais que la télédétection peut aussi contraindre l'analyse des observations.

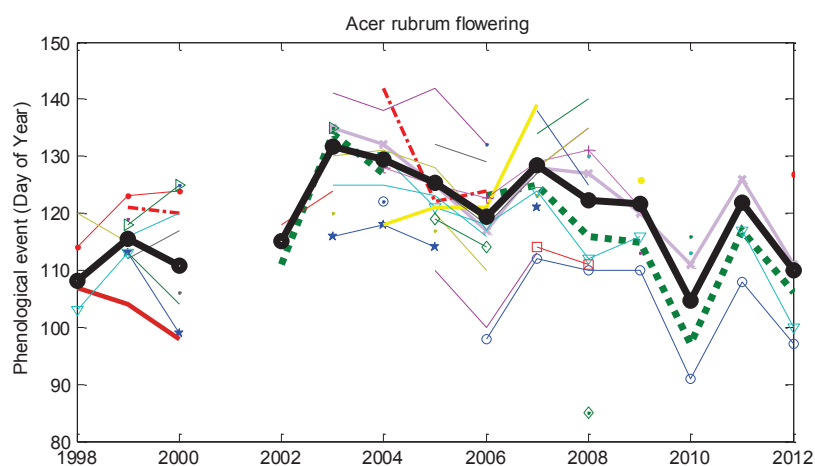


Figure 35 : Agrégation de séries temporelles par site de la date de floraison de l'érable rouge. La série agrégée (en gras) est reportée dans la Fig. 33. Issu de Delbart *et al.* (2016a).

4.4 Enneigement dans les Andes et disponibilité en eau dans le Cuyo Argentin

La télédétection grand-champ, utilisée dans Delbart *et al.* (2005, 2006, 2008), Delbart & Picard (2007), et Kobayashi *et al.* (2010), a été utilisée pour l'estimation des surfaces enneigées dans les Andes et pour l'analyse des variations interannuelles du débit de quatre rivières alimentant les oasis du piémont argentin, qui concentrent les environ 1,7 millions d'habitants de cette région aride à semi-aride, et dont les activités dépendent de la disponibilité en eau (Figure 36). Ce travail s'insère dans le cadre des études sur l'hydrologie des oasis andines de ma collègue Emilie Lavie, géographe hydrologue de PRODIG, mais traite uniquement de la ressource en amont des prélèvements alors que Lavie (2009) et Lavie & Beltrando (2013) intègrent les usages et les modalités de gestion de l'eau. Cette étude s'est aussi appuyée sur les travaux de nos étudiants de master en charge du passage des données fournies aux surfaces enneigées à l'échelle régionale (Goma, 2013, Delbart *et al.*, 2014) et à celle des bassins versants (S. Dunesme, Delbart *et al.*, 2015b).

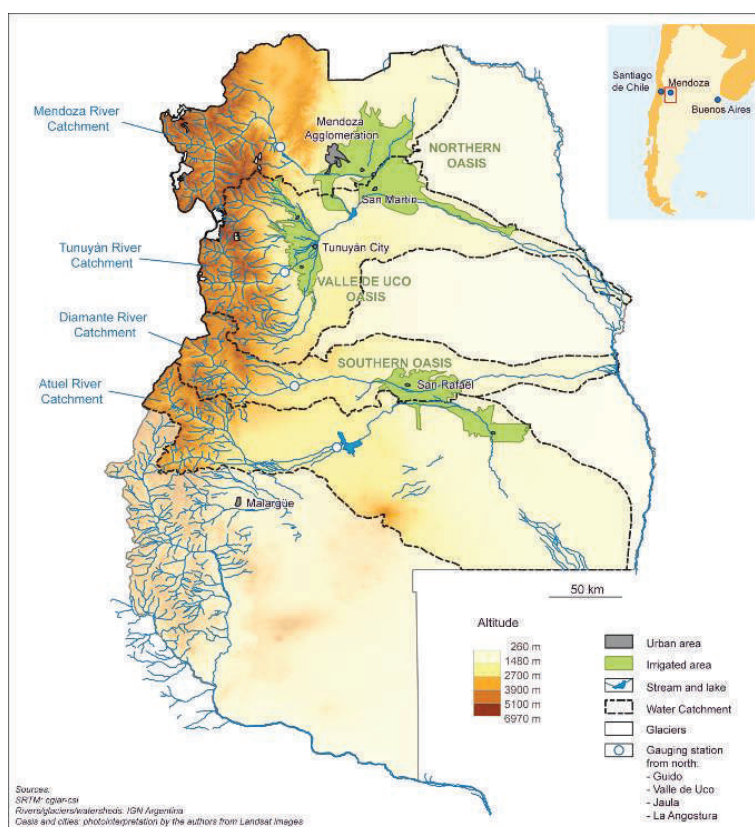


Figure 36 : Les bassins versants étudiés dans la province de Mendoza. Produit par Emilie Lavie.

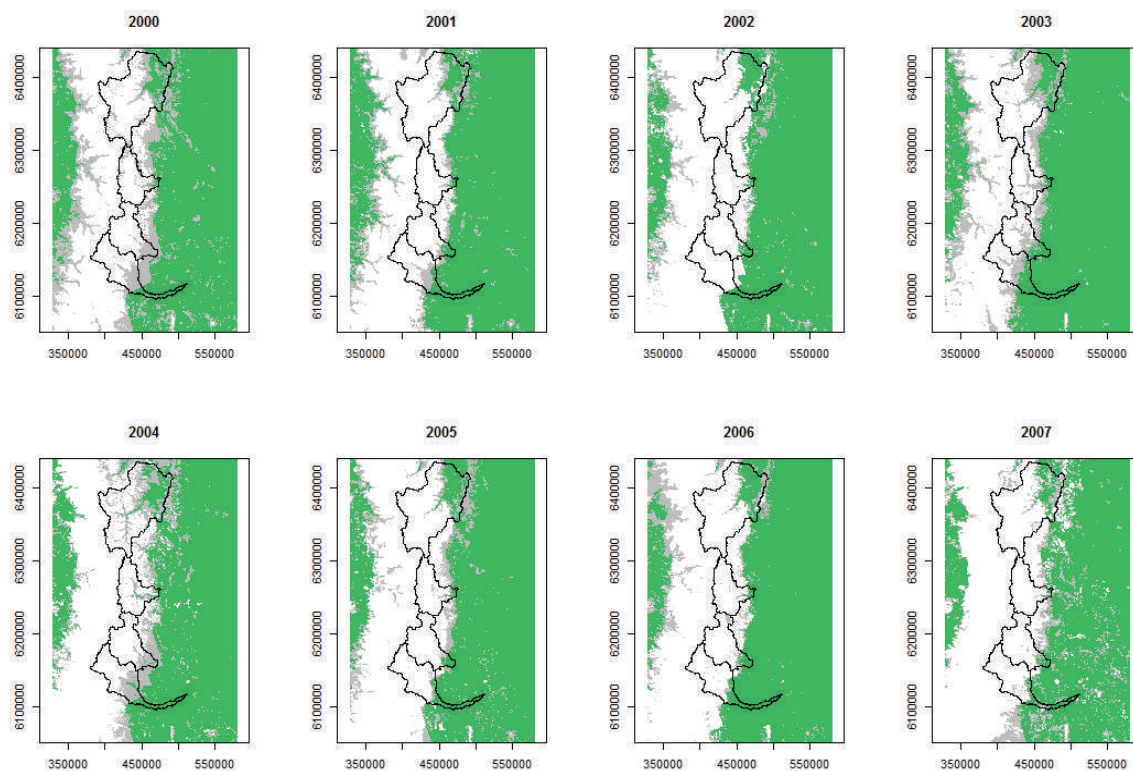


Figure 37 : Enneigement selon le produit MODIS MOD12A1 dans les Andes, et tracé des quatre bassins versants en amont des barrages où les débits sont mesurés. En blanc : enneigement début septembre. En gris : enneigement au moins une fois dans l'année. Issu de Delbart et al. (2016b).

Nous avons estimé tous les huit jours la surface enneigée dans les bassins versants de quatre rivières argentines à partir du produit d'enneigement issu des données du capteur MODIS (Figure 37), pour les mettre en relation avec les variations interannuelles du débit. Pour les quatre bassins, les volumes moyens écoulés sur la période de hautes eaux sont particulièrement liés à la couverture neigeuse des mois de septembre et d'octobre, et peu à celle des autres mois (Delbart et al., 2014). Le volume total en septembre-avril semble directement lié à la surface du manteau neigeux au début de la période de fonte (Figure 38). Pour chaque bassin versant, les débits moyens en septembre-avril et la surface enneigée en septembre et octobre montrent des variations interannuelles relativement similaires, et leur corrélation est d'environ 0,8. Une stratégie de **prévision précoce de l'aléa** « faible débit » à partir des données de télédétection a été proposée, basée sur le fait que la connaissance des surfaces enneigées en début de la période de la fonte de la neige andine est suffisante pour prévoir le débit moyen durant les 8 mois de la période de hautes eaux (Delbart et al. 2014, 2015) (Figure 39).

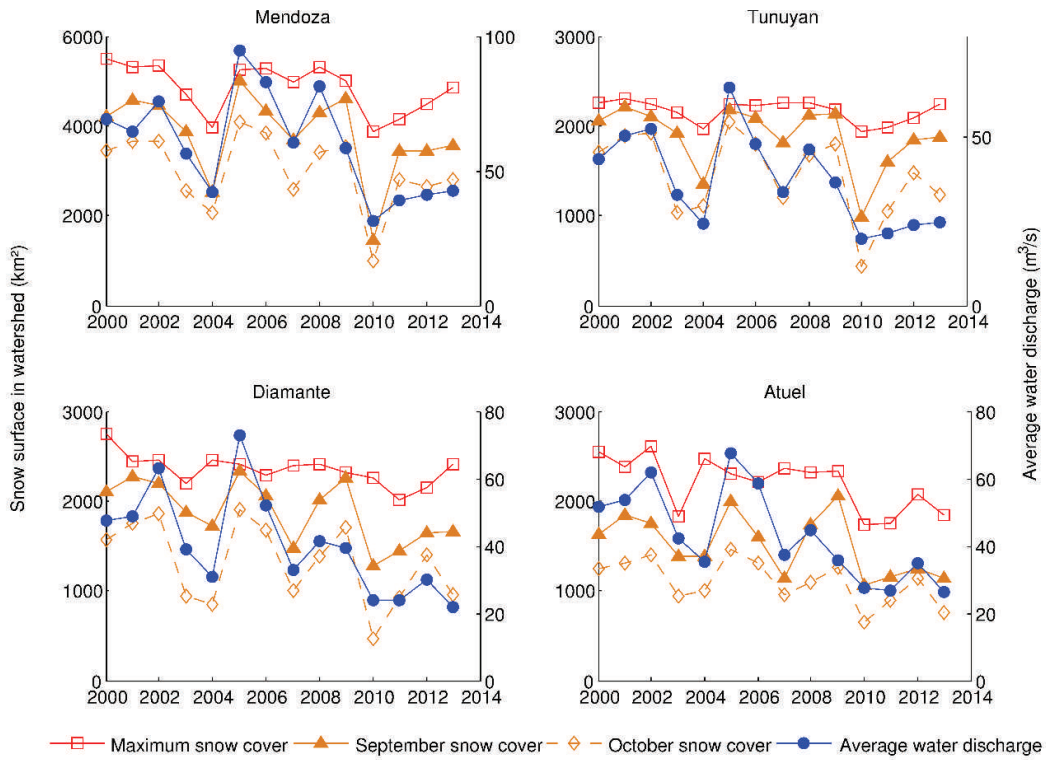


Figure 38 : Surface enneigée estimée par la télédétection dans quatre bassins versants andins, et débit moyen durant la période de hautes eaux (Septembre – Avril) des rivières en amont des barrages. Issu de Delbart et al. (2015).

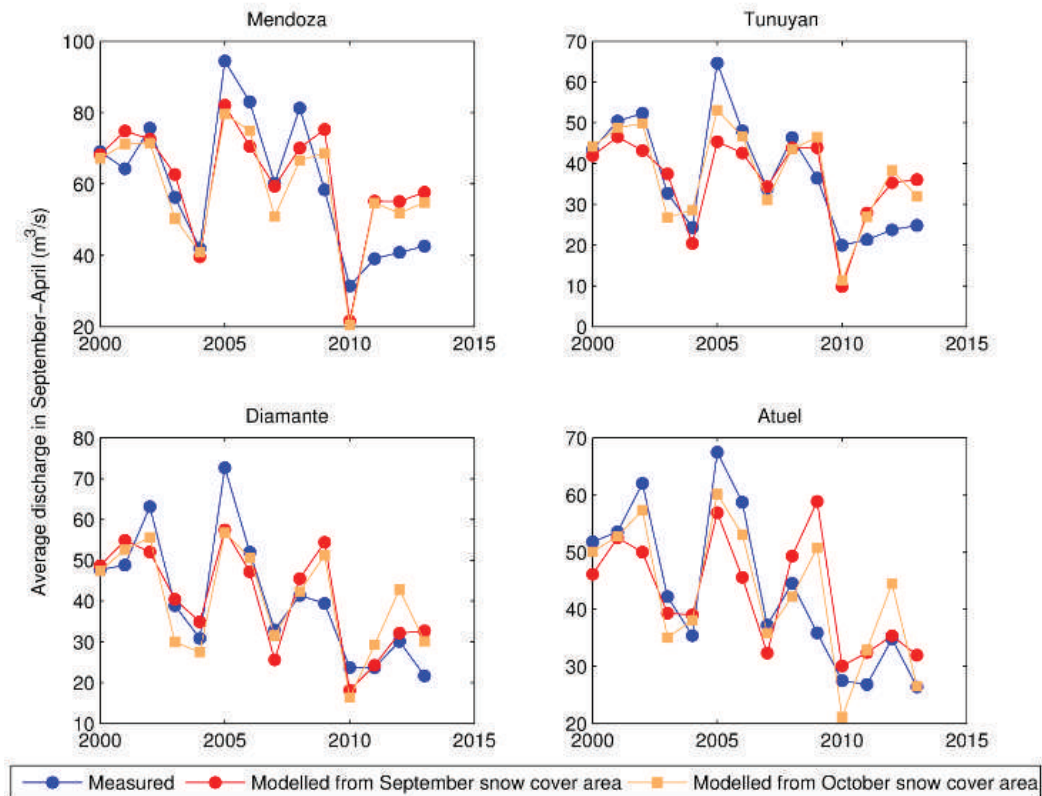


Figure 39 : Comparaison des débits moyens entre septembre et avril prédits avec ceux mesurés. Issu de Delbart et al. (2015).

Nous avons confirmé le lien très fort entre manteau neigeux et débit des rivières (Masiokas *et al.* 2006), et établi une méthode d'estimation précoce du débit durant la période de hautes eaux, celle qui compte pour l'agriculture (dont les besoins en eau d'irrigation concordent avec les périodes de crues), basée sur les données de télédétection qui sont disponibles peu de temps après l'acquisition (Figure 39).

Néanmoins, cette stratégie de prévision a un défaut majeur : les faibles débits observés à la fin entre 2009 et 2013 pour les rivières Mendoza et Tunuyán ne sont pas correctement anticipés, les débits modélisés surestimant les observations. Or c'est le risque de pénurie qu'il est le plus important de prévoir. Les travaux en cours ont pour but de comprendre ces erreurs, afin si possible de les corriger.

L'hypothèse la plus probable est que le manteau neigeux soit moins épais pour ces quatre années que pour les autres années. Pour tester cette hypothèse, le choix s'est porté non pas sur les produits d'épaisseur de neige issus de la télédétection micro-onde, réputés peu efficace en milieu montagnard du fait de la topographie, mais sur les produits d'anomalie de masse issus des données des gravimètres spatiaux GRACE décrites ci-dessus. Puisque les anomalies temporelles de masse s'expliquent par les variations saisonnières de la masse d'eau, elles sont exprimées en hauteur d'eau équivalente.

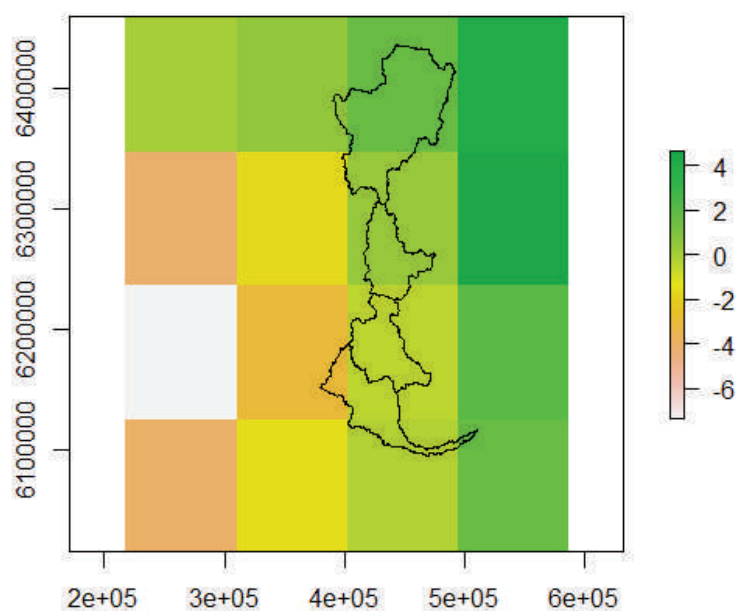


Figure 40 : Exemple du produit d'anomalie de masse issu des données GRACE, exprimé en épaisseur d'eau équivalente (cm), superposé aux tracés des bassins versants. Issu de Delbart *et al.* (2016b).

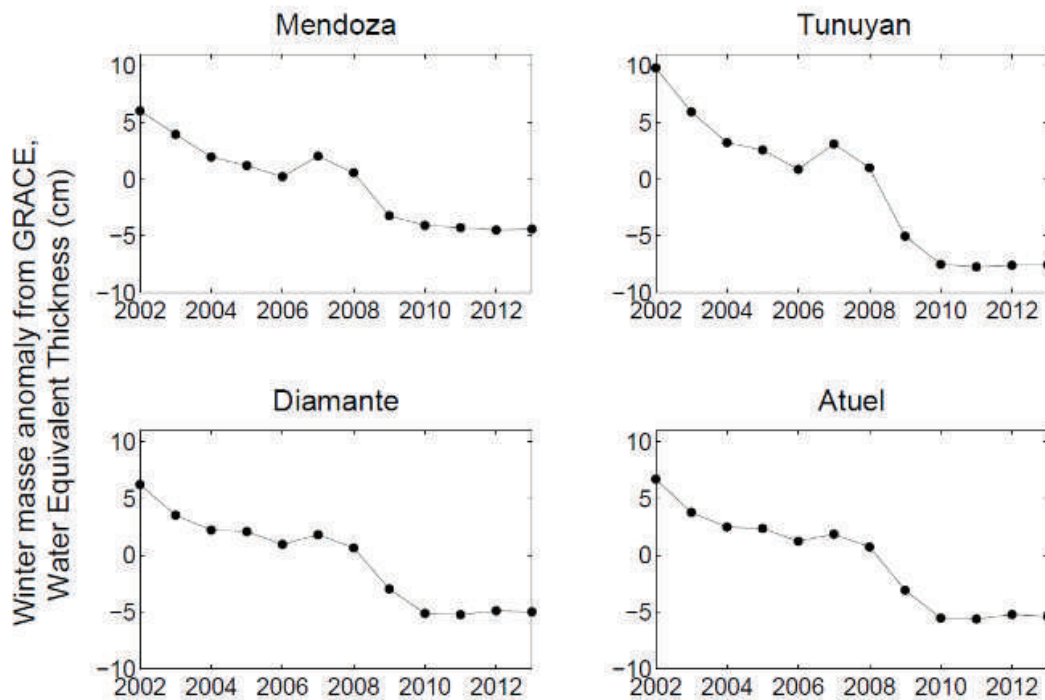


Figure 41 : Moyenne de l'anomalie de masse à l'intérieur des bassins versants en Juin-Août, pondérée par la surface de chaque pixel GRACE dans le polygone. Issu de Delbart et al. (2016b).

La taille des pixels de ces données est de 100 km (Figure 40), mais la résolution spatiale est encore plus faible puisque les pixels voisins contribuent au signal, ainsi que des pixels plus lointains. A l'intérieur d'un pixel aussi grand, les anomalies de masse peuvent traduire aussi bien des anomalies de surface enneigée que des anomalies d'épaisseur. Or, l'entrée de notre modèle de prévision est la surface enneigée. Pour expliquer les résidus de ce modèle, nous rendons les anomalies de masse indépendantes de celles des surfaces en soustrayant le résultat issu de la régression linéaire entre ces deux variables (nous créons une variable décorrélée de la surface). Assez nettement, les forts résidus positifs de la méthode de prévision des débits sont alors expliqués par les anomalies de masse (Figure 41). Au contraire, les résidus négatifs ne sont pas expliqués, indiquant que d'autres variables perturbent la relation entre les surfaces enneigées et le débit. On peut évidemment penser aux précipitations liquides, mais cependant leur impact n'est pas encore analysé.

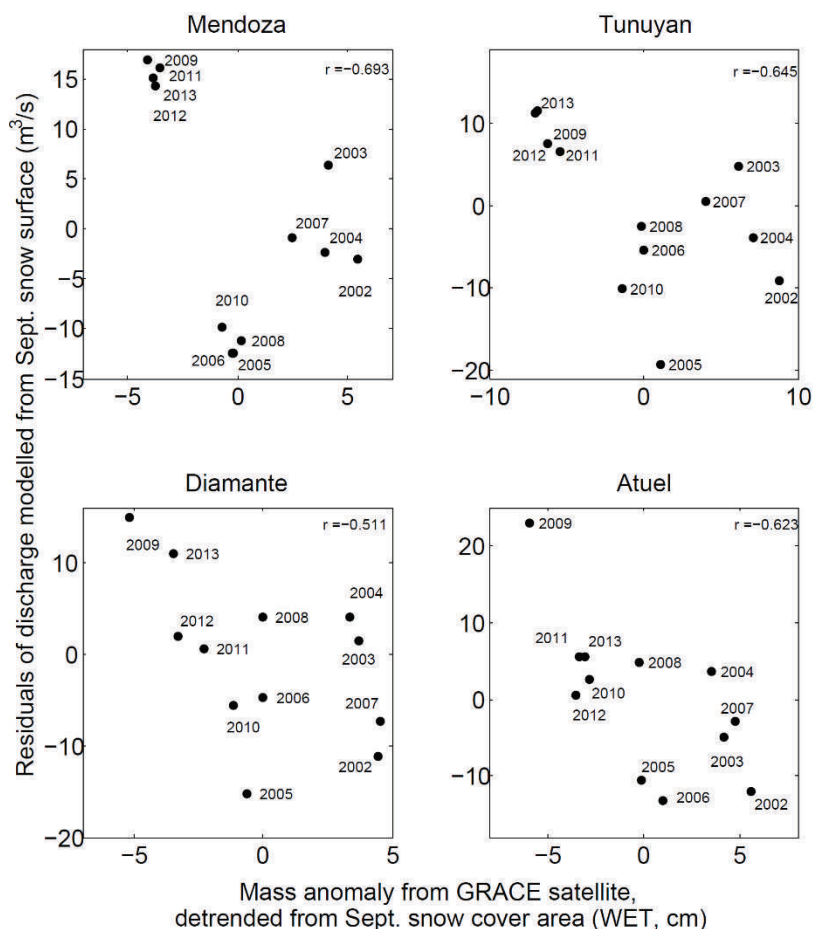


Figure 42 : Résidus du modèle de prévision des débits en fonction des anomalies de masse GRACE désaisonnalisés des variations de surface enneigée. Issu de Delbart et al. (2016b).

Cette étude constitue pour moi un marqueur de mon insertion dans la discipline « géographie », et dans mon métier d'enseignant chercheur. Elle s'appuie sur mon expertise de la télédétection grand champ et de l'analyse de séries temporelles d'images, qui datent d'avant mon rattachement à cette discipline. Mon expérience apporte des connaissances nouvelles à l'étude d'un milieu traitée par un collègue géographe dans ses composantes diverses, avec l'homme, ses pratiques et ses politiques de gestion. L'enjeu sociétal est également plus directement identifiable que les études sur le bilan de carbone. En outre notre étude s'appuie sur l'encadrement d'étudiants. **Cette conjonction d'objectifs pédagogiques et d'objectifs de recherche**, finalisée au sens où l'étude a donné lieu à deux publications et un acte de colloque, **constitue une nouveauté dans ma pratique de la recherche**.

Par ailleurs, l'analyse des résidus de la relation linéaire m'a conduit à utiliser les données issues de la gravimétrie spatiale, expérience que je compte faire fructifier pour analyser les relations neige-eau-végétation pour les régions boréales. Enfin, même si les données sont issues de la télédétection, méthodologiquement parlant le travail réalisé est essentiellement d'ordre géomatique, automatisé sous R, puisqu'il se base sur la synergie de données diverses, de résolutions spatiales et de systèmes de projection différents.

4.5 Agriculture de décrue au Sénégal

J'accompagne Laurent Bruckmann, docteur de l'UMR PRODIG récemment diplômé (2016), dans ses travaux sur l'utilisation de la télédétection pour sa thèse et ses travaux post-thèse sur l'agriculture de décrue au Sénégal. La télédétection complète un dispositif méthodologique basé avant tout sur le travail de terrain, tant sur l'analyse du milieu physique que sur les enquêtes concernant les pratiques agricoles et la perception des changements auprès des acteurs, individus ou institutions. Un point important émergeant du travail de Laurent Bruckmann est que l'inondation dans le bassin du fleuve Sénégal est une ressource puisqu'il permet une forme particulière d'agriculture, dite de décrue.

Laurent a testé plusieurs méthodes de suivi saisonnier et interannuel des inondations dans sa zone d'étude grâce aux images de la télédétection du capteur à large fauchée MODIS (Figure 43), évaluées grâce à l'analyse de données à plus haute résolution spatiale (Landsat). Dans la continuité de ces travaux déjà réalisés, nous projetons maintenant d'étudier l'effet de cette variabilité de l'inondation sur l'agriculture.

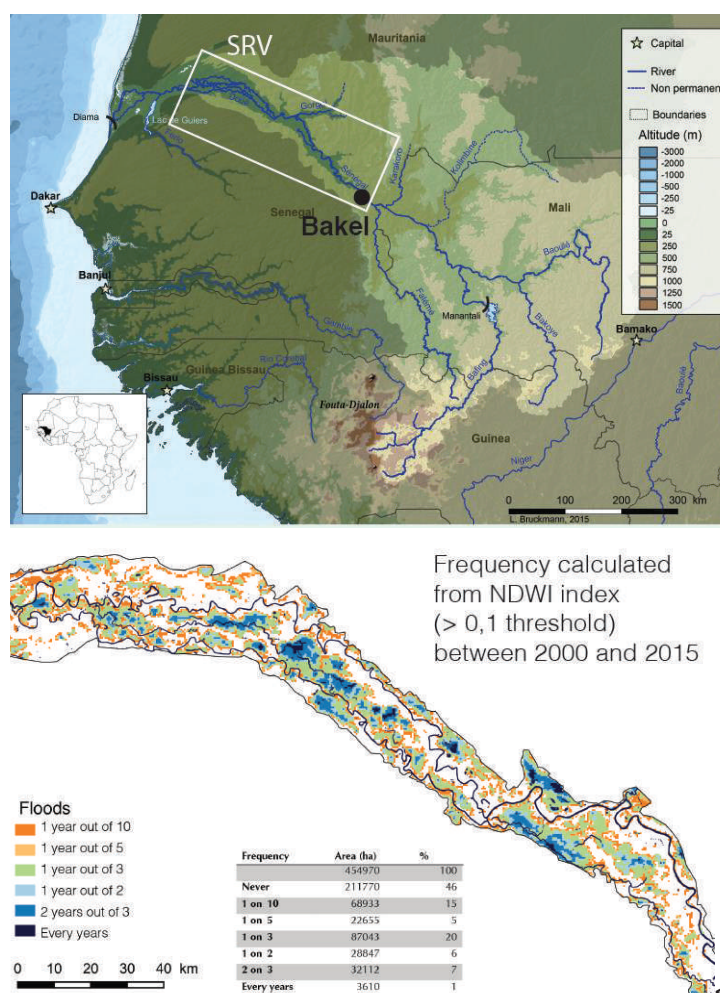


Figure 43 : Carte de fréquence des inondations dans la vallée du fleuve Sénégal entre 2000 et 2015, à partir des données MODIS. Réalisé par Laurent Bruckmann. Issu de Bruckmann (2016) et Bruckmann & Delbart (2017).

4.6 Conclusion du chapitre

Les séries temporelles d'images de télédétection ont été utilisées pour le suivi du fonctionnement des milieux physiques. Elles ont permis de cartographier les changements de la phénologie de la végétation à l'échelle de biomes entiers comme la taïga et la toundra sub-arctique. Les changements observés sont différenciés spatialement et présentent localement des profils temporels révélant des périodes successives d'avancées et de reculs, révélatrices de l'évolution de la température comme le révèle l'accord au modèle degré-jours. Les séries d'images de télédétection permettent aussi de comprendre les variations interannuelles de la ressource en eau lorsque celle-ci est d'origine nivale, ou de la cartographier lorsqu'elle dépend de la crue.

L'enjeu des travaux présentés ci-après est de cartographier les dynamiques paysagères, et de comprendre leurs causes qui peuvent être purement anthropiques dans le cas de changements d'usage du sol, mais qui peuvent aussi comporter une part de réponse fonctionnelle au climat comme celles illustrées ici.

5 Cartographie de l'occupation du sol, des dynamiques paysagères et identification des types de cultures

Je suis maître de conférences en télédétection dans un département de géographie et dans une unité mixte de recherche principalement composée de géographes. Dans cette discipline, l'un des usages principaux de la télédétection est la cartographie de l'occupation du sol et de ses changements, qui est le thème majeur de mes enseignements, et qui est devenu un thème important dans mes recherches et dans mon projet. Je participe régulièrement à l'encadrement d'étudiants de master sur ce thème, souvent sur les terrains et thématiques de mes collègues en collaboration avec eux, ce qui me permet à travers cet encadrement de mettre mes compétences méthodologiques au service d'autres thèmes de recherche que les miens (Piel, 2013 ; Bétard *et al.*, 2014 ; Laveille, 2015). Le sujet et terrain peuvent aussi être proposés par l'étudiant lui-même, comme par exemple sur l'évolution de l'occupation du sol au Comores (Nadjim, 2015). Enfin, j'ai aussi proposé et encadré de tels sujets sur mes terrains d'étude mais sur des thématiques différentes, comme sur la cartographie des mouvements latéraux des fleuves Sibériens (Raychev, 2013), ou sur des terrains appartenant au projet comme le Vietnam (Miedziejewski, 2014). Ces travaux se basent surtout sur les images des capteurs Landsat, disponibles gratuitement et facilement, et dont la recension sur le terrain d'étude constitue la première étape des travaux des étudiants.

Les méthodes suivies sont essentiellement des méthodes classiques de classification multi-spectrale, supervisée ou non-supervisée, que je ne décrirai pas ici puisqu'elles sont connues, sont au cœur de mes enseignements. Je montrerai deux exemples situés au Brésil, dans une thématique « risques » et en Sibérie dans une thématique hydro-géomorphologie.

Par ailleurs, je cherche à développer des méthodes de cartographie de l'occupation du sol sur la base de l'information apportée par les variations radiométriques saisonnières. Ces travaux se déroulent dans le cadre de différents projets dont les zones d'étude sont situées en Ile-de-France, au Sénégal, au Vietnam, en Argentine et au Népal, mais surtout liés à l'estimation de ressource. Enfin, j'ai participé à une étude sur l'interaction entre télédétection et savoirs locaux pour la cartographie des changements d'occupation du sol aux Philippines (Mialhe *et al.*, 2015).

5.1 Cartographie de l'occupation du sol par la classification multi-spectrale

Comme pour mes autres encadrements réalisés sur des thématiques proches des miennes, mon rôle d'encadrant est de fournir une aide méthodologique tout autant qu'aider à structurer le cheminement intellectuel durant la période de recherche et le long de la rédaction du mémoire. Les objectifs sont à la fois d'acquérir les méthodes d'analyse des images de télédétection et d'analyser les résultats obtenus en regard de la thématique, et il est souvent difficile d'atteindre ces deux objectifs dans le temps imparti.

Néanmoins de bons résultats émergent des travaux des étudiants. J'en présenterai ici deux parmi ceux des neuf étudiants de master que j'ai encadrés sur les méthodes de classifications multi-spectrales appliquées aux données à haute résolution et qui ont soutenu.

L'objectif du travail de l'étudiant Clément Piel (Piel, 2013), dans le cadre du master Dynarisk, était de réaliser une cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain dans la région de Nova Friburgo, Brésil (Figure 44). Le travail se base sur l'occurrence de cet aléa suite aux fortes précipitations les 11 et 12 janvier 2011 et sur un ensemble de variables explicatives (la pente, l'exposition, la courbure de la pente, la lithologie, l'occupation du sol et la distance aux cours d'eau). La méthode mobilise l'analyse d'images de télédétection pour la cartographie de l'occupation du sol et de l'occurrence des glissements de terrain, et l'analyse statistique. Ma contribution en télédétection durant le stage a été assez peu importante puisque Clément Piel qui avait suivi mes cours s'est montré autonome sur l'analyse d'image, aussi ma contribution porte sur plusieurs aspects du travail (analyse statistique, interprétation des résultats, rédaction) mais de manière assez diffuse. Au-delà de ce que j'ai pu apporter à cette étude et qui selon moi a été assez mineure, elle a été l'occasion de m'initier à la thématique du risque. C'est l'étude basée sur l'encadrement d'étudiant et sur une thématique hors de mon champ de recherche la plus aboutie au sens où elle a fait l'objet d'une publication (Bétard *et al.*, 2014).

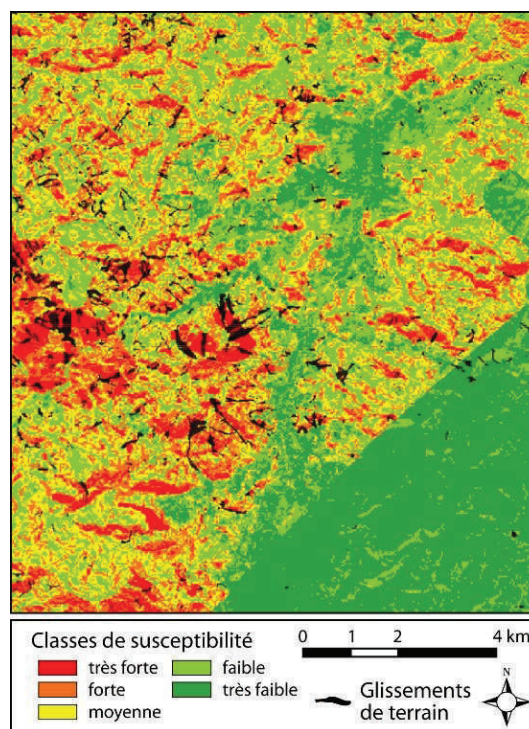


Figure 44 : Carte simulée de la susceptibilité finale aux glissements de terrain dans la région de Nova Friburgo, Brésil. Issu de Piel (2013) et Bétard *et al.* (2014).

Le sujet de la deuxième étude ici présentée a émergé d'une discussion à trois, entre l'étudiant du M1 GST Atanas Raychev, François Bétard co-encadrant et moi-même : peut-

on cartographier avec les données Landsat les mouvements des berges des fleuves sibériens (Iénisseï, Ob et Léna) et de leurs îles (Raychev, 2013)? Sous ma direction Atanas Raychev il a mené un travail d'analyse d'images Landsat à la fois conséquent pour un mémoire de M1 et minutieux basé sur des classifications supervisées successives, chacune excluant les pixels de signature radiométrique trop éloignée de celle des échantillons, avec ajout progressif de classes, fusionnées à la dernière étape pour atteindre une cartographie en trois classes (eau, sable, sol végétalisé) (Figure 45). Il a par la suite étudié les mouvements des îles et des berges, en excluant la classe « sable » pour se focaliser sur la classe « sol végétalisé ». Cette mesure s'est faite de manière « manuelle » sous un logiciel de système d'information géographique (SIG), et a permis de montrer des vitesses différenciées selon la position des îles (près ou loin de la berge) et en fonction de la présence ou non de banc de sable protégeant les têtes d'îles (Tableau 1).

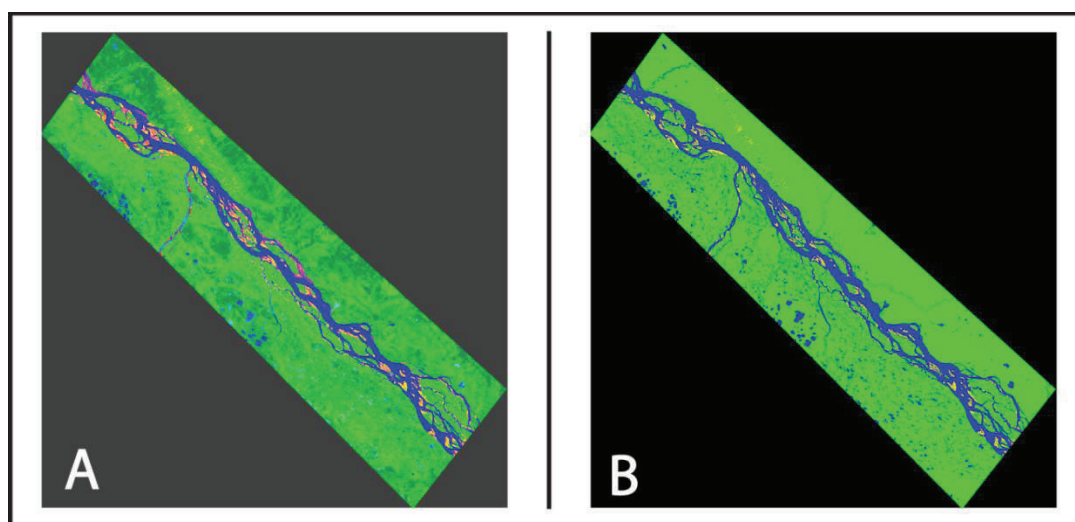


Figure 45 : Carte de l'occupation du sol (Léna, 2006). A – à 20 classes ; B – à trois classes, après reclassification. Issu de Raychev (2013).

	Taux d'érosion moyen (en m/an) de la partie amont	
	1973-1999	1999-2011
Centrale	5,87	9,91
Proche des rives	3,38	3,93
Protégé	2,55	4,67
Non protégé	5,81	8,60

Tableau 1 : Taux d'érosion moyens par catégorie - cas de îles de la Léna. Issu de Raychev (2013).

5.2 La variabilité radiométrique comme source d'information sur l'occupation du sol

5.2.1 Projet TOSCA-CO

Le projet TOSCA-CO, portée par l'UMR ECOSYS et menée en collaboration avec l'UMR LSCE, a comme objet d'étude le contenu en carbone organique du sol dans les parcelles agricoles, avec comme zone test la Plaine de Versailles et le Plateau des Alluets (Figure 46). Il repose sur l'expertise de la porteuse du projet Emmanuelle Vaudour sur les pratiques agricoles dans la zone d'étude, sur une combinaison de mesures de terrain (teneur en carbone organique, rugosité, réflectance), d'observation des types de cultures, de télédétection sous différentes formes, et sur la modélisation du cycle du carbone des cultures. J'interviens sur la télédétection et en particulier sur l'utilisation de séries temporelles d'images à haute résolution spatiale pour la reconnaissance des cultures dont la connaissance est nécessaire à la modélisation des échanges de carbone.



Figure 46 : Zone d'étude du projet TOSCA-CO. Le cadre noir représente l'emprise choisie pour les données de télédétection, et le polygone bleu clair montre les limites de la Plaine de Versailles. Issu de Delbart et al. (2016c).

5.2.2 Classification de l'occupation du sol basée sur la gamme de la variabilité radiométrique saisonnière

Une des difficultés bien connue pour étudier les changements d'occupation du sol entre deux années sur la base d'images multispectrales est de disposer d'images acquises à la même période de l'année pour éviter les changements radiométriques liés à la saisonnalité, et cela sous la contrainte des nuages et des effets atmosphériques qui réduisent la disponibilité de données valides.

Le tableau multi-temporel (Figure 2) établi à l'échelle annuelle ou pluriannuelle peut être directement le support de l'identification de l'occupation du sol. En effet, la variabilité radiométrique saisonnière est porteuse d'information sur celle-ci, cette hypothèse soutenant de nombreux travaux de classification notamment à moyenne résolution spatiale pour laquelle on a une haute résolution temporelle (Bartholomé & Belward, 2005 ; Kaptue Tchunte *et al.*, 2010). Avec les données à haute résolution spatiale, qui est nécessaire à la cartographie de l'occupation du sol à l'échelle du paysage, la distribution dans le temps des mesures valides pour un pixel peut être très irrégulière, et très hétérogène d'un pixel à l'autre et d'une zone d'étude à l'autre, en raison des plans

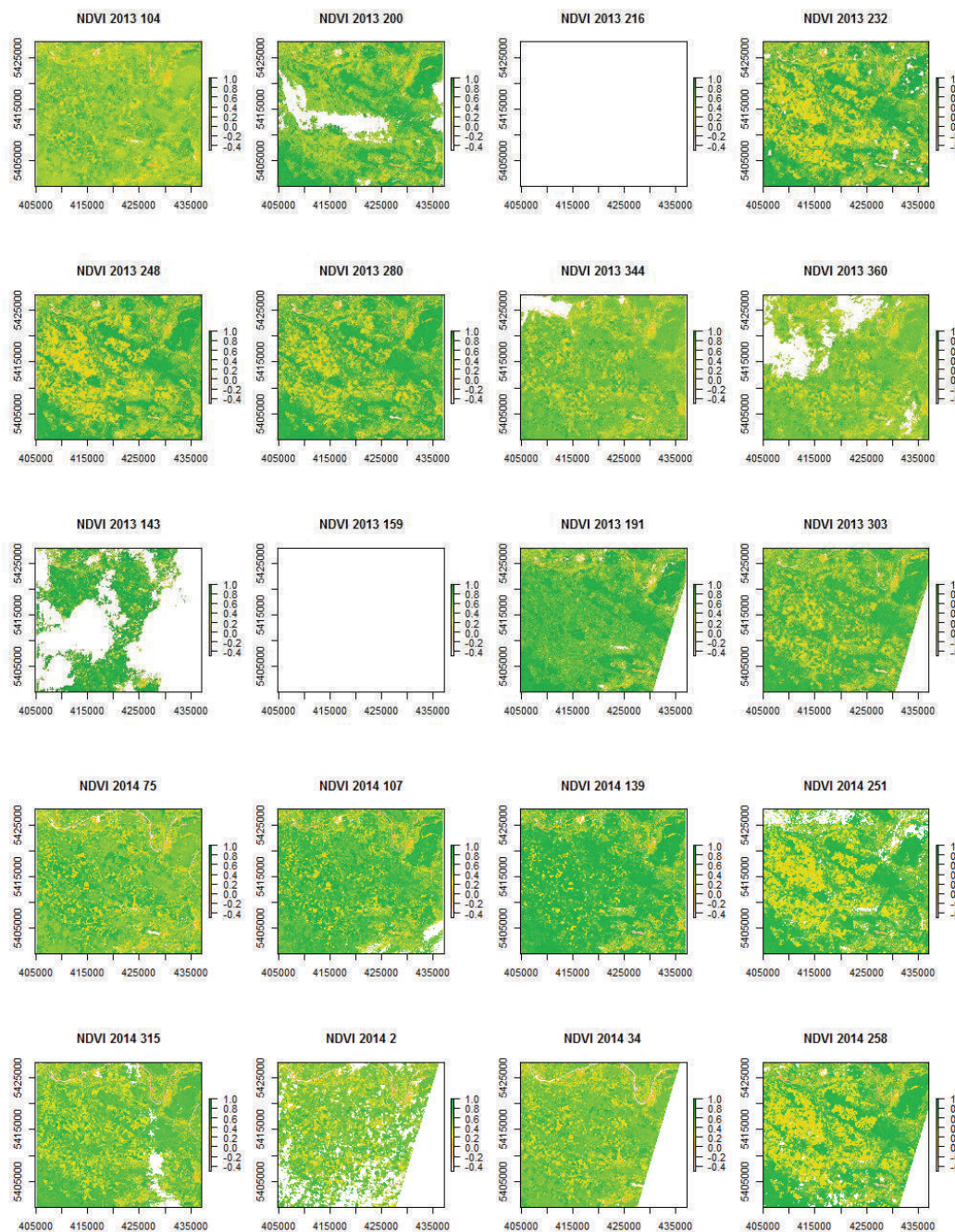
d'acquisition des données variables suivant les régions du monde et des conditions météorologiques locales. En conséquence la capacité d'utiliser les variations radiométriques saisonnières pour caractériser l'occupation du sol est variable d'une zone d'étude à l'autre.

Des travaux sont menés dans la communauté en ce sens, notamment en raison de la disponibilité totale des données Landsat depuis 2008 (Hansen & Loveland, 2012) et plus récemment du lancement de Sentinel-2. L'extraction d'information sur l'occupation du sol à partir de séries temporelles denses d'images peut faire appel à des techniques complexes et variées (Pelletier *et al.*, 2016). Ici, l'approche que je teste est beaucoup plus simple et repose sur les valeurs minimale et maximale du *NDVI* durant une période donnée, période que l'on peut ajuster selon la disponibilité des données. Cette approche a d'abord été utilisée pour la pédagogie (voir volume 2) puis dans le cadre du projet TOSCA-CO (Delbart *et al.*, 2016c) : j'avais besoin de créer un masque de cultures en amont de la reconnaissance des types de culture et cette approche m'a semblé de suite donner un résultat qui me satisfaisait. Pour la pédagogie elle me sert de fil conducteur pédagogique depuis les concepts radiométriques jusqu'à l'occupation du sol, avec des objectifs atteignables lors de la mise en pratique et réalisables sous QGIS, Idrisi ou R selon le niveau d'étude.

Le principe de composition temporelle basé sur la recherche par pixel de la valeur maximale du *NDVI* (Holben, 1986) peut être appliqué sur des séries plus longues que la dizaine de jours. Puisque le *NDVI* baisse en présence de nuages ou d'aérosols, cette recherche de la valeur maximale peut être effectuée sur les images en réflectance « haut-de-l'atmosphère ». Cependant la recherche du minimum nécessite ou bien d'avoir supprimé les images que l'on juge affectées par un couvert nuageux ou par les aérosols, ou bien d'avoir masqué ceux-ci. C'est l'approche utilisée ici : les images distribuées en réflectance « bas-de-l'atmosphère » étant fournies avec un masque de nuage et d'aérosols, ce masque est utilisé pour exclure de la série temporelle du pixel les valeurs identifiées comme invalides (nuage, ombre de nuage, aérosols). On peut alors aussi extraire le minimum de *NDVI* qui *a priori* n'est pas affecté par les conditions atmosphériques, sous la réserve des incertitudes de ce masque. Notons qu'une sélection visuelle des images non affectées sur la zone d'étude peut aussi se montrer efficace.

On obtient alors la gamme de variations temporelles du *NDVI* par pixel. Le principe est ensuite d'en déduire les zones qui sont toujours vertes, celles qui ne le sont jamais, et celles qui le sont parfois. Sur la Plaine de Versailles (Figure 46), zone d'étude du projet TOSCA-CO, on peut ainsi résumer une série temporelle de 30 images Landsat 8, sur lesquelles les pixels invalides ont été masqués distribués sur 3 années (Figure 47) sous la forme d'une composition colorée associant les valeurs maximale et minimale du *NDVI*, ainsi que l'amplitude (Figure 48). On sait que pour les régions agricoles il est difficile, si on utilise une image unique, de distinguer les parcelles agricoles temporairement nues du

bâti. Ici, en considérant que les parcelles agricoles sont parfois nues et parfois végétalisées, on peut facilement les identifier visuellement. Il est ensuite possible de cartographier ces espaces agricoles par exemple *via* un double seuillage (ici, *NDVI* minimum inférieur à 0,3 et *NDVI* maximum supérieur à 0,6), ce qui semble en accord avec les limites des zones agricoles cartographiées par le registre parcellaire agricole (RPG) (Figure 49), alors que les seuils de *NDVI* n'ont pas été spécifiquement ajustés pour la sous-région mais choisis de manière générique. De même il est possible de localiser d'autres types d'occupation du sol, par exemple les espaces jamais végétalisés (le bâti et le sol nu) comme ayant un *NDVI* maximum faible. D'autres méthodes d'extraction automatique de l'information à partir de ces résumés de variations temporelles seront testées.



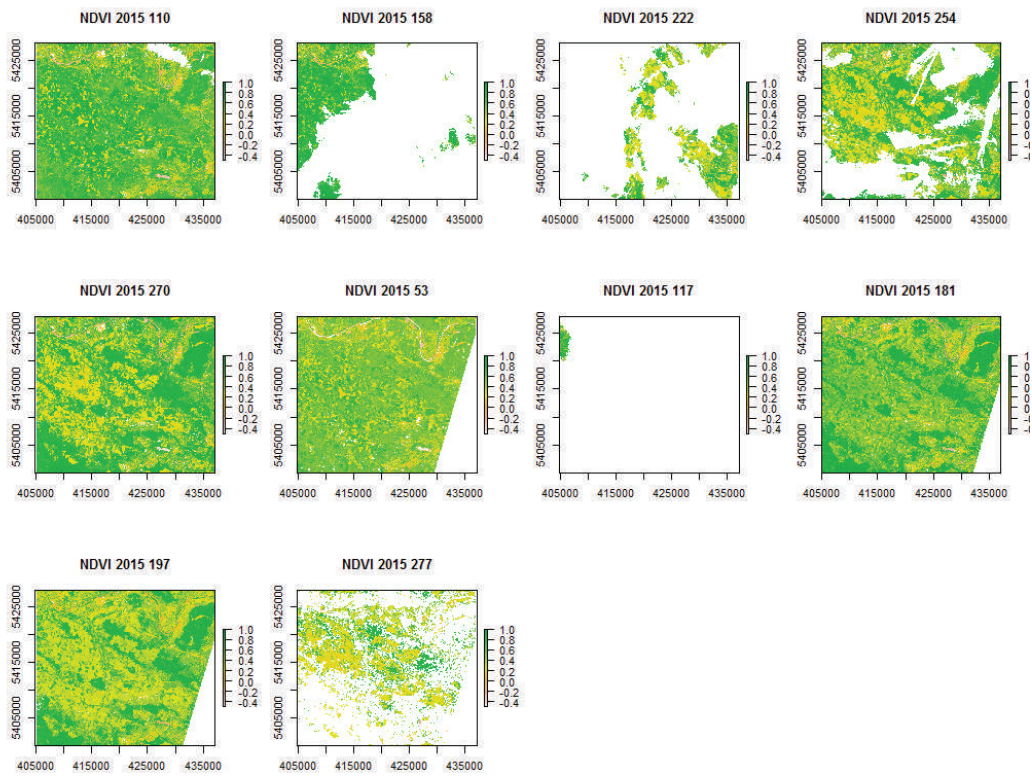


Figure 47 (ci-dessus et page précédente) : Séries temporelles d'images Landsat 8, en NDVI calculé à partir des données en réflectance de surface, pour la zone de la Plaine de Versailles et du Plateau des Alluets. Le titre de chaque vignette montre l'année et le jour de l'année. Issu de Delbart et al. (2016c).

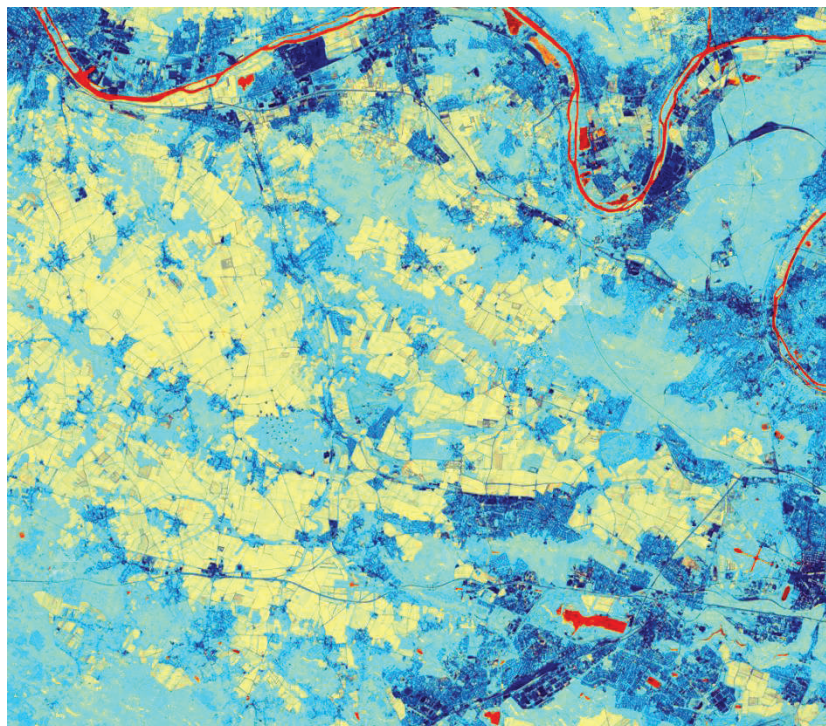


Figure 48 : Composition colorée des valeurs minimales (bleu), maximales (vert) et de l'amplitude (rouge) du NDVI en 2013-2015. Issu de Delbart et al. (2016c).

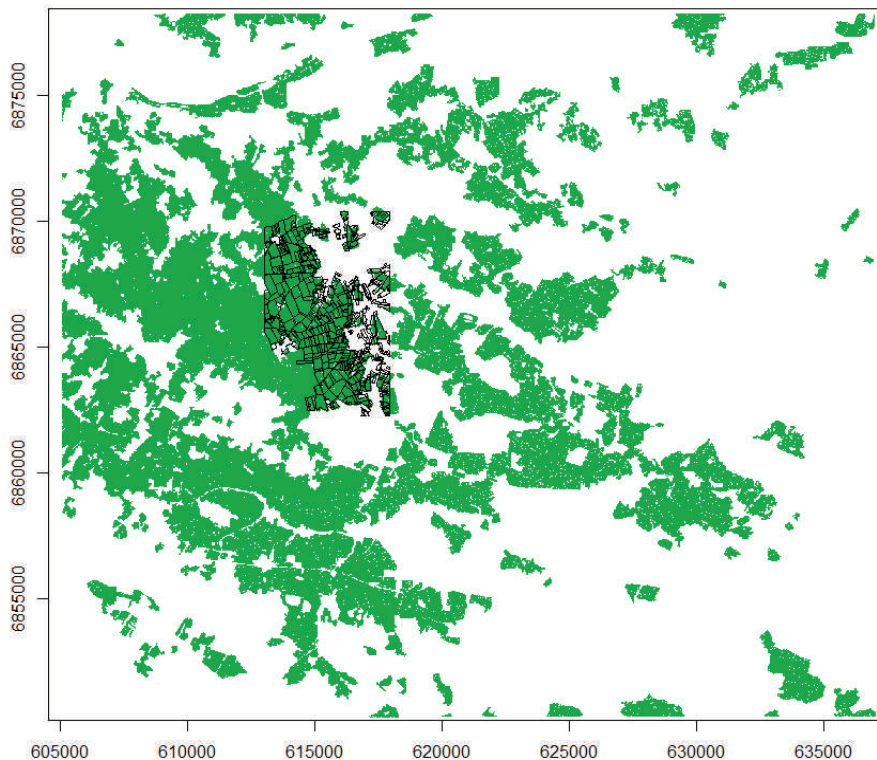


Figure 49 : Masque de cultures, défini comme les espaces dont le NDVI est parfois inférieur à 0,3 et parfois supérieur à 0,6. Une reconstruction géodésique a été appliquée (sous SAGA-GIS) pour éliminer les pixels isolés. Issu de Delbart et al. (2016c).

Résumer une série temporelle établie sur 30 dates à travers le minimum et le maximum est évidemment un appauvrissement de l'information disponible, puisque l'information sur les dates des périodes de transition est perdue. Néanmoins l'évaluation visuelle du résultat, basée sur une comparaison avec des images à plus haute résolution spatiale confirme que cette approche semble pouvoir efficacement permettre de cartographier les espaces agricoles en les distinguant des espaces jamais végétalisés (le bâti et les éventuels sols constamment nus) et des espaces toujours verts (regroupant prairies et forêts) en tout cas dans le contexte du Nord-Ouest de la France, où les images sont acquises fréquemment et où des observations sans nuages sont susceptibles d'être acquises en toute saison. L'efficacité de cette méthode dépend fortement de la disponibilité pour chaque pixel de données valides, c'est-à-dire non affectées par les nuages ou par une forte couverture d'aérosols. Ce nombre de données valides dépend du temps de ré-observation, et des conditions climatiques locales. Je teste actuellement cette méthode sur d'autres régions dans le cadre de différents projets et *via* des travaux d'étudiants en M1 :

- Dans le cas de la cartographie de l'occupation du sol dans le delta du Mékong portant en particulier sur l'évolution du bâti (Boukherroub, 2017), on peut dès-à-présent noter que cette méthode est bien plus difficile à mettre en œuvre que dans le cas précédent en raison de la couverture nuageuse importante et que son efficacité est variable d'une année à l'autre. Ces travaux sont menés en en lien

avec la thèse de Maya Cohen sur la vulnérabilité de cette région face au changement climatique, sur le ressenti des acteurs locaux à ce propos et sur les demandes institutionnelles censées permettre l'adaptation (voir contexte au chapitre 6). Ils s'articulent avec un important travail de terrain de la part de Maya Cohen.

- En parallèle des travaux sur la ressource hydrique en Argentine, nous avons cherché à identifier les changements affectant l'occupation du sol dans l'oasis de San Rafael en Argentine sur la même période (Maynaud, 2017). Appliquée aux données MODIS, cette méthode a permis de localiser des zones de mises en culture et d'abandon agricole, probablement en lien avec la mise en service d'un canal latéral à la rivière. Par ailleurs, l'évolution temporelle du *NDVI* ne montre aucune corrélation avec celle des débits de la rivière, suggérant que l'évolution interannuelle des densités de végétation dépend avant tout des pratiques et d'usage du sol et d'irrigation, l'attribution d'eau se faisant en fonction des besoins et non pas en fonction de la disponibilité (Lavie, *communication personnelle*). Cependant il est probable que la tendance observée à la baisse des débits, expliquée par la baisse de l'enneigement, affecte les cultures même si ces effets ne sont pas directement visibles à l'échelle interannuelle.
- Dans le cadre d'un projet en collaboration avec François Libois, chargé de recherche en économie à l'École d'Économie de Paris, nous cherchons à mettre en évidence l'évolution de la couverture forestière Népalaise (Colmenares, 2017) depuis le transfert de la gestion des forêts de l'État aux groupes locaux d'usagers de la forêt, pour qui le bois est une ressource énergétique essentielle. En posant l'hypothèse que les essences forestières y sont essentiellement sempervirentes dans un premier temps, nous avons considéré que la forêt doit maintenir un *NDVI* haut durant toute l'année, au contraire des cultures et des zones herbacées. L'analyse de la distribution spatiale des valeurs minimales du *NDVI* est donc en cours afin de cartographier les zones forestières et leur évolution temporelle depuis l'année 2000. Cependant ce travail se confronte à la difficulté à analyser les différences de *NDVI* obtenus à partir de satellites LANDSAT de deux générations différentes, Landsat-5 et Landsat-8, dont les pré-traitements ne sont pas identiques (Hansen & Loveland, 2012). Il est donc prévu de coupler ce travail avec une étude des séries des images MODIS dont les traitements sont homogènes. D'autre part l'hypothèse de départ doit être revue puis des espèces caducifoliées sont présentes. Ce travail est donc à un stade préliminaire.

Ces projets ont été réalisés par des étudiants au printemps 2017. Ils seront examinés et approfondis par la suite.

5.2.3 Reconnaissance de types de culture par leur saisonnalité

Au-delà des travaux présentés dans la partie précédente, mon objectif principal dans le projet TOSCA-CO est la reconnaissance des types de culture, et ce grâce aux variations saisonnières et interannuelles des indices spectraux. Les travaux sont actuellement en cours, et bénéficie de l'expertise de la porteuse du projet Emmanuelle Vaudour sur les pratiques agricoles dans la Plaine de Versailles, de ses observations de terrain du type de culture pour une centaine de parcelles, et de ses travaux de télédétection (Vaudour *et al.*, 2015). L'enjeu du projet est de dériver des informations sur les pratiques agricoles pertinentes pour la modélisation du stockage de carbone organique dans les sols. La reconnaissance des types de cultures et des rotations en fait partie. Pour être pertinentes ces informations doivent être complémentaires de celles déjà disponibles, en premier lieu par le Registre Parcellaire Agricole (RPG). Celui-ci donne la culture majoritaire pour chaque parcelle chaque année, sur une base déclarative. Les informations complémentaires que nous souhaitons apporter grâce aux séries temporelles de *NDVI* sont la distinction entre les cultures de printemps et d'hiver d'une même céréale (Figure 50) (Rivas Uellon, 2017 ; Delbart *et al.*, 2017b), une subdivision spatiale des types de culture à l'intérieur d'une parcelle déclarative grâce à la classification non-supervisée des variations saisonnières du *NDVI* (Delbart *et al.*, 2016c). Enfin, un enjeu serait de pouvoir actualiser rapidement le RPG.

Ces résultats sont préliminaires et ne répondent pas encore aux enjeux identifiés. En parallèle, des travaux sur la désagrégation spatiale de pixels MODIS, avec les données Landsat en appui sont en cours à l'UMR LSCE afin d'augmenter la résolution temporelle (Gao *et al.*, 2017), et les données radar Sentinel-1 doivent compléter le dispositif en collaboration avec l'UMR TETIS. Enfin, la saisonnalité radiométrique a été prise comme seule source d'information comme dans d'autres travaux (Ding *et al.*, 2014) mais peut être combinée avec d'autres approches comme par exemple l'analyse texturale pour la reconnaissance des cultures (Peña-Barragán *et al.*, 2011).

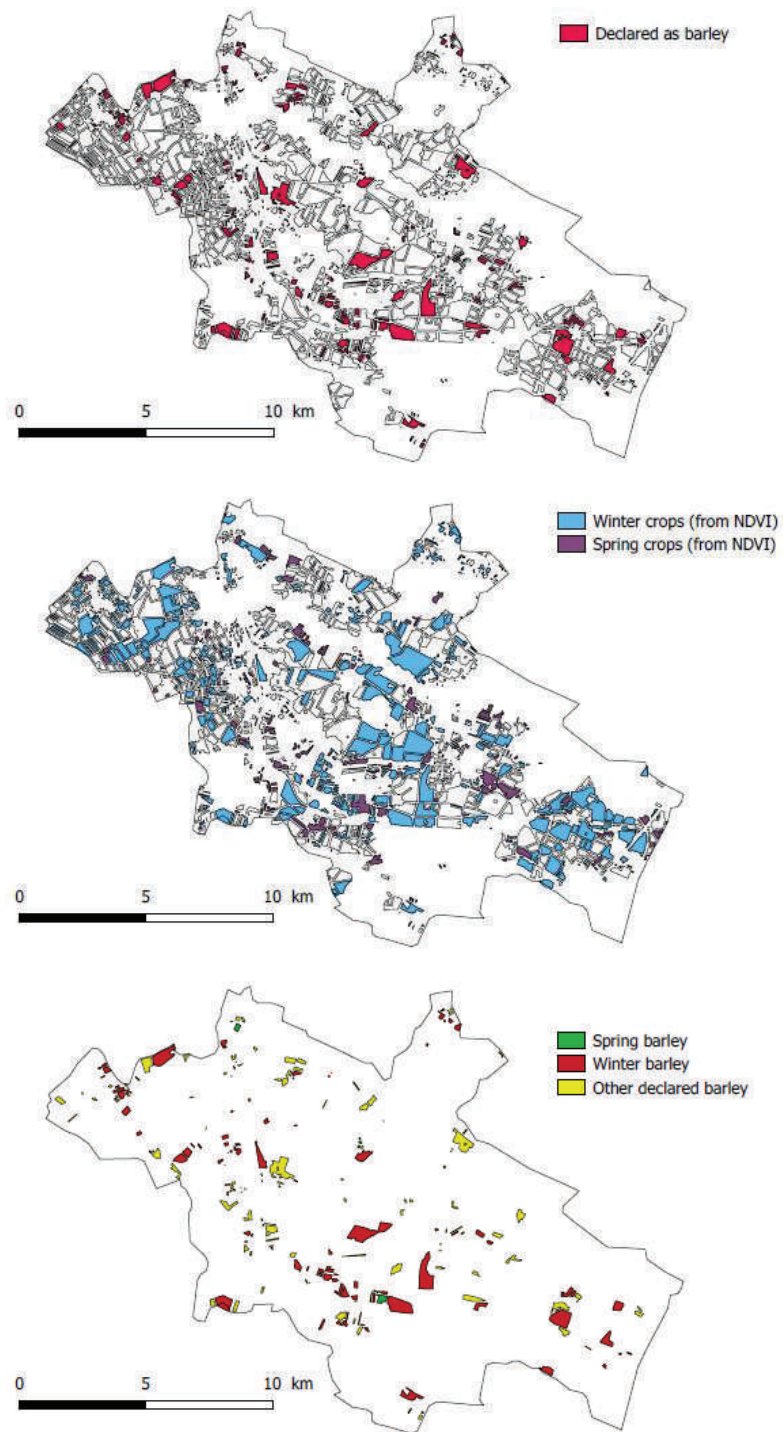


Figure 50 : Etude préliminaire sur l'enrichissement sémantique des données de types de culture issues du RPG 2013 par la distinction entre culture de printemps et d'été obtenue grâce aux séries temporelles de NDVI issues de Landsat. Cas de l'orge. Ce résultat est donné à titre d'illustration de l'objectif et doit être évalué. Adapté de Rivas Uellon (2017), issu de Delbart et al. (2017b).

5.3 Perspective : l'apport de la télédétection radar

J'ai débuté ma carrière de chercheur par la télédétection radar (Delbart *et al.*, 2002 ; Melon *et al.*, 2002 ; Le Toan *et al.*, 2004), avant de bifurquer totalement vers la télédétection optique. J'enseigne néanmoins les principes physiques de la télédétection radar et des applications simples. Récemment, à l'occasion de la préparation d'exercices pédagogiques j'ai testé une approche de cartographie de l'occupation du sol combinant des images optiques et radar, où l'objectif est de distinguer les prairies des forêts en se basant sur la dépolarisation de l'onde par le couvert forestier (Dobson *et al.*, 1992) (voir volume 2). Cette méthode est en cours de test pour la cartographie des zones arborées dans la vallée du fleuve Sénégal (Diagne, 2017), en collaboration avec Laurent Bruckmann et en complément de l'étude réalisée sur les inondations (Bruckmann & Delbart, 2017) et d'une autre sur les types de culture (Fofana, 2017).

Depuis le lancement de Sentinel-1, des données radar sont librement et massivement disponibles. Des séries temporelles denses existent à présent, ouvrant la porte à leur utilisation pour la cartographie de l'occupation du sol. Ces séries permettent d'une part un filtrage efficace du chatoiement (*speckle* en anglais) (Quegan *et al.*, 2000) qui est le bruit spécifique du radar et qui est l'une des sources de difficulté majeure de l'utilisation des données radar. D'autre part, les variations temporelles de la rétrodiffusion sont, tout comme pour la réflectance en optique, une source potentielle d'information sur l'occupation du sol.

En parallèle, des outils d'analyse adaptés et relativement faciles à utiliser sont distribués par les agences spatiales française (CNES) et européenne (ESA) : Orfeo Toolbox et les outils Sentinel sous SNAP.

Les données radar ont des avantages conséquents : leur quasi-insensibilité aux conditions atmosphériques qui les rend adaptées à l'étude de régions souvent nuageuses comme le delta du Mékong, et leur sensibilité à la structure des objets qui permet entre de distinguer sol nu et bâti, ou prairies et forêts. On voit ici que des verrous à leur utilisation - manque de données disponibles, difficulté d'utilisation - ont été levés. La télédétection radar a donc vocation à devenir au même titre que la télédétection optique un outil routinier du géographe s'intéressant à cartographier l'occupation du sol.

Dans la suite de mes travaux la télédétection radar occupera une part croissante, dans les thématiques présentées dans ce chapitre.

5.4 Conclusion du chapitre

A la différence des précédents chapitres qui comportaient surtout des résultats déjà publiés, en partie avant mon recrutement comme maître de conférence, celui-ci ne présente que des travaux récents, non-finalisés, et pour une large part basés sur des travaux d'étudiants de master. Ils doivent être compris au sens de travaux en cours et de perspectives et donc versés intégralement dans le projet de recherche pour les années qui viennent.

Ces travaux portent sur l'occupation du sol, avec un regard principal sur les ressources : ressources agricoles pour le projet sur la Plaine de Versailles, lien entre ressources hydriques et agriculture pour les oasis argentines ou pour la vallée du fleuve Sénégal, énergétiques avec la forêt népalaise. Le deuxième regard, de moindre ampleur, est celui du risque, avec les travaux sur la susceptibilité aux glissements de terrain au Brésil et ceux initiés sur le delta du Mékong.

6 Bilan et projet de recherche

6.1 Résumé : un projet dans la continuité du bilan

Les travaux menés en thèse étaient d'ordre métrologique, et portaient sur le développement méthodologique d'estimation de la date de début printemps, au sens de l'apparition des feuilles des arbres caducifoliés, à l'échelle de la Sibérie, à partir des données de télédétection. Ce travail réalisé dans le cadre d'un projet (SIBERIA-2) avait pour but initial de fournir des données en support à l'amélioration des modèles dynamiques de la végétation, modèles indispensables à la simulation des flux de carbone présents et futurs et à la localisation des puits et sources de carbone. Les résultats de la thèse ont aussi permis durant mon post-doctorat au FRCGC d'analyser les variations interannuelles de la phénologie en réponse aux variations de température. L'ensemble des recherches menées depuis, en cours, ou prévues, se rattachent directement ou indirectement à ces travaux initiaux.

- **Le développement métrologique en télédétection optique à forte répétitivité** est un de mes thèmes de recherche essentiels. Une méthode de mesure de l'indice de surface foliaire a été développée, alors que les projets en cours concernent la cartographie de l'occupation du sol et l'identification des types culturaux sur la base des variations saisonnières des indices spectraux. L'analyse de séries temporelles d'images est un axe majeur à l'échelle de la communauté de la télédétection, en partie en raison de la mise à disposition de données à forte répétitivité, et notamment de celles des satellites européens Sentinel 2a, 2b et 3. Ces données fréquentes permettent de contourner le problème des nuages, ce qui favorise l'utilisation des images, et de caractériser l'état et le fonctionnement des milieux. L'étude de la saisonnalité est un sujet aujourd'hui important puisque d'une part l'altération de la saisonnalité constitue l'une des empreintes les plus évidentes du changement climatique, et que d'autre part la saisonnalité est une source d'information sur l'occupation du sol. Dans la suite de mes travaux je continuerai à explorer ces deux aspects.
- **L'évaluation des sources d'erreurs dans les modèles dynamiques de la végétation**, et en particulier pour la simulation des gradients spatiaux de biomasse en Amazonie, a constitué mon principal thème de recherche durant trois ans. La participation à l'encadrement de la thèse de Sarah Dantec-Nédélec au LSCE soutenue le 6 mars 2017, portant sur l'hydrologie et l'agriculture en Sibérie, est en pleine continuité des travaux menés en collaboration durant ma thèse. Les sorties du *DVM* ORCHIDEE ont été évaluées grâce à un large panel de données issues de différents types de télédétection. La valorisation des résultats de la thèse est la perspective à court terme dans ce thème pour mes recherches. A moyen terme, l'enjeu des travaux menés dans le cadre du projet TOSCA-CO sur les cultures de la Plaine de Versailles est la modélisation des stocks de carbone organique dans les sols.

- L'analyse des **relations entre différents traits fonctionnels des écosystèmes boréaux**, comme les dates de dégel et du débourrement foliaire, entre les phénophases de différentes espèces végétales, ou entre la phénologie printanière et les conditions estivales de la végétation est en cours et constitue un axe important du projet. Ces travaux s'appuient sur mes méthodes de mesure mais aussi sur des observations *in situ* dont celles issues de la science citoyenne et sur des données issues de la télédétection distribuées par d'autres équipes.
- Le développement méthodologique en télédétection et l'analyse d'autres données issues de la télédétection me permettent d'apporter un regard complémentaire sur les **thématiques de mes collègues géographes portant sur l'évaluation des ressources hydriques et agricoles, l'occupation du sol et les dynamiques paysagères, et dans une moindre mesure sur les risques**. Cette forme de collaboration s'est montrée efficace en termes scientifiques, et répond aussi à l'impératif de fournir aux étudiants de master des sujets de recherche intéressants aussi bien méthodologiquement que thématiquement, adaptés aux spécificités de chaque master (TGAE et Dynarisk). Elle marque aussi mon intégration au sein de l'UMR PRODIG et de manière plus générale au sein de la communauté des géographes. Enfin, ces collaborations sont pour moi une opportunité de mener des recherches dont les implications sociétales sont plus directement évidentes que mes autres travaux.

Chacun des points de la liste ci-dessus comporte une partie perspective décrite dans les chapitres correspondants, à la suite des résultats déjà obtenus, formant ensemble le projet de recherche. Il est à noter que les développements méthodologiques des différents projets ne sont pas indépendants les uns des autres, et en fait s'alimentent mutuellement. Ainsi la méthode de regroupement des pixels en fonction de leurs variations phénologiques interannuelles (Delbart *et al.*, 2016a, 2017a) est dérivée de celle servant à classer les pixels Landsat en fonction des variations du *NDVI* pour la classification des cultures (Delbart *et al.*, 2016c). En conséquence il me semble aujourd'hui très efficace d'avancer en parallèle sur plusieurs projets.

6.2 Le Vietnam comme zone d'étude : enjeux pédagogiques, institutionnels et scientifiques

Le projet de recherche se complète par une série d'actions pédagogiques et scientifiques en développement au Vietnam. Je participe depuis cinq ans aux enseignements, à la coordination pédagogique, aux révisions de maquette du master Espace et Applications de l'Université de Sciences et Technologies de Hanoï (USTH). Ce master, piloté par l'UFR de physique de l'Université Paris Diderot, a pour thématique le spatial. La place de la télédétection y est croissante. J'ai ainsi enseigné à des étudiants qui sont aujourd'hui en thèse de télédétection dans les UMR LERMA (UMR8112) et CESBIO (UMR5126) et qui seront les futurs enseignants chercheurs de l'USTH. L'Habilitation à Diriger les Recherches me permettra d'encadrer des étudiants des futures promotions. Les objectifs

pédagogiques sont intrinsèquement mêlés à des objectifs de recherche. L'action « Objectif Labos », à laquelle je participe, vise à créer *ex-nihilo* des laboratoires à l'USTH, sur les thématiques en cours de définition. Le département SPACE, auquel se rattache le master, propose la création du laboratoire REMOSAT (Laboratory for REmote sensing and MOdelling of Surface and ATmosphere). Les thématiques vont de l'instrumentation en télédétection, à la mise en place d'un centre de traitement et de distribution données, aux applications de la télédétection, et à la modélisation de l'environnement. Les partenaires sont issues de plusieurs UMRs françaises et de laboratoire vietnamiens. Cette création de laboratoire repose sur la volonté de l'état Vietnamien de développer son expertise sur la télédétection, déjà forte puisque le Vietnam dispose d'un centre de réception de données SPOT et de nombreuses équipes de recherches dans le domaine. En outre, le Vietnam déploie une flotte de satellites d'observation de la Terre, dont le satellite VNRedSat 1 est déjà lancé et qui appartient à la catégorie de SPOT6/7, qui sera suivi de Lotus, un capteur radar. Par ailleurs, le Pôle Theia, centre français de traitement des données de télédétection, a décidé de distribuer les données SENTINEL2 au niveau 2A (réflectance « bas-de-l'atmosphère ») pour quelques régions du monde en plus de la France métropolitaine, dont le delta du Mékong. La dynamique autour de la télédétection est donc forte au Vietnam.

La stratégie de montage de REMOSAT est pragmatique. Sur la partie « applications de la télédétection », nous avons identifié un projet initial qui fédère les compétences des différents membres, sur les différents types de télédétection (optique, radar, micro-onde passive), sur la modélisation, et qui a identifié des collaborations solides sur l'observation de terrain. Ce projet concerne l'intrusion d'eau saline dans le delta du Mékong et ses conséquences sur l'agriculture. Le delta du Mékong, peuplé de 20 millions d'habitants, est une zone agricole essentielle pour le pays, avec de deux à trois récoltes de riz qui se suivent par an, associées par exemple à l'aquaculture. La télédétection permet d'identifier les types culturaux, de cartographier le nombre de récoltes par an et d'estimer les rendements. La télédétection semble révéler aussi que l'agriculture a été récemment fortement perturbée par l'intrusion d'eau marine. La synergie des données des nouveaux capteurs, atteignable grâce à la complémentarité des partenaires de REMOSAT, permettra de mieux identifier cette intrusion et ses conséquences.

Le master SPACE est porté par l'UFR de physique, et les partenaires français de REMOSAT sont surtout des physiciens de la mesure ou de l'environnement. Les partenaires vietnamiens sont physiciens ou géographes. Le projet est donc à dominante « physique », teinté de géographie. La composante géographie est complétée par l'encadrement de la thèse de Maya Cohen, officialisé depuis juin 2016, à la suite du décès de Gérard Beltrando, le directeur initial de Maya. La thèse est co-encadrée par Magali Reghezza-Zitt, spécialiste de la vulnérabilité aux risques. La thèse porte sur le risque d'inondation dans le delta du Mékong, et en particulier sur les stratégies d'adaptation à ce risque et à la manière dont

les acteurs locaux réagissent face aux injonctions du gouvernement, injonctions annoncées comme permettant de baisser la vulnérabilité face au changement climatique.

Le sujet de thèse était bien établi et la thèse bien lancée avant que je ne sois directeur de thèse. L'idée est donc de rester dans la continuité, mais en introduisant la télédétection pour la cartographie de l'occupation du sol et de ses changements, en lien avec un partenaire de REMOSAT, Lam Dao Nguyen de l'université de Ho Chi Minh. L'inondation est au cœur du sujet. En parallèle, Binh Phạm Đức, un de mes anciens étudiants à l'USTH, est actuellement en thèse à l'Observatoire de Paris, sur un sujet portant sur l'amélioration des méthodes de suivi des inondations par télédétection, en combinant l'optique et le radar. On sent bien ici que les deux sujets sont complémentaires, et une discussion est prévue pour initier une collaboration. Maya Cohen enseigne aussi les systèmes géographiques à l'USTH, dans le master SPACE, tout comme Binh Phạm Đức.

Le suivi par la télédétection des dynamiques environnementales au Vietnam constituera donc une part croissante de mes activités de recherche à moyen terme, à travers l'adaptation de méthodes que j'ai déjà développées mais aussi en recherchant des synergies avec d'autres formes de télédétection et d'autres approches issues de la géographie telles les enquêtes.

6.3 L'encadrement de doctorants pour l'analyse de systèmes

Depuis mon recrutement, vingt-neuf étudiants de master de géographie ayant réalisé leur mémoire de recherche sous ma direction ont soutenu avec succès. A cela s'ajoute les nombreux travaux réalisés dans le cadre de mini-projets en M2 TGAE. Dans beaucoup de cas, les sujets proposés se répondent mutuellement. Le cas des travaux menés sur les oasis andines est le plus avancé : deux étudiants ont travaillé sur l'estimation des variations de la surface enneigée dans la région et par bassin versant, variations que j'ai ensuite analysées en regard de leur effet sur les débits ; un étudiant a cartographié les changements d'occupation du sol dans l'oasis de Mendoza grâce à des approches classiques de classification multi-spectrale ; une autre sur ceux de l'oasis de San Rafael à travers la méthode basée sur les minimum et maximum de *NDVI* appliquée aux données Landsat et MODIS ; elle a par ailleurs rapproché les changements observés à ceux des infrastructures hydriques dans l'oasis grâce à des observations de terrain et des enquêtes ; un autre travaille sur les équivalents en eau du manteau neigeux fournis par le radiomètre micro-onde AMSR-E ; un dernier sur les vitesses de fonte de la neige différenciées en fonction de l'altitude et de l'exposition en montagne ; enfin, j'ai cherché à expliquer les erreurs de prévision des débits basée sur la surface enneigée grâce aux données de la gravimétrie. **Grâce à ces encadrements multiples, ce système spatial, incluant neige, agriculture, hydrologie et infrastructures est donc étudié sous différents angles.** On trouve un schéma similaire dans le cas des travaux sur le Sénégal ou sur la Plaine de Versailles, en adaptant les angles, par exemple en incluant la télédétection radar pour la reconnaissance des arbres.

Sous ma direction, les doctorants suivront de telles approches multi-capteur sur les régions d'étude présentées ici ou sur d'autres. La conduite d'un tel projet par un doctorant plutôt que par une succession d'étudiants de master permettrait de mieux faire interagir les méthodes et les thématiques. La télédétection autorise cette multiplication des regards sur les espaces étudiés, sur des variables tant structurelles que fonctionnelles, qu'il faut chercher à mettre en relation. Tel que le conçois, l'encadrement de doctorants en géographie intéressés par la télédétection a pour but de les guider dans le choix des objectifs à atteindre et dans la compréhension des données et des approches, qui doivent être adaptées à chaque cas d'étude. L'enjeu est une meilleure compréhension de l'espace étudié en tant que système, qui est l'objectif des recherches que je mène. Par ailleurs l'apport de la télédétection doit souvent s'articuler avec celui d'autres méthodes proches du terrain, ce qui devra impliquer la co-direction avec un collègue thématicien, comme cela a été le cas pour les travaux sur les Andes ou sur la vallée du Fleuve Sénégal.

7 Conclusion générale

Ce dossier de HDR est celui d'un enseignant-chercheur, qui a été recruté hors de sa discipline d'origine, et dont le cœur des recherches est d'ordre méthodologique. Ces trois aspects ont irrigué mes recherches depuis mon recrutement, et donc la rédaction de ce dossier.

L'activité d'enseignement est ressentie, à raison, comme consommatrice d'un temps qui ne peut pas être consacré à la recherche. Ceci s'accompagne des responsabilités pédagogiques (responsabilités du L2 puis d'un M2 en ce qui me concerne) qui diminuent d'autant le temps de recherche. Néanmoins la préparation de cours avec comme thématique essentielle la télédétection qui est mon objet de recherche, me permet de consolider et de compléter mes connaissances dans ma discipline. C'est par exemple en préparant mes cours sur l'observation de la Terre en M1 Géographie et Sciences des Territoires que j'ai pour la première fois lu des publications sur la gravimétrie spatiale, ce qui m'a conduit récemment à utiliser ces données pour mes recherches. Par ailleurs les travaux personnels des étudiants de master sont pour moi l'occasion de réaliser des tests sur de nouvelles approches ou de nouveaux terrains, comme c'est actuellement le cas concernant les travaux sur l'utilisation de la variabilité radiométrique saisonnière comme support à la cartographie de l'occupation du sol dans plusieurs régions du monde. **La préparation de cours et l'encadrement m'ont conduit à élargir la gamme de données de télédétection que je sais utiliser et ma palette d'applications.**

Depuis 2010, je suis intégré dans un laboratoire et un département de géographie, et rattaché à la section CNU Géographie physique, humaine, économique et régionale (section 23), donc en sciences humaines, après avoir mené mes recherches dans des laboratoires relevant de la section Météorologie, Océanographie et Physique de l'Environnement (section 37), qui est une section de sciences exactes. Notons que ce découpage disciplinaire est propre à la France, et que dans d'autres pays, les *DVMs* et des applications de la télédétection proches des miennes sont développés dans des départements et laboratoires de géographie autant que d'environnement. Après une phase d'adaptation nécessaire, ce changement de rattachement se montre fructueux et des synergies se mettent en place dans mes recherches entre les deux disciplines. Un intérêt fondamental de la géographie est de considérer les problèmes environnementaux sous tous leurs aspects, sans laisser d'angle mort, en incluant les aspects physiques ou climatiques mais aussi les enjeux sociaux, les conséquences des choix de gestion, ou encore la mise en place des cadres réglementaires. La notion de système prend un autre sens que la modélisation de type *DVM* où une démarche analytique est suivie dans laquelle la modélisation de chaque processus fait l'objet de recherches qui sont mises en commun. En géographie, en tout cas parmi les géographes que je côtoie, c'est le regard sur le système et ses implications sur le plan spatial en tant que tels, qui prime. Dans mon travail sur les Andes c'est une approche analytique que j'ai suivie, parce qu'elle m'est plus

naturelle, mais qui s'agrège sur la vision systémique d'une collègue. Le projet sur le Vietnam a le potentiel pour pousser plus loin cette synergie, en s'appuyant sur une thèse déjà engagée et sur le montage en cours d'un laboratoire de recherche.

Cette intégration dans les deux disciplines est possible car la télédétection est au cœur de mes recherches. Ma pratique de la télédétection repose sur ma formation initiale en physique appliquée, et s'applique à des questions de fonctionnements des écosystèmes avec des connexions vers la quantification des flux entre les surfaces et l'atmosphère et vers l'écologie, et depuis récemment sur des questions de rapport entre les sociétés et leur milieu avec entre autre une estimation des ressources. Les deux types d'applications forment pour moi un *continuum*, et l'association à l'une ou l'autre discipline de chacun des travaux menés dépend surtout du rattachement de mes collaborateurs. La télédétection optique à haute fréquence d'observation, qu'elle soit à moyenne ou à haute résolution spatiale, constitue l'un des fronts de recherche les plus dynamiques en télédétection. L'exploitation de telles séries de données, couplées à celle d'autres formes de la télédétection, constitue l'essentiel de mes recherches passées et celles que je compte mener dans les années qui viennent.

8 Références

- Ahas, R., Aasa, R., Menzel, A., Fedotova, V.G., & Scheifinger, H. (2002) Changes in European spring phenology. *International Journal of Climatology*, **22**, 1727–1738.
- Aragão, L.E.O.C., Malhi, Y., Metcalfe, D.B., et al. (2009) Above- and below-ground net primary productivity across ten Amazonian forests on contrasting soils. *Biogeosciences*, **6**, 2759–2778.
- Badeck, F.-W., Bondeau, A., Böttcher, K., Doktor, D., Lucht, W., Schaber, J., & Sitch, S. (2004) Responses of spring phenology to climate change. *New Phytologist*, **162**, 295–309.
- Ballantyne, A.P., Alden, C.B., Miller, J.B., Tans, P.P., & White, J.W.C. (2012) Increase in observed net carbon dioxide uptake by land and oceans during the last 50 years. *Nature*, **488**, 70–72.
- Ball, J.T., Woodrow, I.E., & Berry, J.A. (1987) A model predicting stomatal conductance and its contribution to the control of photosynthesis under different environmental conditions. *Progress in Photosynthesis Research*, **4**, 221–224.
- Baret, F., Hagolle, O., Geiger, B., Bicheron, P., Miras, B., Huc, M., Berthelot, B., Niño, F., Weiss, M., Samain, O., Roujean, J.L., & Leroy, M. (2007) LAI, fAPAR and fCover {CYCLOPES} global products derived from VEGETATION: Part 1: Principles of the algorithm. *Remote Sensing of Environment*, **110**, 275 – 286.
- Baret, F., Morisette, J., Fernandes, R., Champeaux, J.L., Myneni, R., Chen, J., Plummer, S., Weiss, M., Bacour, C., Garrigues, S. & Nickeson, J.E.(2006). Evaluation of the representativeness of networks of sites for the validation and inter-comparison of land biophysical products. proposition of the CEOS-BELMANIP. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **44**(7), 1794-1803.
- Bartholomé, E. & Belward, A.S. (2005) GLC2000: A new approach to global land cover mapping from earth observation data. *International Journal of Remote Sensing*, **26**, 1959–1977.
- Bartsch, A. (2010) Ten years of Sea Winds on QuikSCAT for snow applications. *Remote Sensing*, **2**, 1142–1156.
- Bartsch, A., Kidd, R.A., Wagner, W., & Bartalis, Z. (2007) Temporal and spatial variability of the beginning and end of daily spring freeze/thaw cycles derived from scatterometer data. *Remote Sensing of Environment*, **106**, 360–374.
- Beaubien, E. & Hamann, A. (2011) Spring flowering response to climate change between 1936 and 2006 in Alberta, Canada. *BioScience*, **61**, 514–524.
- Bellard, C., Bertelsmeier, C., Leadley, P., Thuiller, W., & Courchamp, F. (2012) Impacts of climate change on the future of biodiversity. *Ecology letters*, **15**, 365–377.
- Bellassen, V., Delbart, N., Le Maire, G., Luysaert, S., Ciais, P., & Viovy, N. (2011) Potential knowledge gain in large-scale simulations of forest carbon fluxes from remotely sensed biomass and height. *Forest Ecology and Management*, **261**, 515–530.
- Bertelle, A. (2015) Analyse de la variabilité spatio-temporelle des surfaces brûlées et de leurs déterminants en Sibérie entre 2000 et 2014, Mémoire de recherche, M1 Géographie et Sciences des Territoires, Université Paris Diderot.

- Bétard, F., Delbart, N., & Piel, C. (2014) Landslide susceptibility mapping of the nova friburgo area (rio de janeiro state, brazil). A step toward risk assessment and management [Cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain dans la région de Nova Friburgo (Etat de Rio de Janeiro, Brésil). Une étape vers l'évaluation et la gestion du risque]. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, **91**, 276–288.
- Birth, G.S. & McVey, G.R. (1968) Measuring the Color of Growing Turf with a Reflectance Spectrophotometer¹. *Agronomy Journal*, **60**, 640–643.
- Boles, S.H., Xiao, X., Liu, J., Zhang, Q., Munkhtuya, S., Chen, S., & Ojima, D. (2004) Land cover characterization of Temperate East Asia using multi-temporal VEGETATION sensor data. *Remote Sensing of Environment*, **90**, 477–489.
- Both, C., Van Asch, M., Bijlsma, R.G., Van Den Burg, A.B., & Visser, M.E. (2009) Climate change and unequal phenological changes across four trophic levels: Constraints or adaptations? *Journal of Animal Ecology*, **78**, 73–83.
- Botta, A., Viovy, N., Ciais, P., Friedlingstein, P., & Monfray, P. (2000) A global prognostic scheme of leaf onset using satellite data. *Global Change Biology*, **6**, 709–725.
- Boudhar, A., Hanich, L., Boulet, G., Duchemin, B., Berjamy, B., & Chehbouni, A. (2009) Impact of the snow cover estimation method on the Snowmelt Runoff Model performance in the Moroccan High Atlas Moutains. *Hydrological Sciences Journal*, **54**, 1094–1112.
- Boukherroub, B. (2017) Changements d'occupation du sol dans le delta du Mékong, Vietnam, Mémoire de recherche, M1 Géographie et Sciences des Territoires, Université Paris Diderot.
- Brienen, R.J., Phillips, O.L., Feldpausch, T.R., Gloor, E., Baker, T.R., Lloyd, J., Lopez-Gonzalez, G., Monteagudo-Mendoza, A., Malhi, Y., & Lewis, S.L. (2015) Long-term decline of the Amazon carbon sink. *Nature*, **519**, 344–348.
- Bruckmann, L. (2016) *L'intégration des zones inondables dans la gestion de l'eau et le développement de l'irrigation d'une vallée fluviale sahélienne. Le cas des terres de décrue de la moyenne vallée du Sénégal*. Université Paris Diderot (Paris 7) Sorbonne Paris Cité,
- Bruckmann, L. & Delbart, N. (2017) Challenges of flood monitoring in the Senegal river valley using multi-temporal data. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, **19**, 17369.
- Buermann, W., Bikash, P.R, Jung, M., Burn, D.H., & Reichstein, M. (2013) Earlier springs decrease peak summer productivity in North American boreal forests. *Environmental Research Letters*, **8(2)**, 024027.
- Buermann, W., Beaulieu, C., Parida, B., Medvigy, D., Collatz, G.J., Sheffield, J., & Sarmiento, J.L. (2016) Climate-driven shifts in continental net primary production implicated as a driver of a recent abrupt increase in the land carbon sink. *Biogeosciences*, **13**, 1597–1607.
- Bugmann, H. & Bigler, C. (2011) Will the CO₂ fertilization effect in forests be offset by reduced tree longevity. *Oecologia*, **165**, 533–544.
- Cannell, M.G.R. & Smith, R.I. (1983) Thermal time, chill days and prediction of budburst in *Picea sitchensis*. *Journal of Applied Ecology*, **20**, 951–963.

- Chapin III, F.-S., Sturm, M., Serreze, M.C., et al. (2005) Role of land-surface changes in arctic summer warming. *Science*, **310**, 657–660.
- Chaponnière, A., Maisongrande, P., Duchemin, B., Hanich, L., Boulet, G., Escadafal, R., & Elouaddat, S. (2005) A combined high and low spatial resolution approach for mapping snow covered areas in the Atlas mountains. *International Journal of Remote Sensing*, **26**, 2755–2777.
- Chave, J., Navarrete, D., Almeida, S., Álvarez, E., Aragão, L.E.O.C., Bonal, D., Châtelet, P., Silva-Espejo, J.E., Goret, J.-Y., Von Hildebrand, P., Jiménez, E., Patiño, S., Peñuela, M.C., Phillips, O.L., Stevenson, P., & Malhi, Y. (2010) Regional and seasonal patterns of litterfall in tropical South America. *Biogeosciences*, **7**, 43–55.
- Chuine, I., Cour, P., & Rousseau, D.D. (1998) Fitting models predicting dates of flowering of temperate-zone trees using simulated annealing. *Plant, Cell and Environment*, **21**, 455–466.
- Ciais, P., Sabine, C., Bala, G., Bopp, L., Brovkin, V., Canadell, J., Chhabra, A., DeFries, R., Galloway, J., Heimann, M., Jones, C., Le Quéré, C., Myneni, R.B., Piao, S., & Thornton, P. (2013) Carbon and Other Biogeochemical Cycles. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (ed. by T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P.M. Midgley), pp. 465–570. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Colmenares, J. (2017) Distribution spatiale et variations temporelles du couvert forestier au Népal, Mémoire de recherche, M1 Géographie et Sciences des Territoires, Université Paris Diderot.
- Colombo, R., Busetto, L., Fava, F., Di Mauro, B., Migliavacca, M., Cremonese, E., Galvagno, M., Rossini, M., Meroni, M., & Cogliati, S. (2011) Phenological monitoring of grassland and larch in the Alps from Terra and Aqua MODIS images. *Ital. J. Remote Sens*, **43**, 83–96.
- Crist, E.P. & Cicone, R.C. (1984) A physically-based transformation of Thematic Mapper data---The TM Tasseled Cap. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote sensing*, 256–263.
- Dantec-Nédélec, S., Ottlé, C., Wang, T., Guglielmo, F., Maignan, F., Delbart, N., Valdayskikh, V., Radchenko, T., Nekrasova, O., & Zakharov, V. (2017) Testing the capability of ORCHIDEE land surface model to simulate arctic ecosystems: Sensitivity analysis and site-level model calibration. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, **9**.
- DeFries, R.S., Houghton, R.A., Hansen, M.C., Field, C.B., Skole, D., & Townshend, J. (2002) Carbon emissions from tropical deforestation and regrowth based on satellite observations for the 1980s and 1990s. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **99**, 14256–14261.
- Delbart, N., Beaubien, E., Kergoat, L., Deront, L., & Le Toan, T. (2016a) Combining citizen science phenological observations with remote sensing data. *Living Planet Symposium*, **740**, 40.
- Delbart, N., Beaubien, E., Kergoat, L., & Le Toan, T. (2015a) Comparing land surface phenology with leafing and flowering observations from the PlantWatch citizen network. *Remote Sensing of Environment*, **160**, 273–280.

- Delbart, N., Beaubien, E., Kergoat, L., & Le Toan T. (2017a) Can remote sensing help citizen-science based phenological studies?. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, **19**, 3593.
- Delbart, N., Ciais, P., Chave, J., Viovy, N., Malhi, Y., & Le Toan, T. (2010) Mortality as a key driver of the spatial distribution of aboveground biomass in Amazonian forest: Results from a dynamic vegetation model. *Biogeosciences*, **7**, 3027–3039.
- Delbart, N., Dunesme, S., Lavie, E., & Madelin, M. (2016b) Remote sensing of snow as a tool to forecast water shortage in the Argentinian dry Andes. *Living Planet Symposium*, **740**, 333.
- Delbart, N., Dunesme, S., Lavie, E., Madelin, M., & Goma, R. (2015b) Remote sensing of Andean mountain snow cover to forecast water discharge of Cuyo rivers [La télédétection de la neige dans les Andes comme outil de prévision des débits des rivières du Cuyo]. *Revue de Géographie Alpine*, **103**(2).
- Delbart, N., Kergoat, L., Le Toan, T., Lhermitte, J., & Picard, G. (2005) Determination of phenological dates in boreal regions using normalized difference water index. *Remote Sensing of Environment*, **97**, 26–38.
- Delbart, N., Lavie, É., & Goma, R. (2014) Impact of snow-covered surfaces on river discharge in the argentinian andean piedmont. implications for the management of the water scarcity risk [Influence des surfaces enneigées sur les débits de cours d'eau du piémont andin argentin. Implications pour la gestion du risque de pénurie d'eau]. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, **91**, 338–354.
- Delbart, N., Le Toan, T., Kergoat, L., & Fedotova, V. (2006) Remote sensing of spring phenology in boreal regions: A free of snow-effect method using NOAA-AVHRR and SPOT-VGT data (1982-2004). *Remote Sensing of Environment*, **101**, 52–62.
- Delbart, N., Melon, P., Florsch, G., Le Toan, T., & Martinez, J.-M. (2002) Forest biomass retrieval using L-band polarimetric measurements. *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2002. IGARSS'02. 2002 IEEE International*, **3**, 1789–1791.
- Delbart, N. & Picard, G. (2007) Modeling the date of leaf appearance in low-arctic tundra. *Global Change Biology*, **13**, 2551–2562.
- Delbart, N., Picard, G., Le Toan, T., Kergoat, L., Quegan, S., Woodward, I., Dye, D., & Fedotova, V. (2008) Spring phenology in boreal Eurasia over a nearly century time scale. *Global Change Biology*, **14**, 603–614.
- Delbart, N., Vaudour, E., Dragoi, M., Maignan, F., & Ottlé, C. (2016c) Mapping agricultural phenology using repetitive optical remote sensing over a peri-urban region. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, **18**, 4692.
- Delbart, N., Vaudour, E., Maignan, F., Ottlé, C., & Gilliot, J.M. (2017b) Combining optical remote sensing, agricultural statistics and field observations for culture recognition over a peri-urban region. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, **19**, 3585.
- Delbart, N., Viovy, N., Ciais, P., & Le Toan, T. (2009) Integration of biomass data in the dynamic vegetation model ORCHIDEE. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, **11**, 4907.

- Deront, L. (2015) Analyse des variations spatio-temporelles de la phénologie de printemps en Sibérie par télédétection, Mémoire de recherche, M1 Géographie et Sciences des Territoires, Université Paris Diderot.
- Diagne, K. (2017) Suivi de la végétation arborée dans la moyenne vallée du Sénégal, Mémoire de recherche, M1 Géographie et Sciences des Territoires, Université Paris Diderot.
- Ding, Y., Zhao, K., Zheng, X., & Jiang, T. (2014) Temporal dynamics of spatial heterogeneity over cropland quantified by time-series NDVI, near infrared and red reflectance of Landsat 8 OLI imagery. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, **30**, 139–145.
- Dobson, M.C., Ulaby, F.T., LeToan, T., Beaudoin, A., Kasischke, E.S., & Christensen, N. (1992) Dependence of radar backscatter on coniferous forest biomass. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **30**, 412–415.
- Doktor, D., Bondeau, A., Koslowski, D., & Badeck, F.-W. (2009) Influence of heterogeneous landscapes on computed green-up dates based on daily AVHRR NDVI observations. *Remote Sensing of Environment*, **113**, 2618–2632.
- Duchemin, B., Goubier, J., & Courrier, G. (1999) Monitoring phenological key stages and cycle duration of temperate deciduous forest ecosystems with NOAA/AVHRR data. *Remote Sensing of Environment*, **67**, 68–82.
- Dye, D.G. & Tucker, C.J. (2003) Seasonality and trends of snow-cover, vegetation index, and temperature in northern Eurasia. *Geophysical Research Letters*, **30**, 58–1.
- Farquhar, G.D., von Caemmerer, S., & Berry, J.A. (1980) A biochemical model of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C₃ species. *Planta*, **149**, 78–90.
- Fensholt, R. & Sandholt, I. (2003) Derivation of a shortwave infrared water stress index from MODIS near- and shortwave infrared data in a semiarid environment. *Remote Sensing of Environment*, **87**, 111–121.
- Field, C., et al. (2014) *Climate Change 2014 : Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Working Group II contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- Fofana, B. (2017) Détermination des zones cultivées dans la moyenne vallée du Sénégal, Mémoire de recherche, M1 Géographie et Sciences des Territoires, Université Paris Diderot.
- Fraser, R.H. & Li, Z. (2002) Estimating fire-related parameters in boreal forest using SPOT VEGETATION. *Remote Sensing of Environment*, **82**, 95–110.
- Friedlingstein, P., Joel, G., Field, C.B., & Fung, I.Y. (1999) Toward an allocation scheme for global terrestrial carbon models. *Global Change Biology*, **5**, 755–770.
- Frost, G.V. & Epstein, H.E. (2014) Tall shrub and tree expansion in Siberian tundra ecotones since the 1960s. *Global Change Biology*, **20**, 1264–1277.
- Gao, B.-C. (1996) NDWI - A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. *Remote Sensing of Environment*, **58**, 257–266.

- Gao, F., Anderson, M.C., Zhang, X., Yang, Z., Alfieri, J.G., Kustas, W.P., Mueller, R., Johnson, D.M., & Prueger, J.H. (2017) Toward mapping crop progress at field scales through fusion of Landsat and MODIS imagery. *Remote Sensing of Environment*, **188**, 9–25.
- Gibbs, H.K., Brown, S., Niles, J.O., & Foley, J.A. (2007) Monitoring and estimating tropical forest carbon stocks: Making REDD a reality. *Environmental Research Letters*, **2**(4), 045023.
- Giglio, L., Descloitres, J., Justice, C.O., & Kaufman, Y.J. (2003) An Enhanced Contextual Fire Detection Algorithm for {MODIS}. *Remote Sensing of Environment*, **87**, 273 – 282.
- Goma, R. (2013) Variabilité temporelle du manteau neigeux dans les Andes (2000-2012) et impact sur la ressource en eau à Mendoza (Argentine). Apport de la télédétection pour la compréhension des dynamiques nivo-hydrologiques, Mémoire de recherche, M1 Géographie et Sciences des Territoires, Université Paris Diderot.
- Gonsamo, A. & Chen, J.M. (2016) Circumpolar vegetation dynamics product for global change study. *Remote Sensing of Environment*, **182**, 13–26.
- Gonsamo, A., Chen, J.M., Price, D.T., Kurz, W.A., & Wu, C. (2012) Land surface phenology from optical satellite measurement and CO2 eddy covariance technique. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, **117**, G3.
- Gonsamo, A., Chen, J.M., & Wu, C. (2013) Citizen Science: linking the recent rapid advances of plant flowering in Canada with climate variability. *Scientific reports*, **3**.
- Grace, J., Nichol, C., Disney, M., Lewis, P., Quaife, T., & Bowyer, P. (2007) Can we measure terrestrial photosynthesis from space directly, using spectral reflectance and fluorescence? *Global Change Biology*, **13**, 1484–1497.
- Grimm, N.B., Chapin, F.S., Bierwagen, B., Gonzalez, P., Groffman, P.M., Luo, Y., Melton, F., Nadelhoffer, K., Pairis, A., & Raymond, P.A. (2013) The impacts of climate change on ecosystem structure and function. *Frontiers in Ecology and the Environment*, **11**, 474–482.
- Grippa, M., Kergoat, L., Le Toan, T., Mognard, N.M., Delbart, N., L’Hermitte, J., & Vicente-Serrano, S.M. (2005) The impact of snow depth and snowmelt on the vegetation variability over central Siberia. *Geophysical Research Letters*, **32**, 1–4.
- Guan, K., Wood, E.F., Medvigy, D., Kimball, J., Pan, M., Caylor, K.K., Sheffield, J., Xu, X., & Jones, M.O. (2014) Terrestrial hydrological controls on land surface phenology of African savannas and woodlands. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, **119**, 1652–1669.
- Guyon, D., Guillot, M., Vitasse, Y., Cardot, H., Hagolle, O., Delzon, S., & Wigneron, J.-P. (2011) Monitoring elevation variations in leaf phenology of deciduous broadleaf forests from SPOT/VEGETATION time-series. *Remote Sensing of Environment*, **115**, 615 – 627.
- Hagolle, O., Dedieu, G., Mougnot, B., Debaecker, V., Duchemin, B., & Meygret, A. (2008) Correction of aerosol effects on multi-temporal images acquired with constant viewing angles: Application to Formosat-2 images. *Remote Sensing of Environment*, **112**, 1689 – 1701.

- Hagolle, O., Huc, M., Pascual, D.V., & Dedieu, G. (2010) A multi-temporal method for cloud detection, applied to FORMOSAT-2, VEN μ S, {LANDSAT} and SENTINEL-2 images. *Remote Sensing of Environment*, **114**, 1747 – 1755.
- Hall, D.K., Riggs, G.A., & Salomonson, V.V. (2006) MODIS/Terra snow cover daily L3 global 500 m grid V005. *MODIS/Terra Snow Cover Daily L3 Global 500m Grid V004*.
- Hänninen, H. (1990) Modelling bud dormancy release in trees from cool and temperate regions. *Acta Forestalia Fennica*, **213**, 1-47.
- Hansen, M.C. & Loveland, T.R. (2012) A review of large area monitoring of land cover change using Landsat data. *Remote Sensing of Environment*, **122**, 66 – 74.
- Hardisky, M.A., Klemas, V., & Smart, R.M. (1983) The influence of soil salinity, growth form, and leaf moisture on the spectral radiance of *Spartina alterniflora* canopies. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, **49**, 77–83.
- Hinzman, L.D., Bettez, N.D., Bolton, W.R., et al. (2005) Evidence and implications of recent climate change in Northern Alaska and other Arctic regions. *Climatic Change*, **72**, 251–298.
- Holben, B.N. (1986) Characteristics of maximum-value composite images from temporal AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, **7**, 1417–1434.
- Houghton, R.A. (2005) Aboveground forest biomass and the global carbon balance. *Global Change Biology*, **11**, 945–958.
- Houghton, R.A., House, J.I., Pongratz, J., van der Werf, G.R., DeFries, R.S., Hansen, M.C., Le Quéré, C., & Ramankutty, N. (2012) Carbon emissions from land use and land-cover change. *Biogeosciences*, **9**, 5125–5142.
- Immerzeel, W.W., Droogers, P., de Jong, S.M., & Bierkens, M.F.P. (2009) Large-scale monitoring of snow cover and runoff simulation in Himalayan river basins using remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, **113**, 40–49.
- IPCC (2013) Annex I: Atlas of Global and Regional Climate Projections. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (ed. by T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P.M. Midgley), pp. 1311–1394. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- James, M.E. & Kalluri, S.N.V. (1994) The pathfinder AVHRR land data set: an improved coarse resolution data set for terrestrial monitoring. *International Journal of Remote Sensing*, **15**, 3347–3363.
- Justice, B.O., Holben, B.N., & Gwynne, M.D. (1986) Monitoring east african vegetation using AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, **7**, 1453–1474.
- Justice, C.O., Townshend, J.R.G., Holben, B.N., & Tucker, C.J. (1985) Analysis of the phenology of global vegetation using meteorological satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, **6**, 1271–1318.
- Kaptue Tchuente, A.T., Roujean, J.-L., & Faroux, S. (2010) ECOCLIMAP-II: An ecosystem classification and land surface parameters database of Western Africa at 1 km resolution

- for the African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA) project. *Remote Sensing of Environment*, **114**, 961–976.
- Kauth, R.J. & Thomas, G.S. (1976) The tasselled cap--a graphic description of the spectral-temporal development of agricultural crops as seen by Landsat. *LARS Symposia*, 159.
- Keeling, C.D., Bacastow, R.B., Bainbridge, A.E., Ekdahl, C.A., Guenther, P.R., Waterman, L.S., & Chin, J.F.S. (1976) Atmospheric carbon-dioxide variations at Mauna-Loa Observatory, Hawaii. *Tellus*, **28**, 538–551.
- Keeling, C.D., Chin, J.F.S., & Whorf, T.P. (1996a) Increased activity of northern vegetation inferred from atmospheric CO₂ measurements. *Nature*, **382**, 146–149.
- Keeling, R.F., Piper, S.C., & Heimann, M. (1996b) Global and hemispheric CO₂ sinks deduced from changes in atmospheric O₂ concentration. *Nature*, **381**, 218–221.
- Kelly, R.E., Chang, A.T., Tsang, L., & Foster, J.L. (2003) A prototype AMSR-E global snow area and snow depth algorithm. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **41**, 230–242.
- Kerr, Y.H., Al-Yaari, A., Rodriguez-Fernandez, N., Parrens, M., Molero, B., Leroux, D., Bircher, S., Mahmoodi, A., Mialon, A., Richaume, P., Delwart, S., Bitar, A.A., Pellarin, T., Bindlish, R., Jackson, T.J., Rüdiger, C., Waldteufel, P., Mecklenburg, S., & Wigneron, J.-P. (2016) Overview of SMOS performance in terms of global soil moisture monitoring after six years in operation. *Remote Sensing of Environment*, **180**, 40 – 63.
- Kiers, E.T., Palmer, T.M., Ives, A.R., Bruno, J.F., & Bronstein, J.L. (2010) Mutualisms in a changing world: An evolutionary perspective. *Ecology Letters*, **13**, 1459–1474.
- Knyazikhin, Y., Glassy, J., Privette, J.L., Tian, Y., Lotsch, A., Zhang, Y., Wang, Y., Morisette, J.T., Votava, P., Myneni, R.B., Nemani, R.R., & Running, S.W. (1999) MODIS leaf area index (LAI) and fraction of photosynthetically active radiation absorbed by vegetation (FPAR) product (MOD15) algorithm theoretical basis document. *MODIS Leaf Area Index (LAI) and Fraction of Photosynthetically Active Radiation Absorbed by Vegetation (FPAR) Product (MOD15) Algorithm Theoretical Basis Document*, .
- Kobayashi, H., Delbart, N., Suzuki, R., & Kushida, K. (2010) A satellite-based method for monitoring seasonality in the overstorey leaf area index of Siberian larch forest. *Journal of Geophysical Research G: Biogeosciences*, **115**, G01002.
- Kobayashi, H. & Iwabuchi, H. (2008) A coupled 1-D atmosphere and 3-D canopy radiative transfer model for canopy reflectance, light environment, and photosynthesis simulation in a heterogeneous landscape. *Remote Sensing of Environment*, **112**, 173–185.
- Kobayashi, H., Suzuki, R., & Kobayashi, S. (2007) Reflectance seasonality and its relation to the canopy leaf area index in an eastern Siberian larch forest: Multi-satellite data and radiative transfer analyses. *Remote Sensing of Environment*, **106**, 238–252.
- Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudré, N., Ogée, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., Ciais, P., Sitch, S., & Prentice, I.C. (2005) A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles*, **19**, 1–33.

- Laveille, T. (2015) Impact d'une crise économique et analyse diachronique dans le milieu du vin à Mendoza – Argentine, Mémoire de recherche, M1 Géographie et Sciences des Territoires, Université Paris Diderot.
- Lavie, E. (2009) Activités anthropiques et qualité des eaux dans l'oasis de Mendoza (Argentine): Diagnostic, enjeux et durabilité. Thèse de doctorat. Université Bordeaux 3.
- Lavie, E. & Beltrando, G. (2013) The urban canopy of Mendoza (Argentina) undergoing water management [La canopée urbaine de Mendoza (Argentine) à l'épreuve de la gestion de l'eau]. *Science et Changements Planétaires - Sécheresse*, **24**, 224–231.
- Le Quéré, C., Peters, G.P., Andres, R.J., et al. (2014) Global carbon budget 2013. *Earth System Science Data*, **6**, 235–263.
- Le Toan, T., Quegan, S., Davidson, M.W.J., Balzter, H., Paillou, P., Papathanassiou, K., Plummer, S., Rocca, F., Saatchi, S., & Shugart, H. (2011) The BIOMASS mission: Mapping global forest biomass to better understand the terrestrial carbon cycle. *Remote sensing of environment*, **115**, 2850–2860.
- Le Toan, T., Quegan, S., Woodward, I., Lomas, M., Delbart, N., & Picard, G. (2004) Relating radar remote sensing of biomass to modelling of forest carbon budgets. *Climatic Change*, **67**, 379–402.
- Liang, L., Schwartz, M.D., & Fei, S. (2011) Validating satellite phenology through intensive ground observation and landscape scaling in a mixed seasonal forest. *Remote Sensing of Environment*, **115**, 143–157.
- Luyssaert, S., Inglima, I., Jung, M., et al. (2007) CO₂ balance of boreal, temperate, and tropical forests derived from a global database. *Global Change Biology*, **13**, 2509–2537.
- Malhi, Y., Baker, T.R., Phillips, O.L., et al. (2004) The above-ground coarse wood productivity of 104 Neotropical forest plots. *Global Change Biology*, **10**, 563–591.
- Malhi, Y., Wood, D., Baker, T.R., et al. (2006) The regional variation of aboveground live biomass in old-growth Amazonian forests. *Global Change Biology*, **12**, 1107–1138.
- Martinez, J.-M. & Toan, T.L. (2007) Mapping of flood dynamics and spatial distribution of vegetation in the Amazon floodplain using multitemporal {SAR} data. *Remote Sensing of Environment*, **108**, 209 – 223.
- Masiokas, M. H., Villalba, R., Luckman, B. H., Le Quesne, C., & Aravena, J. C. (2006) Snowpack variations in the central Andes of Argentina and Chile, 1951–2005: Large-scale atmospheric influences and implications for water resources in the region. *Journal of Climate*, **19**(24), 6334-6352.
- Maynaud, L. (2017) Suivi de la végétation dans le Cuyo Argentin, Mémoire de recherche, M1 Géographie et Sciences des Territoires, Université Paris Diderot.
- McDowell, N.G., Coops, N.C., Beck, P.S., Chambers, J.Q., Gangodagamage, C., Hicke, J.A., Huang, C., Kennedy, R., Krofcheck, D.J., & Litvak, M. (2015) Global satellite monitoring of climate-induced vegetation disturbances. *Trends in plant science*, **20**, 114–123.

- Melon, P., Le Toan, T., Picard, G., Delbart, N., & Davidson, M. (2002) On the information content of L-band polarimetric SAR data over forested areas. 365–370.
- Meroni, M., Verstraete, M.M., Rembold, F., Urbano, F., & Kayitakire, F. (2014) A phenology-based method to derive biomass production anomalies for food security monitoring in the Horn of Africa. *International Journal of Remote Sensing*, **35**, 2472–2492.
- Mialhe, F., Gunnell, Y., Ignacio, A.F., **Delbart, N.**, Oganian, J.L. & Henry, S. (2015) Association and integration of participatory approaches with satellite images analysis for improving the understanding of the land system. A case study in Mindanao, Philippines. *Applied Earth Observation and Geoinformation*, **36**, 69-82.
- Miedziejewski, D. (2014) Changements de l'occupation du sol au Vietnam par télédétection, , Mémoire de recherche, M1 Géographie et Sciences des Territoires, Université Paris Diderot.
- Morisette, J.T., Richardson, A.D., Knapp, A.K., Fisher, J.I., Graham, E.A., Abatzoglou, J., Wilson, B.E., Breshears, D.D., Henebry, G.M., Hanes, J.M., & Liang, L. (2009) Tracking the rhythm of the seasons in the face of global change: Phenological research in the 21 st century. *Frontiers in Ecology and the Environment*, **7**, 253–260.
- Moulin, S., Kergoat, L., Viovy, N., & Dedieu, G. (1997) Global-scale assessment of vegetation phenology using NOAA/AVHRR satellite measurements. *Journal of Climate*, **10**, 1154–1170.
- Myneni, R.B., Keeling, C.D., Tucker, C.J., Asrar, G., & Nemani, R.R. (1997) Increased plant growth in the northern high latitudes from 1981 to 1991. *Nature*, **386**, 698–702.
- Myneni, R.B., Tucker, C.J., Asrar, G., & Keeling, C.D. (1998) Interannual variations in satellite-sensed vegetation index data from 1981-1991. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*, **103**, 6145–6160.
- Nadjim, A. (2015) Suivi par télédétection de l'évolution du bâti et de la végétation en Union des Comores : cas de la Grande Comore, Mémoire de recherche, M1 Géographie et Sciences des Territoires, Université Paris Diderot.
- Nolin, A.W. (2011) Recent advances in remote sensing of seasonal snow. *Journal of Glaciology*, **56**, 1141–1150.
- Ottlé, C., Lescure, J., Maignan, F., Poulter, B., Wang, T., & Delbart, N. (2013) Use of various remote sensing land cover products for plant functional type mapping over Siberia. *Earth System Science Data*, **5**, 331–348.
- Pan, Y. (2011) A large and persistent carbon sink in the world's forests. *Science*, **333**, 988–993.
- Parmesan, C. & Yohe, G. (2003) A globally coherent fingerprint of climate change impacts across natural systems. *Nature*, **421**, 37–42.
- Pelletier, C., Valero, S., Inglada, J., Champion, N., & Dedieu, G. (2016) Assessing the robustness of Random Forests to map land cover with high resolution satellite image time series over large areas. *Remote Sensing of Environment*, **187**, 156–168.

- Peña-Barragán, J.M., Ngugi, M.K., Plant, R.E., & Six, J. (2011) Object-based crop identification using multiple vegetation indices, textural features and crop phenology. *Remote Sensing of Environment*, **115**, 1301–1316.
- Pennec, A., Gond, V., & Sabatier, D. (2011) Tropical forest phenology in French Guiana from MODIS time series. *Remote Sensing Letters*, **2**, 337–345.
- Phillips, O.L. (2009) Drought sensitivity of the Amazon rainforest. *Science*, **323**, 1344–1347.
- Phillips, O.L., Lewis, S.L., & Baker, T.R. (2010) The changing Amazon Forest. *Philos. T. Royal Soc. B*, **363**, 1819–1827.
- Picard, G., Quegan, S., Delbart, N., Lomas, M.R., Le Toan, T., & Woodward, F.I. (2005) Bud-burst modelling in Siberia and its impact on quantifying the carbon budget. *Global Change Biology*, **11**, 2164–2176.
- Piel, C. (2013) Evaluation et cartographie de la susceptibilité des versants aux glissements de terrain. Application à la région de Nova Friburgo (Etat de Rio de Janeiro, Brésil), Mémoire de recherche, M2 Espace, Dynamique des Milieux et Risques, Université Paris Diderot.
- Post, E. & Forchhammer, M.C. (2008) Climate change reduces reproductive success of an Arctic herbivore through trophic mismatch. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B: Biological Sciences*, **363**, 2367–2373.
- Post, E., Forchhammer, M.C., Bret-Harte, M.S., Callaghan, T.V., Christensen, T.R., Elberling, B., Fox, A.D., Gilg, O., Hik, D.S., & Høye, T.T. (2009) Ecological dynamics across the Arctic associated with recent climate change. *science*, **325**, 1355–1358.
- Pouliot, D., Latifovic, R., Fernandes, R., & Olthof, I. (2011) Evaluation of compositing period and AVHRR and MERIS combination for improvement of spring phenology detection in deciduous forests. *Remote Sensing of Environment*, **115**, 158–166.
- Poulter, B., Ciais, P., Chevallier, F., Delbart, N., Lafont, S., Maignan, F., Saatchi, S., & Sitch, S. (2012) From monitoring to modeling: using biomass observation for benchmarking terrestrial carbon cycle models. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, **14**, 2841.
- Poulter, B., Delbart, N., Maignan, F., Saatchi, S.S., Sitch, S., & Ciais, P. (2011) Contribution of aboveground biomass uncertainty to bias in modeled global net ecosystem exchange. *AGU Fall Meeting Abstracts*, **1**, 0355.
- Quegan, S., Toan, T.L., Yu, J.J., Ribbes, F., & Floury, N. (2000) Multitemporal ERS SAR analysis applied to forest mapping. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **38**, 741–753.
- Rahman, H. & Dedieu, G. (1994) SMAC: a simplified method for the atmospheric correction of satellite measurements in the solar spectrum. *Remote Sensing*, **15**, 123–143.
- Raychev, A. (2013) Changement climatique et les grands fleuves en Sibérie l'Ob, l'Iénisseï et la Léna : étude diachronique (1973 – 2011) à partir des images Landsat, Mémoire de recherche, M1 Géographie et Sciences des Territoires, Université Paris Diderot.
- Raynolds, M.K., Walker, D.A., & Maier, H.A. (2006) NDVI patterns and phytomass distribution in the circumpolar Arctic. *Remote Sensing of Environment*, **102**, 271–281.

- Rivas Uellon, H.D. (2017) Identification des types culturels de la Plaine de Versailles Mémoire de recherche, M1 Géographie et Sciences des Territoires, Université Paris Diderot.
- Rogers, A.S. & Kearney, M.S. (2004) Reducing signature variability in unmixing coastal marsh Thematic Mapper scenes using spectral indices. *International Journal of Remote Sensing*, **25**, 2317–2335.
- Root, T.L., Price, J.T., Hall, K.R., Schneider, S.H., Rosenzweig, C., & Pounds, J.A. (2003) Fingerprints of global warming on wild animals and plants. *Nature*, **421**, 57–60.
- Rosenthal, M. (2014) Contrôles géomorphologiques et pédologiques de la biomasse et de la productivité forestière en Amazonie, Mémoire de recherche, M1 Géographie et Sciences des Territoires, Université Paris Diderot.
- Roujean, J.L., Leroy, M., Podaire, A., & Deschamps, P.Y. (1992) Evidence of surface reflectance bidirectional effects from a NOAA/AVHRR multi-temporal data set. *International Journal of Remote Sensing*, **13**, 685–698.
- Rutishauser, T., Luterbacher, J., Jeanneret, F., Pfister, C., & Wanner, H. (2007) A phenology-based reconstruction of interannual changes in past spring seasons. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, **112**, .
- Saatchi, S., Houghton, R.A., Dos Santos Alvalá, R.C., Soares, J.V., & Yu, Y. (2007) Distribution of aboveground live biomass in the Amazon basin. *Global Change Biology*, **13**, 816–837.
- Sakumura, C., Bettadpur, S., & Bruinsma, S. (2014) Ensemble prediction and intercomparison analysis of GRACE time-variable gravity field models. *Geophysical Research Letters*, **41**, 1389–1397.
- Salomonson, V.V. & Appel, I. (2004) Estimating fractional snow cover from MODIS using the normalized difference snow index. *Remote Sensing of Environment*, **89**, 351–360.
- Sarvas, R. (1972) Investigations on the annual cycle of development of forest trees. Active period. *Commun. Inst. For. Fenn.*, **76**, 1–110.
- Sarvas, R. (1974) Investigations on the annual cycle of development of forest trees. II. Autumn dormancy and winter dormancy. *Commun. Inst. For. Fenn.*, **84**, 1–101.
- Sato, H., Itoh, A., & Kohyama, T. (2007) SEIB-DGVM: A new Dynamic Global Vegetation Model using a spatially explicit individual-based approach. *Ecological Modelling*, **200**, 279–307.
- Sato, H., Kobayashi, H., & Delbart, N. (2010) Simulation study of the vegetation structure and function in eastern Siberian larch forests using the individual-based vegetation model SEIB-DGVM. *Forest Ecology and Management*, **259**, 301–311.
- Schaaf, C.B., Gao, F., Strahler, A.H., et al. (2002) First operational BRDF, albedo nadir reflectance products from MODIS. *Remote Sensing of Environment*, **83**, 135–148.
- Schaepman-Strub, G., Schaepman, M.E., Painter, T.H., Dangel, S., & Martonchik, J.V. (2006) Reflectance quantities in optical remote sensing—definitions and case studies. *Remote Sensing of Environment*, **103**, 27 – 42.
- Schwartz, M.D. (1998) Green-wave phenology [4]. *Nature*, **394**, 839–840.

- Schwartz, M.D., Reed, B.C., & White, M.A. (2002) Assessing satellite-derived start-of-season measures in the conterminous USA. *International Journal of Climatology*, **22**, 1793–1805.
- Settele, J. (2014) Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Shabanov, N.V., Zhou, L., Knyazikhin, Y., Myneni, R.B., & Tucker, C.J. (2002) Analysis of interannual changes in northern vegetation activity observed in AVHRR data from 1981 to 1994. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **40**, 115–130.
- Solomon, S. (2007) *Climate change 2007-the physical science basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC*. Cambridge University Press,
- Soudani, K., Maire, G. le, Dufrêne, E., François, C., Delpierre, N., Ulrich, E., & Cecchini, S. (2008) Evaluation of the onset of green-up in temperate deciduous broadleaf forests derived from Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) data. *Remote Sensing of Environment*, **112**, 2643 – 2655.
- Stocker, T. et al. (2014) *Climate change 2013: the physical science basis. Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- Suzuki, R., Kobayashi, H., Delbart, N., Asanuma, J., & Hiyama, T. (2011) NDVI responses to the forest canopy and floor from spring to summer observed by airborne spectrometer in eastern Siberia. *Remote Sensing of Environment*, **115**, 3615–3624.
- Townshend, J.R.G. & Justice, C.O. (1986) Analysis of the dynamics of african vegetation using the normalized difference vegetation index. *International Journal of Remote Sensing*, **7**, 1435–1445.
- Trenberth, K.E., Jones, P.D., Ambenje, P., Bojariu, R., Easterling, D., Tank, A.K., Parker, D., Rahimzadeh, F., Renwick, J.A., & Rusticucci, M. (2007) *Observations: Surface and Atmospheric Climate Change, chap. 3 of 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., Marquis, M., Averyt, KB, Tignor, M., Miller, HL and Chen, Z.(eds.)]*, 235–336. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA,
- Tucker, C.J. (1979) Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. *Remote Sensing of Environment*, **8**, 127–150.
- Vaudour, E., Noirot-Cosson, P.E., & Membrive, O. (2015) Early-season mapping of crops and cultural operations using very high spatial resolution Pléiades images. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, **42**, 128 – 141.
- Vicente-Serrano, S.M., Delbart, N., Le Toan, T., & Grippa, M. (2006a) El Niño-Southern Oscillation influences on the interannual variability of leaf appearance dates in central Siberia. *Geophysical Research Letters*, **33**, L03707.
- Vicente-Serrano, S.M., Grippa, M., Delbart, N., Toan, T.L., & Kergoat, L. (2006b) Influence of seasonal pressure patterns on temporal variability of vegetation activity in central Siberia. *International Journal of Climatology*, **26**, 303–321.

