



Observation satellitaire et modélisation de l'albédo des forêts sur le territoire français métropolitain : dynamiques temporelles et impacts radiatifs

Carole Planque

► To cite this version:

Carole Planque. Observation satellitaire et modélisation de l'albédo des forêts sur le territoire français métropolitain : dynamiques temporelles et impacts radiatifs. Climatologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2018. Français. NNT : 2018TOU30013 . tel-02056315

HAL Id: tel-02056315

<https://theses.hal.science/tel-02056315>

Submitted on 4 Mar 2019

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

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



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Présentée et soutenue par :
Carole PLANQUE

le mercredi 7 février 2018

Titre :

Observation satellitaire et modélisation de l'albédo des forêts sur le territoire français métropolitain : dynamiques temporelles et impacts radiatifs

École doctorale et discipline ou spécialité :
ED SDU2E : Surfaces et interfaces continentales, Hydrologie

Unité de recherche :
Centre National de Recherches Météorologiques (UMR 3589)

Directeur/trice(s) de Thèse :

Jean-Christophe CALVET et Dominique CARRER

Jury :
Frédéric JACOB (Rapporteur)
Jean-Daniel BONTEMPS (Rapporteur)
Serge CHAUZY (Président)
Dominique COURAUT (Examinateur)
Eric CESCHIA (Invité)

Un jour, dit la légende, il y eut un immense incendie de forêt. Tous les animaux terrifiés, atterrés, observaient impuissants le désastre. Seul le petit colibri s'activait, allant chercher quelques gouttes avec son bec pour les jeter sur le feu. Après un moment, le tatou, agacé par cette agitation dérisoire, lui dit : « Colibri ! Tu n'es pas fou ? Ce n'est pas avec ces gouttes d'eau que tu vas éteindre le feu ! »

*Et le colibri lui répondit :
« Je le sais, mais je fais ma part. »*

Légende amérindienne

« Si tu as une pomme, que j'ai une pomme, et que l'on échange nos pommes, nous aurons chacun une pomme. Mais si tu as une idée, que j'ai une idée et que l'on échange nos idées, nous aurons chacun deux idées. »

George Bernard Shaw

Remerciements

Je remercie la Région Midi-Pyrénées et Météo-France pour avoir financé cette thèse et le laboratoire CNRM pour m'avoir offert un cadre de travail exemplaire.

Je souhaite adresser un grand merci à mes rapporteurs, Jean-Daniel Bontemps et Frédéric Jacob, et à mes examinateurs, Serge Chauzy et Dominique Courault, pour l'intérêt qu'ils ont porté à ma thèse et pour leurs remarques pertinentes. Je tiens également à remercier Eric Ceschia, membre invité du jury et également membre de mon comité de thèse, pour les discussions très constructives et pour l'expérience en enseignement qu'il m'a permis d'avoir.

La thèse est un long périple de trois ans semé d'embuches. Tout ce travail n'aurait pas été possible sans les personnes qui m'ont encadrée et entourée durant cette thèse.

Je tiens tout d'abord à remercier mes directeurs de thèse, Jean-Christophe Calvet et Dominique Carrer. La confiance qu'ils m'ont accordée, leurs encouragements et leurs conseils ont été déterminants dans l'avancement de mes travaux et la finalisation de cette thèse. Dominique, un très grand merci pour toute cette thèse ! Merci pour tes éclairages, ta très grande disponibilité et pour toutes les discussions fructueuses et passionnantes sur l'albédo qui m'ont permis de mener ce travail à son terme. Je n'oublierai pas les missions terrain et les chemins chaotiques du couvent pour arriver aux sites d'étude. Jean-Christophe, un très grand merci d'avoir été là en pleine tempête en Septembre ! Merci d'avoir accepté, en plein vol, la direction de cette thèse. Je te remercie pour tes conseils, ta rigueur et ta disponibilité qui ont été déterminants pour cette fin de thèse.

Je souhaiterais également remercier Claire Doubremelle et Véronique Ducrocq pour leur soutien durant cette fin de thèse. Merci également, à Régine et Ouria pour leur soutien administratif, leurs encouragements et pour leur bonne humeur. Merci Régine, pour toutes les missions lancées et les réservations pour le terrain.

Mes remerciements vont aussi à mes collègues Delphine, Simon, Florian, Clément, Alina, Suman pour leur aide précieuse et nos collaborations. Ce fut un vrai plaisir de travailler avec vous. Un très grand merci à Delphine avec qui j'ai travaillé plus étroitement. Merci pour ton temps, pour tous ces moments de dérivées partielles et pour tes encouragements. Je souhaiterais également remercier Joël, de l'équipe 4M. Merci pour ce fameux albédomètre et pour toutes les améliorations que tu as pu y faire, afin de rendre le terrain plus facile. Xavier, Gabriel, Bertrand et Chloé nous n'avons pas eu l'occasion de travailler vraiment ensemble mais j'étais ravie de vous connaître. Je

remercie également ma co-bureau, Catherine, pour sa patience pour cette fameuse figure, qui a été faite et refaite X fois. Merci également pour ta compagnie et ton humour au quotidien.

Je remercie également toutes les personnes du couloir (équipe VEGEO et SURFACE) et ex-membres du couloir (équipe VILLE) pour le rituel quotidien de la pause-café de 10h et pour toutes les conversations et les rires qui ont eu lieu. Je suis très heureuse de vous avoir connus et d'avoir partagé tous ces moments avec vous. Merci aussi pour les gâteaux et autres sucreries venues des quatre coins du monde. Je n'oublierai jamais les fameux biscuits du Japon de Delphine, très bons, mais au goût inconnu encore à ce jour.

Heureusement, pour évacuer tout ce sucre il y a le sport. Merci à Hélène, Aude, Alexane, Stéphanie et Nicolas pour toutes ces pauses midi sportives. Aude et Alexane, merci pour ces cours de zumba mémorables. Alexane, tu m'auras bien fait rire (mais des rires gentils) avec ta notion personnelle de l'effet miroir. Stéphanie et Nicolas, merci pour les footings autour du lac et pour l'intronisation dans le monde de la course lors du téléthon. Et Stéphanie, merci pour cette expérience yoga qui restera à jamais gravée dans ma mémoire. Cette fameuse position du « renne » valait vraiment le coup d'être vécue ; j'en ris encore.

Je tenais également à remercier les autres doctorants et ex-doctorants qui m'ont permis de vivre des moments de détente durant cette thèse : les 2 Maxime, les 3 Hélène, Quentin, Emilie, Léo, Imane, Mary, Adrien, Rémi, César, PA, PEB, Thibault, Daniel, Simon, Xavier, Tiphaine, Alexane, Alan, Marie, Julien, Benoît (et j'en oublie très certainement mais merci à vous aussi). Merci pour les repas « thésard », les parties de ping-pong, les pauses café et les soirées. A Daniel et Thibault, les nouveaux doctorants de mon couloir : maintenant à vous de jouer !

Je voudrais tout particulièrement remercier Maxime et Quentin. Grâce à vous cette thèse a été aussi riche au CNRM qu'à l'extérieur. Vous m'avez permis de m'évader du travail. Maxime, je n'oublierai jamais les discussions (sur tout et rien) pendant des heures. Sans toi ce début de thèse n'aurait jamais été le même ! Quentin, je te remercie pour toutes les discussions (cuisine, rock et photographie) et les soirées mémorables (!).

A Hélène et Emilie : il n'y aura jamais assez de mots pour vous remercier. Vous avez été là dans les moments les plus durs comme les plus joyeux et j'ai tellement de chance de vous avoir rencontrées. Merci pour les infus, les tutos, les musiques (...), toutes ces petites choses qui ne semblent pas grand-chose mais qui sont tout. Toutes les deux, à votre manière, vous êtes des forces de la nature et vous m'avez permis de garder le cap en pleine tempête. Vous avez été mes petits rayons de soleil. Hélène (ma sœur siamoise), merci pour les fous-rires, les ballades, les retraites en

Ariège, la colloc, les sachets d'infu surprises, ect. Emilie (la battante), merci pour ton calme, tes conseils, tes tutos, les liens de musique, la découverte du thé bleu, ect.

A mes amis extérieurs (Lorraine, Julien, Sophie, Véro, Antoine, Luc), merci pour ces trois années où j'étais un peu (beaucoup) déconnectée du monde réel. Merci de m'avoir laissée râler comme un putois et de m'avoir comprise. Je n'ai pas toujours pu être présente durant la fin de cette thèse mais vous, vous avez toujours été là. Et pour cela MERCI ! Et merci Lorraine pour les soirées chats bien utiles par moment et également pour la relecture. Et vraiment merci à tous d'avoir pu être là le 7.

A ma mère, mon père, ma sœur et mes grands-parents : MERCI pour tout votre soutien !!!!! Merci pour ces trois années mais également pour tout le chemin parcouru. Sans vous je n'en serais pas là aujourd'hui. A ma mère, merci de m'avoir guidée et soutenue tout au long de ces années. Et aussi merci pour ces heures entières à relire le manuscrit. A ma sœur, je dirais simplement « Kaamelott » et à toi de jouer Mulan !

Enfin, je ne pourrais pas conclure ces remerciements sans les adresser à celui qui m'a soutenue, comprise, encouragée et supportée au quotidien pendant ces trois longues années. Merci Seb !!!!

Résumé

Les forêts ont un impact sur le climat mais cet effet est incertain, notamment dans les régions soumises à un climat tempéré. En effet, les processus biogéochimiques et biophysiques caractéristiques des forêts tempérées peuvent avoir un effet soit de refroidissement soit de réchauffement du climat. Une première étape dans l'amélioration de l'évaluation de l'effet climatique des forêts est d'avancer dans la modélisation de l'ensemble de leurs processus biogéochimiques et biophysiques dans les LSM (« Land Surface Model »), utilisés dans les modèles atmosphériques de prévision du temps et du climat. L'albédo de surface est identifié comme une variable clé pour l'étude de l'impact des forêts en termes de forçage radiatif. Pourtant, elle est représentée de façon très simplifiée dans la plupart des LSM, où elle est bien souvent non évolutive. Dans ce contexte, l'objectif de cette thèse est de contribuer à l'amélioration de la représentation de l'albédo de surface dans les LSM. Il s'est agi en particulier d'identifier à partir d'observations satellitaires les variables biophysiques qui pilotent l'albédo de surface des forêts dans l'espace et dans le temps. Un modèle prédictif de l'albédo des forêts aux échelles spatiales considérées par les LSM a été développé. La France métropolitaine a été choisie comme région d'étude et la période allant de 2001 à 2013 a été considérée.

Il a été mis en évidence que, sur cette période, 94.4% de la surface occupée par les forêts présente un cycle saisonnier de l'albédo relativement stable d'une année à l'autre. Parmi les 5.6% restants, les changements ont été induits par des modifications soudaines du couvert végétal mais également par un "verdissement" de certaines forêts. Dans le but d'identifier les variables qui pilotent les variations saisonnières de l'albédo de surface des forêts, une nouvelle méthode permettant de désagréger les albédos de surface satellitaires, en albédo du sol nu et de la végétation, a été développée. Les albédos du sol obtenus présentent une dynamique temporelle inter- et intra-annuelle qui est corrélée avec celle de l'humidité superficielle du sol. La variabilité temporelle de l'albédo du sol moyen peut être caractérisée par son écart type, qui est de 0.016. La valeur obtenue par des méthodes pré-existantes est de 0 à 0.004. D'autre part, le cycle saisonnier de l'albédo du sol est cohérent avec le régime des pluies : les valeurs mensuelles moyennes maximales correspondent aux mois les moins pluvieux. C'est vrai dans 68 % des cas, contre 32 % pour l'albédo de surface. Les valeurs moyennes de l'albédo de la végétation (sol) ont été estimées avec une incertitude de 2 % (10 %). Ces albédos désagrégés dynamiques ont permis de construire des cycles

annuels moyens. Ces derniers sont utilisés pour forcer le modèle prédictif de l'albédo des forêts fondé sur des variables pouvant être simulées par les LSM. Une validation par rapport à l'albédo de surface satellitaire MODIS a mis en évidence une erreur moyenne de 12% et 8 %, respectivement dans le VIS et dans le NIR (R de 0.63 dans le VIS), soit une amélioration par rapport aux autres méthodes (R de 0.45 dans le VIS). Cette désagrégation de l'albédo de surface a permis de mettre en évidence que l'effet des forêts tempérées sur le bilan d'énergie dépend de la saison, du type de forêt et du type de sol. Il est montré qu'en France métropolitaine, 77.3 % des forêts présentent un bilan radiatif pouvant entraîner un effet de réchauffement durant l'été. Si le verdissement de certaines forêts constaté dans cette thèse devait se généraliser, l'impact radiatif moyen durant l'été pourrait être de $0.187 \pm 0.04 \text{ W.m}^{-2}$. La méthode de désagrégation développée durant cette thèse est en cours d'implémentation dans la chaîne opérationnelle du service LSA-SAF d'EUMETSAT. Elle pourra à terme permettre de développer une paramétrisation de ces albédos désagrégés dans les LSM. Cela permettra l'assimilation d'observations de l'albédo de surface dans les LSM.

Abstract

The forests impact the climate but their effect is uncertain, in particular in the areas with temperate climate. In temperate forests, biogeochemical and biophysical processes can present either a cooling or a warming effect on climate. A first step to improve the evaluation of the climatic effect of forests is to go forward with the modeling of all biogeochemical and biophysical processes in LSMs (“Land Surface Models”) used in the atmospheric models used for numerical weather forecast and climate predictions. Surface albedo is identified as a key variable of the impact of forests in terms of radiative forcing. However, surface albedo is represented in a simplified way in LSMs and is, more often than not, non-evolutive. In this context, the objective of this PhD work is to contribute to the improvement of surface albedo modeling in LSMs. A step forward was to identify the biophysical variables which drive the surface albedo of forests in space and time, using satellite observations. A predictive model of the forest albedo was developed considering the spatial resolution used in LSMs. Mainland France was selected as a study area from 2001 to 2013.

It was shown that over this period, 94.4% of the forest area presented a relatively stable seasonal albedo cycle, from one year to another. Among the remaining 5.6%, changes in albedo were induced by sudden changes in the vegetation cover, but also in some forests by an increase in greenness. With the aim of identifying the variables which drive the seasonal variations of the surface albedo of forests, a new method was developed to split satellite-derived surface albedo into soil and vegetation albedo values. Soil albedo showed inter- and intra-annual temporal dynamics which are correlated with top soil moisture. The temporal variability of the average soil albedo can be described by its standard deviation, which is of 0.016. In comparison, the values obtained with preexisting methods range from 0 to 0.004. In addition, the seasonal cycle of soil albedo is consistent with the rainfall regime: the yearly maximum average monthly albedo matches the months with less precipitation. This was the case for 68% of forest pixels, against 32% using surface albedo instead of soil albedo. The median values of the vegetation (soil) albedo were estimated with an uncertainty of 2% (10%). These disaggregated albedo values (soil and vegetation) were used to produce average annual cycles. The latter are used to force the predictive model of the forest albedo which is based on LSMs’ simulated variables. The validation was conducted using MODIS satellite-derived surface albedo observations. Average error values of 12% and 8% were obtained in the VIS and the NIR spectral domains, respectively (R of 0.63 in the VIS). This is an improvement with respect to pre-

existing methods (R of 0.45 in the VIS). Disaggregating surface albedo showed that the effect of temperate forests on the radiative budget depends on season, forest type and soil type. Over mainland France, 77.3% of the forests present a radiative impact which can lead to a warming effect during the summer. If the increase in greenness detected in some forests were to spread to all French forests, the average radiative impact during the summer could be as large as $0.187 \pm 0.04 \text{ W.m}^{-2}$. The disaggregation method developed during this PhD work is under implementation in the operational chain of the EUMETSAT LSA-SAF service. Thanks to this implementation it could be eventually possible to parameterize disaggregated albedo values in LSMS. This will allow the assimilation of surface albedo observations in LSMS.

Table des matières

| | |
|--|------------|
| Résumé | <i>i</i> |
| Abstract | <i>iii</i> |
| Table des matières | <i>v</i> |
| Table des figures | <i>ix</i> |
| Liste des tableaux | <i>xv</i> |
| Chapitre I Chapitre introductif | <i>1</i> |
| 1. Contexte et enjeux | <i>2</i> |
| 2. Forêts, Climat et Albédo : état de l'art | <i>7</i> |
| 2.1. La forêt et le climat | <i>7</i> |
| 2.2. Observation et modélisation de l'albédo | <i>28</i> |
| 3. Problématique et objectifs | <i>45</i> |
| 3.1. Représentation de processus complexes | <i>45</i> |
| 3.2. Questions scientifiques | <i>46</i> |
| Chapitre II Méthodologie | <i>49</i> |
| 1. Stratégie méthodologique | <i>50</i> |
| 2. Forêts présentant un cycle d'albédo annuel caractéristique | <i>55</i> |
| 2.1. Méthodologie | <i>55</i> |
| 2.2. Outils d'analyse | <i>57</i> |
| 3. Estimation séparée de l'albédo du sol et de la végétation | <i>63</i> |
| 3.1. Séparation de l'albédo de surface : état de l'art | <i>63</i> |
| 3.2. Nouvelle méthode de désagrégation | <i>65</i> |
| 3.3. Outils pour la désagrégation : ECOCLIMAP | <i>73</i> |
| 4. Modélisation de l'albédo de surface des forêts | <i>76</i> |
| 4.1. Modélisation du transfert radiatif | <i>78</i> |
| 4.2. Estimation des variables biophysiques | <i>81</i> |
| 4.3. Modélisation prédictive de l'albédo de surface | <i>83</i> |
| Chapitre III Observation satellitaire de l'albédo des forêts : tendances et impacts radiatifs | <i>85</i> |
| 1. Introduction | <i>87</i> |
| 2. Données et méthode | <i>89</i> |
| 2.1. Zone et période d'étude | <i>89</i> |
| 2.2. Données utilisées | <i>91</i> |
| 2.3. Protocole méthodologique | <i>94</i> |

| | |
|---|------------|
| 3. Résultats | 98 |
| 3.1. Tendances observées pour l'albédo de surface | 98 |
| 3.2. Mise en évidence d'un verdissement de forêts en France | 103 |
| 3.3. Conséquences sur le forçage radiatif | 106 |
| 4. Discussion | 111 |
| 4.1. Tendance en albédo et verdissement de forêts stables | 111 |
| 4.2. Impact radiatif des tendances lentes en albédo | 115 |
| 5. Conclusions | 118 |
| Chapitre IV Désagrégation de l'albédo de surface satellitaire : albédos du sol et de la végétation 123 | |
| 1. Introduction | 125 |
| 2. Données et méthode de désagrégation de l'albédo de surface | 128 |
| 2.1. Zone et période d'étude | 128 |
| 2.2. Données utilisées | 129 |
| 2.3. Protocole méthodologique | 136 |
| 3. Résultats issus de la désagrégation de l'albédo de surface | 142 |
| 3.1. Filtre de Kalman « végétation » | 143 |
| 3.2. Filtre de Kalman « albédo » | 147 |
| 4. Evaluation de la méthode de désagrégation de l'albédo de surface | 155 |
| 4.1. Inter-comparaison des méthodes de désagrégation | 155 |
| 4.2. Cohérence temporelle de l'albédo du sol | 160 |
| 4.3. Evaluation expérimentale de l'albédo du sol sur le site des Corbières | 164 |
| 5. Discussion | 167 |
| 5.1. Nouvelle méthode de désagrégation | 167 |
| 5.2. L'albédo du sol | 170 |
| 5.3. L'albédo de la végétation | 173 |
| 6. Conclusions et perspectives | 176 |
| Chapitre V Vers la modélisation de l'albédo des forêts 179 | |
| 1. Introduction | 181 |
| 2. Matériel et méthode | 184 |
| 2.1. Zone et période d'étude | 184 |
| 2.2. Données utilisées | 184 |
| 2.3. Protocole méthodologique | 186 |
| 3. Résultats | 192 |
| 3.1. Estimation des variables biophysiques de la canopée et climatologies | 192 |
| 3.2. Modélisation de l'albédo de surface et évaluation du modèle | 197 |
| 3.3. Vers un modèle prédictif en conditions d'éclairement naturel | 209 |
| 3.4. Importance du cycle saisonnier pour l'estimation de l'impact radiatif | 211 |
| 4. Discussion | 218 |
| 4.1. Estimation des variables biophysiques | 218 |
| 4.2. Modèle prédictif d'albédo de surface | 221 |
| 4.3. Evolutions des forêts et impacts radiatifs | 222 |

| | |
|---|------------|
| 5. Conclusions | 224 |
| <i>Chapitre VI Discussion générale</i> | 229 |
| <i>Chapitre VII Conclusion générale et perspectives</i> | 239 |
| <i>Liste des abréviations</i> | 245 |
| <i>Bibliographie</i> | 248 |
| Annexe 1 | 273 |

Table des figures

| | |
|---|----|
| <i>Figure I-1: Schéma du bilan énergétique annuel moyen de la Terre. Source : IPCC (2007)</i> | 2 |
| <i>Figure I-2 : Schéma de l'organisation verticale de la végétation dans les forêts. Source image : Bournérias et Bastien ; Source texte : ONF (2017).</i> | 8 |
| <i>Figure I-3 : Schéma du cycle du carbone simplifié (dérivé de Bonan, 2008). Les flèches vertes indiquent les processus induisant le stockage de carbone et les flèches rouges indiquent les processus libérant du carbone vers l'atmosphère (source de carbone).</i> | 9 |
| <i>Figure I-4 : Schéma des principaux processus biophysiques affectant flux (a) d'énergie et (b) d'eau entre les forêts et l'atmosphère et participant à la régulation du climat (dérivé de Bonan, 2008).</i> | 12 |
| <i>Figure I-5 : Schéma conceptuel des rétroactions liées à une diminution de l'albédo de surface (Source : Pitman, 2003). La ligne formée de points représente les rétroactions positives et la ligne formée de tirets symbolise les rétroactions négatives.</i> | 16 |
| <i>Figure I-6 : Différents types de modification des couverts forestiers définis par la FAO (Source : FAO, 1998)</i> | 17 |
| <i>Figure I-7 : Localisation des forêts tempérées dans le monde. Carte adaptée de la carte des écorégions de Olson et al. (2001).</i> | 19 |
| <i>Figure I-8 : Régions biogéographiques présentes en Europe. Source : Agence Européenne de l'Environnement (EEA)</i> | 26 |
| <i>Figure I-9 : Changement des précipitations à l'horizon 2081-2100, par rapport aux valeurs en 1986-2005, en utilisant un scénario moyen de forçage radiatif (RCP4.4). Les zones hachurées représentent les zones de forte incertitude dans la projection climatique (IPCC, 2013).</i> | 27 |
| <i>Figure I-10 : Exemple d'effet directionnel des surfaces. Observation d'une forêt d'épicéa avec (a) le soleil de dos et (b) le soleil de face. Source : https://www.umb.edu/spectralmass/terra_aqua_modis/modis</i> | 28 |
| <i>Figure I-11: Chaîne de traitement pour l'obtention d'un albédo satellitaire de surface à partir des réflectances détectées en haut de l'atmosphère (TOA pour « top of atmosphere »)</i> | 32 |
| <i>Figure I-12 : Exemple d'évolution des albédos « black-sky », « white-sky » et « blue-sky » sur une surface végétalisée. Source : Wang et al. (2016)</i> | 32 |
| <i>Figure I-13: Contribution des concentrations de chlorophylle (en vert), de la teneur en eau (en bleu), de la teneur en matière sèche (en marron) et de la structure de la feuille (en rouge) à la transmittance des feuilles simulée par PROSPECT (Jacquemoud et al., 2002). La courbe en noir en trait plein est la somme des contributions, la ligne verticale noir en pointillés indique la limite entre le PAR (0.4-0.7 μm) et l'infrarouge proche (0.7-2 μm).</i> | 36 |
| <i>Figure I-14 : Schémas conceptuels des trois grands types de représentation de la végétation dans les modèles LSM (« Land Surface Model ») pour l'estimation de l'albédo de surface.</i> | 37 |

Figure I-15 : Schéma représentant la différence entre la probabilité de trouées (P_{gap}), en orange, et la fraction de trouées « vraies » ($f_{gapsoil}$), en rouge, pour un point de grille de surface A totalement couvert par un seul PFT (source : Loew et al., 2014). _____ 45

Figure II-1 : Stratégie méthodologique. Dans le Chapitre III, l'objectif est d'identifier et d'isoler les cycles forestiers présentant un cycle annuel d'albédo caractéristique (voir définition Section 1 du Chapitre II), indiqué comme « Type 4 ». Dans ce contexte une publication (Planque et al., 2017), s'intéressant aux forçages radiatifs induits par les couverts végétalisés ayant connu des altérations dans la dynamique temporelle de l'albédo, a été réalisée (encadré en rose). Après avoir isolé les cycles forestiers présentant un cycle annuel d'albédo caractéristique, dans le Chapitre IV, un algorithme de désagrégation des produits d'albédo satellitaires a été mis en place afin d'estimer l'albédo du sol et l'albédo de la colonne de végétation de manière dynamique et réaliste (proche des observations), c'est-à-dire proche des valeurs observées. Pour des raisons liées à l'implémentation de cette méthode sur une chaîne opérationnelle, ces algorithmes ont été mis en place sur l'ensemble du territoire français métropolitain et pas uniquement sur les forêts. Une fois séparés ces deux albédos ont permis d'estimer, dans le Chapitre V, l'albédo de la canopée et l'indice de groupage des feuilles. Des climatologies de ces différentes variables biophysiques ont ensuite été réalisées afin d'être utilisées dans le modèle prédictif proposé dans cette thèse. Le modèle prédictif a été mis en place sur les forêts présentant un cycle annuel d'albédo caractéristique. _____ 53

Figure II-2 : Relation entre le FCOVER GEOV1 (SPOT-VGT) et le LAI GEOV1 (SPOT-VGT) sur la France métropolitaine au cours de l'été 2007 (24 juillet 2007). _____ 61

Figure II-3 : Filtre de Kalman, au pas de temps i pour un système linéaire théorique défini par l'Eq. II-8. En vert sont indiquées les matrices regroupant les données observées au pas de temps i , nécessaires à la construction du filtre de Kalman. En bleu sont représentées les données issues de l'estimation au pas de temps précédent ($i-1$). Finalement en rouge sont indiquées les sorties du filtre, les nouvelles estimations, au pas de temps i . _____ 66

Figure II-4 : Schéma d'organisation du DNKF décrivant l'imbrication des deux filtres de Kalman. _____ 68

Figure II-5 : Evolution des paramètres δ_{veg} et δ_{sol} en fonction de la fraction de végétation au pas de temps i (FCOVER i). _____ 73

Figure II-6 : Schématisation du transfert radiatif à l'échelle locale sur un pixel végétalisé. FCOVER représente les zones recouvertes par de la végétation, (1-FCOVER) les zones de trouées « vraies » ($f_{gapsoil}$) dans la forêt, Acanop l'albédo de la canopée pure, Asoil l'albédo du sol, T la transmittance au travers de la canopée. En rouge sont indiquées les interactions du rayonnement descendant (t_1) et en bleu les interactions du rayonnement ascendant (t_2) sur la zone recouverte par une canopée. _____ 78

Figure III-1. Classification du produit ESA-CCI « land cover » 2010 en 8 classes. _____ 91

Figure III-2. Protocole pour l'identification, la compréhension et l'estimation de l'impact radiatif des changements d'albédo sur les couverts végétalisés. Les étapes expérimentale EXP1, EXP2 et EXP3 composant cette méthodologie sont respectivement détaillées dans les Sections 2.3.1, 2.3.2 et 2.3.3. Les calculs de forçages radiatifs sont décrits dans l'Eq II-1 et l'Eq II-2, Section 2.2.3. du Chapitre II. _____ 98

Figure III-3: Evolution de l'albédo « black-sky » VIS estival moyen entre 2001 et 2013 sur deux sites présentant une tendance significative en albédo : (a) Site 1 ($0.755^{\circ}W$; $44.055^{\circ}N$) et (b) Site 2 ($1.046^{\circ}E$; $44.713^{\circ}N$). La ligne bleue, en pointillés, indique la pente détectée par une régression linéaire classique. La ligne bleue continue indique la pente détectée par le test de Sen. La p-value obtenue par le test de MK pour chacun des deux sites est signalée en haut à gauche. _____ 99

Figure III-4: Signes des tendances en albédo VIS estival pour la période 2001-2013 (obtenu à l'aide du test statistique de Mann-Kendall). Les tendances négatives sont indiquées en bleu et les tendances positives en rouge. Uniquement les signes des tendances significatives ($p\text{-value} < 0.01$) sont représentés. La forêt des Landes est délimitée par une ligne verte. _____ 100

Figure III-5: Evolution et ruptures dans la série temporelle en LAI estival entre 2001 et 2013 pour (a) le Site 1 et (b) le Site 2. Les lignes verticales en pointillé (en rouge) indiquent les ruptures dans la série. Les lignes horizontales en pointillé (en bleu) montrent les périodes de stabilité. _____ 102

Figure III-6: Zones affectées par une tendance en albédo visible estival entre 2001 et 2013 après (a) avoir éliminé les couverts végétalisés non stables (« Etape 2 » de l'EXP1 sur la Figure III-2) et (b) avoir éliminé les zones agricoles en sus des zones non stables (« Etape 3 » de l'EXP1 sur la Figure III-2). Les rectangles rouges mettent en évidence les trois zones les plus densément affectées. Les points bleus représentent les tendances à la diminution de l'albédo et les points rouges représentent les tendances à l'augmentation de l'albédo. _____ 103

Figure III-7 : Evolution de l'albédo VIS estival moyen (en noir) et du NDVI estival moyen (en rouge) entre 2001 et 2013 sur deux sites forestiers stables présentant une tendance significative en albédo : (a) Site 2 et (b) Site 3. 104

Figure III-8 : (a) Répartition des types de forêts stables affectées par des tendances lentes en albédo (911 pixels) et (b) part, en % pour chaque type de végétation, de pixels montrant une tendance significative en NDVI lorsqu'une tendance significative en albédo a été détectée. _____ 105

Figure III-9 : Changements d'albédo estival VIS (2001-2013) pour chaque type de couverts de Type 3, comparés à leur valeur moyenne initiale (2001). Les barres noires verticales indiquent l'amplitude interquartile (q1 et q3). _____ 106

Figure III-10 : Surface affectée par un changement de type LCC en France entre 2000 et 2010, et nature des migrations de couvert qui se sont produites. Les LCC sont obtenus à partir des cartes ESA-CCI (www.esa-landcover-cci.org – dernière consultation le 06.04.2016). _____ 108

Figure III-11 : Changements de forçage radiatif relatif (RFr) induit par les tendances en albédo BSA se produisant sur les surfaces dites Type 3 et Type 2 (respectivement à droite et au centre) et sur les surfaces affectées par du LCC, dites Type 1, (à gauche), en France entre 2001 et 2013. _____ 111

Figure III-12 : Impact radiatif relatif (RFr) des trois scénarios « business-as-usual » entre 2001 et 2100, comparé à l'impact radiatif causé par les changements de couverts végétalisés sur une période de 100 ans. Scénario 1 : expansion forestière continue au rythme actuel ; Scénario 2 : toutes les forêts françaises vieillissent ; et Scénario 3 : expansion forestière continue et les forêts vieillissent jusqu'à l'horizon 2100. Les barres verticales sur la figure indiquent la variabilité de l'impact radiatif si l'on considère le BSA ou le WSA dans les calculs. _____ 118

Figure III-13 : Types d'altérations, affectant les forêts, détectés au travers du protocole de la Figure III-2 et quantification. En rouge est indiqué le nombre de pixels forestiers appartenant à chacune des trois catégories d'altération de l'albédo de surface (Type 1, Type 2 et Type 3) et aux sites présentant un cycle annuel d'albédo de surface caractéristique (Type 4). _____ 121

Figure IV-1 : Localisation du site des Corbières (2.396°E 43.103°N) sur la carte ESA-CCI « land cover » de la zone d'étude (France élargie). _____ 129

Figure IV-2 : Types de sol issus de la base de données HWSD sur la zone d'étude. _____ 132

Figure IV-3 : Outil portatif construit afin de réaliser des mesures d'albédo du sol SW à l'aide d'un albédo-mètre CNR1 comportant un pyranomètre [0.3-3µm]. _____ 136

Figure IV-4 : Schéma d'organisation du protocole méthodologique du Chapitre IV. _____ 142

Figure IV-5 : Evolution temporelle de la fraction de végétation (FCOVER) entre 2001 et 2013 sur le site des Corbières. La ligne verte représente l'évolution du FCOVER climatologique (ECOCLIMAP). Les points en bleu indiquent le FCOVER satellitaire (GEOV1). Les points rouges présentent les valeurs analysées à l'issu du filtre de Kalman « végétation » de la méthode PL-17 (FCOVERANA). Enfin, les barres verticales grises montrent l'incertitude dans l'analyse. _____ 144

Figure IV-6 : Ecarts retrouvés entre le produit FCOVER issu de la dévégétalisation (FCOVERANA) et (a) le produit climatologique (FCOVERECO) et (b) le produit satellitaire BioPAR GEOV1 (FCOVERSAT). _____ 147

Figure IV-7 : Evolution temporelle de (a) l'albédo du sol nu, (b) l'albédo de la végétation et (c) l'albédo total de surface dans le domaine du visible, sur le site des Corbières. La ligne en pointillés marron indique les valeurs ECOCLIMAP. Les points en vert indiquent les résultats obtenus avec la méthode issue de Carrer et al. (2014), dite CA-14. Les points rouges montrent les résultats obtenus avec la nouvelle version de l'algorithme (PL-17), les barres verticales grises signifiant l'incertitude de l'analyse. Les points en bleu sur la partie (c) indiquent les valeurs des données d'albédo satellitaire BSA MODIS, dans le domaine du visible. Dans la partie (c), les points bleus sont totalement masqués par les rouges du fait de leurs valeurs identiques. _____ 149

Figure IV-8 : Evolution de la répartition, entre sol et végétation, des écarts entre les valeurs à priori (ECOCLIMAP) et analysées (PL-17) en fonction de la fraction de végétation (FCOVER) de l'écosystème. Δ_{veg} représente l'écart entre l'albédo de la végétation analysé et l'albédo de la végétation à priori, Δ_{soil} et représente l'écart entre l'albédo analysé du sol et son albédo à priori. Les résultats présentés en (a) sont les résultats obtenus dans le domaine du visible, les résultats présentés en (b) sont ceux dans le domaine du proche infra-rouge. _____ 150

Figure IV-9 : Cartographie des albédos moyens SW de surface entre 2001 et 2013, en France. De gauche à droite et de haut en bas l'albédo SW de surface issu de : (a) ECOCLIMAP, (b) la version Carrer et al. (2014) de la dévégétalisation (CA-14), (c) la nouvelle version de dévégétalisation (PL-17) et (d) MODIS. Le tableau montre les RMSE entre les produits analysés (CA-14 ou PL-17) et l'albédo de surface climatologique ou satellitaire, dans les domaines du VIS, du NIR et du SW. _____ 152

Figure IV-10 : Cartographie des albédos moyens SW de la végétation (à gauche) et du sol (à droite) en France entre 2001 et 2013, issus d'ECOCLIMAP, de la version CA-14 et de la version PL-17, respectivement de haut en bas. _____ 154

Figure IV-11 : Evolution de l'albédo bi-hémisphérique (a) du sol et (b) de la végétation, entre 2001 et 2013 sur la zone d'étude (France élargie), pour les trois méthodes de désagrégation : RE-08 (en noir), CA-14 (en vert) et PL-17 (en rouge), dans le domaine du SW. Les bandes bleues indiquent les périodes hivernales (début décembre à fin mars) et les bandes beige mettent en évidence les périodes estivales (début juin à fin septembre). _____ 157

Figure IV-12: Boîte à moustache des valeurs moyennes d'albédo du sol SW entre 2001 et 2013, issues des méthodes de désagrégation RE-08, CA-14 et PL-17, pour chaque type de sol décrit Figure IV-2 _____ 159

Figure IV-13 : Cartographie des dates de pluviométrie minimale et d'albédo SW maximal (a) du sol et (b) de la surface totale, en 2012 en France. Les données d'albédo utilisées sont des données bi-hémisphériques. _____ 161

Figure IV-14 : Relation entre l'humidité du sol (SWI1-ISBA) et les albédos du sol SW (MODIS) issus du nouvel algorithme de désagrégation (a) détaillé pour 5 catégories de texture du sol et (b) pour tous les types de sols. La relation entre humidité du sol (SWI1-ISBA) et les albédos du sol SW issus du nouvel algorithme de désagrégation implémentés dans le projet SAF-Land pour le satellite MSG est montré en (c). _____ 164

Figure IV-15 : Relation entre l'albédo du sol SW moyen, issu du nouvel algorithme de désagrégation (PL-17) implanté dans le projet SAF-Land sur le satellite MSG, et l'humidité du sol (SWI1-ISBA après assimilation ASCAT), en France métropolitaine. _____ 164

Figure IV-16 : Evolution de l'albédo du sol SW moyen issu de la nouvelle version de désagrégation, sur le site des Corbières entre 2001 et 2013. En triangles rouges sont indiqués les albédos du sol issus des mesures terrain (valeurs relatives par rapport à la date du 3 Août) faites sur ce même site avec l'albédo-mètre CNR1. _____ 165

Figure IV-17 : Evolution de l'albédo SW du sol entre 2001 et 2013 sur le site des Corbières, issu de la nouvelle méthode (en rouge). Les barres verticales bleues indiquent les quantités de pluie journalières relevées sur le site le plus proche (Carcassonne) _____ 166

Figure IV-18 : Evolution de la corrélation de Spearman (R) entre le produit albédo de la végétation dans le domaine du PAR [0.3-0.7 μm] et de l'indice de chlorophylle (MTCI) entre juin 2002 et décembre 2007 sur la zone d'étude. En rouge sont indiqués les résultats issus de la nouvelle méthode, en vert les résultats issus de la version CA-14. _____ 175

Figure IV-19 : Exemple (a) d'albédo du sol et (b) d'albédo de la végétation dans le domaine du visible à partir du capteur MSG pour la date du 22 juin 2007. _____ 178

Figure V-1: Protocole pour la prévision de l'albédo de surface en conditions d'illumination diffuses (« white-sky »). Les produits en rose sont les produits en entrée issus directement de produits satellitaires ou dérivés (Asoil et Aveg). En vert sont représentés les produits dynamiques estimés dans ce chapitre et en bleu les cycles annuels climatologiques calculés. Le protocole se subdivise en trois étapes successives. Une première étape d'estimation des variables manquantes, au cours de laquelle les évolutions temporelles de AcanopVIS, AcanopNIR et « clumping index » sont estimées sur la période 2001-2005 et au cours de laquelle les cycles annuels climatologiques sont calculés. Une deuxième étape de restitution, au cours de laquelle l'albédo de surface sera prédit dans le domaine spectral du VIS et du NIR. Et une dernière étape d'évaluation de l'albédo de surface prédit. _____ 191

Figure V-2 : (a) Cycle annuel climatologique obtenu pour le « clumping index » sur le site des Corbières (43.103°N ; 2.396°E). La ligne lissée en trait plein représente la loi suivie par le CI. Elle est obtenue grâce au LOESS. Le cycle climatologique réel est représenté par la droite parsemée de points. (b) La valeur climatologique moyenne est comparée à la valeur trouvée par He et al. (2012) et à la valeur estimée par le logiciel CAN-Eye. Ces valeurs sont comparées pour des périodes similaires. Un exemple de photographie hémisphérique utilisée par le logiciel CAN-Eye est visible en (b). _____ 193

Figure V-3 : Relation entre les « clumping index » moyens estimés sur la période 2001-2005, au travers du schéma de transfert radiatif simplifié présenté dans le Chapitre II, et les valeurs fournies par la carte de He et al. (2012). Les valeurs de He et al. ayant une distribution plus discrète (19 valeurs possibles) que nos estimations, pour chaque valeur de « clumping index » donnée par He et al. (2012) la valeur médiane de nos estimations a été utilisée. _____ 194

Figure V-4 : Cycles annuels climatologiques obtenus pour l'albédo du sol nu (AsoilAsoil en rouge), pour l'albédo de la végétation (Aveg en bleu) et pour l'albédo de la canopée (Acanop en vert), sur le site des Corbières (43.103°N ; 2.396°E) dans le domaine spectral du VIS. Les lignes lissées en trait plein représentent les lois que suivent les trois types d'albédos, obtenues grâce au LOESS. Les valeurs de climatologies réelles sont représentées par les droites parsemées de points. Les barres verticales rouges et bleues indiquent l'incertitude sur l'albédo du sol et de la végétation respectivement (voir Chapitre IV). _____ 196

Figure V-5 : Albédo de surface VIS « white-sky » restitué (en bleu) à l'échelle du paysage depuis l'échelle de la canopée sur le site des Corbières, à partir d'albédos désagrégés PL-17 (Asoil et Acanop) et CI climatologiques, à l'aide de (a) l'Eq. II-47 (avec trouées « vraies ») et de (b) l'Eq. I-10 (sans trouées « vraies »). La ligne pleine noire représente les valeurs d'albédo de surface satellitaire VIS « white-sky » issues de MODIS. La ligne verticale rouge marque la limite des dates utilisées pour la réalisation des climatologies (2001-2005). _____ 198

Figure V-6 : Coévolution entre le bruit présent dans le produit albédo MODIS (en noir) et l'AOD AERUS (en rouge). _____ 199

Figure V-7 : Albédo de surface NIR « white-sky » restitué (en bleu) à l'échelle du paysage depuis l'échelle de la canopée sur le site des Corbières, à partir d'albédos désagrégés PL-17 (Asoil et Acanop) et CI climatologiques, à l'aide de (a) l'Eq. II-47 (avec trouées « vraies ») et de (b) l'Eq. I-10 (sans trouées « vraies »). La ligne pleine noire représente les valeurs d'albédo de surface satellitaire NIR « white-sky » issues de MODIS. La ligne verticale rouge marque la limite des dates utilisées pour la réalisation des climatologies (2001-2005). _____ 200

Figure V-8 : Evaluation des albédos de surface VIS (« white-sky ») restitués à partir du modèle prédictif (Eq. II-47) par rapport aux données observées par le capteur MODIS sur le site des Corbières (a) entre 2001 et 2005 (période de calage) et (b) entre 2006 et 2013. Les observations satellitaires MODIS ont été lissées par une

méthode de régression non-linéaire (LOESS) afin de limiter l'effet du bruit (dû en partie aux AOD) durant la phase d'évaluation. _____ 202

Figure V-9 : Evaluation des albédos de surface VIS (« white-sky ») restitués à partir du modèle prédictif (Eq. II-47) par rapport aux données observées par le capteur MODIS sur les sites forestiers de France métropolitaine (a) entre 2001 et 2005 (période de calage) et (b) entre 2006 et 2013. Les observations satellitaires MODIS ont été lissées par une méthode de régression non-linéaire (LOESS) afin de limiter l'effet du bruit (dû en partie aux AOD) durant la phase d'évaluation. _____ 203

Figure V-10 : Evaluation des albédos de surface NIR (« white-sky ») restitués à partir du modèle prédictif (Eq. II-47) par rapport aux données observées par le capteur MODIS sur les sites forestiers de France métropolitaine (a) entre 2001 et 2005 (période de calage) et (b) entre 2006 et 2013. Les observations satellitaires MODIS ont été lissées par une méthode de régression non-linéaire (LOESS) afin de limiter l'effet du bruit (dû en partie aux AOD) durant la phase d'évaluation. _____ 204

Figure V-11 : Albédo de surface (a) VIS et (b) NIR « white-sky » restitués (en bleu) à l'échelle du paysage depuis l'échelle de la canopée sur le site des Corbières, à partir d'albédos désagrégés CA-14 (Asoil et Aveg) et CI climatologiques, à l'aide de l'Eq. II-47. La ligne pleine noire représente les valeurs d'albédo de surface satellitaire (a) VIS et (b) NIR « white-sky » issues de MODIS. La ligne verticale rouge marque la limite des dates utilisées pour la réalisation des climatologies (2001-2005). _____ 207

Figure V-12 : Evolution climatologique du ALA estimé à partir de l'Eq. V-3, sur le site des Corbières. Les étoiles en rouge indiquent les valeurs obtenues par le logiciel CAN-Eye à partir des photographies hémisphériques. _____ 211

Liste des tableaux

| | |
|---|-----|
| <i>Tableau I-1: Exemple d'albédo de différents types de végétation (Source : de Myhre et al., 2005)</i> | 13 |
| <i>Tableau I-2 : Représentation qualitative de l'importance relative des processus de régulation climatique biophysiques et biogéochimiques dans les différents biomes forestiers (Source : Bright, 2015). BVOC représente les composés organiques volatiles d'origine biogénique.</i> | 20 |
| <i>Tableau I-3: Neuf types de réflectance basés sur trois types de géométrie du rayonnement incident et trois types de géométrie du rayonnement réfléchi. En rouge sont représenté les trois types de géométries le plus fréquemment rencontrés : le facteur de réflectance bidirectionnelle (BRF), la réflectance directionnelle-hémisphérique (DHR) et la réflectance bi-hémisphérique (BHR).</i> | 29 |
| <i>Tableau I-4 : Coefficients de conversion des sept bandes spectrales MODIS en bandes larges dans le domaine du visible (VIS), de l'infrarouge proche (NIR) et dans l'ensemble du domaine du rayonnement solaire (SW).</i> | 33 |
| <i>Tableau I-5 : Etat de l'art sur la manière de calculer l'albédo de surface dans les LSM couramment utilisés par la communauté scientifique. Le type renseigne sur le mode de représentation de la végétation utilisé pour le calcul de l'albédo de surface. Les trois types sont présentés dans la Figure I-14. Le tableau permet également de mettre en évidence si une représentation séparée de l'albédo dans le visible et dans le proche infra-rouge et si une distinction entre rayonnement direct et diffus est faite.</i> | 39 |
| <i>Tableau II-1 : Tableau de correspondance entre la carte ESA-CCI formée de 36 classes et la carte agrégée formée de 8 classes utilisées dans cette étude. La dernière colonne de droite indique le taux d'occupation des surfaces de chacune des 8 classes.</i> | 62 |
| <i>Tableau II-2 : Tableau des valeurs d'albédo VIS, d'albédo NIR et de FCOVER fixées dans ECOCLIMAP, pour les 9 tuiles de végétation.</i> | 75 |
| <i>Tableau III-1 : Forçage radiatif (RF) et forçage radiatif relatif (RFr) induit par des changements en albédo « black-sky » et « white-sky » (BSA et WSA) en France pour les périodes estivales de 2001 à 2013. Ces changements sont présentés pour trois types de surfaces dites : Type 2 (végétation non stable affectée par une tendance en albédo), Type 3 (forêts stables affectées par une tendance lente en albédo) et LCC (changements d'occupation du sol). Les changements de RF et RFr dus à des LCC sont discrétisés par type de LCC.</i> | 110 |
| <i>Tableau IV-1 : Données utilisées dans le Chapitre IV</i> | 129 |
| <i>Tableau IV-2 : Résumé statistique des différents FCOVER sur la période 2001-2013 totale, estivale et hivernale moyenne en France.</i> | 145 |
| <i>Tableau V-1 : Evaluation des albédos de surface VIS et NIR (« white-sky ») restitués à partir du modèle prédictif (Eq. II-47) par rapport aux données observées par le capteur MODIS sur le site des Corbières (a) entre 2001 et 2005 (période de calage) et (b) entre 2006 et 2013. Les données d'initialisation du modèle prédictif sont les Asoil et Aveg issus de la méthode de désagrégation développée par Carrer et al. (2014). Les observations satellitaires MODIS ont été lissées par une méthode de régression non-linéaire (LOESS) afin de limiter l'effet du bruit (dû en partie aux AOD) durant la phase d'évaluation.</i> | 209 |
| <i>Tableau V-2 : Albédo « white-sky » climatologique de la végétation par type de couvert dans le domaine du VIS et du SW durant l'hiver (décembre-février) et l'été (juin-août)</i> | 213 |

Tableau V-3 : Albédo du sol moyen « white-sky » issu de la méthode de désagrégation PL-17 par type de sol dans le domaine du VIS et du SW durant l'hiver (décembre-février) et l'été (juin-août). La signification des initiales de la première colonne (types de sol) est donnée dans la Figure IV-2 du Chapitre IV. _____ 214

Tableau V-4 : Différence relative en albédo VIS (%) « white-sky » due à la végétalisation des sols, par type de sol et de végétation, durant la période hivernale (Décembre-Février). Les signes (positif en rouge) indiquent l'effet sur le forçage radiatif de la végétalisation. _____ 216

Tableau V-5 : Différence relative en albédo VIS (%) « white-sky » due à la végétalisation des sols, par type de sol et de végétation, durant la période estivale (Juin-Août).. Les signes (positif en rouge) indiquent l'effet sur le forçage radiatif de la végétalisation. _____ 216

Chapitre I

Chapitre introductif

1. Contexte et enjeux

Le changement climatique est défini par le GIEC comme un changement du climat induit par une variabilité naturelle ou par les activités humaines (IPCC, 2007). Le climat de la Terre dépend de son bilan énergétique, lequel est gouverné par le rayonnement solaire. En moyenne, sur une année, 31% du rayonnement solaire incident est réfléchi par l'atmosphère (en particulier les nuages et les aérosols), et par les surfaces terrestres et océaniques. Les 69% restants sont absorbés par l'atmosphère et par les surfaces (IPCC, 2007). La part absorbée par le système (69%) est émise vers l'espace sous forme de rayonnement infrarouge. A l'interface entre les surfaces et l'atmosphère, les échanges d'énergie prennent la forme de flux de chaleur sensible, de chaleur latente ou de rayonnement infrarouge (Figure I-1). Une part importante du rayonnement infrarouge émis par les surfaces ne parvient pas à traverser l'atmosphère et est renvoyée vers la surface par les gaz à effet de serre (GES). Ce mécanisme permet de maintenir naturellement sur Terre une température moyenne de 15°C. Mais depuis le début de l'ère industrielle la concentration atmosphérique en GES n'a cessé d'augmenter participant ainsi au réchauffement climatique.

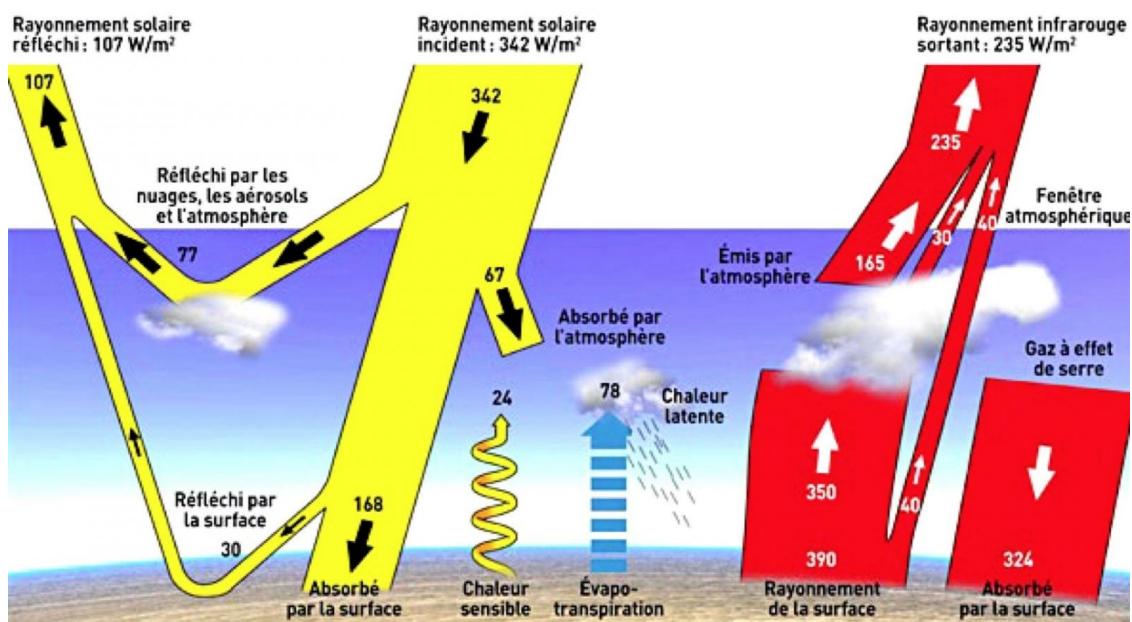


Figure I-1: Schéma du bilan énergétique annuel moyen de la Terre. Source : IPCC (2007)

Depuis la fin des années 70, avec la première conférence mondiale sur le climat à Genève (1979), la prise de conscience des impacts des activités humaines sur le climat s'est renforcée. En décembre 2015, se tenait à Paris la Conférence des Parties de la Convention cadre des Nations Unies sur le changement climatique. Lors de cet événement, un accord international sur le changement climatique, dans lequel les forêts occupent une position clé, a été conclu par 195 pays. Dans l'accord

de Paris de 2015, les forêts ont été mises en avant comme étant un levier majeur pour la lutte contre le changement climatique. En vue d'une stratégie d'atténuation, c'est-à-dire de la réduction des émissions des GES responsables du réchauffement climatique, la mise en place d'actions concernant la gestion durable des forêts et la lutte contre leur dégradation et la déforestation est encouragée par cet accord.

Le CO₂ est considéré comme l'un des principaux GES responsable du réchauffement climatique. De par leur processus de photosynthèse, les forêts en phase de croissance permettent le captage de CO₂ sous forme de bois et de matière organique dans le sol. L'afforestation participe ainsi à la réduction des GES. Tandis que la photosynthèse permet le stockage de carbone par les forêts, la respiration est, elle, responsable de la libération de CO₂ dans l'atmosphère. En moyenne, seule une fraction de 50% du carbone absorbé par les forêts, au travers de la photosynthèse, est actuellement réémise dans l'atmosphère par leur respiration (Zhang et al., 2009 ; Tang et al., 2014). En moyenne à l'échelle globale, les forêts constituent donc un potentiel de captage de carbone et contribuent à limiter l'augmentation de la concentration en CO₂ de l'atmosphère (Delucia et al., 2007 ; Zhang et al., 2009 ; Tang et al., 2014). La déforestation et les feux sont également à prendre en compte dans ce bilan. Ainsi, Bala et al. (2007) montraient que, en moyenne à l'échelle mondiale, les forêts auraient au travers du cycle du carbone un effet "refroidissant" sur le climat et qu'une déforestation globale entraînerait une hausse de la concentration en CO₂ dans l'atmosphère et de la température de surface (prise en compte du cycle du carbone uniquement).

Outre cette interaction indirecte entre les forêts et le climat au travers du cycle du carbone, les forêts influencent également le climat au travers de processus biophysiques tels que l'évapotranspiration, la rugosité et l'albédo de surface (Betts, 2007 ; Bonan et al., 2008 ; Bonan, 2016 ; Bright et al., 2017). L'albédo de surface correspond à la fraction de rayonnement solaire incident renvoyée vers l'espace. En comparaison avec les autres types de surface présents sur la planète (végétation herbacée, neige, sol nu, etc.), les forêts ont un albédo moyen beaucoup plus faible. Cela signifie qu'elles sont peu réfléchissantes et cette propriété peut contribuer à l'absorption de rayonnement solaire par la surface, entraînant un réchauffement de cette dernière. Une déforestation globale pourrait ainsi entraîner une diminution moyenne d'environ 1.3K de la température de surface mondiale, au travers du seul processus de l'albédo (Davin et Noblet, 2010). Parmi les quatre processus mentionnés (cycle du carbone, rugosité, évapotranspiration et albédo), en moyenne à l'échelle mondiale, l'albédo est le seul processus responsable de la hausse de la température de surface par les forêts. Ainsi, l'équilibre entre tous ces processus contrôle l'effet climatique (refroidissant ou réchauffant) d'une forêt. Il faut cependant garder à l'esprit que les surfaces interagissent avec l'atmosphère et que la formation des nuages bas (très réfléchissants) n'est pas indépendante de l'occupation des sols. Des travaux récents ont montré que la présence de

forêts (albédo faible) peut favoriser la formation de nuages bas (albédo fort). En France, la tempête Klaus en janvier 2009 a considérablement réduit la surface de la forêt des Landes. Teuling et al. (2017) ont montré qu'à la suite de cet événement, la fréquence des nuages a considérablement diminué. Ces processus sont difficiles à représenter à l'aide d'ordinateurs avec les modèles atmosphériques actuels.

Afin de représenter les échanges d'eau, d'énergie et de carbone entre les surfaces et l'atmosphère, à l'échelle du paysage, de nombreux modèles numériques, dits LSM (« Land Surface Model ») ou modèles SVAT (« Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer »), ont été développés. Ces modèles, implémentés dans des modèles atmosphériques de prévision numérique du temps (modèles NWP, « Numerical Weather Prediction ») et de climat (modèles GCM, « Global Climate Model »), permettent de représenter et de comprendre l'effet des surfaces sur l'atmosphère. Depuis le début des années 70, un grand nombre de modèles LSM ont été développés par la communauté scientifique. Ces modèles ont considérablement évolué afin de permettre une description de plus en plus précise des différents processus biogéochimiques et biophysiques. Ainsi la plupart des modèles LSM, implémentés dans les modèles NWP ou GCM, représentent aujourd'hui les processus suivants, de façon plus ou moins explicite ou de façon optionnelle : la photosynthèse et les flux de carbone associés, les transferts d'eau et de chaleur dans les différentes couches du sol, l'évolution de la biomasse de la végétation et de sa phénologie, etc. (Boone et al., 2017). Dans les LSM, diverses options permettent de faire varier la complexité de la représentation de la végétation. Récemment, un effort important a été fait par la communauté scientifique afin d'améliorer la description de la végétation et de ses échanges d'eau, d'énergie et de carbone à l'interface sol-plante-atmosphère. Des modèles plus réalistes s'appuyant sur une structuration multicouche de la canopée ont ainsi vu le jour (ex : ORCHIDEE-CAN (Naudts et al., 2015)). Le modèle de surface développé par le CNRM (ISBA, Interactions entre le Sol, la Biosphère, et l'Atmosphère), qui s'appuie sur un schéma composite sol-végétation, a également connu des améliorations. Une collaboration entre le consortium HIRLAM (« High-Resolution Limited Area Model ») et Météo-France a notamment permis le développement de l'option MEB (« Multi Energy Balance ») du modèle ISBA, qui vise à représenter le bilan énergétique de la végétation de manière explicite dans ISBA (Boone et al., 2017). Dans le modèle ISBA-MEB, afin d'estimer les flux de chaleur, d'humidité et de turbulence, la canopée est représentée selon une logique dite « big-leaf », c'est-à-dire qu'elle est considérée comme étant une couche unique homogène. Toutefois pour l'estimation des flux de rayonnement solaire à la surface, ISBA-MEB utilise en arrière-plan le modèle de transfert radiatif multicouche (CANOPUS) développé par Carrer et al. (2013), où chaque couche est un milieu homogène turbide différent.

L'arrivée de cette nouvelle génération de modèles de canopée avec une structure verticale plus complexe (Haverd et al., 2012 ; Carrer et al., 2013 ; McGrath et al., 2016) s'accompagne d'un nombre

grandissant de variables (ex : surface de feuille par surface au sol (LAI), orientation des feuilles, regroupement des phyto-éléments (etc.) et ce, à chaque niveau de la canopée). Plus de complexité n'est pas nécessairement synonyme de meilleure qualité, d'autant plus que toutes ces variables, qui évoluent dans le temps et dans l'espace, ne sont pas toujours observables. Des hypothèses sur les valeurs prises par ces variables sont souvent faites, pouvant être source d'erreur. Etant donné que le nouveau modèle ISBA-MEB s'appuie sur une canopée simple dans sa structure, la question de l'utilisation d'un modèle de transfert radiatif multicouche se pose. L'utilisation d'un modèle multicouche complexe pour l'estimation de la transmission du rayonnement solaire dans le milieu est d'autant plus critiquable que le modèle ISBA-MEB s'appuie sur des valeurs d'albédo du sol et de la végétation, issues de la base de données ECOCLIMAP (Faroux et al., 2013), qui sont fixes. De nombreuses études ont montré que l'albédo du sol et de la végétation sont tous deux évolutifs dans le temps. Ainsi l'albédo du sol évoluerait principalement en fonction de l'humidité superficielle du sol (Angstrom, 1925 ; Idso et al., 1975 ; Lobell et Asner, 2002 ; Rechid et al., 2008) tandis que l'albédo de la végétation serait influencé par la phénologie (Jacquemoud et al., 1990, Zhang et Golberg, 2011). Dans les LSM, qui cherchent à figurer la réalité, les albédos du sol et de la végétation sont primordiaux pour l'estimation de la fraction de rayonnement solaire réfléchie par la surface. L'utilisation d'un schéma de transfert radiatif détaillé, cherchant à représenter de manière fidèle le cheminement du rayonnement solaire dans la canopée, semble contradictoire avec l'utilisation, en parallèle, de valeurs prescrites non dynamiques et non réalistes, pouvant être source de fortes erreurs. La stratégie de développement du modèle ISBA vise à représenter les processus de façon simplifiée afin de maintenir un système comportant un nombre minimal de paramètres et de limiter le temps de calcul (Boone et al., 2017).

Dans la continuité de cette démarche parcimonieuse, l'un des objectifs de cette thèse est de proposer un schéma de transfert radiatif simple s'appuyant sur quelques variables clés, mesurables à grande échelle et à tout moment, qui permette d'estimer correctement la fraction de rayonnement solaire réfléchie par la surface (albédo de surface) dans le temps et dans l'espace. Cela est indispensable à la modélisation numérique de cette variable dans les modèles de climat et à l'amélioration de l'intégration des observations satellitaires de cette variable dans les LSM.

Depuis 1972, avec le lancement de Landsat1, de nombreux satellites dédiés à l'observation des surfaces ont été lancés, avec un nombre grandissant chaque année (Belward et Skøien, 2015). Durant les dernières décennies, les agences spatiales telles que l'Agence Spatiale Européenne, au travers du programme ENVISAT, et la NASA (« National Aeronautics and Space Administration ») au travers du programme EOS ont montré qu'il est possible d'acquérir de manière répétée des mesures renseignant sur l'environnement et sur ses interactions avec le rayonnement solaire. Aujourd'hui un nombre notable de ces mesures sont réalisées à l'échelle mondiale avec une précision importante et

de manière régulière. L'intérêt d'une surveillance continue (de long terme) des surfaces pour l'étude et la compréhension du changement climatique a été récemment mis en avant (GCOS, 2006). Dans ce contexte, le GCOS (« Global Climate Observation System »), en support à l'UNFCCC et à l'IPCC (GIEC en français), a créé une liste de 54 variables, dites ECVs (« Essential Climate Variables »), jugées essentielles pour l'étude du climat. Ces variables doivent pouvoir être estimées par télédétection avec une fréquence, une résolution spatiale et une précision définies par le GCOS. Parmi ces variables on retrouve l'albédo de surface, devant être restitué avec une incertitude maximale de 5%, qui est tout particulièrement critique pour le bilan énergétique dans le spectre solaire. D'autres variables biophysiques telles que la surface en feuille par surface au sol (LAI pour « Leaf Area Index » en anglais) et la fraction de rayonnement absorbée par la végétation dans le domaine spectral d'action de la photosynthèse (FAPAR pour « Fraction of Absorbed Photosynthetically Active Radiation » en anglais) sont également présentes dans cette liste des ECVs. Cette thèse s'intéresse au potentiel de ces données satellitaires (albédo de surface, LAI, FAPAR, etc.), produites avec une fréquence, une précision, une résolution spatiale et une résolution temporelle adaptées aux modèles NWP et GCM. La profondeur d'archive des données satellitaires disponibles a aujourd'hui le potentiel nécessaire à l'observation et à la compréhension des évolutions passées et actuelles des surfaces. Les services européens Copernicus se préparent à fournir en 2018 des séries temporelles de plus de 35 ans de LAI, FAPAR, FCOVER, et d'albédo de surface.

Ainsi, l'un des objectifs de cette thèse est d'évaluer dans quelle mesure les séries temporelles de données satellitaires, couvrant bientôt plus de trois décennies, peuvent être utilisées pour détecter des tendances de l'albédo de surface et comprendre l'évolution de cette variable.

Pour cela on se concentrera sur les forêts, qui sont au cœur de cette thèse. Elles sont d'un intérêt fort pour cette étude pour deux raisons. Tout d'abord, les forêts constituent l'un des types de couvert pour lesquels il subsiste un doute quant à la nécessité ou non d'utiliser des schémas de transfert radiatif complexes. En effet de par leur hétérogénéité de densité verticale et horizontale et leur diversité en essences (hormis dans les plantations), elles constituent un milieu complexe pour lequel un modèle multicouches peut se justifier. Dans l'hypothèse où le modèle prédictif de l'albédo de surface proposé dans cette thèse fonctionne sur ce milieu complexe, il sera par la suite facilement adaptable à des types de végétation basse. Deuxièmement, les forêts ont un intérêt tout particulier car, même si ces dernières peuvent être gérées, elles subissent dans l'ensemble moins d'impacts anthropiques que d'autres types de couvert tels que les surfaces agricoles. Les perturbations anthropiques peuvent être de tous types et se produire à tout moment. Par conséquent elles ne peuvent pas être prédites et sont donc exclues de cette étude.

L'objectif général de cette thèse est donc d'identifier et d'estimer à partir d'observations satellitaires les variables biophysiques qui pilotent l'albédo de surface des forêts dans l'espace et le

temps et de développer un premier modèle prédictif d'évolution dans le temps de l'albédo des forêts à l'échelle des modèles LSM. Pour cela la France métropolitaine a été choisie comme zone d'étude. Le choix de se restreindre à cette zone a été guidé par plusieurs facteurs. En particulier, ce travail de thèse comporte un volet expérimental reposant sur des mesures de terrain sur un site forestier dans les Corbières. D'autre part, la France métropolitaine est une zone représentative de différentes zones climatiques européennes.

Dans ce premier chapitre introductif, dans une section dédiée à l'état de l'art, les enjeux liés aux forêts dans un contexte de changement climatique et de perturbation de ces couverts seront présentés. Nous verrons l'importance que présente l'albédo dans l'équilibre des processus biogéochimiques et biophysiques des forêts régulant le bilan énergétique, et par conséquent le climat. L'albédo de surface et ses représentations seront ensuite présentés, à la fois au travers des produits satellitaires et dans les modèles de surface (LSM) communément utilisés par la communauté scientifique. On se penchera tout particulièrement sur les avantages et les limites de ces différentes représentations dans les LSM pour pouvoir en tirer une première conclusion quant aux variables nécessaires au développement d'un modèle prédictif de l'albédo de surface utilisable par les modèles LSM. Finalement dans une dernière section de ce chapitre introductif, la problématique et les objectifs de cette thèse seront présentés de façon détaillée.

Après ce premier chapitre introductif, un chapitre dédié à la méthodologie employée dans cette thèse afin de répondre à la problématique et aux objectifs est présenté. Suivent trois chapitres présentant les résultats de cette thèse, avant de discuter, dans un chapitre dédié, ces différents résultats. Enfin dans un dernier chapitre, je conclurai cette étude et dresserai les perspectives des futurs travaux envisageables.

2. Forêts, Climat et Albédo : état de l'art

2.1. La forêt et le climat

Une forêt telle que définie par la FAO (1998) est une surface de 0.5 hectares (ha), avec une largeur minimale de 20 mètres, où le couvert arboré doit occuper plus de 10% de la surface. Les arbres qui la constituent doivent atteindre une hauteur minimale de 5m à leur maturité. Par conséquent les plantations forestières et les forêts à des stades moins avancés, mais qui vont évoluer à maturité vers des forêts de plus de 5m de haut, sont incluses dans la définition de forêts. En revanche, les surfaces couvertes par une végétation arbustive ne sont pas strictement considérées comme des forêts mais plutôt comme des surfaces boisées. Les zones agricoles, les prairies, les pâturages, les zones urbanisées, les terres arides et les surfaces en eau sont exclues de la définition de « forêts ».

Une forêt s'organise généralement en plusieurs strates (Figure I-2). Tout en haut se trouve la canopée, ou strate arborescente, regroupant les arbres matures. Elle s'élève au-dessus de sous-couches composées d'une strate d'arbres à un stade non mature et d'arbustes (strate arbustive), d'une couche herbacée située juste au-dessus du sol, et éventuellement d'un tapis de mousses (strate muscinale). Dans le monde les forêts couvrent 30.6% des surfaces émergées avec près de 4 milliards d'hectares (FAO, 2016 ; ONF, 2017). Chaque niveau est composé d'espèces végétales, animales et micro-organiques qui lui sont propres et qui forment un micro-écosystème.



Figure I-2 : Schéma de l'organisation verticale de la végétation dans les forêts. Source image : Bournérias et Bastien ; Source texte : ONF (2017).

De par leur structure complexe et leur superficie importante dans le monde, les forêts constituent l'un des principaux réservoirs de biodiversité au monde et rendent de nombreux services écosystémique (ONF, 2017). Les services écosystémiques sont définis comme les bénéfices que les êtres humains tirent des écosystèmes (Millenium Ecosystem Assessment, 2005). La FAO mettait en avant que les revenus de plus d'1.6 milliards de personnes étaient dépendants des services écosystémiques rendus par les forêts (FAO, 2014). Il existe trois grandes catégories de services écosystémiques soutenus par des fonctions de support (photosynthèse, cycle de l'eau, cycle d'éléments nutritifs, etc...) : les services de prélèvement, les services culturels et les services de régulation. Les services de prélèvement participent directement aux besoins quotidiens des êtres humains en fournissant la nourriture (champignons, miel, chasse, fruits...), les matériaux de construction (bois) et composés médicinaux. Outre ce service qui participe directement au revenu des populations, les services culturels (éducation, loisirs, écotourisme, etc...) prennent de plus en plus d'ampleur, notamment dans le contexte actuel d'augmentation des surfaces urbanisées

(Millenium Ecosystem Assessment, 2005). Enfin, les forêts fournissent des services de régulation qui contribuent à la sécurité, au bien-être et à la santé des populations. En effet les forêts participent à la purification des polluants dans l'air et dans l'eau, à la diminution des glissements de terrain de par leur système racinaire, à la protection contre les inondations [...] et notamment à la régulation du climat via les rétroactions qu'elles peuvent imposer de par leur influence sur les cycles biogéochimiques et biophysiques à la surface.

2.1.1. Régulation du climat par les forêts

a) Processus biogéochimiques

Les forêts jouent un rôle majeur vis à vis du climat de par leur influence sur les cycles biogéochimiques à la surface (carbone, azote, phosphore, etc...). Dans les modèles de surface (LSM), le rôle joué par la végétation sur les cycles naturels biogéochimiques se fait principalement au travers du cycle du carbone (Figure I-3). Deux processus vont être primordiaux: la photosynthèse et la respiration autotrophe.

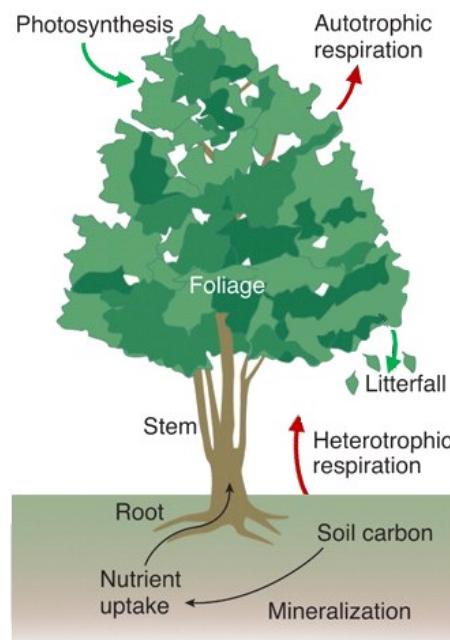
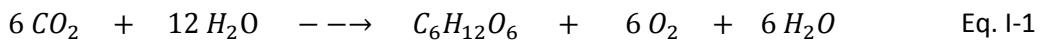


Figure I-3 : Schéma du cycle du carbone simplifié (dérivé de Bonan, 2008). Les flèches vertes indiquent les processus induisant le stockage de carbone et les flèches rouges indiquent les processus libérant du carbone vers l'atmosphère (source de carbone).

La photosynthèse est un processus observé chez les algues et la végétation terrestre qui consiste en l'absorption de dioxyde de carbone atmosphérique et d'eau pour la production de sucre, une forme d'énergie utilisable par les végétaux (Salisbury et Ross, 1978), voir Eq. I-1. Pour les plantes vasculaires, ce processus de photosynthèse se déroule dans les feuilles et plus précisément dans les

chloroplastes des cellules du parenchyme. Dans ces chloroplastes, la réaction de photosynthèse se réalise en deux étapes : une phase d'interception des photons issus du rayonnement solaire par les pigments photosynthétiques (et notamment par la chlorophylle) et une phase de fixation du carbone (cycle de Calvin). La gamme de rayonnement actif pour la photosynthèse est située dans le domaine spectral du bleu ($< 0.5 \mu\text{m}$) et du rouge ($0.65-0.7 \mu\text{m}$). Elle correspond aux longueurs d'onde d'action maximale de la chlorophylle a ($0.43 \mu\text{m}$ et $0.66 \mu\text{m}$) et de la chlorophylle b ($0.445 \mu\text{m}$ et $0.645 \mu\text{m}$). Au travers de la photosynthèse la végétation va agir comme un capteur de carbone (Figure I-3). La quantité totale de CO_2 fixée durant le processus de photosynthèse est traduite au travers de la production primaire brute (GPP pour « gross primary production » en anglais) (Randerson et al., 2002)



où, n représente un nombre de molécules, CO_2 le dioxyde de carbone, H_2O l'eau, $(\text{CH}_2\text{O})_n$ le glucose et O_2 le dioxygène.

Si la végétation capte du CO_2 de l'atmosphère, elle en rejette aussi de par sa respiration. La respiration est le processus qui permet, à partir des glucides produits par la réaction de photosynthèse, de fournir l'énergie de croissance (ATP) à la plante. Le processus de respiration de la plante (respiration autotrophe) se déroule dans les mitochondries, au travers d'une chaîne de réactions appelée cycle de Krebs. Lors de cette réaction la plante consomme de l'oxygène et rejette du CO_2 (Salisbury et Ross, 1978) (Eq. I-2). Par conséquent ce processus est une source de carbone atmosphérique (Figure I-3).



où, « énergie » représente une forme d'énergie biochimique utilisable par les cellules (molécules d'ATP).

Tandis que la photosynthèse participe au stockage du carbone, la respiration autotrophe (R_a) des plantes libère du CO_2 (Figure I-3). La différence entre ces deux processus permet d'accéder à la production primaire nette (NPP pour « net primary production » en anglais), c'est-à-dire à la quantité de carbone absorbée par la plante (vivante). En moyenne, une fraction d'environ 50% du carbone absorbé par les forêts, au travers de la photosynthèse, est actuellement réémise dans l'atmosphère par leur respiration autotrophe (Zhang et al., 2009 ; Tang et al., 2014). Plusieurs études ont montré

que la NPP, et plus particulièrement la NPP aérienne, augmentait durant la période de croissance de la forêt pour atteindre un pic à la maturité et ensuite décroître (Gower et al., 1996 ; Ryan et al., 1997 ; Drake et al., 2011, He et al., 2012 ; etc.). Toutefois la raison de cette chute de la NPP avec l'âge des forêts reste incertaine. Alors que plusieurs travaux suggèrent que le déclin de la NPP serait dû à une augmentation de la R_a avec l'âge (Kira et Shidei, 1967 ; Odum, 1969 ; Goulden et al., 2011), une étude récente de Tang et al. (2014) tend à mettre en évidence que la chute de NPP serait due à une diminution à la fois de la GPP et de la R_a , où la GPP décroîtrait plus rapidement. Cette étude tendrait ainsi à appuyer l'hypothèse de Ryan et al. (1992 ; 1997 ; 2004) et de Drake et al. (2011). A elles seules les forêts contribuent à près de 50% de la NPP terrestre (Sabine et al., 2004 ; Bonan, 2008). Toutefois, outre la respiration autotrophe, les écosystèmes forestiers possèdent également une respiration hétérotrophe au travers notamment des organismes présents dans le sol qui participent à la minéralisation de la matière organique. Cette décomposition matière organique, issue de la végétation morte, par les organismes hétérotrophes du sol participe également à diminuer la quantité de carbone nette stockée par les écosystèmes forestiers et participe à la notion de production nette de l'écosystème (NEP pour « net ecosystem production » en anglais) (Randerson et al., 2002).

Il est difficile de quantifier la quantité de carbone stockée par les forêts mondiales car la quantité nette de carbone fixée va dépendre des espèces arborées, du type de sol, du taux de croissance, de l'âge et du type de la forêt, etc... (Kirschbaum, 2005 ; Luyssaert et al., 2008 ; USDA, 2011 ; Wei et al., 2013, etc...). Toutefois, la FAO (2006) estimait que les écosystèmes forestiers pouvaient stocker 638 gigatonnes de carbone (GtC) à l'échelle de la planète, dont 44% (283 GtC) est contenu dans la biomasse aérienne (FAO, 2006). En moyenne à l'échelle globale sur la période 1991-2015, Federici et al. (2015) estimaient que les forêts (hors déforestation) ont été responsables d'un forçage net atmosphérique de -2.52 Gt CO₂/an (puits de CO₂ atmosphérique). Les forêts jouent ainsi un rôle important dans l'absorption de GES et participent à la limitation du réchauffement du climat. A l'horizon de la fin du siècle, Bala et al. (2007) estiment qu'au travers du cycle du carbone seul les forêts refroidissent, en moyenne, la température de surface de la Terre de 1.3K, par rapport à une planète sans forêts. Mais les forêts régulent le climat au travers de nombreux autres processus. L'eau est notamment un élément important pour la régulation du climat par les forêts. Le cycle de l'eau est d'autant plus essentiel que les processus qui lui sont liés sont à la fois des processus biogéochimiques (photosynthèse, respiration) et biophysiques (transpiration, évaporation). Par conséquent elle permet de lier les deux grandes catégories de processus de régulation du climat.

b) Processus biophysiques

Outre les cycles biogéochimiques, les forêts, de par leurs propriétés physiques et biologiques, influencent les flux d'énergie (Figure I-4(a)) et d'eau (Figure I-4(b)) entre la surface et l'atmosphère. Ainsi, les forêts contrôlent les flux radiatifs, de chaleur, d'humidité et de quantité de mouvement (processus turbulents). Au travers de trois processus biophysiques majeurs, représentés dans les LSM, les forêts vont fortement impacter le bilan énergétique à la surface : l'évapotranspiration, la rugosité, et l'albédo (Betts, 2007 ; Bonan et al., 2008 ; Bonan, 2016 ; Bright et al., 2017).

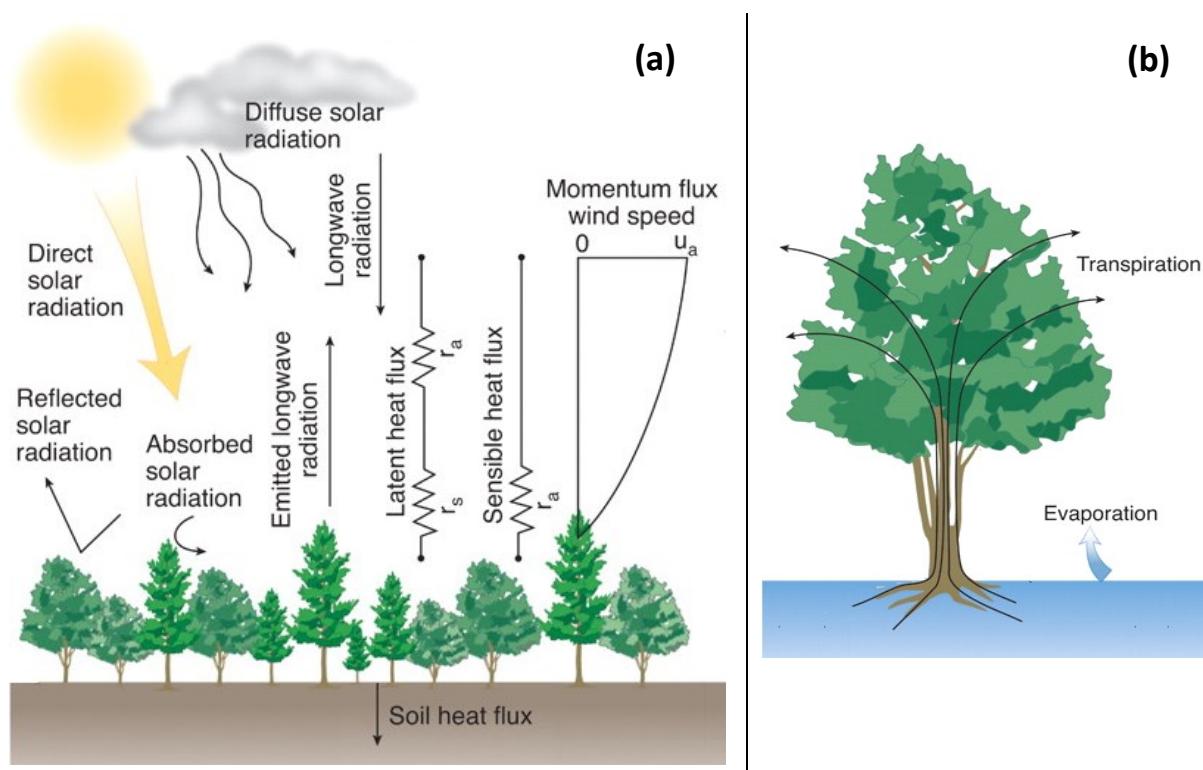


Figure I-4 : Schéma des principaux processus biophysiques affectant flux (a) d'énergie et (b) d'eau entre les forêts et l'atmosphère et participant à la régulation du climat (dérivé de Bonan, 2008).

Le flux d'évapotranspiration provenant des forêts va influencer le cycle de l'eau ainsi que le bilan d'énergie (Bonan, 1997). L'évapotranspiration est la quantité d'eau libérée dans l'atmosphère par deux phénomènes : l'évaporation et la transpiration. L'évaporation est le processus qui permet au sol de transférer de l'eau (forme liquide) directement vers l'atmosphère (forme gazeuse). Le phénomène de transpiration correspond, quant à lui, phénomène de libération par les feuilles de l'eau absorbée par les racines. Ce processus de transformation de l'eau liquide en vapeur d'eau nécessite de l'énergie (chaleur latente). Ainsi, l'évapotranspiration tend à refroidir la surface (Sanderson et al., 2012). De plus la vapeur d'eau libérée par la plante vers l'atmosphère peut dans certaines conditions se condenser dans l'atmosphère en altitude où la température est plus faible, et

participer à la formation de nuages et à l'augmentation des précipitations. Ce phénomène va amplifier le potentiel refroidissant des forêts.

Un autre processus biophysique majeur responsable de l'effet refroidissant des forêts est la rugosité. Les forêts ont une rugosité aérodynamique (effets de friction) importante comparée à d'autres types de surface (ex : cultures) ce qui va augmenter les turbulences dans la colonne d'air et favoriser les échanges de chaleur sensible et latente, et donc d'humidité, entre la surface et l'atmosphère (Bonan, 2016). Ce phénomène peut favoriser la formation de nuages et l'augmentation des précipitations (Betts, 2001 ; Millan, 2008 ; Rotenberg et Yakir, 2010).

Alors que la séquestration du carbone, l'évaporation et la rugosité des forêts tendent à refroidir le climat, le troisième processus biophysique qu'est l'albédo des forêts, s'il est considéré indépendamment des autres facteurs, participe à son réchauffement. L'albédo de surface est défini comme la fraction du rayonnement solaire incident réfléchie par la surface vers l'espace (voir Figure I-1). Cette quantité sans unité, définie comme une variable essentielle pour l'étude du climat évolue entre 0 et 1. Pielke et Avisar (1990) ont estimé qu'une augmentation de 4% de l'albédo de surface (échelle globale) entraînerait une diminution de l'ordre de 0.7°C de la température d'équilibre de la Terre.

Tableau I-1: Exemple d'albédo de différents types de végétation (Source : de Myhre et al., 2005)

| Type de végétation | Albédo |
|---|--------|
| Conifère | 0.090 |
| Feuillue persistante (Amazonie) | 0.119 |
| Feuillue persistante (hors Amazonie) | 0.116 |
| Conifère caduque | 0.095 |
| Feuillue caduque | 0.137 |
| Forêt mixte | 0.101 |
| Arbustive à canopée ouverte (35°S-45°N) | 0.219 |
| Arbustive à canopée ouverte (Australie) | 0.177 |
| Arbustif à canopée ouverte (autres) | 0.126 |
| Savane boisée | 0.117 |
| Savane | 0.141 |
| Prairie | 0.165 |
| Culture (Eurasie) | 0.140 |
| Culture (Asie de l'Est et Inde) | 0.161 |
| Culture (autres) | 0.151 |
| Aride (Sahara et désert d'Arabie) | 0.356 |
| Aride (Asie) | 0.229 |

| | |
|----------------|-------|
| Aride (autres) | 0.215 |
|----------------|-------|

L'albédo représente le pouvoir réfléchissant d'une surface et donne, par complémentarité, la quantité de rayonnement absorbée par cette même surface. La fraction du rayonnement solaire absorbée par la surface va participer dans un premier temps à son réchauffement puis dans un second temps au réchauffement de l'air environnant par échange de chaleur avec la surface. Ainsi, dans le spectre visible, une surface blanche aura un albédo de 1, et donc une absorption nulle, et participera au refroidissement de la surface de la Terre. A l'inverse, une surface noire aura un albédo de 0 et participera donc au réchauffement de la surface de la Terre. Dans l'infrarouge proche, cette notion de couleur disparaît et d'autres facteurs interviennent. Chaque type de surface a un albédo qui lui est propre (Tableau I-1) et qui va donc avoir un effet différent sur le bilan énergétique. Les forêts de conifères présentent notamment un albédo très faible (0.09) comparé à d'autres types de végétation (0.140 ou 0.165, respectivement pour des cultures en Eurasie et pour les prairies). Les forêts auraient donc tendance à diminuer l'albédo de surface par rapport à d'autres types de végétation (Tableau I-1) et contribueraient ainsi, de par ce facteur, au réchauffement de la planète. Davin et de Noblet-Ducoudré. (2010) ont estimé qu'en moyenne à l'échelle mondiale au travers de l'albédo de surface seul, sur une période de 100 ans, une déforestation totale d'un monde forestier en faveur des prairies entraînerait une diminution de la température de surface de 1.36K. Par comparaison, le changement de température de surface induit par la différence d'évapotranspiration et de rugosité (hors effet albédo) serait une hausse, respectivement, de 0.24K et 0.29K (Davin et de Noblet-Ducoudré, 2010).

Les forêts de par leur albédo de surface auraient un effet réchauffant sur le climat. Toutefois, il est important de noter que les différents processus (biophysiques et biogéochimiques) ne se produisent pas de manière isolée et vont interagir les uns avec les autres au travers de l'atmosphère. Ainsi, alors que l'albédo de surface des forêts aurait un effet direct plutôt réchauffant, la prise en compte de l'ensemble des rétroactions (positives et négatives), qui lui sont associées, pourrait induire un effet inverse. Pitman (2003), dans un article de revue, mettait en avant ces phénomènes de rétroactions complexes. Ainsi une augmentation de l'albédo de surface va entraîner une diminution de la fraction de rayonnement absorbée et donc une réduction des flux de chaleur (latente et sensible). Cette diminution des flux est susceptible d'induire une diminution de la formation de nuages. Au travers de ce phénomène, différentes rétroactions aux effets antagonistes peuvent avoir lieu (voir Figure I-5). Tout d'abord une diminution des précipitations qui va avoir un impact sur la croissance de végétation et l'humidité du sol et qui va participer, au travers de rétroactions positives, à augmenter un peu plus l'albédo de surface et donc à diminuer encore la formation de nuages (Figure I-5). Mais à l'inverse, la diminution de la formation des nuages va

entraîner une augmentation de la quantité de rayonnement arrivant à la surface, et participer à l'augmentation des flux de chaleurs et à l'augmentation de la formation de nuages (rétroaction négative), voir Figure I-5.

L'estimation de l'impact des forêts sur le climat reste donc difficile de par le nombre de processus (biogéochimiques, biophysiques, atmosphériques) aux effets antagonistes impliqués. Les interactions multiples qui existent entre ces processus au travers de l'atmosphère vont amplifier ou atténuer l'impact de chacun de ces mécanismes et rendre l'analyse de l'impact climatique d'un écosystème encore plus complexe (Field et al., 2007). Selon les conditions climatiques ou météorologiques (ex : températures, précipitations) l'intensité de ces interactions va différer. De plus, il est important de noter que les différents processus impliqués dans la régulation du climat vont avoir une importance différente selon les échelles spatiales considérées. En effet, les processus biogéochimiques impliquant des GES, brassés dans l'atmosphère, vont être importants pour l'étude du climat à l'échelle mondiale. A l'inverse, les processus biophysiques sont tout particulièrement importants dans la régulation du climat à l'échelle régionale (Field et al., 2007 ; Bright et al., 2015). L'albédo de surface a cependant des implications à ces deux niveaux d'échelle. A l'échelle régionale, l'albédo va influencer la température locale en contrôlant directement la quantité de rayonnement absorbée par la surface. L'effet cumulé de ces quantités de rayonnement absorbées en différents lieux de la planète va avoir des répercussions sur la quantité de rayonnement réfléchie par l'ensemble de la Terre et donc sur sa température moyenne (Bright et al., 2015)

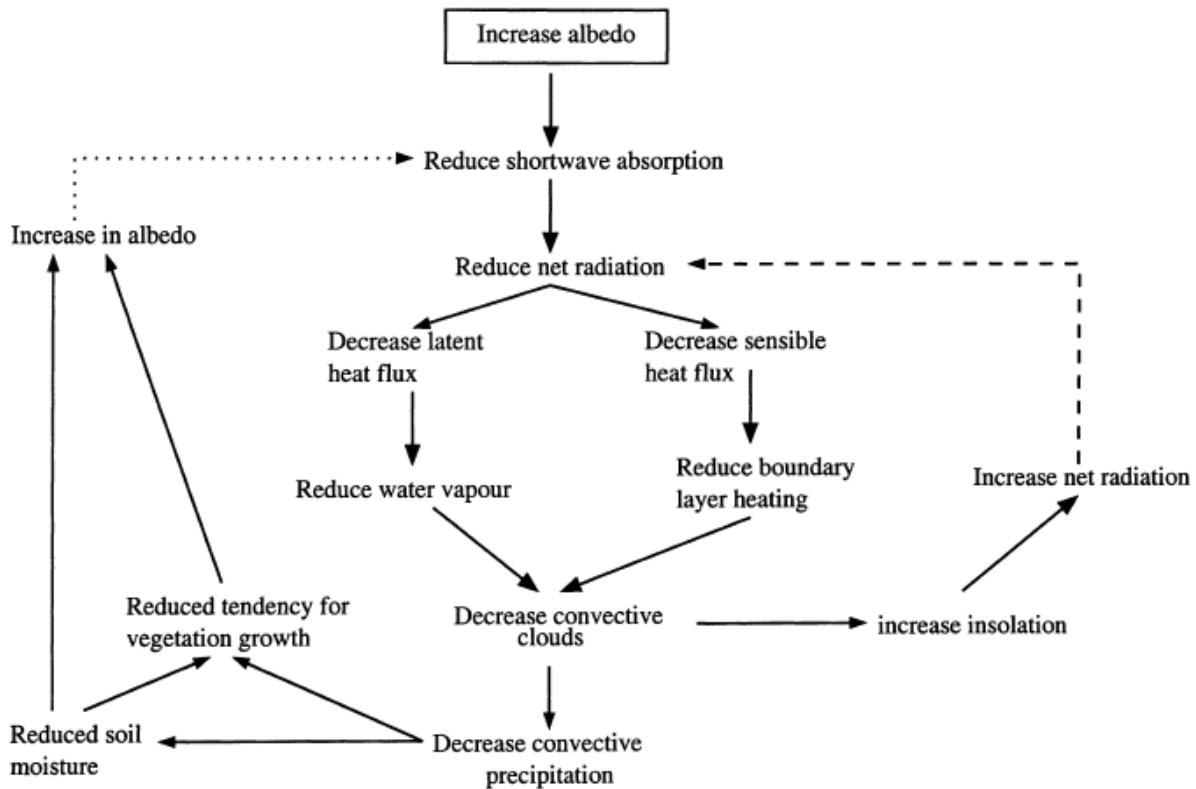


Figure I-5 : Schéma conceptuel des rétroactions liées à une diminution de l'albédo de surface (Source : Pitman, 2003). La ligne formée de points représente les rétroactions positives et la ligne formée de tirets symbolise les rétroactions négatives.

Alors qu'il est encore aujourd'hui difficile de comprendre toutes les interactions et donc l'impact sur le climat des forêts, ces dernières connaissent de nombreux changements qui ont le potentiel de modifier les cycles biogéochimiques et les processus biophysiques, ainsi que leurs rétroactions (Field et al., 2007). La FAO (2016) recense de nombreuses modifications des forêts et notamment une perte de près de 130 millions d'ha de la surface forestière mondiale depuis 1990. Les changements dans les processus associés à la modification des couverts sont souvent traduits en équivalent CO₂ ou en termes de changement de forçage radiatif (W.m⁻²).

Le forçage radiatif est défini par le GIEC comme une « variation du flux de rayonnement résultant (différence entre l'éclairement descendant et l'éclairement ascendant, exprimée en W.m⁻²), à la tropopause ou au sommet de l'atmosphère, due à une modification d'un agent externe du changement climatique, par exemple une modification de la concentration de dioxyde de carbone ou du rayonnement solaire. » (IPCC, 2013). Le forçage radiatif est un concept qui permet d'estimer l'impact de différents processus biophysiques ou biochimiques sur le climat. Premièrement développé pour les GES (CO₂, CH₄, N₂O, etc...) et les aérosols, le concept de « forçage radiatif » a été utilisé par Betts (2000) afin d'estimer le changement de température lié aux changements d'albédo en passant par des estimations d'équivalent « carbone séquestré ».

2.1.2. Modification des couverts forestiers

A travers le monde il existe différents types d'altération des écosystèmes forestiers que la FAO (2016) classifie en trois grandes catégories : l'expansion, la déforestation et la reforestation, voir Figure I-6.

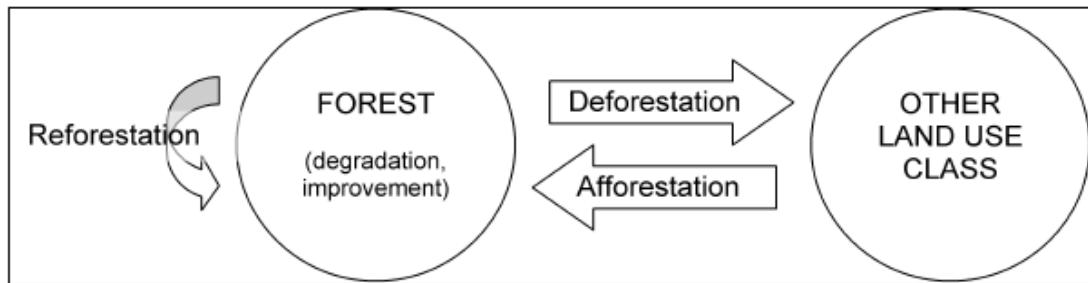


Figure I-6 : Différents types de modification des couverts forestiers définis par la FAO (Source : FAO, 1998)

A l'échelle du globe, la surface forestière nette diminue depuis 1990 avec un taux moyen de 0.13% par an. Toutefois, durant les dernières années le taux de déforestation annuel moyen a été moins important (0.08% entre 2010 et 2015). Cette tendance à l'échelle planétaire comporte de nombreuses disparités à l'échelle régionale. Les déforestations les plus importantes ont lieu dans les zones tropicales. Par contre la surface nette en forêt a augmenté dans les zones tempérées (FAO, 2016). Ainsi, l'Asie et l'Europe ont subi une expansion de la forêt avec un taux annuel d'afforestation de 0.08% et 0.17%, respectivement. En première position du classement des pays gagnants en termes d'expansion de leur surface forestière, on trouve la Chine avec plus de 1500 milliers d'ha par an. A l'échelle Européenne, le premier pays en termes d'expansion forestière est la France avec plus de 100000 ha par an. Cette augmentation nette de la superficie forestière dans la zone tempérée est principalement due à trois facteurs qui induisent une déprise agricole : la décroissance de la population en milieu rural, la croissance économique et l'amélioration de la productivité économique (FAO, 2016). Pour les années à venir, la FAO prévoit une intensification des tendances actuelles : tendance à la baisse du taux net de déforestation dans les zones tropicales et subtropicales et tendance à l'augmentation de la surface forestière dans les zones tempérées et boréales (FAO, 2016).

Outre les changements de surface, les forêts mondiales connaissent d'autres types de modifications. Premièrement, des altérations dues à leur gestion. La zone tempérée (voir Figure I-7), notamment, regroupe plus de la moitié des forêts plantées dans le monde avec environ 150 millions d'ha (FAO, 2016) et cette surface ne cesse d'augmenter ; +51% entre 1990 et 2015 (FAO, 2016). A la différence des forêts naturelles (primaires + autres forêts naturellement régénérées), les forêts

plantées sont mises en place afin de rendre des services (production, récréation...) et sont donc contrôlées par les êtres humains. La gestion des forêts va induire des choix d'essence, de densité et de taille d'arbre, notamment, et ainsi modifier son évolution naturelle. Deuxièmement, les effets climatiques vont également affecter les forêts de manière lente et participer à leur évolution (Dale et al., 2001 ; Nemani et al., 2003 ; Boisvenue et al., 2006 ; Lindner et al., 2010). En effet comme nous l'avons vu dans la Section 2.1.1, de par leurs cycles biogéochimiques et leurs mécanismes biophysiques les forêts influent sur le climat. Mais les changements climatiques actuels vont également à leur tour participer à la modification des forêts de manière lente. De nombreux types de modifications liées au changement climatique peuvent affecter les forêts. Dale et al. (2001) ont listé un grand nombre de perturbations dans les écosystèmes forestiers liées au changement climatique. Ces changements climatiques vont induire de nombreux stress mais peuvent également favoriser la croissance de la forêt dans certaines zones. En particulier, l'augmentation de la quantité de CO₂ dans l'atmosphère tend à favoriser la croissance de la végétation (Forkel et al., 2016).

2.1.3. Interaction forêt-climat dans un contexte de perturbations

Les forêts, de par leurs processus biogéochimiques et biophysiques, interagissent avec le climat. Les modifications de ces forêts, qu'elles soient dues à des changements rapides (déforestation, afforestation) ou à des changements plus lents (gestion, changement climatique) et qu'elles entraînent des modifications du type de surface (déforestation, expansion) ou non (reforestation, dégradation), vont avoir un impact sur le bilan énergétique et donc vont participer à la modification du climat. Cependant comme nous l'avons vu dans la Section 2.1.1 les processus biophysiques des forêts contribuent au refroidissement mais également au réchauffement de l'environnement ambiant. De plus, selon les conditions climatiques, l'importance de ces différents processus biophysiques va différer. En effet, l'évapotranspiration, par exemple, va dépendre de la quantité de rayonnement solaire, de la température de l'air et de son humidité (King et al., 2015). Ainsi, la latitude à laquelle se trouvent les forêts va contrôler l'intensité de ces processus biophysiques.

Il existe trois grandes classes de forêts associées aux différentes régions climatiques du globe : les forêts boréales, les forêts tropicales et les forêts tempérées. Les forêts boréales sont localisées entre les latitudes 45°N et 70°N et plus particulièrement en Eurasie, au Canada et en Alaska (Soja et al., 2007). Elles sont très majoritairement constituées de conifères. Les forêts tropicales humides sont localisées au niveau des tropiques et dans la région équatoriale. Elles se trouvent dans des zones caractérisées par une forte pluviométrie annuelle et des températures élevées. Les forêts tempérées, quant à elles, sont situées aux latitudes moyennes. A la différence des forêts boréales, les forêts tempérées se trouvent dans les deux hémisphères : Nord et Sud. Toutefois, comme le montre

la Figure I-7, elles sont principalement localisées dans l'hémisphère Nord, en Europe, en Chine et dans la partie Est des Etats-Unis. Les forêts tempérées se subdivisent en de nombreuses sous catégories.

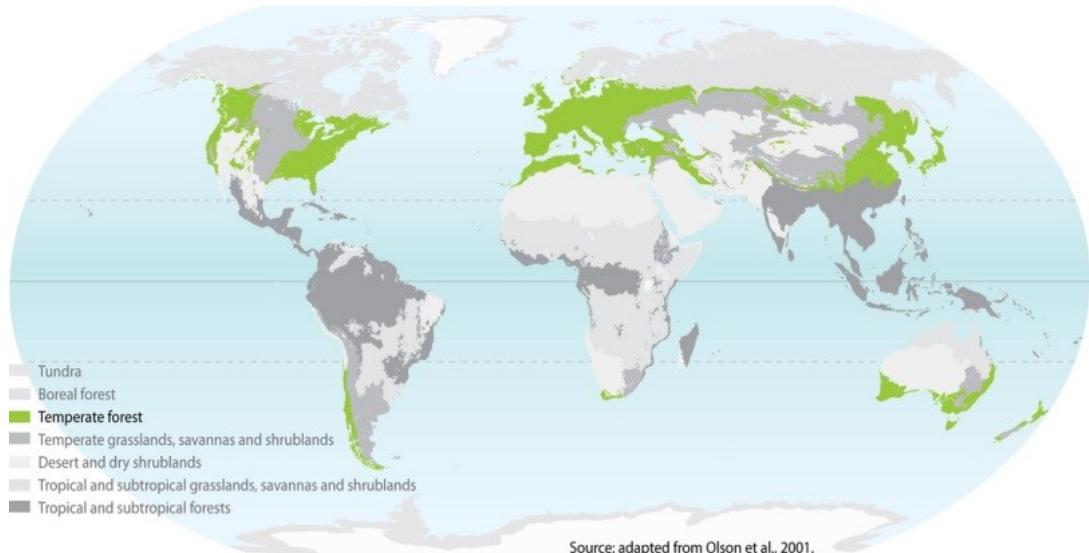


Figure I-7 : Localisation des forêts tempérées dans le monde. Carte adaptée de la carte des écorégions de Olson et al. (2001).

De par leurs localisations géographiques, ces trois types de forêts (boréales, tropicales et tempérées) sont soumis à des conditions climatiques différentes. Ainsi, l'importance relative des différents processus biophysiques (évapotranspiration, rugosité et albédo) et biogéochimique (cycle du carbone) va différer d'une zone géographique à une autre. Bright (2015), dans un article de revue récent, faisait état de ces différences d'importance relative des différents processus de régulation climatique dans ces trois biomes forestiers (voir Tableau I-2). Au final, ces processus biophysiques et biogéochimiques vont entrer en compétition et entraîner un effet net local de réchauffement ou de refroidissement du climat, qui reste encore la source de nombreuses questions. Il a été montré dans plusieurs études que l'impact des forêts sur le climat serait lié à leur latitude (Claussen et al., 2001; Pielke et al., 2002; Bala et al., 2007; Betts et al., 2007; Bonan, 2008; Wramneby et al., 2010). La réponse des écosystèmes forestiers aux différentes altérations (forêts et climat) va donc varier selon la latitude.

Tableau I-2 : Représentation qualitative de l'importance relative des processus de régulation climatique biophysiques et biogéochimiques dans les différents biomes forestiers (Source : Bright, 2015). BVOC représente les composés organiques volatiles d'origine biogénique.

| | Rugosité | Evapotranspiration | Albédo de surface | Cycle du carbone | BVOCs |
|------------------|----------|--------------------|-------------------|------------------|--------|
| Boréale | modéré | faible | fort | fort | faible |
| Tempérée | fort | modéré | modéré | modéré | modéré |
| Tropicale | fort | fort | faible | fort | fort |

a) Les forêts boréales

Les forêts boréales de conifères ont un albédo très faible et dès lors absorbent une grande quantité de rayonnement solaire. De par cette forte absorption de rayonnement solaire, les surfaces forestières boréales vont favoriser le réchauffement de l'air ambiant par la libération de chaleur. Durant la période hivernale (présence de neige), dû à leur albédo très faible en contraste avec celui de la neige, les forêts boréales vont participer au réchauffement du climat en comparaison à l'absence d'arbres (Bonan et al., 2008). De plus, par rétroaction positive de l'albédo (réchauffement de l'air), les forêts vont favoriser la fonte des neiges ce qui va diminuer la fraction de surface qui participe au refroidissement (Harvey, 1988 ; Ohta et al., 1993 ; Yamazaki, 1995). Durant la période estivale les forêts boréales vont continuer à participer au réchauffement au travers de leur albédo, comparé à un paysage sans forêt (toundra, neige, glace). Dans ces zones, en lien notamment avec les basses températures et à la quantité de lumière plus faible en hiver, la quantité de CO₂ atmosphérique fixée par les processus biogéochimiques est plus faible que dans la zone tropicale (Jackson et al., 2008). Toutefois, Carvalhais et al. (2014) estimaient que, en moyenne, le temps de rotation du carbone est beaucoup plus long dans les forêts boréales (53.3 ans) que dans les forêts tropicales (14.2 ans). De part ce temps de rotation élevé, le cycle du carbone aurait une importance forte dans la régulation du climat sur la zone boréale (Tableau I-2). Malgré un rôle fort du cycle du carbone, Bala et al. (2007) ont mis en évidence qu'une déforestation totale des forêts boréales entraînerait une diminution de la température de surface. Ainsi, les effets du cycle du carbone dans les forêts boréales (refroidissement) ne seraient pas suffisamment élevés pour contrebalancer les effets dus à l'albédo de surface (réchauffement). Toutefois les travaux de Spracklen et al. (2008) ont montré que dans le cas d'une prise en compte les BVOCs (« Biogenic Volatile Organic Compound »), l'impact des forêts boréales sur le climat pourrait être inversé, c'est-à-dire qu'elles pourraient avoir un effet refroidissant. En effet, la transformation des forêts en prairies entraînerait d'une chute des émissions de BVOCs. Or ces émissions sont responsables, au travers de la hausse de la concentration en CCN (« cloud condensation nuclei » en anglais), d'une augmentation de l'albédo des nuages

(forçage radiatif négatif) et de leur durée de vie (Spracklen et al., 2008). Dans le contexte de changement climatique actuel, cette prise en compte des BVOCs est d'autant plus cruciale que les émissions en BVOCs augmentent avec la température (Guenther et al., 1995 ; Spracklen et al., 2008). De plus, la hausse des températures actuelle est responsable de la montée de la ligne de front des arbres sur la zone Arctique (Field et al., 2007 ; MacDonald et al., 2008). Cette augmentation de la surface arborée va tendre à amplifier les émissions de BVOCs dans la zone boréale. Outre les températures, le changement climatique est associé à une hausse de la concentration atmosphérique en CO₂. Henttonen et al. (2017) estimaient récemment que 37% de l'augmentation du volume des forêts boréales de Finlande, entre 1971 et 2010, était attribuable à des facteurs environnementaux (ex : température, concentration en CO₂, etc.). Cette augmentation du volume peut être, en partie, attribuée à une augmentation de la NPP et de la NEP dû à un enrichissement en CO₂ de l'atmosphère (DeLucia et Moore, 2005). En plus des modifications de tous ces flux, le changement climatique actuel, associé à d'autres perturbations (naturelles ou anthropiques), participe à la conversion progressive des couverts de conifères en forêts de feuillus caduques dans la zone boréale. Or les forêts de feuillus ont des propriétés physiques et écologiques très différentes des conifères, comme par exemple un albédo plus élevé (voir Tableau I-1). Ainsi, malgré les nombreuses études climatiques qui tendent à montrer que les forêts boréales ont un effet climatique réchauffant (Bonan et al., 1992 ; Betts 200 ; Claussen et al., 2001; Bala et al., 2007), cet effet n'est pas évident au vu des différentes rétroactions et perturbations que connaissent actuellement ces forêts.

b) Les forêts tropicales

Les forêts tropicales humides sont localisées dans une zone climatique où les périodes de stress hydriques sont rares. Elles ont ainsi un taux d'évapotranspiration très élevé. Comme nous l'avons vu dans la Section 2.1.1, le phénomène d'évapotranspiration favorise le refroidissement de la surface grâce à deux phénomènes : la libération de chaleur lors de la transformation de l'eau liquide en eau gazeuse et l'augmentation des précipitations. Dekker et al. (2017) estimaient que sur la région amazonienne durant les mois de septembre à novembre (période sèche) l'évapotranspiration des forêts était responsable de plus de 50% des précipitations. De plus, les nuages formés par la condensation de la vapeur d'eau ont un albédo très élevé qui renforce (réaction positive) l'effet refroidissant de l'évapotranspiration. Ainsi au travers de l'évapotranspiration les forêts tropicales auraient un effet refroidissant. Au niveau des forêts tropicales l'albédo de surface va avoir une influence relative beaucoup plus faible que dans les zones boréales (voir Tableau I-2). Contrairement à la zone boréale, l'albédo de surface dans la zone tropicale ne va pas connaître de grandes variations du fait de l'absence de neige (Betts, 2000 ; Betts 2001 ; Danvin et de Noblet-Ducoudré,

2010). De plus la végétation environnante (prairies, cultures) présente moins de contraste, en termes d'albédo, avec les forêts que dans la zone boréale du fait d'un albédo de la forêt plus élevé (voir Tableau I-1) et d'une végétation environnante très différente de la toundra. Ainsi, Danvin et de Noblet-Ducoudré (2010) estimaient que l'effet, au travers de l'albédo seul, d'une déforestation totale dans les basses latitudes pouvait induire un refroidissement de 1K, contre 4K dans les hautes latitudes. Ainsi, l'effet de l'albédo de surface (forçage positif) pour l'estimation de l'impact des forêts tropicales sur le climat ne va avoir que peu d'importance par rapport à la zone boréale.

Outre les processus biophysiques, les forêts tropicales participent au refroidissement au travers de leur processus biogéochimiques. Comme mentionné dans la section précédente, les BVOCs, qui contribuent à refroidir le climat au travers de leurs rétroactions (augmentation de l'albédo et de la durée de vie des nuages), sont dépendants de la température. Ainsi, les émissions de BVOCs vont être dépendantes de la latitude. Guenther et al. (1995) estimaient que 90% des émissions de BVOCs de l'hémisphère Sud proviennent de la zone 0°S-25°S. Dans l'hémisphère Nord la répartition se fait de manière plus graduelle, mais les émissions restent tout de même plus élevées dans la zone 0°N-25°N, d'où proviennent 65% des émissions (Guenther et al., 1995). Il existe également un débat sur l'effet climatique du cycle du carbone sur les zones de forêts tropicales intactes (hors déforestation). Ces forêts sont/seront-elles un puits de carbone ou une source ? En effet, alors que plusieurs études ont montré que les forêts tropicales naturelles sont un puits de carbone (Philip et al., 1998 ; Baker et al., 2004), très certainement dû à une hausse de la concentration en CO₂ dans l'atmosphère, d'autres études indiquent qu'elles pourraient devenir des sources de carbone (Clark, 2004). En général, une exposition à des concentrations élevées de CO₂ atmosphérique favorise la photosynthèse et, par conséquent, augmente la GPP (Field et al., 2007). Cependant, plusieurs articles de revue ont montré qu'il était peu probable que l'augmentation en CO₂, dans le contexte de changement climatique, se traduise par une hausse de la productivité des forêts tropicales (Chambers et Silver, 2004 ; Clark, 2004 ; Wright, 2005). De plus Clark (2004) concluait que, dans le cas où la température continuerait d'augmenter, les forêts tropicales pourraient voir leur NPP diminuer et leur mortalité augmenter. Dans ce cas, les forêts tropicales deviendraient alors des sources de CO₂ atmosphérique (Clark, 2004). A l'inverse, Lloyd et Farquhar (2008) estimaient que, malgré une baisse potentielle de la productivité de la végétation due à une augmentation de la température des tissus, le taux de photosynthèse devrait augmenter en relation avec la hausse de la teneur en CO₂ atmosphérique. Outre les changements climatiques auxquels sont confrontées les forêts, les impacts anthropiques vont également affecter les forêts. Une déforestation par le feu a pour conséquence une libération immédiate du carbone stocké par les arbres. Federici et al. (2015) estimaient que les déforestations à l'échelle mondiale, dont la très grande majorité se trouvent dans la zone tropicale (FAO, 2016), avaient induit en moyenne sur la

période 1991-2015 une libération de 4.04 Gt CO₂/an. Bala et al. (2007) ont montré qu'en cas de déforestation des forêts tropicales, les processus biophysiques (albédo) ne seraient pas à mène de contrebalancer l'effet réchauffant induit par l'altération du cycle du carbone. Ainsi, dans la zone tropicale les forêts auraient tendance à refroidir le climat, et ce malgré le faible albédo des forêts (Bonan, 2008).

c) *Les forêts tempérées*

Contrairement aux forêts tropicales et boréales pour lesquelles les processus de régulation climatique vont avoir un impact relatif différent les uns par rapport aux autres (ex : l'albédo a une importance relative faible dans la zone tropicale), l'importance relative des processus de régulation climatique biophysiques et biogéochimiques dans les forêts tempérées est du même ordre (Bright, 2015). Cet équilibre entre l'importance relative des processus va entraîner des divergences dans l'estimation de l'impact des forêts tempérées sur le climat. Ainsi, alors que certains modèles prévoient un effet refroidissant des forêts tempérées d'autres prévoient un effet inverse (Jackson et al., 2008 ; Anav et al., 2010).

Depuis le milieu du 20^{ème} siècle le volume en bois des forêts Européennes n'a cessé d'augmenter. Cette hausse a été attribuée à l'augmentation de la surface en forêts mais également à une amélioration de leur gestion, à un enrichissement de l'atmosphère en CO₂, à un changement des températures, à un dépôt d'azote, etc. (Kahle et al., 2008 ; Bellassen et al., 2011). Les forêts d'Europe seraient donc un puits de carbone mais les raisons de cet effet sont encore débattues (Bellassen et al., 2011). Toutefois, Nabuurs et al. (2013) ont mis en évidence que le potentiel de stockage du carbone par les forêts d'Europe commençait à montrer des signes de saturation. En effet, le rapport sur l'état des forêts d'Europe, sur lequel s'appuie Nabuurs et al. (2013), met en évidence que depuis 2005 le taux moyen d'augmentation du volume sur pieds des forêts d'Europe tend à diminuer (Forest Europe, 2015). Cette chute du taux d'accroissement de la biomasse en Europe est corrélée avec une chute du taux d'accroissement du potentiel de stockage du carbone par les forêts. Cette saturation serait liée à une diminution de l'absorption de carbone par les forêts de la zone atlantique ouest et des zones de montagne (Nabuurs et al., 2013).

Alors que le potentiel de séquestration du carbone par les forêts tempérées est relativement bien connu, l'impact de ces dernières sur le climat au travers des processus biophysiques est plus incertain (Jackson et al., 2008). Cette source d'incertitude de l'effet des forêts tempérées au travers des processus biophysiques peut être associée à différents facteurs. Comme le montre la Figure I-7, les forêts tempérées sont dispersées sur plusieurs continents. Par conséquent même si elles sont regroupées sous un même type, les forêts tempérées sont soumises à des conditions climatiques variables, en pluviométrie et en température. Or, les conditions climatiques vont définir le processus

qui va prendre le pas sur les autres et, par conséquent, définir l'effet climatique (refroidissant/réchauffant) des forêts. L'effet climatique des forêts tempérées peut donc dépendre de la région étudiée. Toutefois, Davin et de Noblet-Ducoudré (2010) montraient que l'importance relative de l'albédo de surface, par rapport aux autres processus biophysiques, augmentait avec la latitude et qu'au-dessus de 30°N celui-ci devenait le processus biophysique dominant (sans prise en compte des changements de couverture nuageuse induits par la déforestation). Au-dessus de 30°N (en moyenne sur la zone 30°N-80°N), cette dominance de l'albédo reste marquée tout au long l'année, avec un poids tout de même plus important durant l'hiver (Davin et de Noblet-Ducoudré, 2010). En effet, l'évapotranspiration possède une saisonnalité. Durant l'été l'effet de l'évapotranspiration augmente entraînant une diminution de l'importance relative de l'albédo de surface. Il est important de noter qu'entre 30°N et 50°N le poids de l'effet de l'albédo de surface (effet réchauffant) par rapport aux autres processus biophysiques (effet refroidissant) reste relativement de même ordre. Ainsi, sur cette zone climatique (30°N-50°N) l'effet des forêts au travers des processus biophysiques demeure très incertain. Cette incertitude est d'autant plus grande que l'albédo de surface possède également une saisonnalité et que les forêts à ces latitudes sont principalement des forêts feuillues caduques. Or, les forêts feuillues caduques présentent une saisonnalité de l'albédo beaucoup plus forte que les forêts de conifères ou de feuillus persistants (Cescatti et al., 2012). Cette dynamique de l'albédo de surface est aujourd'hui encore mal représentée dans les LSM des modèles climatiques (voir Section 2.2.2).

Comme nous venons de le voir, sur la zone 30°N-50°N l'albédo de surface a une importance de même ordre que les autres processus biophysiques. Par conséquent une surestimation ou une sous-estimation de l'albédo, selon le modèle GCM utilisé, peut être à l'origine des divergences sur l'effet climatique des forêts tempérées. Il est donc important d'avoir une estimation correcte des dynamiques de l'albédo de surface dans les LSM pour pouvoir estimer l'effet climatique de ces forêts. Ceci est d'autant plus vrai que, outre le forçage radiatif direct, l'albédo de surface va altérer d'autres processus au travers de rétroactions. Cediñik et al. (2012) ont montré qu'une anomalie dans l'albédo de surface pouvait avoir de fortes répercussions sur l'estimation de la température à 2 mètres durant l'hiver dans les modèles NWP. De plus Carrer (2014) a mis en évidence que les anomalies de l'albédo de surface pouvaient également avoir des répercussions sur les précipitations dans les modèles GCM.

Alors que l'impact climatique des forêts tempérées est très incertain, cette zone voit sa surface forestière augmenter. Il paraît donc nécessaire de porter notre attention sur cette zone et ce, d'autant plus que la plus vaste étendue de forêts naturellement régénérées, où les traces d'activité humaine sont clairement visibles (hors forêts plantées), se trouve en Europe (925 millions d'ha), comme indiqué dans le rapport d'évaluation des ressources forestières mondiales (FAO, 2016).

d) La France métropolitaine : cas d'étude

Comme mentionné précédemment l'Europe comporte une grande superficie de forêts tempérées. Par conséquent, cette région est intéressante pour l'étude de ce type de forêts. La France métropolitaine a été choisie comme zone d'étude dans cette thèse pour plusieurs raisons. Tout d'abord, en 2015, s'est déroulé le projet Agriculture-Health-SPECTrometry (AHSPECT). Le projet AHSPECT, soutenu par le programme EUFAR (European Facility for Airborne Research), vise à étudier la santé et la physiologie des systèmes agro-forestiers dans le Sud-Ouest de la France. Dans le cadre de ce projet, où le CNRM était impliqué, deux missions aériennes ont été réalisées. La première campagne aéroportée a permis de survoler le Sud-Ouest de la France d'Est en Ouest, tandis que la deuxième campagne présente un transect Nord-Sud. En parallèle à ces missions aériennes, des campagnes de mesures au sol ont été réalisées. La seconde campagne, qui s'est déroulée dans la zone forestière de la région des Corbières, a été l'occasion pour moi de faire des mesures sur le terrain, comme nous le verrons dans le Chapitre IV et V. Dans ce cadre, la zone d'étude aurait pu être restreinte au Sud-Ouest de la France. Toutefois, les données satellitaires, qui sont au cœur de cette étude, et les modèles de prévision du temps (NWP) et du climat (CM) permettent d'analyser de plus grandes étendues. A Météo-France, le modèle AROME est le modèle NWP à maille fine exploité en opérationnel. AROME est un modèle régional (métropole étendue) centré sur la France métropolitaine avec une résolution spatiale de 1.3km. Ce modèle utilise la plateforme de modélisation des surfaces, SURFEX (« Surface Externalisée »), développée par le CNRM. Sur continent, SURFEX se compose de trois modèles indépendants : ISBA pour la partie sol et végétation, TEB pour la partie ville et FLake pour les lacs. Pour rappel, dans cette thèse l'un des objectifs est de proposer un modèle prédictif qui permette d'estimer correctement la fraction de rayonnement solaire réfléchie par les forêts (albédo de surface) qui soit utilisable par les LSM. Comme nous l'avons vu précédemment, une modification de l'albédo de surface peut notamment avoir un impact sur les précipitations et les températures (Pitman, 2003 ; Cedilnik et al., 2012). Afin de pouvoir évaluer à terme l'impact sur les modèles NWP et CM des modifications de l'albédo de surface induites par le modèle prédictif, il a été décidé d'élargir la zone d'étude à la France métropolitaine. Cet élargissement de la zone d'étude est d'autant plus intéressant que le territoire français métropolitain est un territoire contrasté qui nous permettra de tester le modèle prédictif dans des conditions climatiques variées et sur des couverts forestiers diversifiés.

En effet, l'Europe est un continent de contrastes où de nombreux sous-climats peuvent être trouvés (Figure I-8). La France est le pays européen qui compte le plus de zones biogéographiques (c'est-à-dire de zones géographiques qui sont climatiquement et écologiquement homogènes(EEA)) et comporte divers type de climats (méditerranéen, continental, océanique, de montagne) (Figure

I-8). Cette diversité en sous-climats fait de la France une zone d'étude intéressante pour l'observation des forêts tempérées en Europe.

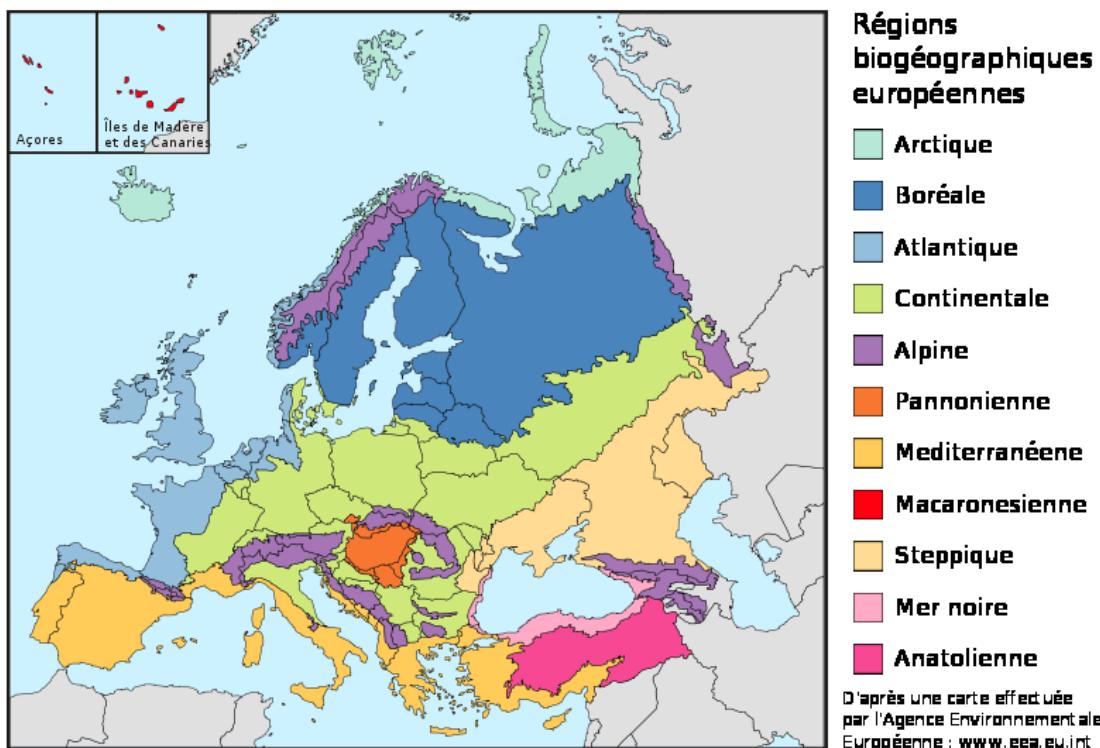


Figure I-8 : Régions biogéographiques présentes en Europe. Source : Agence Européenne de l'Environnement (EEA)

De par sa diversité en zones climatiques, la France accueille une grande diversité d'essences, avec près de 40% de la flore d'Europe (UICN). Sa forêt compte plus de 120 espèces d'arbres, soit près des trois quarts des essences d'arbres européennes (ONF, 2017). Six espèces de feuillus et quatre espèces de conifères représentent à elles seules 82% des surfaces forestières. Parmi ces six espèces de feuillus, les chênes représentent 41%, soit 6 millions d'hectares (ONF, 2015). Dans la partie nord de la France, les feuillus représentent 70% des forêts, alors que dans la partie sud de la France la répartition entre conifères et feuillus est plus équilibrée.

Les forêts couvrent une forte proportion du territoire français métropolitain. A elles seules elles représentent 13% de la surface forestière européenne. Ainsi la France est le troisième pays d'Europe (Europe des 25) en termes de superficie forestière (Ministère du Développement Durable, 2011). Après les surfaces agricoles, la forêt est le couvert le plus important en France avec 28% d'occupation du territoire (IGN, 2012; ONF, 2015). Depuis la fin du 19^{ème} siècle, la surface forestière a progressé (Koerner et al., 2000). Dans un premier temps des reboisements ont eu lieu dans les montagnes afin de lutter contre l'érosion des sols (Delahaye, 1909). Au cours du 19^{ème} siècle, le développement économique de la France a entraîné un reboisement dans les zones rurales, en lien avec la libération de terres agricoles. Mais c'est principalement après la seconde guerre mondiale

que la plus grande expansion forestière a eu lieu, suite à la mise en place d'une politique d'incitation à l'afforestation (Arnould, 1991 ; Cinotti, 1996). L'accroissement de la surface forestière par phénomène de colonisation naturelle des terres agricoles en friche est toujours importante aujourd'hui (Pignard, 2000). En 2016 la FAO positionnait la France à la 10^{ème} place du classement des pays en termes de gain annuel de surface forestière. Cette importante superficie de forêts associée à une grande diversité biogéographique fait de la forêt française un cas d'étude idéal pour l'analyse des forêts tempérées et de leurs impacts sur le bilan énergétique.

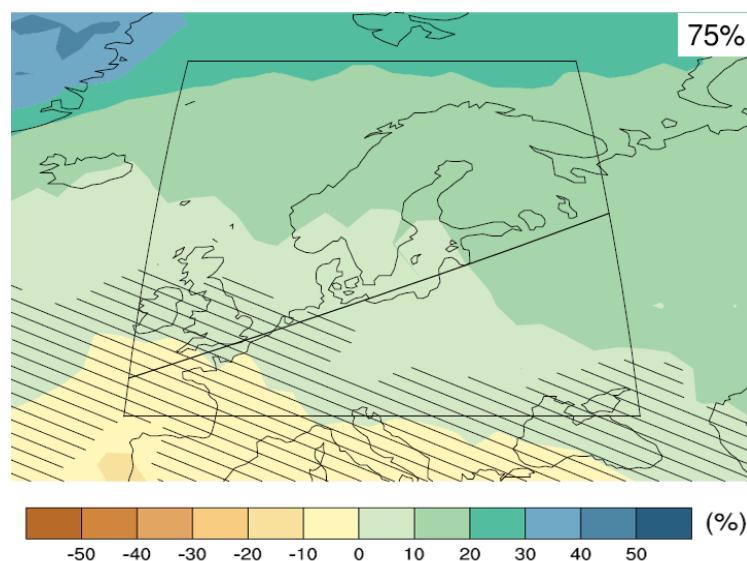


Figure I-9 : Changement des précipitations à l'horizon 2081-2100, par rapport aux valeurs en 1986-2005, en utilisant un scénario moyen de forçage radiatif (RCP4.4). Les zones hachurées représentent les zones de forte incertitude dans la projection climatique (IPCC, 2013).

De plus la France est située en pleine zone d'incertitude en termes d'évolutions climatiques sur les prochaines décennies ce qui la place dans une zone à enjeu pour l'étude des rétroactions entre végétation et climat. En considérant un scénario moyen, les modèles climatiques du GIEC prévoient une augmentation des températures à l'horizon 2100 sur la France (IPCC, 2013). Toutefois concernant les précipitations, les prévisions sont très incertaines sur le territoire français et notamment durant la période printemps-été où la végétation est présente (voir Figure I-9). En effet comme nous pouvons le voir sur la Figure I-9, la France se trouve à l'interface entre les pays du Nord qui vont probablement connaître une augmentation des précipitations à l'horizon 2100 et les pays du Sud qui devraient connaître une diminution des précipitations. De par sa position, l'évolution des précipitations en France est très incertaine (zone hachurée de la Figure I-9). Les changements de précipitation vont contrôler l'évapotranspiration de la végétation et sa croissance. Ces changements vont influencer l'état de la végétation et indirectement son albédo (variable clé du forçage radiatif).

Ainsi depuis les dernières décennies, une partie de la communauté scientifique s'applique à suivre l'état de la végétation par télédétection spatiale. Un des objectifs étant de comprendre le lien et les rétroactions entre l'évolution de l'albédo des forêts et la prévision du temps et du climat.

2.2. Observation et modélisation de l'albédo

2.2.1. Algorithmes d'estimation de l'albédo à partir de données satellitaires

L'albédo est une grandeur physique représentant la quantité de lumière solaire incidente réfléchie par une surface. Cette grandeur est un rapport entre la quantité de lumière réfléchie et la quantité de lumière incidente. Dans le cas idéal d'une surface lambertienne, également dite isotrope, la partie du rayonnement solaire incident réfléchie l'est dans toutes les directions et avec une amplitude égale. Ainsi, la surface apparaît avec la même intensité quelle que soit la direction d'observation. L'albédo s'apparente donc à une constante. Cependant les surfaces naturelles que l'on trouve sur la Terre ne sont pas lambertiennes et ont des propriétés de réflectivité différente en fonction des conditions d'illumination ou d'observation. Ainsi, une même surface peut être perçue de différentes manières selon la position du soleil dans le ciel. Comme le montre la Figure I-10 une forêt va pouvoir paraître très brillante ou très sombre selon la position du soleil. Ces surfaces non-lambertiennes sont dites anisotropes. Cette dépendance de l'albédo aux effets directionnels est exprimée au travers d'une fonction de distribution de réflectance bidirectionnelle (BRDF pour « Bidirectional Reflectance Distribution Function » en anglais).

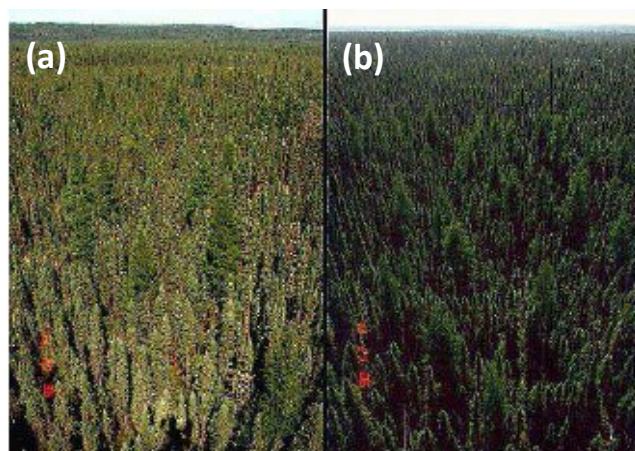
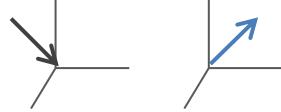
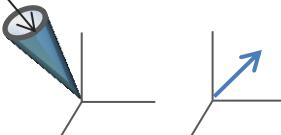
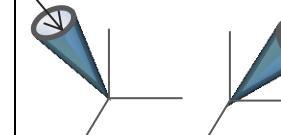
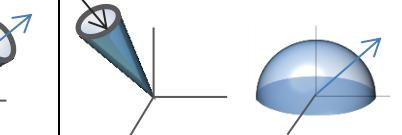
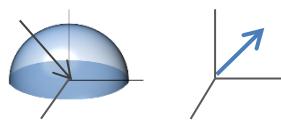
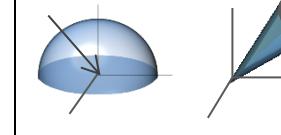
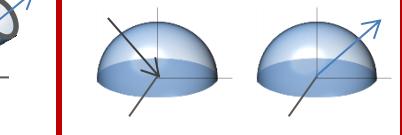


Figure I-10 : Exemple d'effet directionnel des surfaces. Observation d'une forêt d'épicéa avec (a) le soleil de dos et (b) le soleil de face. Source : https://www.umb.edu/spectralmass/terra_aqua_modis/modis

Depuis les années 70 de nombreux travaux ont été menés afin de représenter l'albédo de la manière la plus correcte possible (Schaeppman-Strub et al., 2006 ; Qu et al., 2015). Nicodemus et al. (1977) ont établi une approche commune de caractérisation de la réflectance qui s'intéresse à la fois à la géométrie du rayonnement incident et du rayonnement réfléchi. Neufs catégories de géométrie du rayonnement ont été décrites, basées sur une combinaison de trois types de géométrie du rayonnement incident et de trois types de rayonnement réfléchi. (Tableau I-3).

Tableau I-3: Neuf types de réflectance basés sur trois types de géométrie du rayonnement incident et trois types de géométrie du rayonnement réfléchi. En rouge sont représenté les trois types de géométries le plus fréquemment rencontrés : le facteur de réflectance bidirectionnelle (BRF), la réflectance directionnelle-hémisphérique (DHR) et la réflectance bi-hémisphérique (BHR).

| Réfléchi Incident | Directionnel | Conique | Hémisphérique |
|----------------------|---|--|---|
| Directionnel | BRF  |  | DHR  |
| Conique |  |  |  |
| Hémisphérique |  |  | BHR  |

Au cours de cette étude, Nicodemus et al. ont défini la nomenclature permettant, aujourd'hui encore, de décrire la géométrie des rayonnements. En 1978, Kriebel et al. ont proposé une méthode d'estimation de l'albédo de surface dans la canopée. Cette estimation de l'albédo a été faite au travers de mesures terrain du facteur de réflectance bidirectionnelle (BRF pour « bidirectional reflectance factor » en anglais, voir Tableau I-3). Dans la même lignée, Kimes et al. (1983 ; 1985) et Deering et Leone (1986) ont également présenté des estimations de réflectance de la surface à partir de séries de mesures du BRF. En 1987, Kimes et al. ont mis en évidence qu'il était nécessaire d'utiliser des observations multi-angulaires afin d'estimer correctement l'albédo de surface. A partir de cette même période, une multiplication des missions spatiales pour l'observation de la surface de la Terre a eu lieu. Dès lors, la communauté scientifique a cherché à représenter des paramètres biophysiques des surfaces, tel que l'albédo, depuis les signaux reçus dans le domaine optique des

courtes longueurs d'onde par des capteurs passifs depuis l'espace. Des propositions d'algorithmes pour le calcul de réflectances hémisphériques, ou albédo, (DHR et BHR, voir Tableau I-3) ont alors débuté afin d'intégrer les propriétés anisotropes des surfaces terrestres (Ranson et al., 1991 ; Starks et al. 1991). Dans l'optique de pouvoir traiter de grands volumes de données et de représenter les propriétés anisotropes des surfaces, Roujean et al. (1992), par exemple, ont proposé un modèle semi-empirique qui permet de normaliser les observations satellitaires en les corrigeant des effets bidirectionnels dus aux changements constants de direction du soleil et du point d'observation. Ce modèle est une représentation linéaire de la réflectance basée sur trois paramètres : un paramètre isotrope, un noyau géométrique et un noyau volumique, voir Eq. I-3.

$$R(\theta, \nu, \phi, \lambda) = f_{iso}(\lambda) + f_{vol}(\lambda)K_{vol}(\theta, \nu, \phi) + f_{geo}(\lambda)K_{geo}(\theta, \nu, \phi) \quad \text{Eq. I-3}$$

où $\theta, \nu, \phi, \lambda$ sont respectivement l'angle solaire zénithal, l'angle d'observation zénithal, la différence entre les angles azimutaux solaires et d'observation, et la longueur d'onde. $R(\theta, \nu, \phi, \lambda)$ représente la réflectance bidirectionnelle de la surface, avec f_k un paramètre dépendant de la longueur d'onde et K_k un noyau du modèle BRDF. Le facteur k désignant la part isotrope, volumique ou géométrique du modèle BRDF, voir Roujean et al. (1992) pour plus de détails sur ces trois noyaux.

Depuis le début des années 80, de nombreuses études ont cherché à développer des modèles de BRDF afin d'estimer au mieux les propriétés anisotropes des surfaces (Ross, 1981 ; Li et Strahler, 1986 ; Roujean et al., 1992 ; Li et Strahler, 1992 ; Wanner et al., 1995). Mais ce n'est que dans les années 2000, que la première fonction BRDF opérationnelle est développée pour les produits satellitaires albédo du capteur MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer). Cette fonction opérationnelle utilise le modèle RossThick-LiSparse-R qui s'appuie sur les travaux de Roujean et al. (1992) et de Wanner et al. (1995). Le modèle RossThick-LiSparse-R prend la même forme que celle détaillée Eq. I-3, où le noyau volumique est le K_{vol} issu de Roujean et al. (1992) et le noyau géométrique (K_{geo}) est une forme réciproque du noyau géométrique LiSparse développé par Wanner et al. en 1995 (Lucht et al., 2000 ; Schaaf et al., 2002). Aujourd'hui les différents modèles de BRDF proposés par la communauté scientifique tendent à converger vers le modèle proposé par l'équipe MODIS. De telle manière que les travaux menés par Schaaf et al. (2002) sur l'albédo MODIS sont devenus une référence, et parmi les travaux les plus cités dans le domaine de la télédétection de l'albédo.

Afin de représenter les albédos de surface (TOC pour « top of canopy » en anglais) à partir du capteur satellitaire MODIS, une chaîne de production composée de plusieurs étapes est nécessaire (voir Figure I-11). Une fois le masque nuage appliqué, la première étape consiste en la correction

atmosphérique des réflectances fournies par le capteur MODIS afin de restituer les réflectances TOC à partir de réflectances TOA (pour « top of atmosphere » en anglais). Après avoir estimé les réflectances TOC, les albédos de surface vont pouvoir être restitués. Pour cela, la fonction BRDF est intégrée une première fois dans l'hémisphère d'observation pour obtenir un produit DHR (« directional-hemispherical reflectance »), dit aussi albédo « black-sky ». L'albédo « black-sky » correspond à l'albédo théorique en condition de ciel clair sans présence de rayonnement diffus. Cet albédo dépend de l'angle du rayonnement et va donc évoluer tout au long de la journée en fonction de la position du soleil dans le ciel. Une forme typique de « u » est observée sur les surfaces végétalisées au cours de la journée, voir Figure I-12. Le produit satellitaire d'albédo « black-sky » MODIS est fourni pour un rayonnement solaire au midi local. Afin de représenter l'albédo en condition d'illumination diffuse, la BRDF est intégrée une seconde fois dans l'hémisphère de rayonnement incident afin d'obtenir le produit BHR (« bi-hemispherical reflectance »), également appelé albédo « white sky ». Contrairement à l'albédo « black-sky », l'albédo « white-sky » va être indépendant des configurations d'angle d'illumination. En effet, en condition diffuse parfaite le rayonnement arrive de toutes directions. Quels que soient le moment de la journée et la position du soleil dans le ciel, le rayonnement solaire arrive à la surface selon tous les angles possibles d'illumination avec la même intensité. Ainsi, l'albédo « white-sky » reste constant tout au long de la journée, voir Figure I-12. Les albédos « white-sky » et « black-sky » sont marqués les conditions extrêmes d'illumination, respectivement totalement diffuses et totalement directes. Les conditions naturelles d'illumination sont un mélange de rayonnement direct et diffus, pondéré par une fraction de rayonnement diffus. Le poids attribué au rayonnement diffus par rapport au rayonnement direct dépend des conditions atmosphériques, et notamment de l'épaisseur optique en aérosols (Lewis et Barnsley, 1994 ; Lucht et al., 2000 ; Schaaf et al., 2002 ; Roman et al., 2010). L'albédo observé dans les conditions naturelles est appelé albédo « blue-sky ». Finalement, à l'issue de ces étapes d'intégration les albédos obtenus sont des albédos spectraux, par longueur d'onde (λ). Dans diverses applications, comme les études climatiques par exemple, l'albédo utilisé n'est pas l'albédo spectral calculé à partir d'une des bandes natives du capteur mais l'albédo large-bande (ex : visible, infrarouge proche). Afin d'obtenir ces produits d'albédo nécessaires aux modèles de climat (GCM) et fournis en temps quasi-réel à partir de données satellitaires, la chaîne de production consiste en une dernière étape d'intégration des albédos spectraux sur la large-bande d'intérêt (Figure I-11).

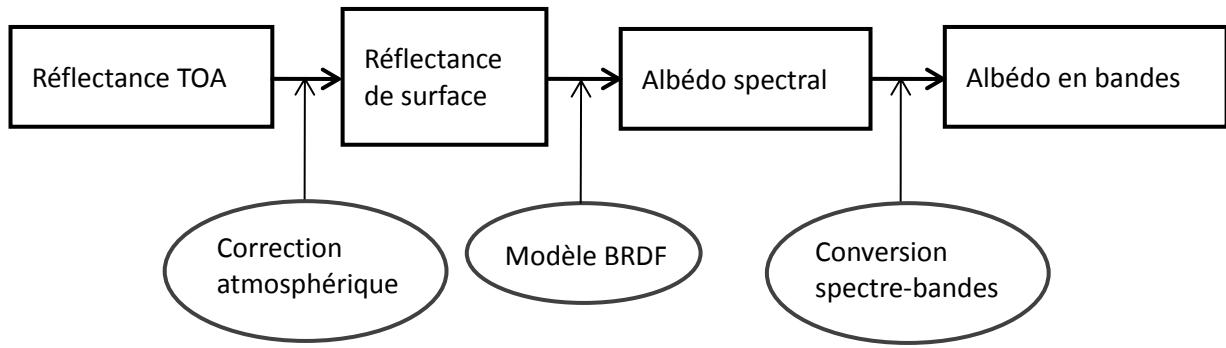


Figure I-11: Chaîne de traitement pour l'obtention d'un albédo satellitaire de surface à partir des reflectances détectées en haut de l'atmosphère (TOA pour « top of atmosphere »)

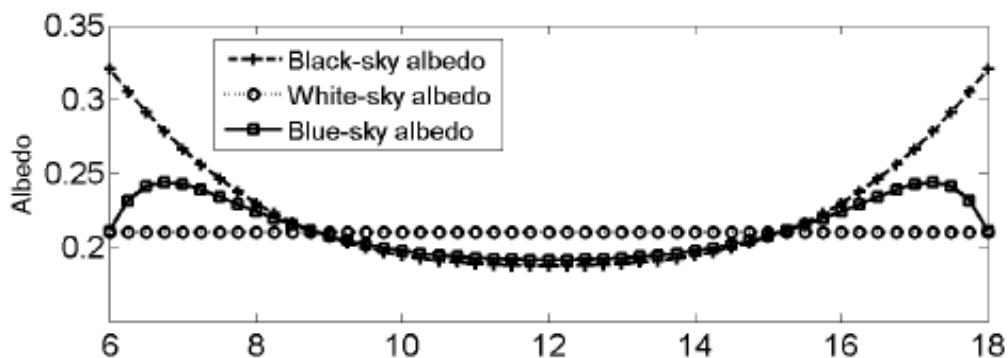


Figure I-12 : Exemple d'évolution des albédos « black-sky », « white-sky » et « blue-sky » sur une surface végétalisée. Source : Wang et al. (2016)

La conversion de bandes spectrales en bandes larges nécessite l'utilisation de capteurs pouvant échantillonner les surfaces avec une large palette d'angles d'observation. Les capteurs embarqués sur satellite comme MODIS, MISR (« Multiangle Imaging Spectrometer »), POLDER (« Polarization and Directionality of Earth Reflectances »), MERIS (« Medium Resolution Imaging Spectrometer »), AVHRR (« Advanced Very High Resolution Spectrometer »), etc, permettent ce type d'observation. La conversion des albédos spectraux en albédos large-bandes fait appel à des coefficients qui sont estimés par confrontation de spectres observés avec des simulations numériques. De nombreux travaux ont permis d'estimer ces coefficients pour les bandes spectrales de divers satellites (Wydick et al., 1987 ; Brest et Goward, 1987 ; Gutman, 1988 ; Li et Leighton, 1992 ; Liang et al., 1999 ; Liang et al., 2000). Les travaux de Liang et al. (1999) ont permis de déterminer les coefficients de conversion pour les capteurs MODIS et MISR. Il est important de noter que la valeur de ces coefficients est sensible aux conditions atmosphériques (ex : épaisseur optique en aérosols, conditions d'illumination, etc.). Toutefois, dans des conditions atmosphériques moyennes, les coefficients présentés Tableau I-4 ont pu être estimés pour le capteur MODIS (Liang et al., 1999 ; Lucht et al., 2000). Ces coefficients sont estimés de manière empirique à partir de

simulations numériques s'appuyant sur une base d'une centaine de spectres de végétation, de sol et de neige (Liang et al., 1999 ; Lucht et al., 2000). Ainsi l'albédo large bande est estimé de la manière suivante :

$$\alpha_{BB} = b + \sum_i c_i \alpha_i \quad Eq. I-4$$

où, α_{BB} est l'albédo large bande (VIS, NIR ou SW), c_i le coefficient de conversion de la bande spectrale i vers la bande large BB (voir Tableau I-4), α_i l'albédo spectral dans la bande i , et b le facteur d'ordonnée à l'origine.

Tableau I-4 : Coefficients de conversion des sept bandes spectrales MODIS en bandes larges dans le domaine du visible (VIS), de l'infrarouge proche (NIR) et dans l'ensemble du domaine du rayonnement solaire (SW).

| Bandes Spectrales MODIS | Longueur d'onde (μm) | Bande large | Bande large | Bande large |
|-------------------------|-------------------------|-------------|-------------|-------------|
| | | VIS | NIR | SW |
| 1 | 0.62-0.67 | 0.3265 | --- | 0.3973 |
| 2 | 0.84-0.87 | --- | 0.5447 | 0.2382 |
| 3 | 0.46-0.48 | 0.4364 | --- | 0.3489 |
| 4 | 0.54-0.56 | 0.2366 | --- | -0.2655 |
| 5 | 1.23-1.25 | --- | 0.1363 | 0.1604 |
| 6 | 1.63-1.65 | --- | 0.0469 | -0.0138 |
| 7 | 2.11-2.16 | --- | 0.2536 | 0.0682 |
| Ordonnée | --- | -0.0019 | -0.0068 | 0.0036 |

La précision des produits satellitaires d'albédo de surface dépend de la performance de chacune des étapes définies ci-dessus. Ainsi des erreurs peuvent s'accumuler tout au long de la chaîne de production (masque nuage, correction atmosphérique, modèle BRDF, fusion de bandes spectrales). L'une des étapes les plus délicates est la correction atmosphérique. Afin de corriger parfaitement le produit des effets atmosphériques il est nécessaire de connaître le contenu exact en vapeur d'eau de l'atmosphère ainsi que le type et la quantité d'aérosols en chaque point du globe. Lors de changements brutaux de la surface (déforestation par exemple), l'étape de correction par le modèle BRDF peut amener à des erreurs dans l'estimation de l'albédo de surface. Pour essayer de limiter ces erreurs lors de l'étape de correction atmosphérique, Liang (2003) a proposé une méthode d'estimation directe de l'albédo de surface à partir de la réflectance observée en haut de l'atmosphère (réflectance TOA). Cette méthode se base sur l'apprentissage statistique simultané de réflectances TOA simulées et d'albédo de surface simulés à partir d'une bibliothèque de réflectances spectrales. Outre le fait que la méthode ne nécessite pas de correction atmosphérique en amont,

l'un des avantages d'une telle approche est qu'elle permet l'estimation de l'albédo de surface à partir d'une seule observation angulaire, contrairement à la méthode BRDF. La méthode appliquée aux réflectances TOA MODIS a montré des résultats similaires à ceux obtenus par la méthode BRDF. Sur les zones non végétalisées ou les zones végétalisées subissant de fortes modifications, la méthode d'estimation directe de l'albédo de surface a été estimée plus performante que la méthode BRDF. Cependant la méthode d'estimation directe de l'albédo développée par Liang (2003) présente également des désavantages. En effet, contrairement à la méthode BRDF, la méthode directe nécessite des connaissances a priori des réflectances TOA et albédos de surface pour la construction de bibliothèques d'apprentissage. De plus, cette méthode fait l'hypothèse forte de surfaces lambertiennes alors que les surfaces naturelles sont anisotropes.

Dans ce manuscrit, j'ai choisi de travailler à partir de données MODIS BRDF/Albedo avec une série temporelle complète et hors couvert neigeux (Sun et al., 2014 ; Sun et al., 2017). Le produit BRDF/Albedo MODIS a une longue histoire et a montré sa robustesse au travers de nombreuses publications dans le domaine de la télédétection de la végétation. Il permet grâce à la combinaison de deux satellites, Terra et Aqua, d'observer la surface avec une résolution temporelle de 8 jours et une résolution spatiale de 1 km. Toutefois, l'une des principales faiblesses du modèle BRDF est l'erreur d'estimation de l'albédo sur les zones enneigées. Afin de s'affranchir de ce problème nous utiliserons un produit albédo MODIS sans neige et le produit de qualité associé au produit albédo a été utilisé.

2.2.2. *Modélisation de l'albédo de surface*

L'étude des surfaces et de ses propriétés est de plus en plus basée sur l'observation satellitaire qui fournit des données de manière régulière, permettant d'accéder à tout point des surfaces terrestres et permettant de reconstruire les évolutions historiques de ces propriétés. Cependant les produits satellitaires, seuls, ne permettent pas de prédire l'évolution future de l'albédo de surface et son impact sur le climat. Une alternative est d'utiliser des modèles de surface (LSM), couplés à des GCM, qui sont aujourd'hui capables de représenter l'évolution des flux d'énergie, d'eau et de carbone à la surface, et ce à l'échelle d'un paysage ($> 100m$) et à l'échelle mondiale, et sur des périodes temporelles qui peuvent aller de quelques heures à plusieurs centaines d'années. Depuis le début des années 70, un grand nombre de modèles LSM ont été développés par la communauté scientifique. Ces modèles ont considérablement évolué afin de permettre une description de plus en plus précise des différents processus biogéochimiques et biophysiques. Ainsi la plupart des modèles LSM, implémentés dans des modèles atmosphériques de prévision numérique du temps (modèles NWP, « Numerical Weather Prediction ») et de climat (modèles GCM, « Global Climate Model »), représentent aujourd'hui les processus suivants, de façon plus ou moins explicite : la photosynthèse,

les flux de carbone associés, les transferts d'eau et de chaleur dans les différentes couches du sol, l'évolution de la biomasse de la végétation et de sa phénologie, etc. (Boone et al., 2017). Concernant l'albédo de surface, différentes stratégies sont employées dans les LSM.

a) *Modèles de transfert radiatif*

La difficulté à modéliser l'évolution de l'albédo des surfaces végétalisées réside dans la caractérisation du chemin parcouru par le rayonnement solaire dans la canopée. Le comportement du rayonnement (réflexion, absorption, transmission) dans la végétation peut être étudié à l'aide de la physique du transfert radiatif. Toutefois les interactions entre le rayonnement et la végétation vont dépendre de l'échelle spatiale à laquelle on se place (canopée ou feuille). En effet, à l'échelle spatiale de la feuille, la quantité de lumière réfléchie, absorbée ou transmise va dépendre principalement des propriétés biochimiques de la feuille, et notamment dans le domaine spectral où la photosynthèse est active (PAR). Depuis les années 1960, différents modèles plus ou moins complexes cherchent à modéliser le comportement du rayonnement à l'échelle de la feuille. On mentionnera de manière non exhaustive les modèles LEAFMOD (Ganapol et al., 1998), LIBERTY (Dawson et al., 1998) et SLOP (Maier et al., 1999). En 1990, Jacquemoud et al. présentaient la première version du modèle PROSPECT. Ce modèle, largement repris par toute la communauté scientifique, est un modèle de couches dans lequel l'estimation de la fraction de lumière absorbée et réfléchie/transmise par la feuille repose sur sa structure interne et sa composition biochimique. Le comportement de la lumière (diffusion/absorption) est estimé dans le domaine du visible ($0.4 \mu\text{m}$ - $0.7 \mu\text{m}$) et de l'infrarouge proche ($0.7 \mu\text{m}$ - $2 \mu\text{m}$). Dans sa première version, le modèle reposait sur trois paramètres d'entrée : le nombre de couches de la feuille, la teneur en chlorophylle et la teneur en eau. Depuis, de nouvelles variables telles que la teneur en matière sèche ont été ajoutées dans les versions plus récentes (Jacquemoud et al., 2000 ; Feret et al., 2008). La contribution relative de ces quatre variables à la transmittance est montrée dans la Figure I-13. Dans le domaine spectral d'action de la photosynthèse (PAR) [0.4 - $0.7 \mu\text{m}$], la teneur en chlorophylle est le principal facteur contrôlant le comportement du rayonnement à l'échelle de la feuille (Figure I-13). Toutefois, l'estimation de la reflectivité à l'échelle de la feuille implique de connaître la quantité de rayonnement incident arrivant jusqu'à cette feuille. Pour ce faire, le cheminement du rayonnement solaire dans la canopée doit être modélisé. De nombreux modèles, plus ou moins réalistes, ont été développés.

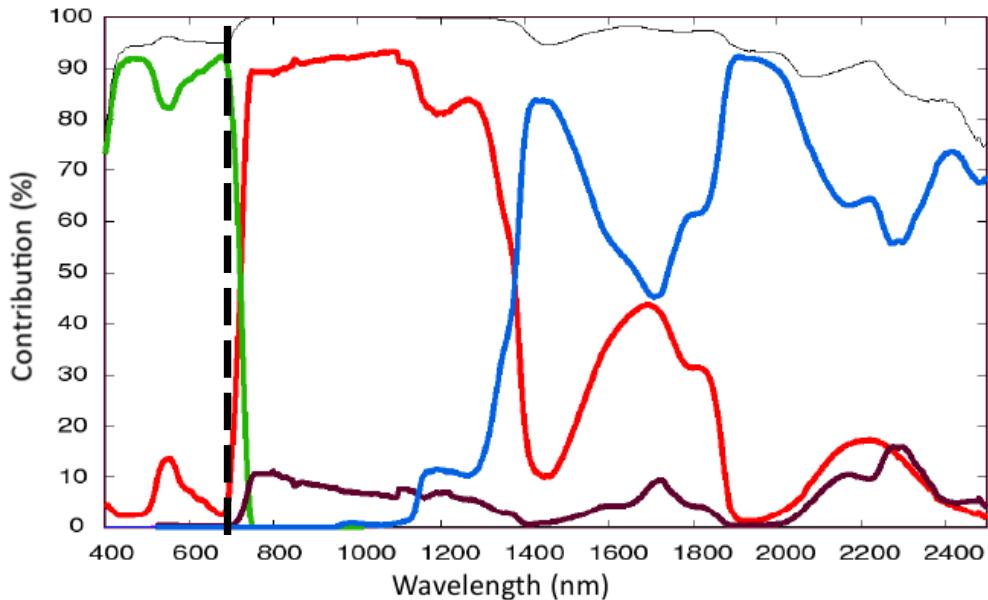


Figure I-13: Contribution des concentrations de chlorophylle (en vert), de la teneur en eau (en bleu), de la teneur en matière sèche (en marron) et de la structure de la feuille (en rouge) à la transmittance des feuilles simulée par PROSPECT (Jacquemoud et al., 2002). La courbe en noir en trait plein est la somme des contributions, la ligne verticale noir en pointillés indique la limite entre le PAR (0.4-0.7 μm) et l'infrarouge proche (0.7-2 μm).

Dans la canopée, les modèles de transfert radiatif les plus simples (modèles « big-leaf ») assimilent la canopée à un milieu homogène où la totalité des éléments de la canopée (feuilles) ont la même réponse physiologique. Ainsi dans les modèles « big-leaf », la canopée est assimilée à une unique et grande feuille (Sellers et al., 1996 ; Dickinson et al., 1998). Cependant, Ross (1981) mettait en évidence qu'à l'échelle de la canopée le cheminement du rayonnement solaire dépend de l'architecture de la canopée. A partir de cette période de nombreux modèles de représentation du comportement du rayonnement dans la canopée, plus réalistes, ont été développés (Verstraete et al., 1990 ; Otterman, 1990 ; Qin, 1993, Roujean, 1996, etc...). L'un des premiers modèles de restitution de la réflectance de la canopée à s'appuyer sur ces variables biophysiques est le modèle SAIL (Verhoef, 1984 ; Verhoef, 1985). Le modèle SAIL permet de simuler l'albédo d'un milieu turbide (la canopée) à partir du LAI, d'une fonction de distribution de l'orientation des feuilles et des conditions d'illumination et d'observation (Verhoef, 1984). Ces types de modèles à couche unique ont été grandement étudiés et utilisés dans les modèles climatiques car ils nécessitent un faible nombre de paramètres. Sur les cultures, ces modèles sont intéressants pour la simulation de l'albédo à l'échelle spatiale de la canopée. Cependant, les prairies et les forêts sont des environnements souvent plus complexes et caractérisés par une forte hétérogénéité de densité foliaire et une grande diversité des espèces végétales (Dolman et al., 2003). Dans les forêts, les propriétés des feuilles vont varier selon leur position et surtout selon la profondeur à laquelle elles se situent, la quantité de lumière arrivant à la feuille diminuant de manière non linéaire selon le profil vertical (Ni et al., 1997 ;

Roujean et al., 1999). A partir des années 2000, des modèles multicouches ont donc été développés afin d'estimer correctement le cheminement et les interactions des photons dans la végétation (Hanan, 2001 ; Haverd et al., 2012 ; Carrer et al., 2013 ; Yuan et al., 2014 ; Naudts et al., 2015 ; McGrath et al., 2016, etc...). Ces modèles de transfert radiatif sont constitués de plusieurs couches empilées, chacune d'elles présentant ses propres caractéristiques, ce qui permet de représenter les différentes strates dans les forêts. Finalement, afin de représenter les paysages hétérogènes de manière plus réaliste, des modèles 3D ont été développés (Gastellu-Etchegorry et al., 1996 ; North, 1996 ; Gastellu-Etchegorry et al., 2004 ; Kobayashi et Iwabushi, 2008). Dans le modèle DART par exemple (Gastellu-Etchegorry et al., 2007), les paysages arborés sont décrits de manière très pointue à partir de différents paramètres architecturaux (position des arbres, hauteur et diamètre du tronc, dimension et formes du houppier). Toutefois, du fait d'une dépendance à un nombre de variables trop grand et d'un temps de calcul trop important, ces modèles 3D ne peuvent être utilisés dans les LSM pour de l'estimation à grande échelle.

b) Estimation de l'albédo de surface dans les modèles de surface (LSM)

Aujourd'hui, dans les LSM, l'albédo de surface est estimé depuis l'échelle de la canopée et à partir de modèles de transfert radiatif 1D ou d'approches paramétriques (Loew et al., 2014). Les différentes représentations de la végétation dans les LSM pour le calcul de la fraction de rayonnement solaire réfléchie par la surface peuvent être classées en trois grandes catégories, schématisées dans la Figure I-14, que l'on nommera dans cette thèse par les termes suivants : « composite », « unicouche », « multicouche ».

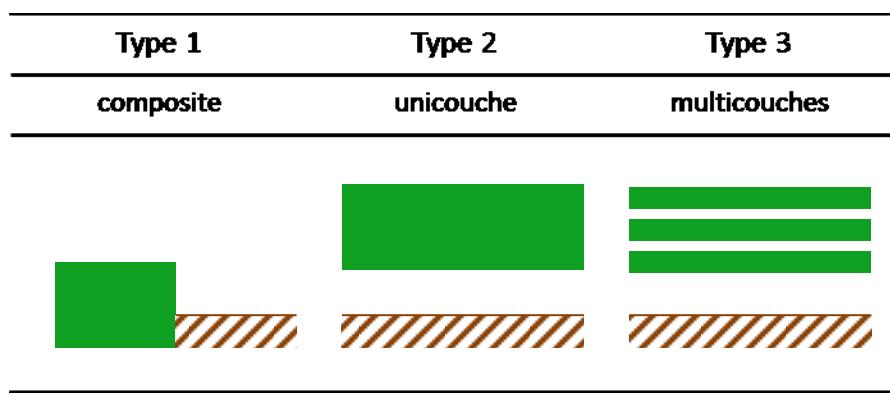


Figure I-14 : Schémas conceptuels des trois grands types de représentation de la végétation dans les modèles LSM (« Land Surface Model ») pour l'estimation de l'albédo de surface.

JSBACH (« Jena Scheme of Biosphere-Atmosphere Coupling in Hamburg ») est le modèle des surfaces terrestres du modèle MPI-ESM (« Max Planck Institute – Earth System Model »). Couplé au modèle de circulation atmosphérique ECHAM6, il permet de représenter les échanges d'eau, d'énergie et de carbone à l'interface surface-atmosphère (Vamborg et al., 2011). Concernant le calcul de l'albédo de surface, JSBACH s'appuie sur une représentation dite « composite » dans laquelle les albédos spectraux (dans le VIS et le NIR) sont calculés séparément mais selon une même équation (Vamborg et al., 2011). Une approche classique de division du paysage (point de grille du LSM) en types de végétation (PFTs, « Plant Functional Types ») est utilisée. En l'absence de neige, pour chaque PFT, i , l'albédo de surface est défini par l'équation suivante :

$$\alpha^i = f_{canop}^i \alpha_{canop}^i + (1 - f_{canop}^i) \alpha_{sol}^i \quad Eq. I-5$$

où, α^i est l'albédo de surface du PFT i , α_{canop}^i l'albédo de la canopée (partie feuillue) du PFT, α_{sol}^i l'albédo du sol dans le paysage et f_{canop}^i la fraction du PFT couverte par de la végétation (Vamborg et al., 2011).

Les variables α_{canop}^i et α_{sol}^i permettant d'estimer l'albédo de surface sont des valeurs prescrites constantes dans le temps. A l'inverse, la variable f_{canop}^i est définie comme suit:

$$f_{canop}^i = V_{max} (1 - e^{-0.5 LAI^i}) \quad Eq. I-6$$

où, V_{max} est la fraction du paysage (point de grille du LSM) couverte par de la végétation et LAI^i la surface en feuille par surface au sol (LAI) du PFT i qui évolue dans le temps.

D'autres modèles utilisant une représentation « composite » de la végétation existent (voir Tableau I-5), comme par exemple ORCHIDEE (« Organizing Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems ») dans sa version de base, dite « trunk » (Krienner et al., 2005). ORCHIDEE est le modèle de surface continentale du GCM développé par l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL), dont la version actuelle est l'IPSL-CM6. La représentation de l'albédo de surface dans ORCHIDEE est identique à JSBACH, exception faite des valeurs d'albédo de la canopée et du sol prescrites (Loew et al., 2014). Le modèle ISBA (« Interactions entre le Sol, la Biosphère, et l'Atmosphère »), développé par le Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), dans sa version de base (Noilhan et Planton (1989)) ainsi que le modèle JULES (« Joint UK Land Environment Simulator ») dans sa version « all-band » (Best, 2009 ; Best et al., 2011) sont également basés sur une représentation « composite » de la végétation. Toutefois, comparée à ORCHIDEE et JSBACH, la modélisation de la fraction du PFT couverte par de la végétation (f_{canop}^i) varie légèrement comme indiqué dans Eq. I-7. De plus dans

ISBA, sur les couverts forestiers et zones herbacées, la fraction du PFT couverte par de la végétation (f_{canop}^i) est statique dans le temps.

$$f_{canop}^i = 1 - e^{-\tau LAI^i} \quad Eq. I-7$$

où, τ égal à 0.5 dans le modèle ORCHIDEE et égal à 0.6 dans le modèle ISBA (pour les cultures).

Dans cette représentation classique de la végétation (forme « composite »), si l'on considère un paysage forestier composé d'un unique PFT (ex : forêt de feuillus), l'albédo de surface est une combinaison d'une fraction moyenne de rayonnement solaire réfléchie par le sol et d'une fraction moyenne de rayonnement solaire réfléchie par la canopée. Ces deux albédos sont statiques dans le temps mais l'albédo de surface peut, lui, évoluer dans le temps et dans l'espace en fonction du cycle phénologique, au travers d'un LAI dynamique (Vamborg et al., 2011). Outre le fait que les albédos du sol et de la végétation sont statiques dans le temps, cette représentation « composite » simplifiée s'appuie sur la notion d'albédo BHR, dit « white-sky », et ne prend pas en compte les variations diurnes de l'albédo de surface. Comme nous l'avons vu Section 2.2.1, en conditions naturelles, l'albédo de surface (albédo « blue-sky ») peut changer au cours d'une journée. Cela est dû à la dépendance de l'albédo DHR, également appelé albédo « black-sky », à l'angle du rayonnement solaire incident. Afin d'estimer de manière réaliste la fraction de rayonnement solaire réfléchie par la surface, des modèles LSM (voir Tableau I-5) calculent de manière séparée l'albédo de surface en conditions parfaites d'éclairement direct (albédo « black-sky ») et l'albédo de surface en conditions parfaites d'éclairement diffus (albédo « white-sky »). Par la suite ces deux albédos sont pondérés par une fraction de rayonnement diffus afin d'estimer l'albédo de surface en conditions réelles d'illumination (Best, 2009 ; Best et al., 2011 ; Oleson et al., 2013, Carrer et al., 2013).

Tableau I-5 : Etat de l'art sur la manière de calculer l'albédo de surface dans les LSM couramment utilisés par la communauté scientifique. Le type renseigne sur le mode de représentation de la végétation utilisé pour le calcul de l'albédo de surface. Les trois types sont présentés dans la Figure I-14. Le tableau permet également de mettre en évidence si une représentation séparée de l'albédo dans le visible et dans le proche infra-rouge et si une distinction entre rayonnement direct et diffus est faite.

| Modèle | Type | Spectral | Diffus/Direct | Référence |
|------------|------|----------|---------------|---|
| CLM4.5 | 2 | Oui | Oui | Oleson et al., 2013 |
| ISBA-trunk | 1 | Oui | Non | Noilhan et Planton (1989) |
| ISBA-MEB | 2-3 | Oui | Oui | Boone et al., 2017 Carrer et al., 2013 |
| JSBACH | 1 | Oui | Non | Vamborg et al., 2011 |

| | | | | |
|--------------------|---|-----|-----|---|
| JULES-« all-band » | 1 | Non | Non | Best, 2009 Best et al., 2011 |
| JULES-« spectral » | 2 | Oui | Oui | Best, 2009 Best et al., 2011 |
| ORCHIDEE-trunk | 1 | Non | Non | Krienner et al., 2005 |
| ORCHIDEE-CAN | 3 | Oui | Oui | Naudts et al., 2015 McGrath et al., 2016 |

Le modèle JULES, dans sa version « spectral-band », prend en compte ces deux conditions d'éclairement solaire (direct et diffus) afin d'estimer l'albédo de surface (Best, 2009 ; Best et al., 2011). Ce LSM, qui utilise un modèle de transfert radiatif dans une canopée s'apparentant à une couche (Tableau I-5), s'appuie sur une approximation du modèle à deux flux développé par Sellers (1985). Une solution analytique du modèle de Sellers (1985) est donnée pour chacune des deux conditions d'éclairement (Best, 2009). Ces deux solutions utilisent des valeurs de coefficient de diffusion multiple des feuilles et de coefficient de réflexion des feuilles qui sont prescrites dans JULES par type de végétation (PFT) et par bande spectrale (VIS et NIR). Dans cette version de JULES, tout comme dans la version « all-band », l'albédo du sol sous-jacent à la canopée reste prescrit. De la même manière que pour JULES, le modèle CLM4.5 (« Community Land Model »), qui est le LSM utilisé par le CESM (« Community Earth System Model »), emploie l'approximation de Sellers (1985) pour estimer l'albédo de surface (Oleson et al., 2013). Toutefois à la différence de JULES, le modèle CLM4.5 prend en compte à la fois les coefficients de diffusion multiple et de réflexion des feuilles mais également des tiges dans le VIS et dans le NIR pour chaque PFT (Oleson et al., 2013). De plus dans le modèle CLM4.5, l'albédo du sol est une fonction de sa couleur et de son humidité superficielle comme décrit par Bonan (1996) pour le LSM du NCAR (« National Center for Atmospheric Research »).

La forme prise par ces représentation (« composite » ou « unicouche ») s'appuie souvent sur l'hypothèse d'une canopée homogène où les feuilles sont distribuées de manière aléatoire et uniforme et où les tiges et les branches sont très souvent négligées (Loew et al., 2014). Dans ces conditions, la probabilité qu'un rayon solaire arrive au sol, avec un angle θ , sans interaction avec les feuilles est exprimé au travers de la notion de probabilité de trouée ($P_{gap}(\theta)$) qui suit une loi statistique de Poisson (Eq. I-8) :

$$P_{gap}(\theta) = e^{-G(\theta)\frac{LAI}{\cos(\theta)}} \quad \text{Eq. I-8}$$

où, $G(\theta)$ est la fonction de projection dépendante de l'orientation moyenne des feuilles.

Dans le cas où une distribution sphérique de l'orientation des feuilles est considérée, $G(\theta)$ est assimilé à la valeur 0.5, valeur que l'on retrouve souvent pour les calculs de l'albédo de surface dans les LSM utilisant une représentation « composite » de la végétation. Cette représentation de la probabilité de trouée est une bonne approximation pour les couverts homogènes (Loew et al., 2014). Toutefois pour les couverts non uniformes (ex : forêts et zones herbacées), une telle représentation est source de surestimation de la fraction de rayonnement non réfléchie par la surface (Pinty et al., 2004 ; Pinty et al., 2006 ; Chen et al., 2008). Afin de limiter cette erreur une variable, $\Omega(\theta)$, a été introduite. Cette variable, communément appelée facteur de groupage ou « clumping index » (Nilson, 1971 ; Chen et al., 1997), cherche à représenter le regroupement des éléments de la végétation (notion 3D) dans les LSM 1D et ainsi à diminuer la fraction de rayonnement absorbée par la canopée. Dans cette représentation non uniforme de la végétation, la probabilité de trouée est définie de la manière suivante :

$$P_{gap}(\theta) = e^{-G(\theta)\Omega(\theta) \frac{LAI}{\cos(\theta)}} \quad Eq. I-9$$

Afin de représenter la végétation de manière plus réaliste, le modèle ISBA a récemment connu des améliorations. Une collaboration entre le consortium HIRLAM (High-Resolution Limited Area Model) et Météo-France a notamment permis le développement de ISBA-MEB (« Multi Energy Balance »). Il est à noter qu'actuellement l'extension MEB n'a été validée que sur les couverts forestiers. Dans MEB, une canopée « unicouche » explicite au-dessus d'un sol permet de représenter la végétation (Boone et al., 2017). Toutefois, pour l'estimation des flux de rayonnement solaire à la surface, MEB utilise en arrière-plan le modèle de transfert radiatif multicouche (CANOPUS) développé par Carrer et al. (2013). Le schéma de transfert radiatif CANOPUS a initialement été développé afin d'améliorer la représentation de la photosynthèse dans ISBA-A-gs (Calvet et al., 1998 ; Gribelin et al., 2006). Tout comme le schéma de transfert radiatif utilisé dans JULES-« spectral-band » et CLM4.5, le modèle multicouche CANOPUS permet de prendre en compte les deux types de conditions d'éclairement solaire (direct et diffus) afin d'estimer l'albédo de surface. En sus, le schéma CANOPUS permet de représenter les canopées hétérogènes grâce à l'utilisation de la variable $\Omega(\theta)$ et de la discrétisation de la canopée en dix couches empilées. En entrée du modèle, l'albédo du sol et de la canopée dans le VIS et dans le NIR sont nécessaires (Boone et al., 2017). Les valeurs actuellement utilisées sont des valeurs prescrites, statiques dans le temps. Une seule valeur d'albédo de la canopée dans le VIS et d'albédo de la canopée dans le NIR est donnée par PFT. L'albédo du sol, lui, est estimé en fonction de sa texture et de la décomposition de la matière organique dans le sol (Irons et al., 1988). Ainsi une valeur statique d'albédo du sol est calculée par point de grille. En fin de

compte dans le modèle MEB, la fraction de rayonnement solaire réfléchie par une surface, sans couvert neigeux, est exprimée de la manière suivante (Le Moigne, 2017) :

$$\alpha = 1 - \text{Abs Canopee} - \left[T \left(1 - \alpha_{sol} \left(1 - \alpha_{canop}(1 - T) \right) \right) \right] \quad \text{Eq. I-10}$$

où, α est l'albédo de surface, *Abs Canopee* la somme des radiations absorbées à chaque niveau de la canopée du schéma CANOPUS et $\left[T \left(1 - \alpha_{sol} \left(1 - \alpha_{canop}(1 - T) \right) \right) \right]$ la fraction de rayonnement solaire absorbée par le sol (Boone et al., 2017), avec T la fraction de rayonnement solaire incident transmise à travers la canopée, jusqu'au sol, estimée par le schéma multicouche CANOPUS. Dans CANOPUS, la transmittance (T), équivalent de la notion de probabilité de trouée (P_{gap}), est calculée en conditions d'éclairement direct (Eq. I-11) et d'éclairement diffus (Eq. I-12) et pondérée par une fraction de rayonnement diffus.

$$T_{dir}(\theta) = e^{-G(\theta) b_{dir}(\theta) \Omega_{dir}(\theta) \frac{LAI}{\cos(\theta)}} \quad \text{Eq. I-11}$$

$$T_{dif} = e^{-b_{dif} \Omega_{dif} LAI} \quad \text{Eq. I-12}$$

Finalement, dans le modèle MEB, alors que les flux de rayonnement infrarouge, de chaleur sensible, de vapeur d'eau (etc.) sont calculés à partir d'une végétation « unicouche », les flux de rayonnement solaire sont estimés à partir d'une représentation multicouche de la canopée (Boone et al., 2017). Dès lors, le bilan d'énergie est estimé à partir de niveaux de représentation différents ce qui peut générer des erreurs dans la fermeture du bilan énergétique. Dans le modèle de surface ORCHIDEE-CAN (« ORCHIDEE-CANopy »), l'utilisation d'un schéma de transfert radiatif multicouche pour le calcul de la fraction de rayonnement solaire se justifie par le fait que le LSM utilise cette représentation pour l'estimation de l'ensemble des flux se produisant dans, ou au travers de, la canopée (Naudts et al., 2015 ; McGrath et al., 2016). Le schéma de transfert radiatif multicouche d'ORCHIDEE-CAN utilise le schéma « unicouche » développé par Pinty et al. (2006) mais étendu à plusieurs niveaux. Le modèle développé par Pinty et al. (2006) représente l'albédo de surface en considérant trois catégories de comportement du rayonnement à la surface des zones végétalisées. La première représente le cheminement des rayons solaires n'interagissant pas avec la végétation. Ces rayons sont directement transmis puis réfléchis par le sol vers l'atmosphère. La deuxième catégorie représente, à l'inverse, les rayons n'arrivant jamais jusqu'au sol. Enfin le troisième type consiste à estimer le rayonnement réfléchi après avoir interagi avec la végétation et le sol. Le schéma de transfert radiatif dans une canopée « unicouche » de Pinty et al. (2006) a été conçu afin de représenter les interactions se produisant à l'échelle d'un paysage, c'est-à-dire dans une dimension

3D, dans un schéma 1D utilisable par les modèles GCM. Pour cela ce schéma tente de mettre à profit les produits satellitaires. Les LAI satellitaires, tels que ceux dérivés des satellites MODIS et MISR, ne pouvant être utilisés directement sans entraîner une erreur significative sur la fraction de rayonnement réfléchi (Pinty et al., 2004), le modèle fait appel à la notion de LAI efficace. Le LAI efficace (Black et al., 1991) est le LAI apparent pour le rayonnement solaire et important à la restitution de son comportement. Il diffère du LAI « vrai », classiquement défini comme la surface en feuille par surface au sol, de par un facteur de réduction, analogue à la notion de « clumping factor » (Nilson, 1971 ; Chen et al., 1997). Dans cette représentation des milieux turbides non uniformes proposée par Pinty et al. (2006), en conditions d'illumination diffuse et directe, l'hypothèse d'une distribution sphérique de l'orientation des feuilles est considérée.

c) *Les variables biophysiques importantes pour l'estimation de l'albédo de surface*

Au travers de l'état de l'art sur les différentes manières d'estimer l'albédo de surface dans les LSM, plusieurs variables semblent récurrentes. Dans l'ordre d'apparition dans l'histoire des développements successifs des LSM on notera les variables suivantes :

- **L'albédo de la canopée et l'albédo du sol** – Ces deux albédos (dans le VIS et dans le NIR) sont la base des représentations de l'albédo de surface dans les LSM, même les plus simples. Ils influent tous deux sur l'albédo de surface avec une fréquence temporelle différente (Angstrom, 1925 ; Idso et al., 1975 ; Jacquemoud et al., 1990 ; Lobell et Asner, 2002 ; Rechid et al., 2008 ; Zhang et Golberg, 2011). Aujourd'hui ces deux variables sont souvent prescrites par une valeur statique issue de bases de données. Alors que ces deux variables sont à la base de la représentation de l'albédo de surface dans les LSM, elles restent aujourd'hui encore souvent (ex : ISBA-MEB) non dynamiques et donc non réalistes.
- **Le LAI** – Les LSM, souvent basés sur des valeurs d'albédo du sol et de la végétation statiques, autorisent une évolution de l'albédo de surface dans le temps et dans l'espace en fonction du cycle phénologique. Pour cela, la surface en feuille par surface au sol (LAI), évolutive dans le temps, permet d'estimer la part du rayonnement réfléchi due à la végétation de la part due au sol. Cette répartition de l'influence relative du sol par rapport à la végétation est estimée au travers de la notion de probabilité de trouées, également appelée transmittance. Afin d'estimer la transmittance dans un milieu homogène uniforme, le LAI doit être associé à une fonction de projection ($G(\theta)$) dépendante de l'orientation moyenne des feuilles.
- **L'orientation moyenne des feuilles** – Concernant l'orientation moyenne des feuilles, l'hypothèse d'une orientation sphérique est très souvent faite. Toutefois, Falster et Westoby (2003) ont montré que selon l'espèce végétale l'orientation moyenne des feuilles

pouvaient différer grandement et que cette différence d'orientation pouvait avoir une influence importante sur l'interception du rayonnement solaire. De plus pour une même espèce végétale il existe des variations d'orientation des feuilles selon le stade phénologique (Zhang et al., 2013). Dès lors l'hypothèse d'une distribution sphérique de l'orientation des feuilles peut être abusive.