- Vinogradov, B.V. (1977) Remote sensing in ecological botany. *Remote Sensing of Environment*, **6**, 83–94.
- Vors, L.S. & Boyce, M.S. (2009) Global declines of caribou and reindeer. *Global change biology*, **15**, 2626–2633.
- Wahr, J., Molenaar, M., & Bryan, F. (1998) Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **103**, 30205–30229.
- Walther, G.-R. (2010) Community and ecosystem responses to recent climate change. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, **365**, 2019–2024.
- Walther, G.-R., Post, E., Convey, P., Menzel, A., Parmesan, C., Beebee, T.J.C., Fromentin, J.-M., Hoegh-Guldberg, O., & Bairlein, F. (2002) Ecological responses to recent climate change. *Nature*, **416**, 389–395.
- White, M.A., de Beurs, K.M., Didan, K., et al. (2009) Intercomparison, interpretation, and assessment of spring phenology in North America estimated from remote sensing for 1982–2006. *Global Change Biology*, **15**, 2335–2359.
- Wolf, A., Ciais, P., Bellassen, V., Delbart, N., Field C. & Berry J. (2011) Forest biomass allometry in global land surface models. *Global Biogeochemical Cycles*, **25** (3), GB3015.
- Woodward, F.I., Smith, T.M., & Emanuel, W.R. (1995) A global land primary productivity and phytogeography model. *Global Biogeochemical Cycles*, **9**, 471–490.
- Xiao, X., Boles, S., Liu, J., Zhuang, D., & Liu, M. (2002) Characterization of forest types in Northeastern China, using multi-temporal SPOT-4 VEGETATION sensor data. *Remote Sensing of Environment*, **82**, 335–348.
- Yao, J. (2013) Séquence fonte des lacs, feuillaison et floraison au Canada : une analyse de bases de données issues de la science citoyenne, Mémoire de recherche, M1 Géographie et Sciences des Territoires, Université Paris Diderot.
- Zhang, X., Friedl, M.A., Schaaf, C.B., Strahler, A.H., Hodges, J.C.F., Gao, F., Reed, B.C., & Huete, A. (2003) Monitoring vegetation phenology using MODIS. *Remote Sensing of Environment*, **84**, 471–475.
- Zhou, L., Tucker, C.J., Kaufmann, R.K., Slayback, D., Shabanov, N.V., & Myneni, R.B. (2001) Variations in northern vegetation activity inferred from satellite data of vegetation index during 1981 to 1999. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*, **106**, 20069–20083.

Table des illustrations

Figure 1 : Observations de terrain utilisées dans les différents travaux publiés.	21
Figure 2 : Principe du passage d'une série temporelle d'images au tableau spatio-temporel.	29
Figure 3 : Evolution saisonnière du NDWI de SPOT-V et Etalonnage de la valeur seuil de NDVI NOAA-AVHRR Pathfinder, grâce à la date de début de printemps dérivée du NDWI VGT. Issu de Delbart et al. (2006).	32
Figure 4 : Date du début de printemps (exprimée en jour de l'année) obtenue par la méthode de Delbart et al. (2005) appliqué aux données SPOT-VGT au Canada.	34
Figure 5 : Comparaison entre les dates de début de printemps obtenues à partir des données de SPOT-VEGETATION (rouge) et de NOAA-AVHRR (bleu), à 0,1° de résolution spatiale, avec les dates d'apparition des feuilles observées in situ. Adapté de Delbart et al. (2006).	35
Figure 6 : Localisation des forêts de mélèzes en Sibérie selon le jeu de données d'occupation du sol GLC2000 basée sur la définition des classes de la FAO. Suivant cette définition, est appelé forêt un espace boisé d'au moins 1ha pour lequel la canopée couvre au moins 15% de la surface.	36
Figure 7 : Les trois étapes de l'estimation de la surface foliaire des forêts de mélèzes : (1) estimation de la date de début de verdissement et la valeur du NDWI à cette date ($NDWI_u$), (2) estimation du LAI du sous-bois (LAI_u) à partir de $NDWI_u$, (3) estimation du LAI de la canopée à partir de la croissance du NDWI depuis $NDWI_u$ sous la contrainte de LAI_u	37
Figure 8 : Maquettes informatiques des peuplements forestiers utilisées pour les simulations de transfert radiatif : distribution des arbres suivant leurs tailles et leur densité (en haut), représentation des arbres et distribution des aiguilles dans la canopée (bas). Les aiguilles et les parties ligneuses sont dotées d'une valeur de réflectance. Issu de Kobayashi et al. (2010).	38
Figure 9 : Résultats des simulations de transfert radiatif avec le modèle FLIES : valeurs du NDWI avant le verdissement ($NDWI_u$), LAI du sous bois LAI_u (à gauche), et valeur de la croissance du NDWI ($dNDWI$) en fonction LAI de la canopée (LAI_c) sous la contrainte du LAI_u (à droite). Issu de Kobayashi et al. (2010).	38
Figure 10 : LAI de la canopée des forêts de mélèzes par, exemple de la période allant du 11 au 20 mi-juillet 2000. Issu de Kobayashi et al. (2010).	39
Figure 11 : Evaluation du LAI à la station scientifique de Spasskaya Pad (62,26°N, 129,62°E). Mesures in situ (étoiles), notre méthode (carrés), MODIS (ronds vides si l'indicateur de qualité fourni signale un problème, ronds pleins dans le cas contraire), et CYCLOPES (triangles). Issu de Kobayashi et al. (2010).	39
Figure 12 : Comparaison des distributions spatiales du LAI obtenues selon la méthode proposée avec ceux de CYCLOPES et de MODIS. Issu de Kobayashi et al. (2010).	40
Figure 13 : Accumulation théorique de biomasse pour trois peuplements différents par leurs dynamiques. La production primaire de bois (NPP_{AGW}) et le temps de résidence sont fixes.	45
Figure 14 : Comparaison des gradients spatiaux de la phénologie observés par la télédétection et modélisés. Date de début de printemps (en haut) détectée par la méthode décrite dans Delbart et al. (2006) appliquée aux données NOAA-AVHRR Pathfinder pour	

	l'année 1984 (exprimée en jour de l'année), et (en bas) modélisée à partir des températures moyennes journalières données par le ERA40 ré-échantillonnées à 0,1° selon Picard et al. (2005).	47
Figure 15 :	Evaluation des variations interannuelles de la phénologie modélisée. Date de début de printemps (en rouge) modélisée à partir des températures moyennes journalières données par le ERA40 ré-échantillonnées à 0,1°, et (en noir) estimée in situ (Ahas et al., 2002) pour une station située dans la péninsule de Kola, Russie.	47
Figure 16 :	Comparaison de la date de début du printemps modélisée par ORCHIDEE et de celle issue des données de télédétection selon Delbart et al. (2005). Réalisée par S. Dantec-Nédélec.	49
Figure 17 :	Evaluation de la biomasse ligneuse aérienne simulée par ORCHIDEE pour quatre PFTs, par comparaison avec les données de biomasse compilées dans (Luyssaert et al., 2007). BoNE : Boreal Needleleaf Evergreen (forêt boréale de conifères sempervirents) ; BoBS : Boreal Broadleaf Summergreen (forêt boréale de feuillus caducifoliés) ; TeNE : Temperate Needleleaf Evergreen (forêt tempérée de conifères sempervirents) ; TeBS : Temperate Broadleaf Summergreen (forêt tempérée de feuillus caducifoliés).	50
Figure 18 :	Evaluation de la biomasse ligneuse aérienne (AGW : above ground woody) et de la part de la productivité primaire nette allouée à cette biomasse en Amazonie. En noir : données in situ (Malhi et al. 2004, 2006) ; en rouge : modèle ORCHIDEE. Issus de Delbart et al. (2010).....	51
Figure 19 :	Etalonnage empirique de la relation entre le temps de résidence du carbone dans les parties ligneuses et la productivité primaire nette de bois. Haut : observations (carrés), meilleur ajustement avec $\alpha=-1$ (trait fin), meilleur ajustement avec α et K étalonné conjointement (trait épais) lors de l'exploration systématique (en bas) de la différence quadratique moyenne entre les données et les modèles et suivant la minimisation de cette différence.	52
Figure 20 :	Relation entre le temps de résidence du carbone dans les parties ligneuses et la productivité primaire nette, en fonction des types de sols donnés dans Malhi et al. (2004). Issu de Delbart et al. (2010).	54
Figure 21 :	Tendance des variations (en jours) de la date de début de printemps en Eurasie boréale (forêts caducifoliées ou mixtes) obtenue par la télédétection et par la modélisation pour différentes sous-périodes. La tendance est calculée par régression linéaire. Issue de Delbart et al. (2008).	62
Figure 22 :	Date de début de printemps obtenue par la télédétection (trait plein) (Delbart et al., 2005, 2006) et par la modélisation appliquée aux données de température ERA40 (Picard et al., 2005), moyennée à l'échelle des forêts caducifoliées ou mixtes Eurasiennes (voir distribution spatiale dans la figure précédente). Issue de Delbart et al. (2008).	63
Figure 23 :	Evolution de la date de début de printemps entre 1921 et 2005 en Sibérie centrale. Points : observations de terrain ; Rouge et orange : dates modélisées ; Vert : date obtenue par télédétection. Issue de Delbart et al. (2008).	63
Figure 24 :	Tendances temporelles de la date de début de printemps modélisée par le modèle degré-jours (Chuine et al., 1998) étalonné grâce à la télédétection (Picard et al., 2005) et appliqué aux données de température mesurée in situ (Razuvaev et al.,	

	1993), pour les périodes (a) 1936-2002, (b) 1936-1960, et (c) 1960-2002. Issue de Delbart et al. (2008).	64
Figure 25 :	Corrélation entre la date de début de printemps (Delbart et al., 2005, 2006) et l'indice d'oscillation australe (ou SOI, Southern Oscillation Index) en 1982-2004. Issu de Vicente-Serrano et al. (2006a).	64
Figure 26 :	Zones bioclimatiques de la toundra Arctique, et physionomie des plantes pour chacune des cinq zones. Issu de Reynolds et al. (2006).	65
Figure 27 :	Date de début de printemps à la station scientifique Toolik, Alaska, par la télédétection (losanges et pointillés), par la modélisation appliquée aux données de température ERA40 (points et trait plein) et appliquée aux mesures in situ de la température (carrés), et par l'observation de terrain (étoiles). Issu de Delbart & Picard (2007).	66
Figure 28 :	Comparaison de trois modèles de phénologie à la station scientifique Toolik, Alaska : notre modèle degré-jours (Spring Warming), un modèle basé sur les mêmes hypothèses mais formulé différemment (Forcing Unit), et un modèle simulant les échanges thermiques entre le sol, le manteau neigeux et l'air (Soil Thaw), faisant l'hypothèse que c'est la disponibilité en eau liquide qui pilote l'apparition des feuilles. Notre modèle a été étalonné en Sibérie centrale, les autres modèles localement. Les cercles donnent les observations de terrain. Issu de Delbart & Picard (2007).	66
Figure 29 :	Variations interannuelles de la date de début de printemps moyennée pour quatre larges régions (situées en zones D et E de la classification de Reynolds et al. 2006), par la télédétection (points noirs) et la modélisation (carrés vides). Les régions sont montrées en haut, et les courbes de haut en bas correspondent aux zones d'Est en Ouest à partir de l'Alaska. Issu de Delbart & Picard (2007).	67
Figure 30 :	Comparaison de la date de début de printemps obtenue par la télédétection aux observations citoyennes du projet PlantWatch. Haut : distribution de la forêt (vert), des prairies (orange) et de l'agriculture (blanc), et position des observations citoyennes de la date de floraison (jaune) et de feuillaison (violet). Les cadres rouges représentent cinq régions d'étude. Bas : séries temporelles agrégées à partir des observations citoyennes, et série issue de la télédétection (carrés et ligne noirs), pour une des cinq régions étudiées. Extraits de Delbart et al. (2015).	69
Figure 31 :	Variations interannuelles des dates de début et de fin de fonte de neige issues des données de QuikScat selon Bartsch <i>et al.</i> (2007) et de la date de début de printemps selon (Delbart <i>et al.</i> , 2005), pour une phéno-région (en haut) ici définie comme ayant des variations homogènes des anomalies de début et de fin de date de fonte. Les traits pleins sont les moyennes, les pointillés représentent la moyenne (trait plein) \pm 1 écart-type de l'anomalie. Issu de Deront (2015)... ..	71
Figure 32 :	Corrélation entre les variations interannuelles des dates de début et de fin de fonte de neige issues des données de QuikScat selon Bartsch et al. (2007) et de la phénologie végétale selon Delbart et al. (2005), entre 2000 et 2008. Issu de (Deront, 2015).	72
Figure 33 :	Distribution des 122 phéno-régions, définies comme les régions de variabilité interannuelle de la date de début de printemps homogène. Les couleurs	

représentent les cinq phéno-régions comprenant le plus de site d'observation du projet PlantWatch.	73
Figure 34 : Séries temporelles de phénologie pour la phéno-région regroupant à l'Est de Terre-Neuve et à la Nouvelle-Ecosse (en rouge dans la Fig. 34). Le trait épais représente la date moyenne de début de printemps obtenue par la télédétection. Les autres séries représentent la date de feuillaison (0) ou de floraison (1) pour les différentes espèces observées. Issu de Delbart et al. (2016a).	73
Figure 35 : Agrégation de séries temporelles par site de la date de floraison de l'érable rouge. La série agrégée (en gras) est reportée dans la Fig. 33. Issu de Delbart et al. (2016a). ..	74
Figure 36 : Les bassins versants étudiés dans la province de Mendoza. Produit par Emilie Lavie.	75
Figure 37 : Enneigement selon le produit MODIS MOD12A1 dans les Andes, et tracé des quatre bassins versants en amont des barrages où les débits sont mesurés. En blanc : enneigement début septembre. En gris : enneigement au moins une fois dans l'année. Issu de Delbart et al. (2016b).	76
Figure 38 : Surface enneigée estimée par la télédétection dans quatre bassins versants andins, et débit moyen durant la période de hautes eaux (Septembre – Avril) des rivières en amont des barrages. Issu de Delbart et al. (2015).	77
Figure 39 : Comparaison des débits moyens entre septembre et avril prédits avec ceux mesurés. Issu de Delbart et al. (2015).	77
Figure 40 : Exemple du produit d'anomalie de masse issu des données GRACE, exprimé en épaisseur d'eau équivalente (cm), superposé aux tracés des bassins versants. Issu de Delbart et al. (2016b).	78
Figure 41 : Moyenne de l'anomalie de masse à l'intérieur des bassins versants en Juin-Août, pondérée par la surface de chaque pixel GRACE dans le polygone. Issu de Delbart et al. (2016b).	79
Figure 42 : Résidus du modèle de prévision des débits en fonction des anomalies de masse GRACE désaisonnalisés des variations de surface enneigée. Issu de Delbart et al. (2016b).	80
Figure 43 : Carte de fréquence des inondations dans la vallée du fleuve Sénégal entre 2000 et 2015, à partir des données MODIS. Réalisé par Laurent Bruckmann. Issu de Bruckmann (2016) et Bruckmann & Delbart (2017).	81
Figure 44 : Carte simulée de la susceptibilité finale aux glissements de terrain dans la région de Nova Friburgo, Brésil. Issu de Piel (2013) et Bétard et al. (2014).	84
Figure 45 : Carte de l'occupation du sol (Léna, 2006). A – à 20 classes ; B – à trois classes, après reclassification. Issu de Raychev (2013).	85
Figure 46 : Zone d'étude du projet TOSCA-CO. Le cadre noir représente l'emprise choisie pour les données de télédétection, et le polygone bleu clair montre les limites de la Plaine de Versailles. Issu de Delbart et al. (2016c).	86
Figure 47 (ci-dessus et page précédente) : Séries temporelles d'images Landsat 8, en NDVI calculé à partir des données en réflectance de surface, pour la zone de la Plaine de Versailles et du Plateau des Alluets. Le titre de chaque vignette montre l'année et le jour de l'année. Issu de Delbart et al. (2016c).	89
Figure 48 : Composition colorée des valeurs minimales (bleu), maximales (vert) et de l'amplitude (rouge) du NDVI en 2013-2015. Issu de Delbart et al. (2016c).	89

- Figure 49 : Masque de cultures, défini comme les espaces dont le NDVI est parfois inférieur à 0,3 et parfois supérieur à 0,6. Une reconstruction géodésique a été appliquée (sous SAGA-GIS) pour éliminer les pixels isolés. Issu de Delbart et al. (2016c). 90
- Figure 50 : Etude préliminaire sur l'enrichissement sémantique des données de types de culture issues du RPG 2013 par la distinction entre culture de printemps et d'été obtenue grâce aux séries temporelles de NDVI issues de Landsat. Cas de l'orge. Ce résultat est donné à titre d'illustration de l'objectif et doit être évalué. Adapté de Rivas Uellon (2017), issu de Delbart et al. (2017b). 93

Annexes

Annexe 1 : formes et principes généraux de la télédétection

Télédétection active et passive

Les capteurs actifs ont un double rôle : émettre un rayonnement vers la surface étudiée, et mesurer les propriétés du rayonnement qui lui revient après avoir interagit avec cet objet. Selon les cas, le rayonnement émis peut appartenir au domaine optique s'il est émis par un laser pour la télédétection LiDAR, ou dans le domaine des micro-ondes s'il l'est par une antenne émettrice dans le cas du RADAR.

Les capteurs passifs (radiomètres) eux n'émettent pas de rayonnement, et mesurent les propriétés d'un rayonnement naturel, qu'il soit le rayonnement émis initialement par le soleil et réfléchi par l'objet étudié (dans le domaine optique) ou celui émis par l'objet lui-même (infrarouge thermique, micro-ondes). Dans les deux cas l'émission repose sur la **loi de Planck**, en vertu de laquelle un objet (le Soleil ou la surface) émet un rayonnement dont la distribution spectrale dépend de sa température. Pour la télédétection thermique et micro-onde passive, l'émission suivant la loi de Planck est **modulée par l'émissivité** de l'objet, qui dépend notamment de la constitution de la surface (par exemple, le contenu en sel de la glace de mer, l'humidité du sol), et qui diffère selon la longueur d'onde. Ainsi les propriétés du rayonnement émis par l'objet et mesurées par le capteur dépendent des caractéristiques de l'objet et sont donc porteurs d'information sur lui, à condition de pouvoir démêler les rôles respectifs de la température et des propriétés de l'objet qui affectent son émissivité.

Interaction rayonnement-matière

En télédétection RADAR, LiDAR et optique l'information sur l'objet provient de l'interaction du rayonnement initial avec l'objet. Cette interaction peut le modifier, et ce sont ces modifications qui portent l'information. Deux types d'interactions existent :

- La **diffusion** et la **réflexion** dans lesquelles la direction de propagation du rayonnement est modifiée, sans transmission d'énergie à l'objet.
 - En télédétection optique, on parlera de réflexion pour désigner le changement de direction de la lumière incidente par la surface observée, et le terme de diffusion sera réservé à l'interaction de la lumière avec les aérosols et certaines molécules telles l'ozone dans l'atmosphère.
 - En télédétection micro-onde active (radar), le terme de diffusion désigne le changement de direction du rayonnement incident sur la surface, peu de diffusion intervenant dans l'atmosphère en raison de la longueur d'onde grande par rapport aux constituants de l'atmosphère, cette diffusion de la surface étant généralement pilotée par le contenu en eau.

- En télédétection micro-onde passive, le rayonnement émis par la surface, par exemple le sol, peut être diffusé par d'autres objets présents à la surface comme le manteau neigeux ou la végétation.

En optique et en radar, si la surface est lisse la direction de propagation du rayonnement réfléchi est la direction spéculaire selon la loi de la réflexion de **Snell-Descartes**. Cependant peu de surfaces observées en télédétection sont parfaitement lisses. En optique comme en radar les directions des rayonnements diffusés ou réfléchis par la surface sont pilotées par la **rugosité** et la **structure** de la surface. Une surface rugueuse va diffuser dans un ensemble de directions, en optique on parle de **réflexion diffuse**, mais, sauf si l'objet est lambertien, pas avec la même intensité dans toutes les directions.

Une grandeur essentielle en télédétection optique est la **réflectance (voir annexe 2)**, qui est le rapport entre la luminance du rayonnement réfléchi divisée par l'éclairement du rayonnement incident (luminance et éclairement sont des mises en forme particulière de l'énergie du rayonnement, voir plus loin), multiplié par π . La réflectance quantifie donc la capacité de l'objet à réfléchir la lumière. Le point clef en télédétection optique est que la réflectance d'un objet change avec la longueur d'onde. Ceci s'explique par le second type d'interaction rayonnement-matière, l'absorption.

- L'**absorption** par laquelle le rayonnement transmet son énergie à la matière, se traduisant par une baisse de la réflectance. L'absorption a lieu dans des gammes de longueur d'onde étroites et spécifiques, et explique les creux dans les spectres de réflectance des surfaces et ceux dans le spectre du rayonnement solaire arrivant à la surface depuis le haut de l'atmosphère. En effet, une molécule ne peut absorber un **photon** qui si l'énergie de celui-ci est exactement égale à celle séparant deux états énergétiques de la molécule. Or, l'énergie d'un photon est strictement dépendant de sa longueur d'onde λ , selon le principe de **quanta d'énergie** introduit par Planck ($E = \frac{hc}{\lambda}$, avec h la constante de Planck et C la vitesse de la lumière dans le vide), donc seul le rayonnement de certaines longueurs d'onde sera absorbé par une molécule. Ceci implique d'une part que certaines gammes de longueur d'onde ne sont pas appropriées pour la télédétection des surfaces ; par exemple, l'eau absorbant à 1450 et 1900nm, la lumière dans ces longueurs d'onde ne parvient pas à la surface en raison de l'eau atmosphérique. Ensuite, puisque la position des raies d'absorption est spécifique à chaque molécule, l'étude de ces positions révèle les constituants de la matière : c'est le principe de la spectroscopie. Puisque ce qui n'est pas absorbé par une surface opaque est réfléchi, alors l'étude des spectres de réflectance des surfaces permet d'interroger la matière. C'est sur le principe des différences de la quantité

d'énergie réfléchi entre les différentes bandes spectrales que se basent les méthodes de la télédétection optique.

En simplifiant on peut considérer que :

- Dans l'optique le signal est surtout piloté par la nature, au sens moléculaire, des objets présents dans le pixel. Les applications sont variées, parmi lesquelles la cartographie de l'occupation du sol et de ses changements, du manteau neigeux, la mesure de la surface foliaire
- En télédétection radar, le signal est essentiellement sensible au contenu en eau, à la structure et à la rugosité de la surface. La végétation est vue comme un agencement d'objets contenant de l'eau, qui diffusent le rayonnement, les directions de la diffusion dépendant de la géométrie de cet agencement. L'intensité de la rétrodiffusion (diffusion vers le capteur) dépendant de la biomasse, alors qu'une surface inondée plane diffuse fortement mais pas dans la direction du capteur, faisant que la rétrodiffusion est très faible.
- La télédétection micro-onde active à basse résolution spatiale (diffusiométrie) est principalement sensible à l'eau liquide qui influence la diffusion. Pour les terres émergées, les applications sont l'estimation de l'humidité du sol et, dans le cadre des travaux ici, l'observation des cycles gel/dégel du manteau neigeux. La télédétection micro-onde passive, à basse résolution également, a aussi comme application l'estimation de l'humidité du sol *via* l'influence de l'eau sur l'émissivité de la surface, et la mesure de l'épaisseur du manteau neigeux *via* la diffusion par la neige du rayonnement émis par le sol.
- Dans le domaine thermique, la température est le principal pilote du signal, associé à l'humidité du sol dont dépend l'émissivité. Au-delà de l'estimation de la température de surface, une application importante est la détection d'incendie, en l'absence de nuage.

La vision d'ensemble présentée ici est exagérément simpliste. Elle suffit néanmoins à comprendre les principes de base des produits issus des formes de la télédétection autre que la télédétection optique, dont je suis utilisateur et non producteur.

Annexe 2 : de la luminance à la réflectance

Une grandeur physique mesurée : la luminance

Observer, pour un capteur optique de télédétection spatiale, c'est mesurer la **luminance** du rayonnement parvenant au capteur depuis la surface de la Terre surplombée de sa colonne d'atmosphère, dans des gammes de longueur d'onde choisies. Dans les bandes spectrales du domaine optique (du visible au moyen-infrarouge), ce rayonnement est le rayonnement solaire réfléchi, et très peu celui directement émis, par l'ensemble surface-atmosphère.

Le capteur est constitué d'un ensemble d'éléments, parmi lesquels l'optique, qui focalise le faisceau lumineux lui parvenant dans l'angle solide d'observation sur un détecteur qui en mesure la **puissance énergétique** (pour une bande spectrale déterminée). La puissance mesurée augmentera pour un détecteur plus grand, ou pour un plus grand angle solide d'observation, ou pour une plus faible altitude. Donc, pour une résolution spatiale fixée, différents couples altitude/ouverture de l'optique donneront des puissances énergétiques diverses, et ceci en l'absence de changement des propriétés de l'objet étudié ou de son éclairage. La **luminance** mesurée est définie comme la puissance énergétique mesurée par le détecteur, normalisée par l'angle solide d'observation et par la surface du détecteur. Autrement dit la luminance est une mesure de l'énergie du rayonnement réfléchi affranchie de certaines propriétés géométriques de mesure qui sont connues puisque techniquement fixées. Ces deux normalisations donnent à la luminance des propriétés désirables :

- si le rayonnement se propage dans le vide, alors la luminance reste constante avec la distance à la source alors que la puissance décroît avec la distance,
- cette double normalisation est strictement équivalente à normaliser par l'angle solide de propagation vers le capteur et par unité de la surface « réfléchissante », c'est-à-dire par la résolution spatiale.

En conséquence la luminance mesurée par le capteur équivaut strictement à la luminance du rayonnement se propageant à la sortie de l'atmosphère dans la direction du capteur (à l'exception de la contrainte de la résolution radiométrique).

Enfin puisque la puissance énergétique mesurée sera aussi plus grande pour une bande spectrale plus large, la luminance est aussi souvent normalisée par la résolution spectrale (c'est-à-dire la largeur de la bande spectrale considérée), sous la forme de la **luminance spectrale**. Le plus souvent, les images de télédétection optiques à haute résolution spatiale ou à très haute résolution spatiale transcrivent la luminance spectrale, leur compte numérique (CN) des pixels étant directement relié à luminance spectrale par une simple équation linéaire dont les coefficients résultants de l'étalonnage et de l'éventuelle régularisation radiométrique sont fournis avec les images.

En l'absence de nuage, la luminance spectrale du rayonnement réfléchi dépend pour une plus ou moins grande partie de la réflectance de la surface terrestre. Les contrastes dans l'image exprimée en CN peuvent être interprétés en termes de contrastes en terme par exemple de différences d'occupation du sol, ce qui est à la base des méthodes de classification en télédétection optique multi-spectrale.

Néanmoins, la luminance du rayonnement dépend aussi :

- De l'éclairement solaire de l'objet observé, et donc de l'heure de la journée, du jour de l'année, de la latitude, en résumé de l'angle zénithal solaire et de la distance Terre-Soleil,
- Des effets atmosphériques, absorption et diffusion,
- De la position angulaire du satellite, puisque les surfaces diffusent dans des directions préférentielles,
- De la topographie, qui affecte à la fois l'éclairement de de la scène observée et la direction de la réflexion.

Comme pour la normalisation de la puissance énergétique en luminance, il est souvent souhaitable de s'affranchir des influences autres que celle de la surface observée sur le signal à travers différents pré-traitements. Notons néanmoins que ces pré-traitements ne sont pas forcément nécessaires, selon l'application : classiquement les méthodes de classification multi-spectrales n'y font pas forcément appel et peuvent s'appliquer sur les images en luminance en faisant appel à des données d'entraînement ou à l'expertise de l'opérateur sur le terrain d'étude. Au contraire, pour les travaux que je mène sur le suivi saisonnier à travers l'évolution temporel des valeurs des images, certains pré-traitements sont indispensables.

Une grandeur physique dérivée : la réflectance

En normalisant la luminance L^* par l'éclairement exo-atmosphérique E , on obtient la réflectance dite « haut-de-l'atmosphère », ρ' , c'est-à-dire la réflectance de la surface surplombée de l'atmosphère. E s'écrit en fonction de l'éclairement d'une surface perpendiculaire au soleil E_s et de l'angle zénithal solaire θ_s .

$$\rho' = \frac{\pi L^*}{E} = \frac{\pi L^*}{E_s \cos \theta_s}$$

Un pré-traitement usuel pour les images Landsat, par exemple, consiste à appliquer cette formule sur chacune des bandes spectrales préalablement traduites en luminance (depuis le CN), θ_s étant fourni pour le centre de l'image et que les valeurs moyenne annuelle de E_s pour chaque bande spectrale sont tabulées ainsi que la distance Terre-Soleil suivant le jour de l'année, ce qui module E_s dans une année.

Comme pour les images en luminance, l'image en réflectance « haut-de-l'atmosphère » présente des gradients spatiaux qui sont partiellement en lien avec les conditions

géométriques de l'acquisition (position du soleil, position du satellite), et aussi avec les gradients des conditions atmosphériques. Cependant, si on considère une série temporelle d'images ayant la même emprise les changements temporels du signal sont essentiellement dépendants des changements de la surface (que l'on veut caractériser) et des effets atmosphériques, puisque l'on s'est affranchi des variations temporelles de l'éclairement.

L^* et ρ' dépendent de la diffusion du rayonnement par certains gaz et par les aérosols (pollens, cristaux de glace, polluants...) et de l'absorption. En considérant que :

- L'éclairement de la surface est la somme du rayonnement incident qui n'est pas diffusé par l'atmosphère, plus ce qui est diffusé vers le bas, plus ce qui a été réfléchi par la surface mais rediffusé vers le bas, et cela une ou plusieurs fois,
- La luminance mesurée est la somme de ce rayonnement éclairant la surface et réfléchi vers le capteur, moins ce qui est diffusé dans une autre direction que le capteur, plus ce qui a été réfléchi par une surface adjacente puis diffusé dans l'atmosphère vers le capteur,
- L'absorption se traduit par une baisse de la luminance,

Alors on obtient pour un capteur à basse ou moyenne résolution spatiale (Rahman & Dedieu, 1994) :

$$L^*(\theta_s, \theta_v) = t_g \frac{E_s \cos \theta_s}{\pi} \left[\rho_a + \frac{\rho}{1 - \rho_s} T(\theta_s) T(\theta_v) \right]$$

$$\rho'(\theta_s, \theta_v) = t_g \left[\rho_a + \frac{\rho}{1 - \rho_s} T(\theta_s) T(\theta_v) \right]$$

avec :

- T : transmission totale par diffusion, incluant la transmission directe (ce qui n'est pas diffusé) et la diffusion dans la direction de propagation initiale,
- ρ : réflectance de la surface, qui est ce que l'on veut connaître,
- ρ_a : réflectance apparente de l'atmosphère, qui quantifie la diffusion du rayonnement diffusé par l'atmosphère vers le capteur avant l'incidence sur la surface,
- s : albédo sphérique de l'atmosphère (fraction du rayonnement réfléchi du sol et renvoyé vers le sol)
- t_g : transmission par les gaz (fraction de ce qui n'est pas absorbé),
- θ_s et θ_v : angles zénithaux solaire et de visée.

T , ρ_a , s sont des termes liés à la diffusion, et t_g à l'absorption. Tous ces termes s'écrivent en fonction des épaisseurs optiques pour chaque gaz ou type d'aérosols, l'épaisseur optique résumant les concentrations de ces constituants et la distance parcourue par le

rayonnement dans l'atmosphère. Notons aussi que les équations ci-dessus se complexifient à haute résolution spatiale puisque l'influence relative des pixels adjacents *via* l'albédo sphérique augmente.

L'estimation de ρ à partir de L^* se nomme « correction des effets atmosphériques », et est un champ de recherche en soit. Elle nécessite de connaître au mieux les épaisseurs optiques, à travers des mesures locales (mais qui ne sont représentatives que d'une portion de l'image) modélisées à travers des modèles météorologiques (pour l'ozone et la vapeur d'eau), issues de climatologies donc représentatives de conditions probables étant donnée la saison mais non réelles (données SPOT-VEGETATION S10), dérivées des données satellite elles-mêmes en analysant les différences entre les différentes bandes spectrales (MODIS MOD9A2, Landsat8 L8SR), et les variations temporelles de celles-ci (Hagolle *et al.*, 2008, 2010). Des solutions empiriques existent aussi, basées par exemple sur l'analyse de zones de l'image considérées comme sombres, ou alors reliant le CN des images en luminance à la réflectance mesurée sur le terrain.

On parle de réflectance BRDF (bi-directional reflectance distribution function) (Schaepman-Strub *et al.*, 2006) pour désigner la réflectance dans une configuration géométrique donnée. Les jeux de données utilisées dans ce volume sont donc essentiellement des jeux de données en réflectance BRDF corrigées des effets atmosphériques (avec des méthodes diverses). La valeur de la réflectance estimée dépend de la configuration géométrique, si bien qu'une part de la variabilité temporelle des séries de réflectance s'explique par les changements de la configuration géométrique de l'acquisition (Roujean *et al.*, 1992). On parle donc d'effets BRDF sur les séries temporelles. Notons par ailleurs que certains jeux de données proposent une version de la réflectance corrigée des effets BRDF, c'est-à-dire ramenée à ce qu'elle serait dans une configuration géométrique constante, on parle de réflectance corrigée des effets BRDF (Schaaf *et al.*, 2002).

HABILITATION A DIRIGER LES RECHERCHES

Nicolas DELBART

Volume 2 : Annexes.

***Curriculum vitae* étendu et recueil de publications**

Habilitation à Diriger les Recherches soutenue le 11 décembre 2017 devant le jury composé de :

Gilles ARNAUD-FASSETTA, Professeur à l'Université Paris-Diderot, *président du Jury*.

Vincent DUBREUIL, Professeur à l'Université Rennes-2, *rapporteur*.

Emmanuèle GAUTIER, Professeure à l'Université Paris-1 Panthéon-Sorbonne, *examinatrice*.

Valéry GOND, Chargé de recherche HDR, CIRAD, *examineur*.

Catherine MERING, Professeure à l'Université Paris-Diderot, *garante et rapportrice*.

Catherine OTTLÉ, Directrice de Recherche, CNRS, *examinatrice*.

Kamel SOUDANI, Professeur à l'Université Paris-Sud, *rapporteur*.

Table des matières

Table des matières	3
1 Curriculum Vitae	5
1.1 Etat civil, rattachements institutionnels.....	5
1.2 Parcours professionnel.....	5
1.3 Formation universitaire.....	6
1.4 Responsabilités administratives liées à l’enseignement.....	6
1.5 Responsabilités administratives liées à la recherche :.....	6
2 Enseignement	7
2.1 Enseignements effectués avant le recrutement à l’Université Paris Diderot.....	7
2.2 Enseignements effectués à l’Université Paris Diderot.....	7
2.3 Enseignements effectués à l’extérieur de l’Université Paris Diderot.....	10
2.4 Exemple de travaux pratiques en lien direct avec les recherches.....	11
3 Recherche	15
3.1 Description du parcours.....	15
3.2 Thèmes et questions de recherche.....	17
3.3 Collaborations interdisciplinaires et internationales.....	17
3.4 Participation aux projets nationaux ou internationaux bénéficiant ou ayant bénéficié d’un financement.....	17
3.5 Encadrements de thèse.....	19
3.6 Autres activités liées à la recherche.....	19
4 Directions de travaux de recherche et suivi de stages en Master	21
4.1 Suivi de mémoires de recherche.....	22
4.2 Suivi pédagogique de stages réalisés à l’extérieur.....	24
5 Publications et communications	27
5.1 Articles parus dans des revues internationales à comité de lecture de rang A.....	28
5.2 Articles parus dans des revues nationales à comité de lecture.....	30
5.3 Autres publications.....	30
5.4 Actes de conférence.....	31
5.5 Communications en conférence.....	31
5.6 Bibliométrie.....	36
6 Publications les plus significatives	37
6.1 Phénologie.....	37
6.2 Ressource hydrique dans les Andes.....	38
6.3 Modélisation dynamique de la végétation et bilan de carbone.....	37
6.4 Collaborations.....	38

1 Curriculum Vitae

1.1 Etat civil, rattachements institutionnels

- Né le 17 octobre 1977.
- Maître de Conférences depuis septembre 2010 :
 - département de géographie de l'UFR « Géographie, Histoire Economie et Société » (GHES) de l'Université Paris Diderot.
 - PRODIG (UMR8586).
- Sections CNU : 23 (rattachement) et 37 (qualification MCF).
- Adresse professionnelle : Université Paris Diderot - Paris 7, U.F.R. Géographie, Histoire, Economie et Sociétés (GHES), Case 7001, 75205 PARIS CEDEX 13.
- Tel: +33 01 57 27 72 61
- Email : nicolas.delbart@univ-paris-diderot.fr

1.2 Parcours professionnel

Depuis 01/09/2010 : Maître de Conférences en géographie à l'Université Paris Diderot.

- Enseignant en licence et masters de géographie à Université Paris Diderot, UFR GHES.
- Responsable de la spécialité de master Télédétection et Géomatique Appliquées à l'Environnement (TGAE) depuis septembre 2015.
- UMR Pôle de Recherche sur l'Organisation et la Diffusion de l'Information Géographique (PRODIG, UMR8586). Responsable du thème de recherche « Observations et modélisation des changements » (2014-2018).
- Depuis 2012 : enseignant à l'Université des Sciences et Technologies de Hanoi (USTH), Vietnam, master Espace et Applications.
- Depuis 2017 : enseignant à l'Université d'Hokkaido, Japon, Graduate School of Global Food Resources.

05/10/2009 - 30/08/2010 : Post-doctorat, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE, UMR8212), Institut Pierre-Simon Laplace. Sujet : Evaluation et optimisation de la biomasse forestière simulée par les modèles de surface. Financement par le projet GEOLAND-2: Land Carbon Core Information Services (LC-CIS).

01/10/2007 - 30/09/2009 : Post-doctorat, Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère (CESBIO, UMR5126) / LSCE. Evaluation de la biomasse simulée dans le modèle de végétation ORCHIDEE. Préparation de la mission BIOMASS, financement CNES/ TOSCA.

29/07/2005 - 28/07/2007 : Post-doctorat au Japon, Ecosystem Change Research Program, JAMSTEC Frontier Research Center for Global Change, Yokohama. Analyse des variations de la phénologie de la taïga et de la toundra, télédétection et modélisation des forêts de mélèzes sibérienne. Financé par Japanese Society for Promotion of Science. Encadré par Dr Dennis Dye.

Oct 2001 - 07/07/2005 : Thèse de doctorat, Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère (CESBIO UMR5126), Toulouse. Télédétection de la phénologie dans les régions boréales. Directeurs de Thèse: Dr. Jean-Claude Menaut, Dr. Thuy Le Toan. Bourse docteur ingénieur (BDI) CNRS.

Mars 2001 - juillet 2001 : Stage de DEA, Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère (CESBIO UMR5126), Toulouse. Mesure de la biomasse forestière par télédétection SAR bande L, CESBIO, encadré par Dr Thuy le Toan.

1.3 Formation universitaire

2001-2005 : Doctorat en Télédétection, Université Paul Sabatier Toulouse, Ecole Doctorale Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace. Delbart, N (2005), Télédétection de la phénologie dans les régions boréales. Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère (CESBIO UMR5126). Soutenue le 7 juillet 2005.

2000-2001 : DEA Méthodes Physiques en Télédétection. Université de Paris 7, France.

1998-1999 : Master of Science Instrumentation and Analytical Science. University of Manchester Institute of Science and Technology (UMIST), Angleterre.

1997-1998 : Bachelor of Science Applied Physics and Instrumentation. Manchester Metropolitan University, Angleterre.

1995-1997 : DUT Mesures Physiques. Institut Universitaire de Technologie de Rouen, France.

1.4 Responsabilités administratives liées à l'enseignement

Responsable du M2 Télédétection et Géomatique Appliquées à l'Environnement (TGAE). Depuis Septembre 2015.

Responsable pédagogique L2 Géographie, incluant la participation au jury de licence. Septembre 2011 – Juillet 2015.

Jury des soutenances de mémoires de stage ou de recherche :

- Master2 TGAE, 2010-2015.
- Master1 Géographie et Sciences des Territoires option TGAE.
- Jury de M1 Géographie et Sciences des Territoires (GST).
- Jury de recrutement du Master2 Télédétection et Géomatique Appliquées à l'Environnement (TGAE), 2011-2014.

1.5 Responsabilités administratives liées à la recherche :

Co-Responsable du thème de recherche Observations et Modélisation des Changements de l'UMR8586 PRODIG, quinquennal 2014-2018, et membre du conseil scientifique.

Responsable de l'axe 4 Analyse de séries temporelles du Pôle Image, Action structurante de l'Université Paris Diderot, quinquennal 2014-2018.

Membre du conseil scientifique du Campus Spatial, Action structurante de l'Université Paris Diderot, quinquennal 2014-2018.

2 Enseignement

2.1 Enseignements effectués avant le recrutement à l'Université Paris Diderot

Vacations à l'Université Paul Sabatier :

Informatique en IUP Bioingénierie 1ère année (L2), Université Paul Sabatier, Toulouse 3. Responsable: M. Alain Periquet. 222 heures, réparties entre Janvier 2002 et février 2005. L'enseignement, sous la forme de travaux pratiques, s'est concentré sur les outils de bureautique.

Enseignements de physique appliquée dans le cadre d'un projet de développement au Laos :

Formation à la physique expérimentale des professeurs de l'Ecole Normale et du Lycée de Paksé, Laos, dans le cadre du projet Laos de l'Association d'Aide au Développement des Etudiants Normaliens (ADEN). 96 heures durant les étés 2002 et 2003. Le projet avait pour but de former les professeurs de physique à la physique expérimentale, et de les amener à introduire des travaux pratiques dans leur propre enseignement avec leurs élèves.

2.2 Enseignements effectués à l'Université Paris Diderot

Mon principal sujet d'enseignement est la télédétection. Comme tel, je m'attache à aborder deux séries de questions principales :

- Quelle est l'information contenue dans les données, quelle signification a la valeur d'un pixel, en quoi les variations spatiales des valeurs nous informe-t-elle sur l'organisation de l'espace observé et sur son état ?
- Comment extraire cette information de manière automatisée, quelle est la fiabilité des résultats ?

Le choix des éléments apportés aux étudiants pour chacune des deux questions est ajusté au niveau d'étude et à la spécialité de master :

- Concernant la première question, les enseignements concernent principalement la la télédétection optique et la notion de signature spectrale en **L2**, le passage de la luminance à la réflectance en **L3** et en **M1**, la physique du radar et les mécanismes de rétrodiffusion en **M1**. En **M2 TGAE** nous abordons le fonctionnement des capteurs et certains concepts physiques en optique géométrique, en physique quantique ou en électromagnétisme, concepts nécessaires pour la compréhension de plusieurs formes de télédétection.
- Concernant la deuxième question, les enseignements concernent le seuillage et les méthodes de classifications en **L2**, l'analyse sous SIG de séries temporelles d'images de NDVI en **L3** et **M1** ou en **M2 Dynarisk**, et par la programmation en **M2 TGAE**.

Les détails sont fournis ci-dessous. Mes enseignements s'articulent avec ceux d'autres collègues enseignant d'autres aspects de la télédétection tels le LiDAR ou les méthodes d'extraction de l'information basées sur l'organisation spatiale de la radiométrie (analyse texturale et morphologie mathématique).

Ci-dessous, le signe * indique la responsabilité du module ou une forte implication dans son organisation et son montage.

Licence de Géographie

UE Photo-interprétation et Télédétection, L2*. Depuis 2010-2011 : cours magistraux (2010-2015, 12 heures/an) et travaux dirigés de télédétection (de 24 à 42h/an suivant les années). Participation aux TD de photo-interprétation en 2010-2011 (36 heures).

Notions principales :

- Panorama des applications de la télédétection.
- Recherche d'images de télédétection.
- Formation et interprétation d'une image en télédétection optique : orbite et capteur, notions de longueur d'onde et bande spectrale, comportement spectral d'un objet.
- Création de carte d'occupation du sol à partir d'une image de télédétection optique : seuillage, classification supervisée et non supervisée.
- Exemples de travaux dirigés, basés sur l'utilisation d'images Landsat :
- Cartographie de l'extension urbaine du Caire entre 1984 et 2003.
- Cartographie de la progression d'un front de déforestation au Brésil.

Les mêmes notions abordées dans l'UE SIG et Télédétection du L2 Géographie maquette 2014-2018.

UE Modélisation et relation dans le temps (statistique et cartographie), L2. Un groupe de TD en 2012-2013 (36 heures).

UE Approfondissement en télédétection, L3* (18 heures de cours intégrés par an depuis 2010-2011) :

- Rappels des notions vues L2, appliquées sur des cas plus difficiles (exemple de TD : cartographie des coulées de lave de l'Etna).
- Physique de la télédétection : de la luminance à la réflectance, indices spectraux.
- Exploitation de séries temporelles d'indices spectraux, par exemple pour suivre l'inondation et la croissance des cultures dans le delta du Mékong.
- Utilisation d'autres types de télédétection : télédétection grand champ, télédétection radar.

Master 1 Géographie et Sciences des Territoires

UE Télédétection*. Programme proche de celui du L3. 18 heures de cours intégrés par an depuis 2010-2011 jusque 2014-2015.

UE Statistiques*. Ce cours est construit tout d'abord pour s'adresser à des étudiants inscrits dans les différentes spécialités du M1 GST, aussi bien en géographie humaine qu'environnementale. Les exercices sont réalisées intégralement sur le logiciel libre R, dont la prise en main est un objectif pédagogique en soit. Le module débute classiquement par les notions liées aux distributions statistiques, et continue par les relations entre couples de

variables. Je montre l'équivalence entre le test de Bravais-Pearson sur la corrélation et le test de Student sur la pente de la régression linéaire. Au-delà, le logiciel R est utilisé pour explorer et pré-traiter des données dans leur forme brute : à travers l'utilisation de boucle, les étudiants construisent les moyennes annuelles puis mensuelles de précipitation et de température à partir des tableaux de données météorologiques journalières, en amont des tests statistiques.

UE Observation de la Terre*. Théorie de la télédétection. Ce module constitué de cours, de séminaires et d'étude d'articles a pour but de donner une vision large du champ des types de télédétection et de ses applications au-delà de celles abordées dans l'UE télédétection. Sont décrits les principes des types de télédétection suivants :

- Télédétection optique grand-champ
- Télédétection radar à synthèse d'ouverture, diffusiomètres, altimètres radar.
- Radiomètres thermiques et micro-onde.
- Gravimètre spatiaux.

Master 2 Télédétection et Géomatiques Appliquées à l'Environnement

UE Bases physiques de la télédétection*. 12 heures CM par an depuis 2010-2011. Notions nécessaires à une compréhension approfondie du signal de télédétection :

- optique géométrique : lois de Snell-Descartes, fonctions des lentilles et miroirs dans les capteurs de télédétection optique.
- bases d'électromagnétisme : diffraction et interférences d'ondes mécaniques pour expliciter les phénomènes puis dans les cas de la lumière et du rayonnement radar, afin de comprendre l'interférométrie ; de l'électrostatique et du magnétisme aux équations de Maxwell ; polarisation d'une onde pour comprendre la polarimétrie ; constante diélectrique de l'eau pour montrer que l'eau est le principal élément diffusant en télédétection radar.
- bases de physiques quantiques : description des expériences historiques sur le corps noir, sur l'effet photo-électrique et sur les raies d'absorption et d'émission. Concepts théoriques sur les quantas d'énergie et sur la matière introduits par Planck, Bohr, Rutherford et Einstein pour expliquer les creux dans les spectres de réflectance (spectroscopie) et de transmission par l'atmosphère.
- radiométrie : puissance énergétique, luminance, luminance spectrale, réflectance, cas des corps lambertiens.

UE Capteurs optiques*. 12 heures CM par an depuis 2010-2011. Fonctionnement et panorama des capteurs de télédétection optique existants. Définitions de la réflectance : réflectance et facteur de réflectance ; réflectance haut et bas de l'atmosphère ; BRDF. Etalonnage. Rôles du segment sol. Formalisation des effets atmosphériques. Indices spectraux.

UE Initiation à R pour la télédétection*. 9 heures TD, 2016-2017. Le logiciel R permet, grâce aux bibliothèques « raster » et rgdal », de manipuler des données de télédétection et de les combiner avec d'autres types de données géographiques. Le but de ce TD est d'introduire comment utiliser R pour répéter des tâches liées au pré-traitement de données sur des séries d'images : découpage de données Landsat suivant une emprise prédéfinie, lecture automatique

des méta-données pour la conversion des comptes numériques en luminance puis en réflectance haut-de-l'atmosphère, enregistrement des images pré-traitées sous un format adapté au logiciel utilisé en aval pour l'analyse, changement du système géodésique, extraction des valeurs pixels à l'intérieur de polygones données par des couches vectorielles.

UE Paysages Naturels*. 12 heures CM, 2016-2017. Traitement de séries temporelles d'images de télédétection optique sous le langage de programmation R. C'est dans ce module que je peux au mieux introduire mes propres objets de recherche en termes de développement méthodologiques en télédétection. Voir plus bas.

Master 2 EDMR

UE Télédétection*. 21 heures TD par an en 2011-2012, 2012-2013, 2013-2014 : Méthodes de classification multispectrales, morphologie mathématique, télédétection grand champ. 10 heures par an depuis 2014-2015 : manipulation d'indices spectraux sous QGIS pour la classification de l'occupation du sol.

Master 2 EPMS

UE Climat – Société. 3 heures par an, depuis 2011-2012 jusque 2013-2014. Présentation de mes travaux sur la phénologie sous forme de séminaire.

2.3 Enseignements effectués à l'extérieur de l'Université Paris Diderot

Master Espace et Applications, Université des Sciences et Technologies de Hanoi

UE Statistiques (M1)*. Corrélations de Bavais-Pearson et de Spearman. χ^2 . 10 heures en 2012-2013.

UE Télédétection (M1). Télédétection multi-spectrale et méthodes de classification. 10 heures en 2012-2013 ; 20 heures en 2014-2015.

UE Traitement des données (M2)*. Rappels, puis Analyse en Composantes Principales et Morphologie mathématique, applications aux données de la télédétection. 20 heures en 2013-2014 et 2015-2016.

Suite à une modification de la maquette, les cours sont désormais :

UE Traitement d'images appliqué à la télédétection (M1)* : Télédétection multi-spectrale et méthodes de classification ; morphologie mathématique. 10 heures en 2016-2017.

UE Télédétection appliquée aux surfaces continentales (M2)* : indices spectraux, exploitation des séries temporelles d'images optiques sous ENVI puis sur R pour le suivi de la végétation et la cartographie de l'occupation du sol ; principes de la gravimétrie spatiale. L'approche pédagogique consiste à déconstruire et reproduire mes recherches présentées dans mes posters récents.

Master de la Graduate School of Global Food Resources, Université d'Hokkaido, Japon.

Environmental Remote Sensing. 8 heures. Juillet 2017.

2.4 Exemple de travaux pratiques en lien direct avec les recherches

La méthode de caractérisation de l'occupation du sol par la recherche des valeurs minimale et maximale du NDVI présenté dans le volume 1 est un exercice intéressant pédagogiquement, car elle me permet d'introduire aux étudiants un ensemble large de notions avec un objectif bien identifié et atteignable en temps limité : conversion des images en luminance puis en réflectance haut-de-l'atmosphère, images en réflectance bas-de l'atmosphère, indices spectraux, et enfin exploitation de séries temporelles. Elle est adaptable à différents niveaux d'étude depuis le L3 jusqu'au M2, en faisant varier le niveau de complexité des traitements. En effet elle peut être réalisée facilement sous les logiciels IDRISI ou QGIS si des images sans nuages sont sélectionnées. Au contraire elle doit être réalisée sous un langage de programmation (R) lorsque l'on masque les pixels invalides et que donc l'absence partielle de données doit être gérée. Cette seconde approche est exposée uniquement en M2 TGAE.

La figure 1 montre une série d'images de NDVI calculées, découpées et masquées des nuages à partir des données Landsat-8 grâce à un code R que les étudiants du M2 TGAE construisent. La zone d'étude correspond au nord-est de la Seine Maritime et inclue la ville de Dieppe et le Pays de Braie. Le choix de la Seine Maritime comme zone d'étude s'explique par un projet en cours ayant donné lieu à un encadrement de mémoire co-encadré par Vincent Viel (MCF Université Paris Diderot, UMR PRODIG) et portant sur les transferts sédimentaires. Cet aspect thématique est absent de l'exercice qui porte sur la méthode d'extraction d'information sur l'occupation du sol à partir de séries temporelles d'images optiques et radar. L'objectif est de cartographier les espaces toujours végétalisés (regroupant forêt et prairies), les espaces parfois végétalisés et parfois en sol nu (les parcelles agricoles), ceux jamais végétalisés (bâti et sol nu) et ceux parfois ou toujours en eau. Cet objectif est atteint en recherchant tout d'abord les valeurs maximale et minimale du NDVI pour chaque pixel, que l'on peut résumer grâce à une composition colorée permettant de visualiser les différents types d'occupation du sol (Fig. 2). Il est possible en choisissant des valeurs seuils de manière empirique de localiser les espaces toujours végétalisés comme ceux ayant un NDVI minimal supérieur à 0,6 et correspondant aux forêts et aux prairies, les espaces parfois végétalisés et parfois en sol nu dont le NDVI maximal est supérieur à 0,6 mais dont le NDVI minimal est inférieur à 0,3 correspondant aux parcelles agricoles, ou encore les espaces jamais végétalisés dont le NDVI maximal est inférieur à 0,3.

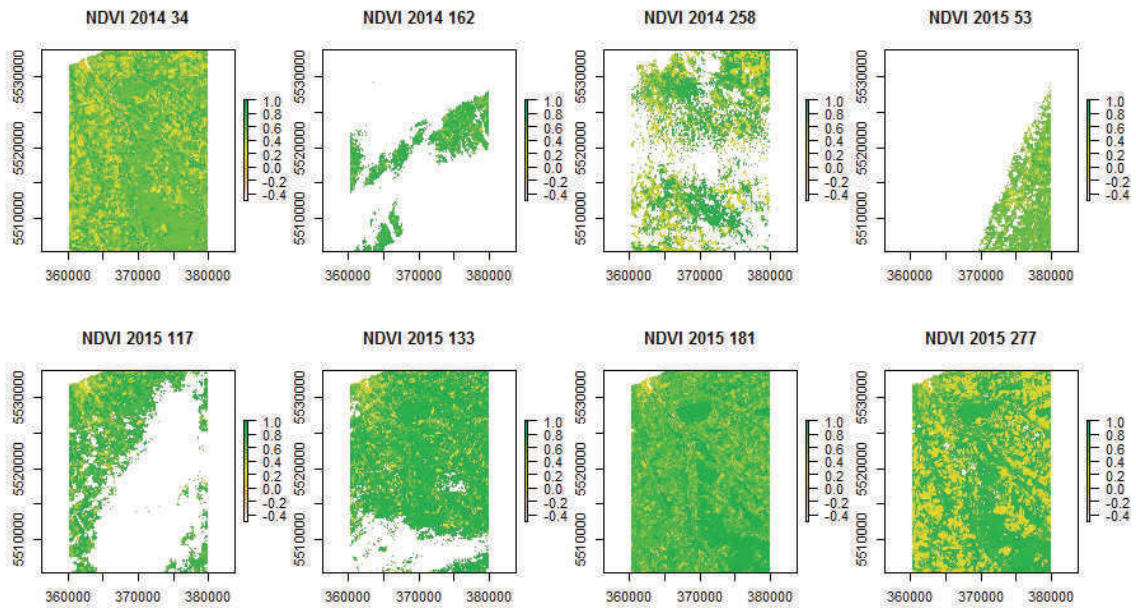


Figure 1 : Images de NDVI issues des données du capteur Landsat 8, acquises en 2014 et 2015 (le titre de chaque vignette inclue l'année et le jour de l'année), découpées sur une région incluant Dieppe et le Pays de Bray. La couleur blanche représente les pixels masqués en raison de la présence de nuage, d'ombre de nuage, ou d'une forte concentration en aérosols.

Cet exercice se poursuit par l'utilisation de la télédétection radar, qui était l'objet de mon stage de DEA et du début de ma thèse. Ici est utilisé le fait que la diffusion du rayonnement radar par les couverts forestiers induit une dépolarisation du rayonnement, ce qui n'est pas vrai pour les prairies. J'utilise ici un jeu de données issu des capteurs PALSAR et PALSAR2 des satellites ALOS et ALOS2, en bande L (longueur d'onde de 24cm). Le projet Kyoto & Carbon a abouti à une mise en ligne librement accessible de plusieurs cartes mondiales de la rétrodiffusion dans les polarisations HH et HV, pour plusieurs années depuis 2007. Les données sont déjà associées à un système géodésique et prêtes à l'emploi. La rétrodiffusion dans la polarisation HV (horizontale pour l'émission de l'onde, verticale pour la réception) est forte pour la forêt, faible pour les prairies, ce qui permet de séparer les deux types de végétation initialement regroupés dans la même classe (Fig. 3).

Ce TD peut être complété par l'utilisation de données issu de Sentinel1. Ces données étant librement accessibles, l'enseignement de leur utilisation est un de mes objectifs pédagogiques à partir du L3 pour l'année à venir. Elles doivent être calibrées radiométriquement et rectifiées des effets du relief, ces deux étapes étant réalisables sous le logiciel libre SNAP. Ces deux étapes seront réalisées en amont des cours puisque ce logiciel requière plus de ressources informatiques que celles disponibles en salle de cours. Les données préparées pourront ensuite être utilisées par les étudiants sous QGIS par exemple en L3 ou en M1, ou sous R en M2 TGAE.

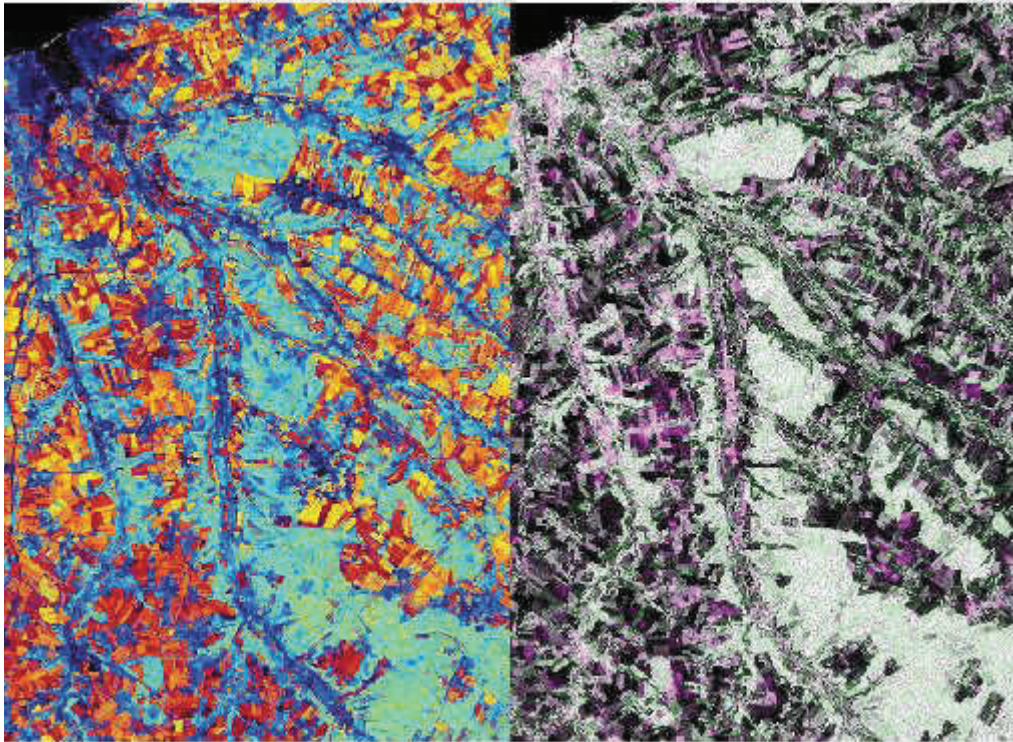


Figure 2 : Présentation des données résumant les variations temporelles du NDVI (gauche) et les valeurs des images PALSAR fournies par le projet K&C Mosaic (droite). Gauche : Composition colorée des valeurs maximale (vert), minimale (bleu) et de l'amplitude temporelle (rouge) du NDVI. Droite : Composition colorée des images dans les polarisation HH (rouge) et HV (bleu et vert).

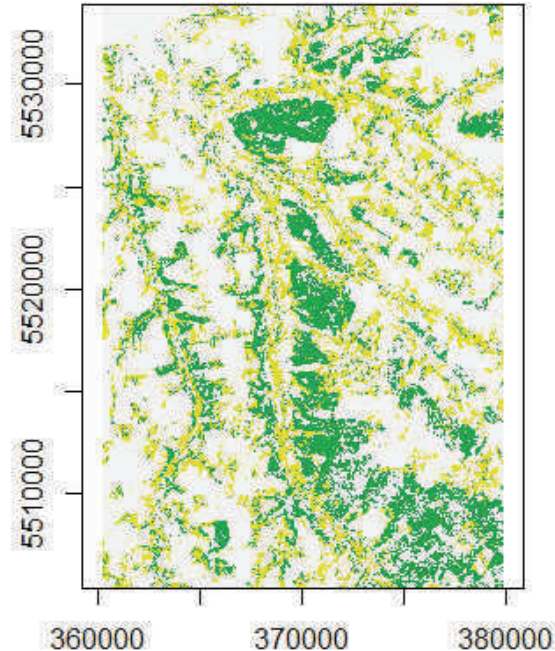


Figure 3 : Interprétation des données précédentes. En vert : pixels dont le NDVI n'est jamais inférieur à 0,6 et dont la rétrodiffusion en HV est forte. Ces pixels sont interprétés comme étant boisés. En jaune : pixels dont le NDVI n'est jamais inférieur à 0,6 mais pour lesquels la rétrodiffusion HV est faible. Ces pixels sont interprétés comme essentiellement des prairies. De même les pixels agricoles sont interprétés comme ceux dont le NDVI varie fortement (NDVimin faible et NDVI max fort). Ces interprétations sont confrontées par les étudiants à des données issues de la télédétection à très haute résolution spatiale.

3 Recherche

3.1 Description du parcours

Mon parcours m'a mené de ma formation initiale en physique de la mesure aux sciences de l'environnement puis à la géographie. Il résulte de choix mais aussi de hasards liés aux opportunités. Mon premier stage de recherche réalisé à l'UMIST (University of Manchester Institute of Science and Technology) portait sur la rotation du plan de polarisation d'un faisceau laser traversant un milieu orienté électriquement de cristaux liquides. Je suis aujourd'hui maître de conférences dans un département de géographie, et donc dans le secteur sciences humaines et sociales. Le lien entre ces deux thèmes si différents est la télédétection : ma formation porte sur la physique de la mesure avec une spécialisation en DEA sur la physique de la télédétection ; mes recherches et mes enseignements concernent en grande partie l'utilisation de la télédétection pour l'observation d'objets géographiques et environnementaux.

Mon stage de DEA et le début de ma thèse portent sur la télédétection radar de la biomasse forestière (Delbart et al., 2002; Melon, 2002; Le Toan et al., 2004). Ce thème s'inscrit dans le cadre plus large de l'étude du bilan de carbone terrestre, qui reste un des cadres de l'ensemble de mes recherches. Cependant une bifurcation dans mes recherches intervient en cours de ma deuxième année de thèse, et aboutit à ce que mes travaux sur la télédétection radar de la biomasse constituèrent au final une annexe de trois pages de ma thèse. La participation au projet européen SIBERIA-2 de l'équipe à laquelle j'appartenais m'a amené à aborder un sujet différent, qui initialement devait m'occuper deux mois. Au final ma thèse porte sur ce sujet : le développement de méthodes d'estimation par la télédétection optique grand-champ de la phénologie foliaire – en particulier la date d'apparition des feuilles des arbres caducifoliés- dans les régions boréales (Delbart et al., 2005, 2006). Ces travaux participèrent à l'étude du bilan de carbone des écosystèmes boréaux via l'utilisation de mes données pour l'étalonnage de paramètres d'un modèle dynamique de la végétation (Picard et al., 2005), simulant entre autre les échanges de carbone de la végétation. Ces modèles prirent une importance croissante dans mes recherches par la suite.

J'ai effectué mon post-doctorat au Japon dans un laboratoire interdisciplinaire, le Frontier Research Center for Global Change (FRCGC) (depuis rebaptisé Research Institute for Global Change), dans l'équipe « variabilité des écosystèmes » où j'ai collaboré avec des collègues physicien (Hideki Kobayashi), géographes (Dennis Dye, Rikie Suzuki) et écologue (Hisashi Sato). Durant ce post-doctorat j'ai approfondi mes travaux de thèse dans différentes directions : en métrologie de la télédétection (Kobayashi et al., 2010 ; Suzuki et al., 2011), en modélisation de la végétation pour son bilan de carbone (Sato et al. , 2010), et en exploitation de la télédétection pour analyser l'impact du climat sur la toundra (Delbart & Picard, 2007) et sur la taïga (Delbart et al., 2008 ; Vicente-Serrano et al., 2006).

Mes deux contrats de recherche suivants au CESBIO (projet BIOMASS, selon le nom d'un nouveau satellite en préparation par l'Agence Spatiale Européenne) et au LSCE (projet GEOLAND-2) furent les fruits de réponses à des opportunités. Thématiquement ces deux contrats ont été une vraie rupture puisque ils étaient consacrés à la modélisation de la dynamique de la végétation et en particulier de ses échanges de carbone, et de sa biomasse. Ce thème n'était pas totalement nouveau puisque je l'avais déjà abordé en collaboration par trois

fois (Le Toan et al. 2004, Picard et al. 2005, Sato et al. 2010). Néanmoins il m'éloignait de ce que je pensais savoir faire. Au final ce second thème de recherche s'est révélé porteur (Delbart et al. 2010, Bellassen et al. 2011, Wolf et al. 2011). Nous nous intéressons à la biomasse forestière pour son importance dans le cycle du carbone planétaire. Mes travaux dans les projets BIOMASS et GEOLAND-2 concernèrent principalement le diagnostic des sources d'erreur dans les modèles simulant la biomasse forestière, en confrontant les résultats des simulations aux données de terrain de la biomasse mesurée dans différents biomes. (Delbart *et al.* 2009, Poulter *et al.* 2012, Calvet *et al.* 2010, Delbart *et al.* 2010 ; Wolf *et al.* 2011) et indirectement à l'amélioration des simulations grâce à la télédétection (Bellassen *et al.* 2010)..

Mon recrutement en 2010 comme maître de conférences dans un département de géographie résulte bien entendu d'une réponse à une opportunité : l'ouverture d'un poste dédié à la télédétection. Mon recrutement correspond pour moi à un passage d'un rattachement institutionnel aux sciences exactes vers les sciences humaines (sections CNU 23 et 24 pour PRODIG, 37 pour le CESBIO et LSCE ; sections CNRS 31 et 39 pour PRODIG, 30 pour le CESBIO et le LSCE). Changer de discipline n'est certainement pas anodin, mais thématiquement parlant ce changement correspond à une continuité ainsi qu'à un enrichissement. Depuis mon recrutement j'ai pu continuer les projets en cours. Les travaux sur les régions boréales continuent (Delbart et al. 2015), notamment dans le cadre du projet de la Commission Européenne FP7 PAGE-21 et dans celui de la thèse de Sarah Dantec-Nédelec. En parallèle j'ai pu collaborer aux études de mes collègues géographes, sur leurs terrains andin et brésilien notamment (Delbart et al. 2014, 2015, 2016, Bétard et al. 2014), et à celles de doctorants de mon UMR, comme par exemple sur l'agriculture de décrue dans la vallée du fleuve Sénégal (Bruckmann et Delbart 2017). Dans ces trois cas la télédétection s'est révélée riche de potentiels pour la prévision d'un aléa tel que la pénurie en eau, la cartographie de la crue annuelle ou la celle de de la susceptibilité aux glissements de terrain, loin des thématiques précédentes. Nos champs d'expertise se sont révélés réellement complémentaires et se sont mutuellement enrichies. Je suis aussi aujourd'hui impliqué dans le projet TOSCA-CO, sur le suivi des cultures de la Plaine de Versailles, avec comme objectif la modélisation du carbone organique du sol.

La préparation des cours de télédétection, du L2 Géographie et Aménagement au M2 Télédétection et Géomatique Appliquées à l'Environnement, l'encadrement des travaux d'initiation à la recherche en M1 Géographie et Sciences des Territoires, l'intégration dans une équipe de géographes tout en maintenant mes liens avec ma communauté scientifique d'origine, m'ont donc amené à sortir radicalement de l'hyper-spécialisation en télédétection – spécialiste du capteur SPOT-VEGETATION pour le suivi des écosystèmes boréaux– pour aborder plusieurs types de télédétection, d'autres thématiques et d'autres milieux.

Le point commun entre les études menées est qu'elles concernent le suivi de la dynamique temporelle des milieux, aux échelles de temps saisonnière, inter-annuelle et décennale. La saisonnalité des écosystèmes naturels ou agricoles, et ses changements inter-annuels, est un objet d'étude, ainsi que le lien entre la saisonnalité du manteau neigeux et les ressources hydriques. De même les gradients spatiaux de biomasse en Amazonie s'expliquent par des équilibres dynamiques entre productivité et mortalité végétales qui diffèrent spatialement. L'enjeu est donc le suivi de la dynamique des milieux, essentiellement par la télédétection : mes

travaux comportent des aspects métrologiques qui recoupent ma formation initiale, mais aussi thématiques, tant environnementaux que géographiques.

3.2 Thèmes et questions de recherche

Thèmes de recherche : télédétection et modélisation des milieux.

- Télédétection. Développement de méthodes de télédétection pour l'observation et le suivi des écosystèmes et des ressources: feuillage, occupation du sol, type de cultures.
- Modélisation du fonctionnement de la végétation : échanges de carbone entre la végétation et l'atmosphère et production végétale.
- Suivi des changements : études des effets des variations climatiques sur les écosystèmes et sur les ressources hydriques et agricoles.

3.3 Collaborations interdisciplinaires et internationales

Les travaux s'appuient sur un réseau de collaboration interdisciplinaires et internationales (Tableau 1).

	France	Ailleurs
Géographes	Emilie <u>Lavie</u> (PRODIG) Malika <u>Madelin</u> (PRODIG) François <u>Bétard</u> (PRODIG) François <u>Mialhe</u> (EVS)	Rikie <u>Suzuki</u> (FRCGC, Japon) Dennis <u>Dye</u> (FRCGC, Japon, USGS USA) Sergio <u>Vicente-Serrano</u> (IPE, Espagne)
Physiciens de la mesure en télédétection, modélisateur de la végétation, physiciens de l'environnement	Ghislain <u>Picard</u> (LGGE) Nicolas <u>Viovy</u> (LSCE) Philippe <u>Ciais</u> (LSCE) Catherine <u>Ottlé</u> (LSCE) Fabienne <u>Maignan</u> (LSCE) Thuy <u>Le Toan</u> (CESBIO) Laurent <u>Kergoat</u> (GET) Manuela <u>Grippa</u> (GET)	Hideki <u>Kobayashi</u> (FRCGC, Japon). Hisashi <u>Sato</u> (FRCGC, Japon)
Ecologues	Jérôme <u>Chave</u> (EDB)	Elisabeth <u>Beaubien</u> (Université d'Alberta, Canada)
Agronome, télédétection	Emmanuelle <u>Vaudour</u> (ECOSYS)	
Economiste	François <u>Libois</u> (Ecole d'économie de Paris)	

Tableau 1 : collaborateurs principaux dans le cadre des travaux présentés dans le volume 1.

3.4 Participation aux projets nationaux ou internationaux bénéficiant ou ayant bénéficié d'un financement

Projet en cours :

- **SURFAC_EGC_SENTINEL_PLEIADES_CO**. Contractant : CNES, financement TOSCA. Projet porté par Emmanuelle Vaudour, INRA Grignon / AgroParisTech.

L'objectif à long terme de ce projet, lui-même en lien avec d'autres projets de la porteuse (projet SOCSENSIT du Labex BASC, projet SOCTIMER financé par l'ANR), est d'estimer et de modéliser le stockage de carbone organique dans les sols agricoles. Cette modélisation requière des données sur les rotations et les pratiques agricoles. Ma contribution dans ce projet porte sur l'utilisation de séries d'images de télédétection optique haute résolution spatiale à forte répétitivité temporelle pour la reconnaissance des cultures de la Plaine de Versailles.

Projets passés dans lesquels mon stage de DEA et le début de ma thèse se sont déroulés portant sur l'estimation de la biomasse forestière par la télédétection radar :

- **Prosmart 2**. Contractant : Astrium Infoterra, Allemagne. Sous-projets INVENT (mesure de la biomasse forestière) et RACOON (mesure des flux forestiers de CO₂ par le radar).
- **BART**: Biomass Assessment from Radar Technology. Contractant: Université de Dresde, Allemagne.

Projet passé dans lequel ma thèse s'est inscrite :

- **Siberia 2** : Multi-Sensor Concepts for Greenhouse Gas Accounting in Northern Eurasia. Contractant : Union Européenne. FP5.

Ce projet avait pour but de modéliser le bilan de carbone d'une large région de la Sibérie Centrale, grâce à une approche combinant inventaires, modélisation dynamique de la végétation et télédétection. C'est dans le cadre de ce projet que j'ai développé les méthodes d'estimation de la date de début de printemps par la télédétection, et que l'étalonnage du modèle SDGVM par mes résultats a eu lieu.

Projets passés dans lesquels s'inscrivent les travaux sur la modélisation de la biomasse :

- **BIOMASS** : Biomass monitoring mission for Carbon Assessment. Agence Spatiale Européenne. Le contrat de recherche CNES-TOSCA dont j'ai bénéficié de Septembre 2007 à Septembre 2009 s'inscrit dans le cadre du développement de la mission spatiale BIOMASS, et a porté sur l'intégration des futures mesures de biomasse par ce satellite dans les modèles dynamiques de la végétation.
- **GEOLAND-2** : Land Carbon Core Information Services (LC-CIS). Contractant : Union Européenne. Dans le cadre de ce projet, réunissant un très grand nombre de partenaires, j'ai évalué les sorties du modèle dynamique de la végétation et notamment les sorties de biomasse.
- **AMAZALERT** : A research project on impacts of climate change and land-use change in Amazonia. Contractant : Union Européenne. Ayant été recruté comme maître de conférences au début de ce projet dont le partenaire était le LSCE, ma contribution a été faible.

Projets passés ayant servi de cadre de la thèse de Sarah Dantec-Nédelec et pour lesquels j'ai fourni des données :

- **PAGE-21** : Changing Permafrost in the Arctic and its Global Effects in the 21st Century. Contractant : Union Européenne.
- **ANR CLASSIQUE** : Climat, Agriculture et Société Sibérienne - QUElle Evolution ?

Autre projet financé :

- Projet « Acquisition d'un spectromètre de terrain pour l'analyse des données de télédétection », co-porté avec Stéphane Jacquemoud de l'IPGP a été financé à hauteur de 19000 euros par le **Campus Spatial** de l'Université Paris Diderot.

3.5 Encadrements de thèse

Maya Cohen. Evolution des stratégies d'adaptation aux risques d'inondation : l'exemple du delta du Mékong. Implications pour la gestion des risques. Thèse de géographie, PRODIG. Co-direction : Magali Reghezza-Zitt. Thèse en cours depuis septembre 2015.

Patrick Okama. Le carbone forestier face au développement de la ville gabonaise. Thèse de géographie, LADYSS. Directrice : Nathalie Blanc. Thèse en cours depuis septembre 2012.

Sarah Dantec-Nédélec. Impacts du changement climatique sur l'hydrologie et la végétation en Sibérie par une approche couplée modélisation/observation. Directrice : Catherine Ottlé, LSCE. Taux d'encadrement : 10%. Thèse soutenue le 17 mars 2017.

3.6 Autres activités liées à la recherche

Rapporteur de la thèse de Astrid Verheggen. Titre : Global land surface vegetation phenology using 13 years of SPOT vegetation daily observations. Thèse effectuée à l'Université Catholique Libre de Louvain-la-Neuve, Belgique, sous la direction de Pierre Defourny. Soutenance privée le 29/04/2013, soutenance publique le 19/09/2013.

Activités de révision d'articles pour les journaux Remote Sensing of Environment (9 manuscrits depuis 2006), Carbon balance and Management, ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing Global Change Biology, Bulletin de l'Association des Géographes Français, CyberGéo, Geoscience Model Development.

Comité de pilotage de thèse de M. Colas ROBERT, doctorant en géographie, Université Paris Diderot, ADEME/CITEPA/LADYSS. Titre : Comprendre les changements d'utilisation des terres en France pour mieux estimer leurs impacts sur les émissions de gaz à effet de serre. De l'observation à la modélisation. Début de thèse : septembre 2013. Soutenue le 15 décembre 2016. Directeurs : Marianne Cohen, Etienne Mathias.

Comité de pilotage de thèse de M. Romain COURAULT, doctorant en géographie, Université Paris IV. Titre : Paysage culturel de l'élevage semi-nomade et changement climatique en Laponie : une comparaison Norvège-suède. Début de thèse : septembre 2014. Directrice : Marianne Cohen.

Comité de sélection de chargé de recherche, IRSTEA, concours CR2 Géographe 2015-4, pour l'UMR TETIS.

4 Directions de travaux de recherche et suivi de stages en Master

Depuis mon recrutement, je suis fortement impliqué dans l'encadrement des mémoires de recherche des étudiants du M1 Géographie et Sciences des Territoires, du M2 EDMR / Dynarisk, et dans le suivi des stages du M2 TGAE. Le tableau 2 dénombre les travaux qui ont été soutenus avec succès (et ne mentionne pas plusieurs encadrements n'ayant pas abouti à une soutenance ou ayant échoué). Les travaux dits de « mini-projet » en M2 TGAE ne sont pas mentionnés car ne donnant pas lieu à un mémoire formel.

La plupart des recherches menés sous ma direction ont bénéficié des conditions matérielles fournies par le Pôle Image de l'Université Paris Diderot. Mes rôles sont variés, depuis la définition du sujet souvent en discussion avec mes collègues thématiciens, à l'accompagnement sur le traitement de données d'un point de vue théorique mais pratique sur la télédétection : un objectif important de ces mémoires est la montée en compétences sur le traitement des données de télédétection et la plupart des étudiants ont besoin de mon support pour cela. Enfin, mon rôle est aussi d'aider à structurer le mémoire.

Le suivi des stages à l'extérieur nécessite un investissement moins important de ma part que la direction des mémoires puisque les étudiants en stage bénéficient d'un encadrement sur place.

Les travaux dénombrés dans le tableau sont listés plus bas.

	2010-2011	2011-2012	2012-2013	2013-2014	2014-2015	2015-2016*	2016-2017	Total
Direction de mémoire de recherche en M1 GST		4	5	3	5	2	7	26
Suivi de stage en M1 GST		1	1	2	1		1	6
Direction de mémoire de recherche en M2 EDMR et Dynarisk			1	1			1	3
Suivi de stage en M2 TGAE	2	1	5	1	3	4	2	18
Total	2	6	12	7	9	6	10	53

*Tableau 2 : dénombrement des travaux d'étudiants de master par catégorie et par année. * encadrements réalisés durant ma demie-année de CRCT*

4.1 Suivi de mémoires de recherche

M2 Espace, Dynamique des Milieux et Risques / Dynarisk

2016-2017

- Bandou, Félicia. Facteurs de l'évolution de la limite supérieure de la forêt en Cerdagne : entre réchauffement climatique et déprise agricole. Co-direction : Céline Clauzel, Thierry Feuillet.

2013-2014

- Nguyen, Van Hai. Suivi de changements hydro-morphologiques dans le delta du Mékong par télédétection. Co-direction : Vincent Viel.

2012-2013

- Piel, Clément. Evaluation et cartographie de la susceptibilité des versants aux glissements de terrain. Application à la région de Nova Friburgo (Etat de Rio de Janeiro, Brésil). Co-direction : François Bétard. => article paru dans le Bulletin des Géographes Français.

M1 Géographie et Sciences des Territoires

2016-2017

- Colmenares, Julenni. Distribution spatiale et variations temporelles du couvert forestier au Népal. Co-direction : François Libois.
- Rivas Uellon, Henry David. Identification des types culturels de la Plaine de Versailles.
- Maynaud, Lucie. Suivi de la végétation dans le Cuyo Argentin. Co-direction : Emilie Lavie.
- Diagne, Khadim. Suivi de la végétation arborée dans la moyenne vallée du Sénégal. Co-direction : Laurent Bruckmann.
- Fofana, Bambo. Détermination des zones cultivées dans la moyenne vallée du Sénégal. Co-direction : Laurent Bruckmann.
- Boukherroub, Boualem. Changements d'occupation du sol dans le delta du Mékong, Vietnam. Co-direction : Maya Cohen.
- Cherchem, Youcef. Cartographie de l'occupation du sol et localisation des haies dans le sous-bassin versant d'Oherville en Seine Maritime, dans le contexte de l'étude de l'érosion hydrique. Co-direction : Vincent Viel.

2015-2016

- Irbouh, Fahila. Télédétection des changements d'occupation du sol en Sibérie.
- Ziadi, Samar. Changement environnemental au nord du Sénégal : occupation du sol et propagation des rongeurs. Co-encadrement : Olivier Ninot, Françoise Durrafour.

2014-2015

- Deront, Lise. Analyse des variations spatio-temporelles de la phénologie de printemps en Sibérie par télédétection.

- Bertelle, Audrey. Analyse de la variabilité spatio-temporelle des surfaces brûlées et de leurs déterminants en Sibérie entre 2000 et 2014.
- Nadjim, Ahamada. Suivi par télédétection de l'évolution du bâti et de la végétation en Union des Comores : cas de la Grande Comore. Co-direction : Catherine Mering.
- Laveille, Thomas. Impact d'une crise économique et analyse diachronique dans le milieu du vin à Mendoza – Argentine. Co-direction : Emilie Lavie.
- Boisdevésy, Pierre. Les changements d'occupation du sol autour des sites d'orpaillage industriels et artisanaux par le biais de la télédétection. Co-direction : Pauline Glusky, Olivier Ninot.

2013-2014

- Rosenthal, Maelle. Contrôles géomorphologiques et pédologiques de la biomasse et de la productivité forestière en Amazonie. Co-direction : François Bétard.
- Miedziejewski, Dominik. Changements de l'occupation du sol au Vietnam par télédétection. Co-direction : Catherine Mering.
- Pietrzak, Boris. Changements géomorphologiques en région périglaciaire par télédétection (Nord Sibérie). Co-direction : Vincent Viel.

2012-2013

- Yao, Jieren. Séquence fonte des lacs, feuillaison et floraison au Canada : une analyse de bases de données issues de la science citoyenne. Co-direction : Malika Madelin.
- Raychev, Atanas. Changement climatique et les grands fleuves en Sibérie l'Ob, l'Ienisseï et la Léna : étude diachronique (1973 – 2011) à partir des images Landsat. Co-direction : François Bétard.
- Goma, Régis. Variabilité temporelle du manteau neigeux dans les Andes (2000-2012) et impact sur la ressource en eau à Mendoza (Argentine). Apport de la télédétection pour la compréhension des dynamiques nivo-hydrologiques. Co-direction : Emilie Lavie. => article accepté au Bulletin des Géographes Français.
- Degraeve, Yoann. Suivi d'un écosystème méditerranéen ayant subi un incendie. Etude par télédétection et observations sur le terrain. Co-direction : Etienne Grésillon.
- Benjrad, Marouen. Etude de l'impact de la sécheresse au Nordeste par la télédétection. Co-direction : François Bétard.

2011-2012

- Dapoigny, Edouard. Cartographie de la déforestation au Brésil à moyenne et haute résolution spatiale.
- Dolant, Caroline. Suivi spatio-temporel du manteau neigeux par télédétection. Application à la Vallée nord de l'Arc dans les Alpes Françaises.
- Dzedjou Kwouossu, Patrick Joël. Télédétection multi-capteurs pour le suivi de sites forestiers tropicaux sous pression anthropique.
- Goineau, Antoine. Estimation des variations saisonnières de la végétation sahélienne à partir des données de télédétection SPOT-VEGETATION et impacts des variations des précipitations sur la végétation depuis 1998.

4.2 Suivi pédagogique de stages réalisés à l'extérieur

M2 Télédétection et Géomatique Appliquées à l'Environnement

2016-2017

- Ziadi, Samar. Outils de télédétection et intégration des mesures in situ pour le suivi des maladies de la vigne. Telespazio, Bordeaux.
- Garioud, Anatol. Croisement de données optiques et radars THR, pour le suivi de l'étalement urbain et des risques environnementaux, et applications SIG. European Space Agency ESRIN, Rome (Italie).

2015-2016

- Cissé, Mamadu. Services à destination des forestiers : relation et combinaison de données terrain issues d'une application géo-mobile dédiée et de données de télédétection (SENTINEL 2) pour la caractérisation de la forêt au niveau parcellaire pour des applications de gestion et/ou de suivi sanitaire. Spacebel (Belgique).
- Deront, Lise. Développement d'outils de télédétection pour l'estimation de stocks de biomasse de la fazenda Sao Nicolau (Cotriguaçu - MT, Brésil). ONF International, Nogent-sur-Marne.
- Laveille, Thomas. Extension à l'infrarouge lointain du domaine spectral d'un logiciel de transfert radiatif. ONERA, Palaiseau. Département DOTA.
- Dujarric, Constance. Assimilation des données satellites Terrasar-X dans un modèle agro-météorologique pour la cartographie des rendements de blé, CESBIO, Toulouse.

2014-2015

- Dupays, Malvina. Construction d'une base de données d'occupation du sol à partir d'une image THR – Pléiades –, Étude du risque inondation, Application à la zone urbaine de Bandung (Indonésie). SERTIT. Direction : H. Yésou.
- Phay, Sophonnary. Caractérisation des grands types d'habitats naturels à partir de la télédétection THRS. Sites du Drac aval et de Combe Madame. EDF - Centre d'Ingénierie Hydraulique- Département Développement Durable – Service Environnement et Société. Bourget-du-Lac. Direction : A. Debecdelièvre.
- Rosenthal, Maëlle. Automatisation des traitements et gestion des données hydrologiques et climatiques. Tractebel Engineering GDF Suez. Direction : Nicolas Trolonge.

2013-2014

- Yao, Jieren. Surveillance des abords ferroviaires par Télédétection. SNCF Direction Technique. Direction : M.R. Nawfal.

2012-2013

- Goineau, Antoine. Utilisation des images satellitaires pour la caractérisation de l'hydrogéomorphologie des cours d'eau. Savoie Technolac. Direction : A. Brouet.
- Thomasset, Franck. Caractérisation des eaux continentales par Télédétection satellitaire. EDF. Direction : R. Fallourd.

- Rosdahl, Melody. Télédétection et SIG appliquées aux questions de droit de l'environnement. ENVIRO-SECURITY. Direction : W. Veening.
- Dolant, Caroline. Analyse des données Lidar pour l'étude des dynamiques neigeuses de versant en milieu polaire. UMR THEMA, Univ. Franche-Comté. Direction : F. Tollé.
- Caccamo, Enrico. Etude diachronique de l'occupation du sol à partir d'une série chronologique d'images satellite à moyenne et haute résolution. IRD, UMR Espace : Direction : E. Delaître.

2011-2012

- Lemonier, Yannis. Spatialisation des stocks de carbone organique des sols agricoles de la plaine de Versailles : paramètres influents et première approximation. INRA/EGC. Direction : Emmanuelle Vaudour, Jean-Marc Gilliot.

2010-2011

- Drolon, Vanessa. Evaluation de l'apport de la télédétection pour la cartographie de la sensibilité au feu de la végétation. Application sur le territoire de l'Aude et des Pyrénées Orientales. Encadrant : Véronique Chéret. Laboratoire de Télédétection et Gestion des Territoires de l'Ecole d'Ingénieurs de Purpan (Toulouse).
- Debise, Henri. Mise en place d'un algorithme non supervisé basé sur les SVMs pour cartographier les zones des forêts tropicales. ONF International, Université Paris Est.

M1 Géographie et Sciences des Territoires

2016-2017

- Heuline, Franck. Geospatial Intelligence : construction d'une base de données géographique pour un usage analytique. Thales. Encadrant : Thierry Laurençot.

2014-2015

- Maldjaoui, Salma. Contribution d'une cartographie routière dans le développement d'un pays. TOMTOM. Encadrant : Lucas Cwik.

2012-2013

- Krol, Natalia. Extraction de l'information spatiale avalanches à partir des cartes scannées par la méthode orientée objet dans les massifs des Alpes et des Pyrénées. IRSTEA Grenoble. Encadrant : Michaël Deschâtres.
- Sitbon, Thomas. Cartographie physiologique des milieux ouverts d'altitude alpins : Approche multi-échelle et multi-temporelle. IRSTEA Grenoble. Encadrant : Vincent Thierion.

2011-2012

- Brossoni, Camille. Mise en place d'une cartographie de l'occupation du sol dans les bassins côtiers contaminés de la région de Fukushima. Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement. Encadrante : Catherine Ottlé.

2010-2011

- Maatoug, Léna. La déforestation dans les régions tropicales : rôle et applications de la télédétection. Carnegie Institution for Science. Encadrants : Gregory P. Asner, John K. Clark.

5 Publications et communications

Le tableau 3 dénombre les publications et communications pour quatre catégories : les revues internationales à comité de lecture, les revues nationales à comité de lecture, les actes de conférence, et les communications dans les conférences en se limitant à celles dont je suis l'auteur principal.

	2001-2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	Total
Revues internationales à comité de lecture	9	4	3		1		3		1	21
Revues nationales à comité de lecture	1					2				3
Actes de conférences	6							2		8
Présentation (oral ou poster) en conférence comme premier auteur	8		2	1	1	1	1	3	2	19

Tableau 3 : nombre de publications par année et par catégorie.

Les revues dans lesquelles j'ai publié sont montrées dans le tableau 4.

Support de publication	Nombre d'articles
<i>Remote Sensing of Environment</i>	4
<i>Global Change Biology</i>	3
<i>Bulletin de l'Association des Géographes Français</i>	2
<i>Forest ecology and management</i>	2
<i>Geophysical Research Letters</i>	2
<i>Applied Earth Observation and Geoinformation</i>	1
<i>Biogeosciences</i>	1
<i>Climatic Change</i>	1
<i>Earth System Science Data</i>	1
<i>Global Biogeochemical Cycles</i>	1
<i>Journal of Advances in Modeling Earth Systems</i>	1
<i>Journal of Alpine Research / Revue de Géographie Alpine</i>	1
<i>Journal of Geophysical Research Biogeosciences</i>	1
<i>Philosophical Transactions of the Royal Society</i>	1

Tableau 4 : revues dans lesquelles les travaux ont donné lieu à des publications.

5.1 Articles parus dans des revues internationales à comité de lecture de rang A

Dantec-Nédélec, S., Ottlé, C., Wang, T., Guglielmo, F., Maignan, F., **Delbart, N.**, Valdayskikh, V., Radchenko, T., Nekrasova, O., Zakharov, V. & Jouzel, J. (2017), Testing ORCHIDEE capability to simulate tundra ecosystems in Arctic environments: Sensitivity analysis and model calibration, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9.

<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2016MS000860/full>

Delbart, N., Beaubien, E., Kergoat L. & Le Toan T. (2015a), Comparing the Remote Sensing Land Surface Phenology with the leafing and flowering observations from the PlantWatch citizen network, *Remote Sensing of Environment*, 160, 273-280.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425715000218>

Delbart, N., Dunesme, S., Lavie, E., Madelin, M. & Goma, R. (2015b), Remote sensing of Andean mountain snow cover to forecast water discharge of Cuyo rivers / La télédétection de la neige dans les Andes comme outil de prévision des débits des rivières du Cuyo, *Journal of Alpine Research / Revue de Géographie Alpine*, 103(2).

<http://rga.revues.org/2861>.

Mialhe, F., Gunnell, Y., Ignacio, A.F., **Delbart, N.**, Oganía, J.L. & Henry, S. (2015), Association and integration of participatory approaches with satellite images analysis for improving the understanding of the land system. A case study in Mindanao, Philippines. *Applied Earth Observation and Geoinformation*, 36, 69-82.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0303243414002475>

Ottlé, C., Lescure, J., Maignan, F., Poulter, B., Wang, T. & **Delbart, N.** (2013), Use of various remote sensing land cover products for plant functional type mapping over Siberia, *Earth System Science Data*, 5, 331–348. doi:10.5194/essd-5-331-2013.

<http://www.earth-syst-sci-data.net/5/331/2013/>

Suzuki, R., Kobayashi, H., **Delbart, N.**, Asanuma, J. & Hiyama, T. (2011), NDVI responses to the forest canopy and floor from spring to summer observed by airborne spectrometer in eastern Siberia, *Remote Sensing of Environment*, 115 (12), 3615-3624.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425711003269>

Bellassen V., **Delbart, N.**, Le Maire, G., Luysaert, S., Ciais P. & Viovy, N. (2011), Potential knowledge gain in large-scale simulations of forest carbon fluxes from remotely sensed biomass and height, *Forest ecology and management*, 261 (3), 515-530.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378112710006614>

Wolf, A., P. Ciais, V. Bellassen, **Delbart, N.**, C. Field & J. Berry (2011), Forest biomass allometry in global land surface models, *Global Biogeochemical Cycles*, 25 (3), GB3015, doi:10.1029/2010GB003917.

<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2010GB003917/abstract>

Delbart, N., Ciais, P., Chave, J., Viovy, N., Malhi, Y. & Le Toan, T. (2010), Mortality as a key driver of the spatial distribution of aboveground biomass in Amazonian forest: results from a dynamic vegetation model, *Biogeosciences*, 7, 3027-3039.

<http://www.biogeosciences.net/7/3027/2010/bg-7-3027-2010.html>

Richardson, A.D., Black, T.A., Ciais, P., Curiel Yuste, J., **Delbart, N.**, et al. (2010), Influence of spring and autumn phenological switches on forest ecosystem productivity, *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 365 (1555), 3227-3246.

<http://rstb.royalsocietypublishing.org/content/365/1555/3227.full?sid=7f40b99d-7091-446a-aada-0c3948f7d417>

Kobayashi, H., **Delbart, N.**, Suzuki & R. Kushida, K. (2010), A method for monitoring the spring-to-summer seasonality in canopy leaf area index in Siberian larch forest, *Journal of Geophysical Research Biogeosciences*, 115, G01002.

<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2009JG000939/abstract>

Sato, H., Kobayashi, H. & **Delbart, N.** (2010), Simulation study of the vegetation structure and function in eastern Siberian larch forests using the individual-based vegetation model SEIB-DGVM (2010), *Forest Ecology and Management*, 259, 301-311.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378112709007579>

Delbart, N., Picard, G., Le Toan, T., Kergoat, L., Quegan, S., Woodward, I, Dye, D. & Fedotova, V. (2008), Spring phenology in boreal Eurasia in a nearly century time-scale, *Global Change Biology*, 14, (3), 603-614.

<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-2486.2007.01505.x/full>

Delbart, N. & Picard, G. (2007), Modeling the date of leaf appearance in low-arctic tundra, *Global Change Biology*, 13, 2551-2562.

<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-2486.2007.01466.x/full>

Delbart, N., Le Toan, T., Kergoat, L. & Fedotova V. (2006), Remote sensing of spring phenology in boreal regions: a free of snow-effect method using NOAA-AVHRR and SPOT-VGT data (1982-2004), *Remote Sensing of Environment*, 101, 52-62.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425705004074>

Vicente-Serrano, S., **Delbart, N.**, Le Toan, T. & Grippa, M. (2006a), Niño-Southern Oscillation Influences The Inter-Annual Variability Of Leaf Appearance Dates In Central Siberia, *Geophysical Research Letters*, 33, L03707.

<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2005GL025000/full>

Vicente-Serrano, S., Grippa, M., **Delbart, N.**, Le Toan, T. & Kergoat, L. (2006b), Seasonal pressure patterns influence on temporal variability of vegetation activity in central Siberia, *International Journal of Climatology*, 26, 303-321.

<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.1244/abstract>

Delbart, N., L. Kergoat, T. Le Toan, J. L'Hermitte & G. Picard (2005), Determination of phenological dates in boreal regions using Normalized Difference Water Index. *Remote Sensing of Environment*, 97, 26-38.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425705001288>

Grippa, M., Kergoat, L., Le Toan, T., Mognard, N.M., **Delbart, N.**, L'Hermitte, J. & Vicente-Serrano, S., (2005), On the relationship between vegetation and snow indicators derived from remote sensing over central Siberia. *Geophysical Research Letters*, 32, L21412.

<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2005GL024286/full>

Picard, G., Quegan, S., **Delbart, N.**, Lomas, M.R., Le Toan, T. & Woodward, F.I., (2005), Phenology modelling in Siberia and its impact on the carbon budget, *Global Change Biology*, 11, 2164-2176.

<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-2486.2005.01055.x/full>

Le Toan, T., Quegan, Q., Woodward, I., Lomas, M., **Delbart, N.** & Picard G.(2004), Relating Radar Remote sensing of biomass to modelling of forest carbon budgets, *Climatic Change*, 67(2), 379-402.

<http://link.springer.com/article/10.1007/s10584-004-3155-5>

5.2 Articles parus dans des revues nationales à comité de lecture

Delbart, N., Lavie, E. , Goma, R. (2014), Impact des surfaces enneigées sur les débits de cours d'eau du piémont andin argentin. Implications pour la gestion du risque de pénurie. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, 2014-3, 339-354.

Bétard, F., **Delbart, N.**, Piel C. (2014), Cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain dans la région de Nova Friburgo (Etat de Rio de J., Brésil) : Une étape vers l'évaluation et la gestion du risque. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, 2014-3, 276-288.

Vicente Serrano, S.M., Grippa, M., **Delbart, N.**, Le Toan, T., Kergoat, L. (2006), Circulación atmosférica y variabilidad vegetal en Siberia Central (1982-2001), Cuadernos de investigación geográfica, 32, 81-102. ISSN 0211-6820.

5.3 Autres publications

Delbart, N. (2005), Télédétection de la phénologie dans les régions boréales, Université Toulouse 3, Paul Sabatier. Thèse de doctorat.

http://www.cesbio.ups-tlse.fr/data_all/theses/Delbart_Nicolas_Thesis.pdf

Schmullius, C. & M. Santoro (eds). H. Balzter, A. Bartsch, C. Beer, W. Cramer, **N. Delbart**, C. et al. SIBERIA-II Final Report, Contract Number EVG1-CT-2001-00048, EC Deliverable: EC17, Reporting Period 1.1.2002–30.09.2005, October 2005, 69 p.

Delbart, N., Ciais, P., Viovy, N, Chave, J. Le Toan, T. & Y. Malhi (2010) Mortality as a key driver of the spatial distribution of aboveground biomass in Amazonia: results from a Dynamic Vegetation Model, *Biogeosciences Discussion*, 7, 3095–3123.

<http://www.biogeosciences-discuss.net/7/3095/2010/bgd-7-3095-2010.pdf>

Delbart, N. Impact du réchauffement climatique sur la feuillaison des forêts boréales eurasiennes. Communiqué du CNRS.
<http://www2.cnrs.fr/presse/communique/1299.htm>

5.4 Actes de conférence

Delbart, N., Beaubien, E., Kergoat, L. & Le Toan, T. (2016), Combining citizen science phenological observations with remote sensing data, *ESA Living Planet Symposium, 740*, 40.

Delbart, N., Dunesme, S., Lavie, E., Madelin M. & Goma, R. (2016), Remote sensing of snow as a tool to forecast water shortage in the Argentinian dry Andes, *ESA Living Planet Symposium, 740*, 333.

Suzuki, R., Kobayashi, H., **Delbart, N.**, Hiyama, T. & Asanuma, J. (2007), NDVI responses to the forest canopy and floor in eastern Siberia; *Proceedings of International Symposium on Remote Sensing 2007 (ISRS2007)*; 325-328; oral/proceedings, Jeju (République de Corée).

Kobayashi, H., **Delbart, N.** & Suzuki, R. (2006), Toward the reliable estimation of canopy leaf area index in Siberian leach forest using spring to summer evolution of normalized difference water index, *41st (2006 Autumn) Annual Meeting of the Remote Sensing Society of Japan, 41*, 63-64.

Delbart, N., Kergoat, L., Letoan, T., Picard, G. & Vicente-Serrano, S. (2006), Remote sensing of leaf appearance timing in boreal regions, *41st (2006 Autumn) Annual Meeting of the Remote Sensing Society of Japan, 41*, 151-152.

Delbart, N., Kergoat, L., Le Toan, T. & Lhermitte, J. (2004), Boreal forest phenology using SPOT-VEGETATION, *2nd International Conference on SPOT-VEGETATION users*, Anvers (Belgique).

Delbart, N., Melon, P., Florsch, G., Le Toan, T. & Martinez, J.M. (2002), Forest Biomass Retrieval using L-band polarimetric measurements. *Proceedings of the IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS 2002*, Toronto (Canada), vol. 3, 1789-1791.

Melon, P., Le Toan, T., Picard, G., **Delbart, N.** & Davidson M. (2001), On the information content of L-Band polarimetric SAR data over forested area, *3rd Symposium 'Retrieval of Bio- and Geophysical Parameters from SAR Data for Land Applications'*, Sheffield (UK), Proceedings, vol. 475, 365-370.

5.5 Communications en conférence

2017 (4 communications : 4 posters)

Delbart, N., Beaubien, E., Kergoat, L. & Le Toan, T. (2017), Can remote sensing help citizen-science based phenological studies?, *European Geosciences Union General Assembly 2017*, Session CL2.09/AS4.8/BG9.19 "Phenology and seasonality in climate change and ecology ", 23-28 avril 2017, Vienne (Autriche). (poster)
http://presentations.copernicus.org/EGU2017-3593_presentation.pdf

Delbart, N., Vaudour, E., Maignan, F., Otllé, C. & Gilliot, J-M. (2017), Combining optical remote sensing, agricultural statistics and field observations for culture recognition over a peri-urban

region, *European Geosciences Union General Assembly 2017*, Session BG1.8 " Remote Sensing and data assimilation in the Biogeosciences", 23-28 avril 2017, Vienne (Autriche). (poster)
http://presentations.copernicus.org/EGU2017-3585_presentation.pdf

Bruckmann, L. & **Delbart, N.** (2017), Challenges of flood monitoring in the Senegal river valley using multi-temporal data, *European Geosciences Union General Assembly 2017*, Session HS6.1 " Open session on remote sensing applications in hydrology and climate studies", 23-28 avril 2017, Vienne (Autriche). (poster)

Ghribi, M.A., Maignan, F., Otlé, C., Kallel, A., Vaudour, E., Gilliot, J.M. & **Delbart, N.** (2017), Downscaling of the seasonal evolution of various crops in the Versailles plain (France), based on MODIS 250m EVI vegetation index, *5th International Symposium Recent Advances in Quantitative Remote Sensing Torrent*, 18-22 Septembre 2017, Valence (Espagne). (poster)

2016 (4 communications: 2 oraux, 2 poster)

Delbart, N., Vaudour, E., Dragoi, M., Maignan, O. & Otlé, C. (2016), Mapping agricultural phenology using repetitive optical remote sensing over a peri-urban region, *European Geosciences Union General Assembly 2016*, Session B.G.4.9 "Mapping, Monitoring & Modelling of Vegetation Characteristics using Earth Observation", 18-22 avril 2016, Vienne (Autriche). (poster)

http://presentations.copernicus.org/EGU2016-4692_presentation.pdf

Delbart, N., Beaubien, E., Kergoat, L. & Le Toan, T. (2016), Combining citizen science phenological observations with remote sensing data, *ESA Living Planet 2016*, Session Citizen Science, 9-13 mai 2016, Prague (République Tchèque). (oral)

Delbart, N., Dunesme, S., Lavie, E., Madelin, M. & Goma, R. (2016), Remote sensing of snow as a tool to forecast water shortage in the Argentinian dry Andes, *ESA Living Planet 2016*, Session Cryosphere, , 9-13 mai 2016, Prague (République Tchèque) (poster)

Dantec-Nédélec, S., Otlé C., Maignan, F. & **Delbart, N.** (2016), Evaluation of the continental biosphere model (ORCHIDEE) over Siberia with remote sensing products, *XI International Conference on Permafrost* , 20 - 24 Juin 2016, Potsdam (Allemagne). (poster)

2015 (1 communication : 1 oral)

Delbart, N., Dunesme, S., Lavie, E. & Goma, R (2015), Variabilité inter-annuelle du manteau neigeux dans les Andes par télédétection et effet sur le débit des rivières du piémont argentin. Journée de la commission Climat et sociétés du CNFG, 19-20 mars 2015, Paris (France). (oral)

2014 (4 communications : 3 posters, 1 oral).

Dantec - Nédélec, S., Otlé, C., Wang T., Maignan, F., **Delbart, N.**, André, C. (2014), Evaluation of surface variables simulated by the continental biospheric model (ORCHIDEE) over Siberia. *EUCOP4 - 4th European Conference on Permafrost*, 18-21 juin 2014, Evora (Portugal). (poster)

Roig J., Roué, M., **Delbart, N.**, De Palaminy, A. , Roturier, S. (2014), Approche par télédétection des surfaces enneigées et gelées dans les territoires de l'élevage lapon. *Journées Climat et impacts*, 17-18 novembre 2014, Orsay (France). (poster)

Dantec – Nédélec, S., Ottlé, C., Wang, T., Maignan, F., **Delbart, N.** & Guglielmo F. (2014), evaluation of surface variables simulated by the continental biospheric model (ORCHIDEE) over Siberia, *Journées Climat et impacts*, 17-18 novembre 2014, Orsay (France). (poster).

Delbart, N., Beaubien, E., Kergoat, L. & Le Toan T. (2014), Comparing land surface phenology with leafing and flowering observations from the PlantWatch citizen network, *Atelier Télédétection de la Biodiversité (GDR MAGIS, conférence SAGEO2014)* , 24-25 novembre 2014, Grenoble (France). (oral)

2013 (2 communications : 2 oraux)

Delbart, N., Lavie, E. & Goma, R. (2013), "Impact des surfaces enneigées sur les débits de cours d'eau du piémont andin argentin. Implications pour la gestion du risque de pénurie". *Séance thématique de l'Association des Géographes Français "Les risques liés à la nature et leur gestion dans les Suds"*, 14 décembre 2013, Paris (France). (oral)

Bétard, F., **Delbart, N.** & Piel C. (2013), Cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain dans la région de Nova Friburgo (Etat de Rio de J., Brésil) Une étape vers l'évaluation et la gestion du risque. *Séance thématique de l'Association des Géographes Français "Les risques liés à la nature et leur gestion dans les Suds"*, 14 décembre 2013, Paris (France). (oral)

2012 (4 communications : 3 oraux, 1 poster)

Delbart, N., Picard, G., Kergoat, L, Le Toan, T., Ottlé, C. & Maignan, F. (2012), Remote sensing observations of low-arctic vegetation green-up, *12th International Circumpolar Remote Sensing Symposium*, 14-18 Mai, 2012, Levi (Finlande). (oral)

Bartsch, A., Hostrom, E., Heim B., Buchhorn, M., Ottlé, C., Maignan, F., Fily M. & **Delbart, N.** (2012), Remote sensing and multi-scale integration for investigating 'Changing permafrost in the Arctic and its global effects in the 21st century – PAGE21', *12th International Circumpolar Remote Sensing Symposium*, 14-18 Mai, 2012, Levi (Finlande). (oral)

Ottlé, C., **Delbart, N.**, Zakharova, E.A., Kouraev, A.V., Maignan, F. & Gadal S. (2012), Remote sensing assessment of the feedbacks between the climatic, environmental and societal changes in Siberia over 30 years: the CLASSIQUE project, *12th International Circumpolar Remote Sensing Symposium*, 14-18 Mai, 2012, Levi (Finlande). (poster)

Poulter, B., Ciais, P., Chevallier, F., **Delbart, N.**, Lafont, S., Maignan, F., Saatchi, S. & Sitch, S. (2012), From monitoring to modeling: using biomass observation for benchmarking terrestrial carbon cycle models, *European Geosciences Union General Assembly*, 22 – 27 April 2012, Vienna (Autriche). (oral)

2011 (4 communications : 2 oraux, 2 posters)

Kobayashi, H., **Delbart, N.**, Suzuki, R. & Kushida, K. & Itoh, A. (2011), Satellite estimation of leaf area index across the east Siberia and the northern Japan from 1998 to 2010, B51N0603, *American Geosciences Union fall meeting*, 9 décembre 2011, San Francisco (USA).

Kobayashi, H., **Delbart, N.**, Suzuki, R. & Kushida, K. (2011), Satellite estimation of leaf area index across the northern Asia, *ISRS2011*, 2 novembre 2011, Yeosu (Corée du Sud).

Delbart, N., Ciais P., Chave J., Viovy N., Malhi Y. & Le Toan T. (2011), Mortality as a key driver of the spatial distribution of aboveground biomass in Amazonian forests: results from a Dynamic Vegetation Model, *European Geosciences Union General Assembly 2011*, Session : Tropical ecosystem function and Response to Environmental Change, Vienne (Autriche). (poster)

Delbart, N. (2011), Feuillaison des forêts boréales, *Fête de la Science de l'Université Paris Diderot*, Paris (France). (poster)

2010 (5 communications)

Calvet, J.-C.; Balsamo, G., Barbu, A., Balzarolo, M., Cescatti, A., Chevallier, F., **Delbart, N.**, de Vries, J., Kullmann, L., Lafont, S. & Papale, D. (2010), Monitoring Soil and Vegetation of Carbon and Water at the Global Scale: towards a GMES Service, *European Space Agency Living Planet Symposium*, 27 juin-1er juillet 2010, Bergen (Norvège).

Calvet, J.-C., Balsamo, G., Balzarolo, M., Barbu, A., Cescatti, A., Chevallier, F., **Delbart, N.**, de Vries, J., Gibelin, A-L., Horanyi, A., Kullman, L., Lafont, S., Mahfouf, J-F., Maignan, F., Papale, D. & Seufert G. (2010), Monitoring soil and vegetation fluxes of carbon and water at the global scale: the land carbon core information service of GEOLAND2,

- *3rd International Symposium Recent Advances in Quantitative Remote Sensing*, Valencia, Espagne, 27 septembre-1er Octobre 2010, Valence (Espagne).

- *ECMWF/GLASS workshop on "Land Surface Modelling, Data Assimilation and the implications for predictability"*, 9-12 septembre 2010, Reading (UK).

Le Toan, T., Huang Y., Bondeau, A., **Delbart, N.**, Buchwitz, M. & Tan, B. (2010), The role of croplands and grasslands in the carbon budget in China - The Dragon project, *European Space Agency Living Planet Symposium*, 27 juin-1 juillet 2010, Bergen (Norvège).

2009 (3 communications)

Delbart, N., Viovy, N., Ciais P. & Le Toan T. (2009), Integration of biomass data in the dynamic vegetation model ORCHIDEE, *European Geosciences Union General Assembly 2009*, Vienne (Autriche). (oral)

Delbart, N., Kergoat, L., Le Toan, T., Picard, G., Fedotova, V. & Dye, D. (2009), Spring phenology in taiga and tundra, *European Geosciences Union General Assembly 2009*, Vienne (Autriche). (oral)

Delbart, N., Kobayashi, H., Suzuki R. & Kushida, K. (2009), Measuring overstory leaf area index in eastern Siberia larch forests, *European Geosciences Union General Assembly 2009*, Vienne (Autriche). (poster)

2008 (2 communications)

Delbart, N., et al., Phénologie dans les régions boreales (2008), *Journées d'Ecologie Fonctionnelle 2008*, La Grande Motte (France). (poster)

Kobayashi, H., **Delbart, N.** & Suzuki R. (2008), Monitoring seasonality in leaf area index of East Siberian larch forest from satellite data, *Annual Meeting of Japan Geophysical Union*, 29 mai, Chiba (Japon).

2007 (3 communications)

Delbart, N., Picard, G., Kergoat, L., Le Toan, T., Quegan, S., Dye, D., Woodward, I. & Fedotova, V. (2007), Spring phenology in taiga and tundra, *EOS Trans. American Geosciences Union*, 88(52), *Fall Meet. Suppl.*, Abstract B53D-07, San Francisco (USA). (oral)

Kobayashi, H., **Delbart, N.** & Suzuki, R. (2007), Measurement of eastern Siberian larch forest LAI using the Normalized Difference Water Index., *EOS Trans. American Geosciences Union*, 88(52), *Fall Meet. Suppl.*, Abstract B21A-0024, San Francisco (USA).

Kobayashi, H., **Delbart, N.** & Suzuki, R. (2007), Satellite estimation of the Siberian larch canopy leaf area index, *54th Annual Meeting of the Ecological Society of Japan (ESJ54)*, P3-237, Matsuyama (Japon).

2006 (4 communications)

Delbart, N., Picard, G., Kergoat, L. & Le Toan, T. (2006), Phenology in Boreal Eurasia (1920-2004): complementarity of remote sensing, modeling & in situ measurement time series, *EOS Trans. AGU*, 87(36), *West. Pac. Geophys. Meet. Suppl.*, Abstract B34B-04, Pékin (Chine). (oral)

Delbart, N., Picard, G., Le Toan, T. & Kergoat, L. (2006), Spring phenology in boreal regions, *European Geosciences Union General Assembly 2006*, Vienne (Autriche). (oral)

Vicente-Serrano, S.M, **Delbart, N.**, Le Toan, T. & Grippa, M. (2006), ENSO influences the leaf appearance dates of boreal forests in central Siberia , *European Geosciences Union General Assembly 2006*, Vienne (Autriche).

Le Toan, T., **Delbart, N.**, Grippa, M. & Kergoat, L. (2006), Determination of growing season initiation using remote sensing. Comparison with in-situ CO2 measurements and atmospheric inversion in Siberia, *European Geosciences Union General Assembly 2006*, Vienne (Autriche).

2005 (3 communications)

Delbart, N., Picard, G, Le Toan, T., Kergoat, L., Quegan, S. (2005), Spring phenology in Siberia in 1982-2004 : observations by remote sensing, modelling and impact on the terrestrial carbon budget, *European Geosciences Union General Assembly 2005*, Vienne (Autriche). (oral)

Le Toan, T., **Delbart, N.**, Grippa, M. , Vicente-Serrano, S., Kergoat, L., Mognard, N., Kidd, R. , Wagner, W. (2005), Multi-sensor satellite observations of growing season initiation as related to snowmelt and spring thaw in Siberia, *European Geosciences Union General Assembly 2005*, Vienne (Autriche).

Grippa, M., Kergoat, L., Le Toan, T., Mognard, N.M., **Delbart, N.**, L'Hermitte, J., Vicente Serrano, S. (2005), Impact of snow depth and snowmelt on vegetation activity in Siberia: a 12 years study using remote sensing data from SSM/I and AVHRR, *European Geosciences Union General Assembly 2005*, Vienne (Autriche).

5.6 Bibliométrie

Certains des articles dont je suis l'auteur ou le co-auteur sont régulièrement cités par d'autres travaux. En particulier, Delbart *et al.* (2005, 2006 et 2008) sont cités 141, 136 et 73 fois respectivement, d'après Scopus (au 24 mai 2017), montrant une bonne insertion dans la communauté scientifique s'intéressant à la télédétection de la phénologie (Tableau 5).

Article	Nombre de citations d'après Scopus
Richardson <i>et al.</i> (2010)	255
Delbart <i>et al.</i> (2005)	141
Delbart <i>et al.</i> (2006)	136
Delbart <i>et al.</i> (2008)	73
Le Toan <i>et al.</i> (2005)	72
Picard <i>et al.</i> (2005)	50
Grippa <i>et al.</i> (2005)	42
Wolf <i>et al.</i> (2010)	34
Delbart <i>et al.</i> (2010)	32
Kobayashi <i>et al.</i> (2010)	19
Suzuki <i>et al.</i> (2010)	17
Delbart & Picard (2007)	12
Delbart <i>et al.</i> (2015a)	8
Bellassen <i>et al.</i> (2011)	8
Sato <i>et al.</i> (2010)	8
Vicente-Serrano <i>et al.</i> (2006a)	8
Ottlé <i>et al.</i> (2013)	6
Vicente-Serrano <i>et al.</i> (2006b)	5
Delbart <i>et al.</i> (2014)	3
Mialhe <i>et al.</i> (2015)	2
Bétard <i>et al.</i> (2014)	1
Delbart <i>et al.</i> (2002)	1
Melon <i>et al.</i> (2001)	1

Tableau 5 : Nombre de citations par publication, au 24 mai 2017, selon Scopus.

6 Publications les plus significatives

Je choisis de montrer en premier lieu neuf publications dont je suis premier auteur et dans un deuxième temps cinq autres articles auxquels j'ai collaboré et qui m'ont permis d'élargir ma palette thématique.

6.1 Phénologie

Les deux premières publications portent sur le développement méthodologique en télédétection pour l'estimation de la date de début de printemps. La première était incluse dans la thèse, ainsi qu'une pré-version de la seconde. Elles sont présentées ici car elles sont primordiales pour la compréhension de la suite :

- **Publication 1 : Delbart, N.**, L. Kergoat, T. Le Toan, J. L'Hermitte & G. Picard (2005), Determination of phenological dates in boreal regions using Normalized Difference Water Index. *Remote Sensing of Environment*, 97, 26-38.
- **Publication 2 : Delbart, N.**, T. Le Toan, L. Kergoat & V. Fedotova (2006), Remote sensing of spring phenology in boreal regions: a free of snow-effect method using NOAA-AVHRR and SPOT-VGT data (1982-2004), *Remote Sensing of Environment*, 101, 52-62.

Deux publications analysent la variabilité interannuelle de la phénologie, pour la toundra et pour la taïga :

- **Publication 3 : Delbart, N.** & Picard, G. (2007), Modeling the date of leaf appearance in low-arctic tundra, *Global Change Biology*, 13, 2551-2562.
- **Publication 4 : Delbart, N.**, Picard, G., Le Toan, T., Kergoat, L., Quegan, S., Woodward, I, Dye, D. & Fedotova, V. (2008), Spring phenology in boreal Eurasia in a nearly century time-scale, *Global Change Biology*, 14, (3), 603-614.

Enfin, sur la phénologie, les publications suivantes visent à combiner les observations de la phénologie d'une large gamme d'espèces végétales avec les données satellites. La Publication 6, qui est extrait des actes d'un colloque, est représentative du projet :

- **Publication 5 : Delbart, N.**, Beaubien, E., Kergoat L. & Le Toan T. (2015), Comparing the Remote Sensing Land Surface Phenology with the leafing and flowering observations from the PlantWatch citizen network, *Remote Sensing of Environment*, 160, 273-280.
- **Publication 6 : Delbart, N.**, Beaubien, E., Kergoat, L. & Le Toan, T. (2016), Combining citizen science phenological observations with remote sensing data, *ESA Living Planet Symposium*, 740, 40.

6.2 Modélisation dynamique de la végétation et bilan de carbone

Cet article évalue les sorties du modèle ORCHIDEE pour la forêt Amazonienne et analyse les causes des erreurs observées :

- **Publication 7 : Delbart, N.**, Ciais, P., Chave, J., Viovy, N., Malhi, Y. & Le Toan, T. (2010), Mortality as a key driver of the spatial distribution of aboveground biomass in Amazonian forest: results from a dynamic vegetation model, *Biogeosciences*, 7, 3027-3039.

6.3 Ressources hydriques dans les Andes

Les deux publications présentées ici concernent le lien entre le manteau neigeux andin et le débit des rivières irrigant les oasis du Cuyo argentin. Elles reflètent mon intégration dans l'UMR PRODIG et l'apport des travaux des étudiants de master. Elles complètent la télédétection optique à large fauchée, déjà utilisée pour la phénologie, avec d'autres formes de télédétection comme la gravimétrie. La Publication 9, également extrait d'actes de colloque, est représentative du projet :

- **Publication 8** : **Delbart, N.**, Dunesme, S., Lavie, E., Madelin, M. & Goma, R. (2015), Remote sensing of Andean mountain snow cover to forecast water discharge of Cuyo rivers / La télédétection de la neige dans les Andes comme outil de prévision des débits des rivières du Cuyo, *Journal of Alpine Research / Revue de Géographie Alpine*, 103(2).
- **Publication 9** : **Delbart, N.**, Dunesme, S., Lavie, E., Madelin M. & Goma, R. (2016), Remote sensing of snow as a tool to forecast water shortage in the Argentinian dry Andes, *ESA Living Planet Symposium*, 740, 333.

6.4 Collaborations

J'ai collaboré à un certain nombre d'articles dont je ne suis pas le premier auteur. J'en présente ici deux, dont les premiers auteurs sont physicien de la mesure (H. Kobayashi) et géographe climatologue (S. Vicente-Serrano). Ces deux articles n'auraient pas existé ou auraient très différents sans mon apport. La publication 10 utilise les données de phénologie issues de mes résultats, alors que le deuxième traite d'une méthode de mesure de la surface foliaire issue de mes résultats antérieurs et de ceux de mon collègue H. Kobayashi :

- **Publication 10** : Vicente-Serrano, S., **Delbart, N.**, Le Toan, T. & Grippa, M. (2006), Niño-Southern Oscillation Influences The Inter-Annual Variability Of Leaf Appearance Dates In Central Siberia, *Geophysical Research Letters*, 33, L03707.
- **Publication 11** : Kobayashi, H., **Delbart, N.**, Suzuki, R. & Kushida, K. (2010), A method for monitoring the spring-to-summer seasonality in canopy leaf area index in Siberian larch forest, *Journal of Geophysical Research Biogeosciences*, 115, G01002.

Durant la période récente, j'ai aussi collaboré à d'autres études pour lesquels mon rôle a été surtout celui de conseiller. Les publications 12 et 13 sont représentatives de mon intégration d'une part dans l'UMR PRODIG, et d'autre part dans la communauté des géographes en France en tant que spécialiste de la télédétection. La publication 12 est aussi représentative de l'apport des étudiants de master de géographie encadrés :

- **Publication 12** : Bétard, F., **Delbart, N.** & Piel C. (2014), Cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain dans la région de Nova Friburgo (Etat de Rio de J., Brésil) : Une étape vers l'évaluation et la gestion du risque. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, 2014-3, 276-288.
- **Publication 13** : Mialhe, F., Gunnell, Y., Ignacio, A.F., **Delbart, N.**, Oganía, J.L. & Henry, S. (2015), Association and integration of participatory approaches with satellite images analysis for improving the understanding of the land system. A case study in Mindanao, Philippines. *Applied Earth Observation and Geoinformation*, 36, 69-82.

Le dernier article présenté témoigne de la continuité des travaux sur la modélisation des écosystèmes sibériens par le modèle ORCHIDEE, réalisé ici *via* la participation à l'encadrement d'une doctorante de l'UMR LSCE :

- **Publication 14** : Dantec-Nédélec, S., Ottlé, C., Wang, T., Guglielmo, F., Maignan, F., **Delbart, N.**, Valdayskikh, V., Radchenko, T., Nekrasova, O., Zakharov, V. & Jouzel, J. (2017), Testing ORCHIDEE capability to simulate tundra ecosystems in Arctic environments: Sensitivity analysis and model calibration, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9.

Publication 1

Delbart, N., L. Kergoat, T. Le Toan, J. L'Hermitte & G. Picard (2005), Determination of phenological dates in boreal regions using Normalized Difference Water Index. *Remote Sensing of Environment*, 97, 26-38.



Determination of phenological dates in boreal regions using normalized difference water index

Nicolas Delbart^{a,*}, Laurent Kergoat^a, Thuy Le Toan^a, Julien Lhermitte^a, Ghislain Picard^b

^aCentre d'Etudes Spatiales de la Biosphère, CNRS-CNES-UPS-IRD, France

^bCentre for Terrestrial Carbon Dynamics, Sheffield Centre for Earth Observation Science, University of Sheffield, United Kingdom

Received 26 August 2004; received in revised form 4 March 2005; accepted 6 March 2005

Abstract

Monitoring and understanding plant phenology are important in the context of studies of terrestrial productivity and global change. Vegetation phenology, such as dates of onsets of greening up and leaf senescence, has been determined by remote sensing using mainly the normalized difference vegetation index (NDVI). In boreal regions, the results suffer from significant uncertainties because of the effect of snow on NDVI. In this paper, SPOT VEGETATION S10 data over Siberia have been analysed to define a more appropriate method. The analysis of time series of NDVI, normalized difference snow index (NDSI), and normalized difference water index (NDWI), together with an analysis of in situ phenological records in Siberia, shows that the vegetation phenology can be detected using NDWI, with small effect of snow. In spring, the date of onset of greening up is taken as the date at which NDWI starts increasing, since NDWI decreases with snowmelt and increases with greening up. In the fall, the date of onset of leaf coloring is taken as the date at which NDWI starts decreasing, since NDWI decreases with senescence and increases with snow accumulation. The results are compared to the results obtained using NDVI-based methods, taking in situ phenological records as the reference. NDWI gives better estimations of the start of greening up than NDVI (reduced RMSE, bias and dispersions, and higher correlation), whereas it does not improve the determination of the start of leaf coloring. A map of greening up dates in central Siberia obtained from NDWI is shown for year 2002 and the reliability of the method is discussed.

© 2005 Elsevier Inc. All rights reserved.