- Le « **clumping index** » (facteur de groupage) – Les couverts naturels n'étant que rarement des milieux homogènes uniformes, un facteur de regroupement des éléments de la végétation a très rapidement été suggéré par la communauté scientifique (Nilson, 1971 ; Black et al., 1991 ; Chen et al., 1997). La plupart des LSM, dans leur version la plus récente, intègrent cette notion afin d'estimer de manière correcte la fraction de rayonnement solaire réfléchie par la surface dans tous les types de canopée, même non uniforme. Le « clumping index » cherche, pour cela, à représenter le regroupement des éléments de la végétation d'un paysage (notion 3D) dans un modèle à une dimension. Le « clumping index », sans unité, évolue entre 0 et 1. Plus la végétation est groupée dans le paysage plus le « clumping index » est faible. Une des limites de cette variable est qu'elle rassemble différentes notions sous un même terme. En effet, selon l'échelle spatiale à laquelle on se place, le « clumping index » peut soit représenter le regroupement des arbres dans la végétation (échelle du paysage), soit représenter le recouvrement des feuilles dans la canopée (échelle de la canopée) (Oker-Blom, 1986 ; Chen et Black, 1991, Cescatti, 1998 ; Weiss et al., 2004). Ainsi, lorsque l'on cherche à développer un modèle prédictif d'albédo de surface à l'échelle du paysage depuis l'échelle de la canopée, on se trouve confronté au fait que ce terme regroupe à la fois (i) une notion de trouées vraies (f_{gap}^{soil}), c'est-à-dire une surface non recouverte par une canopée où le rayonnement solaire ne peut pas avoir d'interaction avec la végétation, et (ii) une notion d'espacement/recouvrement des feuilles dans la canopée ($f_{gap}^{leaf-canop}$) autorisant le rayonnement solaire à s'infiltrer, en partie seulement, jusqu'au sol sous-jacent. Loew et al. (2014) mentionnaient le fait qu'il est nécessaire de différencier ces deux notions lorsqu'on cherche à estimer la fraction de rayonnement solaire réfléchie par des couverts végétalisés tels que des forêts avec une canopée ouverte, voir Figure I-15. Ainsi la fraction de trouées (P_{gap}) regroupe en réalité dans ce terme la fraction de trouées « vraies » (f_{gap}^{soil}) et la fraction de rayonnement solaire s'infiltrant entre les feuilles de la canopée jusqu'au sol ($f_{gap}^{leaf-canop}$), dépendante du LAI, du « clumping index » et de l'orientation moyenne des feuilles. Dans les LSM, dans le cas d'un point de grille totalement recouvert par un seul PTF, la distinction entre ces deux notions n'est pas toujours faite.

Pour finir, une notion également essentielle à l'estimation de l'albédo de surface est la distinction entre la composante directe et la composante diffuse du rayonnement solaire incident. Cette distinction n'est pas une variable à proprement parler mais est pourtant indispensable à la représentation de l'albédo de surface. Loew et al. (2014) ont montré que négliger le cycle diurne de l'albédo pouvait entraîner un forçage radiatif de -0.24 W.m^{-2} sur des zones arborées ($\text{LAI}=4$). Ainsi la prise en compte de l'albédo « black-sky » en plus de l'albédo « white-sky » est nécessaire à la restitution de l'albédo de surface.

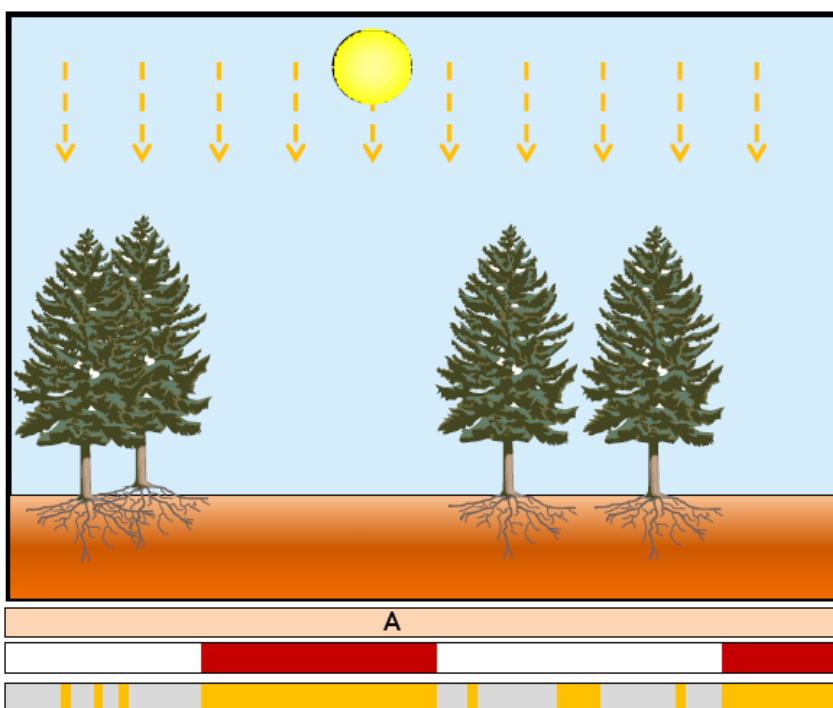


Figure I-15 : Schéma représentant la différence entre la probabilité de trouées (P_{gap}), en orange, et la fraction de trouées « vraies » (f_{gap}^{soil}), en rouge, pour un point de grille de surface A totalement couvert par un seul PFT (source : Loew et al., 2014).

3. Problématique et objectifs

3.1. Représentation de processus complexes

En décembre 2015, se tenait à Paris la Conférence des Parties de la Convention cadre des Nations Unies sur le changement climatique. Lors de cet événement, un accord international sur le changement climatique, dans lequel les forêts tiennent une position clé, a été conclu par 195 pays. Les forêts impactent assurément le climat mais leur effet reste incertain, notamment dans les zones tempérées. En effet les processus biogéochimiques et biophysiques, en compétition, peuvent avoir

un effet soit de refroidissement soit de réchauffement sur le climat. Les interactions avec l'atmosphère, notamment la formation des nuages bas, compliquent encore la représentation de ces effets.

Une première étape dans l'amélioration de l'évaluation de l'effet climatique des forêts tempérées est d'avancer dans la modélisation de l'ensemble des processus biogéochimiques et biophysiques des forêts dans les LSM. L'albédo de surface a été défini comme un paramètre clé pour l'étude de l'impact des forêts en termes de forçage radiatif (Pielke et Avissar, 1991). Pourtant l'albédo des forêts n'est toujours pas paramétré dans la plupart des modèles de surfaces, où il est bien souvent non évolutif. Ce manque de réalisme dans la dynamique temporelle de l'albédo de surface peut avoir un impact direct sur le bilan énergétique, au travers du forçage radiatif, mais également indirect, au travers des rétroactions (positives ou négatives) sur les processus biogéochimiques et biophysiques. Un effort important est actuellement fait par la communauté scientifique afin d'améliorer l'estimation de l'albédo de surface dans les LSM. La stratégie employée à cet effet est d'améliorer la représentation de l'absorption et de la diffusion du rayonnement solaire dans la canopée en discrétilisant cette dernière en plusieurs couches. Cette stratégie mise donc sur l'amélioration du réalisme de la structure de la canopée pour estimer l'albédo de surface de manière correcte. L'une des limites de cette stratégie est qu'elle fait appel à un grand nombre de variables qui sont évolutives dans le temps et dans l'espace mais qui ne sont pas toujours observables. Des valeurs par défaut sont donc fixées, qui peuvent être source d'erreurs. Une stratégie alternative, qui sera investiguée dans cette thèse, serait de conserver une forme simplifiée de la structure de la canopée mais d'améliorer le réalisme de la dynamique temporelle des variables pilotant l'albédo de surface. Cette stratégie soulève la question suivante : Est-il possible de prédire l'albédo de surface des forêts sans utiliser une représentation multi-couche de la canopée ?

Pour répondre à cette problématique cette thèse se propose d'utiliser une représentation simplifiée de la végétation (« unicouche ») mais s'appuyant sur des variables dynamiques temporellement et spatialement, qui soient réalistes. Pour cela j'utiliserai des données satellitaires qui sont produites avec une fréquence, une précision, une résolution spatiale et une résolution temporelle adaptées à cette étude. L'objectif général de cette thèse est donc d'identifier et d'estimer à partir d'observations satellitaires les variables biophysiques qui pilotent l'albédo de surface des forêts dans l'espace et le temps et de développer un premier modèle prédictif d'évolution dans le temps de l'albédo des forêts à l'échelle du paysage (échelle des modèles LSM).

3.2. Questions scientifiques

Afin de développer un premier modèle prédictif d'évolution dans le temps de l'albédo de surface des forêts, il est important de pouvoir prédire l'évolution dans le temps de chacune des variables

pilotant cet albédo. Les perturbations aléatoires ne peuvent être prescrites. Par conséquent, les sites forestiers soumis à des perturbations altérant l'albédo de surface doivent être écartés de cette étude. Dans le but de répondre à la problématique scientifique et à l'objectif général de cette thèse, différentes étapes sont nécessaires et feront l'objet d'un chapitre de résultats dédié. En tout premier lieu on cherchera à identifier les sites forestiers sur lesquels l'albédo de surface peut être prédit et qui présentent donc un cycle d'albédo, que l'on dira, caractéristique.

1 – Existe-t-il sur la période et la zone d'étude des forêts présentant un cycle caractéristique de l'albédo de surface ? (Et implicitement, est-ce que les forêts de la zone d'étude ont connu des évolutions dans leur cycle d'albédo sur la dernière décennie ? Et, si oui, quels sont les impacts directs sur le forçage radiatif de ces évolutions?)

Les forêts peuvent être soumises à différents types de changement qui résultent d'une modification anthropique (ex : coupes), climatique (ex : diminution des précipitations) ou naturelle (ex : vieillissement). Ces changements, quel que soit leur origine, vont participer à la perturbation des cycles de l'albédo et vont impacter le forçage radiatif à la surface. Dans un premier chapitre de résultats (Chapitre III), je chercherai à identifier les forêts présentant un cycle caractéristique de l'albédo de surface, à détecter les changements d'albédo sur la dernière décennie et à estimer l'impact de ces changements sur le forçage radiatif à la surface. Cette étude a conduit à la mise en place d'une méthodologie permettant d'isoler différents types d'évolution de la forêt de cause naturelle, climatique ou anthropique.

2 – Peut-on estimer, à partir de données satellitaires agrégées, des albédos du sol et de la végétation qui soient dynamiques et réalistes ?

A l'issue du premier chapitre de résultats (Chapitre III), les forêts présentant un cycle caractéristique de l'albédo de surface ont été isolées par satellite. Afin de pouvoir développer un modèle prédictif d'évolution dans le temps de l'albédo de surface des forêts, il est important de pouvoir prédire l'évolution de chacune des variables pilotant cet albédo. Comme nous l'avons vu à la Section 2.2.2, l'albédo du sol et l'albédo de la végétation sont à la base des représentations de l'albédo de surface dans les LSM, même les plus simples. Ils influencent tous deux l'albédo de surface avec une fréquence temporelle différente. Afin de développer un modèle prédictif de l'albédo des forêts s'appuyant sur des variables dynamiques et réalistes, cette thèse se propose d'essayer d'analyser séparément les composantes d'évolution sur les parties végétatives et sol nu. Dans le

Chapitre IV je montrerai qu'il est possible d'accéder à ces deux composantes séparées (albédo de la végétation et albédo du sol) à partir de données satellitaires à grande échelle (données agrégées).

3 - Comment aboutir à un modèle prédictif d'évolution dans le temps de l'albédo des forêts à l'échelle du paysage?

Après avoir identifié les forêts présentant un cycle d'albédo caractéristique, sur lesquelles il est possible de prédire l'albédo de surface (Chapitre III), et isolé leur composante « végétation » de leur composante « sol » (Chapitre IV), je me suis attachée (Chapitre V) à estimer les autres variables qui pilotent l'évolution de l'albédo de surface des forêts dans l'espace et dans le temps à l'échelle du paysage depuis l'échelle de la canopée (voir paragraphe c. de la Section 2.2.2). Afin d'estimer ces variables, je m'appuierai sur la physique d'un transfert radiatif simplifié inspiré par le modèle ISBA-MEB (modèle « unicouche »). Pour l'estimation de ces variables et la construction du modèle d'albédo prédictif des forêts, deux variables biophysiques qui ont été définies comme étant deux variables ECVs (distribuées au travers de produits satellitaires), et qui sont estimées dans les modèles LSM tels que celui de Météo-France, seront utilisées : la surface foliaire par mètre carré (LAI) et la fraction de rayonnement absorbé dans le domaine photosynthétiquement actif (FAPAR).

Dans le chapitre qui suit (Chapitre II) la méthodologie et les outils d'analyse nécessaires au développement de ces trois chapitres de résultats sont présentés en détails.

Chapitre II

Méthodologie

1. Stratégie méthodologique

L'objectif général de cette thèse est d'identifier et d'estimer à partir d'observations satellitaires les variables biophysiques qui pilotent l'albédo de surface des forêts dans l'espace et le temps et de développer un premier modèle prédictif d'évolution dans le temps de l'albédo des forêts à l'échelle du paysage (échelle des modèles LSM).

Afin de développer un premier modèle prédictif d'évolution dans le temps de l'albédo de surface des forêts, il est important de pouvoir prédire l'évolution temporelle de chacune des variables pilotant cet albédo. Les perturbations aléatoires ne peuvent être prescrites. Par conséquent, les sites forestiers soumis à des perturbations altérant l'albédo de surface doivent être écartés de cette étude.

Dans cette thèse, je définis un cycle annuel d'albédo caractéristique comme une série temporelle annuelle d'albédo présentant des valeurs similaires d'une année sur l'autre. En tout premier lieu j'ai donc cherché à identifier les sites forestiers qui présentent un cycle annuel d'albédo caractéristique et sur lesquels l'albédo de surface peut donc être prédit (voir Figure II-1). Afin de répondre à ce premier objectif, une méthode basée sur le croisement de tests statistiques et de données satellitaires a été développée. Cette méthode est présentée dans la Section 2 de ce chapitre. La mise en évidence de sites forestiers présentant un albédo de surface non altéré a été l'occasion d'étudier les forêts présentant, à l'inverse, un cycle d'albédo de surface perturbé. Dans ce cadre, j'ai cherché à savoir si la dérive de l'albédo de surface constatée était due à un changement soudain de structure de la végétation ou non. Finalement, le forçage radiatif induit par les changements d'albédo de surface en France métropolitaine a été évalué.

Une fois les sites forestiers présentant un cycle annuel d'albédo caractéristique identifiés, on pourra chercher à développer un modèle prédictif d'évolution dans le temps de l'albédo de surface sur ces sites. Pour cela, il est important de pouvoir estimer, de manière dynamique et réaliste, l'évolution de chacune des variables pilotant cet albédo. Dans cette thèse je définis le terme « réaliste » comme « proche des variations et des valeurs observées ». Dans la Section 2.2.2 du Chapitre I, nous avons vu que l'albédo du sol et l'albédo de la végétation sont à la base des représentations de l'albédo de surface dans les LSM, même les plus simples. Ils influencent tous deux l'albédo de surface avec une fréquence temporelle différente. Cependant, alors que ces deux variables sont indispensables à l'estimation de l'albédo de surface dans les modèles LSM, il n'existe pas aujourd'hui de produit satellitaire permettant de fournir des valeurs (dynamiques et réalistes) de ces deux albédos avec un pas de temps régulier. Dans un deuxième temps, j'ai donc cherché un moyen de fournir ces deux albédos en tout point de la surface avec un pas de temps régulier. A cet

effet un algorithme permettant de désagréger les produits satellitaires d'albédo de surface a été développé et utilisé (voir Figure II-1). Cet algorithme s'appuie sur deux filtres de Kalman imbriqués (voir Section 3). La méthode développée afin de séparer la composante « végétation » de la composante « sol » s'appuie sur l'utilisation d'une variable représentant la fraction du paysage recouverte par de la végétation, distribuée au travers de produits satellitaires : le FCOVER. Le FCOVER est défini comme le complément de la fraction de trouée observée au nadir, en ne considérant que les éléments verts (Baret et al., 2013 ; Camacho et al., 2013). Le FCOVER permet de représenter la végétation dans sa dimension horizontale. Ainsi, l'albédo du sol issu de cette méthode correspond à l'albédo du sol nu visible au travers des zones non recouvertes par de la végétation. Par contre, l'albédo de la végétation correspond à l'albédo de zone du paysage recouverte par de la végétation et implique donc une part de sol sous-jacent.

Après avoir identifié les forêts présentant un cycle annuel d'albédo caractéristique, sur lesquelles il est possible de prédire l'albédo de surface, et isolé leur composante « végétation » de leur composante « sol », je me suis attachée à estimer les autres variables qui pilotent l'évolution de l'albédo de surface des forêts dans l'espace et dans le temps à l'échelle du paysage depuis l'échelle de la canopée (voir paragraphe c. de la Section 2.2.2 du Chapitre I). A savoir : l'albédo de la canopée (c'est-à-dire l'albédo de la végétation « vraie », sans effet sous-jacent du sol), le « clumping index » et l'orientation moyenne des feuilles. Le LAI est une variable biophysique majeure pilotant l'albédo de surface des forêts. Toutefois il n'est pas nécessaire d'estimer cette variable car, étant une ECV, elle est aujourd'hui distribuée avec un pas de temps régulier au travers de nombreux produits satellitaires. De plus, cette variable est également estimée dans les modèles LSM, dont ISBA. Afin d'estimer ces variables de la composante « végétation » (albédo de la canopée, « clumping index » et orientation moyenne des feuilles), je me suis appuyée sur la physique d'un transfert radiatif simplifié inspiré par l'Eq. I-10 de calcul de l'albédo de surface du modèle ISBA-MEB. Finalement, afin de développer un premier modèle prédictif d'évolution dans le temps de l'albédo des forêts à l'échelle du paysage utilisable par les LSM, il a été nécessaire de construire des climatologies annuelles pour les variables non diagnostiques et/ou non distribuées au travers de produits satellitaires (voir Figure II-1). En effet, dans les LSM il existe deux catégories de variables : les variables simulées (produites par le LSM) et les variables prescrites (utilisées comme variables de forçage du LSM). Les variables simulées, telles que le LAI, sont estimées par les modèles LSM au travers d'une paramétrisation qui dépend d'autres variables issues du modèle. Les variables prescrites doivent être définies par l'utilisateur du LSM. L'albédo du sol, l'albédo de la canopée, le « clumping index » et l'orientation des feuilles seront prescrits dans le modèle prédictif au travers de climatologies annuelles (cycles annuels moyens), car non distribuées par les produits satellitaires actuels. Dans le cadre de cette thèse, le

modèle prédictif n'a pas été intégré à un modèle LSM mais est construit en vue d'une intégration future dans ISBA, voir Chapitre VI.

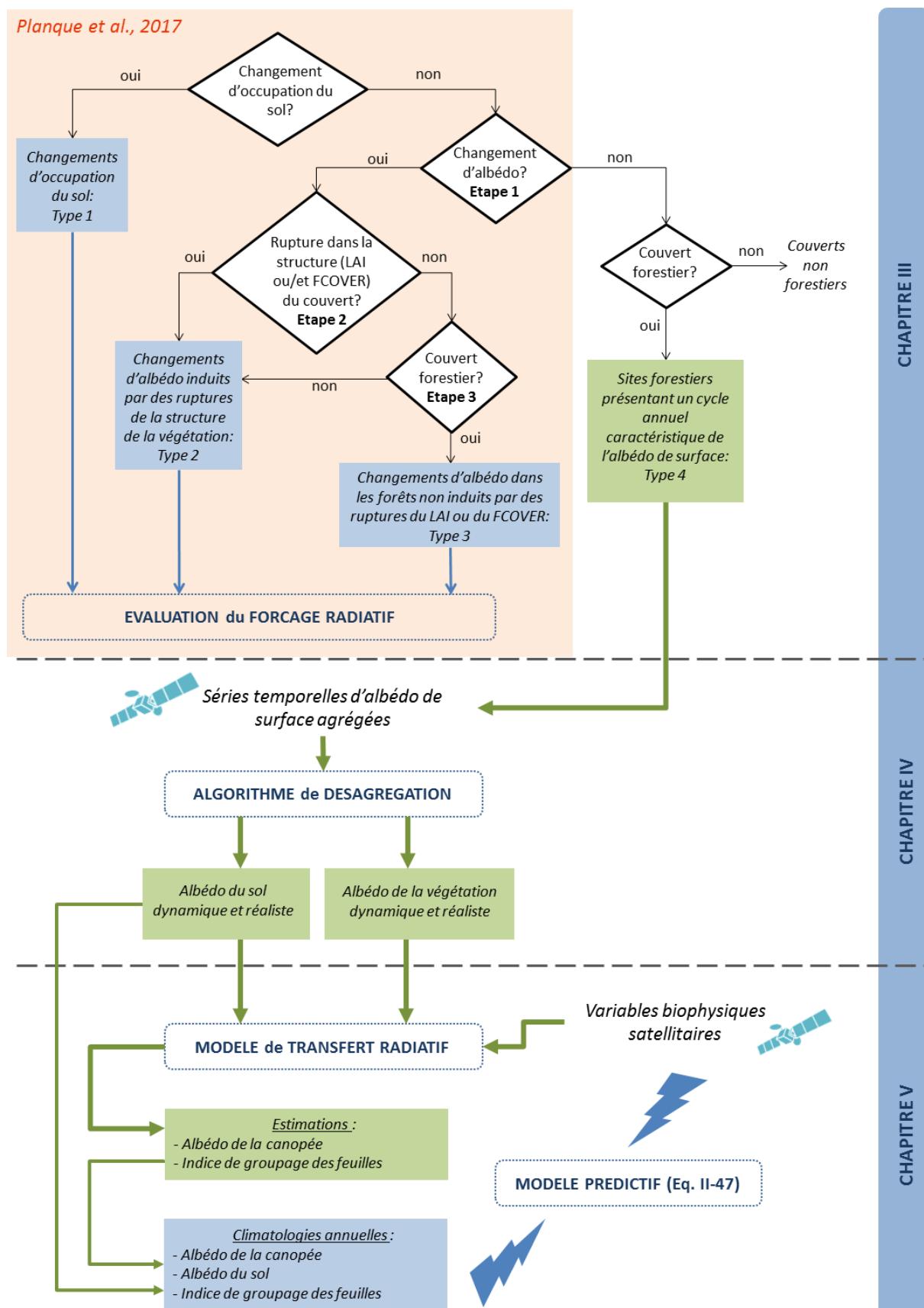


Figure II-1 : Stratégie méthodologique. Dans le Chapitre III, l'objectif est d'identifier et d'isoler les cycles forestiers présentant un cycle annuel d'albédo caractéristique (voir définition Section 1 du Chapitre II), indiqué comme « Type 4 ». Dans ce contexte une publication (Planque et al., 2017),

s'intéressant aux forçages radiatifs induits par les couverts végétalisés ayant connu des altérations dans la dynamique temporelle de l'albédo, a été réalisée (encadré en rose). Après avoir isolé les cycles forestiers présentant un cycle annuel d'albédo caractéristique, dans le Chapitre IV, un algorithme de désagrégation des produits d'albédo satellitaires a été mis en place afin d'estimer l'albédo du sol et l'albédo de la colonne de végétation de manière dynamique et réaliste (proche des observations), c'est-à-dire proche des valeurs observées. Pour des raisons liées à l'implémentation de cette méthode sur une chaîne opérationnelle, ces algorithmes ont été mis en place sur l'ensemble du territoire français métropolitain et pas uniquement sur les forêts. Une fois séparés ces deux albédos ont permis d'estimer, dans le Chapitre V, l'albédo de la canopée et l'indice de groupage des feuilles. Des climatologies de ces différentes variables biophysiques ont ensuite été réalisées afin d'être utilisées dans le modèle prédictif proposé dans cette thèse. Le modèle prédictif a été mis en place sur les forêts présentant un cycle annuel d'albédo caractéristique.

2. Forêts présentant un cycle d'albédo annuel caractéristique

L'objectif général du Chapitre III est d'identifier et d'isoler les sites forestiers qui présentent un cycle annuel d'albédo caractéristique et sur lesquels l'albédo de surface peut être prédit (« Type 4 » de la Figure II-1). En cherchant à isoler ces forêts présentant un cycle annuel d'albédo caractéristique, certains sites d'études ont montré des dérives dans leur cycle annuel d'albédo d'une année sur l'autre. L'étude de ces cycles d'albédo altérés a donné lieu à une publication (Planque et al., 2017). Ce Chapitre III sera l'occasion de présenter ces résultats. Les objectifs de la publication Planque et al. (2017) et donc du Chapitre III sont :

- d'identifier et de comprendre les éventuels changements dans les propriétés biophysiques (albédo) des forêts.
- de quantifier les impacts directs des changements d'albédo en termes de forçage radiatif.

2.1. Méthodologie

2.2.1. Identifier et comprendre les éventuels changements dans les propriétés biophysiques des forêts

Le premier objectif est de détecter les couverts qui ont montré des tendances en albédo de surface. Pour cela, un test statistique de tendance a été effectué sur les séries temporelles des albédos de surface (indiqué « Etape 1 » dans la Figure II-1). Il est important de préciser que le test a été réalisé sur les zones ne présentant pas de changement d'occupation du sol sur la période d'étude (voir Figure II-1). Ainsi cette étape permet d'isoler des zones ne présentant pas de changement de type de végétation (ex : forêt devient culture) mais montrant des tendances en albédo. Ce test statistique permet également d'isoler les forêts présentant un cycle annuel d'albédo caractéristique (voir Figure II-1).

Les tendances en albédo détectées (hors changement d'occupation du sol) peuvent être dues à des modifications anthropiques (ex : éclaircies dans les forêts) ou à des événements climatiques extrêmes (ex : des tempêtes) altérant la structure du couvert. Ces changements soudains vont prendre le pas sur l'évolution saisonnière des propriétés de la végétation. Mais les zones de forêt peuvent également connaître des évolutions progressives dans leurs structures et leurs propriétés physiologiques. De telles évolutions peuvent induire des tendances significatives de leurs propriétés optiques de surface (albédo). On s'intéresse ici à tous les changements qui se sont opérés dans la végétation et qui ont induit sur la période d'étude des changements d'albédo de surface. Afin d'isoler les forêts qui ont connu des changements d'albédo de surface dus uniquement à des évolutions progressives de leurs structures ou de leurs propriétés physiologiques (Type 3 de la Figure II-1), les

pixels affectés par des changements soudains dans la végétation ont été écartés (indiqué « Etape 2 » dans la Figure II-1). Dans ce but, un test statistique de détection de ruptures de tendances a été employé sur des produits satellitaires. Les produits FCOVER et LAI sont les indicateurs utilisés afin de repérer les changements brutaux dans la végétation. Une complémentarité existe dans ces produits FCOVER et LAI. En effet, le FCOVER permet de quantifier l'étendue horizontale de la végétation, tandis que le LAI permet de décrire en quelque sorte la quantité de feuilles sur la verticale de la végétation. Pour cette raison, ces deux produits ont été utilisés afin de détecter des ruptures dans la végétation. Lorsqu'un ou plusieurs changements sont détectés dans au moins l'un des deux produits, le couvert est écarté. Ainsi à la fin de cette étape, seuls les couverts végétaux qui n'ont pas subi de changement soudain dans leur évolution temporelle sont conservés (Type 2 de la Figure II-1).

Afin de se concentrer sur les couverts forestiers, les zones agricoles (cultures/prairies) ont été écartées (indiqué « Etape 3 » dans la Figure II-1) à l'aide d'une carte d'occupation des sols (ESA-CCI, voir plus bas). Ainsi, les pixels conservés illustrent des zones forestières à priori stables, c'est-à-dire ne présentant pas de changement brutal significatif dans les produits végétation (FCOVER et/ou LAI) sur la période d'étude, et montrant pourtant une tendance lente en albédo (« Type 3 » sur la Figure II-1). Sur ces couverts forestiers, les changements d'albédo sont donc uniquement dus à des évolutions progressives de la structure ou des propriétés physiologiques de la végétation, non masquées par des altérations dues à des modifications anthropiques ou à des événements climatiques extrêmes. Ces évolutions progressives peuvent être causées par exemple par une augmentation de la GPP des forêts induite par le changement climatique (Forkel et al., 2016).

2.2.2. Quantifier le forçage radiatif direct des changements d'albédo

Une fois répertoriées les zones forestières affectées par une tendance en albédo induite par des évolutions progressives de la végétation (« Type 3 » de la Figure II-1), l'impact de ces changements en termes de forçage radiatif a été estimé. L'impact radiatif de ces tendances lentes (Type 3) a été comparé à l'impact de changements brutaux (Figure II-1). On considère qu'il existe deux grands types de changements brutaux (ou rupture):

- Type 1 : les ruptures dues à un changement d'occupation du sol (dits, « land cover change » ou LCC), voir Figure II-1. Ces changements peuvent correspondre par exemple à des transformations des couverts forestiers en cultures,
- Type 2 : les ruptures affectant la structure du couvert (LAI ou FCOVER) sans modification du type d'occupation du sol (par exemple des éclaircies dans les forêts).

Les changements brutaux de type 1 ont été obtenus en croisant des cartes des types de couvert (ESA-CCI) obtenues pour trois années différentes couvrant la période d'étude.

2.2. Outils d'analyse

2.2.1. Test statistique de tendances

Afin de détecter les couverts qui ont montré des tendances significatives en albédo de surface un test statistique de Mann-Kendall (MK) a été effectué sur les séries temporelles des albédos de surface. Le test statistique de MK est un test de tendance sensible aux variations saisonnières. Afin de s'affranchir de ces variations, les moyennes annuelles des données albédos ont été utilisées (Karabulut et al., 2008; Gocic and Trajkovic, 2013; Duhan and Pandey, 2013). Le test statistique non paramétrique de Mann-Kendall et son test associé, appelé « Sen's slope » (permettant de quantifier la pente des tendances), ont été appliqués sur chaque pixel. L'objectif est de détecter de potentielles tendances d'albédo de surface dans les séries temporelles.

L'hypothèse nulle (H_0) du test de MK est « aucune tendance apparente ». Dans cette étude le seuil de signification utilisé est 0.01 (1%). En dessous de ce seuil, l'hypothèse nulle est rejetée et une tendance est alors détectée de manière significative. Le test de Mann-Kendall (MK) a été abondamment utilisé afin de détecter des tendances significatives dans les variables climatiques et environnementales (Liang et al., 2013; Karabulut et al., 2008; Gocic and Trajkovic, 2013; Duhan and Pandey, 2013; Alcaraz-Segura et al., 2010). Deux raisons expliquent cette utilisation très répandue. Tout d'abord, il ne nécessite aucune hypothèse de distribution sur les variables. Aussi le test de MK est plus efficace que les tests paramétriques, notamment sur les séries de données non gaussiennes.

Quand une tendance est détectée comme significative, le test de Sen (1968) (Sen's slope) permet de quantifier l'amplitude de la tendance. Le test de Sen est un test statistique non paramétrique et une alternative à la régression linéaire paramétrique, plus robuste vis-à-vis des valeurs aberrantes.

2.2.2. Test statistique de rupture de tendances

Le test de MK est basé sur une hypothèse de tendance monotone. Toutefois une rupture dans la série temporelle ne diminue pas la pertinence de ce test, contrairement par exemple au test de Pettitt (Lemaître, 2002). Ainsi il ne permet pas de distinguer les changements progressifs des changements soudains. Pour cette raison, un second test a été appliqué afin de détecter les ruptures et de distinguer ces deux types de changement.

Dans cette étude, la méthode de Zeileis a été utilisée pour identifier une ou plusieurs ruptures dans les séries temporelles (Zeileis et al., 2003). Différentes méthodes ont été proposées dans la bibliographie afin de tester des changements de structure dans les séries. La plupart de ces méthodes considèrent, soit qu'il n'y a qu'une unique rupture dans la série, soit que la date et le type de changements sont connus. A contrario, Zeileis et al. (2003) ont développé une méthode

s'appuyant sur une combinaison de différents tests statistiques qui permet de tester la présence d'un nombre inconnu de ruptures et de les dater. Plus de détails sont fournis sur cet algorithme dans la publication de Bai et Perron (2003).

Le modèle de Zeileis teste l'hypothèse nulle (H_0) suivante : « les coefficients de régression restent stables dans le temps ». Les coefficients de régression sont estimés de manière récurrente sur une fenêtre temporelle glissante de largeur constante (h jours) et sont comparés aux coefficients de régression obtenus à partir de toute la série temporelle (Zeileis et al., 2003). La méthode de Zeileis permet généralement d'obtenir les informations suivantes: le nombre de ruptures et leur position respective dans la série temporelle. Ainsi, cette méthode nous permet de différencier les zones de couvert stable (nombre de ruptures = 0) des zones présentant des ruptures.

2.2.3. Calcul du forçage radiatif

Le forçage radiatif (RF pour « radiative forcing » en anglais) est défini comme la différence entre la quantité d'énergie arrivant sur la Terre et la quantité d'énergie renvoyée vers l'espace. Un forçage radiatif positif tend à réchauffer le système climatique, tandis qu'un forçage radiatif négatif tend à le refroidir. Différentes études basées sur le changement de RF ont analysé le lien qu'il pouvait exister entre les changements d'albédo de surface et le changement climatique. Muñoz et al. (2010) se sont appuyés sur les études de Ramaswamy et al. (2001) et Lenton et Vaughan (2009) afin de définir le forçage radiatif de la manière suivante (Eq. II-1) :

$$RF_{TOA} = -R_s * \frac{R_s}{R_{toa}} * \Delta\alpha \quad \text{Eq. II-1}$$

où, RF_{TOA} est le forçage radiatif (RF en W.m^{-2}) en haut de l'atmosphère (TOA pour « top of atmosphere » en anglais), R_{toa} est le rayonnement solaire incident en haut de l'atmosphère et R_s est le rayonnement solaire descendant à la surface de la Terre. Le rapport entre R_s et R_{toa} estime le facteur de transmittance atmosphérique ascendante (T_a). On fait l'hypothèse que les transmittances descendantes et ascendantes sont égales, c'est-à-dire que la même atmosphère est traversée dans les deux sens. Dans cette équation, $\Delta\alpha$ représente le changement d'albédo total dans les courtes longueurs d'onde (albédo SW).

Les tendances en albédo n'affectant pas la totalité de la zone d'étude (France métropolitaine), le forçage radiatif a été pondéré par rapport à la surface de la France :

$$RF_r = RF_{TOA} * \frac{A_{affectee}}{A_{France}} \quad \text{Eq. II-2}$$

où, RF_r est le forçage radiatif relatif (en W.m^{-2}), RF_{TOA} est le forçage radiatif (RF en W.m^{-2}) en haut de

l'atmosphère (TOA) décrit dans l'*Eq. II-1*, $A_{affectee}$ la surface affectée par des tendances en albédo et A_{France} la surface terrestre de la zone étudiée.

2.2.4. Données

Différents types de données satellitaires ont été utilisés pour mettre en œuvre la stratégie méthodologique. Dans ce Chapitre II, seules les données nécessaires à la mise en place des outils méthodologiques sont présentées. Les données pour la validation des résultats seront présentées dans les chapitres de résultats en question.

a) Données d'albédo de surface

Tout d'abord des données d'albédo. Les données d'albédo utilisées couvrent plusieurs domaines spectraux et plusieurs conditions d'illumination. En effet comme nous l'avons vu dans le Chapitre I, un grand nombre de modèles LSM ou/et de modèles GCM font la distinction entre deux domaines spectraux, le domaine du visible (VIS) dans lequel la végétation va être fortement active et le domaine de l'infra-rouge proche (NIR). Ces deux domaines assemblés vont permettre d'accéder à la très grande majorité du domaine des courtes longueurs d'onde (SW pour « shortwave » en anglais). Le domaine SW est le domaine dans lequel le rayonnement solaire est actif. Ainsi lors de l'estimation du forçage radiatif, le domaine SW dans son ensemble doit être pris en compte. Comme nous l'avons vu dans le Chapitre I, dans un environnement naturel les conditions d'illumination sont un mélange de rayonnement diffus et de rayonnement direct. Ainsi dans cette étude les deux conditions extrêmes théoriques d'illumination, totalement diffus (« white-sky ») et totalement direct (« black-sky »), sont utilisées, la vérité se trouvant entre ces deux conditions.

Ainsi les données utilisées sont les estimations satellitaires des albédos de surface « black-sky » (BSA pour « black-sky albedo » en anglais), au midi solaire local (12:00), et « white-sky » (WSA pour « white-sky albedo » en anglais) dans les bandes larges du domaine visible (VIS pour « visible » en anglais) [0.3-0.7 μm], du domaine proche infrarouge (NIR pour « near infrared » en anglais) [0.7-5.0 μm] et du spectre solaire réfléchi (SW pour « shortwave » en anglais) [0.3-5.0 μm]. Les produits ont été téléchargés depuis le serveur ftp de l'université de Boston: [UMass Boston ftp server \(ftp://rsftp.eeos.umb.edu/data02/Gapfilled/\)](http://rsftp.eeos.umb.edu/data02/Gapfilled/), accès le 01/12/2014). Les données d'albédo de surface utilisées sont des estimations issues des capteurs MODIS Terra et Aqua. La collection de données utilisées (MCD43GF) est fournie décontaminée de la présence de neige et interpolée temporellement et spatialement en cas de présence nuageuse persistante (Sun, 2014). Le pas de temps utilisé est de 8 jours et la résolution spatiale est de 1/120 degré (soit environ 1 km). Les données ont été sélectionnées sur la période d'étude maximale fournie par les capteurs : 2001-2013. Les produits

albédos de surface sont fournis avec un indice de qualité donnant une information qualitative sur la confiance de l'estimation. Outre la mise en place de la méthodologie du Chapitre III, ces données d'albédos de surfaces MODIS seront utilisées dans l'ensemble du manuscrit.

b) Données biophysiques

Deux types de données biophysiques permettant de caractériser la végétation ont été utilisés pour la mise en place de la méthodologie du Chapitre III : la surface de feuilles par surface au sol (Leaf Area Index ; LAI) et la fraction de végétation verte sur le pixel (Fraction de COVER de végétation verte ; FCOVER). Les estimations satellitaires de ces deux propriétés biophysiques sont le produit GEOV1 de Copernicus Global Land et proviennent d'observations du capteur SPOT-VEGETATION (Camacho et al., 2013). Les estimations sont fournies tous les 10 jours à une résolution spatiale de 1/112 degré (<http://land.copernicus.eu/global/>, accès le 01/12/2014). Les données ont été téléchargées pour la même période d'étude que l'albédo de surface, à savoir sur la période 2001-2013. Le LAI GEOV1 est construit par un réseau de neurones dont l'apprentissage repose sur la fusion des produits LAI MODIS/Terra collection 5 (Myneni et al., 2002) et CYCLOPES V3.1 (Baret et al., 2007). Un poids est assigné à chacun des deux produits lors de l'apprentissage. Garrigues et al. (2008) et Weiss et al. (2007) ont montré que le produit LAI CYCLOPES avait tendance à saturer pour des valeurs de LAI supérieures ou égales à 4. Ainsi, dans le produit GEOV1, à partir d'un LAI supérieur à 2, plus de la moitié du poids est donnée au LAI MODIS et à partir d'un LAI supérieur à 4 la totalité du poids est donnée au LAI MODIS (Baret et al., 2013). Le FCOVER GEOV1 est construit par observation de la végétation verte au nadir. Le FCOVER est indépendant des conditions d'éclairement mais est sensible à la quantité de végétation (Baret et al., 2013). Le FCOVER et le LAI ne sont donc pas indépendants l'un de l'autre, mais la relation entre ces deux variables n'est pas linéaire, notamment pour des quantités moyennes à fortes de végétation. La Figure II-2 met en évidence la relation qui existe entre le FCOVER GEOV1 et le LAI GEOV1 en France métropolitaine.

Ces produits ont été utilisés plutôt que les produits réalisés à partir de capteur MODIS car Li et al. (2015) ont montré dans leur étude d'inter-comparaison que les produits GEOV1 étaient de meilleure qualité. Outre la mise en place de la méthodologie du Chapitre III, ces données de FCOVER et de LAI seront utilisées dans l'ensemble du manuscrit.

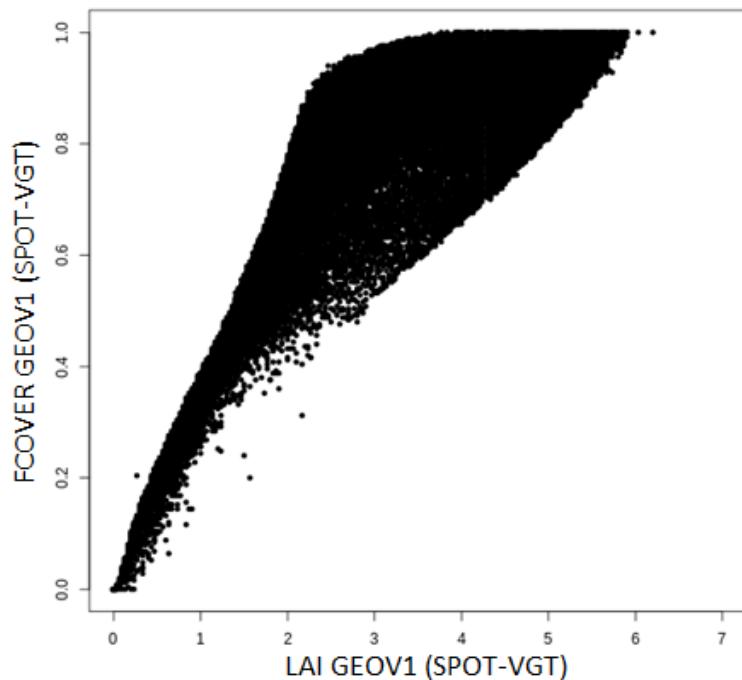


Figure II-2 : Relation entre le FCOVER GEOV1 (SPOT-VGT) et le LAI GEOV1 (SPOT-VGT) sur la France métropolitaine au cours de l'été 2007 (24 juillet 2007).

c) Données atmosphériques

Afin de calculer le forçage radiatif, les produits ERA-Interim ont été utilisés. Le produit ERA-Interim propose une ré-analyse depuis 1979 de produits atmosphériques à échelle globale produite par le Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT, ou « ECMWF » en anglais) (Berrisford et al., 2011(a) ; Dee et al., 2011). La ré-analyse est construite sur 60 niveaux verticaux à partir d'une assimilation de données 4D-Var (variation à quatre dimensions) sur une fenêtre de 12 heures (Mooney et al., 2011; Simmons et al., 2010). ERA-Interim met à disposition une vaste gamme de produits permettant de décrire les conditions météorologiques, océaniques et terrestres (Dee et al., 2011). Le projet ERA-Interim (1979-présent) succède à la ré-analyse ERA-40 de 45 ans (1957-2002). ERA-Interim a été évalué comme étant globalement de meilleure qualité par rapport à ERA-40 (Dee et al., 2011). Cependant, une erreur de programmation non résolue a introduit un biais positif sur le rayonnement solaire incident en haut de l'atmosphère (TOA, pour Top Of Atmosphere en anglais) d'environ 2 W.m^{-2} (Berrisford et al., 2011(b); Dee et al., 2011). Les données ERA-Interim ont une résolution spatiale régulière de 0.75° (<http://www.apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/>, accès 01/12/2015) et sont directement extrapolées dans cette étude à 1 km de résolution. Le rayonnement solaire incident TOA (en J.m^{-2}) et le rayonnement solaire descendant à la surface (en J.m^{-2}) accumulés sur 12 heures, à 0000 UTC et à 1200 UTC, ont été cumulés afin de calculer la quantité journalière de rayonnement

solaire incident TOA (R_{toa}) et la quantité journalière de rayonnement solaire descendant à la surface (R_s). Ces quantités de rayonnement ont été utilisées afin d'évaluer l'impact radiatif des changements dans les couverts forestiers, voir Section 2.2.3. De plus elles seront également utilisées dans le Chapitre V, voir Section 3.4 du Chapitre V.

d) Produits d'occupation du sol

Des cartes de classification des types de couvert ont été utilisées pour la détection des forêts présentant un cycle annuel caractéristique de l'albédo de surface. Ces cartes ont été produites dans le cadre du programme « Land Cover » de l'initiative Changement Climatique (CCI en anglais) piloté par l'agence spatiale européenne (ESA) (www.esa-landcover-cci.org, accès le 01/06/2015). Le produit cartographique offre une résolution spatiale de 300m, comprend 36 types de surface et est réactualisé tous les 5 ans (2000, 2005 et 2010). Chacune des cartes ESA-CCI couvre une période de 5 ans ; 1998–2002, 2003–2007 et 2008–2012, respectivement, pour les cartes 2000, 2005 et 2010. Elles sont produites à partir de données de l'instrument satellitaire MERIS (« Medium Resolution Imaging Spectrometer » en anglais) qui offre une observation multi-spectrale (15 bandes de 0.39 à 1.04μm) de la surface de la Terre avec une résolution de 300m depuis 2002. Ces données à 300m de résolution spatiale ont été ré-échantillonnées à la résolution spatiale des produits d'albédo, à savoir 1/120 degré, et les 36 couverts du produit ESA-CCI ont été agrégés en 8 classes de végétation (Tableau II-1). Les 8 grands types de végétation sont inspirés des grandes catégories de classification des écosystèmes (Land Ecosystem Classification Product) développées par l'IGBP (International Geosphere-Biosphere Programme) qui sont présentes sur la zone d'étude.

Tableau II-1 : Tableau de correspondance entre la carte ESA-CCI formée de 36 classes et la carte agrégée formée de 8 classes utilisées dans cette étude. La dernière colonne de droite indique le taux d'occupation des surfaces de chacune des 8 classes.

| Nouvelles valeurs | Nouvelles classes | Valeurs des classes du produit ESA-CCI «land cover» | Surface (%) |
|-------------------|----------------------|---|-------------|
| 1 | Cultures | 10, 20, 30 | 44.2 |
| 2 | Herbacée/prairie | 11, 110, 130, 140, 153 | 18.9 |
| 3 | Végétation arbustive | 12, 40, 100, 120, 121, 122, 150, 152 | 5.5 |
| 4 | Arborée - Feuillus | 50, 60, 61, 62 | 14.2 |
| 5 | Arborée – Conifères | 70, 71, 72, 80, 81, 82 | 6.6 |
| 6 | Arborée –Mixte | 90 | 2.6 |
| 7 | Végétation irriguée | 160, 170, 180 | 0.3 |
| 8 | Sans végétation | 190, 200, 201, 202, 210, 220 | 7.7 |

3. Estimation séparée de l'albédo du sol et de la végétation

Comme nous l'avons dans le Chapitre I, l'albédo du sol et l'albédo de la végétation sont à la base des représentations de l'albédo de surface dans les LSM, même les plus simples. Ils influencent tous deux l'albédo de surface avec une fréquence temporelle différente. Cependant, alors que ces deux variables sont indispensables à l'estimation de l'albédo de surface dans les modèles LSM, il n'existe pas aujourd'hui de produit satellitaire fournissant des valeurs dynamiques et réalistes de ces deux albédos avec un pas de temps régulier. Afin d'estimer les albédos du sol et de la végétation dans les LSM, la communauté scientifique utilise actuellement différentes méthodes. Plusieurs d'entre elles permettent d'estimer les albédos de la végétation et du sol, utilisés par les LSM et les GCM, à partir de données satellitaires d'albédo de surface agrégées.

3.1. Séparation de l'albédo de surface : état de l'art

Rechid et al. (2008), de l'institut Max-Planck pour la météorologie (Allemagne), ont proposé une méthodologie permettant, à partir de produits satellitaires d'albédo de surface, de séparer l'albédo de la végétation de l'albédo du sol. Les travaux de Rechid et al. (2008) ont permis de construire une carte à l'échelle globale des albédos du sol et de la végétation. Cette méthode a, initialement, été construite pour les modèles climatiques ECHAM5 (« European Center Hamburg Model » en anglais ; Roeckner et al., 2003) et REMO (« Regional Model » en anglais ; Jacob et al., 2001). Dans la publication de Rechid et al. (2008), la méthode utilisait différents produits MODIS pour la période 2001-2004 : l'albédo et le FAPAR. Ces différents produits ont été reprojetés sur une grille régulière de 0.5° et un albédo du sol a été obtenu par régression linéaire aux valeurs de FAPAR nulles, pour chaque point de grille. L'albédo de la végétation a été ensuite déduit d'une relation donnée par l'Eq. II-3.

$$a = a_{sol} \cdot (1 - fapar) + a_{canopée} \cdot fapar \quad \text{Eq. II-3}$$

où, a l'albédo de surface, a_{sol} l'albédo du sol, $a_{canopée}$ l'albédo de la végétation et $fapar$ la fraction de rayonnement absorbée dans le domaine du PAR par la végétation.

En 2009, Houldcroft et al., du Royaume-Uni, utilisaient les données d'albédo satellitaire de surface disponibles afin de mettre à jour les albédos du sol et de la végétation utilisés dans le LSM JULES (« Joint U.K. Land Environment Simulator » en anglais ; Clark et al., 2011 ; Best et al., 2011) du modèle climatique HadGEM (« Hadley Centre Global Environmental Model » en anglais ; Johns et al., 2006). La méthode utilisée à cet effet est une méthode très semblable à la méthode de Rechid et al.

(2008), exception faite que l'indice NDVI (« Normalized Difference Vegetation Index » en anglais) est utilisé à la place du FAPAR. La méthode Rechid et al. (2008), également employée par Houldcroft et al., a permis d'obtenir des cartes d'albédo climatologique (une valeur moyenne) du sol et de la végétation. Ainsi, pour chaque pixel, une valeur d'albédo du sol et de la végétation est obtenue. Ces méthodes de séparation de l'albédo du sol et de la végétation fournissent des produits variant dans l'espace mais pas dans le temps.

Afin d'obtenir des albédos désagrégés dynamiques, Carrer et al. (2014) ont proposé une méthode qui permet de séparer les contributions du sol et de la végétation à l'albédo de surface à partir de produits satellitaires. A cet effet, la méthode s'appuie sur un filtre de Kalman à la place d'une régression linéaire simple. Le filtre de Kalman est un ensemble d'équations mathématiques qui permettent une estimation optimale de la valeur, à un instant t , d'une variable dynamique dans le temps à partir des valeurs observées (incomplètes ou bruitées) et des valeurs estimées au pas de temps précédent. Grâce à un processus de rétrocontrôle, les valeurs prédites à chaque pas de temps en fonction des estimations faites au pas de temps précédent sont réajustées à l'aide de nouvelles valeurs observées avec un bruit (Casasola et al., 2010). L'un des points forts du filtre de Kalman est qu'il est capable d'évaluer l'erreur faite lors d'une estimation à un pas de temps t pour en tenir compte lors de l'estimation à $t+1$. Ainsi, le filtre de Kalman va être capable de prendre en compte les erreurs liées aux nouvelles observations et aux estimations au pas de temps précédent, ce qui le rend moins sensible au bruit. La méthode utilisée par Rechid et al. (2008) (régression linéaire) nécessitait de connaître tous les couples de valeurs albédo de surface/FAPAR pour estimer un albédo du sol climatologique et en déduire ensuite l'albédo de la végétation à partir du système linéaire décrit dans l'Eq. II-3. Le filtre de Kalman permet quant à lui d'estimer l'albédo du sol et de la végétation de manière concomitante à chaque nouvelle observation fournie par les produits satellitaires. Contrairement au modèle utilisé par Rechid et al. (2008), voir Eq. II-3, le système linéaire employé par Carrer et al. (2014) est inspiré du modèle LSM ISBA (Noilhan et Planton, 1989), voir Eq. II-4, et s'appuie donc sur la fraction du paysage couverte par de la végétation (FCOVER).

$$a = a_{sol} \cdot (1 - fcover) + a_{végétation} \cdot fcover \quad \text{Eq. II-4}$$

Ainsi, la méthode de Carrer et al. (2014) a permis de fournir des estimations à la fois dynamiques dans l'espace et dans le temps. Toutefois, une faiblesse de l'algorithme développé par Carrer et al. (2014) est qu'il s'appuie en partie sur des données de FCOVER qui sont des climatologies statiques issues de la base de données ECOCLIMAP (Masson et al., 2003 ; Faroux et al., 2013). Or, le FCOVER de la forêt connaît un cycle saisonnier avec une variabilité inter et intra-annuelle. Une erreur dans le FCOVER va induire une erreur dans la répartition de l'albédo de surface entre albédo de la

végétation et albédo du sol, et ne permettra donc pas une estimation réaliste de ces derniers. Afin de pouvoir développer, par la suite un modèle prédictif de l'albédo de surface, il est important de pouvoir estimer, de manière dynamique et réaliste, l'évolution de chacune des variables pilotant cet albédo.

Durant cette thèse j'ai donc développé un nouvel algorithme permettant de désagréger les produits satellitaires d'albédo. Pour cela, je me suis appuyée sur la méthode de Carrer et al. (2014) que j'ai cherché à améliorer. À la différence des méthodes existantes aujourd'hui dans la communauté scientifique, la méthode construite durant cette thèse prend en compte les évolutions inter- et intra-annuelles de la fraction de végétation avec un pas de temps régulier afin d'obtenir des contributions individuelles de la végétation et du sol à l'albédo de surface qui soient dynamiques et réalistes.

3.2. Nouvelle méthode de désagrégation

La méthode de séparation de l'albédo de surface développée durant cette thèse est fondée sur un double filtre de Kalman imbriqué (DNKF). Le filtre de Kalman est un algorithme récursif qui permet d'estimer une variable d'état (X_i) d'un système linéaire à chaque pas de temps (i). Pour cela, il s'appuie sur l'estimation faite au pas de temps précédent (X_{i-1}) et sur une nouvelle observation (Y_i) (Samain et al., 2008). La variable d'état (X_i) est construite sous la forme d'un vecteur de la manière suivante :

$$X_i = X_{i-1} + [K_i(Y_i - (HX_{i-1}))] \quad \text{Eq. II-5}$$

où, X_i est la variable d'état estimée au pas de temps i, X_{i-1} est la variable d'état estimée au pas de temps i-1, Y_i est le vecteur d'observation au pas i, H l'opérateur d'observation et K_i le gain de Kalman.

Le vecteur d'état (X_i) est lié à une matrice de covariance d'erreur (A_i) qui représente l'incertitude dans la construction de X_i :

$$A_i = [I - (K_i H)]A_{i-1} \quad \text{Eq. II-6}$$

où, A_i et A_{i-1} sont les matrices de covariance, respectivement, au pas de temps i et i-1, I la matrice d'identité et H l'opérateur d'observation. Enfin K_i est appelé gain de Kalman et est obtenu de la manière suivante:

$$K_i = A_{i-1}(H^T[(H(A_{i-1}H^T)) + R_i]^{-1}) \quad \text{Eq. II-7}$$

où, R_i est l'erreur d'observation au pas de temps i. La structure des matrices H, Y_i , A_{i-1} et R_i dépend de la structure du vecteur d'estimation (X_{i-1}) au pas de temps i-1.

De manière plus concrète, tout filtre de Kalman s'appuie sur un modèle. Dans le cas d'un système linéaire théorique décrit dans l'Eq. II-8, le filtre de Kalman permettant d'estimer la variable d'état se construit comme montré dans la Figure II-3. Dans ce travail, le modèle considéré est constitué des équations d'agrégation utilisées dans ECOCLIMAP. Dans ce contexte VAR représente, respectivement le FCOVER et l'albédo pour le filtre de Kalman n°1 (Section 3.2.1) et le filtre de Kalman n°2 (Section 3.2.2).

$$VAR_i^{TOT} = \sum_{t=1}^n b(t) \cdot VAR_i(t) \quad \text{Eq. II-8}$$

où, i le pas de temps, n le nombre de valeur à estimer dans le système, et TOT la variable agrégée (« totale »).

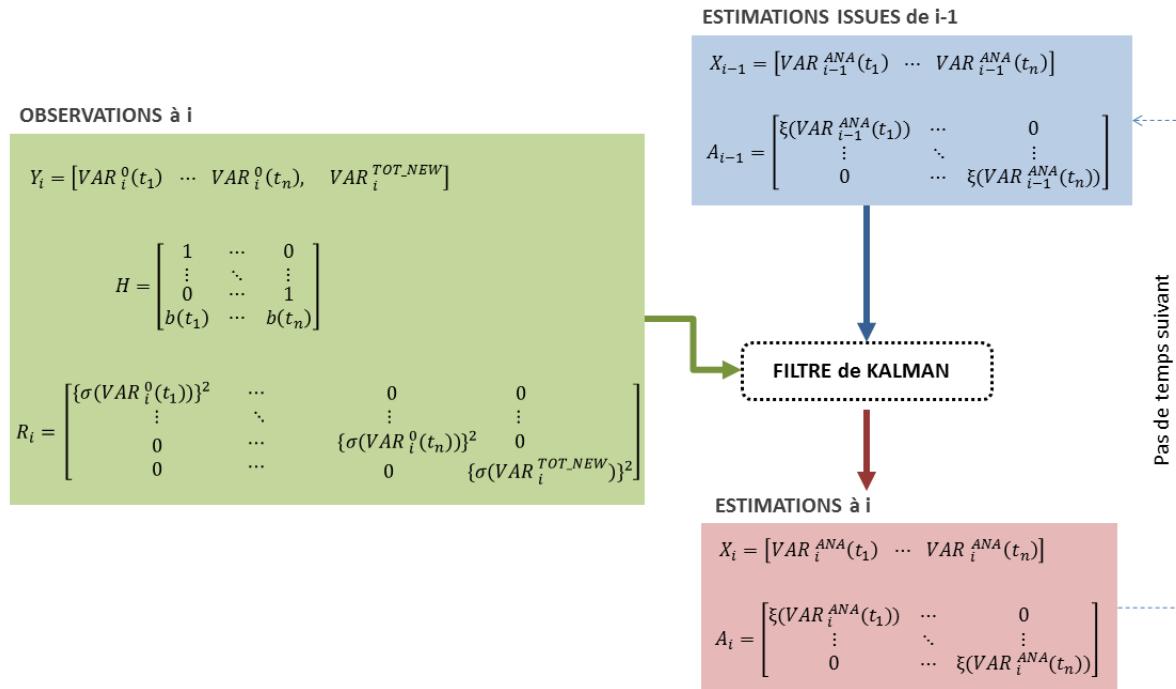


Figure II-3 : Filtre de Kalman, au pas de temps i pour un système linéaire théorique défini par l'Eq. II-8. En vert sont indiquées les matrices regroupant les données observées au pas de temps i, nécessaires à la construction du filtre de Kalman. En bleu sont représentées les données issues de l'estimation au pas de temps précédent (i-1). Finalement en rouge sont indiquées les sorties du filtre, les nouvelles estimations, au pas de temps i.

Plusieurs données sont nécessaires au filtre de Kalman à chaque pas de temps pour pouvoir estimer le vecteur d'état (X_i) et sa matrice de covariance d'erreur (A_i). Tout d'abord les matrices issues de l'estimation au pas de temps précédent ($i-1$). La structure des matrices va dépendre de la structure du vecteur d'estimation (X_{i-1}), lui-même dépendant du système (Eq. II-8). Ainsi, le vecteur X_{i-1} sera constitué des n valeurs du système ($VAR_{i-1}(t)$), estimées à $i-1$. Le vecteur X_{i-1} est accompagné d'une matrice de covariance (A_{i-1}) estimant l'erreur (ξ) faite lors dans l'estimation de X_{i-1} . Dans le filtre de Kalman afin d'estimer le vecteur d'état (X_i), au pas de temps i , de nouvelles valeurs observées, avec une erreur, sont également utilisées afin d'avoir une estimation au plus juste. Le vecteur d'observation (Y_i) contient ces observations. Deux types d'observations sont renseignés. Les conditions initiales et la nouvelle valeur observée fournie par le capteur. Les conditions initiales du vecteur d'état ($VAR_i^0(t)$) sont les valeurs a priori que l'on connaît des variables au pas de temps i . La nouvelle valeur observée est une mesure fournie par le capteur au pas de temps i . Dans cette thèse les conditions initiales seront fournies par les valeurs climatologiques aujourd'hui utilisées à Météo-France issues de la base de données ECOCLIMAP (voir Section 3.3) tandis que les nouvelles valeurs observées seront fournies par des produits satellitaires. En plus de ce vecteur d'observation (Y_i), deux autres matrices sont nécessaires à l'exécution du filtre. Tout d'abord, la matrice des erreurs d'observation (R_i) qui contient notamment l'erreur associée à la nouvelle observation par le capteur mais également l'erreur avec laquelle on va considérer les conditions initiales. Puis l'opérateur d'observation (H). Il contient les coefficients associés à chaque variable à estimer ($b(t)$).

Ci-dessus, le filtre de Kalman a été présenté dans sa structure la plus simple. C'est-à-dire que les variables à estimer, au pas de temps i , étaient les n valeurs du système ($VAR_i(t)$), voir Eq. II-8. Dans notre cas $b(t)$ est également une variable dépendante du temps à estimer. En effet comme nous l'avons vu dans la section précédente, a_{sol} et $a_{végétation}$ sont des variables dépendantes du temps à estimer mais $fcover$, et donc $(1 - fcover)$, également (voir Eq. II-4).

Dans cette étude deux filtres de Kalman imbriqués ont ainsi été utilisés pour pouvoir séparer l'albédo de surface en deux albédos : l'albédo de la végétation et l'albédo du sol nu. Le premier filtre de Kalman est utilisé afin d'estimer la fraction de végétation (FCOVER) du paysage et chaque type de couvert. Le second filtre de Kalman permet quant à lui d'estimer la valeur de l'albédo de la végétation et du sol nu, comme précédemment proposé dans Carrer et al. (2014). Les deux sections suivantes décrivent ces deux filtres ainsi que la manière dont ils s'imbriquent pour former un DNKF. La description du DNKF s'appuie sur la Figure II-4 qui décrit l'organisation du DNKF permettant de réaliser la désagrégation de l'albédo de surface.

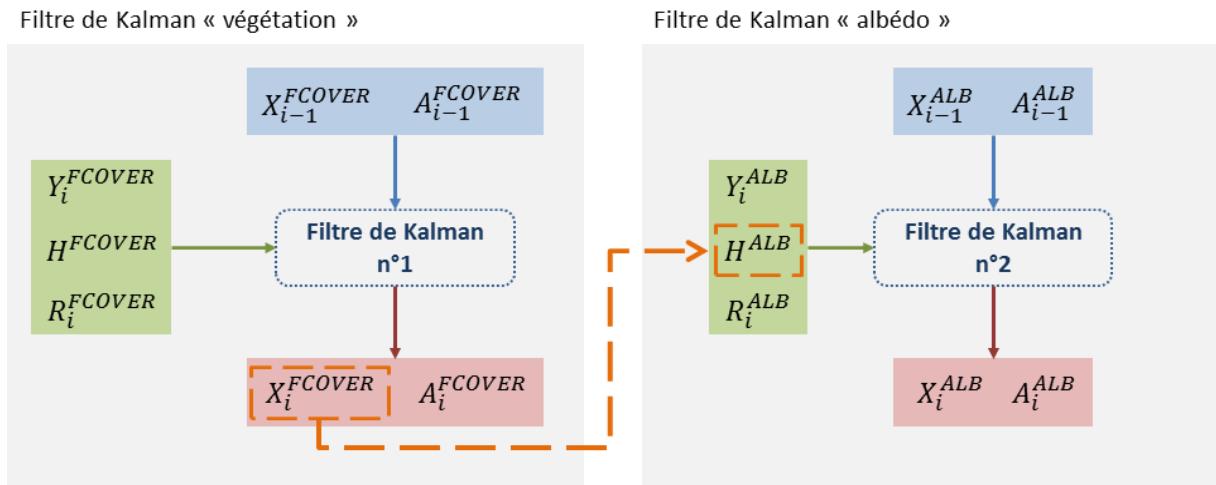


Figure II-4 : Schéma d'organisation du DNKF décrivant l'imbrication des deux filtres de Kalman.

3.2.1. Le filtre de Kalman « végétation »

Le premier filtre de Kalman, également appelé filtre de Kalman « végétation » dans cette étude, est utilisé afin d'estimer la fraction de végétation réelle analysée ($FCOVER^{ANA}$) du paysage et de chacun des types de couvert qui le constituent. Le terme analysé (ANA) fait référence au produit issu de l'analyse par le filtre de Kalman. Comme nous l'avons vu dans la Section 3.1, un FCOVER climatologique statique, ne possédant aucune variation inter ou intra-annuelle, ne permet pas de suivre de manière réaliste les dynamiques dans le paysage. Afin de prendre en compte les évolutions inter- et intra-annuelles de la fraction de végétation avec un pas de temps régulier un produit FCOVER satellitaire a été utilisé. Le produit FCOVER satellitaire ($FCOVER^{SAT}$), le terme « satellitaire » étant représenté par l'acronyme « SAT » dans les équations, peut contenir des trous dans la série temporelle, principalement dus à la présence de nuages. Ainsi, le produit FCOVER satellitaire ne peut être utilisé tel quel dans le filtre de Kalman « albédo ». Le filtre de Kalman « végétation » permet d'obtenir un produit analysé ($FCOVER^{ANA}$) avec une série temporelle complète sur la période d'étude. Cette section décrit la manière dont est construit le premier filtre de Kalman et les données qui lui sont nécessaires, voir étape « filtre de Kalman végétation » de la Figure II-4.

Tout filtre de Kalman s'appuie sur un modèle. Dans notre étude le modèle ECOCLIMAP utilisé dans le LSM ISBA a été utilisé. Le modèle ISBA, comme un grand nombre de modèles LSM (voir Chapitre I), utilise une approche classique de division du paysage pour chaque point de grille du LSM, en types de végétation (PFTs, « Plant Functional Types »). Pour cela ISBA s'appuie sur la base de données ECOCLIMAP (voir Section 3.3). Ainsi, la fraction totale de paysage recouverte par de la végétation est définie par l'Eq. II-9.

$$FCOVER = \sum_{t=1}^n (FracTile(t) * FCOVER(t)) \quad \text{Eq. II-9}$$

où, $FCOVER$ est la fraction totale de paysage recouverte par de la végétation, $FCOVER(t)$ la fraction du PFT t recouverte par de la végétation et $FracTile(t)$ la fraction de présence du PFT t dans le paysage.

Comme nous l'avons vu dans la section précédente, la structure du vecteur estimé au pas de temps $i-1$ (X_{i-1}) conditionne la structure des matrices H, Y_i, A_{i-1} et R_i au pas de temps i . Cette étude s'appuie sur les PFTs existant dans la base ECOCLIMAP, la version 12 PFTs a été utilisée, voir Section 3.3. Par conséquent le vecteur X_{i-1}^{FCOVER} a été construit de manière à pouvoir suivre l'évolution du FCOVER pour chacun de ces 12 PFT, le FCOVER du paysage pouvant facilement être reconstruit à partir de ces PFTs. Concernant la construction du vecteur d'observation (Y_i). Les conditions initiales au pas de temps i sont les données issues de la base de données ECOCLIMAP, qui sont actuellement les données utilisées dans le modèle ISBA, et les nouvelles observations du FCOVER sont fournies par les données satellitaires décennales (reprojetées à 8 jours) issues du service européen Copernicus Global Land (Voir Section 2.2.4.).

$$X_{i-1}^{FCOVER} = [FCOVER_{i-1}^{ANA}(t02) \dots FCOVER_{i-1}^{ANA}(t12)] \quad \text{Eq. II-10}$$

où, $FCOVER_{i-1}^{ANA}(t02)$ est la fraction de végétation estimée pour le PFT 2 et $FCOVER_{i-1}^{ANA}(t12)$ est la fraction de végétation estimée pour le PFT 12, au pas de temps $i-1$. X_{i-1}^{FCOVER} est le vecteur de la fraction de végétation estimée au pas de temps $i-1$, il a une dimension de 11. La PFT 1 n'est pas prise en compte dans l'élaboration du vecteur car il cherche à représenter le sol nu.

La dimension du vecteur X_{i-1} estimé au pas de temps précédent étant définie, la structure des matrices H, Y_i, A_{i-1} et R_i en résulte :

$$Y_i^{FCOVER} = [FCOVER_i^{ECO}(t02) \dots FCOVER_i^{ECO}(t12), FCOVER_i^{SAT}] \quad \text{Eq. II-11}$$

$$H^{FCOVER} = \begin{bmatrix} 1 & \dots & 0 \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & \dots & 1 \\ FracTile(t02) & \dots & FracTile(t12) \end{bmatrix} \quad \text{Eq. II-12}$$

$$R_i^{FCOVER} = \begin{bmatrix} 1 & \cdots & 0 & 0 \\ \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ 0 & \cdots & 1 & 0 \\ 0 & \cdots & 0 & (\sigma_i^{SAT})^2 \end{bmatrix} \quad \text{Eq. II-13}$$

$$A_{i-1}^{FCOVER} = \begin{bmatrix} \beta(t2)(\sigma_{i-1}^{ANA}(t02)) & \cdots & 0 \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & \cdots & \beta(t12)(\sigma_{i-1}^{ANA}(t12)) \end{bmatrix} \quad \text{Eq. II-14}$$

où, $FCOVER_i^{ECO}(t)$ est la fraction de végétation climatologique du PFT t au pas de temps i issu de la base de donnée ECOCLIMAP, $FCOVER_i^{SAT}$ est le FCOVER satellitaire au pas de temps i , $FracTile(t)$ la fraction de présence du PFT t dans le paysage, σ_i^{SAT} l'incertitude liée au produit satellitaire FCOVER, et $\sigma_{i-1}^{ANA}(t)$ l'incertitude liée à l'analyse du FCOVER au pas de temps $i-1$ pour le PFT t . Enfin, $\beta(t)$ est une fonction de durée, dépendant de la fraction de présence du PFT t dans le paysage, qui s'exprime de la manière suivante :

$$\beta(t) = 2^{2\delta}[1 + FracTile(t)] \quad \text{avec} \quad \delta = \delta_t / \delta_{tc}. \quad \text{Eq. II-15}$$

où, $FracTile(t)$ est la fraction de présence du PFT t dans le paysage, δ un paramètre d'inflation temporelle défini comme le rapport de δ_t / δ_{tc} . δ_t est arbitrairement choisi égal à 8 jours (résolution du produit satellitaire après reprojection) et δ_{tc} un paramètre définissant le nombre de jours pendant lesquels une erreur aura un impact sur les analyses suivantes (soit une durée en nombre de jours), ici fixé à 30. Au travers du paramètre δ , une valeur de FCOVER analysée va influencer les valeurs de FCOVER sur les 30 jours suivants, avec une influence dégressive, et ainsi limiter les variations brutales du produit analysé.

3.2.2. Le filtre de Kalman « albédo »

Le deuxième filtre de Kalman, également appelé filtre de Kalman « albédo » dans cette étude, est utilisé afin d'estimer l'albédo de la végétation et du sol à partir d'un produit satellitaire d'albédo de surface. Ce deuxième filtre de Kalman intègre le résultat de l'analyse du FCOVER par le premier filtre de Kalman ($FCOVER^{ANA}$), permettant ainsi la construction du DNKF (Figure II-4). Cette section décrit la manière dont est construit le deuxième filtre de Kalman et les données qui lui sont nécessaires, voir étape « filtre de Kalman albédo » de la Figure II-4.

Comme pour le filtre de Kalman « végétation » (voir Section 3.2.1), le modèle ISBA a ici été choisi pour construire le système. Dans ISBA, comme dans un grand nombre de modèles LSM (voir Chapitre I), l'albédo total de la surface est décrit comme un système linéaire influencé par l'albédo

du sol et l'albédo de la végétation, respectivement pondérés fraction de végétation dans le paysage, voir l'Eq. II-16.

$$\alpha_{tot} = FCOVER * \alpha_{veg} + (1 - FCOVER) * \alpha_{sol} \quad \text{Eq. II-16}$$

où, α_{tot} est l'albédo total de surface, α_{veg} l'albédo de la végétation dans le paysage et α_{sol} l'albédo du sol.

Comme nous l'avons vu dans la section précédente, la structure du vecteur estimé au pas de temps i-1 (X_{i-1}) conditionne la structure des matrices H, Y_i, A_{i-1} et R_i au pas de temps i. L'objectif de ce second filtre est d'estimer l'évolution de l'albédo de la végétation et du sol de manière séparée. Etant donné la structure du système (Eq. II-16), le vecteur X_{i-1}^{ALB} a été construit de la sorte :

$$X_{i-1}^{ALB} = [\alpha_{i-1}^{ANA}_{veg}, \alpha_{i-1}^{ANA}_{sol}] \quad \text{Eq. II-17}$$

où, $\alpha_{i-1}^{ANA}_{veg}$ est l'albédo de la végétation et $\alpha_{i-1}^{ANA}_{sol}$ est l'albédo du sol estimés au pas de temps i-1. X_{i-1}^{ALB} est le vecteur des albédos estimés au pas de temps i-1, il a une dimension de 2.

La dimension du vecteur X_{i-1} estimé au pas de temps précédent étant définie, la structure des matrices H, Y_i, A_{i-1} et R_i en résulte :

$$Y_i^{ALB} = [\alpha_{iveg}^{ECO}, \alpha_{isol}^{ECO}, \alpha_i^{SAT}] \quad \text{Eq. II-18}$$

$$H^{ALB} = \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \\ FCOVER & 1 - FCOVER \end{bmatrix} \quad \text{Eq. II-19}$$

$$R_i^{ALB} = \begin{bmatrix} (\sigma_{iveg}^{ECO})^2 & 0 & 0 \\ 0 & (\sigma_{isol}^{ECO})^2 & 0 \\ 0 & 0 & (\sigma_i^{SAT})^2 \end{bmatrix} \quad \text{Eq. II-20}$$

$$A_{i-1}^{ALB} = \begin{bmatrix} \beta_{i1}(\sigma_{i-1}^{ANA}_{veg}) & 0 \\ 0 & \beta_{i2}(\sigma_{i-1}^{ANA}_{sol}) \end{bmatrix} \quad \text{Eq. II-21}$$

où, α_{iveg}^{ECO} et α_{isol}^{ECO} sont les albédos de la végétation et du sol nu climatologiques statiques issus de la base de données ECOCLIMAP au pas de temps i (conditions initiales), α_i^{SAT} est l'albédo total de la surface satellitaire au pas de temps i (nouvelle observation) et $FCOVER$ la fraction de végétation du

paysage issue du premier filtre de Kalman ($FCOVER^{ANA}$). Les paramètres σ_{iveg}^{ECO} , σ_{isol}^{ECO} représentent l'incertitude liée aux valeurs d'albédo de la végétation et du sol climatologiques issus de ECOCLIMAP. σ_i^{SAT} est l'incertitude du produit albédo satellitaire. Ce paramètre σ_i^{SAT} est directement dérivé du produit de qualité associé au produit satellitaire d'albédo. Enfin, la matrice A_{i-1}^{ALB} se compose des incertitudes issues de l'analyse des albédos au pas de temps i-1, σ_{i-1veg}^{ANA} et σ_{i-1sol}^{ANA} , et de deux fonctions β_{i1} et β_{i2} . Ces deux fonctions dépendent de la fraction de végétation du paysage et s'écrivent comme suit :

$$\beta_{i1} = \delta_{veg} [1 - |\Delta(FCOVER_i - FCOVER_{i-1})|]^2 \quad \text{Eq. II-22}$$

$$\beta_{i2} = \delta_{sol} [1 + |\Delta(FCOVER_i - FCOVER_{i-1})|]^2 \quad \text{Eq. II-23}$$

où, $FCOVER_i$ et $FCOVER_{i-1}$ sont les fractions de végétation dans le paysage au pas de temps i et i-1, et δ_{veg} et δ_{sol} deux paramètres dépendant de la fraction de végétation définis comme suit :

$$\delta_{veg} = 2^{2/(1-FCOVER_i)} \quad \text{Eq. II-24}$$

$$\delta_{sol} = 2^{2/FCOVER_i} \quad \text{Eq. II-25}$$

Ces deux paramètres δ_{veg} et δ_{sol} ont été construits afin d'évoluer de manière inverse, voir Figure II-5. Ils vont permettre aux deux fonctions d'inflation β_{i1} et β_{i2} d'affecter une incertitude différente à l'estimation des albédos de la végétation et du sol selon le type de couvert et selon la saison. Ainsi, plus la fraction de végétation augmente plus l'incertitude liée à l'estimation des albédos désagrégés sera affectée à la végétation. Inversement, plus la fraction de végétation diminue plus l'incertitude liée à l'estimation des albédos sera affectée au sol. Ces deux paramètres sont issus de Carrer et al. (2014).

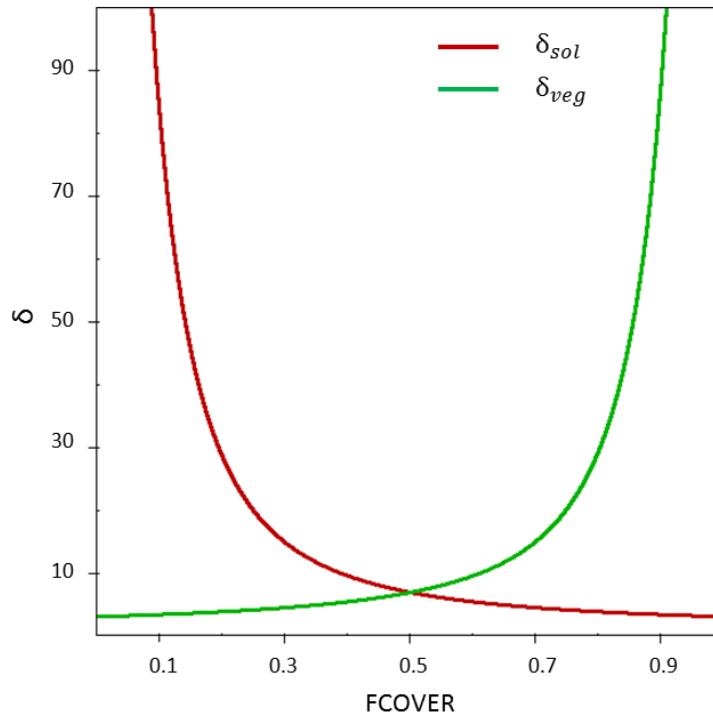


Figure II-5 : Evolution des paramètres δ_{veg} et δ_{sol} en fonction de la fraction de végétation au pas de temps i ($FCOVER_i$).

3.3. Outils pour la désagrégation : ECOCLIMAP

ECOCLIMAP est une base de données regroupant tous les écosystèmes mondiaux avec une résolution spatiale de $1/120^\circ$ (soit 1km). Cette base de données a été construite par le Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) (Masson et al., 2003 ; Faroux et al., 2013). En Europe, elle est le résultat d'un croisement de plusieurs sources de données: la base de données CORINE-2000 (Bossard et al., 2000), la base de données GLC-2000 (Bartholome et al., 2002) et les produits satellitaires SPOT-VGT. A l'échelle mondiale la base de données ECOCLIMAP compte plus de 520 types d'écosystèmes, à l'échelle de la France on dénombre 168 classes. Dans ECOCLIMAP, chaque écosystème, aussi dit classe, peut potentiellement se décomposer en 12 types de couverts (aussi dits tuiles) pondérés par leur fraction de présence (dite « FracTile ») comme indiqué par l'Eq. II-26 ci-dessous :

$$Ecosysteme = \sum_{t=1}^{12} FracTile(t) \quad \text{Eq. II-26}$$

où $FracTile(t)$ est la fraction de présence de la tuile t dans l'écosystème. Les 12 tuiles qui constituent l'écosystème sont les types de couverts suivants: sol nu, roche, neige/glace, arbres feuillus caduques, arbres conifères, arbres feuillus persistants, cultures en C3 (ex : blé), cultures en C4 (ex :

maïs), cultures irriguées, prairies tropicales, prairies tempérées et herbacés détrempés. La somme des fractions de présence des 12 tuiles dans un écosystème est égale à 1.

Chaque type de couvert (c.-à-d. tuile) se caractérise par ses paramètres de surface, entre autre la fraction de végétation ($FCOVER$) et l'albédo. En combinant les 12 tuiles, et leurs paramètres respectifs, on obtient les paramètres de surface des écosystèmes. Dans cette thèse, on cherche à estimer l'albédo dans le domaine du visible (VIS), du proche infra-rouge (NIR) et des courtes longueurs d'onde (SW). Par conséquent, on ne s'intéressera ici qu'aux paramètres de surfaces suivants : les albédos (surface totale, végétation et sol) et le $FCOVER$.

L'albédo total des surfaces végétalisées est une composition d'un albédo de végétation (α_{veg}) et d'un albédo du sol (α_{sol}), voir Eq. II-27. Dans la base de données ECOCLIMAP, cet albédo de surface est défini comme la somme de α_{veg} , pondéré par la fraction de végétation de l'écosystème, et de α_{sol} , pondéré par la fraction de sol de l'écosystème, voir Eq. II-27.

$$\alpha_{tot}^{ECO} = FCOVER^{ECO} * \alpha_{veg}^{ECO} + (1 - FCOVER^{ECO}) * \alpha_{sol}^{ECO} \quad \text{Eq. II-27}$$

où, α_{tot}^{ECO} est l'albédo total de surface tel qu'indiqué dans ECOCLIMAP, α_{veg}^{ECO} est l'albédo de la végétation de l'écosystème dans ECOCLIMAP et α_{sol}^{ECO} est l'albédo ECOCLIMAP du sol. Le paramètre $FCOVER^{ECO}$ représente la fraction de végétation de l'écosystème dans ECOCLIMAP et le paramètre $(1 - FCOVER^{ECO})$ symbolise la fraction de sol nu de l'écosystème dans ECOCLIMAP.

L'albédo du sol ECOCLIMAP (α_{sol}^{ECO}) est une fonction qui dépend à la fois de la texture du sol nu et de la décomposition de la matière organique dans ce sol (Irons et al., 1988). Ainsi l'albédo du sol est défini par l'équation suivante :

$$\alpha_{sol}^{ECO} = 0.10 + (0.05 + 0.30 * fsand) * [1 - 0.9(fwoody + fherbaceous)^2] \quad \text{Eq. II-28}$$

où, $fsand$ est la fraction de sable dans le sol et, $fwoody$ et $fherbaceous$, respectivement, les fractions de couverts arborés et herbacés. La première des 12 tuiles ECOCLIMAP représente le couvert de type « sol nu », par conséquent α_{sol}^{ECO} est égal à l'albédo de la tuile numéro 1 ($\alpha_{t=1}^{ECO}$).

L'albédo de la végétation, dans un écosystème, dépend quant à lui de trois paramètres : l'albédo de chaque type de couverts végétalisés ($\alpha_{veg}^{ECO}(t)$) présents dans l'écosystème, la fraction de végétation de chaque type de couverts végétalisés ($FCOVER^{ECO}(t)$) et la fraction de présence de chaque type de couverts végétalisés ($FracTile(t)$). Ainsi l'albédo de la végétation d'un écosystème (α_{veg}^{ECO}) peut s'écrire de la manière suivante :

$$\alpha_{veg}^{ECO} = \frac{\sum_{t=1}^{12} (FracTile(t) * FCOVER^{ECO}(t) * \alpha_{veg}^{ECO}(t))}{FCOVER^{ECO}} \quad \text{Eq. II-29}$$

où t représente chacune des 12 tuiles et $FCOVER^{ECO}$ la fraction de végétation totale de l'écosystème dans ECOCLIMAP définie comme :

$$FCOVER^{ECO} = \sum_{t=1}^{12} (FracTile(t) * FCOVER^{ECO}(t)) \quad \text{Eq. II-30}$$

Dans ECOCLIMAP, la fraction de végétation ($FCOVER^{ECO}(t)$) et l'albédo ($\alpha_{veg}^{ECO}(t)$) de chaque type de couvert végétalisé sont fixés à une valeur donnée par la Tableau II-2 (Masson et al., 2003). Comme nous pouvons le voir au travers de la Tableau II-2, les produits issus de la base de données ECOCLIMAP ne présente aucune variabilité interannuelle. De plus, à l'exception des cultures pour lesquelles le $FCOVER$ dépend du LAI, qui lui varie au cours de l'année, l'albédo des couverts végétalisés dans ECOCLIMAP ne présente pas de variabilité intra-annuelle. Ainsi pour les couverts herbacés et arborés, aucune évolution, qu'elle soit inter ou intra-annuelle, de l'albédo ou du $FCOVER$ n'est modélisée dans ECOCLIMAP. Ces deux produits restent statiques dans le temps.

Tableau II-2 : Tableau des valeurs d'albédo VIS, d'albédo NIR et de FCOVER fixées dans ECOCLIMAP, pour les 9 tuiles de végétation.

| Vegetation tiles | $FCOVER^{ECO}$ | α_{veg}^{ECO} VIS | α_{veg}^{ECO} NIR |
|-------------------------------|-------------------|--------------------------|--------------------------|
| Cultures C3 | $1 - e^{-0.6LAI}$ | 0.10 | 0.30 |
| Cultures C4 | $1 - e^{-0.6LAI}$ | 0.10 | 0.30 |
| Cultures irriguées | $1 - e^{-0.6LAI}$ | 0.10 | 0.30 |
| Prairie tropicale | 0.95 | 0.10 | 0.30 |
| Prairie tempérée | 0.95 | 0.10 | 0.30 |
| Marécage herbacé | 0.95 | 0.10 | 0.30 |
| Arbres à feuilles caduques | 0.95 | 0.05 | 0.25 |
| Conifères | 0.95 | 0.05 | 0.15 |
| Arbres à feuille persistentes | 0.99 | 0.05 | 0.21 |

4. Modélisation de l'albédo de surface des forêts

Afin de développer un premier modèle prédictif d'évolution dans le temps de l'albédo des forêts à l'échelle du paysage depuis l'échelle de la canopée (échelle des modèles LSM), il est important de pouvoir estimer l'ensemble des variables biophysiques qui pilotent l'albédo de surface des forêts dans l'espace et le temps. Dans la Section 2.2.2 du Chapitre I, nous avons vu que plusieurs variables étaient essentielles à la prévision de l'albédo de surface : l'albédo du sol, l'albédo de la canopée, le LAI, le « clumping index » (avec f_{gap}^{soil} et $f_{gap}^{leaf-canop}$) et l'orientation moyenne des feuilles. Dans le modèle ISBA, certaines variables biophysiques, importantes pour la modélisation de l'albédo des forêts depuis l'échelle de la canopée, peuvent être des variables prédites qui évoluent dans le temps : le LAI (Calvet et al., 1998) et le FAPAR (Carrer et al., 2013). Mais ces variables seules ne permettent pas une restitution de l'albédo de surface des zones forestières depuis l'échelle de la canopée.

Dans un troisième et dernier chapitre de résultats seront donc estimés les autres variables qui pilotent l'évolution de l'albédo de surface des forêts. Pour cela j'ai utilisé un modèle de transfert radiatif « unicouche », inspiré du modèle ISBA-MEB (Boone et al., 2017). Ce modèle a été légèrement modifié afin de faire la distinction entre la notion de trouées « vraies » (f_{gap}^{soil}), c'est-à-dire une surface non recouverte par une canopée où le rayonnement solaire ne peut pas avoir d'interaction avec la végétation, et la une notion d'espacement/recouvrement des feuilles dans la canopée ($f_{gap}^{leaf-canop}$) autorisant le rayonnement solaire à s'infilttrer, en partie seulement, jusqu'au sol sous-jacent. Pour cela le FCOVER a été utilisé. Le FCOVER représente la fraction de végétation verte, c'est-à-dire la fraction de sol couverte par une canopée. Cette variable permet d'accéder à la fraction de sol non recouverte par une canopée (1-FCOVER) et donc à la notion de trouées vraies (f_{gap}^{soil}). Dans la méthode de désagrégation que j'ai développée, présentée dans la section précédente (Section 3.2), le FCOVER a été utilisé afin de séparer l'albédo de surface en albédo du sol et albédo de la végétation. Plus précisément l'albédo du sol nu a été estimé au travers de 1-FCOVER et donc de la fraction de trouées « vraies » (f_{gap}^{soil}). Ainsi, l'albédo du sol peut-être directement estimé au travers de ces trouées. A l'inverse, l'albédo de la canopée ne peut être estimé directement. En effet, dans la fraction de la surface couverte par de la végétation (FCOVER) l'albédo peut être influencé, à des degrés divers, par le sol sous-jacent. Afin d'estimer l'albédo de la canopée, l'utilisation d'un modèle de transfert radiatif est donc nécessaire, ici inspiré d'ISBA-MEB (Boone et al., 2017). Afin de conserver une cohérence entre la relation linéaire utilisée (nécessaire à la mise en place du filtre de Kalman) pour séparer la composante sol de la composante végétation (méthode de désagrégation) et le schéma de transfert radiatif développé, les diffusions multiples entre la zone de végétation (zone

où le sol est couvert par une canopée) et les zones de trouées « vraies » (zone où le sol n'est pas recouvert par une canopée) ont été négligées.

Durant cette thèse, le modèle de transfert radiatif proposé a été testé dans le domaine spectral du visible (VIS), ou plus précisément du PAR (domaine spectral d'action de la photosynthèse), et en conditions d'illumination diffuses (« white-sky »). Puis dans un deuxième temps le modèle a été utilisé dans le domaine spectral du NIR en conditions d'éclairement diffus (« white-sky »). Comme nous l'avons vu dans le Chapitre I, un grand nombre de modèles LSM font la distinction entre le domaine spectral du VIS et du NIR car la végétation n'interagit pas de la même manière avec le rayonnement solaire dans ces deux domaines. De plus Loew et al. (2014) ont montré qu'il était important de faire la distinction entre la composante directe (« black-sky ») et la composante diffuse (« white-sky ») du rayonnement solaire incident dans les LSM afin d'estimer l'albédo de surface. En plus des variables biophysiques pilotant l'albédo de surface il est donc important de distinguer les deux domaines spectraux (VIS et NIR) et les deux conditions d'illumination. Toutefois, dans un premier temps afin de tester le modèle, je me suis cantonnée aux conditions d'illuminations diffuses pour plusieurs raisons. Tout d'abord comme nous l'avons vu dans l'Eq. I-11 du Chapitre I, en conditions d'illumination directes (« black-sky ») le cheminement du rayonnement dans la canopée va dépendre d'un nombre de variables plus important, chacune de ces variables évoluant en fonction de l'angle d'éclairement solaire. En conditions diffuses, le nombre de variables est plus réduit et ces dernières n'évoluent pas en fonction de l'angle solaire (voir Eq. I-12). De plus, les produits satellitaires d'albédo MODIS distribués sont produits au midi local (voir Section 2.2.4) et ne permettent pas d'estimer l'ensemble des variables biophysiques en conditions d'illumination directes à des horaires autres. Par conséquent les produits d'albédo « black-sky » satellitaires MODIS distribués ne permettent pas d'estimer les valeurs journalières des variables biophysiques en conditions d'illumination directes. Le modèle a donc ici été testé pour le domaine du PAR et du NIR et en conditions diffuses. On discutera ensuite dans le Chapitre V des différentes possibilités pour étendre ce modèle aux conditions d'illumination directes.

4.1. Modélisation du transfert radiatif

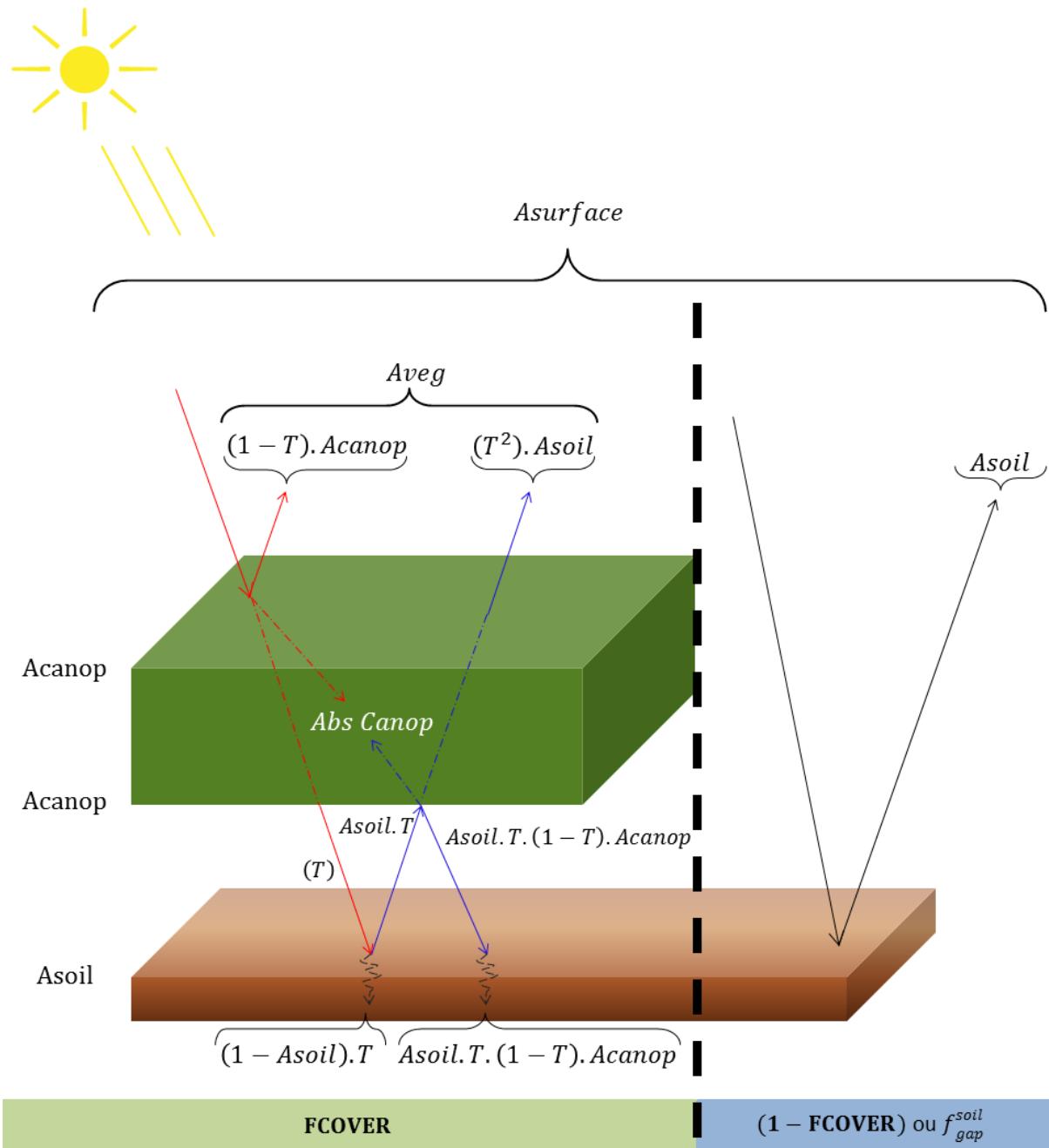


Figure II-6 : Schématisation du transfert radiatif à l'échelle locale sur un pixel végétalisé. $FCOVER$ représente les zones recouvertes par de la végétation, $(1-FCOVER)$ les zones de trouées « vraies » (f_{gap}^{soil}) dans la forêt, A_{canop} l'albédo de la canopée pure, A_{soil} l'albédo du sol, T la transmittance au travers de la canopée. En rouge sont indiquées les interactions du rayonnement descendant (t1) et en bleu les interactions du rayonnement ascendant (t2) sur la zone recouverte par une canopée.

En tout premier lieu on veillera à ce que le modèle respecte la loi de conservation du rayonnement tout au long des équations. Lorsque le rayonnement (rayonnement incident=1) arrive dans la canopée, celui-ci est soit transmis, soit réfléchi soit absorbé. Si la transmittance est définie par le paramètre T (Figure II-6) alors la fraction réfléchie et la fraction absorbée par la végétation lors de cette première interaction ($t1$) (en rouge dans la Figure II-6) sont respectivement de :

$$A_{veg}(t1) = (1 - T).A_{canop} \quad Eq. II-31$$

$$Abs_{canop}(t1) = 1 - (1 - T).A_{canop} - T \quad Eq. II-32$$

où, $t1$ représente la 1^{er} interaction du rayonnement solaire avec la végétation, $A_{veg}(t1)$ est l'albédo de la végétation lors de cette première interaction avec la canopée, A_{canop} l'albédo de la canopée, $Abs_{canop}(t1)$ la fraction de rayonnement absorbée par la végétation lors de cette première interaction et T la fraction du rayonnement transmise par la canopée au sol sous-jacent.

La fraction de lumière transmise par la canopée (T) va ensuite entrer en contact avec le sol (voir Figure II-6). Lors de cette première interaction avec le sol sous-jacent, le rayonnement va être soit réfléchi soit absorbé de la manière suivante :

$$A_{soil_u}(t1) = T.A_{soil} \quad Eq. II-33$$

$$Abs_{soil_u}(t1) = (1 - A_{soil}).T \quad Eq. II-34$$

où, $A_{soil_u}(t1)$ est l'albédo du sol sous-jacent (« *understory* » en anglais) lors de la première trajectoire descendante du rayonnement solaire dans la végétation, A_{soil} l'albédo du sol, Abs_{soil_u} la fraction de rayonnement absorbée par le sol sous-jacent lors de la première interaction.

La fraction du rayonnement réfléchie par le sol en direction de la canopée ($A_{soil_u}(t1)$) va être soit absorbée par la canopée, soit transmise en dehors de la végétation avec une fraction T , soit réfléchie à nouveau en direction du sol sous-jacent (rebond). Dans cette section l'hypothèse d'un A_{canop} identique au-dessus et en-dessous de la canopée est faite (Figure II-6). Ces comportements sont résumés au travers des équations suivantes :

$$A_{veg}(t2) = T.A_{soil_u}(t1) \quad Eq. II-35$$

$$A_{down} = A_{soil_u}(t1).A_{veg}(t1) \quad Eq. II-36$$

$$Abs_{canop}(t2) = -(A_{down} + A_{veg}(t2)) \quad Eq. II-37$$

où, $t2$ représente la 2^{ème} trajectoire du rayonnement solaire dans la végétation (rayonnement

remontant indiqué en bleu dans la Figure II-6), $A_{veg}(t2)$ la fraction de rayonnement transmise par la canopée lors de cette seconde interaction, A_{down} la fraction du rayonnement soumise à un second réfléchissement en direction du sol sous-jacent et $Abs_{canop}(t2)$ la fraction de rayonnement absorbée par la canopée lors de la trajectoire remontante. Les paramètres $A_{soil_u}(t1)$ et $A_{veg}(t1)$ sont respectivement donnés par l'Eq. II-33 et l'Eq. II-31.

Dans ce modèle simplifié on considère un unique rebond, dès lors le rayonnement re-réfléchi vers le sol est absorbée en totalité par ce dernier lors de la deuxième interaction rayonnement-sol. Par conséquent :

$$Abs_{soil_u}(t2) = A_{down} \quad Eq. II-38$$

A l'échelle de la canopée, le modèle définit la somme de la fraction absorbée par le sol, de la fraction absorbée par la canopée et de la fraction réfléchie comme égale à 1.

$$Abs_{soil_u} + Abs_{canop} + A_{veg} = 1 \quad Eq. II-39$$

$$\text{Avec} \quad Abs_{soil_u} = Abs_{soil_u}(t1) + Abs_{soil_u}(t2) \quad Eq. II-40$$

$$Abs_{canop} = Abs_{canop}(t1) + Abs_{canop}(t2) \quad Eq. II-41$$

$$A_{veg} = A_{veg}(t1) + A_{veg}(t2) \quad Eq. II-42$$

où Abs_{canop} est la fraction du rayonnement absorbée par la canopée, et est assimilée au FAPAR dans le domaine du PAR [0.4-0.7μm].

A partir des équations Eq. II-40, Eq. II-38 et Eq. II-34, la fraction du rayonnement absorbée par le sol sous-jacent (Abs_{soil_u}) peut se résumer de la manière suivante :

$$Abs_{soil_u} = T \cdot (1 - A_{soil} \cdot (1 - A_{canop} \cdot (1 - T))) \quad Eq. II-43$$

De l'Eq. II-42 et de la Figure II-6, on en déduit qu'à l'échelle du paysage l'albédo total apparent de la végétation ($A_{veg}A_{veg}$) est une combinaison d'albédos se produisant à deux moments différents (lors d'une première trajectoire descendante du rayonnement (t1) et lors de la trajectoire remontante du rayonnement (t2)) et à des niveaux différents (canopée et sol sous-jacent). Dans le domaine du PAR, cet albédo de surface local (A_{veg}) peut se résumer de deux manières, l'une directe et l'autre indirecte:

$$A_{veg} = (1 - T) \cdot A_{canop} + T^2 \cdot A_{soil} \quad Eq. II-44$$

$$A_{veg} = 1 - FAPAR - T \cdot (1 - A_{soil} \cdot (1 - A_{canop} \cdot (1 - T))) \quad Eq. II-45$$

4.2. Estimation des variables biophysiques

Dans les deux équations finales du modèle de transfert radiatif, Eq. II-44 et Eq. II-45, deux variables restent inconnues, l'albédo de la canopée (A_{canop}) et sa transmittance (T). Ces deux variables vont être calculées de manière concomitante à partir de ces deux équations (Eq. II-44 et Eq. II-45). Dans ce Chapitre II je montrerai comment les variables biophysiques inconnues peuvent être estimées dans le domaine du PAR et en conditions d'éclairement diffus. Dans le Chapitre V, le domaine spectral du NIR sera également traité, nous verrons comment estimer l'albédo de la canopée dans le NIR à l'aide des estimations de transmittance faites dans le PAR.

Dans le PAR, l'albédo de la canopée et la transmittance vont dépendre de l'albédo de la végétation à l'échelle du paysage (Aveg), c'est-à-dire de l'albédo de la surface couverte par de la végétation (impliquant une part de sol sous-jacent), de l'albédo du sol (Asoil) et du FAPAR. Pour cette estimation de l'albédo de la canopée et de la transmittance, les données utilisées sont des données satellitaires ou des dérivés et présentent donc une dynamique spatiale et temporelle réaliste. En effet le A_{veg} et le A_{soil} utilisés sont les résultats de la méthode de désagrégation développée et présentée dans la Section 3.2. Ces deux produits sont donc dérivés de produits satellitaires fournis avec un pas de temps régulier. On fait l'hypothèse dans ce modèle que le sol sous-jacent à la végétation a les mêmes propriétés biophysiques que celui observé dans les trouées « vraies ». Quant au FAPAR, celui-ci est directement fourni par les produits satellitaires distribués par Copernicus Global Land.

Les estimations satellitaires de la fraction de rayonnement solaire absorbée dans le domaine du PAR (Fraction of Absorbed Photosynthetically Active Radiation ; FAPAR) utilisées dans cette thèse sont le produit GEOV1 de Copernicus Global Land et proviennent d'observations du capteur SPOT-VEGETATION (Camacho et al., 2013). Les estimations sont fournies tous les 10 jours à une résolution spatiale de 1/112 degré (<http://land.copernicus.eu/global/>, accès le 01/12/2014). Les données ont été téléchargées pour la même période d'étude que l'albédo de surface, à savoir sur la période 2001-2013. Comme pour le LAI, les produits FAPAR GEOV1 sont construits par un réseau de neurones dont l'apprentissage repose sur la fusion des FAPAR MODIS/Terra collection 5 (Myneni et al., 2002) et CYCLOPES V3.1 (Baret et al., 2007). Un poids est assigné à chacun des deux produits lors de l'apprentissage. Les produits FAPAR issus de GEOV1 sont les FAPAR « black-sky » instantanés à 10:15. Il a été montré que ces FAPAR étaient représentatifs des valeurs journalières moyennes obtenues en cas de conditions d'éclairement direct (Baret et al., 2013). Toutefois, Li et Fang (2015) ont étudié la différence qu'il y avait entre le FAPAR « black-sky » et le FAPAR « white-sky » pour différents LAI et

angles solaires. Pour les couverts forestiers, il a été montré que la différence entre le FAPAR « white-sky » et le FAPAR « black-sky » était inférieure à 6%. Dans cette thèse, le FAPAR GEOV1 a été utilisé afin d'estimer les variables biophysiques inconnues en conditions d'éclairement diffus.

A partir de la transmittance, le cycle du « clumping index » moyen dans la canopée, décontaminé des effets du sol sous-jacent, a pu être estimé. Le « clumping index » ou facteur de groupage des éléments de la végétation permet de représenter le comportement du rayonnement solaire dans les milieux homogènes non uniformes. Cet indice est une variable structurelle clé pour la modélisation du transfert radiatif dans la végétation à l'échelle locale (He et al., 2012 ; Carrer et al., 2013 ; He et al., 2016), comme nous avons pu le voir dans le Chapitre I. Comme expliqué dans la Section 2.2.2 du Chapitre I, le « clumping index » peut soit représenter le regroupement des arbres dans la végétation (échelle du paysage), soit représenter le recouvrement des feuilles dans la canopée (échelle de la canopée) (Oker-Blom, 1986 ; Chen et Black, 1991, Cescatti, 1998 ; Weiss et al., 2004). Dans le modèle de transfert radiatif proposé dans cette thèse, les trouées « vraies » (f_{gap}^{soil}), dues à un regroupement des arbres dans le paysage, ont été écartées. En effet, grâce à la première étape de désagrégation (voir Section 3.2) s'appuyant sur le FCOVER, le modèle de transfert radiatif n'est mis en place que sur les zones où le sol est totalement recouvert par une canopée. Sur ces zones seul l'espacement/recouvrement autorise le rayonnement solaire à s'infiltre jusqu'au sol sous-jacent. Ainsi le « clumping index » estimé ici fait simplement appel à la notion de recouvrement mutuel des feuilles dans la canopée ($f_{gap}^{leaf-canop}$). Pour rappel, dans un premier temps, le modèle a été conçu et testé pour des conditions d'illumination diffuses (« white-sky »). En conditions diffuses la transmittance, équivalent de la notion de probabilité de trouée (P_{gap}) (voir Section 2.2.2 du Chapitre I), est indépendante de la l'orientation moyenne des feuilles et est donc estimée selon l'Eq. II-46. Le « clumping index » (CI) est estimé en inversant cette équation.

$$T = \exp(-b \cdot CI \cdot LAI) \quad Eq. II-46$$

où, LAI représente la surface de feuilles par mètre carré de sol fournie par les produits satellitaires, CI le « clumping index » moyen représentant le regroupement moyen des feuilles dans la canopée (sans unité) et b un facteur (sans unité) de diffusion défini par Roujean (1996) et repris dans le modèle CANOPUS (Carrer et al., 2013). Dans le domaine du PAR [0.4-0.7μm] et en condition diffuse ce dernier paramètre peut être approximé par la valeur 0.96 (Carrer et al., 2013).

4.3. Modélisation prédictive de l'albédo de surface

Afin d'estimer les variables biophysiques liées à la canopée (A_{canop} et CI) seule la fraction de surface recouverte par une canopée a été considérée (zone FCOVER dans la Figure II-6). Finalement, si l'on considère maintenant le système dans son ensemble (Figure II-6 dans sa totalité) on s'aperçoit que l'albédo de surface (c'est-à-dire l'albédo du paysage forestier) est dû en partie à l'albédo du sol seul dans les zones de trouées « vraies », en partie à l'albédo de la canopée et en partie à l'albédo du sol sous-jacent à la canopée. Ainsi le modèle d'albédo prédictif de l'albédo de surface des forêts à l'échelle du paysage depuis l'échelle de la canopée (échelle des LSM) se résume à l'Eq. II-47, où T est défini par l'Eq. II-46 en conditions d'éclairement diffuses.

$$A_{surface} = FCOVER \left((1 - T) \cdot A_{canop} + T^2 \cdot A_{soil} \right) + (1 - FCOVER) A_{soil} \quad Eq. II-47$$

Afin de pouvoir utiliser ce modèle prédictif d'évolution dans le temps de l'albédo des forêts à l'échelle du paysage dans les LSM ou les GCM, il est nécessaire que le temps de calcul soit réduit. L'estimation de toutes ces données (A_{soil} , A_{canop} , CI) demande un temps de calcul important, lié notamment aux deux filtres de Kalman. Afin de limiter ce temps et de pouvoir prédire l'albédo de surface très rapidement, des climatologies annuelles (c'est-à-dire des cycles annuels moyens) de ces variables ont été construites par analyse de séries temporelles issues de plusieurs années. Contrairement aux autres variables biophysiques du modèle prédictif, le FCOVER et le LAI sont distribués au travers de divers produits satellitaires. Dans ce modèle, LAI et FCOVER sont fournis directement par des produits satellitaires, ici issus de Copernicus Global Land (voir Section 2.2.4). En 2018, le service Copernicus Climate Change permettra de disposer de plus de 35 ans de ces deux variables (entre autres).

Chapitre III

Observation satellitaire de l'albédo des forêts : tendances et impacts radiatifs

Résumé Chapitre III

Dans ce chapitre l'objectif général était d'identifier et d'isoler les sites forestiers qui présentent un cycle annuel d'albédo caractéristique. En cherchant à isoler ces forêts présentant un cycle annuel d'albédo caractéristique, certains sites d'études ont montré des dérives dans leur cycle annuel d'albédo d'une année sur l'autre. Dans un premier temps, je me suis intéressée dans ce chapitre à comprendre les causes de ces altérations du cycle annuel d'albédo. Dans un deuxième temps, il s'agissait de quantifier les impacts directs des changements d'albédo en termes de forçage radiatif. Enfin les causes pouvant justifier les tendances observées sur les forêts ne présentant pas de changement dans leur structure ont été discutées. En voulant isoler des cycles annuels d'albédo caractéristiques des forêts, ce travail a permis de mettre en évidence des tendances en albédo dans les forêts. En France durant la dernière décennie, 3.5% de la superficie a connu une tendance significative en albédo (principalement une diminution). Ces tendances étaient pratiquement toujours dues à des changements soudains dans le couvert (par exemple des éclaircissements des forêts). Toutefois, 0.1% de la surface française a été affectée par des tendances lentes et significatives à la diminution de l'albédo dans les forêts. La majorité (59.9%) des forêts affectées par ces tendances lentes sont des couverts de type feuillus. Ces tendances concernent principalement l'albédo de surface dans le domaine du visible ([0,4-0,7µm]), avec en moyenne une baisse de -0.0088 entre 2001 et 2013 (soit une diminution relative de 20.1% à 29.8% selon les types de couverts forestiers). Mais, sur la période d'étude, peu de sites ont montré une tendance significative en albédo de surface proche infra-rouge ([0,7µm-2,5µm]). Dans ce chapitre il est montré que cette diminution de l'albédo visible est fortement corrélée à une augmentation du NDVI, qui correspond à un verdissement des forêts. Ce résultat est cohérent avec plusieurs travaux récents qui présentent un verdissement à l'échelle globale. L'impact radiatif de ces tendances lentes en albédo (visible plus proche infra-rouge) a été comparé à l'impact de phénomènes brutaux correspondant à des changements d'occupation de surface (LCC). Dans ce chapitre il a été montré que d'ici la fin du 21^{ème} siècle l'impact radiatif de ces tendances lentes dans les forêts pourrait atteindre +0.2 W.m⁻²; soit un impact 2.5 fois plus significatif que l'impact dû aux changements d'occupation des surfaces, pour une même durée (selon le rapport du GIEC). Différentes hypothèses ont été émises pour expliquer la diminution d'albédo dans le visible et l'augmentation de NDVI (soit un verdissement à l'échelle du paysage). Au vu des différents éléments relevés dans la bibliographie, il est probable que ce verdissement soit dû à une densification des forêts en France. Cette hypothèse de densification sera approfondie dans les chapitres suivants. En France métropolitaine, sur la période 2001-2013, 94.4% des forêts présentent un cycle annuel d'albédo caractéristique et peuvent donc faire l'objet d'une modélisation prédictive de leur albédo de surface (Chapitre V).

Le travail présenté dans ce chapitre a donné lieu à plusieurs publications :

- *Planque, C., Carrer, D., Roujean, J-L., 2017. Analysis of MODIS albedo changes over steady woody covers in France during the period of 2001-2013. Remote Sensing of Environment 191, 13-29. doi: 10.1016/j.rse.2016.12.019*
- *Chen, Y., Gardiner, B., Pasztor, F., Blennow, K., Ryder, J., Valade, A., Naudts, K., Otto, J., McGrath, M., Planque, C., Luyssaert, S., 2017. Simulating damage from wind storms in the land surface model ORCHIDEE-CAN (revision 4262). Geoscientific Model Development Discussions, 1-34*
- *Moparthy, S., Carrer, D., Planque, C., Ceamanos, X., Can we detect the vegetation brownness or greenness of forests using satellite surface albedo products? A case study over the Congo rainforest, Remote Sensing, submitted*

1. Introduction

Les forêts font l'objet d'une attention forte de la communauté scientifique qui y consacrent de nombreuses études (voir Chapitre I) compte tenu de leur large couverture géographique, de leur biodiversité ainsi que de leur sensibilité aux variations du climat de la Terre (Latham et al., 2014). En France, si l'agriculture représente plus de la moitié de la couverture du territoire, les zones de forêt concentrent plus d'un quart de la végétation (28%) (IGN, 2012; ONF, 2015). Les forêts françaises représentent 13% de la surface forestière européenne. La France se place ainsi à la troisième place européenne (Europe des 25) en termes de surface forestière occupée (Ministère du Développement Durable, 2011). Outre sa surface, la forêt française est extrêmement diversifiée en termes d'espèces. Elle compte plus de 120 espèces d'arbres, soit près des trois quarts des essences d'arbres européennes (ONF, 2017). Cette grande diversité des espèces est notamment due au fait que la France métropolitaine regroupe sur son territoire la plupart des climats européens. Cette surface et cette diversité importante font de la forêt métropolitaine un cas d'étude intéressant pour la représentation des forêts tempérées d'Europe.

Toutefois, depuis le milieu du 19ème siècle, les répartitions des essences et leurs implantations évoluent avec une tendance générale à l'augmentation de la surface forestière française. Depuis 1850 la surface forestière a doublé en France passant ainsi de 75000 km² à 155000 km², avec un taux de croissance moyen de +50000 ha/an depuis 1850 (ONF, 2015). A l'heure actuelle, la forêt française continue d'évoluer et de se transformer.

La présence ou l'absence d'une forêt peut jouer un rôle prépondérant sur la météorologie et le climat local du fait des échanges de flux d'eau et d'énergie entre la surface et l'atmosphère. Les modifications de flux engendrées sont majoritairement dues à des changements des processus biophysiques (évapotranspiration, rugosité et albédo) de la surface. Comme nous l'avons vu dans le Chapitre I, de nombreuses études tendent à montrer que les changements des processus biophysiques auraient un impact tout aussi important sur le climat que les changements des propriétés biogéochimiques (Bala et al., 2006 ; Lee et al., 2011 ; Rotenberg et Yakir, 2010). Ainsi, l'évolution que connaît actuellement la forêt française a nécessairement un impact sur l'albédo de surface et sur le bilan énergétique.

Ces changements, quelle que soit leur origine, vont participer à la perturbation des cycles de l'albédo et vont impacter le forçage radiatif à la surface. Or, comme nous l'avons vu dans le Chapitre II, afin de développer un premier modèle prédictif d'évolution dans le temps de l'albédo de surface des forêts, il est important de pouvoir prédire l'évolution dans le temps de chacune des variables pilotant cet albédo. Les perturbations aléatoires ne peuvent être prescrites. Par conséquent, les sites

forestiers soumis à des perturbations altérant l'albédo de surface doivent être écartés de cette étude. En tout premier lieu j'ai donc cherché à identifier les sites forestiers sur lesquels l'albédo de surface peut être prédict et qui présentent donc un cycle d'albédo, que l'on dira, caractéristique. Ainsi, l'objectif général du Chapitre III est d'identifier et d'isoler les sites forestiers qui présentent un cycle annuel d'albédo caractéristique et sur lesquels l'albédo de surface peut être prédict (voir « Type 4 » de la Figure II-1 du Chapitre II). En cherchant à isoler ces forêts présentant un cycle annuel d'albédo caractéristique, certains sites d'études ont montré des dérives dans leur cycle annuel d'albédo d'une année sur l'autre. L'étude de ces cycles d'albédo altérés a donné lieu à une publication (Planque et al., 2017). Ce Chapitre III s'attachera à présenter les résultats de cet article.

L'étude présentée dans ce Chapitre III s'intéresse donc à la modification du couvert forestier tempéré et à son impact sur l'albédo de surface des forêts. Dans ce chapitre, je chercherai à identifier ainsi qu'à évaluer l'impact de différents types de modifications des couverts forestiers, et notamment à analyser les causes et impacts de changements lents (c'est-à dire, non induits par une rupture dans la structure du couvert). L'impact direct sur le forçage radiatif de ces changements d'albédo est analysé pour trois catégories d'altération de la végétation présentées dans le Chapitre II :

- les forêts à priori stables (sans rupture dans la structure du couvert) présentant des tendances en albédo (« Type 3 » de la Figure II-1 du Chapitre II),
- la végétation non stable (rupture dans la structure du couvert) mais sans changement d'occupation du sol (« Type 2 de la Figure II-1 du Chapitre II),
- la végétation non stable avec changement d'occupation du sol (LCC, « Type 1 » de la Figure II-1 du Chapitre II).

Le terme de « forêt stable » fait ici référence à des forêts qui ne présentent pas de changement brutal (rupture) dans l'évolution temporelle des paramètres de structure verticale (LAI) ou horizontale de la végétation (FCOVER). Les couverts de Type 2 (voir Figure II-1 du Chapitre II) représentent les couverts végétalisés montrant une évolution temporelle de l'albédo due à des ruptures dans les propriétés de structure de la végétation (non stable) sans altération de la nature du couvert (une forêt reste une forêt), induites par exemple par des éclaircies dans les forêts ou par des tempêtes. Les couverts dits LCC (Type 1 de la Figure II-1 du Chapitre II) sont les surfaces affectées par un changement d'occupation du sol (ex : forêts transformées en cultures) entraînant nécessairement un changement radical des propriétés de surface dont notamment l'albédo.

Dans ce chapitre, il s'agit :

- d'identifier les éventuels changements dans les propriétés biophysiques (albédo) des forêts,
- de quantifier les impacts directs des changements d'albédo en termes de forçage radiatif,
- de discuter les causes induisant ces changements en albédo, et notamment ceux non induits par une altération de la structure du couvert (Type 3).

De nombreuses études ont démontré l'apport des produits issus de l'observation satellitaire pour analyser les changements des caractéristiques de la surface et leurs impacts climatiques à l'échelle locale ou globale (Asner et Alencar, 2010 ; Zhao et Running, 2010). Afin d'identifier de potentiels changements dans l'albédo de surface des forêts à l'échelle du territoire, je me suis appuyée sur l'utilisation de données satellitaires. Elles présentent l'avantage de fournir en continu sur le long terme des séries de données homogènes qui sont des indicateurs de l'évolution des différentes propriétés de la surface.

Le matériel et la méthode nécessaires à cette étude sont décrits dans la Section 2. La Section 3 présente les résultats issus de cette méthode de détection de tendances et évalue leurs impacts directs sur le forçage radiatif sur la période 2001-2013. Finalement, la Section 4 discute des différentes causes pouvant être à l'origine de ces tendances en albédo et cherche à analyser leurs impacts à l'horizon 2100. Dans la Section 5 les conclusions sur les travaux de Planque et al. (2017) seront mises en avant. Toutefois, l'objectif général de ce Chapitre III est d'identifier et d'isoler les sites forestiers qui présentent un cycle annuel d'albédo caractéristique et sur lesquels l'albédo de surface pourra être prédit par le modèle développé dans le Chapitre V (voir « Type 4 » de la Figure II-1 du Chapitre II). Dans ce contexte, outre les conclusions de Planque et al. (2017), la Section 5 avancera également des conclusions quant à l'identification des sites forestiers qui présentent un cycle annuel d'albédo caractéristique (Type 4).

2. Données et méthode

2.1. Zone et période d'étude

La zone étudiée dans cette thèse couvre la France métropolitaine. La fenêtre géographique s'étend entre les latitudes 41°N et 51°N et entre les longitudes 5°W et 9°E. Dans le but d'illustrer les différents types de modifications temporelles, trois sites avec trois évolutions différentes ont été sélectionnés (ils sont représentés sur la Figure III-1 par des triangles roses). Ces trois sites permettent simplement d'illustrer le comportement des différents tests statistiques réalisés dans ce chapitre mais ces derniers sont réalisés sur l'ensemble de la zone d'étude (France métropolitaine). Le Site 1

est situé au milieu de la forêt des Landes dans le Sud-Ouest de la France, au point de coordonnées 0.755°W ; 44.055°N (symbole marqué « 1 »). La forêt des Landes est la forêt de pins maritimes la plus vaste d'Europe. Elle est répertoriée par la nomenclature comme étant de type conifère (« needle-leaved tree cover »), voir la Figure 2-1. En Janvier 2009, la tempête Klaus a frappé le Sud de l'Europe et environ la moitié de la surface de la forêt d'Aquitaine a été dévastée (IFN, 2009). Le Site 2 est localisé dans le Sud de la France (1.046°E ; 44.713°N), dans la région de la Dordogne, au cœur d'une forêt de type feuillu (voir symbole marqué « 2 » de la Figure III-1). Enfin, le Site 3 se trouve dans le Sud-Ouest de la France (2.413°E ; 43.096°N). Ce site correspond à une forêt de type feuillu située dans le massif des Corbières (symbole marqué « 3 » de Figure III-1).

Par le passé, les effets biophysiques des changements forestiers sur l'Europe ont été étudiés par Galos et al. (2013). Ces derniers ont uniquement considéré la période estivale (juin, juillet et août) et ont justifié ce choix par deux raisons. Premièrement, durant la période estivale les flux de lumière, de chaleur et de masse entre la surface et l'atmosphère sont plus intenses. Deuxièmement, la surface de feuilles par unité de surface (LAI) des forêts de feuillus, qui joue un rôle de régulateur de flux, atteint son maximum durant cette période. L'étude présentée dans ce chapitre est également restreinte à ces trois mois estivaux (juin, juillet, août) qui sont généralement une période de pleine végétation, dite de maturité, pour les forêts en France. Afin de détecter des changements potentiels d'albédo des forêts, cette étude s'intéresse à une période de 13 années, de 2001 à 2013, ce qui nous permet de disposer de la plus grande période possible de produits d'albédo satellitaire de surface de qualité en considérant à la fois les capteurs TERRA et AQUA de MODIS.

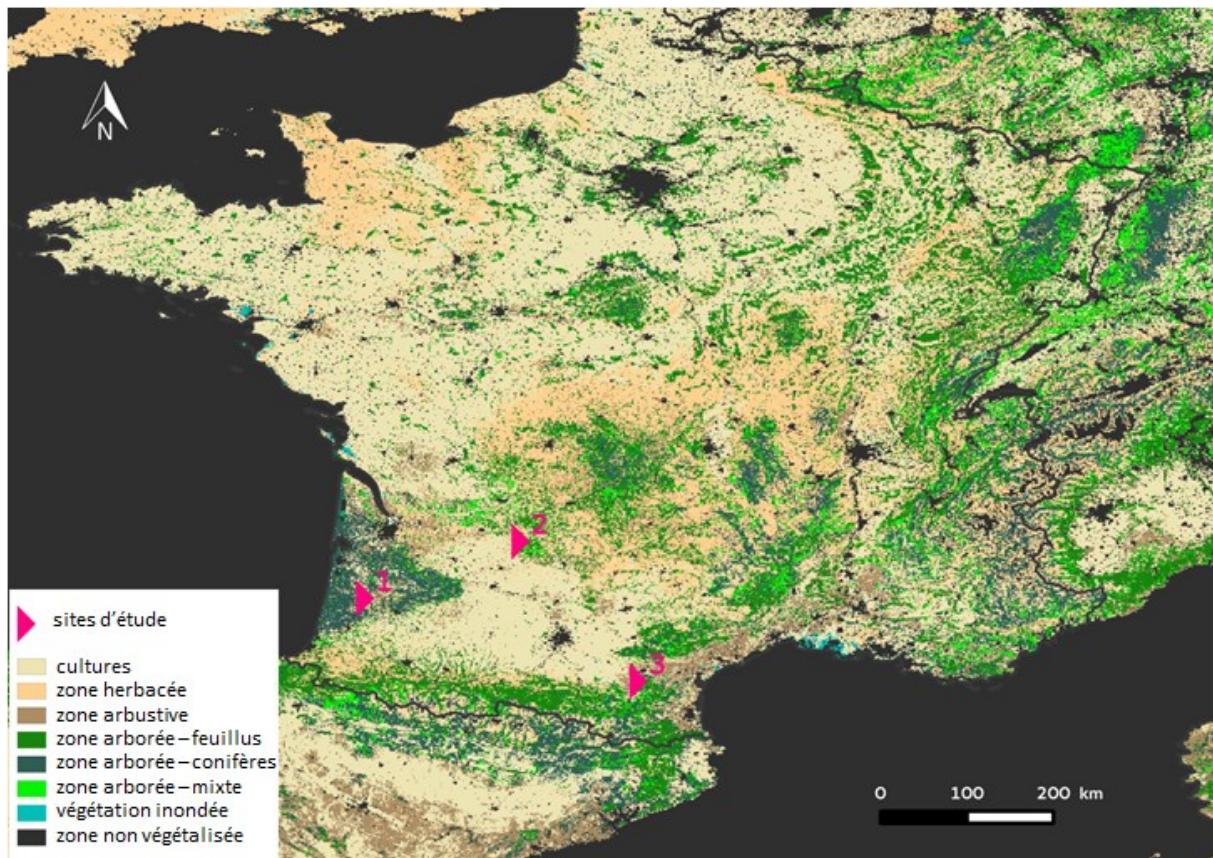


Figure III-1. Classification du produit ESA-CCI « land cover » 2010 en 8 classes.

2.2. Données utilisées

2.2.1. Produits satellitaires pour le suivi de la végétation

Différents types de données satellitaires ont été utilisés pour étudier les potentiels changements dans la végétation : des données caractérisant les propriétés radiatives du couvert (albédo de surface) et des données caractérisant les propriétés de structure de la végétation (LAI, FCOVER).

Les données d'albédo de surface utilisées recouvrent trois domaines de longueur d'onde et diverses conditions d'illumination. Comme mentionné dans le Chapitre II, il est important d'analyser ces différentes conditions spectrales et d'illumination pour pouvoir étudier les changements de la végétation et évaluer le forçage radiatif de ces changements. En effet la végétation n'agit pas de la même manière dans les domaines spectraux du NIR et du VIS. Par conséquent, ces deux domaines spectraux doivent être traités séparément. De plus afin d'évaluer le forçage radiatif, l'ensemble du domaine SW (domaine des courtes longueurs d'onde) dans lequel le rayonnement solaire est actif doit être pris en compte. Pour ces raisons, les estimations satellitaires des bandes larges du domaine visible (VIS pour « visible » en anglais) [0.3-0.7µm], du domaine proche infrarouge (NIR pour « near

infrared » en anglais) [0.7-5.0 μm] et du spectre solaire réfléchi (SW pour « shortwave » en anglais) [0.3-5.0 μm] ont été utilisées. Afin d'étudier le forçage radiatif induit par les changements d'albédo de surface les conditions d'illumination directes (« black-sky ») et diffuses (« white-sky albedo ») ont été prises en compte. A cet effet les albédos de surface « white-sky » (WSA pour « white-sky » albedo en anglais) et « black-sky » (BSA pour « black-sky albedo » en anglais) ont été utilisés. Les produits ont été téléchargées depuis le serveur ftp de l'université de Boston: [UMass Boston ftp server](http://rsftp.eeos.umb.edu/data02/Gapfilled/) ([ftp://rsftp.eeos.umb.edu/data02/Gapfilled/](http://rsftp.eeos.umb.edu/data02/Gapfilled/), accès le 01/12/2014). Les données albédos de surface utilisées sont des estimations issues du capteur MODIS. La collection de données utilisées (MCD43GF) est fournie décontaminée de la présence de neige et interpolée temporellement et spatialement en cas de présence nuageuse persistante (Sun, 2014). Le pas de temps utilisé est de 8 jours et la résolution spatiale est de 1/120 degré (soit environ 1 km). Les données ont été sélectionnées afin de couvrir la zone d'étude (France) sur la période 2001-2013. Ainsi, le domaine d'étude se résume à une zone de 1680x1200 pixels, soit environ 1680 km sur 1200 km. Les produits albédos de surface sont fournis avec un indice de qualité donnant une information qualitative sur la confiance de l'estimation. Les pixels comportant plus de 5% de jours avec des estimations de qualité médiocre au cours des 13 années (période estival) ont été écartés de l'étude. Les données sont qualifiées de médiocres dès que l'indice de qualité est supérieur à 3.

Deux types de données biophysiques permettant de caractériser la végétation ont été utilisées : la surface de feuilles (m^2) par surface au sol (m^2 au sol) (Leaf Area Index ; LAI) et la fraction de végétation verte sur le pixel (Fraction de COVER de végétation verte ; FCOVER) sont également utilisés. Ces données permettent de décrire la structure de la végétation dans ses dimensions verticales et horizontales, respectivement. Les estimations satellitaires de ces deux propriétés biophysiques sont issues du projet GEOLAND2 Version 1 (GEOV1) et construites à partir du capteur SPOT-VEGETATION (Camacho et al., 2013). Les estimations sont fournies tous les 10 jours à une résolution spatiale de 1 km (<http://land.copernicus.eu/global/>, accès le 01/12/2014). Ces produits ont été utilisés plutôt que les produits réalisés à partir de capteur MODIS car Li et al. (2015) ont montré dans leur étude d'inter-comparaison que les produits GEOV1 étaient de meilleure qualité durant la période estivale sur les zones à fort LAI (voir Section 2.2.4 du Chapitre II).

Outre ces estimations radiatives et biophysiques, la qualification de l'état de la végétation a été menée à partir de l'indice NDVI (« Normalized Difference Vegetation Index » en anglais). Cet indice calculé à partir des réflectances est couramment utilisé afin de suivre les évolutions du verdissement de la végétation (Turner et al., 2013 ; Zhang et al., 2013). Il est toutefois important de noter que ce verdissement estimé au travers de ce NDVI, et donc des albédos satellitaires, peut

présenter des divergences par rapport au verdissement mesuré par les relevés terrain. Afin de limiter les effets de directionnalité dans cette étude, le NDVI a été défini comme :

$$NDVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_{VIS}}{\rho_{NIR} + \rho_{VIS}} \quad \text{Eq. III-1}$$

où ρ_{NIR} est l'albédo MODIS de la bande proche infrarouge et ρ_{VIS} l'albédo dans le domaine du visible (Rouse et al., 1973).

Dans cette étude le NDVI a été calculé à partir d'un ρ_{VIS} à la place d'un ρ_{Red} , voir l'Eq. III-1. En effet, une étude complémentaire (**« Appendix A » de l'article Planque et al. (2017) en Annexe 1**) a montré que l'utilisation du domaine visible complet était plus significative. De plus dans le cadre de cette étude, l'utilisation d'un NDVI dérivé directement des albédos VIS et NIR (issus des satellites Terra et Aqua) a été préférée au produit NDVI MODIS officiel pour deux raisons. Premièrement, seul le NDVI MODIS à 1 km issu du satellite Terra, produit tous les 16 jours, était disponible sur toute la période d'étude; pas de produit NDVI issu du satellite Aqua en 2001. Deuxièmement, le produit qualité associé au produit NDVI MODIS officiel a montré qu'en moyenne 20% des dates de la période d'étude étaient de qualité médiocre. Pour ces raisons, le NDVI utilisé est calculé à partir des albédos VIS et NIR. Le pourcentage moyen de données albédos MODIS avec une qualité médiocre est inférieur à 1% en France sur la période étudiée.

2.2.2. Produits d'occupation du sol: ESA-CCI « land cover »

Des cartes de classification des types de surface ont été également utilisées afin d'exclure les zones non boisées (Tsendbazar et al., 2014). Les cartes utilisées sont celles produites dans le cadre du programme « Land Cover » de l'initiative Changement Climatique (CCI en anglais) piloté par l'agence spatiale européenne (ESA) (www.esa-landcover-cci.org, accès le 01/06/2015) et reclassifiées en 8 classes de végétation (voir Section 2.2.4 du Chapitre II). Le produit cartographique (8 classes) offre une résolution spatiale de 1 km et est disponible pour trois années différentes couvrant la période d'étude ; 2000, 2005 et 2010. Dans cette étude, les zones boisées correspondent aux classes suivantes : « végétation arbustive », « arborée – feuillus », « arborée – conifères » et « arborée – mixte ».

2.2.3. Données atmosphériques : le produit de ré-analyse ERA-Interim

Le produit ERA-Interim propose une ré-analyse depuis 1979 de produits atmosphériques à échelle globale produite par le Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT, ou « ECMWF » en anglais) (Berrisford et al., 2011(a) ; Dee et al., 2011). La ré-analyse est

construite sur 60 niveaux verticaux à partir d'une assimilation de données 4D-Var (variation à quatre dimensions) sur une fenêtre de 12 heures (Mooney et al., 2011; Simmons et al., 2010). ERA-Interim met à disposition une vaste gamme de produits permettant de décrire les conditions météorologiques, océaniques et terrestres (Dee et al., 2011). Le projet ERA-Interim (1979-présent) succède à la ré-analyse ERA-40 de 45 ans (1957-2002). ERA-Interim a été évalué comme étant globalement de meilleure qualité par rapport à ERA-40 (Dee et al., 2011). Cependant, une erreur de programmation non résolue a introduit un biais positif sur le rayonnement solaire incident en haut de l'atmosphère (TOA, pour Top Of Atmosphere en anglais) d'environ 2 W.m^{-2} (Berrisford et al., 2011(b); Dee et al., 2011). Cette surestimation de rayonnement solaire incident TOA pourrait entraîner une sous-estimation, de l'ordre de 0.44%, des résultats sur le forçage radiatif présentés ci-après. Les données ERA-Interim ont une résolution spatiale régulière de 0.75° (<http://www.apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/>, accès 01/12/2015) et sont directement extrapolées dans cette étude à 1 km de résolution. Le rayonnement solaire incident TOA (en J.m^{-2}) et le rayonnement solaire descendant à la surface (en J.m^{-2}) accumulés sur 12 heures, à 0000 UTC et à 1200 UTC, ont été cumulés afin de calculer la quantité journalière de rayonnement solaire incident TOA (R_{toa}) et la quantité journalière de rayonnement solaire descendant à la surface (R_s). Ces quantités de rayonnement ont été utilisées afin d'évaluer l'impact radiatif des changements dans les couverts forestiers, voir Eq. II-1 du Chapitre II.

2.3. Protocole méthodologique

Rappelons ici les trois objectifs de ce chapitre :

- 1- identifier d'éventuels changements dans les propriétés biophysiques (albédos) des forêts.
- 2- quantifier les impacts directs des changements d'albédo en termes de forçage radiatif.
- 3- discuter les causes pouvant justifier les tendances observées, notamment celles non induites par des changements brutaux de structure du couvert (Type 3).

Afin d'atteindre ces objectifs une méthodologie a été établie, qui est schématisée en Figure III-2. Plusieurs étapes successives ont été réalisées et sont détaillées ci-après.

2.3.1. EXP 1 : Tendances en albédo

Le premier des objectifs est en lien direct avec l'objectif général de ce Chapitre, à savoir : détecter les sites forestiers présentant un cycle annuel d'albédo caractéristique. Dans ce contexte j'ai cherché à identifier les couverts qui ont montré des tendances en albédo de surface, entre 2001 et 2013, puis à comprendre ces tendances. Afin d'atteindre cet objectif plusieurs étapes sont nécessaires :

Tendances lentes en albédo (Etape 1) – Pour chaque pixel (hors changement d’occupation du sol), un test de Mann-Kendall (MK) et son test associé, appelé « Sen’s slope » (permettant de quantifier la pente des tendances), ont été appliqués sur les séries temporelles 2001-2013 des albédos de surface estivaux moyens dans les domaines visible (VIS) et proche infrarouge (NIR). Le test statistique de MK est un test de tendance sensible aux variations saisonnières (voir Section 2.2.1 du Chapitre II). Afin de s’affranchir de ces variations, les moyennes estivales des données albédos ont été utilisées (Karabulut et al., 2008; Gocic and Trajkovic, 2013; Duhan and Pandey, 2013). Le test de MK permet d’isoler les zones présentant des tendances significatives ($p\text{-value} < 0.01$) en albédo VIS/NIR des zones ne présentant pas de changements (Type 4 de la Figure II-1 du Chapitre II). Cette étape de détection de changements dans l’albédo de surface correspond à « l’Etape 1 » de l’EXP1 sur la *Figure III-2*.

Les tendances en albédo détectées peuvent être dues à des modifications anthropiques (ex : éclaircies dans les forêts) ou à des événements climatiques extrêmes (ex : des tempêtes) altérant la structure du couvert (LAI ou/et FCOVER), mais également des évolutions progressives dans leurs structures ou/et leurs propriétés physiologiques. Afin de comprendre les causes de ces changements d’albédo de surface, la distinction entre ces deux types de changements (brutaux ou lents) a été faite.

Rupture de la structure du couvert (Etape 2) – On cherche donc à distinguer les pixels concernés par des changements soudains (brutaux) des pixels affectés par des changements progressifs (lents). Dans ce but que la méthode de rupture de tendances de Zeileis a été employée (voir Section 2.2.2 du Chapitre II). Les produits GEOV1 FCOVER et LAI issus du capteur SPOT-VEGETATION sont les indicateurs utilisés afin de repérer les changements brutaux dans la végétation. Une complémentarité existe dans ces produits FCOVER et LAI. En effet, le FCOVER permet de quantifier l’étendue horizontale de la végétation, tandis que le LAI permet de décrire en quelque sorte la quantité de feuilles sur la verticale de la végétation. Pour cette raison, les deux produits ont été utilisés afin de détecter des ruptures dans la végétation. Lorsqu’un ou plusieurs changements sont détectés dans au moins l’un des deux produits (FCOVER ou/et LAI), le pixel est écarté et classifié comme étant de « Type 2 » (voir *Figure III-2*). Pour rappel les Type 2 correspondent à des couverts (non affectés par un changement d’occupation du sol) qui ont montré une tendance en albédo qui s’explique par une rupture dans la structure de la végétation, à savoir une rupture dans le FCOVER ou le LAI. Cette étape de détection de changements brutaux dans la structure du couvert pouvant expliquer les tendances en albédo correspond à « l’Etape 2 » de l’EXP1 sur la *Figure III-2*.

Ainsi à la fin de cette étape, seuls les couverts végétaux qui n’ont pas subi de changement soudain dans leur évolution temporelle sont conservés. A la différence du test de MK, le test de

rupture de Zeileis n'est pas sensible à la variabilité saisonnière. Dans ce cas, moyenner les données estivales pour chacune des années n'est pas nécessaire. Des exemples de séries temporelles pour deux sites étudiés (les Site 1 et 2) sont montrées Section 3.1 afin d'illustrer les différents types de tendance (avec ou sans rupture dans la structure de la végétation).

Forêts à priori stables avec tendance en albédo (« Etape 3 ») - Afin de se concentrer sur les couverts forestiers, les zones agricoles (cultures/prairies) ont été écartées à l'aide de la carte ESA-CCI 2010 des 8 types de couverts de surface (Voir « Etape 3 » de L'EXP1 sur la [Figure III-2](#)). La plupart des zones agricoles avaient déjà été éliminées par le test de Zeileis, voir Section 3. Ainsi, seules les catégories « végétation arbustive », « arborée – feuillus », « arborée – conifères » et « arborée – mixte » sont conservées (voir Tableau II-1 du Chapitre II et Figure III-1 de ce chapitre). A la fin de cette première expérience (EXP1), les pixels conservés illustrent des zones forestières à priori stables, c'est-à-dire ne présentant pas de changement brutal significatif dans les produits végétation (FCOVER ou/et LAI) entre 2001 et 2013, et montrant pourtant une tendance en albédo (« Type 3 » de la [Figure III-2](#)).

2.3.2. EXP 2: Verdissement

La recherche d'explication pour les tendances progressives en albédo sur les forêts a priori stables (Type 3) s'appuie sur une analyse du NDVI (« Etape 4 » de l'EXP2 sur la [Figure III-2](#)). Les indices de végétation, tels que le NDVI, sont des mesures d'évaluation indirecte du verdissement. Pour les zones forestières stables affectées par une tendance lente en albédo (Type 3), le NDVI a été calculé pour chacune des dates à l'aide de l'Eq. III-1 et un test de tendance de MK a été appliqué sur la série temporelle de NDVI estivaux sur la période 2001-2013, de la même manière que pour les albédo de surface. Afin d'illustrer ces zones (tendance ou non dans le NDVI), les séries temporelles des Sites 2 et 3 sont détaillées dans la Section 3.2. Ces deux sites sont décrits dans la Section 2.1, [Figure III-1](#).

2.3.3. EXP 3: Evaluation du forçage radiatif

Une fois répertoriées les zones forestières stables affectées par une tendance lente (Type 3), une estimation de l'impact de ces changements en termes de forçage radiatif a été calculée au travers du RF (en W.m^{-2}) et du RF relatif (RF_r en W.m^{-2}), respectivement décrits à Eq. II-1 et Eq. II-2 du Chapitre II. L'impact radiatif de ces tendances lentes (Type 3) a été comparé à l'impact de changements brutaux (voir Figure III-2). On considère qu'il existe deux grands types de changements brutaux (ou rupture):

- Type 1 : les ruptures dues à un changement d'occupation du sol (dits, « land cover change » ou LCC), voir « Type 1 » de la Figure III-2. Ces changements peuvent correspondre par exemple à des transformations des couverts forestiers en cultures,
- Type 2 : les ruptures affectant la structure du couvert (LAI ou FCOVER) sans modification du type d'occupation du sol (par exemple des éclaircies dans les forêts), voir « Type 2 » de la Figure III-2.

Dans cette étude nous considérons les changements brutaux de type 2 comme le résultat de l'Etape 2 plus les couverts non forestiers de l'Etape 3 (voir EXP1 dans la [Figure III-2](#)). Les changements brutaux de type 1 ont été obtenus en croisant les cartes 2000, 2005 et 2010 des 8 types de couvert obtenus à partir des cartes ESA-CCI (Tableau II-1 du Chapitre II). Les évolutions d'albédo SW associées à chacun des deux types de changement rapide (Type 1 et Type 2) et du changement lent (Type 3) ont été quantifiées à partir des produits MODIS BSA et WSA. Une évaluation de l'impact radiatif a ensuite été faite (voir Section 3.3.2).

Enfin, en s'appuyant sur les éléments de la discussion, trois scénarios de type « business-as-usual » (scénario où les évolutions continuent au rythme actuel) sont proposés, Section 4.2, afin d'estimer l'impact de ces tendances lentes en forêt a priori stables (Type 3), à l'horizon 2100. La définition de ces trois scénarios est détaillée en Section 4.2.

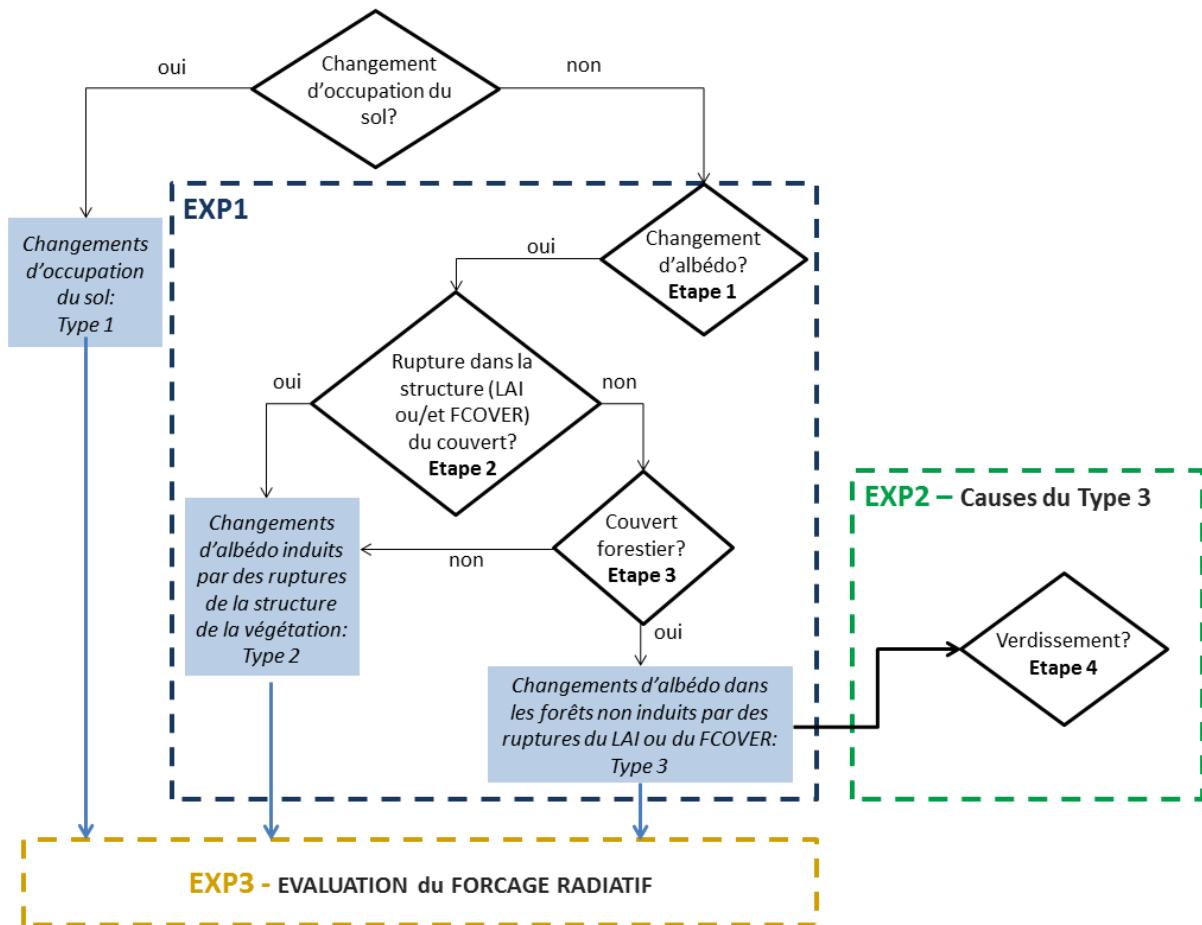


Figure III-2. Protocole pour l'identification, la compréhension et l'estimation de l'impact radiatif des changements d'albedo sur les couverts végétalisés. Les étapes expérimentale EXP1, EXP2 et EXP3 composant cette méthodologie sont respectivement détaillées dans les Sections 2.3.1, 2.3.2 et 2.3.3. Les calculs de forçages radiatifs sont décrits dans l'Eq II-1 et l'Eq II-2, Section 2.2.3. du Chapitre II.

3. Résultats

3.1. Tendances observées pour l'albédo de surface

3.1.1. Tendances lentes en albédo

Pour chacun des pixels de la zone d'étude, les tests de MK et de Sen ont été appliqués sur les séries temporelles d'albédos estivaux moyens de surface de 2001 à 2013 (« Etape 1 » de la Figure III-2). Les produits albédo satellitaires dans le domaine VIS et NIR MODIS sont utilisés pour cela (voir Section 2.2.1). Cette première étape permet d'isoler des zones présentant des tendances en albédo dans les domaines VIS et/ou NIR entre 2001 et 2013, le test de Sen permettant de quantifier l'intensité et le sens de ces tendances. La Figure III-3 montre des exemples de tendance sur les deux sites d'étude, Sites 1 et 2 (voir localisation Figure III-1).

Le Site 1 affiche une tendance positive en albédo VIS (Figure III-3(a)). Entre 2001 et 2013, l'albédo visible évolue entre 0.0225 (en 2003) et 0.0385 (en 2011), en passant par une valeur médiane de 0.028. Le test de tendance de MK a détecté une tendance sur ce site avec un niveau de significativité de 0.00586. Le test de Sen a permis de détecter une pente de 0.00121 par an, soit une augmentation moyenne de l'albédo VIS de 0.01449 sur les treize années étudiées. Ainsi, une augmentation relative de l'ordre de 65% a été détectée dans l'albédo VIS sur le Site 1 entre 2001 et 2013. De par sa p-value ($p\text{-value}<0.01$), cette augmentation de l'albédo est considérée comme significative par le test de MK.

Le Site 2, Figure III-3(b), montre une tendance négative en albédo VIS. Entre 2001 et 2013, l'albédo VIS varie entre 0.032 (en 2001) et 0.023 (en 2013), avec une valeur médiane de 0.026. Le test de Mann-Kendall a détecté une tendance en albédo avec une p-value de 0.00055. Le test de Sen a montré une tendance à la diminution de l'albédo VIS avec une pente de -0.00057 par an, soit une diminution moyenne de 0.0069 de l'albédo VIS entre 2001 et 2013. Ainsi, une tendance significative de 23% sur 13 ans a été détectée sur l'évolution de l'albédo estival.

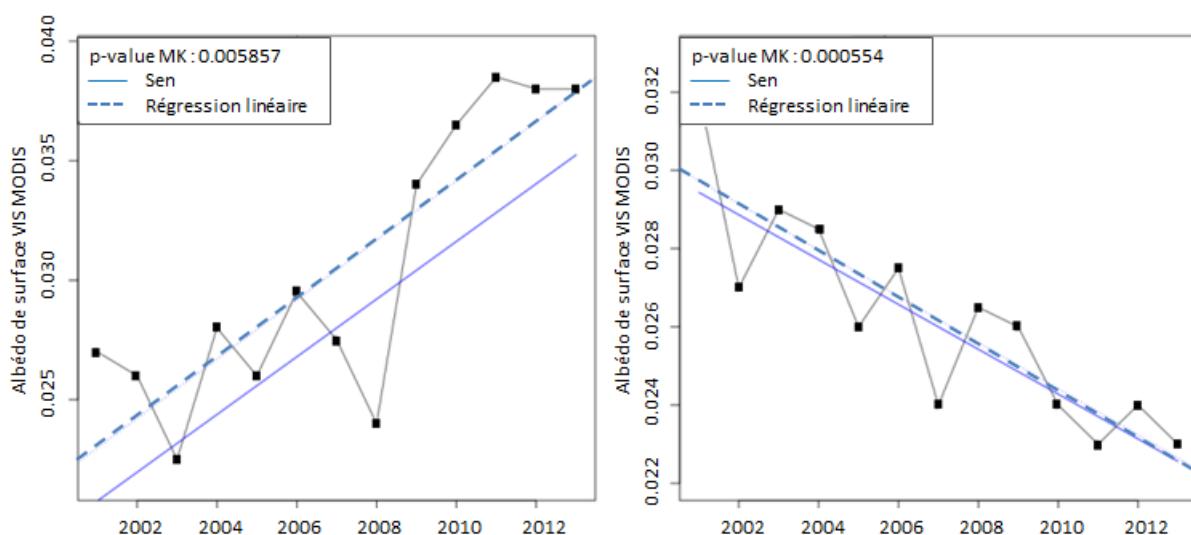


Figure III-3: Evolution de l'albédo « black-sky » VIS estival moyen entre 2001 et 2013 sur deux sites présentant une tendance significative en albédo : (a) Site 1 (0.755°W ; 44.055°N) et (b) Site 2 (1.046°E ; 44.713°N). La ligne bleue, en pointillés, indique la pente détectée par une régression linéaire classique. La ligne bleue continue indique la pente détectée par le test de Sen. La p-value obtenue par le test de MK pour chacun des deux sites est signalée en haut à gauche.

Sur la zone d'étude, qui comporte 2016000 pixels, 919678 pixels sont des pixels de terres émergées localisées en France (A_{France} dans l'Eq. II-2). Parmi ceux-ci, 32291 pixels présentent une tendance significative dans l'évolution de l'albédo VIS, avec une $p\text{-value} < 0.01$, et 31655 pixels présentent des données de bonne qualité (voir Section 2.2.1) sur plus de 95% de la série temporelle.

Au final, environ 3.5% de la surface française, soit 31655 pixels, a été affectée par une tendance en albédo visible sur la dernière décennie. Ces tendances sont très majoritairement, à hauteur de 94%, des tendances à la diminution de l'albédo. La Figure III-4 montre les zones étant affectées par des tendances en albédo VIS significatives sur la dernière décennie. Les pixels en couleur bleue indiquent une tendance à la diminution de l'albédo, tandis que les pixels en couleur rouge montrent une hausse en réflectance. La région des Landes est l'une des rares régions à avoir montré une tendance positive dans l'albédo VIS. Cette augmentation est due à la tempête Klaus (2009) qui a causé sur cette région forestière (plantation de pins maritimes en grande majorité) des dommages importants. Suite à cette déforestation massive en 2009, la forêt des Landes a progressivement été transformée en sol nu ou en zone herbacée. Or ces types de couvert possèdent un albédo beaucoup plus élevé que celui des forêts de pin.

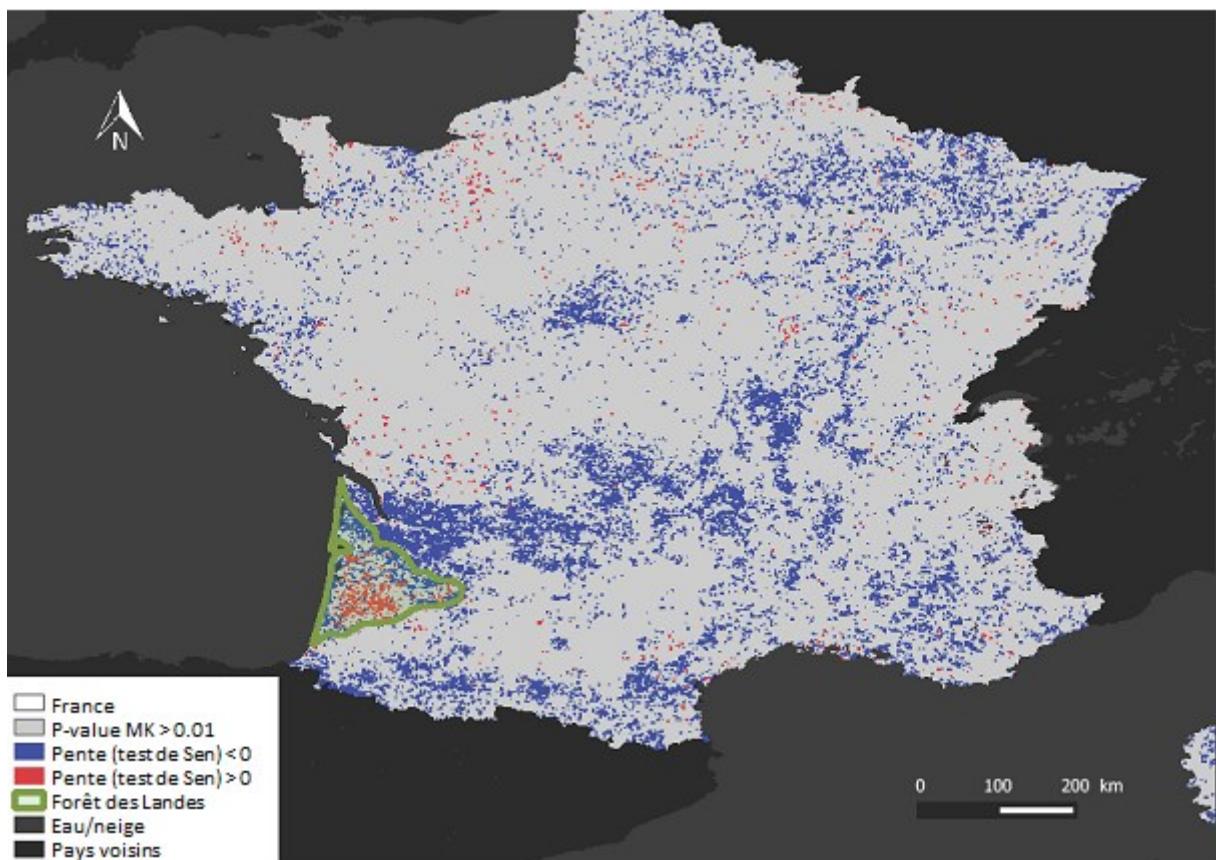


Figure III-4: Signes des tendances en albédo VIS estival pour la période 2001-2013 (obtenu à l'aide du test statistique de Mann-Kendall). Les tendances négatives sont indiquées en bleu et les tendances positives en rouge. Uniquement les signes des tendances significatives ($p\text{-value} < 0.01$) sont représentés. La forêt des Landes est délimitée par une ligne verte.

3.1.2. Forêts *a priori* stables

Les tendances visibles sur la Figure III-4 ne sont pas nécessairement des tendances lentes et concernent tout type de surface (non exclusivement des forêts). L'application du test de rupture de Zeileis sur les produits FCOVER et LAI permet d'identifier les zones de végétation stables des zones de végétation non stable (voir Section 2.3). Environ 84% des pixels précédemment détectés par le test de MK ont été éliminés lors de cette étape et classifiés comme de Type 2 (voir « Etape 2 » de la Figure III-2).

La Figure III-5 montre les ruptures dans la série temporelle de LAI pour les Sites 1 et 2 durant la période d'étude. Le test de Zeileis a permis de détecter deux points de rupture dans la série temporelle du Site 1 (Figure III-5(a)). Entre 2001 et 2006, le LAI évolue autour d'un coefficient de régression stable ; la valeur médiane en LAI estival est proche de 3.9 (m^2/m^2). Pour les deux années suivantes le coefficient de régression change et le LAI estival médian est de 4.3 (m^2/m^2). Des plantations sur site peuvent par exemple expliquer cette augmentation soudaine du LAI. Une deuxième rupture, bien plus importante, est détectée entre l'été 2008 et l'été 2009. Cette rupture correspond à la date de la tempête Klaus. Le LAI chute brutalement pour se retrouver autour d'une valeur médiane de 2.0 (m^2/m^2).

A la différence du Site 1, le Site 2 ne présente aucune rupture dans les produits FCOVER et LAI d'après le test de Zeileis (voir Figure III-5(b)). De 2001 à 2013 l'évolution du LAI estival sur ce site suit un coefficient de régression stable avec une valeur médiane de 5.1 (m^2/m^2). Il est intéressant de noter que les fluctuations du LAI pendant la période estivale (variations saisonnières) ne sont pas considérées comme des ruptures par le test de Zeileis. Du fait de son type (couvert de feuillus), le Site 2 montre des variations saisonnières en LAI deux fois plus importantes que le Site 1 (forêt de conifères).

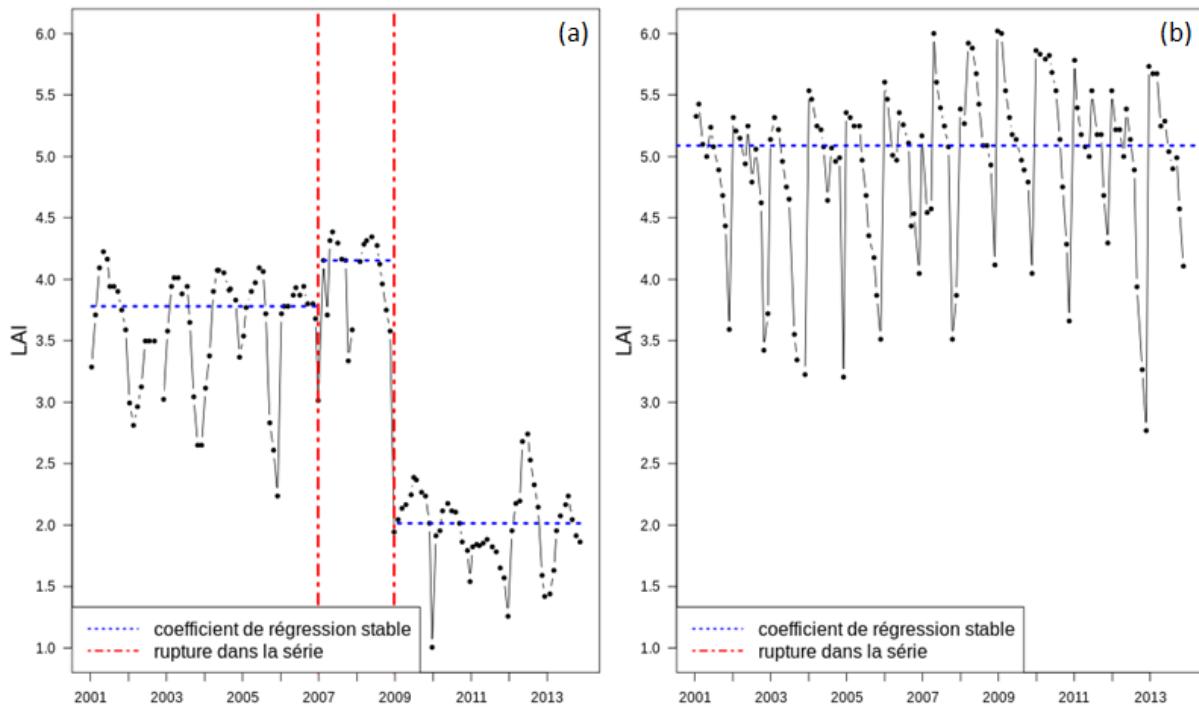


Figure III-5: Evolution et ruptures dans la série temporelle en LAI estival entre 2001 et 2013 pour (a) le Site 1 et (b) le Site 2. Les lignes verticales en pointillés (en rouge) indiquent les ruptures dans la série. Les lignes horizontales en pointillés (en bleu) montrent les périodes de stabilité.

La Figure III-6(a) cartographie les zones de végétation stable affectées par une tendance en albédo durant la dernière décennie. Par rapport à la Figure III-4, 84% des pixels ont été écartés par le test de Zeileis car ils présentaient des ruptures dans les séries temporelles des produits GEOV1 FCOVER et/ou LAI. Ainsi, à l'issu de cette étape il reste 5021 pixels (1 km^2) de végétation stable. Parmi ces derniers, les pixels de forêts stables ont été retenus en s'appuyant sur la classification ESA-CCI (voir Section 2.3.1). 87% des pixels écartés lors de cette étape l'étaient déjà à la suite du test de Zeileis. La surface restante à la fin de cette étape est de 911 km^2 , ($911 \text{ pixels de } 1\text{km}^2$) soit 0.1% de la surface totale française. Durant la période d'étude en France, 77.7% des pixels ont été détectés comme n'étant pas des zones forestières stables et 22.3% comme étant des zones forestières stables. Les forêts stables ne possédant pas de tendance significative en albédo représentent 21.9% (20.7%) du couvert forestier français, lorsqu'une p-value de 0.01 (0.05) est considérée dans le test de MK.

La Figure III-6(b) met en évidence les 911 km^2 de pixels qui ont montré une tendance significative en albédo alors qu'aucune modification brutale du couvert forestier n'a été détectée (Type 3). Comme l'on peut le voir Figure III-6(b), les pixels affectés sont dispersés dans toutes les forêts françaises, mais trois zones forestières, situées dans le Sud-Ouest de la France, le sont plus densément.

Il est intéressant de noter que sur ces forêts stables l'albédo présente très souvent une tendance dans le domaine du visible (VIS) mais pas dans le domaine du proche infrarouge (NIR). Seul, 10.2% des forêts stables montrant des tendances dans albédo VIS ont également montré des tendances dans l'albédo NIR. Ces pixels de forêt présentant une double tendance sont dispersés sur la France sans schéma de distribution particulier.

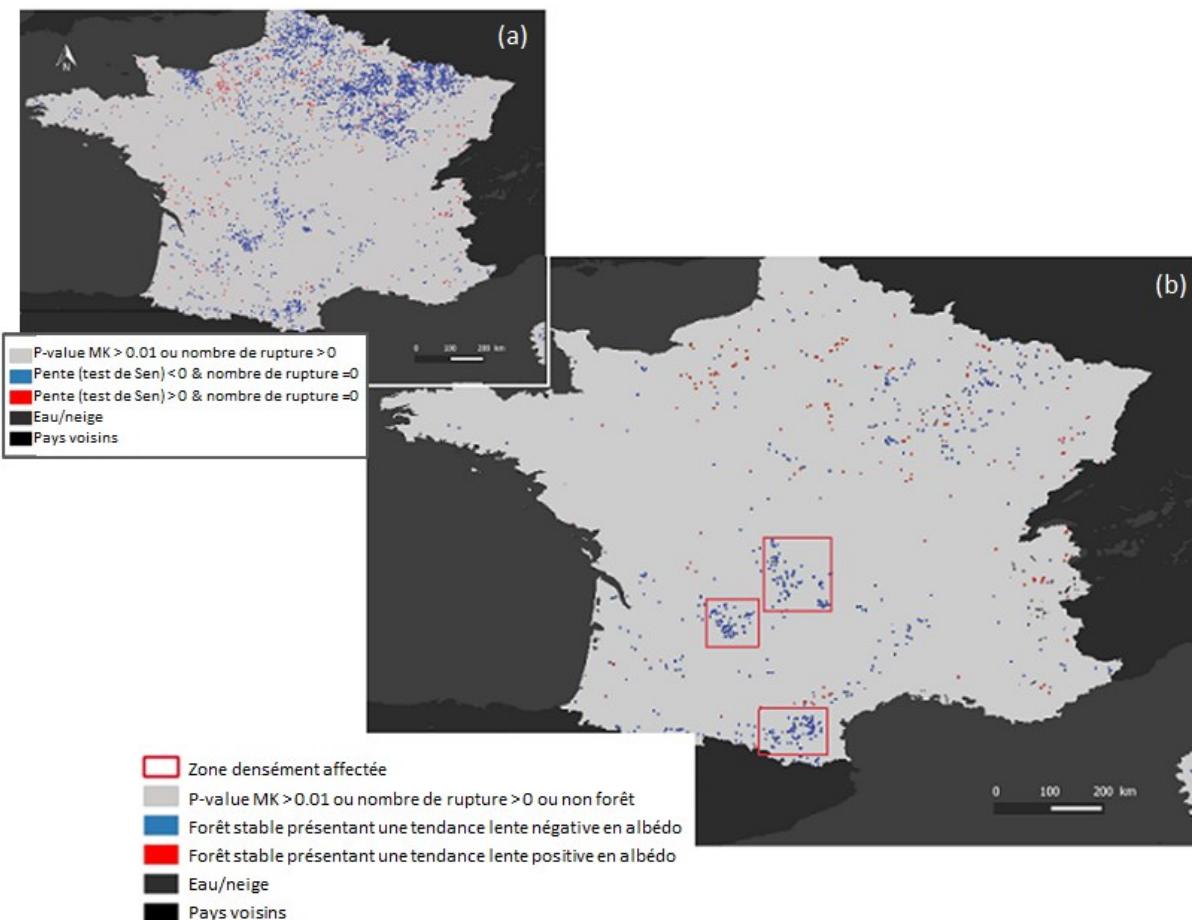


Figure III-6: Zones affectées par une tendance en albédo visible estival entre 2001 et 2013 après (a) avoir éliminé les couverts végétalisés non stables (« Etape 2 » de l'EXP1 sur la Figure III-2) et (b) avoir éliminé les zones agricoles en sus des zones non stables (« Etape 3 » de l'EXP1 sur la Figure III-2). Les rectangles rouges mettent en évidence les trois zones les plus densément affectées. Les points bleus représentent les tendances à la diminution de l'albédo et les points rouges représentent les tendances à l'augmentation de l'albédo.

3.2. Mise en évidence d'un verdissement de forêts en France

Comme expliqué Section 2.3.2 les séries temporelles de NDVI (2001-2013) ont été analysées afin d'identifier le phénomène physique induisant les diminutions lentes d'albédo sur ces forêts à priori stables (« Type 3 » Figure III-2). Rappelons que l'on qualifie de « stable » les forêts qui sont

stables dans leur évolution temporelle de leur couvert sur leur dimension horizontale (pas de rupture dans le FCOVER) ou/et sur leur dimension verticale (pas de rupture dans le LAI). Pour chacun de ces pixels, un test de MK a été appliquée sur les séries temporelles de NDVI estival entre 2001 et 2013. Les Figure III-7(a) et Figure III-7(b) montrent l'évolution de l'albédo VIS estival et du NDVI entre 2001 et 2013 sur deux sites (Site 2 et Site 3, voir présentation Section 2.1). On observe sur ces deux sites des tendances en albédo VIS avec des p-values, respectivement, de 0.00055 et 0.00846. Ces deux sites ne présentent aucune tendance en albédo NIR. Cependant, à la différence du Site 3, le Site 2 montre une tendance dans le NDVI.

Sur la Figure III-7(a), nous pouvons voir que le NDVI estival a augmenté de 0.80 (2001) à 0.83 (2013), tandis que l'albédo visible a diminué de 0.032 à 0.023. La tendance en NDVI a été détectée significative avec une p-value de 0.00279. Il est bon de souligner ici que les variations en NDVI suivent de manière opposée celles de l'albédo visible.

La Figure III-7(b) montre que le NDVI sur le Site 3 augmente de 0.78 (2001) à 0.81 (2013) alors que l'albédo VIS diminue de 0.023 à 0.0185. Pourtant, alors qu'une tendance significative en albédo VIS est détectée et qu'aucune tendance n'est notée dans le NIR, la tendance du NDVI n'est pas jugée significative (p-value de 0.059).

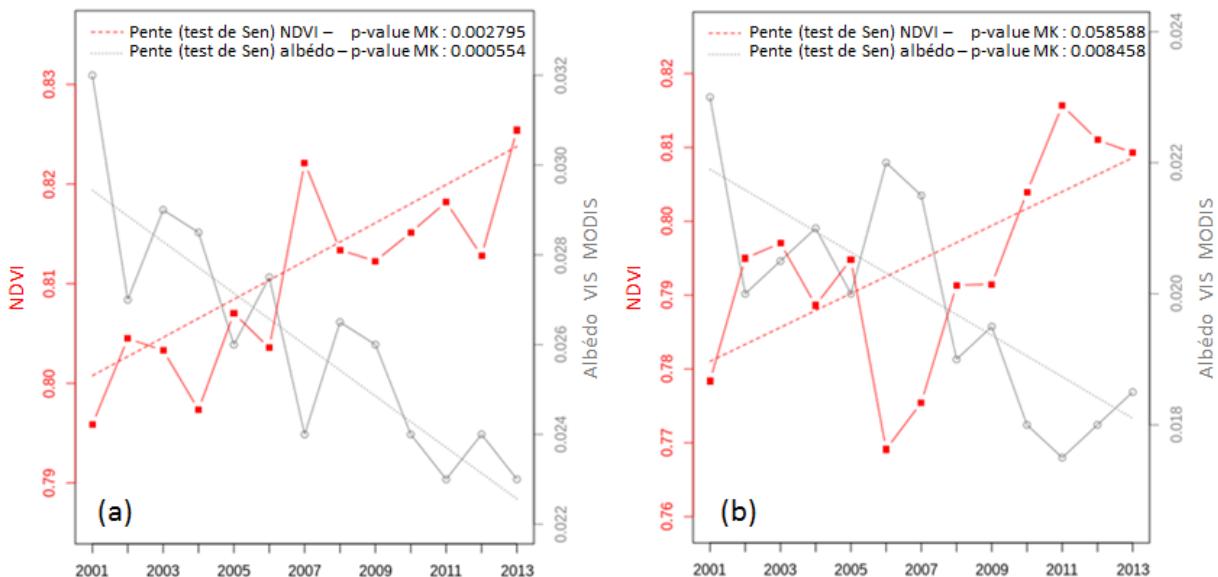


Figure III-7 : Evolution de l'albédo VIS estival moyen (en noir) et du NDVI estival moyen (en rouge) entre 2001 et 2013 sur deux sites forestiers stables présentant une tendance significative en albédo : (a) Site 2 et (b) Site 3.

Sur la zone d'étude la valeur médiane de p-value, obtenue à partir des tests de MK, est 0.02. Dans 73% des cas de pixels forestiers présentant une tendance en albédo VIS (mais pas en albédo

NIR), une tendance en NDVI a été décelée ($p\text{-value} < 0.05$). La significativité du test n'est pas liée à la valeur en NDVI, démontrant une non-saturation du produit NDVI. Les zones forestières sont composées d'arbustes et d'arbres de type feuillus, conifères ou d'un mélange des deux. Une analyse par type de couvert met en évidence que les forêts stables montrant des tendances en albédo sont majoritairement (59.9%) des couverts arborés de type feuillus (Figure III-8(a)). La Figure III-8(a) nous indique la répartition restante des pixels forestiers stables entre les différents types : 16.9% sont des conifères, 15.2% des surfaces arborées de type mixte et 8.0% de surfaces arbustives. Cette répartition respecte globalement le pourcentage de présence de chaque type de couvert sur le territoire français (Tableau II-1 du Chapitre II). Toutefois il semblerait que les couverts de type feuillus ont tendance à être plus affectés. Environ 60% des forêts affectées sont des feuillus alors qu'elles ne représentent que 49% des forêts en France. Par ailleurs, les forêts semblent également affectées différemment par les tendances en NDVI selon le type. Les surfaces arbustives, arborées feuillus, arborées conifères et mixtes, montrent des tendances significatives en NDVI, respectivement, dans 78.6%, 70.0%, 76.4% et 71.2% des cas (Figure III-8 (b)).

En moyenne sur les 911 pixels étudiés, la pente en albédo VIS obtenue par le test de Sen est de -0.00073, soit une diminution de 0.0088 entre 2001 et 2013. L'albédo VIS (Figure III-9) est en moyenne de 0.051, 0.036, 0.026 et 0.027, respectivement, pour les surfaces arbustives, arborées feuillus, arborées conifères et mixtes. La différence en albédo VIS entre 2001 et 2013, respectivement pour les quatre types mentionnés précédemment, était de -0.0109, -0.0086, -0.0072 et -0.0083. Ainsi chacun des quatre types de couverts montrent, respectivement, des diminutions de 20.1%, 23.6%, 28.2% et 29.8% de l'albédo VIS sur les 13 ans de l'étude (Figure III-9).

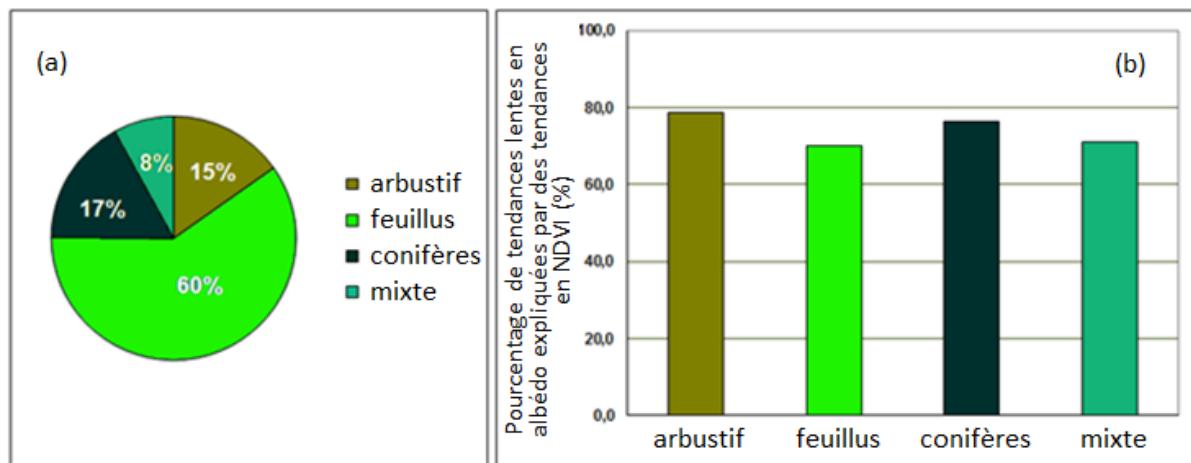


Figure III-8 : (a) Répartition des types de forêts stables affectées par des tendances lentes en albédo (911 pixels) et (b) part, en % pour chaque type de végétation, de pixels montrant une tendance significative en NDVI lorsqu'une tendance significative en albédo a été détectée.

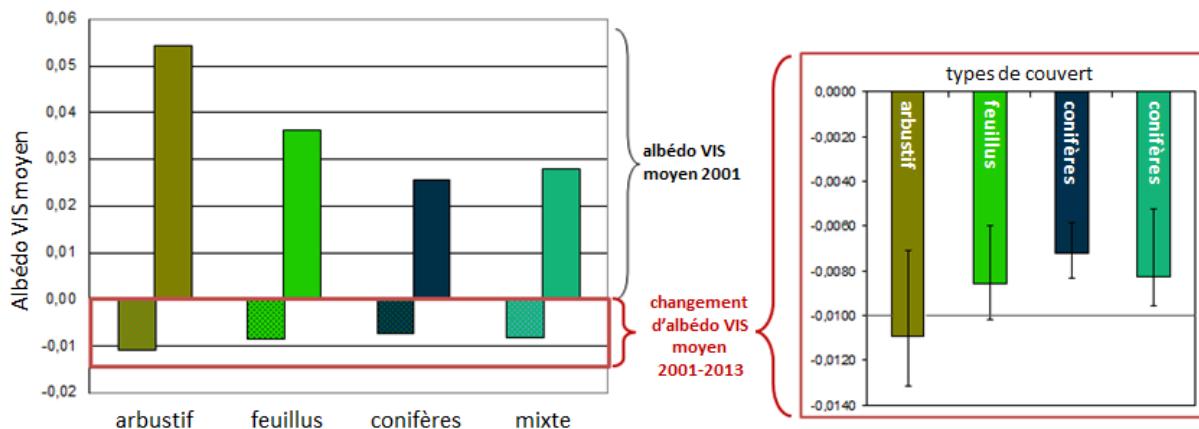


Figure III-9 : Changements d'albédo estival VIS (2001-2013) pour chaque type de couverts de Type 3, comparés à leur valeur moyenne initiale (2001). Les barres noires verticales indiquent l'amplitude interquartile (q_1 et q_3).