Keywords: Phenology; Greening up; Senescence; NDWI; Short-wave infrared; Boreal; Siberia; SPOT VEGETATION

1. Introduction

Monitoring and understanding plant phenology, which is the timing of recurrent biological events, are gaining importance in the context of global change. Because of the long-term interest by biologists in phenology, many long time series of in situ phenological records exist (e.g., from meteorological stations or from “phenological gardens”). However, spatially and temporally continuous observations of phenology, required to study the effects of climatic changes on plant phenology, are difficult to generate from sparse ground stations. Consequently, such observations have been derived from remote sensing data, especially

from the normalized difference vegetation index (NDVI), an indicator of the density of chlorophyll and leaf tissue (Tucker et al., 1985) calculated from the red and near-infrared reflectances from the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR). NDVI temporal variations are related to the seasonal changes in the amount of photosynthetic tissues: for typical mid- to high-latitude ecosystems, NDVI increases when the deciduous vegetation greens up in spring and decreases when the vegetation changes color in autumn. Based on these variations, various algorithms have been applied to derive phenological dates from NDVI in previous studies (Duchemin et al., 1999; Justice et al., 1985; Lüdeke et al., 1996; Moulin et al., 1997; Reed et al., 1994; White et al., 1997).

Studies using AVHRR NDVI have shown that, at northern latitudes, the onset of greening up was progres-

* Corresponding author.

E-mail address: nicolas.delbart@cesbio.cnes.fr (N. Delbart).

sively earlier by a few days since 1982 (Myneni et al., 1997; Shabanov et al., 2002; Tucker et al., 2001; Zhou et al., 2001). This important result is in agreement with the lengthening of the growing season predicted by phenology models (Schwartz, 1998) and observed in phenological garden records (Menzel, 2000), and with the earlier onset of photosynthesis detected in the atmospheric CO₂ concentration measurements (Keeling et al., 1996; Randerson et al., 1999). However, detecting the onset of vegetation greening up from NDVI in boreal regions is difficult as the onset of NDVI increase corresponds to the beginning of snowmelt (Moulin et al., 1997). Shabanov et al. (2002) have analysed the time evolution of red and near-infrared reflectances in northern Europe during spring months from 1981 to 1994, and concluded that the trend observed from NDVI is not related only to an earlier vegetation onset of greening up but also to a reduction in the snow cover extent, which agrees with observations made by Dye and Tucker (2003).

Consequently, the effect of snow on the optical remote sensing data—in general, NDVI of a given pixel increases when the snow cover fraction in the pixel decreases, and decreases when this fraction increases—must be taken into account when estimating the phenological dates in northern latitudes. To reduce the effects of snow on the NDVI signal, several solutions were proposed. Suzuki et al. (2003) define the onset of greening up as the first date of the year when NDVI exceeds a fixed threshold selected to be higher than NDVI of snow. Shabanov et al. (2002) derive greening-up dates only on snow free areas. Zhang et al. (2003) replaces the vegetation index value by the last snow free record if snow is detected using a snow spectral index. Then, the date of onset of greening up is the date at which the modified vegetation index starts increasing.

Thanks to the spectral bands available on the recent optical sensors SPOT VEGETATION (SPOT-VGT) and MODIS, other spectral indices can be calculated and should allow better detection of phenological dates in northern latitudes. In particular, two interesting spectral indices are:

- the normalized difference snow index (NDSI), a combination of blue and middle-infrared bands (Hall et al., 1998), which is an indicator of the snow cover (Salomonson & Appel, 2004)
- the normalized difference water index (NDWI), a combination of middle-infrared and near-infrared bands introduced by Gao (1996) to assess the water content of vegetation. NDWI has been used to monitor water stress in semi-arid environment (Fensholt & Sandholt, 2003), to map burnt areas in boreal forest (Fraser & Li, 2002), and to characterise land cover and vegetation type (Boles et al., 2004; Xiao et al., 2002b). The latter two papers mentioned the potential of this index for phenological date assessment. Boles et al. (2004) suggested also that the NDWI decrease preceding the

increase due to vegetation development was due to snowmelt. Similarly, the authors suggested that the NDWI increase after senescence was due to snow accumulation.

The aim of this paper is to develop a method using NDWI to derive greening-up and leaf-coloring dates in boreal regions, and to compare the results with those obtained using existing methods based on NDVI. In Section 2, we describe the study area located in central Siberia, the in situ records (dates of beginning of snowmelt and snow cover formation, tree leaf appearance, and tree leaf senescence), and the remote sensing data, which include indices derived from SPOT-VGT S10 data. In Section 3, we analyse the temporal variations of NDVI, NDSI, and NDWI from 1999 to 2002. Together with the in situ records, the variations of NDSI are used to identify the amount of NDVI and NDWI variations due to snow cover variations, and indirectly the part of these variations due to vegetation changes.

A method to estimate the dates of onsets of greening up and leaf coloring from NDWI is developed and described in Section 4. Other existing methods using NDVI are described and applied to our datasets to derive the phenological dates. Section 5 presents the comparison between the dates obtained by remote sensing and the in situ observations. The reliability of each method and their ability to detect spatial and temporal phenological variations are assessed. Finally, the greening-up date using NDWI is mapped in Siberia for 2002.

2. Study area and data

2.1. Study area

The study area ranges from 80°E to 120°E, and from 50°N to 70°N in central Siberia (Fig. 1). The area is intensively studied in the SIBERIA-II project (<http://www.siberia2.uni-jena.de/>), which aims at fully accounting the carbon budget of vegetation and the greenhouse gas exchanges with the atmosphere, by means of multi-sensor remote sensing and vegetation modelling.

Climate in central Siberia is continental, characterised by very low temperatures in winter and a long snow period, typically from September to May. The main vegetation types include tundra in the north and in mountainous areas, taiga between latitudes 55°N and 65°N, and steppe, croplands, and temperate forest in the south. Table 1 gives the area proportions for each cover type according to the Global Land Cover map, GLC 2000 (Fritz et al., 2003). The main tree species in the taiga belt belong to the following genus: larch (*Larix*), including Siberian larch (*Larix siberica*); spruce (*Picea*); pine (*Pinus*), including Siberian pine (*Pinus sibirica*) and Scot pine (*Pinus silvestris*); birch (*Betula*); and poplar (*Populus*).

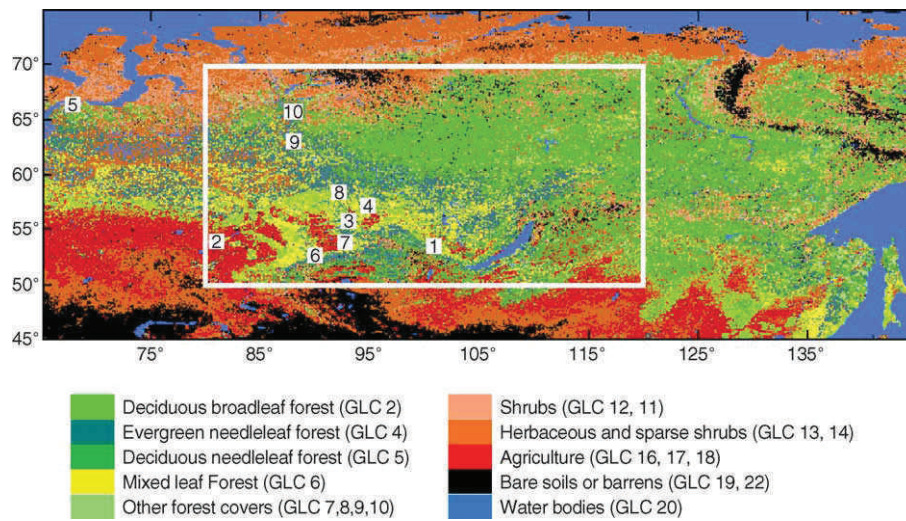


Fig. 1. Extract of the Global Land Cover 2000 map (Fritz et al., 2003). The figure displays 10 classes formed by regrouping the 22 original GLC classes (in brackets). Rectangle represents the study area. Numbers on the map represent the site numbers of in situ plots as in Table 2.

2.2. In situ data

Phenological data used in this paper have been compiled by the Komarov Botanical Institute (Saint Petersburg, Russia). Russian phenological data originate from various networks, such as hydrometeorological stations, agriculture stations, and nature reserves (Fedotova, 2000). Methodologies for phenological observations are described in Bulygin (1976) and Elagin (1975). The records include the dates of leaf appearance and autumn leaf coloring for birch, aspen, and larch; and the dates of snow events such as the beginning of snowmelt and the beginning of snow cover formation, all obtained through visual observations. One record set dates back to 1902, but many were from more recent years (Table 2). All records, from sites 1 to 10, are used for the analysis, whereas only records from sites 1 to 5 are used for validation of remote sensing methods.

2.3. Remote sensing data

SPOT-VGT 10-day composite data (S10) at the resolution of 0.008928° (about 1 km) in plate-carree projection were downloaded (<http://free.vgt.vito.be/>). Data consist in

reflectances in spectral bands B_0 , B_2 , B_3 , and SWIR, which correspond, respectively, to the blue ($0.43\text{--}0.47\ \mu\text{m}$), red ($0.61\text{--}0.68\ \mu\text{m}$), near-infrared ($0.78\text{--}0.89\ \mu\text{m}$), and short-wave infrared ($1.58\text{--}1.75\ \mu\text{m}$) domains. These reflectances are combined to calculate NDVI, NDWI, and NDSI as:

$$\text{NDVI} = (B_3 - B_2)/(B_3 + B_2), \quad (1)$$

$$\text{NDWI} = (B_3 - \text{SWIR})/(B_3 + \text{SWIR}), \quad (2)$$

and

$$\text{NDSI} = (B_0 - \text{SWIR})/(B_0 + \text{SWIR}). \quad (3)$$

For each pixel, one acquisition (i.e., one reflectance value for each spectral band) is selected for each 10-day period, based on a maximum value composite (MVC) technique (Holben, 1986). The selected acquisition is expected to be the least affected by atmospheric disturbances. The exact acquisition date is provided in the dataset. Duration between two consecutive S10 data ranges from 1 to 20 days.

Table 1

Surface proportions of each land cover type in the study area

Land cover type	Surface proportion (%)
Deciduous needleleaf forest (5)	34.3
Evergreen needleleaf forest (4)	16.5
Mixed leaf forest (6)	10.7
Deciduous shrubs (12)	7.6
Herbaceous and sparse shrubs (13, 14)	7.3
Agriculture (16, 17, 18)	6.4
Deciduous broadleaf forest (2)	5.5
Bare soils or barrens (19, 22)	2.1
Water bodies (20)	2.6
Evergreen shrubs (11)	0.4

Original GLC class numbers are indicated (in parentheses).

Table 2

Available in situ phenology records: location names, geographical coordinates, and temporal coverages

Location	Coordinates	Temporal coverages of the records
1 Ilir	53°30'N, 100°42'E	1927–1930, 1939–1940, 1979–2002
2 Volchno–Burlingskoe	54°N, 81°E	1989–2002
3 Krasnoyarsk	56°N, 93°E	1902–1982, 1998–2000, 2002
4 Taseevo	57°11'N, 94°50'E	1960–2002
5 Aksarka	66°30'N, 67°49'E	1924–1936, 1951–2002
6 Tachtip	52°44'N, 90°E	1935–1959, 1960–1970
7 Kuragino	53°54'N, 92°42'E	1936–1989
8 Podtesovo	58°31'N, 92°13'E	1925–1985
9 Vehrne–Imbatskoe	63°05'N, 88°E	1929–1959 (Snow), 1960–1977
10 Turuhansk	65°48'N, 88°E	1930–1959 (Few data), 1960–1981

Despite MVC procedure, S10 data may still be affected by clouds and aerosols. Aerosols affect more strongly the shortest wavelengths (B_0 and B_2) signals. Therefore, NDSI is more sensitive to aerosols than NDVI, which is more sensitive than NDWI.

3. Data analysis

3.1. In situ data

For each of the 10 sites, Table 3 summarises the mean, standard deviation, and temporal range of the key phenological and snow dates. Means and standard deviations of the time intervals between events are also reported. The standard deviation refers to interannual variation, and not to the uncertainties in the in situ observations, which are difficult to estimate since they depend significantly on the observers.

3.1.1. Spring events

In all the records, first leaves appear after the beginning of snowmelt (column (6) in Table 3). The time interval between the beginning of snowmelt and the appearance of first leaves is on the order of 34 days, and shows significant interannual variations (S.D. of 17 days, on average). Interannual variations of the snowmelt date (column (5)) are larger than those of leaf appearance (column (2)).

For every site, leaf appearance dates for the different deciduous species are close. In particular, birch and larch show a very similar phenology in spring (column (3)), with no difference on average (all sites and all years averaged). The average time difference between birch and aspen (column (4)) is 3 days (S.D. of 4.7). Such a high uniformity of phenological events is also pointed out by Linkosalo (1999) for Finnish forests, and ascribed to similar responses of trees to climate conditions. The spatial gradient is 34

days, on average, between the most southern and northern sites, whereas at each site, mean interannual variabilities are about 30 days.

3.1.2. Autumn events

The various species start their foliage senescence at various times. In general, aspen starts coloring earlier than birch, followed by larch (not shown in Table 3). The time interval between the senescence of the various species is not constant. For example, it ranges from 0 to 40 days between aspen and larch for the years under study. In addition, for a given species at a given site, the interannual variations are large (e.g., the beginning of birch senescence varies from –20 days to 20 days around the average date). In general, the senescence starts before the first snowfall. However, larch trees start their senescence quite often after the formation of the permanent snow cover.

3.2. Analysis of spectral indices from SPOT-VGT

Figs. 2 and 3 show typical variations of the three spectral indices in relation with the phenological and snow events. They outline the logic of the algorithm, which is developed in Section 4. Fig. 2 presents the 1999 time series of NDSI, NDVI, and NDWI for deciduous forest pixels near Krasnoyarsk, a southern site of the study area, with the in situ dates of snowmelt, appearance of birch leaves, beginning of coloring of birch leaves, and beginning of the snow cover formation. Fig. 3 presents the 2000 time series of the three indices for larch pixels near Aksarka, a northern site, with the dates of beginning of snowmelt and first appearance of larch needles.

At the resolution of VGT data, a pixel contains a mixture of snow, green vegetation, and nonvegetated areas. When applied to optical data, the term *snowmelt* corresponds to the decay of the area covered by snow in the pixel, while the vegetation greening up corresponds to the increase of the area

Table 3

In situ phenology record analysis: columns (2), (5), and (7) are the average days of year of birch leaf appearance, beginning of snow cover reduction, and birch leaf coloring

Site	First leaves birch day (S.D., range)	First leaves birch–first leaves larch (S.D.)	First leaves birch–first leaves aspen (S.D.)	Beginning of snowmelt (S.D.)	First leaves birch–beginning of snowmelt (S.D.)	Beginning of leaf coloring day (S.D., range)
1	141 (7.5, 31)	0.6 (3.5)	–4.6 (3.1)	94 (17)	44 (13)	242 (8.4, 28)
2	129 (8.2, 28)	–1.6 (4.1)	–3.2 (6.0)	112 (11)	18 (14)	254 (7.7, 24)
3	138 (7, 32)	0.2 (3.1)	–7.4 (5.4)	91 (19)	45 (21)	246 (11, 44)
4	141 (5.8, 25)	1.3 (4.3)				235 (10, 43)
5	164 (9, 40)	0.6 (4.8)		130 (14)	35 (12)	241 (7, 29)
6	139 (9, 38)			85 (9)	55 (17)	251 (10.1, 38)
7	136 (6.3, 28)		–3 (7.2)	81 (13)	54 (11)	243 (8.4, 34)
8	144 (6, 31)	–3.1 (4.0)	–5.8 (4.9)	116 (9)	26 (11)	240 (16.6, 36)
9	159 (5, 18)			133 (10)	19 (7)	235 (9.3, 32)
10	165 (7, 33)	0.8 (3.3)				233 (8.4, 33)
All sites	145 (7, 30) ^a	0 (4.2) ^b	–3 (4.7) ^b	105 (12.7) ^a	34 (17) ^b	242 (9.7, 34) ^a

Column (3), (4), and (6) are time lags between events.

^a Calculated by averaging site statistics.

^b Calculated from data couples from all sites jointly.

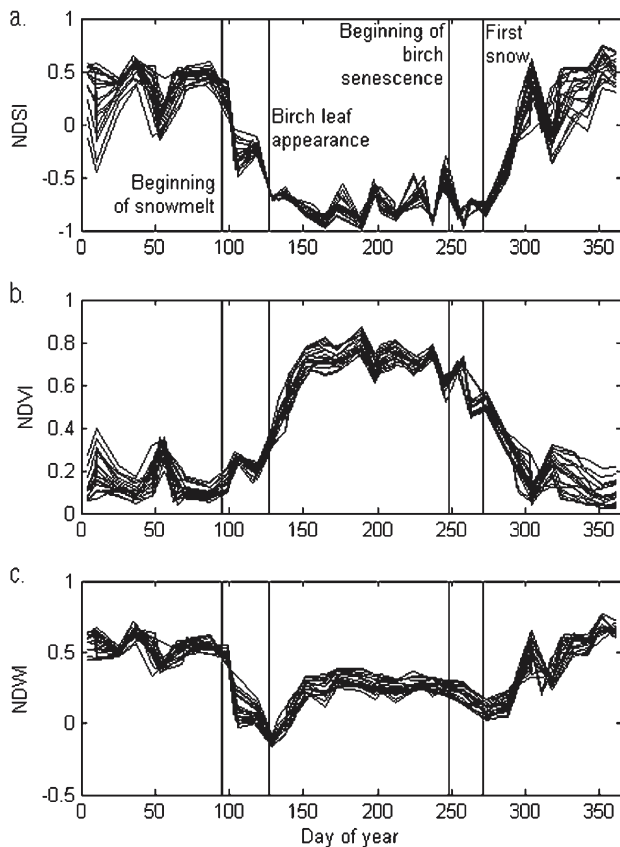


Fig. 2. Time evolution of NDSI (a), NDVI (b), and NDWI (c) in 1999 of all broadleaf pixels located in the southeast of Krasnoyarsk, between $93^{\circ}5'E$ and $93^{\circ}12'E$, and between $55^{\circ}48'N$ and $55^{\circ}54'N$. Each of the individual curves corresponds to one pixel. The in situ dates of beginning of snowmelt, birch leaf appearance, beginning of birch senescence, and first snow are represented by vertical lines.

of green vegetation in the pixel. In autumn, leaf coloring corresponds to the increase of the area of yellow or brown vegetation in the pixel. Last, snow cover formation corresponds to the increase of the snow-covered area in the pixel.

3.2.1. Spring events

In Figs. 2 and 3, NDSI starts decreasing at the beginning of snowmelt. This decrease either continues until or after the appearance of leaves (Fig. 2) until complete snow disappearance, or ends before leaf appearance (Fig. 3) if snowmelt ends before leaf appearance. As expected, NDSI exhibits large variations during summer due to atmospheric effects.

NDVI increases as the proportion of green leaves increases in the pixel, and is close to zero for a pixel covered by snow. Thus, NDVI increases during both snowmelt and leaf appearance, resulting in either one continuous increase (Fig. 2), or in two distinct increases if snowmelt ends before the leaf appearance (Fig. 3). In the first case, the two events cannot be distinguished in the NDVI time series. In the second case, the distinction is difficult since there is no significant change such as a change in the sign of the slope.

NDWI is related to the quantity of water per unit area in the canopy (Gao, 1996). It therefore increases during leaf development. However, as opposed to NDVI, it decreases during snowmelt (Boles et al., 2004). NDSI time series show that greening up may start before or after complete snowmelt. If snowmelt did not melt totally well before leaf appearance (1 week or more), NDWI first decreases and then increases (Fig. 2), displaying a “peak” at its minimum. If snowmelt is complete before leaf appearance, then NDWI remains stable during a period that may last between a few days and a few weeks before increasing (Fig. 3).

If greening up occurs during snowmelt, the NDWI decrease due to snowmelt may mask the NDWI increase due to greening up, and NDWI may start increasing later than the actual onset of greening up. However, in situ records show that snowmelt starts, on average, several weeks before greening up. Thus, in the majority of the cases, a large proportion of snow cover has already melted at the onset of greening up, and the moment at which NDWI starts increasing corresponds to the onset of greening up.

3.2.2. Autumn events

As illustrated in Fig. 2, NDSI remains stable during vegetation coloring, and increases during the formation of the snow cover. NDVI decreases during both vegetation

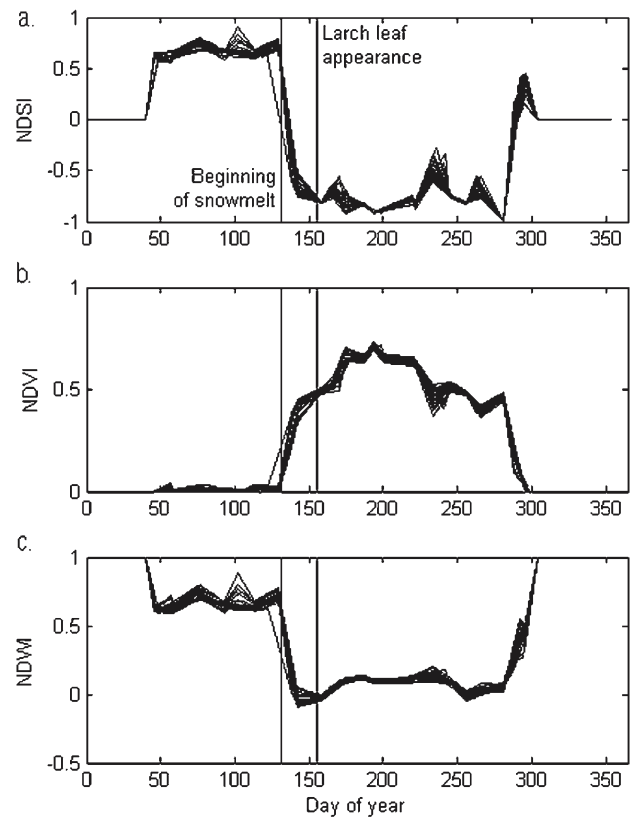


Fig. 3. Time evolution of NDSI (a), NDVI (b), and NDWI (c) in 2000 of all deciduous needleleaf pixels located close to Aksarka, between $67^{\circ}45'E$ and $67^{\circ}51'E$, and between $66^{\circ}24'N$ and $66^{\circ}30'N$. The in situ dates of beginning of snowmelt and birch leaf appearance are represented by vertical lines.

coloring and snow cover formation, and shows only a single and continuous decrease. It is difficult to ascribe specific portions of such a decrease to one or the other event.

NDWI decreases during vegetation coloring. The slow increase in NDWI after the first snow (e.g., on day 270 in Fig. 2c) can be interpreted in two ways:

- The snow cover formation is slow at the beginning.
- There is compensation between the NDWI decrease due to vegetation coloring and the NDWI increase due to snow. In some cases (not shown in Figs. 2 and 3), NDWI does not decrease at all during autumn, which indicates that snowfalls start before or at the beginning of vegetation coloring.

4. Algorithm development

4.1. Assessment of noise and data filtering

The noise due to atmosphere and to the sensor must be taken into account in our detection algorithm, and is quantified in this section. For this purpose, we study the temporal variations of the three indices at the end of July when changes due to phenology and snow are expected to be minimum. The distributions of the variations of the three indices between the last two 10-day periods of July are computed. For the three indices, the mean is close to zero, and the standard deviations, which are subsequently considered as noise level, are 0.06 for NDVI, 0.1 for NDSI, and 0.03 for NDWI. Additionally, we assume that the variations due to noise in late spring are the same as those in July.

The MVC processing retains data contaminated by clouds or high aerosol loading if all data within the 10-day period are affected. For the late spring and summer periods, the data are filtered out using a threshold of 0.4 on NDSI-positive variations between consecutive 10-day periods. Autumn data were not filtered because successive snowfalls and snowmelts have the same signature on NDSI than clouds and aerosols.

4.2. Estimation of the date of onset of greening up

Following the above analysis, a method using NDWI is developed to extract the date of onset of vegetation greening up. For comparison purposes, the dates of onset of greening up are computed by applying three existing methods using NDVI.

4.2.1. Methodology for NDWI time series

During the spring, minimum NDWI corresponds to the vegetation state before greening up. It can be used to detect the onset of vegetation greening up, except if there is a plateau between snowmelt and vegetation greening up, as described in Section 3.2.1. In this case, small fluctuations of

the NDWI may arbitrarily position the minimum in the plateau period, causing a mismatch between minimum NDWI and the onset of vegetation greening up. Therefore, our algorithm retains the later NDWI record, which is less than the minimum NDWI increased by an estimate of the noise level (Fig. 4a and b, and Eq. (4)). In addition, for these boreal ecosystems, we assumed that the onset of greening up must occur prior to day-of-year 200 (July 18–19):

$$t_{\text{greening}} = \max(t \in [0, 200]) | (\text{NDWI}(t) < \text{NDWI}_{\text{min}} + \varepsilon) \tag{4}$$

where ε was chosen to fulfill the following constraints:

- ε should be larger than the noise affecting NDWI time profile.
- ε must be smaller than the first NDWI increase due to vegetation growth.

To assess this increase, statistics of NDWI increase following the minimum NDWI are analysed. For all the pixels of the study area, the daily rate of increase is calculated for the three 10-day periods following the minimum NDWI. In 80% of nonagricultural pixels, the maximum rate occurs during the first or the second 10-day period after the minimum NDWI. This means that the increase is rapid as soon as it starts. The distribution of the maximum rate for different forest and cover types is shown in Fig. 5. When expressed as a percentage of the overall spring NDWI increase (hereafter referred to as NDWI amplitude), the average rate is 4% per day, except for some

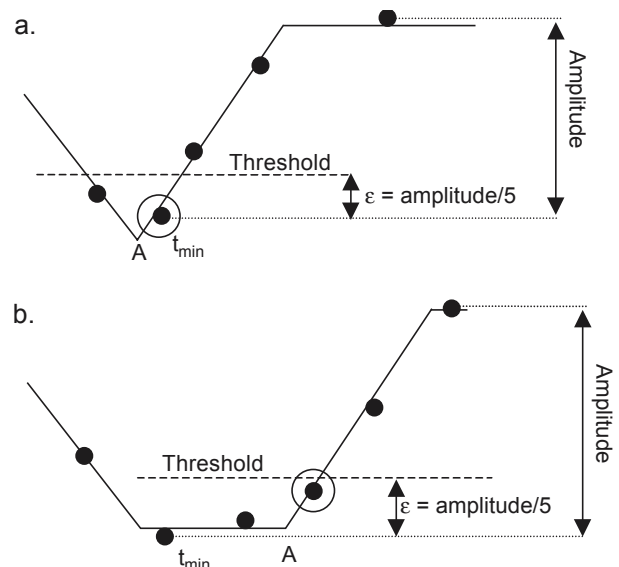


Fig. 4. Detection principle: black line is the theoretical NDWI evolution, dots are the 10-day synthesis acquisitions, A is the actual onset of greening up, and t_{min} is the date of minimum NDWI among acquisitions. Threshold level is indicated. Circled dot is the last acquisition below the threshold and is the acquisition retained as the onset of greening up. Two main cases are represented: (a) NDWI decreases with snowmelt and increases with vegetation development. (b) NDWI plateaus before increasing.

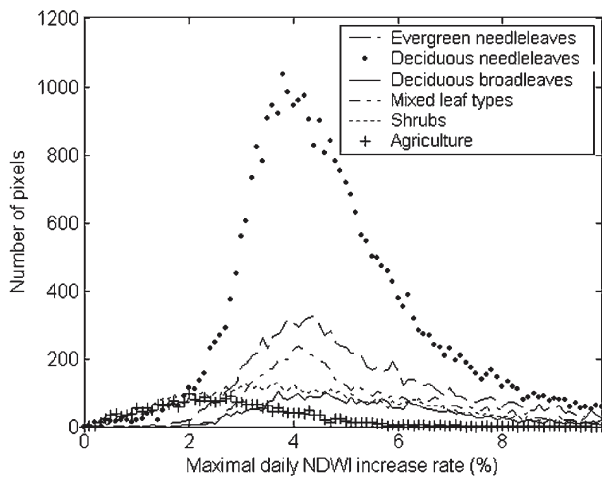


Fig. 5. Distribution of the maximum NDWI increase rate calculated for all pixels of the study area, by land cover, in 2002.

agricultural areas. Finally, either the first or the second 10-day period of increase accounts, on average, for 40% of the amplitude. Such a value appears to be an upper limit for ε .

Based on these considerations, ε was chosen to be 20% of the spring NDWI amplitude. For pixels displaying an amplitude of 0.2 or more (71% of all pixels; see amplitude map in Fig. 6a and its distribution by land cover in Fig. 6b), this means that the detection is not affected by noise-induced variations up to 0.04, which is above the estimated standard deviation of noise (estimated as 0.03 NDWI units; see Section 4.1). Only 4% of nonagricultural pixels has a maximum increase rate lower than 2% of spring amplitude. For these pixels, there is a significant risk to overestimate the date of onset of greening up by one 10-day period or more.

4.2.2. Methodologies for NDVI time series

Several methods have been used to detect the onset of greening up from vegetation index data (Lloyd, 1990; Moulin et al., 1997; Reed et al., 1994; Schwartz et al., 2002; Suzuki et al., 2003; White et al., 1997; Zhang et al., 2003, among others). Among them, two methods were selected and applied to our data. The first method relies on the detection of the beginning of NDVI increase. Two variants of this method are tested (methods 1a and 1b). In the second method, the onset of greening up is defined as the date NDVI exceeds a threshold. The threshold is either pixel-dependent (method 2a), or spatially uniform (method 2b).

Method 1a was developed by Zhang et al. (2003, 2004) to detect spatial variations of phenological dates from the enhanced vegetation index (Huete et al., 2002) calculated from the MODIS nadir BRDF-adjusted reflectances (NBAR) for latitudes higher than 35°N. We apply it on the NDVI time series. It consists in fitting logistic functions $y(t)$ to the NDVI time series. $y(t)$ is defined by:

$$y(t) = \frac{c}{1 + e^{(a+bt)}} + d \quad (5)$$

where a and b are fitted coefficients linked to temporal variations of NDVI, $c+d$ is the maximum NDVI value, and d is the minimum NDVI value. Two distinct functions are fitted for the greening up and leaf coloring. Since the phenological cycle may be multimodal, local extrema are detected using a polynomial fit (ninth order) in order to select the main mode. The onset of the NDVI increase is then taken as the date of maximum positive curvature of the ascending function.

In Zhang et al. (2004), EVI data for which snow is detected (using MODIS quality assurance flags and MODIS land surface temperature) are replaced by snow-free data. In this paper, we use a variant of this method to reduce the effect of snow accumulated on the canopy. We assume that the maximum NDVI between January and March (when deciduous species are leafless) corresponds to the minimum accumulation of snow on the canopy. NDVI values lower than this maximum are replaced by this maximum. Method 1a consists in estimating the date at which this modified NDVI starts increasing as defined above. Method 1b is the same applied to the nonmodified NDVI.

In the threshold methods (Lloyd, 1990; Schwartz et al., 2002; Suzuki et al., 2003; White et al., 1997), the onset of

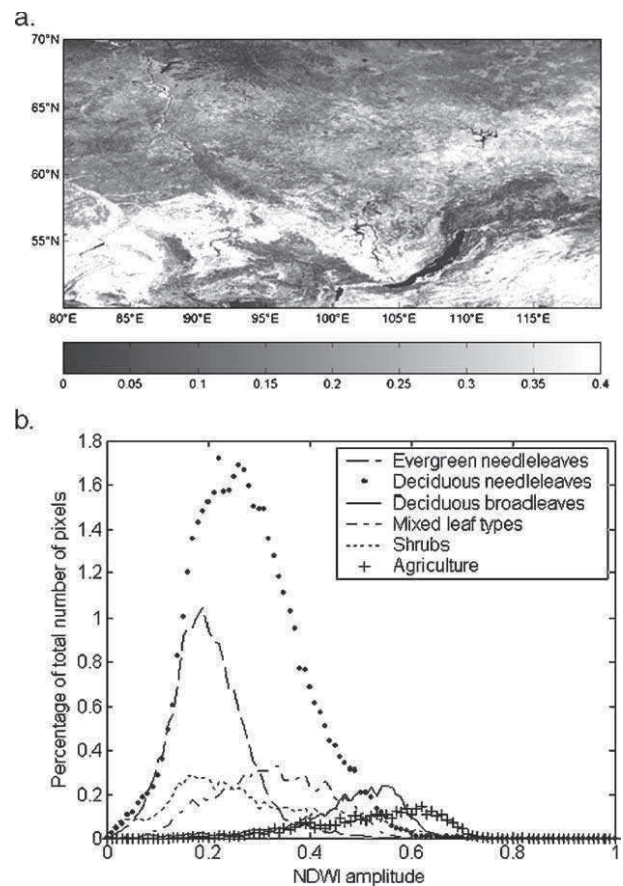


Fig. 6. (a) Map of NDVI increase amplitude during spring in 2002. (b) Distribution of NDVI increase amplitude during spring, by land cover, for the study area, in 2002.

greening up is assumed to occur when NDVI exceeds a certain value. In White et al. (1997), the date of onset of greening up is defined as the day at which NDVI has increased by half its total amplitude. We modify this method in order to keep the strong noise removal induced by the fit of the logistic function as used in method 1b. Therefore, method 2a consists in estimating the date at which the fitted function has increased by half its amplitude.

In method 2b, the same threshold value is used for all the pixels. Suzuki et al. (2003) choose a value of 0.2 (AVHRR dataset) considering that a snow-covered surface would have a lower NDVI. Since AVHRR NDVI and SPOT-VGT NDVI are not directly comparable due to differences in sensor spectral response, orbits, and data processing, we retain the threshold on VGT NDVI, which gives the smaller bias with the in situ data (see Section 5.1). This retained NDVI threshold is 0.4.

4.3. Extraction of leaf coloring onset date

4.3.1. Method for NDWI

We define the beginning of NDWI decay, which corresponds to leaf coloring or senescence, as the date for which NDWI has decayed by 20% of its autumnal amplitude (other quantities were tried with poorer results).

4.3.2. Method 1 for NDVI

Following Zhang et al. (2003), a logistic function is fitted to the descending part of the NDVI time series. Senescence is defined as the start of NDVI decay, which is the date of minimum curvature (largest negative curvature value).

4.3.3. Method 2 for NDVI

Alternatively, senescence is estimated by the date for which the fitted NDVI has decayed by 20% of its autumnal amplitude. This method follows the threshold approach of White et al. (1997), although, in their method, no function is fitted to the data.

4.4. Methodology of validation

The greening-up and senescence dates derived from remote sensing data are compared with in situ data. To avoid misregistration of in situ site and SPOT-VGT pixel, it is preferable to compare the in situ dates to the dates averaged on pixels of the same vegetation type located in an area (window) surrounding the in situ site. This is justified by the fact that phenology is driven by climate, and thus does not display strong short-scale gradient. Different window sizes were tried to obtain a good trade-off between a representative number of pixels corresponding to the in situ vegetation class, which favours larger windows, and the proximity to the in situ site, which favours small windows.

Finally, the dates of onset of greening-up dates using NDVI and NDWI for the deciduous forest pixels (GLC

2000 classes 2, 5, and 6) in the window around each in situ measurement point are compared to the average date of birch and larch leaf appearance (which are very close to each other, as shown in Section 3.1) from 1999 to 2002.

Dates of onset of leaf coloring found on pixels of classes 2 and 6 (deciduous broadleaf and mixed forests) in the window are plotted against in situ dates of birch senescence. Dates found on pixels of class 5 (larch) are plotted against the in situ dates of larch senescence, as significant difference exists between the date of senescence of broadleaves and larch, as shown in Section 3.1.2.

The root mean square error (RMSE), bias, dispersion, and correlation coefficient are calculated from all pixels and all years. Correlation coefficient is also calculated from the mean value of all pixels in one window. Formulations of RMSE, bias, and dispersion as given in Willmott (1982) (Eqs. (6)–(8)):

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_i^N (x_i - y_i)^2}{N}}, \quad (6)$$

$$\text{Bias} = \frac{\sum_i^N (x_i - y_i)}{N} \quad (7)$$

and

$$\text{Dispersion} = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_i^N (x_i - y_i - \text{Bias})^2}, \quad (8)$$

where x_i is the date obtained by remote sensing, y_i is the in situ date for a given pixel in a given year, and N is the total number of pixels multiplied by the number of years.

5. Results

5.1. Greening up

The comparison between retrieved greening-up dates and in situ dates is presented in Fig. 7. Circles represent the mean value of the dates retrieved for the window around a given in situ site. They are plotted against the average in situ date of appearance of birch and larch leaves. Vertical lines represent standard deviation. The size of the circles is proportional to the number of the corresponding pixels found in each window. The window size is 0.14° for sites 1, 2, 4, and 5, and 0.34° for site 3. This allows a number of deciduous forest pixels ranging from 21 to 32 for all sites, ensuring a balanced importance of all sites in the calculations.

Results from methods 1a and 1b are presented in Fig. 7a and b. The two methods display similar dispersion and correlation coefficients. However, the biases are different, being 19 days for method 1b, and 6 days for method 1a. This indicates that it is relevant to replace low NDVI values

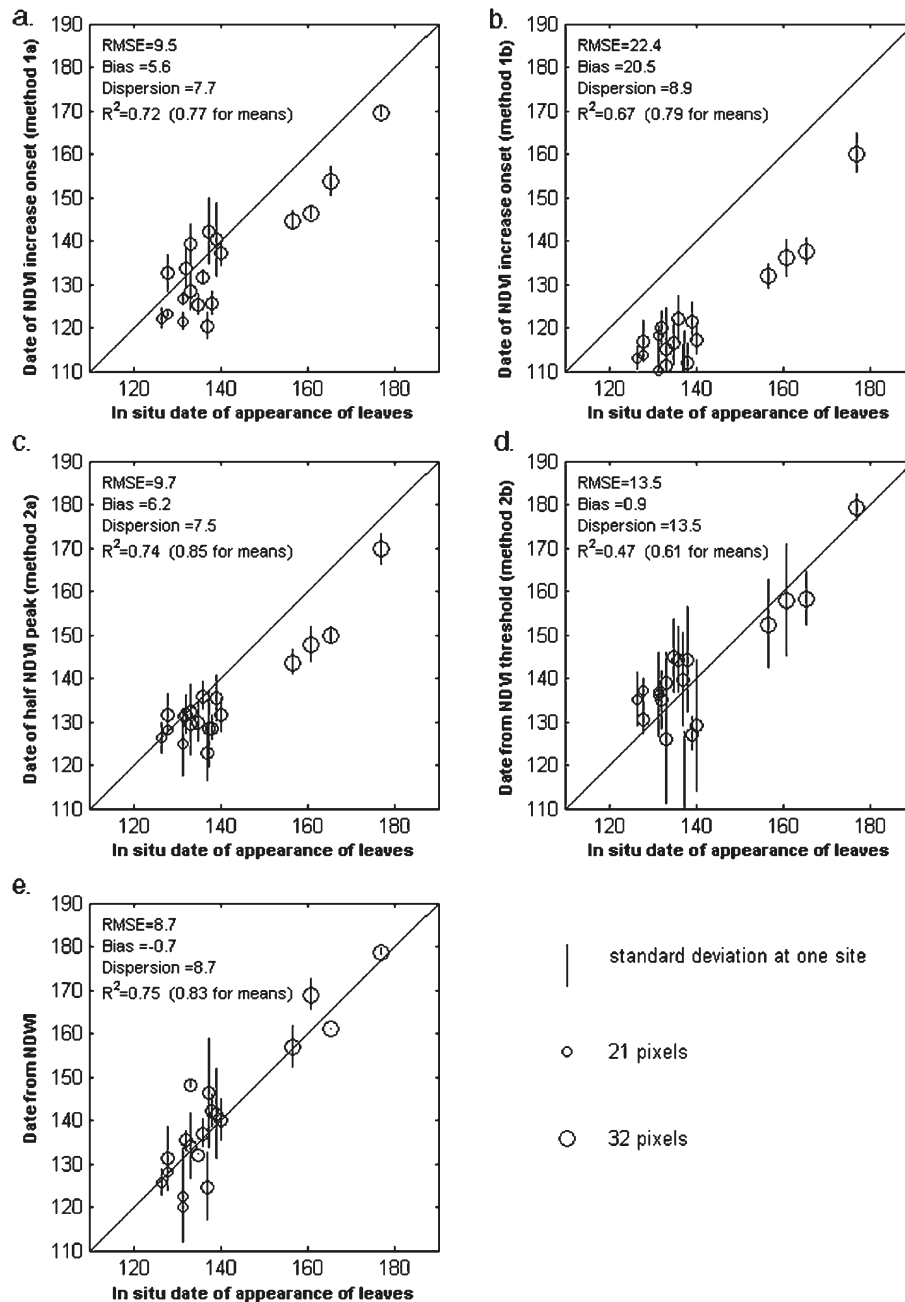


Fig. 7. Comparison of in situ measurements of leaf appearance dates with estimates derived from the five remote sensing methods. (a) Start of NDVI increase after replacement of low NDVI values (NDVI method 1a). (b) Start of NDVI increase keeping low NDVI data (NDVI method 1b). (c) NDVI half-peak (NDVI method 2a). (d) Date at which NDVI exceeds the 0.4 threshold (NDVI method 2b). (e) Start of NDWI increase. For each site and each year, a circle represents the mean value of deciduous forest pixels. Symbol size is proportional to the number of pixels in each window. Vertical bars are the standard deviations.

by the highest winter NDVI. For both methods, the bias is higher for the northernmost site, which shows leaf appearance dates later than day-of-year 150. In Zhang et al. (2004), snow detection is further completed using an additional filter based on MODIS land surface temperature, which may further reduce the bias and the dispersion.

The results obtained with method 2a are similar to those obtained with method 1a. The bias is larger for the northernmost pixels, whereas in the southern taiga, the remote sensing estimates are relatively closer to the in situ

measurements. As the method is based on the detection of the date of half-amplitude on the fitted logistic, the result seems to indicate that, in these pixels, the first half of the NDVI increase is due to snowmelt, whereas the second half is due to vegetation greening up. However, the amplitude proportions depend on land cover or latitude: in the north, the half-amplitude occurs earlier than the in situ leaf appearance, which occurs between days 155 and 180. This means that more than half of the NDVI increase is due to snowmelt for the northern sites.

The dates obtained with the threshold method (NDVI method 2b) are highly dispersed, which means that the dates of onset of greening up cannot be determined precisely. Interannual variations seem difficult to detect because of the dispersion. However, the bias is small, as we determined the threshold in order to minimize it, and is similar in the northern and southern sites. This suggests that north–south spatial gradients in the dates of greening up can be determined, as shown in Suzuki et al. (2003).

The best results are obtained with the NDWI method, for south and north sites. There is almost no bias with in situ measurements. The dispersion is much lower than with NDVI method 2b. RMSE, bias, and dispersion are also calculated year by year, providing values similar to their values calculated with all years. This shows that the spatial variability can be retrieved for any given year. Calculations are also made on each individual site (all years considered) to evaluate the ability of the method to retrieve interannual variations at a given site. At Krasnoyarsk, Taseevo, and Aksarka (sites 3, 4, and 5), but not at Ilir (site 1), the correlation between the retrieved dates and the in situ dates is good, indicating that the interannual variations could be retrieved. Unfortunately,

the small amount of in situ data does not allow to firmly conclude on the robustness of the method to determine the interannual variations.

To assess the effect of the window size on the results, window sizes ranging from 0.06° to 0.36° were tested. Whatever the window size, the dates obtained with the NDWI method display the best overall statistics, with an RMSE ranging from 6.5 days to 9.5 days.

As a result, the determination of the date of onset of greening up using NDWI appears robust, due to the fact that the effects of snow and vegetation on NDWI are in opposite directions, combined with NDWI’s relative lack of sensitivity to aerosols.

5.2. Leaf coloring

Fig. 8 shows the comparison of the date of onset of leaf coloring obtained using NDWI and NDVI methods 1 and 2 with in situ dates of beginning of senescence. Dates obtained for broadleaf pixels are compared to the in situ date of beginning of senescence of birch (circles), and dates obtained on larch pixels are compared to the in situ dates of beginning of senescence of larch (triangles). Window sizes are similar to those in Section 5.1.

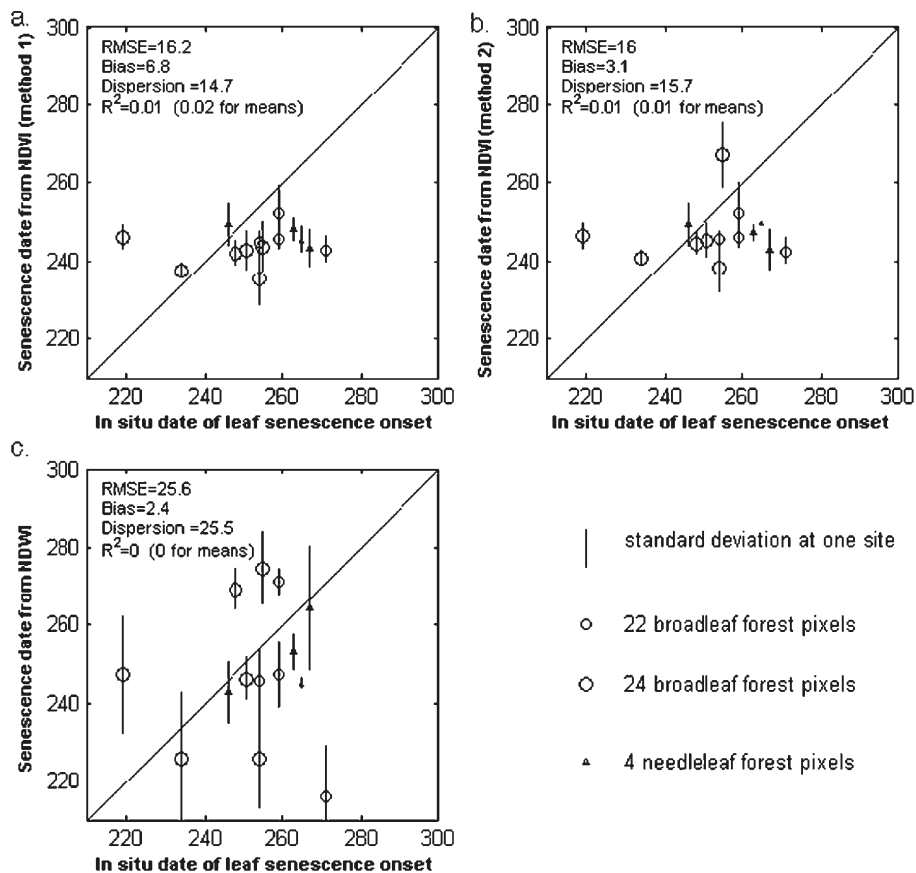


Fig. 8. Same as Fig. 7, but for the comparison of onset of leaf-coloring dates derived from remote sensing data with the in situ senescence dates. For each site and each year, circles represent the mean value of pixels classified as broadleaf or mixed-type forest. Triangles represent the values of deciduous needleleaf forest. (a) Start of NDVI decrease (NDVI method 1). (b) Start of NDVI decrease (NDVI method 2). (c) Start of NDWI decrease.

The three methods using NDVI or NDWI give poor results, with low R^2 and high RMSE (especially for NDWI-based method). Moreover, the spatial variations are not properly observed, as the retrieved dates in the north are very close to the dates in the south, whereas in situ data show significant differences. We examined in the following the possible causes of such discrepancies:

- Because of the low amplitude of NDWI variations in autumn, the detection of the beginning of index decay may not be robust. The 20% of the variation amplitude may be too small to be detectable, but other threshold values were tested with even poorer results.
- Lower sun angles in autumn increase atmospheric effects.
- Leaf senescence of different species and different trees start at different times. Thus, extracting a date of onset of leaf coloring for a pixel and comparing it to in situ senescence measurement for one species are not straightforward. Moreover, leaf senescence corresponds to various changes in chemical and structural properties, resulting in changes in spectral responses, which may start long before leaf abscission. This is the opposite of spring phenology, where leaf appearance is much more well defined in time.
- The decrease in the water content observed by NDWI may not be linked to the decrease of the chlorophyll content detected by the in situ observations (Ceccato et al., 2001).
- The decrease in NDVI at the end of season “may be related to abiotic factors, such as extended period of cloudiness” (Reed et al., 1994).

In summary, contrary to the dates of onset of greening up, the dates of onset of leaf coloring retrieved from NDVI

or NDWI are not accurate. In the following, only the dates of onset of greening up dates are mapped.

5.3. Map of greening-up dates in Siberia

Fig. 9 shows the dates of onset of greening up obtained using NDWI in year 2002 for the study area represented by the rectangle in Fig. 1. The general pattern is a south-to-north gradient, with earlier onset of greening up in the south. The exception to the south–north gradient is found in regions corresponding to mountainous areas located in the north, in the northeast of the Lake Baikal, and in the south of the area, which display a later onset of greening up compared to areas at the same latitude.

6. Discussions

The dates of onset of greening up of forest pixels with a large proportion of deciduous trees or understorey vegetation are expected to have uncertainties similar to uncertainties represented by RMSE at validation sites. It is likely that a large part of these uncertainties comes from the temporal resolution of the VGT S10 data.

In addition to the overall validation based on comparison with independent in situ data, different sources of error in the retrieval algorithms can be assessed:

- 1) Phenological dates are also calculated for agricultural pixels, although the 20% threshold used in the NDWI algorithm is not optimised for cropland, as NDWI variations show a different behaviour compared to forests (Fig. 5). The corresponding uncertainties are unknown, since no in situ data for crops were available for validation.
- 2) The detection is dependent on the ϵ value, which is a proportion of the NDWI increase amplitude in spring.

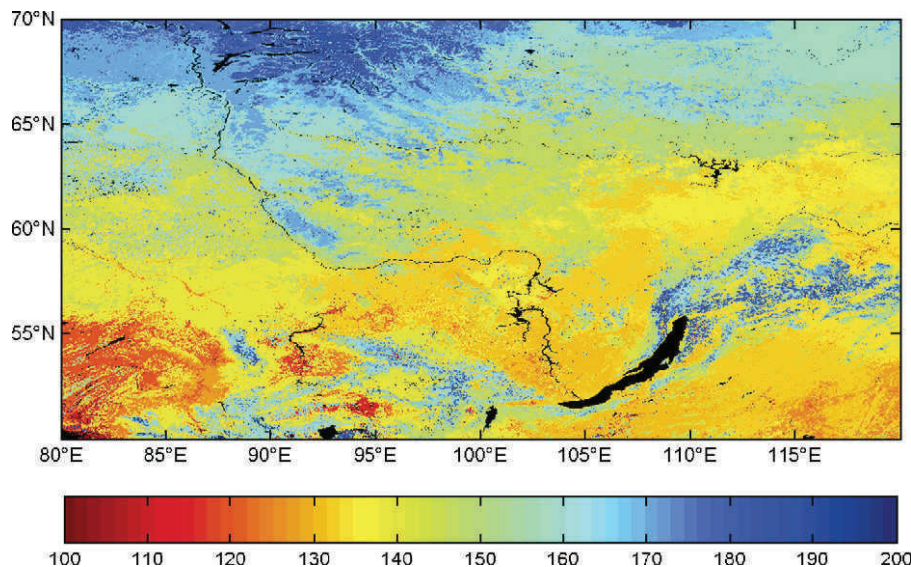


Fig. 9. Greening-up onset dates (day of year) estimated using the NDWI method for the Siberian study area in 2002.

When this amplitude is small, NDWI variations we want to detect are close to the variations due to noise. Fig. 6a shows that the amplitude is low in the three mountainous regions and in the tundra as expected, because of the small amount of vegetation, and also possibly because of the long period of overlap between snowmelt and vegetation greening. The estimated dates at these regions are thus likely to be more affected by noise and likely to be less accurate. Low amplitude is also found in pixels where the proportion of deciduous vegetation is small compared to the proportion of evergreen vegetation. Onset of greening-up detection is therefore more uncertain in these regions. A land cover map with deciduous/evergreen proportion may be used to exclude pixels where the deciduous proportion is small. However, for all pixels where the amplitude is low, a flag corresponding to a higher level of uncertainty can be assigned directly based on the signal amplitude without any a priori information.

- 3) If snowmelt and greening-up overlap during a long period, NDWI variations with snowmelt and greening up compensate, making NDWI start increasing later than the actual onset of greening up. However, no such case was found in our in situ records. Moreover, because of the compensation between the NDWI decrease and increase, the overall spring amplitude is low. Such pixels can consequently be assigned a higher level of uncertainty as described above.
- 4) Lastly, NDWI time series may be sensitive to water intercepted by leaves and to abrupt increase in soil moisture (Madeira et al., 2001; Xiao et al., 2002a, 2002b). Given the fact that our algorithm uses NDWI thresholds and does not retain isolated NDWI peaks, possible impacts of these effects on phenology are likely to be limited. The method may also be affected by short-term land cover changes, such as floods or fires. Such effects can be removed by using flood and fire information, acquired independently.

7. Conclusion

In this paper, we have presented an alternative method to the use of NDVI to determine a key phenological date: the date of onset of greening up in the boreal regions. This method relies on the properties of NDWI, calculated from SPOT-VGT S10 data, which is similar to the NDVI but with the red band replaced by the short-wave infrared band. NDWI decreases during snowmelt and increases during greening up, thus allowing distinction between snowmelt and vegetation greening up in spring, which is not possible with NDVI. The date of onset of greening up is taken as the date NDWI starts increasing in spring. The comparison with in situ phenological records shows that NDWI is more efficient in estimating the date of onset of greening up than other methods based on NDVI in the Siberian context.

Estimating the date of onset of leaf coloring in autumn proved to be less satisfactory, for both NDVI and NDWI, since poor agreement was found with the in situ dates of the beginning of leaf senescence. This result could be due either to the heterogeneity in the dates of beginning of tree senescence within a pixel, or to the complexity of leaf senescence process and associated changes in spectral responses, or to abiotic factors such as atmospheric effects. It may thus not be possible to accurately measure the length of the active period of boreal vegetation through the use of these indices.

The date of onset of greening up was mapped for year 2002 for an area located between 80° and 120° in longitude, and between 50° and 70° in latitude. The accuracy of spring phenology retrieval differs among pixels, as the quality of the determination of the date of onset of greening up depends on properties of each time series, like the spring amplitude and the rate of increase, which change the sensitivity of the detection to the residual noise.

One limitation is the use of 10-day composite data, which prevents the detection of fine variations. In the future, the method could be refined using VGT daily data in order to reduce the error linked to the temporal resolution of the S10 data. The method could also be applied to MODIS data (bands 2 and 6) at the 500-m resolution.

For long time series, however, a method needs to be developed to interpret the NOAA/AVHRR archive, with a focus on the removal of the effect of snow. Our results may help in analysing AVHRR Pathfinder data to retrieve leaf appearance dates over the whole Siberia from 1982 onwards. The results could be used to calibrate or validate phenological models incorporated in the dynamic vegetation models (Botta et al., 2000), and to estimate the impact of phenological changes on terrestrial carbon budget (White & Nemani, 2003).

Acknowledgements

Vegetation phenology data were provided by Dr. Violetta Fedotova (phenology research group at the Institute of Botany, Komarov Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia).

This work was conducted in the framework of the Siberia II project (Multi-Sensor Concepts for Greenhouse Gas Accounting of Northern Eurasia), EC Framework 4 contract no. EVG1-CT-2001-00048.

Many thanks to Niall Hanan for his useful comments.

References

- Boles, S. H., Xiao, X., Liu, J., Zhang, Q., Munktuya, S., Chen, S., et al. (2004). Land cover characterization of Temperate East Asia, using multi-temporal VEGETATION sensor data. *Remote Sensing of Environment*, 90, 477–489.

- Botta, A., Viovy, N., Ciais, P., Friedlingstein, P., & Monfray, P. (2000). A global prognostic scheme of leaf onset using satellite data. *Global Change Biology*, 6(7), 709–725.
- Bulygin, N. E. (1976). *Dendrology. Phenological observations on deciduous trees*. Leningrad: Leningrad Forest Technology Academy 70 pp. (in Russian).
- Ceccato, P., Flasse, S., Tarantola, S., Jacquemoud, S., & Grégoire, J.-M. (2001). Detecting vegetation leaf water content using reflectance in the optical domain. *Remote Sensing of Environment*, 77, 22–23.
- Duchemin, B., Goubier, J., & Courrier, G. (1999). Monitoring phenological key stages and cycle duration of temperate deciduous forest ecosystems with NOAA/AVHRR data. *Remote Sensing of Environment*, 67, 68–82.
- Dye, D. G., & Tucker, C. J. (2003). Seasonality and trends of snow-cover, vegetation index, and temperature in Northern Eurasia. *Geophysical Research Letters*, 30(7), 1405.
- Elagin, I. N. (1975). Methodology for collecting and processing data of phenological observations on trees and shrubs. In I. N. Elagin, & T. N. Bytorina (Eds.), *Phenological methods for studying the forest biocenoses* (pp. 3–20). Krasnoyarsk: Institute of Forest and Wood of Siberian Branch of Academy of Sciences of USSR.
- Fedotova, V. G. (2000). Russian phenology: history and present day (poster). *International Conference: Progress in Phenology, Monitoring, Data Analysis, and Global Change Impacts*, Freising, Germany, October 4–6, 2000.
- Fensholt, R., & Sandholt, I. (2003). Derivation of a shortwave infrared water stress index from MODIS near- and shortwave infrared data in a semiarid environment. *Remote Sensing of Environment*, 87, 111–121.
- Fraser, R. H., & Li, Z. (2002). Estimating fire-related parameters in boreal forest using SPOT VEGETATION. *Remote Sensing of Environment*, 82, 95–110.
- Fritz, S., Bartholomé, E., Belward, A., Hartley, A., Stibig, H., Eva, H., et al. (2003). *The Global Land Cover for the Year 2000, Harmonisation, Mosaicing and Production of the Global Land Cover 2000 Database (Beta Version)*, European Commission, Joint Research Centre, EUR 20849 EN.
- Gao, B. C. (1996). NDWI—a normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. *Remote Sensing of Environment*, 58, 257–266.
- Hall, D. K., Foster, J. L., Verbyla, D. L., Klein, A. G., & Benson, C. S. (1998). Assessment of snow-cover mapping accuracy in a variety of vegetation-cover densities in central Alaska. *Remote Sensing of Environment*, 66, 129–137.
- Holben, B. N. (1986). Characteristics of maximum-value composite images from temporal AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 7, 1417–1434.
- Huete, A., Didan, K., Miura, T., & Rodriguez, E. (2002). Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices. *Remote Sensing of Environment*, 83, 195–213.
- Justice, C. O., Townshend, J. R. G., Holben, B. N., & Tucker, C. J. (1985). Analysis of the phenology of global vegetation using meteorological satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, 6, 1271–1318.
- Keeling, C. D., Chin, J. F. S., & Whorf, T. P. (1996). Increased activity of northern vegetation inferred from atmospheric CO₂ measurements. *Nature*, 382, 146–149.
- Linkosalo, T. (1999). Regularities and patterns in the spring phenology of some boreal trees. *Silva Fennica*, 33(4), 237–245.
- Lloyd, D. (1990). A phenological classification of terrestrial vegetation cover using shortwave vegetation index imagery. *International Journal of Remote Sensing*, 11, 2269–2279.
- Lüdeke, M. K. B., Ramage, P. H., & Kollhmaier, G. H. (1996). The use of satellite NDVI data for the validation of global vegetation phenology models: application to the Frankfurt Biosphere Model. *Ecological Modelling*, 91, 255–270.
- Madeira, A. C., Gillepsie, T. J., & Duke, C. L. (2001). Effect of wetness on turfgrass canopy reflectance. *Agricultural and Forest Meteorology*, 107, 117–130.
- Menzel, A. (2000). Trends in phenological phases in Europe between 1951 and 1996. *International Journal of Biometeorology*, 44, 76–81.
- Myneni, R. B., Keeling, C. D., Tucker, C. J., Asrar, G., & Nemani, R. R. (1997). Increased plant growth in the northern high latitudes from 1981 to 1991. *Nature*, 386, 698–702.
- Moulin, S., Kergoat, L., Viovy, N., & Dedieu, G. (1997). Global-scale assessment of vegetation phenology using NOAA/AVHRR satellite measurements. *Journal of Climate*, 10, 1154–1170.
- Randerson, J. T., Field, C. B., Yung, I. Y., & Tans, P. P. (1999). Increases in early season ecosystem uptake explain recent changes in the seasonal cycle of atmospheric CO₂ at high northern latitudes. *Geophysical Research Letters*, 26(17), 2765–2768.
- Reed, B. C., Brown, J. F., VanderZee, D., Loveland, T. R., Merchant, J. W., & Ohlen, D. O. (1994). Measuring phenological variability from satellite imagery. *Journal of Vegetation Science*, 5, 703–714.
- Salomonson, V. V., & Appel, I. (2004). Estimating fractional snow cover from MODIS using the normalized difference snow index. *Remote Sensing of Environment*, 89, 351–360.
- Shabanov, N. V., Zhou, L., Knyazikhin, Y., Myneni, R. B., & Tucker, C. J. (2002). Analysis of interannual changes in northern vegetation activity observed in AVHRR data from 1981 to 1994. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(1), 115–130.
- Schwartz, M. D. (1998). Green-wave phenology. *Nature*, 394, 839–840.
- Schwartz, M. D., Reed, B. C., & White, M. A. (2002). Assessing satellite-derived start-of-season measures in the conterminous USA. *International Journal of Climatology*, 22, 1793–1805.
- Suzuki, R., Nomaki, T., & Yasunari, T. (2003). West–east contrast of phenology and climate in northern Asia revealed using a remotely sensed vegetation index. *International Journal of Biometeorology*, 47, 126–138.
- Tucker, C. J., Slayback, D. A., Pinzon, J. E., Los, S. O., Myneni, R. B., & Taylor, M. G. (2001). Higher northern latitude normalized difference vegetation index and growing season trends from 1982 to 1999. *International Journal of Biometeorology*, 45, 184–190.
- Tucker, C. J., Townshend, J. R. G., & Goff, T. E. (1985). African land-cover classification using satellite data. *Science*, 227(4685), 369–375.
- White, M. A., & Nemani, R. R. (2003). Canopy duration has little influence on annual carbon storage in the deciduous broad leaf forest. *Global Change Biology*, 9, 967–972.
- White, M. A., Thornton, P. E., & Running, S. W. (1997). A continental phenology model for monitoring vegetation responses to interannual climatic variability. *Global Biogeochemical Cycles*, 11, 217–234.
- Willmott, C. J. (1982). Some comments on the evaluation of model performance. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 63(11), 1309–1313.
- Xiao, X., Boles, S., Frohling, S., Sala, W., Moore III, B., & Li, C. (2002a). Observation of flooding and rice transplanting of paddy rice fields at the site to landscape scales in China using VEGETATION sensor data. *International Journal of Remote Sensing*, 23(15), 3009–3022.
- Xiao, X., Boles, S., Liu, J., Zhuang, D., & Liu, M. (2002b). Characterization of forest types in Northeastern China, using multi-temporal SPOT-4 VEGETATION sensor data. *Remote Sensing of Environment*, 82, 335–348.
- Zhang, X., Friedl, M. A., Schaaf, C. B., & Strahler, A. H. (2004). Climate controls on vegetation patterns in northern mid- and high latitudes inferred from MODIS data. *Global Change Biology*, 10, 1133–1145.
- Zhang, X., Friedl, M. A., Schaaf, C. B., Strahler, A. H., Hodges, J. C. F., Gao, F., et al. (2003). Monitoring vegetation phenology using MODIS. *Remote Sensing of Environment*, 84, 471–475.
- Zhou, L., Tucker, C. J., Kaufmann, R. K., Slayback, D., Shabanov, N., & Myneni, R. B. (2001). Variations in northern activity inferred from satellite data of vegetation index during 1981 to 1999. *Journal of Geophysical Research*, 106, 20069–20083.

Publication 2

Delbart, N., T. Le Toan, L. Kergoat & V. Fedotova (2006), Remote sensing of spring phenology in boreal regions: a free of snow-effect method using NOAA-AVHRR and SPOT-VGT data (1982-2004), *Remote Sensing of Environment*, 101, 52-62.



ELSEVIER

Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

Remote Sensing of Environment 101 (2006) 52–62

Remote Sensing
of
Environment

www.elsevier.com/locate/rse

Remote sensing of spring phenology in boreal regions: A free of snow-effect method using NOAA-AVHRR and SPOT-VGT data (1982–2004)

Nicolas Delbart^{a,b,*}, Thuy Le Toan^a, Laurent Kergoat^a, Violetta Fedotova^c

^a Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère, CNRS-CNES-UPS-IRD, Toulouse, France

^b Ecosystem Change Research Program, JAMSTEC Frontier Research Center for Global Change (FRCGC), Yokohama, Japan

^c Institute of Botany, Komarov Russian Academy of Science, Saint-Petersburg, Russia

Received 20 May 2005; received in revised form 10 November 2005; accepted 26 November 2005

Abstract

Measurements of spring phenological dates in boreal regions using NDVI can be affected by snowmelt. This impacts the analysis of interannual variations in phenology and the estimates of annual carbon fluxes. For these two objectives, snowmelt effect must be removed from the phenological detection. We propose a methodology for determining the date of onset of greening in the 1982–2004 period using SPOT-VEGETATION (VGT) and NOAA Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) data. From 1998 onwards, the date of onset of greening is taken as the date at which the Normalized Difference Water Index (NDWI), calculated from SPOT-VGT near and short-wave infrared bands, starts increasing. This index decreases with snowmelt but increases with vegetation greening. For the 1982–2001 period, the date of onset of greening is the date at which AVHRR-NDVI equals a pixel specific threshold (PST), determined using the results of the NDWI method in the years common to the two datasets. The methods are validated using in situ measurements of the dates of leaf appearance. RMSE of 6.7 and 7.8 days, respectively, is found using NDWI-VGT and PST-NOAA methodologies, and the difference between the two methodologies in the common years is small. Very importantly, the dates are not biased. The interannual variations of the 23-year spring phenology dataset on the study area in northern Eurasia are analysed. In average over the study area, an advance of 8 days and a delay of 3.6 days are, respectively, found over the periods 1982–1991 and 1993–2004. These results confirm and complete previous studies about the greening trend, remove the uncertainty due to snow, and may improve carbon budget calculations.

© 2006 Elsevier Inc. All rights reserved.

Keywords: Phenology; Snow; Boreal; Siberia; SPOT-VEGETATION; NOAA-AVHRR; Leaf appearance; NDVI; NDWI; Spring

1. Introduction

Phenology of many organism types in terrestrial ecosystems has been clearly identified to be disturbed by climatic changes (Parmesan & Yohe, 2003; Root et al., 2003; Walther et al., 2002). In recent years, remote sensing satellite data have been used at regional and global geographic scales as an objective means to assess the interannual variations in the phenology of deciduous vegetation foliage, i.e. the timing of foliage appearance and senescence. In particular, the time series of the Normalised Difference Vegetation Index (NDVI) from the NOAA Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR)

has been used to demonstrate a trend of earlier greening in the northern latitudes since 1982 (Myneni et al., 1997, 1998; Slayback et al., 2003; Tucker et al., 2001; Zhou et al., 2001). The statement was based on the trend in the timing of the NDVI increase in spring. However, in boreal regions, where strong impacts of climatic change on vegetation phenology are expected, NDVI also increases during snowmelt (Moulin et al., 1997). Consequently, an earlier NDVI increase could be due either to an earlier vegetation onset or to an earlier snowmelt (Dye & Tucker, 2003; Shabanov et al., 2002). Since both snowmelt and greening events are driven by temperature, a trend in the dates of NDVI increase indicates a general warming or cooling effect, without giving any specific information on the related surface processes.

Recently, several approaches have been used to detect spring phenology in boreal regions, accounting for the presence of snow. Zhang et al. (2004) replace any record at which snow

* Corresponding author. Ecosystem Change Research Program, Frontier Research Center for Global Change (FRCGC), Yokohama, Japan.

E-mail address: nicolas@jamstec.go.jp (N. Delbart).

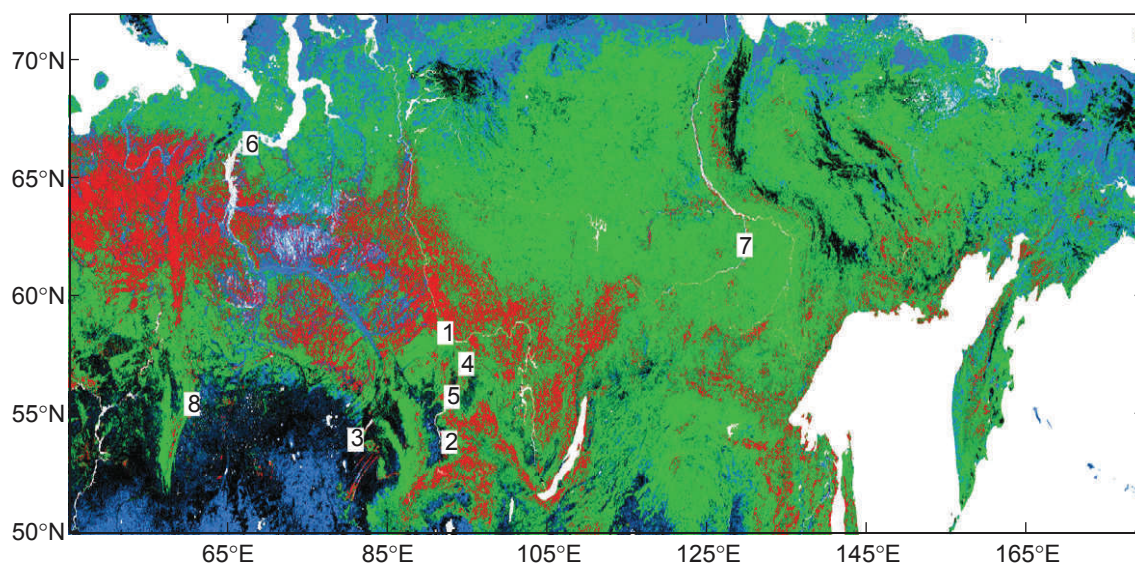


Fig. 1. Land cover map of the study area, extracted from the GLC2000 map (Bartholomé & Belward, 2005). The original cover classes are regrouped in five broad classes. In red is the evergreen vegetation (forests and shrubs), in green deciduous vegetation (forests, mixed forests and shrubs), in blue herbaceous covers, in black the agricultural, bare and urban areas, and in white the water. The numbers, to be referred to in Table 1, indicate the locations of the validation sites. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

is detected by a snow free record, using MODIS data. Alternatively, the onset of greening has been estimated as the date at which NDVI exceeds a threshold. Suzuki et al. (2003) consider that the budburst occurs when the NOAA NDVI exceeds 0.2, assuming that above this threshold snow is not present. White et al. (2005) consider that removing the snow effects from the signal is of primary importance for the analysis of phenological variations from NDVI.

In a previous paper, a method was proposed to retrieve the date of onset of greening using a remote sensing index (different from NDVI) which excludes snow effects (Delbart et al., 2005). The index used in this method is a combination of near and middle infrared reflectances. Such combination was proposed by Hardisky et al. (1983) and was adapted to the SPOT-VEGETATION (VGT) spectral bands by Xiao et al. (2002) under the name of Normalized Difference Water Index (NDWI), first proposed by Gao (1996) to designate a slightly different spectral index. The detection algorithm by Delbart et al. (2005) relies on the fact that NDWI first decreases with snowmelt and then increases during the vegetation greening. The method (referred to as the NDWI-VGT method) was applied to VGT data from 1998 to 2002 over central Siberia and its results agreed well with in situ dates of leaf appearance. The RMS error over 19 data points was of 8.7 days and the bias, 0.7 day, whereas using NDVI, the RMSE were about 9.7 days and the bias, non-uniform spatially, varied from 5.6 days to more than 10 days. Both methods could give equivalent results in the trend analysis, however, only the NDWI-VGT method can provide an accurate and precise determination of the dates of onset of greening (Delbart et al., 2005).

Long time series of accurate and precise spring phenology dates cannot be provided by neither VGT, which has been operating since 1998, nor NOAA-AVHRR which does not have the equivalent middle infrared band needed for the NDWI

method. To make use of the long time series of NOAA-AVHRR, the alternative proposed in this paper consists of using NDWI-VGT results from 1998 to 2001 to determine pixel specific thresholds (PST) from NOAA-AVHRR NDVI time series. The PST value is then the NDVI value at which onset of greening is expected to occur for all years at a particular pixel. The method (referred to as the PST-NOAA method) is applied to the 1982–2001 Pathfinder AVHRR Land (PAL) NDVI dataset, on a large area in Northern Eurasia. The greening-up dataset is then constructed from 1982 to 2004, using PST-NOAA results for 1982–1997 and NDWI-VGT results for 1998–2004. All results are compared to in situ dates of leaf appearance from eight validation sites. The temporal evolution of spring phenology in the study area since 1982 to present is analysed. Finally, the method is discussed in regard to the sources of uncertainty, the calculated trends in phenology are compared with those from other studies, and the significance of our results for carbon budget calculation is discussed.

2. Study area and data

2.1. Study area

The study area is in northern Eurasia, located between latitudes 50°N and 72°N and longitudes 45°E and 180°E. Fig. 1 shows the land cover map of the study area, adapted from the Global Land Cover 2000 (GLC 2000) map (Bartholomé & Belward, 2005) to highlight evergreen and deciduous vegetation covers, and herbaceous covers in the North (tundra) and South (steppe). Bare areas and agricultural covers are not considered in the study and are shown in black. Fig. 1 shows that deciduous vegetation covers a large proportion of the area, in particular at latitudes beyond 90°E, where the main tree species is larch.

Table 1
In situ phenological records: site names, coordinates and temporal coverages

Location	Coordinates	Temporal coverages of the records
1 Podtesovo	58°31N, 92°13E	1982–1985
2 Kuragino	53°54N, 92°42E	1982–1989
3 Volchno-Burlingskoe	54°N, 81°E	1989–2002
4 Taseevo	57°11N, 94°50E	1982–2002
5 Krasnoyarsk	56°N, 93°E	1982, 1998–2000, 2002
6 Aksarka	66°30N, 67°49E	1982–2002
7 Spasskaya Pad	62°14N, 129°39E	2004
8 Kuznetskoye	55°30N, 60°30'	1982–1998

2.2. SPOT-VGT S10 data

The SPOT-VGT data used in the study are 10-day-composite data (S10) at the resolution of 0.008928° (about 1 km) in plate-carree geographic projection available from <http://free.vgt.vito.be/> for years 1998 to 2004. The data consist of reflectances in spectral bands B0, B2, B3 and SWIR, which correspond, respectively, to the blue (0.43–0.47 μm), red (0.61–0.68 μm), near-infrared (0.78–0.89 μm) and short-wave infrared (1.58–1.75 μm) domains.

One pixel record of S10 data corresponds to the record the least affected by atmospheric noise in the 10-day period, selected based on the Maximum Value Composite technique (Holben, 1986). One record comprises the recording date and reflectance values in each of the spectral bands. The SPOT-VGT SWIR sensor being sensitive to collisions with protons, some deficiencies have been observed in a number of pixels in the SWIR band, resulting in stripes in the images (<http://www.vgt.vito.be/faq/faq.html>). Most of these deficiencies are corrected by interpolating the data, but a small number of them remain, especially in 1999.

2.3. NOAA Pathfinder AVHRR Land (PAL) 10-day-composite NDVI

The Pathfinder (James & Kalluri, 1994) 8 km resolution NDVI data set (downloaded from <http://daac.gsfc.nasa.gov/>) was built from data from NOAA satellites (NOAA 7, 9, 11 and 14). NDVI is calculated as follows:

$$\text{NDVI} = \frac{\text{channel2} - \text{channel1}}{\text{channel2} + \text{channel1}} \quad (1)$$

where channel1 and channel2 are the reflectance values measured at 0.58–0.68 (red) and 0.73–1.10 μm (near infrared), respectively. Similarly to the SPOT-VGT S10 data, only one NDVI measurement is retained on each 10-day period using the Maximum Value Composite technique. However, the date of the selected data is not given, and in this study, we define it as the midpoint of the 10-day period.

2.4. In situ phenological records

The phenological records used for validating the retrieval algorithms are from the eight sites detailed in Table 1 and indicated geographically in Fig. 1. Records 1 to 6 were

compiled by the Komarov Botanical Institute, Saint Petersburg, and originate from various sources, such as hydrometeorological stations, agricultural stations and nature reserves (Fedotova, 2000). Methodologies for phenological observations are described for instance in Bulygin (1976) and Elagin (1975). The records contain the dates of leaf appearance for birch and larch, obtained through visual observations. The temporal coverage, up to 2002, is different for each site. Record 7 consists of one observation made in 2004, and was presented by Miyahara et al. (2004). The authors give the date of larch leaf appearance as mid May. We consider it as day-of-year (DOY) 135. Record 8 gives the date of birch leaf appearance as given in Ahas et al. (2002). It is noted that the validation sites are not well distributed geographically: records 1 to 5 are in southern taiga, record 6 represents northern latitudes, and records 7 and 8 are, respectively, the only ones in the East and the South West of the study area.

3. Methodologies

3.1. Data pre-processing

Before the phenological retrieval algorithms are performed, SPOT VGT and PAL NDVI datasets are processed to have similar 0.1° plate-carree (geographic) projection, and to reduce the cloud and atmospheric effects.

SPOT-VGT reflectance maps are averaged to the 0.1° resolution. For each $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ pixel, the day of acquisition is taken as the day having the maximum occurrence among the original pixels. The 0.1° resolution reflectance maps are combined to calculate NDWI as:

$$\text{NDWI} = (\text{B3} - \text{SWIR}) / (\text{B3} + \text{SWIR}) \quad (2)$$

PAL NDVI maps are projected to a 0.1° plate-carree. The Best Index Slope Extraction (BISE) algorithm (Viovy et al., 1992) is then applied to the whole series of PAL NDVI in order to reduce cloud and atmospheric effects. BISE replaces acquisitions affected by quick and non-persistent NDVI increases or decreases by the average of previous and next NDVI acquisitions. In order to further remove late spring and summer atmospheric and cloud effects we apply a second filter. This consists in cancelling NDVI decreases after it has reached 80% of its amplitude (defined as the difference between the maximum NDVI and the average NDVI in March). These two filters together allow retaining the external envelope of the ascending part of the NDVI course.

3.2. Retrieval of the date of onset of greening with NDWI-VGT in 1998–2004

The spring phenology date in years 1998–2004 is estimated using the method described and validated in Delbart et al. (2005). Using this method, the date of onset of greening is taken as the day at which NDWI starts increasing, determined as the last date at which NDWI is lower than the minimum NDWI increased by a quantity ϵ , taken as 20% of the NDWI spring amplitude.

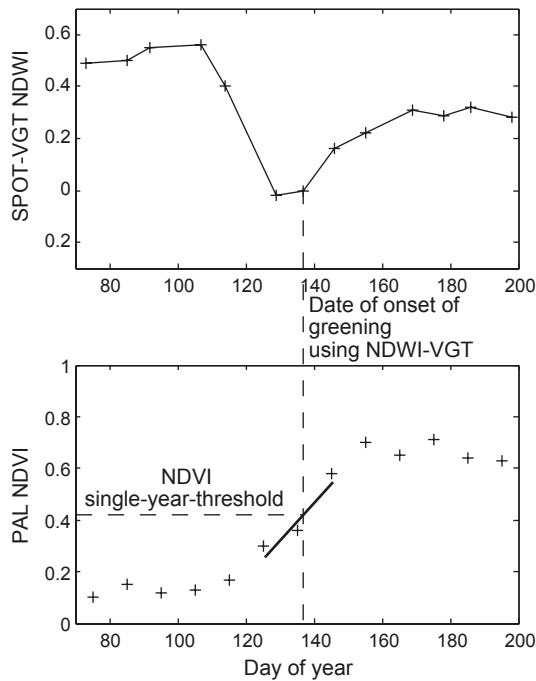


Fig. 2. Methodology for determining single-year-threshold value. The single-year-threshold value is the value of the regressed NDVI at the date of onset of greening found using NDWI. The pixel-specific-threshold value is the 3-year average (1998, 2000, 2001) of the single-year-thresholds.

3.3. Retrieval of the date of onset greening with PST-NOAA in 1982–2001

We use the threshold method which considers the greening up date as the date at which PAL NDVI is equal to a threshold. It is understood that the threshold value depends on the vegetation type and on climatic and environmental factors. This means that the threshold value should vary both in space and in time. However, the interannual variations of the threshold are assumed to be smaller than its spatial variations. In Schwartz et al. (2002), the threshold called Seasonal Midpoint NDVI (SMN) (White et al., 1997) is defined as the NDVI value at half its seasonal increase amplitude averaged on several years, meaning that the threshold value varies spatially, but is fixed interannually. The authors also tried to redefine it annually, but the results were less satisfying because of large interannual variations in the minimum NDVI mostly due to partial snow and cloud cover.

In our study, we use the same assumption of small interannual variations of the threshold. The threshold value is determined for each pixel, from years 1998, 2000 and 2001 for which both PAL NDVI and SPOT-VGT data exist (data in 1999 are discarded because of SWIR sensor deficiencies). For each year, the threshold is determined for each pixel as the PAL NDVI value found at the date of onset of greening estimated using the NDWI-VGT method. As shown in Fig. 2, a linear regression is applied to the three PAL NDVIs which are the closest in time to the date of onset of greening (or to the 2 closest if the date of onset of greening is just at the middle of two PAL NDVI records). The single-year threshold value is the

value of the regressed NDVI found at the date of onset of greening. The Pixel Specific Threshold (PST) value is the average of the three single-year thresholds.

Once the PST value is determined, the date of onset of greening is estimated from the 1982–2001 PAL NDVI as the date at which NDVI (interpolated) is equal to the PST. We assume that the onset of greening occurs between 1st April (DOY 90) and 19th July (DOY 200). If NDVI is equal to the PST at several dates, for example because of early spring variations, the last date among those several dates is given. This provides a conservative estimate of the actual date of onset of greening. If NDVI is never equal to the PST, no date is provided.

4. Results

4.1. Maps of phenological dates and validation

Fig. 3 presents the dates of onset of greening determined using PST-NOAA in 1982–2001 and using NDWI-VGT in 1998–2004. Three main points should be noted from these results. Firstly, the date of onset of greening displays for all years a marked North–South gradient up to three months, with the earliest dates found in the South West (1st to 20th April), and the latest dates found in the North (end of June). Secondly, the interannual variations are important: at one location the date varies on average from -19 to $+19$ days around the average date. This is consistent with the variations estimated from the in situ records: from -15 to $+15$ days (Delbart et al., 2005). Extreme years are noticeable, e.g. latest onset of greening in 1987 and earliest in 1997. Thirdly, the mean absolute difference between the dates obtained using NDWI-VGT and PST-NOAA is of the order of a week (7.3 days in 1998, 6.8 days in 2000, and 8.6 days in 2001), which is much smaller than the interannual variations.

Fig. 4 presents the dates of onset of greening obtained using PST-NOAA and NDWI-VGT from 1982 to 2004 and the available in situ dates of leaf appearance at the eight validation sites. For the comparison, the remote sensing greening dates are taken on the pixel of deciduous forest which is the closest to the in situ coordinates (Table 1), in order to avoid water pixels (close to site 9), urban pixels (close to site 5), agricultural pixels (close to sites 2 and 3), and mixed forest (close to site 1). The largest shift in space is $0^{\circ}25'$ westwards shift at site 3.

Fig. 4 shows that a) the remote sensing retrieved dates are close to the in situ dates, and b) the interannual variations are in most cases correctly represented. Fig. 5 presents the dates of onset of greening obtained with the two remote sensing methods plotted against the in situ dates, and Table 2 presents the associated measures of the agreement between the retrieved dates and the in situ dates. Despite the difference in the number of records (number of sites multiplied by the number of years), very similar results have been obtained with the two remote sensing methods. There is no systematic error in the retrieval, as indicated by small MBE values found with both methods (0.55 and 0.33 days) and by the small RMSE_s values (0.97 and

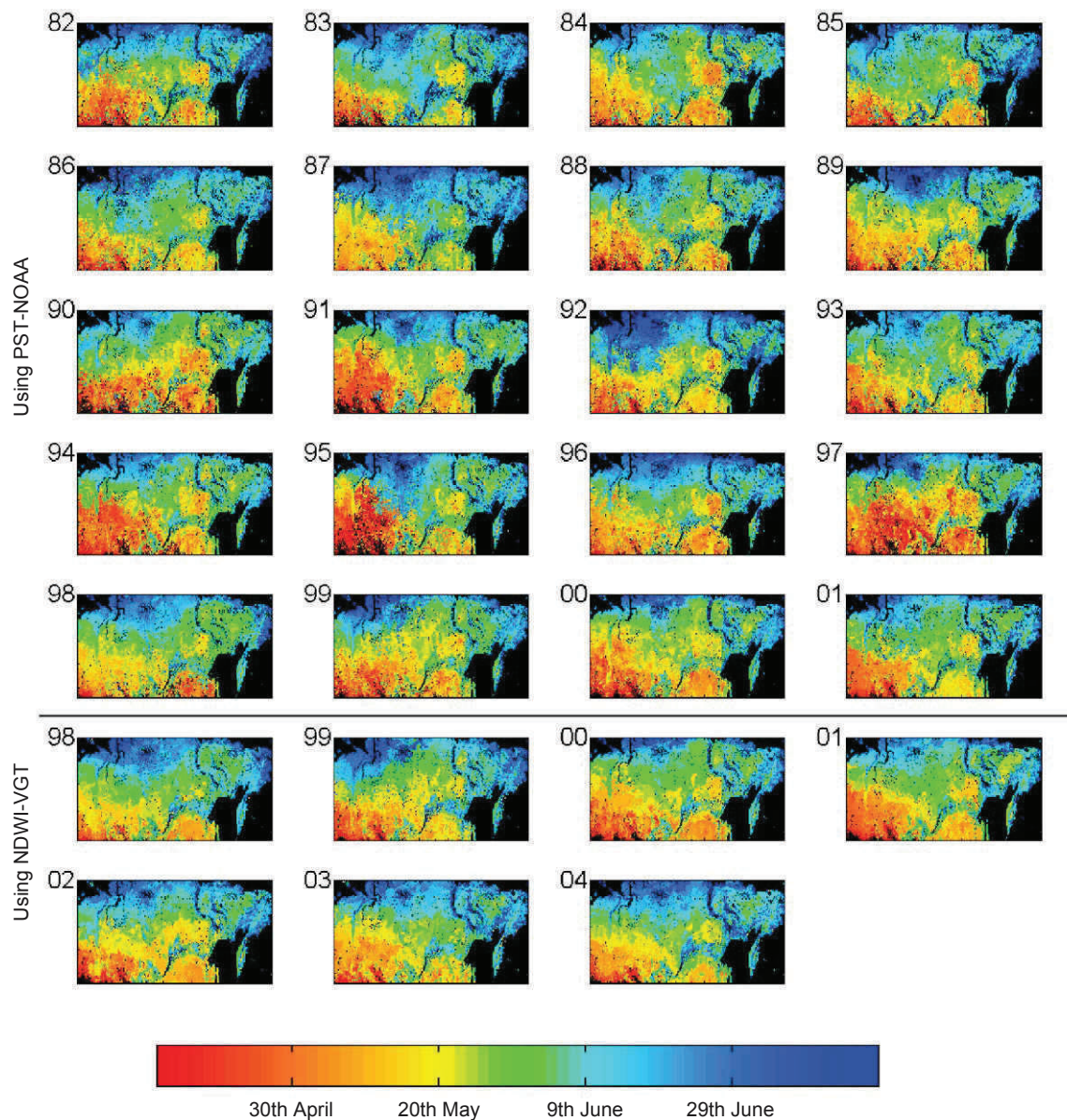


Fig. 3. Maps of dates of onset of greening determined using PST-NOAA method for 1982–2001 (first five rows) and using the NDWI-VGT method in 1998–2004 (last two rows).

1.54 days). With both methods, the RMSE is of the order of a week (6.7 days with NDWI-VGT and 7.8 days with PST-NOAA), and is nearly equal to its unsystematic component $RMSE_{u_i}$, which accounts for errors caused by the temporal resolution of the radiometric data, and by factors such as the variability in the threshold, the type of vegetation, or the landcover changes. The correlation between the retrieved dates and the in situ dates is high ($r^2 \approx 0.8$) and statistically significant ($p < 0.0001$).

The small difference between the dates found with the two methods, and the similar agreement with the in situ records, show that the PST-NOAA method correctly reproduces the results obtained with the NDWI-VGT method, although it uses different spectral bands, and that the effect of snow in this retrieval is low.

4.2. Variations in NDVI value at spring phenology date

Fig. 6 present maps of the NDVI values at the onset of greening obtained for years 1998, 2000 and 2001 (Fig. 6a to c), their temporal average (Fig. 6d), and their temporal range (Fig. 6e) for the study area. Fig. 6a to d show that the NDVI value at the greening onset is higher on forest covers than on shrub and herbaceous covers. It is also higher on evergreen forest than on deciduous forest. This can be explained by the fact that for evergreens, the NDVI is already high when the understory, grass, or sparse deciduous trees in the pixel start greening.

Fig. 6e shows the temporal range of NDVI values found at the onset of greening. Some of the temporal variations are due to errors in the retrieval of the dates measured with NDWI, and

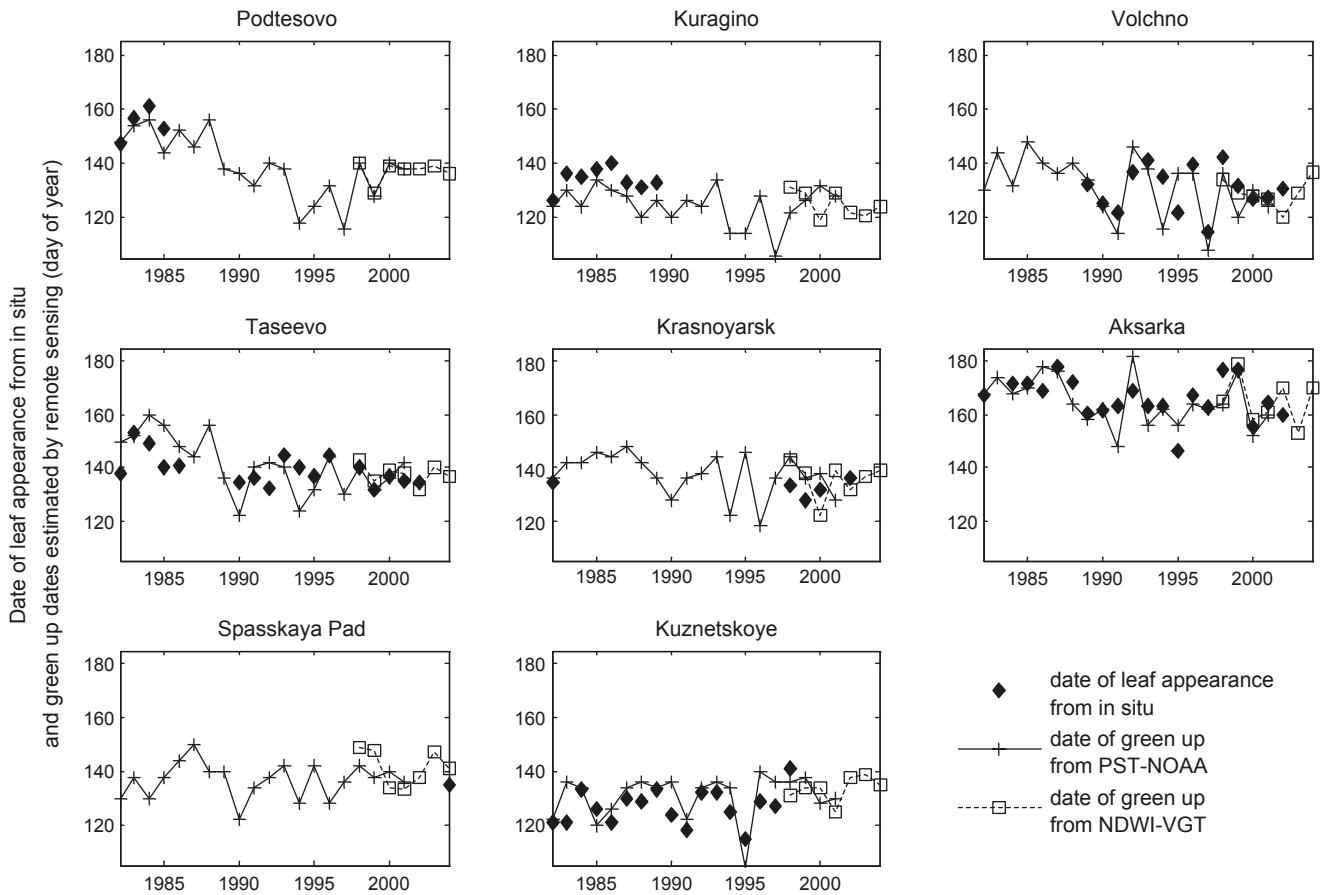


Fig. 4. Dates of onset of greening retrieved with the PST-NOAA method (plus signs) and with the NDWI-VGT method (squares), and in situ dates of leaf appearance (filled diamonds) at the eight validation sites.

to noise in the NDVI time series. Averaging the three single-year-thresholds reduces these errors. Another component of the temporal variations may be due to the amount of grass, shrubs, and to the snow cover remaining at leaf flush, all of which may vary from one year to another. The assumption of fixed threshold in the PST-NOAA method does not account for such

variations. However the good agreement between the retrieved dates and the in situ records shows that these variations must be small enough not to impact drastically the retrieval.

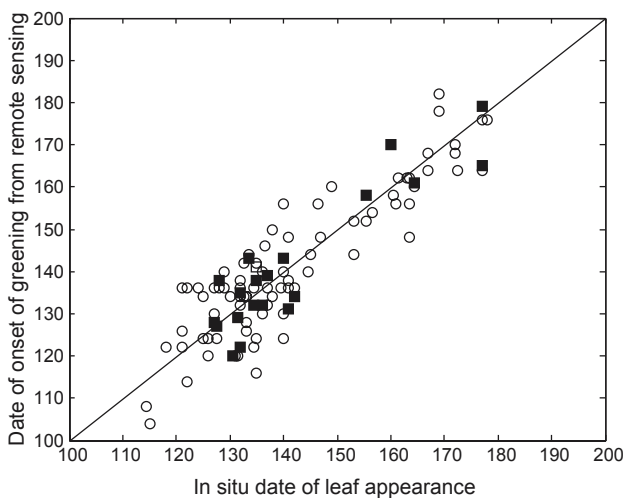


Fig. 5. Scatterplot of dates measured with the PST-NOAA method (circles) and the NDWI-VGT method (filled squares) versus the in situ dates of leaf appearance.

Table 2

Quantitative measures of the agreement between the dates of onset of greening retrieved using the NDWI-VGT method and the PST-NOAA method (estimations) and the in situ dates of leaf appearance (observations): number of in situ records (N), Mean Bias Error (MBE), variance of the distribution of the error (s_d^2), Mean Absolute Error (MAE), Root Mean Square Error (RMSE), slope (a) and intercept (b) of the regressed function, Root Mean Square of the Unsystematic Error ($RMSE_u$) and of the Systematic Error ($RMSE_s$), degree of agreement (d), determination coefficient (r^2), and p value

	NDWI-VGT	PST-NOAA
N	21	81
MBE (days)	0.55	0.34
s_d^2 (days)	6.79	7.79
MAE (days)	5.50	6.25
RMSE (days)	6.65	7.75
a	0.94	0.91
b (days)	6.96	12.64
$RMSE_u$ (days)	6.57	7.60
$RMSE_s$ (days)	0.97	1.54
d	0.95	0.94
r^2	0.83	0.75
p	$1.2 \cdot 10^{-8}$	$7 \cdot 10^{-29}$

The term error relates for difference between the estimation and the observation. Description and formulation of MBE, s_d^2 , MAE, RMSE, $RMSE_u$, $RMSE_s$ and d are given in Willmott (1982).

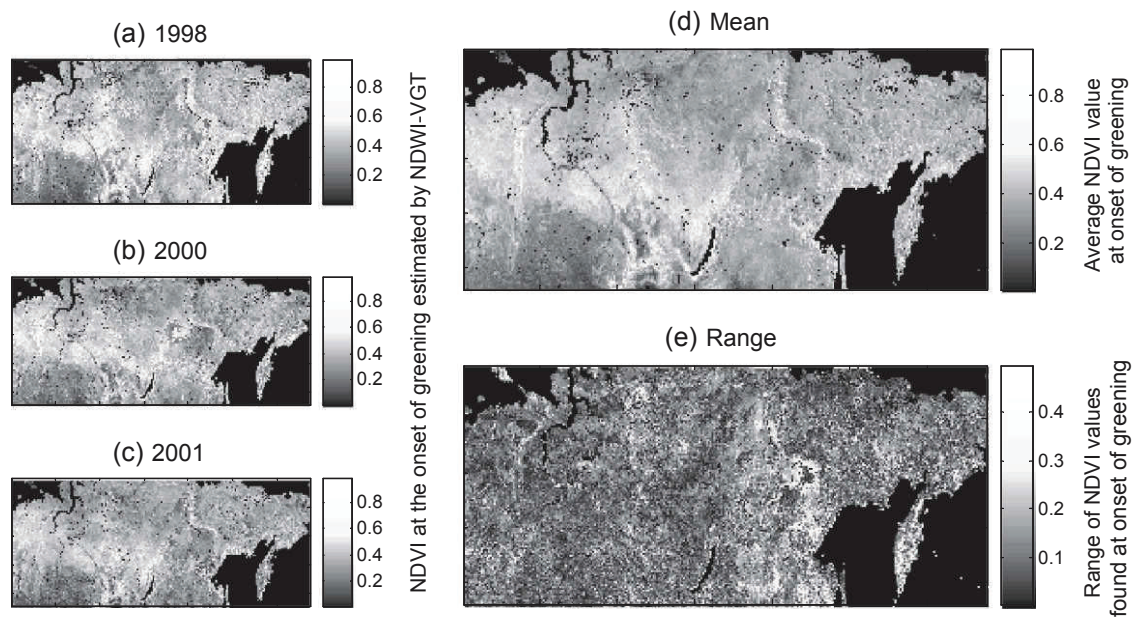


Fig. 6. Map of NDVI value at the onset of greening given by the NDWI-VGT method, in 1998 (a), 2000 (b) and 2001(c), average value used as PST threshold (d) and range of variations (e).

4.3. Retrieval in evergreen forest

Fig. 7 presents the NDVI variations for a deciduous forest (Fig. 7a) and for an evergreen forest (Fig. 7b), with their respective thresholds. In the deciduous forest, snowmelt induces a marked and continuous increase in NDVI, so that the PST value is significantly larger than the average winter NDVI, which is low because of snow and because of the absence of green leaves.

Fig. 7b gives the NDVI variations on the same evergreen forest in two consecutive years. In the curve corresponding to year 1993, the PST value is only slightly higher than the mean winter NDVI, which is high because of the presence of the leaves and because the leaves hide the snow lying on the ground. The increase in NDVI with snowmelt is less important than in deciduous pixels, making the PST value closer to the mean winter NDVI, although it is higher than in deciduous forests. In year 1994, NDVI is higher than in 1993, and exceeds the threshold very early during the year. As described in Section 5.2, the NDVI value at the onset of greening fluctuates from one year to another, which is not considered in the PST-NOAA method. In year 1994 the PST value is too low, inducing an underestimation of the date of onset of greening. This indicates that the retrieval of the phenological date of deciduous trees is more difficult for forests dominated by evergreen trees.

4.4. Analysis of onset of greening up time series: 1982–2004

The spring phenology dataset from 1982 to 2004 is constructed using NDWI-VGT method for 1998 to 2004, with the exception of 1999 because of SWIR sensor problems, and PST-NOAA method for the other years, 1982–1997 and 1999. Alternatively, a dataset using only PST-NOAA dates for 1982–2001 is also made available.

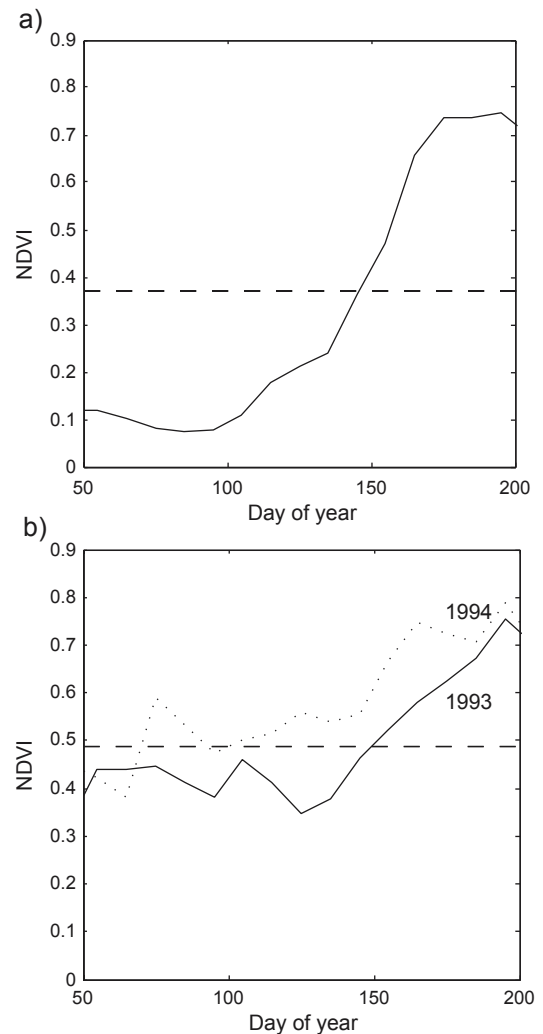


Fig. 7. Spring NDVI time series in (a) deciduous forest ($57^{\circ}47'N$, $93^{\circ}03'$) in 1993, (b) evergreen forest ($55^{\circ}47'N$, $92^{\circ}51'$) in 1993 and 1994. Horizontal broken lines are the pixel-specific-thresholds.

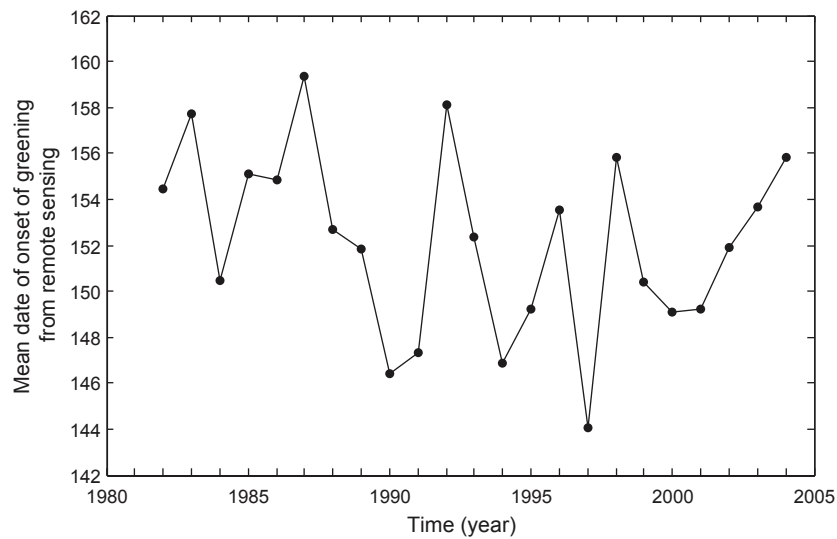


Fig. 8. Interannual variations of the spring phenological date.

The dataset is used to analyse the interannual variations and the trend in spring phenology dates. In this analysis, we discard the dates which differ from the interannual mean by more than 30 days (twice the range of variations found from the in situ data) at a pixel.

Fig. 8 shows the interannual variations of the onset of greening date averaged over the study area during the 23 year period. To study the trend, a linear regression is fitted to the greening dates for each pixel of the study area, from 1982 to 2004. Fig. 9a gives the map of the number of days of advance (negative) or delay (positive) of the onset of greening, taken as the slope of the regression multiplied by the number of years. The black line represents the 95% confidence level on the sign of the slope. Over the study area and for the entire period, the average trend corresponds to an advance in the spring phenology of 3.5 days. However, the trend is spatially and temporally heterogeneous.

Two regions display a strong advance in the spring phenology. The first region is a larch taiga in the North East. The second region spreads from Lake Baikal towards the Ob river's mouth, and contains most of the sites used in the validation. Other regions display no trend (close to zero), and in regions such as the Yakoutia region, the onset of greening tends to be delayed. Different trends can be found if we break down the time series in specific periods.

From 1982 to 1991 (Fig. 9b), we find an advance of 7.8 days in average over our study area. In particular, the 1985–1991 period is characterized by an average advance of 11 days. This 1982–1991 result is consistent with the advance found by Myneni et al. (1997), Zhou et al. (2001), Tucker et al. (2001) and Shabanov et al. (2002) in northern Eurasia and northern latitudes for the same period. After 1991 the average date varies irregularly until 1999, and increases continuously between year 2000 and year 2004. Spring phenology is found to occur late in 1992, due to the cooling induced by the Pinatubo eruption in June 1991 (Tucker et al., 2001), and the earliest greening of the whole dataset is found in 1997. To identify general climate related trends, we discard year 1992,

and we proceed to the trend analysis in the 1993–2004 period (Fig. 9c). Despite 1997, this period is characterised by a delay of the date of onset of greening of 3.6 days in average on the

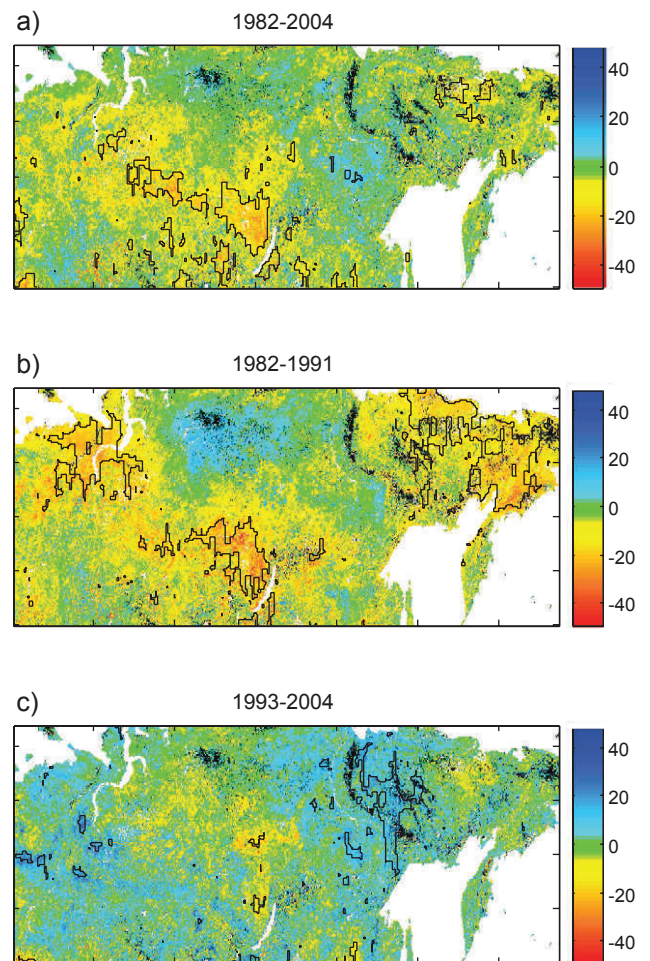


Fig. 9. Maps of trends (in days) of the interannual variations in the spring phenological dates between (a) 1982 and 2004, (b) 1982–1991, (c) 1993–2004. A negative trend corresponds to an advance, and positive trend to a delay.

study area. Specifically, the delay in the period 2000–2004 is found to be of 7 days. The overall results show that the greening trend observed in the 1982–2004 period is essentially dominated by the advance in 1985–1991.

5. Discussion and conclusions

In this paper, we have presented a remote sensing method to determine the date of onset of greening in boreal ecosystems, which reduces the uncertainty due to the effect of snow in the remote sensing signal. From 1998 onwards, the date of onset of greening up is taken as the date at which NDWI calculated from SPOT-VGT data starts increasing, as this index decreases with snowmelt and increases with vegetation greening up (Delbart et al., 2005). In the 1982–2001 period, the date of onset of greening up is the date at which PAL NDVI equals a threshold, which has been determined for each pixel using the results of the NDWI-VGT method. The pre-requisite to apply this method is to eliminate the noise affecting NDVI. Consequently, the BISE filter has been used to retain the external envelope of the NDVI curve, as atmospheric noise generally induces a decrease in NDVI. Alternative methods could be used: Chen et al., 2004 proposed a Savitsky–Golay filter, Sakamoto et al. (2005) used a wavelet-based filter. The use of BISE with a second filter, which eliminates drastically the summer noise, yielded an NDVI time series adapted to phenology detection. Noise in the summer period would significantly affect our phenology retrieval because our algorithm returns the last date at which NDVI equals the threshold value.

In Delbart et al. (2005), it was shown that the retrieval of the date of onset of greening using the NDWI-VGT method was more difficult in forests dominated by evergreen trees. Present results indicate that this is also true for the PST-NOAA method. This method may also have other limitations. The first potential limitation comes from the use of the PAL dataset. Successive NOAA satellites are differently calibrated, and their equatorial crossing time changes with satellite ageing, leading to illumination variations. It was found that the effect of acquisition geometry on NDVI is low on vegetated areas (Kaufmann et al., 2000), and it is lower at high latitudes than at low latitudes (Slayback et al., 2003), and nearly insignificant in Eurasia (Zhou et al., 2003). In our study, the good agreement between in situ data and the retrieved dates shows that if errors due to illumination variations exist, they are smaller than errors such as those induced by the temporal variations of threshold or by the composite aspect of data. However, NOAA 14 westward drifting leads to a significant decay in NDVI in 2000 and 2001. In 2001, NDVI in desert areas was found to be lower by about 0.05 than the multi year average (Stöckli & Vidale, 2004). In the determination of the threshold value, using year 2001 may degrade the retrieval performance. In order to quantify the effect of 2001 data, threshold averaged only from years 1998 and 2000 has also been tested for the retrieval, but the resulting RMSE with in situ data is 9.8 days instead of 7.8 days. We conclude that the effect of satellite transition, ageing and drifting is negligible in the retrieval using the PST-NOAA method.

The second potential limitation comes from the use of a threshold which is constant in time. In the Results section, it was stated that interannual fluctuations in the threshold value do not strongly affect the retrieval using the PST-NOAA method. However, potential landcover changes that occurred before 1998 may affect it. The threshold value is not valid for all years prior to deforestation or fire. Similarly, NDVI of a regenerating forest is lower in 1982 for example than in 1998–2001. Moreover, a change in the proportion of the plant functional types in a regenerating forest, especially the proportion of deciduous/evergreen, can gradually modify the value of the threshold. However, at 0.1° resolution, the effect is in general expected to be small, because deforestation and forest regeneration may compensate each other, except where fires or deforestation affect large areas.

Overall, the comparison of the dates obtained from these two remote sensing methods with phenological in situ records at eight validation sites gives RMS errors of 6.7 and 7.8 days with NDWI-VGT and PST-NOAA methods, respectively, and a negligible bias. The relatively good precision and accuracy of these spring phenological dates indicate that a) the snow effect has been decoupled in the signal, and b) the remote sensing onset of greening corresponds well to the leaf appearance observed in situ.

By decoupling the snow and the vegetation spring events, the present results remove the ambiguity stressed by Dye and Tucker (2003) and by Shabanov et al. (2002) and allow studying the interannual variations in phenology with no confusion with those of snow. Trends of variations in spring phenology derived in the 1982–1991 period are in good agreement with previous studies and confirm the greening trend. This is a surprising result, as these studies did not take into account the effect of snow on the retrieval of phenology. There may be two main reasons for that. Firstly, studies by Myneni et al. (1997, 1998), Zhou et al. (2001) and Shabanov et al. (2002) used a set of thresholds to study the interannual variations in the seasonality of NDVI instead of attempting to measure phenology. Some of these thresholds were above our threshold value so that the retrieval was not affected by snow. Secondly, both snowmelt and spring phenology are driven by temperature, so that the interannual variations must be partially correlated.

The method allows studying the variations in phenology on a longer period than the previous studies, which stopped either at 1991 or at 1999, and will allow continuing this analysis in the future with SPOT-VGT or MODIS. The current results show that the greening trend has slowed down after 1991. In particular the 2000–2004 period is characterised by a continuous delay in spring phenology, so that over the 1982–2004 period the advance is only 3.5 days on average over the study area. To allow more general observation of the warming or cooling effect on boreal phenology, an extension of the method to the entire northern Latitudes is under way.

The current results can also strongly contribute to the calculation of the carbon budget of deciduous forests, in which photosynthesis and carbon uptake start with leaf appearance. The duration of the growing season, taken as the season during

which leaves are present, influences the annual carbon uptake. CO₂ flux measurements over ten forest sites show that the net ecosystem CO₂ exchange increases on average by 5.7g C m⁻² for each day that the length of the growing season increases (Baldocchi et al., 2001), and that the variations in the length of the growing season account for 83% of the variance of CO₂ exchanges. White et al. (1999) estimate that a one-day change in the growing season length can result in a variation of 0.53% of the annual GPP (Gross Primary Productivity), and 1.6% of the annual NEP (Net Ecosystem Productivity), with potentially higher values in northern latitudes where the growing season is shorter. Botta (1999) declares that a 20-day shift in spring phenology induces a 30% change in the gross primary productivity of Eurasian taiga. Consequently, phenology appears to be a key factor in the calculation of annual carbon exchange between deciduous forests and the atmosphere. This idea should be moderated as it seems that the increase of carbon uptake with a lengthening of the growing season may occur only if water is available (White & Nemani, 2003), and that the increase of carbon uptake with a lengthening of the growing season because of warming could be cancelled by an increase of soil respiration also induced by warming (Goulden et al., 1998). Nevertheless, accurate and precise estimates of phenology are required when calculating the carbon budget of boreal forests. By removing the effect of snow on the remote sensing signal, the methodology described in this article yields non-biased and relatively precise estimates of phenology which could be used for estimating the carbon budget of boreal deciduous ecosystems.

Acknowledgements

This work was conducted in the framework of the Siberia II project (Multi-sensor concepts for Greenhouse Gas Accounting of Northern Eurasia), EC Framework 4 Contract: EVG1-CT-2001-00048.

First author is very grateful to the Japanese Society for Promotion of Science (JSPS) for the financial support.

References

- Ahas, R., Aasa, A., Menzel, A., Fedotova, V. G., & Scheifinger, H. (2002). Changes in European spring phenology. *International Journal of Climatology*, 22, 1727–1738.
- Baldocchi, D., Falge, E., Olson, L., Hollinger, R., Running, D., Anthoni, S., et al. (2001). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(11), 2415–2434.
- Bartholomé, E., & Belward, A. S. (2005). GLC2000: A new approach to global land cover mapping from Earth observation data. *International Journal of Remote Sensing*, 26(9), 1959–1977.
- Botta, A., 1999. *Modélisation globale de la phénologie de la biosphère continentale à partir de données satellitaires*. PhD Thesis, University of Paris 6. 150 pp. (in French).
- Bulygin, N. E. (1976). *Dendrology. Phenological observations on deciduous trees*. Leningrad: Leningrad Forest Technology Academy. 70 pp. (in Russian).
- Chen, J., Jönsson, P., Tamura, M., Gu, Z., Matsushita, B., & Eklundh, L. (2004). A simple method for reconstructing a high-quality NDVI time-series data set based on the Savitzky–Golay method. *Remote Sensing of Environment*, 91, 332–344.
- Delbart, N., Kergoat, L., Le Toan, T., L’Hermitte, J., & Picard, G. (2005). Determination of phenological dates in boreal regions using normalised difference water index. *Remote Sensing of Environment*, 97, 26–38.
- Dye, D. G., & Tucker, C. J. (2003). Seasonality and trends of snow-cover, vegetation index, and temperature in northern Eurasia. *Geophysical Research Letters*, 30(7), 58(1)–58(4).
- Elagin, I. N. (1975). Methodology for collecting and processing data of phenological observations on trees and shrubs. In I. N. Elagin, & T. N. Bytorina (Eds.), *Phenological methods for studying the forest biocenoses* (pp. 3–20). Krasnoyarsk: Institute of Forest and Wood of Siberian Branch of Academy of Sciences of USSR.
- Fedotova, V. G. (2000). Russian phenology: History and present day (poster). *International conference: Progress in phenology, monitoring, data analysis, and global change impacts, October 4–6, 2000*. Germany: Freising.
- Gao, B. C. (1996). NDWI — a normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. *Remote Sensing of Environment*, 58, 257–266.
- Goulden, M. L., Wofsky, S. C., Harden, J. W., Trumbore, S. E., Crill, P. M., & Gower, S. T., et al. (1998). Sensitivity of boreal forest carbon balance to soil thaw. *Science*, 279, 214–217.
- Hardisky, M. A., Klemas, V., & Smart, R. M. (1983). The influence of soil salinity, growth form, and leaf moisture on the spectral reflectance of *Spartina alterniflora* canopies. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 49, 77–83.
- Holben, B. N. (1986). Characteristics of maximum-value composite images from temporal AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 7, 1417–1434.
- James, M. E., & Kalluri, S. N. V. (1994). The Pathfinder AVHRR land dataset: An improved coarse resolution dataset for terrestrial monitoring. *International Journal of Remote Sensing*, 15, 3347–3363.
- Kaufmann, R. K., Zhou, L., Knyazikhin, Y., Shabanov, N. V., Myneni, R. B., & Tucker, C. J. (2000). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38(6), 2584–2597.
- Miyahara, M., Takenaka, C., Kuwada, T., Ohta, T., & Maximov, T. C. (2004). Contribution of cowberry transpiration to evapotranspiration in larch forest. *Proceedings of the 6th GAME conference, December 2004*.
- Moulin, S., Kergoat, L., Viovy, N., & Dedieu, G. (1997). Global-scale assessment of vegetation phenology using NOAA/AVHRR satellite measurements. *Journal of Climate*, 10, 1154–1170.
- Myneni, R. B., Keeling, C. D., Tucker, C. J., Asrar, G., & Nemani, R. R. (1997). Increased plant growth in the northern high latitudes from 1981 to 1991. *Nature*, 386, 698–702.
- Myneni, R. B., Tucker, C. J., Asrar, G., & Keeling, C. D. (1998). Interannual variations in satellite-sensed vegetation index data from 1981 to 1991. *Journal of Geophysical Research*, 103(D6), 6145–6160.
- Parnes, C., & Yohe, G. (2003). A globally coherent fingerprint of climate change impacts across natural systems. *Nature*, 421, 37–42.
- Root, T. L., Price, J. T., Hall, K. R., Schneider, S. H., Rosenzweig, C., & Pounds, J. A. (2003). Fingerprints of global warming on wild animals and plants. *Nature*, 421, 57–60.
- Sakamoto, T., Yokozawa, M., Toritani, H., Shibayama, M., Ishitsuka, N., & Ohno, H. (2005). A crop phenology detection method using time-series MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, 96, 366–374.
- Schwartz, M. D., Reed, B. C., & White, M. A. (2002). Assessing satellite-derived start-of-season measures in the conterminous USA. *International Journal of Climatology*, 22, 1793–1805.
- Shabanov, N. V., Zhou, L., Knyazikhin, Y., Myneni, R. B., & Tucker, C. J. (2002). Analysis of interannual changes in northern vegetation activity observed in AVHRR data from 1981 to 1994. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(1), 115–130.
- Slayback, D. A., Pinzon, J. E., Los, S. O., & Tucker, C. J. (2003). Northern hemisphere photosynthetic trends 1982–99. *Global Change Biology*, 9, 1–15.
- Stöckli, R., & Vidale, P. L. (2004). European plant phenology and climate as seen in a 20-year AVHRR land-surface parameter dataset. *International Journal of Remote Sensing*, 25(17), 3303–3330.
- Suzuki, R., Nomaki, T., & Yasunari, T. (2003). West–east contrast of phenology and climate in northern Asia revealed using a remotely sensed vegetation index. *International Journal of Biometeorology*, 47, 126–138.

- Tucker, C. J., Slayback, D. A., Pinzon, J. E., Los, S. O., Myneni, R. B., & Taylor, M. G. (2001). Higher northern latitude normalized difference vegetation index and growing season trends from 1982 to 1999. *International Journal of Biometeorology*, *45*, 184–190.
- Viovy, N., Arino, O., & Belward, A. S. (1992). The best index reflectance index slope extraction (BISE): A method for reducing noise in NDVI time-series. *International Journal of Remote Sensing*, *13*, 1585–1590.
- Walther, G. -R., Post, E., Convey, P., Menzel, A., Parmesan, C., & Beebee, T. J. C., et al. (2002). Ecological responses to recent climate change. *Nature*, *416*, 389–395.
- White, M. A., Hoffman, F., Hargrove, W. W., & Nemani, N. N. (2005). A global framework for monitoring phenological responses to climate change. *Geophysical Research Letters*, *32*, L04705.
- White, M. A., & Nemani, R. R. (2003). Canopy duration has little influence on annual carbon storage in the deciduous broad leaf forest. *Global Change Biology*, *9*, 967–972.
- White, M. A., Running, S. W., & Thornton, P. E. (1999). The impact of growing-season length variability on carbon assimilation and evapotranspiration over 88 years in the eastern US deciduous forest. *International Journal of Biometeorology*, *42*, 139–145.
- White, M. A., Thornton, P. E., & Running, S. W. (1997). A continental phenology model for monitoring vegetation responses to interannual climatic variability. *Global Biogeochemical Cycles*, *11*, 217–234.
- Willmott, C. J. (1982). Some comments on the evaluation of model performance. *Bulletin American Meteorological Society*, *63*(11), 1309–1313.
- Xiao, X., Boles, S., Liu, J., Zhuang, D., & Liu, M. (2002). Characterization of forest types in northeastern China, using multi-temporal SPOT-4 VEGETATION sensor data. *Remote Sensing of Environment*, *82*, 335–348.
- Zhang, X., Friedl, M. A., Schaaf, C. B., & Strahler, A. H. (2004). Climate controls on vegetation patterns in northern mid- and high latitudes inferred from MODIS data. *Global Change Biology*, *10*, 1133–1145.
- Zhou, L., Kaufmann, R. K., Tian, Y., Myneni, R. B., & Tucker, C. J. (2003). Relation between interannual variations in satellite measures of northern forest greenness and climate between 1982 and 1999. *Journal of Geophysical Research*, *108*(D1), 4004.
- Zhou, L., Tucker, C. J., Kaufmann, R. K., Slayback, D., Shabanov, N., & Myneni, R. B. (2001). Variations in northern activity inferred from satellite data of vegetation index during 1981 to 1999. *Journal of Geophysical Research*, *106*, 20069–20083.

Publication 3

Delbart, N. & Picard, G. (2007), Modeling the date of leaf appearance in low-arctic tundra, *Global Change Biology*, 13, 2551-2562.

Modeling the date of leaf appearance in low-arctic tundra

NICOLAS DELBART* and GHISLAIN PICARD†‡

*Ecosystem Change Research Program, JAMSTEC Frontier Research Center for Global Change, 3173-25 Showa machi, Kanazawa-ku, Yokohama, Kanagawa 236-0001, Japan, †Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, CNRS/Université Joseph Fourier de Grenoble, 54 rue Molière, 38400 St Martin d'Herès, France, ‡Centre for Terrestrial Carbon Dynamics, Sheffield Centre for Earth Observation Science, University of Sheffield, Hicks Building, Hounsfield Road, Sheffield, S3 7RH, UK

Abstract

One of the reported changes of arctic ecosystems in response to warming climate is the advance of the leaf appearance in spring. Such phenological changes play a role in the structural changes within tundra ecosystem communities. Recently, we developed a model that estimates the leaf appearance date for deciduous trees in taiga. We apply this model to the whole low-arctic tundra, and we compare the simulated green-up dates with the green-up dates obtained from satellite observations and to *in situ* measurements of deciduous shrub leaf appearance. The model, although calibrated for taiga, performs remarkably well in tundra, with root mean square error ranging between 4 and 8 days for most of the tundra region, the same order as in taiga regions. The results seem to indicate that air temperature is the main factor controlling spring leaf phenology in tundra, just as in taiga, although these results do not permit us to reject soil temperature as the main trigger for leaf appearance in tundra. Because our model performs in tundra as well as in taiga, it can be used across the ecotone, and during a northward migration of the species from the taiga to the low-arctic region. The leaf appearance model and the satellite observations reveal that leaf appearance has tended to occur earlier by approximately 10 days both in Alaska since 1975, and in west Siberian tundra since 1965.

Keywords: AVHRR, boreal, earth observation, leaf appearance, NDVI, phenology, remote sensing, SPOT-VEGETATION, taiga, tundra

Received 21 December 2006; revised version received 9 May 2007 and accepted 8 June 2007

Introduction

Arctic ecosystems are responding to temperature increase (Hinzman *et al.*, 2005). Recent articles (Hollister *et al.*, 2005; Jónsdóttir *et al.*, 2005; Wahren *et al.*, 2005) on the International Tundra Experiment reported short-term and long-term changes in arctic vegetation with artificially increased temperature, such as decreased species richness, increased canopy height and cover or nutrient cycle alterations. Phenological changes have also been reported: spring events such as flowering or leaf appearance occur earlier with higher temperature (Lévesque *et al.*, 1997; Arft *et al.*, 1999). The autumn phenological response is less clear: according to Arft *et al.* (1999), the senescence timing is little affected by warming and is controlled by the photoperiod, although according to

Marchand *et al.* (2004), climate warming postpones senescence in high-arctic tundra. Temperature-driven changes in leaf phenology modify the annual water, CO₂ and energy fluxes between the deciduous vegetation and the atmosphere. In particular, a longer growing season may result in an increase of both annual carbon uptake by vegetation through photosynthesis and annual carbon release through respiration (Oberbauer *et al.*, 1998). The potential increase of primary production resulting from a phenological shift differs among species. This difference may result in changing the relative abundances of the species (Starr *et al.*, 2000).

Because of the effect of phenological changes on annual fluxes and on the community structure, robust phenological modeling is required to study the effect of warming on arctic ecosystems. In other biomes, such as boreal and temperate forests, the main factor controlling spring phenology of deciduous trees is air temperature (Badeck *et al.*, 2004). Most of the models which predict budburst are based on the assumption that tempera-

Correspondence: Nicolas Delbart, tel. +33 5 61 55 85 44, fax +33 5 61 55 85 00, e-mail: nicolas.delbart@cesbio.cnes.fr

Present address: CESBIO, France.

tures above 0 °C lead to the development of the buds toward the budburst (Sarvas, 1972; Hänninen, 1994, see review in Chuine *et al.*, 2003), and some models integrate the chilling requirement to release the bud dormancy (Hänninen, 1990). On the contrary, in the arctic region, there is no clear agreement on the factors controlling spring phenology. Snow melt is often considered to trigger leaf appearance (Chapin & Shaver, 1985; Shaver & Kummerow, 1992), as the presence of snow slows down the soil warming at spring, and thus delays the onset of plant activity. However, the field measurements made in north Alaska to determine the factors controlling phenology (Oberbauer *et al.*, 1998; Starr *et al.*, 2000) were recently used to calibrate and validate two different leaf-out models for tundra: an empirical model based on air temperature (Pop *et al.*, 2000), and a physical model based on soil temperature and heat exchanges through the snow pack (Van Wijk *et al.*, 2003).

Recently, we used another approach to design a budburst model suitable for deciduous boreal forests at the continental scale (Picard *et al.*, 2005). Our model is based on the Spring Warming approach (Robertson, 1968; Chuine *et al.*, 1998, see review in Chuine *et al.*, 2003) and was calibrated by a new dataset of remote sensing observations of green-up date especially designed to be accurate for boreal ecosystems (Delbart *et al.*, 2005). The simulated green-up date and the remote sensing green-up date are considered as averages for all deciduous species in the entire grid cell (0.1°). Comparison with ground observations showed that both the simulated green-up dates and the remote sensing green-up dates were strongly correlated with the leaf appearance date of deciduous tree species.

In this paper, we test our taiga model in tundra. We use remote sensing to estimate the green-up dates (Delbart *et al.*, 2005, 2006) in shrub tundra in the entire low-arctic region and compare them with the dates simulated by our model applied to the reanalysis temperature dataset ECMWF-ERA40. We also apply our model to the air temperature recorded at a field station to compare with ground observations of the leaf appearance date. It appears that, although calibrated for taiga, our model reproduces the green-up dates estimated by remote sensing, and the leaf appearance dates measured at the field station. We compare these results with those from the two models described in Pop *et al.* (2000) and Van Wijk *et al.* (2003), and we derive the spatial variations in phenology in the low-arctic tundra and its temporal variations since 1958.

Material and methods

The methods, their input dataset and their coverage period are listed in Table 1.

Table 1 Data used in this study, including the source, the input dataset and the coverage period

Source	Input dataset	Period
Remote sensing, NDWI methodology (Delbart <i>et al.</i> , 2005)	SPOT-VGT	1998, 2000–2002
Remote sensing, pixel-specific threshold methodology (Delbart <i>et al.</i> , 2006)	PAL-NDVI	1982–1997, 1999
Model (Picard <i>et al.</i> , 2005)	ERA-40	1958–2002
Model (Picard <i>et al.</i> , 2005)	Temperature recorded at Toolik main site	1989–2002
Model (Picard <i>et al.</i> , 2005)	Temperature recorded at Toolik moist acidic site	1997
Ground observations of leaf appearance timing at the Toolik moist acidic site (Chapin & Shaver, 1996; Pop <i>et al.</i> , 2000)		1983, 1995–1997

NDWI, Normalized Difference Water Index; SPOT-VGT, SPOT-VEGETATION; PAL, Pathfinder AVHRR Land; NDVI, Normalized Difference Vegetation Index.

Study area

We use the bioclimatic zones from the well-documented Circumpolar Arctic Vegetation Map (CAVM) (Walker *et al.*, 2002). Our study area includes the CAVM bioclimatic zones D (erect-dwarf shrub subzone) and E (low-shrub subzone). Zone E is the most southern part of the tundra area as defined in CAVM. Hypoarctic low shrubs (Walker *et al.*, 2002), such as birch (*Betula nana*), willow (*Salix*) or alder (*Alnus*), are dominant. Shrubs are often higher than 40 cm, and can even exceed 2 m high in watercourses. Tussock tundra, where sedges (e.g. *Eriophorum*) are dominant but that also contains some shrubs, is common in Alaska and west Siberia. In zone D, shrubs are present but not dominant, and are often <40 cm high. Vascular plants cover 50–80% of the surface, including low deciduous shrubs, evergreen shrubs (e.g. Empetraceae) and sedges.

In this study, the spatial resolution is 0.1°. The GLC2000 map (Bartholomé & Belward, 2005) provides a land cover classification at 0.0089° resolution at the

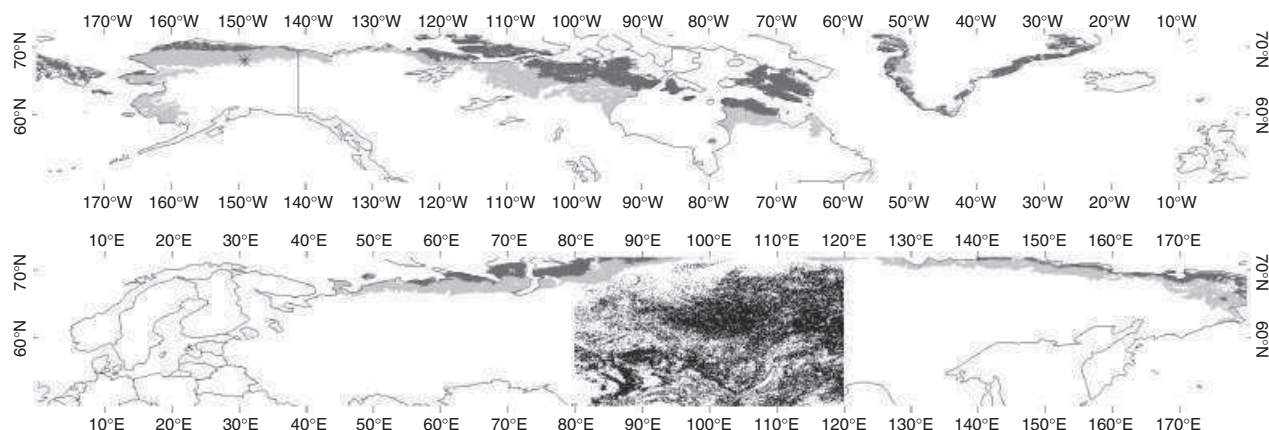


Fig. 1 Study area. Gray refers to tundra from bioclimatic zones D (dark gray) and E (light gray). Bare areas or water bodies are removed according to the GLC2000 landcover map. Black refers to the taiga region used for the calibration of the leaf out model. The asterisk shows the location of the Toolik station.

world scale from the SPOT-VEGETATION (SPOT-VGT) earth observation datasets. We use this map to reject 0.1° grid cells for which more than half of the surface is dominated by bare areas or water bodies. Our study area is shown in Fig. 1, together with the taiga area used for the calibration of the model (see 'Leaf appearance model').

In situ measurements of leaf appearance timing and of temperature

The Toolik Field Station ($68^\circ 38'N$, $149^\circ 38'W$, see Fig. 1) is located in zone E in Alaska, and is a tussock tundra site. Many studies of the effects of climatic change on the tundra vegetation have been based on the experiments conducted at this station. In particular, a set of experiments was carried out there to determine the factors controlling spring phenology (Oberbauer *et al.*, 1998; Pop *et al.*, 2000; Starr *et al.*, 2000). The experiments include phenological observations of unmanipulated vegetation in 1995–1997, the observation of the effect of snow removal and of forced soil warming on phenology, and phenological observations in thermal chambers. We use the dates of bud break of dwarf birch (*B. nana*) as reported by Pop *et al.* (2000) for years 1995–1997: because bud break is not simultaneous for all individual plants, Pop *et al.* used the average bud break date of six birches in each of the six observations plots. The leaf appearance dates are days of year 159 in 1995, 168 in 1996 and 160 in 1997. In addition, we derive the day of leaf appearance in 1983 from the seasonal patterns of leaf expansion of sedge (*Eriophorum*) and deciduous shrub (*Betula*) shown in Chapin & Shaver (1996). We use the date at which 50% of individuals

present expanding leaves: day of year 150 for sedge and day of year 168 for birch.

The Toolik station consists in several experimental sites. We use the daily temperature (at 1 m) recorded at the main site (Toolik Station Lake Main) for years 1989–2002 and obtained from <http://ecosystems.mbl.edu/ARC/>. We also use the daily temperatures recorded at the Toolik moist acidic site, located about 760 m south-west of Toolik Lake Main. The phenological observations were performed 400 m south-east of the Toolik moist acidic site. Unfortunately the temperature records are incomplete in the critical period of May and June in 1995 and 1996; therefore, we use only the temperature records in 1997 for which we also have ground observations of phenology.

Detecting green-up timing from satellite observations

Remote sensing satellite data have often been used to provide estimates of phenological dates (e.g. Zhang *et al.*, 2003), and to study phenological interannual variations (Myneni *et al.*, 1997; Zhou *et al.*, 2001). However, different methods have yielded significantly different results (Schwartz *et al.*, 2002), and relating the remote sensing estimates to a particular phenological status is difficult. In boreal regions, the presence of snow poses an additional problem in that the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI), which is commonly used for phenological measurements, increases both with canopy development and with snow melt. Consequently, the timing of NDVI increase can be affected by the timing of snow melt as well by the seasonal changes in canopy (Moulin *et al.*, 1997; Dye & Tucker, 2003), leading to misdetection of the actual green-up date.

A methodology to overcome the problem of snow and provide accurate estimates of onset of greening in boreal regions is described by Delbart *et al.* (2005). The methodology uses the SPOT-VGT 10-day-composite data (S10) available from <http://free.vgt.vito.be/> for years 1998–2002. The data consist of reflectances in spectral bands B0, B2, B3 and SWIR, which correspond, respectively, to the blue (0.43–0.47 μm), red (0.61–0.68 μm), near-infrared (0.78–0.89 μm) and short-wave infrared (1.58–1.75 μm) domains. One pixel record of SPOT-VGT S10 data corresponds to the record which is assumed to be the least affected by atmospheric noise during the 10-day period, as selected based on the maximum value composite technique (Holben, 1986). Each record comprises the recording date in addition to the reflectance values in each of the spectral bands. The original resolution of the SPOT-VGT S10 data is 0.008928° (about 1 km). We first reprojected it to a 0.1° resolution by averaging pixels. Then, the Normalized Difference Water Index (NDWI) is calculated as

$$\text{NDWI} = \frac{\text{B3} - \text{SWIR}}{\text{B3} + \text{SWIR}}$$

Despite the compositing procedure, some atmospheric noise still affects the reflectance values. In order to further eliminate this noise, the Normalized Difference Snow Index (NDSI) is also computed as

$$\text{NDSI} = \frac{\text{B0} - \text{SWIR}}{\text{B0} + \text{SWIR}}$$

This index is nearly insensitive to vegetation. It decreases with snow melt in spring, and displays strong positive peaks with atmospheric noise. In July and August, we reject the NDWI estimate at any date at which NDSI has increased by 0.4 points or more since its previous record (see details in Delbart *et al.*, 2005). The basis of the NDWI methodology is that NDWI firstly decreases with snow melt and secondly increases with foliage development, which allows distinguishing vegetation changes from snow cover changes: the green-up timing is the time at which NDWI starts increasing. Because NDWI may first display a small increase unrelated to foliage development just after snow melt (e.g. owing to changes in acquisition angles or atmospheric noise), only a large increase in NDWI is considered: the green-up date is taken as the last date at which NDWI is lower than the minimum NDWI increased by a quantity ε taken as 20% of the total NDWI increase.

Unfortunately, the NDWI methodology cannot be applied before 1998: the SPOT-VGT dataset starts in April 1998, and the existing long-term remote sensing archives such as the Pathfinder AVHRR Land (PAL) data, available for years since 1982, do not offer the

appropriate short-wave infrared band necessary to calculate NDWI. Thus, we developed another methodology (Pixel-Specific Threshold methodology; Delbart *et al.*, 2006) to measure the green-up timing from PAL-NDVI. The PAL-NDVI data of 8 km resolution (James & Kalluri, 1994, available from <http://daac.gsfc.nasa.gov/>) was constructed from data from NOAA satellites (NOAA 7, 9, 11 and 14). NDVI is calculated as follows:

$$\text{NDVI} = \frac{\text{NIR} - \text{RED}}{\text{NIR} + \text{RED}}$$

where NIR and RED are the reflectance values measured at, respectively, 0.58–0.68 μm (red) and 0.73–1.10 μm (near infrared). Similarly to the SPOT-VGT S10 data, only one NDVI measurement is selected on each 10-day period using the Maximum Value Composite technique. However, the date of the selected data is not given, and in this study, we define it as the midpoint of the 10-day period. PAL-NDVI is reprojected to a geographic plate carree projection at a 0.1° resolution. The Best-Increment Slope Estimate filter (Viouy *et al.*, 1992) is applied to this reprojected NDVI to cancel nonpersistent decreases which can be due solely to atmospheric noise.

The green-up date is the date when PAL-NDVI reaches a threshold value. The threshold value is pixel specific. The calibration of the threshold value for each pixel uses the green-up dates from SPOT-VGT NDWI in the years which are common to the two datasets. For each pixel and each of these years (1998–2001, except 1999), we record the PAL-NDVI value found at the green-up date derived using SPOT-VGT NDWI. Then, the three recorded yearly PAL-NDVI values are averaged to give a threshold value specific to the pixel (Fig. 2). This threshold is ranging from 0.2 to 0.35, which is consistent with ground measurements made at a tundra site in Alaska, where snow-free and prefoliation NDVI is close to 0.3 (Stow *et al.*, 2004). For the period 1982–1997 (and 1999), the date of green-up is taken as the date at which PAL-NDVI equals the threshold value (see details in Delbart *et al.*, 2006).

In Delbart *et al.* (2006), the green-up dates from our two methodologies were compared with *in situ* dates of leaf appearance of deciduous trees at eight forest sites from the Ural mountain region to the Yakutsk region. The root mean square (RMS) error was 6.65 days for the SPOT-VGT NDWI methodology, and 7.75 days for the PAL-NDVI pixel-specific threshold methodology, and neither methodology showed any bias.

Global daily temperature dataset

Daily temperature was taken from the ECMWF ERA40 reanalysis dataset, scaled to 0.1° resolution (original resolution is 1.125°) by bilinear interpolation and with

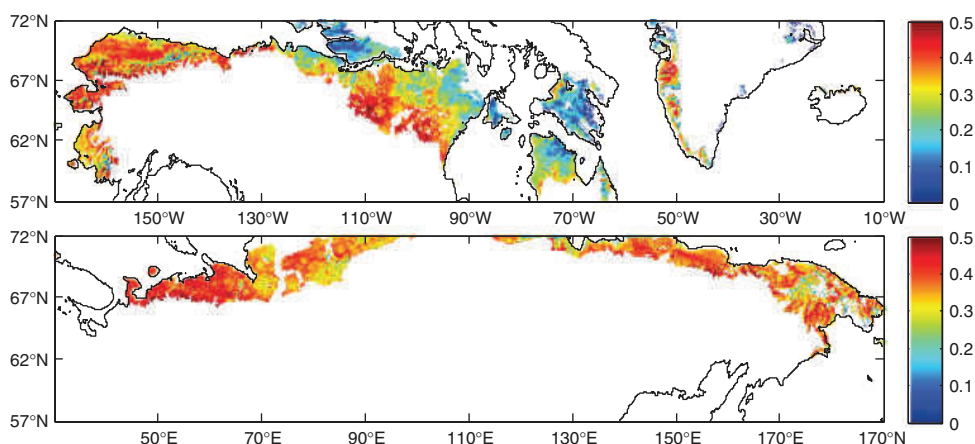


Fig. 2 Normalized Difference Vegetation Index pixel-specific threshold value.

a lapse rate of $0.006\text{ }^{\circ}\text{C m}^{-1}$ to account for differences in altitude at ERA40 and 0.1° resolution (Picard *et al.*, 2005).

Leaf appearance model

Green-up dates from SPOT-VGT NDWI in 1998–2002 were used to calibrate a leaf-out model (Picard *et al.*, 2005) based on the Spring Warming model (Robertson, 1968; Chuine *et al.*, 2003) over deciduous forests in Central Siberia. The area used for the calibration is shown in Fig. 1. The model assumes that air temperature drives the development toward budburst. The leaf appearance day t_{bb} is the smallest value such as

$$\sum_{t_0}^{t_{bb}} \max(\theta - \theta_0, 0) \geq F^*,$$

where θ is the daily temperature, t_0 is the start date (January 1), θ_0 and F^* are the two parameters to calibrate, and are, respectively, the base temperature and the threshold for the cumulative thermal forcing rate. The selected pair of parameters $\theta_0 = 4.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $F^* = 65$ degree-days corresponds to the minimum root mean square difference (RMSD) between the simulated green-up dates and the remote sensing green-up dates. The minimum RMSD is found by exploring systematically the (θ_0, F^*) space in a broad range of parameter values. This brute force approach is efficient enough given the limited dimension of the parameter space and the simplicity of the model (Picard *et al.*, 2005). We stress the fact that these values have no physiological meaning, as a RMSD with remote sensing estimates of <6.5 days was reached for a range of θ_0 from 1 to $5.2\text{ }^{\circ}\text{C}$, with F^* changing accordingly.

In Picard *et al.* (2005), the model was calibrated and validated in the central part of Siberia. However, Fig. 3 shows that the model performs well for all boreal

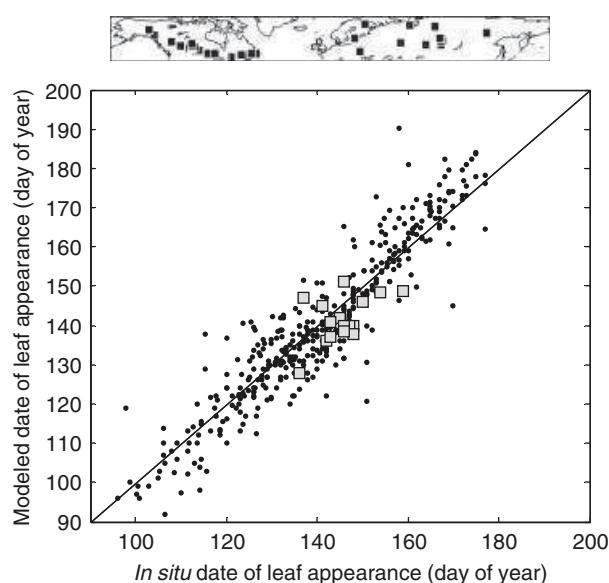


Fig. 3 Comparison of *in situ* date of leaf appearance in taiga with modeled leaf-out dates (from ERA40) in Eurasia (black spots) and North America (gray squares). Locations of sites are shown in top panel.

forests, exposed to a large range of climatic conditions. The simulated green-up dates are here compared with ground observations of leaf appearance of birch (14 sites) or larch (one site) in boreal Eurasia, showing no bias and a RMSE of 7.3 days, and to dates of aspen leaf appearance (17 sites) in North America (only in 2002) showing no bias and a RMSE of 6.7 days. The *in situ* data from Eurasia are described in Delbart *et al.* (2006), Ahas *et al.* (2002) and Kozlov & Berlina (2002). North American data are the dates of leaf appearance of aspen available from <http://www.naturewatch.ca/english/plantwatch/>

The model is, here, applied over the low-arctic tundra area to the ERA-40 daily temperature dataset. It is also

applied to air temperature datasets recorded at Toolik station (Toolik Lake main and Toolik moist acidic site).

Correlation and RMSD calculations

For each pixel, we calculate the RMSD between the remote sensing green-up date and the simulated green-up date over all years 1982–2002.

$$RMSD = \frac{1}{N} \times \sqrt{\sum_{i=1982}^{2002} (t_{gu}(i) - t_{bb}(i))^2}$$

where $t_{gu}(i)$ is the remote sensing green-up date, $t_{bb}(i)$ is the simulated green-up date for the year i , and N is the number of years (21).

Results

Comparison of remote sensing and simulated green-up dates with in situ measurements

Figure 4 shows the remote sensing green-up dates and the simulated green-up dates (from ERA40) obtained for the 0.1° grid cell containing the Toolik station, together with the *in situ* dates of leaf appearance and the dates of green-up modeled from the *in situ* measurements of temperature. For the 4 years of *in situ* observations, the absolute difference between the remote sensing green-up dates and the *in situ* dates ranges from 1 to 6 days (average = 3.25 days), and the absolute difference between the simulated green-up date (from ERA40) and the *in situ* dates ranges from 2 to 7 days. The 7-day error between the model and the ground observations is found for year 1995, and is reduced to 2 days when applied on the *in situ* measurement of temperature, suggesting a part of the error comes from using the interpolated reanalysis temperature dataset. The absolute difference between the green-up dates modeled from ERA40 and those modeled from the *in situ* measurements of temperature in 1989–2002 is 2.93

days in average, and ranges up to 7 days. However, the two time series of simulated green-up date dates are correlated ($R = 0.9055$).

Furthermore, in 1997, the model is also applied to the temperature recorded at the moist acidic site (not shown in Fig. 4), which is closer to the location where the phenological observations were conducted. The simulated green-up date is then day of year 159 instead of day 163 when using the temperature recorded at the main lake site. The simulated green-up date is 1 day earlier than the *in situ* observed date (day of year 160).

We conclude that for the grid cell containing the Toolik station:

1. The remote sensing green-up dates are close to ground observations of shrub phenology, taken as the date at which half of shrubs have started leaf expansion, even though the remote sensing green-up date concerns the whole 0.1° grid cell.
2. The model applied to the local measurements of temperature gives a date which is very close to the one observed on the ground. Using the reanalysis temperature dataset results in some difference with the local observations, but the interannual variations are correctly reproduced.

Comparison of remote sensing green-up dates and simulated green-up dates

Figure 5 shows the RMSD between the remote sensing green-up date and the simulated green-up date for the whole tundra area. In most regions including the central part of continental north-east Canada, most of Alaskan tundra, and nearly the whole Eurasian tundra, the RMSD ranges between 4 and 8 days. In several coastal areas, the RMSD is above 20 days. The reason for the poor results in coastal areas is the resampling of the original ERA40 dataset from 1.125° resolution to 0.1°. Original coastal grid cells average temperatures from

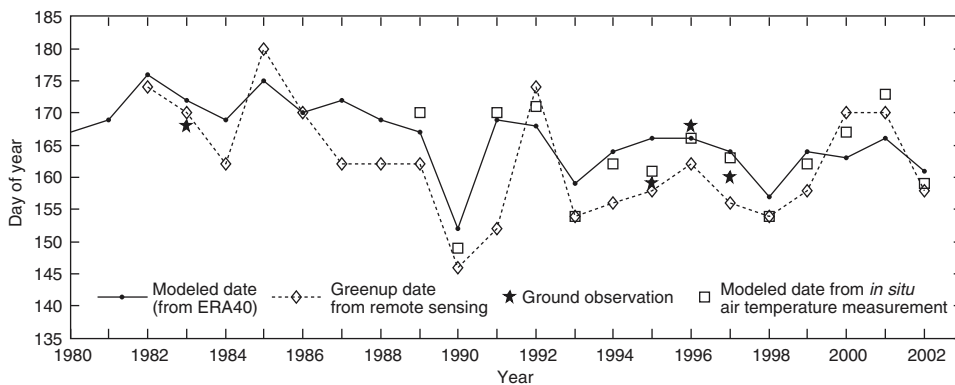


Fig. 4 *In situ* dates of leaf appearance, simulated green-up dates and remote sensing green-up date at the Toolik Station.

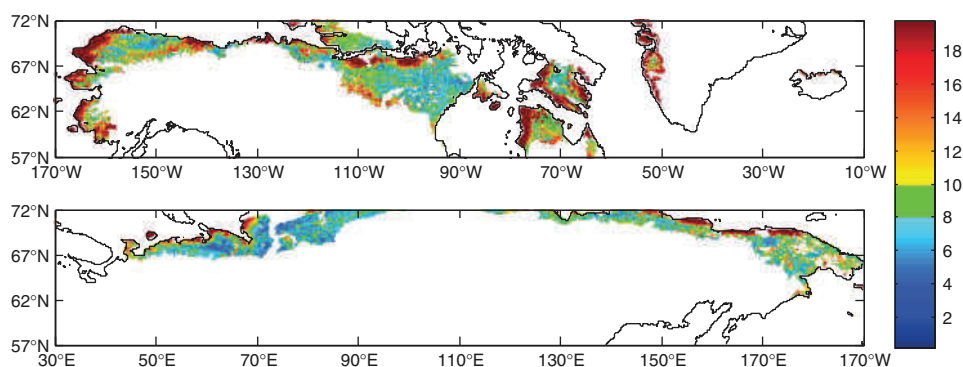


Fig. 5 Root mean square difference (RMSD) (in days) between the remote sensing green-up dates and the simulated green-up dates calculated from year 1982 to 2002. Top (bottom) panel shows the RMSD for tundra regions located between 170°W and 10°W (50°E and 170°W). Latitude ranges from 57°N to 72°N.

land and sea, and thus the resampling yields unrealistic temperatures for land. Except for these areas, the RMSD is fairly uniform.

Figure 6 shows the interannual variations of the remote sensing green-up date and the simulated green-up date averaged over four large areas: Alaska (from 170°W to 130°W), north-east Canada (from 130°W to 50°W), west Siberia (from 50°E to 100°E) and east Siberia (from 100°E to 170°W). Only the pixels farther than 1° from the coast are considered here. Table 2 gives for each zone the largest absolute difference obtained during 1982–2002, the bias, the RMSD and the correlation. Differences up to 9.3 days occur between the spatially averaged remote sensing and simulated green-up dates over specific years, but the RMSD is <5 days for the four zones. The interannual variations are correctly reproduced (the correlation ranges from 0.73 to 0.85), and the mean difference (bias) is negligible.

Application: interannual and spatial variations in green-up date in 1958–2002

Figure 7 (top panel) gives the spatial variations in the average green-up date measured with remote sensing in 1982–2002. The average green-up date ranges from June 1–10 in Alaska and south-west Siberian tundra to early July in north and east Siberia and Canadian islands. Because the simulated and remote sensing green-up dates agree well over the time series, we use the model to study the interannual variations in green-up timing back since 1958, based on the same regions as used in previous paragraph (Fig. 6). In Alaska, the green-up has tended to occur earlier since 1974, with a mean rate of change in 1974–2002 of -0.36 days yr^{-1} (-0.13 days yr^{-1} over 1958–2002). In north-east Canada, the time series reveal no major trend, and the rate of change is -0.05 days yr^{-1} over 1958–2002. In north-west

Siberia, the green-up date has tended to occur earlier with a rate of change of -0.46 days yr^{-1} since 1968 (-0.20 days yr^{-1} in 1958–2002). Finally, in north-east Siberia, no major trend can be seen (-0.06 days yr^{-1} in 1958–2002), the green-up occurring 2 days later in average in 1990–2002 than in 1958–1970, and 2.5 days earlier than in 1971–1989. In summary, green-up has tended to occur earlier in Alaska and in west Siberia over the last few decades (Fig. 7b).

Discussion

What does remote sensing detect?

The remote sensing methodologies provide green-up dates, which are theoretically related to every deciduous plants within the grid cell, including deciduous trees, grass layer and deciduous understorey. In deciduous and mixed boreal forests, the validation showed that this green-up date is strongly correlated with the date of tree leaf appearance. Two questions arise in our study: (1) is the timing of green-up correctly detected in tundra? (2) which component(s) of the tundra vegetation is responsible for the increases in NDWI and NDVI (i.e. to which species is related the remote sensing green-up date)?

Concerning the reliability of the detection, the main source of uncertainty comes from the composite procedure, which aims at reducing the effect of atmospheric noise on the remote sensing signal by selecting only one acquisition every 10 days. This uncertainty is unavoidable. Despite the compositing procedure, the signal can be affected by remaining atmospheric noise. The reliability is therefore higher for large NDWI or NDVI increase at spring (and consequently a larger signal to noise ratio), and thus with a large amount of deciduous vegetation within the remote sensing pixel. Figure 8

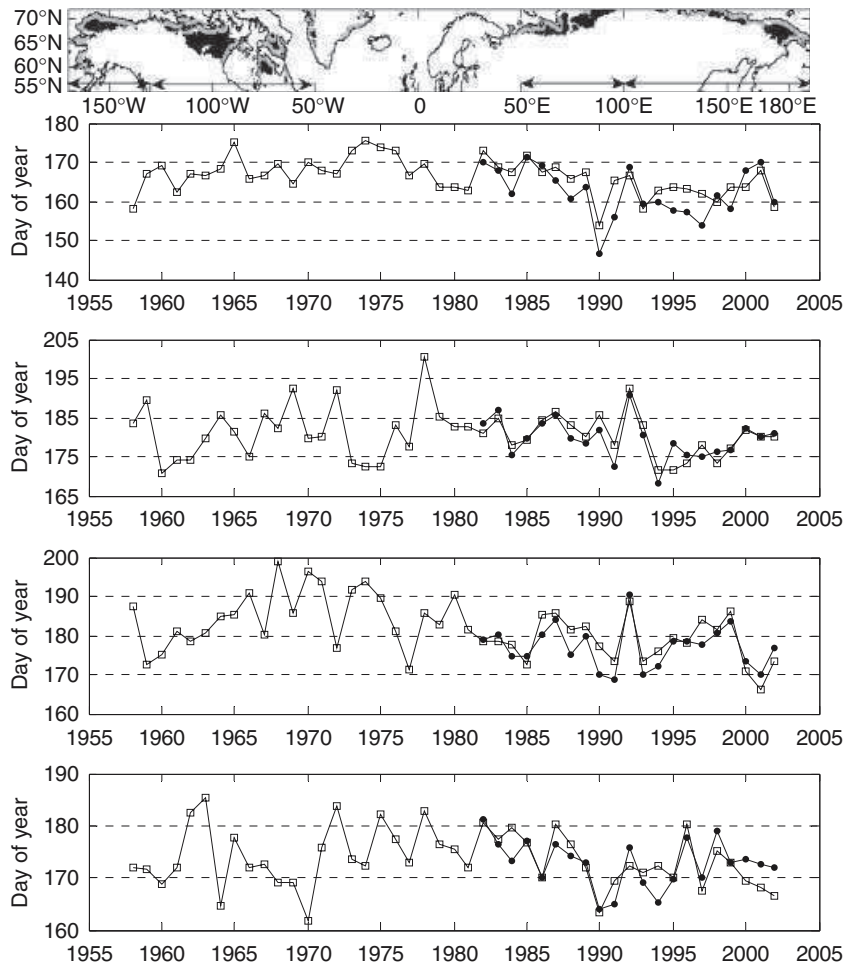


Fig. 6 Spatially averaged remote sensing green-up dates (line with black dots) and simulated green-up dates (line with empty squares) for regions (as shown in the map in the top panel by arrows): Alaska (from 170°W to 130°W), north-east Canada (from 130°W to 50°W), west Siberia (from 50°E to 100°E) and east Siberia (from 100°E to 170°W), from top to bottom.

Table 2 Comparison between remote sensing and simulated green-up dates, averaged for each of region (see Fig. 6)

	Maximum absolute difference	Bias	RMSD	Correlation R
Alaska	9.26	-2.52	4.54	0.7943
North-east Canada	6.83	-0.65	2.85	0.8487
West Siberia	6.89	-1.59	3.64	0.8224
East Siberia	7.05	-0.18	3.41	0.7362

Maximum absolute difference, bias and RMSD are given in days.
 RMSD, root mean square difference.

shows the probability density functions (PDFs) of the NDWI and NDVI increase at spring in tundra, and in the deciduous taiga for comparison. The PDFs show that the increase of the two indices is smaller in tundra

than in taiga. This is because in tundra the vegetation is sparser than in deciduous forests. The detection is, therefore, more likely to be affected by atmospheric noise in tundra than in taiga, resulting in possible error of detection. In fact, most of the pixels with small increases in both NDWI and NDVI are located in the Canadian north-east, following the maximum NDVI pattern shown in Walker *et al.* (2002) and Reynolds *et al.* (2006). The effect of this increased sensitivity to noise is difficult to estimate as no *in situ* measurement of leaf appearance date is available in this region. However, most of the noise is removed by the compositing procedure and by the signal filtering.

According to the ground measurements of reflectance in tundra (Stow *et al.*, 2004), NDVI increase after snow melt is larger in places dominated by vascular plants (e.g. 0.35 NDVI points) than in places dominated by mosses or lichens (e.g. 0.1 NDVI points), confirming that shrubs and graminoids are the main contributors to

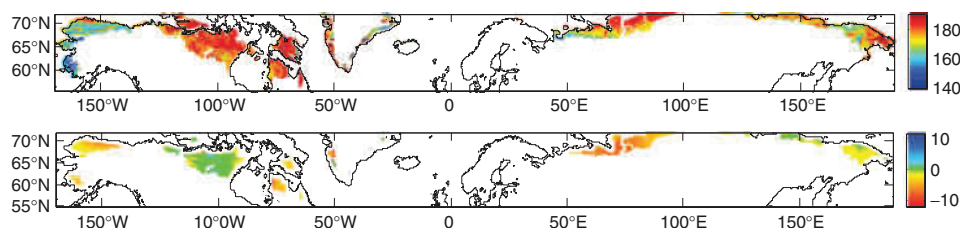


Fig. 7 Maps of spatial and temporal variations in the green-up date. Top panel shows the average green-up date from remote sensing in 1982–2002 (day of year). Bottom panel is the difference in days, between the simulated green-up dates averaged in 1980–2002 and those averaged in 1958–1979, for all the pixels farther than 1° from the coasts. A negative number of days indicates the leaves appear earlier in 1980–2002 than in 1958–1979.

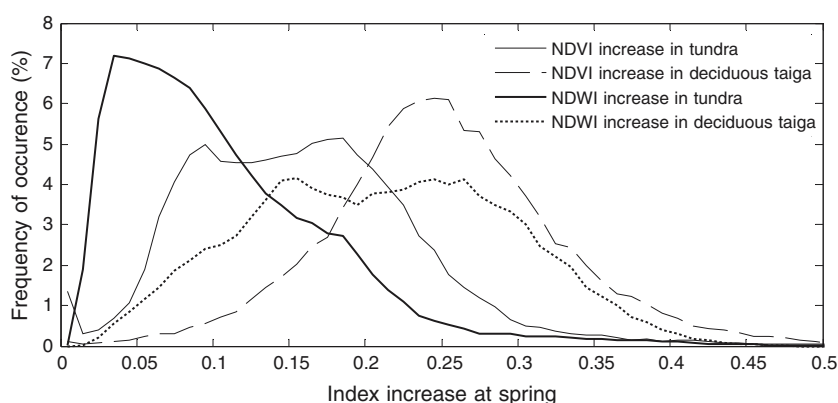


Fig. 8 Probability density functions of Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) and Normalized Difference Water Index (NDWI) increase at spring in tundra and in taiga. These histograms were built for intervals of 0.01 (no unit).

the NDVI increase at the grid cell resolution. In zone E, except in the tussock tundra, the green-up date measured is related to the date of leaf appearance for deciduous shrubs which are dominant and which often form closed canopies.

In tussock tundra and in zone D, the two vegetation types coexist, and differ in phenology. For example, at the Toolik site in 1983, leaf expansion occurred on average on the May 31 for *Eriophorum*, whereas it occurred on the June 18 for *B. nana*. The green-up date detected is not simply the date of leaf appearance for the earliest species, as the NDWI methodology relies on a threshold, which depends on the overall increase in NDWI. In fact, the remote sensing green-up dates should lie between the leaf appearance of both deciduous shrubs and sedges, according to their relative proportions within the pixels. This idea is contradicted by the agreement between the remote sensing green-up date and the date of leaf appearance of dwarf birch at the Toolik station (Fig. 4), although sedges (*Eriophorum*) are largely present. Some *Eriophorum* leaves or leaf portions remain green during winter (Shaver & Laundre, 1997), and old leaves are progressively replaced by new leaves during the whole growing season.

Consequently, the increase in NDVI or NDWI because of *Eriophorum* greening is small. Then, for an ecosystem consisting primarily of deciduous shrubs and *Eriophorum*, which is a major species in tundra, the remote sensing green-up date is closer to the date of leaf appearance of the shrubs. On the contrary, other major sedge species such as *Carex* have a reduced overlapping period between new leaf development and old leaf senescence, and they appear more clearly deciduous than *Eriophorum*. Therefore, in the case of a *Carex*/shrub ecosystem, we expect the remote sensing green-up date to lie between the date of leaf appearance of shrubs and the date of leaf expansion of *Carex*, according to their proportions. Interestingly, this also means that the long-term variations in phenology observed with remote sensing could reveal a change in the community structure.

To summarize, in the Canadian north-east, the signal amplitude is smaller than for taiga where the methodology was validated, and the detection is likely to be affected by noise, although most noise is filtered out. In other tundra areas, the signal amplitude is nearly as large as for taiga, and the detection should be similarly little affected by noise. In zone E (except for tussock

tundra sites), the remote sensing green-up date is expected to be close to the date of leaf appearance of deciduous shrubs. In zone D and in tussock tundra, the remote sensing green-up date is a trade off between the phenological dates of the different species which have clearly seasonal foliage, including all deciduous shrubs and some graminoids.

Comparison with other leaf out models

The model described in Pop *et al.* (2000) is derived from the Sequential and Parallal models (Hänninen, 1990), but does not include any formulation for the dormancy release with chilling. This model considers that budburst occurs when the thermal forcing unit (FU) accumulation reaches a critical value ($FU_{critical}$), the daily thermal FU being a sigmoid function of daily air temperature (T_{air}) such as:

$$FU \text{ day}^{-1} = 0 \quad \text{if } T_{air} < 0^{\circ}\text{C}, \quad (1)$$

$$FU \text{ day}^{-1} = 10 / \{1 + e^{(-0.08(T_{air}-18.0))}\} \quad \text{if } T_{air} > 0^{\circ}\text{C}. \quad (2)$$

The calibration consisted in adjusting $FU_{critical}$ using the ground observations of leaf appearance at the tundra experimental site Toolik Station. Hereafter, we name the Pop *et al.* (2000) model the 'Forcing Unit' model.

In the Soil Thaw model (Van Wijk *et al.*, 2003), the budburst date is calculated using a linked snow pack-soil thaw model. It relies on the assumption that leaf appearance is directly linked to the availability of liquid water, and the trigger for budburst is assumed to be the thaw of soil at 10 cm below the surface. This 10 cm threshold has been determined using the ground observations of leaf appearance and soil temperature in 1995–1997 at the Toolik station.

Figure 9a shows the simulated green-up dates obtained in 1993–2000 at the Toolik station, from the Soil Thaw model, from the Forcing Unit model and from our model. The simulated green-up dates from the first two models were obtained from Van Wijk *et al.* (2003). The authors also reported the deviations (in days) obtained with these two models, when a positive 2 °C bias was applied to the daily temperature uniformly throughout the year to simulate the phenological responses to future temperature changes. We also apply this 2 °C bias to the Toolik stations temperature dataset, and display the green-up dates modeled from the three models under these artificially warmed conditions in Fig. 9b. Table 3 shows the mean absolute difference (in days) between the three models, for both the unbiased and the biased conditions.

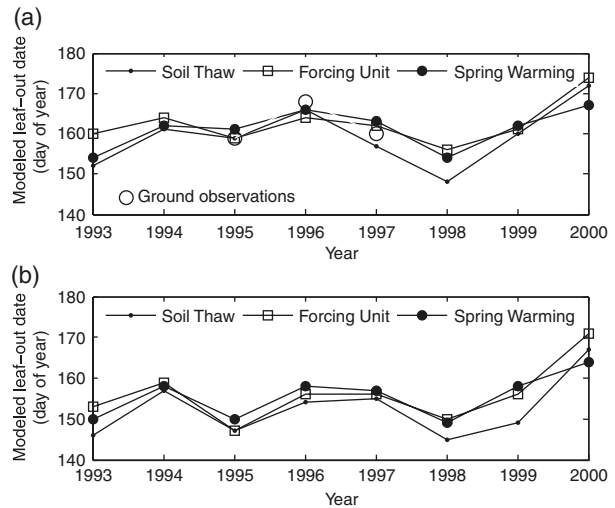


Fig. 9 (a) Green-up dates simulated with the meteorological records from the Toolik station in 1993–2000, using the Soil Thaw model (Van Wijk *et al.*, 2003), the Forcing Unit model (Pop *et al.*, 2000) and the Spring Warming model (Picard *et al.*, 2005). The ground observations are also shown. (b) Same as (a), with a positive 2 °C bias added to the air temperature throughout the year.

Table 3 Mean absolute difference (MAD, in days) of the simulated green-up dates in 1993–2000 from the three models

	Spring Warming	Forcing Unit Model
Soil Thaw Model	3.00/3.75	3.63/3.50
Forcing Unit Model	2.88/2.50	

For each couple of models, the first number stands for the MAD found when the models are applied on the nonmodified temperature dataset, and the second number is the MAD found when the models are applied to the temperature dataset biased by 2 °C.

Our model differs by a maximum 8 days with the Soil Thaw model in 1998, and by a maximum 9 days in 1999 under the biased conditions. However, the mean absolute difference over 1993–2000 is <4 days in both unbiased and biased conditions. The Forcing Unit model and our model give even closer results, with a mean absolute difference of <3 days for the two types of conditions. The largest difference between the simulated green-up dates and the *in situ* measurements in 1995–1997 is 3 days, and is obtained for our model and for the Soil Thaw model in 1997.

Our model and the Forcing Unit model are both based on the same biological assumption (air temperature drives the development of buds), but their mathematical formulations differ in several ways. However, the sigmoid FU function is nearly linear in the 0–20 °C

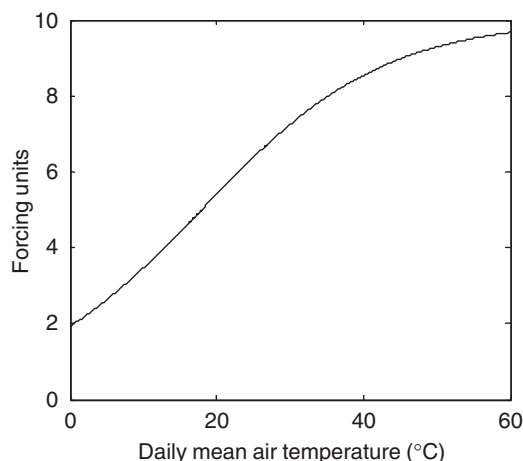


Fig. 10 Forcing units plotted against daily air temperature, as defined in Pop *et al.* (2000) and in Eqn (2).

domain (Fig. 10), thus its form only slightly differs from our model. Another difference between the two models is that the FU accumulates for temperatures above 0 °C, whereas in our model the degree-days accumulate for temperatures above 4.1 °C. However, a lower base temperature, compensated with a larger threshold F^* , can be chosen without significantly reducing the agreement with the remote sensing green-up dates used for the calibration of our model (Picard *et al.*, 2005). Consequently, this difference between the two models may not result in very different simulated green-up dates if F^* and $FU_{critical}$ are both appropriately calibrated.

These two semi-empirical models perform very similarly to the Soil Thaw model, which is based on the physical modeling of the thermal exchanges between air and soil through the snow pack and requires an extended set of input data. Liquid water availability is certainly an absolutely necessary condition, but because spring air warming leads to both snow melt and soil warming, a model based on air temperature provides very similar results. Consequently, our results do not allow determining whether air temperature or soil thaw is the main trigger for leaf appearance in tundra.

Our model displays very close results to the two other models, which, although not built especially for the Toolik station ecosystems, have been calibrated using the ground observations of phenology from this site. However, our model was calibrated for a different region and ecosystem. Our model agrees with the two other models, with the field observations in Toolik, and with the remote sensing green-up dates over the whole low-arctic tundra. This confirms that it is extremely robust and can perform both in taiga and tundra.

Conclusion

Our model, which has been calibrated in Central Siberia in 1998–2002 and which reproduces the leaf appearance date in taiga ecosystems in a large range of climatic conditions, allows simulating the leaf appearance date in the whole low-arctic tundra in 1982–2002. This suggests that air temperature is the main factor controlling spring leaf phenology in tundra, just as in taiga, although these results do not allow rejecting soil temperature as the main trigger for leaf appearance in tundra because of its high correlation with air temperature. The main interest of having a model that works both for taiga and tundra is that it can be applied in the transitional regions between the two ecosystem types, even during the observed advance of trees (Hinzman *et al.*, 2005) from taiga to tundra ecosystems.

Acknowledgements

Many thanks to Dr Gaius Shaver and Dr James Laundre for making available the temperature records from the Toolik Station, to the data collectors of the PlantWatch project, to Dr Thuy Le Toan, Dr Dennis Dye, Dr Tomomichi Kato, Dr Lan Smith and Dr Glen Liston for their comments, and to the two anonymous reviewers. The leaf-out model and the remote sensing methodologies were developed within the framework of the Siberia-2 project of the European Commission. First author also thanks the Japanese Society for Promotion of Science for the financial support through its Postdoctoral Fellowship for Foreign Researchers program.

References

- Ahas R, Aasa A, Menzel A, Fedotova VG, Scheifinger H (2002) Changes in European spring phenology. *International Journal of Climatology*, **22**, 1727–1738.
- Arft AM, Walker MD, Gurevitch J *et al.* (1999) Responses of tundra plants to experimental warming: meta-analysis of the International Tundra Experiment. *Ecological Monographs*, **64**, 491–511.
- Badeck FW, Bondeau A, Böttcher K, Doktor D, Lucht W, Schaber J, Sitch S (2004) Responses of spring phenology to climate change. *New Phytologist*, **162**, 295–309.
- Bartholomé E, Belward AS (2005) GLC2000: a new approach to global land cover mapping from Earth observation data. *International Journal of Remote Sensing*, **26**, 1959–1977.
- Chapin FS, Shaver GR (1985) Individualistic growth responses of tundra plant species to environmental manipulations in the field. *Ecology*, **66**, 564–576.
- Chapin FS, Shaver GR (1996) Physiological and growth responses of arctic plants to a field experiment simulating climatic change. *Ecology*, **77**, 822–840.
- Chuine I, Cour P, Rousseau DD (1998) Fitting models predicting dates of flowering of temperate-zone trees using simulated annealing. *Plant, Cell and Environment*, **21**, 455–466.
- Chuine I, Kramer K, Hanninen H (2003) Plant development models. In: *Phenology: An Integrative Environmental Science*

- (ed. Schwartz MD), pp. 217–235. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Delbart N, Kergoat L, Le Toan T, L'Hermitte J, Picard G (2005) Determination of phenological dates in boreal regions using Normalised Difference Water Index. *Remote Sensing of Environment*, **97**, 26–38.
- Delbart N, Le Toan T, Kergoat L, Fedotova V (2006) Remote sensing of spring phenology in boreal regions: a free of snow-effect method using NOAAVHRR and SPOT-VGT data (1982–2004). *Remote Sensing of Environment*, **101**, 52–62.
- Dye DG, Tucker CJ (2003) Seasonality and trends of snow-cover, vegetation index, and temperature in Northern Eurasia. *Geophysical Research Letters*, **30**, 1405, 58(1)–58(4).
- Hänninen H (1990) Modelling bud dormancy release in trees from cool and temperate regions. *Acta Forestalia Fennica*, **213**, 1–47.
- Hinzman LD, Bettez ND, Bolton WR *et al.* (2005) Evidence and implications of recent climate change in northern Alaska and other arctic regions. *Climatic Change*, **72**, 251–298.
- Holben BN (1986) Characteristics of maximum-value composite images from temporal AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, **7**, 1417–1434.
- Hollister RD, Webber PJ, Tweedie CE (2005) The response of Alaskan arctic tundra to experimental warming: differences between short- and long-term responses. *Global Change Biology*, **11**, 525–536.
- James ME, Kalluri SNV (1994) The Pathfinder AVHRR land dataset: an improved coarse resolution dataset for terrestrial monitoring. *International Journal of Remote Sensing*, **15**, 3347–3363.
- Jónsdóttir IS, Magnússon B, Gudmunsson J, Elmarsdóttir A, Hjartarson H (2005) Variable sensitivity of plant communities in Iceland to experimental warming. *Global Change Biology*, **11**, 553–563.
- Kozlov MV, Berlina NG (2002) Decline in length of the summer season on the Kola Peninsula, Russia. *Climatic Change*, **54**, 387–398.
- Lévesque E, Henry GHR, Svoboda J (1997) Phenological and growth responses of *Papaver radicum* along altitudinal gradients in the Canadian High Arctic. *Global Change Biology*, **3** (Suppl. 1), 125–145.
- Marchand FL, Nijs I, Heuer M *et al.* (2004) Climate change postpones senescence in high arctic tundra. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, **36**, 390–394.
- Moulin S, Kergoat L, Viovy N, Dedieu G (1997) Global-scale assessment of vegetation phenology using NOAA/AVHRR satellite measurements. *Journal of Climate*, **10**, 1154–1170.
- Myneni RB, Keeling CD, Tucker CJ, Asrar G, Nemani RR (1997) Increased plant growth in the northern high latitudes from 1981 to 1991. *Nature*, **386**, 698–702.
- Oberbauer SF, Starr G, Pop EW (1998) Effects of extended growing season and soil warming on carbon dioxide and methane exchange of tussock tundra in Alaska. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 29075–29082.
- Picard G, Quegan S, Delbart N, Lomas MR, Le Toan T, Woodward FI (2005) Phenology modelling in Siberia and its impact on the carbon budget. *Global Change Biology*, **11**, 2164–2176.
- Pop EW, Oberbauer SF, Starr G (2000) Predicting vegetative budbreak in two arctic deciduous shrubs species, *Salix pulchra* and *Betula nana*. *Oecologia*, **124**, 176–184.
- Raynolds MK, Walker DA, Maier HA (2006) NDVI patterns and phytomass distribution in the circumpolar Arctic. *Remote Sensing of Environment*, **102**, 271–281.
- Robertson GW (1968) A biometeorological time scale for a cereal crop involving day and night temperatures and photoperiod. *International Journal of Biometeorology*, **12**, 191–223.
- Sarvas R (1972) Investigations on the annual cycle of development of forest trees, Active period. *Communicationes Instituti Forestalis Fenniae*, **76**, 1–110.
- Schwartz MD, Reed BC, White MA (2002) Assessing satellite-derived start-of-season measures in the conterminous USA. *International Journal of Climatology*, **22**, 1793–1805.
- Shaver GR, Kummerow J (1992) Phenology, resource allocation, and growth of Arctic vascular plants. In: *Arctic Ecosystems in a Changing Climate: An Ecophysiological Perspective* (eds Chapin FS *et al.*), pp. 193–209. Academic Press, San Diego, CA.
- Shaver GR, Laundre J (1997) Excursion, elongation and senescence of leaves of *Eriophorum vaginatum* and *Carex bigelowii* in Northern Alaska. *Global Change Biology*, **3** (Suppl. 1), 146–157.
- Starr G, Oberbauer SF, Pop EW (2000) Effects of lengthened growing season and soil warming on the phenology and physiology of *Polygonum bistorta*. *Global Change Biology*, **6**, 357–369.
- Stow DA, Hope A, McGuire D *et al.* (2004) Remote sensing of vegetation and land-cover change in Arctic Tundra Ecosystems. *Remote Sensing of Environment*, **89**, 281–308.
- Van Wijk MT, Williams M, Laundre JA, Shaver GR (2003) Interannual variability of plant phenology in tussock tundra: modeling of plant productivity, plant phenology, snowmelt and soil thaw. *Global Change Biology*, **9**, 743–758.
- Viovy N, Arino O, Belward AS (1992) The best index reflectance index slope extraction (BISE): a method for reducing noise in NDVI time-series. *International Journal of Remote Sensing*, **13**, 1585–1590.
- Wahren CHA, Walker MD, Bret-Harte MS (2005) Vegetation responses in Alaskan arctic tundra after 8 years of a summer warming and winter snow manipulation experiment. *Global Change Biology*, **11**, 537–552.
- Walker DA, Gould WA, Maier HA, Raynolds MK (2002) The Circumpolar Arctic Vegetation Map: AVHRR-derived base maps, environmental controls, and integrated mapping procedures. *International Journal of Remote Sensing*, **23**, 4551–4570.
- Zhang X, Friedl MA, Schaaf CB *et al.* (2003) Monitoring vegetation phenology using MODIS. *Remote Sensing of Environment*, **84**, 471–475.
- Zhou L, Tucker CJ, Kaufmann RK, Slayback D, Shabanov N, Myneni RB (2001) Variations in northern activity inferred from satellite data of vegetation index during 1981 to 1999. *Journal of geophysical research*, **106**, 20069–20083.

Publication 4

Delbart, N., Picard, G., Le Toan, T., Kergoat, L., Quegan, S., Woodward, I, Dye, D. & Fedotova, V. (2008), Spring phenology in boreal Eurasia in a nearly century time-scale, *Global Change Biology*, 14, (3), 603-614.

Spring phenology in boreal Eurasia over a nearly century time scale

NICOLAS DELBART*, GHISLAIN PICARD†‡, THUY LE TOAN§, LAURENT KERGOATS, SHAUN QUEGAN‡, IAN WOODWARD¶, DENNIS DYE* and VIOLETTA FEDOTOVA ||

*Ecosystem Change Research Program, JAMSTEC Frontier Research Center for Global Change, 3173-25 Showa machi, Kanazawa-ku, Yokohama, Kanagawa 236-0001, Japan, †Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, CNRS/Université Joseph Fourier de Grenoble, 54 rue Molière, 38400 St Martin d'Herès, France, ‡Centre for Terrestrial Carbon Dynamics, Sheffield Centre for Earth Observation Science, University of Sheffield, Hicks Building, Hounsfield Road, Sheffield S3 7RH, UK, §Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère, CNRS/IRD/CNES/UPS, 18 avenue Edouard Belin, bpi 2801, 31401 Toulouse cedex 9, France, ¶Department Animal & Plant Sciences, University of Sheffield, Sheffield S10 2TN, UK, ||Komarov Institute of Botany, Saint Petersburg, Russia

Abstract

It has been widely reported that tree leaves have tended to appear earlier in many regions of the northern hemisphere in the last few decades, reflecting climate warming. Satellite observations revealed an 8-day advance in leaf appearance date between 1982 and 1991 in northern latitudes. *In situ* observations show that leaf appearance dates in Europe have advanced by an average of 6.3 days from 1959 to 1996. Modelling of leaf appearance on the basis of temperature also shows a marked advance in temperate and boreal regions from 1955 to 2002. However, before 1955, reported studies of phenological variations are restricted to local scale. Modelling, ground observations and satellite observations are here combined to analyse phenological variations in Eurasian taiga over nearly a century. The trend observed by remote sensing consists mainly in a shift at the end of the 1980s, reflecting a shift in winter and spring temperature. In western boreal Eurasia, a trend to earlier leaf appearance is evident since the mid-1930s, although it is discontinuous. In contrast, the strong advance in leaf appearance detected over Central Siberia using satellite data in 1982–1991 is strengthened by late springs in 1983–1984; moreover, in this region the green-up timing has displayed successive trends with opposite signs since 1920. Thus, such strong trend is not unusual if considered locally. However, the recent advance is unique in simultaneously affecting most of the Eurasian taiga, the leaf appearance dates after 1990 being the earliest in nearly a century in most of the area.

Keywords: boreal, climatic change, Eurasia, *in situ*, leaf appearance, modelling, NDVI, phenology, remote sensing, Russia, spring, taiga, time series, trend

Received 2 April 2007; revised version received 20 July 2007 and accepted 15 August 2007

Introduction

Satellite observations revealed an 8 ± 3 day-advance in spring phenology in Northern latitudes from 1982 to 1991 (Myneni *et al.*, 1997), and a 6.4-day advance in 1982–1999 in Eurasian forests (Zhou *et al.*, 2001). This advance was shown to be related to an increase in the vegetation net primary productivity (Lucht *et al.*, 2002) and to changes in the seasonal cycle of atmospheric CO₂ concentration (Myneni *et al.*, 1997) previously reported

(Keeling *et al.*, 1996), as leaf phenology is a key factor in the annual vegetation carbon uptake (White *et al.*, 1999; Baldocchi *et al.*, 2001). However, remote sensing methods have a fundamental drawback: they can be applied only since 1982, the year suitable satellite observations became available. Moreover, what is actually measured is uncertain: different remote sensing metrics proposed in the literature are difficult to relate precisely to a particular phenological stage (Badeck *et al.*, 2004) and can give substantially different results (Schwartz *et al.*, 2002). Thus, the magnitude of the changes found from satellite observations has been so far uncertain (Zhou *et al.*, 2001). Furthermore, because the satellite observations commonly used to measure vegetation phenology

Correspondence: Nicolas Delbart, CESBIO 18 Avenue Edouard Belin, bpi 2801, 31401 Toulouse cedex 9, France, e-mail: nicolas.delbart@cesbio.cnrs.fr

are sensitive to snow (Moulin *et al.*, 1997), variations found in the boreal regions and attributed to phenological changes may be partially related to snow melt timing variations (Shabanov *et al.*, 2002; Dye & Tucker, 2003).

In contrast, ground observations are precisely related to leaf appearance. They revealed an advancing trend in Europe in the last few decades (Menzel & Fabian, 1999; Menzel *et al.*, 2006), although the variations are spatially heterogeneous with 4 weeks advance in Germany and 2 weeks delay in the Eastern border of Europe since 1951 (Ahas *et al.*, 2002), while Kozlov & Berlina (2002) showed a slight delay trend in Fennoscandia since 1930. At regions such as South Germany, the advance found in the last two decades is not a unique event during the 20th century (Schaber & Badeck, 2005). However, despite their exactness in measuring inter-annual changes, such records exist only for a limited number of stations in the world, primarily concentrated in Europe, and thus do not allow large-scale studies.

A third approach, which allows both the spatial and temporal extent of phenological analysis to be extended, is empirical modelling based on climatic records. The suite of models and climatic indicators proposed in Schwartz *et al.* (2006) confirmed a large-scale trend to earlier spring since 1961 in northern latitudes. Such models require reliable daily temperature records, which exist only locally in the long term. For example, such long-term data exist in North East America, for which empirical modelling indicates that periods with trends to earlier leaf appearance are not confined to the last few decades of the 20th century (Schwartz, 1998).

In this study, we integrate the three approaches in order to analyse phenological variations since 1920 in Central Siberia and since 1936 for all the Eurasian taiga. We first developed a new remote sensing methodology that estimates the green-up dates in boreal regions for 1982–2005. These differ from the *in situ* measurements of the leaf appearance date by 8 days RMS (Delbart *et al.*, 2005, 2006), and which are free of snow effects on the signal. These satellite-derived green-up dates were used to calibrate a green-up model (Picard *et al.*, 2005) based on the Spring Warming approach (Chuine *et al.*, 2003) which has a precision of 7 days RMS. The model is

applied to a global temperature dataset for 1958–2002, and to station temperature records for 1936–1989. We analyse jointly the ground observations of leaf appearance and the modelled and satellite green-up dates, combining the advantages of each dataset to reach a robust representation of the interannual variations in leaf appearance timing at the continental scale, over a much longer period than was previously possible.

Materials and methods

Study area

The study area was selected from the GLC2000 map (Bartholomé & Belward, 2005). The original resolution of this map is about 0.0089° . We selected all 0.1° grid cells dominated either by deciduous needleleaf forests, deciduous broadleaf forests, or mixed (evergreen/deciduous) forests (Fig. 1). Deciduous needleleaf forests are essentially located east of 100°E , and are dominated by larch (*Larix gmelinii*) which forms continuous forests either as pure stands or associated with *Picea obovata*, *Pinus silvestris* or *Betula* sp. (Helmisaari & Nikolov, 1989). *Larix sibirica* is also a dominant species from approximately 80 – 100°E . West of 80°E , deciduous forests are essentially dominated by birch (Nilsson *et al.*, 2000) [i.e. *Betula pubescens* and *Betula pendula*, often in association with aspen (*Populus tremula*)]. Other important but not dominant deciduous species are present mainly in the western part of the study area, such as other *Larix* species, oak (*Quercus robur*) and beech (*Fagus sylvatica*).

In western Russia, deciduous species are often associated with evergreen species to form mixed type forests. Note, some areas classified as mixed forest in the GLC2000 are classified as evergreen forest in other land cover products, such as the MODIS MOD12 map (Strahler *et al.*, 1999) (Fig. 1).

In situ measurements of leaf appearance

Leaf appearance dates are from 14 sites, obtained from various sources such as hydrometeorological stations or nature reserves. The locations and sources are shown in

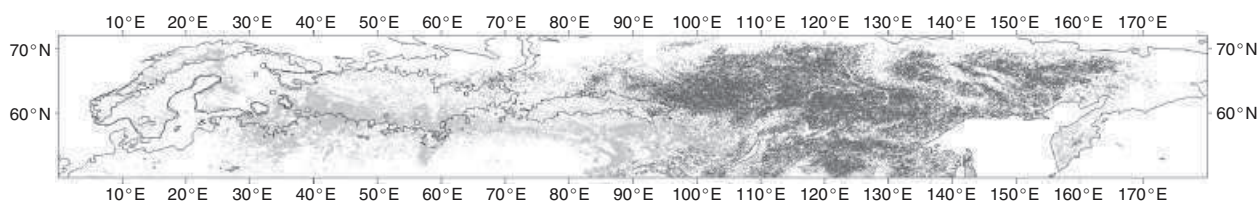


Fig. 1 Study area, defined from GLC2000 (Bartholomé & Belward, 2005). Dark grey pixels show larch forests, light grey pixels show deciduous broadleaf forests and mixed forest. The black line contours the area dominated by evergreen forests according to the MOD12 landcover map (Strahler *et al.*, 1999).

Table 1 Description of *in situ* phenological records: location, species and source

	Latitude	Longitude	Species	Source, documentation
1	53.9000	92.7000	Birch	Komarov Russian
2	63.1000	88.0000		Academy of Sciences.
3	65.8000	88.0000		Fedotova (2000),
4	66.5000	67.8000		Delbart <i>et al.</i> (2006)
5	54.0000	81.0000		
6	52.7000	90.0000		
7	57.2000	94.8000		
8	56.0000	93.0000		
9	58.5000	92.2000		
10	67.6500	32.6200	Birch	Kozlov & Berlina (2002)
11	55.5000	60.5000	Birch	Ahas <i>et al.</i> (2002)
12	58.3700	24.5200		
13	50.3300	28.6700		
14	62.2500	129.6500	Larch	Miyahara <i>et al.</i> (2004), Kondoh & Suzuki (2005)

Table 1. For 13 sites, the measurement is the date of appearance (or unfolding) of birch leaves. For the easternmost site (site 14), the measurement is the date of needle appearance of larch.

Leafing phenology of the dominant deciduous tree species in the boreal forest displays much less variations than in the temperate zone, when the whole community is considered (Lechowicz, 1984). *Larix*, *Betula* and *Populus* belong to the early spring group of Lechowicz (1984) study. For sites 3, 4, 5, 7, 8 and 9, observations of leaf appearance of larch (*L. sibirica*) are also available, whereas on sites 1, 5, 8 and 9 observations are available for aspen (*P. tremula*). The average difference between the appearance of larch needles and birch leaves is zero days (SD of 4.2 days), whereas aspen leaves appear on average 3 days (SD 4.7 days) after those of birch (Delbart *et al.*, 2005).

Remote sensing of the green-up date

We define the remote sensing green-up date (t_{rs}) as the date on which the satellite image grid-cell starts to green up. For 1998–2005 (except 1999, where deficiencies in the SPOT-VEGETATION middle infrared sensor affected our results, Delbart *et al.*, 2005), t_{rs} is taken as the date on which the normalized difference water index (NDWI) starts to increase, since NDWI decreases with snowmelt and increases with foliage development (Delbart *et al.*, 2005). Here, $NDWI = (NIR - MIR) / (NIR + MIR)$, where NIR and MIR refer to the near and middle infrared reflectance measured by the SPOT-VEGETATION sensor.

Unfortunately, this methodology cannot be applied before 1998: the SPOT-VGT dataset starts in April 1998, and the existing long-term remote sensing archives, such as the Pathfinder AVHRR Land (PAL) data (James & Kalluri, 1994), available for years since 1982, do not offer the short wave infrared band necessary to calculate NDWI. Thus, we developed another methodology (Delbart *et al.*, 2006) to measure t_{rs} from PAL-NDVI. The green-up dates obtained for 1998–2001 from the SPOT-VEGETATION data are used to calibrate PAL-NDVI threshold specifically for each pixel. From 1982 to 1997 (and in 1999), green up is assumed to occur when the PAL-NDVI reaches the threshold value (Delbart *et al.*, 2006).

Both methodologies give consistent results in common years (1998–2001), and similar agreement with ground observations of birch leaf appearance date. The dates measured by remote sensing show no bias when compared with *in situ* measurements of the leaf appearance date of birch, and an RMS difference of 8 days (Delbart *et al.*, 2006). This error, which is smaller than the interannual variation, comes mostly from the compositing procedure used to reduce cloud contamination in the satellite data, from the heterogeneity of phenology (due to species coexistence or altitude gradients for example) within the remote sensing pixels, and from the coexistence of diverse land cover types within the remote sensing pixel. The two methodologies are applied at the 0.1° resolution (Delbart *et al.*, 2006).

Phenology model

Satellite green-up dates were used to calibrate a green-up model (Picard *et al.*, 2005) based on the Spring Warming model (Robertson, 1968; Chuine *et al.*, 2003). The Spring Warming model assumes that air temperature drives the development towards budburst. The modelled green-up date t_m is the smallest value such as

$$\sum_{t_0}^{t_m} \max(\theta - \theta_0, 0) \geq F^*,$$

where θ is the daily temperature, t_0 is the start date (1 January), and θ_0 and F^* are, respectively, the base temperature and the threshold for the cumulative thermal forcing rate. Here, θ_0 and F^* are calibrated using t_{rs} obtained from SPOT-VEGETATION in 1998–2002 for the deciduous forests in Central Siberia (Picard *et al.*, 2005). Daily temperature is from the ECMWF ERA40 reanalysis dataset, scaled to 0.1° resolution by bilinear interpolation and with a lapse rate of 0.006 °C m⁻¹ to account for altitude differences. The best agreement with t_{rs} is found for $\theta_0 = 4.1$ °C and $F^* = 65$ °C day⁻¹. Models with a chilling requirement gave no significant

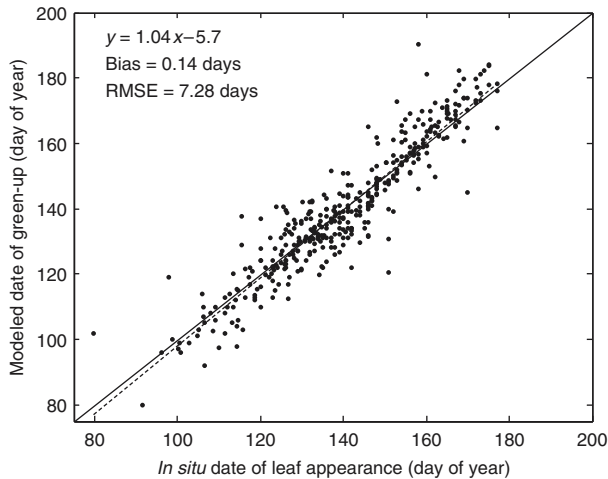


Fig. 2 Modelled leaf-out dates vs. *in situ* leaf appearance dates.

improvement, suggesting that the chilling requirement is always fulfilled in this region or that the noise in t_{rs} prevents its detection. In Picard *et al.* (2005), the validation was made in Central Siberia. Here, we compare the modelled green-up dates with the ground observations of leaf appearance for all stations from Table 1 (Fig. 2). The resulting root mean square error is 7.3 days.

The model was applied first using the ERA40 dataset for 1958–2002 over the whole study area, and second using the daily temperature time series recorded at former USSR meteorological stations (Razuvaev *et al.*, 1993). Before 1936, the daily temperature is the average of three diurnal measurements. The model is, therefore, not applied before 1936 in order to avoid the bias introduced into the daily temperature by the lack of night-time measurements. From 1936 to 1965, daily temperatures are the average of four diurnal or night-time measurements. This low number of daily measurements results in a bias in daily temperature, estimated to be $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Razuvaev *et al.*, 1993), giving a 0.66-day bias in the modelled green-up date (Picard *et al.*, 2005). From 1966 onward, this bias is not present as the daily temperatures are the average of eight diurnal and night-time measurements (Razuvaev *et al.*, 1993). Temperatures from NDP-040 are affected by heterogeneities: the records are incomplete, and many stations were relocated during the observation period. However, most of the moves were small enough (often within 1 km) not to affect the model estimates strongly. We use stations for which records are available since 1936, excluding the urban stations, to avoid the heat island effect.

Previously, Botta *et al.* (2000) also used phenological dates derived from remote sensing to calibrate phenological models at the global scale. However, the green-up timing was taken as the day at which NDVI starts increasing (Moulin *et al.*, 1997), with no correction for

snowmelt in the boreal regions. Consequently, the phenological models for the boreal regions were calibrated over snow melt timing (Moulin *et al.*, 1997).

Results

The spatial patterns of changes (in days) computed from the linear regression of the time series of t_{rs} (Fig. 3a) and t_m (Fig. 3b) in 1982–2002 display common features: they both reveal an advancing trend (negative) for all regions from the Baltic to the Lake Baikal, this trend being especially strong over Central Siberia (Fig. 3a) where it is significantly different from zero at the 95% confidence level (Fig. 4), and a nearly null trend in the Yakutsk region ($125\text{--}135^{\circ}\text{E}$, $58\text{--}63^{\circ}\text{N}$). Nevertheless, the absolute values of the trend differ, the trend in t_{rs} being generally more strongly negative than the trend in t_m , especially in Western Russia and in the Baltic region (Fig. 5). The average rate of change is $-0.38\text{ days yr}^{-1}$ for t_{rs} , and $-0.32\text{ days yr}^{-1}$ for t_m when averaged over the whole area.

The trend over the satellite era results from two distinct periods. The advancing trend occurs only in 1982–1991 (Fig. 3c), whereas 1991–2005 (Fig. 3d) is characterized by a slight delay trend: the spatially averaged rate of change in t_{rs} is $-0.92\text{ days yr}^{-1}$ in 1982–1991, and $+0.04\text{ days yr}^{-1}$ in 1991–2005.

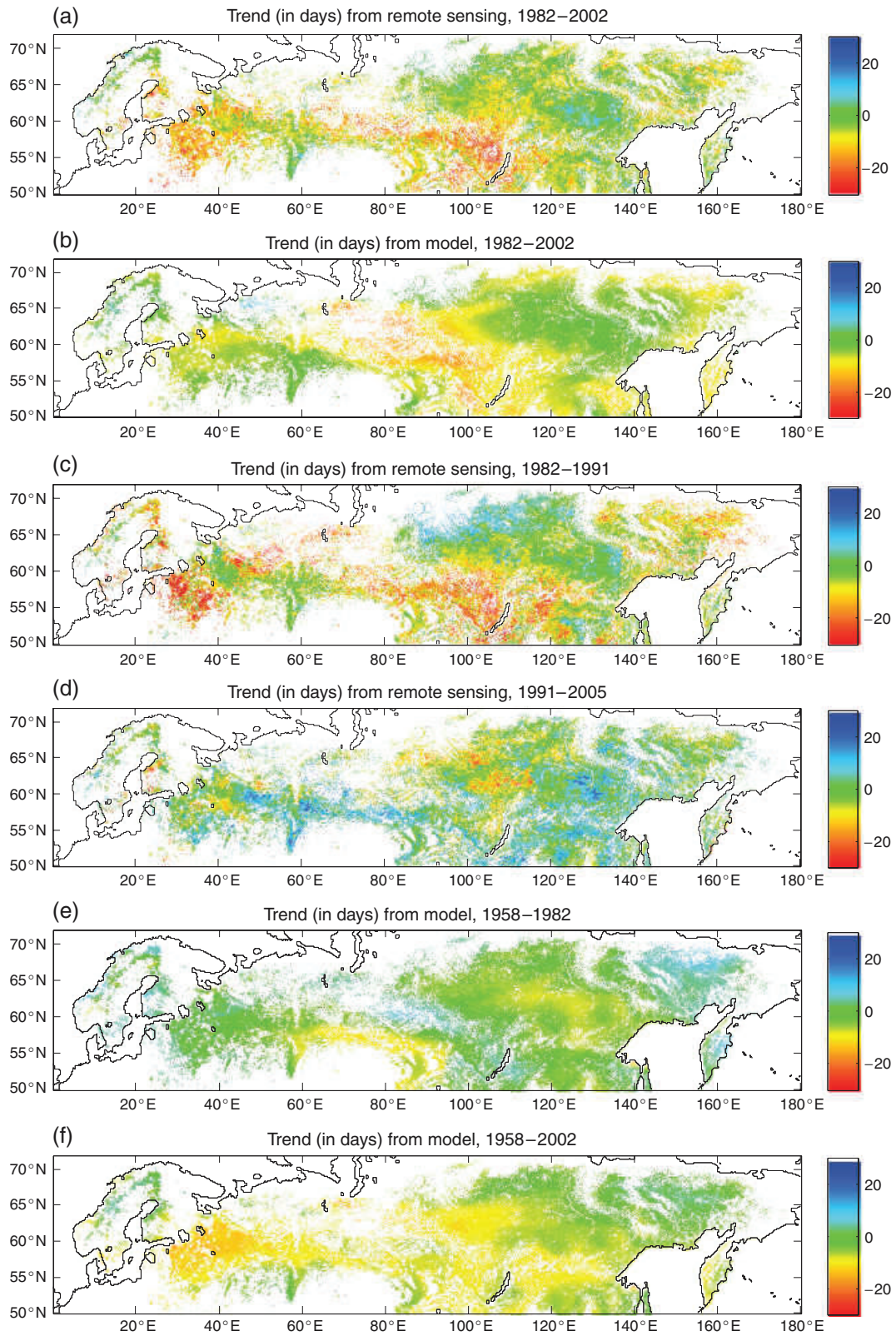
Before the beginning of the satellite observation period (1982), trends can be computed for t_m only. Over 1958–1982 (Fig. 3e), slightly negative trends are found over southern Siberia and north-east Siberia (excluding the Far East), which do not display negative trends in the following 1982–2002 period (Fig. 3a and b). The rest of Eurasia displays low amplitude or slightly positive trends, not statistically different from zero (Fig. 4). Over the whole 1958–2002 period (Fig. 3f), nearly all regions except the Far East display an advancing trend, and the rate of change is significantly different from zero (at the 95% confidence level) for 49% of the pixels (Fig. 4).

The spatially averaged time series of t_{rs} and t_m are very close (Fig. 6), except in 1994 and 1997 for which they differ by 8 and 6 days, respectively. According to modelling, during 1958–2002, the earliest green-up

Fig. 3 Linear regression of the green-up date from remote sensing and modelling (based on ERA40). Each map gives the change (in days) computed as the rate of change from the linear regression (least squares) multiplied by the number of years. (a) 1982–2002, from remote sensing, (b) same period 1982–2002 from modelling, (c) first half of remote sensing period 1982–1991, (d) second half of remote sensing period 1991–2005, (e) 1958–1982, from modelling, (f) 1958–2002, from modelling. Pixels with rate of change significantly different from zero at the 95% level are shown in Fig. 5.

dates occurred in 1967, 1989, 1990, 1991, 1997, 1999, 2000, 2001 and 2002. Moreover, after 1987, the average t_m never exceeds the day of year number 147, whereas

before 1987 it exceeds 147 nearly every second year. Consequently, the 1990–2002 period had the earliest green up in nearly half a century (Fig. 6): it occurred



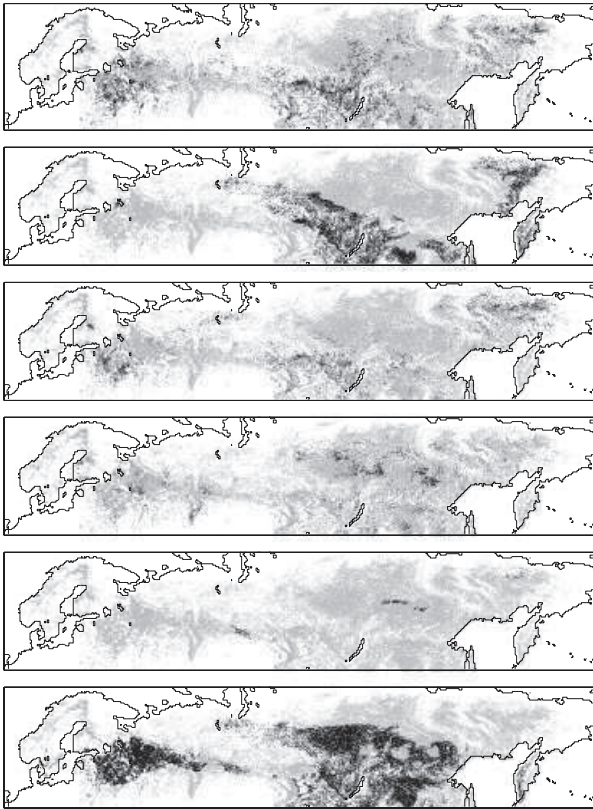


Fig. 4 Pixels (in black) for which the rate of change shown in Fig. 3 is significantly different from zero at the 95% confidence level. From top to bottom: same order as Fig. 2.

4.5 days earlier in 1990–2002 than in 1958–1980 on average over the whole region. At the continental scale, the trend to earlier green-up principally consists of a large shift from 1987 to 1991. Before 1987 and after 1991, green-up dates does not present any notable trend.

In order to explore a longer timescale, the model was also applied to the temperature records from the meteorological stations available since 1936 (Fig. 7). In 1936–2002, only western boreal Eurasia and south-eastern Siberia exhibit a trend to earlier green up (Fig. 7a), and no significant trend is observed in the central regions. The reason for this is that in the first decades after 1936, green up occurred progressively earlier in the Western regions and progressively later in the Eastern regions, this contrast maximizing in 1936–1960 (Fig. 7b). From 1960, green-up modelled at meteorological stations exhibits a trend towards earlier spring, consistent with the gridded model (Fig. 3e).

Model results are corroborated by *in situ* data collected: t_m and t_{rs} show a good agreement with the ground observations of leaf appearance timing for the three sub-regions shown in Fig. 8.

The Baltic region (Fig. 8a) is characterized by two distinct periods of advance trends (1940–1950 and 1978–2005) display advancing trends, resulting in an average 10.4-day advance in 1990–2002 relative to 1936–1949. The advance found over 1940–1950 is partially due to remarkably cold temperatures in March and April 1940–1942 (Fig. 9a), which caused late leaf appearance.

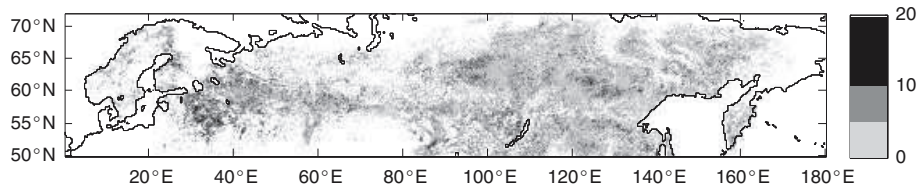


Fig. 5 Absolute value of the difference (in days) between the maps in Fig. 3a and b.

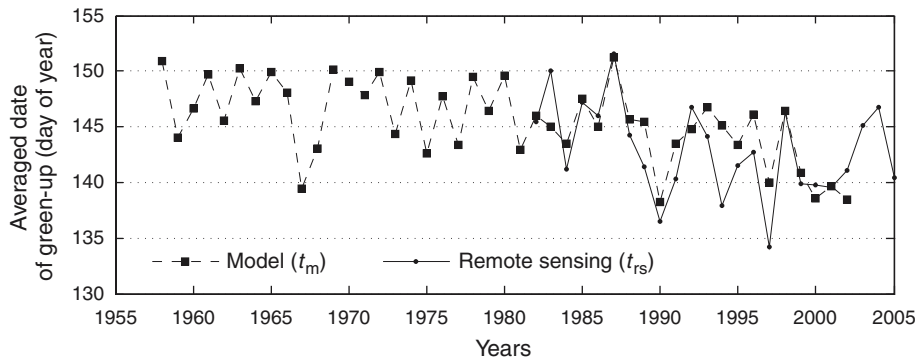


Fig. 6 Green-up date from remote sensing (t_{rs}) and modelling (t_m) averaged over Eurasian deciduous forests.

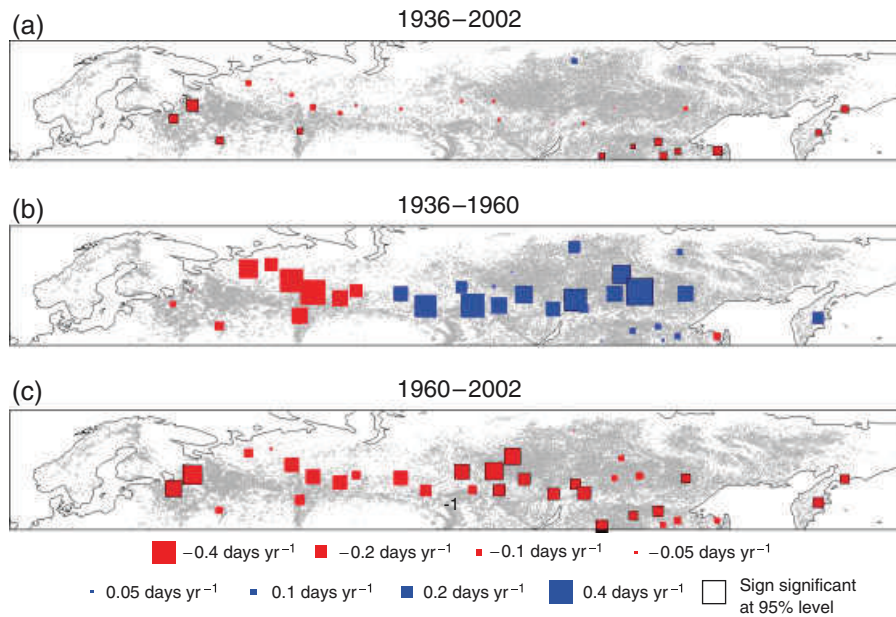


Fig. 7 Rates of change (from linear regression) of the green-up dates modelled using the temperature records from meteorological stations (NDP-040) and the reanalysis temperature dataset (ERA40), in days per year, for (a) 1936–2002, (b) 1936–1960, and (c) 1960–2002. Black border on a square indicates that the sign of the rate of change is significant at the 95% level (two-tailed test). The dates derived from ERA-40 over the period 1958–2002 are combined with those derived from the meteorological records (NDP-040) at nonurban stations in 1936–1989 as follows. We select stations displaying records since 1936. In 1958–1989, if the correlation between the dates derived from NDP-040 and those derived from the ERA40 grid cell containing the station exceeds 0.85, the two time series are averaged after removal of bias between the two time series (the time series of dates derived from NDP-040 is taken as the reference for this removal). For 1936–1957 we keep the dates derived from NDP-040, and for 1990–2002, we keep the date derived from ERA40.

As in Central Europe (Chmielewski & Rötzer, 2001; Scheifinger *et al.*, 2002), the earliest leaf appearance dates are found in 1989 and 1990.

In Western Siberia (Fig. 8b), leaves appeared on average 6.2 days earlier in 1980–2002 than in 1960–1969, and 1.8 days earlier in 1960–1969 than in 1940–1949. No trend is visible from satellite observations as the leaf appearance remained stable after 1978 in this region.

In Central Siberia (Fig. 8c), ground observations and modelling reveal that leaf appearance has been progressively delayed from 1944 to 1960. This delay is also found by modelling for all meteorological stations east of the Ob river (longitude > 70°E). Before 1944, a trend to earlier leaf appearance is found in 1936–1944, and is similar in amplitude to the trend found in 1982–1991. This advancing trend in 1936–1944 is detected for all Central and Eastern Eurasian regions. Despite these successive trends of opposite signs, both ground observations and modelling show that the leaf appearance dates observed in the 1990s in Central Siberia are on average the earliest observed over the whole 1920–2005 period despite past occurrences of very early leaf appearance (e.g. 1943). The earliest spring green up

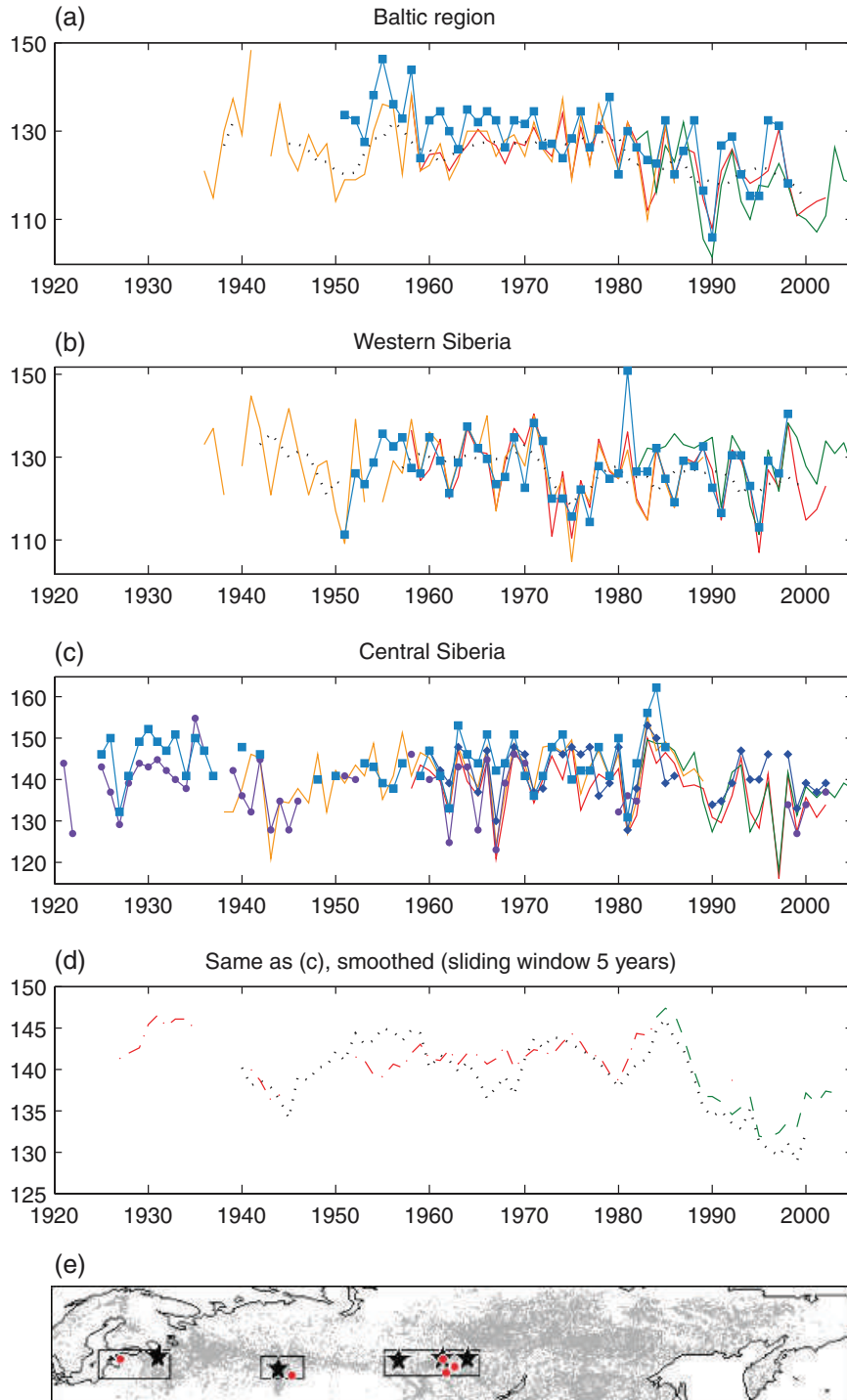
occurred 1997, while the latest leaf appearance dates occurred in 1928–1936 and in 1983–1984. As a result, the strong advancing trend detected in Central Siberia with satellite observations, which is the strongest over the whole Eurasian taiga, is not only due to very early leaf appearance in the most recent years, but also to extremely late leaf appearance in the first years for which satellite data were available, due to cold temperatures in the 2 months preceding leaf appearance in 1983 and 1984 (Fig. 9b).

Discussion

Previously, other studies used satellite data to quantify the changes in the timing of the greening onset. The average rates of change previously determined from satellite observations (Myneni *et al.*, 1997; Zhou *et al.*, 2001) were close to those we present, when averaged over the continental scale, as we find a 7.1-day advance instead of the 6.4 days found by Zhou *et al.* (2001) in 1982–1999, although over a slightly different area. However, the previous methodology only studied the inter-annual changes in NDVI by using a set of threshold values having unclear phenological meaning, some of

them being related to snow melt. Thus, it was appropriate to show the general direction of changes, but their magnitude could not be safely ascribed to plants (Zhou *et al.*, 2001). In contrast, our remote sensing methodology is unaffected by snowmelt and is shown to be related the actual date of leaf appearance. Consequently, our results confirm previous work and reduce the uncertainty in the value of the trend.

The uncertainty on the value of the trend in the green-up timing is further reduced by the agreement with modelling. Comparing the trends from each methodology permits identification of discrepancies, such as in the Baltic region, and also allows to increase the confidence in the results where the two methods agree, such as such as Central Siberia where a strong trend to earlier green up is identified after 1982. In order to



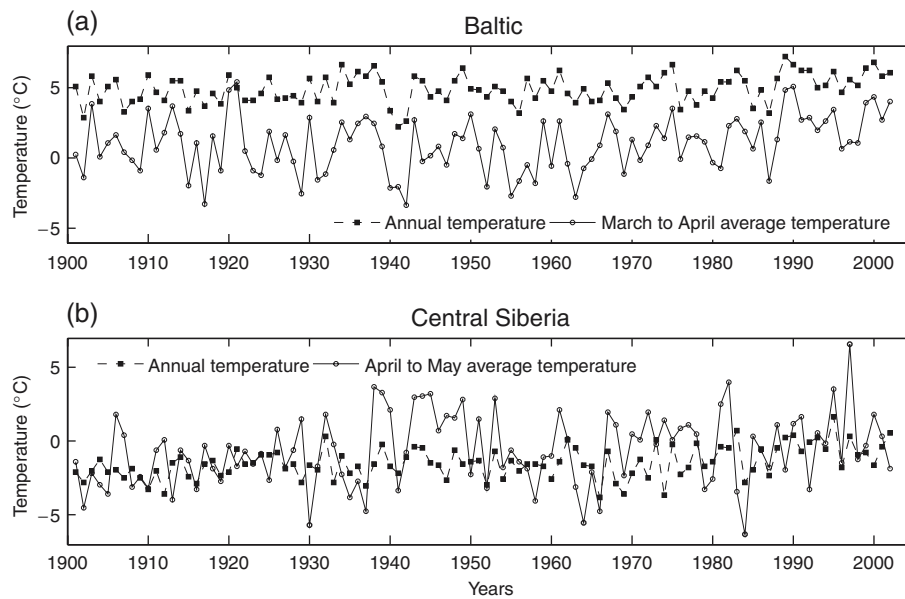


Fig. 9 Temperature (CRU records, Jones & Moberg, 2003) recorded at the Baltic and Central Siberia regions (Fig. 8). The average in the 2 months preceding the leaf appearance is plotted along the annual mean temperature.

statistically evaluate the difference between the rates of change from t_{rs} and t_m , we associated confidence intervals to the rates of change of Fig. 3a and b at the 95% confidence level based on a Student's test. For most pixels, except for isolated pixels located in the East of the Lake Baikal and in the Far East, the hypothesis that the rates of change from t_{rs} and t_m differ can be rejected, as the confidence intervals overlap. However, the difference in the calculated rates of change can exceed 0.5 days yr^{-1} (over 20 years) locally (Fig. 5). Different reasons may explain residual differences in the rates of change in t_{rs} and t_m :

1. The remote sensing methodology is more accurate for high signal-to-noise ratio. The magnitude of the

increases in NDVI or NDWI in spring increases with the proportion of deciduous vegetation in the pixel. However, in the western part of our study area, some regions classified as deciduous or mixed forest in GLC2000 are classified as evergreen forest in MOD12 (Fig. 1), and may have a low signal-to-noise ratio.

2. In the case of the Baltic region (Fig. 8), the rate of change in t_{rs} is -0.73 and $-0.31 \text{ days yr}^{-1}$ for t_m . The two rates of change become, respectively, -0.65 and $-0.46 \text{ days yr}^{-1}$ when removing 1983 from the regression: in this year t_m is 12 days earlier than the ground observations. In this case, a modelling error in only 1 year is responsible for one-third of the difference between the rates of change calculated from t_{rs} and t_m . More generally, the error affecting

Fig. 8 Phenological time series in (a) Baltic region ($55\text{--}60^\circ\text{N}$, $20\text{--}35^\circ\text{E}$), (b) west Siberia ($55\text{--}59^\circ\text{N}$, $54\text{--}63^\circ\text{E}$), and (c) Central Siberia ($55.5\text{--}60^\circ\text{N}$, $80\text{--}100^\circ\text{E}$). (d) Smoothed version of (c). (e) Location of the three areas, the meteorological stations (black stars) and the *in situ* phenological measurements (red points, sites numbered 7, 8, 9, 11 and 12 in Table 1). (a–c) t_m (day of year) derived from ERA40 (in red) and from the temperature recorded at meteorological stations (in orange), t_{rs} (in green), and the *in situ* measurements of leaf appearance dates (light blue, dark blue and purple dotted lines). (a, b and d) Combination of the two modelled time series (dashed black line), smoothed over 5 years. (d) Combination of the three time series of *in situ* measurements in Central Siberia (dashed red line) and the smoothed time series of satellite observations (dashed green line), both smoothed over 5 years. In (c), each of the t_m time series obtained at three meteorological stations are first centred on zero, then averaged (the average from two of these stations is used if these are all that is available for a given year), and finally the average time series is centred on the average of the three original time series. In (a, b, and d), the average difference (bias) between the two time series of t_m (from the stations and ERA40) in the common years is measured. The upper series is moved downward and the lower series is moved upward, both by half the bias value. During 1936–1957 we keep the dates derived from NDP-040, and in 1990–2002, we keep the date derived from ERA40. Finally, a sliding 5-year average was applied. In (d), three time series of ground observations are combined as follows. One series (light blue with squares) was selected as the reference *in situ* series, as it has 26 and 28 years in common with the other two series (which have only 18 years in common). The common years were used to estimate the bias in these two series relative to the reference series. After removing the biases, all available data were then averaged for each year. Finally, a sliding 5-year average was applied.

t_{rs} and t_m (8- and 7-day RMSE, respectively) can affect the calculated rate of change, especially in the case of a large error at the beginning or at the end of the period on which the regression is made.

3. The original resolution of ERA40 is 1.125° . The short-scale spatial gradients in temperature are smoothed, which prevents modelling of local maxima or minima in t_m and its rate of change. On the other hand, t_{rs} is affected by clouds and aerosols and by the compositing procedure aimed at filtering them, and local extremes in t_{rs} and its rate of change can be overestimated. After smoothing each of the annual t_{rs} map with a 1.1° sliding window, the histogram of the rates of change (recalculated from the filtered t_{rs}) is closer to the histogram of the rates of change of t_m , as several of the largest rates of change are cancelled. Despite lower calculated rates of change (in absolute value), these rates are more often significantly different from zero: 17% of pixels for unfiltered t_{rs} as against 22% for spatially filtered t_{rs} and 23.5% for t_m .

In addition to the cross-checking of the trends in the green-up dates from remote sensing and modelling, combining the two methodologies presents a strong advantage: as suggested by Schwartz (1998), it provides a longer term context for the remote sensing-based studies. Modelling shows that the period which is accessible by remote sensing has been preceded by a period in which the date of leaf appearance did not display any strong trend noticeable at the large scale. Applying the model to temperature records from meteorological stations reveal that a delaying trend existed in the whole Central and Eastern Siberia over the 1944–1960 period.

The ground observations have been used first for validating the remote sensing methods and the model. The result of these validations, and the agreement between the time series from the three sources of information (Fig. 8), indicate that the remote sensing methods and the model both produce green-up dates that are close to actual leaf appearance dates, and that the three sources of information can be analysed jointly. Where available, they also allow evaluation of whether t_m or t_{rs} is wrong when the rates of change from these two methodologies differ, such as in the Baltic region in our study. In addition, ground observations further extend the study period, although this is applicable at the local scale. However, the agreement of the ground observations with t_{rs} and t_m that are averaged regionally (Fig. 8) also indicates that the ground observations can be used to study phenology at the regional scale and not only at the specific location where they were made. In other words, the ground observations allows increasing our confidence in the temporal changes of

the timing of green up and meanwhile, the agreement between the gridded data (t_{rs} , t_m) and the local measurements allows to extent the area for which the ground observations are representative, and thus replace this gridded information in a longer term context. Such combination revealed a previous trend to earlier green up in the 1930s in Central Siberia. We note that such a unified analysis is usually considered difficult (Badeck *et al.*, 2004; Fisher *et al.*, 2007), probably because these previous studies were conducted over temperate forests, which often form complex mosaics with croplands of readily different phenology. Temperate forests themselves consist of more numerous deciduous species, displaying a large range of leaf appearance timing at the local scale (Lechowicz, 1984; Fisher *et al.*, 2006). In these regions the green-up dates detected from satellite observations are more difficult to relate to *in situ* observations from one species than in the boreal regions. Overall, although further improvements in the model and the remote sensing method may be possible, the combination of remote sensing, model and historical *in situ* data allows to portray Eurasian phenology at a nearly century scale.

Conclusion

The greening trend observed by remote sensing consists essentially in a large-scale shift at the end of the 1980s. After this shift, there is no strong trend in the timing of leaf appearance, and thus the trend should not be extrapolated. This shift in the late 1980s was also observed in the leaf appearance timing in Central Europe (Chmielewski & Rötzer, 2001; Scheifinger *et al.*, 2002), and may be an indicator of the decadal shift in the climate of the Northern hemisphere that occurred in winter 1989 (Watanabe & Nitta, 1999; Yasunaka & Hanawa, 2002) and affected surface temperatures. In eastern and Central Siberia, as well as in Germany (Schaber & Badeck, 2005) and in North East America (Schwartz, 1998) previous instances of advancing and delaying trends were found; in the context of a nearly century time scale, greening trends such as the one revealed by satellite observations over 1982–1991 is not unusual if considered locally. Moreover, the strong trend found in Central Siberia, which is the strongest for the whole study area, was accentuated by late leaf appearance at the beginning of the period for which remote sensing data were available. However, the leaf appearance dates after 1990 are the earliest since 1958 at the continental scale, the earliest since 1936 in the Baltic region, and the earliest since 1920 in Central Siberia, (i.e. since the beginning of the observation or modelling period for each region or subregion). The greening trend measured using satellite observations

since 1982 is consequently unprecedented because it simultaneously affected a large part of boreal Eurasia, indicating a large scale spring temperature increase.

Acknowledgements

The remote sensing methodologies and the leaf appearance model were developed within the framework of the SIBERIA-2, European Commission Framework 4 Contract EVG1-CT-2001-00048. The first author is financially supported by the Japanese Society of Promotion of Science Postdoctoral Fellowship for Foreign Researchers. We also acknowledge the two anonymous reviewers for their helpful comments.

References

- Ahas R, Ahas R, Aasa A, Menzel A, Fedotova VG, Scheifinger H (2002) Changes in European spring phenology. *International Journal of Climatology*, **22**, 1727–1738.
- Badeck F-W, Bondeau A, Böttcher K, Doktor D, Lucht W, Schaber J, Sitch S (2004) Responses of spring phenology to climate change. *New Phytologist*, **162**, 295–309.
- Baldocchi D, Falge E, Olson L *et al.* (2001) FLUXNET: a new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **82**, 2415–2434.
- Bartholomé E, Belward AS (2005) GLC2000: a new approach to global land cover mapping from Earth observation data. *International Journal of Remote Sensing*, **26**, 1959–1977.
- Botta A, Viovy N, Ciais P, Friedlingstein P, Monfray P (2000) A global prognostic scheme of leaf onset using satellite data. *Global Change Biology*, **6**, 709–725.
- Chmielewski FM, Rötzer T (2001) Response of tree phenology to climate change across Europe. *Agricultural and Forest Meteorology*, **108**, 101–112.
- Chuine I, Kramer K, Hanninen H (2003) Plant development models. In: *Phenology: An Integrative Environmental Science* (ed. Schwartz MD), pp. 217–235. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Delbart N, Kergoat L, Le Toan T, L'Hermitte J, Picard G (2005) Determination of phenological dates in boreal regions using normalised difference water index. *Remote Sensing of Environment*, **97**, 26–38.
- Delbart N, Le Toan T, Kergoat L, Fedotova V (2006) Remote sensing of spring phenology in boreal regions: a free of snow-effect method using NOAA AVHRR and SPOT-VGT data (1982–2004). *Remote Sensing of Environment*, **101**, 52–62.
- Dye DG, Tucker CJ (2003) Seasonality and trends of snow-cover, vegetation index, and temperature in Northern Eurasia. *Geophysical Research Letters*, **30**, 58(1)–58(4), 1405.
- Fedotova VG (2000) *Russian phenology: history and present day*, International Conference: Progress in Phenology, Monitoring, Data Analysis, and Global Change Impacts, October 4–6, 2000, Freising, Germany.
- Fisher JI, Mustard JF, Vadeboncoeur MA (2006) Green leaf phenology at Landsat resolution: scaling from the field to the satellite. *Remote Sensing of Environment*, **100**, 265–279.
- Fisher JI, Richardson AD, Mustard JF (2007) Phenology model from surface meteorology does not capture satellite-based green up estimations. *Global Change Biology*, **13**, 707–721.
- Helmisaari H, Nikolov N (1989) *Survey of ecological characteristics of boreal tree species in Fennoscandia and the USSR*, WP-89-65. International Institute for Applied Systems Analysis.
- James ME, Kalluri SNV (1994) The pathfinder AVHRR land dataset: an improved coarse resolution dataset for terrestrial monitoring. *International Journal of Remote Sensing*, **15**, 3347–3363.
- Jones PD, Moberg A (2003) Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: an extensive revision and an update to 2001. *Journal of Climate*, **16**, 206–223.
- Keeling CD, Chin JFS, Whorf TP (1996) Increased activity of northern vegetation inferred from atmospheric CO₂ measurements. *Nature*, **382**, 146–149.
- Kondoh A, Suzuki R (2005) Snowcover mapping and its inter-annual variation in Northern Eurasia. *Journal of Japan Society of Hydrology and Water Resources*, **18**, 695–702.
- Kozlov MV, Berlina NG (2002) Decline in length of the summer season on the Kola Peninsula, Russia. *Climatic Change*, **54**, 387–398.
- Lechowicz MJ (1984) Why do temperate deciduous trees leaf out at different times? Adaptation and ecology of forest communities. *The American Naturalist*, **124**, 821–842.
- Lucht W, Prentice IC, Myneni RB *et al.* (2002) Climatic control of the high-latitude vegetation greening trend and pinatubo effect. *Science*, **296**, 1687–1689.
- Menzel A, Fabian P (1999) Growing season extended in Europe. *Nature*, **397**, 659.
- Menzel A, Sparks TH, Estrella N *et al.* (2006) European phenological response to climate change matches the warming pattern. *Global Change Biology*, **12**, 1969–1976.
- Miyahara M, Takenaka C, Kuwada T, Ohta T, Maximov TC (2004) *Contribution of cowberry transpiration to evapotranspiration in larch forest*. Proceedings of the 6th GAME conference, Kyoto, Japan.
- Moulin S, Kergoat L, Viovy N, Dedieu G (1997) Global-scale assessment of vegetation phenology using NOAA/AVHRR satellite measurements. *Journal of Climate*, **10**, 1154–1170.
- Myneni RB, Keeling CD, Tucker CJ, Asrar G, Nemani RR (1997) Increased plant growth in the northern high latitudes from 1981 to 1991. *Nature*, **386**, 698–702.
- Nilsson S, Shvidenko A, Stolbovoi V, Gluck M, Jonas M, Obersteiner M (2000) *Full carbon account for Russia*, Interim Report IR-00-021, International Institute for Applied Systems Analysis.
- Picard G, Quegan S, Delbart N, Lomas MR, Le Toan T, Woodward FI (2005) Phenology modelling in Siberia and its impact on the carbon budget. *Global Change Biology*, **11**, 2164–2176.
- Razuvaev VN, Apasova EG, Martuganov RA, Vose RS, Steurer PM (1993) *Daily temperature and precipitation data at 223 USSR Stations*. ORNL-CDIAC NDP-040, <http://cdiac.ornl.gov/ftp/ndp040/ndp040.pdf>
- Robertson GW (1968) A biometeorological time scale for a cereal crop involving day and night temperatures and photoperiod. *International Journal of Biometeorology*, **12**, 191–223.
- Schaber J, Badeck FW (2005) Plant phenology in Germany over the 20th century. *Regional Environmental Change*, **5**, 37–46.

- Scheifinger H, Menzel A, Koch E, Peter C, Ahas R (2002) Atmospheric mechanisms governing the spatial and temporal variability of phenological phases in central Europe. *International Journal of Climatology*, **22**, 1739–1755.
- Schwartz MD (1998) Green-wave phenology. *Nature*, **394**, 839–840.
- Schwartz MD, Ahas R, Aasa A (2006) Onset of spring starting earlier across the northern hemisphere. *Global Change Biology*, **12**, 343–351.
- Schwartz MD, Reed BC, White MA (2002) Assessing satellite-derived start-of-season measures in the conterminous USA. *International Journal of Climatology*, **22**, 1793–1805.
- Shabanov NV, Zhou L, Knyazikhin Y, Myneni RB, Tucker CJ (2002) Analysis of interannual changes in northern vegetation activity observed in AVHRR data from 1981 to 1994. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **40**, 115–130.
- Strahler A, Muchoney D, Borak J, Friedl M, Gopal S, Lambin E, Moody A (1999) *MODIS Land Cover Product Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) Version 5.0*, http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod12.pdf
- Watanabe M, Nitta T (1999) Decadal changes in the atmospheric circulation and associated surface climate variations in the northern hemisphere winter. *Journal of Climate*, **12**, 494–510.
- White MA, Running SW, Thornton PE (1999) The impact of growing-season length variability on carbon assimilation and evapotranspiration over 88 years in the eastern US deciduous forest. *International Journal of Biometeorology*, **42**, 139–145.
- Yasunaka S, Hanawa K (2002) Regime shifts found in the northern hemisphere SST field. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **80**, 119–135.
- Zhou L, Tucker CJ, Kaufman RK, Slayback D, Shabanov N, Myneni RB (2001) Variations in northern activity inferred from satellite data of vegetation index during 1981 to 1999. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 20069–20083.

Publication 5

Delbart, N., Beaubien, E., Kergoat L. & Le Toan T. (2015), Comparing the Remote Sensing Land Surface Phenology with the leafing and flowering observations from the PlantWatch citizen network, *Remote Sensing of Environment*, 160, 273-280.



Comparing land surface phenology with leafing and flowering observations from the PlantWatch citizen network



Nicolas Delbart^{a,*}, Elisabeth Beaubien^b, Laurent Kergoat^c, Thuy Le Toan^d

^a Université Paris Diderot Paris 7, UFR GHSS, PRODIG (UMR8586 CNRS-UP1-UP4-UP7-EPHE-IRD), Paris, France

^b University of Alberta, Department of Renewable Resources, Edmonton, Alberta, Canada

^c GET (UMR5563 CNRS/INSU-CNES-IRD-UPS), Toulouse, France

^d CESBIO (UMR5126, CNRS/INSU-CNES-IRD-UPS), Toulouse, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 23 February 2013

Received in revised form 2 December 2014

Accepted 16 January 2015

Available online 3 February 2015

Keywords:

Green-up

Land surface phenology

Leaf phenology

Flower phenology

Validation

Canada

Boreal

SPOT-VEGETATION

Citizen science

ABSTRACT

Annual maps of the remote sensing green-up date derived from SPOT-VEGETATION data were compared to the phenological observations collected by the PlantWatch citizen science project across Canada between 1998 and 2012. Green-up dates were found to relate to the leaf-out dates for four woody species (*Populus tremuloides*, *Acer rubrum*, *Syringa vulgaris*, *Larix laricina*), with a RMSE from 13.6 to 15.6 days. This was true for all landcover types except in pixels where agriculture or water bodies were dominant. This is less accurate than the results from previous studies for boreal Eurasia (RMSE = 8.7 days), with phenology data from an operational network. When data were aggregated at a regional level, the remote sensing green-up date matched well with the inter-annual variations in leafing and also in flowering of most of the recorded species. These included spring events for trees, shrubs and non-woody plants which were either native to Canada or introduced. For most plants, spring flowering and leafing times are functions of accumulated temperature. For this reason, plant species develop in a predictable sequence, and interannual variations in this cohort of species leafing and flowering are correlated. This explains the correlation with remote sensing green-up. Data from this volunteer PlantWatch network proved consistent with independent satellite data, suggesting that combining the two will strengthen the future capacity to monitor vegetation changes.

© 2015 Elsevier Inc. All rights reserved.

1. Introduction

Phenology is both a response to and a driver of global changes (Richardson et al., 2013). Besides reflecting the impact of climate change (Badeck et al., 2004; Parmesan & Yohe, 2002; Root et al., 2003; Walther, 2010; Walther et al., 2002), phenological shifts affect the functioning of ecosystems (Baldocchi, Falge, Olson, et al., 2001; Both, Van Asch, Bijlsma, Van Den Burg, & Visser, 2009; Chuine, 2010; Picard et al., 2005). Phenological changes and gradients have been assessed through a variety of methods, including ground observations carried out by scientists (Ahas, Aasa, Menzel, Fedotova, & Scheifinger, 2002; Menzel, Sparks, Estrella, et al., 2006; Schwartz, 2013) or by citizens interested in nature (Beaubien & Hamann, 2011a and b; Gazal et al., 2008; “<http://obs-saisons.fr>”), modelling (Chuine, 2000; Hänninen, 1994; Morin et al., 2009; Schwartz, Ahas, & Aasa, 2006), or remote sensing based methods. Remote sensing methods are used to estimate green-up, also called “land surface phenology”, i.e. the timing of changes at the scale of a satellite pixel (Reed et al., 1994; Sakamoto et al., 2005;

Zhang et al., 2003). Satellites can observe the earth surface frequently enough – if cloud conditions allow it – to catch the gradual changes in the reflectance, and satellite images are available starting in the early 1980s (Moulin, Kergoat, Viovy, & Dedieu, 1997).

During the boreal or temperate spring, the remote sensing green-up date is usually defined as the time at which the pixel starts to green-up or has reached a certain percentage of its maximum summer greenness. Greenness is quantified through a spectral vegetation index combining the reflectance retrieved from the observed radiance in the near infrared domain and in one visible band, based on the absorbance spectrum of chlorophyll. This vegetation index increases as the amount of photosynthetic tissue increases within a pixel. Methodologies to derive the green-up date from these index time series are numerous and can give very different results (White, De Beurs, Idan, et al., 2009). Validation of the green-up date therefore requires a comparison with external data, typically ground observations of plant phenology. Ganguly, Friedl, Tan, Zhang, and Verma (2010) showed that the MODIS collection 5 global green-up product compared well with ground observations at two sites. White et al. (2009) however showed that eight out of ten tested methods gave green-up dates that were very different from ground observations. Ideally, linking phenological observations made on individual plants to green-up dates requires that the observed individuals are representative of their surroundings up to the pixel size.

* Corresponding author at: Université Paris Diderot, UFR GHSS, Site Olympe de Gouges – Case 7001, 5, rue Thomas Mann, 75205 Paris Cedex 13, France. Tel.: +33 1 57 27 72 61.

E-mail address: nicolas.delbart@univ-paris-diderot.fr (N. Delbart).

This is challenging when the area within the pixel contains a mosaic of land cover types, or when species diversity is high, or when there is a pronounced phenological diversity among individuals of the same species in the pixel. Methods to overcome such drawbacks include reducing the pixel size (Fisher, Mustard, & Vadeboncoeur, 2006; White, Pontius, & Schaberg, 2014), cross-comparing results obtained at different spatial resolution (Fisher & Mustard, 2007), or increasing the number of ground observations within the pixel (Liang, Schwartz, & Fei, 2011).

Delbart, Kergoat, Le Toan, L'Hermitte, and Picard (2005) described a method based on SPOT-VEGETATION reflectance data to estimate the green-up date in boreal regions without the confusion due to reflectance changes during snowmelt. The method uses the Normalized Difference Water Index (NDWI), which is the normalized difference of near infrared (NIR) and short-wave infrared reflectance (SWIR). This index is sensitive to the water content in the plant tissues rather than to chlorophyll (Gao, 1996), and increases during foliation. The green-up dates were compared to ground measurements of deciduous tree leaf appearance date for ten taiga sites in Siberia, showing a root mean square error (RMSE) of 8.7 days. This validation was based on the hypothesis that the Siberian taiga was homogeneous enough in terms of phenology within the SPOT-VEGETATION pixel, due to the large forest fractional cover and to the small number of tree species, to make the field observations representative of the whole pixel in which they were made. The method was further tested at a few more sites in other parts of boreal Eurasia (Delbart et al., 2008) and to one site in Alaskan tundra (Delbart & Picard, 2007). In both cases, the confidence in the green-up date was increased by the agreement found with the date obtained not only by local observation but also by a degree-day model based on daily temperature. Delbart et al. (2008) showed that the green-up date averaged at the regional scale reproduces a large part of the interannual variation in leafing date observations carried out at several locations within the region.

Still, remote sensing methods hold an inherent drawback in that they do not reveal the diversity of plant phenology within the pixel. Diversity comes from the phenological differences between species (interspecific variation) and between individuals of the same species (intraspecific variation). Moreover, as vegetation indices are usually based on spectral signatures that are explained by chlorophyll, and because usually leaf tissue mass is much larger than flower tissue mass, we can assume that green-up – either retrieved from a greenness index or from NDWI – is essentially directly linked to foliage phenology. It may also be indirectly linked to flower phenology, as both spring foliage and flowers develop in response to increasing temperature and thus are correlated to each other.

The objective of this study is to evaluate how the green-up relates to both the leaf and flower phenology of the diverse plant species within the pixel. For this, we carry out a comparison of the green-up date with 743 observations of the date of leaf appearance made on four tree species and several thousand observations of the date of first flowering for 39 species. This large set of phenological observations was collected by Canadian citizens in the framework of the PlantWatch project following a precise protocol (Beaubien & Hamann, 2011a and b; www.plantwatch.ca). We further evaluate if green-up can be used to monitor the interannual variations of plant leafing and flowering dates efficiently.

2. Materials and methods

2.1. SPOT-VEGETATION NDWI estimates of green-up dates, 1998–2012

The algorithm described in Delbart et al. (2005) is applied to the SPOT-VEGETATION (VGT) S10 data for the years 1998 to 2012 (freely available at <http://www.vito-eodata.be/PDF/portal/Application.html>). S10 data gives a reflectance value for four spectral bands once every ten days. The selected value is the “best” measurement that has been made during the 10 day period, following the “maximum value

composite” method (Holben, 1986). The exact date of the selected measurement is given individually for each pixel.

The objective of our method is to provide an estimation of the date on which the ecosystem greens up. To avoid false detection due to snowmelt, the green-up date is retrieved from the seasonal evolution of NDWI as this index decreases during snowmelt and increases during foliage development. Green-up date is taken as the last date in the March–July period at which NDWI has increased by less than 20% of its total increase in this period. Here, the algorithm is applied at the full VGT spatial resolution (0.0089°). The algorithm is run for the years 1998 to 2012, to obtain one green-up day map each year.

2.2. PlantWatch observations and land cover map

The phenological observations are carried out and reported in the database by citizen scientists in the framework of the PlantWatch project (www.plantwatch.ca). We use *in situ* first-bloom data for 39 species (Table 1), and leaf-out data for four selected woody plants *Acer rubrum*, *Syringa vulgaris*, *Populus tremuloides* and *Larix laricina* (see spatial distribution in Fig. 1). The description of all species and their observation protocols can be found on the PlantWatch website. Data were quality checked: the observations reported from the Churchill Northern Studies Centre project to the PlantWatch database were discarded because of issues with geographic coordinates and some taxonomic errors.

The data are stratified according to the GLC2000 landcover map (Bartholomé & Belward, 2005), which provides 22 classes (simplified in Fig. 1). This dataset was derived from SPOT-VEGETATION time series

Table 1

Scientific and common names of the species observed in the PlantWatch project and used in this study.

Scientific name (* are introduced species)	Common name
<i>Acer rubrum</i>	Red Maple
<i>Achillea millefolium</i>	Yarrow
<i>Amelanchier</i>	Saskatoon or Serviceberry
<i>Anemone patens</i>	Prairie Crocus
<i>Arctostaphylos uva-ursi</i>	Bearberry
<i>Betula papyrifera/B. neoalaskana</i>	Paper Birch
<i>Clintonia borealis</i>	Blue-bead Lily
<i>Clintonia uniflora</i>	Queen's Cup
<i>Cornus canadensis</i>	Bunchberry
<i>Dryas integrifolia, D. octopetala</i>	Mountain Avens
<i>Elaeagnus commutata</i>	Wolf Willow
<i>Epigaea repens</i>	Mayflower
<i>Forsythia suspensa*</i>	Weeping Forsythia
<i>Fragaria virginiana/F. vesca</i>	Wild Strawberry
<i>Galium boreale</i>	Northern Bedstraw
<i>Houstonia caerulea</i>	Bluets
<i>Larix laricina</i>	Larch
<i>Linnaea borealis</i>	Twinflower
<i>Lupinus arcticus</i>	Arctic Lupine
<i>Maianthemum stellatum</i>	Star-flowered Solomon's Seal
<i>Myrica gale</i>	Sweetgale
<i>Nymphaea odorata</i>	White Water Lily
<i>Pinus contorta</i>	Lodgepole Pine
<i>Populus tremuloides</i>	Aspen Poplar
<i>Prunus virginiana</i>	Choke Cherry
<i>Ranunculus glaberrimus</i>	Sagebrush Buttercup
<i>Rhododendron canadense</i>	Rhodora
<i>Rhododendron groenlandicum</i>	Labrador Tea
<i>Rubus chamaemorus</i>	Cloudberry
<i>Saxifraga oppositifolia</i>	Purple Saxifrage
<i>Saxifraga tricuspidata</i>	Prickly Saxifrage
<i>Syringa vulgaris*</i>	Common Purple Lilac
<i>Taraxacum officinale*</i>	Dandelion
<i>Thermopsis rhombifolia</i>	Golden Bean
<i>Trientalis borealis</i>	Starflower
<i>Trillium grandiflorum</i>	Trillium
<i>Tussilago farfara*</i>	Coltsfoot
<i>Vaccinium vitis-idaea</i>	Cranberry
<i>Viola adunca</i>	Early Blue Violet

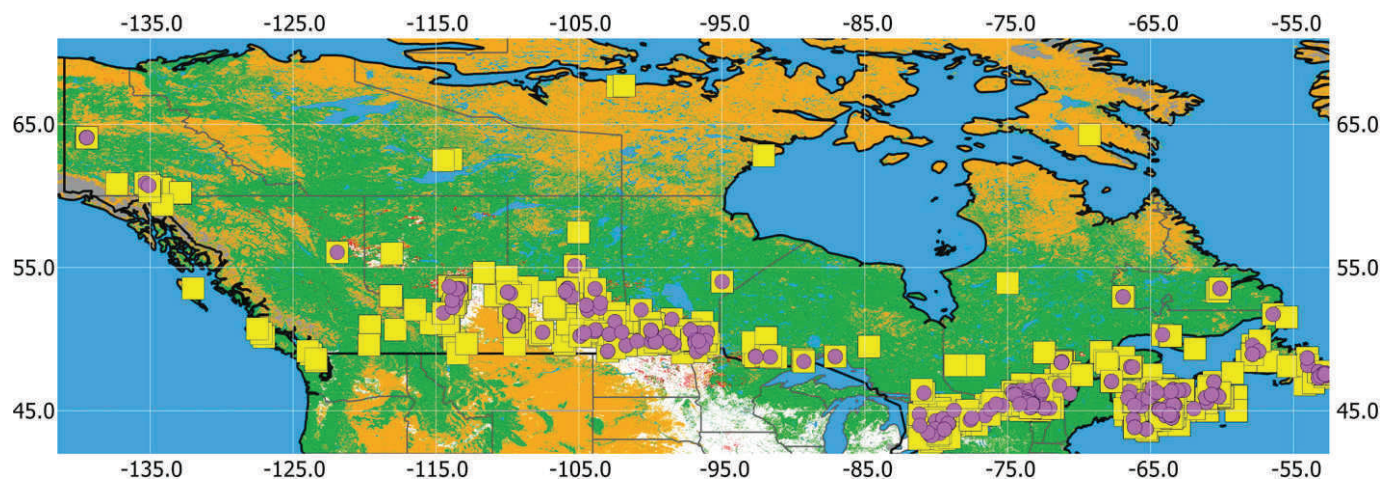


Fig. 1. Spatial distribution of *in situ* observations superimposed over a land cover map. Purple disks: *Populus tremuloides*, *Acer rubrum*, *Syringa vulgaris* and *Larix laricina* leaf-out. Yellow squares: all species first flowering. Background (simplified from GLC2000); grey: bare, urban, ice areas. Red: mosaic of agricultural lands and other types of lands. Green: forests. Orange: grass and shrublands. White: purely agricultural lands.

in 2000. Because the classes only represent the dominant landcover in the pixel, many PlantWatch observations were made at locations within a pixel classified as water or agriculture.

2.3. Comparing green-up to phenological events at the pixel level

First, we study the relationship between *in situ* leaf-out date and the green-up date, for each species and each landcover type, including water and pure agriculture pixels, using 743 leaf-out observations.

Second, we quantify the relationship between green-up and leaf-out, and between green-up and first bloom. Observation sites belonging to pixels classified as pure agriculture or water are excluded. Statistics include the number of observations, the mean lag between green-up and the phenological event, the RMSE and its unsystematic ($RMSE_u$) and its systematic ($RMSE_s$) components (Willmott, 1982) that gives respectively the dispersion around the best linear fit and the distance between this linear fit and the 1:1 line, the correlation r and its associated p -value.

For the events that are found significantly correlated at $p < 0.05$, we also test if the green-up time series allows following the interannual variations in the leafing and flowering events at the pixel level. For each series, correlation and associated p -value are calculated.

2.4. Aggregating data at a regional level

We compare the interannual variations of green-up date with those of flowering and leafing at a regional level. The choice of the boundaries of the regions is based on the observation availability and clustering. The seven regions are: Newfoundland (52.5–59.48°W; 46.64–51.70°N), New Brunswick and Nova Scotia (59.6–67.05°W; 43.32–47.40°N), the Montreal-Quebec area (71.2–74.83°W; 45–47.30°N), the Toronto area (75.3–81.38°W; 42.5–46°N), South Manitoba (95.5–101.2°W; 48.9–52.54°N), South Saskatchewan (101–110°W; 48.9E–55°N), South Alberta (110–116°W; 48.9–55°N).

In order to build a regional time series for each species event, considering that each location time series may hold a systematic bias relative to the zonal average and may be incomplete, we adapted the method 3 of Hakkinen, Linkosalo, and Hari (1995). This method is applied for each species separately within a region. First observation time series with only one year observation are discarded.

For year i , the aggregated date is:

$$y_i = \frac{\sum_j (x_{ij} + b_j)}{n_i}$$

where x_{ij} is the date of observation at location j for year i , n_i is the number of observations for year i in the region, and b_j is the bias specific to the location j . We first aggregate the two time series that have the largest number of common years by 1/ shifting the second series towards the first one by b_j (the bias of the second series relatively to the first one), and 2/ averaging them. We then repeat the operations for each remaining series individually taking the already aggregated series as the reference series towards which one series at location j is shifted by b_j (the bias relatively to the reference series) and to which it is averaged (while averaging, the weight of the reference series being the number of series that were already aggregated; this weight incremented during the process). The procedure is stopped if the remaining series do not have common years with the reference series. Finally, we shifted the aggregated series by subtracting the average of all b_j . We discard the aggregated series if it is made of less than 9 year observations, and thus we do not have series for the Toronto and Alberta regions.

The regional green-up date is calculated as the average green-up date from pixels corresponding to all observation sites. Thus the set of pixels remains the same for all years, but excludes pixels given as pure agriculture or as water-dominated by GLC2000.

3. Results

3.1. Comparing green-up to observations at the pixel level

Green-up date appears significantly related to *P. tremuloides*, *L. laricina*, *A. rubrum* and *S. vulgaris* leaf-out observations for all landcover types, except for water dominated and agricultural pixels (Fig. 2), where the seasonal water and cropland reflectance changes partly hide the changes in reflectance due to tree foliation.