3.3. Conséquences sur le forçage radiatif

Cette section cherche à évaluer le forçage radiatif (direct sans prise en compte des rétroactions) associé aux tendances lentes en albédo sur les forêts à couvert stable dans leur dimension horizontale (au travers du FCOVER) ou/et verticale (au travers du LAI), Type 3. De plus elle compare le changement de forçage radiatif sur couvert stable (Type 3) à deux types de changements plus rapides décrits Section 2.3.3 : les LCC (Type 1) et les couverts végétalisés non stables (Type 2). Pour résumer, les changements de forçage radiatif liés aux changements en albédo plus ou moins brutaux sont analysés sur trois types de surfaces :

- Les zones de forêts stables affectées par une tendance lente en albédo. Ce type de surface représente 911 km² (aussi appelé « Type 3 » dans la Figure III-2).
- Les pixels présentant des tendances en albédo mais sur des couverts non stables dans leur dimension horizontale et/ou verticale. En France, au total une surface de 30744 km² est de type « végétation non stable affectée par une tendance en albédo » (appelé par la suite « Type 2 »). Il est à noter que des types d'altération sont totalement indépendants, les pixels appartenant au Type 3 (911 pixels de 1km²) ne sont pas inclus dans cette catégorie.
- Les zones affectées par du LCC (2858 km²). Rappelons que ces zones affectées des changements d'occupation du sol (LCC ou également dit « Type 1 » dans la Figure III-2) sont identifiées d'après l'analyse du changement de classification des surfaces dans le produit ESA-CCI (voir Section 2.2.2). Aucun des pixels de cette catégorie n'appartiennent à l'un des

deux autres types mentionnés ci-dessus. Ainsi les trois types de surface ne présentent aucun recouvrement.

Toute modification de l'albédo de surface est accompagnée d'un changement de forçage radiatif, quel que soit la cause ou la durée de la modification. Ces changements ont été quantifiés de manière absolue (RF, en W.m⁻², voir Eq. II-1 du Chapitre II) et relative (RFr, en W.m⁻², voir Eq. II-2 du Chapitre II).

3.3.1 Changement de type de couvert (LCC)

En France, 0.31% de la surface a été identifiée comme étant affectée par du LCC en se référant au changement de classification dans des produits ESA-CCI de 2000 à 2010 (voir Section 2.2.2). Cette surface est dix fois moins importante que la surface des Type 2 (3.4%) et trois fois plus importante que la surface des Type 3 (0.1%). La Figure III-10 indique la surface affectée par le changement de type LCC entre 2000 et 2010 en France. Les types de végétation qui ont été affectés par du LCC depuis 2000 sont indiqués sur l'abscisse et la superficie (en km²) de changement est montré sur l'ordonnée. De plus, la Figure III-10 répertorie les différents types de migration de la végétation (type de LCC) en prenant pour base les types de végétation présents en 2000 (types indiqués sur l'axe x). Entre 2000 et 2010, les LCC sont en très grande majorité localisés dans la région des Landes, dans le Sud-Ouest de la France. Les types de changements qui s'y sont produits sont, le plus souvent, des modifications des couverts de type conifères vers des couverts arbustifs (1329 km²) ou vers des cultures (867 km²), voir Figure III-10. Entre 2000 et 2010, des couverts de type arborés feuillus, conifères ou mixtes ont été affectés par du LCC. Mais aucun couvert de type arbustif, herbacé, culture ou autre (2000) n'a été converti en un autre type de végétation (voir Figure III-10). Entre 2005 et 2010, une quantité très importante de modification des couverts de conifères vers des couverts arbustifs (1282 km²) et vers des cultures (631 km²) a été notée dans les Landes suite à la tempête Klaus. Ainsi par comparaison à la période 2005-2010, la période 2000-2005 n'a eu qu'une faible superficie affectée par des LCC. Entre 2000 et 2005, les forêts de feuillus, conifères et forêts mixtes ont été, respectivement, transformées en culture à hauteur de 161 km², 243 km² et 146 km².

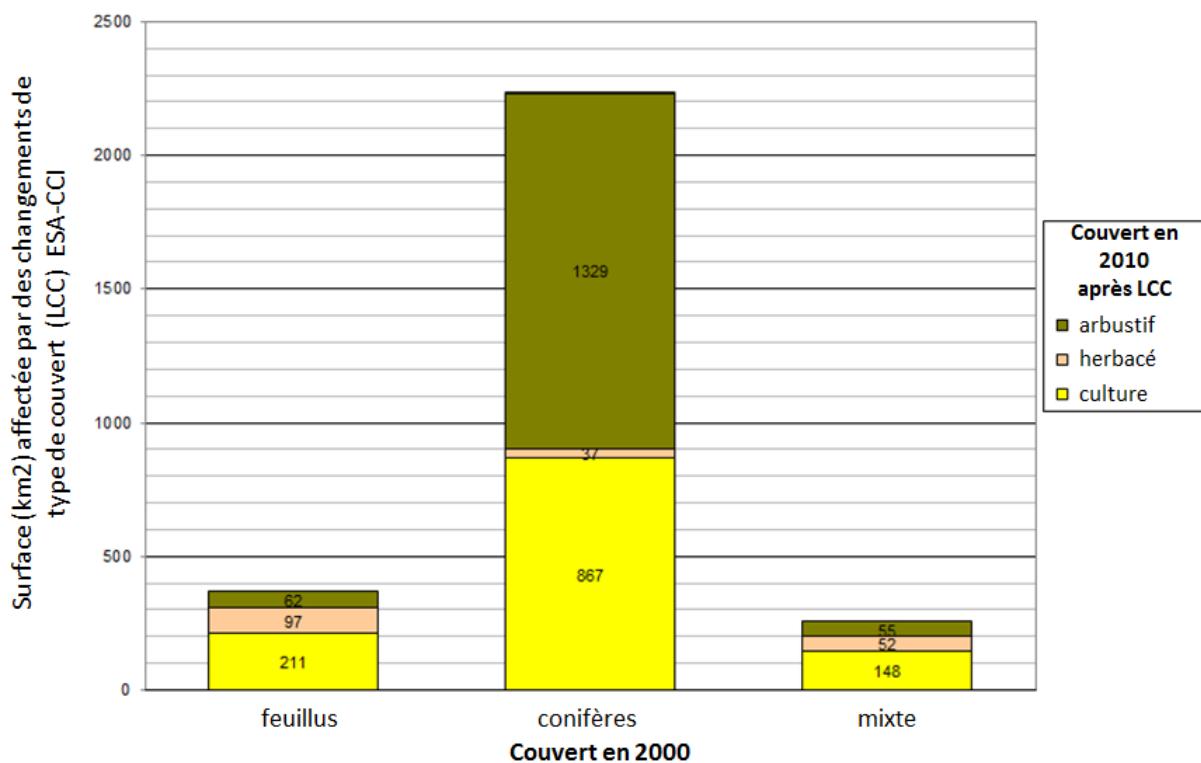


Figure III-10 : Surface affectée par un changement de type LCC en France entre 2000 et 2010, et nature des migrations de couvert qui se sont produites. Les LCC sont obtenus à partir des cartes ESA-CCI (www.esa-landcover-cci.org – dernière consultation le 06.04.2016).

3.3.2. Estimation de l'impact direct sur le forçage radiatif

A partir des produits ERA-Interim, le rayonnement solaire journalier moyen descendant à la surface (en $\text{J} \cdot \text{m}^{-2}$) a été calculé pour les périodes estivales de 2001 à 2013. Le rayonnement solaire journalier incident à la surface est en moyenne de $22.8 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ sur la France. Le rayonnement moyen incident au sommet de l'atmosphère (TOA) a également été calculé. Une valeur moyenne de $39.3 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ a été obtenue. La transmittance (T_a) est calculée comme le ratio de ces deux quantités. En moyenne sur la France pendant les trois mois d'été environ 60% du rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère atteint la surface (T_a de 0.5809). Les 40% restants sont absorbés ou réfléchis par les nuages, les particules d'aérosols et les gaz présents dans l'atmosphère (ozone, vapeur d'eau principalement). Les différences moyennes d'albédo pour les trois types de surfaces définies dans le préambule de la Section 3.3 (Type 3, Type 2 et LCC) sont indiquées en Tableau III-1. Cette section compare les changements d'albédo ($\Delta\alpha$) « black-sky » (BSA) et « white-sky » (WSA) dans le domaine du SW [$0.3\text{-}5\mu\text{m}$]. Il est important de noter que l'impact radiatif des Type 3 et Type 2 est uniquement dû aux tendances en albédo VIS, tandis que les LCC induisent des changements à la fois dans l'albédo VIS et NIR (Tableau III-1).

A partir du changement d'albédo de surface ($\Delta\alpha$), le changement de RF a été calculé à l'aide de l'Eq. II-1 du Chapitre II. En considérant le BSA, l'impact RF engendré par les Type 3 a été de 0.85 W.m^{-2} entre 2001 et 2013. Les zones dites Type 2 ont donné lieu à un changement de RF positif de 0.90 W.m^{-2} . Les surfaces affectées par du LCC ont engendré, quant à elles, un changement de RF négatif de -5.6 W.m^{-2} (compris entre -0.282 W.m^{-2} et -8.189 W.m^{-2} selon le type de LCC). Dans le cas où le WSA est utilisé dans le calcul du RF, les Type 3 et Type 2 ont engendré, respectivement, un changement de RF positif de 1.07 W.m^{-2} et 1.12 W.m^{-2} . Les LCC ont, quant à eux, généré un changement de RF négatif de -5.5 W.m^{-2} (compris entre -0.163 W.m^{-2} et -8.056 W.m^{-2} , selon le type de LCC). La Tableau III-1 récapitule ces statistiques. On constate que les tendances en albédo des surfaces dites Type 3 et Type 2 ont un impact radiatif beaucoup plus faible que les surfaces affectées par du LCC. Ces impacts sont cinq à sept fois plus faibles. Cependant, les superficies impactées par les Type 3, Type 2 et LCC (Type 1) ne sont pas identiques et doivent être prises en compte dans le calcul de cet impact radiatif (cf Eq. II-2 du Chapitre II).

Sur la zone d'étude la superficie des Type 3 était 911 km^2 , soit 0.1% de la surface française étudiée. Ainsi, le RF_r moyen sur la France dû à ce type de changement est de 0.001 W.m^{-2} . Les zones Type 2 (3.4% de la France) ont engendré un impact moyen de 0.0347 W.m^{-2} ($\pm 0.0037 \text{ W.m}^{-2}$). Finalement, les LCC (0.31% de la France) ont induit un impact radiatif (RF_r) moyen de -0.017 W.m^{-2} . La Tableau III-1 résume les valeurs des différents changements moyens en albédo SW (BSA et WSA), RF et RF_r induits par les trois types de changement (décris dans le préambule de la Section 3.3). Comme mentionné Section 3.3.1, seuls les couverts de type arboré feuillus, conifères et mixtes ont été affectés par du LCC entre 2001 et 2013. Dès lors, seuls ces trois couverts sont détaillés dans la Tableau III-1. La Figure III-11 résume sous forme d'histogramme les RF_r décrits Tableau III-1 pour le cas où le BSA est utilisé dans le calcul du $\Delta\alpha$ (Eq. II-2 du Chapitre II). La superficie des surfaces Type 2 étant bien plus grande que la superficie impactée par des LCC, l'impact radiatif dû aux Type 2 se trouve être du même ordre que l'impact dû aux LCC (voire supérieur). Les surfaces dites Type 3 montrent, quant à elles, un impact radiatif (RF_r) du même ordre que les LCC de type arboré feuillus vers cultures (ou arboré mixte vers cultures), soit un impact de 0.001 W.m^{-2} (voir Tableau III-1). La différence majeure reste que les tendances en albédo sur les surfaces Type 2 et Type 3 ont un impact positif sur le forçage radiatif, tandis que les LCC ont un impact négatif (Figure III-11 et Tableau III-1). Cette différence est cohérente avec ce qui est aujourd'hui montré dans la littérature scientifique. Ce point sera discuté dans la section suivante.

Il est donc à retenir que la superficie impactée par un changement d'albédo va jouer un rôle majeur dans l'évaluation de l'effet sur le forçage radiatif. En effet, comme décrit dans cette Section 3.3.2, une grande quantité de faibles changements d'albédo de surface (tendances lentes telles que

celles sur les surfaces Type 2 et Type 3) peut aboutir à un impact comparable (voire plus important) à de forts changements d'albédo de surface sur des superficies limitées (cf :LCC). Ainsi, l'impact (+0.001 W.m⁻²) de tendances lentes en albédo VIS se produisant dans les forêts stables (Type 3) a permis de compenser l'impact de toutes les conversions de couvert arboré feuillus en cultures qui se sont produites entre 2001 et 2013 en France (- 0.001 W.m⁻²). De la même manière, les tendances en albédo qui ont été détectées dans les zones de Type 2 (+ 0.0347 W.m⁻² ±0.0037) ont permis de compenser tous les types de LCC (- 0.017 W.m⁻²) qui se sont produit en France entre 2001 et 2013.

Sur une période d'étude (2001-2013), l'impact des Type 3 sur le forçage radiatif reste très faible comparé à l'impact de l'ensemble des LCC qui se sont produits en France. En effet la période d'étude de 13 années ne permet pas de détecter plus de tendances. Ainsi, la superficie limitée (911 km²) des surfaces de Type 3 ne permet pas de compenser les changements d'albédo liés aux LCC sur une période de cette durée. L'effet de ces Types 3 comparé aux LCC sera discuté pour une période de 100 ans dans la Section 4.2.

Tableau III-1 : Forçage radiatif (RF) et forçage radiatif relatif (RFr) induit par des changements en albédo « black-sky » et « white-sky » (BSA et WSA) en France pour les périodes estivales de 2001 à 2013. Ces changements sont présentés pour trois types de surfaces dites : Type 2 (végétation non stable affectée par une tendance en albédo), Type 3 (forêts stables affectées par une tendance lente en albédo) et LCC (changements d'occupation du sol). Les changements de RF et RFr dus à des LCC sont discrétisés par type de LCC.

| Type Chang. | Couvert Affecté | Couvert 2001-2013 | Delta VIS BSA | Delta NIR BSA | Delta SW BSA | Delta SW WSA | RF BSA W.m-2 | RF WSA W.m-2 | RFr BSA W.m-2 | RFr WSA W.m-2 |
|-----------------|-----------------|-------------------|---------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|---------------|
| Tendance albédo | Type 2 | même | -0.009 | - | -0.006 | -0.007 | 0.902 | 1.117 | 0.031 | 0.038 |
| | Type 3 | même | -0.004 | - | -0.006 | -0.007 | 0.847 | 1.065 | 0.001 | 0.001 |
| LCC | feuillus | BL to CR | 0.033 | 0.024 | 0.025 | 0.024 | -3.821 | -3.740 | -0.001 | -0.001 |
| | | BL to HB | 0.015 | 0.025 | 0.018 | 0.019 | -2.732 | -2.892 | 0.000 | 0.000 |
| | | BL to SH | 0.017 | -0.009 | 0.002 | 0.001 | -0.282 | -0.163 | 0.000 | 0.000 |
| | conifères | NL to CR | 0.035 | 0.079 | 0.053 | 0.053 | -8.189 | -8.056 | -0.008 | -0.008 |
| | | NL to HB | 0.017 | 0.080 | 0.046 | 0.047 | -7.100 | -7.208 | 0.000 | 0.000 |
| | | NL to SH | 0.018 | 0.046 | 0.030 | 0.029 | -4.650 | -4.479 | -0.007 | -0.006 |
| | mixte | ML to CR | 0.036 | 0.057 | 0.043 | 0.042 | -6.580 | -6.506 | -0.001 | -0.001 |
| | | ML to HB | 0.018 | 0.058 | 0.036 | 0.037 | -5.492 | -5.657 | 0.000 | 0.000 |
| | | ML to SH | 0.019 | 0.024 | 0.020 | 0.019 | -3.041 | -2.929 | 0.000 | 0.000 |

BL=feuillus; CR=cultures; NL=conifères; HB=herbacés; ML=mixte; SH=arbustif; même = pas de LCC

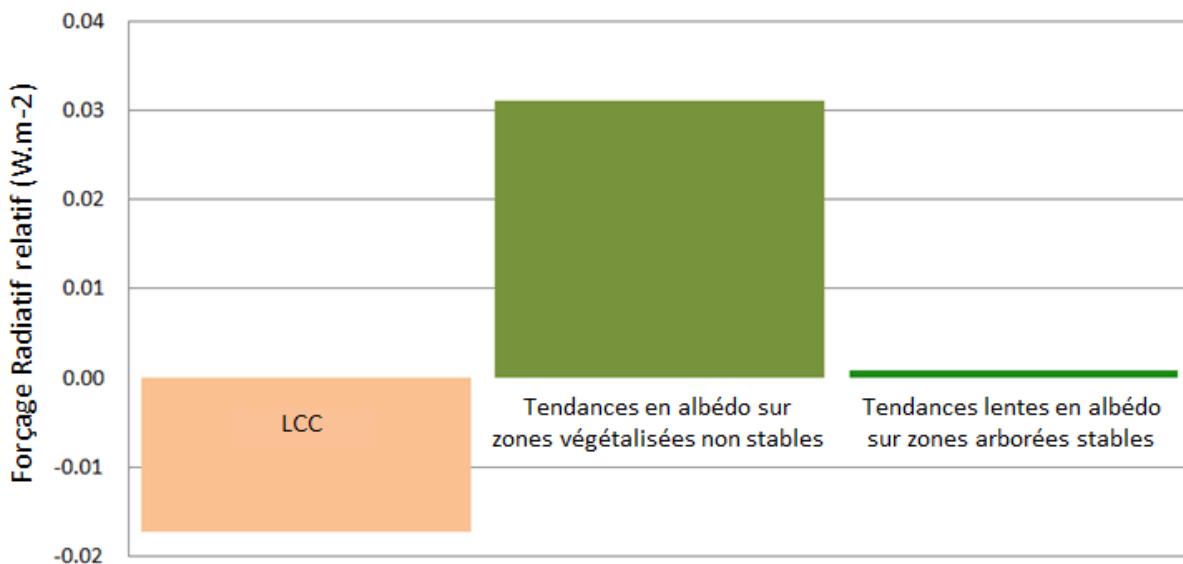


Figure III-11 : Changements de forçage radiatif relatif (RFr) induit par les tendances en albédo BSA se produisant sur les surfaces dites Type 3 et Type 2 (respectivement à droite et au centre) et sur les surfaces affectées par du LCC, dites Type 1, (à gauche), en France entre 2001 et 2013.

4. Discussion

4.1. Tendance en albédo et verdissement de forêts stables

4.1.1. Détection de tendances dans les forêts stables

Durant la dernière décennie (2001-2013), des tendances négatives en l'albédo VIS ont affecté approximativement 3.5% de la surface terrestre de la France. Ces tendances à la diminution sont dues à divers phénomènes qui se produisent dans les différents couverts. Cette étude a montré que dans 84% des cas ces tendances ont été causées par des changements rapides dans la végétation. Ces changements rapides peuvent être liés, par exemple, à des interventions anthropiques (ex. coupes d'arbres) ou à des événements climatiques extrêmes (ex. tempêtes).

Ce chapitre s'intéresse aux couverts arborés à priori stables vis à vis de leurs paramètres de la végétation (LAI, FCOVER). Les zones de changement rapide ont été écartées à l'aide de la méthode statistique de Zeileis et des produits LAI et FCOVER. Sur la surface restante (5021 km^2), 82% était définie comme étant des surfaces agricoles (cultures ou prairies) et 18% était définie comme étant de la végétation boisée (arbustif ou arboré), soit 911 km^2 (ou plus précisément $911 \text{ pixels de } 1 \text{ km}^2$). La plupart des pixels agricoles ont été éliminés via la méthode de Zeileis, mais certains n'ont pas montré de rupture significative dans le produit FCOVER ou LAI durant la période étudiée. Les interventions anthropiques qui ont lieu dans les cultures, telles que les rotations culturales, le labour

ou l'ajout de pesticides ou d'engrais azoté, affectent de manière rapide et directe l'albédo de surface (Hollinger et al., 2010 ; Wicklein et al., 2012 ; Davin et al., 2014). Pour cette raison, les pixels classifiés comme « agricole » ont été également écartés de cette étude et seules les zones de végétation boisée ont été considérées. Environ 0.1% de la surface française a été identifiée comme étant des zones boisées stables affectées par des tendances progressives en albédo.

Le test de Zeileis a montré une bonne capacité à détecter les ruptures dans les produits LAI et FCOVER ; 87% des couverts non stables ont été éliminés simplement à partir de ce test. Le test de Zeileis entre dans la catégorie des tests statistiques de détection de changement de structure, ce type de tests statistique a été grandement utilisé dans le domaine de l'économétrie (Bai et Perron, 2003 ; Zeileis et al., 2003) et plus récemment en hydrologie et météorologie (Brown et DeGaetano, 2013 ; Zhao et al., 2014 ; Tan et Gan, 2015). Dans cette étude, nous pouvons voir que le test de rupture de Zeileis permet également de détecter, de manière robuste et précise, les ruptures dans les couverts végétalisés. Ainsi, il peut être utilisé pour détecter et suivre les changements de structure de la végétation suite à des aléas environnementaux extrêmes (ex. tempêtes, feu, sécheresses ou attaque de pathogènes) ou à des interventions anthropiques (ex. abattages).

Parmi les forêts stables affectées par des tendances lentes en albédo (Type 3), seulement 10.2% des pixels ont montré une tendance en albédo NIR. Dans, 89.8% des cas, la tendance en albédo était due simplement à une tendance dans le domaine du VIS. De plus dans 73% des cas, les tendances en albédo s'expliquaient par une tendance lente à l'augmentation du NDVI (verdissement) dans les Type 3 (59.9% de type feuillus).

Dans cette étude, une p-value de 0.01 a été utilisée comme seuil pour la détection de tendances significatives. Une p-value plus permissive aurait permis de détecter un plus grand nombre de pixels affectés par une tendance (118253 pixels contre les 31655 pixels détectés). Ainsi, les conséquences auraient été plus importantes, mais le choix d'une p-value plus restrictive à 0.01 a été décidé afin de privilégier la détection des tendances significatives et d'évaluer correctement la corrélation entre les tendances en albédo et le verdissement. Il est également important de noter que la taille des séries temporelles était de 13. Même si le test statistique de MK considère ce type de séries temporelles comme étant un jeu de données de « grande » taille, la détection de tendance au travers de 13 années reste difficile de par la taille réduite de l'échantillon.

4.1.2. Verdissement : hypothèses

Deux types de tendances lentes sont décrits dans la bibliographie : les tendances lentes dues au changement climatique et les tendances lentes dues à une dégradation progressive du milieu.

Ainsi, deux hypothèses sont faites afin d'expliquer ces tendances progressives au verdissement : le changement climatique et la densification des forêts.

a) *Changement climatique*

Lebourgues et al. (2010) ont signalé que, d'ici la fin du 21^{ème} siècle, le changement climatique entraînerait un avancement du débourrement de la végétation, un recul de la période de sénescence et, dès lors, une augmentation de la durée de la saison de végétation d'environ 20 jours en France. Le Sud-Ouest de la France serait particulièrement touché avec une augmentation de la durée de la période végétative de l'ordre de +30 à +40 jours à l'échéance de 2100. Afin de détecter des changements dans les paramètres climatiques/météorologiques, les données SAFRAN (« Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivologie ») (vitesse du vent horizontal, humidité relative, température de l'air, couverture nuageuse, rayonnement solaire incident VIS et NIR, chutes de neige et précipitations) ont été analysées (voir « **Appendix B** » de l'article Planque et al. (2017) en Annexe 1 pour plus de détails). Cependant, aucune tendance robuste n'a pu expliquer les tendances de verdissement que nous avons précédemment détectées en France. Une analyse de ces paramètres de manière agrégée et sur une période d'étude plus longue serait intéressante. Mais la profondeur d'archive disponible (13 années) des produits satellitaires MODIS reste faible et ne nous permet pas aujourd'hui de conduire une telle analyse climatique. De plus, la résolution temporelle du produit satellitaire (produit composite sur 16 jours avec une fréquence de production de 8 jours) ne nous permet pas non plus de détecter les changements de durée de la période de végétation. En effet, sur la période d'étude (2001-2013) le changement moyen de cette durée serait de 2-3 jours (Lebourgues et al., 2010).

L'analyse des données SAFRAN a permis de rechercher des variations dans les conditions climatiques/météorologiques sur la période d'étude. Cependant, d'autres paramètres peuvent aussi influer sur le changement climatique et impacter la végétation, notamment la teneur en CO₂ de l'atmosphère. Forkel et al. (2016) a montré qu'une augmentation du CO₂ atmosphérique affecte la photosynthèse et donc la croissance végétale. Forkel et al. (2016) explique qu'au-dessus de 40°N l'élément moteur de la productivité primaire brute (GPP pour « Gross Primary Production », définie comme la quantité de Carbone assimilée par le biais de la photosynthèse, voir Chapitre 1) de la végétation boréale est le changement de la température. A l'inverse, en dessous de 40°N le facteur principal contrôlant la GPP est l'augmentation de la concentration atmosphérique en CO₂. Cependant comme expliqué dans le paragraphe précédent, aucune tendance de température n'a été détectée sur la totalité du territoire français durant la dernière décennie. De plus, la France est située au-dessus de 40°N mais ne contient pas de végétation boréale. Ainsi, malgré sa localisation (> 40°N), la

GPP de la végétation française pourrait être au final plus sensible à l'augmentation des concentrations atmosphérique en CO₂ qu'au changement de température.

b) Densification des forêts

Notre seconde hypothèse consiste en un verdissement induit par une densification des forêts en France, conduisant à une diminution de l'albédo VIS. Plusieurs indices physiques et historiques tendent à soutenir cette hypothèse.

Premièrement, Otto et al. (2014) a montré que durant la période estivale l'albédo de la canopée était sensible à la gestion du couvert (voir Chapitre 1), et tout particulièrement l'albédo VIS. Durant un cycle sylvicole, l'albédo VIS estival de la canopée peut être sensible à la composition en espèce de la forêt. Mais cette relation entre l'albédo VIS et la composition en espèces devient plus faible au-delà des 5 premières années d'établissement de la forêt. Durant les stades suivant du cycle, et jusqu'à la fin de celui-ci, l'albédo VIS estival des forêts est principalement contrôlé par leur gestion. L'albédo NIR estival, quant à lui, reste principalement influencé par la composition en espèce pendant les 50 premières années du cycle. Dans ce chapitre nous avons vu que des tendances en albédo ont été détectées dans des forêts stables (Type 3). Ces tendances résultaient d'une évolution de l'albédo dans le domaine du visible, mais très rarement d'une évolution de l'albédo dans le domaine du proche infra-rouge. Ainsi, le phénomène se produisant dans ces forêts stable (Type 3) pourrait être lié au facteur de gestion ; la densification des forêts s'accompagnant d'une diminution de l'albédo VIS. En effet, lorsqu'une forêt se développe elle évolue vers un niveau hiérarchique supérieur (ex. plus de branches). Cette complexification de la structure de la canopée conduit à une augmentation du nombre de photons absorbés, et par conséquent à une diminution de l'albédo (Dickinson, 1983 ; Williams, 1991 ; Roberts et al., 2004). Les domaines du VIS et du NIR sont tous les deux impactés par la croissance végétale. Cependant, le vieillissement des forêts et l'évolution de la structure de la canopée ont tendance à affecter plus intensément et plus rapidement le domaine du VIS que le domaine du NIR (Nislon and Peterson, 1994 ; Brown et al., 2000 ; Roberts et al., 2004 ; Kuusinen et al., 2014). Ceci tend donc à supporter l'hypothèse d'une densification des forêts, qui résulterait en l'augmentation du niveau hiérarchique de la canopée et participerait à la diminution de l'albédo VIS.

Deuxièmement, l'histoire qu'ont connue les forêts de France tend également à appuyer cette hypothèse. Depuis le milieu du 19^{ème} siècle la surface forestière française a presque doublé, passant ainsi de 89000/95000 km² en 1830 (Cinotti, 1996) à 155000 km² (Socol, 2010). De plus, en France 75% des forêts sont détenues par des privés qui sous exploitent leurs forêts. McGrath et al. (2015) expliquaient qu'il y a eu en Europe, entre 1600 et 2010, une diminution du taux de forêts non gérées.

Mais si l'on se focalise sur la France dans cette même étude (McGrath et al., 2015), on constate qu'il y a eu une augmentation du taux de forêts non gérées de 1600 à 2010. Lors d'une non-gestion des forêts la canopée peut devenir plus dense. Ceci tend à soutenir l'hypothèse d'un verdissement et d'une diminution de l'albédo VIS dus au mode de gestion des systèmes forestiers en France.

La non-gestion des forêts amène à une densification des canopées. Toutefois, la question suivante se pose: ce changement de densité est-il lié à un vieillissement des forêts ou à une fermeture du milieu ?

Maresca et al. (2011) ont construit une carte des principaux écosystèmes en France. Les tendances en albédo VIS détectées et étudiées dans ce chapitre sont très majoritairement localisées dans des écosystèmes forestiers matures. Pignard (2000) a notamment mentionné qu'il y avait en France une transformation progressive des taillis en futaie par vieillissement des forêts. Ainsi, Pignard (2000) faisait état d'une augmentation de 792000 ha des futaies régulières et d'une diminution de près de 100000 ha des taillis simples entre 1980 et 1991. Le verdissement des forêts serait donc lié à leur vieillissement. Cependant, Pignard (2000) a également mis en évidence une accumulation de biomasse sur pied, et notamment dans les forêts privées. Le volume moyen de biomasse par hectare a progressivement évolué de 125 m³/ha en 1974 à 142 m³/ha en 1983 et à 160 m³/ha en 1995.

Pour conclure, le verdissement des forêts stables présentant une tendance lente en albédo VIS (Type 3) semble être étroitement lié à une non-gestion ou à un manque de gestion des forêts. Toutefois, les effets de vieillissement et de fermeture du milieu liés à cette non-gestion restent étroitement imbriqués et difficilement dissociables.

4.2. Impact radiatif des tendances lentes en albédo

L'impact radiatif relatif (RFr) des tendances lentes en albédo dans les forêts stables (Type 3) est seulement de +0.001 W.m⁻² car le phénomène se produit, actuellement, à petite échelle (0.1% de la surface de la France). Cependant, comme nous l'avons vu dans la Section 4.1.2.b, la forêt française connaît une phase d'extension. Pignard (2000) a mis en évidence qu'entre 1980 et 1991 l'augmentation annuelle moyenne de la surface forestière était de 70000 ha/an. De plus, Colin (2014) a estimé l'augmentation annuelle moyenne de la surface forestière à 100000 ha/an entre 2005 et 2012. Cette augmentation de la surface forestière a commencé à la fin du 19^{ème} siècle, après la seconde guerre mondiale, suite à la mise en place d'une politique d'afforestation. Aujourd'hui, l'extension de la forêt continue par simple colonisation naturelle. L'IGN a mis en place un scénario « business-as-usual » afin d'évaluer le puits de carbone des forêts si les méthodes de gestion forestière restent inchangées jusque 2020 et 2030 (Colin, 2014). Basé sur ce scénario, Colin a prévu

une augmentation du volume en biomasse, de 40Mm³ en 2013 à 42Mm³ en 2020 et 45 Mm³ en 2030, soit une augmentation de 5% entre 2013 et 2020 et de 13% entre 2013 et 2030. En s'appuyant sur ce scénario, d'ici la fin du 21^{ème} siècle l'augmentation du volume total des forêts pourrait atteindre 56% (62.5 Mm³) comparé aux valeurs 2013.

Deux évènements se sont produits et continuent à se produire : l'expansion forestière et la densification forestière. En se basant sur ces deux phénomènes, trois scenarii « business-as-usual » peuvent être faits. Les trois scenarii sont des combinaisons des trois paramètres suivants : la surface forestière totale en France, le pourcentage de densification (soit le % de forêts affectées) et la durée de la période de densification.

Scénario 1 – Le phénomène de densification n'est pas terminé. Il continue de se produire dans les forêts avec le même pourcentage et le même taux annuel de diminution de l'albédo que celui détecté depuis 2001, soit -0.00046/an si l'on considère le BSA (-0.00058/an si l'on considère de WSA). Comme l'a suggéré Colin (2014), l'expansion forestière n'est pas terminée et continue à un rythme de +100000 ha/an (soit +1000 km²/an) durant le 21^{ème} siècle. Par conséquent, selon ce scénario la quantité de surface affectée est simplement due à l'augmentation de la surface forestière totale en France. Aujourd'hui 0.1% de la surface de la France est affectée, en 2100 0.163% pourrait être affecté par le phénomène de densification, si l'on se réfère à un tel scénario.

Scénario 2 – L'expansion de la forêt s'arrête, seul le pourcentage de densification est pris en compte dans ce scénario. Comme l'a mentionné Pignard (2000), la forêt française est en cours de transformation dû à un phénomène de vieillissement. Par conséquent, à long terme, toutes les forêts pourraient finir par être affectées par ce vieillissement ; aujourd'hui les forêts représentent 28% de la surface. Dans ce scénario, la quantité de surface affectée est simplement due à une augmentation du pourcentage du phénomène de verdissement actuel.

Scénario 3 – L'expansion forestière continue au rythme actuel (+1000 km²/an), ainsi 46% de la surface serait de la forêt en 2100, et le processus de vieillissement pourrait éventuellement affecter toutes les forêts (voir scénario 2). Dans ce scénario extrême, la quantité de surface affectée est due à une augmentation de la surface forestière française et du pourcentage de densification.

Pour les scénarii 2 et 3, nous considérons que le changement total en albédo est égal au changement détecté pour la période 2001-2013, soit -0.0055 si l'on considère le BSA (-0.0069 si l'on considère de WSA). Ainsi, dans ces deux scénarii, le changement en albédo dû à la densification n'est pas sensible à la durée de la période étudiée.

Dans le rapport IPCC de 2001, Houghton et al. (2001) estimaient que, entre 1750 et 2000, les changements de couverts végétalisés avaient eu un impact radiatif de -0.2 W.m⁻², les changements de couverts étant principalement de la déforestation en faveur des cultures (Myhre et Myhre, 2003).

Par conséquent, ramené à une échelle de 100 ans, le forçage radiatif dû aux changements de couverts végétalisés (LCC) était de -0.08 W.m^{-2} . Afin d'évaluer l'impact radiatif des trois scénarios décrits précédemment, cette valeur GIEC sur 100 ans a été utilisée dans la Figure III-12.

La Figure III-12 montre l'impact radiatif des trois scénarios d'évolution des forêts françaises au cours du 21^{ème} siècle. Si la surface forestière continue de s'étendre à un rythme de +100000 ha/an, la surface forestière pourrait atteindre 255000 km² dans 100 ans. Si la proportion de forêts non-gérées reste la même, la surface affectée par des tendances lentes en albédo pourrait atteindre 0.163% à la fin du siècle, et l'impact radiatif serait alors de $+0.0129 \text{ W.m}^{-2}$ ($\pm 0.0014 \text{ W.m}^{-2}$), voir Scénario 1 de la Figure III-12. Si l'on considère le Scénario 2, la surface forestière actuelle serait progressivement et totalement affectée par le phénomène de vieillissement. D'après le Scénario 2, les tendances lentes en albédo pourraient avoir un impact de $+0.2431 \text{ W.m}^{-2}$ ($\pm 0.055 \text{ W.m}^{-2}$) sur le forçage radiatif. Enfin, le scénario 3, qui considère à la fois le vieillissement et l'expansion, prédit un impact radiatif de $+0.3997 \text{ W.m}^{-2}$ ($\pm 0.0907 \text{ W.m}^{-2}$). Le scénario le plus probable et le plus réaliste serait un scénario intermédiaire entre le Scénario 1 et le Scénario 2. Ce scénario consisterait en une diminution du rythme d'expansion de la forêt et une transformation progressive et partielle des forêts en forêts matures.

Ainsi, au cours du 21^{ème} siècle l'impact radiatif des tendances lentes en albédo, causées par la non-gestion des forêts, serait potentiellement compris entre $+0.01 \text{ W.m}^{-2}$ et $+0.2 \text{ W.m}^{-2}$. L'impact radiatif des changements de couverts végétalisés (LCC) mentionnés dans le rapport IPCC 2001 est de -0.08 W.m^{-2} sur une période de 100 ans. Par conséquent, l'impact des Type 3 sur le forçage radiatif pourrait être comparable, voire supérieur, à l'impact de changements rapides de couverts végétalisés.

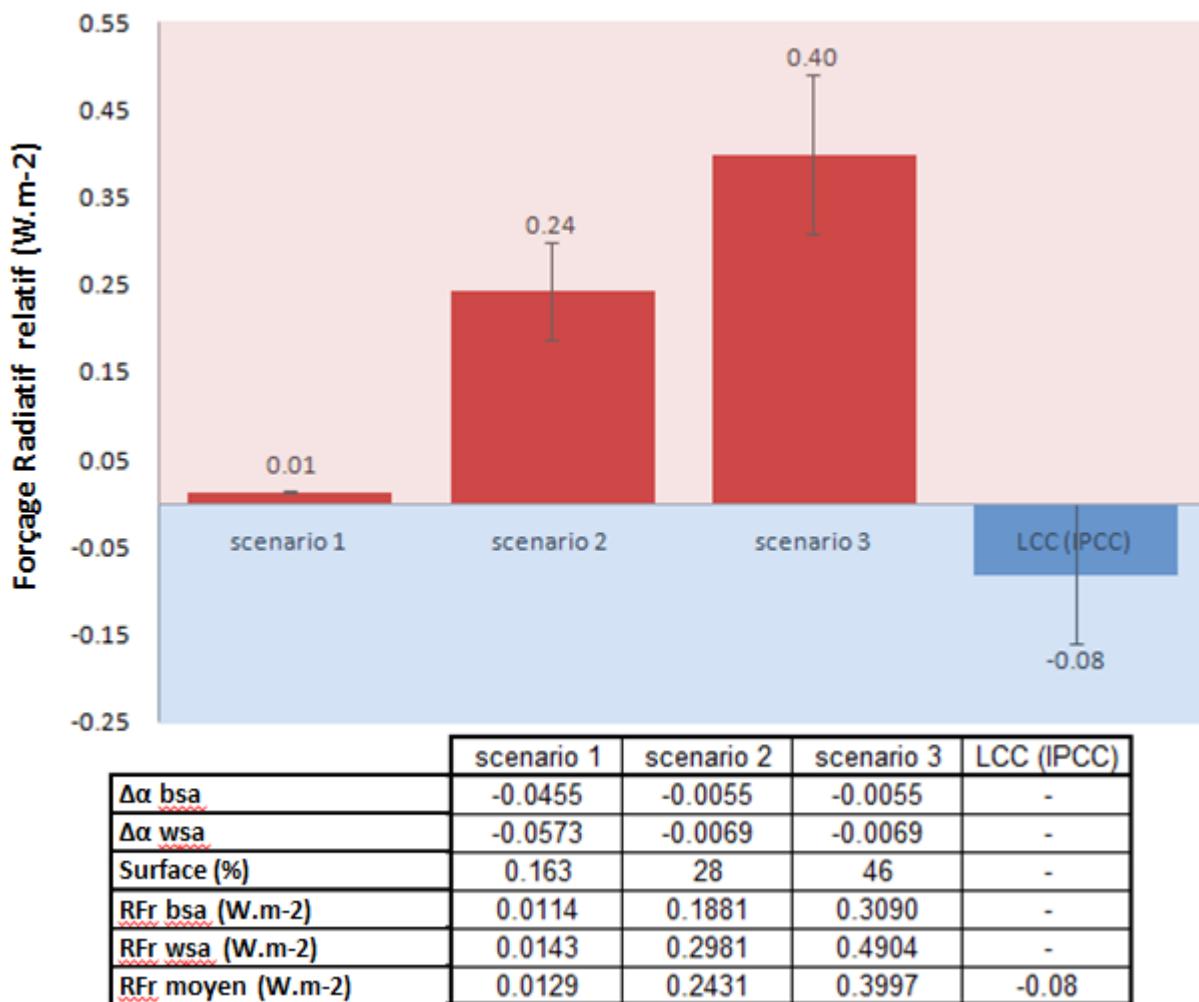


Figure III-12 : Impact radiatif relatif (RFr) des trois scénarios « business-as-usual » entre 2001 et 2100, comparé à l'impact radiatif causé par les changements de couverts végétalisés sur une période de 100 ans. Scénario 1 : expansion forestière continue au rythme actuel ; Scénario 2 : toutes les forêts françaises vieillissent ; et Scénario 3 : expansion forestière continue et les forêts vieillissent jusqu'à l'horizon 2100. Les barres verticales sur la figure indiquent la variabilité de l'impact radiatif si l'on considère le BSA ou le WSA dans les calculs.

5. Conclusions

L'objectif général du Chapitre III est d'identifier et d'isoler les sites forestiers qui présentent un cycle annuel d'albédo caractéristique, sur lesquels l'albédo de surface peut être prédit et sur lesquels le modèle d'albédo prédictif pourra être testé (voir Chapitre V). En cherchant à isoler ces forêts présentant un cycle annuel d'albédo caractéristique, certains sites d'études ont montré des dérives dans leur cycle annuel d'albédo d'une année sur l'autre. L'étude de ces cycles d'albédo altérés a donné lieu à une publication (Planque et al., 2017) dont les résultats sont présentés dans ce Chapitre III.

a) *Tendances en albédo*

L'objectif de ce chapitre était triple. Tout d'abord il s'agissait d'identifier d'éventuels changements dans les propriétés biophysiques (albédos) des forêts et d'en comprendre les causes. Afin de répondre à ces objectifs une méthodologie a été développée. La combinaison des tests statistiques de Mann-Kendall et de Zeileis a permis de détecter l'existence de tendances lentes et significatives en albédo dans des forêts a priori stables dans leur structure (Type 3). Dans 94% des cas, les tendances en albédo de surface étaient des tendances à la diminution. De plus, les tendances en albédo étaient dues à des tendances dans le domaine du visible, mais peu (10%) de sites ont montré une tendance dans le domaine du proche infra-rouge. Les analyses complémentaires, menées sur le NDVI et sur les variables climatiques, tendent à montrer que ce phénomène de tendance progressive est gouverné par une tendance à l'augmentation du NDVI, due à une densification des forêts en France liée à la non-gestion. Cette non gestion amène à deux phénomènes : le vieillissement des forêts et la fermeture du milieu ; mais ces deux phénomènes restent étroitement imbriqués et difficiles à dissocier. Ainsi, la densification des forêts ne peut être attribuée plus à l'un qu'à l'autre des deux phénomènes.

Outre les tendances en albédo dans les forêts stables (Type 3), ce chapitre met en évidence qu'il s'est également produit des tendances en albédo dans d'autres types de végétation (Type 2). Ces tendances sont principalement dues à des interventions anthropiques ou à des événements climatiques extrêmes (ex. tempête Klaus) et se produisent plus fréquemment que les LCC (Type 1), voir Figure III-13. Par conséquent, il est important de considérer avec attention les tendances en albédo lorsque l'on cherche à évaluer l'impact de modification des couverts sur le forçage radiatif et, plus généralement, dans le changement climatique. Comme nous l'avons vu dans ce chapitre, un grand nombre d'effets individuels de faible ampleur (tendances lentes en albédo sur une grande superficie) peut avoir un impact radiatif plus important que des événements brutaux tels que des LCC (avec des superficies concernées relativement faibles). Ces changements en albédo de faible ampleur sont à même de compenser tous les effets radiatifs dus à des LCC entre 2001 et 2013 (voir Section 3.3.2) et risque de continuer à se produire dans les années futures. Ainsi, quel que soit l'origine des tendances en albédo, celles-ci doivent être prises en compte dans les études radiatives, car elles ont un rôle majeur sur le forçage radiatif de par leur fréquence d'occurrence. Cette idée va dans le même sens que les recherches de Naudts et al. (2016) qui suggèrent que les études climatiques, qui cherchent à trouver des solutions pour atténuer le réchauffement climatique, devraient prendre en compte les pratiques de gestion des couverts en plus des LCC.

L'impact des tendances lentes dans les forêts stables (Type 3) entre 2001 et 2013 était très faible comparé aux LCC. Cependant, si l'on considère des scénarii de type « business-as-usual », à

l'horizon 2100 l'impact radiatif de ces tendances lentes pourrait être compris entre $+0.01 \text{ W.m}^{-2}$ et $+0.2 \text{ W.m}^{-2}$. Or le rapport IPCC 2001 estimait l'impact radiatif dû à des LCC, sur une période de 100 ans, à -0.08 W.m^{-2} . Ainsi, l'impact des Type 3, induit par une non-gestion ou un manque de gestion des forêts, pourrait être tout aussi important que l'impact des LCC si l'on considère une période d'étude plus longue. Dans ce chapitre l'analyse de tendances s'est focalisée sur la France pour la période d'étude 2001-2013. Cependant, il serait intéressant d'appliquer cette méthode à une plus grande échelle spatiale et sur une profondeur temporelle d'archive plus importante, dès que les jeux de données seront disponibles.

De plus, cette étude s'est attachée à évaluer l'impact direct du changement de forçage radiatif lié au changement d'albédo. Toutefois il serait intéressant de s'intéresser aussi aux impacts indirects et rétroactions. Notamment, l'augmentation du couvert forestier entraîne généralement une augmentation de la rugosité et de l'évapotranspiration. Il peut en découler un forçage radiatif négatif (effet refroidissant) qui vient contrebalancer le forçage radiatif positif lié à une augmentation d'albédo (associé à une augmentation du couvert forestier). On comprend dès lors que les mécanismes qui lient les surfaces forestières et le climat sont très complexes et tout particulièrement dans les latitudes tempérées (zone grise climatique). Il serait donc intéressant de poursuivre ce travail sur le suivi des forêts tempérées (importance du changement des propriétés de surfaces et rétroactions climatiques) dans des études futures.

b) Forêts présentant un cycle annuel d'albédo caractéristique

Le travail développé dans ce chapitre a permis d'identifier des zones forestières connaissant des altérations plus ou moins brutales et plus ou moins rapides (Type 3, Type 2 et Type 1(ou également dit LCC)). Mais la méthodologie présentée dans ce chapitre permet également l'identification de forêts stables ne présentant pas d'altération. La Figure III-13 résume les différents types d'altération des forêts et les quantifie. En France, sur 265948 pixels forestiers, 911 pixels (soit 0.34% des forêts et 6.1% des forêts altérées) ont montré sur la période d'étude (2001-2013) des tendances en albédo induites par un changement lent dans les propriétés de la végétation (ex : vieillissement), 11057 pixels (4.2% des forêts et 74.6% des forêts altérées) ont montré des tendances en albédo induites par un changement brutal (hors changement d'occupation du sol) dans la structure du couvert (ex : éclaircie dans les forêts ou tempête) et 2858 pixels (1.1% des forêts et 19.3% des forêts altérées) ont montré un changement d'occupation du sol (ex : forêt vers cultures). Ainsi, 5.6% des forêts de France métropolitaine ont connu une altération significative de l'albédo de surface entre 2001 et 2013. Par conséquent, sur la période d'étude, 94.4% des forêts présentent une série temporelle d'albédo comportant des valeurs similaires d'une année sur l'autre et ont donc un cycle annuel d'albédo caractéristique.

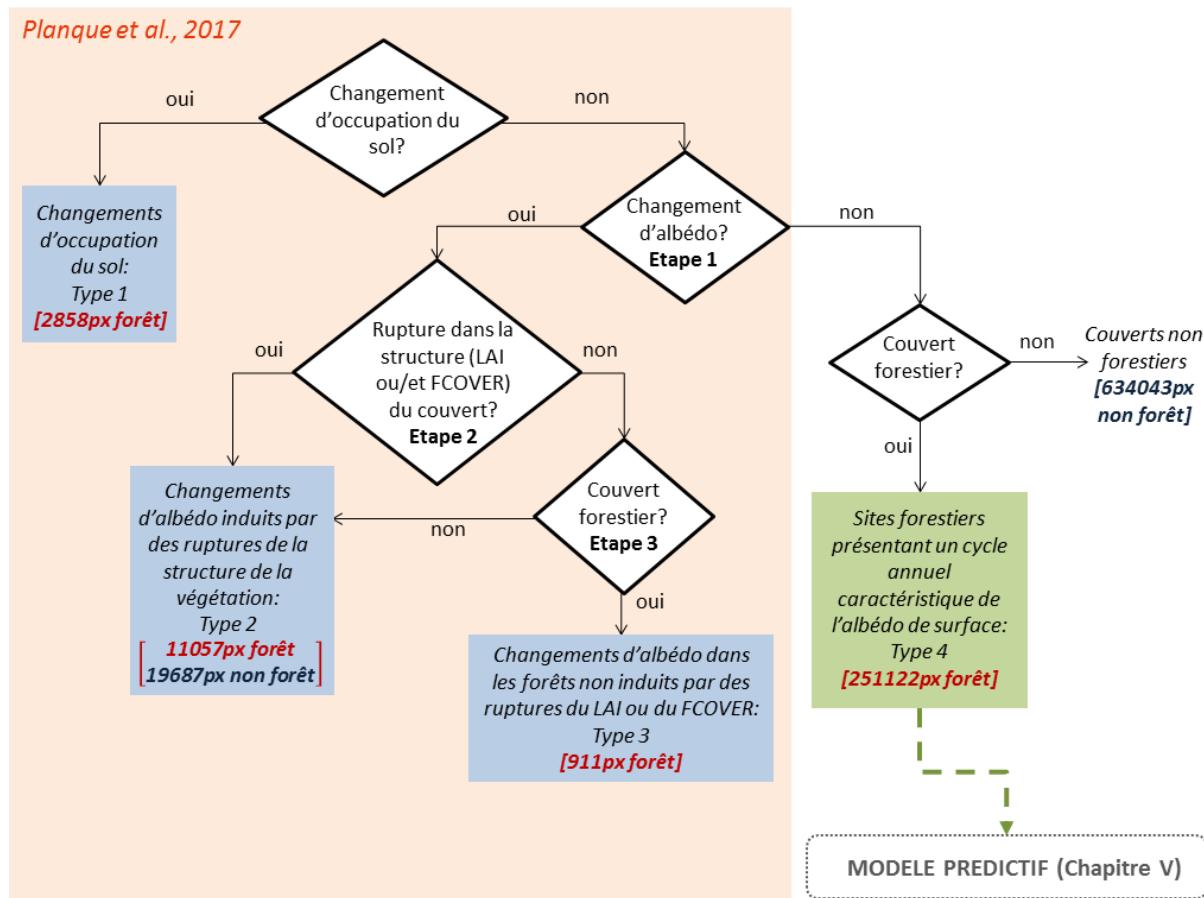


Figure III-13 : Types d'altérations, affectant les forêts, détectés au travers du protocole de la Figure III-2 et quantification. En rouge est indiqué le nombre de pixels forestiers appartenant à chacune des trois catégories d'altération de l'albédo de surface (Type 1, Type 2 et Type 3) et aux sites présentant un cycle annuel d'albédo de surface caractéristique (Type 4).

Afin développer un premier modèle prédictif d'évolution dans le temps de l'albédo de surface des forêts, les sites forestiers soumis à des perturbations altérant l'albédo de surface doivent être écartés. Ainsi dans le Chapitre V, seules les forêts de « Type 4 » (voir Figure III-13), qui présentent un cycle d'albédo caractéristique, seront retenues. La base de toute modélisation des processus passe par une bonne observation des phénomènes. Afin d'analyser correctement les différents processus se déroulant dans la végétation, il est nécessaire d'utiliser un produit qui permette d'isoler les phénomènes se produisant dans la végétation. A l'heure actuelle les produits satellitaires fournis sont des produits décrivant les évolutions de l'albédo de la surface dans son ensemble. Le chapitre suivant s'applique à présenter une nouvelle méthode qui permettra d'isoler l'albédo de la végétation de l'albédo du sol à l'échelle du paysage ($>100m$). Nous verrons au Chapitre V que cette caractérisation des composantes pures d'albédo du sol et d'albédo de la végétation s'inscrit dans la

logique d'aller vers la construction d'un modèle prédictif d'évolution de l'albédo de surface des forêts. Nous y reviendrons donc plus en détail.

Chapitre IV

Désagrégation de l'albédo de surface satellitaire : albédos du sol et de la végétation

Résumé Chapitre IV

Dans ce chapitre l'objectif est d'isoler de manière dynamique et réaliste la composante « végétation » de la composante « sol » afin d'estimer les variables biophysiques qui pilotent l'albédo de surface. Pour ce faire j'ai développé une méthodologie permettant de fournir des produits d'albédo du sol et de la végétation plus dynamiques et réalistes spatialement et temporellement, par rapport aux méthodes déjà proposées par Rechid et al. (2008) et Carrer et al. (2014). A l'échelle d'un pixel de 1 km² (échelle paysage), une fraction de végétation et une fraction de sol coexistent. La somme pondérée des albédos du sol et de la végétation conditionne leur contribution à l'albédo de surface. A la différence des méthodes existantes, la méthode construite dans ce chapitre prend en compte les évolutions inter et intra-annuelles de la fraction de végétation avec un pas de temps de 8 jours pour affiner les contributions individuelles de la végétation et du sol à l'albédo de surface. En France, les estimations fournies par la nouvelle méthode présentent une dynamique annuelle de l'albédo moyen du sol plus importante par comparaison aux méthodes existantes : variabilité annuelle de 0.016 avec la nouvelle méthode, versus 0.004 avec Carrer et al. (2014), et nulle avec Rechid et al. (2008) (qui fournit uniquement une valeur par an). Ces variations temporelles plus importantes de l'albédo du sol avec la nouvelle méthode paraissent en accord avec ce que j'ai pu mesurer sur un site expérimental. De plus, il a été montré que l'albédo du sol issu de la nouvelle méthode semble cohérent vis-à-vis des précipitations et des changements d'humidité superficielle des sols. Au final, cette étude a permis de restituer un albédo moyen de la végétation (du sol) avec une incertitude moyenne annuelle de 2% (10%), si l'on se réfère aux précédentes estimations de Rechid et al. (2008) (3% et 17% pour ces mêmes albédos si l'on se réfère aux estimations de Carrer et al. (2014)). A l'échelle de la France, la prise en compte d'une fraction de végétation dynamique a ainsi permis de diminuer l'erreur de plus de 50% sur les estimations de l'albédo du sol et de la végétation, dans le cas où l'on considère les produits Rechid et al. (2008) comme référence. Comme nous le verrons dans le Chapitre V, cette diminution de l'incertitude des estimations de l'albédo du sol et de la végétation à l'échelle du paysage va jouer un rôle important sur notre capacité à proposer un modèle prédictif d'évolution de l'albédo sur les forêts (voir Chapitre V).

Le travail présenté dans ce chapitre donnera lieu à plusieurs publications :

- *Planque, C. et al. Remote Sensing, in prep*
- *Carrer, D., Pique, G., Ferlicoq, M., Ceamanos, X., Planque, C., Ceschia, E., 2017. What is the potential of cropland albedo management in the fight against global warming? A study case based on the use of cover crops. Environmental Research Letters, submitted.*
- *Munier, S., Carrer, D., Planque, C., Camacho, F., Albergel, C. and Calvet, J.-C., Satellite Leaf Area Index: global scale analysis of the tendencies per vegetation type over the last 17 years. Remote Sensing of Environment (submitted)*

1. Introduction

Depuis le début des années 70, un grand nombre de modèles LSM ont été développés par la communauté scientifique. Ces modèles ont considérablement évolué afin de permettre une description de plus en plus précise des différents processus biogéochimiques et biophysiques. Concernant l'albédo de surface, différentes stratégies ont été et sont employées dans les LSM pour estimer cette variable. Des plus simples (Noilhan et Planton, 1989 ; Krienner et al., 2005 ; Best et al., 2009 ; Vamborg et al., 2011) aux plus complexes (Carrer et al., 2013 ; Naudts et al., 2015 ; McGrath et al., 2016), les modèles LSM s'appuient tous sur une décomposition de l'albédo de surface en albédo du sol et albédo de la végétation. Afin d'estimer ces deux variables (albédos du sol et de la végétation), utilisées par les LSM et les GCM, la communauté scientifique utilise actuellement différentes méthodes s'appuyant sur des observations satellitaires d'albédo de surface (agrégé). Les produits satellitaires permettent d'estimer (et de mettre à jour) les variables avec une incertitude réduite (Pinty et al., 2011). Les méthodes de désagrégation se divisent en deux groupes.

Premièrement, les méthodes s'appuyant sur une régression linéaire simple. Ces méthodes s'appuient sur l'hypothèse qu'il existe une relation linéaire entre l'albédo de surface et un indicateur de la quantité de végétation. Quand la quantité de végétation est maximale l'albédo de surface est considéré comme étant égal à l'albédo de la végétation. A l'inverse quand la quantité de végétation est nulle l'albédo de surface est considéré comme étant l'albédo du sol nu. De nombreux modèles LSM et GCM utilisent cette méthode afin d'estimer ces albédos désagrégés (sol et végétation). Rechid et al. (2008), de l'institut Max-Planck pour la météorologie (Allemagne), se sont appuyés sur ce type de méthode afin de construire une carte à l'échelle globale des albédos du sol et de la végétation. Cette méthode a été construite pour les modèles climatiques ECHAM5 (« European Center Hamburg Model » en anglais ; Roeckner et al., 2003) et REMO (« Regional Model » en anglais ; Jacob et al., 2001). Houldcroft et al. (2009), du Royaume-Uni, utilisaient également cette méthode afin de mettre à jour les albédos du sol et de la végétation utilisés dans le LSM JULES (« Joint U.K. Land Environment Simulator » en anglais ; Clark et al., 2011 ; Best et al., 2011) du modèle climatique HadGEM (« Hadley Centre Global Environmental Model » en anglais ; Johns et al., 2006). Vamborg et al. (2011), de l'Ecole Internationale de Recherche Max Planck pour la Modélisation du Système Terre, mentionnaient avoir estimé les albédos du sol et de la végétation du LSM JSBACH avec une méthode similaire à celle développée par Rechid et al. (2008). Ainsi, pour chaque pixel, une valeur annuelle moyenne de l'albédo du sol et de l'albédo de la végétation est obtenue. Cette méthode est très largement répandue pour la construction de cartes climatologiques (valeurs annuelles moyennes estimées à partir d'une analyse pluriannuelle) de ces deux albédos qui sont utilisées dans les LSM.

Ces méthodes de séparation de l'albédo du sol et de la végétation, basées sur l'interpolation de l'albédo de surface par régression linéaire, fournissent des produits variant dans l'espace mais pas dans le temps. Or, l'albédo du sol et l'albédo de la végétation évoluent tous les deux dans l'espace et dans le temps avec une fréquence temporelle différente (Angstrom, 1925 ; Idso et al., 1975 ; Jacquemoud et al., 1990 ; Lobell et Asner, 2002 ; Rechid et al., 2008 ; Zhang et Golberg, 2011).

L'albédo de la végétation dépend de ses propriétés structurales (LAI principalement), voir Section 2.2.2 du Chapitre I, et de paramètres biochimiques tels que la teneur en chlorophylle dans les feuilles (Jacquemoud et Baret, 1990). Ainsi, l'albédo de la végétation est fonction du stade phénologique. L'albédo du sol, quant-à-lui, va dépendre de la texture du sol, de la rugosité de surface et de l'humidité superficielle (Rechid et al., 2008). De nombreuses études sur le lien entre les propriétés de réflectivité du sol et la teneur en eau ont été menées. Angstrom (1925) a été le premier à mettre en évidence que l'albédo du sol pouvait être réduit de près de moitié lorsqu'il devenait humide, comparé à sa valeur à l'état sec. Depuis, de nombreuses autres études ont été menées afin de comprendre ce lien à l'humidité sans pour autant arriver à modéliser de façon nette cette dépendance (Idso et al., 1975 ; Lobell et Asner, 2002 ; Gascoin, 2009). D'autres travaux ont montré que l'albédo du sol dépendait du type de sol et notamment de sa composition minérale, de sa teneur en matière organique et de sa rugosité (Baumgardner et al., 1985 ; Matthias et al., 1999 ; Tsvetsinskaya et al., 2002; Dobos, 2005). Fontes (1996), notamment, définissait l'albédo du sol comme dépendant de sa couleur, de son humidité et de sa rugosité. Mais là aussi, aucune relation allométrique entre l'albédo du sol et sa couleur ou son humidité ne s'est dégagée de façon consensuelle.

Afin de cartographier les variations temporelles, une estimation de ces deux variables à chaque pas de temps est nécessaire. Estimer ces deux variables pour chaque pas de temps implique nécessairement une estimation concomitante. Or il existe une infinité de combinaisons albédo du sol-albédo de la végétation résultant en un même albédo de surface. L'utilisation d'informations a priori est nécessaire, car elle permet de sélectionner une solution unique. Les méthodes d'assimilation de données permettent justement d'estimer la valeur d'une variable en tenant compte d'une valeur a priori et d'une valeur nouvellement observée. L'assimilation de données est un procédé qui permet, au travers d'algorithmes mathématiques, d'estimer de manière correcte (analyse) une variable dynamique temporellement en la contraignant pour qu'elle reste proche d'une réalité observée (partiellement ou de manière bruitée). Il existe diverses méthodes d'assimilation permettant cette optimisation des estimations. La méthode choisie va dépendre du modèle utilisé. Ainsi, Pinty et al. (2011), du centre de recherche conjoint de la Commission Européenne (JRC pour « Joint Research Center » en anglais) en Italie, utilisaient une méthode de minimisation d'une fonction coût (dérivé du filtre de Kalman) pour estimer les nombreuses variables de leur modèle de transfert radiatif (Pinty et

al., 2004 ; Pinty et al., 2011) à partir des données d’albédo satellitaire MODIS. Afin d’actualiser de manière dynamique au cours du temps ces deux composantes (albédo du sol et de la végétation) dans la base données ECOCLIMAP utilisée dans le LSM ISBA (CNRM), Carrer et al. (2014) se sont appuyés sur un filtre de Kalman et sur l’albédo de surface satellitaire MODIS. Par rapport aux méthodes d’interpolation des combinaisons albédo de surface-quantité de végétation par régression linéaire, initiées par Rechid et al. (2008), qui sont statiques dans le temps, cette méthode a permis de fournir des estimations à la fois dynamiques dans l’espace et dans le temps.

Dans le cadre du projet SAF-Land (<https://landsaf.ipma.pt/>), les produits agrégés d’albédo de surface et désagrégés d’albédo du sol et de la végétation seront bientôt produits par le CNRM et distribués. Ces produits désagrégés permettront de fournir des albédos du sol et de la végétation dynamiques dans l’espace mais également dans le temps. Toutefois, une faiblesse de l’algorithme développé par Carrer et al. (2014) est qu’il s’appuie en partie sur des données de fraction de couvert végétalisée qui sont des climatologies (moyennes) statiques, issues de la base de données ECOCLIMAP (Masson et al., 2003 ; Faroux et al., 2013), pour répartir l’albédo de surface entre albédo du sol et albédo de la végétation (lors de la désagrégation). Or, la fraction de végétation de la forêt connaît un cycle saisonnier avec une variabilité interannuelle. Une mauvaise désagrégation de l’albédo de surface va engendrer des erreurs dans les valeurs et les dynamiques des albédos désagrégés (albédo du sol et de la végétation). Des erreurs dans les variables des LSM vont entraîner de grandes incertitudes dans la prévision des flux radiatifs et dans les simulations climatiques ou météorologiques (Cedilnik et al., 2012). Afin de modéliser l’albédo de surface, l’estimation d’albédos du sol et de la végétation qui soient dynamiques et réalistes (proche des valeurs observées) est donc nécessaire.

Dans ce chapitre, l’objectif est d’isoler de manière dynamique et réaliste la composante « végétation » de la composante « sol » afin d’estimer les variables biophysiques qui pilotent l’albédo de surface. Pour cela j’ai cherché à améliorer la méthode développée par Carrer et al. (2014), qui va être implémentée dans le projet SAF Land, afin d’estimer l’albédo du sol et l’albédo de la végétation en prenant en compte la variabilité inter et intra-annuelle de la fraction de végétation. Comme nous le verrons dans ce Chapitre IV, cette méthode permet de directement estimer l’albédo du sol « nu », qui est l’une des variables essentielles au développement du modèle prédictif. A l’inverse, l’albédo de la végétation reste encore influencé par plusieurs facteurs.

La Section 2 présente les données et le matériel nécessaires à l’estimation de ces albédos désagrégés (albédo du sol et de la végétation) et à leur validation. Les résultats issus de la nouvelle méthode de désagrégation de l’albédo de surface (dite PL-17) seront présentés dans la Section 3 et confrontés à ceux de la méthode développée par Carrer et al. (2014), que l’on cherche à améliorer (dite CA-14). Dans la Section 4 les albédos désagrégés seront confrontés à ceux issus de la méthode

initiée par Rechid et al. (2008), dite RE-08, et l'albédo du sol issu de la nouvelle méthode de désagrégation (PL-17) sera validé. Ces différents résultats seront discutés dans la Section 5 où je discuterai également le fait que l'albédo de la végétation reste encore un produit agrégé. Finalement, je conclurai dans la Section 6 et de dresserai des perspectives.

2. Données et méthode de désagrégation de l'albédo de surface

2.1. Zone et période d'étude

La zone étudiée dans ce chapitre a les mêmes bornes que celles du chapitre précédent. Elle s'étend entre les latitudes 41°N et 51°N et entre les longitudes 5°W et 9°E. Cependant à la différence du Chapitre III, les pays voisins n'ont pas été exclus afin de valider la méthode sur des types de surface (sol et végétation) plus diversifiés. De plus dans ce chapitre l'ensemble du territoire sera étudié et non uniquement les forêts. En effet, dans le cadre du projet SAF Land, la méthode développée sera appliquée à l'ensemble du paysage observé par le satellite sans distinction de types d'occupation du sol. Par conséquent, la méthode a dû être testée sur l'ensemble de la zone d'étude.

Sur la zone d'étude, la surface de la France métropolitaine représente 41.6%, le reste étant divisé entre 29.6% de zones d'eau et de neige et 28.8% de surface terrestre non française. En France la surface de végétation se découpe en 44.2% de cultures, 18.9% d'herbacées, 14.2% feuillus caduques et 15% d'autres types variés de végétation (voir Tableau II-1 du Chapitre II, construite à partir des produits ESA-CCI « Land Cover »). Les 7% restant sont des surfaces non végétalisées, principalement des villes.

Afin d'illustrer et d'analyser en détails les évolutions temporelles de l'albédo de la végétation et du sol nu, l'étude ci-après se focalisera grandement sur un site. Il est situé dans le Sud-Ouest de la France (2.396°E 43.103°N), dans la forêt des Corbières, voir Figure IV-1. Comme mentionné dans le Chapitre I, en parallèle de ces missions aériennes AHSPECT, des campagnes de mesures au sol ont été réalisées. La seconde campagne, qui s'est déroulée dans la zone forestière de la région des Corbières, a été l'occasion pour moi de faire des mesures sur le terrain. Le site utilisé ici a été retenu car la méthode mise en place dans le Chapitre III a permis de mettre en évidence qu'il avait connu un cycle d'albédo caractéristique sur la période 2001-2013. Comme dans le Chapitre III, la période d'étude s'étendra de 2001 à 2013.

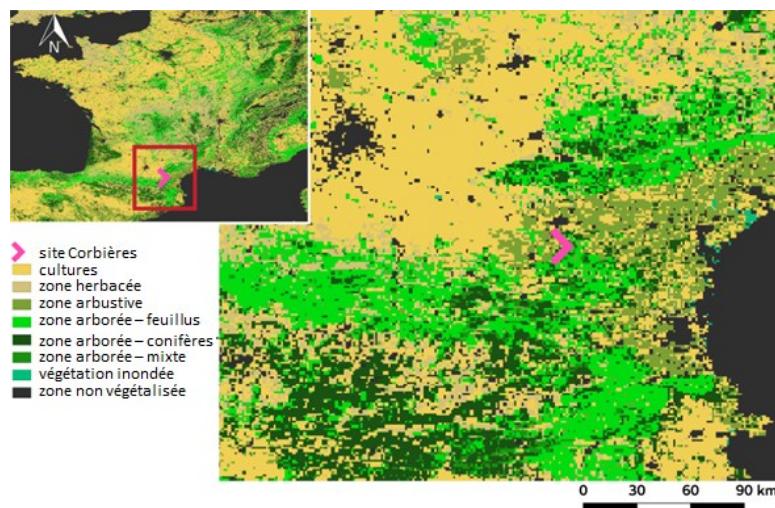


Figure IV-1 : Localisation du site des Corbières (2.396°E 43.103°N) sur la carte ESA-CCI « land cover » de la zone d'étude (France élargie).

2.2. Données utilisées

Plusieurs données ont été utilisées afin de mettre en place le protocole méthodologique de ce Chapitre IV. Tableau IV-1 résume ces données et les phases du protocole durant lesquelles elles sont employées.

Tableau IV-1 : Données utilisées dans le Chapitre IV

| Données | Période | Résolutions | Etape |
|--|-----------|-------------------------------|---------------|
| FCOVER ECOCLIMAP | - | Climatologique/ 1km | Filtre Kalman |
| Albédo ECOCLIMAP (VIS et NIR) | - | Climatologique/ 1km | Filtre Kalman |
| FCOVER GEOV1 | 2001-2013 | 10jours/ 1km | Filtre Kalman |
| Albédo satellitaire MODIS (VIS et NIR, « black-sky » et « white-sky ») | 2001-2013 | 8jours/ 1km | Filtre Kalman |
| Albédos désagrégés RE-08 (SW « white-sky ») | - | Climatologique/ 0.5° | Comparaison |
| Albédos désagrégés CA-14 (VIS et NIR, « black-sky » et « white-sky ») | 2001-2013 | Climatologique/ 1km | Comparaison |
| Types de sols HWSD | - | Climatologique/ 1km | Comparaison |

| | | | |
|--|-----------|--|------------|
| Relevés précipitation Météo- France | 2001-2013 | 10jours/ France 1jour/ site Corbières | Validation |
| Albédo du sol SW mesuré | 2016 | 1mois/ site Corbières | Validation |
| SWI ISBA | 2001-2013 | 1jour/ 8km | Validation |
| MTCI MERIS | 2002-2007 | 8jours/ 1.2km | Discussion |

2.2.1. Bases de données

a) ECOCLIMAP

ECOCLIMAP est une base de données regroupant tous les écosystèmes mondiaux avec une résolution spatiale de 1/120° (soit 1km). Cette base de données a été construite par le Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) (Masson et al., 2003 ; Faroux et al., 2013). En Europe, elle est le résultat d'un croisement de plusieurs sources de données: la base de données CORINE-2000 (Bossard et al., 2000), la base de données GLC-2000 (Bartholome et al., 2002)et les produits satellitaires SPOT-VGT. ECOCLIMAP est le modèle permettant de décrire les paysages dans ISBA. Chaque type de couvert (dit PFT) se caractérise par ses paramètres de surface, entre autre la fraction de végétation (FCOVER) et l'albédo. Dans ce chapitre, on cherche à estimer l'albédo de la végétation et du sol nu dans le domaine du visible (VIS), du proche infra-rouge (NIR) et des courtes longueurs d'onde (SW), c'est-à-dire pour l'ensemble du spectre solaire. Par conséquent, on ne s'intéressera ici qu'aux paramètres de surfaces suivants de cette base de données : les albédos (surface totale, végétation et sol) et le FCOVER. Comme nous l'avons vu dans le Chapitre II, dans le modèle utilisé pour la mise en place du filtre de Kalman (ECOCLIMAP), l'albédo total des surfaces végétalisées est une composition d'un albédo de végétation (α_{veg}) et d'un albédo du sol (α_{sol}), pondérée par la fraction de végétation du paysage (pixel), voir Eq. II-16 du Chapitre II. Comme nous pouvons le voir au travers de la Tableau II-2 du Chapitre II, les produits issus de la base de données ECOCLIMAP ne présente aucune variabilité interannuelle. De plus, à l'exception des cultures pour lesquelles le FCOVER dépend du LAI, qui lui varie au cours de l'année, les couverts végétalisés dans ECOCLIMAP ne présentent pas de variabilité intra-annuelle. Ainsi pour les couverts herbacés et arborés, aucune évolution, qu'elle soit inter ou intra-annuelle, de l'albédo ou du FCOVER n'est modélisée dans ECOCLIMAP. Ces deux produits restent statiques dans le temps. Pour rappel, dans la méthode de désagrégation CA-14 ce sont ces FCOVER ECOCLIMAP qui sont employés afin de répartir l'albédo de surface entre albédo du sol et albédo de la végétation.

b) Harmonized World Soil Database (HWSD)

La base de données HWSD (« Harmonized World Soil Database » en anglais) est une base décrivant la distribution des grands types de sol que l'on trouve dans le monde et leurs caractéristiques respectives (Nachtergael et al., 2009). Dans cette étude, la version 1.2 de la base HWSD a été utilisée. Elle est le résultat d'une collaboration entre différentes institutions : la FAO, l'IISAS, l'ISRIC-World Soil Information, l'ISSCAS et le JRC (voir Table des acronymes). La base HWSD a été construite par fusion de trois bases de données, nationales et régionales, avec la carte numérique mondiale des sols développée par la FAO et l'UNESCO à l'échelle 1 :5000000. Les trois bases de données supplémentaires, qui ont permis la construction de la base HWSD, sont : la base ESDB (European Soil Data Base), la carte des sols de Chine à l'échelle 1 :1000000 et la base SOTWIS (Batjes et al., 2007) qui regroupe différentes bases de données régionales SOTER (bases de données des sols et terrains). L'uniformisation et la fusion des données pour la construction de la base HWSD a été faite sous environnement ESRI ArcGIS. Au total plus de 16000 unités de sol, regroupées en 28 grands types, avec une résolution spatiale de 30 arc-second (soit 1km environ) sont représentés dans la base HWSD.

Au niveau de chaque pays, l'une des quatre bases, précédemment mentionnées, a été utilisée en priorité pour définir les sols. En Europe, et par conséquent en France, la base de données ESDB a été choisie comme base prioritaire pour l'élaboration de la base HWSD. La Figure IV-2 montre les types de sols présents sur la zone d'étude (France élargie). On peut noter que 18 types de sol, sur les 28 présents dans le monde, sont représentés sur la zone d'étude. À ces 18 types de sol se rajoutent trois classes permettant d'identifier les glaciers, les plans d'eau et les zones urbaines ; les trois classes supplémentaires représentent 1.6% des surfaces continentales sur la zone d'étude. Parmi les 18 autres classes représentées, les trois types de sol les plus présents sont les Cambisols, les Leptosols et les Luvisols, représentant respectivement 46.8%, 16.1% et 13.8% de la surface continentale. Au final, ces trois sols couvrent, à eux seuls, 76.6% des surfaces émergées de la zone d'étude, voir Figure IV-2. Les données HWSD sont utilisées dans la Section 4.1 afin d'évaluer la cohérence spatiale du produit albédo du sol désagrégé, obtenu par la méthode de désagrégation.

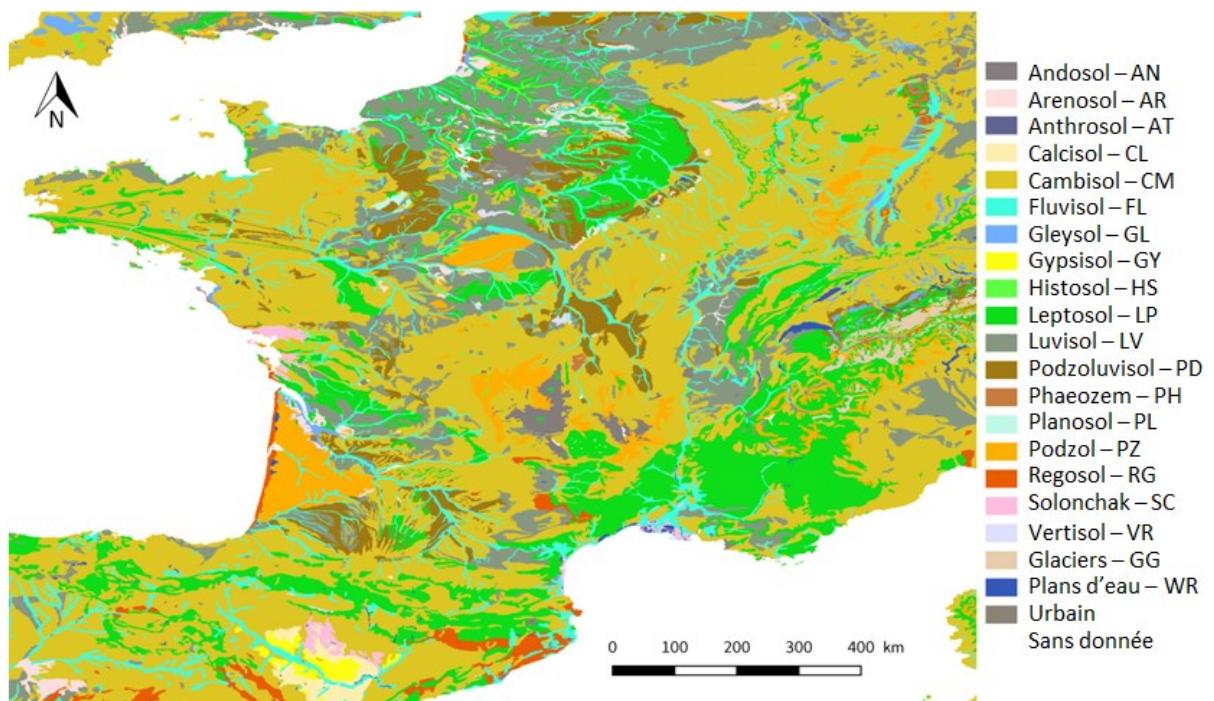


Figure IV-2 : Types de sol issus de la base de données HWSD sur la zone d'étude.

2.2.2. Humidité superficielle estimée par ISBA

SURFEX (SURface EXternalisée) est la plateforme de modélisation des surfaces développée par le CNRM. Il se compose de trois modèles indépendants : ISBA pour la partie sol et végétation, TEB pour la partie ville et FLake pour les lacs. Le modèle ISBA a été conçu à la fin des années 80 par Noilhan et Planton (1989) afin de modéliser les échanges d'eau et d'énergie à l'interface entre la plante, le sol et l'atmosphère. Aujourd'hui ce modèle est utilisé à la fois au centre de prévision et au centre de recherche de Météo-France. Grâce à sa modélisation des flux d'eau à l'interface sol-plante-atmosphère, le modèle ISBA permet de rendre compte des échanges d'eau dans le sol à différents niveaux de profondeur, et donc de leur humidité respective. Le modèle ISBA permet notamment la production d'un indice, le SWI (Soil Water Index) pour chacune des couches, correspondant à des profondeurs de sol. Le SWI est un rapport normalisé entre l'humidité de la couche et sa valeur maximale à la capacité au champ (SWI=1). L'humidité au point de flétrissement est prise comme référence minimale (SWI=0). L'intérêt est de pouvoir comparer des sols avec des porosités très différentes. Le SWI est défini comme suit :

$$SWI = \frac{w_g - w_{wilt}}{w_{fc} - w_{wilt}} \quad \text{Eq. IV-1}$$

où, w_g est l'humidité du sol, w_{wilt} le point de flétrissement et w_{fc} la capacité au champ.

Dans le modèle, la première couche permet de représenter les échanges sur le premier centimètre de profondeur du sol. Le rayonnement solaire dans le domaine du visible et du proche infra-rouge ne pénètre pas dans le sol. Par conséquent, l'albédo du sol reflète uniquement les changements se produisant sur ce sol superficiel. Dans ce chapitre les données d'humidité du sol ISBA sur cette couche superficielle (SWI1) sont utilisées dans la Section 4.2.2 et comparées aux fluctuations temporelles d'albédo du sol désagrégé issu de la méthode de désagrégation PL-17. Afin d'obtenir ces humidités du sol les produits satellitaires LAI GEOV1 et l'humidité du sol ASCAT (« Advanced Scatterometer », en anglais) sont assimilés. Ainsi, le SWI1 utilisé est produit avec une résolution spatiale de 8km et une résolution temporelle quotidienne. Les données ont ensuite été reprojetées.

2.2.3. *Données satellitaires*

Outre les bases de données, différents produits satellitaires ont été utilisés dans cette étude entre 2001 et 2013 afin de construire la méthode de désagrégation et de l'évaluer.

Les données albédos utilisées sont les données BRDF/Albédo issues du capteur MODIS. Il s'agit plus précisément des données albédos « black-sky » (BSA) et « white-sky » (WSA) dans les bandes visibles (VIS) et proche infrarouge (NIR). Le jeu de données MODIS utilisé (MCD43GF) a été décontaminé de la neige et les pixels initialement vides ont été complétés. Les données d'albédo MODIS ont pu être récupérées à partir du serveur ftp de l'université de Boston : [UMass Boston ftp server \(ftp://rsftp.eeos.umb.edu/data02/Gapfilled/\)](http://rsftp.eeos.umb.edu/data02/Gapfilled/), accès le 01/12/2014). La résolution spatiale est de 1/120° (soit approximativement 1 km) et le pas de temps est de 8 jours (Sun, 2014). Les données ont été sélectionnées afin de couvrir la zone d'étude (France élargie) sur la période 2001-2013. Ainsi, le domaine d'étude se résume à une zone de 1680 km sur 1200 km. Les produits albédos MODIS sont fournis avec une information sur la qualité de l'albédo. Ce produit qualité a été utilisé dans l'algorithme de désagrégation, voir Section 3.2.2 du Chapitre II.

Deuxièmement, des données FCOVER ont été utilisées pour la période 2001-2013 sur la zone d'étude. Ces paramètres de la végétation sont des produits de type paramètres biophysiques (BioPAR), du projet GEOLAND2 Version 1 (GEOV1), construits à partir du capteur SPOT-VEGETATION (Camacho et al., 2013). Les produits sont fournis tous les 10 jours avec une résolution spatiale de 1/112° (soit environ 1 km) (<http://land.copernicus.eu/global/>, accès le 01/12/2014). Les données FCOVER GEOV1, déjà exploitées dans le Chapitre III, sont utilisées à la place des produits FCOVER MODIS afin de produire des résultats cohérents et comparables tout au long de ce manuscrit. La résolution spatiale et temporelle utilisée pour la désagrégation est celle du produit albédo MODIS, à

savoir une résolution spatiale de $1/120^\circ$ et une résolution temporelle de 8 jours. Par conséquent le FCOVER a dû être reprojeté à la fois spatialement et temporellement.

Afin d'évaluer le produit albédo de végétation (issu de la désagrégation), on utilise l'indice représentant la teneur en chlorophylle à grande échelle MTCI (MERIS Terrestrial Chlorophyll Index) construit à partir des données de l'instrument MERIS, embarqué sur le satellite ENVISAT. Le produit MTCI est fourni avec une résolution spatiale de 1200m et a été reprojeté à la résolution de travail de $1/120^\circ$. Les données MTCI disponibles s'étendent de la période allant du 26 juin 2002 jusqu'au 31 décembre 2011. Cependant, les données sont disponibles avec une résolution temporelle de 8 jours pour la période 2002-2007 et tous les 10 jours pour la période 2008-2011. De fait, seule la période 2002-2007 a été exploitée pour ce produit afin de limiter les erreurs supplémentaires liées à une interpolation du MTCI. L'indice MTCI a montré son potentiel comme indicateur de la teneur en chlorophylle (Dash et Curran., 2004). Almond (2009), tout comme Dash et Curran (2007), a cherché à valider ce nouvel indice de végétation issu du satellite MERIS. Différents éléments ont notamment étaient apportés sur les points forts et les faiblesses de ce nouveau produit. Il a été montré que le produit MTCI permettait de mieux rendre compte des teneurs en chlorophylle comparé à des indices de végétation comme le NDVI et le EVI, qui eux sont plus sensibles à la quantité de biomasse et au LAI. Le MTCI a, en moyenne, montré une corrélation (R^2) de 0.6 avec le contenu en chlorophylle (Almond, 2009).

2.2.4. Produits désagrégés de référence

Dans la phase d'évaluation de la nouvelle méthode de désagrégation, les produits issus de cette dernière seront confrontés aux produits issus de deux autres méthodes de référence précédemment développées par Rechid et al., (2008) (RE-08) et Carrer et al. (2014) (CA-14).

Comme expliqué Section 1, Rechid et al. (2008) ont développé le premier algorithme de désagrégation de l'albédo. La méthode utilisait différents produits MODIS pour la période 2001-2004 : l'albédo et le FAPAR. Le produit albédo utilisé était l'albédo bi-hémisphérique (WSA) SW MODIS issu du satellite Terra (MOD43C1), avec une résolution spatiale de 0.05° et une résolution temporelle de 16 jours. Le FAPAR MODIS utilisé a été construit avec une résolution de 1 km et un pas de temps de 8 jours. Ces différents produits ont été reprojetés sur une grille régulière de 0.5° et un albédo du sol a été obtenu par régression linéaire aux valeurs de FAPAR nulles, pour chaque point de grille. L'albédo de la végétation a été ensuite déduit de l'Eq. II-3 du Chapitre II. La méthode RE-08 a permis d'obtenir des cartes d'albédo climatologique du sol et de la végétation, avec une résolution spatiale de 0.5° . Ainsi, pour chaque pixel, une valeur d'albédo du sol et de la végétation est obtenue à partir de l'étude de la période 2001-2004.

Afin d'estimer des albédos désagrégés qui soient dynamiques, Carrer et al. (2014) ont proposé une méthode (CA-14) basée sur un filtre de Kalman. Cette méthode utilisait les produits albédo MODIS (WSA) issus des satellites Terra et Aqua avec une résolution spatiale de 1 km et une résolution temporelle de 8 jours (MCD43GF) pour la période 2001-2010. Dans l'optique de faire le lien entre albédo du sol nu et albédo de la végétation, le FCOVER climatologique ECOCLIMAP (voir Section 3.3 du Chapitre II) a été utilisé dans la relation définie par l'Eq. II-4, à la place du FPAR MODIS comme employé dans la méthode RE-08. La méthode CA-14 a permis d'obtenir des albédos du sol et de la végétation dynamiques avec une résolution spatiale et temporelle plus fine. Ainsi, pour chaque pixel, une valeur d'albédo du sol et de la végétation est obtenue tous les 8 jours sur la période 2001-2010.

2.2.5. *Données terrain*

a) *Albédo*

Dans le cadre de la campagne de terrain AHSPECT, voir Section 2.1.3 du Chapitre I, j'ai eu l'occasion de réaliser des mesures d'albédo du sol SW sur le Site des Corbières à l'aide d'un albédomètre CNR1 comportant un pyranomètre [0.3-3 μ m]. Un outil portatif a été construit, grâce à l'aide de l'équipe 4M du CNRM (Météo-France/CNRS), afin de réaliser les mesures, voir Figure IV-3. Ces mesures ont été réalisées à cinq dates différentes de l'année 2016 avec un pas de temps d'1 mois : le 3 août, le 2 septembre, le 7 octobre, le 3 novembre et le 7 décembre. Suite à un problème technique de câble sectionné dans l'outil le 07-10-2016, les données n'ont pu être exploitées. Seules les quatre autres dates sont donc présentées. Afin de s'affranchir au maximum du changement d'échelle (mesures sur site vs albédo satellitaire au 1km²), les mesures ont été réalisées au centre du pixel MODIS pour limiter les effets de bord. Afin de s'assurer de la représentativité du centre du pixel, les mesures ont été faites sur trois échantillons de sol. Finalement, pour s'assurer de la représentativité des mesures sur chaque échantillon, cinq mesures ont été faites pour chacun d'eux, une mesure correspondant à une moyenne des valeurs prises en continu sur 1 minute. Cette opération a été réalisée pour les 5 dates. Ces données sont utilisées dans la phase d'évaluation de l'albédo du sol nu produit par la méthode de désagrégation PL-17 à l'échelle d'un site, celui des Corbières.



Figure IV-3 : Outil portatif construit afin de réaliser des mesures d'albédo du sol SW à l'aide d'un albédo-mètre CNR1 comportant un pyranomètre [0.3-3µm].

b) Précipitations

Les albédos du sol ont été confrontés aux relevés de précipitation, réalisés par Météo-France, à l'échelle de la France (4.2.1.) et du Site des Corbières (4.3). Les données de précipitation sont les relevés faits sur les stations synoptiques à acquisition en temps réel (expertise à jour+1) et sur les stations automatiques Radome-Resome à acquisition en temps réel (expertise à jour+1). Les données de hauteur de précipitation décennales (voir Section 4.2.1) et quotidiennes (voir Section 4.3) ont été utilisées.

2.3. Protocole méthodologique

La méthodologie mise en place dans ce chapitre se scinde en trois grandes étapes : une étape d'estimation des albédos désagrégés (sol et végétation) à partir de la nouvelle méthode PL-17, une étape de comparaison des albédos désagrégés obtenus par différentes méthodes et une étape de validation de l'albédo du sol obtenu. Chacune de ces étapes ont été mises en place pour l'ensemble du territoire français (métropole).

2.3.1. Estimation des albédos désagrégés

Afin d'estimer les variables biophysiques qui pilotent l'albédo de surface (Chapitre V), il est nécessaire d'isoler de manière dynamique et réaliste la composante « végétation » de la composante « sol ». A cet effet une nouvelle méthode de désagrégation de l'albédo de surface a été développée, la méthode PL-17 présentée dans le Chapitre II. La nouvelle méthode de désagrégation de l'albédo de surface PL-17 est fondée sur un double filtre de Kalman imbriqué (DNKF), voir « Désagrégation PL-

17 » de la Figure IV-4. Le premier filtre de Kalman est utilisé afin d'estimer la fraction de végétation (FCOVER) du paysage. Afin de construire ce premier filtre, la méthode PL-17 s'appuie sur le modèle défini par l'Eq II-9 du Chapitre II. Pour la construction du vecteur d'observation (Y_i^{FCOVER} voir Section 3.2.1 du Chapitre II) le FCOVER ECOCLIMAP ($FCOVER^{ECO}$) a été utilisé comme valeur a priori et le FCOVER satellitaire GEOV1 ($FCOVER^{SAT}$) comme nouvelle observation (voir Eq. II-11 du Chapitre II). L'opérateur d'observation (H^{FCOVER}) s'appuie quant à lui sur les fractions de présence des PFT dans le paysage définies dans ECOCLIMAP (voir Eq. II-12 du Chapitre II). Le second filtre de Kalman permet quant à lui d'estimer la valeur de l'albédo de la végétation et du sol nu, comme précédemment proposé dans CA-14. A cet effet il s'appuie sur le même modèle (voir Eq. II-16 du Chapitre II) que celui utilisé par la méthode CA-14 (voir Eq. II-4 du Chapitre II). Cependant, contrairement à la méthode CA-14, dans la méthode PL-17 l'opérateur d'observation (H^{ALB}) utilise le FCOVER analysé par le premier filtre de Kalman ($FCOVER^{ANA}$) et non le FCOVER issu de ECOCLIMAP. Pour la construction du vecteur d'observation (Y_i^{ALB} voir Section 3.2.2 du Chapitre II) les albédos désagrégés du sol et de la végétation ECOCLIMAP (α_{veg}^{ECO} et α_{sol}^{ECO}) ont été utilisés comme valeur a priori et l'albédo de surface satellitaire MODIS (α^{SAT}) comme nouvelle observation (voir Eq. II-18 du Chapitre II).