For other landcover types, green-up is found to be a few days earlier than tree leaf-out, RMSE ranges from 13.6 to 15.6 days, corresponding both to a systematic advance and to some dispersion, but green-up is strongly correlated with leaf-out observations for the four species ($p < 0.0001$) (Table 2). Moreover, green-up is correlated to most of the species' first flowering dates (Table 3), even with large time lags, and this correlation is accompanied by the fact that the range of $RMSE_u$ values is similar to that for leafing events (Table 2). This means that even if green-up comes earlier or later than species' flowering dates, it follows the variation in the observed dates, which is consistent with the idea that both are responding to accumulated temperature. Moreover, green-up follows the interannual variations in observed phenology in some cases (e.g. Fig. 3), but not for all series. The correlation between green-up and *in situ* observations is positive and significant

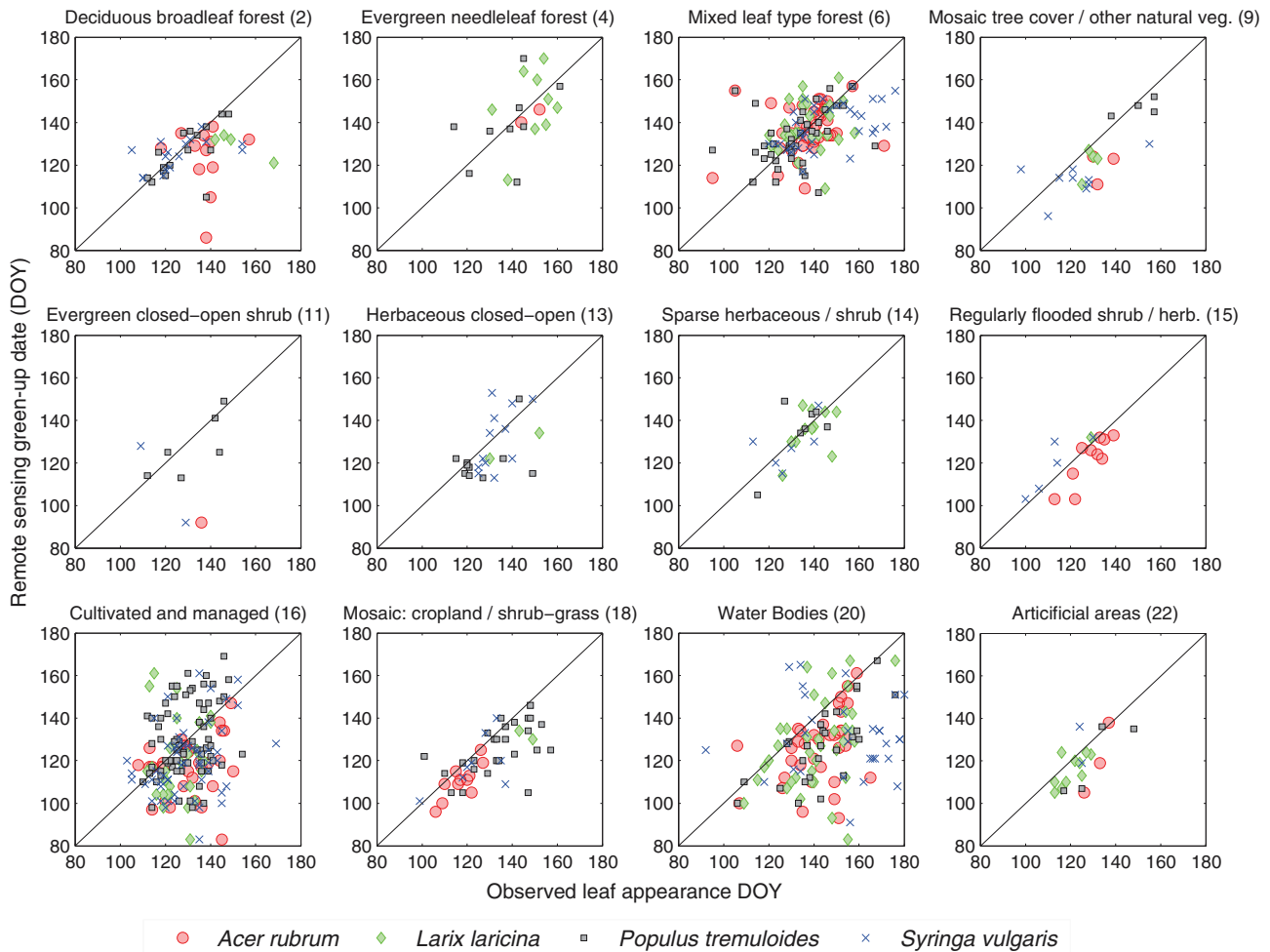


Fig. 2. Comparison of remote sensing green-up dates with *in situ* observations for all landcover types indicated by the class type (class number), for the four tested tree species.

($p < 0.05$) for 44% (8 out of 18) of the longer than 10 year series, but this ratio falls to 25% (12 out of 48), 20% (26 out of 131) and 12% (47 out of 377) when considering shorter series (respectively longer than 7, 5 and 2 years). The small number of long series does not allow distinguishing scores between species and events.

3.2. Comparing green-up to observations at the regional level

At the regional level green-up time series correlates strongly with several species phenology in each of the five regions (Fig. 4, Table 4). Green-up correlates with tree species flowering and leafing, shrub

Table 2

Statistics of the comparison between the remote sensing green-up dates and the *in situ* ground observations of leafing out, based on all observations across Canada excluding observations carried out at a location considered as water or agricultural land in GLC2000. N is the number of observations. The average lag is the mean of the difference between remote sensing green-up date minus the observed date (negative time lag indicates that green-up occurs earlier than leaf-out). RMSE, RMSE_u, RMSE_s: root mean square error, and its unsystematic and systematic components. *r*: Pearson correlation. ** mark indicates green-up and leaf-out are significantly correlated with $p < 0.0001$.

	N	Average lag (days)	RMSE (days)	RMSE _u (days)	RMSE _s (days)	<i>r</i>
<i>Populus tremuloides</i>	133	-3.18	13.61	11.46	7.35	0.51**
<i>Larix laricina</i>	80	-3.89	13.54	11.73	6.77	0.50**
<i>Acer rubrum</i>	86	-5.64	15.02	13.00	7.53	0.49**
<i>Syringa vulgaris</i>	104	-5.67	15.65	10.60	11.51	0.70**

flowering, and herbaceous non-woody plant flowering. It does not correlate in any region for only two species (*Forsythia suspensa* and *Houstonia caerulea*) flowering. Among the introduced species, the flowering of two of them (*Tussilago farfara* and *F. suspensa*) shows low correlation with green-up whereas the other two (*S. vulgaris* and *Taraxacum officinale*) display high correlation.

For Newfoundland (Fig. 4a), green-up correlates significantly with several species' flowering mainly because it matches the large observed flowering time variations between 1999 and 2001 and the late spring in 2011, but did not match the other small interannual variations.

For the other four regions (Fig. 4b to e), green-up matches quite well with the variations in both flowering and leafing of several species, even for events that occur quite a bit earlier or later than green-up, like *S. vulgaris* flowering in the New Brunswick–Nova Scotia region. However, the correlation with one species event changes from one region to the other, maybe in relation to the species abundance in each region: for example green-up and *P. tremuloides* leafing are strongly correlated in Manitoba, where *P. tremuloides* is a more dominant forest tree, but uncorrelated in New Brunswick–Nova Scotia where this species is a small component of a more diverse forest. In contrast, interannual variations in the flowering date of other plant flowering, as different as *Amelanchier*, *Cornus canadensis*, *Fragaria virginiana/vesca* or *T. officinale*, correlate with green-up in all or almost all regions.

4. Discussion and conclusion

Citizen science is a promising option to obtain country-wide or world-wide datasets of phenological observations at the species level,

Table 3

Statistics of the comparison between the remote sensing green-up dates and the ground observations of flower first-bloom. Same details as in Table 2 caption, and * mark indicates significant correlation with $p < 0.05$ (** indicates $p < 0.0001$).

	N	Average lag (days)	RMSE (days)	RMSE _u (days)	RMSE _s (days)	r	
<i>Acer rubrum</i>	157	10.8	17.9	12.5	12.8	0.45	**
<i>Achillea millefolium</i>	80	-3.9	13.5	11.7	6.8	0.50	**
<i>Amelanchier</i>	226	-10.5	18.7	14.0	12.4	0.49	**
<i>Anemone patens</i>	127	14.9	21.4	12.3	17.5	0.36	**
<i>Arctostaphylos uva-ursi</i>	59	-4.1	13.7	12.8	4.9	0.65	**
<i>Clintonia borealis</i>	172	-18.4	22.8	12.3	19.2	0.63	**
<i>Cornus canadensis</i>	238	-22.5	26.9	13.4	23.4	0.35	**
<i>Dryas integrifolia/D. octopetala</i>	19	-11.1	15.9	10.8	11.6	0.90	**
<i>Elaeagnus commutata</i>	22	-32.0	33.5	9.8	32.0	0.57	*
<i>Epigaea repens</i>	78	13.9	21.8	12.7	17.7	0.02	
<i>Forsythia suspensa</i>	48	4.9	13.4	12.2	5.6	0.48	*
<i>Fragaria virginiana/F. vesca</i>	297	-6.8	16.7	13.8	9.4	0.41	**
<i>Galium boreale</i>	22	-46.3	47.6	10.0	46.6	0.46	*
<i>Houstonia caerulea</i>	21	-1.3	18.7	16.9	7.9	-0.09	
<i>Larix laricina</i>	89	5.9	16.4	13.5	9.4	0.31	*
<i>Linnaea borealis</i>	21	-31.9	35.6	13.7	32.9	0.31	
<i>Lupinus arcticus</i>	20	-11.5	27.3	6.1	26.7	-0.48	*
<i>Maianthemum stellatum</i>	24	-20.2	22.3	9.5	20.2	0.63	*
<i>Myrica gale</i>	24	7.3	20.2	15.5	12.9	0.14	
<i>Populus tremuloides</i>	175	15.0	21.6	11.9	18.0	0.44	**
<i>Prunus virginiana</i>	72	-19.1	23.0	12.1	19.5	0.50	**
<i>Rhododendron canadense</i>	108	-13.7	20.3	13.1	15.5	0.37	**
<i>Rhododendron groenlandicum</i>	114	-20.6	23.3	10.8	20.7	0.72	**
<i>Saxifraga tricuspidata</i>	18	-10.3	13.5	8.5	10.5	0.77	*
<i>Syringa vulgaris</i>	314	-20.5	24.3	12.2	21.0	0.65	**
<i>Taraxacum officinale</i>	367	-0.7	15.3	14.2	5.7	0.49	**
<i>Trientalis borealis</i>	178	-20.6	24.8	13.2	20.9	0.54	**
<i>Trillium grandiflorum</i>	79	-6.5	13.1	11.0	7.1	0.40	*
<i>Tussilago farfara</i>	148	28.1	34.4	15.4	30.7	0.09	
<i>Vaccinium vitis-idaea</i>	27	-19.8	23.9	12.7	20.3	0.31	

with high spatial density at least in some places. Such initiatives have contributed to an understanding of local climate influences on phenology e.g. the urban heat island effect (Gazal et al., 2008). Citizen-based science is revealed here to be very useful to further understand the satellite remote sensing signal. Parts of the PlantWatch database have already been used to calibrate (Kross, Fernandes, Seaquist, & Beaubien, 2011) or evaluate (Pouliot, Latifovic, Fernandes, & Olthof, 2011; White et al., 2009) remote sensing green-up products. Here we use all available observations over the fifteen years 1998–2012 to evaluate the ability of a remote sensing green-up dataset to reproduce the spatial and inter-annual variations in phenology.

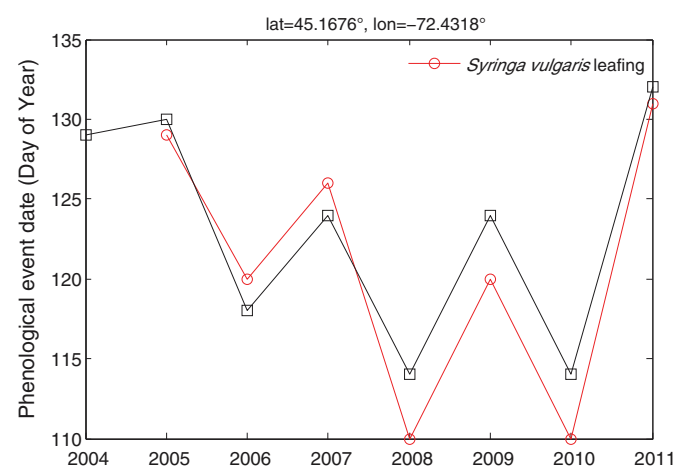


Fig. 3. A selected sample of time series of phenological events and of remote sensing green-up dates, at the pixel level. Black squares represent remote sensing green-up date, red circles represent *Syringa vulgaris* in situ leafing date.

Delbart et al. (2005) showed that the RMSE between the green-up dates and the *in situ* observed leafing out dates was 8.7 days for common trees like birch and larch in Siberia. The RMSE we find here is much larger. In Delbart et al. (2005), the green-up retrieval method was applied over a spatially averaged reflectance dataset, at a spatial resolution of 0.1° instead of 0.0089°. Here we did not favour this option because of the fragmented nature of the landscape. By definition citizen observations are carried out close to where people live, in parks, gardens, or forests or grasslands that may often be next to agricultural or urban lands. Thus we have preferred not to average the reflectance estimated in neighbouring pixels with different land covers, although landcover types are heterogeneous within the 1 km SPOT-VGT pixels and the phenological diversity within each pixel may explain a part of the RMSE. A 13.6 day RMSE is certainly one reason why the interannual variations in green-up are not often correlated with the observations at the pixel level. It appears that when the green-up date is averaged regionally it better correlates with observations, which supports the hypothesis that the lack of spatial averaging of remote sensing data partly explains the lower agreement relatively with Delbart et al. (2005). However, it is not the only reason why green-up and *in situ* phenology are not always correlated, and the length of the *in situ* time series clearly impacts the correlation scores.

Nevertheless, the agreement between green-up date and *P. tremuloides* leafing out date (13.6 day RMSE, 9.3 day mean absolute error, not shown in Table 2) is remarkably better than the 18.5 day mean absolute error found between the leaf expansion date and the start of season (SOS) retrieved from high resolution Landsat data (White et al., 2014), and similar to the best of the methods based on AVHRR data compared in Kross et al. (2011). This is also worse than the ~3 day mean absolute difference between the SOS retrieved from MODIS reflectance time series and the full budburst dates measured on several sites within a 3 by 3 km area (Liang et al., 2011) or the 5 day mean absolute difference between green-up derived from AVHRR and a small sample of PlantWatch leaf-out data (Pouliot et al.,

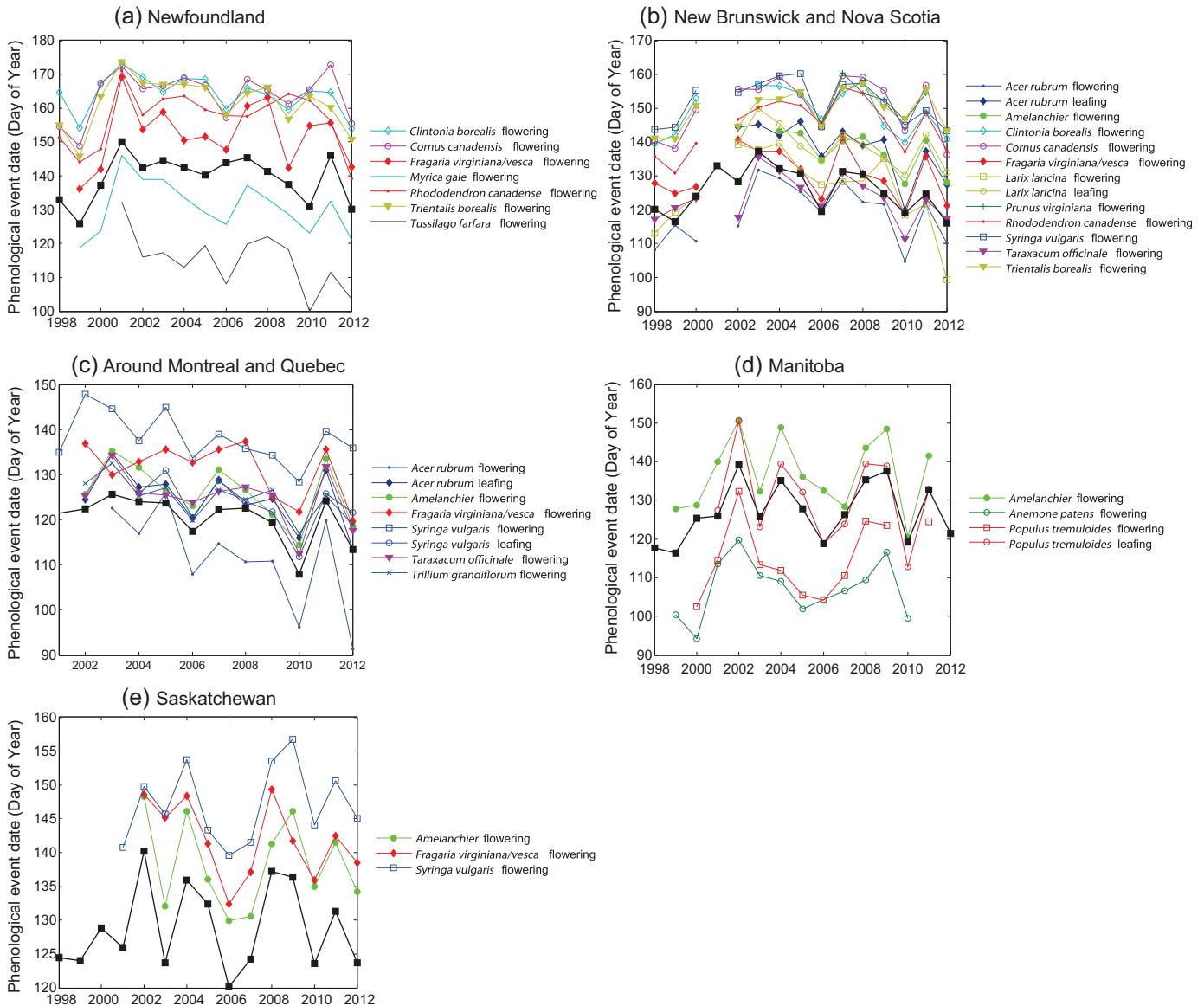


Fig. 4. Time series of phenological events (first flowering and leaf out) and of remote sensing green-up dates (black squares), aggregated at a regional level. From (a) to (e): Newfoundland, New Brunswick–Nova Scotia, South Quebec, South Manitoba, South Saskatchewan. Only the time series that are correlated with remote sensing green-up at $p < 0.01$ are shown. All results are shown in Table 4.

2011), but our validation exercise included a much larger dataset and area than these two studies.

At the regional level the timing of green-up is clearly related to variations in the leafing and flowering timing of several species. This is explained by at least two reasons that might hold simultaneously. First, bud swelling leading to leaf flushing or to flower blooming of all species may influence the remote sensing signal, each species influence depending on its abundance that varies from one pixel to the other. For example, for *P. tremuloides*, female trees develop long green catkins for a one to two week period before leaf-out which may influence the remote sensing signal. Second, spring phenology, *i.e.* the timing of leaf-out and flower blooming of many species, occurs in response to a seasonal increase in temperature, thus green-up can correlate even with a non-abundant species. Altogether the results show that green-up is sensitive to a cohort of species and events, regardless whether they are native or introduced, which plainly justifies the term of 'land surface phenology'. However it remains difficult to exploit this satellite-derived information to replace the *in situ* observations, because the agreement with a

particular species changes from one region to the other. For example, we have a strong correlation for some events like *P. tremuloides* leafing in the central part of Canada, but no correlation for the same event in New Brunswick–Nova Scotia, where high correlation is found with a non-woody species (*T. officinale*) flowering. A few species (*e.g.*: flowering of *Amelanchier* spp., *C. canadensis*, *F. virginiana/vesca* or *T. officinale*) flowering is correlated in all the tested regions.

Advantages of using remote sensing rather than ground observations to study phenology include the larger spatial extent, as *in situ* observations are carried out for a relatively small fraction of Canada's territory. As well, the remote sensing measurement protocol is homogeneous spatially and temporally over a period that is longer than a decade. In under-reported regions in Canada, we may expect that green-up is easily correlated with the locally present species' leaf-out and flowering, as in those wilder and less populated areas agriculture is not dominant. However the many lakes in the forest and tundra regions may disturb the detection as we have learnt (Fig. 2). Outside Canada, systematic ground observations are scarce, and some long-

Table 4

Correlation between remote sensing green-up and phenological event time series at the regional level. 0: not correlated; 1: correlated at $p < 0.05$; 2: correlated at $p < 0.001$. Flowering refers to timing of first flower.

	Newfoundland	New Brunswick/Nova Scotia	Montreal Quebec	Manitoba	Saskatchewan
<i>Acer rubrum</i> flowering	0	2	2		
<i>Acer rubrum</i> leafing	0	1	2		
<i>Amelanchier</i> flowering		2	2	2	
<i>Anemone patens</i> flowering				1	0
<i>Clintonia borealis</i> flowering	1	2			
<i>Cornus canadensis</i> flowering	2	2			
<i>Elaeagnus commutata</i> flowering					1
<i>Epigaea repens</i> flowering		1			
<i>Forsythia suspensa</i> flowering		0			
<i>Fragaria virginiana/vesca</i> flowering	1	2	1		1
<i>Galium boreale</i> flowering					0
<i>Houstonia caerulea</i> flowering		0			
<i>Larix laricina</i> flowering	1	2			0
<i>Larix laricina</i> leafing	1	2	0		
<i>Maianthemum stellatum</i> flowering					0
<i>Myrica gale</i> flowering	2				
<i>Populus tremuloides</i> flowering		0	1	1	1
<i>Populus tremuloides</i> leafing		0		2	1
<i>Prunus virginiana</i> flowering		1			1
<i>Rhododendron canadense</i> flowering	1	2			
<i>Rhododendron groenlandicum</i> flowering	0	1			
<i>Syringa vulgaris</i> flowering	0	2	1	0	1
<i>Syringa vulgaris</i> leafing	0	0	1		1
<i>Taraxacum officinale</i> flowering	1	2	2	1	0
<i>Trientalis borealis</i> flowering	2	1			
<i>Trillium grandiflorum</i> flowering			2		
<i>Tussilago farfara</i> flowering	2	1			
<i>Vaccinium vitis-idaea</i> flowering	0	2			

term networks have stopped acquiring data, like in the former Soviet Union, or in most European phenology gardens. Some newly established networks (Schwartz, 2013) have the issue that most sites are observed over a small number of years. Since citizen networks rely on the addition of individual initiatives, observation series are often short or incomplete and need spatial aggregation to allow monitoring interannual variations. Nevertheless these networks allow analysis of interspecific and intraspecific variation, which is not possible with remote sensing green-up at the spatial resolution of SPOT-VGT. Maintaining both *in situ* and satellite observations offers unique opportunities to study the evolution of plant leafing and flowering phenology in view of land surface phenology. In particular, potential mismatch between these events, resulting from climate change or land use change, may have important impact on ecological webs. Therefore initiatives like PlantWatch need to be expanded to continue the temporal record.

Acknowledgements

The authors are thankful to the reviewers and to the associate editor for their comments on this manuscript. Many thanks to all the PlantWatch citizen scientists and coordinators. We hope that their efforts will be continued. Results contribute to the remote sensing green-up validation carried out in the PAGE-21 project (FP7-ENV-2011, 282700).

References

- Ahas, R., Aasa, A., Menzel, A., Fedotova, V.G., & Scheifinger, H. (2002). Changes in European spring phenology. *International Journal of Climatology*, 22, 1727–1738.
- Badeck, F.W., Bondeau, A., Böttcher, K., Doktor, D., Lucht, W., Schaber, J., et al. (2004). Responses of spring phenology to climate change. *New Phytologist*, 162, 295–309.
- Baldocchi, D., Falge, E., Olson, L., et al. (2001). FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82, 2415–2434.
- Bartholomé, E., & Belward, A.S. (2005). GLC2000: A new approach to global land cover mapping from Earth observation data. *International Journal of Remote Sensing*, 26(9), 1959–1977.

- Beaubien, E.G., & Hamann, A. (2011a). Plant phenology networks of citizen scientists: Recommendations from two decades of experience in Canada. *International Journal of Biometeorology*, 55, 833–841.
- Beaubien, E.G., & Hamann, A. (2011b). Spring flowering response to climate change between 1936 and 2006 in Alberta, Canada. *BioScience*, 61(7), 514–524.
- Both, C., Van Asch, M., Bijlsma, R.G., Van Den Burg, A.B., & Visser, M.E. (2009). Climate change and unequal phenological changes across four trophic levels: Constraints or adaptations? *Journal of Animal Ecology*, 78(1), 73–83.
- Chuine, I. (2000). A unified model for tree phenology. *Journal of Theoretical Biology*, 207, 337–347.
- Chuine, I. (2010). Why does phenology drive species distribution? *Philosophical Transactions of the Royal Society, B: Biological Sciences*, 365(1555), 3149–3160.
- Delbart, N., Kergoat, L., Le Toan, T., L'Hermitte, J., & Picard, G. (2005). Determination of phenological dates in boreal regions using Normalised Difference Water Index. *Remote Sensing of Environment*, 97, 26–38.
- Delbart, N., & Picard, G. (2007). Modeling the date of leaf appearance in low-arctic tundra. *Global Change Biology*, 13, 2551–2562.
- Delbart, N., Picard, G., Le Toan, T., Kergoat, L., Quegan, S., Woodward, I., et al. (2008). Spring phenology in boreal Eurasia in a nearly century time-scale. *Global Change Biology*, 14(3), 603–614.
- Fisher, J.L., & Mustard, J.F. (2007). Cross-scalar satellite phenology from ground, Landsat, and MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, 109, 261–273.
- Fisher, J.L., Mustard, J.F., & Vadeboncoeur, M.A. (2006). Green leaf phenology at Landsat resolution: Scaling from the field to the satellite. *Remote Sensing of Environment*, 100, 265–279.
- Ganguly, S., Friedl, M.A., Tan, B., Zhang, X., & Verma, M. (2010). Land surface phenology from MODIS: Characterization of the Collection 5 global land cover dynamics product. *Remote Sensing of Environment*, 114, 1805–1816.
- Gao, B.C. (1996). NDWI – A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. *Remote Sensing of Environment*, 58, 257–266.
- Gazal, R., White, M.A., Gillies, R., Rodemaker, E., Sparrow, E., & Gordon, L. (2008). GLOBE students, teachers, and scientists demonstrate variable differences between urban and rural leaf phenology. *Global Change Biology*, 14, 1568–1580.
- Hakkinen, R., Linkosalo, T., & Hari, P. (1995). Methods for combining phenological time series: Application to budburst in birch (*Betula pendula*) in Central Finland for the period 1896–1955. *Tree Physiology*, 15, 721–726.
- Hänninen, H. (1994). Effects of climatic change on trees from cool and temperate regions: An ecophysiological approach to modelling of bud burst phenology. *Canadian Journal of Botany*, 73, 183–199.
- Holben, B.N. (1986). Characteristics of maximum-value composite images from temporal AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 7, 1417–1434.
- Kross, A., Farnades, R., Seaquist, J., & Beaubien, E. (2011). The effect of the temporal resolution of NDVI data on season onset dates and trends across Canadian broadleaf forests. *Remote Sensing of Environment*, 115, 1564–1575.
- Liang, L., Schwartz, M.D., & Fei, S. (2011). Validating satellite phenology through intensive ground observation and landscape scaling in a mixed seasonal forest. *Remote Sensing of Environment*, 115, 143–157.

- Menzel, A., Sparks, T.H., Estrella, N., et al. (2006). European phenological response to climate change matches the warming pattern. *Global Change Biology*, 12, 1969–1976.
- Morin, X., Lechowicz, M.J., Augspurger, C., O'Keefe, J., Viner, D., & Chuine, I. (2009). Leaf phenology changes in 22 North American tree species during the 21st century. *Global Change Biology*, 15, 961–975.
- Moulin, S., Kergoat, L., Viovy, N., & Dedieu, G. (1997). Global-scale assessment of vegetation phenology using NOAA/AVHRR satellite measurements. *Journal of Climate*, 10, 1154–1170.
- Parmesan, C., & Yohe, G. (2002). A globally coherent fingerprint of climate change impacts across natural systems. *Nature*, 421(6918), 37–42.
- Picard, G., Quegan, S., Delbart, N., Lomas, M.R., Le Toan, T., & Woodward, F.I. (2005). Phenology modelling in Siberia and its impact on the carbon budget. *Global Change Biology*, 11, 2164–2176.
- Pouliot, D., Latifovic, R., Fernandes, R., & Olthof, I. (2011). Evaluation of compositing period and AVHRR and MERIS combination for improvement of spring phenology detection in deciduous forests. *Remote Sensing of Environment*, 115, 158–166.
- Reed, B.C., Brown, J.F., VanderZee, D., Loveland, T.R., Merchant, J.W., & Ohlen, D.O. (1994). Measuring phenological variability from satellite imagery. *Journal of Vegetation Science*, 5, 703–714.
- Richardson, A.D., Keenan, T.F., Migliavacca, M., Ryu, Y., Sonnentag, O., & Toomey, M. (2013). Climate change, phenology, and phenological control of vegetation feedbacks to the climate system. *Agricultural and Forest Meteorology*, 169, 156–173.
- Root, T.L., Price, J.T., Hall, K.R., Schneider, S.H., Rosenzweig, C., & Pounds, A. (2003). Fingerprints of global warming on wild animals and plants. *Nature*, 421(6918), 57–60.
- Sakamoto, T., Yokozawa, M., Toritani, H., Shibayama, M., Ishitsuka, N., & Ohno, H. (2005). A crop phenology detection method using time-series MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, 96, 366–374.
- Schwartz, M.D. (2013). *Phenology: An integrative environmental science* (2nd ed.). Springer (ISBN: 978-94-007-6924-3).
- Schwartz, M.D., Ahas, R., & Aasa, A. (2006). Onset of spring starting earlier across the Northern Hemisphere. *Global Change Biology*, 12, 343–351.
- Walther, G.-R. (2010). Community and ecosystem responses to recent climate change. *Philosophical Transactions of the Royal Society, B: Biological Sciences*, 365(1549), 2019–2024.
- Walther, G.-R., Post, E., Convey, P., Menzel, A., Parmesan, C., Beebee, T.J.C., et al. (2002). Ecological responses to recent climate change. *Nature*, 416, 389–395.
- White, M., De Beurs, K.M., Idan, K.D., et al. (2009). Intercomparison, interpretation, and assessment of spring phenology in North America estimated from remote sensing for 1982–2006. *Global Change Biology*, 15(10), 2335–2359.
- White, K., Pontius, J., & Schaberg, P. (2014). Remote sensing of spring phenology in north-eastern forests: A comparison of methods, field metrics and sources of uncertainty. *Remote Sensing of Environment*, 148, 97–107.
- Willmott, C.J. (1982). Some comments on the evaluation of model performance. *Bulletin American Meteorological Society*, 63(11), 1309–1313.
- Zhang, X., Friedl, M.A., Schaaf, C.B., Strahler, A.H., Hodges, J.C.F., Gao, F., et al. (2003). Monitoring vegetation phenology using MODIS. *Remote Sensing of Environment*, 84(3), 471–475.

Publication 6

Delbart, N., Beaubien, E., Kergoat, L. & Le Toan, T. (2016), Combining citizen science phenological observations with remote sensing data, *ESA Living Planet Symposium*, 740, 40.

COMBINING CITIZEN SCIENCE PHENOLOGICAL OBSERVATIONS WITH REMOTE SENSING DATA

Delbart, Nicolas ⁽¹⁾, Elisabeth Beaubien ⁽²⁾, Laurent Kergoat ⁽³⁾, Lise Deront ⁽⁴⁾, Thuy Le Toan ⁽⁵⁾

(1): Université Paris Diderot, PRODIG (UMR8586), UFR GHES, Case 7001, Paris cedex 13, France, Email: nicolas.delbart@univ-paris-diderot.fr

(2): Coordinator of Alberta PlantWatch, University of Alberta, Department of Renewable Resources, 751 General Services, University of Alberta, Edmonton, Alberta, Canada, T6G 2H1; Email: e.beaubien@ualberta.ca

(3): GET (UMR5563), 14, avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France, Email: laurent.kergoat@get.obs-mip.fr

(4): Master Course student (TGAE, Remote Sensing and Geomatics applied to the Environment, P7/P1/P6/UVSQ), Université Paris Diderot Paris, UFR GHES, Case 7001, 75205 Paris cedex 13, France, Email: lise.deront@yahoo.fr

(5): CESBIO (UMR5126), 18 avenue Edouard Belin, bpi 2801, 31401 Toulouse cedex 9, France, Email: thuy.letuan@cesbio.cnes.fr

ABSTRACT

Citizen science is efficient to collect data about plant phenology across large areas such as Canada and independently for each species. However, such time series are often discontinuous and observations are not evenly distributed. On the other hand, remote sensing provides a synoptic view on phenology but does not inform about inter-species differences in phenological response to climate variability.

Existing interactions between the two types of data are so far essentially limited to the evaluation of remote sensing methods by citizen science data, which proved quite efficient. Here we first use such an approach to show that one remote sensing method green-up date relates to the leaf-out date of woody species but also to the whole plant community phenology at the regional level, including flowering phenology. Second we use a remote sensing time series to constrain the analysis of citizen data to overcome the main drawbacks that is the incompleteness of time series. We analyze the interspecies differences in phenology at the scale of so-called “pheno-regions” delineated using remote sensing green-up maps.

1. INTRODUCTION

Citizen science is an efficient way to collect data about plant phenology, which is one important vegetation functional trait in climate change impact studies [1], across country-wide areas and independently for each species. Such initiatives have contributed to an understanding of local climate influences on phenology e.g. the urban heat island effect [2] and long term changes in phenology [3]. However, such time series are often discontinuous and observations are evenly distributed over Canada. On the other hand, as it is synoptic and repetitive, remote sensing compensates such drawbacks but gives only one indicator which is the date of the beginning of the growing season, called green-up date, and thus does not inform about inter-species differences in phenological response to climate variability.

Citizen-based science is very useful to further understand the satellite remote sensing signal. Phenological observations collected by the PlantWatch citizen science project across Canada [3, 4] have already been used to calibrate [5] or evaluate [6, 7] remote sensing green-up products.

In a previous study [8], annual maps of the remote sensing green-up date derived from SPOT-VEGETATION data were compared to the PlantWatch data. First, green-up dates were found to relate to the leaf-out dates for four woody species (*Populus tremuloides*, *Acer rubrum*, *Syringa vulgaris*, *Larix laricina*) with a root mean square error of 13 days at the pixel level, for all landcover types except in pixels where agriculture or water bodies were dominant.

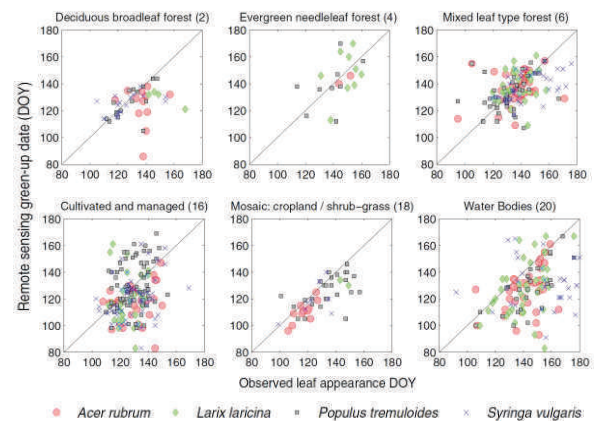


Figure 1. Comparison of the 1km pixel remote sensing green-up date with the leaf-out dates observed, for four tree species, and for a selected set of landcover types (others in [8]).

Second, when spatially aggregated, the remote sensing green-up date matched well the interannual variations in leafing and also in flowering timing of most of the recorded species. The single date recorded by our remote sensing method was thus clearly an indicator of

the whole plant community phenology.

As this volunteer PlantWatch network proved consistent with independent satellite data, the current study aims to go beyond the validation of remote sensing by citizen data. We propose here a method to combine the two methods. We constrain the aggregation of incomplete citizen observation time series using the maps of the remote sensing green-up date. The aggregation is conducted within “pheno-regions”, defined as regions of similar interannual variability in remote sensing green-up dates. Regional time series are built for each species and all three events (flower first and mid-bloom, leaf-out) individually, with a rational and not arbitrary selection of points that must be aggregated, by taking points belonging to the same pheno-regions.

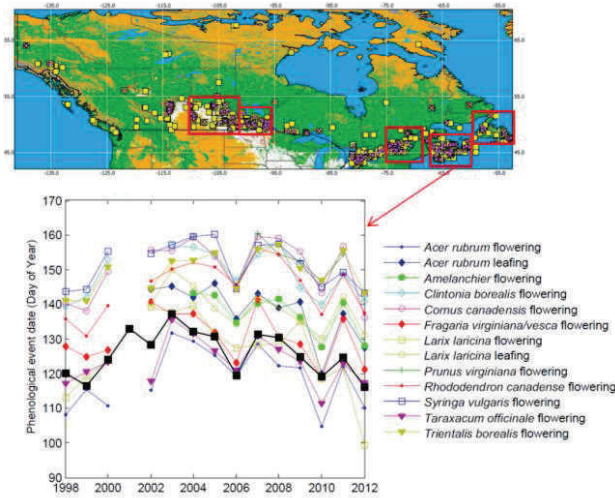


Figure 2. PlantWatch sites distribution across Canada (top) and species' phenological event time series aggregated over the provinces of New Brunswick and Nova Scotia. Adapted from [8].

2. DATA

2.1. PlantWatch

The phenological observations are carried out and reported in the database by citizen scientists in the framework of the PlantWatch project (www.plantwatch.ca). We use *in situ* flowering first-bloom, mid-bloom, and leaf-out dates for 39 species (Table 1) (see spatial distribution in Fig. 2). The description of all species and their observation protocols can be found on the PlantWatch website. Data with geographic coordinates and taxonomic errors were discarded [8].

Because of above-mentioned errors (Fig. 1), pixels given as water bodies or purely agricultural by the GLC2000 landcover map [9] were discarded.

2.2. Land surface phenology from SPOT-VGT

The algorithm described in [10] is applied to the SPOT

VEGETATION (VGT) S10 data for the years 1998 to 2012 (freely available at <http://www.vito-eodata.be/PDF/portal/Application.html>). S10 data gives a reflectance value for four spectral bands once every ten days. The selected value is the “best” measurement that has been made during the 10 day period, following the “maximum value composite” method [11]. The exact date of the selected measurement is given individually for each pixel.

The objective of our method is to provide an estimation of the date on which the ecosystem greens up. To avoid false detection due to snowmelt, the green-up date is retrieved from the seasonal evolution of NDWI as this index decreases during snowmelt and increases during foliage development. Green-up date is taken as the last date in the March-July period at which NDWI has increased by less than 20% of its total increase in this period. Here, the algorithm is applied at the full VGT spatial resolution (0.0089°). The algorithm is run for the years 1998 to 2012, to obtain one green-up day map each year.

3. METHODS

3.1. Aggregating PlantWatch data spatially

Each individual location time series may be incomplete and may hold a systematic bias relative to the zonal average. In order to build-up a regional time series for each species event, we adapted the method 3 of [12]. This method is applied for each species separately within a region, independently from each other and from the remote sensing time series.

First observation time series with only one year observation are all discarded.

For year i , each species regional aggregated date is:

$$y_i = \frac{\sum_j (x_{ij} + b_j)}{n_i} \quad (1)$$

where x_{ij} is the date of observation at location j for year i , n_i is the number of observations for year i in the region, and b_j is the bias specific to the location j .

Computational details are given in [8]. In summary, we shift the individual series one by one towards the “reference” series (i.e. the already aggregated series), by an amount b_j (the bias between both series, calculated over common years), before averaging them together (using weighted average according to the number of series already aggregated). We start with the two time series that have the largest number of common years. For each series, we record b_j , and when all series have been considered we move the aggregated series by *minus* the average of all b_j . One example is given Fig. 3.

In [8], this procedure was applied for the five regions shown in Fig. 2. The boundaries of the regions were chosen in order to surround most of the observation sites, but this choice was arbitrary. In the following aggregation will be conducted within pheno-regions delineated according to the interannual variability in the remote sensing green-up date.

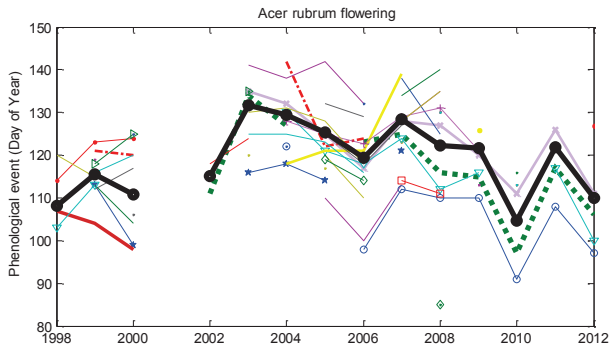


Figure 3. Example of aggregation of time series, for red maple for the New Brunswick / Nova Scotia region.

3.2. Pheno-regions

Based on the results of the pixel scale comparison of both datasets, we exclude all purely agricultural and water pixels (classes 16 and 20 from GLC2000 dataset). We then aggregate the pixels, excluding the missing ones, to a resolution 10 times lower of the original one, which allows reducing the fraction of territory with missing data (Fig. 4).

Then we subtract from each green-up map the 15 year average green-up date, to obtain a time series of maps of temporal anomaly in phenology, free of spatial gradients. On this time series we conduct a k-means classification with a large and arbitrary number of

classes (here, 300 classes). We then aggregate these classes using an ascending hierarchical clustering based on a dissimilarity measure that is 1 *minus* the correlation between each of the 300 above classes. The groups are then aggregated if their dissimilarity is less than a chosen threshold, here 0.359, so that the classes are aggregated if their correlation is positive and significant at the 0.01 level.

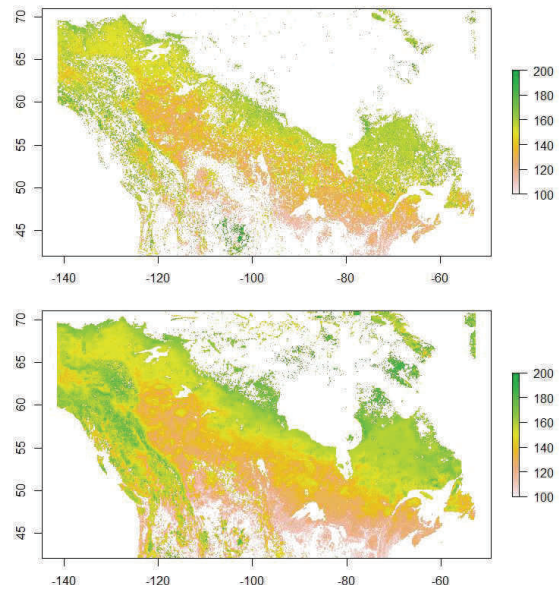


Figure 4. Green-up map filtered by rejecting agricultural and water pixel following the comparison with PlantWatch data (top). Spatially averaged green-up map (bottom). Color represents the day of year at which the green-up is detected.

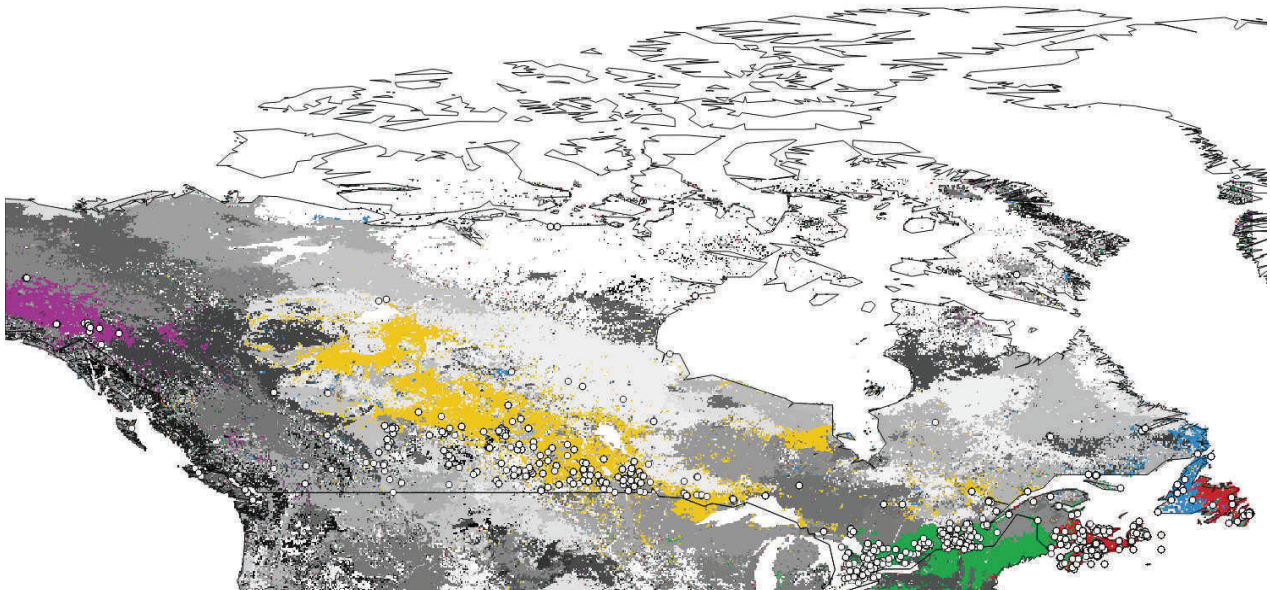


Figure 5. Map of the 122 pheno-regions obtained from variability in the green-up date (grey levels). Each pheno-region groups pixels of similar interannual variability in the date of green-up. In color: pheno-regions to which most of PlantWatch sites belong.

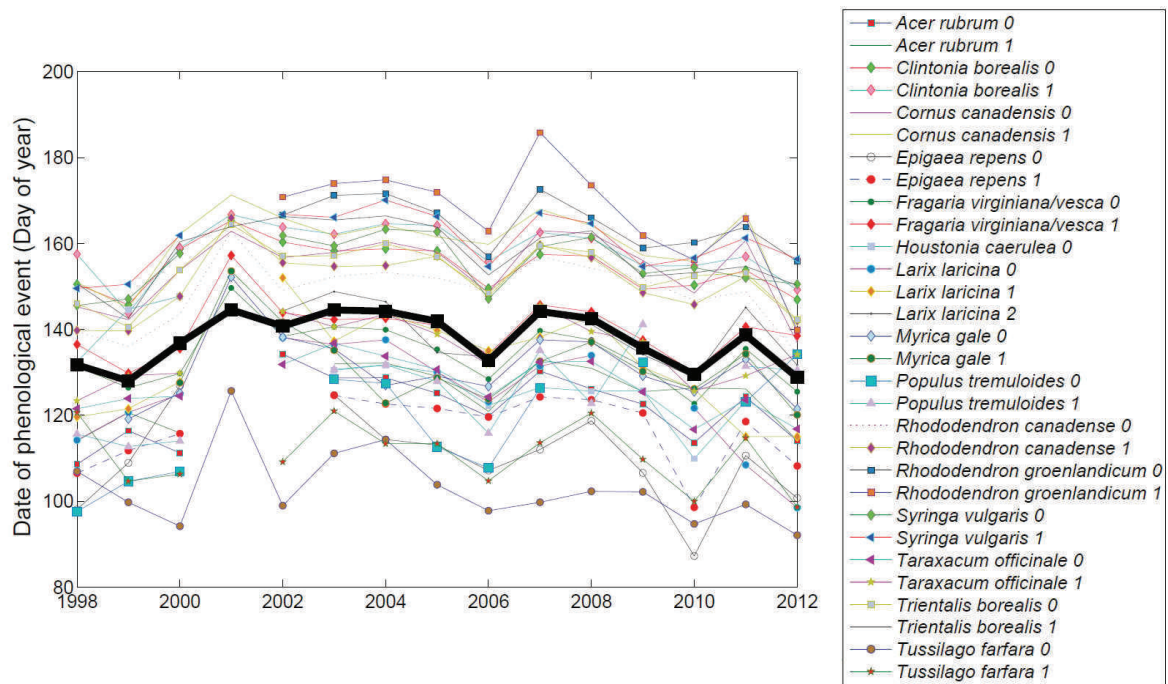


Figure 6. Aggregated phenology time series for the region including Eastern Newfoundland and Nova Scotia. In the legend, 0 stands for first-bloom date, 1 for mid-bloom date, 2 for leaf-out date, for all species observed in the region.

4. RESULTS AND DISCUSSION

We are able to differentiate 122 pheno-regions (see Fig. 5). Aggregation is conducted within those of these regions where PlantWatch sites are located. For several regions aggregation does not permit to obtain time series longer than five years as the individual series are too few or too discontinuous. However, most of the PlantWatch sites are included in only five pheno-regions (Fig. 5). Interestingly we notice that Newfoundland, that was taken as one aggregation region in [8] (Fig. 2) is divided into two pheno-regions (plus other small ones). Eastern Newfoundland and Nova Scotia belong to the same pheno-region, meaning that their interannual variations in phenology are similar. Aggregated time series for this pheno-region are shown in Fig. 6, together with pheno-region average green-up date (black line). Most series are relatively parallel one to each other, so that most species display similar interannual variability in phenology, to which the regional remote sensing green-up matches well.

For other regions we can notice some artefacts. In the western Newfoundland pheno-region, the aggregated mid-bloom of *Trientalis borealis* is earlier than the first bloom of the same species for three consecutive years. Such artefacts are due to the spatial distribution of observation sites within the pheno-region. Other possible artefacts come from the length of the individual series that are aggregated. Fig. 7 gives the aggregated series when all series longer than one year are aggregated, or when two year-long series are also rejected. Then several aggregated series simply

disappear, and series such as *Populus tremuloides* first bloom are biased and display change of shape.

5. CONCLUSION

We define pheno-regions as regions of similar interannual variability in remote sensing green-up date. Other definitions exist, for example based on the full seasonal cycle of the normalized difference vegetation index [13]. Our definition comes from our objective which is to give a rational basis to choose which citizen science sites must be taken when aggregating time series of spring events. Our approach is promising but still some artefacts are found in the aggregated series, which indicates that data should be further screened which is difficult when individual series are only two year long. Probably our pheno-regions should be subdivided according to their average green-up date to attenuate the impact of the changes in the spatial distribution of observations from one year to another.

Despite necessary improvements we believe that these preliminary results demonstrate that interactions between remote sensing and citizen science should not be limited to the validation of the green-up maps by observations. The respective advantages of both observation types can be combined. The proposed method allows building regional time series with reduced temporal gaps, for each species and event individually, within regions which are meaningful in terms of phenological variations. This shows that remote sensing can support phenological studies based on citizen observations.

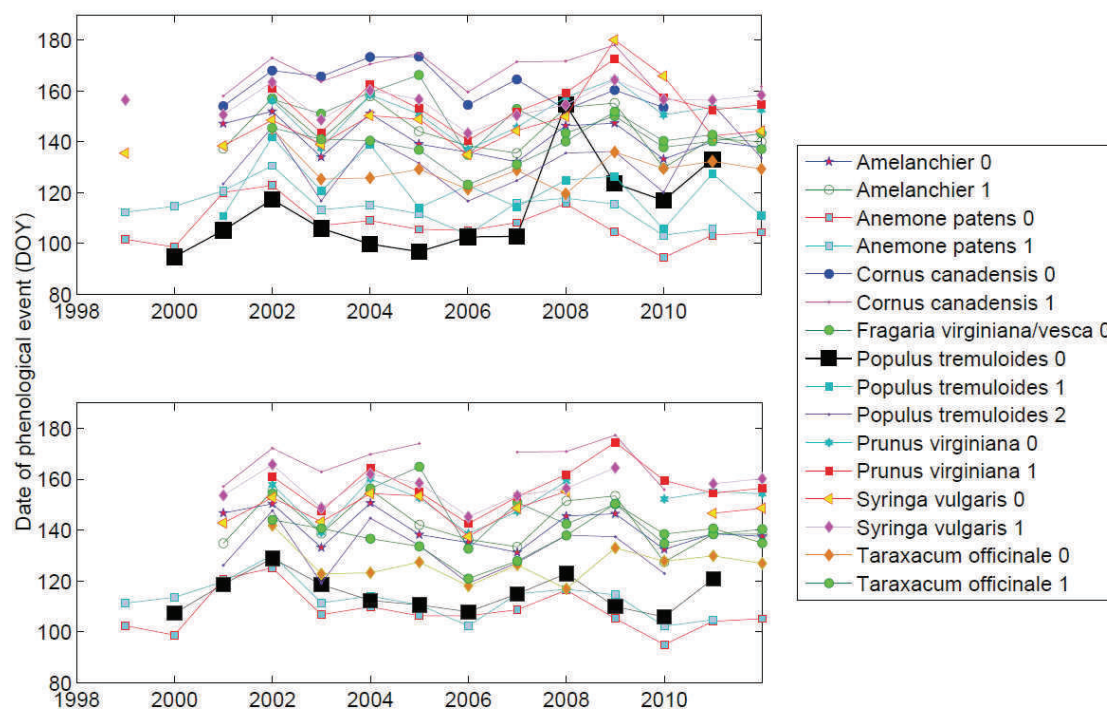


Figure 7. Phenology time series for the region including Manitoba, Saskatchewan and Alberta. Top (bottom): series longer than two (three) years are aggregated.

6. REFERENCES

- Richardson, A.D., Keenan, T.F., Migliavacca, M., Ryu, Y., Sonnentag, O. & Toomey, M. (2013). Climate change, phenology, and phenological control of vegetation feedbacks to the climate system. *Agricultural and Forest Meteorology*, **169**, 156-173.
- Gazal, R., White, M.A., Gillies, R., Rodemaker, E., Sparrow, E. & Gordon, L. (2008). GLOBE students, teachers, and scientists demonstrate variable differences between urban and rural leaf phenology. *Global Change Biology*, **14**, 1568-1580.
- Beaubien, E.G. & Hamann A. (2011). Spring Flowering Response to Climate Change between 1936 and 2006 in Alberta, Canada. *BioScience*, **61**(7), 514-524.
- Beaubien, E.G. & Hamann, A (2011). Plant phenology networks of citizen scientists: recommendations from two decades of experience in Canada. *International Journal of Biometeorology*, **55**, 833-841.
- Kross A., Fernandes, R., Seaquist J. & Beaubien E. (2011). The effect of the temporal resolution of NDVI data on season onset dates and trends across Canadian broadleaf forests. *Remote Sensing of Environment*, **115**, 1564-1575.
- White, M., De Beurs, K.M., Idan, K.D., et al. (2009). Intercomparison, interpretation, and assessment of spring phenology in North America estimated from remote sensing for 1982-2006. *Global Change Biology*, **15**(10), 2335-2359.
- Pouliot, D., Latifovic, R., Fernandes, R. & Olthof I. (2011). Evaluation of compositing period and AVHRR and MERIS combination for improvement of spring phenology detection in deciduous forests. *Remote Sensing of Environment*, **115**, 158-166.
- Delbart, N., Beaubien, E., Kergoat L. & Le Toan T. (2015). Comparing the Remote Sensing Land Surface Phenology with the leafing and flowering observations from the PlantWatch citizen network. *Remote Sensing of Environment*, **160**, 273-280.
- Bartholomé, E. & Belward, A.S. (2005). GLC2000 : a new approach to global land cover mapping from Earth observation data. *International Journal of Remote Sensing*, **26**(9), 1959-1977.
- Delbart, N., Kergoat, L., Le Toan, T., L'Hermitte, J. & G. Picard (2005). Determination of phenological dates in boreal regions using Normalised Difference Water Index. *Remote Sensing of Environment*, **97**, 26-38.

11. Holben, B. N. (1986). Characteristics of maximum-value composite images from temporal AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, **7**, 1417–1434.
12. Hakkinen, R., Linkosalo, T. & Hari, P. (1995). Methods for combining phenological time series: application to budburst in birch (*Betula pendula*) in Central Finland for the period 1896–1955. *Tree Physiology*, **15**, 721–726.
13. White, M. A., F. Hoffman, W. W. Hargrove, and R. R. Nemani (2005), A global framework for monitoring phenological responses to climate change, *Geophysical Research Letters*, **32**, L04705, doi:10.1029/2004GL021961.

Publication 7

Delbart, N., Ciais, P., Chave, J., Viovy, N., Malhi, Y. & Le Toan, T. (2010), Mortality as a key driver of the spatial distribution of aboveground biomass in Amazonian forest: results from a dynamic vegetation model, *Biogeosciences*, 7, 3027-3039.

Mortality as a key driver of the spatial distribution of aboveground biomass in Amazonian forest: results from a dynamic vegetation model

N. Delbart^{1,*}, P. Ciais¹, J. Chave², N. Viovy¹, Y. Malhi³, and T. Le Toan⁴

¹Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, UMR 8212 (CEA/CNRS/UVSQ), CEA-orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette, France

²Laboratoire Evolution et Diversité Biologique, UMR 5174 (CNRS/Universite Paul Sabatier Toulouse 3), 31062 Toulouse, France

³Environmental Change Institute, School of Geography and the Environment, Oxford University, South Parks Road, Oxford, UK

⁴Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère, UMR 5126 (CNRS/CNES/IRD/UPS), Toulouse, France

* now at: Université Paris Diderot-Paris 7, Paris, France

Received: 7 April 2010 – Published in Biogeosciences Discuss.: 29 April 2010

Revised: 31 August 2010 – Accepted: 17 September 2010 – Published: 6 October 2010

Abstract. Dynamic Vegetation Models (DVMs) simulate energy, water and carbon fluxes between the ecosystem and the atmosphere, between the vegetation and the soil, and between plant organs. They also estimate the potential biomass of a forest in equilibrium having grown under a given climate and atmospheric CO₂ level. In this study, we evaluate the Above Ground Woody Biomass (AGWB) and the above ground woody Net Primary Productivity (NPP_{AGW}) simulated by the DVM ORCHIDEE across Amazonian forests, by comparing the simulation results to a large set of ground measurements (220 sites for biomass, 104 sites for NPP_{AGW}). We found that the NPP_{AGW} is on average overestimated by 63%. We also found that the fraction of biomass that is lost through mortality is 85% too high. These model biases nearly compensate each other to give an average simulated AGWB close to the ground measurement average. Nevertheless, the simulated AGWB spatial distribution differs significantly from the observations. Then, we analyse the discrepancies in biomass with regards to discrepancies in NPP_{AGW} and those in the rate of mortality. When we correct for the error in NPP_{AGW}, the errors on the spatial variations in AGWB are exacerbated, showing clearly that a large part of the misrepresentation of biomass comes from a wrong modelling of mortality processes.

Previous studies showed that Amazonian forests with high productivity have a higher mortality rate than forests with lower productivity. We introduce this relationship, which results in strongly improved modelling of biomass and of its spatial variations. We discuss the possibility of modifying the mortality modelling in ORCHIDEE, and the opportunity to improve forest productivity modelling through the integration of biomass measurements, in particular from remote sensing.

1 Introduction

Tropical rainforests play a crucial but poorly known role in the global carbon cycle (Malhi and Grace, 2000). Deforestation and forest degradation contribute significantly to CO₂ emissions to the atmosphere and are equivalent to about 15–25% of fossil fuel emissions (IPCC, 2007; Le Quéré et al., 2009). There is also strong evidence that undisturbed Amazonian and African tropical forests are currently a sink of carbon as they are accumulating more biomass (Stephens et al., 2007; Lewis et al., 2009a; Phillips et al., 2004; Lewis et al., 2009b; but see Jacobson, 2007). The mechanisms behind this carbon sink are subject to debate (Lewis et al., 2009; Körner, 2009): the carbon sink could be due to photosynthesis stimulation by increasing atmospheric CO₂ rate (Phillips



Correspondence to: N. Delbart
(nicolas.delbart@lsce.ipsl.fr)

et al., 2008; Gloor et al., 2009; Ciais et al., 2007) or to regeneration from earlier disturbance (Chave et al., 2008).

Diagnosing the carbon balance of tropical forests should rely on robust and repeated biomass estimations at large scale (Houghton, 2005; DeFries et al., 2001), but until recently maps of biomass stock in Amazonia retrieved from remote sensing, ground measurements or modelling showed striking differences (Houghton et al., 2001). Recently, advances combining field data, remote sensing techniques and innovative statistical methods have provided new insights on the distribution of Above Ground Woody Biomass (AGWB) in Amazonia (Malhi et al., 2006; Saatchi et al., 2007). In the future, dedicated remote sensing mission such as the BIOMASS mission (ESA, 2008; Le Toan et al., 2010) will provide consistent, global, and gridded AGWB dataset at spatial resolution of 100 m, and will allow monitoring forest biomass lost due to disturbances and ensuing biomass increment. Consistency among recent maps suggests that the important regional variation in AGWB across Amazonia is not an artefact of measurement methods. Biomass distribution results from variations both in the tree allometry (Chave et al., 2005) and in wood density (Baker et al., 2004). It was also found that wood density, stem turnover, and productivity co-vary: the species with higher productivity have lower wood density and higher turnover rate. As a result, highest biomass stores are found for sites with lower turnover rates (Malhi et al., 2006).

Hypotheses about future carbon balance of Amazonian forests may be formulated using ecosystem models. One General Circulation Model coupled with a Dynamic Vegetation Models (DVM) predicted massive biomass loss during the 21st century induced by reduced precipitation (Cox et al., 2001; Huntingford et al., 2008), in line with results from ecosystem manipulation experiments (Nepstad et al., 2007), although most climate models showed a more moderate intensification of seasonal drought (Malhi et al., 2009). DVMs compute energy, water and carbon fluxes between the ecosystem and the atmosphere, between the vegetation and the soil, and among plant organs. Most DVMs employ the concept of an “average plant” (but see e.g. Sato et al., 2007). For each average plant organ, a DVM simulates the carbon input (primary production allocated to the organ, translocation from another organ) and output (mortality or senescence, translocation to another organ). Under a constant climate and atmospheric CO₂ level, a DVM reaches a steady-state equilibrium at which carbon inputs and outputs for each compartment balance each other on the long term. Depending on the study ecosystem, this equilibrium may be reached after several decades or centuries of simulation. Thus, DVMs simulate the potential climax biomass of a mature forests having grown under a given climate and atmospheric CO₂ level.

By construction, any increase in primary productivity driven by climatic gradients or temporal changes (nitrogen deposition or CO₂ increase) should result in an increase in biomass stock in a DVM. In a recent synthesis of ground

based measurements of above ground biomass and net primary productivity allocated to the above ground parts of the plants, Keeling and Phillips (2007) showed that this premise is unrealistic. Specifically, they found that biomass stock is not linearly related to the productivity of tropical forests. Considering a range of sites, above-ground biomass shows a hump-shaped variation with productivity, as sites with high productivity (high carbon input) also have high turnover (high carbon output). To faithfully depict future trends in tropical forest biomass stocks, a DVM should correctly simulate both woody productivity and mortality fluxes. Some DVMs (e.g. Moorcroft et al., 2001) simulate temporal variations in mortality with forest regeneration (pioneer species have a high turnover rate) or drought that increases mortality. Still, such DVMs are unable to reproduce the regional variation of biomass in Amazonia, the highest biomass levels being obtained in North West Amazonia (Huntingford et al., 2008) whereas ground measurements show higher biomass level in central Amazonia or Guyana (Malhi et al., 2006). Thus, the initial conditions of the simulations predicting forest dieback with lower precipitation do not match the observations.

In this study, we evaluate the spatial variations in the biomass across the Amazon simulated by the ORCHIDEE DVM (Krinner et al., 2005). In ORCHIDEE, contrarily to other DVM (Sato et al., 2007), individuals are not represented and forests are considered as one average tree. Photosynthesised carbon remaining after plant maintenance and growth respiration computation is distributed to leaf, above ground wood, below ground wood, fine roots, fruits and reserves. Primary production and allocation of carbon are ruled by process-oriented schemes (Friedlingstein et al., 1999; Krinner et al., 2005). However, the loss of biomass through mortality is modelled very simply: every year a fixed fraction of the total carbon in wood is lost to litter. The mortality rate is defined as the inverse of the time of residence of carbon in wood, which is constant and prescribed. As there is no spatially explicit individual-based representation and as there is one carbon reservoir for trunks and branches, the time of residence of carbon in wood is equivalent to the average tree lifespan within this model framework.

Our first objective is to explore why DVMs fail to provide spatial gradients in AGWB under the current climatic conditions. Using a large set of AGWB observations, we show that the DVM ORCHIDEE outputs do not match empirical observations of regional variation in biomass over Amazonian forests. We analyse the discrepancies between model outputs and data with regard to discrepancies in carbon input to above ground wood and in the rate of mortality. We then test the idea of relating mortality to productivity as it is suggested by empirical evidence from the field data (Malhi et al., 2004). We discuss the consequences of this modification in predicting the spatial distribution of Amazonian biomass stores, and discuss possible improvements in the mortality module of DVMs.

Our second objective is to explore the opportunity to improve forest productivity modelling through the integration of more accurate and spatially explicit observations on forest biomass stocks from satellite remote sensing. Here we discuss the use of future BIOMASS satellite data to constrain the carbon fluxes simulated by a DVM for mature forests.

2 Material and methods

2.1 ORCHIDEE

ORCHIDEE (Krinner et al., 2005) is a dynamic vegetation model. It is the result of the coupling of the SECHIBA land-surface scheme (Ducoudré et al., 1993), which is dedicated to surface energy and water balances, and the carbon and vegetation model STOMATE that calculates the carbon fluxes between the atmosphere, the vegetation and the soil. A third component is the vegetation dynamics module that calculates the spatial distribution of vegetation types, but it is not activated in our simulations as we prescribe the evergreen tropical vegetation type.

In this study we concentrate on the carbon dynamics sub-model STOMATE. In this model, Net Primary Production (NPP) is modelled as Gross Primary Production (GPP the amount of atmospheric carbon assimilated by photosynthesis) minus autotrophic respiration (R_a). Both herbivore grazing of NPP (Keeling and Phillips, 2007), and Volatile Organic Compounds emission of C to the atmosphere (Kesselmeier et al., 1999) are ignored. NPP is allocated to several vegetation organs or compartments: above ground wood (AGW), below ground wood (BGW), fine roots, leaves, fruits and non structural reserve carbon stores. Organs lose carbon through mortality or senescence. The amount of biomass allocated to each organ is calculated from the following equation:

$$NPP_{\text{organ}} = f_{\text{alloc-organ}} \times NPP \quad (1)$$

with NPP_{organ} and NPP expressed in tonsC/ha/year, and $f_{\text{alloc-organ}}$ being a dimensionless fraction ranging from 0 to 1.

At year n , AGWB is given (in tonsC/ha) by:

$$AGWB(n) = AGWB(n-1) + NPP_{AGW}(n-1) - \text{mortality}(n-1) \quad (2)$$

where mortality (in tonsC/ha/year) equals

$$\text{mortality}(n-1) = \frac{AGWB(n-1)}{t_{\text{residence}}}, \quad (3)$$

with $t_{\text{residence}}$ (in years) being the time of residence of carbon in wood. Note that the inverse of $t_{\text{residence}}$ is equal to the rate of mortality, i.e. the fraction of AGWB lost annually via mortality.

Then,

$$AGWB(n) = AGWB(n-1) \times \left(1 - \frac{1}{t_{\text{residence}}}\right) + NPP_{AGW}(n-1). \quad (4)$$

Further details about the calculation of GPP, R_a and $f_{\text{alloc-organ}}$ are provided in Krinner et al. (2005). The value of $t_{\text{residence}}$ is prescribed and constant, set equal to 30 years for the tropical forest biome.

Our objective is to test these assumptions for undisturbed tropical forests. Thus we fixed the length of the simulations (Nyears) to 206 years (from 1801 to 2006), after checking that biomass stores equilibrate after 100 years.

2.2 Field data

Locations of ground observations are shown in Fig. 1.

2.2.1 Biomass

Ground-based above ground woody biomass measurements across 220 Amazonian forest sites were taken from Malhi et al. (2006). Some of these values were directly derived from individual tree diameter data using the allometric relationship of Baker et al. (2004) that incorporates wood density information. At other sites where only plot-level basal area information was available, AGWB estimates were derived from an allometric model that relates AGWB to basal area measurements and correcting for variations in wood density.

2.2.2 Woody NPP and residence time

Net primary production allocated to aboveground wood (NPP_{AGW}) was estimated for 104 Amazonian forest sites by Malhi et al. (2004), based on dendrometric measurements conducted at the same site during two or more censuses. Only trees that reached the minimal census size of 10 cm dbh were considered. Specifically, NPP_{AGW} is the sum of two components: 1/ the individual tree biomass increment measured during the interval (inferred from the increment in basal area), plus 2/the mass of trees recruited during the interval. A census-interval correction was introduced to account for trees that recruited, grew and died between censuses. The conversion from the basal area increment to biomass increment incorporates wood density estimates (Baker et al., 2004). As all sites did not have all necessary information, the correction due to wood density was determined empirically and applied to the available data (see details in Malhi et al., 2004). Malhi et al. (2004) also provided estimates of the residence time of carbon in tree woody biomass, defined by the ratio of AGWB to NPP_{AGW} .

2.2.3 Leaf and fruit allocation

Assuming that the forest canopy biomass is in equilibrium, NPP allocation to leaf and fruit was inferred from the

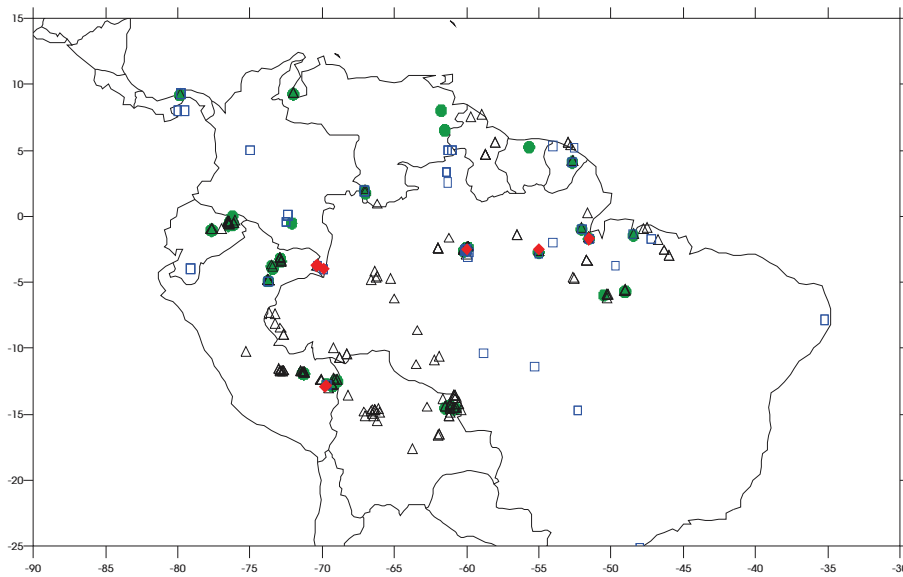


Fig. 1. Locations of ground observations. Black triangles: above ground woody biomass (Malhi et al., 2006). Green dots: above ground woody NPP (Malhi et al., 2004). Red diamonds: allocation fractions (Aragão et al., 2009). Blue squares: leaf and fruit allocation (Chave et al., 2010).

corresponding litterfall for 62 (leaf) and 51 (fruit) sites from Chave et al. (2010).

2.2.4 Complete allocation pattern

For ten sites ranging across lowland Amazonia, Aragão et al. (2009) estimated the total NPP and its partitioning among organs, including coarse and fine roots.

2.3 Climatic data

The climate dataset CRU-NCEP used for driving ORCHIDEE in this study is a combination of two existing datasets: the CRU TS.2.1 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, (Mitchell and Jones, 2005) monthly climatology covering the period 1901 to 2002 and the NCEP reanalysis $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 6 h time step beginning in 1948 and available in near real time (Kalnay et al., 1996). The processing (see appendix A) of CRU-NCEP aims at building a climatic dataset at $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ spatial resolution, which keeps the diurnal and daily variability of NCEP and the monthly averages from CRU and which covers the period from 1901 until now. We used the climate data from years 1901–1950 repeatedly to simulate the forest growth over 1801–1900.

2.4 Statistical analysis of ORCHIDEE results

We ran ORCHIDEE at each site where ground measurements were available. We averaged the model outputs over the last 50 years of the simulations. We tested a shorter period (10 years) and showed that this had no impact on the interpretation of results. We analyzed the model output

variables AGWB, NPP, $\text{NPP}_{\text{organs}}$ separately in order to evaluate their mean values, their range and their spatial distribution. We used the statistical indicators as formulated in Willmott (1982).

2.5 Impact of correcting NPP_{AGW} while keeping a prescribed $t_{\text{residence}}$

AGWB reaches equilibrium when NPP_{AGW} and mortality compensate each other on average over several years. Equilibrium AGWB_{max} is thus defined as :

$$\text{AGWB}_{\text{max}} = \text{NPP}_{\text{AGW}} \times t_{\text{residence}} \quad (5)$$

Here the objective is to determine the potential impact on the equilibrium AGWB_{max} of improving the modelling of NPP_{AGW} while preserving a prescribed mortality rate. For this purpose, we apply a multiplicative correction on $t_{\text{residence}}$ to make it equal to the average value from the ground measurements and we report this correction on AGWB_{max} through Eq. (5). Then we test two types of correction on NPP_{AGW} , and evaluate their impact similarly through Eq. (5).

- First, we test the effect on AGWB_{max} of removing the average bias on NPP_{AGW} that was found from the statistical analysis. This allows testing of what would be the simulated AGWB_{max} by adjusting the model parameters while keeping the same formulations.
- Second, we correct the site specific bias on NPP_{AGW} . This allows testing what would be the modelled AGWB_{max} if NPP_{AGW} and therefore all processes

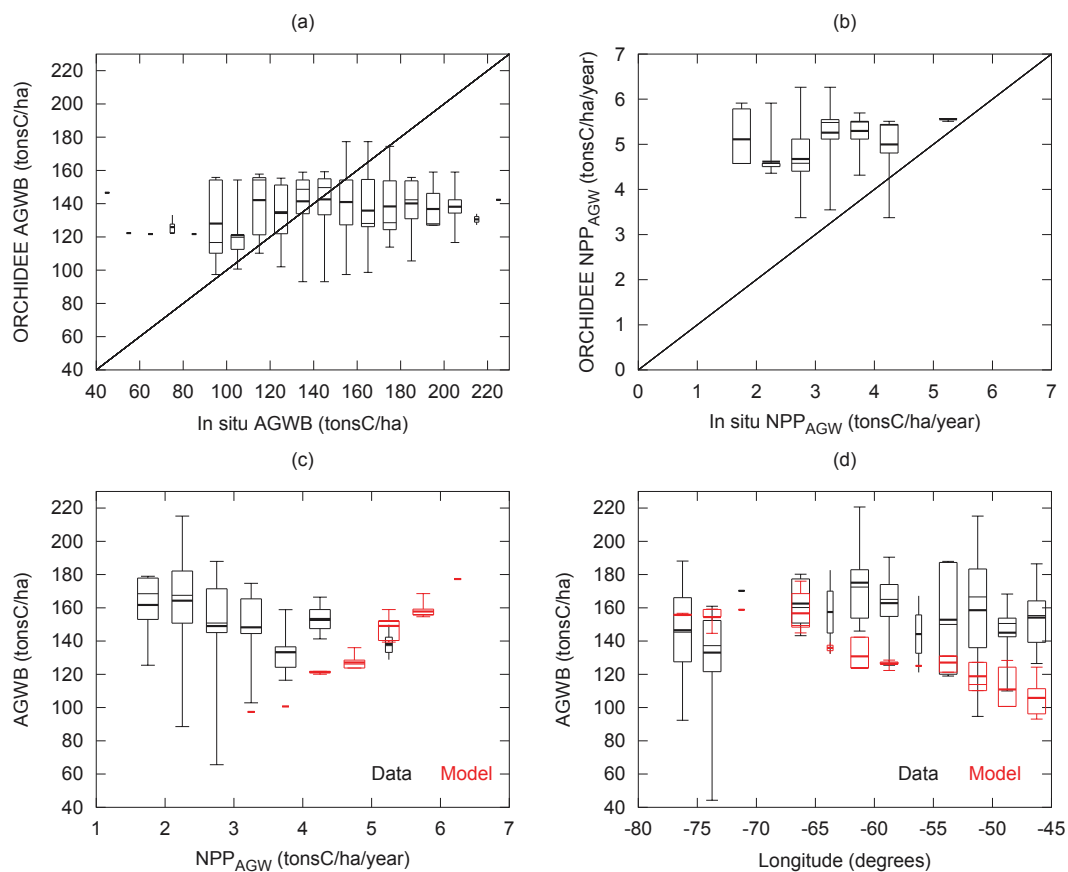


Fig. 2. Comparison of ORCHIDEE outputs with ground measurements. **(a)** Above ground woody biomass (AGWB); **(b)** Net Primary Production allocated to above ground wood (NPP_{AGW}). **(c)** AGWB against NPP_{AGW} from ORCHIDEE and ground measurements. **(d)** AGWB against longitude for latitude between 2° north and 10° south, from ORCHIDEE and ground measurements. Ground measurements are from Malhi et al. (2004, 2006). For each x-axis class: the vertical box represents the 25 and 75 percentiles; median is represented by a light line; average is represented by a bold line; whiskers extremities show the minimum and maximum values. In (c) and (d), red is for ORCHIDEE outputs and black for the ground measurements. The width of the box is reduced by half if less than 5 sites belong to a specific x-axis class.

involved in photosynthesis, respiration and allocation were perfectly modelled. Remaining errors on AGWB_{max} come from the mortality only, which in this case is defined from a constant $t_{\text{residence}}$.

2.6 Introducing a new mortality model

$t_{\text{residence}}$ is given by Eq. (5) where AGWB_{max} is the equilibrium AGWB. Across Amazonia, AGWB_{max} may change with variations in species distribution, climate and soil properties. Consequently, AGWB_{max} could also spatially vary with ecosystem productivity such that:

$$\text{AGWB}_{\text{max}} = K \times \text{NPP}_{\text{AGW}}^\alpha \quad (6)$$

Then $t_{\text{residence}}$ is obtained combining Eqs. (5) and (6) such that:

$$t_{\text{residence}} = K \times \text{NPP}_{\text{AGW}}^\alpha \times \text{NPP}_{\text{AGW}}^{-1} \quad (7)$$

α is the parameter that quantifies the variations in AGWB_{max} with NPP_{AGW}. If AGWB_{max} were not related to NPP_{AGW},

α would be equal to 0. If AGWB_{max} were proportional to NPP_{AGW}, the residence time would be fixed and α would be equal to 1 as in current ORCHIDEE parameterisation. If AGWB_{max} decreased with NPP_{AGW}, α would be negative.

We evaluate K and α by minimizing the average absolute difference between Eq. (7) and $t_{\text{residence}}$ from Malhi et al. (2004) for the NPP_{AGW} values provided. We then apply Eq. (6) first to retrieve AGWB from ground measurements of NPP_{AGW}, second to retrieve NPP_{AGW} from ground measurements of AGWB.

3 Results

3.1 Evaluation of AGWB and NPP_{AGW} simulated by ORCHIDEE

Using ORCHIDEE's original parameters, we compared the model outputs with ground measurements. On average,

Table 1. comparison of ORCHIDEE outputs (AGWB in tonsC/ha, NPP and NPP_{organs} in tons C/ha/year) with ground measurements.

	NPP								
	AGWB	NPP _{AGW}	NPP _{Leaf}	NPP _{Fruit}	NPP _{Fruit + Leaf}	NPP _{AGW}	NPP _{BGW}	NPP _{Fine root}	Total NPP
Source of ground data	Malhi et al., 2006	Malhi et al., 2004	Chave et al., 2010	Chave et al., 2010	Aragão et al., 2009	Aragão et al., 2009	Aragão et al., 2009	Aragão et al., 2009	Aragão et al., 2009
N	220	100	62	51	10	10	10	10	10
Obs Mean	146.62	3.04	2.72	0.31	4.33	3.71	0.61	4.07	12.83
Model Mean	138.83	4.96	1.79	1.00	2.71	5.05	1.28	0.64	9.68
RMSEs	29.87	2.01	1.25	0.72	1.96	1.51	0.70	3.83	3.98
RMSEu	16.71	0.6	0.18	0.12	0.28	0.52	0.13	0.17	1.02
RMSE	34.23	2.1	1.26	0.73	1.98	1.60	0.71	3.84	4.11
Slope	0.07	0.25	-0.01	-0.01	-0.01	0.10	0	0.04	0.01
Intercept	129.14	4.21	1.81	1.01	2.75	4.68	1.28	0.46	9.54
R	0.12	0.32	-0.04	-0.01	-0.04	0.14	0	0.42	0.03

the simulated AGWB was close to the ground measurement (Fig. 2a), but the simulated NPP_{AGW} was too high (Fig. 2b, Table 1). We found that to set the AGWB to realistic values, the overestimation of NPP_{AGW} was balanced by an overestimation of the mortality rate ($3.33\% \text{ year}^{-1}$ given $t_{\text{residence}} = 30$ years). This rate assumed in ORCHIDEE was higher than observed on average at the ground measurement sites ($1.8\% \text{ year}^{-1}$ as average $t_{\text{residence}} = 55$ years).

Despite overestimation of NPP_{AGW} (Fig. 2, Table 1), total NPP (above and below ground) was found to be underestimated by 25% (Fig. 3a). This is explained by the fact that the allocation fraction to above ground wood was overestimated (Fig. 3b, Table 1) in the model compared to empirical data (Aragão et al., 2009; Chave et al., 2010). Allocation to below ground wood and to fruits was also overestimated (Fig. 3b–c, Table 1). By contrast, allocation to leaves was underestimated by 34%, and allocation to fine roots by 84% in ORCHIDEE. For none of the tested parameters was there either a significant correlation or a linear regression slope that is close to 1 (Table 1), showing the model cannot reproduce the observed spatial patterns. The simulated NPP_{leaf + fruit} is equal to $0.54 \text{ NPP}_{\text{AGW}}$, whereas the ground measurements indicate that $\text{NPP}_{\text{leaf + fruit}} = 1.67 \text{ NPP}_{\text{AGW}}$ on average.

The spatial distribution of AGWB across the Amazon forest, as modelled by ORCHIDEE's default parameters, differed from empirical observations, with a peak in AGWB in western Amazonia while ground measurements showed maximum AGWB in central Amazonia (Fig. 2d). Simulated AGWB increased with NPP_{AGW} in contrast to direct observations (Fig. 2c). In the following we explore how much of this is explained by the fact that $t_{\text{residence}}$ is constant in ORCHIDEE, whereas the ground measurements data show that it decreases with increasing NPP_{AGW}.

3.2 Impact on AGWB of correcting NPP_{AGW} while keeping a constant mortality rate

First, we corrected the model outputs by de-biasing NPP_{AGW} and fixing $t_{\text{residence}}$ as the average of the ground measurements. This correction corresponds to what could be implemented in ORCHIDEE by only adjusting model parameters while keeping the logic of a constant rate of mortality. The average AGWB was still close to the average of ground measurements. However, as the mortality was assumed to be constant, there was no improvement in the spatial distribution of AGWB compared to results in Fig. 2.

Second, we corrected the model outputs by forcing NPP_{AGW} with the data while keeping a constant $t_{\text{residence}}$ (55 years). This test allowed assessment of the error coming from $t_{\text{residence}}$ alone avoiding all errors on NPP_{AGW} coming from the modelling of GPP, autotrophic respiration, allocation and uncertainties in the climatic data. The model-data discrepancies in spatial distribution of AGWB are then exacerbated (Fig. 4). This indicates that improving the modelling of GPP, respiration and allocation would lead to a worse distribution of AGWB in the absence of improvement in the mortality model.

3.3 Impact on AGWB of a residence time in wood governed by NPP_{AGW}

We found that the best empirical fit for the relationship between $t_{\text{residence}}$ and NPP_{AGW} gave an α value of -0.32 (Figs. 5 and 6). This indicates a slight decrease in AGWB_{max} with increasing NPP_{AGW}. This differs significantly from the value $\alpha = 1$ that corresponds to the fixed mortality rate implemented in ORCHIDEE.

We then derived AGWB from Eq. (6) applied to the observations of NPP_{AGW}. The regional distribution of AGWB matched better to the observations than with a fixed mortality

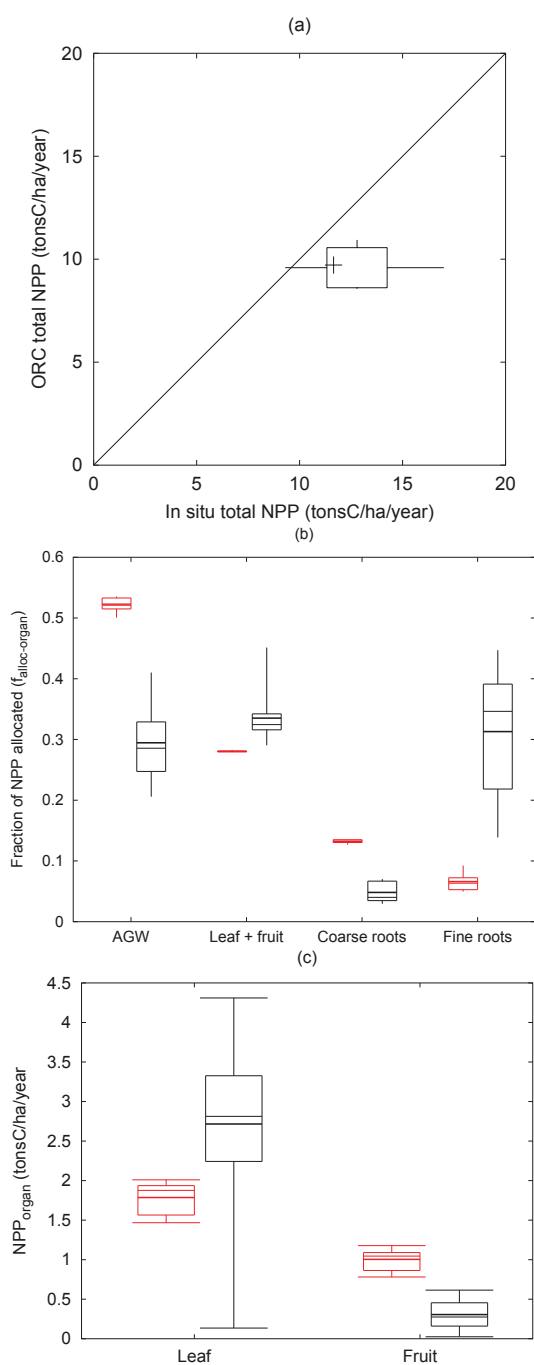


Fig. 3. Comparison of ORCHIDEE allocation with ground measurements. **(a)** Total Net Primary production; **(b)** Fraction of allocation of total NPP between organs ($f_{\text{alloc-organs}}$): Above Ground Wood (AGW), Leaf and fruit, Coarse Roots, Fine Roots **(c)** NPP allocated to leaf and fruit. Ground measurements for (a) and (b) are for 10 sites (Aragão et al., 2009). Ground measurements for (c) are based on litterfall measurements made for 62 sites (Chave et al., 2010). For each x-axis class: the vertical box represents the 25 and 75 percentiles; median is represented by a light line; average is represented by a bold line; whiskers extremities show the minimum and maximum values. In (b) and (c), red is for ORCHIDEE outputs and black for the ground measurements.

rate (Fig. 7a and c). Hence, inferring $t_{\text{residence}}$ from NPP_{AGW} resulted in a clear improvement for most of the sites in our dataset compared to the results presented in Fig. 4. Then, we derived NPP_{AGW} from Eq. (6) applied to ground observations of AGWB. The retrieved NPP_{AGW} given AGWB became close to the observations (Fig. 7b and d). This shows that direct observations of AGWB may be used to constrain both NPP_{AGW} and mortality in a DVM.

4 Discussion and outlook

Here we have demonstrated that the predictions of a DVM over the Amazon were incorrect in two major respects: the spatial distribution of AGWB did not match empirical observations, and the model assumed a too high turnover (both NPP_{AGW} and mortality). One major finding is that mortality rate is as important as net primary productivity and allocation in determining spatial gradients of above ground biomass, and that calculating the mortality as a constant fraction of the standing biomass prevents correct simulation of the spatial variations in above ground biomass. We then proposed an alternative strategy to account for these biases, which consists in relating mortality to NPP_{AGW} on the basis of empirical evidence. This was effective to explain and reproduce partly the variations in AGWB of our dataset. We acknowledge this strategy should be tested over an independent dataset in the future, for example in central Africa.

Here, we calculated the mortality rate from a long term averaged NPP_{AGW} . This approach is probably only valid for the near-equilibrium context of mature, old growth forests. Two examples of where this equilibrium validity breaks down are given below. First, immediately after disturbance pioneer species with high turnover rate are favoured over late-successional ones. Thus, $t_{\text{residence}}$ should be smaller during the first years of simulation (Moorcroft et al., 2001). We expect that this should not affect steady-state biomass in a big leaf model such as ORCHIDEE but any forest that is currently recovering from a recent disturbance would not match perfectly with ORCHIDEE's predictions. Second, mortality increases as a consequence to drought stress (Nepstad et al., 2007). ORCHIDEE would simulate realistically the decrease in primary productivity in case of drought, but then Eq. (7) would lead to a decrease of the mortality rate, which is at odds with observations during the 2005 drought in the Amazon (Phillips et al., 2009). Then, the background mortality rate as modelled by Eq. (7), which appears from our results necessary to reproduce regional variations in AGWB, should be modulated by short term variations where mortality increases in case of adverse climate conditions in order to simulate temporal variations in AGWB. However, moderate and progressive decrease in precipitation may favour slow-growing species, with a low turnover rate and a high biomass. This point was ignored in previous Amazonian forest dieback simulations (Cox et al., 2004; Huntingford et al.,

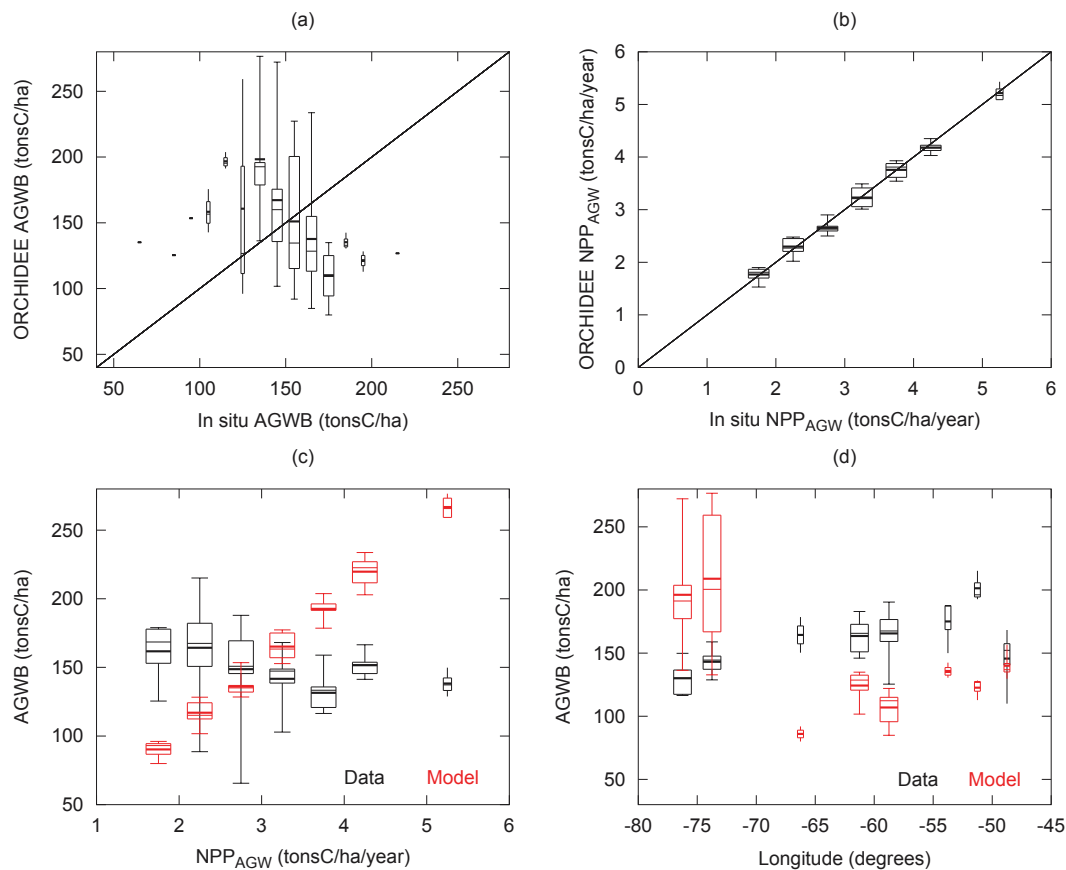


Fig. 4. Impact of forcing NPP_{AGW} while keeping a constant mortality rate. Same legend than Fig. 2 except that we use the only 72 sites for which we have both ground measurements of NPP_{AGW} and AGWB.

2008) and could be modelled through Eq. (7). Nevertheless, as indicated by the observations of current biome spatial distribution (Malhi et al., 2009b), forest might be replaced by savannah if a large decrease in precipitation is experienced in the future in the Amazonian region.

Soil type is an important factor influencing NPP_{AGW} and $t_{residence}$, as shown in Fig. 8. For example, forests with low NPP_{AGW} and long $t_{residence}$ are favoured on older oxisol, whereas forests with high NPP_{AGW} and short $t_{residence}$ are favoured on entisol. Based on ground measurements, Quesada et al. (2009) analysed the impact of soil properties on the mortality rate and on NPP_{AGW} . The mortality rate was found essentially influenced by the soil physical properties (topography, soil depth, structure), whereas NPP_{AGW} was found primarily driven by fertility parameters, essentially phosphorus availability. The authors proposed that AGWB gradients can be explained by the ecosystem dynamics that is essentially driven by these soil properties. In Western Amazonia, poor soil physical properties (steep slope, shallow soils) favour high mortality rate, which favours early-successional species with low wood density, whereas the high phosphorus availability induces higher NPP_{AGW} . In contrast, in central Amazonia, ecosystems are less dynamic,

with better soil physical properties and lower fertility inducing respectively a lower mortality rate and a lower NPP_{AGW} . These two factors favour high wood density late-successional species, which ends up in higher AGWB. Equation (7) is in line with this explanation, as long as physical properties and fertility properties co-vary, which appears to be the case from the soil properties measurements reported in Quesada et al. (2010).

This strong influence of soil properties could be a key issue when modelling the future evolution of Amazonian forests under a climate change scenario, as soil type may limit the floristic composition change that we suggest to model through Eq. (7). However, this may also allow deriving maps of average $t_{residence}$, NPP_{AGW} and thus AGWB from a soil type map.

A negative α value is consistent with the observation that slow growing forests as in central Amazonia have higher biomass than the fast growing forest as in Western Amazonia. However we cannot exclude that this apparent trend is affected by AGWB or NPP_{AGW} measurement errors. If α were equal to zero, observed spatial variations of biomass would be independent of NPP_{AGW} . Then, this would mean that a DVM that would perfectly simulate carbon fluxes could at

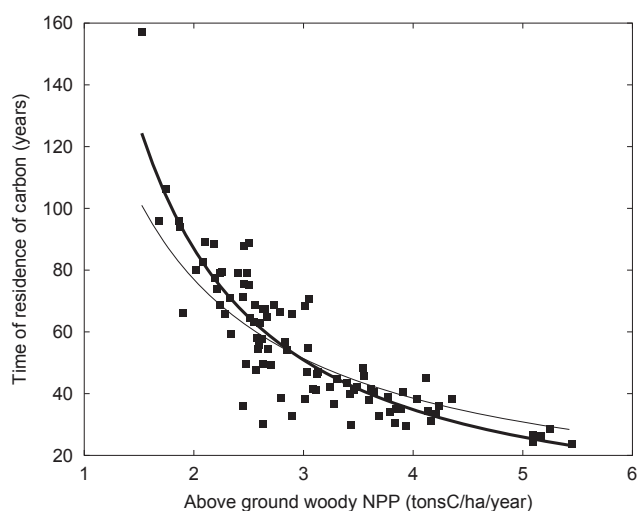


Fig. 5. time of residence of carbon in wood plotted versus NPP_{AGW} . Squares : ground measurements from Malhi et al. 2004. Bold line represents the best overall fit: $t_{\text{residence}} = 217 \times \text{NPP}_{\text{AGW}}^{-1.32}$ (average absolute error: 7.30 years). Thin line represents the best fit for $\alpha=0$: $t_{\text{residence}} = 154 \times \text{NPP}_{\text{AGW}}^{-1}$ (average absolute error : 8.6 years).

best give an AGWB that is spatially constant. In this case, biomass observations such as those from remote sensing could be used to estimate the K value (that would vary spatially independently from productivity) from Eq. (6) and then establish the relationship between mortality and NPP_{AGW} from Eq. (7).

Our results show clearly that an α value of 1, which is equivalent to the mortality calculation as it is done in ORCHIDEE, cannot explain the patterns in the data for the Amazonian forests. However, we found that keeping α equal to 1 does not prevent from reproducing spatial variations in AGWB for temperate and boreal forests biomes (not shown). In fact, as AGWB displays a hump-shaped variation with productivity when analysed over a range of biome types (Keeling and Phillips, 2007), it is unlikely that Eq. (7) applies to many other biomes, if any.

Implementing the new mortality computation requires that NPP_{AGW} was modelled correctly. In ORCHIDEE, the priority in order to improve NPP_{AGW} is to reduce the fraction of allocation to wood and distribute more carbon to leaves and fine roots. At high leaf area values, the DVM tends to allocate more carbon to wood in order to simulate the competition for light. However, under the current formulation of the allocation pattern, limitation by water or nutrients cannot be larger than the limitation by light for high leaf area index forests. Thus excessive carbon is allocated to wood for our evergreen tropical forest simulations. Model parameters should be adjusted to make the modelled allocation fractions to the different organs fall within the intervals given by the ground measurements. Non-linear effects in all fluxes

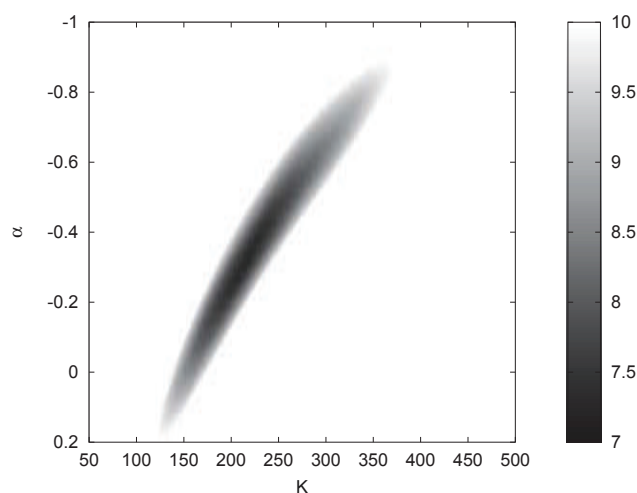


Fig. 6. Average absolute difference (years) between the computed $t_{\text{residence}}$ (from Eq. 7) and the ground measurements (Malhi et al., 2004) in a systematic exploration of the values of α and K .

must be expected as reallocating carbon to leaf and fine roots would stimulate photosynthesis and increasing water consumption by plants.

Thanks to the new formulation of mortality and because α was found different from zero, observations of AGWB can constrain NPP_{AGW} and $t_{\text{residence}}$. While the retrieved $t_{\text{residence}}$ could be directly ingested by the model, correcting a DVM in order to reach the NPP_{AGW} value retrieved from AGWB would not be trivial. It may involve a combination of possible corrections on parameterisation of photosynthesis, respiration and allocation. Then, adjusting the model should respect some constraints. First, Carbon Use Efficiency (CUE, which is the ratio of NPP to GPP) should remain close to the 0.30–0.35 values derived from carbon cycling studies made in Amazonian mature forests (Malhi et al., 2009) as it is the case in current ORCHIDEE simulation (CUE=0.36). Second, carbon allocation should fall in the intervals given by the ground measurements. Then, because photosynthesis increases with nutrient availability (Davidson et al., 2004; Quesada et al., 2009), and because allocation does not seem to vary with it (Aragão et al., 2009), model photosynthesis parameters could be adjusted to reach the NPP_{AGW} value derived from AGWB and Eq. (7). Forcing the model with biomass observations may thus help accounting implicitly for phosphorus limitation and other NPP controlling factors in a model like ORCHIDEE, or constrain the modelling of the nitrogen cycle in DVMs (Zaelhe et al., 2010). The use of biomass data to constraint the processes modelled in ORCHIDEE remains speculative, but the constraint on NPP_{AGW} looks robust from our results (Fig. 7b and d). It is expected that biomass increments estimated by satellites such as the proposed BIOMASS mission (Le Toan et al., 2010) at several year interval could be used to infer NPP_{AGW} for

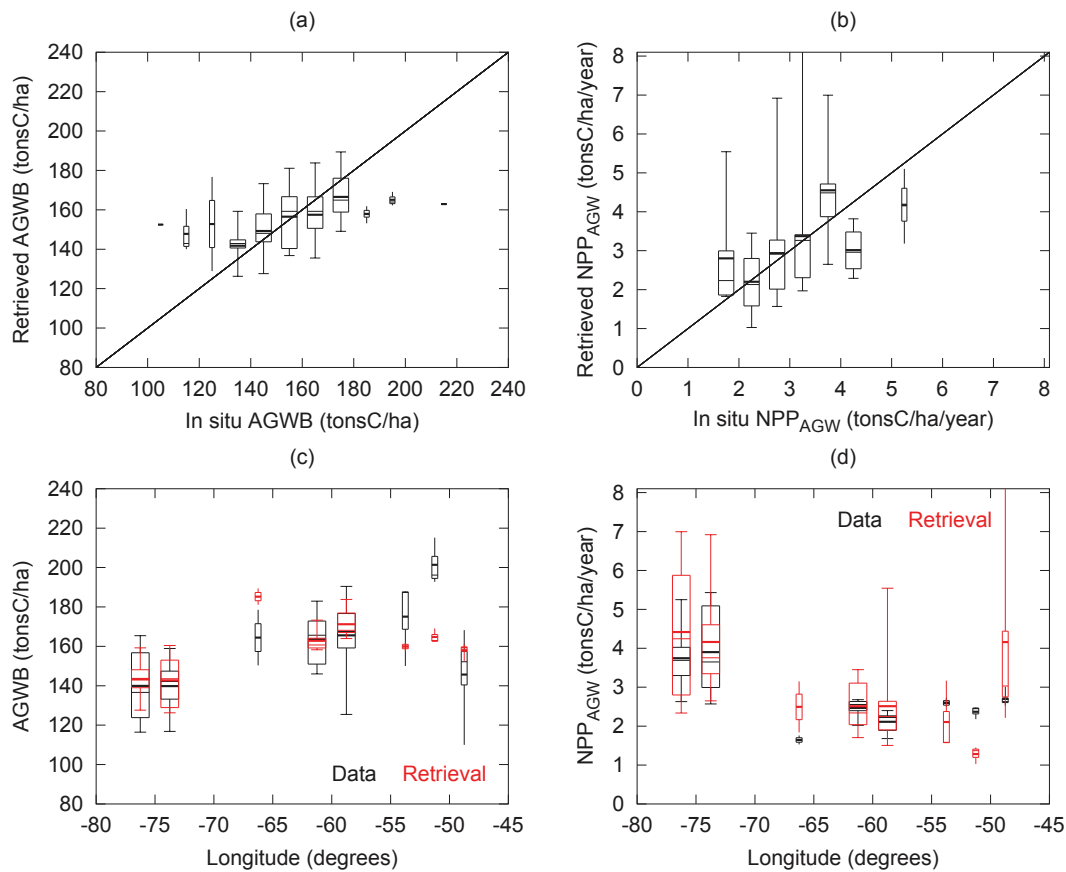


Fig. 7. Impact of introducing $t_{\text{residence}} = f(\text{NPP}_{\text{AGW}})$. **(a)** and **(c)**: AGWB retrieved from ground measurements of NPP_{AGW} with $t_{\text{residence}}$ derived from the best fit in Fig. 5. **(b)** and **(d)**: NPP_{AGW} retrieved from ground measurements of AGWB with $t_{\text{residence}}$ derived from the best fit in Fig. 5. For panels (a) to (d), we excluded nine points (out of 72) for which annual precipitation were lower than 1500 mm. (c) and (d) show longitudinal gradients of respectively AGWB and NPP_{AGW} for sites with latitudes between 10° S and 3° N.

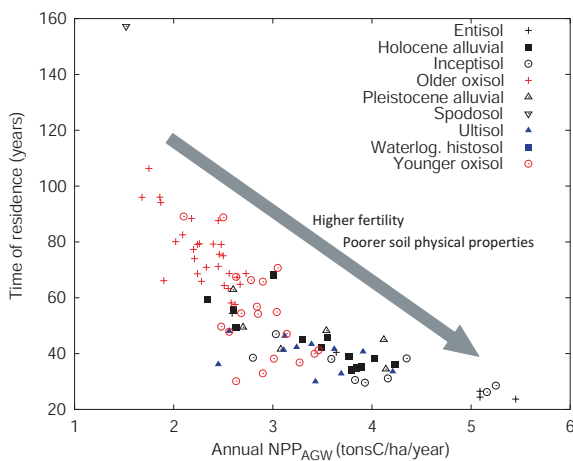


Fig. 8. Time of residence of carbon in wood plotted versus NPP_{AGW} (ground measurements from Malhi et al., 2004), for forest stands grouped according to their soil type. The arrow represents an interpretation based on Quesada et al. (2009).

regenerating forests. Our results suggest that remote sensing biomass maps would allow rescaling of NPP_{AGW} and mortality simulated by a DVM for forests for which there is no visible biomass increment, i.e. for mature undisturbed Amazonian forests, if the accuracy is good enough to discriminate biomass within the 120–180 tC/ha range. As it will have a spatial resolution of 100 m, satellite biomass measurement may help in inferring intra grid-cell variability in carbon fluxes. Finally, it will allow forcing the initial conditions of DVM simulations under future climatic scenarios.

Appendix A

Details on the climate dataset

The two source datasets (CRU and NCEP) overlap between 1948 and 2002, thus the data is processed differently for three periods:

- Between 1948 and 2002 our dataset is based on CRU climatology, and NCEP is then used only to generate the diurnal and daily variability. The NCEP is first

interpolated to $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ resolution of CRU. CRU provides a cloudiness that is converted to incoming solar radiation based on calculation of clear sky incoming solar radiation as a function of date and latitude of each pixel. Likewise the relative humidity is converted to specific humidity as a function of temperature and surface pressure.

- For years after 2002, we calculate the difference between $M_x - M_{2002}$ where M_x is the mean monthly value for NCEP for year X and M_{2002} the mean monthly value for NCEP for year 2002. Then we add these monthly differences to the CRU 2002 monthly temperature before performing exactly as for the 1948–2002 period.
- For years before 1948, the procedure is the same as for 1948–2002 except that for variability we use data from year 1948 and then the same variability is applied every year.

From CRU data only rainfall, cloudiness, relative humidity and temperature are available. For the others fields (pressure, longwave incoming radiation, windspeed) we directly used the information coming from NCEP re-interpolated on the $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ grid. Before 1948 we took the value from 1948 (hence there is no interannual variability for these fields).

For a complete description of the dataset see <http://dods.extra.cea.fr/data/p529viov/cruncep/readme.htm>.

Acknowledgements. Many thanks to editor Ulrike Seibt, and to reviewers Rosie Fisher and Chris Huntingford for their useful comments. This study has been co-funded by 1/the Centre National d'Etudes Spatiales/Terre Océan Surfaces Continentales Atmosphère (CNES/TOSCA) program of France in the framework of the preparation of the space mission BIOMASS, and 2/by the European Commission under the EU Seventh Research Framework Programme (grant agreement No. 218795, GEOLAND2). Many thanks to the field scientists involved in collecting the information used in this study, and to Jean-Yves Peterschmitt from LSCE for his help with Python.

Edited by: U. Seibt



The publication of this article is financed by CNRS-INSU.

References

- Aragão, L. E. O. C., Malhi, Y., Metcalfe, D. B., Silva-Espejo, J. E., Jiménez, E., Navarrete, D., Almeida, S., Costa, A. C. L., Salinas, N., Phillips, O. L., Anderson, L. O., Alvarez, E., Baker, T. R., Goncalvez, P. H., Huamán-Ovalle, J., Mamani-Solórzano, M., Meir, P., Monteagudo, A., Patiño, S., Peñuela, M. C., Prieto, A., Quesada, C. A., Rozas-Dávila, A., Rudas, A., Silva Jr., J. A., and Vásquez, R.: Above- and below-ground net primary productivity across ten Amazonian forests on contrasting soils, *Biogeosciences*, 6, 2759–2778, doi:10.5194/bg-6-2759-2009, 2009.
- Baker, T. R., Phillips, O. L., Malhi, Y., et al.: Variation in wood density determines spatial patterns in Amazonian forest biomass, *Global Change Biol.*, 10, 545–562, 2004.
- Chave, J., Condit, R., Muller-Landau, H. C., Thomas, S. C., Ashton, P. S., et al.: Assessing evidence for a pervasive alteration in tropical tree communities, *PLoS Biol.*, 6(3), e45, doi:10.1371/journal.pbio.0060045, 2008.
- Chave, J., Navarrete, D., Almeida, S., Álvarez, E., Aragão, L. E. O. C., Bonal, D., Châtelet, P., Silva-Espejo, J. E., Goret, J.-Y., von Hildebrand, P., Jiménez, E., Patiño, S., Peñuela, M. C., Phillips, O. L., Stevenson, P., and Malhi, Y.: Regional and seasonal patterns of litterfall in tropical South America, *Biogeosciences*, 7, 43–55, doi:10.5194/bg-7-43-2010, 2010.
- Chave, J., Andalo, C., Brown, S., Cairns, M. A., Chambers, J. Q., Eamus, D., Folster, H., Fromard, F., Higuchi, N., Kira, T., Lescure, J.-P., Nelson, B. W., Ogawa, H., Puig, H., Riéra, B., and Yamakura, T.: Tree allometry and improved estimation of carbon stocks and balance in tropical forests, *Oecologia*, 145, 87–99, 2005.
- Ciais, P., Janssens, I., Shvidenko, A., Wirth, C., Malhi, Y., Grace, J., Schulze, E.-D., Heiman, M., Phillips, O., and Dolman, H.: The potential for rising CO₂ to account for the observed uptake of carbon by tropical, temperate, and boreal forest biomes, Chapter 7, in: *The Carbon Balance of Forest Biomes*, edited by: Griffiths, H. and Jarvis, B. W., Garland Science/BIOS Scientific Publishers, 109–149 2004.
- Cox, P. M., Betts, R. A., Collins, M., Harris, P. P., Huntingford, C., and Jones, C. D.: Amazonian forest die-back under climate-carbon cycle projections for the 21st century, *Theor. Appl. Climatol.*, 78, 137–156, 2004.
- Davidson, E., Cláudio, A., Reis de Carvalho, J., Ima, C., Vieira, G., de Ricardo, O., Figueiredo, P., Moutinho, P., Yoko Ishida, F., Primo dos Santos, M. T., Benito Guerrero, J., Kalif, K., and Tuma Sabá, R.: Nitrogen And Phosphorus Limitation Of Biomass Growth, in: *A Tropical Secondary Forest, Ecological Applications*, Volume 14, Issue sp4 (August 2004) pp. 150–163, doi:10.1890/01-6006ESA, 2008: The BIOMASS Mission Report for Assesment, ESA SP 1313/2, 132 pp, ISBN 97892, www.esa.int, last access: November 2008, 2004.
- DeFries, R. S., Houghton, R. A., Hansen, M. C., et al.: Carbon emissions from tropical deforestation and regrowth based on satellite observations for the 1980s and 1990s, *P. Natl. Acad. Sci.*, 99, 14256–14261, 2002.
- Ducoudré, N. I., Laval, K., and Perrier, A.: SECHIBA, a new set of parameterizations of the hydrologic exchanges at the land-atmosphere interface within the LMD atmospheric general circulation model, *J. Climate*, 6, 248–273, 1993.

- Friedlingstein, P., Joel, G., Field, C. B., and Fung, I. Y.: Toward an allocation scheme for global terrestrial carbon models, *Global Change Biol.*, 5, 755–770, 1999.
- Gibbs, H. K., Brown, S., Niles, J. O., and Foley, J. A.: Monitoring and estimating tropical forest carbon stocks: making REDD a reality, *Environ. Res. Lett.*, 2, 045023, doi:10.1088/1748-9326/2/4/045023, 2008.
- Gloor, M., Phillips, O. L., Lloyd, J. J., et al.: Does the disturbance hypothesis explain the biomass increase in basin-wide Amazon forest plot data?, *Global Change Biol.*, 15(10), 2418–2430, 2009.
- Houghton, R. A.: Above ground biomass and the global carbon balance, *Global Change Biol.*, 11, 945–958, 2005.
- Houghton, R. A., Lawrence, K. T., Hackler, J. L., and Brown, S.: The spatial distribution of forest biomass in the Brazilian Amazon: a comparison of estimates, *Global Change Biol.*, 7, 731–746, 2001.
- Huntingford, C., Fisher, R. A., Mercado, L., et al.: Towards quantifying uncertainty in predictions of Amazon “dieback”, *Philos. T. Roy. Soc. B*, 363(1498), 1857–1864, 2008.
- IPCC: *Climate Change 2007: the Physical Basis*, edited by: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M., and Miller, H. L.: Cambridge University Press, Cambridge UK and New York, NY, USA, 996 pp., 2007.
- Jacobson, A. R., Mikaloff Fletcher, S. E., Gruber, N., Sarmiento, J. L., and Gloor, M.: A joint atmosphere-ocean inversion for surface fluxes of carbon dioxide: 2. Regional results, *Global Biogeochem. Cy.*, 21, GB1020, doi:10.1029/2006GB002703, 2007.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., et al.: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *B. Am. Meteor. Soc.*, 77, 437–470, 1996.
- Keeling, H. and Phillips, O.: The global relationship between forest productivity and biomass, *Global Ecol. Biogeogr.*, 16, 618–631, 2007.
- Kesselmeier, J. and Staudt, M.: Biogenic volatile organic compounds (VOC): an overview on emission, physiology and ecology, *J. Atmos. Chem.*, 33, 23–88, 1999.
- Körner, C.: Responses of Humid Tropical Trees to Rising CO₂, *Annu. Rev. Ecol. Evol. S.*, 40, 61–79, 2009.
- Krinner, G., Viovy, N., De Noblet-Ducoudré, N., Ogée, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., Ciais, P., Sitch, S., and Prentice, I. C.: A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system, *Global Biogeochem. Cy.*, 19, GB1015, doi:10.1029/2003GB002199, 2005.
- Le Quéré, C., Raupach, M. R., Canadell, J. G., et al.: Trends in the sources and sinks of carbon dioxide, *Nat. Geosci.*, 2(12), 831–836, 2009.
- Le Toan, T., Quegan, S., Davidson, M., Balzter, H., Paillou, P., Papathanassiou, K., Plummer, S., Saatchi, S., Shugart, H., and Ulander, L.: The BIOMASS Mission: Mapping global forest biomass to better understand the terrestrial carbon cycle, *Remote Sens Environ.*, accepted, 2010.
- Lewis, S. L., Lopez-Gonzalez, G., Sonké, B., et al.: Increasing carbon storage in intact African tropical forests, *Nature*, 457, 1003–1007, 2009.
- Lewis, S. L., Lloyd, J., Sitch, S., Mitchard, E. T. A., and Laurance, W. F.: Changing Ecology of Tropical Forests: Evidence and Drivers, *Annu. Rev. Ecol. Evol. S.*, 40, 529–549, 2009b.
- Malhi, Y. and Grace, J.: Tropical forests and atmospheric carbon dioxide, *Trends Ecol. Evol.*, 15(8), 332–337, 2000.
- Malhi, Y., Baker, T. R., Phillips, O. L., et al.: The above-ground coarse wood prod. of 104 Neotrop. forest plots, *Global Change Biol.*, 10, 563–591, 2004.
- Malhi, Y., Wood, D., Baker, T. R., et al.: The regional variations of aboveground live biomass in old-growth Amazonian forests, *Global Change Biol.*, 12, 1–32, 2006.
- Malhi, Y., Aragão, L. E. O. C., Metcalfe, D. B., et al.: Comprehensive assessment of carbon productivity, allocation and storage in three Amazonian forests, *Global Change Biol.*, 15, 1255–1274, 2009a.
- Malhi, Y., Aragão, L. E. O. C., Galbraith, et al.: Exploring the likelihood and mechanism of a climate-change-induced dieback of the Amazon rainforest, *P. Natl. Acad. Sci.*, 106(49), 20610–20615, doi:10.1073/pnas.0804619106, 2009b.
- Mitchell, T. D. and Jones, P. D.: An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids, *Int. J. Climatol.*, 25(6), 693–712, 2005.
- Moorcroft, P. R., Hurtt, G. C., and Pacala, S. W.: A method for scaling vegetation dynamics: The ecosystem demography model (ED), *Ecol. Monogr.*, 71(4), 557–585, 2001.
- Nepstad, D. C., Tohver, I. M., Ray, D., Moutinho, P., and Cardinot, G.: Mortality Of Large Trees And Lianas Following Experimental Drought In An Amazon Forest, *Ecology*, 88(9), 2259–2269, 2007.
- Phillips, O. L., Baker, T. R., Arroyo, L., et al.: Pattern and process in Amazon tree turnover, 1976–2001, *Philos. T. Roy. Soc. Lond. B.*, 359(1443), 381–407, 2004.
- Phillips, O. L., Lewis, S. L., Baker, T. R., et al.: The Changing Amazon Forest, *Philos. T. Royal Soc. B*, 363, 1819–1827.
- Phillips, O. L., Aragão, L. E. O. C., Lewis, S. L., et al.: Drought Sensitivity of the Amazon Rainforest, *Science*, 323, 1344–1347, 2009.
- Quesada, C. A., Lloyd, J., Schwarz, M., Baker, T. R., Phillips, O. L., Patiño, S., Czimczik, C., Hodnett, M. G., Herrera, R., Arneeth, A., Lloyd, G., Malhi, Y., Dezzeo, N., Luizão, F. J., Santos, A. J. B., Schmerler, J., Arroyo, L., Silveira, M., Priante Filho, N., Jimenez, E. M., Paiva, R., Vieira, I., Neill, D. A., Silva, N., Peñuela, M. C., Monteagudo, A., Vásquez, R., Prieto, A., Rudas, A., Almeida, S., Higuchi, N., Lezama, A. T., López-González, G., Peacock, J., Fyllas, N. M., Alvarez Dávila, E., Erwin, T., di Fiore, A., Chao, K. J., Honorio, E., Killeen, T., Peña Cruz, A., Pitman, N., Núñez Vargas, P., Salomão, R., Terborgh, J., and Ramírez, H.: Regional and large-scale patterns in Amazon forest structure and function are mediated by variations in soil physical and chemical properties, *Biogeosciences Discuss.*, 6, 3993–4057, doi:10.5194/bgd-6-3993-2009, 2009.
- Quesada, C. A., Lloyd, J., Schwarz, M., Patiño, S., Baker, T. R., Czimczik, C., Fyllas, N. M., Martinelli, L., Nardoto, G. B., Schmerler, J., Santos, A. J. B., Hodnett, M. G., Herrera, R., Luizão, F. J., Arneeth, A., Lloyd, G., Dezzeo, N., Hilke, I., Kuhlmann, I., Raessler, M., Brand, W. A., Geilmann, H., Moraes Filho, J. O., Carvalho, F. P., Araujo Filho, R. N., Chaves, J. E., Cruz Junior, O. F., Pimentel, T. P., and Paiva, R.: Variations in chemical and physical properties of Amazon forest soils in relation to their genesis, *Biogeosciences*, 7, 1515–1541, doi:10.5194/bg-7-1515-2010, 2010.
- Saatchi, S. S., Houghton, R. A., Dos Santos Alvala, R. C., Soares, J. V., and Yu, Y.: Distribution of aboveground live biomass in the Amazon basin, *Global Change Biol.*, 13, 816–837, 2007.

- Sato, H., Itoh, A., and Kohyama, T.: SEIB-DGVM: A new Dynamic Global Vegetation Model using a spatially explicit individual-based approach, *Ecol. Model.*, 200(3–4), 279–307, 2007.
- Stephens, B. B., Gurney, K. R., Tans, P. P., et al.: Weak Northern and Strong Tropical Land Carbon Uptake from Vertical Profiles of Atmospheric CO₂, *Science*, 316, 1732–1735, 2007.
- Willmott, C. J.: Some comments on the evaluation of model performance, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 63(11), 1309–1313, 1982.
- Zaelhe, S., Friedlingstein, P., and Friend, A. D.: Terrestrial nitrogen feedbacks may accelerate future climate change, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L01401, doi:10.1029/2009GL041345, 2010.

Publication 8

Delbart, N., Dunesme, S., Lavie, E., Madelin, M. & Goma, R. (2015), Remote sensing of Andean mountain snow cover to forecast water discharge of Cuyo rivers / La télédétection de la neige dans les Andes comme outil de prévision des débits des rivières du Cuyo, *Journal of Alpine Research / Revue de Géographie Alpine*, 103(2).

La télédétection de la neige dans les Andes comme outil de prévision des débits des rivières du Cuyo

Nicolas Delbart, Samuel Dunesme, Emilie Lavie, Malika Madelin et Régis Goma

Introduction

- 1 L'aridité de la région du Cuyo, avec ses 150 à 300 mm de précipitations annuelles, sur le piémont des Andes, n'a pas empêché l'installation humaine, puisque la Province de Mendoza compte 1,7 million d'habitants (Recensement INDEC, 2010), dont 97 % sont concentrés dans des oasis, essentiellement dans l'agglomération de Mendoza (1,5 million d'habitants), ou dans d'autres villes comme Tunuyán, San Martín ou San Rafaël. Quatre rivières (du nord au sud : Mendoza, Tunuyán, Diamante et Atuel) irriguent trois oasis¹ (l'oasis Nord, 2500 km² ; l'oasis Centre, également appelée Valle de Uco, 800 km² ; et l'oasis Sud, 1600 km²) et alimentent en eau les centres urbains. L'écoulement dans les oasis Nord et Sud est régulé artificiellement par les barrages situés en leur amont. Au contraire, l'oasis centrale ne dispose pas encore de tel barrage et de régulation de l'écoulement, les fermiers utilisent l'eau souterraine mais un nouveau barrage est prévu par les gestionnaires du bassin versant du Tunuyan supérieur pour réguler en amont l'écoulement dans la Valle del Uco.
- 2 La Province de Mendoza et son organisme en charge de la gestion de l'eau, le Département Général d'Irrigation (DGI for *Departamento General de Irrigación*) ont adopté une gestion dite « à la demande » (Lavie *et al.*, 2015), c'est-à-dire qu'ils cherchent à augmenter les volumes d'eau pour satisfaire les besoins et non à adapter la demande à l'offre disponible². Le stockage des débits d'étiage hivernaux (embâcle nival) dans de grands lacs de barrage, ou le refus de laisser un débit réservé aux rivières pour alimenter les zones humides situées en aval dans la plaine sont des exemples illustratifs de la

politique hydraulicienne menée à Mendoza. Pour autant, depuis 2008, des hivers pauvres en précipitations neigeuses et des étés très chauds ont obligé les gestionnaires à repenser leur politique en tentant de faire stagner, voire baisser, la demande, *via* des campagnes de conscientisation (Lavie et Beltrando, 2013).

- 3 Les volumes prélevés par les gestionnaires sont assez importants, en particulier à partir du début de la saison végétative (octobre), les besoins maximaux étant atteints en été, lorsque les besoins agricoles et domestiques sont à leur maximum. A partir de mars, les industries agro-alimentaires (mise en conserve de fruits, vinification du raisin pour la production de vins), prennent le relais en termes de consommation d'eau. Les trois oasis n'ont pas les mêmes besoins, mais pour toutes les prélèvements sont tellement importants que les écoulements en aval des oasis sont très faibles pour les quatre rivières étudiées (2,5 m³/s pour la rivière Mendoza par exemple³), alors que leur module moyen est de 30 à 50 m³/s en amont des zones irriguées. Les gaspillages sont importants et s'expliquent par une gestion à l'échelle fine peu efficace. Par exemple, l'eau domestique n'est pas payée à la consommation mais au forfait, ce qui peut pousser aux gaspillages ; l'irrigation se modernise (goutte-à-goutte, micro-aspersion) dans les nouvelles terres arables gagnées sur le piémont, mais reste majoritairement gravitaire, ce qui favorise l'évaporation.
- 4 Au-delà des questions de la gestion et de la consommation, savoir évaluer les volumes d'eau disponibles à court terme, c'est-à-dire l'offre, reste essentiel pour une société fondée sur l'irrigation. Le risque de pénurie en eau dans les oasis sud-américaines a été étudié depuis longtemps (Leiva, 1999 ; Cobos, 2002 ; Corripio *et al.*, 2008 ; Cossart *et al.*, 2010), la fonte des glaciers andins étant vue comme un enjeu pour la disponibilité à long terme des ressources en eau, nécessaires pour les cultures des piémonts péruvien, chilien ou argentin (Collin-Delavaud, 1968 ; Lavie, 2009 ; Poncet, 2011 ; Marshall, 2014). Cependant, l'eau de fonte annuelle des neiges représente la principale source d'alimentation des rivières et des aquifères (par ex. à hauteur de 85 % pour la rivière Mendoza, selon Abraham *et al.*, 2007). En effet, les variations des débits mensuels et annuels des rivières des Andes centrales (quatre en Argentine et six au Chili) se sont révélées significativement corrélées aux variations de l'accumulation nivale régionale estimée à partir des mesures de l'équivalent en eau du manteau neigeux effectuées pour six stations d'altitude entre 1955 et 2002 (Masiokas *et al.*, 2006). L'accumulation nivale régionale est elle-même corrélée aux précipitations à Santiago, à l'ouest de la cordillère, les fortes accumulations ayant généralement lieu durant les années *El Niño* (mais pas toujours), alors que la moitié des faibles accumulations relevées durant la période d'étude ont eu lieu durant les années *La Niña*. En conséquence, il est possible de prévoir les débits des rivières du Cuyo à partir de mesures de l'accumulation nivale si celles-ci sont disponibles, mais plus délicat à partir des indices atmosphériques tels que l'indice d'oscillation australe (ou SOI *Southern Oscillation Index*) puisque l'accumulation n'est que partiellement dépendante des conditions atmosphériques sur le Pacifique Sud (Compagnucci et Vargas, 1998).
- 5 Les mesures de terrain de l'accumulation nivale pourraient donc être à la base d'un système de prévision du débit des rivières, mais des questions à la fois techniques et d'accessibilité font que les séries de mesure sont souvent incomplètes, ce qui est le cas dans notre région d'étude (Masiokas *et al.*, 2006). La télédétection a souvent été utilisée pour estimer les propriétés du couvert neigeux saisonnier de manière synoptique (Nolin, 2010) et pour étudier l'effet de la variabilité du couvert neigeux sur le débit des rivières

(par exemple Immerzeel *et al.*, 2009 ; Boudhar *et al.*, 2009). Plusieurs technologies existent, chacune avec ses avantages et inconvénients. La télédétection micro-onde, active ou passive, permet d'estimer l'équivalent en eau du manteau neigeux (Grippa *et al.*, 2005 ; 2005, Kelly *et al.*, 2003 ; Nolin 2010) ou d'autres propriétés telles que les dates de gel/dégel (Bartsch, 2010). Cependant, la télédétection micro-onde passive a une résolution spatiale de l'ordre de 20 km ce qui rend difficile l'interprétation des données, surtout dans un contexte montagnard où l'altitude varie de manière importante dans ces 20 km. Quant à la télédétection active, les radars à ouverture synthétique disposent d'une résolution spatiale beaucoup plus fine, mais les capteurs existants n'utilisent pas encore les longueurs d'onde appropriées pour l'estimation de l'équivalent en eau, et les variations de pente complexifient fortement l'interprétation du signal. De plus, dans les deux cas, l'estimation de l'équivalent en eau n'est possible que si la neige est sèche. La télédétection optique permet de suivre la fraction enneigée de chaque pixel (Hall *et al.*, 2006 ; Salomonson et Appel, 2004 ; Chaponnière *et al.*, 2005), ou de fournir une information binaire (enneigé ou non) mais ne permet pas d'estimer l'équivalent en eau ou l'épaisseur de la neige. A moyenne résolution spatiale (à partir de 250 m), les images sont disponibles quotidiennement si les conditions nuageuses sont bonnes, ce qui permet de suivre les variations saisonnières du couvert neigeux.