La méthode PL-17 a été utilisée afin d'estimer les albédos désagrégés dans le domaine spectral du VIS et du NIR et en conditions d'illumination directes (« black-sky ») et diffuses (« white-sky »). En effet, l'objectif est de pouvoir utiliser ces albédos désagrégés dans les LSM par la suite. Or comme nous l'avons vu dans le Chapitre I, un grand nombre de modèles LSM font la distinction entre le domaine spectral du VIS et du NIR car la végétation n'interagit pas de la même manière avec le rayonnement solaire dans ces deux domaines. De plus Loew et al. (2014) ont montré qu'il était important de faire la distinction entre la composante directe (« black-sky ») et la composante diffuse (« white-sky ») du rayonnement solaire incident dans les LSM afin d'estimer l'albédo de surface. Ces différentes conditions spectrales et d'éclairement ont toutes été testées.

De plus afin de préparer l'étape de comparaison de la méthode PL-17 avec la méthode RE-08, développé à l'institut Max-Planck pour la météorologie (Allemagne) et largement utilisée dans les LSM (Rechid et al., 2008 ; Houldcroft et al. 2009 ; Vamborg et al., 2011), les albédos désagrégés dans le VIS et dans le NIR en conditions d'éclairement diffus « white-sky » ont été assemblés selon l'Eq. IV-2, utilisée dans ISBA, afin d'estimer ces albédos dans l'ensemble du domaine spectral solaire (SW). La méthode de désagrégation PL-17 ne peut pas être employée directement dans l'ensemble du domaine SW car il n'existe pas d'albédos désagrégés a priori SW (ECOCLIMAP).

$$\alpha_{SW} = 0.5 * \alpha_{VIS} + 0.5 * \alpha_{NIR} \quad \text{Eq. IV-2}$$

2.3.2. *Inter-comparaison des méthodes de désagrégation.*

Comme l'expliquait Oreskes et al. (1994), les modèles numériques ne peuvent être validés de manière rigoureuse, mais seulement évalués ou confirmés dans certaines conditions (Guillemot 2009). En effet, valider de manière rigoureuse la méthode de désagrégation impliquerait de mesurer de manière exhaustive l'albédo du sol nu et de la végétation sur chaque kilomètre carré de la zone d'étude. Or, d'une part, une telle campagne de mesure n'est pas envisageable et, d'autre part, il est actuellement impossible de mesurer l'albédo de la végétation ou du sol à une résolution spatiale de 1km, principalement à cause de l'hétérogénéité spatiale et temporelle de ces deux albédos. Je chercherai donc à apprécier la cohérence des produits issus du modèle de désagrégation. Comme le mentionnait Guillemot (2009), le type de méthode mis en place pour l'évaluation doit dépendre de la question posée et de l'utilisation qui sera faite du modèle. Pour rappel, l'un des objectifs de ce Chapitre IV est d'améliorer la méthode développée par Carrer et al. (2014), qui va être implémentée dans le projet SAF Land, afin d'estimer des albédos du sol et de la végétation qui soient dynamiques et réalistes.

En tout premier plan, la méthode de désagrégation de l'albédo de surface PL-17 doit donc être confrontée et comparée à la méthode CA-14. Dans cette optique les produits d'albédo désagrégés seront comparés, temporellement et spatialement, aux produits issus de la méthode CA-14 tout au long de ce chapitre. La méthode CA-14 permet de cartographier de manière dynamique l'albédo de la végétation et l'albédo du sol grâce à l'utilisation d'un filtre de Kalman. Afin de construire ce filtre, la méthode CA-14 s'appuie sur le modèle ECOCLIMAP utilisé dans le LSM ISBA (voir Eq. II-4 du Chapitre II). Dans la méthode CA-14 l'opérateur d'observation (H^{ALB}) utilise le FCOVER issu de ECOCLIMAP ($FCOVER^{ECO}$). Pour la construction du vecteur d'observation (Y_i^{ALB} voir Section 3.2.2 du Chapitre II) les albédos désagrégés du sol et de la végétation ECOCLIMAP (α_{veg}^{ECO} et α_{sol}^{ECO}) ont été utilisés comme valeur a priori et l'albédo de surface satellitaire MODIS (α^{SAT}) comme nouvelle observation (voir Eq. II-18 du Chapitre II). Comme pour la méthode PL-17, la méthode CA-14 a été utilisée afin d'estimer les albédos désagrégés dans le domaine spectral du VIS et du NIR et en conditions d'illumination directes (« black-sky ») et diffuses (« white-sky »). Les albédos désagrégés dans le domaine spectral du SW en conditions d'éclairement diffus (« white-sky ») ont également été calculés à partir de l'Eq. IV-2.

Malgré la priorité donnée à la méthode CA-14, dû au contexte scientifique du SAF Land, la nouvelle méthode de désagrégation a également été confrontée aux approches classiques d'interpolation des combinaisons albédo de surface-quantité de végétation par régression linéaire, qui sont largement répandues dans les LSM de la communauté scientifique. La méthode de Rechid et

al. (2008) (dite RE-08) a été sélectionnée afin de représenter cette approche car elle est l'une des premières de cette vague et s'appuie sur un modèle « composite » (voir Section 2.2.2 du Chapitre I) similaire à celui utilisé par les méthodes CA-14 et PL-17. Pour la comparaison avec la méthode RE-08, seul les albédos désagrégés dans le domaine spectral SW en conditions « white-sky » a été utilisés. En effet, les albédos désagrégés RE-08 sont disponibles uniquement dans ces conditions spectrales et d'éclairement (voir Section 2.2.4). Afin de comparer la dynamique temporelle de la méthode PL-17 avec la méthode RE-08, les séries temporelles moyennes à l'échelle de la France ont été utilisées. Puis afin de comparer la cohérence spatiale, la dispersion spatiale des valeurs moyennes d'albédo du sol a été étudiée pour chaque type de sol et confronté. De manière concrète, pour chaque pixel la valeur moyenne a été calculée et un type de sol de la base HWSD a été affecté (voir Section 2.2.1).

2.3.3. Validation de l'albédo du sol nu

La méthode PL-17 développée dans ce Chapitre IV, s'appuie sur le FCOVER afin de scinder l'albédo de surface satellitaire (MODIS) en une composante « sol » et une composante « végétation ». Le FCOVER est défini comme la fraction de végétation verte, c'est-à-dire la fraction de sol couverte par une canopée. Il permet de représenter la végétation dans sa dimension horizontale (voir Chapitre II et Chapitre III). Cette variable permet d'accéder à la fraction de sol non recouverte par une canopée (1-FCOVER) et donc à la notion de trouées vraies (f_{gap}^{soil}) définie dans le Chapitre I et le Chapitre II. Dans la méthode de désagrégation PL-17, le FCOVER est utilisé afin de séparer l'albédo de surface en albédo du sol et albédo de la végétation. Plus précisément l'albédo du sol nu a été estimé au travers de 1-FCOVER et donc de la fraction de trouées « vraies » (f_{gap}^{soil}). Ainsi, l'albédo du sol peut-être directement estimé au travers de ces trouées et représente l'albédo du sol « nu ». A l'inverse, l'albédo de la canopée ne peut être estimé directement. En effet, dans la fraction de la surface couverte par de la végétation (FCOVER) l'albédo peut être influencé, à des degrés divers, par différentes variables biophysiques dont notamment l'albédo du sol sous-jacent et par le LAI. Afin d'estimer l'albédo de la canopée, il est nécessaire d'étudier la zone couverte par de la végétation (FCOVER) dans sa verticalité (voir Figure II-6 du Chapitre II). L'utilisation d'un modèle de transfert radiatif est donc nécessaire. Ce dernier point fera l'objet du Chapitre V et n'est pas traité dans ce Chapitre IV. Dans ce Chapitre IV je ne chercherai à valider, de manière indirecte et directe, que l'albédo du sol « nu », étant donné que l'albédo de la végétation reste encore en partie agrégé. Dans cette optique je chercherai à corrélérer l'albédo du sol à son humidité à l'échelle de la France métropolitaine.

Afin de valider la cohérence temporelle des albédos du sol nu par rapport à l'humidité du sol, j'ai utilisé dans une première étape de validation indirecte (voir Figure IV-4) des relevés de

précipitations. Comme mentionné dans la Section 1, l'évolution temporelle de l'albédo du sol nu est sensible à l'évolution de l'humidité superficielle du sol. Plus un sol est humide plus la fraction d'air de ce sol est remplacée progressivement par de l'eau. Ce phénomène, expliqué dès 1925 (Angstrom, 1925), augmente la probabilité d'absorption de la lumière par la surface, et participe à la diminution de son albédo. Cependant la loi qui lie l'albédo du sol et son humidité n'est pas nécessairement une loi monotone décroissante linéaire. En effet, des études ont montré, dès les années 80 (Patel, 1979 ; Neema et al., 1987), qu'à partir d'un certain taux d'humidité la réflectance ne diminue plus mais ré-augmente. Weidong et al. (2002) a notamment étudié ce phénomène de point critique d'humidité. Il a été montré que ce point critique dépend des propriétés hydrodynamiques du sol, et donc du type de sol. Dans leur étude, Weidong et al. (2002) ont notamment mis en évidence que lorsque l'on cherche à étudier la réflectance du sol dans son ensemble, sans distinction de types, comme une fonction de l'humidité, il est préférable d'utiliser des taux d'humidité faible afin de s'affranchir des différences de propriétés entre les sols. Pour cette raison, les précipitations minimales ont été utilisées. Pour chaque site de relevé de précipitations, la date de précipitation minimale a été identifiée (précipitations décadiques voir Section 2.2.5). Dans le cas où plusieurs dates atteignaient la même valeur minimale et que plus de la moitié des dates n'étaient pas regroupées sur une même période, le site a été écarté. Les sites situés en zone urbaine ont également été écartés. Ces relevés de pluviométrie minimale ont été utilisés afin de mettre en évidence la cohérence entre la période de pluviométrie minimale et la période d'albédo maximal du sol.

En plus des relevés de pluviométrie, l'indice d'humidité superficielle du sol simulé par le modèle ISBA (SWI1) a été utilisé afin d'évaluer la cohérence temporelle de l'albédo du sol nu, voir étape de « validation indirecte » de la Figure IV-4. Roxy et al. (2010) ont exprimé l'albédo du sol comme une fonction exponentielle de l'humidité sur les premiers centimètres de la surface. De nombreuses relations similaires ont été proposées (Duke et Guérif, 1998 ; Muller et Décamps, 2000 ; Lobell et Asner, 2002 ; Wang et al., 2005 ; Liu et al., 2008 ; Gascoin et al., 2009 ; Guan et al., 2009 ; Liu et al., 2014). En 2014, Carrer et al. ont repris cette équation en définissant le paramètre d'humidité comme étant le SWI1 (Soil Water Index sur la première couche de sol) issu du modèle ISBA, voir Section 2.2.2. Ils ont ainsi montré à partir de données instantanées SEVIRI (toutes les 15 minutes), sur des zones où le LAI était inférieur à 2 et le produit albédo de bonne qualité, une relation similaire à celles proposées dans la littérature. Ici, afin de vérifier la cohérence temporelle du produit désagrégé, je chercherai à retrouver cette relation exponentielle définie par l'Eq. IV-3, sans critère de sélection sur la quantité de végétation. Si la désagrégation a correctement fonctionné, l'albédo du sol nu doit répondre de la même manière quelle que soit la fraction de végétation au-dessus de ce sol. La relation entre albédo du sol et SWI a été étudiée à l'échelle de la France (élargie) et par type de composition du sol.

$$\alpha_{SWsol}^{PL-17} = p_0 + (p_1 - p_0)e^{-SWI/p_2} \quad \text{Eq. IV-3}$$

où, α_{SWsol}^{PL-17} est l'albédo du sol issu du nouvel algorithme de désagrégation, p_0 , p_1 et p_2 sont les paramètres de régression et SWI un indice d'humidité du sol issu du modèle ISBA (voir Section 2.2.2).

Enfin je chercherai à vérifier la cohérence temporelle de l'albédo du sol analysé sur le site des Corbières, en confrontant le modèle à des mesures directes d'albédo du sol que j'ai pu réaliser (étape de « validation directe » de la Figure IV-4) et aux relevés de précipitation (« validation indirecte »). Comme mentionné précédemment, j'ai eu l'occasion de faire des mesures sur le terrain. Les mesures d'albédo du sol SW ont été réalisées à l'aide d'un albédo-mètre CNR1 comportant un pyranomètre [0.3-3μm] sur le Site des Corbières, voir Section 2.2.5. Ces mesures ont été réalisées à cinq dates différentes de l'année 2016 avec un pas de temps d'1 mois : le 3 Août, le 2 Septembre, le 7 Octobre, le 3 Novembre et le 7 Décembre. Cependant, suite à un problème avec l'outil le 07-10-2016, ces données n'ont pu être exploitées. Ces mesures ne permettent pas d'assurer une validation exacte pour plusieurs raisons. En effet, les mesures ont été réalisées à l'échelle locale à une date précise de l'année 2016, tandis que les valeurs d'albédo du sol désagrégé sont obtenues à l'échelle d'1 km et tous les 8 jours (composition sur 16 jours) entre 2001 et 2013. Cependant les mesures terrain sont intéressantes pour vérifier la cohérence de l'évolution temporelle de l'albédo du sol issu de la nouvelle méthode de désagrégation. De plus comme nous l'avons vu dans la Section 1, l'albédo du sol varie en fonction du type et de l'humidité. La Figure IV-2 met en évidence que les changements de types de sol se font à des échelles spatiales plus grandes que 1km. De plus nous faisons l'hypothèse raisonnable qu'il n'y a pas de variation des conditions météorologiques au sein d'un pixel de 1km, les modèles de prévision du temps (NWP) ayant des résolutions spatiales supérieures à 1km. Par conséquent, les mesures faites au centre du pixel du site des Corbières devraient être représentatives de l'ensemble du pixel (1km de résolution). Les relevés de précipitation quotidiens ont été utilisés afin d'évaluer la cohérence du produit désagrégé d'albédo du sol, même à l'échelle locale.

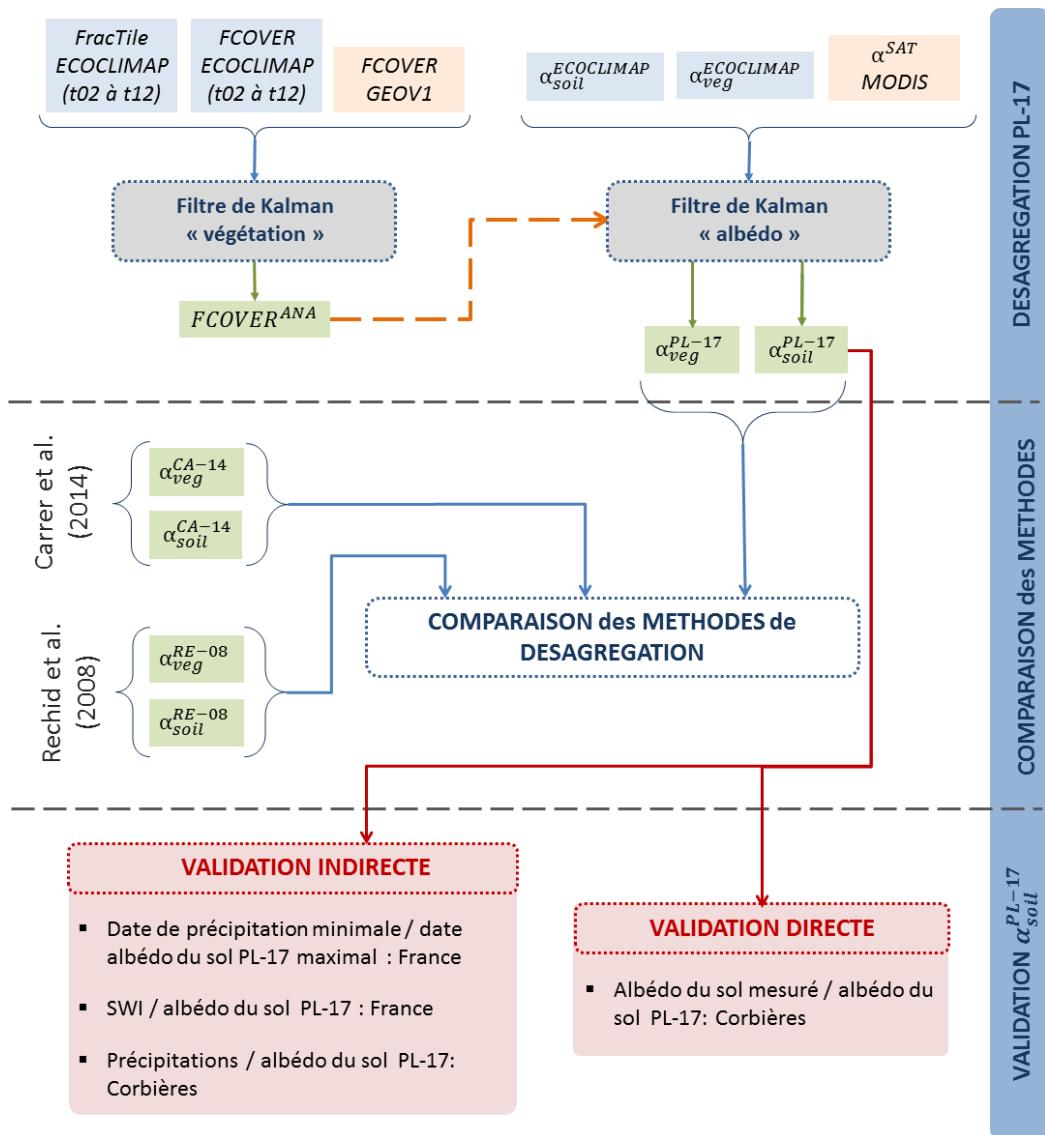


Figure IV-4 : Schéma d'organisation du protocole méthodologique du Chapitre IV.

3. Résultats issus de la désagrégation de l'albédo de surface

Le site dans les Corbières a été sélectionné afin de représenter les dynamiques temporelles des différents produits de désagrégation, voir Sections 2.1 et 2.2.5. Les séries temporelles seront détaillées sur ce site mais l'ensemble du territoire français métropolitain a été traité de manière dynamique. Chaque résultat présenté ici (méthode PL-17) est confronté au résultat obtenu avec la méthode CA-14.

3.1. Filtre de Kalman « végétation »

3.1.1. Evolution temporelle de la fraction de végétation : un cas d'étude

Le premier filtre de Kalman cherche à analyser le FCOVER afin d'obtenir une variable dynamique ($FCOVER^{ANA}$) qui permette de suivre la variabilité inter et intra-annuelle de la végétation. Pour cela, le FCOVER issu de la base de données ECOCLIMAP ($FCOVER^{ECO}$) et le FCOVER GEOV1 satellitaire ($FCOVER^{SAT}$) sont analysés à chaque pas de temps (soit tous les 8 jours).

La Figure IV-5 décrit l'évolution temporelle du $FCOVER^{ANA}$ (analyse issue du filtre de Kalman « végétation », voir Figure IV-4) sur le site des Corbières entre 2001 et 2013, et le compare au $FCOVER^{ECO}$, utilisé tel quel dans la méthode CA-14, et au $FCOVER^{SAT}$. Comme nous pouvons le voir, le $FCOVER^{ECO}$ reste statique tout au long de la période d'étude, avec une valeur de 0.922. Le $FCOVER^{SAT}$, lui, varie constamment entre 2001 et 2013, avec une valeur minimale de 0.144 au jour 329 de l'année 2008 et une valeur maximale de 0.808 aux jours 161 et 169 de l'année 2011. Le $FCOVER^{ANA}$, évolue également entre une valeur minimale de 0.274 au jour 329 de l'année 2008 et une valeur maximale de 0.816 au jour 169 de l'année 2011. Comme visible sur la Figure IV-5, le $FCOVER^{ANA}$ est constamment compris entre le $FCOVER^{SAT}$ et le $FCOVER^{ECO}$. Ce phénomène est lié à la matrice d'observation (Y_i) qui prend en compte de manière concomitante la valeur à priori et la valeur nouvellement observée à chaque pas de temps. Ce vecteur va autoriser l'algorithme à chercher un compromis entre ces deux valeurs. Ici la valeur à priori est la valeur ECOCLIMAP, fixe à 0.922, et la valeur nouvellement observée est la valeur issue du satellite SPOT-VGT (produit GEOV1). Plus l'incertitude donnée au produit à priori sera forte devant l'incertitude du produit nouvellement observé, plus la valeur de compromis se rapprochera de la valeur observée. Dans cette étude l'erreur liée à la valeur à priori est 5 fois supérieure à l'erreur de la valeur observée. Par conséquent le FCOVER analysé est très similaire au FCOVER satellitaire.

Les produits satellitaires de FCOVER GEOV1 sont de bonne qualité mais peuvent toutefois présenter du bruit et des erreurs (Camacho et al, 2013). Afin de limiter la propagation de ce bruit dans le produit analysé, une fonction dépendante d'un paramètre d'inflation temporelle a été ajoutée. Ce paramètre influence la vitesse de variation du FCOVER. La vitesse de variation de la quantité de végétation (FCOVER) d'un écosystème va dépendre de sa phénologie. Rechid et Jacob (2006) ont paramétré la phénologie avec une fréquence mensuelle. Dans cette étude, le FCOVER est donné avec un pas de temps de 8 jours mais une influence mensuelle contrôle l'évolution de la quantité de végétation. Cette influence est pilotée par le paramètre δ au travers la matrice de covariance au pas de temps $i-1$ (A_{i-1}). Ainsi, au travers de ce paramètre, une valeur de FCOVER

analysée va influencer les valeurs de FCOVER sur les 30 jours suivants, avec une influence dégressive, et ainsi limiter les variations brutales du produit analysé.

En 2008, par exemple, au jour 321 la valeur satellitaire est de 0.416 tandis qu'au pas de temps suivant la valeur n'est plus que de 0.144, soit une chute de 65% du FCOVER, et remonte brutalement au jour 345. Ce phénomène marque un décrochage du produit $FCOVER^{SAT}$ sur la période jour 329-337. A la même période, le produit analysé passe de 0.462 à 0.274, soit une chute de 40%. Ainsi, le paramètre d'inflation temporelle a permis de réduire significativement le décrochage (bruit) du produit satellitaire. Une correction plus importante de ce décrochage est possible grâce au paramètre δ . Cependant, le choix de ne pas rectifier de manière plus importante le produit FCOVER GEOV1 a été fait. Ce choix sera discuté dans la Section 5. De même, en cas de valeur manquante dans la série temporelle satellitaire, grâce à la valeur à priori et à la valeur analysée au pas de temps précédent, le produit satellitaire peut être complété. En 2004 au jour 361 [46^{ème} semaine], la donnée est manquante pour le site des Corbières, représentée par une valeur nulle sur la Figure IV-5. A cette même date le produit analysé continue d'évoluer normalement avec une valeur de 0.435.

Le paramètre $FCOVER^{ECO}$ décrit le taux de végétation dans l'étude CA-14. Pour ce site, nous pouvons noter que dans la base ECOCLIMAP, le FCOVER est surestimé tout au long de la période d'étude. Cette surestimation est en moyenne de 0.348, soit une valeur 61% plus élevée que celle du produit analysé, voir Figure IV-5. Durant les périodes estivales le FCOVER climatologique est plus élevé de 0.181, en moyenne, par rapport au FCOVER analysé (PL-17). Cependant durant la période hivernale cette surestimation atteint 110% en moyenne dans cette zone des Corbières (0.439 pour le $FCOVER^{ANA}$ vs 0.922 pour le FCOVER climatologique).

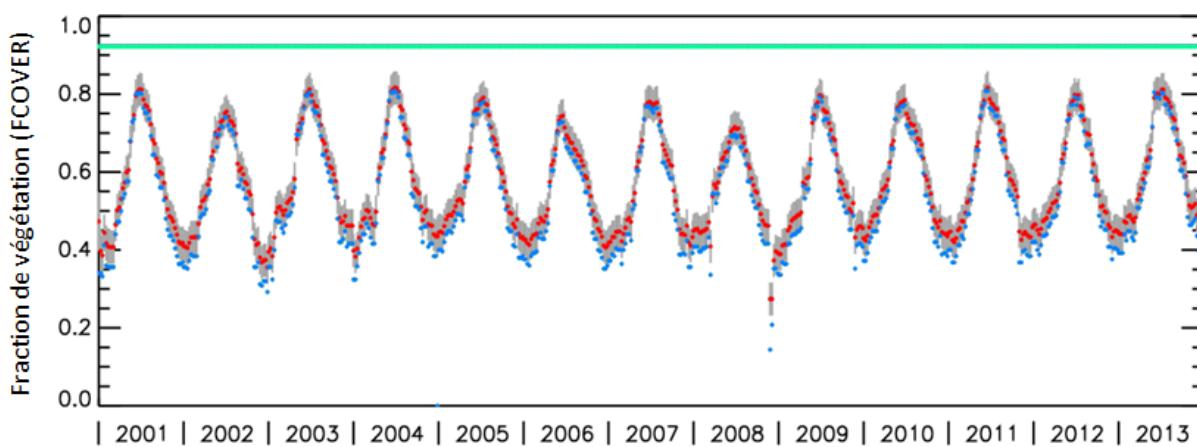


Figure IV-5 : Evolution temporelle de la fraction de végétation (FCOVER) entre 2001 et 2013 sur le site des Corbières. La ligne verte représente l'évolution du FCOVER climatologique (ECOCLIMAP). Les points en bleu indiquent le FCOVER satellitaire (GEOV1). Les points rouges présentent les valeurs analysées à l'issu du filtre de Kalman « végétation » de la méthode PL-17 (FCOVER^{ANA}). Enfin, les barres verticales grises montrent l'incertitude dans l'analyse.

Ces chiffres décrivent l'évolution du FCOVER sur le site des Corbières, mais ne sont pas nécessairement représentatifs de ce qu'il se passe partout ailleurs en France. La Section 3.1.2 montre les résultats issus du premier filtre de Kalman sur l'ensemble de la zone d'étude (France élargie) entre 2001 et 2013.

3.1.2. Cartographie spatio-temporelle de la fraction de végétation

Cette section décrit les résultats de l'analyse par le filtre de Kalman « végétation » (PL-17) à l'échelle de la France. Cette analyse de la fraction de végétation issue de la méthode PL-17 est confrontée au produit FCOVER climatologique utilisé dans CA-14 ($FCOVER^{ECO}$) et au produit satellitaire FCOVER GEOV1 issu de SPOT-VGT.

Tableau IV-2 : Résumé statistique des différents FCOVER sur la période 2001-2013 totale, estivale et hivernale moyenne en France.

| Période | Statistiques | $FCOVER^{ECO}$ | $FCOVER^{ANA}$ | $FCOVER^{SAT}$ |
|------------------------|--------------|----------------|----------------|----------------------|
| Annuelle 2001-2013 | Minimum | 0.019 | 0.019 | $1.33 \cdot 10^{-5}$ |
| | Quantile 1 | 0.642 | 0.464 | 0.417 |
| | Moyenne | 0.737 | 0.542 | 0.501 |
| | Médiane | 0.776 | 0.565 | 0.524 |
| | Quantile 3 | 0.884 | 0.642 | 0.609 |
| | Maximum | 0.950 | 0.950 | 0.911 |
| Estivale 2001-2013 | Minimum | 0.019 | 0.019 | $5.13 \cdot 10^{-5}$ |
| | Quantile 1 | 0.675 | 0.606 | 0.581 |
| | Moyenne | 0.756 | 0.695 | 0.686 |
| | Médiane | 0.797 | 0.741 | 0.735 |
| | Quantile 3 | 0.891 | 0.838 | 0.844 |
| | Maximum | 0.950 | 0.983 | 0.998 |
| Hivernale 2001-2013 | Minimum | 0.019 | 0.019 | $7.69 \cdot 10^{-5}$ |
| | Quantile 1 | 0.622 | 0.315 | 0.211 |
| | Moyenne | 0.716 | 0.394 | 0.300 |
| | Médiane | 0.754 | 0.391 | 0.291 |
| | Quantile 3 | 0.876 | 0.470 | 0.382 |
| | Maximum | 0.950 | 0.950 | 0.878 |

Tout comme pour le Site des Corbières, on note de manière générale une surestimation du FCOVER climatologique en France pour la période 2001-2013, et ce, quel que soit la saison (voir Tableau IV-2). La Tableau IV-2 présente les statistiques des trois produits FCOVER (le FCOVER climatologique, le FCOVER analysé et le FCOVER satellitaire) sur la période 2001-2013 annuelle, estivale et hivernale. En moyenne sur la période 2001-2013, le $FCOVER^{ECO}$ est de 0.737, soit une valeur plus élevée de 36% par rapport au produit analysé (0.542). Cette surestimation est, en

moyenne, inférieure à 10% durant la période estivale (8.8%) mais atteint près de 82% durant les mois d'hiver. La Figure IV-6 représente les différences moyennes entre (a) le FCOVER analysé et le FCOVER climatologique utilisé dans CA-14, et entre (b) le produit analysé et le produit satellitaire. Nous pouvons observer, Figure IV-6(a), que le produit climatologique est en moyenne surestimé partout en France, et tout particulièrement sur les zones de forêts et de prairies. En moyenne les écarts entre produits analysés et climatologiques sont de 0.195 avec une variance de 0.012 et un écart type de 0.111. Ces différences importantes entre le $FCOVER^{ECO}$ et le $FCOVER^{ANA}$ sont dues à l'incertitude importante assignée aux valeurs ECOCLIMAP comparée à celle du produit satellitaire (5 fois supérieure) dans la matrice des incertitudes (R_i). Ces différences importantes entre le $FCOVER^{ECO}$ et le $FCOVER^{ANA}$ se traduisent par une erreur quadratique moyenne (dite RMSE pour « root mean square error » en anglais) de 0.22 sur la période 2001-2013. A l'inverse donc, la Figure IV-6(b), qui représente les écarts entre le produit analysé moyen et le produit satellitaire moyen, montre très peu de différence. En effet, exception faite des zones de montagne, cette différence est quasiment nulle, due à une confiance importante donnée au produit satellitaire.

Sur les zones de montagne (Alpes et Pyrénées principalement), la Figure IV-6(b) indique une surestimation du $FCOVER^{ANA}$ par rapport aux valeurs issues de SPOT-VGT (FCOVER GEOV1). Cet écart entre FCOVER analysé et satellitaire est dû à une différence trop importante entre les valeurs ECOCLIMAP et les valeurs réelles. En effet, le produit analysé est un compromis entre les deux FCOVER précédemment nommés. Dans ECOCLIMAP ces zones montagneuses sont fortement végétalisées, tandis que dans la réalité il s'agit de simples pâturages ou de zones aux altitudes trop élevées pour accueillir une végétation. Ainsi aux coordonnées 45.0°N 6.0°E, par exemple, les valeurs ECOCLIMAP sont de 0.803 en moyenne sur la période 2001-2013, alors que dans la réalité la valeur moyenne du FCOVER se trouvent être 0.106. Finalement, le produit analysé sur cette zone est de 0.221, soit un écart de 0.115 avec le produit satellitaire.

Malgré tout, un RMSE de 0.05 est montré entre les produits analysés et satellitaires sur la zone d'étude entre 2001 et 2013, ce qui témoigne d'une très bonne adéquation entre les produits satellitaires et analysés. Ainsi, le premier filtre de Kalman a permis d'actualiser les valeurs ECOCLIMAP à l'aide de données plus réaliste (FCOVER GEOV1). Le produit analysé qui en résulte peut être considéré de bonne qualité et utilisé dans la mise en place du second filtre de Kalman dédié à l'albédo.

3.2. Filtre de Kalman « albédo »

3.2.1. Evolution temporelle des différents albédos sur le site des Corbières

Le deuxième filtre de Kalman cherche à analyser l'albédo de surface afin d'obtenir deux produits albédo désagrégés dynamiques : l'albédo de la végétation et l'albédo du sol nu. Ces deux produits désagrégés permettent de suivre les cycles saisonniers de l'albédo de la végétation et du sol, et mettent en évidence les différences interannuelles. Afin d'obtenir ces albédos désagrégés dynamiques, l'albédo satellitaire de surface (MODIS) et les albédos désagrégés ECOCLIMAP sont analysés à chaque pas de temps, c'est-à-dire tous les 8 jours.

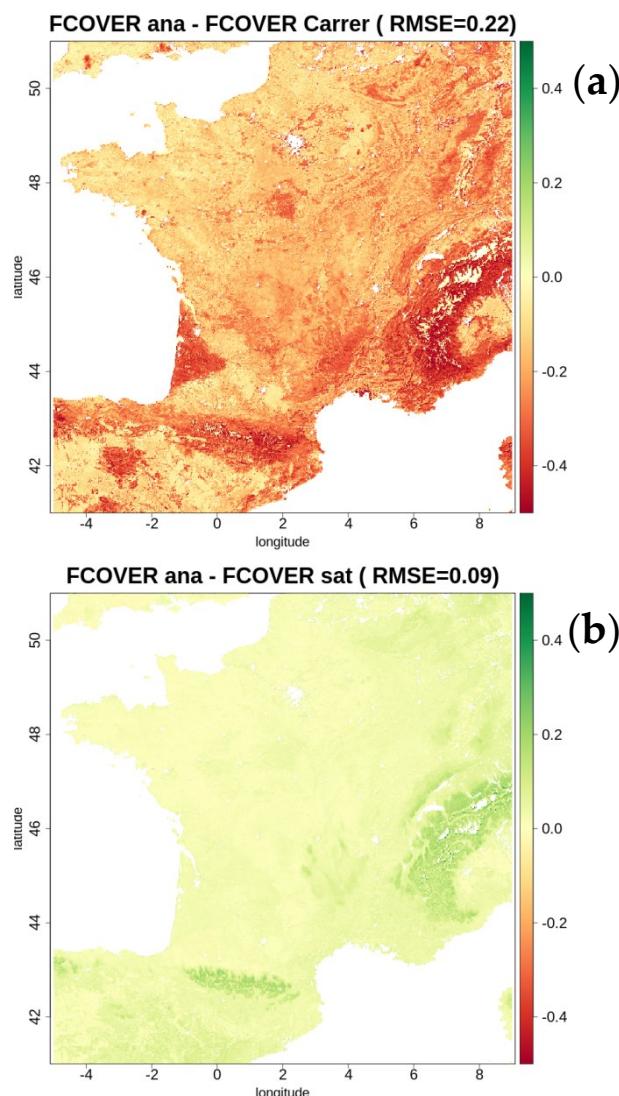


Figure IV-6 : Ecarts retrouvés entre le produit $FCOVER^{ANA}$ issu de la dévégétalisation ($FCOVER^{ANA}$) et (a) le produit climatologique ($FCOVER^{ECO}$) et (b) le produit satellitaire BioPAR GEOV1 ($FCOVER^{SAT}$).

La Figure IV-7 décrit l'évolution de ces albédos désagrégés (végétation et sol) et de l'albédo agrégé (surface) dans le domaine du VIS, dans lequel la végétation est fortement active, entre 2001 et 2013 sur le site des Corbières, et les confronte au produit satellitaire, à la base de données ECOCLIMAP et aux produits issus de l'analyse par la méthode CA-14. Comme nous pouvons l'observer Figure IV-7(a) et Figure IV-7(b), les produits analysés sont beaucoup plus dynamiques avec la version PL-17 qu'avec la version précédente CA-14. Entre 2001 et 2013, le nouvel albédo du sol (Figure IV-7(a)) oscille entre un minimum de 0.012 au jour 25 de l'année 2004 et un maximum de 0.058 au jour 185 de l'année 2009 autour d'une moyenne de 0.032 (écart type moyen de 0.011), tandis que l'albédo issu de l'ancienne version n'évolue que très légèrement (écart type de 0.001 en moyenne) autour d'une valeur de 0.042. L'albédo du sol présent dans la base de données ECOCLIMAP est quant à lui statique à 0.1. Concernant l'albédo de la végétation (Figure IV-7(b)), l'ancienne version produit un résultat plus dynamique que pour l'albédo du sol nu, mais l'amplitude reste tout de même plus faible que lors de l'utilisation de la nouvelle version. En effet, α_{VISveg}^{CA-14} évolue entre 0.014 et 0.046 avec un écart type moyen de 0.004 tandis que α_{VISveg}^{PL-17} varie entre 0.007 et 0.048 avec un écart type moyen de 0.006. Cette différence en écart type traduit la différence de dynamisme entre les deux produits. L'albédo de la végétation ECOCLIMAP est statique et présente une valeur de 0.063.

La Figure IV-7(c), quant à elle, montre l'évolution des albédos de surface totale (agrégés) calculés sur le principe de l'Eq. II-16 du Chapitre II. Dans cette Figure IV-7(c), les résultats de la nouvelle version sont comparés à ceux obtenus avec la méthode CA-14, à l'albédo de surface ECOCLIMAP et aux albédos satellitaires (MODIS). Comme nous pouvons le remarquer, ces trois albédos de surface sont identiques, avec des valeurs comprises entre 0.016 et 0.046 pour la période d'étude. En effet, la seule différence entre la nouvelle et l'ancienne version réside dans l'utilisation d'un FCOVER dynamique à la place d'un FCOVER climatologique. Ainsi, aucune différence n'est retrouvée dans le produit albédo agrégé, seule la répartition de l'albédo de surface entre albédo de végétation et albédo du sol change.

Cette différence de dynamique dans les produits albédo du sol et de la végétation des deux versions de désagrégation est due à une forte différence de dynamique dans le produit $FCOVER^{ANA}$, voir Section 3.1. Lorsque la fraction de végétation est très élevée, comme dans la version CA-14 (fixe à 0.922), la quasi-totalité des variations de l'albédo de surface est assignée à l'albédo de la végétation. Ainsi l'albédo de la végétation et l'albédo de surface de la version CA-14 sont quasiment identiques à la fois en termes d'amplitudes et de valeurs. A l'inverse la nouvelle version s'appuie sur un FCOVER qui varie fortement selon la saison. Durant l'hiver le FCOVER utilisé présente des valeurs faibles (0.4 voir Tableau IV-2), par conséquent la fraction de sol est plus importante que la fraction de

végétation. Ainsi selon l'Eq. II-16 du Chapitre II, durant la période hivernale l'albédo du sol va être plus proche de l'albédo de surface que ne l'est l'albédo de la végétation. Durant la période estivale la fraction de végétation va être plus élevée et majoritaire (0.7, voir Tableau IV-2), l'albédo de la végétation est donc plus proche de l'albédo de surface que ne l'est l'albédo du sol.

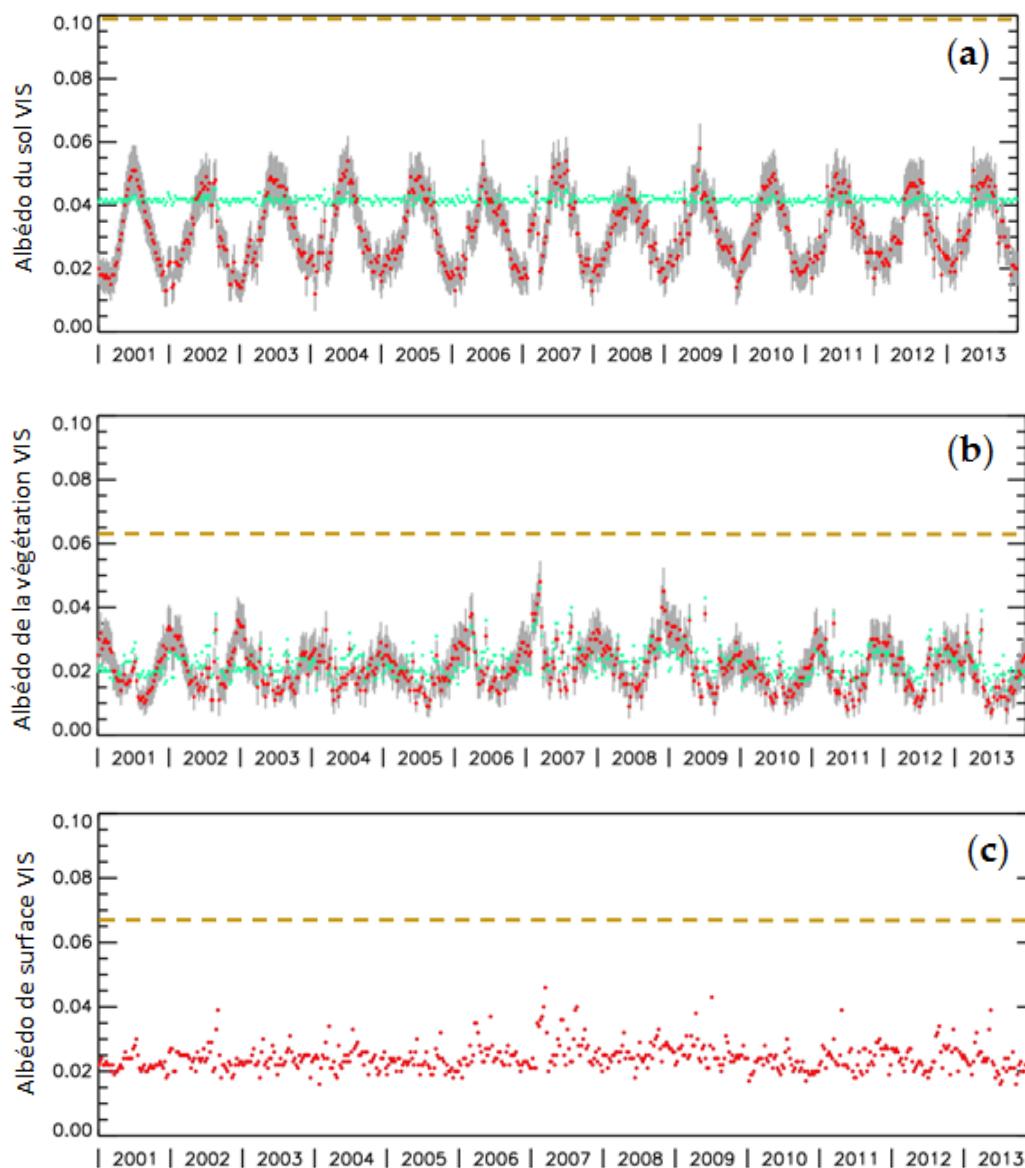


Figure IV-7 : Evolution temporelle de (a) l'albédo du sol nu, (b) l'albédo de la végétation et (c) l'albédo total de surface dans le domaine du visible, sur le site des Corbières. La ligne en pointillés marron indique les valeurs ECOCLIMAP. Les points en vert indiquent les résultats obtenus avec la méthode issue de Carrer et al. (2014), dite CA-14. Les points rouges montrent les résultats obtenus avec la nouvelle version de l'algorithme (PL-17), les barres verticales grises signifiant l'incertitude de l'analyse. Les points en bleu sur la partie (c) indiquent les valeurs des données d'albédo satellitaire BSA MODIS, dans le domaine du visible. Dans la partie (c), les points bleus sont totalement masqués par les rouges du fait de leurs valeurs identiques.

Dans le filtre de Kalman « albédo », la valeur agrégée (surface) est fixée par la valeur d'albédo satellitaire. Les albédos désagrégés ECOCLIMAP, associés au $FCOVER^{ANA}$, permettent quant à eux la répartition de l'albédo du sol et de la végétation autour de cette valeur commune(α^{SAT}). Comme avec le FCOVER (Section 3.1), les albédos analysés vont avoir tendance à s'écartier des valeurs à priori pour se rapprocher de la nouvelle valeur observée. Dans le filtre de Kalman « albédo », l'écart entre les valeurs des albédos désagrégés à priori et analysés va dépendre de la densité de la végétation (FCOVER). La Figure IV-8 décrit l'évolution de la répartition des albédos désagrégés analysés par rapport à leur valeur à priori (ECOCLIMAP) en fonction du $FCOVER^{ANA}$, dans le domaine du visible. Le $\Delta\alpha_{veg}$ de la Figure IV-8 symbolise l'écart entre l'albédo de la végétation analysé et l'albédo de la végétation à priori (ECOCLIMAP), et $\Delta\alpha_{soil}$ représente l'écart entre l'albédo analysé et à priori (ECOCLIMAP) pour le sol. On note deux lois centrées autour d'une valeur de FCOVER de 0.5. Pour les valeurs de FCOVER supérieures à 0.5, plus le FCOVER augmente, plus le $\Delta\alpha_{veg}$ devient important face au $\Delta\alpha_{soil}$. Ainsi, plus le couvert est végétalisé, plus l'écart entre analysé et à priori est affecté au produit albédo de la végétation. A l'inverse, pour des surfaces peu végétalisées ($FCOVER < 0.5$), la fraction de sol est celle qui jouera le rôle le plus important. Plus le FCOVER diminue, plus l'écart entre le produit à priori et analysé du sol croît par rapport à l'écart dans le produit végétation. Ces deux lois associées forment une sigmoïde, visible Figure IV-8 définie par Eq. II-22 et Eq. II-23 du Chapitre II.

De la même manière que la Section 3.1.1, la Section 3.2.1 présente les résultats pour le site des Corbières. La section suivante détaille et analyse les résultats à l'échelle de la zone d'étude.

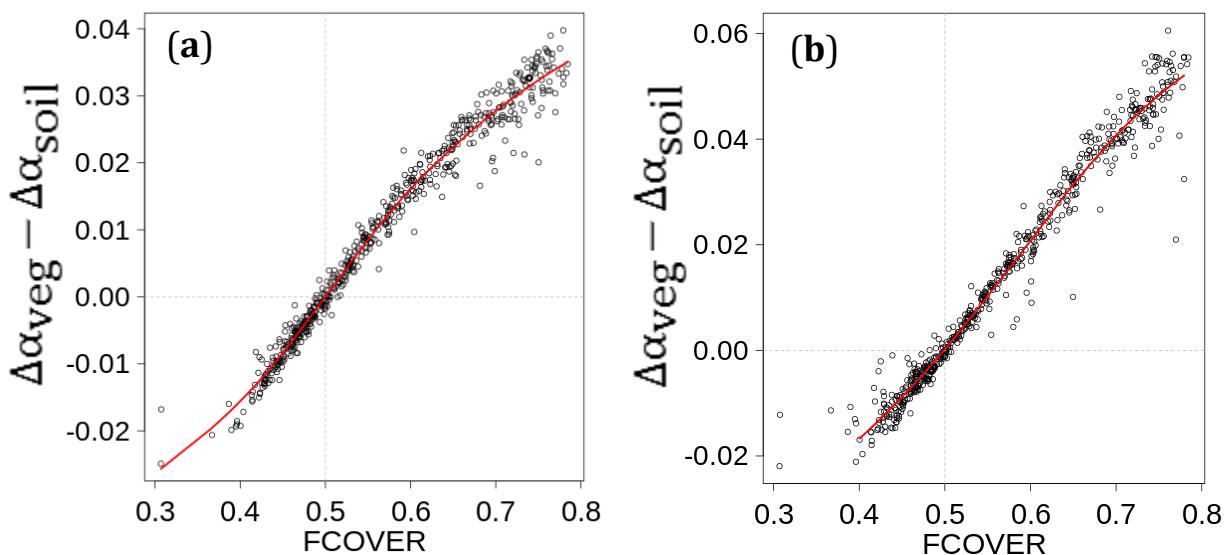


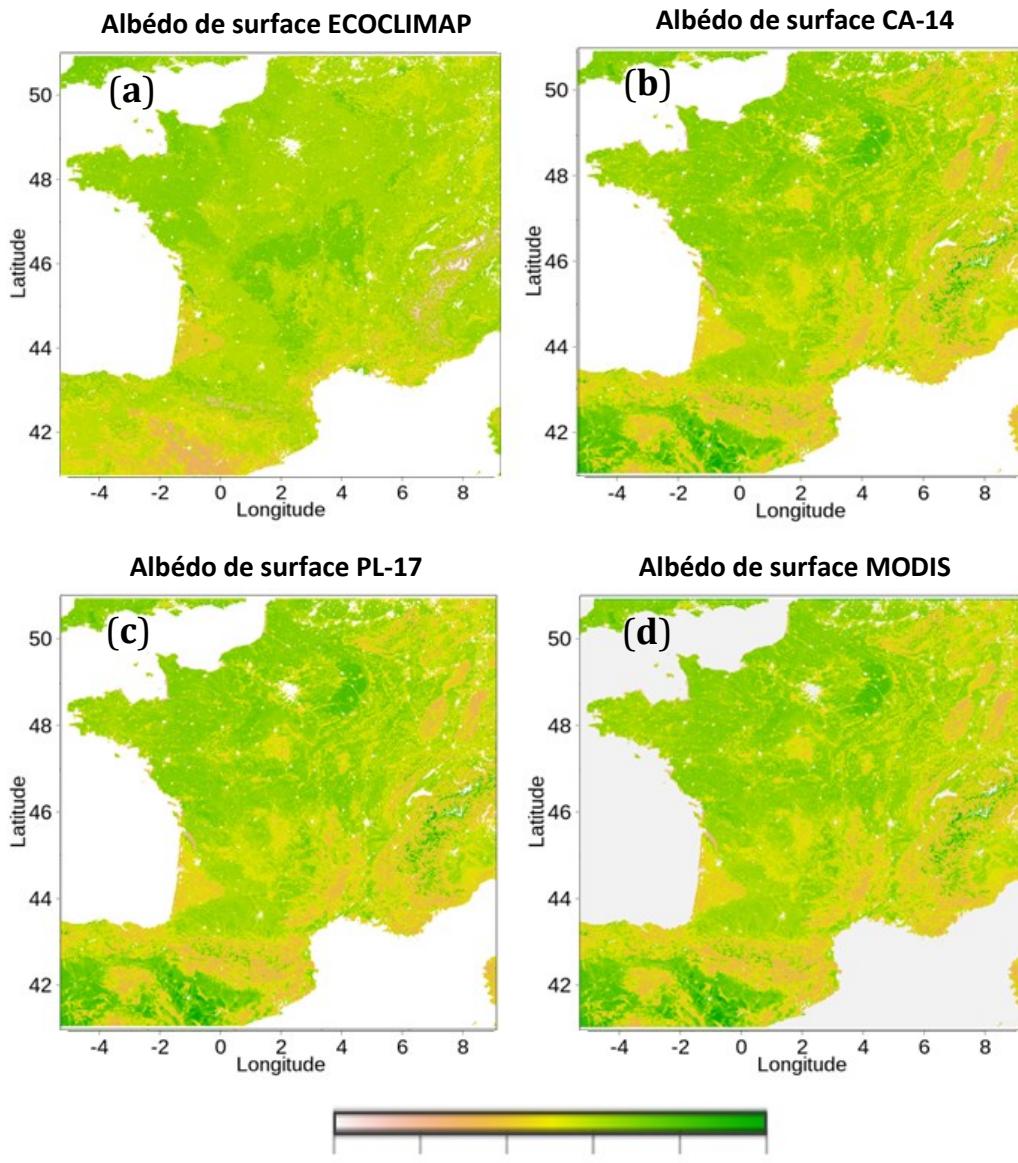
Figure IV-8 : Evolution de la répartition, entre sol et végétation, des écarts entre les valeurs à priori (ECOCLIMAP) et analysées (PL-17) en fonction de la fraction de végétation (FCOVER) de l'écosystème. $\Delta\alpha_{veg}$ représente l'écart entre l'albédo de la végétation analysé et l'albédo de la végétation à priori,

$\Delta\alpha_{soil}$ et représente l'écart entre l'albédo analysé du sol et son albédo à priori. Les résultats présentés en (a) sont les résultats obtenus dans le domaine du visible, les résultats présentés en (b) sont ceux dans le domaine du proche infra-rouge.

3.2.2. Distribution spatiale des produits albédos désagrégés en France

Comme expliqué dans la section précédente, la différence entre cette nouvelle version (PL-17) et la version CA-14 réside dans l'utilisation d'un FCOVER dynamique à la place d'un FCOVER climatologique. Dans la Section 3.2.1, nous n'avions noté aucune différence entre les albédos agrégés des deux versions sur le site des Corbières. Ici, le même constat est fait à l'échelle de la zone d'étude (France élargie). La Figure IV-9 montre les cartes d'albédo SW moyen agrégé (surface totale) obtenues à partir des données ECOCLIMAP, des données analysées par la version CA-14, des données analysées par la version PL-17 et des données satellitaires MCD43GF. Le Tableau de la Figure IV-9 met en évidence les RMSE entre les produits analysés, satellitaires et climatologiques, pour la version CA-14 et la nouvelle version dans le domaine du VIS, du NIR et du SW.

Comme le montre la Figure IV-9 (a), l'albédo de surface SW ECOCLIMAP (α_{SWtot}^{ECO}) moyen varie entre 0.004 et 0.196 avec une moyenne de 0.147, en France. Sur la même période d'étude, l' α_{SWtot}^{CA-14} et l' α_{SWtot}^{PL-17} évoluent tous les deux autour d'une même valeur de 0.147, avec un écart type de 0.028 (Figure IV-9 (b) et (c)). Ces deux albédos de surface sont identiques à l'albédo satellitaire MODIS entre 2001 et 2013 (Figure IV-9 (d)), ce qui se traduit par une RMSE nulle dans le Tableau de la Figure IV-9. En effet, comme mentionné Section 3.2.1, seule la répartition de l'albédo de surface entre végétation et sol nu différencie les méthodes de désagrégation. La Figure IV-10 met en évidence ces différences de répartition de l'albédo de surface.



| | CA-14 | | PL-17 | |
|-----|-------|-------|-------|-------|
| | ECO | MODIS | ECO | MODIS |
| VIS | 0.03 | 0 | 0.03 | 0 |
| NIR | 0.05 | 0 | 0.05 | 0 |
| SW | 0.03 | 0 | 0.03 | 0 |

Figure IV-9 : Cartographie des albédos moyens SW de surface entre 2001 et 2013, en France. De gauche à droite et de haut en bas l'albédo SW de surface issu de : (a) ECOCLIMAP, (b) la version Carrer et al. (2014) de la dévégétalisation (CA-14), (c) la nouvelle version de dévégétalisation (PL-17) et (d) MODIS. Le tableau montre les RMSE entre les produits analysés (CA-14 ou PL-17) et l'albédo de surface climatologique ou satellitaire, dans les domaines du VIS, du NIR et du SW.

La Figure IV-10 montre les cartes d'albédo SW moyen du sol et de la végétation dans la base ECOCLIMAP et à l'issu des deux méthodes de désagrégation (CA-14 et PL-17). Les Figure IV-10(a) et Figure IV-10(d) représentent les albédos climatologiques du sol nu et de la végétation qui sont utilisés, en sus de l'albédo satellitaire, dans la mise en place du deuxième filtre de Kalman au travers de la matrice d'observation Y_i , voir Eq. II-18 du Chapitre II. En moyenne sur la période étudiée, α_{SWsol}^{ECO} varie entre 0.0003 et 0.117 en France avec un écart type de 0.021 et une moyenne de 0.073. α_{SWveg}^{ECO} , quant à lui, évolue entre 0.103 et 0.200 avec un écart type de 0.020 et une moyenne de 0.174. Ces deux albédos climatologiques désagrégés, associés à l'albédo de surface MODIS, ont permis d'obtenir des produits albédos désagrégés et dynamiques pour la végétation et le sol nu. Les résultats pour deux versions d'algorithme (CA-14 et PL-17) sont présentés dans les sous-figures (b), (c), (e) et (f) de la Figure IV-10. Alors que les produits d'albédo de surface agrégé issus des deux versions d'algorithme étaient identiques, les produits désagrégés montrent de nombreuses disparités. En effet, en moyenne α_{SWsol}^{CA-14} évolue entre 0.002 et 0.410 (moyenne et écart type de 0.080 et 0.031, respectivement) de 2001 à 2013, tandis que α_{SWsol}^{PL-17} atteint, en moyenne, des valeurs plus élevées comprises entre 0.02 et 0.690 avec une moyenne de 0.103 et un écart type de 0.028. Les albédos de la végétation, eux, montrent quelques différences selon les versions, mais de manière moins significatives que pour le sol. Ainsi, α_{SWveg}^{PL-17} affiche des valeurs moyennes de 0.173 pour 0.170 dans le produit α_{SWveg}^{CA-14} . La méthode de désagrégation a permis d'estimer l'albédo de manière dynamique mais également de réajuster les valeurs de la climatologie ECOCLIMAP. En effet, comparé aux climatologies existantes dans ECOCLIMAP, la dévégétalisation estime des albédos du sol plus élevés et des albédos de la végétation plus faibles en moyenne sur la France. Ce phénomène est dû au fait que, malgré des albédos de surface moyens similaires à l'échelle de la France (0.147), dans ECOCLIMAP la fraction de végétation est surestimée et donc que la très grande majorité de l'albédo de la surface est assimilée à de l'albédo de la végétation. Dans la réalité le sol joue un rôle beaucoup plus important, la méthode de désagrégation permet donc de diminuer et d'obtenir des albédos de la végétation plus réalistes.

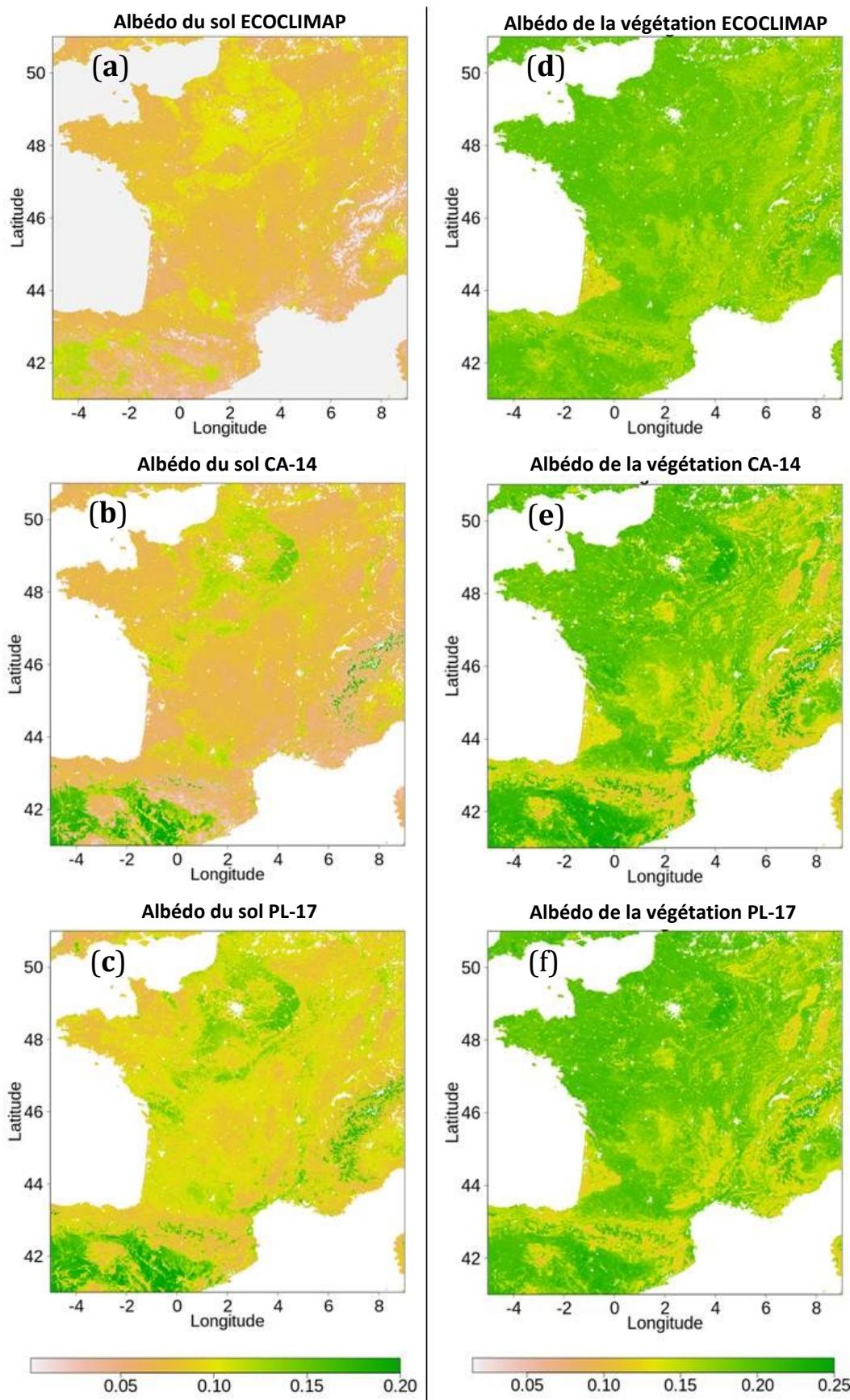


Figure IV-10 : Cartographie des albédos moyens SW de la végétation (à gauche) et du sol (à droite) en France entre 2001 et 2013, issus d'ECOCLIMAP, de la version CA-14 et de la version PL-17, respectivement de haut en bas.

4. Evaluation de la méthode de désagrégation de l'albédo de surface

4.1. Inter-comparaison des méthodes de désagrégation

4.1.1. *Inter-comparaison temporelle des albédos désagrégés*

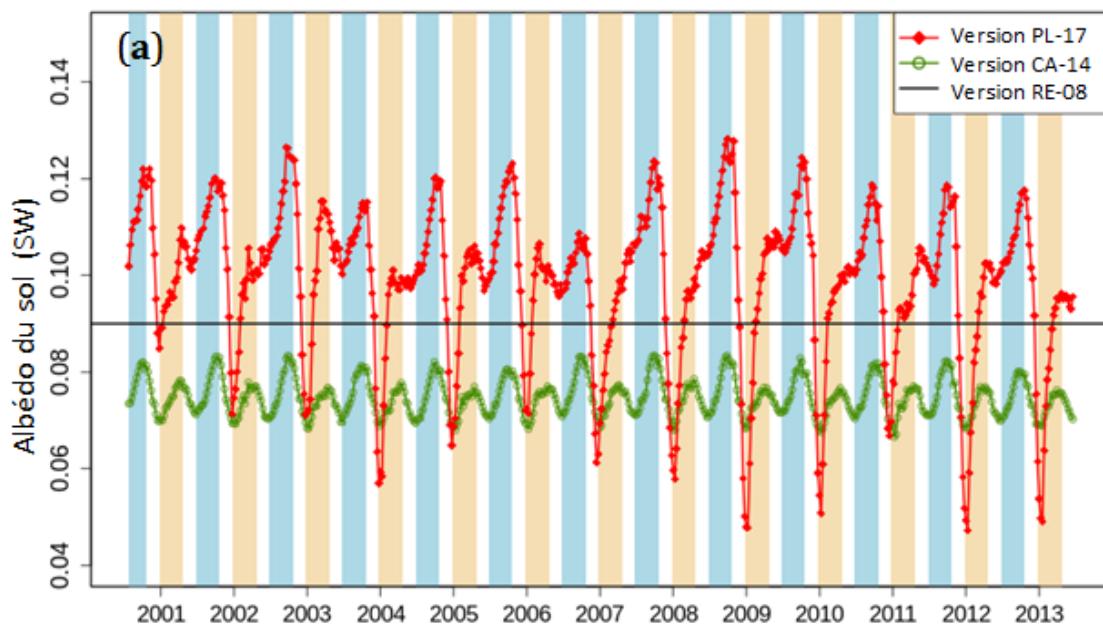
Comme mentionné dans la Section 2.3.2, on cherche à évaluer la nouvelle méthode de désagrégation en la confrontant aux méthodes précédemment développées pour les LSM, non seulement en interne (CA-14) mais également à l'international (RE-08). Afin de comparer les méthodes de désagrégations, les séries temporelles moyennes à l'échelle de la France ont été utilisées.

La Figure IV-11 compare les dynamiques temporelles de l'albédo du sol nu (Figure IV-11(a)) et de l'albédo de la végétation (Figure IV-11(b)), entre 2001 et 2013 sur la zone d'étude (France élargie), pour les trois méthodes de désagrégation. La Figure IV-11(a) met en exergue le fait que la nouvelle version produit un albédo du sol plus dynamique (un écart-type de 0.016), comparé aux versions CA-14 et RE-08 (respectivement un écart type de 0.004 et nul), et permet de distinguer les variations inter et intra-annuelles de l'albédo à l'échelle de la France. Comme dans la version RE-08 (0.090), l'albédo du sol nu évolue autour d'une valeur d'environ 0.099, alors qu'un albédo moyen de 0.075 est obtenu en suivant la version CA-14. Comme dans la version CA-14, un albédo du sol nu dynamique est obtenu. Nous pouvons voir Figure IV-11(a) que comparé à la version CA-14, la version PL-17 permet de suivre de manière plus réaliste les évolutions inter et intra-annuelles. L'albédo du sol nu évolue principalement, de manière anti-corrélée, en fonction de l'humidité (voir Section 1).

En France, l'année 2007 a été particulièrement contrastée en termes de précipitations. L'été a été marqué par une pluviométrie importante tandis que l'automne a montré de forts déficits par rapport aux normales saisonnières. Sur la Figure IV-11(a), les pluies excédentaires des mois de juillet et août 2007 se traduisent par des points très rapprochés en termes de valeurs entre le 12 juillet et le 6 septembre. Ainsi, durant l'été 2007 le sol s'est asséché difficilement (albédo du sol de 0.100 au maximum de l'été). Suite à cet été pluvieux, l'automne a été extrêmement sec, ce qui a entraîné une non-réhydratation des sols. Ainsi, les sols ont continué à s'assécher entraînant une augmentation de l'albédo au cours de cette automne 2007. A l'entrée de l'hiver 2007-2008 l'albédo du sol nu est de 0.106 comparé à une valeur de 0.097 pour la même date de l'hiver précédent (2006-2007). A l'inverse, au mois de septembre 2006, malgré des températures largement supérieures à la moyenne (en 2006, second mois de septembre le plus haut depuis 1950), une pluie excédentaire par rapport aux valeurs saisonnières a entraîné une diminution précoce de l'albédo par rapport aux normales.

Ainsi, dès le jour 233 une chute de l'albédo a été détectée. Le même phénomène s'est produit en 2003. Malgré un mois d'été très sec (albédo du sol de 0.115 au maximum de l'été), l'automne 2003 a été marqué par des pluies largement excédentaires dans les deux tiers Sud du pays, plaçant alors l'automne 2003 comme l'automne le plus humide depuis 1950. Ce phénomène a donné lieu à une saturation totale des sols en eau. Cette saturation se traduit par une diminution de 0.013 de l'albédo du sol analysé entre le début du mois de Septembre et le début du mois de Décembre. Les évolutions de la version CA-14 ne permettent pas de distinguer ces années climatiques différentes. En effet, dans la version CA-14, des variations intra-annuelles de l'albédo du sol existent mais les variations interannuelles sont très atténueées. Ces faibles différences entre années sont dues au fait que l'erreur associée au FCOVER utilisé (ECOCLIMAP) est tellement grande qu'elle masque des variations plus fines dues au changement de propriétés de réflectivité du sol.

La différence entre l'albédo de la végétation (Figure IV-11(b)) de la nouvelle version et de la version CA-14 est beaucoup moins prononcée que pour le sol. Ceci est lié à la construction de la matrice de covariance (A_{i-1}) et sera discuté dans la Section 5. En moyenne, le nouveau produit évolue autour d'une valeur de 0.183 pour une valeur de 0.186 et 0.180, respectivement pour les versions RE-08 et CA-14. Il est important de noter que la Figure IV-11(b) montre l'évolution de l'albédo de la végétation dans le domaine du SW. Par conséquent, la période estivale est marquée par un albédo SW maximal tandis que l'albédo VIS est minimal durant cette même période (voir Section 3.2.1).



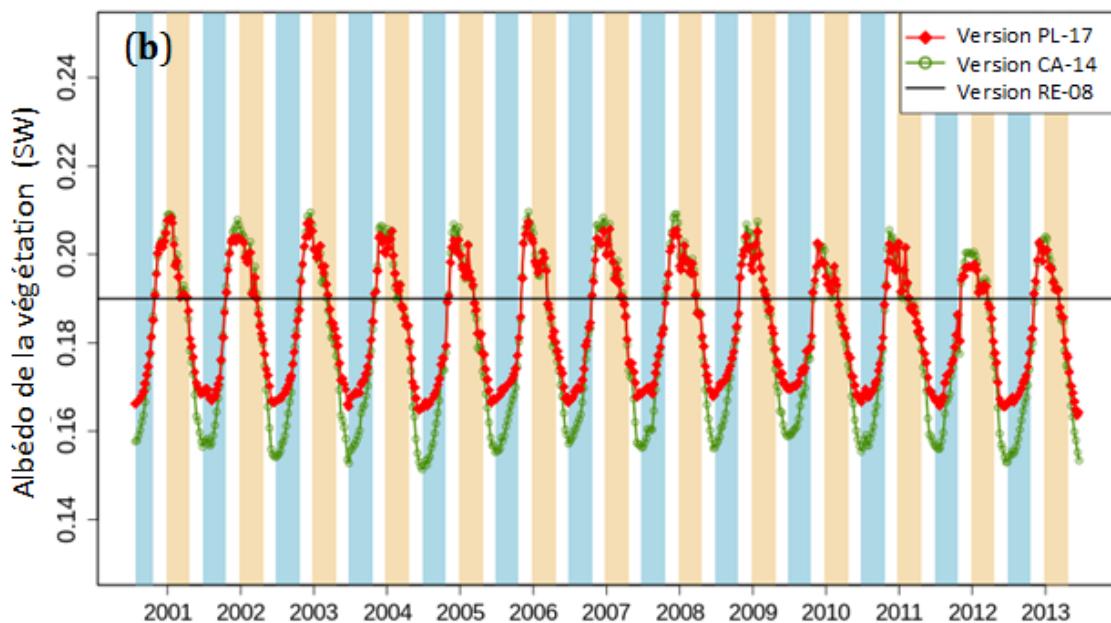


Figure IV-11 : Evolution de l'albédo bi-némisphérique (a) du sol et (b) de la végétation, entre 2001 et 2013 sur la zone d'étude (France élargie), pour les trois méthodes de désagrégation : RE-08 (en noir), CA-14 (en vert) et PL-17 (en rouge), dans le domaine du SW. Les bandes bleues indiquent les périodes hivernales (début décembre à fin mars) et les bandes beige mettent en évidence les périodes estivales (début juin à fin septembre).

Les Figure IV-11(a) et Figure IV-11(b) appuient la cohérence temporelle des produits analysés par la nouvelle méthode comparée aux deux versions précédentes. La méthode a permis de produire des résultats dynamiques, comme dans la version CA-14, mais avec une dynamique plus importante et qui semble traduire les différences climatiques entre les années. De plus les valeurs moyennes se rapprochent des valeurs désagrégées RE-08, qui sont considérées comme une référence (voir Section 1). Ainsi le nouvel algorithme semble produire des résultats dynamiques et permettant de distinguer des années climatiques différentes. Outre la cohérence temporelle, il est important de s'assurer de la cohérence spatiale du produit.

4.1.2. Inter-comparaison spatiale des albédos du sol nu

Afin de s'assurer de la cohérence spatiale des produits, la dispersion spatiale des valeurs moyennes d'albédo du sol a été étudiée pour chaque type de sol et confronté à la dispersion obtenue à partir des valeurs RE-08 et CA-14.

La Figure IV-12 montre les résultats de cette comparaison. Pour chacun des 18 types de sol, mentionnés Section 2.2.1 et Figure IV-2, et pour chacune des versions de désagrégation, une boîte à moustache des valeurs moyennes d'albédo du sol a été réalisée. Si le produit albédo du sol est cohérent alors, pour un même type de sol, les valeurs doivent être sensiblement équivalentes et, par conséquent, la dispersion doit être faible. La Figure IV-12 met en évidence le fait que la nouvelle

version, tout comme les versions précédentes, permet de produire des albédos cohérents au niveau spatial. Les valeurs moyennes obtenues sont sensiblement les mêmes, quel que soit la version utilisée. On note cependant une dispersion moindre au niveau des Calcisols en utilisant la nouvelle version comparée à la version CA-14. En effet, dans la version RE-08, considérée comme référence dans cette analyse spatiale (voir Section 1), la valeur médiane pour ce type de sol est de 0.189 avec un écart interquartile de 0.075 et un écart type de 0.042. La nouvelle méthode produit des résultats avec une valeur médiane de 0.189 et des écarts interquartiles et type, respectivement, de 0.068 et 0.047, tandis que la version CA-14 des valeurs autour de 0.175 avec des écarts de 0.095 et 0.061. L'albédo du sol était inférieur avec la version CA-14 par rapport à la version RE-08 dans la Figure IV-11(a). Globalement le même constat est fait pour chaque type de sol dans la Figure IV-12. Ainsi, la nouvelle méthode a permis de fournir des données dynamiques et plus réalistes temporellement, par rapport aux versions précédentes (voir Figure IV-11), tout en réussissant à conserver une cohérence spatiale par type de sol (voir Figure IV-12).

Il est important de noter que cette Section 4.1 s'intéresse à des évolutions moyennes à l'échelle de la zone d'étude (France métropolitaine). Afin d'évaluer correctement les produits désagrégés, il est également important de s'intéresser à l'évolution de ces albédos à l'échelle du pixel et d'évaluer leur cohérence temporelle propre.

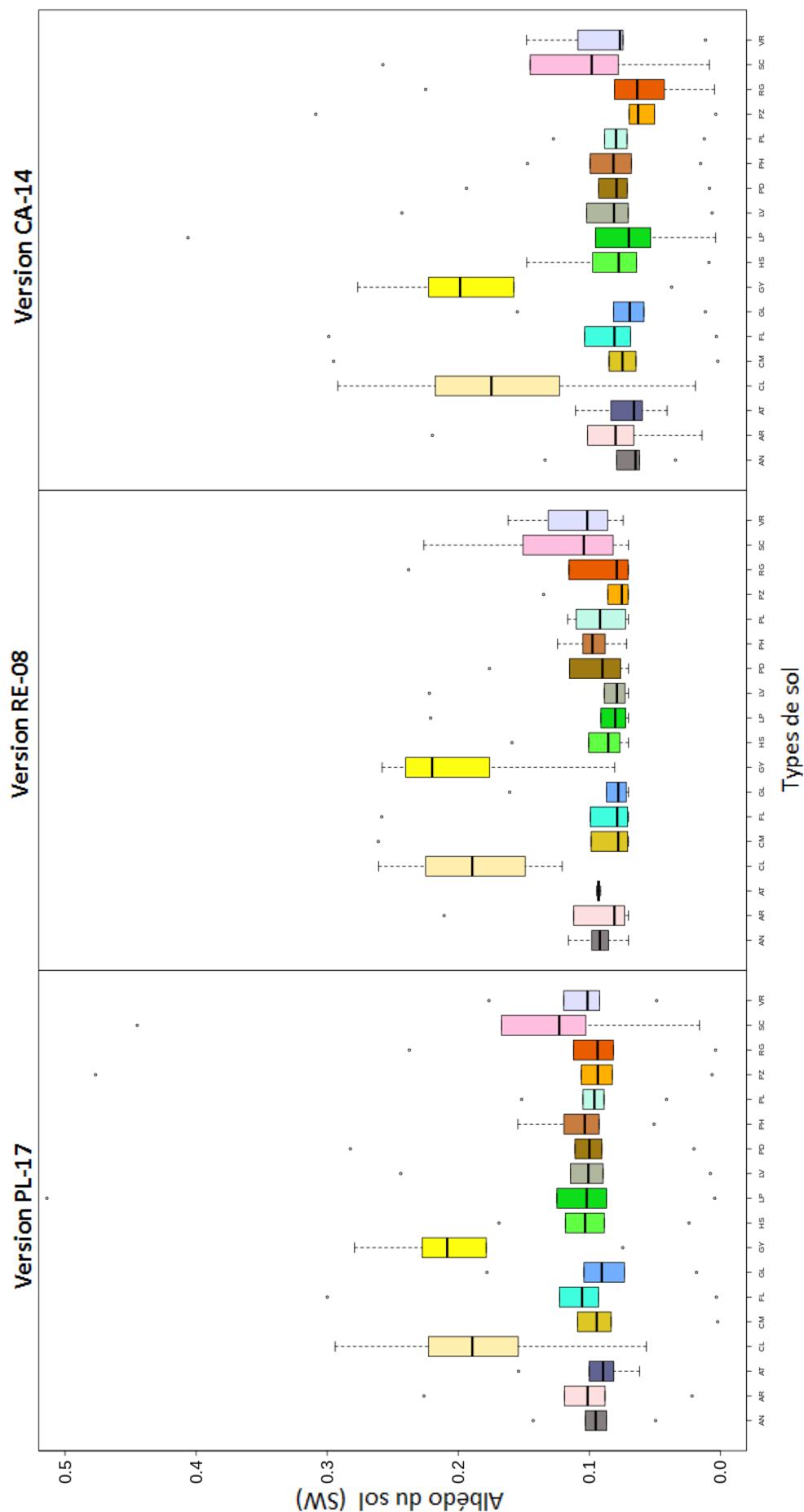


Figure IV-12: Boîte à moustache des valeurs moyennes d'albédo du sol/SW entre 2001 et 2013, issues des méthodes de désagrégation RE-08, CA-14 et PL-17, pour chaque type de sol décrit Figure IV-2

4.2. Cohérence temporelle de l'albédo du sol

4.2.1. Pluviométrie minimale et albédo du sol maximal

Afin de valider la cohérence temporelle de l'albédo du sol nu obtenu à partir de la méthode PL-17, pour chaque site de relevé de précipitations, la date de précipitation minimale a été identifiée.

La Figure IV-13 cherche à mettre en évidence la cohérence entre la période de pluviométrie minimale et la période d'albédo maximal du sol (Figure IV-13(a)) et de la surface (Figure IV-13(b)). Comme nous pouvons le voir sur les Figure IV-13(a) et Figure IV-13(b), les périodes de pluviométrie minimales ne sont pas les mêmes partout en France. En effet, sur le sud du bassin parisien et le sud de la Provence les pluviométries minimales sont atteintes durant les mois d'été. Sur la zone centre-ouest s'étend une zone où la pluviométrie est minimale durant l'automne, tout comme dans le nord de la zone Midi-Pyrénées. En Aquitaine, les pluies sont principalement basses durant le printemps. Dans le quart Sud-Est de la France la période d'hiver et de printemps sont les périodes montrant les précipitations les plus faibles. Entre la région du Centre et la Normandie, s'étend une bande marquée par un minimal printanier. Enfin, la Bretagne, quant à elle, n'est marquée par aucune période particulière. La Figure IV-13(a) met en évidence la période des dates où l'albédo du sol, analysé par la nouvelle version d'albédo, est maximal. Nous pouvons noter que la distribution spatiale des dates d'albédo du sol maximal est similaire à la distribution des dates de pluviométries minimales. Cette distribution n'est pas retrouvée lorsque l'on cherche à corrélérer les dates de pluviométrie minimale avec les dates où l'albédo de surface est maximal, voir Figure IV-13(b). En effet, dans 37% des cas seulement, le mois où l'albédo de surface est maximal et le mois où les précipitations sont minimales sont identiques. La nouvelle version de désagrégation a permis de mettre en évidence un apport de l'utilisation de l'albédo désagrégé. Dans 68% des cas, le mois où l'albédo du sol est maximal est retrouvé au travers de la date de pluviométrie minimale. Ainsi, la Figure IV-13 renforce l'évaluation de la cohérence temporelle du produit. Cependant dans 32% des cas, le mois où l'albédo du sol est maximal n'est pas retrouvé au travers de la date de pluviométrie minimale. Cette limite sera discutée dans la Section 5.

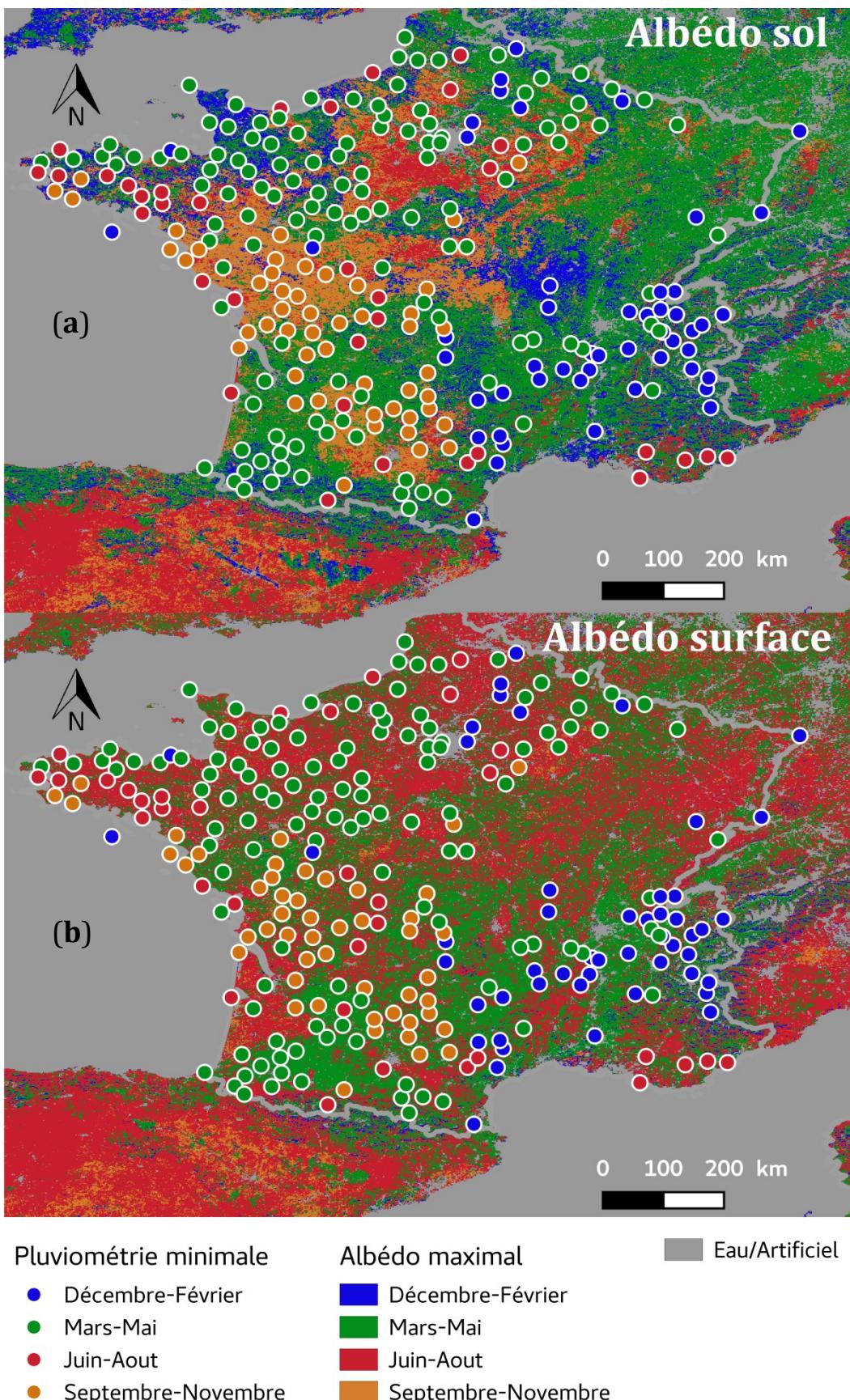


Figure IV-13 : Cartographie des dates de pluviométrie minimale et d'albédo SW maximal (a) du sol et (b) de la surface totale, en 2012 en France. Les données d'albédo utilisées sont des données bi-hémisphériques.

4.2.2. Albédo du sol : une fonction de l'humidité

Afin de valider le produit d'albédo du sol, la relation entre albédo du sol et SWI a été étudiée à l'échelle de la France (élargie) et par type de composition du sol.

La Figure IV-14(a) présente la relation obtenue pour cinq types de texture du sol (classifiés selon la teneur en sable). Une relation exponentielle optimale a été retrouvée avec des valeurs p_0 , p_1 et p_2 respectivement de 0.085, 0.087 et 0.327 en moyenne(Figure IV-14(a)). Les valeurs de p_0 , p_1 et p_2 varient selon la texture du sol entre 0.081 et 0.090, 0.084 et 0.092 et entre 0.171 et 0.410, respectivement. En utilisant les données SEVIRI (toutes les 15 minutes) sur des zones non, ou très peu, végétalisées Carrer et al. (2014) avaient fixé une valeur p_0 de 0.08. La nouvelle version de désagrégation (données tous les 8 jours composite de 16 jours) permet de retrouver une valeur p_0 de 0.085 sans aucune condition de densité de végétation (FCOVER) au-dessus du sol et sans aucune valeur de paramètre fixée. Toutefois, comme le montre la Figure IV-14(b) les valeurs d'humidité du sol (SWI) sont très peu dispersées et ne permettent pas de se rendre compte de la véritable relation entre albédo du sol et humidité. Ces SWI très regroupés s'expliquent par le fait que l'albédo de surface MODIS utilisé, et par conséquent les albédos désagrégés qui en découlent, est un produit distribué tous les 8 jours et un composite de 16 jours (voir discussion dans la Section 5).

La nouvelle méthode de désagrégation, présentée dans ce chapitre, est en cours d'implémentation dans la chaîne opérationnelle du projet SAF-Land pour le satellite MSG. Afin de valider la méthode de désagrégation PL-17 la même analyse, que celle faite avec MODIS, a été faite avec l'albédo du sol issu de MSG et le SWI ISBA. Les premiers résultats ont montré que l'utilisation d'un produit quotidien permet de mieux suivre les variations d'humidité et d'accéder à une palette plus importante de SWI. La Figure IV-14(c) montre la relation entre l'albédo du sol nu quotidien issu de MSG et le SWI, entre 2007 et 2012 en France. Malgré une résolution spatiale plus faible (4.2 km sur la France contre 1km avec MODIS), le produit albédo du sol MSG permet de mettre en évidence, plus clairement, une relation décroissante entre l'albédo du sol nu et le SWI avec un R^2 de 0.88.

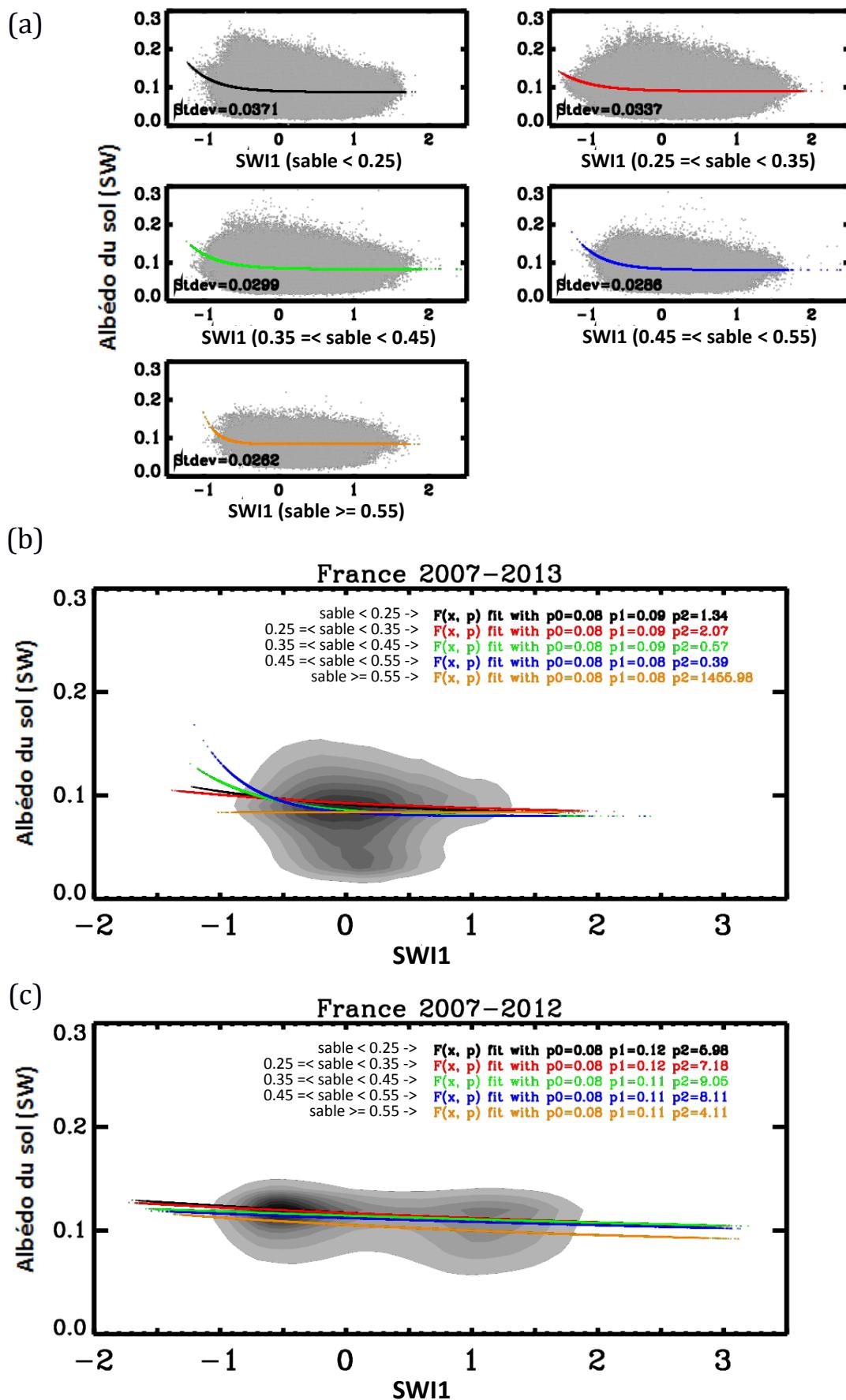


Figure IV-14 : Relation entre l'humidité du sol (SWI1-ISBA) et les albédos du sol SW (MODIS) issus du nouvel algorithme de désagrégation (a) détaillé pour 5 catégories de texture du sol et (b) pour tous les types de sols. La relation entre humidité du sol (SWI1-ISBA) et les albédos du sol SW issus du nouvel algorithme de désagrégation implémentés dans le projet SAF-Land pour le satellite MSG est montré en (c).