- 6 Dans une précédente publication, nous avons confirmé le lien net existant entre les débits des rivières et la couverture du manteaux neigeux, grâce à l'utilisation d'images de télédétection de moyenne résolution spatiale, couvrant une large portion des Andes centrales (Delbart *et al.*, 2014). En particulier, nous y avons exploré les relations statistiques entre l'enneigement à chaque sous période (pas de temps hebdomadaire et mensuel) et le débit moyen mesuré pendant la période des hautes eaux (de septembre à avril) pour chacune des quatre rivières, montrant que ce débit est particulièrement corrélé avec l'enneigement en septembre et octobre. Ici, nous cherchons à affiner l'analyse du lien entre les variations annuelles et interannuelles de la surface enneigée et des débits, de 2001 à 2014, mais à l'échelle de chacun des quatre bassins versants séparément, et nous évaluons la possibilité d'utiliser la télédétection de la neige comme outil de prévision de débit et de la pénurie en eau.

Matériel et méthodes

- 7 Nous cherchons à analyser le lien entre les écoulements de quatre rivières, mesurés quotidiennement, et l'extension du manteau neigeux, estimée par télédétection tous les 8 jours, à l'échelle de chaque bassin versant, lui-même délimité par un Modèle Numérique d'Élévation (MNE). Toutes les données sont gratuites et disponibles facilement.

Délimiter les bassins versants

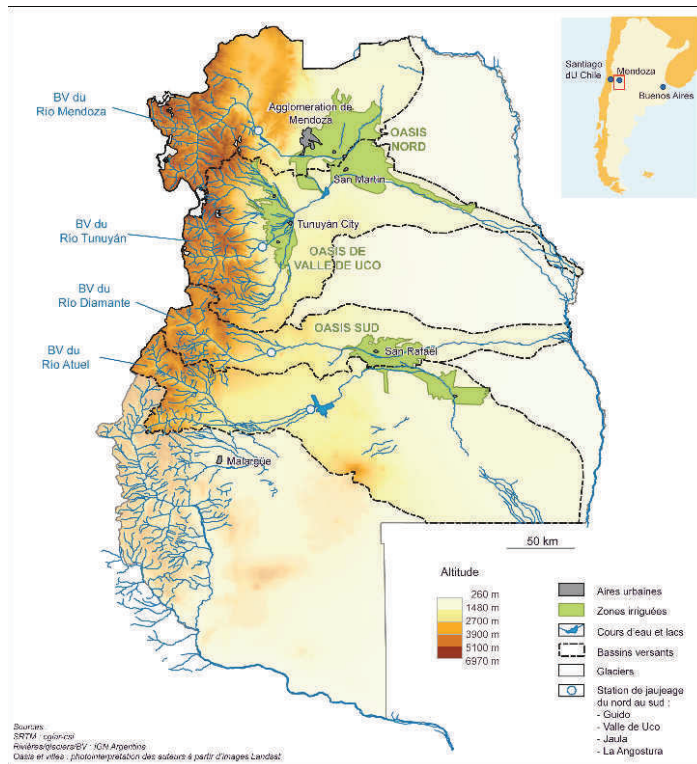
- 8 Les bassins hydrographiques ont été extraits à partir d'une procédure automatique intégrée au module « *Spatial Analyst* » du logiciel ArcGis© , appliquée au MNE issu des données du *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) disponible sur <http://earthexplorer.usgs.gov/>. Cette procédure consiste à :
 1. Comblent les cuvettes présentes sur le MNE, qui pourraient perturber la suite de l'analyse.
 2. Analyser la direction des pentes sur chaque pixel.

3. Déterminer, pour chaque pixel, l'accumulation des flux amont, afin d'aligner les points de drainage sur le réseau hydrographique issu du MNE (Fig. 2D pour le bassin versant (BV) de la rivière Mendoza) s'obtient en identifiant les pixels qui accumulent de larges quantités de flux amont.
 4. A partir des pentes, identifier automatiquement les crêtes et les limites de chaque BV en amont du point de drainage.
- 9 Les quatre résultats sont montrés sur la Fig. 2B. Les surfaces des bassins versants en amont des premiers barrages sont de 7108 km² (BV de la rivière Mendoza), 2460 km² (BV de la rivière Tunuyán), 2762 km² (BV de la rivière Diamante), 3035 km² (BV de la rivière Atuel).

Mesure des écoulements superficiels

- 10 Les données de débits sont issues d'une base de données libre et gérée par le Sous-secrétariat National aux Ressources en Eau. Plusieurs gestionnaires en charge des ressources contribuent à cette base en ligne, comme le Département Général d'Irrigation pour la Province de Mendoza. Parmi ces données, nous avons choisi les débits journaliers en m³/s puisque la base est complète depuis des années 1930 ou 1950 selon les rivières, jusqu'en juin 2014. Les débits sont automatiquement mesurés à midi pour trois des rivières, et à minuit pour la Diamante.
- 11 Cherchant à estimer les écoulements naturels pour chaque bassin, nous avons choisi les stations de jaugeage localisées juste en amont des premiers réservoirs ou barrage dérivateur (Fig. 1), soit :
 - Sur la rivière Mendoza, la station Guido (32°54'55"S-69°14'16"W), en amont du lac de barrage de Potrerillos,
 - Sur la rivière Tunuyán, la station Valle de Uco (33°46'36"S-69°16'21"W), au barrage dérivateur,
 - Sur la rivière Diamante, la station Jaula (34°40'06"S-69°18'59"W), en amont du lac de barrage Aguas del Toro Lake,
 - Sur la rivière Atuel, la station La Angostura (35°05'59"S-68°52'26"W), en amont du lac de barrage El Nihuil.

Figure 1 : Les bassins versants étudiés dans la province de Mendoza.

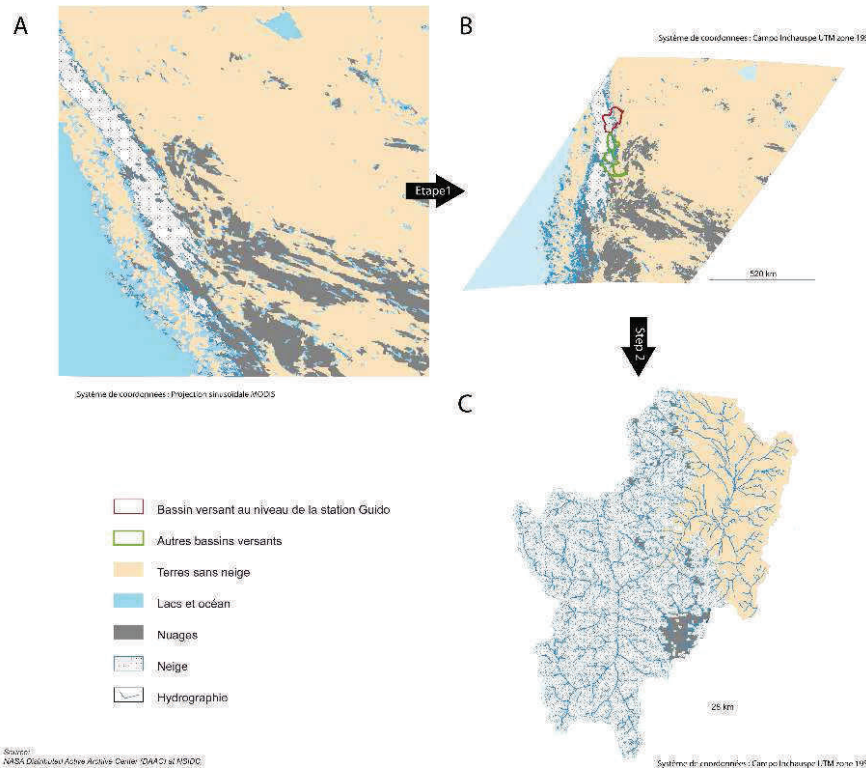


Estimer les surfaces enneigées

- 12 Des cartographies de l'extension du manteau neigeux sont fournies par le produit MOD10A2, disponible sur <http://reverb.echo.nasa.gov/reverb/>, créé à partir des données sur capteur MODIS. L'absence ou la présence de neige est dérivée pour chaque pixel de 1 km² de l'indice de neige par différence normalisée (NDSI pour Normalized Difference Snow Index) (Salomonson et Appel, 2004). Cet indice spectral combine les réflectances dans les bandes spectrales verte et moyen infrarouge, estimées à partir des mesures par satellite. Il est proche de 1 quand la neige occupe une grande partie de la surface de chaque pixel et proche de -1 quand il n'y a pas de neige. Nous utilisons la dalle référencée h12v12 (Hall *et al.*, 2006). Chaque image MOD10A2 8-jours est un composite issu de toutes les observations satellitales valables sur une période de 8 jours : pour chaque pixel, la meilleure observation est utilisée pour détecter la neige ; cette sélection est faite pour minimiser les nuages ou d'autres effets atmosphériques. Malgré cette procédure composite, certains pixels sont classés comme « nuage », ce qui signifie qu'ils étaient nuageux pendant toute la période de 8 jours. De fait, un masque « nuage » est fourni avec les données, que nous avons utilisé pour exclure tous les pixels ainsi classés et donc inutilisables ici.
- 13 A partir de ce fichier de données, nous estimons la surface en neige et en nuage pour une période de 8 jours, et ce pour chacun des quatre bassins hydrographiques : Mendoza, Tunuyán, Diamante et Atuel. Pour extraire la surface enneigée pour chaque bassin versant à chaque date valide, nous avons développé un script Python pour exécuter automatiquement les 3 étapes présentées sur la figure 2. D'abord il re-projette tous les fichiers de données depuis la projection spécifique de MODIS vers le système de

coordonnées UTM 19S, grâce au module PyModis (<http://pymodis.fem-environment.eu/>). Ensuite, il vectorise l'image reprojétée et calcule la surface de chaque type de couverture (neige, nuage) en utilisant les modules GDAL/OGR (http://www.osgeo.org/gdal_ogr) pour chaque bassin. Ce script a été utilisé pour analyser les 674 images disponibles au moment du traitement.

Figure 2 : Des données sources aux cartes utilisables



A : Données MODIS en projection sinusoïdale. B : Données MODIS reprojétées dans le système de coordonnées UTM 19S et converties du format raster en format vecteur. C : Données MODIS sélectionnées pour le BV de la rivière Mendoza et estimation des surfaces en neige et en nuages.

Analyse de la série temporelle

- 14 L'analyse des variations temporelles des surfaces enneigées et des écoulements sur la période 2001-2014 a été faite qualitativement et quantitativement. En hiver, les nuages couvrent une part significative des surfaces des bassins versants dans les images MOD12A2, jusqu'à une moyenne de 25 % pour le bassin de la rivière Tunuyán (Tableau 1), malgré la procédure de composition temporelle. Puisque les nuages peuvent cacher la neige, nous avons rejeté les estimations de surface enneigée dès que plus de 5 % de la surface du BV est donnée comme nuageuse, ce qui a eu pour conséquence de réduire fortement la quantité de données disponibles, en particulier de juin à août. Par la suite, nous avons visualisé la série temporelle des débits de chaque rivière et celle des surfaces enneigées sur le bassin versant correspondant, afin de vérifier si une relation existe entre le début de la fonte des neiges et l'amorce de la crue annuelle, et si le débit maximum annuel était directement lié à la surface maximale d'extension du couvert neigeux enregistré l'hiver précédent.

Tableau 1 : Pourcentage (%) de la couverture nuageuse moyenne par mois sur la période 2001-2013 pour chaque bassin versant

	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Decembre
Mendoza	0,0	0,0	0,0	0,2	7,0	16,5	9,0	5,9	1,9	0,4	0,2	0,0
Tunuyán	0,1	0,0	0,0	2,1	15,8	25,3	17,1	12,1	4,0	1,0	0,4	0,1
Diamante	0,0	0,0	0,0	1,0	8,5	12,2	8,0	7,3	2,0	0,5	0,1	0,0
Atuel	0,0	0,0	0,0	0,2	5,7	7,5	4,9	4,7	1,4	0,2	0,1	0,0

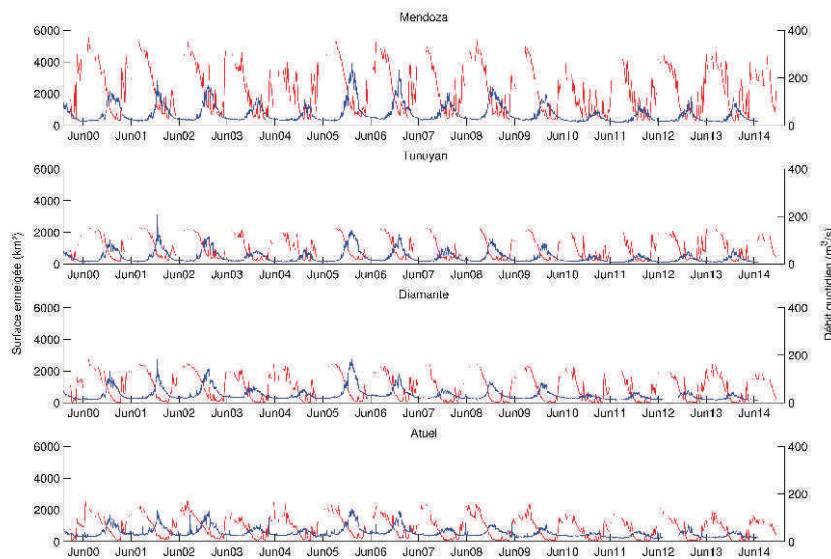
- 15 L'étape suivante a été d'analyser quantitativement comment le volume total d'eau écoulée pendant la période de hautes eaux, soit de septembre à avril, est contrôlé par la couverture neigeuse de l'hiver précédent. Nous avons alors résumé les données par huitaine sur la présence de neige sous forme de différents paramètres : surface maximale enregistrée du couvert neigeux pour chaque année et surface mensuelle moyenne d'enneigement, pour chaque année. De même, nous avons moyenné les écoulements sur la période septembre-avril. Nous avons de ce fait pu analyser la relation linéaire entre chacun des paramètres de la série temporelle d'enneigement et les débits moyens.

Résultats

Séries temporelles des écoulements journaliers et surfaces enneigées tous les huit jours

- 16 La figure 3 représente l'évolution temporelle de la surface enneigée et des débits des rivières. Chaque année, les débits augmentent clairement au début de la période de fonte nivale (soit fin septembre-début octobre), comme attendu pour des rivières de régime nivo-glaciaire. Entre les saisons hydrologiques 2000-01 et 2008-09, les hydrogrammes montrent une première crue de 2 à 4 semaines au printemps ; puis une stagnation des volumes écoulés, et enfin une seconde crue au début de l'été, qui correspond à la fusion des glaciers. Chaque année, ce pic (dû à la fois à la fonte des neiges et des glaciers), a lieu entre la mi-décembre et la mi-janvier, à 48 h d'écart pour les quatre cours d'eau.

Figure 3 : Relation entre la surface enneigée (rouge) et les débits des rivières (bleu)



Les débits journaliers sont mesurés sur les 4 rivières en amont des barrages. La surface enneigée sur une période de 8 jours est estimée à partir des données MODIS MOD10A2 pour chaque bassin versant. Aucune donnée n'est présentée si plus de 5 % du bassin est couverte par des nuages.

Sources des données : DGI / NASA LPDAAC pour NSDIC (https://nsidc.org/data/modis/data_summaries/index.html).

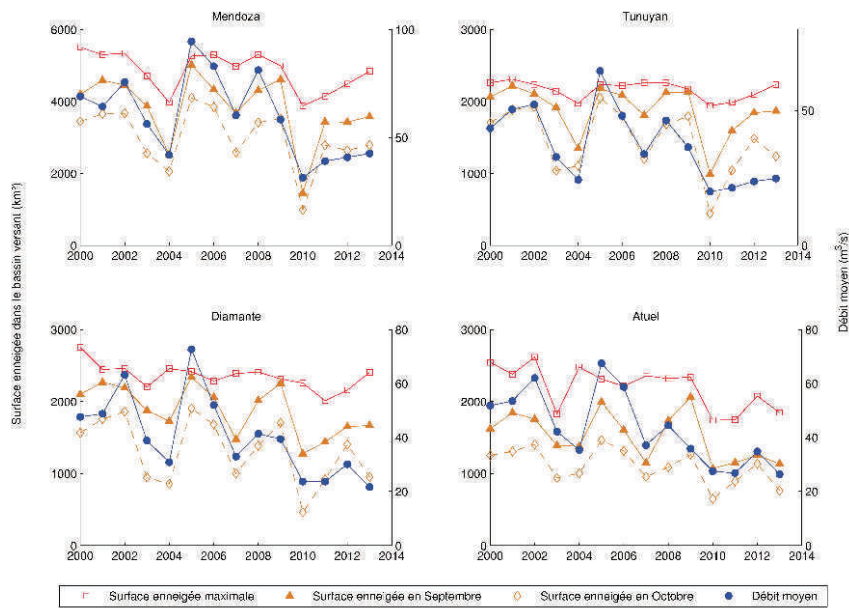
- 17 A partir de l'été 2009-10 (décembre 2009-février 2010), des années sèches (jusqu'à assez exceptionnelles comme en 2003-04), sont devenues plus fréquentes. D'une part, les volumes annuels ont baissé (par exemple pour la rivière Mendoza, le débit moyen est de 49,4 m³/s pour la décennie 2001-12 mais seulement de 27,3 m³/s entre juillet 2010 et juin 2011). D'autre part, le comportement saisonnier a changé : la crue de printemps existe toujours, mais on ne voit pas vraiment de stagnation des volumes écoulés avant la crue d'été. En d'autres mots, le régime hydrologique semble avoir muté de nivo-glaciaire à nival, peut-être même nivo-pluvial, mais des données climatiques sont nécessaires pour valider cette hypothèse et la période étudiée est trop courte pour conclure à un changement de régime significatif.
- 18 Si les comportements des cours d'eau sont globalement similaires, l'Atuel montre quelques différences : alors que la période de hautes eaux est comparable aux trois rivières septentrionales, il présente des variations erratiques en dehors, lors des basses eaux, avec des pics de crue pendant la saison de l'embâcle nival. Deux hypothèses peuvent être formulées ici : 1) des orages lors des pics de crue de printemps ; 2) une soudaine fonte des neiges lors des jours de foehn marqué. Le foehn de Mendoza (appelé *Zonda*) crée de hautes amplitudes thermiques diurnes, en particulier en hiver : les températures peuvent monter de 30 à 40°C en quelques heures (Norte, 1988). Cette hypothèse est la plus plausible, puisque ces hausses des volumes écoulés sont très brèves et toujours en lien avec une réduction de la surface enneigée dans ce bassin versant la même semaine.
- 19 Par ailleurs, les différences de débit entre les rivières vont de pair avec celles des surfaces enneigées pour chaque bassin hydrographique, elles-mêmes en lien avec les dimensions

des bassins. Les variations interannuelles du module annuel semblent, pour les quatre cours d'eau, en partie liées à celles du manteau neigeux. Par exemple, pour le bassin versant de la rivière Mendoza, les relativement faibles surfaces enneigées relevées sur les périodes juin-septembre 2004 et juin-septembre 2010, sont suivies par un faible pic de crue dans la période de hautes eaux suivante (septembre-avril 2004-06 et 2010-11), alors que le fort enneigement de l'hiver 2005 est suivie par une année à forts écoulements en 2005-06. Pour autant, il n'y a pas de lien évident entre la surface maximale de la couverture neigeuse et le module annuel qui apparaissent entre les séries temporelles journalières (débits) et hebdomadaire (neige). De ce fait, nous avons choisi de nous intéresser à la moyenne des débits sur une période de huit mois, de septembre à avril, soit la période de hautes eaux.

Les effets de la couverture neigeuse hivernale sur les écoulements moyens pendant les hautes eaux

- 20 Les écoulements moyens entre septembre et avril sont peu liés à la couverture mensuelle moyenne en neige entre janvier et août (non illustré ici) et faiblement corrélés à l'extension maximale enregistrée (figure 4). Ceci nous empêche de conclure à une relation directe entre le total de précipitations neigeuses hivernales et les débits annuels. Pour autant, pour chaque bassin, les volumes moyens écoulés sur la période de hautes eaux sont particulièrement liés à la couverture neigeuse des mois de septembre (figures 4 et 5, tableau 2) et d'octobre (figure 4, tableau 2). Le volume total en septembre-avril semble directement lié à la surface du manteau neigeux au début de la période de fonte.
- 21 Pour chaque bassin versant, les débits moyens en septembre-avril et la surface enneigée en septembre et octobre montrent des variations interannuelles relativement similaires, et leur corrélation est d'environ 0,8 (figures 4 et 5, tableau 2). Les paramètres de la droite de régression sont presque identiques pour deux rivières (Tunuyán et Diamante), diffèrent un peu pour l'Atuel, et beaucoup pour la rivière Mendoza. Ces différences démontrent qu'une unité de surface en neige ne se traduit pas en une quantité d'eau écoulée identique d'une rivière à l'autre. Les résidus de la régression linéaire pour les débits sont généralement un peu plus faibles si on refait la même analyse avec la couverture du mois d'octobre plutôt que celle de septembre (tableau 2).

Figure 4 : Surface de la couverture neigeuse et débits moyens des rivières en période hautes eaux (septembre-avril) pour la période 2001-13



Sources : DGI / NASA LPDAAC pour NSDIC (https://nsidc.org/data/modis/data_summaries/index.html).

Figure 5 : Débits moyens entre septembre et avril vs couverture neigeuse en septembre

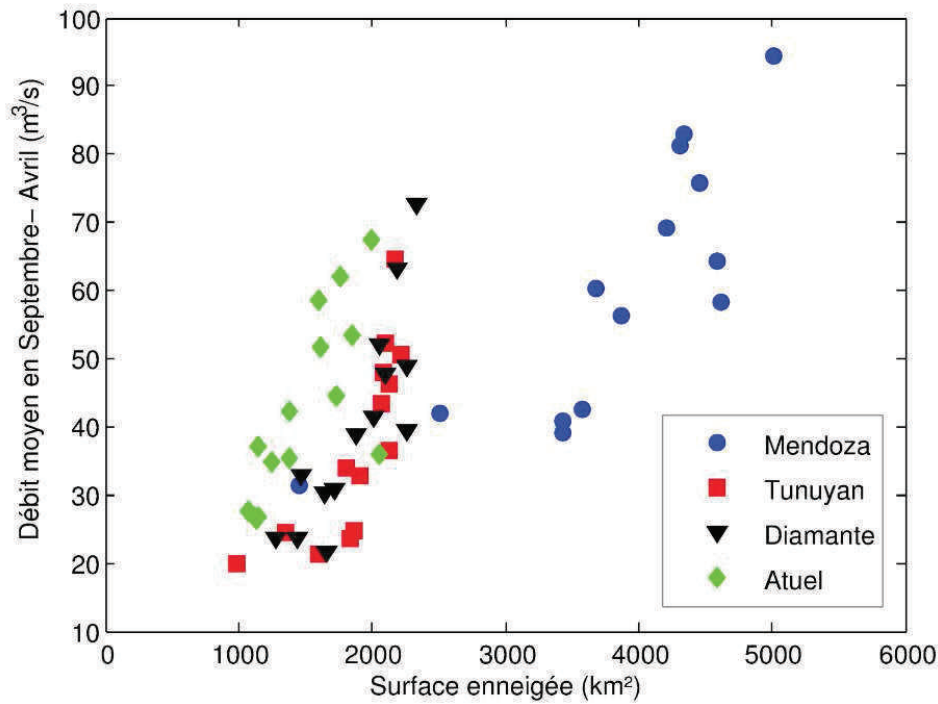


Tableau 2 : Paramètres de la régression linéaire

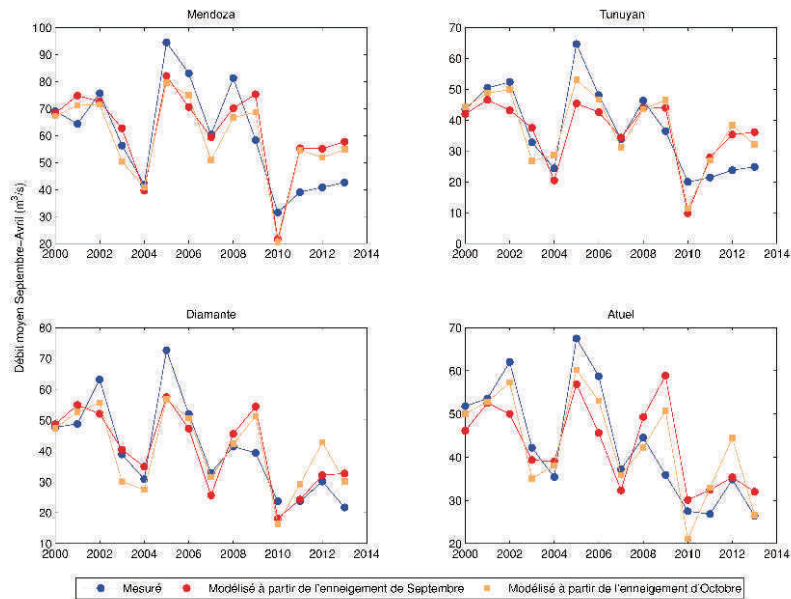
		Corrélation	Pente (a) (m ³ s ⁻¹ km ⁻¹)	Ordonnée à l'origine (b) (m ³ s ⁻¹)	Résidu absolu moyen (m ³ s ⁻¹), (Résidu relatif moyen)
Mendoza	Septembre	0,81	0,017	-3,8	9,5 (15,9%)
	Octobre	0,84	0,019	1,7	9,1 (15,1%)
Tunuyán	Septembre	0,77	0,03	-20,0	7,0 (18,7%)
	Octobre	0,85	0,026	-0,2	5,7 (15,2%)
Diamante	Septembre	0,84	0,037	-29,0	6,4 (15,8%)
	Octobre	0,84	0,028	3,5	6,4 (15,8%)
Atuel	Septembre	0,73	0,029	-0,96	6,9 (16,0%)
	Octobre	0,87	0,048	-10,0	5,1 (11,8%)

[Débit moyen] = a * [Surface enneigée mensuelle] + b, coefficient de corrélation, moyenne des valeurs absolues des résidus, et (entre parenthèses) erreur relative (moyenne des valeurs absolues des résidus divisée par le débit moyen).

Discussion

- 22 Le cumul annuel de précipitations dans les zones montagneuses va de 300 à 600 mm pour le bassin versant de la rivière Mendoza et de 500 à 800 mm pour les autres bassins versants, essentiellement sous forme neigeuse, alors qu'il n'est que de 150 à 250 mm aux plus basses altitudes où les oasis sont localisées (Norte, 2000). L'agriculture et les autres activités humaines dans les oasis dépendent de l'écoulement qui est tributaire de la surface enneigée au début de la fonte. Nous ne trouvons pas de lien fort avec la surface enneigée maximale en hiver, ce qui peut être dû à la persistance du couvert nuageux en montagne de juin à août qui nous a conduits à rejeter une quantité importante de données. Ce qui est nommé « surface enneigée maximale » est en fait la plus grande surface enneigée observable sous la contrainte de la couverture nuageuse.
- 23 Nos résultats indiquent qu'il est possible de prévoir le débit moyen de la période septembre - avril à partir des images MOD10A2, par exemple à partir des images de septembre (figure 6). Ces données sont disponibles gratuitement environ 10 jours après leur acquisition, il est donc possible d'anticiper un risque de pénurie durant la période septembre-avril dès fin septembre ou début octobre. Puisque les résidus sont plus faibles lorsque l'on utilise les données d'octobre, il est possible de fournir une seconde prévision un peu plus précise début novembre.

Figure 6 : Comparaison des débits moyens entre septembre et avril prédits avec ceux mesurés



- 24 Cependant de forts écarts existent entre le débit observé et le débit prévu, comme en 2009 pour la rivière Atuel, ce qui implique que notre méthode de prévision devrait s'accompagner d'une seconde méthode. Ces écarts signifient qu'une unité de surface enneigée ne se traduit pas par la même quantité d'eau tous les ans. Comme tout produit issu de la télédétection, MOD10A2 comporte des incertitudes, particulièrement quand le manteau neigeux est fin. Au-delà, la non prise en compte de l'épaisseur de la neige est très certainement l'explication principale de ces écarts. Les estimations de l'équivalent en eau du manteau neigeux par la télédétection micro-onde passive (Grippa *et al.*, 2005 ; Kelly *et al.*, 2003) pourraient nous permettre d'affiner nos modèles, mais ceci reste délicat en raison de la résolution spatiale de 20 km. Les écarts peuvent aussi s'expliquer par le fait que nous ne considérons ni les variations interannuelles des précipitations ni celles de la fonte de la glace. Ce sont potentiellement deux effets importants, liés aux variations de température. En particulier, les variations du rapport pluie/neige ou de l'altitude de transition entre les deux sont susceptibles de profondément modifier les modèles empiriques établis ici. Enfin, nous ne pouvons exclure des variations du taux de sublimation. Nous n'avons pas actuellement d'ordre de grandeur sur ces effets.
- 25 Les modèles linéaires changent d'un bassin versant à l'autre. Comparativement aux résultats antérieurs obtenus à l'échelle de la province de Mendoza (Delbart *et al.*, 2014) nous avons ici mis en évidence ces différences puisque les bassins versants sont traités séparément, ce qui amène de nouvelles questions mais représente une avancée. Plusieurs explications sont possibles, à commencer encore par d'éventuelles différences d'épaisseur de la neige entre les bassins versants qui pourraient ne pas recevoir les mêmes cumuls de précipitations. Deuxièmement les surfaces enneigées sont traitées comme des surfaces horizontales, sans prise en compte de la topographie. Les différences de pente influencent l'accumulation nivale. De plus, les versants nord étant plus éclairés que les versants sud,

les différences de distribution des expositions peuvent partiellement expliquer les différences entre les modèles empiriques entre les bassins versants.

- 26 En « nourrissant » un modèle hydrologique avec les données d'enneigement MOD10A2, de précipitation, et sous la contrainte des débits mesurés, Immerzeel *et al.* (2009) ont pu suggérer que l'eau de fonte des glaciers contribue au débit des rivières himalayennes. En plus de l'analyse, basée sur les données, des effets de topographie, d'épaisseur de neige et de variabilité de la pluie, une telle approche de modélisation pourrait nous permettre de mieux établir le bilan hydrologique des quatre bassins versants, ce qui nécessitent des données météorologiques fiables (Pellicciotti *et al.*, 2012) non nécessairement disponibles.

Conclusion

- 27 Malgré les limites décrites précédemment, les surfaces enneigées estimées par la télédétection optique au début de la période de fonte expliquent les débits moyens lors de la période des hautes eaux, alors que le déclin des surfaces enneigées en septembre et octobre observé en 2000-2014 expliquent la tendance décroissante des débits sur la même période (Fig. 6). La corrélation étant de 0,8 environ, nous avons pu proposer un modèle de prévision des débits qui explique plus de 60 % de la variance des débits, ce qui est mieux que les modèles proposés précédemment basés sur les indices climatiques du Pacifique sud. (Masiokas *et al.*, 2006, Compagnucci and Vargas, 1999). L'erreur moyenne est de 15 % sur les débits, et cette prévision peut être fournie tôt au printemps grâce à la disponibilité des données. Malgré ses imperfections cette méthode permet d'anticiper les volumes disponibles pour les oasis Nord et Sud dont le flux est géré grâce à des réservoirs. Cette méthode pourrait apporter une aide réelle à la DGI pour optimiser le stockage. De fait, connaître au début du printemps le volume d'eau disponible lors des hautes eaux peut s'avérer crucial pour les gestionnaires.
- 28 ABRAHAM E., ABAD J., LORA BORRERO B., SALOMON M., SANCHEZ C., SORIA D., 2007.- « Caracterización y valoración hidrológica de la cuenca del río Mendoza mediante elaboración del modelo conceptual de evaluación », in *XXIe Congreso Nacional del Agua (Conagua)*, Tucuman, Argentina.
- 29 BARTSCH A., 2010.- « Ten Years of SeaWinds on QuikSCAT for Snow Applications », in *Remote Sensing*, 2, pp. 1142-1156.
- 30 BLANCHON D., MAUPIN A., 2009.- « Géopolitique de l'eau en Afrique australe », in *Sécurité Globale*, 9, pp. 79-96.
- 31 BOUDHAR A., HANICH L., BOULET G., DUCHEMIN B., BERJAMY B., CHEHBOUNI A., 2009.- « Impact of the snow cover estimation method on the Snowmelt Runoff Model performance in the moroccan High Atlas Mountains », in *Hydrological Sciences Journal*, 54(6), pp. 1094-1112.
- 32 CAPITANELLI R., 1967.- « Climatología de Mendoza », in *Boletín de Estudios geográficos*, n° 54-57, UNC, Mendoza, 441 p.
- 33 CHAPONNIERE A., MAISONGRANDE P., DUCHEMIN B., HANICH L., BOULET G., ESCADAFAL R., ELOUADDAT S., 2005.- « A combined high and low spatial resolution approach for mapping snow covered area in the Atlas mountains », in *International Journal of Remote Sensing*, 26, pp. 2755-2777.

- 34 COBOS D.R., 2002.- « Fluctuaciones glaciarias en la cuenca superior del río Atuel ». In Trombotto D. & Villaba E. (Eds). IANIGLA, 30 years of basic and applied research on environmental sciences. Mendoza : Zeta Ed°.
- 35 COLLIN DELAVALD C., 1968.- « Les régions côtières du Pérou septentrional ; occupation du sol, aménagement régional ». Lima : Institut Français d'Etudes Andines Ed°, 600 p.
- 36 COMPAGNUCCI R.H., VARGAS W.M., 1998.- « Inter-annual variability of the Cuyo rivers' streamflow in the Argentinean Andean mountains and ENSO events », in *International Journal of Climatology*, 18(14), pp. 1593-1609.
- 37 CORRIPIO J., PURVES R., RIVERAS A., 2008.- « Modeling climate-changes impacts on mountain glaciers and water resources in the central dry Andes ». In Orlove B., Wiegandt E., Luckman BH (Eds). *Darkening peaks: glacier retreat, science and society*. Berkley (California). University of California Press.
- 38 COSSART E., DROCOURT Y., ANSELME B., 2010.- « Les variations glaciaires dans les Andes de Mendoza (Argentine) entre 1975 et 2007 », in *Mappemonde*, 97.
- 39 DELBART N., LAVIE L., GOMA R., 2014.- « Influence des surfaces enneigées sur les débits de cours d'eau du piémont andin argentin. Implications pour la gestion du risque de pénurie », in *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, 3, pp. 338-354.
- 40 GRIPPA M., MOGNARD N., LE TOAN T., 2005.- « Comparison between the interannual variability of snow parameters derived from SSM/I and the Ob river discharge », in *Remote Sensing of Environment*, 98(1), pp. 35-44.
- 41 HALL D.K., SALOMONSON V.V., RIGGS G.A., 2006.- « MODIS/Terra Snow Cover 8-Day L3 Global 500m Grid. Version 5 ». [Tile h12v12]. Boulder, Colorado USA : National Snow and Ice Data Center.
- 42 IMMERZEEL W.W., DROOGERS P., DE JONG S.M., BIERKENS M.F.P., 2009.- « Large-scale monitoring of snow cover and runoff simulation in Himalayan river basins using remote sensing, in *Remote Sensing of Environment*, 113, pp. 40-49.
- 43 KELLY R.E.J., CHANG A.T.C., TSANG L., FOSTER J. L., 2003.- « A Prototype AMSR-E Global Snow Area and Snow Depth Algorithm », in *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41 (2), pp. 230-242.
- 44 LAVIE E., 2009.- *Activités anthropiques et qualité de l'eau dans l'oasis de Mendoza (Argentine) : diagnostic, enjeux et durabilité*. Ph-D, University of Bordeaux. 384 p.
- 45 LAVIE E. , BELTRANDO G., 2013.- « La canopée urbaine de Mendoza (Argentine) à l'épreuve de la gestion de l'eau », in *Sécheresse*, 3(24),. pp 224-231.
- 46 LAVIE E., MAUPIN A., BLANCHON D., 2015.- « La pénurie de l'eau : un discours à quelles fins ? ». In REDON M., MAGRIN G., CHAUVIN E., PERRIER-BRUSLÉ L. , LAVIE E. (Dir.), *Ressources mondialisées, essai de géographie politique*. Presses de la Sorbonne.
- 47 LEIVA J., 1999.- « Recent fluctuations of the Argentinian glaciers », in *Global and Planetary Change*, 22, pp. 169-177.
- 48 MARSHALL A., 2014.- « Apropiarse del desierto. Agricultura globalizada y dinámicas socioambientales en la costa peruana. El caso de los oasis de Virú e Ica-Villacuri ». Lima : Institut Français d'Etudes Andines & Institut de Recherche pour le Développement Ed°, 417 p.
- 49 MASIOKAS M.H., VILLALBA R., LUCKMAN B.H., LE QUESNE C., ARAVENA J.C., 2006.- « Snowpack variations in the Central Andes of Argentina and Chile, 1951-2005 : large-scale

- atmospheric influences and implications for water resources in the region », in *Journal of Climate*, 19, pp. 6334-6352.
- 50 MAUPIN A., 2015.- « Les risques hydropolitiques en Afrique à travers la gestion des bassins transfrontaliers », in POMEL *et al. (Dir.)*, *Risques en Afrique*, ouvrage de synthèse du programme quadriennal pluridisciplinaire de la MSHA, Bordeaux, Editions Karthala - MSHA.
- 51 NOLIN A.W., 2010.- « Recent advances in remote sensing of seasonal snow », in *Journal of Glaciology*, 56(200), pp 1141-1150.
- 52 NORTE F.A., 1988.- *Características climatológicas del viento Zonda en la región de Cuyo*. PhD Thesis, Buenos Aires University, 255 p.
- 53 NORTE F., 2000.- « Mapa climatico de Mendoza », in Abraham E. & Martínez F.R. (Eds). *Catálogo de los recursos humanos e información relacionada con la temática ambiental en la región andina argentina*. PAN/SDS Y PA-INTA-GTZ, IADIZA, Universidad de Granada. Mendoza, Argentina.
- 54 PELLICCIOTTI F., BUERGI C., IMMERZEEL W. W., KONZ M., SHRESTHA A.B., 2012.- « Challenges and uncertainties in hydrological modeling of remote hindy Kush-Karakoram-Himalayan (HKH) basins : suggestions for calibration strategies », in *Mountain Research and Development*, 32(1), pp. 39-50.
- 55 PONCET Y, 2011.- « Le développement des zones arides dans des contextes économiques avancés », in *Sécheresse*, 22, pp. 215-217.
- 56 SALOMONSON VV., APPEL I., 2004.- « Estimating fractional snow cover from MODIS using the normalized difference snow index », in *Remote Sensing of Environment*, 89(3), pp. 351–360.
- 57 TURTON A., MEISSNER R. 2002.- « The hydrosocial contract and its manifestation in society : A South African case study », in TURTON A., HENWOOD R. *Hydropolitics in the developping world : a Southern African perspective*. pp. 37-60.
- 58 VIALE M., NUÑEZ M.N., 2011.- « Climatology of Winter Orographic Precipitation over the Subtropical Central Andes and Associated Synoptic and Regional Characteristics », in *Journal of Hydrometeorology*, 12, pp. 481–507.
- 59 WANG X., XIE H., LIANG T., 2007.- « Evaluation of MODIS snow cover and cloud mask and its application in Northern Xinjiang, China », in *Remote Sensing of Environment*, 112, pp. 1497-1513.

NOTES

1. La Province de Mendoza a aussi deux petites oasis (Uspallata et Malargüe), mais les enjeux ne sont pas comparables à ceux des trois principales.
2. Pour plus d'informations sur la gestion de l'eau « par l'offre » ou « par la demande », voir Turton et Meissner 2002 ; Blanchon et Maupin, 2009 ; Maupin, 2015.
3. Il ne s'agit pas de suivi officiel, mais de mesures réalisées mensuellement entre 2003 et 2010.

RÉSUMÉS

Dans les Andes sèches d'Argentine, alors que la fusion des glaciers est un enjeu à long terme pour les cultures irriguées du piémont, à l'échelle annuelle la fonte du couvert neigeux est la principale ressource pour les cours d'eau et les aquifères. Dans cette étude, nous tentons d'analyser le lien qui existe entre, d'une part, les variations saisonnières et interannuelles sur la période 2001-2014 des écoulements mesurés en amont des premiers barrages régulateurs de quatre rivières (Mendoza, Tunuyán, Diamante, Atuel) de la région argentine du Cuyo (plus précisément ici la Province de Mendoza) et, d'autre part, celles de l'extension de la couverture neigeuse identifiée à partir de la télédétection (produit MODIS MOD10A2, fréquence hebdomadaire), à l'échelle de chaque bassin versant.

Étant donné le régime nivo-glaciaire de ces quatre rivières, les variations saisonnières des débits apparaissent logiquement comme directement liées à celles de la surface du manteau neigeux.

Nous observons que les débits en période de hautes eaux (septembre à avril), sont directement liés à la surface enneigée au début de la période de fonte des neiges, soit de septembre à octobre, avec une corrélation de 0,8. De plus, la tendance à la baisse de l'extension de la couverture neigeuse entre 2001 et 2014 explique clairement les diminutions observées du module annuel moyen sur la même période.

L'agriculture et les autres activités anthropiques de ces oasis dépendent majoritairement des écoulements superficiels des rivières, qui, comme le démontrent nos résultats, dépendent majoritairement de l'extension du couvert neigeux. Nos travaux montrent qu'il est possible d'utiliser la télédétection pour estimer les volumes moyens sur la période septembre-avril (hautes eaux annuelles) à partir d'images MOD10A2, avec une erreur moyenne de 15 %. Les données MOD10A2 étant disponibles gratuitement 10 jours après leur acquisition, il est possible d'anticiper début octobre, le risque de pénurie pour l'été à venir.

In the Argentinian Dry Andes, although the melting of glaciers is seen as a threat for the long-term water availability needed by the piedmont crops, the annual snowmelt is the main source of superficial water and aquifer recharge. In this study, we analyse the link between the seasonal and interannual variations in the discharge measured upstream of the first dams on four rivers (Mendoza, Tunuyán, Diamante, Atuel) of the Argentinian Cuyo region (in the Federal Province of Mendoza) and those of the snow bed extent as mapped by optical remote sensing (MODIS MOD10A2 product) on a weekly basis in the 2001-2014 period, at the scale of each watershed.

For the four snow-glacier regime rivers, seasonal variations in the discharge appear directly related to those of the snow bed surface area in each watershed, as shown previously (Masiokas *et al.*, 2006). We observed that the high-water period (September-April) discharge is directly related to the snow extent at the beginning of the snowmelt period, i.e. in September and October, as revealed by a correlation of about 0.8. Moreover, the decreasing trend in the winter snow bed extent from 2001 to 2014 clearly explains the observed decreasing trend in the annual water discharge.

Agriculture and human activities in these oases mostly depend on river discharge, which from our results clearly depends on the snow extent. Our research indicates that it is possible to use remote sensing to forecast the average discharge in the September-April period (high-water season) from MOD10A2 images with an average uncertainty of 15%. As MOD10A2 data are freely

available ten days after acquisition, it is possible to anticipate in early October the risk of water shortages in the coming summer.

INDEX

Keywords : discharge, rivers, snow, remote sensing, MODIS, Mendoza, Argentina

Mots-clés : débit, rivières, neige, télédétection, Andes, Argentine

AUTEURS

NICOLAS DELBART

Université Paris-Diderot, CUE Sorbonne-Paris-Cité, UMR CNRS 8586 PRODIG. 5 rue T. Mann, UFR GHSS-cc7001, 75205 PARIS Cedex 13.
nicolas.delbart@univ-paris-diderot.fr

SAMUEL DUNESME

Etudiant en Master 2 (TGAE Télédétection et Géomatique appliquées à l'environnement),
Université Paris-Diderot. 5 rue T. Mann, UFR GHSS-cc7001, 75205 PARIS Cedex 13

EMILIE LAVIE

Université Paris-Diderot, CUE Sorbonne-Paris-Cité, UMR CNRS 8586 PRODIG. 5 rue T. Mann, UFR GHSS-cc7001, 75205 PARIS Cedex 13

MALIKA MADELIN

Université Paris-Diderot, CUE Sorbonne-Paris-Cité, UMR CNRS 8586 PRODIG. 5 rue T. Mann, UFR GHSS-cc7001, 75205 PARIS Cedex 13

RÉGIS GOMA

Etudiant en Master 2 (TGAE Télédétection et Géomatique appliquées à l'environnement),
Université Paris-Diderot. 5 rue T. Mann, UFR GHSS-cc7001, 75205 PARIS Cedex 13

Publication 9

Delbart, N., Dunesme, S., Lavie, E., Madelin M. & Goma, R. (2016), Remote sensing of snow as a tool to forecast water shortage in the Argentinian dry Andes, *ESA Living Planet Symposium*, 740, 333.

REMOTE SENSING OF SNOW AS A TOOL TO FORECAST WATER SHORTAGE IN THE ARGENTINIAN DRY ANDES

Delbart Nicolas ⁽¹⁾, Dunesme Samuel ⁽²⁾, Lavie Emilie ⁽³⁾, Madelin Malika ⁽⁴⁾

⁽¹⁾ Université Paris Diderot, PRODIG (UMR8586), UFR GHES, Case 7001, Paris cedex 13, France, Email: nicolas.delbart@univ-paris-diderot.fr

⁽²⁾ Former Master Course student (TGAE, Remote Sensing and Geomatics applied to the Environment), P7/P1/P6/UVSQ, Paris, France. Currently at: Université Lumière Lyon 2, EVS (UMR5600), 18, rue Chevreul, 69362 Lyon cedex, France, Email : samuel.dunesme@ens-lyon.fr

⁽³⁾ Université Paris Diderot, PRODIG (UMR8586), UFR GHES, Case 7001, Paris cedex 13, France, Email: emilie.lavie@univ-paris-diderot.fr

⁽⁴⁾ Université Paris Diderot, PRODIG (UMR8586), UFR GHES, Case 7001, Paris cedex 13, France, Email: malika.madelin@univ-paris-diderot.fr

ABSTRACT

In the Argentinian Dry Andes the annual snow melt is the main source of superficial water and aquifer recharge, essential for the population of the oases. Interannual variability in the snow cover in the Andes mountains causes variability in the water volumes available. In this study we analyze the errors of a water discharge forecast method based on the MODIS MOD10A2 snow cover product, with regards to the mass anomalies estimated by GRACE satellite at the scale of four watersheds.

Because the high-water period (September-April) discharge is directly related to the snow extent at the beginning of the snowmelt period, i.e. in September and October, we use MOD10A2 images to forecast the average high water season discharge. Despite an average uncertainty of 15%, uncertainty peaks to about 50% in several years. Comparison with mass anomalies retrieved GRACE satellite data suggests that overestimation of our forecast method comes from snowbed thickness interannual variations.

1. INTRODUCTION

Argentinian Province of Mendoza is populated by 1.7 million inhabitants, essentially located in five oases of which the largest three (Northern, 2500km²; Central, also called Valle de Uco, 800km²; and Southern, 1600km²) are irrigated by four rivers (from north: Mendoza, Tunuyán, Diamante and Atuel) (Fig. 1) sourced in the Andes mountains. Besides addressing consumption and water managing issues [1, 2, 3], estimating short term water volumes availability is essential for such a society based on irrigation [4, 5, 6, 7].

Annual snow contributes to 85% of the superficial water and aquifer recharge for Mendoza river catchment [8].

Interannual variations in yearly and monthly discharge of central Andean rivers were found significantly correlated with those in the regional snow accumulation, measured at six high altitude stations located in Argentina and Chile [9].

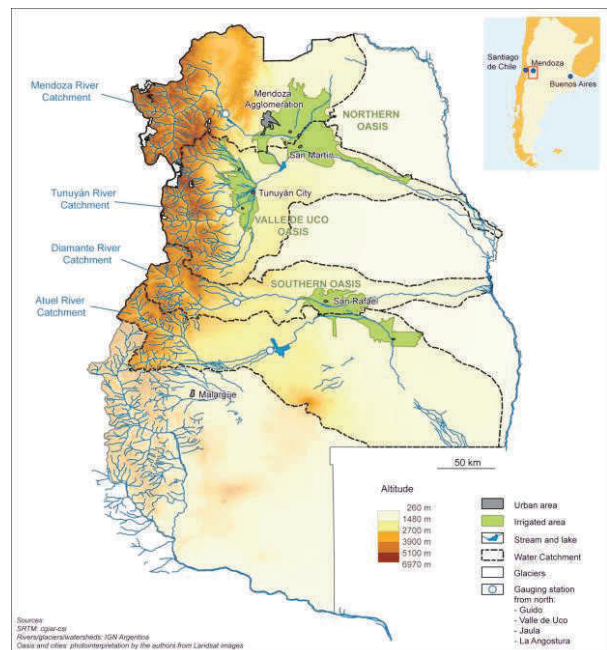


Figure 1. Studied watersheds inside the limits of the province of Mendoza.

In previous studies [10, 11] we confirmed the clear link between the discharge of the rivers in the province of Mendoza and the snow cover area estimated using medium spatial resolution remote sensing in Andean mountains (Fig. 2). We found that the mean discharge correlates particularly with September and October snow cover area, i.e. the area of snow at the beginning

of the snowmelt period. This allows forecasting the total discharge in the high water level period (September to April) - on which relies irrigation - as early as beginning of October as MODIS MOD12A1 [12, 13, 14] data are available two weeks after acquisition. The average error is 15% of the average discharge, however overestimation of discharge reaches 50% in some years (Fig. 3).

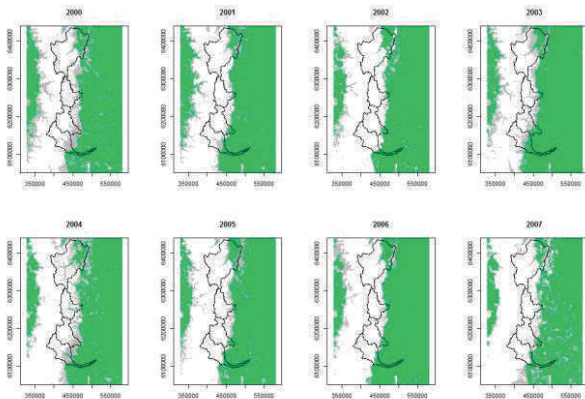


Figure 2. Snow cover extent from MODIS MOD12A1 for a subset of study years, superimposed with the four studied watersheds. White: snow in early September. Grey: snow at least once in year.

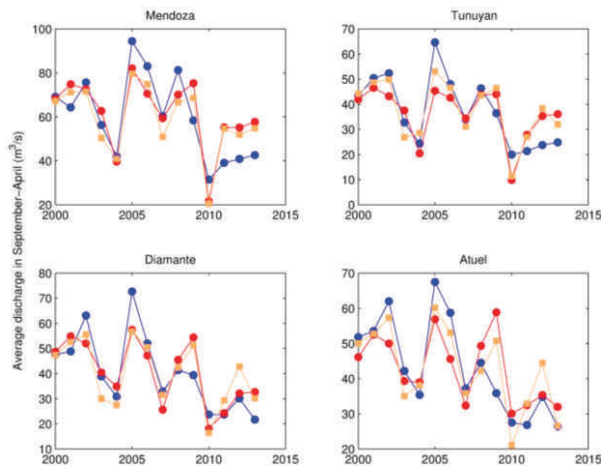


Figure 3. Comparison of the September-April discharge modelled from MODIS MOD10A2 snow cover area (in September in red, in October in orange) with measurements (in blue) for the four studied watersheds. Adapted from [11].

The objective of the current study is to understand where these uncertainties come from. We compare the errors of our forecasting method to GRACE satellite derived mass anomaly [15], to evaluate how much these errors are due to the snow cover depth variability.

2. DATA

2.1. Watershed delimitation

The watersheds shown in Fig. 2 have been extracted from the Shuttle Radar Topography Mission Digital Elevation Model available from <http://earthexplorer.usgs.gov/>.

2.2. River discharge

Water discharge data come from an open database managed by the Argentina National Under-Secretary for Water Resources. Amongst these data, we use the daily discharge in m^3/s . Flows are measured at noon for three rivers and midnight for Diamante River.

Willing to evaluate natural discharge for each catchment, we chose the gauging stations localized just upstream the first reservoirs (see Fig. 1).

2.3. Snow surface estimation

Snow cover maps are provided every eight days by the remote sensing MODIS MOD10A2 product, available from <http://reverb.echo.nasa.gov/reverb/>. The absence or presence of snow is derived for each $1km^2$ pixel from the Normalized Difference Snow Index [13]. This is a spectral index which combines the reflectance in the green and short-wave infrared reflectance estimated from satellite measurements and which is close to 1 when snow covers a large fraction of the pixel surface, and close to -1 when snow is absent. We use the MODIS tile h12v12 [12]. From this dataset, we estimate the area of the snow cover and cloud surface for each 8-day period within each of the following watersheds: Mendoza, Tunuyán, Diamante and Atuel rivers catchment areas (Fig. 2).

2.4. GRACE satellite mass anomaly

GRACE space gravimeter data allows deriving temporal changes in mass on Earth surface [15, 16]. Here we use the three datasets (called according to the teams producing them: “GFZ”, “JPL”, “CSR”) available from <http://grace.jpl.nasa.gov/data/get-data/monthly-mass-grids-land/> that we have multiplied by the provided scaling factor map. The mass anomalies (departure from the 2004-2009 average reference period) are expressed as water equivalent (WE) thickness in cm, and given once a month.

Pixel size being $100km$, our watersheds extend over one to four pixels (Fig. 4). Data are first temporally averaged over winter months (June-August), second over the pixels included in the watershed, weighted according to their relative surfaces within each watershed. Finally, as recommended [16] the data from the three datasets are averaged (we average the three time series).

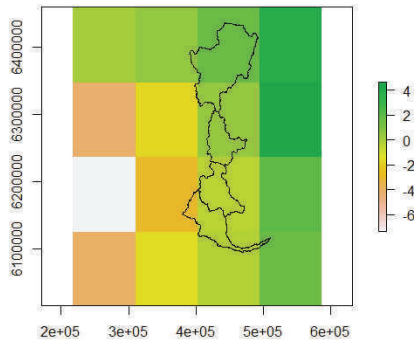


Figure 4. Example of GRACE mass anomaly (Water Equivalent Thickness, cm) map superimposed with studied watershed.

Resulting annual time series are shown in Fig. 5, showing a nearly monotonous decrease in mass from 2002 to 2013.

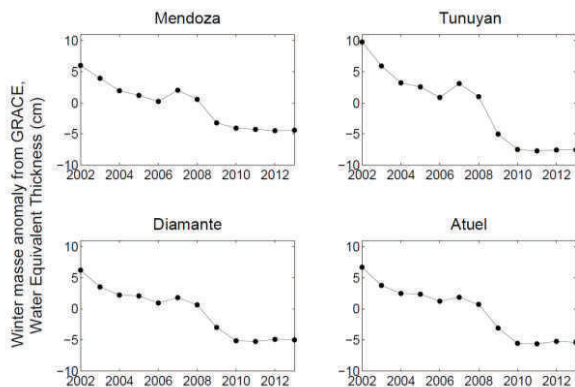


Figure 5. June-August mass anomalies per watershed (WE thickness cm). Weighted average per pixel proportion within watershed. Average of GFZ, JPL and CSR datasets.

3. METHODS

3.1. Forecasting discharge from snow cover area

For each river, the September-April discharge is derived from an empirical linear relationship applied on the MODIS MOD12A1 data, extracted in each watershed, at the beginning of the snowmelt period (Fig. 3) (see details in [11]).

3.2. Error analysis with GRACE

First of all we directly compare the yearly errors of the above described forecasting method with the mass anomalies in the previous winter.

Snow mass anomalies are not independent from the snow cover area anomalies: first a larger cover inside the GRACE pixel directly implies a larger mass under the constant snow depth hypothesis, second a larger snow depth in winter may facilitate a larger cover

remaining in September or October.

Therefore, the yearly mass anomaly series is linearly de-trended from its relationship with snow cover area: we subtract from the measured mass anomaly the mass anomaly linearly regressed from the snow cover area. The errors of the forecasting method are then compared to the de-trended mass anomaly, which is a quantity that is independent from the snow cover area which is the input of the forecast method.

Negative de-trended mass anomaly indicates that the snow mass is small compared to what is expected from the relationship between snow cover area and mass anomaly, i.e. likely indicates that the snowbed is thin. On the opposite, positive de-trended mass anomaly likely indicates a thick snowbed.

We test the hypothesis that forecast overestimation (underestimation) by our method is due to thin (thick) snowbed. In this case the residuals of our forecast model would be negatively correlated with the de-trended mass anomalies.

4. RESULTS

4.1. Residuals of the discharge forecasting method

Residuals span from -20 to 20 m^3/s for three rivers (-15 to $15\text{m}^3/\text{s}$ for Diamante river), with strong interannual variability but also some successive years display similar errors (e.g. 2009, 2011, 2012, 2013 for Mendoza and Tunuyan rivers).

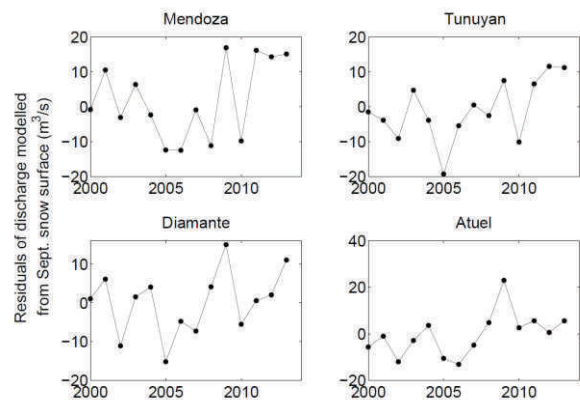


Figure 6. Residuals of the forecasting method. Discharge regressed from snow cover area in September minus the average discharge observed in September-April.

4.2. Analysis of the forecasting errors with GRACE mass anomalies

Relationship between the discharge residuals and mass anomaly is not direct (Fig. 7). Years with similar discharge residuals are grouped but mass anomaly is not a self-sufficient factor explaining them. For example,

for the Mendoza river, low mass anomaly explained the positive discharge residuals found for years 2009, 2011, 2012 and 2013 which are grouped together, but same order low mass anomaly is found for 2010 for which the discharge residuals is negative. This is explained as in 2010 the low mass anomaly comes with a small snow cover area (Fig. 8). When mass anomaly is de-trended from snow cover area, then three groups of years appear (Fig. 9). A first group consists of years 2009, 2011, 2012 and 2013, for which our forecast method overestimates the discharge because of a medium (2011, 2012, 2013) or large (2009) snow cover area but a small mass, thus indicating a thin snow cover. A second group includes the years 2002, 2003, 2004 and 2007, for which the mass anomaly is high compared to what expected from the mass/cover relationship (Fig. 8) and for which our forecast method has got small errors. The third group (2005, 2006, 2008, 2010) displays mass anomaly close to expected from the mass/cover relationship (Fig. 8) but then our forecast method underestimates the discharge. The relative positions of these last two groups are opposite to what could be expected under the tested hypothesis, as positive de-trended mass anomaly would more logically result in an under estimation of discharge from the snow surface.

Similar explanations stand for the Tunuyan river, although less clearly. In these two cases, it is very likely that the overestimation errors in our forecast method come from thin snow cover, but that remaining variability in the error is not explained.

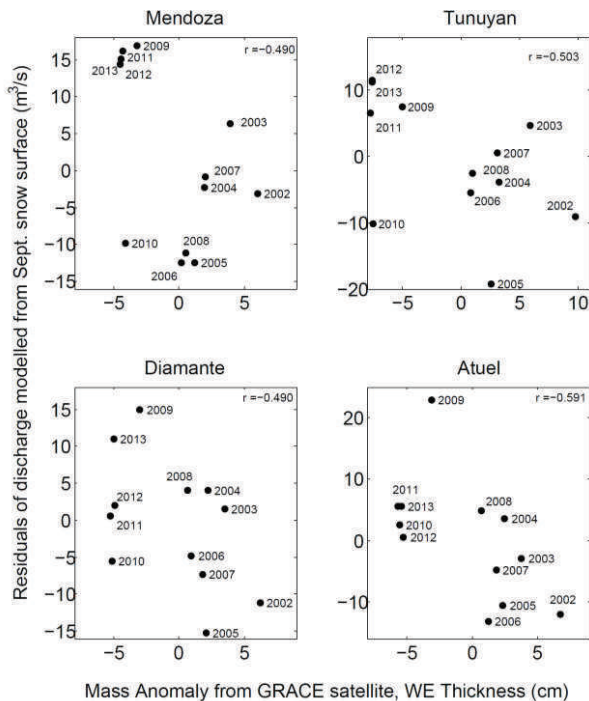


Figure 7. Errors in discharge modelled from snow area against mass anomaly in watershed.

For the Diamante river the overestimate of discharge in 2009 and 2013 is again explained by a low mass anomaly and thus probably a thin snow bed. However similar levels of overestimation are found for years 2003, 2004, 2008, 2011, 2012, despite for the first (last) two mass anomaly indicates a rather deep (thin) snow cover. Mass anomaly and snow depth does not explain this part of the residuals.

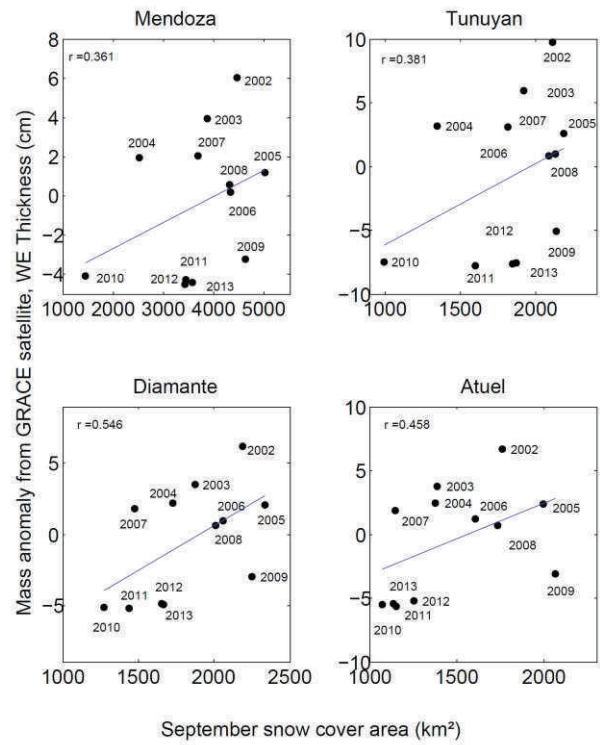


Figure 8. June-August mass anomaly versus September snow cover area in each watershed.

For Atuel, considering years 2002, 2003, 2007, 2009, 2010, 2011, 2012, 2013, errors in the discharge regressed from the snow cover area decrease when the de-trended mass anomaly increases, which is what is expected under the tested hypothesis. For other years (2004, 2005, 2006, 2008) the situation is less clear, and thus de-trended mass anomaly does not explain this variability.

Altogether, the negative correlation (Fig. 9) confirms the tested hypothesis, but only because the largest positive residuals (overestimation of discharge by our forecast method) come with mass anomalies that are smaller than expected from the snow surface, i.e. with thin snowbed. Variability among null to negative residuals is not explained.

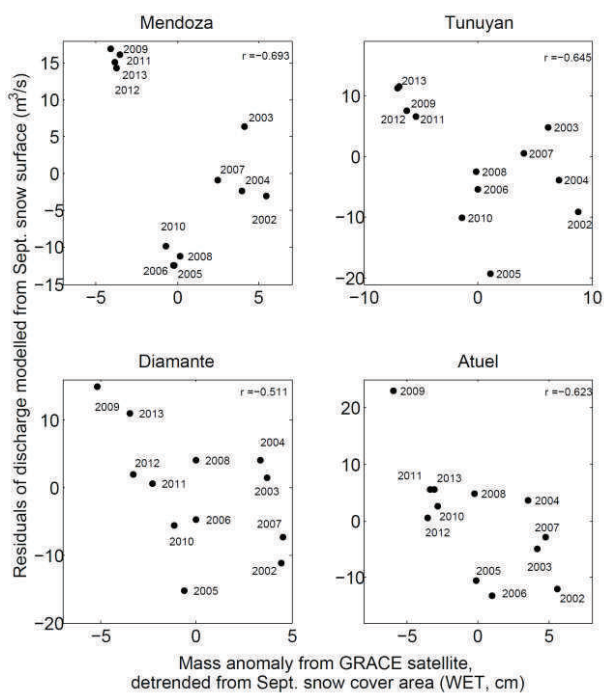


Figure 9. Errors in discharge modelled from snow area against mass anomaly de-trended from its relationship with snow cover.

5. Discussion and conclusion

The clearest signal from this analysis is that negative de-trended mass anomalies explain the overestimation of our forecast method based on optical remote sensing. The simplest explanation is that these negative de-trended mass anomalies indicate thin snowbed, and thus that less water flows from snowmelt than what would be expected from our empirical forecast method.

Except for some years for the Atuel river, mass anomalies do not explain in a logical way the variability between the other years, i.e. do not explain why discharge can be underestimated in our method. The role of precipitations in these forecast errors should be investigated as they vary strongly from one year to the other.

Groundwater storage variations may also disturb the relationship between the discharge and the snow cover area, as in other contexts [17]. However, mass anomaly variations derived from GRACE includes groundwater storage variations, so that anomalies that we have interpreted as snow depth variations may be partially linked to such storage variations.

Nevertheless, it is likely our forecast method algorithm would benefit from including mass anomaly data. Even though they explain only a part of the errors, such data

identify efficiently why our method misses a potential water shortage which the important information to provide to water managers. Unfortunately the GRACE monthly mass anomaly data are not as quickly available as MOD10A2 snow cover maps which prevents using them for an early forecast of water shortage. Alternative would consist in including snow depth measurements, if they were available.

6. REFERENCES

1. Lavie, E. (2009). *Activités anthropiques et qualité de l'eau dans l'oasis de Mendoza (Argentine) : diagnostic, enjeux et durabilité*. Ph-D, University of Bordeaux. 384 p.
2. Lavie, E. & Beltrando, G. (2013). La canopée urbaine de Mendoza (Argentine) à l'épreuve de la gestion de l'eau. *Sécheresse*, **3**(24), 224-231.
3. Lavie, E., Maupin, A. & Blanchon, D. (2015). La pénurie de l'eau : un discours à quelles fins ? In *Ressources mondialisées, essai de géographie politique* (Eds Redon, M., Magrin, G., Chauvin, E., Perrier-bruslé, L., Lavie, E.), Presses de la Sorbonne.
4. Leiva, J. (1999). Recent fluctuations of the Argentinian glaciers. *Global and Planetary Change*, **22**, 169-177.
5. Cobos, D.R. (2002). Fluctuaciones glaciarias en la cuenca superior del río Atuel. In *Ianigla, 30 years of basic and applied research on environmental sciences*. (Eds Trombotto D. & Villaba E.), Mendoza, Zeta Editions.
6. Corripio, J., Purves, R. & Riveras, A. (2008). Modeling climate-changes impacts on mountain glaciers and water resources in the central dry Andes. In *Darkening peaks: glacier retreat, science and society*. (Eds Orlove B., Wiegandt E., Luckman B.H.). Berkeley (California), University of California Press.
7. Cossart E., Drocourt, Y. & Anselme, B. (2010). Les variations glaciaires dans les Andes de Mendoza (Argentine) entre 1975 et 2007. *Mappemonde*, **97**.
8. Abraham, E., Abad, J., Lora Borrero, B., Salomon, M., Sanchez, C. & Soria, D. (2007). Caracterización y valoración hidrológica de la cuenca del río Mendoza mediante elaboración del modelo conceptual de evaluación. XXIe Congreso Nacional del Agua (Conagua), Tucuman, Argentina.
9. Masiokas, M.H., Villalba, R., Luckman, B.H., Le Quesne, C. & Aravena, J.C. (2006). Snowpack variations in the Central Andes of Argentina and Chile, 1951-2005: large-scale atmospheric influences and implications for water resources in the region. *Journal of Climate*, **19**, 6334-6352.

10. Delbart, N., Lavie, L. & Goma, R. (2014). Influence des surfaces enneigées sur les débits de cours d'eau du piémont andin argentin. Implications pour la gestion du risque de pénurie. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, **3**, 338-354.
11. Delbart, N., Dunesme, S., Lavie, E., Madelin, M. & Goma, R. (2015). Remote sensing of Andean mountain snow cover to forecast water discharge of Cuyo rivers / La télédétection de la neige dans les Andes comme outil de prévision des débits des rivières du Cuyo, *Journal of Alpine Research / Revue de Géographie Alpine*, **103**(2).
12. Hall, D.K., Salomonson, V.V. & Riggs, G.A. (2006). MODIS/Terra Snow Cover 8-Day L3 Global 500m Grid. Version 5. [Tile h12v12]. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center.
13. Salomonson, V.V. & Appel, I. (2004). Estimating fractional snow cover from MODIS using the normalized difference snow index. *Remote Sensing of Environment*, **89**(3), 351-360.
14. Immerzeel, W.W., Droogers, P., de Jong S.M., Bierkens, M.F.P. (2009). Large-scale monitoring of snow cover and runoff simulation in Himalayan river basins using remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, **113**, 40-49.
15. Wahr, J., Molenaar, M. & Bryan, F. (1998). Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE, *Journal of Geophysical Research*, **103**(B12), 30205–30229, doi:10.1029/98JB02844.
16. Sakumura, C., Bettadpur, S. & Bruinsma S. (2014). Ensemble prediction and intercomparison analysis of GRACE time-variable gravity field models, *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 1389-1397, doi:10.1002/2013GL058632.
17. Andermann, C., Longuevergne, L., Bonnet, S., Crave, A., Davy, P. & Gloaguen, R. (2012). Impact of transient groundwater storage on the discharge of Himalayan rivers, *Nature Geoscience*, **5**, 127-132.

Publication 10

Vicente-Serrano, S., **Delbart, N.**, Le Toan, T. & Grippa, M. (2006), Niño-Southern Oscillation Influences The Inter-Annual Variability Of Leaf Appearance Dates In Central Siberia, *Geophysical Research Letters*, 33, L03707.

El Niño–Southern Oscillation influences on the interannual variability of leaf appearance dates in central Siberia

Sergio M. Vicente-Serrano,^{1,2} Nicolas Delbart,³ Thuy Le Toan,¹ and Manuela Grippa¹

Received 19 October 2005; revised 7 December 2005; accepted 21 December 2005; published 7 February 2006.

[1] This paper analyses the role of the El Niño–Southern Oscillation (ENSO) on the interannual variability of the leaf appearance dates of boreal forests in the Northern Hemisphere (1982–2004). We find significant negative correlations between the ENSO, quantified by means of the Southern Oscillation Index (SOI), and the leaf appearance dates in central Siberia with up to 9 months lag. The correlations between leaf appearance dates and summer Sea Surface Temperatures (SST) show a pattern that resembles the ENSO phenomena with positive and significant correlations in the East Pacific and negative in the West. These findings are explained by the role of SOI on Sea Level Pressures, 500 hPa Geopotential and the wind flow direction and intensity during the months of leaf appearance (April and May) and on average temperatures, which determine noticeably the date of leaf appearance.

Citation: Vicente-Serrano, S. M., N. Delbart, T. Le Toan, and M. Grippa (2006), El Niño–Southern Oscillation influences on the interannual variability of leaf appearance dates in central Siberia, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L03707, doi:10.1029/2005GL025000.

1. Introduction

[2] Phenology is an important parameter for environmental processes. Deciduous plant phenology, taken as the timing of foliage appearance and senescence, influences the annual carbon uptake by vegetation as photosynthesis requires the presence of leaves. CO₂ fluxes measurements show that differences in phenology explains 83% of the variance of the annual uptake of forests located at ten sites [Baldocchi *et al.*, 2001]. One day change in phenology is said to modify the annual CO₂ exchanges by 5.7 g C m⁻² on average and the net ecosystem productivity by 1.6% [White *et al.*, 1999]. Phenology appears so to belong to a feedback loop including atmospheric CO₂ concentration, temperature and ecosystem carbon uptake.

[3] Therefore, it is very important to understand the factors affecting the interannual variability of leaf appearance at global scale. Various studies provided evidence about the important role of atmospheric circulation on plant phenology in Europe [i.e., Aasa *et al.*, 2004]. Nevertheless, these studies do not cover large geographic regions and, at present, the influence of the most important atmospheric

circulation patterns at global and hemispheric scale is still unknown. El Niño–Southern Oscillation (ENSO) is one of the main sources of climatic variability at global scale [Trenberth, 1997]. ENSO affects the climate of large areas [Ropelewski and Halpert, 1987], but also the ecosystems and interannual variability of vegetation activity. Different studies have shown the ENSO effects on the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI), obtained from remote sensing data [i.e., Kogan, 2000]. These studies were focused on the analysis of the role of ENSO on vegetation activity, and they showed that large regions of the southern Hemisphere have significant differences as a function of El Niño and La Niña years.

[4] Nevertheless, although remote sensing data have been used to analyse the ENSO impacts on the vegetation activity, the role of ENSO on the plant phenology has not been yet addressed.

[5] In this paper we analyse the role of the main source of atmospheric circulation variability at global scale, the ENSO phenomenon, on leaf appearance timing of boreal forested areas, which are key-regions for global change processes.

2. Methodology

2.1. Leaf Appearance Date Estimation From Remotely Sensed Data

[6] Remote sensing satellite data have often been used to provide estimates of phenological dates [i.e., Zhang *et al.*, 2004], and to study phenological interannual variations [Myneni *et al.*, 1997]. However different methods gave significantly different results [Schwartz *et al.*, 2002], and it is difficult relating the remote sensing estimate to a particular phenological status. In boreal regions, one additional problem arises from the presence of snow: the NDVI, commonly used to derive phenology, is also affected by snowmelt and consequently, the observed phenological variations may be partially related to snowmelt date variations [Dye and Tucker, 2003].

[7] A methodology to overcome this problem and provide accurate estimates of spring phenological date in boreal regions is described by Delbart *et al.* [2005a]. For the years 1998–2004, the phenological date is calculated using the Normalised Difference Water Index (NDWI) from SPOT-VEGETATION (VGT). This index has the advantage of separating the phenology from the snowmelt signal. An increase in the NDWI, built from a combination of near and middle infrared bands, can be uniquely attributed to the leaf appearance.

[8] The methodology used to measure phenology before 1998 relies on the fact that both SPOT-VGT data and Pathfinder AVHRR Land (PAL) data [James and Kalluri,

¹Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère (CESBIO), Toulouse, France.

²Also at Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC (Spanish Research Council), Campus de Aula Dei, Zaragoza, Spain.

³Ecosystem Change Research Group, JAMSTEC Frontier Research Center for Global Change, Yokohama, Japan.

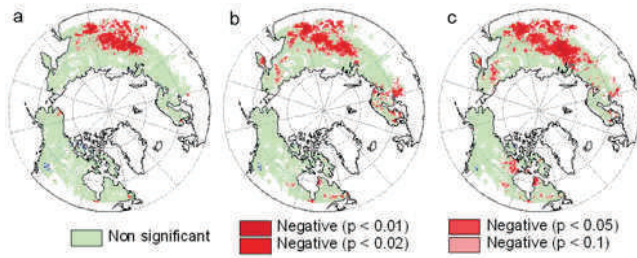


Figure 1. Spatial distribution of correlations between the leaf appearance dates and the Southern Oscillation index of (a) the previous summer (Jun, Jul, Aug), (b) autumn (Sep, Oct, Nov), and (c) winter (Dec, Jan, Feb).

1994] are available in 1998–2001. For each pixel and each year (1998–2001, except 1999), the NDVI value from the PAL dataset at the leaf appearance date derived using SPOT-VGT is recorded. Then, the three NDVI values are averaged to give a threshold value specific to each pixel. For the period 1982–1997 (and 1999), the date of onset of greening is taken as the date at which the PAL NDVI value equals the threshold (see details in the work of *Delbart et al.* [2005b]).

[9] Preliminary to the phenology retrieval, both SPOT-VGT data and PAL were reprojected to a common geographic plate carre projection at a 0.1 degree resolution. Both data sets have a compositing period of 10 days.

[10] The two methods (SPOT-VGT and NOAA) were validated using in situ determination of the date of leaf appearance of deciduous trees at eight sites in Siberia. The estimation of the phenological dates proved not to be affected by snow as it is very close to the observed date of leaf appearance (NDWI method: $N = 21$, $R^2 = 0.83$, $RMSE = 6.65$ days, $Bias = 0.55$ days. NDVI method: $N = 81$, $R^2 = 0.75$, $RMSE = 7.75$ days, $Bias = 0.34$ days). In Canada, the NDWI data results were validated on 68 sites in 2002–2004 (deciduous tree phenology data from <http://www.naturewatch.ca/english/plantwatch/>). The results are slightly worse than in Eurasia, ($N = 68$, $R^2 = 0.48$, $RMSE = 9.77$, $Bias = 2.95$ days), very probably because of the dominance of evergreen species which makes the retrieval more difficult. However, in all cases, the remote sensing estimates are significantly correlated to the in situ dates.

2.2. El Niño–Southern Oscillation Quantification

[11] Various indices have been proposed to quantify the ENSO [*Hanley et al.*, 2003]. One of the most widely used is the SO index, a measure of the intensity of the coupled atmosphere-ocean mode in the South Pacific based on the surface pressure gradient between the western and eastern areas of the South Pacific [*Ropelewski and Jones*, 1987]. Seasonal averages of summer (Jun, Jul, and Aug), autumn (Sep, Oct, Nov) and winter (Dec, Jan, Feb) were calculated to relate to leaf appearance data.

3. Results

3.1. Relationships Between Leaf Appearance Dates and SOI

[12] Correlations between the leaf appearance dates and the seasonal SOI were calculated for each pixel of the boreal regions in the Northern hemisphere between 1982

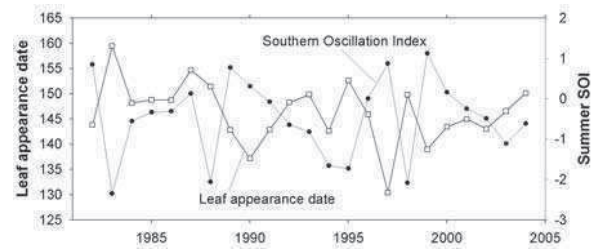


Figure 2. Evolution of the leaf appearance dates in central region of Siberia (area with significant correlations in Figure 1a) and the SOI of the previous summer.

and 2004. Figure 1 shows the spatial distribution of correlations between the leaf appearance and the SOI of the previous summer (Figure 1a), autumn (Figure 1b) and winter (Figure 1c). Negative significant correlations are found over large areas in Central Siberia. The spatial patterns for the different seasons are similar as a consequence of the low differences in the SOI between consecutive months due to the fact that the positive and negative ENSO phases tend to maintain during several months. The ENSO phenomena usually change phase between spring and summer [*Trenberth*, 1997]. For further analysis we selected the previous summer SOI because it could be more useful for predictive purposes.

[13] Figure 2 shows the temporal evolution of the summer SOI and the average leaf appearance date over the areas of negative and significant correlations ($p < 0.05$) indicated in Figure 1a. There is an opposite behaviour of both series ($R = -0.67$, $p < 0.01$), which indicates that high SOI values during the previous summer are related to earlier leaf appearance in large areas of central Siberia.

[14] We also calculated the correlations between the average leaf appearance dates in the areas with significant correlations in Figure 1a and the previous summer Sea Surface Temperature (SST, Figure 3). The SST data were obtained from ftp://podaac.jpl.nasa.gov/pub/sea_surface_temperature/reynolds/oisst/doc/oisst.html, based on NOAA-AVHRR thermal data [*Reynolds and Smith*, 1995]. The spatial patterns of correlation show important differences in the correlations within the Pacific Ocean. They resemble the SST pattern corresponding to the ENSO phenomenon. In fact, we found positive correlations in the center and East Pacific and negative correlations in the West Pacific. This indicates that warm conditions in the East Pacific, which characterises El Niño phases and low SOI

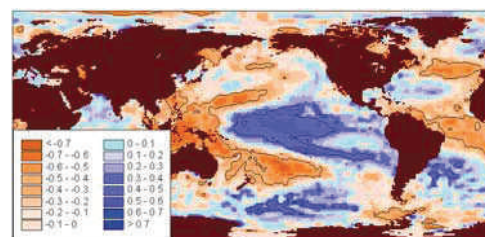


Figure 3. Correlation between the leaf appearance date in central Siberia and the Sea Surface Temperature of the previous summer at global scale (1982–2004). Black lines isolate areas with significant correlations.

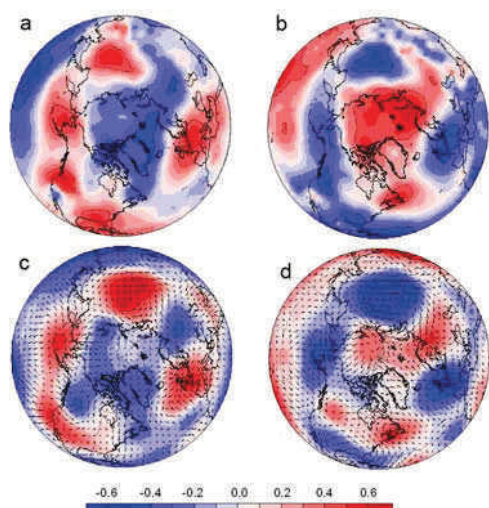


Figure 4. Correlation (1982–2004) between the average April–May sea level pressures and (a) the previous summer SOI, (b) the leaf appearance date in central region of Siberia and correlation (1982–2004) between the average April–May 500 hPa Geopotential and (c) the previous summer SOI, (d) leaf appearance in central region of Siberia. Dotted lines indicate areas with significant correlations. Arrows show the wind vectors obtained from correlations between the u and v wind components and the previous summer SOI and the leaf appearance in central region of Siberia for c) and d) respectively.

values, causes, on average, a later leaf appearance in central Siberia. On the contrary, cold SST in the East, that characterises La Niña and high SOI values, are associated with an earlier leaf appearance.

3.2. Remote Climate Connections Explaining the SOI Influence on Leaf Appearance Dates in Central Siberia

[15] A significant connection between ENSO and the atmospheric anomalies in North America and Europe was reported by several authors [i.e., *Trenberth and Hurrell*, 1994]. Therefore, we also analysed the role of the summer SOI on the Sea Level Pressures (SLP), 500 hPa Geopotential and the 500 hPa wind direction and magnitude in the Northern Hemisphere during the following April–May, months in which leaf appearance happens in central Siberia. We used the monthly Northern Hemisphere atmospheric datasets of NCEP-NCAR (from <http://dss.ucar.edu/datasets/>). Figure 4 shows the spatial distribution of correlations between Northern Hemisphere April–May SLP and the previous summer SOI (Figure 4a) and the leaf appearance dates in the central Siberia areas shown in Figure 1a between 1982 and 2004 (Figure 4b). In the same figure we also show the correlations between the April–May 500 hPa Geopotential and the previous summer SOI (Figure 4c) and the leaf appearance in the same region (Figure 4d). Also the magnitude and direction of the wind vectors associated with these relationships were obtained for the 500 hPa Geopotential. This was analysed by means of the correlations between the average April–May u and v wind components, the summer SOI and the leaf appearance dates in central Siberia.

[16] We found significant positive correlations between the summer SOI and the SLP in central-South Siberia

during April–May of the following year and negative significant correlations are on the Arctic Ocean and West Russia. The opposite pattern (negative correlation to SLP in central-South Siberia and a positive with SLP in the Arctic area) was found considering correlations between leaf appearance dates in central Siberia and the Northern Hemisphere SLP in April–May. These results indicate that the most important SLP gradient related to the SOI influence is recorded in central Siberia. This behaviour is clearer considering the 500 hPa Geopotential. Higher correlation values have been obtained in April–May with the previous summer SOI and also with the leaf appearance dates in Central Siberia. This pattern of influence is well explained considering the direction of the flows in central Siberia. High SOI values (characteristics of La Niña phases) cause high pressures (in the surface and in the medium troposphere) in central-South Siberia and low pressures over the Arctic Ocean. This configuration causes dominant South-western flows that affect central Siberia. Therefore, Western flows induce an earlier leaf appearance than Eastern flows. On the contrary, negative pressures in central-South Siberia and positive pressures in the Arctic Ocean are associated to dominant North-east flows, which cause a later leaf appearance in central Siberia.

[17] The influence of ENSO on leaf appearance dates by means of the SLP, Geopotential patterns and wind flows can be interpreted by their direct influence on temperatures. Therefore we also analysed the role of the summer SOI on April–May temperatures in central Siberia. For this purpose, the CRU monthly temperature grids at 0.5° (TS 2.0 data set) were used [*Mitchell et al.*, 2003]. The data set finished in 2002 but the decrease in degrees of freedom does not sensibly affect the robustness of the results.

[18] The SOI is positively and significantly correlated to the average temperature in Central Siberia ($R = 0.56$, $p < 0.01$). Therefore, Western flows, associated to positive SOI, causes higher temperatures than eastern flows. This favours an earlier leaf appearance given the high negative correlation between the April–May temperatures and the date of leaf appearance ($R = -0.84$, $p < 0.01$).

[19] Figure 5 shows the spatial distribution of correlations between the previous summer SOI and the average temperatures in April–May between 1982 and 2002. Correlations are positive and significant ($p < 0.01$) in large areas of

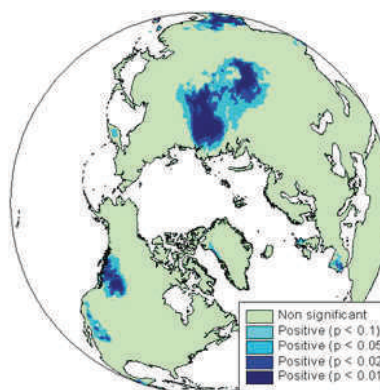


Figure 5. Correlations between the previous summer SOI and the average temperatures in April–May of the following year (1982–2002).

central Siberia, favouring the positive (negative) SOI values early (late) leaf appearance as a consequence of the ENSO control of temperatures in this region during spring, conducted by West (East) flows.

4. Discussion and Conclusions

[20] This paper shows that the ENSO phenomenon has an important role on the interannual variability of leaf appearance dates over large areas in central Siberia. Warm SST in the East Pacific, characteristics of El Niño phenomena, are associated with a delay of leaf appearance, whereas the opposite phenomenon, La Niña (cold SST in the East Pacific) causes an earlier leaf appearance. This is explained by the influence of ENSO on surface pressure patterns and flows that control the surface temperature in central Siberia, temperature being the main driving factor for vegetation activity in this region [Suzuki *et al.*, 2001].

[21] Thompson *et al.* [2002] indicated that warm and cold ENSO events have an important impact on winter temperatures and the frequency of extreme cold events in the Eurasian continent. This is due to the fact that the structure of the Northern Hemisphere Annular mode is significantly different during warm and cold ENSO events [Quadrelli and Wallace, 2002] affecting the climatology of large areas of Siberia. Nevertheless, these studies were conducted in the winter season, showing the opposite role of the ENSO on temperatures than that observed in this paper for April–May, in which warm episodes have been prone to cause colder temperatures than cold episodes. It is well known that the ENSO effects can vary noticeably between seasons regarding both temperature conditions and vegetation [Buermann *et al.*, 2003], and are often subjected to time lags [Gong and Ho, 2003]. It is important underlying that the influence of ENSO on leaf appearance in central Siberia has been identified considering the Pacific atmosphere-ocean coupled mode 8–9 months prior the leaf appearance. This is very important for predictive purposes related to the vegetation-atmosphere CO₂ interchange.

[22] Future changes in the ENSO phenomena could produce important modifications in the Siberian boreal ecosystems, which are especially sensitive to climatic change due to the limiting climatic conditions. This could have important consequences on global change processes. In fact according to Net Primary Production (NPP) calculations by the LPJ (Lund-Potsdam-Jena) model [Sitch *et al.*, 2003] the areas in which leaf appearance is highly affected by ENSO shown in Figure 1a account for 7.6% of the NPP for the whole Northern Hemisphere above 50°N and 16% in Boreal Eurasia.

[23] **Acknowledgment.** The authors wish to acknowledge financial support from the Siberia II project (5th Framework Program of the European Commission).

References

- Aasa, A., J. Jaagus, R. Ahas, and M. Sepp (2004), The influence of atmospheric circulation on plant phenological phases in central and eastern Europe, *Int. J. Climatol.*, *24*, 1551–1564.
- Baldocchi, D., *et al.* (2001), FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *82*, 2415–2434.
- Buermann, W., *et al.* (2003), Interannual covariability in Northern Hemisphere air temperatures and greenness associated with El Niño–Southern Oscillation and the Arctic Oscillation, *J. Geophys. Res.*, *108*(D13), 4396, doi:10.1029/2002JD002630.
- Delbart, N., L. Kergoat, T. Le Toan, J. L’Hermitte, and G. Picard (2005a), Determination of phenological dates in boreal regions using Normalised Difference Water Index, *Remote Sens. Environ.*, *97*, 26–38.
- Delbart, N., T. Le Toan, L. Kergoat, and V. Fedotova (2005b), Remote sensing of spring phenology in boreal regions: A free of snow-effect method using NOAA-AVHRR and SPOT-VGT data (1982–2004), *Remote Sens. Environ.*, in press.
- Dye, D. G., and C. J. Tucker (2003), Seasonality and trends of snow-cover, vegetation index, and temperature in Northern Eurasia, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(7), 1405, doi:10.1029/2002GL016384.
- Gong, D.-Y., and C.-H. Ho (2003), Detection of large-scale climate signals in spring vegetation index (normalized difference vegetation index) over the Northern Hemisphere, *J. Geophys. Res.*, *108*(D16), 4498, doi:10.1029/2002JD002300.
- Hanley, D. E., *et al.* (2003), A quantitative evaluation of ENSO indices, *J. Clim.*, *16*, 1249–1258.
- James, M. E., and S. N. V. Kalluri (1994), The Pathfinder AVHRR land dataset: An improved coarse resolution dataset for terrestrial monitoring, *Int. J. Remote Sens.*, *15*, 3347–3363.
- Kogan, F. N. (2000), Satellite-observed sensitivity of world land ecosystems to El Niño/La Niña, *Remote Sens. Environ.*, *74*, 445–462.
- Mitchell, T. D., *et al.* (2003), A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: The observed record (1901–2000) and 16 scenarios (2001–2100), *Working Pap. 55*, Tyndall Cent. for Clim. Change Res., Norwich, UK.
- Myneni, R. B., *et al.* (1997), Increased plant growth in the northern high latitudes from 1981 to 1991, *Nature*, *386*, 698–702.
- Quadrelli, R., and J. M. Wallace (2002), Dependence of the structure of the Northern Hemisphere annular mode on the polarity of ENSO, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(23), 2132, doi:10.1029/2002GL015807.
- Reynolds, R. W., and T. M. Smith (1995), A high resolution global sea surface temperature climatology, *J. Clim.*, *8*, 1571–1583.
- Ropelewski, C. F., and M. S. Halpert (1987), Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation, *Mon. Weather Rev.*, *115*, 1606–1626.
- Ropelewski, C. F., and P. D. Jones (1987), An extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation Index, *Mon. Weather Rev.*, *115*, 2161–2165.
- Schwartz, M. D., B. C. Reed, and M. A. White (2002), Assessing satellite-derived start-of-season measures in the conterminous USA, *Int. J. Climatol.*, *22*, 1793–1805.
- Sitch, S., *et al.* (2003), Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model, *Global Change Biol.*, *9*, 161–185.
- Suzuki, R., T. Nomaki, and T. Yasunari (2001), Spatial distribution and its seasonality of satellite-derived vegetation index (NDVI) and climate in Siberia, *Int. J. Clim.*, *21*, 1321–1335.
- Thompson, D. W. J., M. P. Baldwin, and J. M. Wallace (2002), Stratospheric connection to Northern Hemisphere wintertime weather: Implications for prediction, *J. Clim.*, *15*, 1421–1428.
- Trenberth, K. E. (1997), The definition of El Niño, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *78*, 2771–2777.
- Trenberth, K. E., and J. W. Hurrell (1994), Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific, *Clim. Dyn.*, *9*, 303–319.
- White, M. A., S. W. Running, and P. E. Thornton (1999), The impact of growing-season length variability on carbon assimilation and evapotranspiration over 88 years in the eastern US deciduous forest, *Int. J. Biometeorol.*, *42*, 139–145.
- Zhang, X., M. A. Friedl, C. B. Schaaf, and A. H. Strahler (2004), Climate controls on vegetation patterns in northern mid- and high latitudes inferred from MODIS data, *Global Change Biol.*, *10*, 1133–1145.

N. Delbart, Ecosystem Change Research Group, JAMSTEC Frontier Research Center for Global Change, 3173-25 Showa machi, Kanazawa-ku, Yokohama, Kanagawa, 236-0001, Japan.

M. Grippa, T. Le Toan, and S. M. Vicente-Serrano, Centre d’Etudes Spatiales de la Biosphère (CESBIO), 18 avenue. Edouard Belin, bpi 2801, F-31401 Toulouse Cedex 9, France. (svicen@ipe.cesic.es)

Publication 11

Kobayashi, H., **Delbart, N.**, Suzuki, R. & Kushida, K. (2010), A method for monitoring the spring-to-summer seasonality in canopy leaf area index in Siberian larch forest, *Journal of Geophysical Research Biogeosciences*, 115, G01002.



A satellite-based method for monitoring seasonality in the overstory leaf area index of Siberian larch forest

Hideki Kobayashi,^{1,2} Nicolas Delbart,³ Rikie Suzuki,¹ and Keiji Kushida⁴

Received 19 January 2009; revised 4 September 2009; accepted 22 September 2009; published 8 January 2010.

[1] Reliable monitoring of the leaf area index (LAI) is required to further understand the carbon, water, and energy cycles of forests. In this study, we proposed a new satellite-based method to estimate the overstory LAI (LAI_o) separately from the understory LAI (LAI_u) for larch forests covering eastern Siberia. We modeled forest scenes representative of larch forest structure, with particular consideration of the typical clumped shoot structure of larch. Three-dimensional radiative transfer simulations were then conducted under various forest conditions to establish the relationships between LAI_o and seasonal increases in the normalized difference water index after leaf appearance. Model-based sensitivity analyses indicated a maximum error of up to 26% under known noise levels. Averaged at the continental scale, total LAI from our estimates, the CYCLOPES version 3.1, and the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer MOD15 Collection 5 (main algorithm) showed similar ranges in summer. However, spatial pattern of LAI was slightly different, with smoother variability for CYCLOPES LAI. Our LAI and CYCLOPES effective LAI reproduced a realistic seasonal variation with exact timing of spring increase in LAI_o. The main drawbacks of MOD15 Collection 5 were unrealistically strong temporal variability, and the fact that LAI began to increase earlier than the overstory leaf appearance date. Overall, the results show that our new method is a good alternative to MOD15 Collection 5 and CYCLOPES, as it provides separate estimates of LAI_o and LAI_u and true LAI instead of effective LAI.

Citation: Kobayashi, H., N. Delbart, R. Suzuki, and K. Kushida (2010), A satellite-based method for monitoring seasonality in the overstory leaf area index of Siberian larch forest, *J. Geophys. Res.*, 115, G01002, doi:10.1029/2009JG000939.

1. Introduction

[2] Larch (*Larix gmelinii*, *Larix cajanderi*, *Larix sibirica*, and other *Larix* spp.) is the dominant tree genus in eastern Siberia, where it forms large forests, either as pure stands or in association with pine (*Pinus sylvestris*), spruce (*Picea obovata*), and other species. Larch forest accounts for more than 50% of total forest in eastern Siberia (2.5×10^6 km² [Fukuda et al., 1997]).

[3] In deciduous taiga, carbon uptake [Angert et al., 2005; Picard et al., 2005; Piao et al., 2007], latent and sensible heat fluxes [Ohta et al., 2001], and albedo depend on seasonal foliage variations. Thus, reliable monitoring of the larch overstory leaf area index (LAI_o) is required to further understand the carbon, water, and energy cycles of larch forests. Remote sensing is the only appropriate tool for synoptically measuring LAI over eastern Siberia.

[4] To date, several global LAI data sets have been produced using vegetation index-based semiempirical approaches [e.g., Myneni et al., 1997; Deng et al., 2006] or radiative transfer inversion approaches [e.g., Knyazikhin et al., 1998; Baret et al., 2007]. Intensive validation works of these data sets have also conducted [Deng et al., 2006; Garrigues et al., 2008; Steinberg et al., 2006; Weiss et al., 2007]. However, these methods are designed for global monitoring and neglect some particular characteristics of larch forest. First, unlike other needleleaf species, larch is deciduous. Larch foliage appears after snow thaw and gradually grows toward summer, and the understory of larch forests mainly consists of evergreen species such as cowberry (*Vaccinium vitis-idaea*) [Suzuki et al., 2004; Kobayashi et al., 2007; Kushida et al., 2007]. Thus, for remote sensing of LAI, spring to summer reflectance in larch forest largely depends on the state of snowmelt, exposure of the evergreen understory vegetation, and larch overstory development [Kobayashi et al., 2007]. Second, typical shoot structures, which are important for evaluating the radiative properties in a forest, differ between larch and evergreen needleleaf trees. In contrast to fir or pine [Cescatti and Zorer, 2003; Smolander and Stenberg, 2003], larch has two types of shoot structures (Figure 1): the long shoots are similar to other needleleaf tree shoots, with needles arranged spirally along the shoot, whereas the short shoots form clusters of 30 or more needles, with little spatial overlap

¹Frontier Research Center for Global Change, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Yokohama, Japan.

²Department of Environmental Science, Policy, and Management, University of California, Berkeley, California, USA.

³Centre d'Études Spatiales de la Biosphère, Toulouse, France.

⁴Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan.

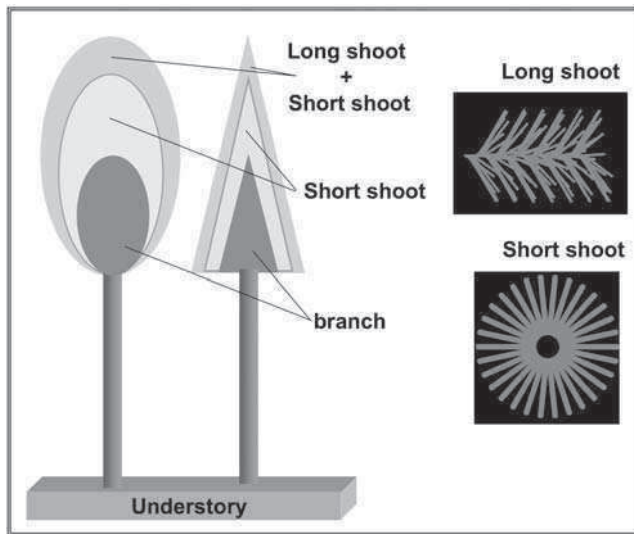


Figure 1. Illustrations of the modeled larch tree and shoot structures in this study. Each tree crown was modeled as an ellipsoid or cone shape. The crown was composed of three domains: the branch domain (inner domain), short shoot domain (intermediate domain), and long shoot (50%) + short shoot (50%) domain (outer domain). Understory vegetation was assumed to be a plane parallel layer.

among leaves. This shoot clumping differs from that of other needleleaf trees and should be considered in remote sensing of LAI.

[5] Kobayashi *et al.* [2007] investigated the relationship between satellite-observed reflectance and larch LAI₀ seasonal variations using field data and radiative transfer analyses. They found that the change in near infrared reflectance (NIR) from the date of leaf appearance ($dNIR$) could be an effective indicator of LAI₀ in a sparse larch forest. To use the method of Kobayashi *et al.* [2007] over the entire Siberian larch forest, some modifications are necessary because (1) use of NIR reflectance data alone may result in errors in LAI₀ estimation due to changes in solar and sensor geometry (bidirectional reflectance effects) and partial cloud contamination; and (2) the leaf appearance date must be obtained from satellite observations.

[6] Instead of NIR reflectance, we used the normalized difference water index (NDWI), which several previous studies have proposed using slightly different definitions and terminology [e.g., Hardisky *et al.*, 1983; Gao, 1996; Miura *et al.*, 1998; Fraser and Li, 2002; Xiao *et al.*, 2002; Fensholt and Sandholt, 2003; Boles *et al.*, 2004]. We used the definition and terminology of Xiao *et al.* [2002], based on the normalized difference between NIR and midinfrared (MIR) spectral channels of SPOT-VEGETATION (SPOT-VGT).

[7] Past studies have suggested several advantages of the NDWI. First, the NDWI and NIR show almost parallel seasonal variation. As described by Delbart *et al.* [2005] and Kobayashi *et al.* [2007], the NDWI and NIR decrease with snowmelt in spring, reach minimums during late spring when snow and overstory needles are absent, and gradually increase with overstory development; therefore, the $dNIR$ approach of Kobayashi *et al.* [2007] can easily be switched

to the NDWI increase compared to that on the leaf appearance date ($dNDWI$). Second, the NDWI captures the leaf appearance date with reasonable accuracy [Delbart *et al.*, 2005, 2006]; leaf appearance is required satellite-based information in the method of Kobayashi *et al.* [2007]. Third, the NDWI is more sensitive to LAI than is the normalized difference vegetation index (NDVI) [Anderson *et al.*, 2004], which is the most widely used index. Also, related indices work well for LAI estimation in the needle-leaf forest [Brown *et al.*, 2000; Stenberg *et al.*, 2004]. It indicates that MIR signature would contain rich LAI information in needle forests. Finally, the normalized index usually reduces geometric and atmospheric error compared to methods using single-band reflectance [Holben, 1986].

[8] Our objective in this study is to develop a new method for estimating Siberian larch LAI₀ from $dNDWI$. For this purpose, we modeled the radiative properties of larch forests. We conducted sensitivity analysis to confirm the robustness of the proposed method for various sources of noise. Then, we evaluated the proposed method from comparison with other existing satellite LAI data sets (i.e., CYCLOPES version 3.1 and MODIS MOD15 Collection 5).

2. Material and Method

2.1. Setup of the Radiative Transfer Simulation

2.1.1. Radiative Transfer Model

[9] We used the Forest Light Environmental Simulator (FLiES) model, a three-dimensional Monte Carlo canopy radiative transfer model [Kobayashi and Iwabuchi, 2008]. The simulation was conducted as a three-dimensional (3-D) canopy scene with individual tree crown and stem objects (Figure 1). The crown structure represented actual larch structure as closely as possible. The crown shape was assumed to be an ellipsoid or a cone, composed of three domains. The radii of the inner and intermediate domains were 50% and 80% of the radius of the outer domain, respectively. The inner domain was filled by nonphotosynthetic organs such as branches and had a constant branch area density (BAD). Intermediate and outer domains were filled by needles with only short shoot structure and by a mixture of short shoots (50%) and long shoots (50%), respectively. They had a constant leaf area density (LAD). Understory vegetation, dominated by cowberry (*Vaccinium vitis-idaea*), was assumed to be homogeneously distributed in a plane parallel layer. Spherical needle/leaf angle distribution was assumed for both overstory and understory layers.

[10] Photons were input from the top of the canopy, and their trajectories were traced following physical rules determined by the optical and structural properties of the vegetation components. Photon tracing continued until a photon exited the simulation scene or attained a weight of zero. Bidirectional reflectance factors (BRF) were calculated by the local estimation method (LEM), which samples the reflectance contributions at every photon scattering event and then integrates them. The input photon number was determined based on the statistical accuracy of the BRF sampling in the given forest scene. We used 10,000 photons for the radiative transfer simulation in each forest scene; statistical errors of the simulated BRFs were less than 0.8%.

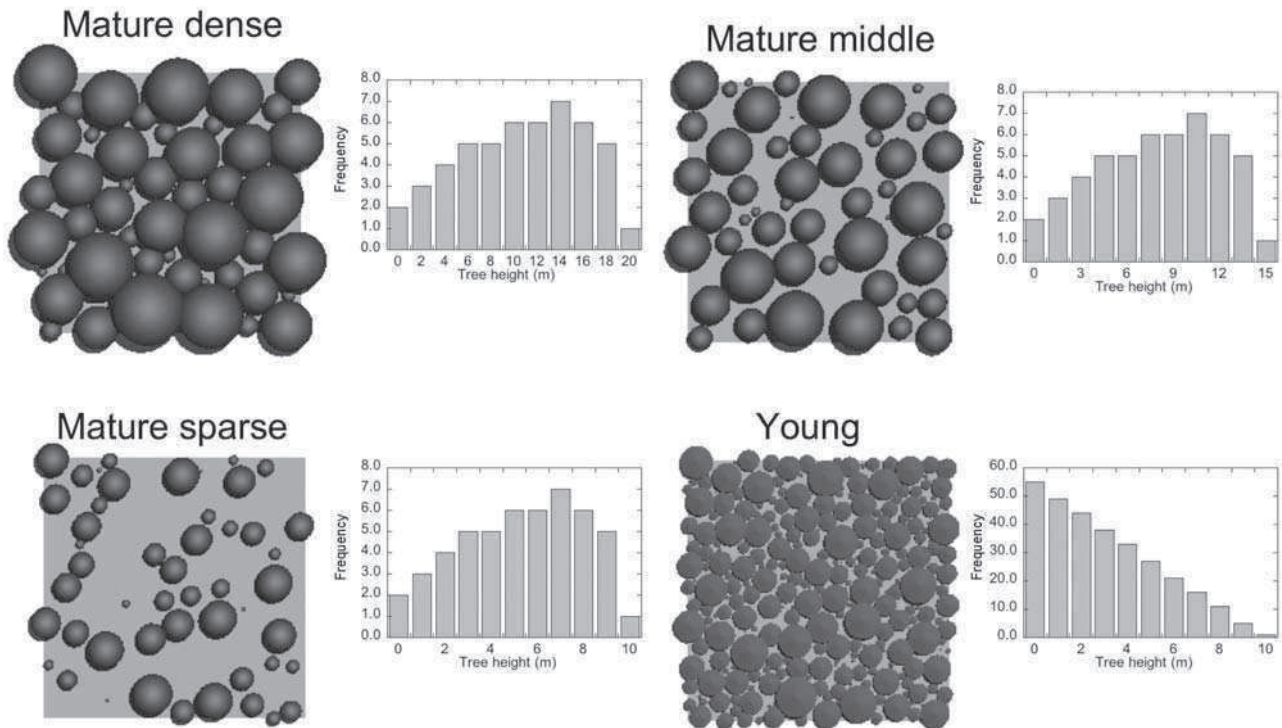


Figure 2. Four modeled larch forest scenes (30 × 30 m) and their tree height distributions. The nadir-view images show the locations of all trees and their projected canopy area.

2.1.2. Forest Scene and Optical Parameters

[11] Based on previously published allometry and census studies of larch [Gilmore, 2001; Shirota et al., 2004, 2005a; Kajimoto et al., 2006], we developed four larch forest scenes (Figure 2 and Table 1), which included two stand age cases (Mature and Young) and three stand density cases for the Mature (Mature-dense, Mature-middle, and Mature-sparse). All forest scenes were defined at a 30 × 30 m spatial scale with periodic boundary conditions in the lateral faces. Individual tree positions were determined randomly, rejecting crown overlap as much as possible. Crown length (CL) was assumed to be 50% of tree height (H), and the maximum projected crown radius (PCR) was determined by the experimental relationships ($PCR = 0.216H$) reported by Gilmore [2001]. Crown shapes shown in Table 1 were determined by the literature [Shirota et al., 2005b], which describes that young and old crowns are likely to have a cone shape and an ellipsoid shape, respectively.

[12] We changed LAD from 0.0 to 1.25 to simulate the spring-to-summer increase in LAI_0 . Maximum LAI_0 ranged from 0.955 to 4.51 (Table 1), depending on the forest scene (Figure 2). Branch area density (BAD) was set to 0.5 for all simulations.

[13] The dominant species of the forest understory were evergreen shrubs such as cowberry (*Vaccinium vitis-idaea*). The evergreen understory was assumed to be a plane parallel layer (Figure 1) with seasonally constant understory LAI (LAI_u). However, even though evergreen vegetation is dominant, several deciduous species also occur in the study area; moreover, evergreen vegetation should have some small seasonality. Therefore, we used sensitivity analysis to examine the influence of forest understory seasonality on NDWI seasonality.

[14] The radiative transfer simulations required optical parameters such as the spectral reflectance and transmittance of larch needles, stems, understory vegetation, and soil (Table 2). Spectral reflectances of larch stems, understory, and soil were measured in the laboratory using a spectroradiometer (Field Spec FR), which was taken from Japanese larch forest. The soil we used for reflectance measurements was dark and wet. Soil reflectance may increase in the dry summer and it might cause the difference in the simulated canopy reflectance and NDWI. However, we have confirmed that, in most cases, this influence was marginal because crown is fully foliated in summer and contribution of soil reflectance is usually small.

Table 1. Characteristics of the Four Larch Forest Scenes^a

	Number of Trees (Tree/ha)	Crown Cover at Nadir (%)	Crown Shape	Stem DBH (m)	Overstory LAI_{max}	Understory LAI_{max}
Mature						
Dense	555	86.7	ellipsoid	0.10	4.51	2.0
Middle	555	59.4	ellipsoid	0.10	2.35	2.0
Sparse	555	31.0	ellipsoid	0.05	0.872	2.0
Young	3333	80.0	cone	0.05	0.955	2.0

^aSee Figure 2. DBH, diameter at breast height; LAI_{max} , maximum leaf area index.

Table 2. Optical Parameters Used in the Radiative Transfer Simulation^a

Optical Parameter	NIR	MIR
Needle reflectance	0.468	0.347
Needle transmittance	0.365	0.289
Stem reflectance	0.302	0.664
Understory leaf reflectance	0.450	0.367
Understory leaf transmittance	0.540	0.471
Soil reflectance	0.101	0.150

^aNIR, and MIR represent the near infrared (0.78–0.89 μm), and midinfrared (1.58–1.75 μm) spectral bands, respectively.

[15] The reflectance and transmittance of a larch needle were calculated using the LIBERTY model [Dawson *et al.*, 1998], with pigment absorption parameters adjusted for larch needles as done by Kobayashi *et al.* [2002]. Our calculated larch needle reflectance and transmittance (Table 2) agreed well with an independent measurement by Kushida *et al.* [2007].

2.1.3. Shoot-Clumping Modeling

[16] To include shoot-clumping effects in FLiES, we incorporated the shoot-clumping model of Smolander and Stenberg [2003, 2005] into the photon-tracing simulation in the individual crown defined in Figure 1. In FLiES, the photon travel distance (d) is determined using a random number (R) and the extinction coefficient (β) as follows:

$$d = -\frac{\ln R}{\beta} \quad (1)$$

[17] In the shoot canopy, β is calculated as

$$\beta = 2Su, \quad (2)$$

where S is the ratio of the spherical average shoot silhouette area to the total needle area and u is a leaf area density of the individual crown. Because S in the shoot canopy is smaller than that of a uniformly distributed leaf canopy, there are fewer reflected photons from the shoot canopy than from the uniformly distributed leaf canopy. However, once a photon reaches a shoot, multiple scattering within the shoot frequently occurs due to its clumped structure. To include this effect, the recollision probability within a shoot (p) was introduced following the method of Smolander and Stenberg [2003, 2005], where p is equal to approximately $1-4S$.

[18] Photon tracing was conducted using the following procedures. Once a photon entered the larch canopy, the photon travel distance (d) was determined using equation (1). After traveling, if the photon was still within the canopy, it would collide with a shoot. Multiple interactions within the shoot were then simulated as follows. First, we generated a new random number R , which was compared with p ($= 1-4S$). If $R < p$, then the photon collided again within the shoot. The collision within the shoot continued until $R > p$, at which point the photon would exit the shoot, and the new photon direction would be determined by a random number.

[19] For long larch shoots, we determined S using the ray-tracing method. Long shoots were modeled by arranging the

needles spirally along the shoot axis (Figure 1). We prepared five long shoots with lengths of 10, 25, 50, 75, and 90 mm. Each needle was modeled as a cylinder of 1 mm radius and 40 mm length, which are typical values for larch needles [Kobayashi *et al.*, 2002]. The total number of needles in a long shoot was set to a value from 11 to 90, depending on the shoot length. The projected areas for all spherical directions were simulated using the ray-tracing method. The S for each shoot was then calculated by integrating the projected area over all spherical directions (Table 3). The S for a well developed long shoot is approximately 0.15, and we used this value for long shoots located in the outer domain of the crown (Figure 1). For short shoots, we used $S = 0.25$, which represents needles with no clumping, because needles in short shoots are clustered with very little overlap among needles (Figure 1).

2.1.4. Simulation Geometry and d NDWI Calculation

[20] We prepared several solar and view geometry conditions for BRF simulation. The solar zenith angles (SZAs) were set to 20, 40, 60°, which is the SZA range at days of the year 120–180 between 45 and 75°N around noon. View zenith angles (VZA) were set to 0, 25, and 50°, and relative azimuth angles (RAA) were set to 45, 90, and 180°. These are possible geometric ranges for moderate-resolution satellites such as MODIS and SPOT/VGT. However, the hot spot direction (RAA = 0°) was rejected to avoid increased uncertainty of the BRF in this direction.

[21] The BRFs were simulated for the four forest scenes under different leaf area density and LAI_u conditions. We used the same spectral range as SPOT/VGT for BRF simulations in this study. The NDWI was calculated from simulated BRFs in NIR and MIR using the following equations:

$$NDWI = \frac{NIR - MIR}{NIR + MIR} \quad (3)$$

[22] d NDWI was calculated as the increase in NDWI after leaf appearance:

$$dNDWI = NDWI - NDWI_u, \quad (4)$$

where NDWI_u is the NDWI at the date of leaf appearance (i.e., LAI_o = 0).

2.2. Radiative Transfer Simulations

[23] We simulated d NDWI in the various forest structure cases described in section 2.1. Figure 3 shows the relationship between LAI_o and d NDWI for different LAI_u conditions (LAI_u = 0.0–2.0), and Figure 4 shows the effect of shoot-scale clumping on these relationships.

Table 3. Simulated Spherical Average Shoot Silhouette to Total Needle Area S for Long Shoots

Shoot Length (mm)	S
10	0.202
25	0.181
50	0.162
75	0.155
90	0.152

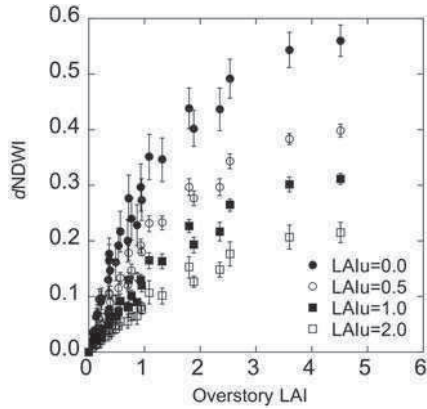


Figure 3. Relationship between $dNDWI$ and overstory LAI for four forest understory LAIs (LAI_u). Error bars show the standard deviations for all solar/sensor geometries ($SZA = 20^\circ, 40^\circ, 60^\circ$; $VZA = 0^\circ, 25^\circ, 50^\circ$; $RAA = 45^\circ, 90^\circ, 180^\circ$).

[24] For testing the effect of clumping, three different shoot clumping conditions are considered: no shoot clumping, larch specific clumping as described in section 2.1.3, and severe clumping values. In case of severe clumping, based on the past intensive studies [Cescatti and Zorer, 2003; Smolander and Stenberg, 2003], we set $S = 0.13$ for outer and intermediate domain in the canopy in order to make pine and fir-like conditions. Both in two different LAI_u conditions (Figures 4a and 4b), the sensitivity of $dNDWI$ to LAI_o tends to be lower as the clumping effect becomes more severe. This is because severe shoot clumping reduces the contribution of multiple scattering between shoots within the canopy and favors multiple scattering and absorption within shoot. LAI_o is overestimated if we use the LAI_o and $dNDWI$ relationship established under severe clumping modeling, and underestimated if we use the LAI_o and $dNDWI$ relationship established without considering for clumping. This sensitivity study shows that simulated NDWI and $dNDWI$ are influenced by the shoot scale clumping. It confirms the necessity to include the appropriate shoot clumping parameterization of larch, as its shoot structure differs from pine or fir [Chen et al., 1997; Cescatti and Zorer, 2003; Smolander and Stenberg, 2003].

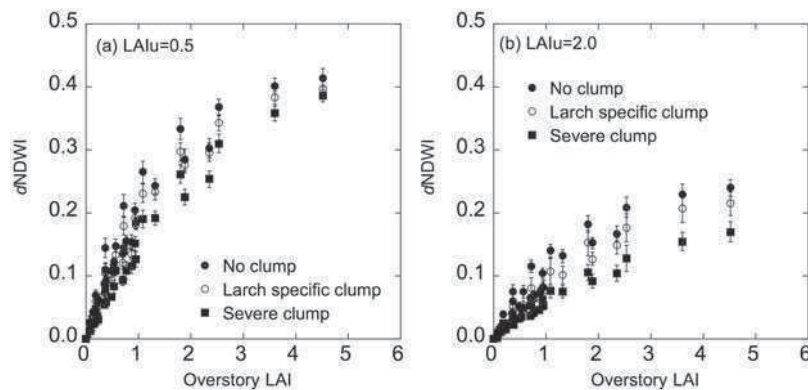


Figure 4. The LAI_o and $dNDWI$ relationship in three different shoot level clumping conditions: (a) $LAI_u = 0.5$ and (b) $LAI_u = 2.0$. The ratio of the spherical average shoot silhouette area to the total needle area S sets 0.25 for “no clump” and 0.13 for “severe clump.”

[25] Despite the importance of clumping, our simulations show that the most crucial parameter to derive LAI_o from $dNDWI$ is the LAI_u (Figure 3). The $dNDWI$ change in LAI_u has already been found to significantly affect satellite measurements in sparse needleleaf forests [Eriksson et al., 2006; Kobayashi et al., 2007]. In Siberian larch forest, LAI_u may vary spatially, causing differences in NDWI via changes in the BRDF contribution from the forest understory, even if LAI_o is constant [Kobayashi et al., 2007]. The $dNDWI$ was more sensitive to LAI_o at lower values of LAI_u . At higher values of LAI_u such as $LAI_u = 2.0$, $dNDWI$ became saturated with increases in LAI_o due to the higher $NDWI_u$ caused by the presence of green understory vegetation at the time of leaf appearance. However, for all cases, the $dNDWI$ curves exhibited a clear relationship with LAI_o and retained sensitivity up to LAI_o of 4.0.

[26] We examined $NDWI_u$ as a function of LAI_u , simulated in leafless overstory conditions for four forest scenes (Figure 5). There was some variation in each $NDWI_u$ curve. The dense forest case had the lowest curve and the young forest case has the highest curve, indicating the differences in the reflectance contribution from woody material and its shadows in each forest scene. However, $NDWI_u$ generally related well to LAI_u . Therefore, it was possible to estimate LAI_u from a single $NDWI_u$ curve (Figure 5); the estimates could then be used to constrain the range of NDWI curves to produce reliable estimations of LAI_o .

2.3. Estimation of Overstory Leaf Area Index From Remote Sensing

[27] The key concept for our larch LAI_o estimation was use of the $dNDWI$ curve (Figure 3) constrained by the LAI_u curve (Figure 5): the most probable $dNDWI$ curve was chosen using the LAI_u estimated from the $NDWI_u$ curve (Figure 5):

$$LAI_o = f_{LAI_u}(dNDWI) \quad (5)$$

[28] The function f_{LAI_u} was derived from radiative transfer calculations.

[29] Our method consists of three steps. First, the leaf appearance date of larch is estimated. Second, LAI_u is estimated using the $NDWI_u$ curve (Figure 5). Finally, LAI_o is estimated using equation (5).

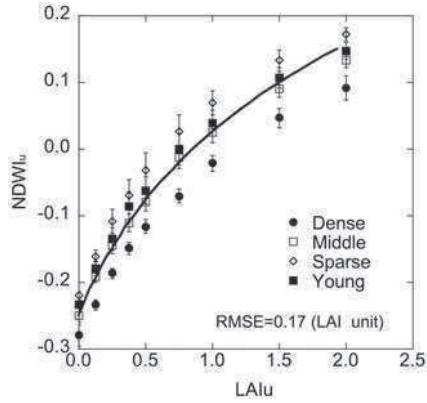


Figure 5. Simulated relationship between $NDWI_u$ and forest understory LAI (LAI_u). $NDWI_u$ was calculated for a leafless canopy with several different forest understory LAIs (LAI_u). Error bars show the standard deviations for all solar/sensor geometries ($SZA = 20^\circ, 40^\circ, 60^\circ$; $VZA = 0^\circ, 25^\circ, 50^\circ$; $RAA = 45^\circ, 90^\circ, 180^\circ$).

2.3.1. Estimation of the Leaf Appearance Date

[30] We used the method of *Delbart et al.* [2005] to estimate the canopy greening onset date and $NDWI_u$. The NDWI first decreases with snowmelt and then increases with foliage development. This allows a distinction to be made between vegetation changes and snow cover changes. After snowmelt, the NDWI may first display a small increase unrelated to foliage development (caused, for example, by changes in the acquisition angle or by atmospheric noise); therefore, the method considers only a large increase in NDWI to represent the green-up onset. The green-up date is taken as the last date at which the NDWI is lower than the minimum NDWI increased by quantity ε ; we used 20% of the NDWI spring amplitude as ε , following *Delbart et al.* [2005]. The root mean square error indicates an estimation accuracy of 6.7 days, with no bias, when compared to ground-based observations of leaf appearance from six sites in boreal Eurasia [*Delbart et al.*, 2006].

2.3.2. Estimation of Forest Understory LAI

[31] The LAI_u was estimated from the $NDWI_u$ curve. The following regression formula was established between simulated $NDWI_u$ and LAI_u (Figure 5):

$$LAI_u = a[\exp\{b(NDWI_u + c)\} - 1.0] \quad (R^2 = 0.96) \quad (\text{if } NDWI_u > -0.249)$$

$$LAI_u = 0 \quad (\text{if } NDWI_u \leq -0.249) \quad (6)$$

where $a = 0.542$, $b = 3.81$, and $c = 0.249$.

[32] When evergreen trees coexist with larch, the reflected signatures from such trees also affect the $NDWI_u$ measurements. In this case, the estimated LAI_u from equation (6) is not equivalent to the actual LAI_u . However, for simplicity, we used LAI_u as a representative parameter for surface conditions in prefoliation and postsnowmelt days and redefined it as an “apparent LAI_u ,” rather than actual LAI_u .

2.3.3. Estimation of Larch Overstory LAI

[33] The f_{LAI_u} in equation (5) was determined by regression of the $dNDWI$ curve (Figure 3), as follows:

$$LAI_o = a[\exp(b \times dNDWI) - 1.0], \quad (7)$$

where the constants a and b are LAI_u -dependent coefficients, calculated by

$$a = 0.550 LAI_u + 0.306 \quad (8)$$

$$b = 0.918 LAI_u + 4.71 \quad (9)$$

2.4. Model-Based Sensitivity Studies

[34] We conducted model-based sensitivity analysis to understand the behavior of the proposed method under known noise levels of actual satellite data sets. The proposed LAI_o estimation method implicitly assumes that LAI_u is seasonally constant. Indeed, evergreen species are dominant in the larch forest understory in Siberia [*Suzuki et al.*, 2004; *Kobayashi et al.*, 2007; *Kushida et al.*, 2007]; however, while seasonality in evergreen forest understory vegetation is small, it may not be negligible [e.g., *Miller et al.*, 1997]. Thus, we checked the sensitivity of the estimated LAI_o to seasonal changes in LAI_u . We assumed a 50% increase in LAI_u for two base LAI_u cases (i.e., $LAI_u = 0.5$ and 1.0). The $dNDWI$ was computed using $NDWI_u$ for the base LAI_u ($= 0.5$ or 1.0) and $NDWI$ for +50% LAI_u . The LAI_o was then estimated using the proposed method.

[35] Apart from LAI_u seasonality, there are two main potential types of error: (1) satellite-derived BRF error (calibration and atmospheric correction errors) and (2) error in the date of leaf appearance, which leads to LAI_u error because of misleading $NDWI_u$. These errors result in $NDWI_u$ and $NDWI$ error.

[36] The range of satellite-derived BRF error was determined from the literature. *Delbart et al.* [2005] estimated the noise distribution in the NDWI by considering variation in the NDWI derived from SPOT-VGT S10 products during the last two 10 day periods in July, based on the hypothesis that all variation was due to noise and not to changes in leaf area. The average variation was zero, with standard deviation of 0.03.

[37] $NDWI_u$ contained the two sources of error described above (i.e., satellite-derived BRF error and error in the date of leaf appearance). $NDWI_u$ error was evaluated from interannual variability in $NDWI_u$ because interannual variation in evergreen understory vegetation was assumed to be negligible, and thus variation should have primarily been caused by errors. We used NDWI data derived from SPOT-VGT S10 products from 1999 to 2006. The leaf appearance date was first estimated using the algorithm of *Delbart et al.* [2005] over all larch forest pixels defined in Global Land Cover database for the 2000 (European Commission, Joint Research Centre, 2003, <http://www-gem.jrc.it/glc2000>, GLC2000). Then, time series $NDWI_u$ data (1999–2006) were extracted, and the average and standard deviation were calculated for each pixel. The standard deviation averaged over individual pixel standard deviations was 0.037. We used this value as the error range for $NDWI_u$.

The effect of these errors on the estimated LAI_o was evaluated using the NDWI and $NDWI_u$ errors. We assessed four noise-induced NDWI and $NDWI_u$ cases, composed of combinations of +0.03 or -0.03 NDWI and +0.037 or -0.037 $NDWI_u$ for $LAI_u = 0.0$ and 1.0.

2.5. Comparison of LAI Estimates to Other Data Sets

[38] We applied the proposed method to SPOT-VGT S10 data for larch pixels as defined by the GLC2000. We compared the retrieved LAI to two global LAI data sets: CYCLOPES version 3.1 and MOD15 Collection 5 (MOD15 C5). We also compared our retrieved LAI, CYCLOPES, and MOD15 C5 data to supporting data set: ground-measured LAI_o and timing of leaf appearance.

[39] The large-scale comparison among the three LAI data sets included (1) comparison of the proportions of valid pixels, (2) comparison of time series of spatial averages for the entire year 2000 growing season, (3) evaluation of short-term temporal variations (considered to be noise) during the mid growing season for all pixels that were then spatially averaged, and (4) pixel-by-pixel comparison at one date using statistical indicators by Willmott [1982] (called the difference instead of the error). This comparison required reprojection of the MOD15 C5 data set onto a 1/112 geographic grid using the nearest-neighbor method.

2.5.1. SPOT-VEGETATION Data

[40] SPOT-VGT S10 provides the 10 day composite, atmospherically corrected, surface hemispherical directional reflectance data, together with the exact observation date for each pixel. The spatial resolution is 1/112 degree, which is about $0.46 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ in the 60 degree north latitude. We used NIR (0.78–0.89 μm) and MIR (1.58–1.75 μm) data for the NDWI calculation, as in equation (3). In addition, we used MIR and blue reflectance (0.43–0.47 μm) data to compute the normalized difference snow index (NDSI), which was used to further filter snow, clouds, and aerosols from the NDWI [Delbart et al., 2005]. Filtering occurred if the NDSI increased by more than 0.4 from the previous 10 day period, and if the NDSI exceeded 0; pixels requiring filtering were considered to be invalid in our retrieval.

2.5.2. Land Cover Map: GLC2000

[41] GLC2000 is a global land cover map. Among its 23 land cover classes, we used the deciduous needleleaf class, in which tree canopy cover exceeds 20% and *Larix* accounts for at least 80% of the tree-covered area [Bartalev et al., 2003].

2.5.3. CYCLOPES LAI

[42] We used CYCLOPES LAI version 3.1, which estimates 10 day effective total LAI (LAI_e) with 1/112 degree resolution. It is produced from SPOT-VGT reflectance data using a neural network trained with radiative transfer simulations. Baret et al. [2007] have described the algorithms in detail, and Garrigues et al. [2008] have provided a comprehensive summary. The global data set was validated using the data sets of the Committee on Earth Observation Satellites (CEOS)–Benchmark Land Multisite Analysis and Intercomparison of Products sites [Baret et al., 2006], which are located in Europe, North America, and Africa [Weiss et al., 2007]. Although the database contains larch forest sites, comparisons involving larch were not reported in past validation research [Weiss et al., 2007].

2.5.4. MODIS MOD15 Collection 5 LAI

[43] We used MOD15A2 Collection 5 LAI [Yang et al., 2006], which provides 8 day total LAI with 1 km spatial resolution. The MOD15 C5 LAI was estimated from MOD09 surface reflectance data using a look-up table produced from radiative transfer calculations for different biome types [Knyazikhin et al., 1998, 1999; Myneni et al., 2002]. Garrigues et al. [2008] have provided a comprehensive summary of MOD15 Collection 4 and have intercompared it with other LAI data sets. Collection 5 differs from Collection 4 in several aspects, two of them being particularly important for this study. First, the six-biome classification of Collection 4 has been replaced by eight biomes in Collection 5, including the deciduous needleleaf biome targeted by our algorithm. Second, the LAI estimation algorithm has been updated based on validation results for Collection 4 [Shabanov et al., 2005].

[44] MOD15 C5 LAI is accompanied by two quality-assessment (QA) maps: a general QA map and a detailed QA map. We considered LAI values to be “valid” if the general QA map indicated that (1) their quality was good, (2) the main algorithm was used (with or without saturation), (3) the detectors were apparently good for up to 50% of channels 1 and 2, and (4) significant clouds were not present. We considered only deciduous needleleaf pixels, using the International Geosphere-Biosphere Programme (IGBP) classification available for MOD12 Q1 Collection 4 to identify larch forest because the eight-biome map used as input for the MOD15A2 Collection 5 algorithm was not publicly available.

2.5.5. Other Supporting Data

[45] We compared our estimated LAI_o with ground-based LAI_o data observed at the Spasskaya Pad experimental larch forest, Yakutsk, Russia (62.26°N, 129.62°E) [Ohta et al., 2001] in 2000. Suzuki et al. [2001] estimated the Plant Area Index (PAI) using the Miller’s formula [Miller, 1967] as implemented by Welles and Norman [1991] applied to hemispherical photographs taken with a Nikon Coolpix 950 camera and a Nikon FC-E8 fish-eye lens. Three hemispherical photographs were taken at each of two points separated by 4 m, on the west and east sides of the Spasskaya Pad flux-observation tower. For each point, the best of the three pictures was chosen. They obtained the LAI_e equal to 2.15 by subtracting the foliated PAI (DOY 170) from prefoliated PAI (DOY 116). By incorporating the clumping index, which is independently evaluated by the simulated scenes (Figure 1), we found LAI is around 2.49, close to LAI found in the work of Shirota et al. [2004]. In situ visual inspection revealed a fairly homogeneous landscape around Spasskaya Pad site, with no other land cover type such as ponds or clear-cut areas and Landsat ETM+ based analysis using reflectance data of NIR and MIR, which was taken in 19 June 2000, showed the reflectance variances among the site in 1/112 degree scale were negligibly small (0.212 ± 0.012 for NIR and 0.128 ± 0.009 for MIR).

[46] Photographs were also taken at Spasskaya Pad between August 1998 and October 2000, with a frequency up to seven pictures per month, showing variations in the snow cover and phenological variations of overstory and understory vegetation [Suzuki et al., 2001] (<http://w3.jamstec.go.jp/iorgc/hcorp/data/database/products/phenol/index.htm>). In

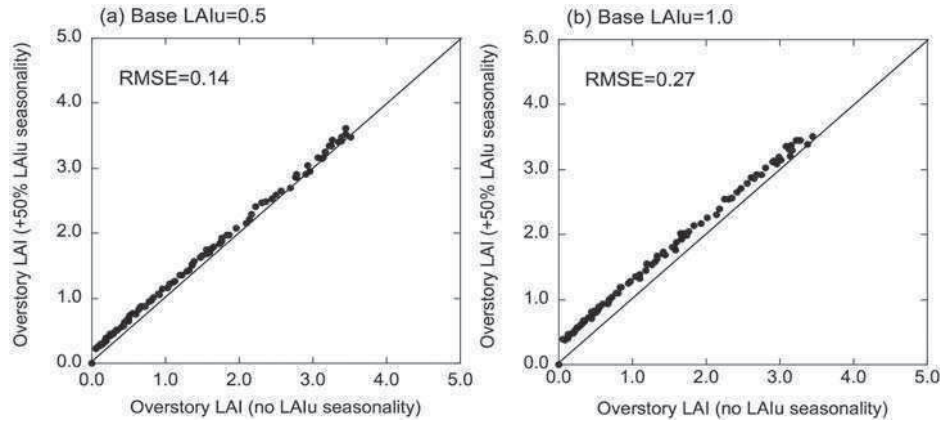


Figure 6. Comparison of the estimated canopy LAI without seasonality in LAI_u and with a +50% increase in LAI_u after leaf appearance. (a) Base $LAI_u = 0.5$. (b) Base $LAI_u = 1.0$.

year 2000, understory green vegetation was present before foliation and was fully developed on 10 June. Understory vegetation never became dense in this area; growing to heights of approximately 5 cm [Ohta *et al.*, 2001], the understory vegetation covered less than half of the ground in the growing season. From these photographs, the date of needle appearance was estimated as day of the year (DOY) 146 [Kondoh and Suzuki, 2005].

3. Results

3.1. Model-Based Sensitivity Analysis

3.1.1. Effect of Seasonal Changes in Understory Vegetation

[47] We compared the estimated LAI_o between cases of no seasonality in LAI_u and +50% increase in LAI_u (Figure 6). For +50% LAI_u seasonality, LAI_o tended to be overestimated due to understory-driven increases in $dNDWI$. Particularly in cases of low LAI_o , a large contribution of BRFs from the forest understory caused a slight increase in the level of overestimation compared to cases of high LAI_o . Even in the high LAI_o case, there is still overestimation. This can be explained by the structure of typical larch

forests (Figure 2). Larch forest is sparse and crown cover is small. Leaf area density (LAD) within canopy is also small in most cases ($LAD = 0.00-1.25$ in our simulation). Thus there is still a contribution from forest floor to the simulated reflectance even in the high LAI_o . However, the overestimation was generally small ($RMSE = 0.14$ for base $LAI_u = 0.5$ and $RMSE = 0.27$ for base $LAI_u = 1.0$). Therefore, during main growing season, seasonality in LAI_u should have limited effects on the estimated LAI_o in most cases.

3.1.2. Effect of $NDWI_u$ and $NDWI$ Error

[48] Figure 7 shows the error range for LAI_o caused by the $NDWI$ and $NDWI_u$ errors. Generally, the high LAI_u condition had greater LAI_o estimation error. In the case of $-0.037/+0.03$ error for $NDWI_u/NDWI$, LAI_o tended to be greater than in the no-error (default) condition. In contrast, in the case of $+0.037/-0.03$ error of $NDWI_u/NDWI$, LAI_o tended to be smaller than the default condition.

[49] When the $NDWI_u/NDWI$ errors were in the same direction ($+0.037/+0.03$ or $-0.037/-0.03$), the LAI_o error was smaller than in the other two cases because substantial change in $dNDWI$ was only ± 0.007 in these cases. The

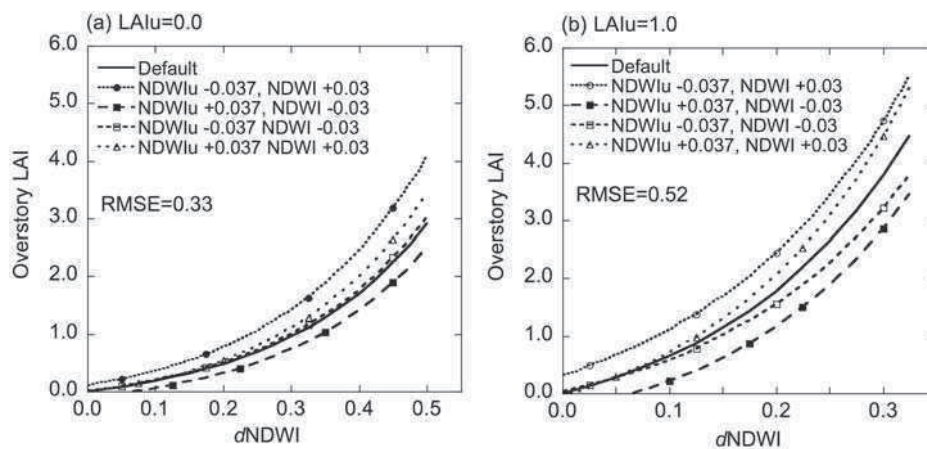


Figure 7. Effect of error in $NDWI$ on canopy LAI estimation. Four noise-induced $NDWI$ cases were simulated. Solid circles, -0.037 and $+0.03$ errors for $NDWI_u$ and $NDWI$, respectively. Solid rectangles, $+0.037$ and -0.03 errors for $NDWI_u$ and $NDWI$, respectively. Open rectangles, -0.037 and -0.03 errors for $NDWI_u$ and $NDWI$. Open triangles, $+0.037$ and $+0.03$ errors for $NDWI_u$ and $NDWI$.

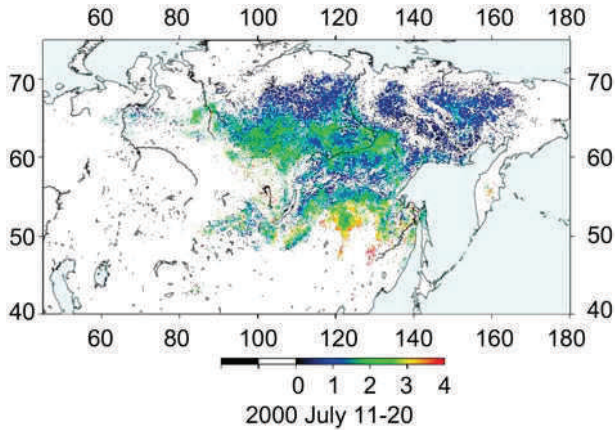


Figure 8. Larch overstory LAI for 11–20 July 2000 over eastern Siberia, obtained using our algorithm applied to SPOT-VEGETATION data.

average LAI_o estimation error was 16% for $LAI_u = 0.0$ and 26% for $LAI_u = 1.0$.

3.2. Comparison With Other LAI Data Sets

[50] We evaluated our algorithm by applying it to SPOT-VGT S10 (Figure 8) and by comparing the results to the global MOD15 C5 and CYCLOPES data sets

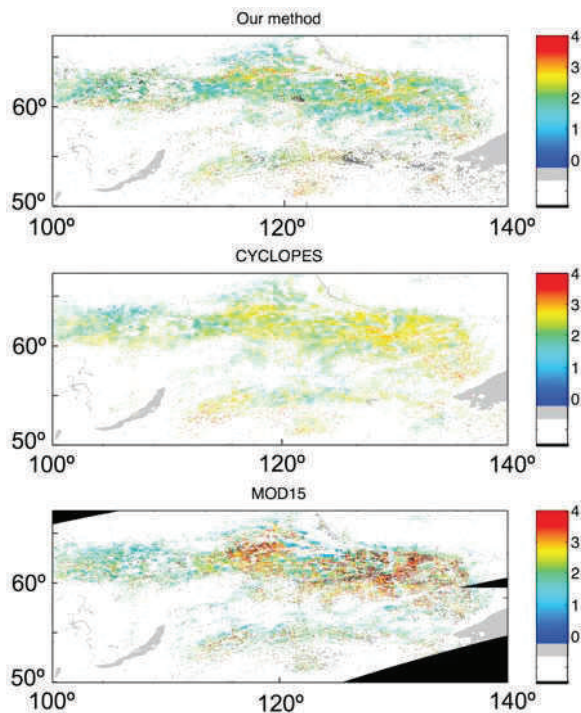


Figure 9. Comparison of larch LAI estimation from our method (overstory LAI), CYCLOPES, and MOD15 C5 for July 2000 over eastern Siberia (50° – 67.5° N, 100° – 140° E). In our method, total LAI ($LAI_o + LAI_u$) was obtained using our algorithm applied to SPOT-VEGETATION data. The data are only shown in the pixels in larch (deciduous needle) category both in GLC2000 and MOD12 (IGBP classification). Black pixels indicate that there is no valid acquisition in July.

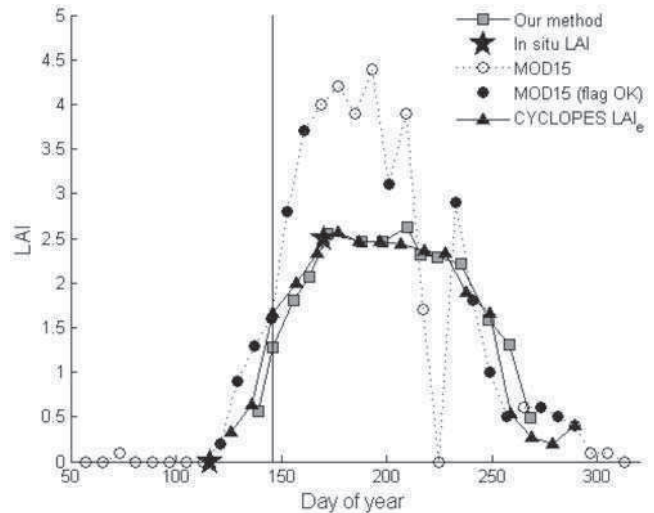


Figure 10. LAI at Spasskaya Pad (62.26° N, 129.62° E) in 2000. Stars, ground measurements of overstory LAI; squares and solid line, our LAI estimation (overstory + understory); solid line with triangles, CYCLOPES LAI; dotted line with circles, MOD15 C5 LAI, with solid circles indicating a quality assessment of “good” for use in the main algorithm. Vertical line indicates date of needle appearance from photographs.

(Figure 9) over the region that is given as deciduous needleleaf class both by GLC2000 and IGBP MODIS. We also compared the three LAI data sets to reference data set: in situ measurements of LAI_o at Spasskaya Pad together with the date of needle appearance.

[51] First, we compared the proportions of valid pixels. The MOD15 C5 main algorithm, which is rarely used for LAI retrieval during summer (solid circle in Figure 10), retrieved a maximum of 51.5% valid pixels between DOY 169 and 225 in the region shown in Figure 11. In winter, because of snow cover, less than 10% of pixels were valid before DOY 121 and later than DOY 289. The MOD15 C5 main algorithm is mainly used in periods when LAI increases or decreases; the algorithm retrieved approximately 90% valid pixels from DOY 137–153 and from DOY 233–273 (except on day 254). LAI values retrieved using the backup algorithm were higher than those obtained with the main algorithm (Figures 10 and 11). For CYCLOPES, there were less than 10% valid pixels until DOY 126 and from DOY 289 in the region shown in Figure 10 because of snow cover, but almost all (more than 95%) LAI records were valid during the growing season from DOY 146 to 279. For our data set, the data filtering procedure described in section 2.3.1 was used to eliminate invalid pixels. The percentages of valid pixels ranged from 75% at DOY 258 to more than 92% during the growing season.

[52] Second, we compared summer LAIs in terms of amplitude, and spatial and temporal variations. At Spasskaya Pad (Figure 10), our total LAI and LAI_o at DOY 174 were 2.55 and 2.0, respectively. These values were similar to in situ LAI_o (= 2.49). The LAI retrieved from the MOD15 C5 main algorithm at DOY 161 was 3.7, much higher than field LAI_o measurements. This overestimation cannot be explained by the effect of understory LAI, but may be explained by the strong variations in summer. MOD15 C5

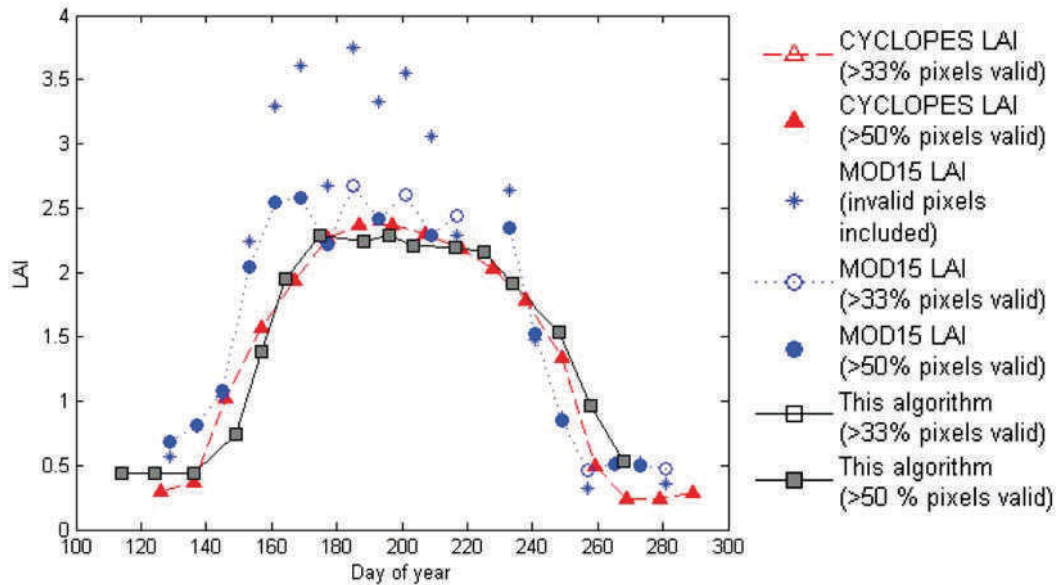


Figure 11. LAI values from the three data sets averaged over the region 60° – 65° N, 100° – 140° E in year 2000. MOD15 Collection 5 (blue dotted line with circles), CYCLOPES data (red dashed line with triangles), and our total LAI (understory + overstory) data set (black solid line with squares). Solid symbols indicate that at least 50% of all pixels in the region were valid. No symbol was plotted if fewer than 33% of pixels were valid. The LAI was averaged over pixels given as larch by GLC2000 and MODIS MOD12.

values were highly variable, and the mean temporal variation range (considered as noise) of MOD15 C5 was three times higher than that of CYCLOPES (Table 4) during the growing season. Indeed, the next valid LAI at Spasskaya Pad after DOY 161 equaled 3.1. Once corrected using our LAI_o, this MOD15 C5 value gave an estimate (2.55) close to the in situ LAI_o.

[53] The spatial variability of CYCLOPES was smoother than for our LAI and MOD15 C5, and the three data sets show slightly different spatial pattern (Figure 9). In addition, MOD15 C5 tended to display higher LAI than others over the continent (Figures 9 and 11 and Table 5). When compared pixel by pixel (Table 5), MOD15 C5 displayed no linear relationship and no correlation with our data set. The slope of the linear relationship and the correlation between MOD15 C5 and CYCLOPES was also low. The slope of the linear relationship of our data set with CYCLOPES was closer to 1 and was significantly different from 0 (slope = 0.7274, ± 0.0031 at 99% from a two-tailed Student test), although the correlation was still low (0.38) because of a rather large nonsystematic difference (0.51). This nonsystematic difference was also partly related to the higher mean temporal variation range in our data set (0.68) compared with CYCLOPES (0.35), reflecting the greater filtering of the input reflectance data in CYCLOPES compared to SPOT-VGT S10.

[54] Despite relatively large root mean square differences in the pixel-by-pixel comparison, the spatial averages of the three data sets differed by less than 0.4 (Figure 11 and Table 4). Considering that CYCLOPES gave a LAI_e that was lower than LAI, the averaged MOD15 C5 and CYCLOPES values were very close, whereas our estimate was lower. Spatial averaging in MOD15 C5 smoothed its temporal variability.

[55] For the temporal variations in spring, the most striking difference among the three LAI data sets was that MOD15 C5 started increasing earlier than the other data. At Spasskaya Pad (Figure 10), our LAI data showed the first nonzero LAI_o value on DOY 146. The in situ observation of the first leaf appearance day (DOY 146) correctly falls within the interval from the last zero LAI_o to the first nonzero LAI_o. CYCLOPES started increasing 10 days earlier, but this initial increase was small (0.3), and the increases recorded during the next four 10 day periods were close to those produced with our algorithm. Moreover LAI stopped increasing simultaneously in our and the CYCLOPES data sets. We assume that the initial increase in CYCLOPES was due either to an increase in the understory LAI or to the progressive exposure of understory vegetation as snowmelt occurred in the remotely sensed pixel. In contrast, MOD15 C5 LAI increased by 0.7 between DOY 121 and 129, i.e., 21 days earlier than needle appearance (at

Table 4. Statistical Comparison of Our Total LAI Data Set, CYCLOPES Version 3.1 LAI, and MOD15 Collection 5 LAI^a

	Our Data Set	CYCLOPES	MOD15 C5
Mean temporal LAI variation	0.68	0.35	1.02
Spatially averaged LAI at DOY 193	2.14	2.24	2.56

^aThe area for this comparison is the same as in Figure 11. The mean temporal LAI variation gives the range of LAI values recorded at each pixel in the period DOY 175–225; the range is then averaged over all pixels (excluding invalid pixels). The spatially averaged LAI is the average LAI at one date over strictly the same pixels for the three data sets. The pixels used are those that were simultaneously valid for all three data sets (DOY is 193 for MOD15 C5, 197 for CYCLOPES, and 196 for our data set).

Table 5. Pixel-by-Pixel Comparison of Our Total LAI, CYCLOPES LAI, and MOD15 C5 LAI^a

	CYCLOPES	MOD15 C5
Our data set	$y = 0.73x + 0.5$ RMSD = 0.73, MSD _s = 0.02, MSD _u = 0.51, R = 0.38	$y = 0.003x + 2.13$ RMSD = 1.24, MSD _s = 0.96, MSD _u = 0.59, R = 0.004
MOD15 C5	$y = 0.32x + 1.84$ RMSD = 0.9, MSD _s = 0.18, MSD _u = 0.77, R = 0.15	

^aThe root mean square difference (RMSD), linear regression, systematic mean square difference (MSD_s), and nonsystematic mean square difference (MSD_u) were calculated at the same dates as for Table 4 over the same area as the spatially averaged LAI (Figure 11). Definitions of the statistical quantities have been provided by *Willmott* [1982].

the midpoint of the interval), and this initial increase was more than twice as large as the initial increase in CYCLOPES. The same pattern of MOD15 C5 increase in spring can be seen in the time series of spatially averaged LAIs (Figure 11). It implies that MOD15 C5 LAI main algorithm is sensitive to the exposure of understory vegetation after snowmelt. Further, LAI increase ended earlier in MOD15 C5 than in the other two data sets. In autumn, the decrease in LAI shown by our algorithm occurred approximately 10 days later than in the CYCLOPES and MOD15 C5 data sets.

4. Discussion and Conclusions

[56] We proposed a method to estimate larch LAI_o and its seasonality. Separate LAI estimations for the canopy overstory and understory are desirable when applying LAI data to ecosystem models because photosynthetic responses differ between overstory and understory vegetation, and the seasonality of larch LAI_o largely affects the seasonality of the gross primary production and carbon exchange in larch [e.g., *Hirano et al.*, 2003]. Although our method also estimates LAI_u as a subproduct, we could not evaluate its accuracy due to the lack of observed LAI_u data. Further studies of the optical and structural characteristics of the understory vegetation in the boreal region are necessary for evaluating LAI_u.

[57] Model-based sensitivity analysis showed that the separation between LAI_u and LAI_o was effective if the LAI_u increase was limited. The measured increase in LAI_o also included the LAI_o of other deciduous species such as birch, which may have been present in small proportions in the larch pixels provided by GLC2000.

[58] Comparing the CYCLOPES data by magnitude with the other two data sets was complicated because the former is LAI_c, where only clumping at the landscape level is accounted, and the comparison results depend on the clumping index used. Simulation studies have shown that shoot-scale clumping is smaller for larch than for other needleleaf species, but canopy-scale clumping is still significant. If CYCLOPES gave a separate LAI_o instead of total LAI, simulation results suggest that a correction of about 16% would be required to convert the LAI_c into LAI_o in larch forests. Our algorithm can retrieve LAI_u; thus the first two steps of our algorithm may be used to isolate CYCLOPES effective LAI_o before applying a clumping correction.

[59] Keeping this difference in LAI definition in mind, our LAI results, the CYCLOPES results, and the MOD15 C5 results derived from the main algorithm were close in terms of magnitude for deciduous needleleaf forest (Table 4).

However, they were close only when averaged spatially because spatial-scale variations were not always consistent (Figure 9 and Table 5). Moreover, MOD15 C5 had short-term temporal variations, which were not related to vegetation activities. The correct average LAI value together with the high variability suggests that the MOD15 C5 main algorithm might perform well, but that strong noise in the input reflectance data affects the retrieval. This finding has already been stressed for previous MOD15 Collections [e.g., *Kobayashi et al.*, 2007; *Cohen et al.*, 2003]. Thus further improvement of MOD15 C5 for larch may depend largely on noise reduction in the input reflectance data.

[60] Our LAI was close to that of CYCLOPES in term of the timing of LAI increase in spring, whereas the MOD15 C5 showed an earlier increase. The root mean square error of our methodology to measure the date of greening onset was 6.7 days when assessed using ground measurements of the leaf-appearance date across all of boreal Eurasia [*Delbart et al.*, 2005, 2006]. This result suggests that our estimated timing of LAI increase is correct, as well as CYCLOPES LAI, while the MOD15 C5 LAI increase is too early and does not reflect overstory seasonality. MOD15 C5 LAI algorithm does not use a priori information of overstory needle appearance date. Also MOD15 C5 LAI algorithm employs red and near infrared reflectance data for LAI estimation. Thus the earlier spring increase in MOD15 C5 LAI would be rather influenced by gradual exposure of forest floor evergreen shrubs with snow thaw. It is not a real signature of larch overstory foliating. This issue is addressed by *Kobayashi et al.* [2007] by comparing several satellite data with field measurements.

[61] In autumn, our LAI decreased later than LAI in the other two data sets (Figures 10 and 11). One reason for this difference may be that our algorithm is based on NDWI, the normalized difference of NIR and MIR channels, whereas the CYCLOPES retrieval is based on the red, NIR, and MIR channels, and MOD15 C5 relies on red and NIR channels. The NDWI is an indicator of the water content, whereas the combination of red and NIR channels suggests the chlorophyll content. Therefore, the difference in the timing of decrease may be explained by the needle chlorophyll content's decreasing earlier than the water content during senescence.

[62] To our knowledge, our results provide the first evaluation of CYCLOPES for deciduous needleleaf forest and the first evaluation for any biome type for MOD15 C5. Also, although *Garrigues et al.* [2008] has recently inter-compared global LAI products with MOD15 Collection 4, larch forests were not included in that analysis.

[63] State-of-the-art validation of large-scale LAI data sets implies the use of a large number of LAI maps at

relatively high resolution. Such maps have been derived from Landsat-type satellite data, which can be used to scale up in situ measurements [Morissette et al., 2006; Steinberg et al., 2006]. Because few LAI measurements are available for eastern Siberia, we could not follow this approach.

[64] Our in situ LAI measurements were not enough for thorough validations such as proposed by state-of-the-art practices [Weiss et al., 2004; Jonckheere et al., 2004; Leblanc et al., 2005]. We used two hemispherical photograph measurements and allometry based LAI as ground supporting data set, although more than ten such measurements are considered preferable [Weiss et al., 2004]. Also hemispherical photograph method requires some correction for angular distortion [Frazer et al., 2001] and clumping index estimation [Leblanc et al., 2005]. Although our in situ measurements were not evenly distributed within the 1 km pixel, which reduces the representativeness of the pixel, this issue was moderated by the fact that the forest at Spasskaya Pad site was homogeneous over 1 km², as confirmed using Landsat ETM+ data. Because of these variations from state-of-the-art validation techniques, we could not compare the differences between the field measurements and each of the medium-resolution data sets as these differences were all lower than 0.5 (when we used the MOD15 C5 LAI measured in late July instead of late June). However, our results fall within the range given by the field measurements, and show some strong similarities with the other existing data sets, especially with CYCLOPES. Further comparison with field data sets from other Siberian larch forest sites is also necessary. One of limitations is a lack of available field data sets. Therefore, more field measurements, which meet the validation protocol of the satellite products described above, are required for further validation.

[65] The choice of LAI data sets will depend on the study purpose. If an effective total LAI is acceptable for an application, we recommend the use of CYCLOPES, which showed smooth time variations, good timing in spring, and a similar magnitude to the other two data sets. If effective LAI is not appropriate and a low number of valid pixels is acceptable, the spatially averaged MOD15 C5 data gave results close to those of the other two data sets in summer while the main difference is that the MOD15 C5 estimate of the spring LAI increase was too early.

[66] Finally, our work, based entirely on 3-D radiative transfer simulations, completes the LAI estimation methodology proposed by Kobayashi et al. [2007] by introducing the measured date of leaf appearance from Delbart et al. [2005]. Since our method estimates the larch overstory and understory LAI separately, and a true LAI not an effective LAI, the estimated LAI values could be more appropriate input for ecosystem models that treat overstory and understory vegetation separately. Our algorithm presents a new concept, based on seasonal variations and separation of overstory and understory LAI. The date of leaf appearance is especially valuable a priori information for estimating canopy LAI during the growing season. There is room for improvement in the calibration of our algorithm, as with the first versions of CYCLOPES and MOD15. In particular, the radiative transfer simulations could include more diversity in the larch forest representation so as to consider different

levels of clumping; this step would require more field measurements.

[67] **Acknowledgments.** We extend many thanks to the anonymous reviewers of the initial versions of this manuscript. The research was supported by the Japan Society for the Promotion of Science with grants-in-aid for scientific research (A, 19201006) and for young scientists (B, 18710020). During the research, Nicolas Delbart was financially supported first by the Japanese Society for the Promotion of Science through its Postdoctoral Fellowship for Foreign Researchers program and then by the Centre National d'Etudes Spatiales/Terre Océan Surfaces Continentales Atmosphère (CNES/TOSCA) program of France. We also thank Tetsu Hashimoto from the Faculty of Life and Environmental Science, Shimane University, who provided us with the LAI calculation program and advice on it.

References

- Anderson, M. C., C. M. U. Neale, F. Li, J. M. Norman, W. P. Kustas, H. Jayanthi, and J. Chaves (2004), Upscaling ground observation of vegetation water content, canopy height and leaf area index during SMEX02 using aircraft and Landsat imagery, *Remote Sens. Environ.*, *92*, 447–464, doi:10.1016/j.rse.2004.03.019.
- Angert, A., S. Biraud, C. Bonfils, C. C. Henning, W. Buermann, J. Pinzon, C. J. Tucker, and I. Fung (2005), Drier summers cancel out the CO₂ uptake enhancement induced by warmer springs, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, *102*(31), 10,823–10,827, doi:10.1073/pnas.0501647102.
- Baret, F., et al. (2006), Evaluation of the representativeness of networks of sites for the global validation and intercomparison of land biophysical products: Proposition of the CEOS-BELMANIP, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *44*(7), 1794–1803, doi:10.1109/TGRS.2006.876030.
- Baret, F., et al. (2007), LAI, APAR and fCover CYCLOPES global products derived from VEGETATION, *Remote Sens. Environ.*, *110*, 275–286, doi:10.1016/j.rse.2007.02.018.
- Bartalev, A., A. Belward, D. Erchov, and A. Isaev (2003), A new SPOT4-VEGETATION derived land cover map of northern Eurasia, *Int. J. Remote Sens.*, *24*(9), 1977–1982, doi:10.1080/0143116031000066297.
- Boles, S. H., X. Xiao, J. Liu, Q. Zhang, S. Munktua, S. Chen, and D. Ojima (2004), Land cover characterization of temperate East Asia using multi-temporal VEGETATION sensor data, *Remote Sens. Environ.*, *90*, 477–489, doi:10.1016/j.rse.2004.01.016.
- Brown, L., J. M. Chen, S. G. Leblanc, and J. Cihlar (2000), A shortwave infrared modification to the simple ratio for LAI retrieval in Boreal forests: An image and model analysis, *Remote Sens. Environ.*, *71*, 16–25, doi:10.1016/S0034-4257(99)00035-8.
- Cescatti, A., and R. Zorer (2003), Structural acclimation and radiation regime of silver fir (*Abies alba* Mill.) shoots along a light gradient, *Plant Cell Environ.*, *26*, 429–442, doi:10.1046/j.1365-3040.2003.00974.x.
- Chen, J. M., P. M. Rich, S. T. Gower, J. M. Norman, and S. Plummer (1997), Leaf area index of boreal forests: Theory, techniques, and measurements, *J. Geophys. Res.*, *102*(D24), 29,429–29,443, doi:10.1029/97JD01107.
- Cohen, W. B., T. K. Maiersperger, Z. Yang, S. T. Gower, D. P. Turner, W. D. Ritts, M. Berterreche, and S. W. Running (2003), Comparison of land cover and LAI estimated derived from ETM+ and MODIS for four sites in North America: A quality assessment of 2000/2001 provisional MODIS products, *Remote Sens. Environ.*, *88*, 233–255, doi:10.1016/j.rse.2003.06.006.
- Dawson, T. P., P. J. Curran, and S. E. Plummer (1998), LIBERTY—Modeling the effects of leaf biochemical concentration on reflectance spectra, *Remote Sens. Environ.*, *65*, 50–60, doi:10.1016/S0034-4257(98)00007-8.
- Delbart, N., L. Kergoat, T. L. Toan, J. Lhermitte, and G. Picard (2005), Determination of phenological dates in boreal regions using normalized difference water index, *Remote Sens. Environ.*, *97*, 26–38, doi:10.1016/j.rse.2005.03.011.
- Delbart, N., T. L. Toan, L. Kergoat, and V. Fedotova (2006), Remote sensing of spring phenology in boreal regions: A free of snow effect method using NOAA-AVHRR and SPOT-VGT data (1982–2004), *Remote Sens. Environ.*, *101*, 52–62, doi:10.1016/j.rse.2005.11.012.
- Deng, F. J., M. Chen, S. Plummer, M. Z. Chen, and J. Pisek (2006), Algorithm for global leaf area index retrieval using satellite imagery, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *44*(8), 2219–2229, doi:10.1109/TGRS.2006.872100.
- Eriksson, H. M., L. Eklundh, A. Kuusk, and T. Nilson (2006), Impact of understory vegetation on forest canopy reflectance and remotely sensed LAI estimates, *Remote Sens. Environ.*, *103*, 408–418, doi:10.1016/j.rse.2006.04.005.

- Fensholt, R., and I. Sandholt (2003), Derivation of a shortwave infrared water stress index from MODIS near- and shortwave infrared data in a semiarid environment, *Remote Sens. Environ.*, *87*, 111–121, doi:10.1016/j.rse.2003.07.002.
- Fraser, R. H., and Z. Li (2002), Estimating fire-related parameters in boreal forest using SPOT VEGETATION, *Remote Sens. Environ.*, *82*, 95–110, doi:10.1016/S0034-4257(02)00027-5.
- Frazier, G. W., R. A. Fournier, J. A. Trofymow, and R. J. Hall (2001), A comparison of digital and film fisheye photography for analysis of forest canopy structure and gap light transmission, *Agric. For. Meteorol.*, *109*, 249–263, doi:10.1016/S0168-1923(01)00274-X.
- Fukuda, M., A. Kouuchi, and S. Takahashi (1997), *Science in Arctic Regions* (in Japanese), 178 pp., Hokkaido Univ. Press, Sapporo, Japan.
- Gao, B. (1996), NDWI—A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space, *Remote Sens. Environ.*, *58*, 257–266, doi:10.1016/S0034-4257(96)00067-3.
- Garrigues, S., et al. (2008), Validation and intercomparison of global leaf area index products derived from remote sensing data, *J. Geophys. Res.*, *113*, G02028, doi:10.1029/2007JG000635.
- Gilmore, D. W. (2001), Equations to describe crown allometry of *Larix* require local validation, *For. Ecol. Manage.*, *148*, 109–116, doi:10.1016/S0378-1127(00)00493-X.
- Hardisky, M. A., V. Lemas, and R. M. Smart (1983), The influence of soil salinity, growth form, and leaf moisture on the spectral reflectance of *Spartina alternifolia* canopies, *Photogramm. Eng. Remote Sens.*, *49*, 77–83.
- Hirano, T., R. Hirata, Y. Fujinuma, N. Saigusa, S. Yamamoto, Y. Harazono, M. Takeda, K. Inukai, and G. Inoue (2003), CO₂ and water vapor exchange of a larch forest in northern Japan, *Tellus*, *55B*, 244–257.
- Holben, B. N. (1986), Characteristics of maximum-value composite images from temporal AVHRR data, *Int. J. Remote Sens.*, *7*, 1417–1434, doi:10.1080/01431168608948945.
- Jonckheere, I., S. Fleck, K. Nackaerts, B. Muys, P. Coppin, M. Weiss, and F. Baret (2004), Review of methods for in situ leaf area index determination Part I. theories, sensors and hemispherical photography, *Agric. For. Meteorol.*, *121*, 19–35, doi:10.1016/j.agrformet.2003.08.027.
- Kajimoto, T., Y. Matsuura, A. Osawa, A. P. Abaimov, O. A. Zyryanova, A. P. Isaev, D. P. Yefremov, S. Mori, and T. Koike (2006), Size-mass allometry and biomass allocation of two larch species growing on the continuous permafrost region in Siberia, *For. Ecol. Manage.*, *222*, 314–325, doi:10.1016/j.foreco.2005.10.031.
- Knyazikhin, Y., J. V. Martonchik, R. B. Myneni, D. J. Diner, and S. W. Running (1998), Synergistic algorithm for estimating vegetation canopy leaf area index and fraction of absorbed photosynthetically active radiation from MODIS and MISR data, *J. Geophys. Res.*, *103*(D24), 32,257–32,276, doi:10.1029/98JD02462.
- Knyazikhin, Y., et al. (1999), MODIS Leaf Area Index (LAI) and Fraction of Photosynthetically Active Radiation Absorbed by Vegetation (FPAR) Product (MOD15) algorithm theoretical basis document, NASA, Washington, D. C. (Available at <http://eosps.gsfsc.nasa.gov/atbd/modistables.html>)
- Kobayashi, H., and H. Iwabuchi (2008), A coupled 1-D atmosphere and 3-D canopy radiative transfer model for canopy reflectance, light environment, and photosynthesis simulation in a heterogeneous landscape, *Remote Sens. Environ.*, *112*, 173–185, doi:10.1016/j.rse.2007.04.010.
- Kobayashi, H., R. Suzuki, and S. Kobayashi (2007), Reflectance seasonality and its relation to the canopy leaf area index in an eastern Siberian larch forest: Multisatellite data and radiative transfer analyses, *Remote Sens. Environ.*, *106*, 238–252, doi:10.1016/j.rse.2006.08.011.
- Kobayashi, S., S. Rokugawa, Y. Yamagata, and H. Oguma (2002), A study on predicting biochemical contents of larch needles—A study on LIBERTY model (in Japanese with English abstract), *J. Remote Sens. Soc. Jpn.*, *22*(5), 571–587.
- Kondoh, A., and R. Suzuki (2005), Snowcover mapping and its interannual variations in northern Eurasia, *J. Jpn. Soc. Hydrol. Water Resour.*, *18*(6), 695–702, (in Japanese), doi:10.3178/jshwr.18.695.
- Kushida, K., A. Isaev, T. Maximov, G. Takao, and M. Fukuda (2007), Remote sensing of upper canopy leaf area index and forest understory vegetation cover as indicators of net primary productivity in a Siberian larch forest, *J. Geophys. Res.*, *112*, G02003, doi:10.1029/2006JG000269.
- Leblanc, S. G., J. Chen, R. Fernandes, D. W. Deering, and A. Conley (2005), Methodology comparison for canopy structure parameter extraction from digital hemispherical photography in boreal forests, *Agric. For. Meteorol.*, *129*, 187–207, doi:10.1016/j.agrformet.2004.09.006.
- Miller, J. B. (1967), A formula for average foliage density, *Aust. J. Bot.*, *15*, 141–144, doi:10.1071/BT9670141.
- Miller, J. R., et al. (1997), Seasonal changes in understory reflectance of boreal forest and influence on canopy vegetation indices, *J. Geophys. Res.*, *102*(D24), 29,475–29,482, doi:10.1029/97JD02558.
- Miura, T., A. R. Huete, W. J. D. van Leeuwen, and K. Didan (1998), Vegetation detection through smoke-filled AVIRIS images: An assessment using MODIS band passes, *J. Geophys. Res.*, *103*(D24), 32,001–32,011, doi:10.1029/98JD00051.
- Morisette, J. T., et al. (2006), Validation of global moderate-resolution LAI Products: A framework proposed within the CEOS Land Product Validation subgroup, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *44*, 1804–1814, doi:10.1109/TGRS.2006.872529.
- Myneni, R., R. Nemani, and S. W. Running (1997), Estimation of global leaf area index and absorbed PAR using radiative transfer models, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *35*(6), 1380–1393, doi:10.1109/36.649788.
- Myneni, R. B., et al. (2002), Global products of vegetation leaf area and fraction of absorbed PAR from year one of MODIS data, *Remote Sens. Environ.*, *83*, 214–231, doi:10.1016/S0034-4257(02)00074-3.
- Ohta, T., T. Hiyama, H. Tanaka, T. Kuwada, T. C. Maximov, T. Ohata, and Y. Fukushima (2001), Seasonal variation in the energy and water exchanges above and below a larch forest in eastern Siberia, *Hydro. Process.*, *15*, 1459–1476, doi:10.1002/hyp.219.
- Piao, S., P. Friedlingstein, P. Ciais, N. Viovy, and J. Demarty (2007), Growing season extension and its impact on terrestrial carbon cycle in the Northern Hemisphere over the past two decades, *Global Biogeochem. Cycles*, *21*, GB3018, doi:10.1029/2006GB002888.
- Picard, G., S. Quegan, N. Delbart, M. T. Lomas, T. Le Toan, and F. I. Woodward (2005), Bud-burst modeling in Siberia and its impact on quantifying the carbon budget, *Global Change Biol.*, *11*, 2164–2176, doi:10.1111/j.1365-2486.2005.01055.x.
- Shabanov, N. V., et al. (2005), Analysis and optimization of the MODIS leaf area index algorithm retrievals over broadleaf forests, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *43*(8), 1855–1865, doi:10.1109/TGRS.2005.852477.
- Shirota, T., H. Saito, K. Takahashi, T. C. Maximov, A. Makisimov, and A. V. Kononov (2004), Estimation of the productive structure of *Larix cajanderi* forest in Spasskaya Pad, paper presented at International Workshop on C/H₂O/Energy Balance and Climate Over Boreal Regions With Special Emphasis on Eastern Siberia, Nagoya, Japan.
- Shirota, T., H. Saito, A. Makisimov, A. Kononov, A. P. Isaev, T. C. Maximov, M. Shibuya, T. Yajima, and K. Takahashi (2005a), Comparison of structure among five mature larch forests in eastern Siberia, paper presented at 2nd Symposium on Water Cycle in Northern Eurasia, Sapporo, Japan.
- Shirota, T., H. Saito, K. Iimura, M. Shibuya, and K. Takanashi (2005b), “Larix gmelinii” and “Cajanderi” in East Siberia (in Japanese), *Hokkaido no Zaimokikushu*, *48*, 9–12.
- Smolander, S., and P. Stenberg (2003), A method to account for shoot-scale clumping in coniferous canopy reflectance models, *Remote Sens. Environ.*, *88*, 363–373, doi:10.1016/j.rse.2003.06.003.
- Smolander, S., and P. Stenberg (2005), Simple parameterizations of the radiation budget of uniform broadleaved and coniferous canopies, *Remote Sens. Environ.*, *94*, 355–363, doi:10.1016/j.rse.2004.10.010.
- Steinberg, D. C., S. J. Goetz, and E. Hyer (2006), Validation of MODIS Fpar products in boreal forests of Alaska, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *44*, 1818–1828, doi:10.1109/TGRS.2005.862266.
- Stenberg, P., M. Rautiainen, T. Manninen, P. Voipio, and H. Smolander (2004), Reduced simple ratio better than NDVI for estimating LAI in Finnish pine and spruce stands, *Silva Fennica*, *38*(1), 3–14.
- Suzuki, R., A. Sugimoto, A. Numaguchi, K. Ichiyonagi, N. Kurita, K. Tanaka, and T. Yamazaki (2001), Plant area index observation at surface sites around Yakutsk during IOP2000, paper presented at GAME—Siberia Workshop, GAME—Siberia Subcomm., Jpn. Natl. Comm. for GAME, Tokyo.
- Suzuki, R., T. Hiyama, J. Asanuma, and T. Ohata (2004), Land surface identification near Yakutsk in eastern Siberia using video images taken from a hedgehopping aircraft, *Int. J. Remote Sens.*, *25*(19), 4015–4028, doi:10.1080/01431160310001654941.
- Weiss, M., F. Baret, G. J. Smith, I. Jonckheere, and P. Coppin (2004), Review of methods for in situ leaf area index (LAI) determination: Part II. Estimation of LAI, errors and sampling, *Agric. For. Meteorol.*, *121*(1–2), 37–53, doi:10.1016/j.agrformet.2003.08.001.
- Weiss, M., F. Baret, S. Garrigues, and R. Lacaze (2007), LAI, fAPAR and fCover CYCLOPES global products derived from VEGETATION. Part 2: Validation and comparison with MODIS collection 4 products, *Remote Sens. Environ.*, *110*, 317–331, doi:10.1016/j.rse.2007.03.001.
- Welles, J. M., and J. M. Norman (1991), Instrument for indirect measurement of canopy architecture, *Agron. J.*, *83*, 818–825.
- Willmott, C. J. (1982), Some comments on the evaluation of model performance, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *63*(11), 1309–1313, doi:10.1175/1520-0477(1982)063<1309:SCOTEO>2.0.CO;2.
- Xiao, X., S. Boles, J. Liu, D. Zhuang, and M. Liu (2002), Characterization of forest types in northeastern China using multi-temporal SPOT-4 VEGETATION sensor data, *Remote Sens. Environ.*, *82*, 335–348, doi:10.1016/S0034-4257(02)00051-2.

Yang, W., N. V. Shabanov, D. Huang, W. Wang, R. E. Dickinson, R. R. Nemani, Y. Knyazikhin, and R. B. Myneni (2006), Analysis of leaf area index products from combination of MODIS Terra and Aqua data, *Remote Sens. Environ.*, 104(3), 297–312, doi:10.1016/j.rse.2006.04.016.

N. Delbart, Centre d'Études Spatiales de la Biosphère, F-31401 Toulouse, France.

H. Kobayashi, Department of Environmental Science, Policy, and Management, University of California, 137 Mulford Hall, Berkeley, CA 94720, USA. (hkoba@berkeley.edu)

K. Kushida, Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo, Hokkaido 060-0819, Japan.

R. Suzuki, Frontier Research Center for Global Change, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Yokohama, Kanagawa 236-0001, Japan.

Publication 12

Bétard, F., **Delbart, N.** & Piel C. (2014), Cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain dans la région de Nova Friburgo (Etat de Rio de J., Brésil) : Une étape vers l'évaluation et la gestion du risque. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, 2014-3, 276-288.

Cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain dans la région de Nova Friburgo (État de Rio de Janeiro, Brésil). Une étape vers l'évaluation et la gestion du risque

(LANDSLIDE SUSCEPTIBILITY MAPPING OF THE NOVA FRIBURGO AREA (RIO DE JANEIRO STATE, BRAZIL). A STEP TOWARD RISK ASSESSMENT AND MANAGEMENT)

François BÉTARD*, **Nicolas DELBART**** & **Clément PIEL*****

RÉSUMÉ – *Les glissements de terrain sont considérés comme un risque majeur au Brésil, comme en témoigne la catastrophe récente de janvier 2011 dans l'Etat de Rio de Janeiro, faisant plus de 1500 victimes et causant de nombreux dégâts aux infrastructures urbaines et rurales de la région. En vue d'une meilleure gestion du risque, les décideurs doivent pouvoir disposer de cartes de susceptibilité, leur permettant d'identifier les zones de leur territoire où de nouveaux glissements de terrain auront une plus forte probabilité de se déclencher dans le futur. Cette étude propose de tester une méthode de cartographie prédictive de la susceptibilité aux glissements dans la zone de Nova Friburgo – l'une des plus touchées par la catastrophe de janvier 2011 – en utilisant une approche probabiliste basée sur un modèle d'analyse spatiale bivariée (théorie de l'évidence). Après une procédure de calage et de validation statistique du modèle construit comme une combinaison de facteurs de prédisposition à l'occurrence de glissement de terrain, les résultats ont permis de réaliser une carte de la susceptibilité finale en cinq classes et d'interpréter le poids respectif de chacun des facteurs utilisés comme variables explicatives.*

Mots-clés : *Glissement de terrain – Aléa naturel – Évaluation du risque – SIG – Brésil.*

* Maître de Conférences, Univ. Paris-Diderot, Sorbonne Paris Cité, UMR CNRS 8586 PRODIG, case courrier 7001, 75205 Paris Cedex 13, France – Courriel : francois.betard@univ-paris-diderot.fr

** Maître de Conférences, Univ. Paris-Diderot, Sorbonne Paris Cité, UMR CNRS 8586 PRODIG, case courrier 7001, 75205 Paris Cedex 13, France – Courriel : nicolas.delbart@univ-paris-diderot.fr

*** Etudiant de master 2, Université Paris-Diderot, Sorbonne Paris Cité, UMR CNRS 8586 PRODIG, case courrier 7001, 75205 Paris cedex 13, France – Courriel : c.piel@hotmail.fr

ABSTRACT – *Landslides constitute a major natural hazard in Brazil, as recently shown by the disaster of January 2011 in the Rio de Janeiro State, that caused more than 1,500 deaths and extensive damage to the urban and rural infrastructures of the region. With the aim of improving risk management, stakeholders and policymakers must have access to landslide susceptibility maps, allowing them to identify areas of their territory where new landslides have a higher probability of being triggered in the future. This study proposes to test a method of landslide susceptibility mapping in the Nova Friburgo area - one of the most affected by the disaster of January 2011 - using an indirect approach based on a bivariate probabilistic model (weight of evidence). After a procedure of calibration/validation of the model, the results led to the completion of a final susceptibility map with five classes and also offer the opportunity to interpret the respective weight of predisposing factors used as predictive variables.*

Key words: *Landslide – Natural hazard – Risk assessment – GIS – Brazil.*

1. Introduction

Les glissements de terrain sont considérés comme un risque majeur au Brésil, en raison des dégâts importants et des conséquences meurtrières que ce type d'aléa a engendrés par le passé, particulièrement au cours des dernières années. Les événements récents des 11 et 12 janvier 2011 dans l'Etat de Rio de Janeiro – qui ont vu le déclenchement de plus de 3500 glissements de terrain sur une bande de 20 x 80 km – ont causé la mort de 1500 personnes et provoqué des dégâts sévères aux infrastructures rurales et urbaines de plusieurs municipalités de l'arrière-pays montagneux de Rio [Avelar & al. 2011]. Il s'agit essentiellement de glissements superficiels (glissements translationnels en majorité), déclenchés à la suite d'un épisode pluviométrique de haute intensité ayant atteint 325 mm de précipitations en moins de 48 heures [Coelho Netto & al. 2011]. Considéré comme la pire catastrophe naturelle de l'histoire du Brésil, cet événement ne doit pas occulter la récurrence de tels phénomènes dans la région au cours des dernières décennies (1966, 1967, 1988, 1996, 2010) [Coelho Netto & al. 2010]. Ceci a valu au gouvernement brésilien d'essayer de nombreuses critiques concernant le volet de la gestion du risque et de la crise, en l'absence de système d'alerte et de réelle planification urbaine et environnementale. Malgré la répétition de ce type d'événement catastrophique, on observe que la croissance des zones urbaines se fait souvent aux dépens d'espaces de plus en plus exposés aux aléas, en particulier sur les versants en pente forte affectés par les glissements où se concentrent en masse les populations pauvres des *favelas*. Depuis la catastrophe de 2011, le gouvernement brésilien s'est engagé à mettre en place un système d'alerte efficace et un plan de prévention des risques naturels à l'échelle du pays.

L'évaluation du risque « glissement de terrain » implique d'évaluer le niveau d'aléa et les enjeux humains ainsi que la vulnérabilité des éléments

exposés. L'évaluation de l'aléa nécessite au préalable d'apprécier la susceptibilité des terrains aux glissements, c'est-à-dire la possibilité qu'un glissement se produise sur un territoire donné pour différentes conditions environnementales locales [Thiery 2007]. La susceptibilité est donc définie comme la probabilité d'occurrence spatiale d'un glissement en fonction de facteurs de prédisposition connus (variables explicatives), sans tenir compte de leur occurrence temporelle. Les cartes de susceptibilité peuvent être obtenues soit par une approche qualitative ou heuristique (fondée sur une démarche experte), soit par une approche déterministe (fondée sur des modèles à bases physiques, reposant sur des mesures directes de différents paramètres : géotechniques, hydrologiques...) soit par une approche probabiliste (fondée sur des modèles statistiques d'analyse spatiale). Cette dernière est aujourd'hui de plus en plus utilisée en raison de son caractère généralisable et reproductible, et s'avère particulièrement adaptée aux échelles larges (du 1/100 000^e au 1/25 000^e) [Fell & al. 2008]. Cette étude propose de réaliser une cartographie préliminaire de la susceptibilité aux glissements dans la zone de Nova Friburgo – l'une des plus touchées par la catastrophe de janvier 2011 – en utilisant une approche probabiliste basée sur un modèle d'analyse bivariée (théorie de l'évidence). Cette méthode, considérée actuellement comme l'une des plus robustes statistiquement pour ce type d'étude [e.g., Van Westen 2004, Thiery & al. 2007, Regmi & al. 2010], a donné de très bons résultats aux échelles régionales et dans des contextes environnementaux variés, y compris en milieu de moyenne montagne tropicale [Pradhan & al. 2010, Vijitha & al. 2014]. A l'heure où se fait sentir au Brésil le besoin d'une cartographie généralisée des aléas et des risques naturels, l'un des objectifs est d'évaluer le potentiel de cette méthode pour une cartographie de la susceptibilité aux glissements à large échelle, en se basant uniquement sur des données d'entrée gratuites et facilement accessibles (Google Earth, Landsat, ASTER GDEM).

2. Zone d'étude

La zone d'étude est localisée dans la municipalité de Nova Friburgo, au cœur de l'Etat de Rio de Janeiro, dans le Sud-Est du Brésil (Fig. 1). Située dans la Serra do Mar, à environ 100 km au nord-est de la ville de Rio, elle définit un rectangle de 141 km² centré sur la ville de Nova Friburgo et regroupe ainsi une bonne partie des 182 000 habitants que compte la municipalité. Il s'agit par conséquent d'une région fortement anthropisée, malgré sa situation géographique enclavée dans l'arrière-pays de Rio. Les activités économiques principales sont l'industrie textile et métallurgique, l'agriculture (essentiellement du pâturage et quelques cultures commerciales entre les *patches* de forêt atlantique secondaire) mais aussi le tourisme, puisque la zone est également connue pour ses paysages bucoliques, ses activités de plein air ainsi que pour son climat, plus frais que celui des plaines côtières, qui attire les

populations aisées de l'aire urbaine de Rio de Janeiro durant les mois d'été (décembre à février). Ainsi caractérisée par un climat tropical d'altitude, l'aire d'étude s'étend sur une zone de moyenne montagne dont l'altitude varie de 638 à 1593 mètres au-dessus du niveau de la mer. Dans ce secteur, les pentes des versants sont assez prononcées, puisque seulement 12,4 % de la zone d'étude possèdent des pentes inférieures à 8°, alors que 25,4 % des pentes sont supérieures à 25°. Sur le plan géologique, la région est partagée entre divers types de granites plus ou moins altérables (granites pré-, syn- et post-orogéniques) ; le quart sud-est de la zone d'étude se distingue des autres lithologies granitiques par la présence d'un massif de charnockites – un granite à orthopyroxène particulièrement résistant. Ces différents types de roches cristallines sont généralement recouverts sur les versants par d'épaisses formations superficielles (sapolites et colluvions) qui peuvent atteindre jusqu'à 10 mètres de profondeur. Toutes ces formations de nature argilo-sableuse, considérées comme instables d'un point de vue géotechnique, constituent un élément fondamental dans la prédisposition aux glissements superficiels, mais les paramètres géotechniques diffèrent ensuite selon la nature de la roche-mère [Avelar & al. 2011].

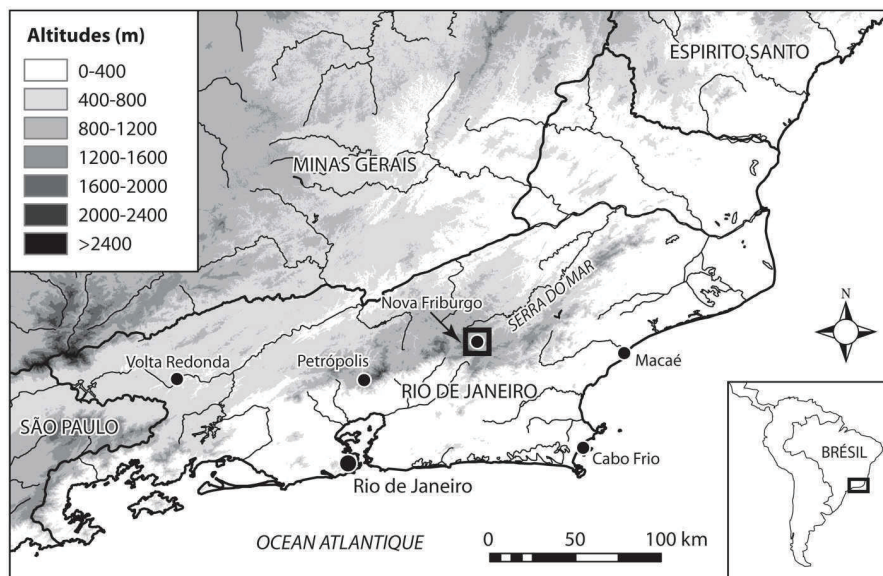


Figure 1 – Carte de localisation de la zone d'étude. Topographie dérivée du SRTM DEM v4.

3. Méthodes et données

3.1. Inventaire et cartographie des glissements de terrain

L'inventaire et la cartographie des glissements de terrain ont été effectués à partir de la photo-interprétation d'images gratuites à haute résolution du satellite GeoEye du 24/01/2011 (soit 13 jours après l'épisode catastrophique). Le lot d'images a pu être récupéré via l'application *Great Maps For Windows Forms* de *Google Earth*® au format .pngw, ce qui a permis de conserver les informations de géoréférencement des images. Ces dernières ont été directement chargées dans le module ArcMap® du logiciel ArcGIS® 10. Il s'est agi ensuite de digitaliser l'ensemble des glissements de terrain sous forme de polygones vectoriels.

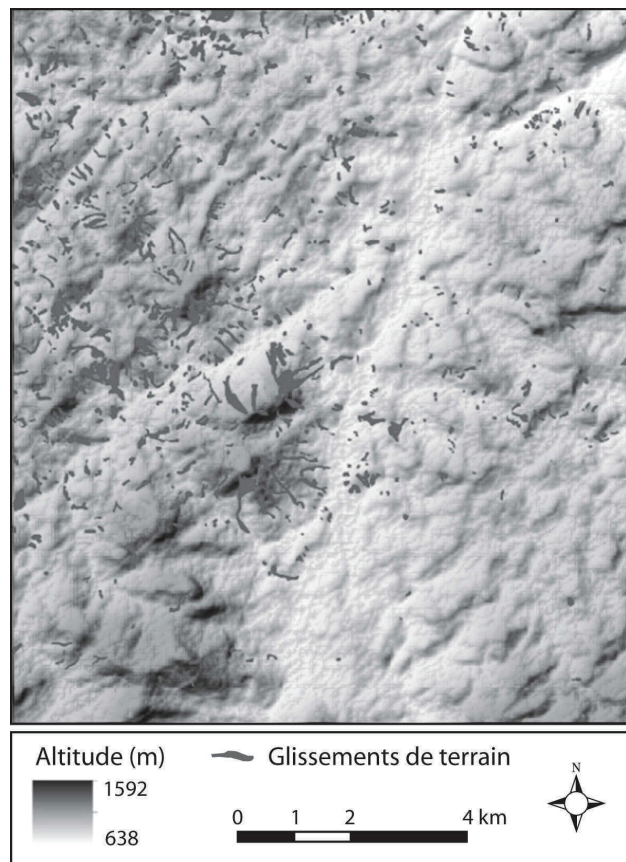


Figure 2 – Relief ombré (dérivé du modèle numérique d'élévation ASTER GDEM v4) et localisation des glissements de terrain sur la zone d'étude.

Lors de cet inventaire uniquement basé sur la photo-interprétation, les glissements n'ont pas été différenciés selon leur type : il s'agit dans tous les cas de glissements superficiels (profondeur <5m), majoritairement de type translationnel (plus rarement rotationnel), parfois prolongés par de véritables coulées de débris [Avelar & al. 2011]. Un total de 742 glissements de terrain, allant de 232 m² à 68 000 m², a été inventorié et cartographié sur la zone d'étude qui a été retenue (Fig. 2).

Pour chaque glissement, le centroïde et la zone de départ ont été identifiés. Il s'agit majoritairement de glissements de petite taille, puisque 68,7 % d'entre eux font moins de 5000 m² alors que ceux de plus de 20 000 m² ne représentent que 5,5 % de la surface totale occupée par les glissements. En vue de la modélisation de la susceptibilité, les 742 glissements ont été convertis en une grille de 11 212 points d'une résolution spatiale de 30 m, qui est la résolution choisie pour la cartographie finale de la susceptibilité.

3.2. Constitution d'une base de données sur les facteurs de prédisposition

Le choix des données à utiliser comme variables explicatives (*Ve*) de la susceptibilité aux glissements a été dépendant à la fois des facteurs de prédisposition connus [Avelar & al. 2011, Coelho Netto & al. 2011], de l'accès aux couches d'information et/ou de la possibilité d'en générer de nouvelles. Ceci a permis de mettre en évidence un ensemble de six principaux facteurs de prédisposition dans l'occurrence spatiale des glissements de terrain : la pente, l'exposition, la courbure de versant, l'occupation du sol, la lithologie et la distance aux cours d'eau (Tabl. 1). C'est le modèle numérique d'élévation ASTER GDEM v2 (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer, Global Digital Elevation Map, Version 2*), d'une résolution spatiale de 30 x 30 m, qui a constitué la base de données topographiques de référence pour dériver les cartes des pentes, d'orientation, de courbure de versant longitudinale et de distance aux cours d'eau, calculée par la méthode « distance à la ligne ». Les données de lithologie, qui concernent uniquement le *bedrock*, ont été récupérées directement sous la forme d'une couche vectorielle extraite de l'atlas géologique numérique du Brésil à 1/1 000 000^e [Bizzi & al. 2003]. Enfin, une cartographie de l'occupation du sol a été réalisée à partir du traitement par télédétection d'une image Landsat ETM+ du 25/04/2010, c'est-à-dire neuf mois avant la catastrophe de janvier 2011. Le traitement par télédétection procède d'une démarche experte reposant sur une classification supervisée corrigée manuellement à travers une série de seuillages (détails dans [Piel, 2013]).

Catégories	Variables prédictives	Résolution / échelle	Sources
Variable dépendante (<i>Vd</i>)	Glissements de terrain	30 m	Images à haute résolution du satellite GeoEye du 24/01/2011
Variables explicatives (<i>Ve</i>)	Pente	30 m	Modèle numérique d'élévation ASTER GDEM v2
	Orientation		
	Courbure de versant		
	Distance aux cours d'eau	1/1 000 000 ^e	Atlas géologique numérique du Brésil [Bizzi & al. 2003]
	Lithologie		
Occupation du sol	30 m	Image satellite Landsat ETM+ du 25/04/2010	

Tableau 1 – Variables prédictives retenues pour l'analyse de la susceptibilité, résolution spatiale (ou échelle) et sources de l'information utilisée

Afin de tester la validité des variables explicatives, des tests d'indépendance conditionnelle (test du χ^2) ont été réalisés entre chaque variable retenue et l'occurrence (présence/absence) des glissements de terrain (Tabl. 2). Avec un χ^2 calculé toujours supérieur à la distance critique (pour $\alpha = 0,001$), ces tests ont permis de rejeter l'hypothèse d'une indépendance conditionnelle et de valider la pertinence des six variables explicatives présentées ci-dessus.

	Occupation du sol	Pente	Lithologie	Distance cours d'eau	Orientation	Courbure
χ^2 calculé	1084,620	1033,107	2845,447	93,807	653,160	607,612
Degré de liberté	4	3	4	4	4	4

Tableau 2 – Résultats du χ^2 pour l'ensemble des variables explicatives. Le test porte sur l'indépendance entre l'occurrence de glissement et chacune de ces variables.

3.3. Modèle d'analyse bivariée par théorie de l'évidence

La susceptibilité aux glissements de terrain a été simulée par un modèle d'analyse spatiale bivariée (théorie de l'évidence), considérée comme l'une des approches probabilistes les plus robustes pour ce type d'étude [van Westen 2004, Thiery et al. 2007, Regmi & al. 2010], sous réserve de vérifier l'hypothèse d'indépendance conditionnelle des variables explicatives (ce qui a pu être réalisé dans le cas présent : voir *supra*). L'analyse bivariée consiste en une mise en relation entre les variables explicatives d'un phénomène (*Ve*) et l'occurrence de ce phénomène (la variable dépendante, *Vd*, ici les glissements de terrain). Pour pouvoir être appliquée, cette théorie repose sur trois hypothèses [Thiery 2007] : (1) les glissements potentiels se déclencheront selon les mêmes conditions que dans le passé ; (2) les facteurs de prédisposition sont

connus *a priori* et introduits dans l'analyse ; (3) l'ensemble des glissements de terrain est inventorié sur la zone d'étude.

Ce modèle se base sur une version log-linéaire du théorème général de Bayes, et a été appliqué à l'origine en médecine pour diagnostiquer certaines maladies. La théorie bayésienne de l'évidence utilise les notions de probabilité *a priori* et de probabilité *a posteriori*. La probabilité *a priori* est la probabilité qu'une unité de terrain (maille de calcul) possède la variable dépendante (*Vd*), calculée à partir de sa densité sur la zone d'étude. La probabilité *a posteriori* est estimée après le calcul des probabilités *a priori* selon la densité de *Vd* pour chaque variable explicative *Ve*, dans notre cas chaque facteur de prédisposition. Cette association entre les *Vd* et les *Ve* va ainsi permettre le calcul d'un poids positif *W+* et d'un poids négatif *W-* pour chaque variable explicative, correspondant respectivement à une plus grande ou à une plus faible probabilité d'occurrence de *Vd*. L'ensemble des calculs a été effectué avec l'extension ArcSDM® [Sawatzky & al. 2004] du logiciel ArcGIS® 10.

Quatre étapes ont été conduites lors de la procédure de calage/validation du modèle probabiliste. Chacune de ces étapes est détaillée dans Piel [2013].

La première étape correspond au calage de la représentation de la variable dépendante, c'est-à-dire des glissements de terrain répertoriés. Une série de tests empiriques a montré que le modèle devait être étalonné sur l'ensemble des points de glissements et non pas sur le centroïde ou la zone de départ de chaque glissement.

La deuxième étape correspond à la définition de la meilleure combinaison de variables explicatives (au sens statistique). Suivant le protocole défini par Thiery [2007], chaque variable prédictive est ajoutée une à une dans le modèle pour observer son influence sur les simulations. Les tests empiriques effectués pour le calage des variables explicatives *Ve* indiquent que la meilleure combinaison possible pour l'utilisation du modèle est celle qui regroupe les six variables retenues au départ avec, par ordre hiérarchique, la lithologie, l'occupation du sol, la pente, la courbure de versant, l'orientation et la distance aux cours d'eau. Il est intéressant de noter que l'amélioration du modèle par ajout progressif des variables est surtout sensible pour les classes de susceptibilité élevée, ce qui signifie que l'utilisation des variables de pente, de lithologie et d'occupation du sol suffit à identifier les espaces de susceptibilité faible, mais que l'identification précise des zones d'aléa fort demande un plus grand nombre de variables, et que les glissements sont donc prédisposés par un ensemble de facteurs finalement assez complexe.

La troisième étape correspond à la validation statistique du modèle employé. Pour cette dernière étape, 70 % de la population totale des glissements de terrain sont introduits dans le modèle, à partir d'un tirage aléatoire, pour le calcul de la probabilité *a priori* et *a posteriori* ; les 30 % des points restants sont utilisés pour tester et valider les résultats. Les résultats des deux simulations (celle réalisée avec 70 % des points et celle réalisée avec

l'ensemble des points) sont très proches, avec un écart moyen de 0.1 point par classe de susceptibilité pour une cartographie en cinq classes (détails dans [Piel 2013]). Ces résultats valident statistiquement la fiabilité du modèle choisi pour la cartographie de la susceptibilité.

La quatrième étape consiste à interpréter les résultats du modèle sous forme de classes de susceptibilité. La susceptibilité modélisée pour chaque pixel de 30 m de côté par le modèle choisi est une variable continue et décimale. Le choix de la représentation cartographique finale de la susceptibilité modélisée passe donc par la définition de seuils permettant de séparer des classes de susceptibilité (forte, moyenne, faible...). Le choix des classes a été établi par une méthode de discrétisation manuelle, basée sur l'existence de seuils naturels visibles sur la courbe cumulative des valeurs de probabilité *a posteriori*.

4. Résultats et discussion

4.1. Cartographie de la susceptibilité finale modélisée

Une cartographie de la susceptibilité finale en cinq classes a finalement été retenue (Fig. 3), permettant en particulier de bien définir les classes extrêmes (susceptibilité très forte ou très faible). Dans ce cas, il est possible d'affirmer que la probabilité d'occurrence de glissements de terrain dans la zone de susceptibilité très faible est proche de zéro (cette classe regroupe seulement 3 % des glissements sur une surface correspondant à 23 % de la zone d'étude), alors que les espaces de susceptibilité très forte sont mieux ciblés avec un ratio glissement/surface très élevé (25 % des glissements sur 8 % seulement de la zone d'étude : Tabl. 3). On obtient également une meilleure précision et un bon équilibre entre les trois classes médianes, sans altération notable de la lisibilité.

Classes de susceptibilité	Très faible	Faible	Moyenne	Forte	Très forte
Densité de glissements	0,55	2,71	4,50	7,43	12,42
% de glissements	3,02	17,65	22,02	32,36	24,95
% de la superficie	23,60	28,00	21,05	18,72	8,64

Tableau 3 – Résultats de la modélisation de la susceptibilité pour les cinq classes retenues dans la cartographie finale

4.2. Interprétations des poids respectifs des facteurs de prédisposition

Une analyse des valeurs de W_+ , de W_- et du poids final attribués à chacune des classes des variables explicatives a permis d'évaluer et d'interpréter le rôle respectif des facteurs de prédisposition dans l'occurrence spatiale des glissements de terrain. Il apparaît que la lithologie et l'occupation du sol jouent un rôle majeur alors que les variables de distance aux cours d'eau et d'orientation sont relativement moins influentes. En effet, l'écart de poids

maximum entre les cinq classes de la variable de distance aux cours d'eau est de seulement 0.3, alors qu'il est de 2.93 pour l'occupation du sol et de 3.51 pour la lithologie. Les variables de pentes et de courbure occupent une place intermédiaire avec un écart respectif de 1.27 et de 1.02. De toutes les variables prédictives, la lithologie est celle qui a le plus d'impact sur le modèle, notamment en raison de la faible susceptibilité des charnockites massives au déclenchement de glissements de terrain. Inversement, les granites post-orogéniques fortement altérés sont très sensibles aux instabilités gravitaires et aux glissements superficiels, en raison du comportement géotechnique de la saprolite souvent épaisse d'une dizaine de mètres sur ce type de substrat [Lacerda 2007, Avelar & al. 2011].

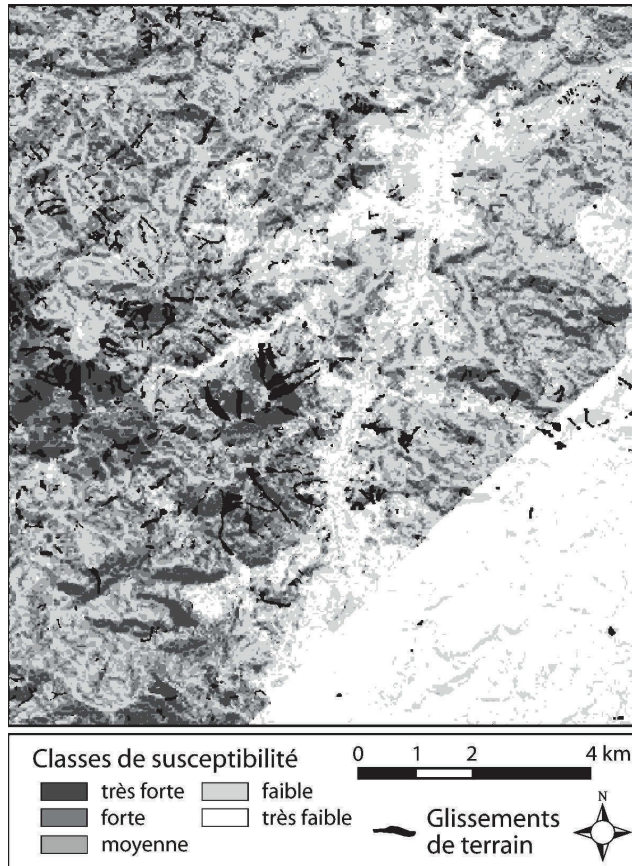


Figure 3 – Carte simulée de la susceptibilité finale aux glissements de terrain

Un problème d'interprétation des variables explicatives provient parfois de la redondance partielle de l'information, laquelle peut provoquer une violation

de l'indépendance conditionnelle [Thiery & al. 2007]. Dans notre cas, un autre problème a certainement conduit à sous-estimer le poids d'une variable explicative : en effet, on observe ici que la présence de bâti (classe issue de la couche « occupation du sol ») est considérée par le modèle comme une caractéristique limitant la probabilité d'occurrence de glissements, ce qui est conforme à la réalité du terrain puisque le nombre de glissements sur les surfaces de bâti est globalement peu important. Pourtant, la présence de surfaces bâties est considérée habituellement comme un facteur favorisant les glissements de terrain, notamment dans la région d'étude [Coelho Netto & al. 2007]. Ce problème s'explique par le recoupement de cette couche d'information avec la pente, puisque les zones de bâti sont majoritairement installées ici dans des zones de pentes faibles (notamment en fond de vallée : cas d'une bonne partie de la ville de Nova Friburgo). Il y a donc un risque que le modèle sous-estime la susceptibilité de glissement de terrain sur les zones de bâti en-dehors des zones de pente faible. D'autres améliorations du modèle sont évidemment possibles, concernant par exemple le nombre et la résolution spatiale des variables incorporées dans le modèle, ou encore en ne modélisant qu'un seul de type de glissement à la fois, après une étape indispensable de caractérisation des formes sur le terrain.

5. Conclusion et perspectives : vers une évaluation du risque

Cette étude a permis de disposer rapidement d'une carte de susceptibilité, certes préliminaire, à l'échelle d'une municipalité brésilienne en prenant en compte les principaux facteurs de prédisposition connus et en évaluant leurs poids respectifs. L'intérêt de la méthode utilisée ici réside essentiellement dans l'utilisation de données d'entrée gratuites (Google Earth, Landsat, ASTER GDEM), ce qui la rend peu coûteuse et facilement applicable à de vastes territoires, à une période où se fait sentir au Brésil le besoin d'une cartographie généralisée des aléas et des risques naturels. L'utilisation de ce type de données d'entrée offre des perspectives de développement important, car l'accès aux données gratuites, à des résolutions toujours plus fines, devrait se multiplier dans les années à venir. Même si des améliorations sont encore possibles concernant les variables utilisées (notamment par l'utilisation de données d'entrée plus nombreuses et/ou plus précises), puis au moment de la validation du modèle par la mise en place d'autres procédures (tests statistiques), les résultats de cette étude apparaissent comme cohérents et la méthode semble donc reproductible à large échelle vers d'autres secteurs ou régions du Sud-Est du Brésil.

Dans une perspective d'aide à la décision, la cartographie de la susceptibilité apparaît comme un préalable indispensable à l'évaluation du risque « glissement de terrain », pouvant participer à une meilleure gestion du risque et à l'élaboration des futurs plans de prévention. Des transferts bilatéraux de

connaissances/compétences entre les équipes scientifiques françaises et brésiliennes travaillant sur la cartographie du risque « glissement de terrain » sont envisagés, dans le cadre d'échanges et programmes internationaux actuellement en projet. Une validation du modèle étalonnée sur une région plus étendue est également en cours.

Remerciements

Les auteurs remercient Ana Luiza Coelho Netto et André de Sousa Avelar (Universidade Federal do Rio de Janeiro, laboratório Geoheco) pour les échanges constructifs occasionnés par leur venue à Paris lors de la 8^e Conférence Internationale de Géomorphologie (IAG Paris 2013, 27-31 août 2013), puis en tant que Professeure invitée (A.L. Coelho Netto) à l'Université Paris-Diderot en septembre 2013. Ces premiers échanges ont permis de comparer les intérêts et limites des différentes méthodologies utilisées pour la cartographie de la susceptibilité, et de discuter de l'influence des principaux facteurs de prédisposition et de déclenchement des glissements de terrain, notamment dans la région touchée par la catastrophe de 2011. Les auteurs remercient également Alexandre Poiraud ainsi qu'un relecteur anonyme pour leurs remarques constructives qui ont permis d'améliorer la qualité de l'article.

Références bibliographiques

- AVELAR, A.S., COELHO NETTO, A.L., LACERDA, W.A., BECKER, L.B. & MENDONÇA, M.B. (2011) – « Mechanisms of the Recent Catastrophic Landslides in the Mountainous Range of Rio de Janeiro, Brazil », *Proceedings 2nd World Landslide Forum*, Rome, pp. 1-5.
- BIZZI, L.A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R.M. & GONÇALVES, J.H. (Ed.) (2003) – *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Texto, Mapas & SIG*. Serviço Geológico do Brasil-CPRM, Brasília, CD-Rom.
- COELHO NETTO, A.L., AVELAR, A.S. & LACERDA, W.A. (2010) – « Landslides and Disasters in Southeastern and Southern Brazil », in: E.M. Latrubesse (Ed.), *Natural Hazards and Human-Exacerbated Disasters in Latin America*, Developments in Earth Surface Processes, vol. 13, pp. 223-243.
- COELHO NETTO, A.L., AVELAR, A.S., FERNANDES, M.C. & LACERDA, W.A. (2007) – « Landslide susceptibility in a mountainous geoecosystem, Tijuca Massif, Rio de Janeiro: The role of morphometric subdivision of the terrain », *Geomorphology*, vol. 87, n°3, pp. 120-131.
- COELHO NETTO, A.L., SATO, A.M., AVELAR, A.S., VIANNA, L.G.G., ARAUJO, I.S., CROIX, D., LIMA, P., SILVA, A.P. & PEREIRA, R. (2011) – « January 2011: the Extreme Landslide Disaster in Brazil », *Proceedings 2nd World Landslide Forum*, Rome, pp. 1-6.
- FELL, R., COROMINAS, J., BONNARD, C., CASCINI, L., LEROI, E. & SAVAGE, W. (2008) – « Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land use planning », *Engineering Geology*, vol. 104, n°3-4, pp. 85-98.
- LACERDA, W. A. (2007) – « Landslide Initiation in Saprolite and Colluvium in Southern Brazil: Field and Laboratory Observations », *Geomorphology*, vol. 87, n°3, pp. 104-119.

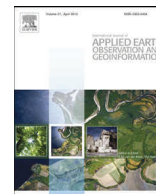
- MALET, J.-P., THIERY, Y., MAQUAIRE, O. & PUISSANT, A. (2006) – « Analyse spatiale, évaluation et cartographie du risque "glissement de terrain" », *Revue Internationale de Géomatique*, vol. 16, n°3-4, pp. 499-525.
- PIEL, C. (2013) – *Évaluation et cartographie de la susceptibilité des versants aux glissements de terrain. Application à la région de Nova Friburgo (État de Rio de Janeiro, Brésil)*. Mémoire de master 2 « Espaces, Dynamiques des Milieux et Risques », université Paris-Diderot, 73 p.
- PRADHAN, B. OHB, H.J. & BUCHROITHNER, M. (2010) – « Weights-of-evidence model applied to landslide susceptibility mapping in a tropical hilly area », *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, vol. 1, n°3, pp. 199-223.
- REGMI, N.R., GIARDINO, J.R. & VITEK, J.D. (2010) – « Modeling susceptibility to landslides using the weight of evidence approach: Western Colorado, USA », *Geomorphology*, vol. 115, pp. 172-187.
- SAWATZKY, D.L., RAINES, G.L., BONHAM-CARTER, G.F. & LOONEY, C.G. (2004) – *ArcSDM2: ArcMAP extension for spatial data modelling using weights of evidence, logistic regression, fuzzy logic and neural network analysis* - <http://ntsर्व.gis.nrcan.gc.ca/sdm/>
- THIERY, Y. (2007) – *Susceptibilité du bassin de Barcelonnette (Alpes du sud, France) aux "mouvements de versant" : cartographie morphodynamique, analyse spatiale et modélisation probabiliste*. Thèse de doctorat, université de Caen Basse-Normandie, 443 p.
- THIERY, Y., MALET, J.-P., STERLACCHINI, S., PUISSANT, A. & MAQUAIRE, O. (2007) – « Landslide Susceptibility Assessment by Bivariate Methods at Large Scales: Application to a Complex Mountainous Environment », *Geomorphology*, vol. 92, n°1-2, pp. 38-59.
- VAN WESTEN, C.J. (2004) – « Geo-Information Tools for Landslide Risk Assessment: an Overview of Recent Developments », *Proceedings 9th International Symposium on Landslides*, Leiden, Balkema, pp. 39-56.
- VIJITHA, H., KRISHNAKUMAR, K.N., PRADEEPA, G.S., NINU, M.V., KRISHNANA & MADHUC, G. (2014) - « Shallow landslide initiation susceptibility mapping by GIS-based weights-of-evidence analysis of multi-class spatial data-sets: a case study from the natural sloping terrain of Western Ghats, India », *Georisk: Assessment and Management of Risk for Engineered Systems and Geohazards*, vol. 8, n°1, pp. 48-62.

Publication 13

Mialhe, F., Gunnell, Y., Ignacio, A.F., **Delbart, N.**, Oganía, J.L. & Henry, S. (2015), Association and integration of participatory approaches with satellite images analysis for improving the understanding of the land system. A case study in Mindanao, Philippines. *Applied Earth Observation and Geoinformation*, 36, 69-82.

Contents lists available at [ScienceDirect](http://www.sciencedirect.com)

International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jag

Monitoring land-use change by combining participatory land-use maps with standard remote sensing techniques: Showcase from a remote forest catchment on Mindanao, Philippines



François Mialhe^{a,b,*}, Yanni Gunnell^b, J. Andres F. Ignacio^c, Nicolas Delbart^d, Jenifer L. Ogania^c, Sabine Henry^a

^a Department of Geography, University of Namur, Namur, Belgium

^b Department of Geography, University of Lyon, Lumière Lyon 2, UMR CNRS Environnement, Ville, Société, Lyon, France

^c Environmental Science for Social Change, 1/F Manila Observatory Bldg., Loyola Heights 1108, Quezon City, Philippines

^d Department of Geography, University of Paris 7 Diderot, UMR 8586 PRODIG, Paris, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 11 May 2014

Accepted 10 November 2014

Keywords:

Land-use change

Remote sensing

Participatory land-use map

Methodology

Philippines

ABSTRACT

This paper combines participatory activities (PA) with remote sensing analysis into an integrated methodology to describe and explain land-cover changes. A remote watershed on Mindanao (Philippines) is used to showcase the approach, which hypothesizes that the accuracy of expert knowledge gained from remote sensing techniques can be further enhanced by inputs from vernacular knowledge when attempting to understand complex land mosaics and past land-use changes. Six participatory sessions based on focus-group discussions were conducted. These were enhanced by community-based land-use mapping, resulting in a final total of 21 participatory land-use maps (PLUMs) co-produced by a sample of stakeholders with different sociocultural and ecological perspectives. In parallel, seven satellite images (Landsat MSS, Landsat TM, Landsat ETM+, and SPOT4) were classified following standard techniques and provided snapshots for the years 1976, 1996, and 2010. Local knowledge and collective memory contributed to define and qualify relevant land-use classes. This also provided information about what had caused the land-use changes in the past. Results show that combining PA with remote-sensing analysis provides a unique understanding of land-cover change because the two methods complement and validate one another. Substantive qualitative information regarding the chronology of land-cover change was obtained in a short amount of time across an area poorly covered by scientific literature. The remote sensing techniques contributed to test and to quantify verbal reports of land-use and land-cover change by stakeholders. We conclude that the method is particularly relevant to data-poor areas or conflict zones where rapid reconnaissance work is the only available option. It provides a preliminary but accurate baseline for capturing land changes and for reporting their causes and consequences. A discussion of the main challenges encountered (i.e. how to combine different systems of knowledge), and options for further methodological improvements, are also provided.

© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Changes in land-use typically result from government policies and from market forces, but they can also occur spontaneously as a consequence of natural hazards or local land husbandry practices. Monitoring land-use changes is important because of the global environmental threats that they are often associated with

(Townshend et al., 2012). These threats are related to urban sprawl, deforestation, food production, the erosion of biodiversity; and affect the provision of marine, freshwater and terrestrial ecosystem services, climate change mitigation, and the containment of infectious diseases (Foley et al., 2005). Land-use studies, therefore, are central to the sustainable development agenda and have been facilitated by rapid progress in geospatial technologies. However, understanding the coupled social–ecological systems in which land-use changes are occurring ideally requires an integration of expert knowledge (technocratic or scientific) with other non-scientific knowledge (Rindfuss et al., 2004). The latter is usually observation-based empirical knowledge held by specific groups of

* Corresponding author at: Department of Geography, University of Lyon, Lumière Lyon 2, UMR CNRS Environnement, Ville, Société, Lyon, France. Tel.: +33 785401679.
E-mail address: Francois.Mialhe@univ-lyon2.fr (F. Mialhe).

local land users and stakeholders, which has accumulated over individual lifetimes and generations (Berkes and Folke, 2002; Halme and Bodmer, 2007; Shepard et al., 2004). The incorporation of non-scientific knowledge and practices into land management and planning strategies has been advocated because of the intrinsic limits of conventional science in solving complex ecological problems (Stevenson, 1996).

Knowledge about the environment (e.g. land-use changes) varies not only between experts and non-experts but also among local land users themselves (Robbins, 2001). Furthermore, holders of non-scientific knowledge are not necessarily indigenous (Huntington, 2000). Local, vernacular knowledge can contribute to explain landscape-scale change through an effort to understand local perspectives or mindsets. It has been suggested that local people hold rich and complex information about their local environment, about the distribution of the resources and the functioning of ecosystems, and that their knowledge is more practical and intimately connected to daily activities than Western knowledge (Agrawal, 1995; Stevenson, 1996). The hypothesis in this study is that combinations of various forms of knowledge, however incongruous they may initially appear to be, help to understand the dynamics, chronology and causes of land-cover and land-use changes.

How to combine local and scientific forms of knowledge and how to proceed analytically and to interpret the information acquired then becomes a methodological issue requiring independent controls on the variables of interest. Through the worked example of a case study in a remote area of the Philippines, where prior scientific data is unavailable and where opportunities for detailed ground-truth investigations were severely time-limited, this paper constructs and tests a methodology for combining seemingly disparate information sources ranging from remote sensing to indigenous land-use maps produced by focus groups after conducting participatory activities.

2. Reasons for combining different systems of knowledge, and ways of doing so

Remote sensing technologies and methodologies are adapted to assessing and to monitoring land-use and land-cover changes (Du et al., 2002). The diversity of spatial and spectral resolutions, the high frequency of data acquisition, and an increasingly unrestricted access to imagery place remote sensing in a key position for informing and measuring such events. Detection of change is routinely carried out using a range of techniques (see Coppin and Bauer, 1996; Lu et al., 2004). Expert knowledge is often the only form of knowledge involved in these procedures and works best when literature on the study area already exists and when field measurements or observations are available. International land-cover classification schemes are technocratic products based on expert scientific knowledge that tends to ignore idiosyncratic or local perspectives. For example, through its Land Cover Classification System (LCCS) the Food and Agriculture Organization (FAO) has adopted a normative approach based on a hierarchical set of classifiers (e.g. presence of vegetation, edaphic conditions, artificiality of cover, environmental attributes, etc.; Di Gregorio and Jansen, 1998). Such normative approaches need not, however, overshadow possible alternatives, particularly when local conditions make standard methods unworkable. Furthermore, expert-based studies present limitations when official records provide little or no information about past landscape patterns and fail to consider interactions between people and their environment. Inclusion of local knowledge can thus fill these gaps and be incorporated into the routine procedures of image processing and class interpretation.

In general terms, scientific and vernacular forms of knowledge present differences and similarities. For example, both are

produced and embedded in specific social, cultural and political contexts, use similar methods such as trial and error, and intend to make sense of reality by classifying things and processes following certain criteria (Robbins, 2003; Stevenson, 1996). The different terminologies used to describe or name a landscape unit reflect different cultural meanings of landscape (Robbins, 2003). Some studies have revealed similarities between scientific and local classifications of plants, animals and soils (Holman, 2002; Briggs, 2005); others have emphasized the larger number of habitats recorded in indigenous inventories than in scientific classification schemes (Abraão et al., 2008; Halme and Bodmer, 2007). Differences between knowledge systems emerge from the different contexts in which they were produced: indigenous perspectives often ascribe a sacred significance to knowledge, whereas Western epistemologies treat knowledge with scepticism and place more emphasis on evaluation and validation (Stevenson, 1996; Laituri, 2002).

Local knowledge is often perceived as being more immediately practical and emotional, whereas scientific knowledge is rooted in theory, and more systematic and objective (Huntington, 2000; Briggs, 2005). Even though vernacular knowledge runs the risk of being unduly romanticized by culture-conscious scientists, complex subtleties of local knowledge may nonetheless remain misunderstood or unrecognized by narrowly technocratic or scientific approaches (Laituri, 2002).

The co-production of knowledge arising from cooperation between researchers and local communities has previously been used with some success in conservation, resource management and planning, climate change, development impact assessments, and environmental monitoring (Halme and Bodmer, 2007; Huntington, 2000; Berkes, 2009). Research conducted in the Canadian Arctic on the impacts of, and adaptations to, climate change have involved local communities for practical (greater chance of success and more meaningful results), ethical (because the locals will have to live with the impact of the research or experiment) and political reasons (e.g. locals gain control over the research conducted among their community: Pearce et al., 2009). However, achieving the involvement of community members is a complex and difficult task because it requires participatory activities such as community workshops, interviews, focus groups, mapping, or field guides (Pearce et al., 2009; Raymond et al., 2010). Different forms and degrees of participation exist, from the more manipulative and passive to the more home-grown, where the final decisions are taken by the participants (Chambers, 2006; Dunn, 2007; Weiner et al., 2002). Participation also involves positive and negative externalities because it can empower participants and locals but also marginalize or even endanger them (Chambers, 2006). The risks of marginalization or disempowerment need to be assessed. They should be predicated on basic questions such as who defines the purpose, who facilitates, who participates, who owns the outputs, who wins, who loses, who is empowered, who is disempowered? (Rambaldi et al., 2006; Chambers, 2006; Dunn, 2007; Ventura et al., 2002). In many cases, participatory approaches can lead to negative outcomes due to a lack of transparency, lack of trust, lack of time, or the repetition of activities that are inconsistent with local expectations. Cultural and language differences, controversies about who should conduct data collection, and the technology involved in data gathering are other major aspects that may prompt locals to prohibit further research (Chambers, 2006; Pearce et al., 2009; Laituri, 2002; Meredith et al., 2002).

Involvement in participatory activities requires a respect of local beliefs, traditions, rules and protocols, transparency, flexibility, all of which lead to trust. Whenever possible, participants should also become involved in the research design and in the data analysis (Berkes, 2009; Chambers, 2006; Corbett et al., 2006; Pearce et al., 2009). Dissemination of results and evaluation of activities also

contributes to an empowerment of the communities (Meredith et al., 2002; Pearce et al., 2009). A general requirement is to gain acute consciousness of the complexities of power and power relations among the stakeholders and between them and the research staff (Dunn, 2007).

Participatory mapping activities are commonly used by traditional communities to establish land claims, to produce cultural maps and to protect community resources (Johnson et al., 2006). In such cases, cartography is a form of power (Johnson et al., 2006), with the additional concern that certain choices of mapping technology (e.g. GIS rather than paper maps or sketches) may alienate some social groups (Chambers, 2006). Empowerment can emerge from the capacity of Public Participation Geographic Information System (PPGIS, Obermeyer, 1998; Craig et al., 2002) to integrate multiple perspectives which should finally allow locals to engage in spatial decision-making, especially when aspects of good governance are addressed (Dunn, 2007). When left exclusively to elites groups, GIS can contribute to enhance oligarchic tendencies and be perceived as anti-democratic (Dunn, 2007; Weiner et al., 2002; Ventura et al., 2002). One specific issue with participatory mapping relates to the fixed demarcations between mapped units. This can foster notions of private property where they did not exist in the first place, or raise conflict by transforming vaguely demarcated boundaries into clearly defined lines on a map (Johnson et al., 2006; Dunn, 2007). One way of dealing with this is to use visualization techniques such as fuzzy boundaries or soft zoning; another way is to admit to relative mapping inaccuracies and thus to perform with participatory maps a different kind of analysis than with technical maps (Dunn, 2007).

Several previous studies have combined group discussions with mapping activities in order to acquire an understanding of local systems of knowledge (Zurayk et al., 2001; Olang et al., 2011). The process itself is valuable from the perspective of the people involved and not just in terms of the information gathered. Previous experience of community mapping in the Philippines has shown that the method empowers the communities by “[...] exercising authority over the facilitator and other outsiders through superior knowledge of the site; gaining ownership of the knowledge, issues, and opportunities generated; and engaging outsiders in a learning process that results in greater awareness of underlying community issues and concerns” (Guiang et al., 2001). However, such positive outcomes are difficult to reach and not systematically guaranteed.

Studies that use participatory approaches in conjunction with remote sensing are uncommon (Committee on the Human Dimensions of Global Change, 1998). This two-pronged approach has previously served a range of purposes in remote sensing-based analysis – e.g. to elaborate categories for further classification (Robbins, 2001; Naidoo and Hill, 2006; Lauer and Aswani, 2008), to interpret satellite images based on ethnobotanical ground-truth data (Shepard et al., 2004), to explain detected land-use changes (Rees et al., 2003), to generate auxiliary thematic maps (soil, land degradation) in combination with maps produced by remote sensing (Zurayk et al., 2001), to name the classes of classified images (Heckenberger et al., 2003), to determine subclasses of specific habitats (e.g. shallow-water habitat in coral reefs) (Lauer and Aswani, 2008), and to verify the quality of remotely sensed land-cover maps (Olang et al., 2011). Naidoo and Hill (2006) assessed the usefulness of traditional ecological knowledge (TEK) of the Ache (an ethnic group of eastern Paraguay) with regard to classification procedures and found that forest classification as proposed by the Ache was correctly reflected in the classified Landsat images.

This leaves room for developing innovative methodologies that combine different forms of knowledge, and where top-down and bottom-up approaches can advantageously combine. Here, a simple method was developed for successively entering local knowledge (gathered during focus-group discussions) into

Table 1
Slope classes in the study area.

Slope class ^a	Slope angle ^b (°)	Area covered ^b (km ²)	Area covered ^b (%)
Nearly level	0–1	1.3	0.4
Undulating	1–4	19	6
Rolling	4–10	69.4	21.9
Hilly	10–20	117.9	37.2
Steep	20–45	107.2	33.8
Very steep	>45	1.8	0.6

^a Based on United-States Department of Agriculture nomenclature.

^b Source: ASTER GDEM V2.

satellite-image classification and successive steps of image interpretation. The objective was to show that locally held information can be gathered in limited time and provide results that are uniquely relevant to the local context. The method was applied to a study area located in the uplands of Mindanao (Philippines). This area was chosen (i) because it has a regional reputation for being prey to environmental degradation, (ii) because literature about it is limited due to its remoteness, and (iii) because political insecurity in the area rules out long periods of field investigation. Given that such situations are relatively common around the world, this study could make way for many others in similar settings. The first goal of this study was to find optimal ways of combining scientific knowledge with vernacular knowledge shared by local inhabitants as a means of enhancing the characterization of land changes. The secondary goal was to portray 35 years of land-cover changes in the Upper Pulangi watershed, Mindanao, Philippines.

3. The study area

The Upper Pulangi Watershed in Bukidnon province, Mindanao, Philippines (Fig. 1) encompasses eight barangays¹ (Silae, Indalasa, Mapolo, Busdi, Caburacanan, Kulaman, St. Peter and Zamboangita), all located in the municipality of Malaybalay City, Bukidnon. The total area is ~320 km² and the population was ~11,500 in 2000. Population density is about 36/km², which is low for the Philippines.

Topographic elevations range from 405 m to 1887 m and slope angles in more than 70% of this upland area exceed 10° (Table 1). The agriculture is predominantly rainfed, with crops covering even rugged terrain. Irrigated paddy is a rare occurrence and is confined to the valley floors. The main rainfed crops on the hillslopes are corn, rubber, sugarcane and root crops (sweet potato, cassava, ginger, and taro). Portions of the steeper topography are also cultivated, notably by indigenous peoples. Uncultivated areas include old-growth forest (pre-montane, and montane or cloud forest), secondary forest, and grassland (with widespread presence of *Imperata cylindrica*). Logging, fires, and shifting cultivation by slash and burn have been the main causes of deforestation in the area since World War II. Logging began in the late 1960s and ended in the late 1980s when a national logging ban was enacted. As observed elsewhere in SE Asia (Lavigne and Gunnell, 2006), fires during El Niño years mainly impact areas affected by clear-cutting. Logging has attracted jobless and landless migrants, who often arrive with their families from other islands of the Philippines. At first, the pattern of settlement roughly followed the pattern of deforestation because the migrants were attracted by the jobs created by the industry and by the land settlement opportunities afforded by clear-cutting (Mialhe et al., 2014). As a consequence, the population today is composed of indigenous people who belong to several ethnic groups (referred to locally as ‘lumad’), of immigrants, and of descendants of mixed

¹ From the highest to the lowest administrative echelons, the Philippines are divided into regions, provinces, municipalities, and barangays.

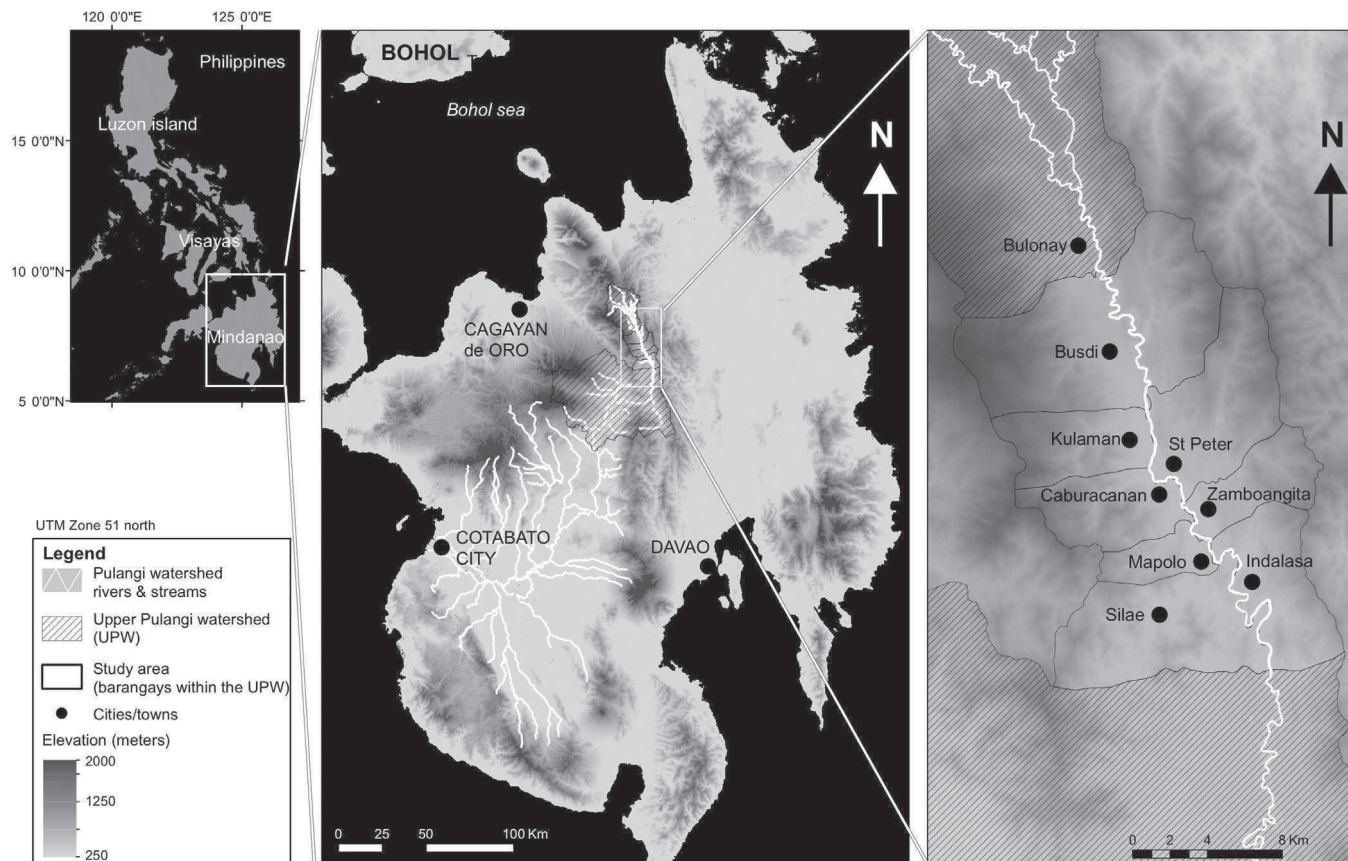


Fig. 1. Study area. Barangay boundaries are only approximate due to ongoing disputes over their exact location.

indigenous and migrant parentage. Lumad is a term used to refer to the indigenous peoples of Mindanao. They are distinct from groups that have adopted Islam as a religion (Mialhe et al., 2014).

4. Materials and methods

4.1. Procedure

Fig. 2 shows how production of the different maps was conducted and highlights the operations at each step of the process.

4.2. A community mapping exercise in 2000

The barangay base maps used during participatory activities organized in 2012 were derived from a previous participatory mapping exercise organized in 2000 by the local governments as part of a comprehensive plan for land-use. The project was facilitated by the ESSC (Environmental Science for Social Change), a local research institute. The resulting maps, called community maps, displayed the landmarks and place names that the participants cared to identify: mainly topographic features, infrastructures, houses, and water bodies. Initial maps were drawn on manila paper, digitized and georeferenced using an ASTER GDEM V2 model of the land surface and high ground-resolution images available from Google Earth Pro™ and Bing maps™.

4.3. Focus-group discussions (FGDs)

Six FGDs were organized between July and August 2012 in six barangays of Malaybalay City: Silae, Mapolo, Caburacanan, Kulaman, Busdi and St. Peter. Participants were selected with the help

of informants residing in the respective barangays. In addition to this peer-based selection procedure (Huntington, 2000), existing barangay socioeconomic profiles² also helped to design the sampling strategy. The main criteria for sampling were gender balance and a fair representation of age classes and ethnic groups. The presence of elderly representatives was particularly important because they possess significant knowledge about past landscapes and land-use practices. The number of participants ranged from 10 to 25 and each sessions (six in total) lasted 3–4 h. The meeting, held in Cebuano, took place in official government structures (i.e. the barangay hall) because they were the only places large enough to accommodate the activity (Fig. 3). Barangay base maps were covered with transparent plastic film during the discussions and a range of key landmarks were used for delimiting the land-use categories. The plastic overlays were then digitized and the digital maps co-registered with the georeferenced base maps.

In the field, the procedure was as follows: (i) a discussion on village history was held and a timeline was drawn with major village events plotted on it; (ii) land-use mapping followed, amidst ongoing discussions about past land-use changes; finally, (iii) population changes were also discussed. For activity (ii), participants were first asked to recall a series of dates that they considered critical to the land-use history. The boundaries of the relevant land units were subsequently drawn by participants and by the facilitator on the plastic film. The final barangay land-use maps are called participatory land-use maps, or PLUMs.

² These are documents produced for each barangay in the Philippines, usually by local officials, and comprise most information updates and statistics about the population and the environment.

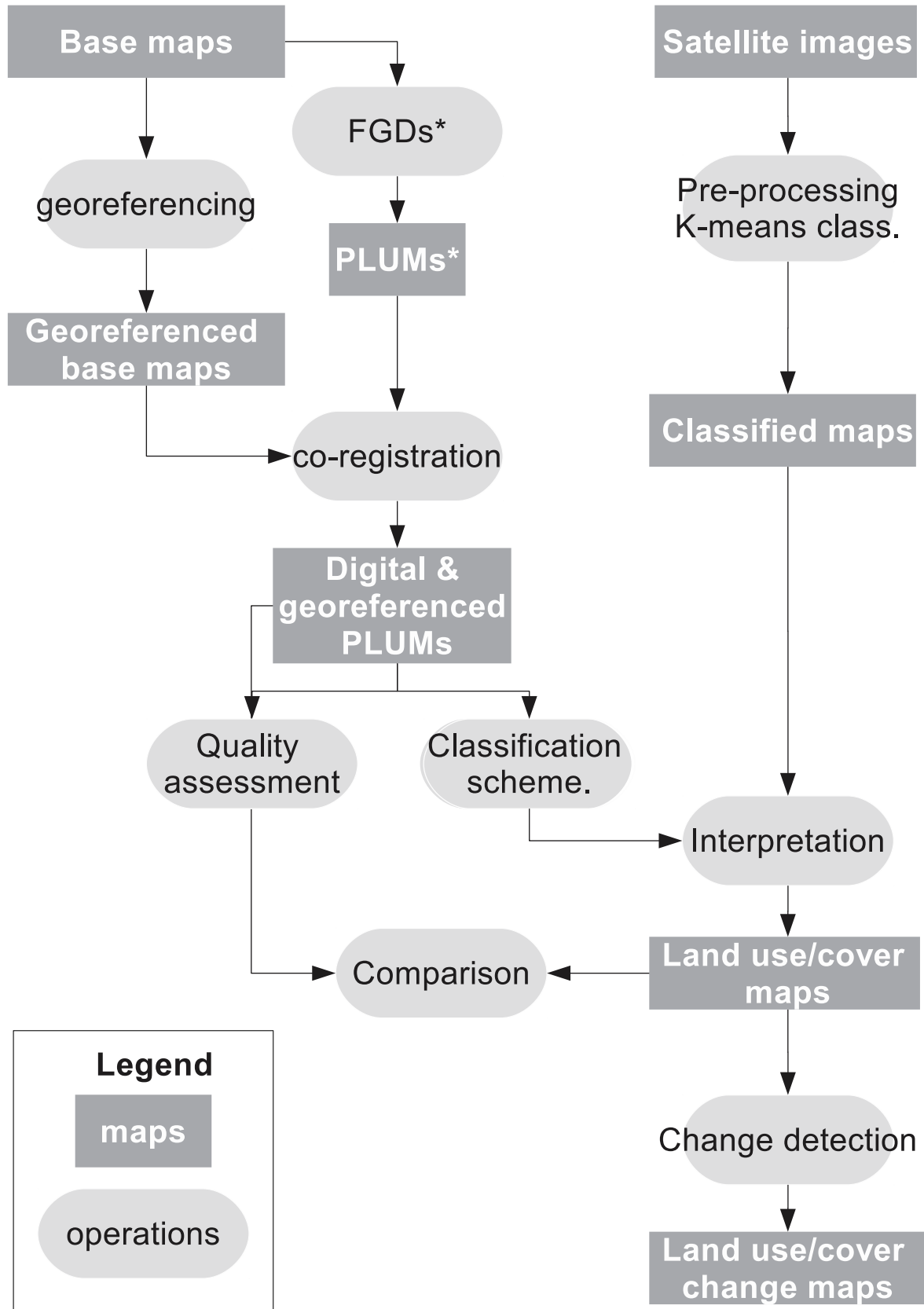


Fig. 2. Flowchart summarizing the proposed methodological scheme. Coding of the successive steps distinguishes operations (lighter grey boxes) from outputs (i.e. maps: darker boxes). PLUM: Participatory Land-Use Map. FGD: Focus-Group Discussion.

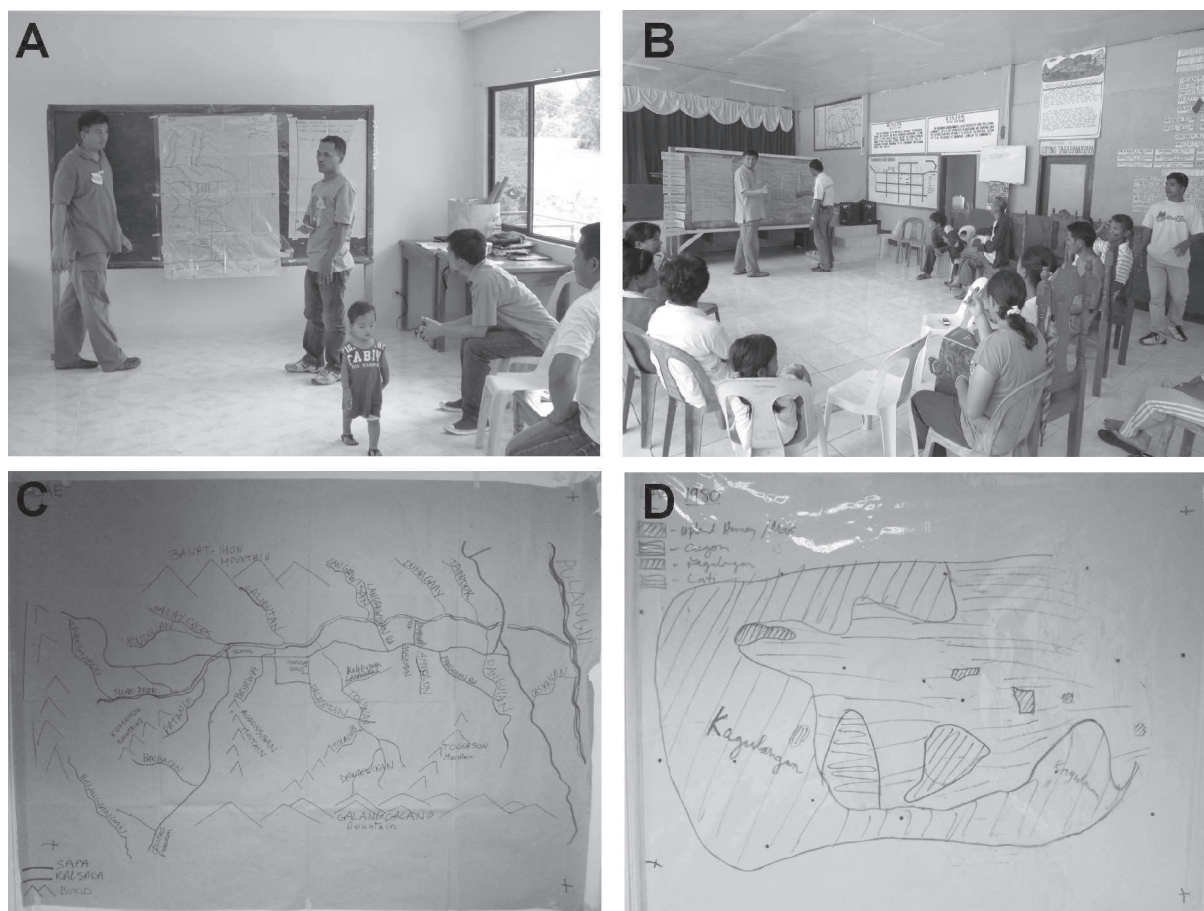


Fig. 3. Focus-group activities and outputs. (a and b) Collective discussion during the land-use mapping activities, respectively in Mapolo and Caburacanan. (c) Participatory base map of Silae. (d) Example of a plastic sheet produced after the delimitation of land-use patterns.

4.4. Assessment of PLUM quality

The accuracy of boundaries drawn on these PLUMs was first estimated by comparing the limits of similar land-use classes between two contiguous barangays at identical times. The hypothesis was that land-use is primarily dictated by natural variables (topography, soil, altitude belts on the hillslopes); given the geometry of barangay boundaries across (rather than parallel to) the river valley (Fig. 1), land-use polygons are expected to be continuous across administrative boundaries and should not, therefore, display abrupt changes at those boundaries. Whether or not cross-boundary land-use classes displayed continuity was thus one indicator of PLUM quality. Quality was also assessed by overlaying participatory land-use maps and false-colour composite images (FCC) representing the land at the same period. A visual

interpretation of FCCs helped to test the goodness of fit between PLUM- and FCC-derived class limits, respectively. Finally, PLUMs and satellite-derived land-use maps were compared through the computation of a confusion (or error) matrix (Stehman, 1997).

4.5. Satellite data analysis

4.5.1. The data set

The set of satellite images comprised two MSS Landsat, two TM Landsat, one ETM+ Landsat and two SPOT 4 images (Table 2). Landsat images were acquired free of charge from EarthExplorer and the Global Land Cover Facility (GLCF) websites, and are part of the Global Land Survey (GLS) datasets fully processed at the standard L1T level. SPOT 4 images, processed at level 2A, were acquired through the Planet Action programme of SPOT. The digital

Table 2
List of satellite images used.

Sensor	Path WRS-1 & 2 for Landsat K-J for Spot	Date of acquisition (mm-dd-yyyy)	Ground resolution (m)	Root Mean Square (number of ground-control points)
Landsat MSS	120-054	11-26-1973 09-26-1976	60 60	0.219497 0.329590 (11)
Landsat TM	112-054	11-29-1989 09-21-1996	30 30	n.a. n.a.
Landsat ETM+	112-054	10-08-1999	30	n.a.
SPOT 4	315-332 316-334	11-10-2010 05-22-2010	20 20	0.478224 (20) 0.490264 (37)

Table 3

List of PLUMs, with land-cover/land-use classes specified during focus group discussions.

Barangay (no. of PLUMs)	Years in which land-cover/land-use was mapped	Land-cover/land-use classes
Busdi (3)	1980–1990–2012	<i>Kagulangan</i> , <i>lubas</i> , <i>uma</i> , ricefield, cornfield
Caburacanan (5)	1970–1982–1995–2005–2012	Kalasan, <i>lubas</i> , <i>barrio</i> , <i>kagulangan</i> , <i>uma/cogon</i> , <i>basak</i> , <i>uma-corn</i> , <i>lubas/cogon</i>
Kulaman (3)	1975–1989–2012	<i>Kagulangan</i> , <i>lubas</i> , <i>lubas kagulangan</i> , <i>uma/cogon</i> , <i>puwalas</i> , <i>uma/corn</i> , <i>basak</i>
Mapolo (3)	1984–1987–2008	Logged-over (<i>lubas</i>), <i>kagulangan</i> , <i>barrio</i> , <i>humay upland</i> , <i>corn yellow</i> , <i>lubas</i> , <i>white corn</i> , <i>hybrid yellow corn</i> , <i>RR^a corn</i>
Silae (3)	1980–1990–2012	<i>Humay upland/corn</i> , <i>cogon</i> , <i>kagulangan</i> , <i>lubas</i> , <i>puwalas</i> , <i>lati/uma corn</i> , <i>basakan</i> , <i>rubber</i> , <i>durian/lanzones</i> , <i>pomelo/rubber/durian</i>
St Peter (4)	1970–1985–1995–2010	<i>Kagulangan</i> , <i>logged over</i> , <i>farm</i> , <i>uma/lati</i> , <i>hybrid corn/rubber</i> , <i>RR corn/rubber</i>

^a Round-up Ready, a genetically engineered corn modified to withstand the herbicide glyphosate.

elevation model (DEM) is based on ASTER GDEM V2 (product of METI and NASA), with a spatial resolution of 1-arc second, further resampled at 30 m.

4.5.2. Preprocessing

With a set of multi-date images intended for change detection, image registration and radiometric calibration are recommended (Du et al., 2002; Lu and Weng, 2007). With the exception of the Landsat MSS and SPOT 4, all the images were already registered and georeferenced in a Universal Transverse Mercator projection through the common procedure of Global Land Survey (GLS), in which RMSE (root mean square error) values range between 30 and 50 m. Small misregistration errors, therefore, can occur (Gutman et al., 2008; Townshend et al., 2012). The Landsat MSS and SPOT4 were registered against the previous ones, using second-degree polynomial transformation and nearest neighbour resampling. A RMS of 0.5 was considered here as a maximum because this value is commonly recognized as an accuracy threshold (Hui et al., 2008) (see Table 2). Images were calibrated first by converting digital numbers (DN) to top-of-atmosphere (TOA) reflectance, i.e. the “ratio between the surface-reflected radiance and solar irradiance at the sensor position” (Rahman et al., 2013). Because 71% of the area is hilly to steep, topographic normalization was also performed in order to reduce the influence of terrain features on the spectral

signature of the land-cover classes. Depending on their location on sunny or shaded slopes, classes will appear respectively brighter and darker by comparison with a horizontal geometry (Richter et al., 2009). The aim of topographic correction is thus to reduce the effect of relief in rugged terrain (Gitas and Devereux, 2006). It consequently improves the classification (Dorren et al., 2003). A modified version of the Lambertian method proposed by Civco (1989) was developed by Nichol et al. (2006) and applied here. The advantage of this normalization procedure, called slope matching technique, is that it is both wavelength- and scene-dependent (Nichol et al., 2006) (see Supplementary Data for details).

4.5.3. Data analysis

An unsupervised classification algorithm (K-means) was chosen to produce classified images with ten classes because this was adapted to the rugged terrain and complex landscape mosaics of the study area (Thenkabail, 1999). An unsupervised approach is also better suited to image classification than supervised methods when prior information about the environment, as in the present case, is limited.

The participatory activity outputs (maps, land-cover typology, and discussions) helped to interpret the spectral and spatial signatures obtained by the standard K-means classification algorithm. A major issue that arose was the capacity to discriminate between

Table 4

Vernacular and scientific definitions of natural vegetation classes discussed during the focus group discussions.

Local classification	General classification	Vernacular definitions ^a	Scientific definitions ^c characteristics (prominent species)
<i>Puwalas</i>	Old-growth forest	“Forest with big trees”, “area where <i>kaingin</i> ^b was conducted”, “contains <i>ubod</i> ^b , rattan, lakap”, “it has mud, pigs and monkey”, “still has <i>lauan</i> ^b ”	Mature unlogged forest where tree height exceeds 50 m; large diameter tree species (<i>Shorea polysperma</i> , <i>Neotrewia cummingii</i> , <i>Calamus</i> spp., <i>Palaquium foxworthyi</i> , <i>Podocarpus rumphii</i> , <i>Neonauclea media</i>)
<i>Kagulangan</i>	Mature secondary forest, or thinned old-growth forest	“Not disturbed”, “with <i>lauan</i> ^b ”, “virgin forest”, “unlogged forests”	From <i>gulang</i> (=mature). (1) Old-growth forest. (2) Old-growth forest where a significant number of trees have been extracted (selective logging in <i>puwalas</i>). (3) Old-growth forest after opening for shifting cultivation (20–40 years rotation) (same dominant species as <i>puwalas</i>)
<i>Lubas kagulangan</i>	Regenerating forest	“After the burn of logged patches”, “not <i>lubas</i> any more because it has big trees”, “ <i>lubas</i> area with bigger trees”	Forest under regeneration after logging or shifting cultivation. Forms a full canopy of maturing forest tree species (breast-height trunk diameter: >0.2 m), 10–20 years after opening (<i>Paraserianthes falcataria</i> and remnants of <i>puwalas</i>)
<i>Lubas</i>	Young secondary forest, scrub	“Area with small trees after <i>kaingin</i> ^b or <i>sakum</i> ”, “no more <i>lauan</i> ”, “an area with new varieties and transient trees”, “an area with wild banana”, “consist of <i>cogon</i> , <i>bulunsari</i> ^b and small trees”, “logged area”, “hirsute vegetation where farming is no longer possible”, “where <i>kaingin</i> occurred”, “an area that was already burnt”	Recently fallowed land or clear-felled area. A regenerating forest with pioneer species, clearing species and post-logging species (<i>Macaranga</i> spp.; <i>Albizia falcataria</i> , planted by logging companies; <i>Paraserianthes falcataria</i> ; <i>Lygodium</i> sp.; <i>Ficus</i> sp.; <i>Lithocarpus sultii</i>)
<i>Cogon</i>	Open areas	“Place covered by <i>cogon</i> and <i>hagunoy</i> and <i>balunsari</i> after burning”	Grassland dominated by <i>Imperata cylindrica</i>

^a Quotes obtained from focus group discussions.

^b *Kaingin*: shifting cultivation; *ubod*: edible bamboo shoot; *lauan*: *Shorea* spp., a tree; *bulunsari*: *Mimosa diplotricha*.

^c After Walpole (2002).

successional forest states, which can be problematic when hyperspectral imagery is not used. Different sensors perform differently in detecting these states (Sloan, 2012). The mid-infrared band is particularly suited to the determination of forest structure, age and biomass (Boyd et al., 1996; Steininger, 2000; Lucas et al., 2002). Unlike the TM sensor, the MSS sensor lacks the mid-infrared band. The MSS sensor captures variations in vegetative cover essentially as a function of leafy biomass, which is estimated through red and second near-infrared (NIR) bands. The problem in this type of forest environment is that, after 10 years of regrowth, leafy biomass is already 50% that of a mature forest, while total above-ground biomass is only 15–25% (Sloan, 2012). As a consequence, the rapid increase in leafy biomass reduces the capacity to distinguish subtle successional states. At best, MSS imagery can be used to distinguish secondary forest from mature forest and pasture (Sloan, 2012). Whereas the TM sensor has a greater ability to tell different successional states apart, the distinction between old secondary forest and disturbed primary forest is not always possible (Trisurat et al., 2000). With these considerations in mind, initial classes were merged in cases where semantic information was similar, but either reclassified or left unaltered when semantic information was unclear. Finally, a simple post-classification procedure was carried out to produce land-use change maps (see Lu et al., 2004 for a review of change detection techniques). Land-use changes at three dates, called trajectories, were also mapped and associated statistics were computed.

5. Results

5.1. The participatory land-use maps

5.1.1. Land-use classes and terminology

A total of 21 PLUMs were drawn during the FGDs and 28 different terms for land-use categorization came up during the group exchanges (Table 3). Of these 28 terms, only 20 remained after eliminating doubles due to the mixed use of English, Cebuano and Binukid.