La Figure IV-15 s'intéresse plus précisément à la relation moyenne qui existe entre ce produit d'albédo du sol MSG (SW) et le SWI. Pour des valeurs de SWI1 inférieures à 0 (sol sec), l'albédo du sol à tendance à saturer. Entre le point de flétrissement (SWI=0) et la capacité au champ (SWI=1), l'albédo du sol évolue en fonction du SWI1 selon une loi décroissante quasiment linéaire. Lorsque la capacité au champ est atteinte, cette relation cesse puis elle s'inverse. L'albédo du sol évolue alors en fonction du SWI1 selon une loi croissante. Ce phénomène d'inversion de la relation entre l'albédo du sol et l'humidité superficielle du sol à partir d'un certain taux d'humidité est observé dans la nature et a été rapporté par plusieurs travaux scientifiques (Patel, 1979 ; Neema et al., 1987 ; Weidong et al., 2002). Il est dû au fait que lorsque le sol est saturé en eau, celle-ci remonte à la surface et forme un film brillant qui participe à augmenter l'albédo.

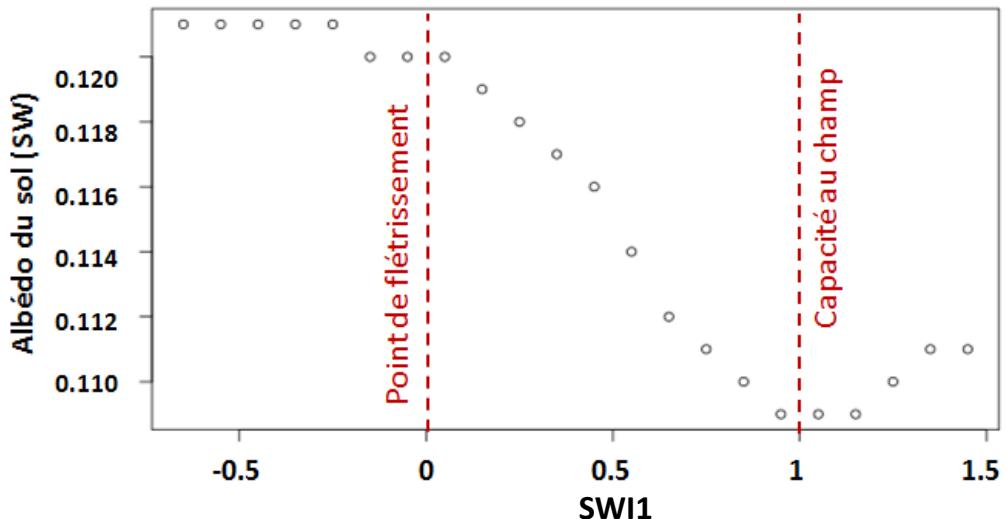


Figure IV-15 : Relation entre l'albédo du sol SW moyen, issu du nouvel algorithme de désagrégation (PL-17) implanté dans le projet SAF-Land sur le satellite MSG, et l'humidité du sol (SWI1-ISBA après assimilation ASCAT), en France métropolitaine.

4.3. Evaluation expérimentale de l'albédo du sol sur le site des Corbières

A l'échelle locale du site des Corbières une validation directe et indirecte a également été mise en place afin de valider la cohérence temporelle du produit désagrégé d'albédo du sol « nu ». La Figure IV-16 présente l'évolution de l' $\alpha_{SW\text{sol}}^{PL-17}$ moyen entre 2001 et 2013. Les albédos du sol mesurés

à partir du CNR1 ont été ajoutés. Il est important de noter que les mesures présentées Figure IV-16 sont les valeurs relatives. En effet des valeurs de 0.357, 0.335, 0.333 et 0.265 ont été mesurées, respectivement, au 3 Août, 2 Septembre, 3 Novembre et 7 Décembre avec le CNR1. La valeur de l'albédo issu de la méthode PL-17 est de 0.084 au 3 Août en moyenne. Cet écart entre les valeurs modélisées et les mesures terrain sera discuté dans la Section 5.

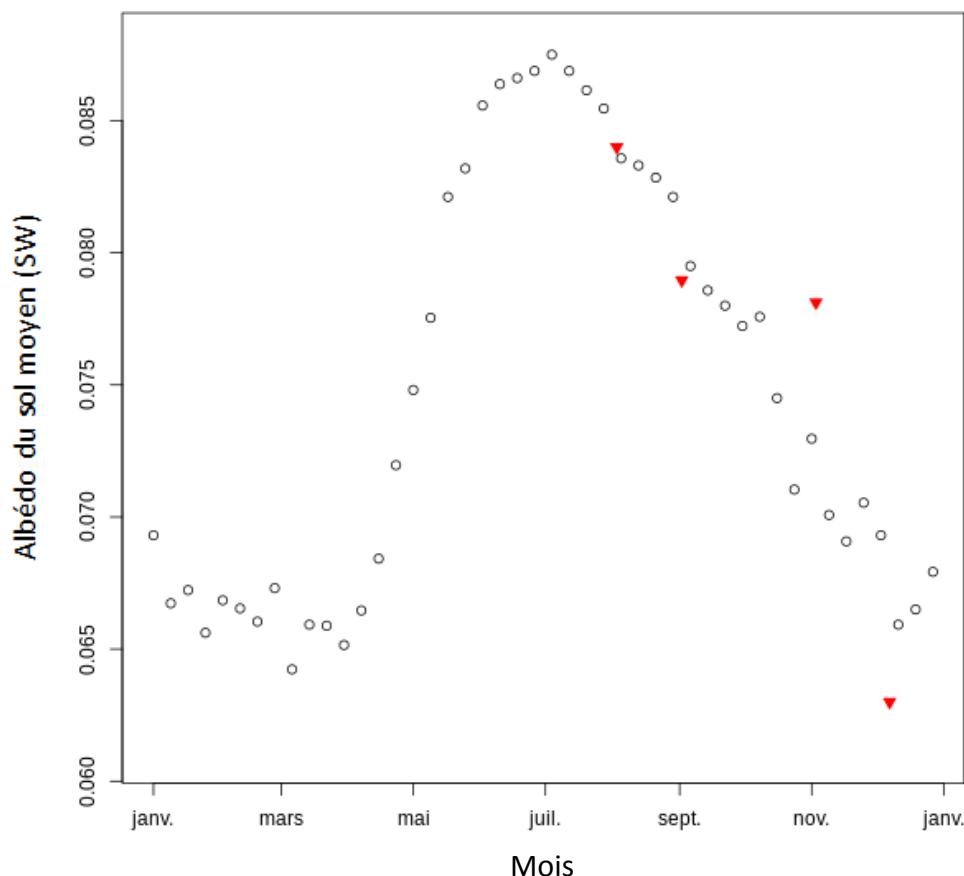


Figure IV-16 : Evolution de l'albédo du sol SW moyen issu de la nouvelle version de désagrégation, sur le site des Corbières entre 2001 et 2013. En triangles rouges sont indiqués les albédos du sol issus des mesures terrain (valeurs relatives par rapport à la date du 3 Août) faites sur ce même site avec l'albédo-mètre CNR1.

Afin de comparer les valeurs d'albédo du sol issues du modèle et des mesures terrain, l'étude a été menée de manière relative. Entre le 03-08-2016 et le 02-09-2016, une diminution de 6% des valeurs a été identifiée à partir du CNR1 (0.357 vs 0.335). Entre le 03-08-2016 et le 03-11-2016, cette diminution est portée à 7%. Finalement, entre le 03-08-2016 et le 07-12-2016, une diminution de 25% de l'albédo du sol est mise en évidence par les mesures terrain. Le 3 Août, une valeur moyenne de 0.084 est obtenue pour l'albédo du sol avec la méthode PL-17. Ainsi si la valeur de mesurée le 03 Août 2016 est affectée comme étant de 0.084, les valeurs de 0.079, 0.078 et 0.063 sont obtenues

pour les trois dates suivantes, respectivement dues à une chute de 6%, 7% et 25% par rapport au 3 aout. De manière relative, les valeurs absolues ne pouvant être comparées, la Figure IV-16 met en évidence une cohérence dans l'évolution de l' α_{SWsol}^{PL-17} moyen par rapport aux valeurs issues de la campagne de terrain.

Finalement, l'albédo du sol obtenu à partir de la nouvelle méthode de désagrégation sur le Site des Corbières a été confronté aux relevés de précipitations quotidiennes de Carcassonne (site de relevé pluviométrique le plus proche), entre 2001 et 2013. La Figure IV-17 présente ces résultats. Sur le site des Corbières, l' α_{SWsol}^{PL-17} évolue entre 0.053 et 0.114, avec des valeurs élevées durant la période estivale, en moyenne autour de fin juillet, tandis que les valeurs les plus faibles sont atteintes durant la période hivernale, généralement autour de début janvier. Globalement, la Figure IV-17 permet de noter que la fréquence des pluies, et pas seulement la quantité, est un facteur clé pour l'estimation de l'albédo du sol. Ainsi, on note que la date où la fréquence des pluies augmente marque le début de la phase de décroissance de l'albédo. Prenons par exemple l'année 2003. Le 12-07-2003 (date MODIS) est détecté comme la date annuelle où l'albédo du sol est maximal, sur cette période la pluviométrie est nulle. A partir de la date suivante (20-07-2003), les précipitations commencent (0.58 mm en moyenne sur la période de composition du produit MODIS), et ne s'arrêteront pas jusqu'à l'année suivante, marquant le début de la phase de diminution de l'albédo du sol.

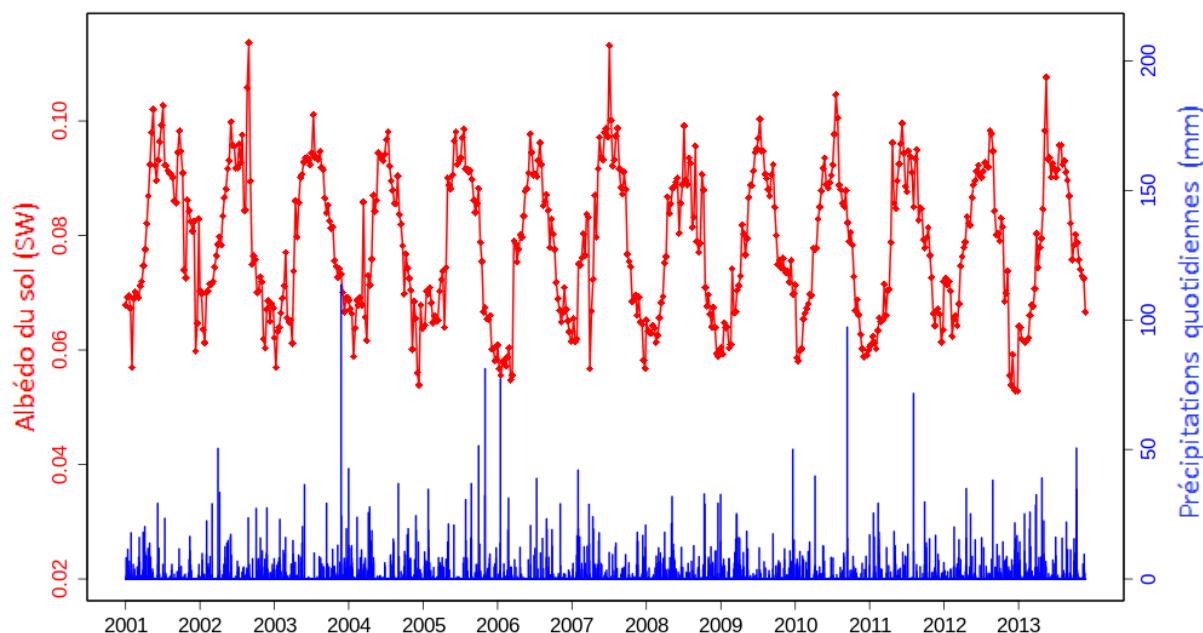


Figure IV-17 : Evolution de l'albédo SW du sol entre 2001 et 2013 sur le site des Corbières, issu de la nouvelle méthode (en rouge). Les barres verticales bleues indiquent les quantités de pluie journalières relevées sur le site le plus proche (Carcassonne)

5. Discussion

5.1. Nouvelle méthode de désagrégation

5.1.1. *Filtre de Kalman « végétation »*

Afin d'isoler de manière dynamique et réaliste la composante « végétation » de la composante « sol », une nouvelle méthode de désagrégation de l'albédo de surface a été développée : la méthode PL-17. La nouvelle méthode de désagrégation de l'albédo de surface PL-17 s'appuie sur deux filtres de Kalman imbriqués (DNKF), voir « Désagrégation PL-17 » de la Figure IV-4. Le premier filtre de Kalman a permis d'analyser le FCOVER à partir de valeurs a priori (ECOCLIMAP) et de valeurs nouvellement observées (GEOV1). Le produit issu de cette analyse est constamment compris entre ces deux valeurs du vecteur d'observation. Le filtre de Kalman mis en place a permis de produire un FCOVER dynamique temporellement et spatialement très proche du FCOVER GEOV1 distribué par le service européen Copernicus Global Land. Toutefois à la différence de ce dernier, le FCOVER analysé possède des séries temporelles complètes et peu bruitées. Afin de limiter la propagation du bruit des différentes données observées dans le produit analysé, une fonction dépendante d'un paramètre d'inflation temporelle a été utilisée. Ce paramètre influence la vitesse de variation du FCOVER analysé. La vitesse de variation de la quantité de végétation (FCOVER) d'un écosystème va dépendre de sa phénologie. Rechid et Jacob (2006) ont paramétré la phénologie avec une fréquence mensuelle. Dans cette étude, le FCOVER analysé est produit avec un pas de temps de 8 jours mais une influence mensuelle contrôle l'évolution de la quantité de végétation (FCOVER). Ainsi, le paramètre d'inflation temporelle a permis de réduire significativement le bruit constaté dans le produit satellitaire GEOV1 Camacho et al. (2013).

Malgré l'utilisation d'un paramètre d'inflation temporelle, le FCOVER analysé issu du filtre de Kalman « végétation » continu de présenter un léger bruit dans les séries temporelles. Une correction plus importante de ces décrochages est possible grâce à ce paramètre. Cependant, le choix de ne pas rectifier de manière plus importante le produit FCOVER GEOV1 a été fait. En effet, une correction totale des décrochages nécessiterait d'augmenter le temps d'influence d'une date (δtc de l'Eq. II-15 dans le Chapitre II). Cependant, une telle paramétrisation entraîne un lissage beaucoup plus important du produit analysé et induit des pertes d'informations sur la variabilité intra-annuelles du FCOVER. Or, d'une part, l'un des objectifs de ce chapitre est de développer une méthode qui permette de suivre, par la suite, les évolutions inter et intra-annuelles des propriétés de la végétation. Et d'autre part, le produit analysé du filtre Kalman « végétation » sert à construire le

second filtre et participe donc à en expliquer les variations. Un produit FCOVER trop lisse pourrait avoir des répercussions lors de l'exécution de la seconde étape du DNKF. Le filtre de Kalman sur le FCOVER a donc été construit dans l'optique de lisser légèrement le bruit sans pour autant perdre d'information sur les variations intra-annuelles. De rapides tests ont montré qu'une paramétrisation mensuelle, comme proposée par Rechid et Jacob (2006), permettait de suivre les variations de la phénologie tout en atténuant le bruit du produit satellitaire. Ici le paramètre δtc a été fixé à 30jours afin de représenter les évolutions mensuelles de la phénologie mentionnées par Rechid et al. (2006) et s'appuie donc sur des connaissances acquises par la communauté scientifique. Toutefois, il serait nécessaire d'optimiser ce paramètre en cherchant un compromis entre diminution du bruit et perte d'information dans la variabilité intra-annuelle.

Le filtre de Kalman mis en place a toutefois permis de produire un FCOVER dynamique (temporellement et spatialement) en adéquation avec le FCOVER GEOV1 distribué par le service européen Copernicus Global Land. Sur le territoire français (métropole), une RMSE de 0.05 a été montrée entre les produits analysés et satellitaires sur la zone d'étude entre 2001 et 2013, ce qui témoigne d'une très bonne adéquation entre ces produits. Le FCOVER analysé reste cependant en partie influencé par les variables a priori. Des tests complémentaires ont permis de mettre en évidence que le produit analysé dépend du produit nouvellement observé (GEOV1) et du produit a priori (ECOCLIMAP) selon une loi linéaire, où le poids de la variable a priori est de 18% en moyenne en France sur la période étudiée. Ainsi l'écart entre les valeurs analysées et satellitaires est linéairement lié à la différence entre le produit ECOCLIMAP et satellitaire. Le FCOVER annuel moyen a priori (ECOCLIMAP) est surestimé sur l'ensemble du territoire. Mais cette surestimation de la fraction de végétation est vraiment maximale sur les zones de montagne, où le FCOVER ECOCLIMAP présente des valeurs jusqu'à 8 fois supérieures à la réalité. Nous savons que les données ECOCLIMAP présentent des limites, dues à un manque de réactualisation. Une phase d'actualisation d'ECOCLIMAP est en cours au sein du CNRM. La mise en place d'une désagrégation utilisant ces valeurs ECOCLIMAP actualisées permettrait de diminuer le biais lié aux valeurs à priori ECOCLIMAP. Malgré tout comme nous venons de le voir, le produit FCOVER analysé semble cohérent tant dans la dimension temporelle que dans la dimension spatiale. Le produit analysé qui en résulte peut être considéré de bonne qualité et a été utilisé dans la mise en place du second filtre de Kalman dédié à l'albédo.

5.1.2. *Filtre de Kalman « albédo »*

Le second filtre de Kalman a permis de désagréger l'albédo de surface, de manière dynamique, en albédo du sol et albédo de la végétation. A cet effet le filtre a utilisé les albédos désagrégés a priori (ECOCLIMAP) et les l'albédo satellitaire de surface MODIS. En moyenne sur la

France, dans le domaine du SW, l'albédo du sol PL-17 a montré des valeurs plus élevées qu'avec la méthode CA-14. Ce phénomène tend à se produire sur l'ensemble du territoire français (voir Figure IV-10). De plus les dynamiques temporelles de l'albédo du sol PL-17 montrent des amplitudes bien supérieures à celles de l'albédo du sol CA-14, que ce soit à l'échelle du site des Corbières ou à l'échelle de la France. A l'inverse l'albédo de la végétation montre quant à lui des valeurs et des dynamiques similaires dans les deux méthodes (PL-17 et CA-14).

Cette différence beaucoup moins prononcée est liée à la construction de la matrice de covariance (A_{i-1}^{ALB}). En effet dans le filtre de Kalman « albédo » les paramètres d'inflation (β_{i1} et β_{i2}) ne vont pas dépendre du temps, comme dans le filtre de Kalman « végétation », mais de la fraction de végétation. Ainsi, dans la méthode CA-14, où le FCOVER (ECOCLIMAP) était statique et élevé, un très faible poids était donné à l'inflation de l'albédo du sol comparé à l'albédo de la végétation. Une faible inflation participe à lisser les variations du produit final. Dans la version de désagrégation CA-14 le produit albédo de la végétation était donc très dynamique tandis que l'albédo du sol était plus lissé. Dans la nouvelle version, le FCOVER (analysé) plus dynamique et plus faible participe à augmenter les variations de l'albédo du sol et à diminuer celles de l'albédo de la végétation durant la période faiblement végétalisée. Ainsi, tout au long de la période d'étude les deux albédos de la végétation (CA-14 et PL-17) suivent la même évolution, à la différence que l'albédo de la végétation CA-14 diminue de manière plus importante durant la période hivernale. Dans la nouvelle version (PL-17), durant la période hivernale, l'albédo de la végétation a tendance à stagner, marquant ainsi la période de dormance de la végétation. Ce phénomène est dû à la diminution du paramètre d'inflation dans l'albédo de la végétation lié à une forte diminution du FCOVER. Au printemps, lors de l'augmentation du FCOVER, le paramètre d'inflation de l'albédo de la végétation augmente rapidement, marquant la période de débourrement. Ainsi, le modèle repose de manière non négligeable sur des paramètres d'inflation (δ) qui vont permettre d'affecter une incertitude différente à l'albédo du sol et à l'albédo de la végétation selon la saison. Alors que ces paramètres vont avoir un rôle primordial, leur construction s'appuie uniquement sur des connaissances théoriques (Carrer et al., 2013). Une étude de sensibilité à ce paramètre serait donc intéressante par la suite.

Outre les paramètres d'inflation, il est important de noter une autre limite de la méthode développée. Dans cette thèse le filtre de Kalman s'appuie sur un modèle constitué des équations d'agrégation utilisées dans ECOCLIMAP. Ce modèle repose sur une approche classique de division du paysage (pixel) en types de végétation (PFTs, « Plant Functional Types »). Or Faroux a mis en évidence, dans un rapport interne du CNRM, que les erreurs de construction du paysage étaient importantes dans la version actuelle d'ECOCLIMAP, si l'on considère les cartes ESA-CCI comme références. Cette erreur de composition du paysage peut entraîner un biais important dans les

valeurs a priori utilisées et entraîner des erreurs dans les albédos désagrégés. Actuellement, au CNRM, une mise à jour de la composition des paysages ECOCLIMAP est en cours à l'aide des données ESA-CCI.

5.2. L'albédo du sol

Malgré cette sensibilité au paramètre d'inflation et aux valeurs a priori, les produits désagrégés PL-17 ont montré une bonne cohérence spatio-temporelle, avec des variabilités inter- et intra-annuelles. L'albédo du sol, qui a été évalué de manière directe et indirecte à l'échelle locale et nationale, a montré une réponse cohérente vis-à-vis de l'humidité du sol. Sur la période d'étude 2001-2013, dans 68% des cas, le mois où l'albédo du sol est maximal a été retrouvé au travers des dates où la pluviométrie est minimale, témoignant de la relation entre ces deux variables. Cependant dans 32% des cas, le mois où l'albédo du sol est maximal n'est pas retrouvé au travers de la date de pluviométrie minimale. Deux éléments peuvent limiter la corrélation entre la date de pluviométrie minimale et la date d'albédo du sol maximal. Premièrement, à certaines dates, sur certains sites, l'albédo du sol nu est difficilement observable. En effet dans les cas où le FCOVER est très élevé la quasi-totalité des variations de l'albédo de surface seront assimilées à des variations de l'albédo de la végétation. Deuxièmement, il a été montré dans la littérature scientifique que l'albédo du sol est directement corrélé à l'humidité, mais le lien entre albédo et pluviométrie est plus indirect. En effet, l'humidité des sols dépend principalement des précipitations, mais également de leur composition, de la vitesse du vent et de la température. Corréler l'albédo du sol et la pluviométrie permet de donner une première idée de la cohérence temporelle du produit désagrégé mais, pour évaluer correctement le produit sol issu de la désagrégation, il est nécessaire de montrer la cohérence entre l'albédo et l'humidité du sol.

Dans un deuxième temps, j'ai donc cherché à montrer cette cohérence au travers d'un indice d'humidité superficielle du sol (SWI1). Une relation exponentielle a été retrouvée entre le SWI et l'albédo du sol SW PL-17. Ce type de relation a été mis en évidence à plusieurs reprises dans la littérature scientifique (Lobell et Asner, 2002 ; Wang et al., 2005 ; Gascoin et al., 2009 ; Roxy et al., 2010 ; Liu et al., 2014 ; Carrer et al., 2014 ; ect.). Toutefois, il a été mis en évidence que les SWI présentaient une faible dispersion. Ces SWI très regroupés s'expliquent par le fait que l'albédo de surface MODIS utilisé, et par conséquent les albédos désagrégés qui en découlent, est un produit distribué tous les 8 jours et un composite de 16 jours. Afin d'évaluer la relation existante entre l'albédo du sol et l'humidité, le SWI a dû être moyenné sur une période de 16 jours. L'humidité des sols peut varier très rapidement suite à des événements pluvieux. En moyennant les humidités du sol sur une période de 16 jours, une perte importante d'information est faite. Ainsi, les produits d'albédo du sol estimés à partir d'albédos de surface issus de satellites polaires tels que Terra et

Aqua, avec une fréquence bimensuelle, ne semblent pas adaptés au suivi de l'humidité du sol. Afin d'étudier la relation entre humidité et albédo du sol, l'utilisation de produits quotidiens semble plus appropriée. Les satellites géostationnaires tels que SEVIRI et MSG, eux, ont cette capacité (Cedilnik et al., 2012 ; Carrer et al., 2014). La mise en place de la méthode PL-17 sur les albédos de surface issus du satellite MSG, dans le cadre du projet SAF Land, a montré de bons résultats pour le suivi de la relation humidité-albédo du sol ($R^2 = 0.88$). Avec un pas de temps quotidien, la palette de SWI obtenue est plus large et permet de mettre en évidence une relation plus nette avec l'albédo du sol nu SW. Cependant, entre le point de flétrissement et la capacité au champ, la relation entre albédo du sol et le SWI semble plus assimilée à une régression linéaire qu'à une loi exponentielle. Au delà on note une saturation du signal puis une ré-augmentation de celui-ci. Ces évolutions de l'albédo du sol estimé semblent cohérentes vis-à-vis du comportement de l'albédo du sol observé dans la nature et rapporté par plusieurs travaux scientifiques (Patel, 1979 ; Neema et al., 1987 ; Weidong et al., 2002).

Par rapport aux autres méthodes existantes (RE-08 et CA-14), la méthode PL-17 a permis de fournir des albédos désagrégés, et notamment des albédos du sol, présentant une dynamique inter et intra-annuelle importante. Cette dynamique permet de rendre compte des différences climatiques entre les années, contrairement aux deux anciennes versions (Figure IV-11(a)). Ainsi, comparé aux deux autres méthodes, le nouvel algorithme (PL-17) permet de fournir des données plus réalistes dans leurs évolutions. Ce changement de dynamique entre les trois versions n'a pas entaché l'intégrité spatiale de l'albédo du sol. En effet, tout comme dans la version RE-08, les dispersions spatiales pour chaque type de sol sont faibles et très proches des valeurs réalistes de RE-08 (Figure IV-12). Il est important de noter que la version RE-08 a ses points forts et ses points faibles. L'albédo du sol RE-08 est statique (limite) dans le temps, cependant cette méthode permet d'obtenir des valeurs d'albédo du sol pour des valeurs nulles de FAPAR et donc d'obtenir des valeurs d'albédo du sol nu réalistes (avantage) qui font de Rechid et al. (2008) une référence. En confrontant les produits désagrégés PL-17 (moyennes) aux produits désagrégés RE-08, il a été mis en évidence que l'albédo du sol nu (moyen) issu de ces deux méthodes présentaient des valeurs similaires (0.090 et 0.099 respectivement pour RE-08 et PL-17). Ainsi, les valeurs d'albédo du sol nu PL-17 présentent des valeurs supérieures de 10% par rapport à RE-08. Par comparaison les albédos du sol CA-14 ont montré une valeur moyenne inférieure de 17% (0.075) par rapport à l'albédo du sol de référence RE-08. La méthode PL-17 a donc permis de diminuer l'incertitude de 60% sur l'estimation de l'albédo du sol moyen en France (écart entre PL-17 et RE-08 par rapport à l'écart entre CA-14 et RE-08). Pour les albédos de la végétation, la différence entre les trois méthodes est moindre, comme mentionné précédemment, avec des valeurs moyennes de 0.186, 0.183 et 0.180, respectivement pour RE-08, PL-17, CA-14. Ainsi le produit d'albédo de la végétation CA-14 est sous-estimé de 3% par rapport à RE-08 (référence) tandis que l'albédo de la végétation PL-17 est sous-estimé de 2%. Toutefois, il est

important de souligner que les albédos de la végétation issus de ces méthodes de désagrégation ne représentent pas la même chose. En effet, alors que Rechid et al. (2008) utilisait le FAPAR pour réaliser sa désagrégation, les deux méthodes internes au CNRM (CA-14 et PL-17) s'appuient sur le FCOVER. Le FAPAR représente la quantité de rayonnement absorbée dans le domaine spectral où la végétation (feuilles de la canopée) est active photosynthétiquement. Par conséquent, la méthode permet de correctement séparer l'albédo du sol de l'albédo de la canopée. Dans la méthode PL-17, et dans la version précédente CA-14, la composante « sol » est isolée de la composante « végétation » à l'aide de la fraction du pixel couvert par une canopée (FCOVER). Par conséquent l'albédo de la végétation reste encore en partie influencé par l'albédo du sol sous-jacent et n'est pas un produit « pur ».

A l'échelle d'un site d'étude (Corbières), les dynamiques temporelles de l'albédo du sol PL-17 (« white-sky ») ont également pu être validées. Des mesures directes sur le terrain de l'albédo du sol ont permis de valider la dynamique temporelle de l'albédo du sol PL-17 (MODIS). Toutefois, il est important de rappeler qu'afin de comparer les valeurs d'albédo du sol issues du modèle PL-17 et des mesures terrain, l'étude a été menée de manière relative. En effet, les valeurs mesurées sur le terrain présentaient des valeurs plus de quatre fois supérieures à celles estimées à partir des données d'albédo de surface MODIS. Une première hypothèse d'erreur de mesures a été suggérée. Mais les albédos mesurés semblent en accord avec les valeurs d'albédo du sol retrouvées dans la littérature pour les sols clairs (voir Tableau I-1 du Chapitre I). Une deuxième hypothèse d'erreur dans la méthode de désagrégation a été proposée par la suite. Mais cette hypothèse a rapidement été écartée. En effet, d'une part toutes les méthodes de désagrégation (Rechid et al., 2008 ; Carrer et al., 2014) semblent en accord sur les valeurs moyennes, d'autre part l'albédo du sol dans le méthode PL-17 ne peut être de 0.32 en moyenne sur cette période. Etant donné que l'albédo de surface non désagrégé (MODIS) oscille entre 0.053 et 0.097 entre 2001 et 2013, fixer l'albédo du sol à 0.32 entraîne nécessairement l'albédo de la végétation dans des valeurs négatives, ce qui n'est pas concevable. Cet écart entre les valeurs est très certainement dû à un problème de représentativité des données MODIS sur ce site. En effet, sur la zone des Corbières où les mesures ont été réalisées, le terrain est très vallonné. Ainsi, durant une grande partie de la journée le site se trouve dans l'ombre. Durant la campagne de terrain, les mesures ont été réalisées durant la période d'ensoleillement du site entre 12h et 13h30, heure UTC. Cependant, cette période d'éclairement est limitée dans le temps de par la topographie du terrain. Les produits satellitaires d'albédo « white-sky » MODIS sont le résultat d'une intégration sous tous les angles solaires. Par conséquent ces albédos intègrent des périodes ombrées où l'albédo de surface est très faible. Ainsi, sur les zones accidentées telles que celle des Corbières, la topographie participe à la diminution de l'albédo de surface due à des effets d'ombrage. Schaaf et al. (1994) mentionnaient les effets d'ombrages dus à la

topographie sur l'albédo de surface. Les trois méthodes de désagrégation présentées dans ce manuscrit sont toutes développées à partir de produits satellitaires MODIS ce qui expliquerait l'accord des méthodes de désagrégation sur les valeurs d'albédo du sol (moyen) SW « white-sky », et ceux malgré le problème de représentativité.

A l'échelle local du site des Corbières, l'albédo du sol obtenu à partir de la méthode PL-17 a été confronté aux relevés de précipitations quotidiennes de Carcassonne (site de relevé pluviométrique le plus proche), entre 2001 et 2013. Il a été mis en évidence grâce à ces données que la fréquence des pluies, et pas seulement la quantité, est un facteur clé pour l'estimation de l'albédo du sol. Ces résultats tendent à aller dans le sens des travaux de Carrer et al. (2014). En effet Carrer et al. (2014) ont mis en évidence, à partir de données SEVIRI, que le changement d'albédo de surface était linéairement lié au nombre de jours sans pluie.

5.3. L'albédo de la végétation

Contrairement à l'albédo du sol peut-être directement estimé au travers cette méthode de désagrégation, l'albédo de la canopée ne peut être estimé directement. En effet, dans la fraction de la surface couverte par de la végétation (FCOVER) l'albédo peut être influencé, à des degrés divers, par différentes variables biophysiques dont notamment l'albédo du sol sous-jacent et par le LAI. Afin d'estimer l'albédo de la canopée, il est nécessaire d'étudier la zone couverte par de la végétation (FCOVER) dans sa verticalité (voir Figure II-6 du Chapitre II). L'utilisation d'un modèle de transfert radiatif est donc nécessaire. Ce dernier point fera l'objet du Chapitre V et n'est pas traité dans ce Chapitre IV.

L'albédo de la canopée, correspond à l'albédo de la partie aérienne feuillue des forêts. Jacquemoud et al., (1990) dans leurs travaux ont mis en évidence que l'albédo de la feuille repose sur sa structure interne et sa composition biochimique. Dans le domaine spectral d'action de la photosynthèse (PAR) [0.4-0.7 µm], la teneur en chlorophylle est le principal facteur contrôlant le comportement du rayonnement (Jacquemoud et al., 1990). Dans le domaine spectral de NIR, l'albédo de la feuille va être piloté par deux autres variables la structure interne de la feuille et sa teneur en eau (Jacquemoud et al., 2002). Afin de discuter cette limite de la méthode PL-17, cette section cherchera à explorer la corrélation entre les produits satellitaires de teneur en chlorophylle (MTCI-MERIS), qui seront également discutés, et l'albédo de la végétation PL-17 estimé dans ce Chapitre IV.

Afin d'évaluer le produit albédo de la végétation PL-17 dans le domaine du VIS, le produit MTCI a donc été utilisé. La Figure IV-18 met en évidence la corrélation entre le produit α_{VISveg}^{PL-17} et le MTCI. Durant les périodes estivales, notifiée par une bande beige sur la Figure IV-18, une corrélation (R) de

plus de 0.60 (en valeur absolue) est obtenue en début et en fin de la période de maturité (Figure IV-18), avec un maximum de -0.68 à la fin de l'été 2005 (22 septembre) et un minimum de -0.60 au début de l'été 2006 (26 juin). Ces valeurs témoignent d'une anti-corrélation significative entre le produit albédo végétation désagrégé et l'indice de teneur en chlorophylle (MTCI), à ces deux périodes de l'année. Ces pics d'anti-corrélation significatifs entre le MTCI et l'albédo de la végétation sont dus à un effet de saturation des variables structurales (LAI et/ou FCOVER). En effet, dans la végétation les paramètres de structure sont des paramètres de premier ordre pour l'estimation de l'albédo de la végétation. Mais ces paramètres, et notamment le LAI, ont tendance à saturer pour des valeurs élevées. Or, le MTCI permet de suivre les teneurs en chlorophylle lorsque le LAI est élevé. Ainsi, tant que la végétation est en phase de croissance, l' α_{VISveg}^{PL-17} semble principalement contrôlé par le FCOVER/LAI. Lorsque la phase de maturité est atteinte, on note (Figure IV-18) un pic d'anti-corrélation significatif entre le MTCI et l'albédo de la végétation. Au cœur de la période estivale, on note une chute dans l'intensité de la corrélation entre l'albédo de la végétation et le MTCI. Différentes hypothèses peuvent expliquer cette perte de corrélation. Tout d'abord, ce peut être un effet des cultures. En effet la période estivale est une saison forte pour les cultures, et notamment pour les cultures de blé pour lesquelles les mois de récolte sont Juillet et Août. Durant cette période le LAI/FCOVER chute, ce qui diminue la sensibilité du MTCI à la chlorophylle. De plus, durant la période estivale (Juillet-Août), la végétation est soumise à de forts stress hydriques. Ces stress hydriques influent à la fois sur le contenu en chlorophylle, mais également sur les paramètres de structure de la végétation et l'albédo du sol. Etant donné que l'albédo de la végétation est majoritairement sensible aux paramètres de structure, il est probable que l'albédo de la végétation réagisse à ces changements dans les paramètres de structure, se dé-corrélatant ainsi du MTCI. Finalement, comme nous le verrons ci-après, la relation entre MTCI et chlorophylle est peu sensible aux effets du sol pour de forts LAI, mais lorsque le LAI diminue la relation entre MTCI et chlorophylle s'affaiblit, certainement due à une augmentation du rôle de la réflectance du sol sous-jacent, et ce, d'autant plus que le sol est clair. En moyenne, durant la période estivale l'albédo du sol augmente, même si les valeurs maximales ne sont pas nécessairement atteintes durant cette période (Figure IV-13). Ainsi, il est probable qu'un effet de diminution du LAI lié aux récoltes ou au stress hydrique, combiné à de fortes valeurs de réflectance du sol entraîne une perte de sensibilité du MTCI à la chlorophylle au cœur de la période estivale.

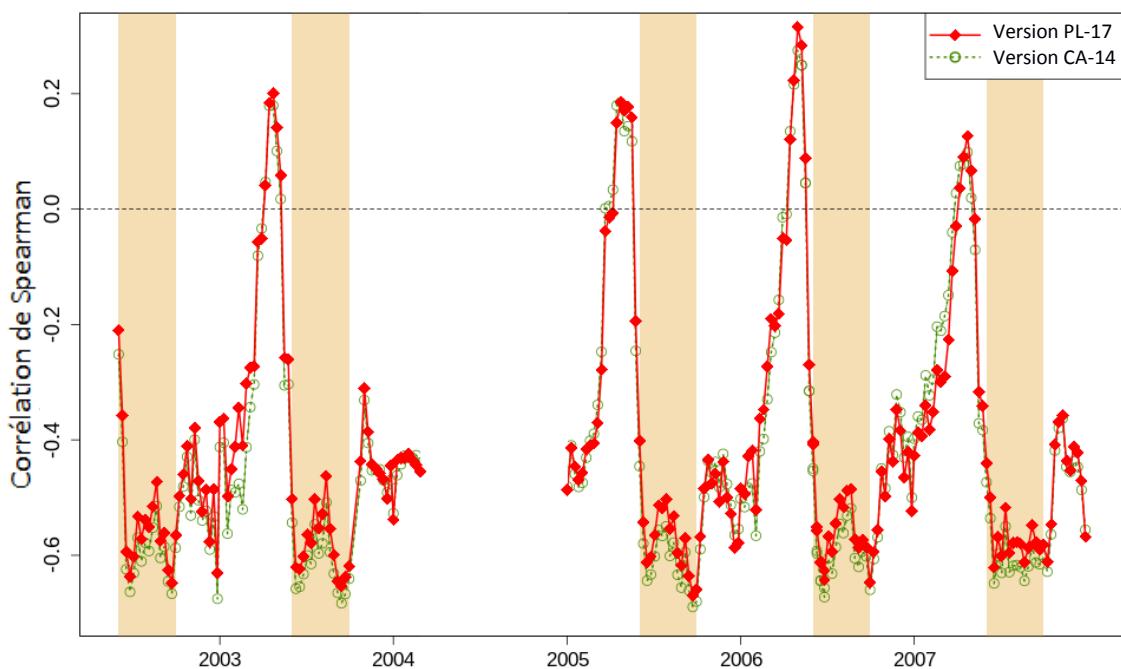


Figure IV-18 : Evolution de la corrélation de Spearman (R) entre le produit albédo de la végétation dans le domaine du PAR [0.3-0.7 μm] et de l'indice de chlorophylle (MTCI) entre juin 2002 et décembre 2007 sur la zone d'étude. En rouge sont indiqués les résultats issus de la nouvelle méthode, en vert les résultats issus de la version CA-14.

Durant le reste de l'année la corrélation entre l'albédo de la végétation PL-17 et le produit MERIS-MTCI n'est pas significative. Toutefois cette période ne peut être interprétée dû au fait que durant cette période le LAI est plus faible. Un LAI trop faible ne permet pas au produit MTCI de rendre compte de la teneur en chlorophylle de manière certaine. En effet, deux facteurs ont été indiqués comme étant principalement limitant dans le suivi de la teneur en chlorophylle à partir du MTCI : le LAI et la réflectance du sol sous-jacent à la végétation. Premièrement, même si le MTCI est faiblement corrélé au LAI ($R^2=0.38$), il est important de noter que pour des LAI faibles (inférieurs à 2-3), le MTCI est beaucoup moins sensible à la teneur en chlorophylle (Curran et Dash, 2005 ; Almond, 2009 ; Viña et al., 2011). Ainsi plus le LAI diminue, plus la relation entre chlorophylle et MTCI diminue. Deuxièmement pour des LAI forts, la sensibilité de la relation entre MTCI et chlorophylle a été étudiée. Un effet limité, mais pas inexistant, de la réflectance du sol sur la relation chlorophylle-MTCI a été montré (Almond, 2009 ; Viña et al., 2011). En effet plus la réflectance du sol est importante plus la corrélation entre chlorophylle et MTCI s'affaiblit (Almond, 2009).

On comprend dès lors que l'albédo de la végétation PL-17 peut être comparé à l'indice MTCI uniquement durant les périodes où le LAI est fort, et donc où le MTCI représente donc bien la teneur en chlorophylle. Durant les périodes estivales le MTCI peut donc être utilisé mais durant le reste de l'année, son utilité reste limitée. Par conséquent ce produit ne permet pas ici de mettre en évidence

le fait que durant les périodes où le LAI est faible (hors été) l'albédo de la végétation est fortement influencé par l'albédo du sol. Mais ce produit satellitaire ne nous permettra donc pas non plus de mettre en évidence que l'albédo de la canopée, obtenu dans le Chapitre V, est bien indépendant de l'albédo du sol et du LAI tout au long de l'année.

6. Conclusions et perspectives

L'objectif de ce chapitre était d'isoler de manière dynamique et réaliste la composante « végétation » de la composante « sol » afin d'estimer les variables biophysiques qui pilotent l'albédo de surface. En 2008, Rechid et al. ont proposé un premier jeu d'estimations de l'albédo du sol et de l'albédo de la végétation à partir de l'albédo de surface MODIS. Ce jeu proposait des estimations statiques de ces variables. En 2014, Carrer et al. ont proposé des estimations dynamiques à l'échelle journalière (tous les 8 jours) de ces mêmes quantités à partir des mêmes albédos de surface MODIS. Dans cette méthode (CA-14) la dissociation entre les composantes sol et végétation, par un filtre de Kalman, s'appuyait sur des valeurs climatologiques statiques de la fraction de végétation. Dans ce chapitre la méthode CA-14 a pu être améliorée en utilisant une fraction de végétation dynamique satellitaire et donc en tenant compte la variabilité inter et intra-annuelle de la fraction de végétation. Cette nouvelle version (PL-17), qui s'appuie sur un double filtre de Kalman imbriqué (DNKF), a permis de fournir de nouvelles estimations d'albédos de la végétation et du sol avec un pas de temps de 8 jours, sur la France. Comme nous le verrons dans le Chapitre V, cette dissociation à l'échelle du paysage entre les albédos du sol et de la végétation constitue une étape indispensable pour aller vers l'observation de paramètres plus secondaires renseignant sur l'architecture du couvert et, dès lors, pour la construction d'un modèle prédictif d'évolution dans le temps de l'albédo des forêts.

Les valeurs moyennes d'albédo du sol et de la végétation estimées avec la méthode PL-17 sont plus proches des valeurs issues de la méthode RE-08 (référence) que ne l'étaient celles issues de la méthode CA-14. Les trois méthodes donnent des valeurs d'albédo de la végétation réalisistes, au regard de celles que l'on peut trouver dans la littérature, et semblables entre elles à l'échelle de la France (différence relative de 2% avec PL-17 et de 3% avec CA-14 par rapport à RE-08). Concernant l'albédo du sol PL-17 en France, l'incertitude est de 10% si RE-08 est considéré comme référence. Par comparaison, la version CA-14 permettait de restituer l'albédo du sol avec une incertitude de 17%. Dans le cas où l'on considère les produits RE-08 comme référence, la prise en compte d'une fraction de végétation dynamique a permis de diminuer l'incertitude de 60% sur l'estimation de l'albédo du sol moyen en France. De plus, en moyenne sur la France, les estimations fournies par la nouvelle méthode présentent une dynamique annuelle de l'albédo moyen du sol plus importante, comparé aux estimations antérieures de RE-08 et CA-14 : écart-type annuel de 0.016 avec la nouvelle

méthode, versus 0.004 avec CA-14, et nul avec RE-08 (qui fournit uniquement une valeur par an). Outre les variations intra-annuelles, les produits du sol et de la végétation issus de la nouvelle méthodologie présentent des variations interannuelles. Ainsi, l'utilisation d'une fraction de végétation satellitaire à la place d'une fraction climatologique statique a permis d'accentuer la distinction entre des années climatiques différentes. Dans les cycles d'albédo du sol CA-14, aucune différence n'était visible entre un été sec, tel que celui de 2003, et un été humide, tel que celui de 2007. La version PL-17 de désagrégation permet, quant à elle, d'obtenir un contraste plus prononcé l'été entre ces 2 années. En effet, en moyenne sur la France, la valeur maximale d'albédo du sol PL-17 était de 0.115 durant l'été 2003 contre 0.100 durant l'été 2007.

La qualité des estimations d'albédo du sol a été évaluée vis-à-vis de critères de cohérence spatio-temporels. D'une part, une faible dispersion des valeurs moyennes d'albédo par type de sol de la base HWSD a été trouvée. D'autre part, les dynamiques d'albédo PL-17 par type de sol semblent réalistes. En effet, des mesures terrain de l'albédo du sol nu sur un site d'étude ont permis de montré que la forte dynamique restituée par la méthode PL-17 est réaliste. De plus à l'échelle de la France, l'albédo du sol PL-17 a montré une relation à l'humidité superficielle du sol (SWI) et à la pluviométrie. L'évaluation de l'albédo de la végétation par comparaison aux indices de chlorophylle MERIS (MTCI) a quant-à-elle montré des limites. En effet, lors de la désagrégation de l'albédo de surface en une composante « sol » et une composante « végétation », le produit utilisé (FCOVER) n'étudie la végétation que dans sa dimension horizontale. Par conséquent l'albédo de la végétation PL-17 reste influencé par différentes variables biophysiques dont notamment l'albédo du sol sous-jacent et le LAI. Afin d'estimer l'albédo de la canopée (albédo de la végétation décontaminé), il est nécessaire d'étudier la zone couverte par une canopée (FCOVER) dans sa verticalité (voir Figure II-6 du Chapitre II). L'utilisation d'un modèle de transfert radiatif est donc nécessaire. Ce dernier point fera l'objet du Chapitre V.

La méthode développée dans ce chapitre est en cours d'adaptation et d'implémentation dans différentes projets. Premièrement, actuellement cette méthodologie, ici appliquée au FCOVER et à l'albédo, est en train d'être transposée à d'autres produits présents dans la base de données ECOCLIMAP (ex : LAI) pour une réactualisation de ses variables (Munier et al., 2017). Une nouvelle désagrégation à partir de ces valeurs ECOCLIMAP actualisées permettra de diminuer le biais lié aux valeurs a priori. Deuxièmement, dans ce chapitre, la méthode de désagrégation a été développée à partir de produits issus des satellites polaires MODIS et SPOT-VGT. Toutefois, il a été montré que les satellites polaires ne possédaient pas une fréquence de revisite suffisamment élevée pour pouvoir étudier pleinement la relation entre l'humidité et l'albédo du sol. De même dans le Chapitre III, il avait été mis en évidence que les produits satellitaires MODIS, de par leur résolution temporelle, ne pouvaient permettre la détection de décalages de cycles phénologiques dus au changement

climatique (suggérés par Lebourgeois et al., 2010). Pour ce faire, l'utilisation de produits avec une fréquence quotidienne est plus appropriée. La méthode de désagrégation développée durant cette thèse est actuellement en cours d'implémentation dans la chaîne opérationnelle du projet SAF-Land (<https://landsaf.ipma.pt/>). Compte tenu des remarques précédentes, il a été décidé d'appliquer l'algorithme à des données issues du satellite géostationnaire MSG (Figure IV-19). Le disque MSG est centré sur l'Afrique et fournit une observation du tiers du globe toutes les 15 minutes. Ces produits à haute résolution temporelle pourront permettre une analyse plus fine de la relation humidité-albédo et des phénomènes de décalage temporelle des cycles phénologiques.

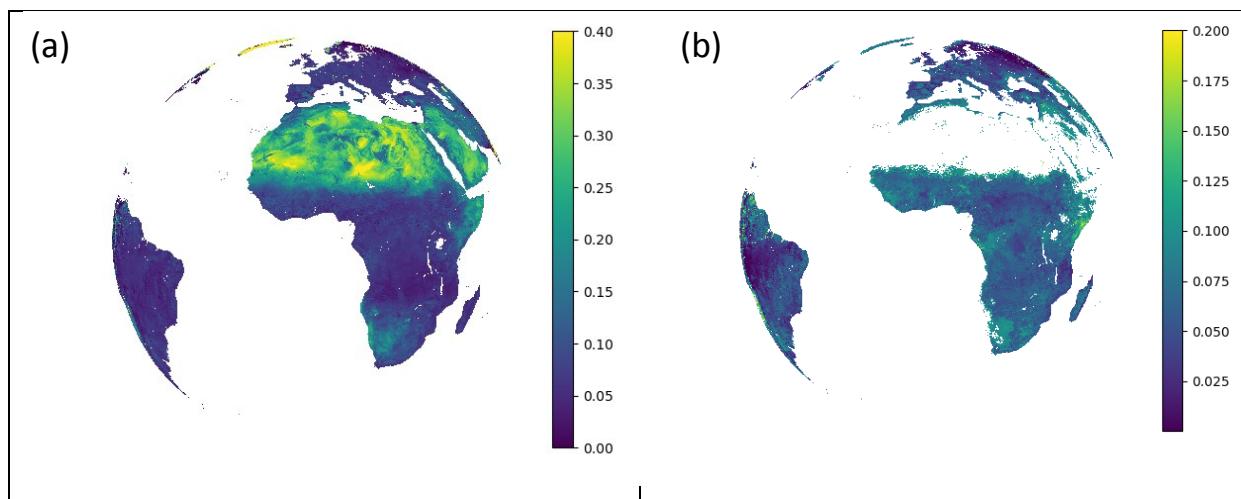


Figure IV-19 : Exemple (a) d'albédo du sol et (b) d'albédo de la végétation dans le domaine du visible à partir du capteur MSG pour la date du 22 juin 2007.

Chapitre V

Vers la modélisation de l'albédo des forêts

Résumé Chapitre V

Dans ce chapitre l'objectif est double. Il s'agit dans un premier temps d'estimer, par télédétection à basse résolution spatiale (1 kilomètre), les variables biophysiques (albédo de la canopée et « clumping index ») qui gouvernent l'évolution (dans le temps et dans l'espace) de l'albédo « white-sky » des forêts. Dans un deuxième temps, un modèle prédictif simplifié est développé. Il permet d'estimer l'évolution temporelle de l'albédo de surface des forêts dans le continuum paysage-canopée. Afin d'estimer les évolutions temporelles de l'albédo des surfaces forestières dans ce continuum, le modèle prédictif développé prend en compte les changements d'échelle. Pour cela le modèle s'appuie sur la différence de notion entre le groupage des arbres dans le paysage forestier (formation de trouées « vraies ») et le groupage des feuilles dans la canopée. A l'échelle du paysage, l'albédo dépend de l'albédo du sol, de l'albédo de la canopée, du LAI, du FCOVER et du clumping index (CI). En s'appuyant sur les produits issus de la méthode de désagrégation PL-17, présentée dans le chapitre précédent, le modèle prédictif permet de correctement estimer l'albédo de surface « white-sky » visible (VIS) et proche infra-rouge (NIR) des forêts et leurs cycles saisonniers avec, respectivement, une erreur moyenne (MAPE) de 12% et 8% sur la France métropolitaine. Par comparaison, la méthode de désagrégation développée par Carrer et al. (2014) donne une erreur moyenne de 18% dans le domaine du VIS. Cette différence de résultats est due au rôle primordial que joue l'albédo du sol, à la fois, dans l'estimation de l'albédo de la canopée et du CI et dans le modèle prédictif. Dans le modèle prédictif que j'ai développé, l'albédo du sol joue un rôle direct sur l'albédo de surface au travers des touées « vraies » dans les forêts. Ainsi, l'utilisation de variables non réalistes, que ce soit dans les valeurs ou dans leur dynamique temporelle, a un effet direct sur l'albédo de surface prédit par le modèle. Ignorer ces effets directs de l'albédo du sol sur l'albédo de surface provoque une forte sous-estimation de l'albédo de surface durant la période estivale. Sur le site d'étude des Corbières présenté dans ce chapitre, ignorer l'effet direct de l'albédo amène à une erreur moyenne estivale de 45% dans le domaine spectral du visible VIS. L'estimation de variables biophysiques désagrégées qui soient réalistes dans leurs valeurs mais également dans leurs dynamiques est donc primordiale pour la prévision de l'albédo de surface. Elle est également indispensable pour comprendre et évaluer l'effet radiatif des forêts et de leurs modifications spatiales. Au travers de premières estimations, il est montré qu'un même type de couvert végétal pouvait avoir un effet différent sur le forçage radiatif selon la saison et selon le type de sol. Les forêts de feuillus sont tout particulièrement concernées par ce phénomène. De plus cette étude a permis de renforcer l'hypothèse de densification des forêts en France métropolitaine (émise dans le Chapitre III) et de mettre en évidence que 77.3% des forêts françaises sont susceptibles d'engendrer un forçage radiatif positif durant la période estivale. Si, le phénomène de densification des forêts perdure, à l'horizon 2100, l'impact radiatif pourrait alors atteindre $+0.187 \pm 0.04 \text{ W.m}^{-2}$.

Le travail présenté dans ce chapitre donnera lieu à une publication :

- Leroux, D., Carrer, D., Planque, C., Calvet, J.-C., Meurey, C., 2017. *Energy closure of the diffuse photosynthetic active radiation over the Euro-Mediterranean area. Remote Sensing, submitted.*

1. Introduction

Les satellites fournissent des observations régulières des propriétés des surfaces, en tout point de la planète. Cependant ces observations satellitaires ne permettent pas de prédire l'évolution future de ces propriétés de surface et de prévoir leurs impacts sur le climat. Pour cela, l'utilisation de modèles de surface (LSM), qui sont aujourd'hui capables de représenter l'évolution des flux d'énergie, d'eau et de carbone à la surface, et ce à l'échelle d'un paysage ($> 100m$) et à l'échelles mondiale, et sur des périodes temporelles qui peuvent aller de quelques heures à plusieurs centaines d'années, est nécessaire. Depuis le début des années 70, un grand nombre de modèles LSM ont été développés par la communauté scientifique. Ces modèles ont considérablement évolué afin de permettre une description de plus en plus précise des différents processus biogéochimiques et biophysiques. Concernant l'albédo de surface, différentes stratégies ont été et sont employées dans les LSM pour estimer cette variable, des plus simples (Noilhan et Planton, 1989 ; Krienner et al., 2005 ; Best et al., 2009 ; Vamborg et al., 2011) aux plus complexes (Carrer et al., 2013 ; Naudts et al., 2015 ; McGrath et al., 2016). Dans le Chapitre I nous avons vu que certaines variables biophysiques semblaient toutefois récurrentes et primordiales pour l'estimation dans les LSM, à savoir : l'albédo du sol, l'albédo de la canopée, le LAI, l'orientation moyenne des feuilles dans la canopée et le « clumping index ». Afin de développer un premier modèle prédictif d'évolution dans le temps de l'albédo de surface des forêts, il est important de pouvoir prédire l'évolution temporelle de chacune des variables pilotant cet albédo de surface.

Noilhan et Planton (1989) ont développé le modèle de surface utilisé à Météo-France qui permet de représenter les échanges d'énergie et d'eau à l'interface sol-plante-atmosphère. Le modèle a depuis connu de nombreuses évolutions quant à la représentation de ces différents flux. Notamment, Calvet et al. (1998) introduisaient le cycle du carbone grâce au module ISBA-A-gs. Le modèle ISBA-A-gs représente conjointement le processus de photosynthèse et la conductance stomatique des feuilles (Calvet et al., 1998 ; Gibelin et al., 2006). Il s'appuie sur un taux d'assimilation nette de carbone par la végétation en fonction des conditions environnementales (température, concentration en CO_2 atmosphérique, humidité de l'air, contenu en eau du sol, etc...). Ainsi, par exemple, en cas de stress hydrique la photosynthèse est limitée (Galle et al., 2009). Dans cette approche, les différents cycles de l'énergie, de l'eau et du carbone interagissent et sont modélisés depuis la feuille jusqu'au couvert végétal. Dans ISBA-A-gs, le LAI est une variable prédictive qui peut évoluer dans le temps (Calvet et al., 1998). Dans le cas des cultures, le LAI contrôle l'albédo de surface de façon très simplifiée. Les travaux présentés ici sont une première étape avant la mise en place dans ISBA d'un modèle de l'albédo plus réaliste, utilisable pour tout type de végétation.

Dans le chapitre précédent, une méthodologie a été développée afin d'estimer les albédos du sol et de la végétation, dynamiques et réalistes, à partir de variables biophysiques distribuées au travers de produits satellitaires. A cet effet le FCOVER GEOV1 a été utilisé afin de scinder l'albédo de surface MODIS en une composante « sol » et une composante « végétation ». Le FCOVER permet de représenter la végétation dans sa dimension horizontale. Ainsi, l'albédo du sol issu de cette méthode correspond à l'albédo du sol nu observable au travers des zones non recouvertes par de la végétation. Par contre, l'albédo de la végétation, lui, correspond à l'albédo de zone du paysage recouverte par de la végétation et implique donc une canopée et un sol sous-jacent (colonne canopée/sol sous-jacent). Afin de pouvoir prédire l'albédo de surface de manière dynamique et réaliste, l'albédo de la canopée, l'orientation des feuilles, et le CI restent à estimer.

L'albédo de la canopée, correspond à l'albédo de la partie aérienne feuillue des forêts. Jacquemoud et al. (1990) ont mis en évidence que l'albédo de la feuille repose sur sa structure interne et sa composition biochimique. Dans le domaine spectral d'action de la photosynthèse (PAR) [0.4-0.7 µm], la teneur en chlorophylle est le principal facteur contrôlant le comportement du rayonnement (Jacquemoud et al., 1990). Dans le domaine spectral de NIR, l'albédo de la feuille va être piloté par deux autres variables : la structure interne de la feuille et sa teneur en eau (Jacquemoud et al., 2002). Toutefois, la canopée est un mélange de feuilles/aiguilles et de branches qui ont des réflectances bien distinctes que ce soit dans le domaine spectral du VIS et du NIR (Noda et al., 2014). Les parties boisées de la canopée vont jouer un rôle plus ou moins important sur l'albédo de la canopée en fonction du LAI et de la bande spectrale (Asner, 1998). Asner (1998) montrait que le rôle joué par les branches était plus important dans le NIR que dans le VIS, où la réflectance est principalement contrôlée par les feuilles. Cependant, même dans le NIR, le rôle des branches pour l'estimation de l'albédo de la canopée reste limité. Dans les LSM, l'albédo est estimé à l'échelle de la canopée. Ainsi, la canopée est considérée comme un mélange homogène de matière végétale sans distinction entre branches et feuilles. Dans ce chapitre, comme dans les LSM, l'albédo de la canopée sera estimé sans distinction entre les types de composants (branches ou feuilles).

Le « clumping index » est le facteur de groupage des éléments de la végétation, qui diminue la fraction de rayonnement absorbée par la canopée lors du cheminement du rayonnement solaire dans la végétation (Nilson, 1971 ; Black et al., 1991 ; Chen et al., 1997). Il est un paramètre structurel clé pour la représentation de la canopée (Lacaze et al., 2002 ; Che et al., 2003). Cela a été montré dans de nombreux domaines tels que la télédétection et la modélisation (Duthoit et al., 2008 ; Pisek et al., 2010 ; Ryu et al., 2010 ; Hill et al., 2011 ; Carrer et al., 2013). Différentes méthodes ont été proposées afin d'estimer ce facteur clé et d'en proposer des cartes utilisables par les modèles tels que les GCM. Chen et al. (2001) ont proposé d'estimer ce facteur à partir de la différence angulaire (HDS) entre la réflectance hotspot (la plus réfléchissante) et la réflectance darkspot (la moins

réfléchissante). Lacaze et al. (2002) ont développé une méthodologie, s'appuyant sur Chen et al. (2001), pour estimer ce « clumping index » à partir de la BRDF issue de l'instrument POLDER. Par la suite, Leblanc et al. (2001) et Chen et al. (2003) ont montré que la différence angulaire normalisée (NDHD) entre la réflectance « hotspot » et la réflectance « darkspot » était mieux corrélée avec le « clumping index » de la végétation. Chen et al. (2005) et Leblanc et al. (2005) ont par la suite proposé des cartes de « clumping index » moyen en s'appuyant sur l'indice NDHD issu du capteur POLDER. He et al. (2012) ont utilisé les données de BRDF MODIS pour proposer une carte de « clumping index » moyen. Ces cartes sont des produits statiques, une valeur par pixel, mais He et al. (2016) ont mis en évidence que le « clumping index » présentait un cycle saisonnier plus ou moins marqué selon les essences et variait tout au long de l'année. Dans leurs travaux, He et al. (2016) ont cherché à estimer, en certains points du globe, ce cycle saisonnier du « clumping index ». Une des limites majeures qui a été identifiée est que l'estimation du cycle du « clumping index » est influencée par les changements soudains d'humidité du sol suite à des évènements pluvieux. Dans ce chapitre on cherchera donc à estimer, en plus de l'albédo de la canopée, un cycle saisonnier du « clumping index » décontaminé de ces effets.

L'objectif de ce chapitre est d'estimer par télédétection, à échelle du kilomètre, les variables biophysiques qui pilotent l'évolution de l'albédo de surface des forêts depuis l'échelle locale de la canopée. La principale difficulté est de conceptualiser l'interaction du rayonnement aux différentes échelles dans le continuum canopée-paysage via un schéma de transfert radiatif simplifié. L'étude se limite aux conditions d'illumination diffuses « white-sky ». Dans ces conditions, l'orientation moyenne des feuilles n'intervient pas dans la représentation du cheminement du rayonnement solaire dans la canopée (voir Eq. I-12). Dans ce chapitre il s'agit également de proposer un modèle d'albédo prédictif des forêts dans le continuum paysage-canopée.

Dans la Section 2, je présenterai le matériel et la méthode pour pouvoir (i) estimer les variables qui ne sont pas directement observables et (ii) prédire d'albédo de surface en conditions d'éclairement diffus (« white-sky »). Dans la Section 3 les résultats des deux étapes successives d'estimation des variables biophysiques et de prévision de l'albédo de surface « white-sky » seront présentés. Cette section sera également l'occasion de valider les différents produits issus de ces étapes (albédo de la canopée, « clumping index », albédo prédictif). Dans cette section, des résultats complémentaires seront présentés afin de préparer la discussion. Ces résultats complémentaires permettront notamment de fournir quelques pistes pour le développement d'un modèle prédictif en conditions d'éclairement direct (« black-sky »). La Section 4 sera dédiée à la discussion des divers résultats, pour finalement conclure dans la Section 5.

2. Matériel et méthode

2.1. Zone et période d'étude

La zone étudiée dans ce chapitre est constituée des forêts de France métropolitaine présentant un cycle d'albédo caractéristique (voir Chapitre III). La fenêtre géographique s'étend entre les latitudes 41°N et 51°N et entre les longitudes 5°W et 9°E. La zone étude étant particulièrement grande, plus de 265000 pixels forestiers, la zone d'étude a été réduite à un échantillon aléatoire (tirage aléatoire simple) de mille sites forestiers pour une question de temps de calcul. Le modèle a été mis en place et évalué à l'échelle des forêts de France métropolitaine grâce à cet échantillon.

Dans le but d'illustrer et valider les évolutions temporelles des (i) estimations des variables biophysiques pilotant l'albédo de surface et (ii) albédos de surface restitués par le modèle prédictif, ce chapitre se focalise sur l'étude d'un site situé dans le Sud de la France (2.396°E 43.103°N), dans la forêt des Corbières déjà étudiée dans le chapitre précédent, voir Figure IV-1 de Chapitre IV. Toutes les figures de séries temporelles présentées dans ce chapitre sont celles obtenues sur ce site forestier, mais l'ensemble des forêts de France métropolitaines (échantillon aléatoire) sont traitées.

2.2. Données utilisées

2.2.1. *Produits satellitaires*

Premièrement, des données satellitaires des variables biophysiques (FAPAR, LAI et FCOVER) ont été utilisées. Le produit FCOVER utilisé dans ce chapitre est le produit FCOVER GEOV1 issu de l'analyse par le premier filtre de Kalman (voir Section 3.1 du Chapitre IV), à partir duquel les albédos désagrégés du sol et de la végétation ont été obtenus. Il est disponible tous les 8 jours avec une résolution spatiale de 1/120 degré sur la période 2001-2013. Les produits FAPAR et LAI employés sont également issus du projet GEOV1 (2001-2013). A la différence du produit FCOVER, les produits LAI et FAPAR sont les données directement distribuées par le projet GEOV1 et sont donc disponibles tous les 10 jours avec une résolution spatiale de 1/112 degré. Les produits LAI et FAPAR GEOV1 sont construits par une chaîne opérationnelle reposant sur un réseau de neurones dont l'apprentissage a été réalisé à partir des produits préexistants LAI, ou FAPAR, MODIS (collection 5) et CYCLOPES V3.1. Un poids est assigné à chacun des deux produits lors de l'apprentissage. Garrigues et al. (2008) et Weiss et al. (2007) ont montré que le produit LAI CYCLOPES avait tendance à saturer pour des valeurs de LAI supérieures ou égales à 4. Ainsi, dans le projet GEOV1, à partir d'un LAI supérieur à 2, plus de la moitié du poids est donnée au LAI MODIS et à partir d'un LAI supérieur à 4 la totalité du poids est donnée au LAI MODIS (Baret et al., 2013). Yan et al. (2016) ont mis en avant que le LAI MODIS

représente le LAI « vrai », c'est-à-dire la vraie surface en feuille par surface au sol, en corrigeant le recouvrement de feuilles qui tend à diminuer le LAI. Le FAPAR a été utilisé durant l'étape d'estimation, le LAI au cours de l'étape d'estimation et de restitution et le FCOVER au cours de l'étape de restitution (voir Figure V-1).

Deuxièmement, les données satellitaires d'albédo de surface MODIS (MCD43GF collection 5) dans le domaine de longueur d'onde d'action de la photosynthèse (PAR) [0.4-0.7µm] et dans le proche infra-rouge (NIR) [0.7-5 µm] en condition « white-sky » (WSA) ont été obtenues pour la période 2001-2013 à partir de l'UMass Boston ftp server (<ftp://rsftp.eeos.umb.edu/data02/Gapfilled/>). Les données utilisées ont une résolution spatiale et temporelle de 1/120 degré et 8 jours, respectivement. L'albédo de surface MODIS (MCD43GF collection 5) est le produit utilisé pour l'identification des sites forestiers présentant un cycle d'albédo caractéristique (Chapitre III) et pour la désagrégation de l'albédo de surface en albédo de la végétation et du sol (Chapitre IV). Les données d'albédo de surface MODIS sont utilisées ici uniquement afin d'évaluer le modèle prédictif d'albédo de la surface sur les couverts forestiers (voir Figure V-1).

Afin de comprendre les variations brutales observées dans l'albédo satellitaire MODIS VIS « white-sky », le produit d'épaisseur optique des aérosols (nommée AOD) AERUS-GEO issu de données MSG/SEVIRI a été utilisé (Carrer et al., 2010 & 2014), voir Section 3.2.1.

2.2.2. *Dérivés de produits satellitaires*

Outre les données satellitaires mentionnées dans la Section 2.2.1, j'ai produit puis utilisé divers jeux de données issus de données satellitaires. Tout d'abord dans la phase d'estimation, les données d'albédos désagrégés issues de la nouvelle méthode (dite PL-17) décrite dans le Chapitre II et mise en place dans le Chapitre IV ont été utilisées. Les albédos du sol et de la végétation utilisés sont les albédos « white-sky » (WSA) dans le domaine du visible [0.4-0.7µm] et dans le domaine du proche infra-rouge (NIR) [0.7-5 µm]. Les données sont disponibles avec un pas de temps de 8 jours et une résolution spatiale de 1/120 degré sur la période 2001-2013. Dans le Chapitre IV, il a été mis en évidence que ces deux albédos, c'est-à-dire l'albédo de la surface couverte par un canopée et l'albédo du sol nu, présentent une dynamique temporelle et spatiale réaliste.

Deuxièmement, afin d'évaluer les estimations faites du « clumping index » (CI) dans cette thèse, ces dernières ont été confrontées aux estimations faites par He et al. (2012). He et al. (2012) ont défini une carte mondiale des CI à une résolution spatiale de 500m, à partir du produit satellitaire MODIS BRDF (MCD43A1 collection 5). Les produits de BRDF MCD43A1 utilisés sont issus des observations par les capteurs MODIS des satellites Terra et Aqua (Schaaf et al., 2002) et sont produits avec un pas de temps de 8 jours. Ces produits sont ceux permettant la production des albédos de

surface MCD43GF utilisés dans cette thèse. Afin de produire la carte mondiale de CI, He et al. (2012) ont utilisés les paramètres de BDRF de la bande 1 MODIS (rouge, 0.62 µm - 0.67µm) sur l'année 2006. Cette carte fournit une valeur unique et statique de CI pour chaque pixel de 500m de résolution.

Enfin, afin d'évaluer l'importance d'une estimation dynamique et réaliste de l'albédo de la végétation et de l'albédo du sol nu (voir Chapitre IV) pour la mise en place d'un modèle prédictif, les albédos du sol (Asoil) et de la végétation (Aveg) issus de la méthode de désagrégation développée par Carrer et al. (2014), dite CA-14, ont été utilisés. Pour rappel, contrairement à la nouvelle méthode de désagrégation, la méthode de Carrer et al. (2014) s'appuyait sur un filtre de Kalman simple qui utilisait un FCOVER statique dans le temps pour séparer la composante « sol » et la composante « végétation » de l'albédo de surface. Les albédos « white-sky » (WSA) dans le domaine du visible [0.4-0.7µm] et dans le domaine du proche infra-rouge (NIR) [0.7-5 µm] ont été utilisés. Les données sont fournies avec un pas de temps de 8 jours et une résolution spatiale de 1/120 degré sur la période 2001-2013.

2.2.3. *Données terrain*

En complément des données satellitaires, j'ai réalisé des photographies hémisphériques à partir d'un Canon EOS 60D sur le site des Corbières (43.103°N ; 2.396°E). Le site utilisé ici a été retenu car la méthode mise en place dans le Chapitre III a permis de mettre en évidence qu'il présente un cycle d'albédo caractéristique. En 2016, une série de photographies hémisphériques a été réalisée sur ce site les 28 juin, 3 août, 2 septembre, 7 octobre, 3 novembre et 15 décembre 2016 afin d'évaluer les estimations faites de CI. Ces mesures terrains ont été faites en complément de l'évaluation basée sur les produits de He et al. (2012), voir Section 2.2.2. Un site ponctuel n'est pas nécessairement représentatif d'un pixel de 1 km de résolution. Afin d'avoir une bonne représentativité du pixel, les photographies ont été prises à différents endroits de la zone forestière. Pour chacune de ces dates, une série de 8 photographies a été analysée grâce au logiciel CAN-Eye. Le logiciel CAN-Eye est un logiciel gratuit développé par l'Institut National de la Recherche Agronomique (INRA) qui permet l'estimation de propriétés structurales de la canopée à partir de photographies. Les variables de structure décrivant le recouvrement des feuilles (CI) et l'orientation des feuilles (ALA) peuvent notamment être estimés au travers de ce logiciel (Weiss et Baret, 2016).

2.3. Protocole méthodologique

La méthodologie mise en place dans ce chapitre se scinde en trois grandes étapes : une étape d'estimation des variables biophysiques manquantes, une étape de restitution de l'albédo de surface grâce au modèle prédictif et une étape de validation de l'albédo de surface restitué (voir Figure V-1).

Chacune de ces étapes a été mise en place pour chacun des sites forestiers de France métropolitaine testés à savoir : l'échantillon aléatoire des mille pixels de forêt et le site d'étude des Corbières.

2.3.1. Estimation des variables biophysiques

Afin d'estimer les variables biophysiques manquantes à la mise en place du modèle prédictif, que sont l'albédo de la canopée (A_{canop}) et le « clumping index » (CI), un schéma de transfert radiatif dans la canopée a été utilisé. Ce schéma présenté dans la Section 4.1 du Chapitre II (Figure II-6), a permis dans un premier temps l'estimation concomitante de ces deux variables dans le domaine du visible (VIS) en conditions diffuses (« white-sky »). Afin d'estimer ces deux variables, les données d'albédo du sol sous-jacent à la canopée (A_{soil}), de LAI, de fraction de rayonnement absorbée par la canopée (FAPAR dans le domaine [0.4-0.7μm]) et d'albédo de l'ensemble de la zone couverte par la canopée (A_{veg}) sont nécessaires, voir Eq. II-44 et Eq. II-45 du Chapitre II. Pour cela les albédos du sol et l'albédo de la végétation (albédo de l'ensemble de la zone couverte par une canopée) VIS estimés en conditions d'éclairement diffus (« white-sky ») grâce à la nouvelle méthode de désagrégation (voir Chapitre IV) ont été utilisés. On fait l'hypothèse que l'albédo du sol observé au travers des trouées « vraies » est identique à celui présent sous la canopée pour un même pixel. Les données de LAI et FAPAR sont, elles, directement issues des produits satellitaires du projet GEOV1 (voir Section 2.2.1). Les variables obtenues (A_{canop}^{VIS} et CI) sont des variables dynamiques avec un pas de temps de 8 jours. Une fois ces deux variables estimées dans le VIS, le schéma a été utilisé une seconde fois afin d'estimer les variables biophysiques manquantes dans le domaine du NIR. Contrairement au domaine spectral du PAR, dans ce domaine du NIR il n'existe pas de produits satellitaires fournissant la quantité de rayonnement solaire absorbée par la canopée. Sans la quantité de rayonnement absorbée par la canopée il n'est pas possible de résoudre le système à deux équations/deux inconnues. Pour pallier ce problème, le CI estimé par l'analyse du domaine spectral du VIS a été utilisé dans l'analyse du domaine spectral du NIR. Le « clumping index » n'est pas dépendant de la longueur d'onde (Nilson, 1971 ; Chen, 1996 ; Chen, 2005 ; He et al., 2012 ; He et al., 2016 ; Carrer et al., 2013), voir Section 2.2.2 du Chapitre I. Ainsi ce dernier ne nécessite pas d'être ré-estimé dans le domaine spectrale du NIR. Une fois l'analyse dans le VIS réalisée, la seule variable manquante dans le domaine du NIR est donc l'albédo de la canopée (A_{canop}^{NIR}). L' A_{canop}^{NIR} peut être directement estimé à partir de l'Eq. II-44 du Chapitre II et des données suivantes : albédo du sol sous-jacent à la canopée (A_{soil}) dans le NIR, LAI et d'albédo de l'ensemble de la zone couverte par la canopée (A_{veg}) dans le domaine du NIR.

2.3.2. Construction de climatologies pour la prévision de l'albédo de surface

Afin de mettre en place le modèle prédictif d'évolution dans le temps de l'albédo des forêts à l'échelle du paysage utilisable par les LSM, il a été nécessaire de construire une base de données des climatologies annuelles, c'est-à-dire des cycles annuels moyens, des variables biophysiques nécessaires à ce modèle et non prédites dans les modèles LSM. En effet, à l'exception du LAI, les autres variables nécessaires au modèle prédictif (A_{soil}^{VIS} , A_{soil}^{NIR} , A_{veg}^{VIS} , A_{veg}^{NIR} , A_{canop}^{VIS} , A_{canop}^{NIR} , CI, FCOVER) ne sont pas prédites par les modèles LSM. Cela signifie qu'à chaque fois que le modèle LSM est utilisé la valeur de ces variables doit être renseignée. L'estimation de ces variables demande un temps de calcul important, lié entre autres aux deux filtres de Kalman et aux deux inversions (VIS puis NIR) du schéma de transfert radiatif. Les LSM et les GCM sont utilisés sur de grandes étendues (échelle régionale ou mondiale). Pour cette raison il est nécessaire de limiter les temps de calculs. A cet effet, les climatologies annuelles (c'est-à-dire des cycles annuels moyens) des différentes variables non prédites par les LSM et nécessaires au modèle prédictif ont été construites par analyse de séries temporelles issues de plusieurs années. Ainsi, pour chaque pixel, un cycle annuel moyen (climatologie annuelle) est obtenu pour chacune des variables suivantes: A_{soil}^{VIS} , A_{soil}^{NIR} , A_{veg}^{VIS} , A_{veg}^{NIR} , A_{canop}^{VIS} , A_{canop}^{NIR} , CI, FCOVER. Ces climatologies annuelles seront ensuite utilisées dans le modèle prédictif d'albédo de surface sur les zones forestières.

L'idée du modèle prédictif est d'utiliser les connaissances des évolutions passées pour prévoir les évolutions futures d'une variable, ici l'albédo de surface. Dans une démarche de validation du modèle prédictif, il serait nécessaire de connaître les évolutions futures de l'albédo de surface afin de vérifier que ces dernières sont correctement restituées. Ne connaissant pas ces évolutions la stratégie suivante a été adoptée. Les estimations et les climatologies ont été construites sur la période 2001-2005, puis le modèle prédictif a été mis en place jusqu'en 2013 (voir Figure V-1). On se place ainsi dans le cas où l'on se trouverait en l'an 2005.

Les climatologies de CI faites sur les forêts de France seront évaluées par comparaison avec les estimations faites par He et al. (2012), voir Section 2.2.2. He et al. (2012) ont produit une carte fournissant une valeur unique et statique de CI pour chaque pixel. Par comparaison avec les estimations de CI faite dans ce chapitre, les estimations de He et al. (2012) ont un comportement plus discret. Afin de pallier à ce problème pour chaque valeur de CI estimée par He et al. (2012), les valeurs de CI nouvellement estimées ont été moyennées. Afin de valider ce produit on comparera les estimations de CI (climatologie) aux mesures faites sur le terrain.

2.3.3. Prévision de l'albédo de surface et évaluation du modèle prédictif

Afin d'estimer l'albédo de surface, le modèle prédictif développé et présenté dans la Section 4.3 du Chapitre II a été utilisé (voir Eq. II-47 du Chapitre II). Pour rappel, le modèle développé dans cette thèse cherche à estimer l'albédo de surface à l'échelle du paysage depuis l'échelle de la canopée. A cet effet le modèle différencie la notion de trouées « vraies » de la notion d'espacement/recouvrement des feuilles. A l'échelle du paysage, l'albédo de la surface est influencé par deux albédos, l'albédo du sol et l'albédo de la végétation. L'albédo du sol correspond à l'albédo du sol nu observé au travers des trouées « vraies » de la végétation. Dans une forêt, certaines zones ne sont pas couvertes par une canopée et permettent d'observer directement cet albédo du sol nu. A l'inverse les zones couvertes par une canopée (zones de végétation) vont permettre d'accéder à l'albédo de la végétation. Lorsque l'on s'intéresse à cette zone (échelle de la canopée), on s'aperçoit qu'elle a une dimension verticale et que l'albédo de la végétation est influencé à la fois par l'albédo de la canopée mais également par l'albédo du sol sous-jacent. Cette influence de second ordre de l'albédo du sol est permise par la notion d'espacement des feuilles. En effet, en conditions diffuses le rayonnement solaire peut arriver de toutes les directions. Ainsi, une part du rayonnement peut s'infiltrer entre les feuilles et atteindre le sol sous-jacent, offrant à ce dernier une probabilité (dépendante de la transmittance) d'influencer l'albédo de la surface. Le modèle prédictif (Eq. II-47) a permis d'estimer l'albédo de surface dans le VIS et le NIR (« white-sky ») sur l'ensemble de la période d'étude, à savoir la période de calage (2001-2005) et la période de validation (2006-2013), à partir des produits satellitaires de LAI et des climatologie annuelles d'albédo du sol, d'albédo de la canopée, de « clumping index » et de FCOVER.

Le modèle est ensuite évalué sur la période de calage (passé : 2001-2005) et sur la période de validation (futur : 2006-2013) en confrontant les estimations obtenues au produit satellitaire de référence, l'albédo de surface « white-sky » MODIS. Différents indicateurs ont été utilisés afin d'évaluer la capacité du modèle prédictif à estimer l'albédo de surface (valeurs et dynamiques réalistes). Le biais est ici défini comme l'écart des moyennes. Il permet d'estimer l'écart moyen entre les valeurs estimées et les valeurs observées par le produit satellitaire de référence. L'erreur quadratique moyenne (RMSE pour « Root Mean Squared Error » en anglais) est un indicateur très répandu lorsque l'on cherche à évaluer des prévisions. La RMSE est définie comme la racine carré de la moyenne des écarts (entre les prévisions et les mesures) au carré. Cet indicateur est dépendant de l'échelle de la variable étudiée (Woschnagg et Cipan, 2004). Par conséquent cet indicateur peut être utilisé pour comparer les estimations d'une série temporelle par rapport à des mesures ou par rapport à des estimations faites avec d'autres modèles. Toutefois, la RMSE ne peut pas être utilisée pour comparer les estimations faites sur des séries n'ayant pas la même échelle (Hyndman et

Athanasiopoulos, 2017). Un autre indicateur également régulièrement utilisé pour l'évaluation de prévisions est la MAPE (« Mean Absolute Percentage Error »). Contrairement à la RMSE, la MAPE est un indicateur indépendant de l'échelle des variables étudiées. Ainsi, la MAPE peut être utilisée pour comparer les estimations faites sur différents jeux de données (Hyndman et Athanasiopoulos, 2017). Enfin, un test statistique de corrélation de Pearson a été utilisé. Le test de Pearson permet d'estimer le niveau de relation linéaire entre deux jeux de données. Le coefficient de corrélation de Pearson est sans unité et varie entre -1 et 1. Plus le coefficient de corrélation de Pearson se rapproche de 1 plus la relation linéaire positive entre les deux jeux de données est forte. À l'inverse plus le coefficient de corrélation de Pearson s'approche de -1 plus la relation linéaire négative est forte (Pardoe, 2017).

Dans une seconde phase d'évaluation, on discutera de l'intérêt de faire la distinction entre la notion de trouées « vraies » dans la canopée et la notion d'espacement/recouvrement des feuilles pour la prévision de l'albédo de surface à l'échelle du paysage depuis l'échelle de la canopée. Pour ce faire, je comparerai les prévisions de l'albédo de surface, dans le VIS et dans le NIR, faites avec le modèle prédictif présenté dans cette thèse (Eq. II-47) et les prévisions de l'albédo de surface faites à partir de l'équation issue de ISBA-MEB (Eq. I-10 du Chapitre I). Il est important de préciser qu'il ne s'agit pas ici de ISBA-MEB à proprement parler, mais seulement de l'équation Eq. I-10 de restitution issue de ISBA-MEB. En effet, comme nous l'avons vu dans le Chapitre I, le modèle MEB fait appel à un schéma de transfert radiatif multi-couche (CANOPUS) qui n'est pas pris en considération ici. Seule l'Eq. I-10 (Chapitre I) a été utilisée et non le modèle ISBA-MEB dans son ensemble. Contrairement au modèle prédictif de cette thèse, sur les sites forestiers le modèle ISBA-MEB ne distingue pas les deux notions d'espacement, à savoir l'espacement des arbres dans le paysage (trouées « vraies ») et l'espacement des feuilles dans la canopée. Afin d'estimer l'albédo de surface à partir du modèle ISBA-MEB (hors CANOPUS), le même protocole (voir Figure V-1) a été mis en place que pour le nouveau modèle prédictif, exception faite que l'équation Eq. II-47 est remplacée par l'équation Eq. I-10. Il ne s'agit donc pas ici d'évaluer le modèle ISBA-MEB, car celui-ci n'a pas été utilisé dans son ensemble (hors transfert radiatif multi-couche CANOPUS). L'objectif de cette évaluation est de simplement évaluer l'intérêt de faire la distinction entre la notion de trouées « vraies » dans la canopée et la notion d'espacement/recouvrement des feuilles. Pour éviter tout amalgame avec le modèle ISBA-MEB, l'Eq I-10 issue du modèle ISBA-MEB (hors CANOPUS) sera simplement appelée « Eq. I-10 ».

Enfin, afin de mettre en avant la nécessité de correctement estimer l'albédo du sol et l'albédo de la végétation pour la mise en place d'un modèle d'albédo prédictif, le même protocole que celui de la Figure V-1 sera mis en place. Pour cela le modèle prédictif utilisé sera celui développé dans cette thèse (Eq. II-47). Toutefois, les produits d'albédo du sol et de la végétation permettant d'initialiser les estimations ne seront pas issus de la nouvelle méthode de désagrégation de l'albédo

de surface (voir Chapitre IV) mais de la méthode développée par Carrer et al. (2014), voir ci-dessus Section 2.2.2.

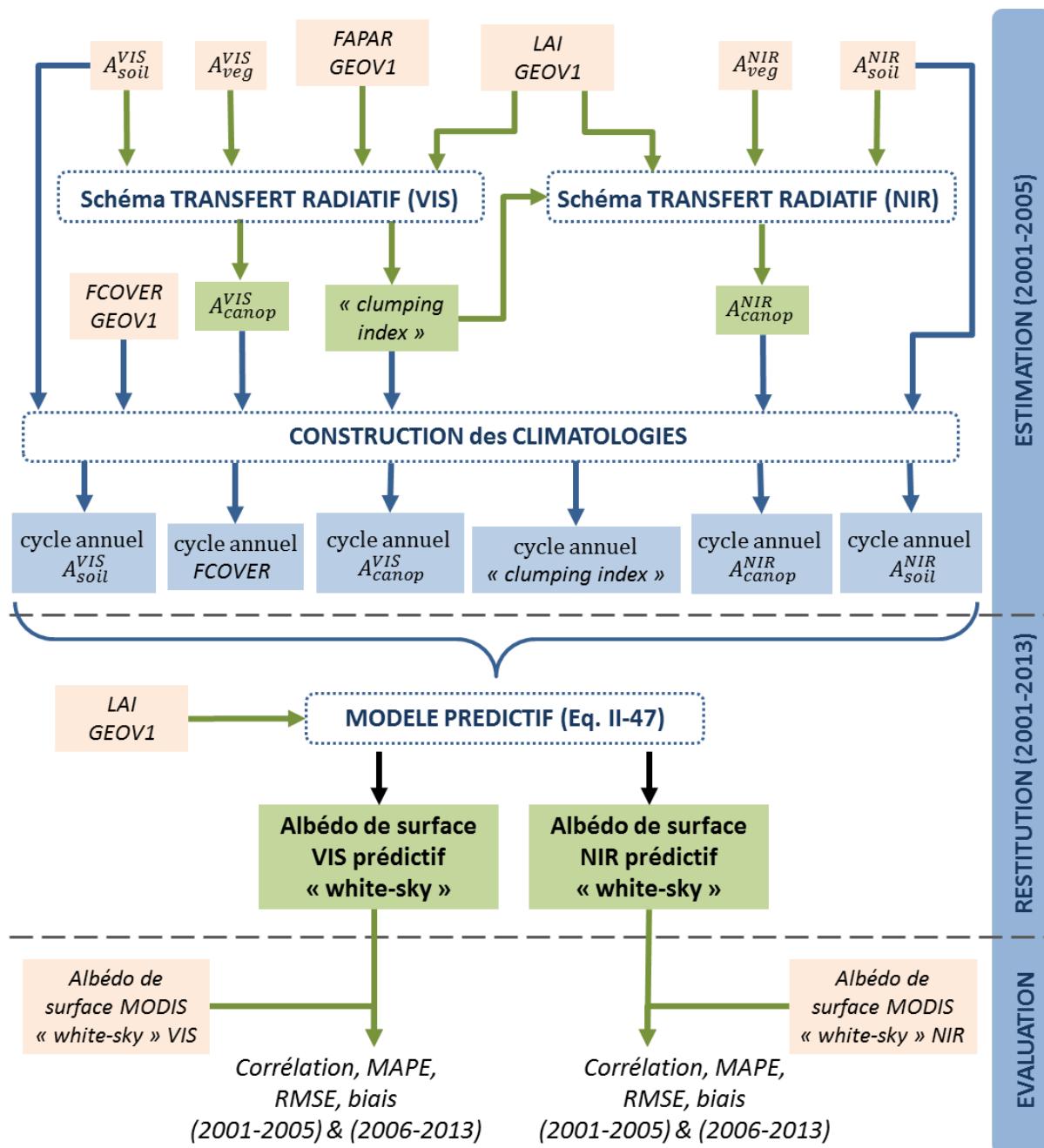


Figure V-1: Protocole pour la prévision de l'albédo de surface en conditions d'illumination diffuses ('white-sky'). Les produits en rose sont les produits en entrée issus directement de produits satellitaires ou dérivés (Asoil et Aveg). En vert sont représentés les produits dynamiques estimés dans ce chapitre et en bleu les cycles annuels climatologiques calculés. Le protocole se subdivise en trois étapes successives. Une première étape d'estimation des variables manquantes, au cours de laquelle les évolutions temporelles de $AVIS_{canop}$, A_{canop}^{NIR} et 'clumping index' sont estimées sur la période 2001-2005 et au cours de laquelle les cycles annuels climatologiques sont calculés. Une deuxième étape de restitution, au cours de laquelle l'albédo de surface sera prédict dans le domaine spectral du VIS et du NIR. Et une dernière étape d'évaluation de l'albédo de surface prédict.