Similar crops are themselves described using terms with various levels of generality. Broad, generic terms (e.g. rice, corn, rubber, farm) relate to: (i) complex traditional farming system that are scattered and that move through the landscape over time; or to (ii) a common and traditional farming system which can be complex (in the sense of the number of plant species) and thus more easily defined with an umbrella term; or to (iii) the most common farming system at a given time, which does not imply a distinction. At the other extreme, the use of more precise terms (Round-up Ready™ corn (RR), hybrid corn) will refer to: (i) migrant farming systems, or will emphasize (ii) specific features in the spatial pattern of monoculture crops (e.g. permanent and fixed), or will refer to (iii) the socioeconomic and cultural repercussions of the changing farming and marketing practices that developed with the introduction of hybrid and RR corn. Terms were also sometimes combined: e.g. farm/cogon, lubas/cogon, farm/lubas when the landscape was clearly identified as heterogeneous in a given portion of the land. Differences in terminology directly reflect the perceived importance of particular landscape units. No major differences were noted between terms used by indigenous people and those used by migrants, except for the need to translate – which was never a problem. The main (and predictable) difference between ethnic groups was that indigenous residents had a better knowledge of past land cover and land uses than recent immigrants.

Scientific and vernacular definitions of the main natural vegetation classes are given in Table 4. Both categories consider structural and dynamic (i.e. successional) aspects of the land cover. *Lubas* is a shifting cultivation mosaic that includes forest regrowth and agricultural land. The total area labelled as *lubas* is vast (~30% of all the areas mapped) not just because *lubas* is an umbrella term but also because until now the farmland was not continuous and homogeneous due to shifting cultivation. *Lubas kagulangan* is an advanced state of secondary forest regeneration after disturbance, be it logging (whether clear-cutting or selective logging), shifting cultivation (and thus fallow land) or burning episodes (particularly in previously logged patches). This class of land cover exhibits bigger trees than *lubas*. The third and final class used for remote sensing was a mixed category encompassing old-growth forest,

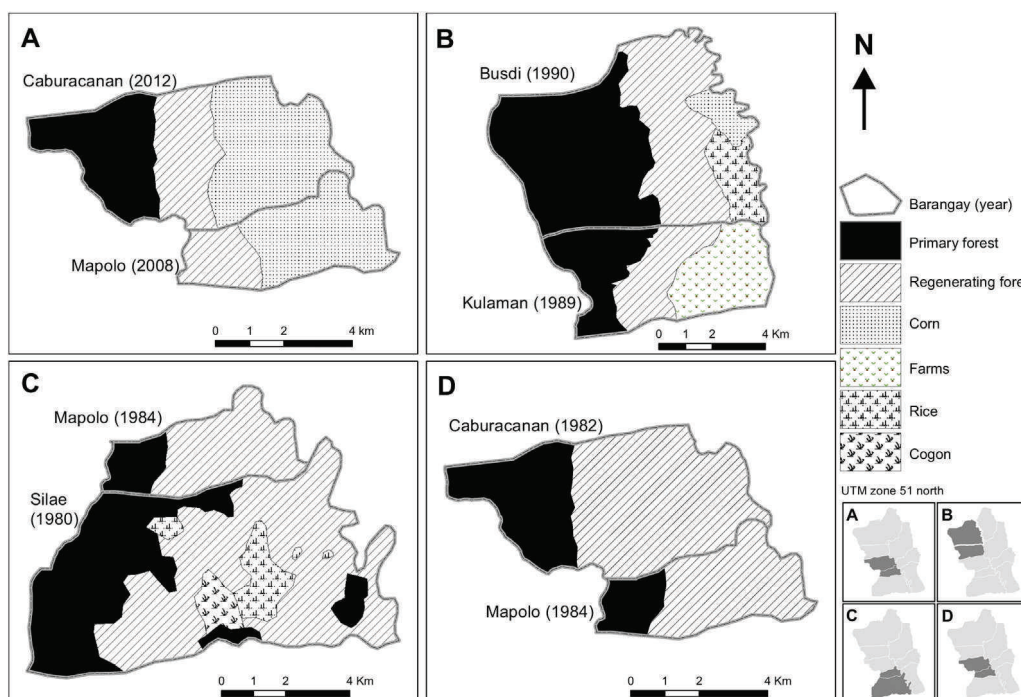


Fig. 4. Examples of fair (A and B) and poor (C and D) continuity scores between the PLUMs of contiguous barangays.

Table 5
Quality measures of maps displayed in Fig. 5.

PLUM pairs	Total length (m)	Continuous (m)
Caburacanan 2012 & Mapolo 2008	5600	5025 (~90%)
Busdi 1990 & Kulaman 1989	8350	6730 (~80%)
Caburacanan 1982 & Mapolo 1984	5600	3800 (~67%)
Silae 1980 & Mapolo 1984	6850	3800 (~55%)

secondary forest (*lubas kagulangan*), regenerating forest (*lubas*), open areas and agricultural land. This choice is dictated by the fine-scale heterogeneity of the landscape mosaic, which results from the many processes that have been affecting the vegetation pattern since World War II (Mialhe et al., 2014).

5.1.2. Quality of class delimitation

Fig. 4 shows an assessment of between-barangay continuity levels based on different PLUMs. The sharper discontinuities occur at higher elevations in the most peripheral areas of the barangays. Defining the position of the timber line on remote slopes, however, was sometimes controversial because it occurs generally far from villages or farm dwellings. Spatial misrepresentations in the PLUMs are therefore often proportional to distance from the main population centres. Poor between-barangay continuity is also related to initial perceptions of distance and location on the base maps. Table 5 provides estimates of the total length and proportion of between-barangay land-use class boundaries that are continuous (i.e. successfully captured by the method). Continuity scores are generally higher in the case of more recent land-use categories, a clear confirmation of the shortcomings of long-term human memory.

The overlay of PLUMs and FCC images (see Supplementary Data for colour image) shows a good match between the two classes of map. The topographic relief of the barangays may contribute to the quality of this result, i.e. on flatter topography the distinctions might significantly lose their sharpness. The *lubas* includes many scattered farms, detectable by their bright colour. This confirms that, in this class, there is a mix of agriculture and forest and that usages within it are diverse. A recurring problem, however, was met with the delimitation of agricultural lands, probably due to the diffuse farming patterns that are typical of shifting cultivation and not easily captured other than with much higher-resolution satellite imagery.

5.1.3. The land-cover changes

The main land-use and land-cover changes were extracted from the maps and refined through the FGDs (Table 6). Due to measurement uncertainties, class-wise surface areas were not computed. Overall, land-use changes typical of pioneer fronts in

tropical forest environments were encountered, e.g. the extension of farmland over old-growth forest, the development of monoculture, the introduction of high-yield varieties, recent livelihood diversification involving tree plantations (e.g. fruit trees, rubber), and the occurrence of natural regeneration resulting from forest conservation schemes.

In addition to enhancing the accuracy of the maps, the FGDs provided information about the causes of change. The impact of the El Niño event of 1983 was cited in every FGD because fire propagated across vast expanses of logged areas, which thereafter became *lubas* or grassland. Participants also shared their observations about changing states of vegetation. Some witnesses made general statements such as: “[after being opened] the forest does not go back to its original form” or “very few *lauan* [*Shorea spp.*] sprout naturally”. They sometimes used metaphors, for example when describing soil degradation: “Yes! It’s like having cancer [...], the soil seems to have cancer. It’s hard to recapture the lost nutrients”. These narratives may convey a simplified understanding of reality but provide important insights into mental models among local inhabitants. The causes behind the development of commercial crops and related farming and marketing practices were also commented at length, usually referring to the initial opening of logging roads and to the lure of financial services. The consequences for the farmers of this modernization process, such as the mortgaging of land to their moneylenders, were also discussed. Local officials who participated in the FGDs also recognized this and suggested “to return to the native varieties and revert from RR”. Some secondary benefits thus arose from these participatory activities, such as a new sense of empowerment and awareness of globalization and the wider world.

5.2. Remote sensing results

5.2.1. The land-use maps

Fig. 5 displays the spectral signatures of the initial ten land-use classes. Similar symbols are used for classes that were merged together. Interpretations were based (i) on the correspondence between spectral signatures and the FGD-derived typology, and were further assisted by (ii) the delimitation of PLUM classes. Old-growth forests were characterized by a lower NIR/R ratio and a lower MIR reflectance value than other natural vegetation classes. Secondary forest displayed higher NIR and MIR reflectance values on Landsat images, although no such class had been clearly identified on the SPOT 4 image. Agricultural lands included healthy vegetation characterized by a strong NIR/R ratio, and bare soil corresponding to arable fields (relatively high R and MIR, and low NIR). *Lubas* displays lower R and MIR and higher NIR reflectance values than agricultural lands.

Table 6
Land-use changes observed in the PLUMs.

Barangay	Period	Changes observed	Characteristics
Busdi	1980–1990	<i>Lubas</i> replaces forest	Deforestation or expansion of farmland
	1990–2012	Rice and corn replace <i>lubas</i>	Development of permanent agriculture
Caburacanan	1970–1982	<i>Lubas</i> replaces forest	Deforestation or expansion of farmland
	1982–1995	<i>Cogon</i> and farms replace <i>lubas</i>	Expansion of cropland and <i>cogon</i>
	1995–2005	Spread of rice and corn	Development of permanent agriculture
	2005–2012	Corn replaces <i>lubas</i>	Expansion of HYV and GM corn
Kulaman	1975–1989	Farms replace <i>lubas</i>	Expansion of cropland
	1989–2012	Tree regrowth replaces <i>lubas</i>	Natural regeneration
Mapolo	1984–1987	<i>Lubas</i> replaces forest, new presence of yellow corn	Deforestation and expansion of yellow corn
	1987–2000	Yellow and white corn replace upland rice	Expansion of yellow corn and replacement of staple crops
	2000–2008	Hybrid and GM corn replace <i>lubas</i>	Expansion of modern varieties of corn
Silae	1980–1990	Farms replace <i>lubas</i>	Expansion of farmland
	1990–2012	Spread of irrigated rice, fruit/rubber trees and hybrid/GM corn	Intensification, diversification with high-value trees

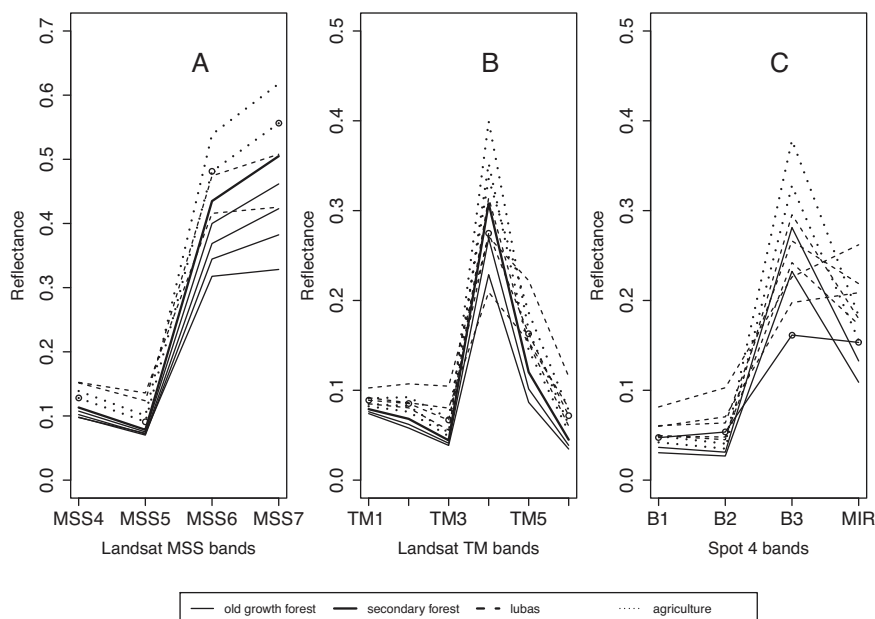


Fig. 5. Spectral signatures of the land-cover classes (A: Landsat MSS; B: Landsat TM; C: Spot 4).

Fig. 6 displays the resulting maps with a common simplified legend (i.e. secondary forest has been merged with old-growth forest). The maps show the land-use in 1976, 1996, and 2010. Spatial statistics are not fully relevant for comparative purposes because of the presence of clouds and cloud shadows on almost all of the images. However, they give some broad indication of the spatial dynamics over the last 35 years. In 1976, 1996 and 2010, forest covered, 20,400 ha, 12,700 ha, and 10,300 ha, respectively; *lubas* 6300 ha, 9200 ha, and 6250 ha; and agriculture, 3650 ha, 8100 ha, and 12,700 ha. These statistics strongly confirm the dynamics previously expressed during the FGDs.

5.2.2. Correspondence between PLUMs and land-use maps

Correspondence between the two types of land-use maps was assessed using a confusion matrix (or contingency table) based on cross-tabulation (Table 7). Correspondence was particularly high for forest classes. Confusion scores were, however, relatively high for *lubas* classes because these were confused with forest and agriculture classes. Nonetheless, this can be considered as normal given the nature of the *lubas* class, which is a hybrid, fine-grained mosaic of land-cover categories. Correspondences between agriculture classes scored higher with the more recent satellite images. As expected, older farming systems based on shifting cultivation were located within the forest areas, making confusion with the forest class inevitable. This was particularly evident when image ground resolution was coarse. Information provided by PLUMs was thus particularly valuable for the coarser resolution images such as MSS, on which an identification of plots used for shifting cultivation is often difficult.

5.2.3. Land-use and land-cover trajectories

When considering land-use change across the topography between 1976, 1996 and 2010, it appears that neither the higher or lower elevations recorded major changes, i.e. interfluvial crowns remained wooded and valley floors remained cultivated (see Supplementary Data for the colour map and the associated table). The spatial pattern of major changes is correlated with topography and accessibility. The following four land-use trajectories were identified: (i) reforestation, (ii) natural forest regeneration,

(iii) deforestation followed by agriculture, and (iv) development of perennial agriculture.

6. Discussion

This study confirms that scientific and non-scientific classification schemes present differences and similarities. Some indicators mentioned by local stakeholders when discussing land-use are similar to those relevant to scientific classification schemes, for example relative topographic position (e.g. upland and lowland), dominant vegetation species, height or diameter of tree crowns. However, other vernacular indicators relate to observations and knowledge acquired from the ground. These indicators often add qualitative value to the changes observed from space: presence of game animals, presence of a valued plant species (e.g. rattan), or whether slash-and-burn rather than logging was responsible for the state of the secondary vegetation.

The study also confirms that vernacular land classifications are based on a combination of biotic and abiotic characteristics and that these can guide science-based inferences concerning, for example, present and past beta biodiversity (Halme and Bodmer, 2007). From the classification scheme that emerged during the focus-group discussions and participatory mapping, only a limited number of classes turned out to be relevant to remote sensing – precisely because some differences are based on biotic and abiotic characteristics that could not always be appreciated from the satellite imagery. There thus appears to be a trade-off between what can be obtained solely from either a scientific or a non-scientific classification scheme, and there may exist an optimal intersection for every research objective between what can and cannot be readily understood simultaneously by scientific and non-scientific users. Indeed, while there is no single optimum approach for integrating local and scientific knowledge (Raymond et al., 2010), there is also no single way of combining both systems of knowledge. The desired optimum may vary according to purpose, design or who conducts the investigation, which in turn (among others aspects) dictates the time available, the identity of participants, the level of participation, and power relations among the various protagonists. To some extent, possibilities for matching several forms of knowledge can depend on the level of

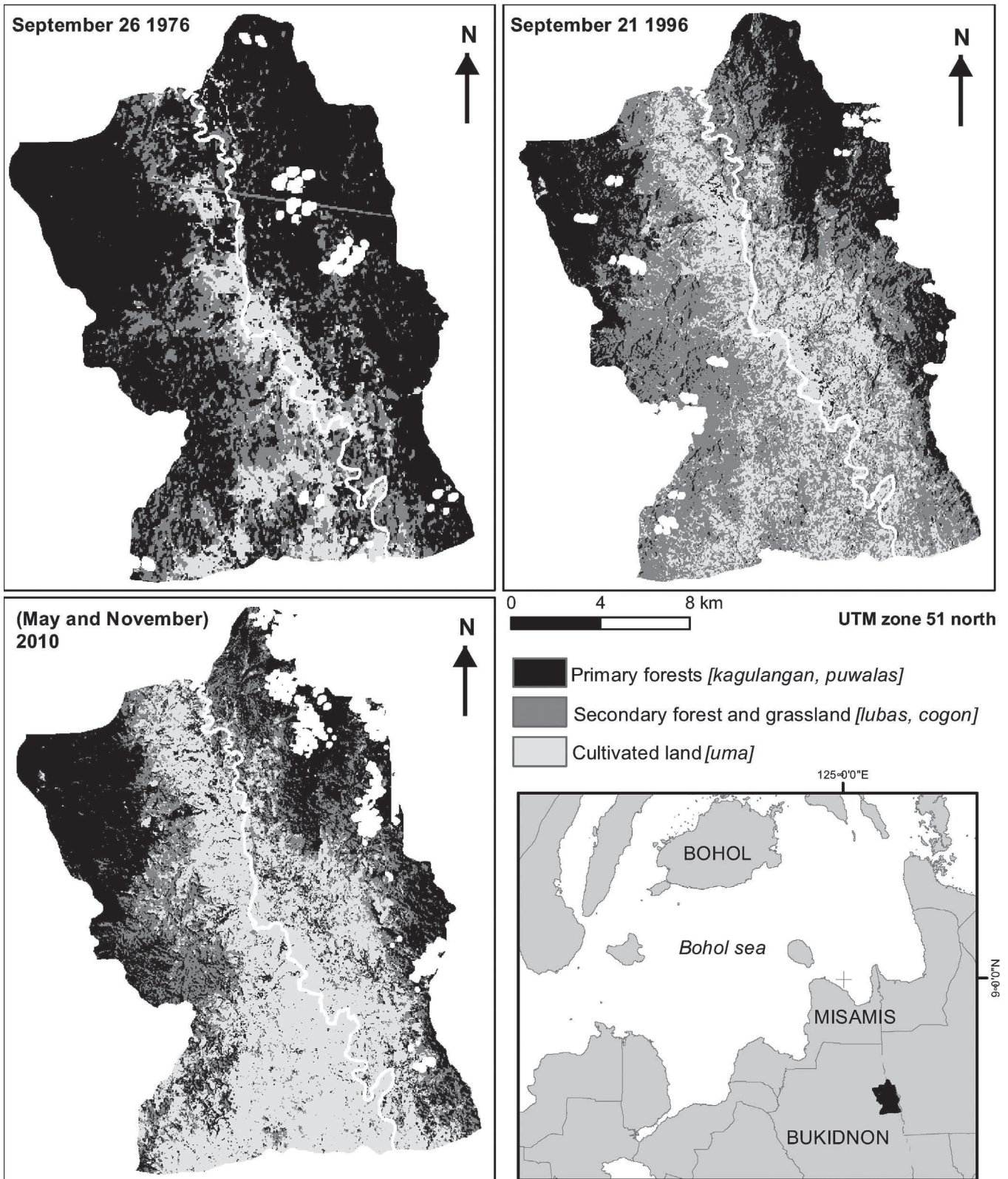


Fig. 6. Land-use maps with a common legend at three successive dates. White line in centre: Pulangi River. White circles: clouds with cloud shadow.

detail produced by each one (e.g. the number of categories for local knowledge versus the spatial resolution for satellite images) or on the nature of these details. For example, an excess of qualitative detail rooted in local knowledge can be difficult to match with more quantitative information required by scientific

knowledge. However, an optimum combination does not necessarily mean that the two knowledge pools need to be merged simultaneously: they can be used in succession, at different steps of the process – as in this study. Such an approach could inspire future work dedicated to the search for alternative, hybrid and

Table 7
Confusion matrix (in hectares) of land-use maps based on remote sensing (rows) and PLUMs (columns).

(A) Landsat MSS, 1976 – Silae (1980), Busdi (1980), Kulaman (1975)									
	Forest	Lubas	Farm	Cogon	Upland rice	Total			
Forest	5791	1165	643	101	190	7889			
Lubas	1270	1422	243	63	154	3152			
Agriculture	135	1677	240	13	39	2103			
Total	7195	4264	1125	177	381	13,144			

(B) Landsat TM, 1996 – Mapolo (2000), Caburacanan (1995)							
	Forest	Lubas	Farm and Cogon	White corn	Yellow corn	Total	
Forest	459	237	138	16	12	862	
Lubas	340	807	584	57	156	1944	
Agriculture	17	182	430	61	245	935	
Total	816	1226	1152	134	414	3741	

(C) SPOT 4, 2010 – Silae (2012), Mapolo (2008), Caburacanan (2012), Kulaman (2012), Busdi (2012)									
	Forest	Lubas	Lubas kagulangan	Farm corn	Corn	Rice	Fruit	Rubber	Total
Forest	4264	445	100	431	131	179	2	4	5555
Lubas	1090	880	227	596	191	162	4	3	3153
Agriculture	951	380	51	4591	1465	879	78	68	8463
Total	6304	1705	377	5617	1787	1220	83	76	17,171

multi-step classification algorithms similar to the one illustrated in Fig. 2.

In this study, the individual methods used at successive steps of the investigation are not new, but the methodology, i.e. the research strategy that outlines the way the research project is undertaken and how the different routines are chosen and assembled, has not previously been implemented. Moreover, the approach that consists in coupling technical and non-technical maps fills a gap in the literature. Confidence about the quality of local knowledge, particularly its spatial accuracy, was obtained by overlaying false-colour composite images and PLUMs and by calculating the continuity of classes across the boundaries of several administrative units. Because the process also involves FGDs, the ways in which the inputs and outputs of participatory activities and of the remote sensing procedures feed back on each other also provided useful insights. For example, by not just being a conventional top-down consultancy exercise, the experiment created a bridge between scientists and the local population. It most notably sparked interest among the younger participants and measurably improved their knowledge of their own environment by providing them with new awareness and new perspectives. Dialogue between scientists and locals has, for example, also been recognized as important for the future of tropical biodiversity (Abraão et al., 2008). Knowledge exchange such as practiced in the context of this study can serve as a critical milestone in the early stages of land-use planning or in the process of managing protected areas (Horning et al., 2010). Mapping in general is a very effective tool for getting people to discuss and to communicate about critical issues. Collective mapping is also a powerful means through which new knowledge can emerge, particularly among communities in which group dynamics are already strong.

One conclusion of the investigation was that topography positively affects PLUM quality because human perception of space relies heavily on the slope system to locate boundaries and transitions. However, the method presented here is probably replicable in other settings because the key to producing accurate participatory base maps need not hinge exclusively on topography: any class of landmark, including place names, should likewise contribute to the quality of the resulting PLUM.

Another concern is that heedless talk about land issues can raise or rekindle conflict over land ownership or access to resources, especially in cases where demarcations are not clearly defined and

collectively accepted. Land conflicts can be generated or rekindled by a simple switch from fuzzy demarcation to lines drawn on a map (Johnson et al., 2006; Dunn, 2007). Collaboration with local researchers who are aware of issues and who are able to hand-pick key informants remains another key in the sampling strategy of participants, with a trade-off between avoiding confrontation (which could upset the entire research effort) and attaining perfect representativeness. Here the investigations were carried out in a region benefiting from very little prior knowledge or literature. As such, it was a reconnaissance study. Clearly, the method can also be used in a context where data about land-use change already exists. In these contexts, participatory activities can focus on a specific location and/or time interval for which uncertainties are largest, for which a better understanding of local perceptions is necessary, or concerning which social demand is greatest.

A possible methodological improvement would consist in using a finer-grained classification scheme which would include field trips, or would use photographic images taken by participants themselves. However, as previously mentioned, a finer local classification does not necessarily produce a more detailed remote-sensing classification scheme because TEK-based classifications use variables that are primarily ground- rather than air-based. The problems regarding distance and locational errors on PLUMs can be overcome by using large-scale (e.g. official topographic) maps as long as their use is not considered as problematic (e.g. conflicts about boundaries). Place names, in that case, may also need to be translated in the local language. In a steep, hilly environment, a 3-D base map, perhaps co-designed with the focus-group members, could also be used to some advantage. Finally, another improvement would be to include the participants earlier in the process, in a perspective similar to the more inclusive variants of citizen science (Newman et al., 2012). Participation and communication are indeed seen as two important tools for blending knowledge systems (Laituri, 2002).

7. Conclusion

This paper showcases a simple protocol in which interactive participatory activities and highly technical remote sensing routines are combined in order to characterize and understand dynamics of land-use and land-cover change. Vernacular and scientific

knowledge were brought together in the Upper Pulangi watershed of Mindanao, Philippines, where focus-group discussions centred on mapping activities and discussions over land issues played a key role.

Results highlight how information produced during participatory activities on the one hand, and arising from remote sensing analysis on the other, complement each other. Remote sensing focused on quantitative data, whereas participatory activities provided more qualitative information about the land units detected in the imagery. Satellite image analysis, for example, produced accurate estimates of land-use surface areas and land-use changes, whereas the participatory activities not only helped to disambiguate the nature of the land-use classes but also provided information about land-use dynamics. Participatory land-use maps also provided ground-truth information about present and past land mosaics, thereby assisting in the interpretation of spectral classes. Revelations about the mental models of participants regarding their perception of the landscape and their memories of landscape evolution also accrued from the combined research strategies summarized in Fig. 2. The main methodological challenges of the research, i.e. combining different classification schemes and identifying the reasons behind the potential misrepresentation of spatial data, were addressed and future methodological improvements were proposed.

Acknowledgement

The authors are grateful to the Belgian Fond National de la Recherche Scientifique (FNRS) for part-funding the research project Modelling Agrarian and Population Dynamics in the Philippines (MAPDIP). Constructive comments by two anonymous reviewers helped to broaden the scope of the manuscript.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data associated with this article can be found, in the online version, at doi:10.1016/j.jag.2014.11.007.

References

- Abraão, M.B., Nelson, B.W., Baniwa, J.C., Yu, D.W., Shepard Jr., G.H., 2008. Ethnobotanical ground-truthing: indigenous knowledge, floristic inventories and satellite imagery in the upper Rio Negro, Brazil. *J. Biogeogr.* 35, 2237–2248.
- Agrawal, A., 1995. Dismantling the divide between indigenous and scientific knowledge. *Dev. Change* 26 (3), 413–439.
- Berkes, F., 2009. Indigenous ways of knowing and the study of environmental change. *J. Roy. Soc. New Zeal.* 39 (4), 151–156.
- Berkes, F., Folke, C., 2002. Back to the future: ecosystems dynamics and local knowledge. In: Gunderson, L.H., Holling, C.S. (Eds.), *Panarchy – Understanding Transformations in Human and Natural Systems*. Island Press, pp. 121–146.
- Boyd, D.S., Foody, G.M., Curran, P.J., Lucas, R.M., Honzak, M., 1996. An assessment of radiance in Landsat TM middle and thermal infrared wavebands for the detection of tropical forest regeneration. *Int. J. Remote Sens.* 17, 249–261.
- Briggs, J., 2005. The use of indigenous knowledge in development: problems and challenges. *Prog. Dev. Stud.* 5 (2), 99–114.
- Chambers, R., 2006. Participatory mapping and geographic information systems: whose map? Who is empowered and who is disempowered? Who gains and who loses? *Electron. J. Inf. Syst. Dev. Countries* 25 (2), 1–11.
- Civco, D.L., 1989. Topographic normalization of landsat thematic mapper digital imagery. *Photogramm. Eng. Rem. S.* 55, 1303–1309.
- Committee on the Human Dimensions of Global Change (chaired by Liverman, D.), 1998. *People and Pixels: Linking Remote Sensing and Social Science*. National Academies Press, Washington, DC, 256 pp.
- Coppin, P.R., Bauer, M.E., 1996. Change detection in forest ecosystems with remote sensing digital imagery. *Remote Sens. Rev.* 13, 207–234.
- Corbett, J., Rambaldi, G., Kyem, P., Weiner, D., Olson, R., Muchemi, J., McCall, M., Chambers, R., 2006. Overview: mapping for change – the emergence of a new practice. In: International Institute for Environment, Development (Eds.), *Mapping for Change: Practice, Technologies and Communication*. IIED, London, pp. 13–19.
- Craig, W.J., Harris, T.M., Weiner, D. (Eds.), 2002. *Community Participation and Geographic Information Systems*. Taylor & Francis, London, p. 416pp.
- Di Gregorio, A., Jansen, L.J.M., 1998. *Land Cover Classification System (LCCS): Classification Concepts and User Manual*. FAO, Rome.
- Dorren, L.K., Maier, B., Seijmonsbergen, A.C., 2003. Improved Landsat-based forest mapping in steep mountainous terrain using object-based classification. *Forest Ecol. Manag.* 183 (1–3), 31–46.
- Du, Y., Teillet, P.M., Cihlar, J., 2002. Radiometric normalization of multitemporal high-resolution satellite images with quality control for land cover change detection. *Remote Sens. Environ.* 82 (1), 123–134.
- Dunn, C.E., 2007. Participatory GIS a people's GIS? *Progress Hum. Geogr.* 31 (5), 616–637.
- Foley, J., Defries, R., Asner, G.P., Barford, C., Bonan, G., Carpenter, S.R., Chapin, F.S., Coe, M.T., Daily, G.C., Gibbs, H.K., Helkowski, J.H., Holloway, T., Howard, E.A., Kucharik, C.J., Monfreda, C., Patz, J.A., Prentice, I.C., Ramankutty, N., Snyder, P.K., 2005. Global consequences of land use. *Science* 309 (5734), 570–574.
- Gitas, I.Z., Devereux, B.J., 2006. The role of topographic correction in mapping recently burned Mediterranean forest areas from Landsat TM images. *Int. J. Remote Sens.* 27 (1), 41–54.
- Guiang, E.S., Borlagdan, S.B., Pulhin, J.M., 2001. *Community-Based Forest Management in the Philippines: A Preliminary Assessment*. Institute of Philippine Culture, Ateneo de Manila.
- Gutman, B.G., Byrnes, R., Masek, J., Covington, S., Justice, C., Franks, S., Headley, R., 2008. Towards monitoring land-cover and land use changes at a global scale: the Global Land Survey 2005. *Photogramm. Eng. Remote Sens.* 74 (1), 6–10.
- Halme, K.J., Bodmer, R.E., 2007. Correspondence between scientific and traditional ecological knowledge: rain forest classification by the non-indigenous ribereños in Peruvian Amazonia. *Biodivers. Conserv.* 16, 1785–1801.
- Heckenberger, M.J., Kuikuro, A., Kuikuro, U.T., Russell, J.C., Schmidt, M., Fausto, C., Franchetto, B., 2003. Amazonia 1492: pristine forest or cultural parkland? *Science* 301 (5640), 1710–1714.
- Holman, E.W., 2002. The relation between folk and scientific classifications of plants and animals. *J. Classif.* 19, 131–159.
- Horning, N., Robinson, J.A., Sterling, E.J., Turner, W., Spector, S., 2010. *Remote Sensing for Ecology and Conservation*. Oxford University Press, pp. 467p.
- Hui, F., Xu, B., Huang, H., Yu, Q., Gong, P., 2008. Modelling spatial-temporal change of Poyang Lake using multitemporal Landsat imagery. *Int. J. Remote Sens.* 29 (20), 5767–5784.
- Huntington, H.P., 2000. Using traditional ecological knowledge in science: methods and applications. *Ecol. Appl.* 10, 1270–1274.
- Johnson, J.T., Louis, R.P., Pramono, A.H., 2006. Facing the future: encouraging critical cartographic literacies in indigenous communities. *ACME* 4 (1), 80–98.
- Laituri, M., 2002. Ensuring access to GIS for marginal societies. In: Craig, W.J., Harris, T.M., Weiner, D. (Eds.), *Community Participation and Geographic Information Systems*. Taylor and Francis, New York, pp. 271–282.
- Lauer, M., Aswani, S., 2008. Integrating indigenous ecological knowledge and multi-spectral image classification for marine habitat mapping in Oceania. *Ocean Coast. Manage.* 51 (6), 495–504.
- Lavigne, F., Gunnell, Y., 2006. Land cover change and abrupt environmental impacts on Javan volcanoes, Indonesia: a long-term perspective on recent events. *Reg. Environ. Change* 6, 86–100.
- Lucas, R.M., Honzak, M., do Amaral, I., Curran, P.J., Foody, G.M., 2002. Forest regeneration on abandoned clearances in central Amazonia. *Int. J. Remote Sens.* 23, 965–988.
- Lu, D., Mausel, P., Brondizio, E., Moran, E., 2004. Change detection techniques. *Int. J. Remote Sens.* 25 (12), 2365–2401.
- Lu, D., Weng, Q., 2007. A survey of image classification methods and techniques for improving classification performance. *Int. J. Remote Sens.* 28 (5), 823–870.
- Meredith, T.C., Yetman, G.G., Frias, G., 2002. Mexican and Canadian case studies of community-based spatial information management for biodiversity conservation. In: Craig, W.J., Harris, T.M., Weiner, D. (Eds.), *Community Participation and Geographic Information Systems*. Taylor and Francis, New York, pp. 205–217.
- Mialhe, F., Walpole, P., Bruno, E., Dendoncker, N., Richelle, L., Henry, S., 2014. Spatio-temporal migration patterns to and from an upland village of Mindanao, Philippines. *Popul. Environ.* 36, 155–179.
- Naidoo, R., Hill, K., 2006. Emergence of indigenous vegetation classifications through integration of traditional ecological knowledge and remote sensing analyses. *Environ. Manage.* 38 (3), 377–387.
- Newman, G., Wiggins, A., Crall, A., Graham, E., Newman, S., Crwoston, K., 2012. The future of citizen science: emerging technologies and shifting paradigms. *Front. Ecol. Environ.* 10 (6), 298–304.
- Nichol, J., Hang, L.K., Sing, W.M., 2006. Empirical correction of low Sun angle images in steeply sloping terrain: a slope-matching technique. *Int. J. Remote Sens.* 27 (3), 629–635.
- Obermeyer, N.J., 1998. The evolution of Public Participation GIS. *Cartogr. Geogr. Inf. Syst.* 25 (2), 665–666.
- Olang, L.O., Kundu, P., Bauer, T., Fürst, J., 2011. Analysis of spatio-temporal land cover changes for hydrological impact assessment within the Nyando River Basin of Kenya. *Environ. Monit. Assess.* 179 (1–4), 389–401.
- Pearce, T.D., Ford, J.D., Laidler, G.J., Smit, B., Duerden, F., Alarut, M., Andrachuk, M., Baryluk, S., Dialla, A., Elee, P., Goose, A., Ikummaq, T., Joamie, E., Kataoyak, F., Loring, E., Meakin, S., Nickels, S., Shappa, K., Shirley, J., Wandel, J., 2009. Community collaboration and climate change research in the Canadian Arctic. *Polar Res.* 28, 10–27.
- Rahman, M., Ullah, R., Lan, M., Sri, J.T., 2013. Comparison of Landsat image classification methods for detecting mangrove forests in Sundarbans. *Int. J. Remote Sens.* 34 (4), 1041–1056.
- Rambaldi, G., Chambers, R., McCall, M., Fox, J., 2006. Practical ethics for PGIS practitioners, facilitators, technology intermediaries and researchers. In: I.E.D.D. (Ed.),

- Mapping for Change: Practice, Technologies and Communication. IIED, London, pp. 106–113.
- Raymond, C.M., Fazey, I., Reed, M.S., Stringer, L.C., Robinson, G.M., Evely, A.C., 2010. Integrating local and scientific knowledge for environmental management. *J. Environ. Manage.* 91, 1766–1777.
- Rees, W.G., Williams, M., Vitebsky, P., 2003. Mapping land cover change in a reindeer herding area of the Russian Arctic using Landsat TM and ETM+ imagery and indigenous knowledge. *Remote Sens. Environ.* 85 (4), 441–452.
- Richter, R., Kellenberger, T., Kaufmann, H., 2009. Comparison of topographic correction methods. *Remote Sens.* 1 (3), 184–196.
- Rindfuss, R.R., Walsh, S.J., Turner, I.L., Fox, B.L., Mishra, J.V., 2004. Developing a science of land change: challenges and methodological issues. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 101 (39), 13976–13981.
- Robbins, P., 2001. Fixed categories in a portable landscape: the causes and consequences of land-cover categorization. *Environ. Plann. A* 33 (1), 161–179.
- Robbins, P., 2003. Beyond ground truth: GIS and the environmental knowledge of herders, professional foresters, and other traditional communities. *Hum. Ecol.* 31 (2), 233–253.
- Shepard, G.H., Yu, D.W., Nelson, B.W., 2004. Ethnobotanical ground-truthing and forest diversity in the Western Amazon. In: Carlson, T.J.S., Maffi, L. (Eds.), *Ethnobotany and Conservation of Biocultural Diversity. Advances in Economic Botany*, vol. 15. New York Botanical Gardens, pp. 133–171.
- Sloan, S., 2012. Historical tropical successional forest cover mapped with Landsat MSS imagery. *Int. J. Remote Sens.* 33 (24), 7902–7935.
- Stehman, S.V., 1997. Selecting and interpreting measures of thematic classification accuracy. *Remote Sens. Environ.* 62 (1), 77–89.
- Steininger, M.K., 2000. Secondary forest structure and biomass followingshort and extended land-use in central and southern Amazonia. *J. Trop. Ecol.* 16, 689–708.
- Stevenson, M.G., 1996. Indigenous knowledge in environmental assessment. *Arctic* 49 (3), 278–291.
- Thenkabail, P.S., 1999. Characterization of the alternative to slash-and-burn benchmark research area representing the Congolese rainforests of Africa using near-real-time SPOT HRV data. *Int. J. Remote Sens.* 20 (5), 839–877.
- Townshend, J.R., Masek, J.G., Huang, C., Vermote, E.F., Gao, F., Channan, S., Sexton, J.O., Feng, M., Narasimhan, R., Kim, D., Song, K., Song, D., Song, X.-P., Noojipady, P., Tan, B., Hansen, M.C., Li, M., Wolfe, R.E., 2012. Global characterization and monitoring of forest cover using Landsat data: opportunities and challenges. *Int. J. Digit. Earth* 5, 373–397.
- Trisurat, Y., Eiumnoh, A., Murai, S., Hussain, M.Z., Shrestha, R.P., 2000. Improvement of tropical vegetation mapping using a remote sensing technique: a case of Khao Yai National. *Int. J. Remote Sens.* 21 (10), 2031–2042.
- Ventura, S.J., Niemann, B.J., Sutphin, T.L., Chenoweth, R.E., 2002. GIS-enhanced land-use planning. In: Craig, W.J., Harris, T.M., Weiner, D. (Eds.), *Community Participation and Geographic Information Systems*. Taylor and Francis, New York, pp. 113–124.
- Walpole, P.W., 2002. An analysis of the drivers and impacts of land use change in the tropical uplands of Mindanao. King's College London, Philippines, Ph.D. Dissertation.
- Weiner, D., Harris, T.M., Craig, W., 2002. Community participation and geographic information systems. In: Craig, W.J., Harris, T.M., Weiner, D. (Eds.), *Community Participation and Geographic Information Systems*. Taylor and Francis, New York, pp. 3–16.
- Zurayk, R., el-Awar, F., Hamadeh, S., Talhouk, S., Sayegh, C., Chehab, A.G., al Shab, K., 2001. Using indigenous knowledge in land use investigations: a participatory study in a semi-arid mountainous region of Lebanon. *Agr. Ecosyst. Environ.* 86 (3), 247–262.

Publication 14

Dantec-Nédélec, S., Ottlé, C., Wang, T., Guglielmo, F., Maignan, F., **Delbart, N.**, Valdayskikh, V., Radchenko, T., Nekrasova, O., Zakharov, V. & Jouzel, J. (2017), Testing ORCHIDEE capability to simulate tundra ecosystems in Arctic environments: Sensitivity analysis and model calibration, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9.



RESEARCH ARTICLE

10.1002/2016MS000860

Testing the capability of ORCHIDEE land surface model to simulate Arctic ecosystems: Sensitivity analysis and site-level model calibration

Key Points:

- The ORCHIDEE land surface model is calibrated and evaluated at local scale for two sites typical of Arctic environments (forest and shrub-tundra)
- A global sensitivity analysis identified the parameters having most influence on water and energy flux simulation
- Model performance and improvements provided by the vertical discretization of the soil hydrothermal properties are highlighted

Supporting Information:

- Supporting Information S1
- Figure S1
- Figure S2

Correspondence to:

C. Ottlé,
catherine.ottle@lsce.ipsl.fr

Citation:

Dantec-Nédélec, S., et al. (2017), Testing the capability of ORCHIDEE land surface model to simulate Arctic ecosystems: Sensitivity analysis and site-level model calibration, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 9, doi:10.1002/2016MS000860.

Received 15 NOV 2016

Accepted 28 APR 2017

Accepted article online 8 MAY 2017

© 2017. The Authors.

This is an open access article under the terms of the Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivs License, which permits use and distribution in any medium, provided the original work is properly cited, the use is non-commercial and no modifications or adaptations are made.

S. Dantec-Nédélec¹, C. Ottlé¹ , T. Wang¹, F. Guglielmo¹, F. Maignan¹, N. Delbart², V. Valdayskikh³, T. Radchenko³, O. Nekrasova³, V. Zakharov³, and J. Jouzel¹

¹LSCE-IPSL, UMR 8212, CNRS-CEA-UVSQ, Orme des Merisiers, Gif-sur-Yvette, France, ²PRODIG, UMR 8586, Université Paris-Diderot, Paris, France, ³Ural Federal University, Yekaterinburg, Russia

Abstract The ORCHIDEE land surface model has recently been updated to improve the representation of high-latitude environments. The model now includes improved soil thermodynamics and the representation of permafrost physical processes (soil thawing and freezing), as well as a new snow model to improve the representation of the seasonal evolution of the snow pack and the resulting insulation effects. The model was evaluated against data from the experimental sites of the WSibiso-Megagrant project (www.wsibiso.ru). ORCHIDEE was applied in stand-alone mode, on two experimental sites located in the Yamal Peninsula in the northwestern part of Siberia. These sites are representative of circumpolar-Arctic tundra environments and differ by their respective fractions of shrub/tree cover and soil type. After performing a global sensitivity analysis to identify those parameters that have most influence on the simulation of energy and water transfers, the model was calibrated at local scale and evaluated against in situ measurements (vertical profiles of soil temperature and moisture, as well as active layer thickness) acquired during summer 2012. The results show how sensitivity analysis can identify the dominant processes and thereby reduce the parameter space for the calibration process. We also discuss the model performance at simulating the soil temperature and water content (i.e., energy and water transfers in the soil-vegetation-atmosphere continuum) and the contribution of the vertical discretization of the hydrothermal properties. This work clearly shows, at least at the two sites used for validation, that the new ORCHIDEE vertical discretization can represent the water and heat transfers through complex cryogenic Arctic soils—soils which present multiple horizons sometimes with peat inclusions. The improved model allows us to prescribe the vertical heterogeneity of the soil hydrothermal properties.

1. Introduction

The Arctic is recognized as a region where present warming and the associated climatic and environmental changes are among the most pronounced [Hinzmann et al., 2005]. In Siberia particularly, the recorded temperature changes are the largest within the Northern Hemisphere, with average winter temperatures increasing by more than 2°C and summer temperatures by 1.35°C since 1881, as reported by [Groisman and Soja, 2009]. This large sensitivity to global warming is explained by the specific features of the Siberian climate that is strongly affected by its proximity to the Arctic Ocean, by the sea ice changes and by the related feedbacks. Indeed, north of the Eurasian coast, sea ice thickness has noticeably reduced [Frolov et al., 2009] and the Arctic Ocean is rapidly moving toward ice-free conditions each summer [Koenigk et al., 2013]. The end-of-summer ice extent has reduced by half since the late 1970s [Serreze et al., 2007]. These changes dramatically affect the surface albedo, the heat fluxes to the atmosphere and, thus, the regional atmospheric circulation and the advection of warmer air masses over northern Eurasia; changes which also explain the high variability of Siberian climate [Groisman et al., 1994]. These positive feedbacks, added to the continental ones linked to snow, permafrost, soil moisture, albedo, and species competition [Chapin et al., 2005; Lortant and Goetz, 2012], may further exacerbate the situation and lead to amplification of the greenhouse warming [Koven et al., 2011]. These effects have been predicted by the general circulation models (GCM) or Earth system models (ESM) involved in the Coupled Model Intercomparison Project CMIP5 [Koenigk et al., 2013; Dufresne et al., 2013; Koven et al., 2013]. These models simulate the air temperature over Siberia

increasing by up to 6°C for the higher greenhouse gases emission scenarios (RCP8.5) [Koenigk et al., 2013]. However, large differences were observed among the models due to their different levels of complexity; the number of processes and feedbacks represented; and their ability to represent permafrost processes [Dankers et al., 2011; Koven et al., 2013; Slater and Lawrence, 2013; Paquin and Sushama, 2015]. The impact of climate forcing on the predictions of soil warming rate and permafrost degradation was also highlighted by Peng et al. [2016], who used nine process-based ecosystem models forced by different observation-based climates during the period 1960–2000. Their results allowed them to show that the climate forcing uncertainties contribute to a larger spread of soil temperature warming trends than the uncertainty of model structures. Given such features, it is clearly necessary to reduce the spread of the future projections by further developing the ESMs to include better representation of the biogeophysical processes and their interactions, and to evaluate them at various scales using less uncertain meteorological forcing data [Chadburn et al., 2015].

Much work has been dedicated in the past to the understanding and representation of the continental feedback processes in the ORCHIDEE (Organizing Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems) land surface model used in the ESM developed at the “Institute Pierre Simon Laplace (IPSL)” [Hourdin et al., 2006]. Recent developments have improved the representation of snow processes with a new discretization of the snowpack into three layers [Wang et al., 2013] replacing the single-layer model used previously. Previous work has demonstrated that this three-layer representation gives a better simulation of the energy transfers in the snowpack and of the insulation effects through a more accurate representation of the snow thermal conductivity. Snowmelt and sublimation processes have also clearly been improved, since the multilayer snow module can simulate refreeze-thaw events in the snowpack, water transfer between snow layers and has a realistic parameterization of the aerodynamic roughness of snow surfaces. Freeze-thaw processes have also been the subject of recent developments with the inclusion of a new soil freezing scheme designed to represent the latent heat exchanges induced by soil water phase change [Gouttevin et al., 2012]. The soil freezing scheme introduced into ORCHIDEE considerably improves the representation of runoff and river discharge in regions underlain by permafrost or subject to seasonal freezing. More recently, Wang et al. [2016] implemented new soil thermodynamics with a common vertical discretization for soil moisture and thermodynamics, allowing us to prescribe varying hydrothermal soil properties with depth. Peat layers for example, with high soil water holding and heat capacities, but low heat conductivity, could be mimicked, even if the current parametrization of mineral soils only accounts for quartz, water, and other mineral materials.

The new discretization scheme, which is common to both soil moisture and temperature, also models the heat transfers linked to water diffusion. These capabilities should allow it to better represent the complexity of cryoturbated soils which present multiple horizons with different soil properties resulting from the repeated freeze/thaw cycles.

This paper discusses the capability of this new version of the ORCHIDEE land surface model to represent the water and heat transfers in Arctic environments, after evaluation against data from two instrumented sites located in a continuous permafrost area, especially instrumented for the WSibiso-Megagrant project (www.wsibiso.ru). The specific objectives of our study were first to identify the dominant physical processes and the corresponding model parameters at play in cold conditions through a global sensitivity analysis, and second to evaluate the model including the cryosphere processes against in situ measurements of soil humidity, soil temperature and active layer thickness (ALT, i.e., the top soil layer which freezes/thaws seasonally). In the following, the study area and the model and data used are first presented (sections 2 and 3). The model sensitivity analysis presented in section 4 then allows us to perform a model calibration and evaluation using data from two experimental sites (section 5). The results are discussed in section 6.

2. Study Area and Observations

The study area is part of the Labytnangi Ecological Research Station (66°39'N, 66°24'E), which is situated in the Tyumen region of Russia (Yamalo-Nenets Autonomous District) on the left/west bank of the Ob River, the westernmost of the three great Siberian rivers that flow into the Arctic Ocean (Figure 1). The station is located 18 km from Salekhard, the closest town to the polar circle, situated on the opposite side of the Ob River. The region is situated in the continuous permafrost area with a subarctic climate. The average annual



Figure 1. Study area location (the town of Labytnangi in Yamal Peninsula is indicated by a red star). The political map of Russia was obtained from <http://vidiani.com> (© 2011 Vidiani.com, political map of Russia).

temperature and precipitation are -7°C and 400 mm, respectively. The maximum annual snow depth rarely exceeds 1 m, with a snow season duration of approximately 220 days beginning mid-October and ending around mid-May. The landscape is flat and the soils are formed on layered sediments of the Quaternary period [Valdayskikh et al., 2013]. The experimental area is located in the forest-tundra area of the Yamal Peninsula, a transitional zone between the tundra zone further north and the warmer forest (taiga) zone to the south (see Figure 2, provided by the ESA-CCI Land cover project) [Bontemps et al., 2013]. The forested areas are mainly composed of needleleaf deciduous trees with lower fractions of needleleaf evergreen and broad-leaf deciduous species. The shrubby tundra zone begins 10 km to the north of the site, with the vegetation becoming more sparse with increasing latitude.

The Labytnangi research station belongs to the INTERACT network (International Network for terrestrial Research and monitoring in the Arctic) and was established in 1954, driven by two main aims: (i) to conduct ecological investigations on a year-round basis and (ii) to create a logistics base for the core activities of the Institute of Plant and Animal Ecology.

This region was chosen to monitor vegetation dynamics and understand the impacts of climate change on boreal ecosystems. For that purpose, six key sites have been identified for vegetation mapping, each site is characteristic of a typical vegetation ecosystem encountered in the Arctic, i.e., tundra (herbaceous and shrubs), wetlands, and forests [Valdayskikh et al., 2013]. The main data collected comprise vegetation species, abundance, community structure, phenology and productivity, soil pedology properties, and permafrost ALT. A meteorological station was installed in July 2012 and four out of the six sites were equipped with soil temperature and soil moisture sensors. In addition, for all sites except for the forest site, soil samples as well as soil moisture and swamp water were analyzed for water isotopes. Such data can be used to constrain the representation of surface processes in land surface models [Guglielmo et al., 2015]. In this study, we worked only on the two sites presenting continuous data sets of both soil temperature and moisture during summer 2012, the two other sites equipped were unfortunately, strongly affected by instrument issues leading to important gaps in the data acquisition record. The first site, referred to hereafter as “Forest,” is situated on a stratified sandy loamy soil characterized by high thermal conductivity and high hydraulic diffusivity. The vegetation is composed of larch and birch trees, with shrubs, and lichens in the first 2 cm of soil. The second site, called “Tundra,” is characterized by a silt loamy soil covered by dwarf shrubs (mostly needleleaf summergreen), mosses and lichens. The soil

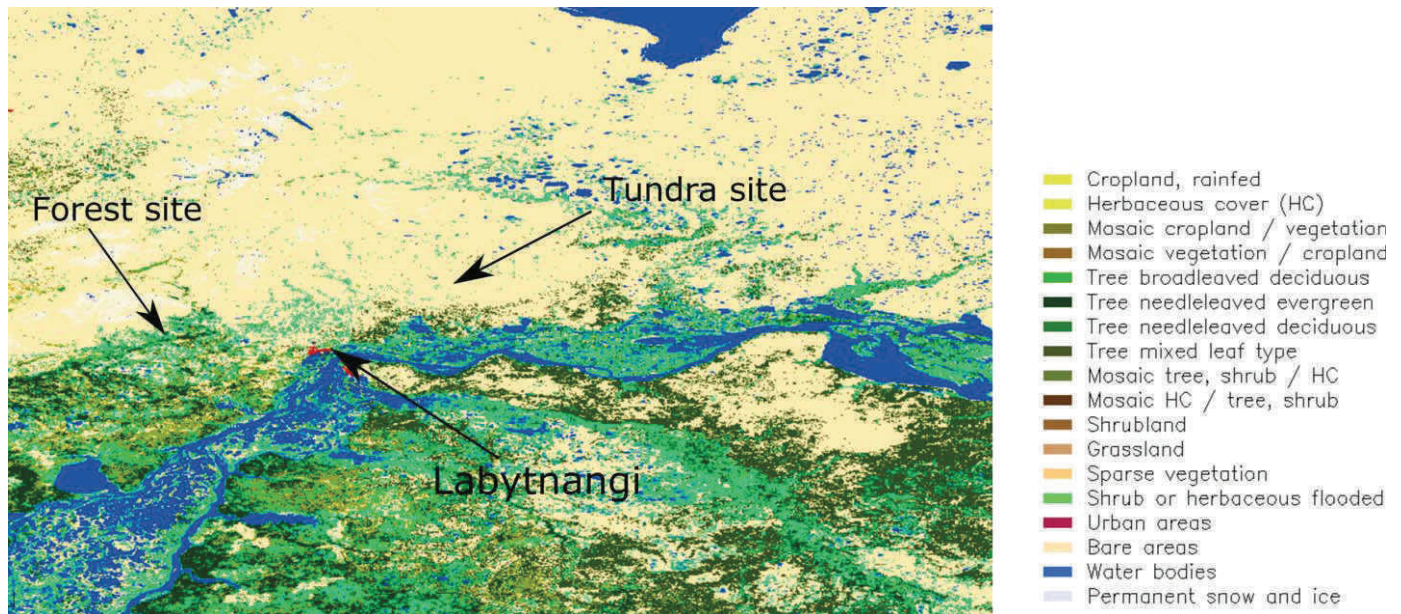


Figure 2. Land-cover map (ESA CCI product) [Bontemps et al., 2013] around Labytnangi and locations of the two experimental sites (Tundra and Forest).

presents a complex structure, characterized by low values of the thermal conductivity and low values of hydraulic diffusivity. The first 10 cm of soil are rich in organic matter with a deep layer of mosses with sphagnum on top. These two sites were equipped with automatic sensors (Decagon Devices, Pullman, WA) for monitoring soil temperature and moisture; these sensors were installed at the end of July 2012 at fixed depths of 2, 10, 20, and 50 cm, data were collected with a sampling frequency of 10 min. In the forest site, a supplementary sensor was installed at a depth of 100 cm, whereas for the tundra site, the deepest sensor was located at the top of the permafrost (70 cm). Data precision has been estimated from the analysis of the standard deviation of the high frequency measurements. It shows that the uncertainty on soil temperature measurements is about ± 0.1 K. For soil moisture, the precision is equal to $\pm 0.01 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ but decreases to $\pm 0.08 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ when the temperature is around the freezing point.

The ALT was assessed in the two studied sites by measuring thaw depths using small-diameter metal 3 m length rods inserted to reach the bottom of the active layer. One hundred samples were acquired at random positions in the tundra and slightly more (121 samples) in the forest site. In the tundra, the top of the permafrost was found at a depth of 60–75 cm; whereas in the forest, it could not be assessed with the 3 m probes; this could indicate that our site is located on a talik.

3. ORCHIDEE Model

The ORCHIDEE land surface model is a mechanistic dynamic global vegetation model [Krinner et al., 2005] that is part of the “Institut Pierre Simon Laplace (IPSL)” Earth System Model (ESM) [Dufresne et al., 2013]. It is composed of three main modules: SECHIBA [Ducoudré et al., 1993], which calculates energy, momentum and hydrological exchanges between soil, vegetation and atmosphere as well as photosynthesis, at a half-hourly time step; STOMATE which simulates carbon processes such as litter decomposition, carbon allocation and phenology, at daily time step; and LPJ [Sitch et al., 2003] which represents the vegetation dynamics at annual time step. ORCHIDEE is built on the concept of PFTs (Plant Functional Types) to describe vegetation distribution. Species with similar characteristics are grouped together and the model distinguishes 12 PFTs (tropical evergreen and deciduous forests, temperate broadleaf evergreen and deciduous forests, temperate needleleaf forest, boreal needleleaf evergreen and deciduous forests, boreal broadleaf deciduous forest, natural C3 and C4 grasslands, and C3 and C4 crops) plus bare soil. In the ORCHIDEE standard version, the PFTs are distributed according to two databases, the AVHRR IGBP 1 km global land-cover map [Belward et al., 1999] and the Olson et al. [1983] biome classification,

which comprises 96 land types. The PFT map prescribes the fraction of each PFT at a spatial resolution of 5 km [Vérant *et al.*, 2004]. Thus, different PFTs can coexist in every grid element, and their fraction can vary if the dynamic vegetation submodule LPJ [Sitch *et al.*, 2003] is activated. Recently, this PFT classification has been revised by Ottlé *et al.* [2013] to improve the mapping of boreal ecosystems, based on higher resolution satellite land-cover mapping such as the European Space Agency (ESA) GLOBCOVER 2005 [Bicheron *et al.*, 2006]. This new product was used here to prescribe PFT fractions for both studied sites. The hydrological and thermal physical processes in the standard version of the model include the new soil freezing/thawing module [Gouttevin *et al.*, 2012] based on an 18-layer discretization reaching 90 m for the thermal processes and an 11-layer discretization of the 2 m soil hydrology [de Rosnay *et al.*, 2002]. The new snow model of intermediate complexity [Wang *et al.*, 2013], based on a vertical discretization of three layers, is also included. Evaluation against local and large scale (satellite) estimates of surface temperature, ALT, freezing/thawing indices, soil moisture, snow water equivalent, albedo, to name but a few, allows to demonstrate the merits of these developments [Gouttevin *et al.*, 2012; Wang *et al.*, 2013]. In this work, we have also tested an improved soil thermodynamics scheme implemented by Wang *et al.* [2016] to represent various soil horizons. A new vertical discretization common to both soil moisture and soil temperature calculation was defined: see Wang *et al.* [2016, Figure 2]. This submodel is based on a multilayer scheme with a geometric progression of the internode distance from the first node at a depth of 5×10^{-4} m to the last one at depth 65.5 m (when 18 layers are prescribed, their respective depths (in meter) are the following: 0.0005, 0.002, 0.006, 0.014, 0.03, 0.06, 0.12, 0.25, 0.5, 1, 1.75, 2.5, 3.5, 5.5, 9.5, 17.5, 33.5, and 65.5). In this study, since the objectives are focused on water and thermal processes at short time scales, we run the SECHIBA module with prescribed vegetation conditions derived from in situ measurements.

3.1. Model Parameters

The ORCHIDEE standard version includes a large number of parameters whose values must be prescribed before running the model. In SECHIBA, we identified 48 parameters controlling soil hydrology and thermal processes as well as snowpack evolution. Among them, 6 parameters are related to soil albedo, 19 to snow mechanical and thermal properties, 11 to soil hydrological transfers, 5 to soil thermal processes, and 7 to vegetation properties determining energy and evapotranspiration processes (see Table 1 for a complete description of the parameters).

3.2. Model Input Data and Experimental Setup

The atmospheric input data required to run ORCHIDEE consist of continuous (6-hourly) time series of surface air temperature and humidity, pressure, wind speed, precipitation, and shortwave and longwave downward radiation. All these variables are recorded at the WMO-standard meteorological station of Salekhard (see section 2) except precipitation and radiation. For these missing data, ERA-INTERIM reanalysis data were downloaded and merged to complete the data set [Guglielmo *et al.*, 2015]. Soil type and PFT fractions are also required for stand-alone simulations. These parameters were defined for the two studied sites according to in situ measurements [Valdayskikh *et al.*, 2013], the PFT fractions were derived following the combination rules proposed by Ottlé *et al.* [2013]. These fractions are listed in Table 2. The seasonal variations of the LAI (Leaf Area Index) of the vegetation, required for computing the water and energy fluxes (including photosynthesis processes), are estimated daily according to the subsoil temperature as proposed by Dickinson *et al.* [1993]. This parametrization led to maximum values of LAI of 2 for the tundra and 3 for the forest site with a start of season occurring at the end of May. Finally, initial conditions of the state variables need to be assigned to run ORCHIDEE. For that purpose, and in order to reach equilibrium, the model is run on a spin-up period of a few years (e.g., 10 years if only water and energy budgets and not soil carbon are considered). In permafrost areas, since the thermal processes are calculated on a deeper soil than normal to capture the multidecadal temperature variability shown by Nicolisky *et al.* [2007], the spin-up has to be extended in time and generally 100 years are required to reach equilibrium. In our case, since we were looking only at surface processes and because only 1 year of local meteorological data was available, we decided to use the ERA-INTERIM reanalysis (already used to gap-fill the local meteorological data set) to generate our initial conditions. For that purpose, the 10 last years (2002–2011) were chosen, and the initial states were obtained after running the model iteratively ten times over this 10 year period. The surface temperature profile was initialized with a deep temperature (90 m), set to 272 K, according to the mean air temperature provided by the ERA data set over

Table 1. ORCHIDEE Parameters Used in the Sensitivity Analysis (the Morris Method), the Definition, Reference Value, and Range of Variation Are Listed for the Two Studied Sites

Parameter	Definition	Reference Tundra	Range of Variation	
			Forest	
<i>Soil Albedo Values to Soil Color Classification</i>				
α_{VD}	Dry bare soil albedo values in visible range	0.18	0.18	20%
α_{ND}	Dry bare soil albedo values in near-infrared range	0.36	0.36	20%
α_{VW}	Wet bare soil albedo values in visible range	0.0	0.09	20%
α_{NW}	Wet bare soil albedo values in near-infrared range	0.18	0.18	20%
α_{LV}	Leaf albedo of vegetation type, visible albedo	0.1	0.78	20%
α_{LN}	Leaf albedo of vegetation type, near-infrared albedo	0.29	0.26	20%
<i>Snow Albedo</i>				
α_{snow_max}	Maximum snow albedo	0.85		0.7–1.0
α_{snow_min}	Minimum snow albedo	0.50		0.3–0.6
τ_a	Albedo decay rate for dry snow	0.008		20%
τ_f	Albedo decay rate for wet snow	0.24		20%
Z_{0n}	Snow roughness length (m)	0.001		0.0001–0.01
rw_{min}	Snow holding capacity 1	0.03		20%
rw_{max}	Snow holding capacity 2	0.10		20%
ρ_{snow}	Snow density ($kg\ m^{-3}$)	200		20%
<i>Snow Thermal Properties</i>				
a_{λ}	Snow thermal conductivity parameter ($W\ m^{-2}\ K^{-1}$)	0.02		20%
b_{λ}	Snow thermal conductivity parameter ($W\ m^5\ K^{-1}\ kg^{-2}$)	2.5×10^{-6}		20%
$a_{\lambda v}$	Snow thermal conductivity (vapor) parameter ($W\ m^{-1}\ K^{-1}$)	-0.06023		20%
$b_{\lambda v}$	Snow thermal conductivity (vapor) parameter ($W\ m^{-1}$)	-2.5425		20%
$c_{\lambda v}$	Snow thermal conductivity (vapor) parameter (K)	-289.99		20%
a_{sc}	Snow settling parameter (s^{-1})	2.8×10^{-6}		20%
b_{sc}	Snow settling parameter (K^{-1})	0.04		20%
c_{sc}	Snow settling parameter ($m^3\ kg^{-1}$)	460.0		20%
η	Snow Newtonian viscosity parameter ($Pa\ s^{-1}$)	3.7×10^7		20%
a_{η}	Snow Newtonian viscosity parameter (K^{-1})	0.081		20%
b_{η}	Snow Newtonian viscosity parameter ($m^2\ kg^{-1}$)	0.018		20%
<i>Soil Hydrological Parameters</i>				
n	Van Genuchten water retention curve coeff. n	1.56	1.89	10%
A	Van Genuchten water retention curve coeff. a (mm^{-1})	0.0036	0.0075	50%
θ_r	Residual soil water content ($m^3\ m^{-3}$)	0.078	0.065	20%
θ_s	Saturated soil water content ($m^3\ m^{-3}$)	0.46	0.44	20%
K_s	Hydraulic conductivity saturation ($mm\ d^{-1}$)	249.6	1060.8	50–3000
P_{CENT}	Soil moisture above which transpiration is max	0.5	0.5	20%
θ_f	Volumetric water content field capacity ($m^3\ m^{-3}$)	0.29	0.29	20%
θ_w	Volumetric water content wilting point ($m^3\ m^{-3}$)	0.15	0.15	20%
MC_{AWET}	Volumetric water content above which albedo is constant	0.25	0.25	20%
MC_{ADRY}	Volumetric water content below which albedo is constant	0.1	0.1	20%
ψ_s	Matrix potential at saturation (mm)	-300	-300	20%
<i>Vegetation Parameters</i>				
$C_{ROOT\ s}$	Root profile coefficient/PFT	0, 0.8, 0.8, 1, 0.8, 0.8, 1, 1, 0.8, 4, 4, 4, 4		20%
$V_w\ min$	Minimum wind speed ($m\ s^{-1}$)	0.1		20%
Z_{0s}	Bare soil roughness length (m)	0.01		20%
LAI	Leaf Area Index	0, 8, 8, 4, 4.5, 4.5, 4, 4.5, 4, 2, 2, 2, 2		20%
LAI_{min}	Minimum Leaf Area Index	0, 8, 0, 4, 4.5, 0, 4, 0, 0, 0, 0, 0		20%
H_v	Height of vegetation (m)	0, 50, 50, 30, 30, 30, 20, 20, 20, 0.2, 0.2, 0.4, 0.4		20%
Rk_v	Structural resistance ($s\ m^{-1}$)	0.0, 25.0, 25.0, 25.0, 25.0, 25.0, 25.0, 25.0, 25.0, 2.5, 2.0, 2.0, 2.0		20%
<i>Soil Thermal Parameters</i>				
C_D	Dry soil heat capacity of soils ($J\ m^{-3}\ K^{-1}$)	1.80×10^6		20%
λ_D	Dry soil heat conductivity of soils ($W\ m^{-2}\ K^{-1}$)	0.40		20%
C_W	Wet soil heat capacity of soils ($J\ m^{-3}\ K^{-1}$)	3.03×10^6		20%
λ_W	Wet soil heat conductivity of soils ($W\ m^{-2}\ K^{-1}$)	1.89		20%
FR_{DT}	Freezing window (K)	2		1–3

the period (1960–1990). We have checked, that even if the deep soil temperatures are warmly biased by a few Kelvin (between 2 and 3 K for our two sites) compared with a spin-up generated on a longer run of meteorological data, as long as only water and energy transfers are concerned, there is no impact on the soil temperatures and processes in the first meter of soil.

Table 2. Soil Type and PFT Fractions Prescribed for the Forest and Tundra Sites

Soil and Vegetation Parameters	Forest	Tundra
<i>PFT TYPE (Fractions)</i>		
PFT 1 (bare soil)	0.006	0
PFT 8 (broadleaf summergreen)	0.014	0.036
PFT 9 (needleleaf summergreen)	0.522	0.084
PFT 10 (C3 grass)	0.458	0.88
<i>Texture (Fractions)</i>		
	Sandy Loam	Silty Loam
Sand	0.65	0.2
Silt	0.3	0.65
Clay	0.05	0.15

4. Sensitivity Analysis

Among all the ORCHIDEE parameters, some are physically based and their values are derived from observations (ground based or satellite), others are conceptual and have been calibrated globally to correctly reproduce water and energy fluxes to the atmosphere. When the model is run at local scale or when new output variables are evaluated, these param-

eters require local calibration. Model calibration is a difficult task and can be achieved by various optimization approaches designed to minimize the discrepancies between simulated and observed variables. But the efficiency of these methods (and consequently their choice) depends greatly on the number of parameters involved. If too many parameters are searched, the optimization process may be underdetermined. Therefore, it is essential, prior to the calibration step, to identify those parameters that have most influence on the output variables constrained by the available observations. This problem may be solved by applying sensitivity analysis (SA) methods [Morris, 1991; Sobol, 2001; Gubler et al., 2013]. These methods allow us to analyze the impact of input parameters on model output variables and to assess model uncertainties. SA techniques can be divided into two categories: local or global. Local methods consist of analyzing the derivatives of the model outputs with respect to each model parameter, whereas global methods analyze the model outputs after sampling the whole parameter space. Among the methods of this latter type, we can distinguish screening methods which consist of sampling the parameter space and detecting the parameters which have no influence on the considered output variables, and importance sampling methods like variance decomposition techniques, which are more quantitative and allow ranking of the parameter sensitivities and their interactions. The second type of method is generally based on a large ensemble of simulations, which requires huge computational resources when the size of the parameter space increases. For this reason, the sensitivity analysis is often performed in two steps: in the first step the main influential parameters are selected by a screening method; in the second step their sensitivity is quantified [Lu et al., 2013; Sobol, 1990]. Therefore, we first applied a screening method [Morris, 1991] to qualitatively identify the parameters which are not influential on the selected output variables, thereby reducing the parameter space. In a second step, we used a variance decomposition method [Sobol, 2001] to quantify the model output sensitivities to the model parameters.

4.1. Parameter Sensitivity Analysis Based on the Morris Method

4.1.1. Methodology

The simplest way to perform an SA is to study the elementary effect of perturbing each parameter in a predefined range, one-factor-at-a-time (OAT) on the model output. A standard value and an uncertainty range are defined for each parameter and the variance of the model outputs is analyzed to rank the most sensitive parameters. To account for parameter interactions [Saltelli et al., 2008; Campolongo et al., 2011], the experimental plan is designed to consider all the possible parameter combinations in order to explore the entire parameter space. In the Morris method, the experimental plan OAT is repeated randomly until all parameters are perturbed within their uncertainty range. More precisely, in the case of a K-dimensional parameter space, if each model parameter $P_{i,r}$ ($i = 1, 2, 3, \dots, K$) is sampled within an n-level discretization grid (n), the elementary effect ee on the output model variable Y due to a predefined perturbation Δ of parameter P_i can be written:

$$ee_i(Y) = \frac{Y(\dots P_i + \Delta \dots) - Y(\dots P_i \dots)}{\Delta}$$

This elementary effect is calculated for $K + 1$ simulations, each corresponding to a combination of a randomly perturbed number of parameters. This plan is repeated r times with r so-called "trajectories," and these $r \times (K + 1)$ model simulations allow calculation of the mean (μ) and the standard deviation (σ) of the effects obtained by perturbing each parameter. These two statistical values are then used to rank the

parameters according to their influence on the output variable, and to separate nonsensitive parameters from sensitive ones.

In our case, the Morris function was used under “R” computing environment [Pujol *et al.*, 2014] with $K = 48$ parameters using the sampling strategy improved by Campolongo *et al.* [2007] with $n = 5$ levels of discretization and $r = 40$ trajectories. The trajectories were sampled with a revised strategy, maximizing the inter-distances to optimally cover the parameter space. After computation of the elementary effects, a rescaling/normalization was performed to allow the comparison between parameters.

4.1.2. Application and Results of the Morris Analysis

The SA experiments were performed for the two sites with three model output variables: the top (0–15 cm) soil temperature and soil moisture, and ALT which was calculated as the maximum depth of the thawed layer during our simulation period. These variables were chosen because they were measured on-site. The prescribed parameter ranges (Table 1) were set for most parameters to 20% of the reference value following previous SA studies [Wang *et al.*, 2013; Kuppel *et al.*, 2013; Benavidès Pinjosovsky *et al.*, 2017], except for the physical parameters like the ones related to the hydrological pedotransfer, for which the ranges were defined according to literature analysis [Carsel and Parrish, 1988].

The SA was performed on simulations over the year 2012 with the surface conditions, i.e., the soil and vegetation (PFT) fractions, defined in Table 2. The analysis was done seasonally because we expected the parameter ranking to vary from one season to the other, according to the time-varying dominant biophysical processes. Indeed, we expected snow parameters to be more influential in winter and spring, and soil hydrological ones to impact primarily summer water transfers. The four seasons studied were defined as follows: spring (April–June), summer (July–September), fall (October–December), and winter (January–March). Because similar results were obtained for both sites, we present here only those obtained on the Tundra site.

Figure 3 presents the results obtained for the Tundra site, for the four seasons and the three output variables selected. The horizontal bars represent the normalized elementary effects (in percentages) calculated for the 48 model parameters. They were obtained by averaging the absolute values of the elementary effects calculated for the whole experimental plan OAT.

It can be seen that the sensitivities vary greatly among the parameters and in time. The intercomparison allows us to differentiate three cases: the parameters which are not sensitive whatever the season (for example, the soil field capacity θ_f that appears nonsensitive probably because of the low fractions of vegetation cover prescribed), those which are sensitive to at least one variable (like the snow roughness length Z_{on} , that affects mostly the ALT) or one season (an example is the Van Genuchten n retention curve coefficient), and those which are sensitive to all the output variables or during the whole year (like the soil thermal conductivity and heat capacity). Since our final goal is a model calibration on summer soil moisture and soil temperature observations, we decided to keep only the parameters that are especially sensitive in summer on the three output variables. A threshold of 35% for the normalized elementary effects was empirically defined to select the most influential parameters which were kept for the second step of the SA, that in which we analyze more quantitatively the parameters’ influence and interactions with a larger number of simulations and a variance-based analysis. This threshold allows us to reject 38 parameters and to keep the 10 most sensitive ones that are listed in Table 3. We can see that the parameters kept are related to soil heat conduction, soil evaporation, water diffusion, and soil freezing. Only 2 snow parameters (snow albedo and thermal conductivity) among the 19 ones appear still sensitive in summer, this is because of the delay effects of snow insulation and snowmelt on soil temperature and moisture.

4.2. Parameter Sensitivity Analysis Based on the Sobol’ Indices

4.2.1. Methodology

As already noted, the Morris method allows us to determine which input parameters exert the most influence on the model output variables, and which parameters can be discarded in a calibration process. The method provides a global parameter sensitivity ranking but does not allow us to discern whether the variance of the effects of a parameter is due to model nonlinearities or to parameter interactions [Lu *et al.*, 2013]. That information would be helpful for defining a calibration strategy and can be assessed by decomposing the variance, through ANOVA (Analysis of Variance). This approach consists of decomposing the

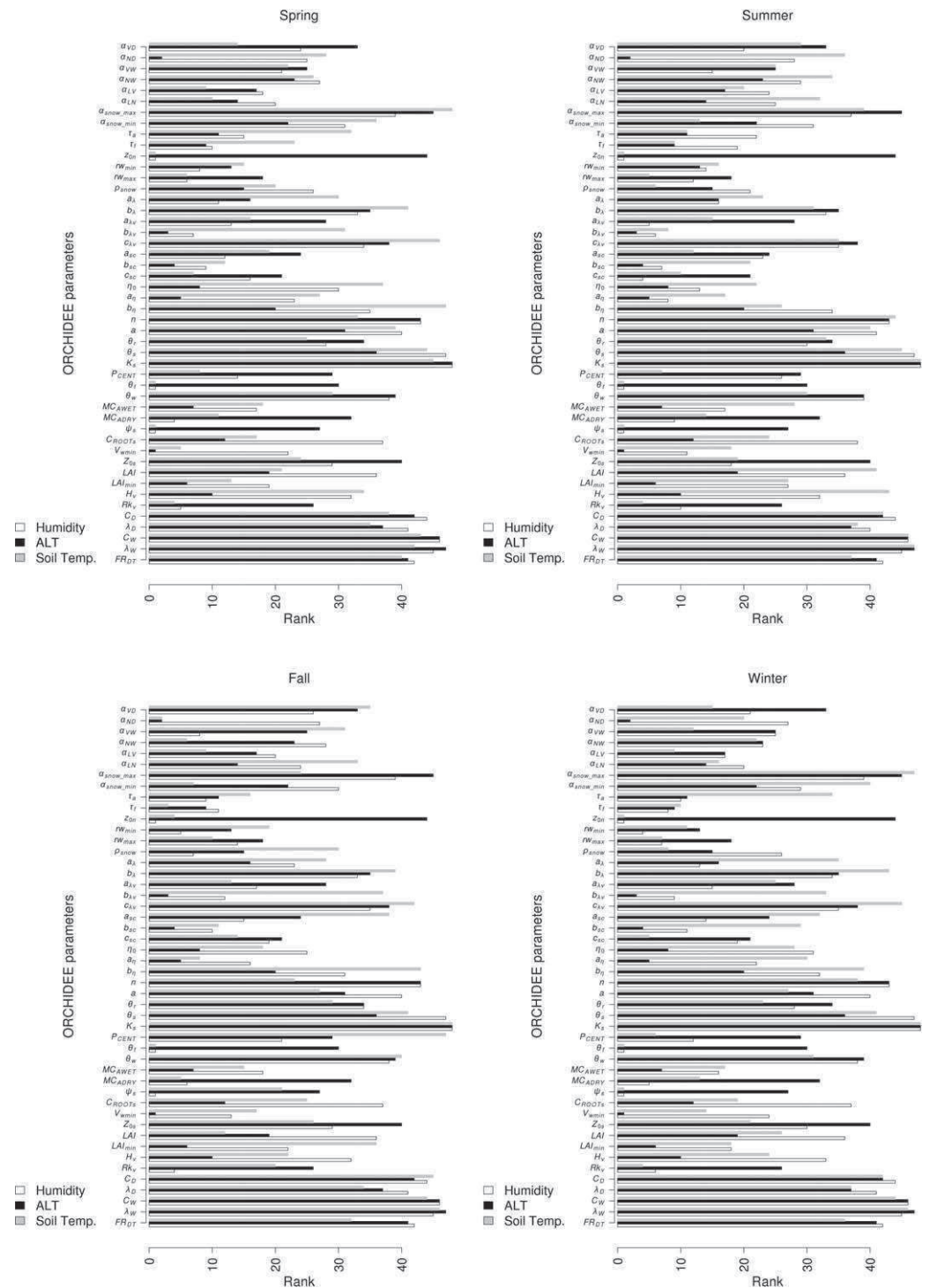


Figure 3. ORCHIDEE parameter ranking based on the Morris method applied to soil moisture, soil temperature, and active layer thickness (ALT) for the four seasons (spring, summer, fall, and winter) and for the Tundra site.

total variance into partial variances representing the main and higher-order effects of a parameter P_i on the model output Y . Keeping the same notations introduced in section 4.1.1, the total variance of the model output Y can be written as a sum of partial variances of individual parameters and parameter interactions Sobol' [2001]. It can then be written:

$$V(Y) = \sum_{i=1}^K V_i + \sum_{i=1}^K \sum_{j=i+1}^K V_{ij} + \sum_{i<j<l} V_{ijl} + \dots + V_{i,j,l,\dots,K}$$

where V_i represents the main or first-order variance contribution of the i th parameter, V_{ij} , the second-order contribution of the interactions between parameters i and j when other inputs are kept constant, and $V_{1,2,\dots,m}$ represent all the interactions higher than third order up to the K parameters.

After division of both sides of this equation by the total variance $V(Y)$, we can write a relation between partial contributions, the so-called ‘‘Sobol’ sensitivity indices’’:

$$1 = \sum_{i=1}^K S_i + \sum_{i=1}^K \sum_{j>i}^K S_{i,j} + \dots + S_{i,j,l,\dots,K}$$

In this equation, the first-order Sobol’ index S_i (also called *main* effect) represents the fraction of the total model output variance explained by parameter P_i , apart from interactions with other parameters. The total-order index introduced by *Homma and Saltelli* [1996] measures the total effect of parameter P_i (i.e., sum of the main effect of parameter P_i and of all its interactions with the other model parameters). It can be shown that this total-order index can be written as a function of $V_{\sim i}$, which represents the model output variance explained by all the parameters except the one under consideration, as

$$S_{Ti} = 1 - \frac{V_{\sim i}}{V}$$

For nonadditive models, i.e., models with interactions between parameters, S_{Ti} is greater than S_i and the sum of all Sobol’ indices is less than 1. Therefore, the interactions between P_i and the other parameters may be assessed by analyzing the difference between S_{Ti} and S_i [*Nossent et al.*, 2011].

Saltelli [2002] showed that the minimum number of simulations required to calculate robust indices is $n_d \times (K + 2)$, where n_d is the number of random deviates. Here this number was set empirically to 1200 in order to carefully explore the parameter space. In our case with $K = 10$ parameters, this sampling leads to 14,400 sets of parameters and simulations to perform. In the following, the calculations have been done using the methods of *Jansen* [1999] and *Saltelli et al.* [2010] to calculate the Sobol’ indices, under ‘‘R’’ environment [*Pujol et al.*, 2014].

4.2.2. Application and Results

The analysis was performed for the 10 parameters selected after the Morris step, which are listed in Table 4. First-order and total-order indices were computed; the results were analyzed by comparing the Sobol’ indices seasonally, for the output variables soil moisture, temperature and ALT, as described previously.

Figures 4 and 5 present the first-order and total-order Sobol’ indices calculated for the soil temperature and the soil moisture averaged over the topmost 30 cm of soil, for the four seasons, respectively. The total effect (triangles) and main effect (circles) with 95% confidence intervals (vertical lines) are plotted for each parameter. Note that sometimes the confidence interval is not visible on the plot because of its low value.

The results show that, in general, the two indices (main and total) are very close to each other for all the parameters and variables studied, which means that the parameters appear quite independent. The discrepancies are a little larger for the two hydraulic parameters, saturated soil water content Θ_s and hydraulic conductivity at saturation K_s , for which we can suspect a slight correlation. The most sensitive parameter for

soil temperature is the snow thermal conductivity parameter $C_{\lambda w}$ which explains nearly 80% of the variance in fall and winter. The hydraulic parameters Θ_s and K_s are mostly sensitive in summer when the soil water transfer processes are dominant and strongly affect evapotranspiration and soil temperature. The snow albedo parameter α_{snow_max} is influential in spring because of its impact on the energy budget and snowmelt. For soil moisture, Θ_s and K_s appear to be the most sensitive parameters: Θ_s is more influential than K_s during

Table 3. ORCHIDEE Parameters Selected for the Second Step of the Sensitivity Analysis (the Sobol Method)

α_{snow_max}	Maximum snow albedo
$C_{\lambda w}$	Snow thermal conductivity (vapor) parameter (K)
n	Van Genuchten coefficient n
θ_s	Saturated soil water content ($m^3 m^{-3}$)
K_s	Soil hydraulic conductivity at saturation ($mm d^{-1}$)
C_D	Dry soil heat capacity ($J m^{-3} K^{-1}$)
λ_D	Dry soil heat conductivity ($W m^{-2} K^{-1}$)
C_W	Wet soil heat capacity ($J m^{-3} K^{-1}$)
λ_W	Wet soil heat conductivity ($W m^{-2} K^{-1}$)
FR_{DT}	Freezing window (K)

Table 4. ORCHIDEE Most Sensitive Parameters for the Four Seasons Studied

	Soil Moisture	Soil Temperature
Spring	θ_s, K_s	$\alpha_{snow_max}, C_{\lambda v}, \theta_s$
Summer	θ_s, K_s	θ_s, K_s
Fall	θ_s, K_s	$C_{\lambda v}$
Winter	θ_s, K_s	$\alpha_{snow_max}, C_{\lambda v}$

summer and autumn, whereas the contrary is observed over the rest of the year. This can be explained by the seasonal variation of the partitioning between the different components of the water budget, with a larger contribution from soil evaporation during the summer and early fall snow-free period, whereas the presence of many precipitation events and the dominance of infiltration processes in winter and spring impact the runoff/drainage partitioning and explain the larger effect of K_s .

Figure 6 presents the results obtained for the third output variable under study, the ALT. As shown on the graph, most of the variance is explained by two thermal parameters, the soil thermal conductivity λ_w and heat capacity C_w for the wet soil, which take part directly in the calculation of this diagnostic variable. The snow albedo and thermal conductivity also appear sensitive but to a lesser extent, because they influence the spring soil temperatures.

In summary, the sensitivity experiments permitted us to identify the following five parameters having the most impact on ALT, soil temperature and moisture, namely: saturated soil water content θ_s , hydraulic conductivity at saturation K_s , soil thermal conductivity λ_w , heat capacity C_w , and snow thermal conductivity

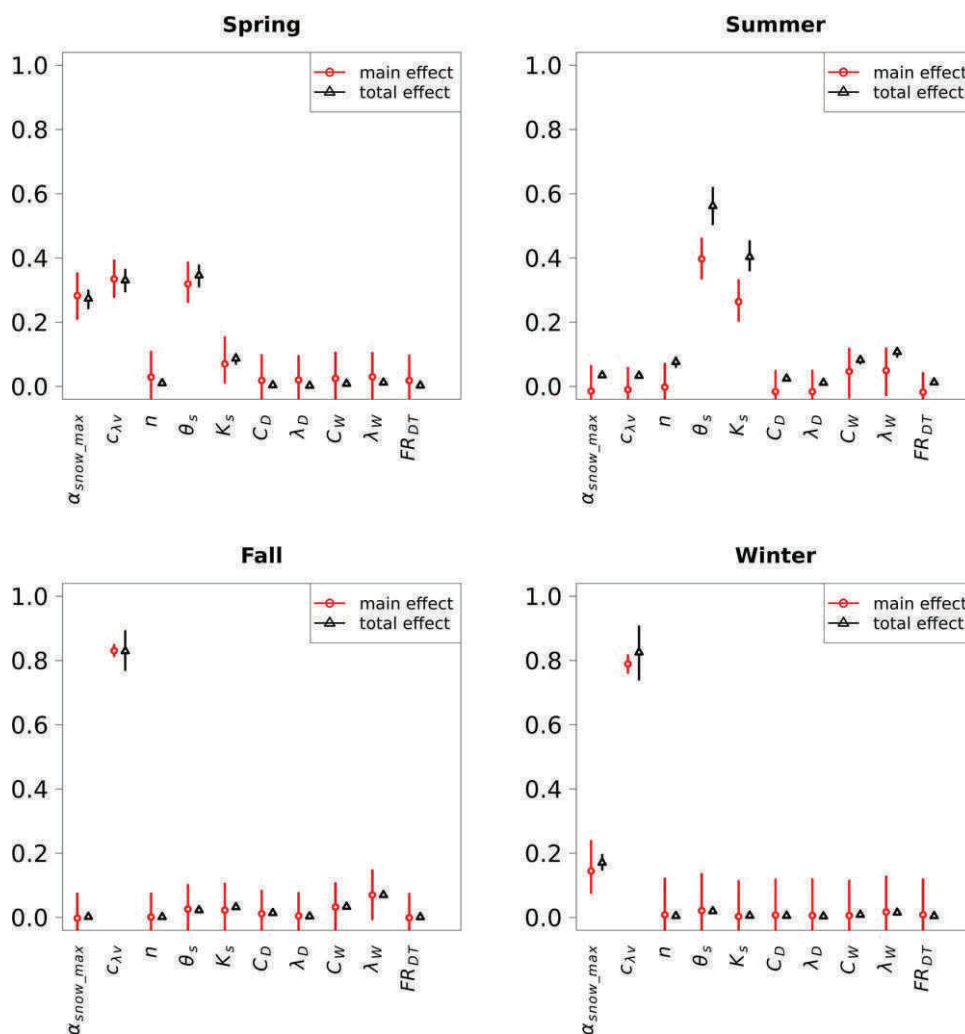


Figure 4. Total and first-order sensitivity indices on soil temperature for the most influential ORCHIDEE parameters (reduced parameter set).

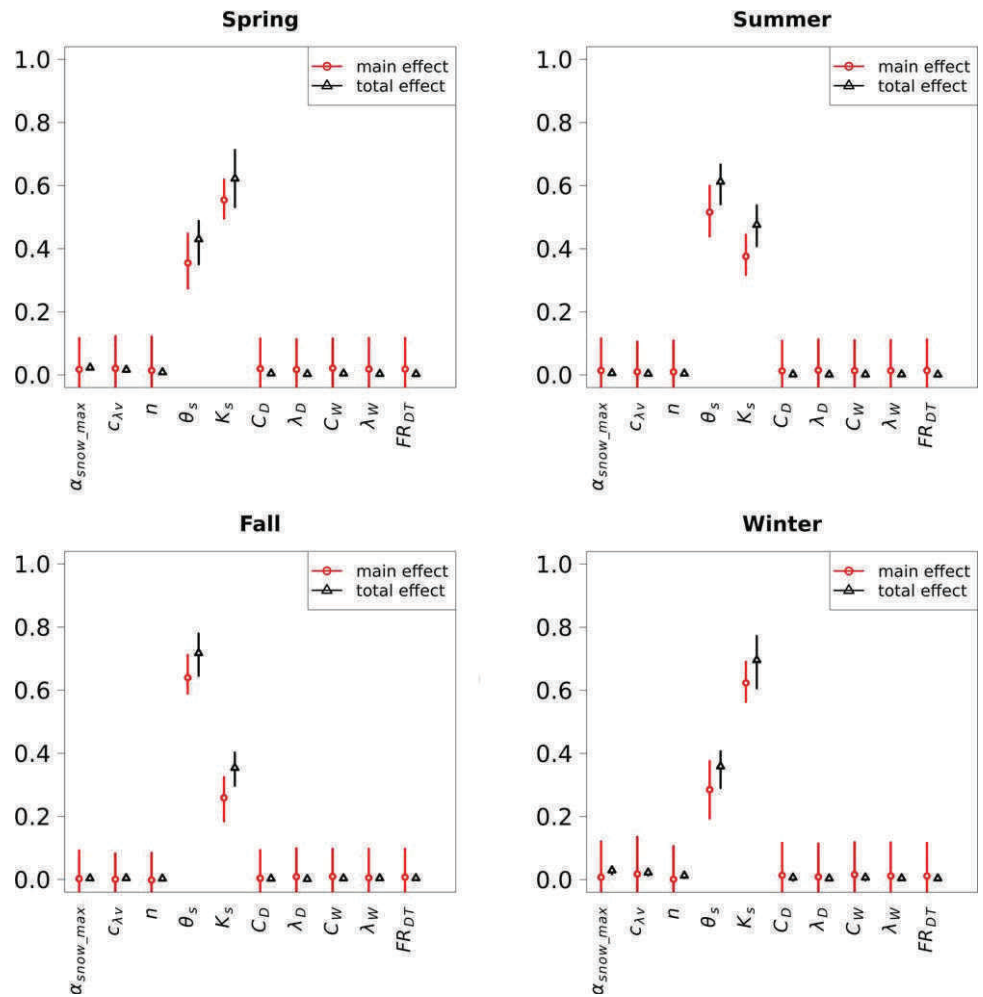


Figure 5. Total and first-order sensitivity indices on soil moisture for the most influential ORCHIDEE parameters (reduced parameter set).

parameter $C_{\lambda v}$. These parameters will be used in the model calibration process to tune the model to site observations.

5. Model Calibration

Model calibration was performed for both tundra and forest sites using the soil moisture, soil temperature and ALT observations acquired during the summer 2012 field experiment. The methodology was based on a simple OAT calibration procedure, by minimizing the model-data discrepancies. The calibration was first performed on the Θ_s , Θ_n and K_s parameters, which influence both soil temperature and soil moisture; the calibration was then extended to the other parameters (i.e., λ_W , C_W and $C_{\lambda v}$). In this calibration process, the same weight has been given to each observation. The range of variation of all the parameters subject to calibration and the calibrated values obtained are compared in Table 5 to the values prescribed in the standard ORCHIDEE version. The model simulations were performed with the meteorological forcing resulting from the merging of the in situ measurements with the ERA-INTERIM reanalysis data, as described in section 3.2, after a spin-up performed on years 2001–2011, provided by the ERA-INTERIM reanalysis only.

5.1. Forest Site

Figure 7 displays the soil temperature and soil moisture profiles observed and simulated for the forest site over the whole period of measurements, i.e., from early August to the end of October. The soil temperatures observations (in black) are all above freezing point down the whole profile during the experimental period, and show a negative (i.e., cooling) trend as expected in this period of the year (end of summer). The

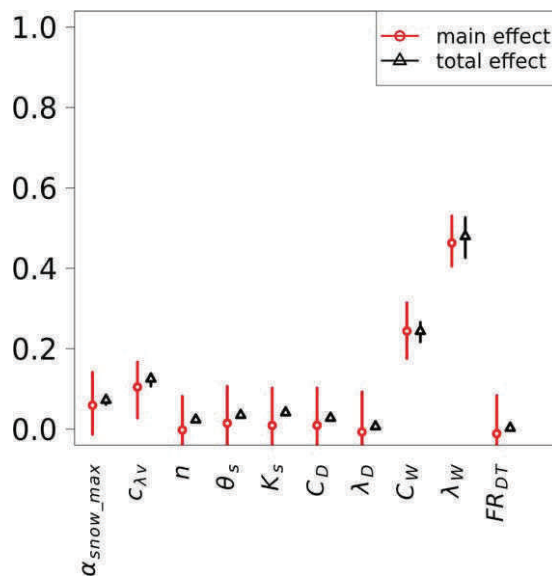


Figure 6. Total and first-order sensitivity indices on active layer thickness for the most influential ORCHIDEE parameters (reduced parameter set).

maximum value at 2 cm depth is 287.5 K in August and the minimum is 275 K in October. At 1 m depth, the soil is still unfrozen with temperatures larger than 276 K in October. The observed diurnal amplitudes are around 5 K at 2 cm, falling to 0.1 K at 50 cm and almost zero at 100 cm. The soil is quite dry, with soil moisture values around $0.15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ in the top 30 cm; the soil is drier further down with values lower than $0.07 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ in the 50–100 cm soil layer. These features may be explained by the soil structure at the forest station: a soil layer with gravels and stones with grain size up to 2 cm is observed at least down to 80 cm in the sandy loam horizon. Such a soil texture presents a large hydraulic conductivity allowing deep infiltration. Therefore, after a rainfall event, the water is transferred directly to the water table and does not remain in the superficial soil layers. This explains the very low values of soil moisture observed in the 50–100 cm zone. The presence of mosses with their root system and vegetation residues

in the litter, increases evapotranspiration (from the mosses) and water infiltration, which also contribute to the soil surface drying. The high soil temperatures and the nondetection of permafrost in the top 3 m may be the consequence of the soil dryness which prevents detection of the frozen horizon with the manual device (3 m length metal rods) used in this experiment. However, it could also indicate that our forest site is located on a talik. It has indeed been shown that the northwest of Siberia already shows thawing permafrost zones and formation of new taliks, especially in sandy sediments [Romanovsky et al., 2010]; this change is a result of increased snow cover and a warming climate. The site location at the southern boundary of the continuous permafrost zone gives more plausibility to this second assumption.

If we compare the model simulations with the observations, Figure 7 shows that ORCHIDEE reproduces these quite well when using its standard parameterizations (blue curves). The soil temperatures are in very good agreement at all depths with a small cold bias of about 1 K increasing in the fall and an RMSE (root-mean-square error) less than 1.6 K. The diurnal amplitudes are also well simulated all along the period and at each depth. The soil moisture is also well simulated on average in the first top 20 cm of soil, but the discrepancies increase with depth (wet bias) showing that the model is unable to simulate the soil dryness observed below. It is also shown that the model simulates a more dynamic water content in the top first 20 cm, with significant response to rainfall events, not visible in the observations.

On the same plots, the results after model calibration are drawn in red. The calibration consisted of tuning the soil moisture saturation and residual values, the hydraulic conductivity and the thermal coefficients (soil heat capacity and thermal conductivity). The best fit was obtained for the values shown in Table 5 by

Forest	Standard	Calibrated	Range	Tundra	Standard	Calibrated	Range
Θ_s	0.41	0.43	0.4–0.53	Θ_s	0.43	0.43	0.4–0.53
Θ_r	0.056	0.065	0.03–0.1	Θ_r	0.078	0.04	0.03–0.1
K_s	1060	1200	50–1500	K_s	249	996–62–249	50–1500
λ_W	1.89	4.75	0.1–5	λ_W	1.89	0.17–0.17–1.89	0.1–5
λ_D	0.4	1	0.01–5	λ_D	0.4	0.04–0.04–0.4	0.01–5
$C_{sv} \times (-1)$	290	290	232–348	$C_{sv} \times (-1)$	290	290	232–348
$C_D \times 10^{-6}$	1.8	1.8	1.8–8.4	$C_D \times 10^{-6}$	1.8	0.16–0.14–1.8	0.1–8.4
$C_W \times 10^{-6}$	3.03	3.	2.4–10	$C_W \times 10^{-6}$	3.03	0.27–0.24–3	0.2–9

^aThe range of variations prescribed for the calibration task is also indicated. For the Tundra site, the three calibrated values correspond to the three soil horizons prescribed (0–4.5, 4.5–18.6, and 18.6–9000 cm).

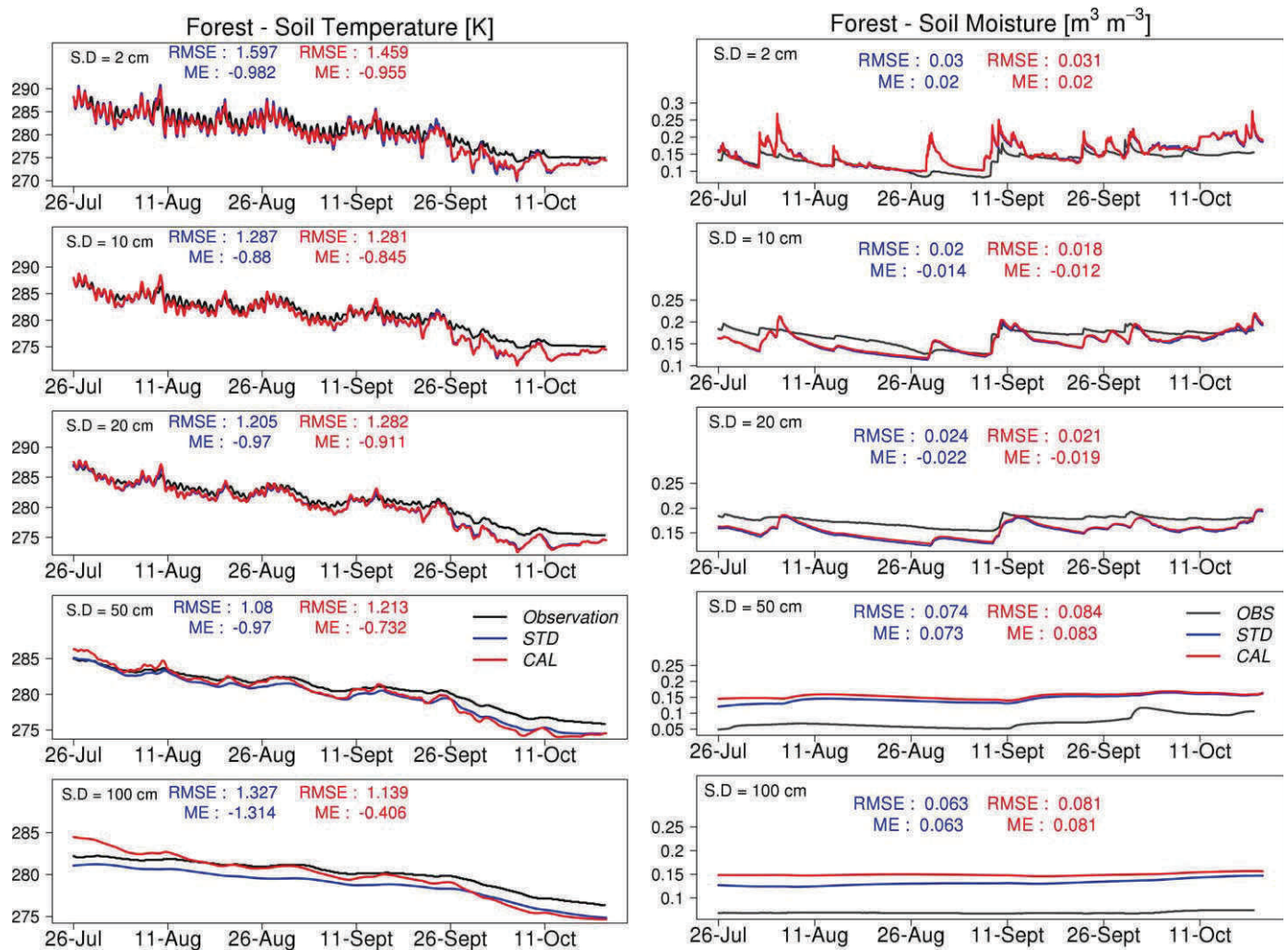


Figure 7. Comparison of simulated soil temperature (K) and simulated soil moisture ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) at different soil depths (S.D.: 2, 10, 20, 50, and 100 cm) for the Forest site. The standard (STD, in blue) and calibrated (CAL, in red) ORCHIDEE simulations are plotted against observations (in black). RMSE and bias (mean error; ME) are indicated in the corresponding color.

slightly increasing the hydraulic conductivity at saturation (by about 10%, from 1060 to 1200 mm d^{-1}) and by increasing the soil thermal conductivity by a factor of 1.5. The soil heat capacity and the snow parameters were not changed in the calibration process, the standard values giving the best fit. The soil thermal and hydrological conductivities (before and after calibration) are plotted in supporting information Figure S1 on the same period. Even if the response to rainfall events is still overemphasized in the simulations, the improvements obtained on soil moisture above 20 cm depth are clearly visible by the reduction of the biases and RMSEs by a factor of about 15%. The biases and the RMSEs are slightly increased by factors of 20% and 30% at 50 and 100 cm, respectively. The simulation of a drier soil and the larger heat conductivity in particular lead to a slight increase of the soil temperature, which becomes closer to the observations especially below 20 cm. For example, the cold bias at 100 cm is reduced by 0.6 K and is close to 0 if the fall period is removed. Indeed, the model is not able to reproduce the soil temperatures observed during this time period, whatever the depth. This issue seems to be linked to an underestimation of the LAI for this forested site whose value falls to 0 at the end of September in the model. Comparison with satellite measurements shows that some vegetation is still present at this time of the year. The incorrect representation of the vegetation senescence in the model may explain the too rapid cooling due to the nonrepresentation of the insulation effect which impacts significantly the turbulent transfers in the boundary surface layer. A better parameterization of the vegetation seasonal variations and of the forest understorey should improve our results. Anyway, the ALT modeled with this calibrated version is also in agreement with the

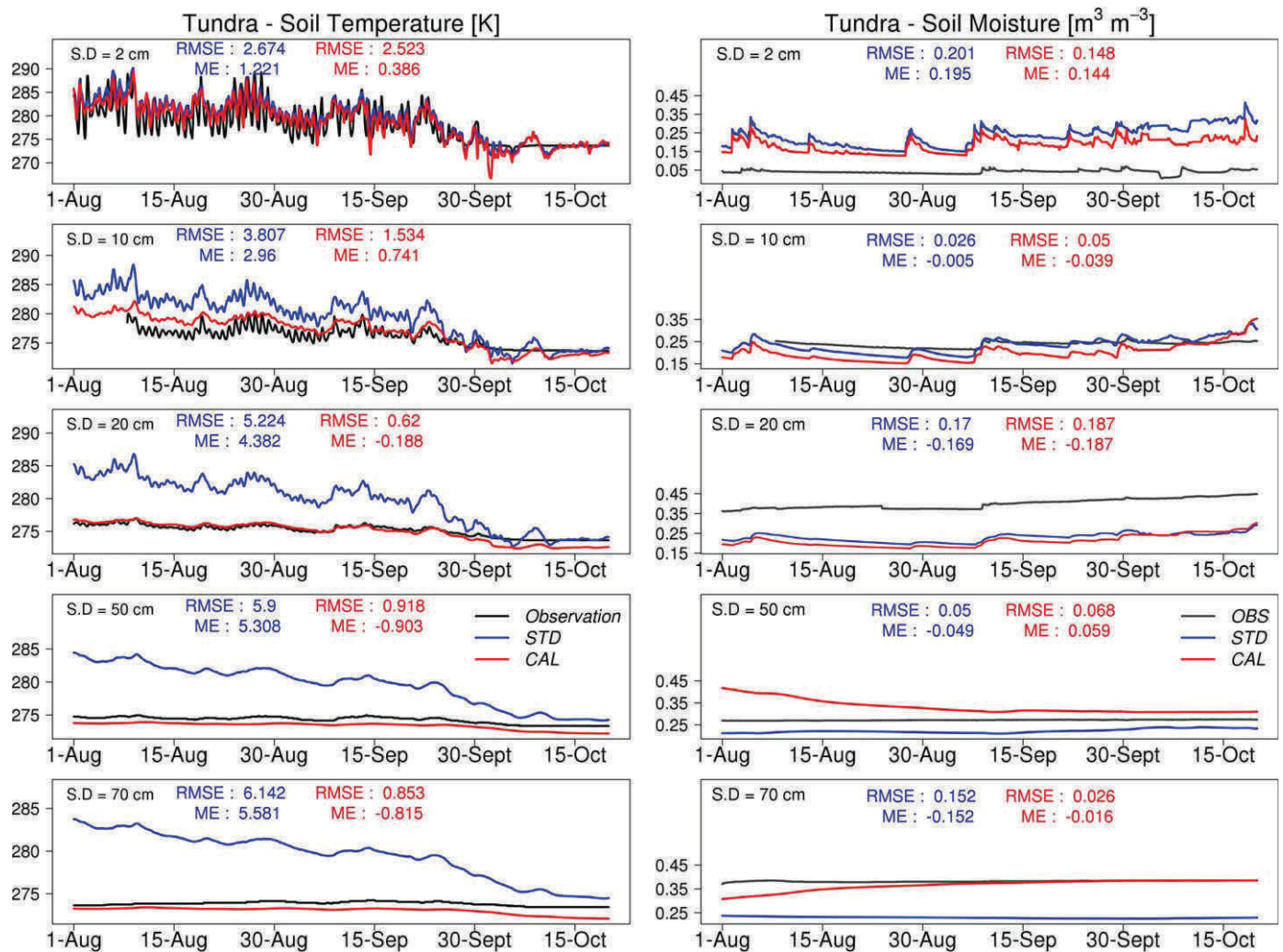


Figure 8. Comparison of simulated soil temperature (K) and soil moisture ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) at different soil depths (S.D.: 2, 10, 20, 50, and 70 cm) for the Tundra site. The standard (STD, in blue) and calibrated (CAL, in red) ORCHIDEE simulations are plotted against observations (in black). RMSE and bias (mean error; ME) are indicated in the corresponding color.

observations with a simulated value of 500 cm in line with the in situ measurements. This result shows that with our atmospheric forcing data and sandy soil thermal conditions, the model is able to simulate the soil temperatures and the absence of permafrost in the first 5 m. Such a result supports the hypothesis that our site is probably situated on a newly formed talik.

5.2. Tundra Site

The soil temperature and moisture profiles observed and simulated for the tundra site are displayed in Figure 8. The observations (in black) show clearly lower temperatures compared to the forest site, by 5 K on average, larger diurnal-cycle amplitude at the surface and larger attenuation with depth. Indeed, at 2 cm depth, the diurnal cycle shows temperature amplitudes that are comparable to the air temperature diurnal variations (not shown here). The top of the permafrost is clearly visible for the tundra site, lying in summer at around 70 cm depth, close to the averaged ALT measurements giving an average value of 61.2 ± 7.2 cm (calculated on 100 samples). The soil surface is completely dry (explaining the large diurnal temperature variations observed), but soil moisture increases with depth.

If we compare these observations to the results of the ORCHIDEE simulation with its standard parameterization (blue curves), the plots show that the model generally overestimates the soil temperature with a positive bias of about 1.2 K at the surface and larger than 5 K at 70 cm. The model is therefore unable to

simulate the top of the permafrost. The soil moisture is also overestimated at the surface (positive bias of $0.2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) and underestimated below 10 cm depth (biases are ranging between -0.05 and $-0.17 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ depending on the soil layers monitored).

These results show clearly that in the tundra case, contrary to the forest site, vertically uniform values of the hydrothermal properties will never lead to a better fit to the observations either at the surface or below, because the biases are in opposite directions. For example, increasing the hydraulic conductivity will likely improve the surface conditions but degrade the deeper soil. The thermodynamic calibration is more promising and a better fit is expected with a reduction of the thermal conductivity which will allow the model to decrease the soil heating and the soil temperatures in summer.

As already noted in section 2, the soil of the tundra site is more complex than the forest site and presents different horizons. An organic layer is situated between 5 and 15 cm below a sandy loam layer of 5 cm depth containing many residues of green moss and sphagnum. These conditions can explain the dryness of the top centimeters and the high levels of soil water content below. The moss vegetation and the organic layer contribute both to the soil insulation and explain the smaller thickness of the active layer compared to the forest site. To model such a configuration, we propose to benefit from the recent vertical discretization of the thermal properties in ORCHIDEE and to represent the vertical heterogeneity of the soil properties using the new parameterization proposed by Wang *et al.* [2016]. This model will represent the soil in a multihorizon configuration, distinguishing three media: the top layer (first five layers in the model) from the surface to 4.5 cm well drained, a transition layer down to 18.6 cm presenting lower heat and hydraulic conductivities (represented by the layers 6 and 7) supposed to mimic a peat/organic soil, and the silty loam soil below (layers 8–18). For each of these three layers, soil properties have been calibrated and the results are indicated in Table 5. In the calibration, only the hydraulic and thermal conductivity were changed: the thermal conductivity was decreased by a factor of about 10 for the seven first layers and the hydraulic conductivity was increased by a factor of 4 in the first five layers to account for the specific draining properties of the moss layers, and it was decreased by a factor of 4 in the layers 6 and 7, to represent the peat layer and its high water storage and low infiltration [Päivänen, 1973]. The remaining soil below was set to the silty loam standard values.

The simulated soil temperature and moisture with this new model and these calibrated values are shown in Figure 8 in red. Supporting information Figure S2 presents the simulated soil thermal and hydraulic conductivities (before and after calibration), plotted for the same period. It can be seen that the introduction of vertical variability in the thermal and hydraulic properties corrects the soil moisture biases (decrease at the surface and increase below the peat/organic layer). The soil temperature simulation is also much improved by the reduction of the thermal conductivity; the agreement with the observations here is indeed remarkable. The mean errors are reduced significantly by several degrees (by a factor of 3 at the surface to a factor of 5 more deeply), but being always less than 1 K. The RMSEs have been also much reduced and are about 2.5 K at the surface, and less than 1 K below the depth of 20 cm. Moreover, the model is now able to simulate the top of the permafrost with a simulated ALT of 57 cm close to the observations equal to 61 ± 7 cm. Concerning soil moisture, the errors are also reduced in the calibrated simulation, the mean error is reduced by a factor 1.4 at the surface and by a factor 10 at the depth of 70 cm, the RMSEs are less than 0.2 K at all levels. Therefore, even if the observation errors are larger for this site compared to the forest one because of the colder temperatures, as already mentioned, the model now succeeds in representing the vertical features of the soil moisture and temperature. These improvements demonstrate the benefit of the new soil vertical discretization which allows us to prescribe different properties to each soil layer and therefore to improve the representation of the multiple soil horizons often observed in cryospheric environments.

6. Conclusions

This paper presents an application of the ORCHIDEE land surface model at local scale on two experimental sites located in the Siberian Arctic zone. The comparison between model results and observations was carried out after performing a global sensitivity analysis focused on ALT, soil temperature, and moisture output variables. This analysis was performed in two steps: a first step based on the Morris screening approach permitted us to select the most sensitive parameters (10 out of the 48 model parameters). This reduced

parameter set was analyzed in a second step based on a full analysis of the variance following the Sobol' approach. The methodology appears very efficient at identifying the sensitive parameters within the whole parameter space with a limited number of simulations. It also allows the parameter sensitivities for each studied output variable to be ranked. The results show that the saturated soil water content Θ_s and the hydraulic conductivity at saturation K_s are the most sensitive parameters impacting summer soil temperature and moisture content and that the soil thermal conductivity λ_w , the heat capacity C_w and the snow thermal conductivity parameter C_{λ_v} also show significant impact on the simulation of summer soil temperature. These parameters have been calibrated for the two sites under study and the model simulations have been compared to the observations. The results were discussed in relation to the field measurements and soil description available. They highlight the skill of the ORCHIDEE model at representing the soil moisture and temperature profiles in both cases of an homogeneous soil (forest site) and a multiple horizons one (tundra site). The thermal insulation of the organic matter [Rinke *et al.*, 2008], of the vegetation and especially of mosses [Beringer *et al.*, 2001] and their impact on insulation and infiltration properties have been identified as key processes that need to be represented in cryospheric environments. The new vertical discretization in ORCHIDEE provides a method of representing the complexity of Arctic soils by accounting for the vertical variability of the soil hydraulic and thermal properties. In our case, the local observations permitted us to improve the representation of this heterogeneity for the tundra site, but the extension to larger scales requires more developments if we are to maintain the link with the carbon cycle and other trace gas processes not investigated in this study. Soil organic matter and its impacts on soil thermal and hydraulic properties need to be explicitly parameterized. The ORCHIDEE team is now working to account for the organic part of soils in the modeling of the thermal and hydraulic conductivities and capacities, as well as soil porosity and water holding capacity.

The representation of mosses in the Arctic environment is also a subject that requires further development. Their impacts on soil thermodynamics and hydrology, and more widely on the energy, water, and carbon balances, have been demonstrated, and their representation in climate models should be a priority to improve the modeling of soil temperatures and permafrost evolution under a warming climate. Such developments are also under study in our team (A. Druel, personal communication, 2016).

The need to run long-term simulations of past climates to better initialize the permafrost extent and temperatures has also been highlighted and requires attention. In this study, the lack of long-term forcing data and identified biases between atmospheric forcing data sets, led to uncertainties in the soil temperature initialization and could have biased the deep soil temperatures. These biases had no consequences here because our study was focused on surface processes and on short-term evaluation. Therefore, deep soil temperature errors did not impact surface transfers, but if long-term processes were to be studied, such errors would no longer be negligible.

Finally, this work allowed us to test ORCHIDEE in tundra environments on experimental sites that have made available both soil moisture and temperature profiles. These data allow us to perform model parameter sensitivity analyses and to identify model weaknesses but are clearly not sufficient to fully calibrate and evaluate the modeling of soil water movement. The lack of long-term data series (at least over a full year) limited the number of parameters and processes to calibrate. The lack of some local meteorological data, especially snow/rain partitioning and radiation (upwelling and downwelling for albedo assessment), which can show large spatial variability, limited also the calibration and evaluation potential and further model developments. The development of Arctic experimental sites dedicated to the long-term monitoring of the energy and mass transfers in the atmosphere-biosphere continuum is therefore crucial for land surface modeling and prediction improvements. This work has shown how, for both soil moisture and temperature, field measurements can be used to calibrate the soil thermal and hydraulic processes which are strongly linked. Flux measurements would have helped even more to evaluate and calibrate albedo and evapotranspiration resistances for instance. High frequency measurements (hourly data) are also required to evaluate the diurnal cycles and such devices and experimental setups should be supported.

At larger scale, spaceborne-dedicated instruments also help by mapping and monitoring soil thermal and hydraulic states, and how they are responding to changing vegetation and climate. Such data are vital in evaluating and calibrating land surface models. Earth-monitoring satellite programs require continuing commitment and funding.

Acknowledgments

The authors are grateful to the WSIBISO project funded by the Russian Federation under contract 11.G34.31.0064 and to the French ANR CLASSIQUE project (ANR Grant No. ANR 2010-CEPL-012-02), for funding this study. They acknowledge also J. Polcher and C. Grenier for fruitful discussions as well as anonymous reviewers for their valuable comments and suggestions that improved the quality of our manuscript. The source code for the model used in this study, the IPSL-ORCHIDEE, is freely available at <http://labex.ipsl.fr/orchidee/>. Both the data and input files necessary to reproduce the experiments are available from the authors upon request (catherine.ottle@lsce.ipsl.fr). The data are archived at the Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE).

References

- Belward, A., J. Estes, and K. Kline (1999), The IGBP-DIS Global 1-km Land-Cover Data Set DISCover: A project overview, *Photogramm. Eng. Remote Sens.*, *9*, 1013–1020.
- Benavidès Pinjosovsky, H. S., S. Thiria, C. Ottlé, J. Brajard, F. Badran, and P. Maugis (2017), Variational assimilation of land surface temperature within the ORCHIDEE Land Surface Model Version 1.2.6, *Geosci. Model Dev.*, *10*, 85–104, doi:10.5194/gmd-10-85-2017.
- Beringer, J., A. H. Lynch, F. S. Chapin III, M. Mack, and G. B. Bonan (2001), The representation of Arctic soils in the land surface model: The importance of mosses, *J. Clim.*, *14*(15), 3324–3335.
- Bicheron, P., M. Leroy, C. Brockmann, U. Krämer, B. Miras, M. Huc, and D. Gross (2006), Globcover: A 300 m global land cover product for 2005 using ENVISAT MERIS time series, in *Proceedings of the Second International Symposium on Recent Advances in Quantitative Remote Sensing*, pp. 538–542, Serv. de Publ., Univ. de Valencia, Valencia, Spain.
- Bontemps, S., et al. (2013), Consistent global land cover maps for climate modelling communities: Current achievements of the ESA's land cover CCI, paper presented at the ESA Living Planet Symposium, Edinburgh, U. K., 9–13 Sept.
- Campolongo, F., J. Cariboni, and A. Saltelli (2007), An effective screening design for sensitivity analysis of large models, *Environ. Modell. Software*, *22*(10), 1509–1518.
- Campolongo, F., A. Saltelli, and J. Cariboni (2011), From screening to quantitative sensitivity analysis: A unified approach, *Comput. Phys. Commun.*, *182*(4), 978–988.
- Carsel, R. F., and R. S. Parrish (1988), Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics, *Water Resour. Res.*, *24*(5), 755–769.
- Chadburn, S., E. Burke, R. Essery, J. Boike, M. Langer, M. Heikenfeld, P. Cox, and P. Friedlingstein (2015), An improved representation of physical permafrost dynamics in the JULES land-surface model, *Geosci. Model Dev.*, *8*(5), 1493–1508.
- Chapin, F. S., et al. (2005), Role of land-surface changes in Arctic summer warming, *Science*, *310*(5748), 657–660.
- Dankers, R., E. J. Burke, and J. Price (2011), Simulation of permafrost and seasonal thaw depth in the JULES land surface scheme, *Cryosphere*, *5*(3), 773–790.
- De Rosnay, P., J. Polcher, M. Bruen, and K. Laval (2002), Impact of a physically based soil water flow and soil-plant interaction representation for modeling large-scale land surface processes, *J. Geophys. Res.*, *107*(D11), doi:10.1029/2001JD000634.
- Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, and P. J. Kennedy (1993), Biosphere-atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as Coupled to the NCAR Community Climate Model, *Rep. N. T. N. NCAR/TN-387+STR*, Boulder, Colo.
- Ducoudré, N., K. Laval, and A. Perrier (1993), SECHIBA, a new set of parameterizations of the hydrologic exchanges at the land-atmosphere interface within the LMD Atmospheric General Circulation Model, *J. Clim.*, *6*(2), 248–273.
- Dufresne, J. L., et al. (2013), Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model: From CMIP3 to CMIP5, *Clim. Dyn.*, *40*(9–10), 2123–2165.
- Frolov, I. E., I. M. Ashik, H. Kassens, I. V. Polyakov, A. Y. Proshutinsky, V. T. Sokolov, and L. A. Timokhov (2009), Anomalous variations in the thermohaline structure of the Arctic Ocean, *Dokl. Earth Sci.*, *429*(2), 1567–1569.
- Gouttevin, I., G. Krinner, P. Ciais, J. Polcher, and C. Legout (2012), Multi-scale validation of a new soil freezing scheme for a land-surface model with physically-based hydrology, *Cryosphere*, *6*(2), 407–430.
- Groisman, P., and A. J. Soja (2009), Ongoing climatic change in Northern Eurasia: Justification for expedient research, *Environ. Res. Lett.*, *4*(4), 045002, doi:10.1088/1748-9326/4/4/045002.
- Groisman, P. Y., T. R. Karl, R. W. Knight, and G. L. Stenchikov (1994), Changes of snow cover, temperature, and radiative heat balance over the Northern Hemisphere, *J. Clim.*, *7*(11), 1633–1656.
- Gubler, S., S. Endrizzi, S. Gruber, and R. S. Purves (2013), Sensitivities and uncertainties of modeled ground temperatures in mountain environments, *Geosci. Model Dev.*, *6*(4), 1319–1336.
- Guglielmo, F., et al. (2015), Simulating hydrology with an isotopic land surface model in western Siberia: What do we learn from water isotopes?, *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, *12*, 9393–9436.
- Hinzmann, L. D., et al. (2005), Evidence and implications of recent climate change in Northern Alaska and other Arctic regions, *Clim. Change*, *72*, 251–298.
- Homma, T., and A. Saltelli (1996), Importance measures in global sensitivity analysis of nonlinear models, *Reliab. Eng. Syst. Safety*, *52*(1), 1–17.
- Hourdin, F., et al. (2006), The LMDZ4 general circulation model: Climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection, *Clim. Dyn.*, *27*, 787–813.
- Jansen, M. J. W. (1999), Analysis of variance designs for model output, *Comput. Phys. Commun.*, *117*(1–2), 35–43.
- Koenigk, T., L. Brodeau, R. Graversen, J. Karlsson, G. Svensson, M. Tjernström, U. Willén, and K. Wyser (2013), Arctic climate change in 21st century CMIP5 simulations with EC-Earth, *Clim. Dyn.*, *40*(11–12), 2719–2743.
- Koven, C. D., B. Ringeval, P. Friedlingstein, P. Ciais, P. Cadule, D. Khvorostyanov, G. Krinner, and C. Tarnocai (2011), Permafrost carbon-climate feedbacks accelerate global warming, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, *108*(36), 14,769–14,774.
- Koven, C. D., W. J. Riley, and A. Stern (2013), Analysis of permafrost thermal dynamics and response to climate change in the CMIP5 Earth System Models, *J. Clim.*, *26*(6), 1877–1900.
- Krinner, G., N. Viovy, and N. De Noblet-Ducoudré (2005), A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system, *Global Biogeochem. Cycles*, *19*, GB1015, doi:10.1029/2003GB002199.
- Kuppel, S., F. Chevallier, and P. Peylin (2013), Quantifying the model structural error in carbon cycle data assimilation systems, *Geosci. Model Dev.*, *6*, 45–55.
- Lorant, M. M., and S. J. Goetz (2012), Shrub expansion and climate feedbacks in Arctic tundra, *Environ. Res. Lett.*, *7*(1), 011005.
- Lu, X., Y.-P. Wang, T. Ziehn, and Y. Dai (2013), An efficient method for global parameter sensitivity analysis and its applications to the Australian community land surface model (CABLE), *Agric. For. Meteorol.*, *182–183*(0), 292–303.
- Morris, M. D. (1991), Factorial sampling plans for preliminary computational experiments, *Technometrics*, *33*(2), 161–174.
- Nicolosky, D. J., V. E. Romanovsky, V. A. Alexeev, and D. M. Lawrence (2007), Improved modeling of permafrost dynamics in a GCM land-surface scheme, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L08501, doi:10.1029/2007GL029525.
- Nossent, J., P. Elsen, and W. Bauwens (2011), Sobol' sensitivity analysis of a complex environmental model, *Environ. Modell. Software*, *26*(12), 1515–1525.
- Olson, J., J. Watts, and L. Allison (1983), Carbon in live vegetation of major world ecosystems, *Tech. Rep. W-7405-ENG-26*, 152 pp., Oak Ridge Natl. Lab., Oak Ridge, Tenn.
- Ottlé, C., J. Lescuré, F. Maignan, B. Poulter, T. Wang, and N. Delbart (2013), Use of various remote sensing land cover products for PFT mapping over Siberia, *Earth Syst. Sci. Data*, *5*, 331–348.

- Päivänen, J. (1973), *Hydraulic Conductivity and Water Retention in Peat Soils*, Suomen Metsätieteellinen Seura, Helsinki, Finland.
- Paquin, J. P., and L. Sushama (2015), On the Arctic near-surface permafrost and climate sensitivities to soil and snow model formulations in climate models, *Clim. Dyn.*, *44*(1–2), 203–228.
- Peng, S., et al. (2016), Simulated high-latitude soil thermal dynamics during the past 4 decades, *Cryosphere*, *10*, 179–192, doi:10.5194/tc-10-179-2016.
- Pujol, G., B. looss, and M. B. looss (2014), *Package 'Sensitivity', R Package Version 1.8–2*. [Available at <http://CRAN.R-project.org/package=sensitivity>.]
- Rinke, A., P. Kuhry, and K. Dethloff (2008), Importance of a soil organic layer for Arctic climate: A sensitivity study with an Arctic RCM, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L13709, doi:10.1029/2008GL034052.
- Romanovsky, V. E., et al. (2010), Thermal state of permafrost in Russia, *Permafrost Periglac. Process.*, *21*, 136–155.
- Saltelli, A. (2002), Making best use of model evaluations to compute sensitivity indices, *Comput. Phys. Commun.*, *145*(2), 280–297.
- Saltelli, A., M. Ratto, T. Andres, F. Campolongo, J. Cariboni, D. Gatelli, M. Saisana, and S. Tarantola (2008), *Global Sensitivity Analysis: The Primer*, John Wiley, Hoboken, N. J.
- Saltelli, A., P. Annoni, I. Azzini, F. Campolongo, M. Ratto, and S. Tarantola (2010), Variance based sensitivity analysis of model output, Design and estimator for the total sensitivity index, *Comput. Phys. Commun.*, *181*(2), 259–270.
- Serreze, M. C., A. P. Barrett, A. G. Slater, M. Steele, J. L. Zhang, and K. E. Trenberth (2007), The large-scale energy budget of the Arctic, *J. Geophys. Res.*, *112*, D11122, doi:10.1029/2006JD008230.
- Sitch, S., et al. (2003), Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model, *Global Change Biol.*, *9*(2), 161–185.
- Slater, A. G., and D. M. Lawrence (2013), Diagnosing present and future permafrost from climate models, *J. Clim.*, *26*(15), 5608–5623.
- Sobol, I. M. (1990), On sensitivity estimation for nonlinear mathematical models [in Russian], *Mat. Model. [Math. Model. Comput. Exp., Engl. Transl.*, *2*(1), 112–118.]
- Sobol, I. M. (2001), Global sensitivity indices for nonlinear mathematical models and their Monte Carlo estimates, *Math. Comput. Simul.*, *55*, 271–280.
- Valdayskikh, V., O. Nekrasova, J. Jouzel, A. Uchaev, and T. Radchenko (2013), Some characteristics of forest-tundra (West Siberia) soil groups distinguished on the basis of thermal properties, *Prace Geogr.*, *135*, 73–86, doi:10.4467/20833113PG.13.024.1552.
- Vérant, S., K. Laval, J. Polcher, and M. De Castro (2004), Sensitivity of the continental hydrological cycle to the spatial resolution over the Iberian Peninsula, *J. Hydrometeorol.*, *5*, 267–285.
- Wang, F., F. Cheruy, and J. L. Dufresne (2016), The improvement of soil thermodynamics and its effects on land surface meteorology in the IPSL climate model, *Geosci. Model Dev.*, *9*, 363–381, doi:10.5194/gmd-9-363-2016.
- Wang, T., C. Ottlé, A. Boone, P. Ciais, E. Brun, S. Morin, G. Krinner, S. Piao, and S. Peng (2013), Evaluation of an improved intermediate complexity snow scheme in the ORCHIDEE land surface model, *J. Geophys. Res. Atmos.*, *118*, 6064–6079, doi:10.1002/jgrd.50395.