3. Résultats

3.1. Estimation des variables biophysiques de la canopée et climatologies

A partir des données satellitaires dans le domaine du visible [0.4, 0.7 μm] et de la représentation simplifiée du transfert radiatif présentée dans la Section 4.1 du Chapitre II, il sera montré ci-après qu'il est possible d'estimer les deux variables manquantes essentielles au modèle prédictif de l'albédo de surface : l'albédo de la canopée et le « clumping index ». Puis à partir de climatologies (cycles annuels moyens) de ces variables et de produits satellitaires de LAI, l'évolution temporelle de l'albédo de surface sur les zones forestière de France métropolitaine sera restituée par l'équation prédictive Eq. II-47, voir Section 2.3.3. Les dynamiques temporelles de ces variables seront illustrées sur le site forestier des Corbières. Pour rappel dans ce chapitre on s'intéresse aux conditions d'illumination diffuses uniquement.

3.1.1. Estimation du clumping index (CI) et validation des climatologies

a) Site d'étude des Corbières

Sur le site des Corbières, composé d'essences d'arbres feuillus, le CI estimé dans la canopée atteint un minimum, c'est-à-dire un recouvrement maximal des éléments dans la canopée, durant l'été, et un maximum, c'est-à-dire un recouvrement minimal des éléments dans la canopée, durant l'hiver. Entre 2001 et 2005, le CI évolue entre une valeur maximale de 0.92 et une valeur minimale de 0.41. Les valeurs de CI oscillent autour d'une moyenne de 0.61 avec un écart type de 0.15. Les variations obtenues pour le CI entre 2001 et 2005 ne présentent que très peu de bruit.

Ces valeurs estimées ont été moyennées sur la période 2001-2005 afin d'obtenir un cycle annuel climatologique (cycle annuel moyen). La Figure V-2(a) met en évidence ce cycle sur le site des Corbières. Le CI climatologique évolue entre une valeur de 0.84 et 0.42 avec une valeur moyenne de 0.61 et un écart type de 0.15. Le tableau de la Figure V-2(b) indique cette valeur moyenne du cycle annuel climatologique et la compare à la valeur de la carte de CI de He et al. (2012) et à la valeur moyenne estimée par le logiciel CAN-Eye à partir des photographies hémisphériques faites sur le terrain (5 séries de mesures avec un pas de temps mensuel sur la période allant du 28 juin 2016 au 15 décembre 2016). La valeur de CI estimée par He et al. (2012) du jour 81 au jour 273 est de 0.51 soit une valeur 4.1% plus élevée que la valeur moyenne du cycle annuel climatologique estimée durant cette thèse pour cette même période (0.49 ± 0.06). La valeur moyenne du cycle annuel climatologique et la valeur moyenne mesurée sur le site des Corbières (photographie hémisphérique traitée par CAN-Eye) durant l'année 2016 sont également proches lorsque l'on compare des périodes

équivalentes (DOY 178 à 350). En moyenne sur ce site une valeur de 0.65 a été obtenue à partir des photographies et du logiciel CAN-Eye. Sur la même période la climatologie fournit une valeur de 0.62, soit un écart de 4.5% par rapport aux valeurs CAN-Eye. Il est important de noter que la dynamique du CI estimé à partir des photographies hémisphériques (écart type de 0.03) est largement inférieure à la dynamique du produit climatologique (écart type de 0.15).

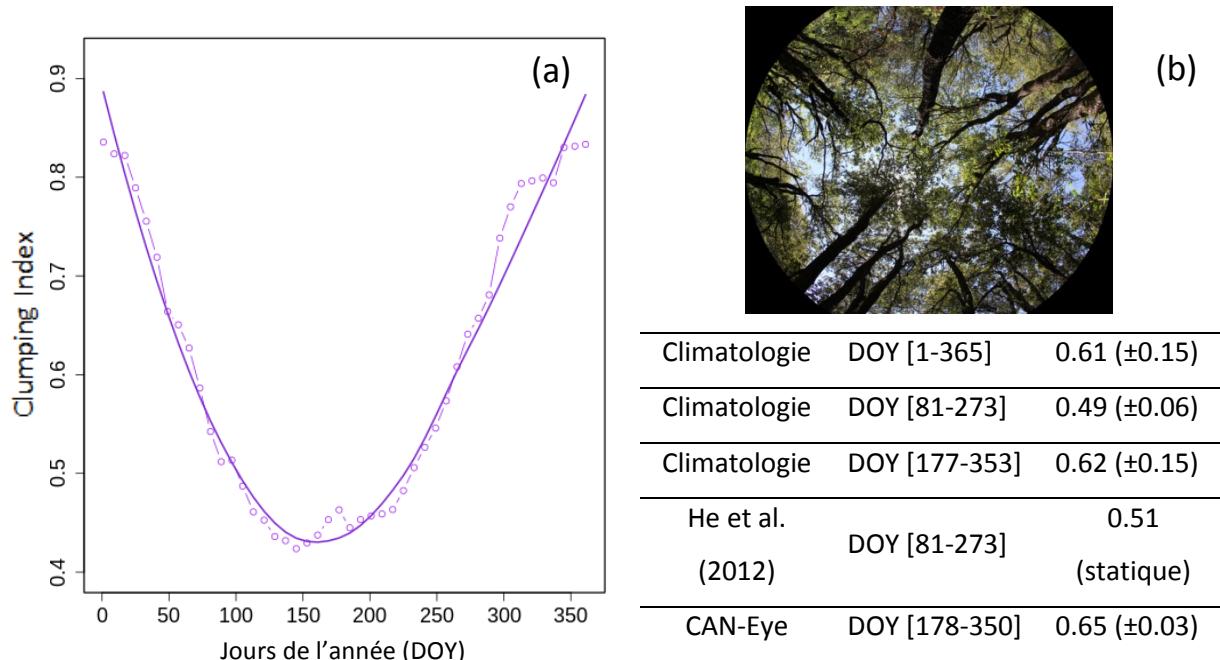


Figure V-2 : (a) Cycle annuel climatologique obtenu pour le « clumping index » sur le site des Corbières (43.103°N ; 2.396°E). La ligne lissée en trait plein représente la loi suivie par le CI. Elle est obtenue grâce au LOESS. Le cycle climatologique réel est représenté par la droite parsemée de points. (b) La valeur climatologique moyenne est comparée à la valeur trouvée par He et al. (2012) et à la valeur estimée par le logiciel CAN-Eye. Ces valeurs sont comparées pour des périodes similaires. Un exemple de photographie hémisphérique utilisée par le logiciel CAN-Eye est visible en (b).

b) Forêts de France métropolitaine

A l'échelle des sites forestiers de France métropolitaine, sur la période 2001-2005, le CI a été estimé avec une moyenne de 0.33 sur les forêts de France. De même que pour le site des Corbières, les forêts de France présentent toutes une dynamique annuelle dans le recouvrement mutuel des feuilles (CI). En moyenne l'écart type induit par cette dynamique saisonnière est de 0.12. Les sites forestiers de France présentent tous des cycles et des valeurs de CI différents, un écart type de 0.17 a été détecté dans les estimations de CI (moyen) entre les sites forestiers.

Afin de valider les estimations (valeurs) de CI faites à l'échelle spatiale des forêts de France, ces dernières ont été confrontées à la carte de CI de He et al. (2012). Les valeurs de CI estimées par He et al. (2012) ont été validées par une campagne de mesures à très grande échelle (mondiale). Toutefois,

à la différence de nos estimations, la carte de He et al. (2012) ne fournit qu'une seule valeur moyenne d'albédo par site (sans évolution temporelle). Afin de comparer et valider les estimations faites de CI, pour chaque site forestier, la valeur moyenne du cycle annuel climatologique a été utilisée. Pour rappel les valeurs fournies par He et al. (2012) comportent une distribution plus discrète par comparaison aux estimations faites ici. Par conséquent pour chaque gamme de CI fournie par He et al. (2012), la valeur médiane (moins influencée par les valeurs aberrantes) des CI estimés par la méthode présentée dans ce chapitre a été utilisée. Sur les forêts de France, le produit de CI de He et al. (2012) prend 19 valeurs (voir Figure V-3).

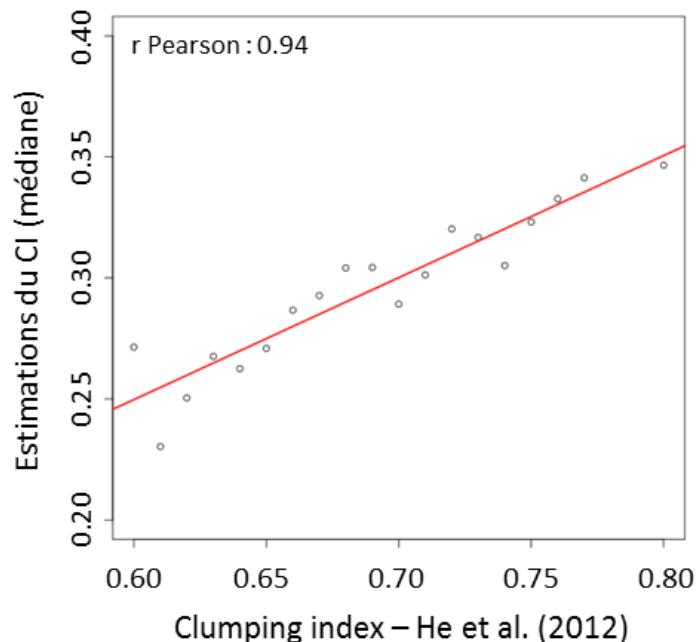


Figure V-3 : Relation entre les « clumping index » moyens estimés sur la période 2001-2005, au travers du schéma de transfert radiatif simplifié présenté dans le Chapitre II, et les valeurs fournies par la carte de He et al. (2012). Les valeurs de He et al. ayant une distribution plus discrète (19 valeurs possibles) que nos estimations, pour chaque valeur de « clumping index » donnée par He et al. (2012) la valeur médiane de nos estimations a été utilisée.

Sur les sites forestiers de France étudiés, les CI de He et al. (2012) présentent des valeurs moyennes de 0.69 avec un écart type de 0.10. La mise en place d'un test statistique de relation linéaire de Pearson, a permis de mettre en évidence un coefficient de corrélation de 0.94 entre les deux estimations (voir Figure V-3). Comme nous pouvons l'observer les valeurs de CI estimées par le schéma de transfert radiatif simplifié sont nettement inférieures à celles de He et al. (2012), d'un facteur 2.3. Cette différence de valeurs est due au fait que le « clumping index » de He et al. (2012) ne fait pas la différence entre groupage des arbres dans le paysage et groupage des feuilles dans la canopée. Cette différence entre les produits sera discutée dans la Section 4. Malgré cette différence

dans les valeurs, le test statistique de Pearson a montré que les estimations de CI étaient cohérentes avec celles qu'avaient pu faire He et al. (2012). Ainsi, plus les éléments de la végétation se regroupent dans l'espace plus le CI de He et al. (2012) diminue et plus les estimations de « clumping index », faite à partir du schéma de transfert radiatif simplifié, diminuent également. Pour rappel, les valeurs utilisées sont les valeurs moyennes du cycle annuel climatologique par pixel. Par conséquent aucune conclusion ne peut être faite quant au réalisme de la dynamique temporelle. Toutefois, les données fournies par He et al. (2012) nous permettent de déduire que les estimations faites dans ce chapitre présentent une très forte cohérence spatiale (coefficient de corrélation de 0.94) avec la carte de He et al. (2012).

3.1.2. Estimation de l'albédo de la canopée : climatologie

Outre le CI, l'albédo de la canopée (A_{canop}) a pu être estimé sur la période 2001-2005 dans le domaine du VIS et du NIR et moyenné afin de construire des cycles annuels climatologiques.

Sur le site d'étude des Corbières, durant la période 2001-2005 l'albédo de la canopée estimé dans le VIS évolue entre une valeur minimale de 0.008 et une valeur maximale de 0.076 avec une moyenne de 0.029 (écart type de 0.01). Une fois moyenné, un cycle climatologique avec une valeur moyenne de 0.027 ± 0.005 a été obtenu. La Figure V-4 présente ce cycle annuel climatologique de l'albédo de la canopée dans le VIS (A_{canop}^{VIS}), obtenu à partir de la période 2001-2005 sur le site des Corbières, et le confronte à l'albédo du sol (A_{soil}^{VIS}) et à l'albédo de la végétation (A_{veg}^{VIS}) moyennés sur la même période. L'albédo climatologique du sol dans le VIS (en rouge Figure V-4) évolue entre une valeur de 0.016 et 0.053 avec une valeur moyenne de 0.032 (± 0.012). L'albédo de la canopée climatologique (en vert Figure V-4), lui, oscille entre 0.018 et 0.040 avec une valeur moyenne de 0.027 (écart type de 0.005). Par comparaison, l'albédo de la végétation issu de la nouvelle méthode de désagrégation, voir Chapitre IV, (en bleu sur la Figure V-4) varie autour d'une valeur moyenne de 0.022 avec un écart type de 0.003. On note sur la Figure V-4 une augmentation des valeurs de l' A_{canop} par rapport aux valeurs de l'albédo de la végétation à l'échelle du paysage ($A_{veg}A_{veg}$), principalement durant la période hivernale. Une explication à ce phénomène est que l' A_{veg} (albédo de la colonne canopée/sol sous-jacent) conserve une influence de l' A_{soil} (Eq. II-44 et Eq. II-45 du Chapitre II), qui est très sombre durant l'hiver sur ce site (voir Figure V-4). En s'affranchissant de l'albédo du sol nu, l' A_{canop} hivernal se trouve rehaussé. Dans le domaine du NIR, sur le site d'étude des Corbières, durant la période 2001-2005 l'albédo de la canopée estimé évolue entre une valeur minimale de 0.194 et une valeur maximale de 0.382 avec une moyenne de 0.243 (écart type de 0.02). Une fois moyenné, un cycle annuel climatologique avec une valeur moyenne de 0.245 ± 0.014 a été obtenu.

A l'échelle des forêts de France, A_{canop}^{VIS} et A_{canop}^{NIR} présentent des comportements similaires à ceux rencontrés sur le site des Corbières. En moyenne des valeurs de 0.07 (± 0.02) et 0.46 (± 0.07) sont respectivement obtenues pour les différents sites forestiers de France. Pour un site forestier moyen, l'écart type dû aux variations saisonnières de l'albédo de la canopée est de 0.02 dans le domaine du VIS et du NIR. Actuellement il est difficile de valider les valeurs et les cycles annuels des A_{canop} dans le VIS et dans le NIR car il n'existe pas de produit de suivi de cette variable. Toutefois, les A_{canop} sont estimés à partir de données qui présentent une dynamique et des valeurs réalistes (pour A_{soil} et A_{veg}) et, dans le domaine du VIS, la dynamique est cohérente avec le cycle saisonnier de la teneur en chlorophylle des feuilles, voir discussion de la Section 4.

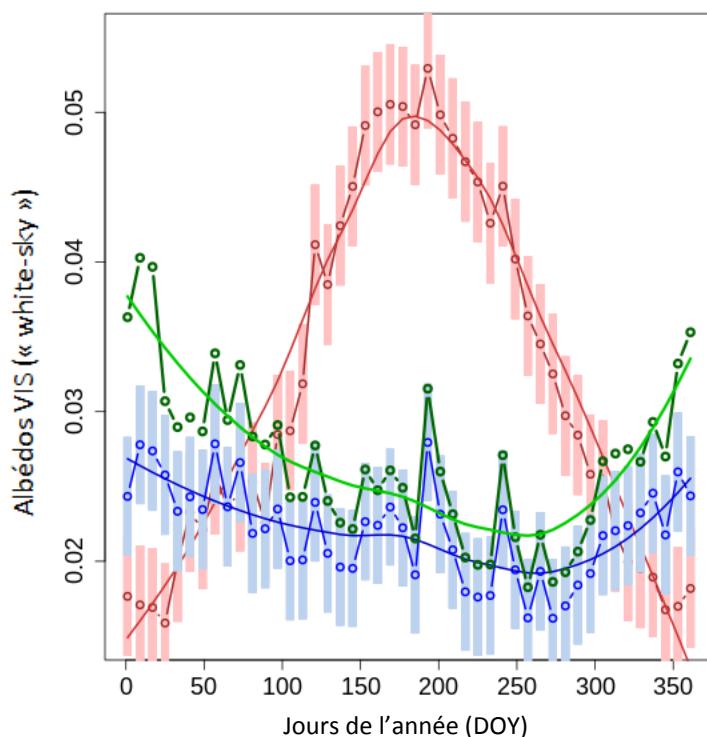


Figure V-4 : Cycles annuels climatologiques obtenus pour l'albédo du sol nu (A_{soil} en rouge), pour l'albédo de la végétation (A_{veg} en bleu) et pour l'albédo de la canopée (A_{canop} en vert), sur le site des Corbières (43.103°N ; 2.396°E) dans le domaine spectral du VIS. Les lignes lissées en trait plein représentent les lois que suivent les trois types d'albédos, obtenues grâce au LOESS. Les valeurs de climatologies réelles sont représentées par les droites parsemées de points. Les barres verticales rouges et bleues indiquent l'incertitude sur l'albédo du sol et de la végétation respectivement (voir Chapitre IV).

3.2. Modélisation de l'albédo de surface et évaluation du modèle

3.2.1. Modélisation de l'albédo de surface dans le continuum paysage-canopée

Une fois estimés et moyennés sur la période 2001-2005 les différents cycles annuels climatologiques des variables biophysiques vont pouvoir être utilisés dans le modèle prédictif (voir Eq. II-47 du Chapitre II) de l'albédo de surface « white-sky », voir Figure V-5(a). Ces cycles annuels climatologiques associés aux produits satellitaires (GEOLAND V1) de LAI et de FCOVER vont permettre une estimation dynamique et réaliste de l'albédo de surface dans le VIS et dans le NIR. La restitution a été réalisée sur les mille sites forestiers de France (échantillon aléatoire) durant la période 2001-2013. Afin d'illustrer les restitutions de la dynamique temporelle de l'albédo de surface, le site des Corbières a été utilisé.

En France, sur la période de calage (2001-2005) et sur la période de validation (2006-2013), l'albédo de surface a été restitué dans le domaine du VIS avec une valeur moyenne de 0.039 (± 0.007) dans le domaine du VIS à la fois sur la période 2001-2005 et la période 2006-2013. Sur ces mêmes périodes, les produits satellitaires MODIS estiment l'albédo de la surface VIS à 0.040 (± 0.01). Dans le domaine du NIR, l'albédo de surface a été restitué sur les deux périodes avec des valeurs moyennes de 0.21 (± 0.04). Ces mêmes valeurs sont semblables à celles observées par les produits satellitaires MODIS.

La Figure V-5(a) montre la restitution (Eq. II-47) de l'albédo de surface (« white-sky ») obtenue sur le site des Corbières en utilisant des albédos (A_{soil} et A_{canop}) et un CI climatologiques dans le domaine du VIS (0.4-0.7 μ m). Les albédos de surface VIS restitués sur la période 2001-2013 évoluent entre 0.018 et 0.042 autour d'une valeur moyenne de 0.026 (écart type : 0.005). Sur la même période, les albédos issus des capteurs MODIS varient entre 0.016 et 0.068 avec une moyenne de 0.027 (± 0.007). De manière générale, on note que les albédos restitués suivent une évolution semblable à celle de l'albédo MODIS. Cependant, il est important de soulever que l'albédo satellitaire est très bruité sur le site des Corbières, ce qui réduit fortement la corrélation entre les valeurs observées et modélisées (voir section suivante). Comme le montre la Figure V-6, le produit albédo « white-sky » MODIS dans le domaine du VIS présente un bruit important, c'est-à-dire des fluctuations importantes entre deux dates consécutives (8jours), notamment durant la période estivale. Ce bruit semble en partie dû à une mauvaise correction atmosphérique lié à une méconnaissance de la quantité d'aérosols, qui peut être caractérisée par une épaisseur optique des aérosols (nommée AOD).

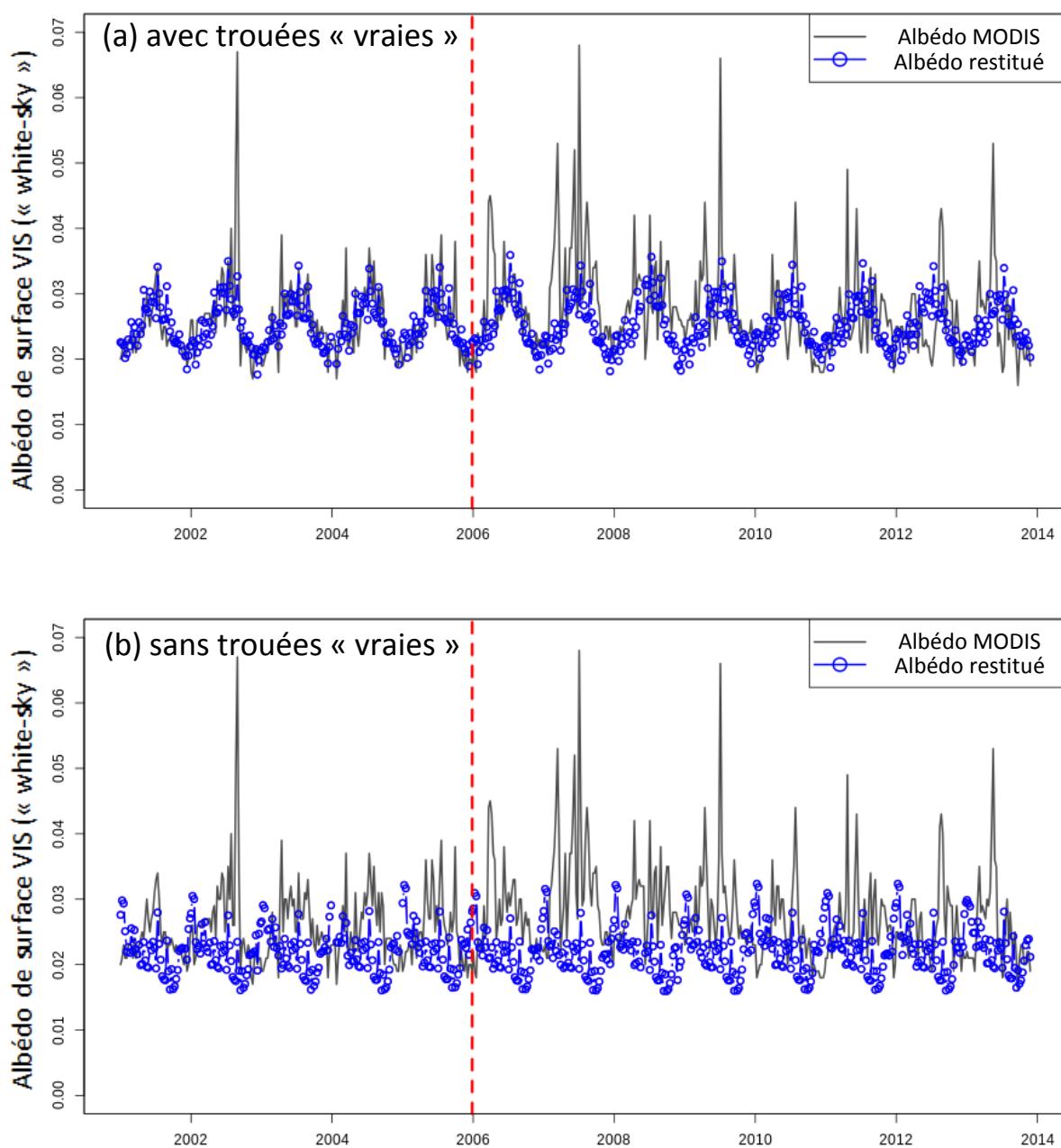


Figure V-5 : Albédo de surface VIS « white-sky » restitué (en bleu) à l'échelle du paysage depuis l'échelle de la canopée sur le site des Corbières, à partir d'albédos désagrégés PL-17 (Asoil et Acanop) et CI climatologiques, à l'aide de (a) l'Eq. II-47 (avec trouées « vraies ») et de (b) l'Eq. I-10 (sans trouées « vraies »). La ligne pleine noire représente les valeurs d'albédo de surface satellitaire VIS « white-sky » issues de MODIS. La ligne verticale rouge marque la limite des dates utilisées pour la réalisation des climatologies (2001-2005).

En effet, comme nous pouvons le voir sur la Figure V-6 l'AOD AERUS-GEO issu de données MSG/SEVIRI (Carrer et al., 2010 & 2014) présente des variations rapides, notamment durant l'été. Au cours de l'hiver l'AOD est faible, et varie peu, le bruit sur l'albédo est alors faible. Il est important de noter qu'un pic en AOD n'entraîne pas nécessairement une même réponse de l'albédo MODIS qui fait tout de même appel à un module de correction des aérosols (visiblement perfectible). Le 18 juin 2010 par exemple un pic d'AOD (0.59) est détecté entraînant une chute importante de l'albédo VIS MODIS. A contrario, le pic d'AOD (0.88) du 15 avril 2012 a provoqué une augmentation brutale de l'albédo. Ce phénomène peut également être en partie expliqué par la présence d'aérosols de nature différente selon la période d'étude. Dans tous les cas, le produit albédo de surface MODIS connaît des fluctuations temporelles rapides qui ne sont pas réalistes. Ce bruit est visiblement dû, du moins en partie, à la présence d'aérosols ce qui rend l'évaluation de la qualité du modèle prédictif difficile dans le domaine du VIS.

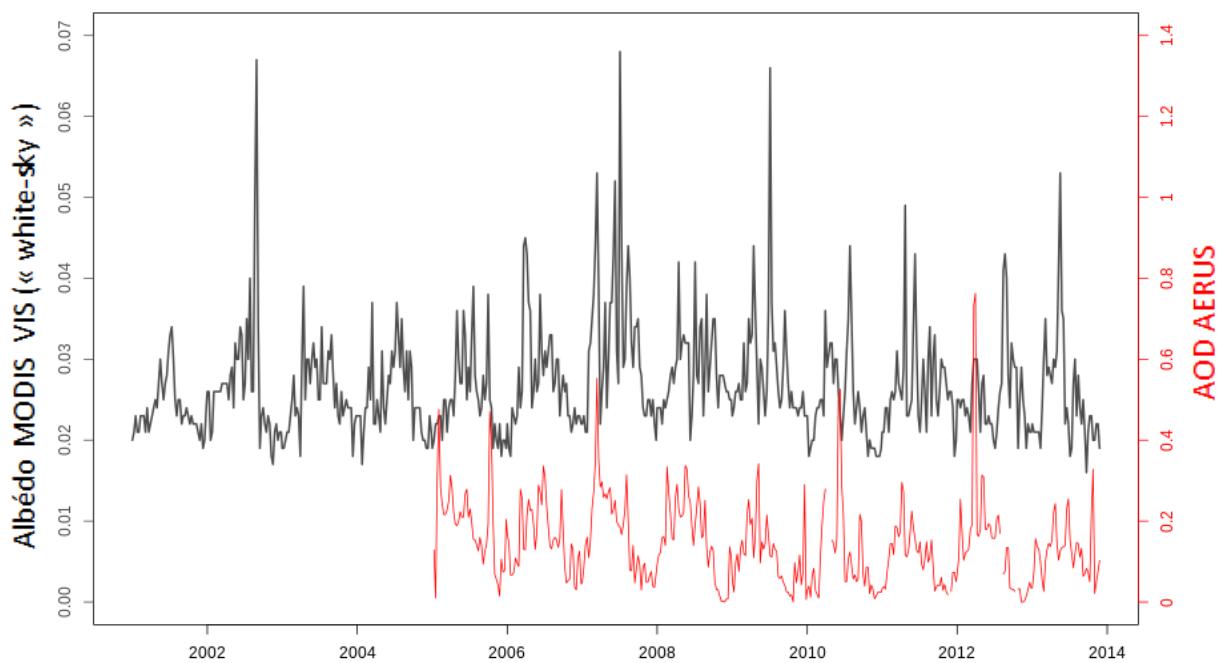


Figure V-6 : Coévolution entre le bruit présent dans le produit albédo MODIS (en noir) et l'AOD AERUS (en rouge).

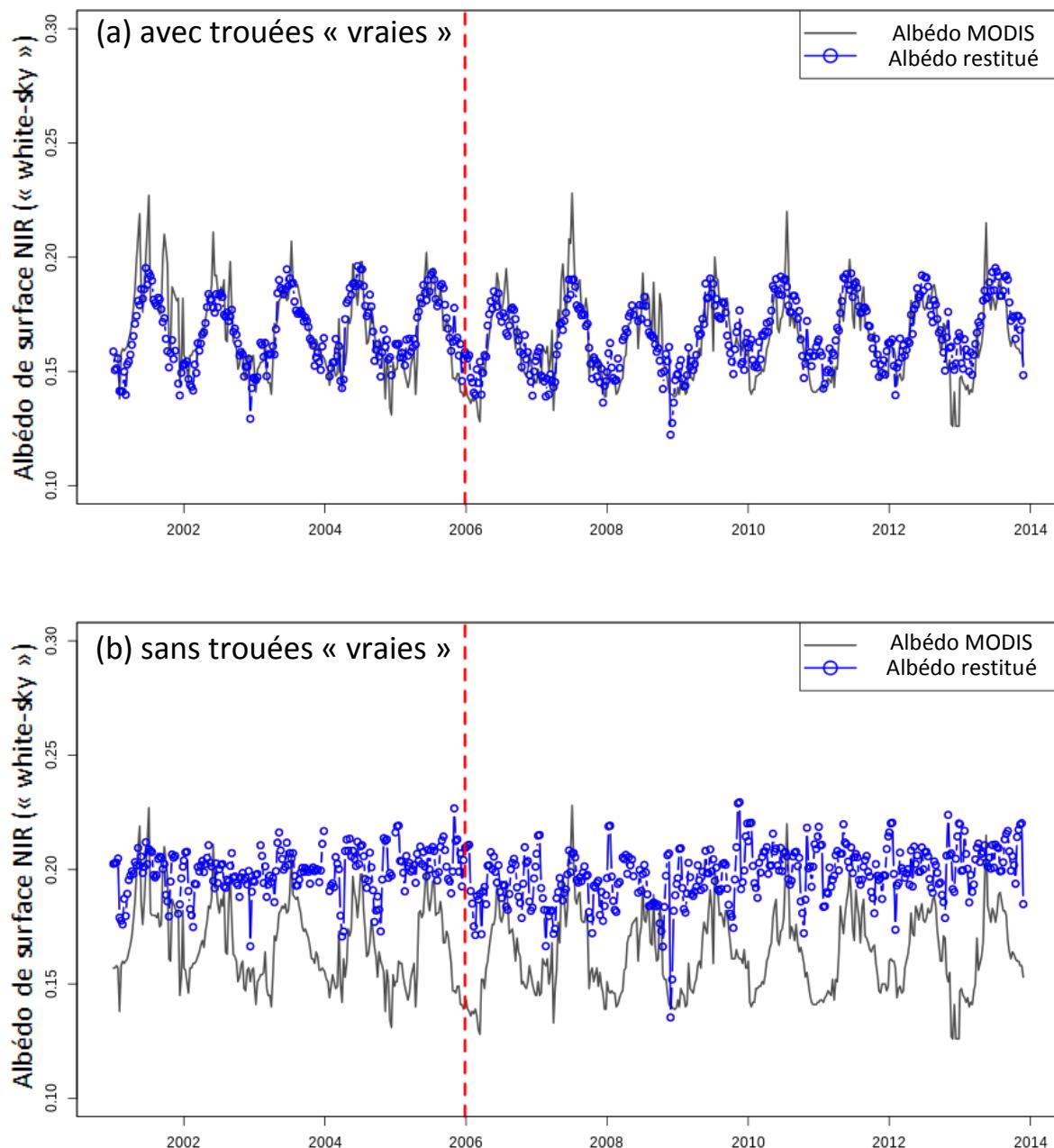


Figure V-7 : Albédo de surface NIR « white-sky » restitué (en bleu) à l'échelle du paysage depuis l'échelle de la canopée sur le site des Corbières, à partir d'albédos désagrégés PL-17 (Asoil et Acanop) et CI climatologiques, à l'aide de (a) l'Eq. II-47 (avec trouées « vraies ») et de (b) l'Eq. I-10 (sans trouées « vraies »). La ligne pleine noire représente les valeurs d'albédo de surface satellitaire NIR « white-sky » issues de MODIS. La ligne verticale rouge marque la limite des dates utilisées pour la réalisation des climatologies (2001-2005).

Dans le domaine du NIR, sur le site des Corbières (voir Figure V-7(a)), les albédos de surface restitués sur la période 2001-2013 évoluent entre 0.13 et 0.20 autour d'une valeur moyenne de 0.164 (écart type : 0.015). Sur la période 2006-2013 les albédos NIR restitués ont une valeur moyenne de 0.165 (± 0.014). Sur l'ensemble de période d'étude (2001-2013), les albédos issus des capteurs MODIS

varient, quant à eux, entre 0.126 et 0.228 avec une moyenne de 0.162 (± 0.018). On note ici que dans le domaine de l'infra-rouge proche les albédos restitués suivent une évolution quasiment identique à celle de l'albédo MODIS. Contrairement au domaine du VIS, le domaine du NIR ne présente pas, ou faiblement, de bruit apparent, exception faite de l'année 2001 et de l'hiver 2012-2013. En effet, les aérosols impactent les courtes longueurs d'ondes (principalement inférieures à $0.8\mu\text{m}$). Au-delà de $1\mu\text{m}$ seules les très grosses particules de types désertiques (« dust » en anglais) vont avoir un impact. Ainsi le NIR est moins sensible aux aérosols, hors cas exceptionnels de remontée de poussières désertiques d'Afrique sur la France.

3.2.2. Evaluation du modèle prédictif

Afin d'évaluer la pertinence du modèle prédictif utilisant des cycles annuels climatologiques d'albédo du sol, d'albédo de la canopée et de CI pour la restitution de l'albédo de surface depuis l'échelle de la canopée, l'albédo visible (WSA) restitué à partir de l'Eq.II-42 du Chapitre II a été confronté à l'albédo visible de surface MODIS (WSA). Rappelons ici que la climatologie a été construite sur la période 2001-2005 (période de calage). Pour cette raison l'évaluation de la restitution a été réalisée sur deux jeux de données séparés, un premier de 2001 à 2005 et un deuxième de 2006 à 2013.

A l'échelle du site des Corbières, sur la période de construction de la climatologie (2001-2005), dite période de calage, les albédos de surface VIS estimés et observés (MODIS) sont significativement corrélés ($p\text{-value}<0.01$) avec un coefficient de corrélation de Pearson (R) de 0.64. Sur cette période les deux cycles d'albédos semblent suivre une même évolution entraînant une RMSE de 0.004 et un biais (différence des moyennes) de 0.0005. Durant la période 2006-2013, des écarts plus importants sont détectés entre l'albédo modélisé et observé. Un R significatif ($p\text{-value}<0.01$) de 0.24 est estimé. Cette faible corrélation entre les deux produits est principalement due au fait que l'albédo satellitaire MODIS est très bruité sur la période 2006-2013 comparé à 2001-2005 (voir Figure V-5(a)). Ces variations rapides de l'albédo MODIS ne sont pas réalistes et sont en partie dues à une mauvaise correction atmosphérique. Comme nous l'avons vu dans la Section 3.2.1, ces variations soudaines dans le produit albédo MODIS sont liées à l'AOD. Afin de limiter l'effet du bruit pour la phase l'évaluation, l'albédo de surface restitué par le modèle prédictif (Eq II-42) sur la période 2001-2013 a été confronté à l'albédo satellitaire MODIS lissé (voir Figure V-8). Les valeurs lissées ont été obtenues à partir d'un LOESS (méthode de régression non-paramétrique). Nous pouvons observer (Figure V-8) que la corrélation entre l'albédo de surface VIS modélisé et observé (lissé) a été nettement améliorée, le R passant de 0.64 à 0.78 pour la période de calage (2001-2005) et de 0.24 à 0.54 durant la période 2006-2013. Pour la période de validation (2006-2013) une RMSE de 0.005 est retrouvée, soit une RMSE similaire à celle obtenue sur la période de calage du modèle (2001-2005). En

moyenne, le biais entre les valeurs modélisées et les valeurs observées est, respectivement, de -0.0004 et 0.002 sur la période 2001-2005 et 2006-2013. Au final, en moyenne sur le site des Corbières, une erreur de 8% (MAPE) est faite par le modèle prédictif lors de l'estimation de l'albédo de surface sur la période 2001-2005 contre une erreur de 12% pour la période 2006-2013.

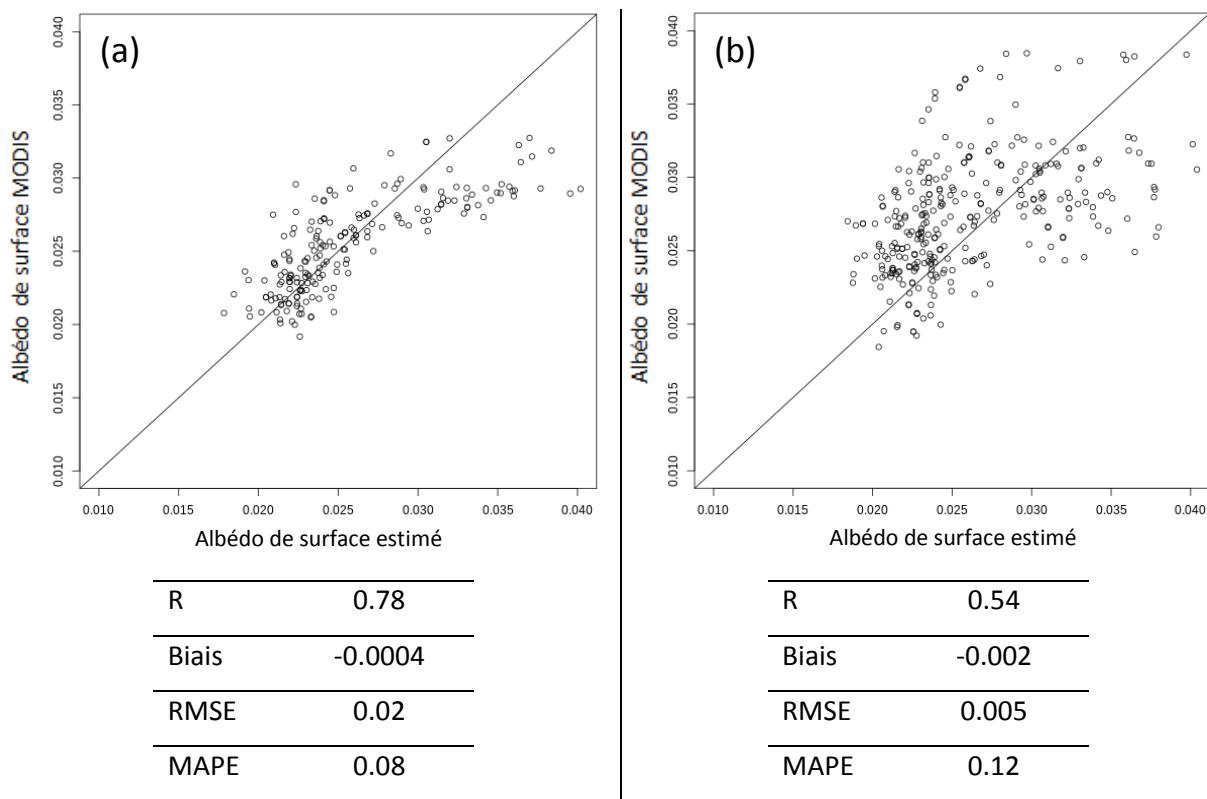


Figure V-8 : Evaluation des albédos de surface VIS (« white-sky ») restitués à partir du modèle prédictif (Eq. II-47) par rapport aux données observées par le capteur MODIS sur le site des Corbières (a) entre 2001 et 2005 (période de calage) et (b) entre 2006 et 2013. Les observations satellitaires MODIS ont été lissées par une méthode de régression non-linéaire (LOESS) afin de limiter l'effet du bruit (dû en partie aux AOD) durant la phase d'évaluation.

A l'échelle du paysage forestier français, sur la période de construction de la climatologie (2001-2005), dite période de calage, les albédos de surface VIS modélisés et observés (MODIS) sont significativement corrélés ($p\text{-value}<0.01$) avec un coefficient de corrélation de Pearson (R) de 0.61 sur la période 2001-2005 et de 0.55 sur la période 2006-2013 (voir Figure V-9). Sur la période de calage, en moyenne pour chaque site, l'albédo de surface est estimé avec une RMSE et un biais de 0.005 et -0.0004, soit une erreur moyenne de 11% (MAPE) par rapport aux observations. Sur la période 2006-2013, des erreurs absolues (RMSE et biais) très similaires à celles de la période 2001-2005 ont été obtenues. Ainsi, en moyenne en France sur les couverts forestiers, les albédos de

surface VIS « white-sky » ont été estimés avec une MAPE de 12% sur la période d'évaluation du modèle (2006-2013), voir Figure V-9.

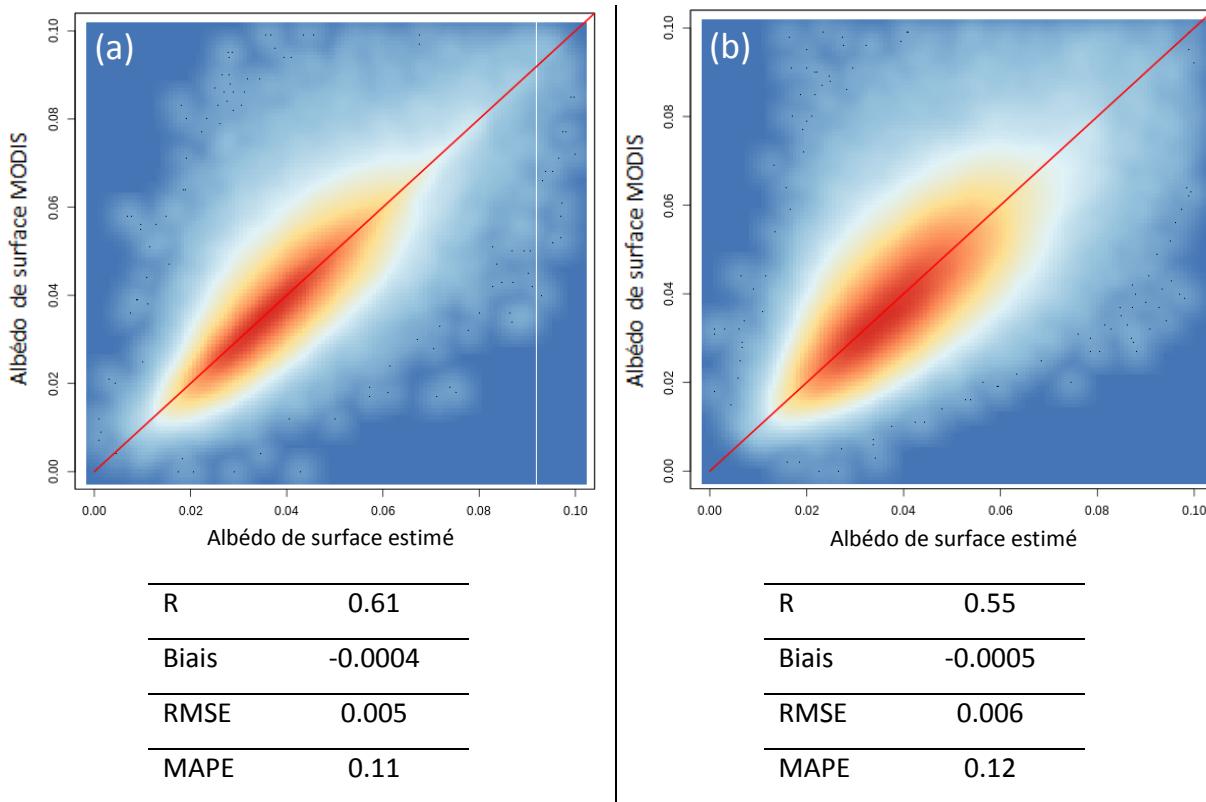


Figure V-9 : Evaluation des albédos de surface VIS (« white-sky ») restitués à partir du modèle prédictif (Eq. II-47) par rapport aux données observées par le capteur MODIS sur les sites forestiers de France métropolitaine (a) entre 2001 et 2005 (période de calage) et (b) entre 2006 et 2013. Les observations satellitaires MODIS ont été lissées par une méthode de régression non-linéaire (LOESS) afin de limiter l'effet du bruit (dû en partie aux AOD) durant la phase d'évaluation.

Dans le domaine spectral du NIR, à l'échelle du site des Corbières comme à l'échelle du paysage forestier français, la validation des estimations de l'albédo de surface présente des scores nettement meilleurs que dans le domaine du visible. Ceci en partie dû au fait que le produit satellitaire de référence, permettant d'évaluer le modèle, est moins bruité dans cette gamme de longueurs d'onde car moins contaminé par la présence d'aérosols dans l'atmosphère.

A l'échelle du paysage forestier français, sur la période de construction de la climatologie (2001-2005), les albédos de surface NIR estimés et observés (MODIS) sont significativement corrélés ($p\text{-value}<0.01$) avec un coefficient de corrélation de Pearson (R) de 0.85 sur la période 2001-2005 comme sur la période 2006-2013 (voir Figure V-10). Sur la période de calage, en moyenne pour chaque site, l'albédo de surface est estimé avec une RMSE et un biais de 0.02 et 0.002, soit une erreur moyenne de 7% (MAPE) par rapport aux observations. Sur la période 2006-2013, des erreurs

absolues (RMSE et biais), respectivement, de 0.03 et 0.01 ont été obtenues. Ainsi, en moyenne en France sur les couverts forestiers, les albédos de surface NIR « white-sky » ont été estimés avec une MAPE de 8% sur la période de validation du modèle (2006-2013), voir Figure V-10. Sur le site d'étude des Corbières, en moyenne, une erreur de 5% (MAPE) est faite par le modèle prédictif lors de l'estimation de l'albédo de surface NIR sur la période 2001-2005 et la période 2006-2013. Les évaluations faites sur le site des Corbières présentent des scores similaires à ceux obtenus en moyenne sur la France.

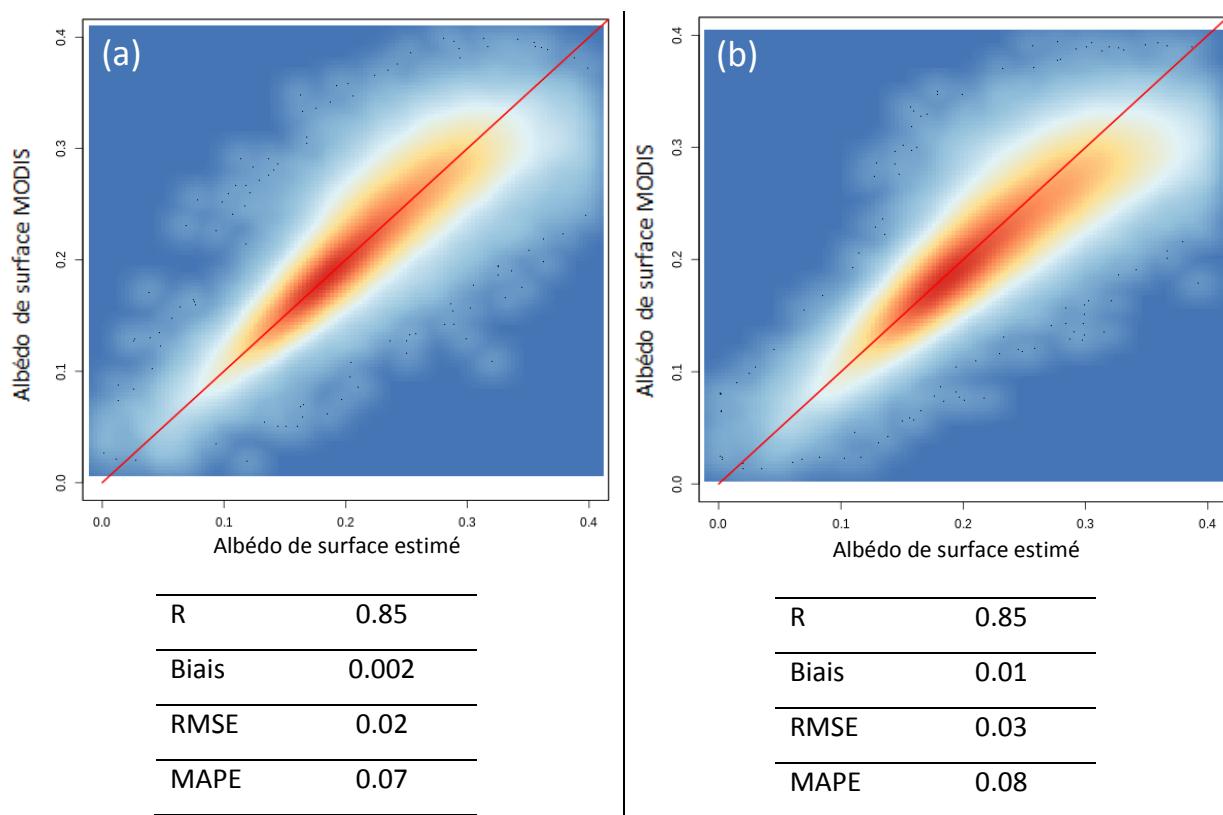


Figure V-10 : Evaluation des albédos de surface NIR (« white-sky ») restitués à partir du modèle prédictif (Eq. II-47) par rapport aux données observées par le capteur MODIS sur les sites forestiers de France métropolitaine (a) entre 2001 et 2005 (période de calage) et (b) entre 2006 et 2013. Les observations satellites MODIS ont été lissées par une méthode de régression non-linéaire (LOESS) afin de limiter l'effet du bruit (dû en partie aux AOD) durant la phase d'évaluation.

3.2.3. Evaluation de l'apport des nouveaux développements

a) Intérêt de la prise en compte des différentes notions de trouées

Cette section cherche à montrer l'intérêt de faire intervenir une distinction entre la notion de trouées « vraies » dans la canopée et la notion d'espacement/recouvrement des feuilles pour la prévision de l'albédo de surface à l'échelle du paysage depuis l'échelle de la canopée. Dans cette

optique, le protocole décrit dans la Figure V-1 a été initialisé avec les valeurs A_{soil} et A_{veg} issues de la méthode de désagrégation PL-17 (voir Section 2.2.2) mais l'équation utilisée pour la prévision de l'albédo de la surface n'est pas l'Eq. II-47 mais l'Eq. I-10, voir Section 2.3.3. Pour rappel l'objectif de cette évaluation est simplement d'évaluer l'intérêt de prendre en compte la notion de trouées « vraies » dans la canopée, en faisant la distinction avec la notion d'espacement/recouvrement des feuilles.

A l'échelle des forêts de France, en moyenne, sur la période de construction de la climatologie (2001-2005), les albédos de surface VIS estimés par l'Eq. I-10 et les albédos observés (MODIS) sont significativement corrélés ($p\text{-value}<0.01$) avec un coefficient de corrélation de Pearson (R) de 0.52 (inférieur de 9 points par rapport au nouveau modèle prédictif proposé dans cette thèse) sur la période 2001-2005 et de 0.48 (inférieur de 7 points par rapport au nouveau modèle) sur la période 2006-2013. Sur la période de calage, en moyenne pour chaque site, l'albédo de surface VIS est estimé avec une RMSE et un biais de 0.01 et 0.002, soit une erreur moyenne de 17% (MAPE) par rapport aux observations. Sur la période 2006-2013, des erreurs absolues (RMSE et biais) similaires à celles de la période 2001-2005 ont été obtenues. Ainsi l'Eq. I-10, qui ne permet pas de distinctions entre les deux notions de trouées, entraîne en moyenne en France sur les couverts forestiers une estimation des albédos de surface VIS « white-sky » avec une MAPE de 18% sur la période d'évaluation du modèle (2006-2013).

Comme le montre la Figure V-5(b) sur le site des Corbières, l'albédo de surface VIS « white-sky » est principalement sous-estimé durant les périodes estivales. Durant l'été une RMSE de 0.011 et une MAPE de 45% sont obtenues dans le domaine du VIS entre 2001 et 2005, pour une RMSE de 0.0004 et une MAPE de 14% durant les périodes hivernales 2001-2005. Dans le domaine du NIR (Figure V-7(b)), on observe une surestimation tout au long de la série temporelle, que ce soit entre 2001 et 2005 ou entre 2006 et 2013. Sur le site des Corbières, l'albédo de surface (MODIS) évolue entre une valeur minimale durant l'hiver et une valeur maximale durant l'été. Ainsi la surestimation tout au long de l'année de l'albédo de surface NIR estimé par l'Eq I-10 entraîne des erreurs plus importantes durant l'hiver par rapport à l'été. Ainsi en hiver sur la période 2001-2005 par exemple, un R non significatif de 0.12 et une MAPE de 21% ont été estimés suite à la comparaison avec les valeurs issues de MODIS. Durant l'été, un R de 0.39 et une MAPE de 21% ont été estimés. Ces résultats opposés dans le domaine du VIS (erreur maximale durant l'été) par rapport au domaine du NIR (erreur maximale durant l'hiver) sont liés à la différence de comportement de l'albédo du sol et de l'albédo de la canopée dans les deux domaines spectraux. Ce phénomène sera discuté dans la Section 4.

b) Intérêt des estimations dynamiques et réalistes pour le modèle prédictif

L'utilisation de cycles annuels climatologiques (A_{soil} , A_{canop} , CI, FCOVER) pour la restitution d'un albédo de surface semble une première approximation intéressante. Malgré des corrélations faibles avec l'albédo de surface MODIS dans le domaine spectral du VIS, dues à un bruit très important dans ce dernier, le cycle d'albédo de surface issu du modèle prédictif est relativement proche de l'observé. Dans cette étude, les albédos désagrégés (A_{soil} et A_{veg}) sont issus de la nouvelle méthode de séparation développée dans cette thèse, dite PL-17 dans le Chapitre IV. Ces albédos désagrégés jouent un rôle important pour la prévision de l'albédo de surface en intervenant à la fois durant l'étape d'estimation des variables biophysiques manquantes (A_{canop} et CI) et durant l'étape de restitution de l'albédo de surface au travers de l'équation prédictive (Eq. II-47). On comprend dès lors l'importance que constitue l'étape de désagrégation de l'albédo de surface réalisée au Chapitre IV, afin d'estimer des A_{soil} et A_{veg} qui soient réalistes dans leurs valeurs mais également dans leur dynamique temporelle. Dans l'optique de mettre en évidence le fait que les A_{soil} et A_{veg} nécessitent d'être dynamiques et réalistes pour correctement initialiser le modèle prédictif (Eq. II-47), les valeurs issus de la méthode de désagrégation développée par Carrer et al. (2014), dite CA-14 dans le Chapitre IV, ont été utilisées. Les autres données nécessaires aux étapes d'estimation et de restitution sont identiques à celles utilisées précédemment, voir Section 2.3.3 et Figure V-1.

La Figure V-11 met en évidence que, à la différence de la version PL-17 (voir Figure V-5(a) et Figure V-7(a)), l'initialisation du modèle prédictif (Eq. II-47) avec les séries temporelles (2001-2005) d' A_{soil} et d' A_{veg} de la version CA-14 ne permettent pas de correctement restituer l'albédo de surface, notamment dans le domaine du VIS (voir Figure V-11(a)). Contrairement à la méthode PL-17 de désagrégation de l'albédo de surface, la méthode CA-14 utilisait une fraction de végétation statique dans le temps (FCOVER ECOCLIMAP) et ne permettaient pas d'avoir une dynamique temporelle réaliste (voir Chapitre IV). Ainsi, malgré l'utilisation de produits satellitaires dynamiques dans l'étape d'estimation du A_{canop} et du CI et dans l'étape de restitution, l'albédo de surface n'est pas correctement restitué en comparaison avec la Figure V-5(a) et est surestimé tout au long de la série temporelle, mais principalement durant l'hiver.

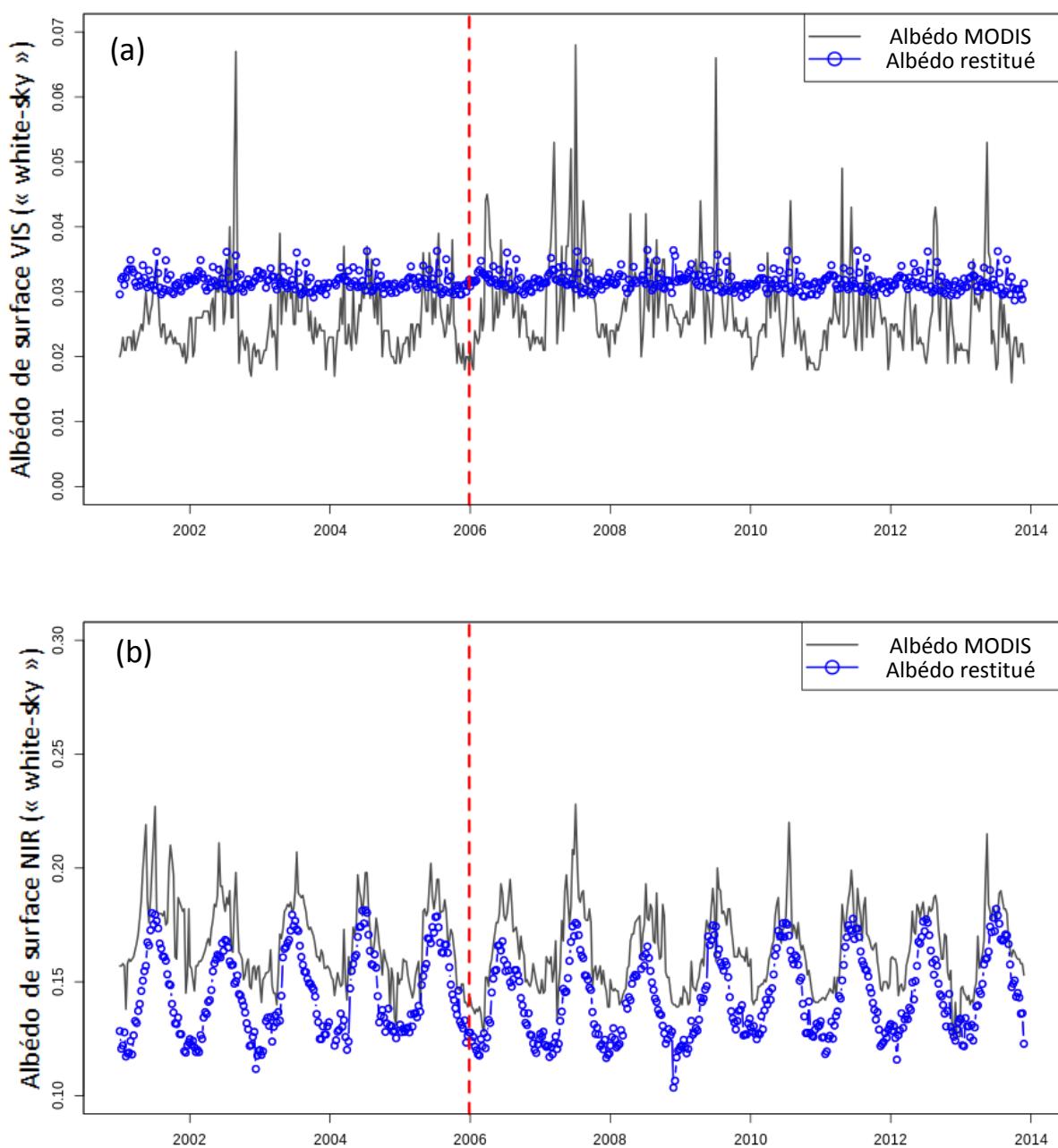


Figure V-11 : Albédo de surface (a) VIS et (b) NIR « white-sky » restitués (en bleu) à l'échelle du paysage depuis l'échelle de la canopée sur le site des Corbières, à partir d'albédos désagrégés CA-14 (Asoil et Aveg) et CI climatologiques, à l'aide de l'Eq. II-47. La ligne pleine noire représente les valeurs d'albédo de surface satellitaire (a) VIS et (b) NIR « white-sky » issues de MODIS. La ligne verticale rouge marque la limite des dates utilisées pour la réalisation des climatologies (2001-2005).

Afin de quantifier cette différence de restitution de l'albédo de surface entre les deux versions de désagrégation (PL-17 vs CA-14), les albédos de surface VIS et NIR « white-sky » restitués à partir des valeurs d'initialisation (A_{soil} et A_{veg}) CA-14 ont été confrontés aux albédos de surface MODIS « white-sky »(WSA) sur le site des Corbières. La Tableau V-1 montre les résultats de cette évaluation dans le domaine du VIS et du NIR pour la période de calage (2001-2005) et pour la période de validation (2006-2013). Comme expliqué dans le Section 3.2.1, l'albédo de surface satellitaire MODIS, affecté par des AOD, a été lissé afin de limiter l'impact du bruit dans la phase d'évaluation, même si comme nous l'avons vu le bruit est moindre dans le NIR.

Dans le VIS, sur le site des Corbières, durant la période 2001-2005 (période de calage), un R de 0.07 (non significatif) a été retrouvé avec la version CA-14 (Tableau V-1) pour un R de 0.78 sur la même période avec la version PL-17 (voir Figure V-8). De même, sur la période 2006-2013, la corrélation entre albédo estimé et albédo satellitaire est moindre avec la version CA-14 qu'avec la version PL-17, respectivement un R de 0.03 et 0.54. Durant ces deux périodes, 2001-2005 et 2006-2013, on note une surestimation de l'albédo VIS modélisé (CA-14) par rapport à l'albédo observé (MODIS) qui conduit respectivement à une RMSE de 0.007 et de 0.006 et à un biais (écart des moyennes) de 0.006 et 0.004. Au final, sur le site des Corbières, les albédos de surface VIS « white-sky » ont été estimés avec, en moyenne, une erreur de 25% sur la période 2001-2005, pour 8% avec la version PL-17, et une erreur de 19% sur la période 2006-2013, pour 12% la version PL-17.

A l'échelle des forêts de France métropolitaine, sur la période de construction de la climatologie (2001-2005), les albédos de surface VIS modélisés (CA-14) et observés (MODIS) sont significativement corrélés ($p\text{-value}<0.01$) avec un coefficient de corrélation de Pearson (R) de 0.45 (pour 0.61 avec PL-17) sur la période 2001-2005 et de 0.41 (pour 0.55 à PL-17) sur la période 2006-2013. Sur la période de calage, en moyenne pour chaque site, l'albédo de surface est estimé avec une RMSE et un biais de 0.008 et -0.001, soit une erreur moyenne de 18% (MAPE) par rapport aux observations. Sur la période 2006-2013, des erreurs absolues (RMSE et biais) identiques à celles de la période 2001-2005 ont été obtenues.

Tableau V-1 : Evaluation des albédos de surface VIS et NIR (« white-sky ») restitués à partir du modèle prédictif (Eq. II-47) par rapport aux données observées par le capteur MODIS sur le site des Corbières (a) entre 2001 et 2005 (période de calage) et (b) entre 2006 et 2013. Les données d'initialisation du modèle prédictif sont les Asoil et Aveg issus de la méthode de désagrégation développée par Carrer et al. (2014). Les observations satellitaires MODIS ont été lissées par une méthode de régression non-linéaire (LOESS) afin de limiter l'effet du bruit (dû en partie aux AOD) durant la phase d'évaluation.

| | VIS | | NIR | |
|-------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| | 2001-2005 | 2016-2013 | 2001-2005 | 2006-2013 |
| R | 0.07 | 0.03 | 0.84 | 0.90 |
| Biais | 0.006 | 0.004 | -0.02 | -0.02 |
| RMSE | 0.007 | 0.006 | 0.03 | 0.02 |
| MAPE | 0.25 | 0.19 | 0.18 | 0.15 |

3.3. Vers un modèle prédictif en conditions d'éclairement naturel

Les conditions naturelles d'illumination sont un mélange de rayonnement direct et diffus, pondéré par une fraction de rayonnement diffus. Durant cette thèse, le modèle prédictif proposé a été testé dans le domaine spectral du visible (VIS), ou plus précisément du PAR (domaine spectral d'action de la photosynthèse), et du NIR en conditions d'illumination diffuses (« white-sky »). Le modèle a, dans un premier temps, uniquement été testé dans ces conditions d'éclairement dû à un nombre plus limité de variables. En conditions d'illumination directe, la transmittance va dépendre de variables biophysiques elles-mêmes fonction d'angle zénithal solaire. En effet, alors qu'en conditions d'illumination diffuse la transmittance va dépendre d'un facteur b , d'une valeur de « clumping index » moyenne et du LAI (voir Eq. I-12 du Chapitre I), en conditions directe (outre le LAI) la transmittance est une fonction, en plus du LAI, d'un $CI(\theta)$, d'un $G(\theta)$ et de $\cos(\theta)$, voir Eq I-11 du Chapitre I, où θ est l'angle zénithal solaire. Ainsi, le nombre trop important d'inconnues (en conditions d'éclairement direct) pour notre système d'équation ne permettait pas de traiter les conditions « black-sky ». Mais, Loew et al. (2014) ont montré qu'il était indispensable de faire la distinction entre la composante directe (« black-sky »), sur la journée, et la composante diffuse (« white-sky ») du rayonnement solaire incident dans les LSM afin d'estimer l'albédo de surface et d'éviter les erreurs d'estimation du forçage radiatif. Dans cette section 3.3, quelques résultats complémentaires permettant de donner des pistes pour la modélisation de l'albédo de surface en conditions d'illumination direct sont présentés.

Pinty et al. (2006) ont montré que le « clumping index » ne variait quasiment pas en fonction de $\cos(\theta)$ et notamment dans les zones de végétation dense. Dans le cas de cette étude, le modèle prédictif fait la différence entre la notion de trouées « vraies » et la notion d'espacement/recouvrement des feuilles. Ainsi, comme expliqué dans la Section 4.2 du Chapitre II,

dans le modèle développé le « clumping index » estimé fait simplement appel à la notion d'espacement/recouvrement mutuel des feuilles, la notion de trouées « vraies » étant traduite au travers de (1-FCOVER). Par conséquent, le milieu sur lequel est estimé le CI (zone entièrement couverte par une canopée) peut être assimilé à un milieu de végétation dense. Le CI estimé en conditions diffuses pourrait alors être utilisé quelles que soit les conditions d'éclairement. Reste donc la fonction $G(\theta)$ à estimer.

Cette section montre des résultats préliminaires sur la restitution de l'orientation des feuilles. En conditions d'illumination diffuses ce paramètre n'a pas d'impact. En conditions directes la transmittance va dépendre du CI, du LAI et de b comme dans l'Eq. II-46, mais également de l'angle zénithal solaire et d'une fonction de projection (G), comme défini Eq. V-1 (Roujean et al., 1996 ; Carrer et al., 2013) :

$$T = \exp\left(\frac{-G \cdot \lambda \cdot LAI}{\cos(\theta_s)}\right) \quad \text{où } \lambda = b \cdot CI \quad \text{Eq. V-1}$$

où, θ_s est l'angle zénithal solaire et G la fonction de projection. La fonction G est elle-même dépendante d'une fonction de distribution de l'orientation des feuilles (g) (Roujean et al., 1996) et peut être résumée par la formule suivante (Fuchs et al, 1984) :

$$G = \cos(ALA) \quad \text{Eq. V-2}$$

où, ALA est l'orientation moyenne des feuilles (Average Leaf Angle, en anglais)

En 2010, Ni-Meister et al. reprenaient les travaux de Li et Strahler (1988) et définissaient le CI de la manière suivant :

$$CI = \frac{3}{4\tau_o r} \left(1 - \frac{1 - (2\tau_o r + 1)e^{-2\tau_o r}}{2\tau_o^2 r^2} \right) \quad \text{Eq. V-3}$$

$$\text{où } \tau_o r = 3 G LAI / 4\pi dr^2$$

où, CI est le clumping index, τ_o un paramètre d'atténuation, r le rayon horizontal d'une couronne d'arbre estimé à 2 dans cette étude et d la densité de couronnes estimée à 0.1.

En utilisant l'équation définie par Ni-Meister et al. (2010), voir Eq. V-3, l'évolution des valeurs G peut être retrouvée à partir de la climatologie de CI (voir Figure V-2), et le paramètre ALA déduit.

La Figure V-12 présente l'évolution climatologique du paramètre ALA sur le site des Corbières. Les étoiles rouges indiquent les valeurs de ALA obtenues à partir des photographies hémisphériques traitées par le logiciel CAN-Eye, voir Section 2.2.3. Du jour 81 au jour 97 on note un décrochage du ALA. Hormis les trois dates où un problème est détecté, les valeurs de ALA estimées à partir de la climatologie de CI évoluent entre 33.7 et 54.5, avec une moyenne annuelle de 45.3 degrés (± 6.5). Au jour 121 on note un changement de ALA, très probablement dû à une reprise d'activité de la végétation, qui se termine début décembre (jour 337). Ainsi, durant la période estivale (juin-août) le ALA moyen est de 49.4 tandis que durant les mois d'hiver (décembre-février) le ALA est de 39.2. Les valeurs de ALA estimées à partir des mesures terrain (jours 178 à 350 de l'année 2016) oscillent autour d'une valeur moyenne de 55.3 (± 6.4) contre une valeur climatologique de 49.4 (± 3.4) pour la même période. Soit une sous-estimation de 10% de la climatologie par rapport aux mesures terrain. Ces premiers résultats préliminaires sur le site des Corbières (6 dates) sont encourageants, toutefois il sera nécessaire de valider cette analyse sur un cycle annuel complet ainsi que sur d'autres sites d'étude.

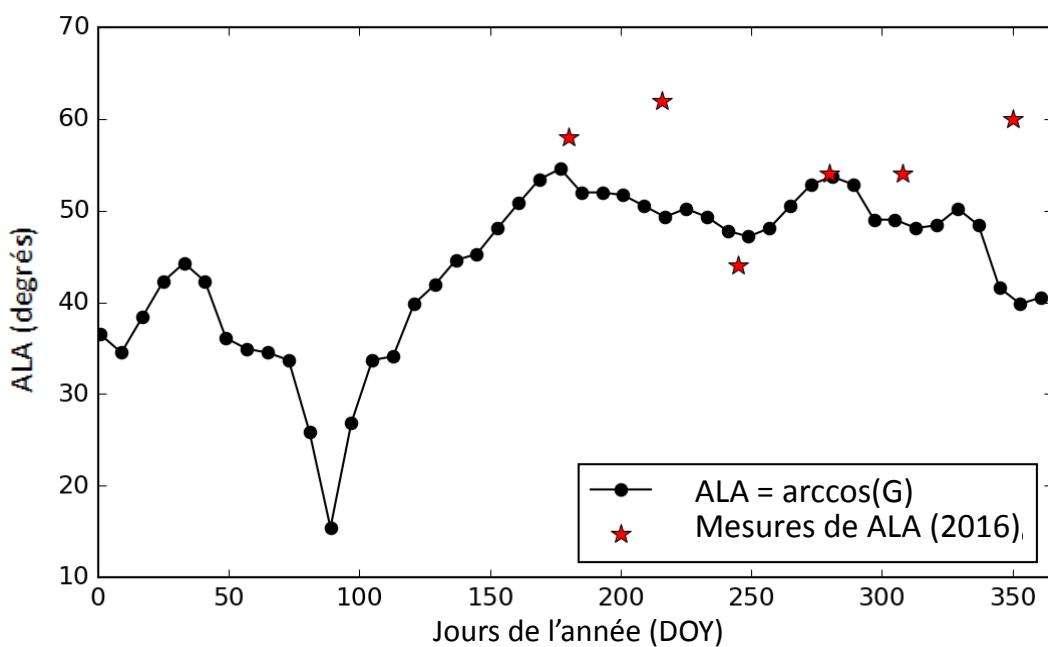


Figure V-12 : Evolution climatologique du ALA estimé à partir de l'Eq. V-3, sur le site des Corbières. Les étoiles en rouge indiquent les valeurs obtenues par le logiciel CAN-Eye à partir des photographies hémisphériques.

3.4. Importance du cycle saisonnier pour l'estimation de l'impact radiatif

Dans le Chapitre III nous avons mis en évidence que l'albédo VIS de certaines surfaces forestières avait connu une diminution importante durant la période estivale 2001-2013, ce qui avait

induit un forçage radiatif positif. Différentes hypothèses ont été avancées pour expliquer ce phénomène mais une seule d'entre elles semblait plausible et a été privilégiée ; celle d'une densification du milieu forestier en France. Dans cette section quelques résultats complémentaires, permettant de rendre compte de l'importance d'avoir des produits désagrégés dynamiques et réalistes pour l'estimation de l'impact radiatif des forêts, sont présentés.

Dans le Chapitre IV, l'albédo de surface MODIS a donc été désagrégé (à l'aide du produit FCOVER GEOV1) en deux albédos distincts : l'albédo de la végétation et l'albédo du sol. Pour cela une méthode de dévégétalisation basée sur l'équation suivante a été développée :

$$A_{surface} = FCOVER \cdot A_{veg} + (1 - FCOVER) \cdot A_{soil} \quad \text{Eq. V-4}$$

où, $FCOVER$ est la fraction de végétation verte sur le pixel, A_{veg} l'albédo de la végétation issu de la dévégétalisation et A_{soil} l'albédo du sol, également issu de la dévégétalisation (PL-17).

Ainsi à l'échelle du paysage, la répartition spatiale de l'albédo de surface dépend de l'albédo de la végétation (colonne canopée/sol sous-jacent) et de l'albédo du sol nu, pondérés par la fraction de végétation. Comme nous l'avons vu dans le Chapitre IV ces trois paramètres évoluent en fonction des saisons et du type de surface (type de sol et type de végétation). Les différentes combinaisons entre type de végétation, type de sol et saison peuvent amener à diverses cartographies d'albédos de surface.

Dans la Section 3.4.1, une climatologie des albédos de la végétation et du sol est calculée en fonction du type de végétation, du type de sol et de la saison. A partir de cette climatologie, dans la Section 3.4.2, je montrerai combien l'association de différents types de couverts (types de sol et type de végétation) peut contrôler l'albédo de surface à l'échelle du paysage. Pour cela, deux saisons seront utilisées: l'hiver (décembre-février) et l'été (juin-août). Egalement, à partir de cette climatologie, je quantifierai l'effet radiatif direct de potentielles modifications des couverts forestiers français. Enfin j'aborderai à nouveau l'hypothèse émise dans le Chapitre III au regard de la densification supposée des forêts en France sur la période 2001-2013.

3.4.1. Climatologie des albédos de la végétation et du sol

a) Climatologie de l'albédo de la végétation

Pour chacun des 8 types de couvert ESA-CCI (voir Chapitre II), les albédos de la végétation estivaux et hivernaux moyens ont été calculés sur la période 2001-2013. Pour ce faire, les albédos de la végétation « white-sky » issus de la méthode de désagrégation PL-17 (Chapitre IV) ont été utilisés.

Ils ont été produits avec une résolution spatiale de 1/120 degré et une résolution temporelle de 8 jours à partir des produits de surface MODIS MCD43GF « white-sky », sur la période 2001-2013.

La Tableau V-2 présente les albédos moyens de la végétation pour différents types de végétation dans le domaine du VIS et du SW (courtes longueurs d'onde) durant la période estivale et hivernale. Dans ce tableau, seuls les couverts ESA-CCI végétalisés sont présentés. Comme le montre la Tableau V-2, les divers types de végétation présentent des albédos (VIS et SW) très différents. Par exemple, durant la période estivale les surfaces de type « culture » ont un albédo VIS climatologique de 0.078 contre 0.033 pour les surfaces arborées de type « conifères ». Outre les différences entre les types de couvert, ces derniers présentent de fortes variations intra-annuelles. Les forêts de feuillus, par exemple, présentent un albédo VIS estival de 0.037 contre 0.056 durant l'hiver.

Tableau V-2 : Albédo « white-sky » climatologique de la végétation par type de couvert dans le domaine du VIS et du SW durant l'hiver (décembre-février) et l'été (juin-août)

| | Hiver | | Eté | |
|----------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | VIS | SW | VIS | SW |
| Culture (CR) | 0.073 ±0.013 | 0.181 ±0.017 | 0.078 ±0.019 | 0.216 ±0.023 |
| Herbacé (HB) | 0.064 ±0.012 | 0.178 ±0.018 | 0.056 ±0.013 | 0.200 ±0.021 |
| Arbustive (SH) | 0.064 ±0.019 | 0.166 ±0.025 | 0.062 ±0.025 | 0.188 ±0.028 |
| Feuillus (BL) | 0.056 ±0.011 | 0.147 ±0.018 | 0.037 ±0.012 | 0.164 ±0.022 |
| Conifères (NL) | 0.046 ±0.014 | 0.129 ±0.021 | 0.033 ±0.014 | 0.139 ±0.023 |
| Mixte (ML) | 0.049 ±0.011 | 0.133 ±0.018 | 0.033 ±0.010 | 0.148 ±0.020 |

b) Climatologie de l'albédo du sol

De la même manière que pour les types de végétation avec la base ESA-CCI. Pour chacun des 18 types de sol présents dans la base HWSD en France (voir Chapitre IV), les albédos du sol moyens en été et en hiver ont été estimés sur la période 2001-2013 à partir des albédos du sol « white-sky » issus de la méthode de désagrégation PL-17 (voir Chapitre IV). Ces albédos sont produits avec une résolution spatiale de 1/120 degré et une résolution temporelle de 8 jours à partir des produits de surface MODIS MCD43GF « white-sky », sur la période 2001-2013.

La Tableau V-3 présente les albédos du sol moyens pour chaque type de sol dans le domaine du VIS et du SW durant les périodes estivale et hivernale. Tout comme pour la végétation, les sols présentent de grandes disparités dans l'albédo entre les saisons et les types. Ainsi, les Calcisols (CL), par exemple, ont un albédo VIS très élevé par rapport aux autres types de sol, respectivement de 0.104 et 0.139, durant la période hivernale et estivale. Sur la zone d'étude (France élargie), les

Calcisols sont localisés autour de Saragosse (Nord de l'Espagne). Dans cette région, l'été est la période la plus sèche avec moins de 20mm de pluie durant les mois de juillet et août. Ces sols calcaires, communs dans les zones semi-arides à aride, ont une faible teneur en matière organique (FAO) ce qui participe à leur albédo très élevé (Irons et al., 1988). Les Andosols (AN) quant à eux voient leur albédo VIS réduit de plus de moitié entre l'hiver et l'été, respectivement 0.063 et 0.026. Ce type de sol est peu représenté sur la zone d'étude (localisé principalement dans le Puy-de-Dôme).

Tableau V-3 : Albédo du sol moyen « white-sky » issu de la méthode de désagrégation PL-17 par type de sol dans le domaine du VIS et du SW durant l'hiver (décembre-février) et l'été (juin-août). La signification des initiales de la première colonne (types de sol) est donnée dans la Figure IV-2 du Chapitre IV.

| | Hiver | | Eté | |
|----|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | VIS | SW | VIS | SW |
| AN | 0.063 ±0.016 | 0.126 ±0.026 | 0.026 ±0.012 | 0.053 ±0.021 |
| AR | 0.054 ±0.019 | 0.112 ±0.024 | 0.041 ±0.029 | 0.085 ±0.046 |
| AT | 0.049 ±0.014 | 0.093 ±0.019 | 0.038 ±0.011 | 0.076 ±0.021 |
| CL | 0.104 ±0.033 | 0.172 ±0.045 | 0.139 ±0.041 | 0.217 ±0.053 |
| CM | 0.049 ±0.020 | 0.106 ±0.027 | 0.040 ±0.028 | 0.081 ±0.043 |
| FL | 0.060 ±0.018 | 0.115 ±0.024 | 0.046 ±0.028 | 0.094 ±0.043 |
| GL | 0.051 ±0.014 | 0.102 ±0.021 | 0.034 ±0.016 | 0.068 ±0.029 |
| GY | 0.119 ±0.024 | 0.186 ±0.029 | 0.152 ±0.038 | 0.235 ±0.044 |
| HS | 0.058 ±0.019 | 0.113 ±0.027 | 0.040 ±0.014 | 0.082 ±0.026 |
| LP | 0.057 ±0.035 | 0.111 ±0.035 | 0.046 ±0.027 | 0.093 ±0.035 |
| LV | 0.057 ±0.017 | 0.114 ±0.020 | 0.039 ±0.021 | 0.079 ±0.034 |
| PD | 0.054 ±0.013 | 0.114 ±0.018 | 0.040 ±0.015 | 0.083 ±0.027 |
| PH | 0.062 ±0.017 | 0.101 ±0.030 | 0.048 ±0.010 | 0.097 ±0.019 |
| PL | 0.050 ±0.008 | 0.110 ±0.009 | 0.037 ±0.011 | 0.078 ±0.020 |
| PZ | 0.044 ±0.024 | 0.099 ±0.028 | 0.040 ±0.015 | 0.081 ±0.026 |
| RG | 0.042 ±0.020 | 0.092 ±0.028 | 0.048 ±0.023 | 0.096 ±0.035 |
| SC | 0.073 ±0.025 | 0.122 ±0.037 | 0.068 ±0.041 | 0.128 ±0.055 |
| VR | 0.051 ±0.017 | 0.111 ±0.020 | 0.048 ±0.015 | 0.098 ±0.024 |

3.4.2. Impact de modifications potentielles des forêts tempérées

Comme nous venons de le voir dans la Section 3.4.1, l'albédo des différents types de couvert peut varier du simple au double entre période estivale et hivernale. De plus les surfaces (sol et

végétation) présentent des albédos très différents selon leur type. Ainsi, l'association de différents types de couverts (types de sol et type de végétation) va influer l'albédo de surface à l'échelle du paysage de manière plus ou moins importante selon la saison. Par conséquent des modifications spatiales des couverts végétalisés, et donc des changements d'association, vont avoir un effet différent sur le forçage radiatif selon la saison.

a) Impact des modifications spatiales des forêts

L'effet positif ou négatif sur le forçage radiatif de modifications spatiales potentielles de différents types de végétation sur différents types de sol est présenté durant la période hivernale et estivale, respectivement dans les tableaux de croisement Tableau V-4 et Tableau V-5. Les deux tables présentent la différence relative en albédo VIS climatologique lors d'un changement de type sol nu (FCOVER=0) en végétation (FCOVER=1). Au travers de ces deux tables, on s'aperçoit qu'un même type de forêt peut avoir un impact totalement différent selon le type de sol colonisé. Ainsi au cours de son expansion (discutée dans le Chapitre III) une forêt pourra avoir un impact différent sur le bilan énergétique. Prenons par exemple le cas d'une forêt de type BL dans la région du Cantal présente sur un sol de type CM (sol le plus présent en France). Lors de sa mise en place, cette forêt a eu un effet positif sur le forçage radiatif de par la nature du sol. La différence relative en albédo VIS estival (WSA) induite par une modification d'un sol de type CM en forêt BL est d'environ 8%. Dans cette région, des sols de type AN sont également présents. Lors de son expansion la forêt va pouvoir se mettre en place sur ces sols, induisant alors un effet inverse (effet négatif).

De manière générale, la végétation de type culture, herbacé et arbustif génère une augmentation de l'albédo et donc un effet négatif sur le forçage radiatif quel que soit le type de sol et la saison associés. Toutefois il est intéressant de relever que les forêts de types feuillus, conifères et mixtes ont un effet différent sur l'albédo de surface selon la saison et le type de sol, et notamment les forêts de feuillus (BL pour Broadleaf). En France, les forêts de type feuillus (BL) et les sols de type Cambisol (CM) sont deux surfaces fortement représentées. Durant l'hiver, les forêts de type BL présentent un albédo VIS de 0.056 tandis que les Cambisols ont un albédo VIS de 0.049. Ainsi, de par leur albédo plus élevé les forêts BL ont un effet négatif sur le forçage radiatif durant les mois d'hiver (décembre à février). A l'inverse, durant la période estivale les forêts BL ont un albédo de 0.037 contre 0.040 pour le sol (CM), entraînant un effet positif sur le bilan radiatif. Durant la période estivale, la quasi-totalité des forêts va avoir un effet radiatif positif. Durant la période hivernale, l'effet radiatif des forêts va fortement dépendre du type de sol. Comme nous pouvons le remarquer, Tableau V-4 et Tableau V-5, les effets peuvent énormément varier d'une saison à une autre, rendant l'analyse de l'impact des forêts tempérées sur le bilan énergétique difficile, et ce d'autant plus que les forêts tempérées sont principalement composées d'espèces d'arbres de type feuillus (BL).

Tableau V-4 : Différence relative en albédo VIS (%) « white-sky » due à la végétalisation des sols, par type de sol et de végétation, durant la période hivernale (Décembre-Février). Les signes (positif en rouge) indiquent l'effet sur le forçage radiatif de la végétalisation.

| | CR | HB | SH | BL | NL | ML |
|----|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| AN | -16.223 | -1.674 | -2.402 | 10.693 | 25.734 | 21.475 |
| AR | -34.993 | -18.094 | -18.940 | -3.730 | 13.740 | 8.794 |
| AT | -48.639 | -30.032 | -30.964 | -14.216 | 5.020 | -0.426 |
| CL | 30.050 | 38.807 | 38.368 | 46.250 | 55.302 | 52.739 |
| CM | -48.856 | -30.222 | -31.155 | -14.383 | 4.882 | -0.572 |
| FL | -21.361 | -6.168 | -6.929 | 6.745 | 22.451 | 18.005 |
| GL | -41.636 | -23.906 | -24.793 | -8.835 | 9.495 | 4.306 |
| GY | 38.670 | 46.347 | 45.963 | 52.873 | 60.810 | 58.563 |
| HS | -25.500 | -9.790 | -10.576 | 3.564 | 19.806 | 15.208 |
| LP | -26.734 | -10.869 | -11.663 | 2.616 | 19.018 | 14.374 |
| LV | -27.993 | -11.970 | -12.772 | 1.649 | 18.213 | 13.524 |
| PD | -33.692 | -16.957 | -17.794 | -2.731 | 14.571 | 9.673 |
| PH | -17.273 | -2.592 | -3.327 | 9.886 | 25.063 | 20.767 |
| PL | -45.051 | -26.893 | -27.802 | -11.459 | 7.313 | 1.998 |
| PZ | -64.052 | -43.515 | -44.543 | -26.059 | -4.828 | -10.839 |
| RG | -73.595 | -51.864 | -52.952 | -33.392 | -10.926 | -17.287 |
| SC | 0.659 | 13.095 | 12.472 | 23.665 | 36.522 | 32.882 |
| VR | -41.607 | -23.880 | -24.768 | -8.813 | 9.514 | 4.325 |

Tableau V-5 : Différence relative en albédo VIS (%) « white-sky » due à la végétalisation des sols, par type de sol et de végétation, durant la période estivale (Juin-Août).. Les signes (positif en rouge) indiquent l'effet sur le forçage radiatif de la végétalisation.

| | CR | HB | SH | BL | NL | ML |
|----|----------|----------|----------|---------|---------|---------|
| AN | -203.270 | -117.121 | -140.320 | -42.923 | -28.647 | -28.293 |
| AR | -90.798 | -36.598 | -51.194 | 10.082 | 19.064 | 19.286 |
| AT | -108.525 | -49.289 | -65.241 | 1.728 | 11.544 | 11.787 |
| CL | 43.370 | 59.457 | 55.125 | 73.312 | 75.978 | 76.044 |
| CM | -95.171 | -39.729 | -54.659 | 8.021 | 17.209 | 17.437 |
| FL | -70.613 | -22.147 | -35.199 | 19.594 | 27.626 | 27.825 |
| GL | -130.790 | -65.229 | -82.884 | -8.765 | 2.099 | 2.369 |
| GY | 48.435 | 63.083 | 59.139 | 75.699 | 78.126 | 78.186 |
| HS | -98.092 | -41.820 | -56.974 | 6.644 | 15.969 | 16.201 |
| LP | -71.060 | -22.467 | -35.553 | 19.384 | 27.437 | 27.636 |
| LV | -101.773 | -44.455 | -59.890 | 4.910 | 14.408 | 14.644 |
| PD | -94.232 | -39.057 | -53.915 | 8.464 | 17.607 | 17.834 |
| PH | -64.555 | -17.810 | -30.398 | 22.450 | 30.196 | 30.388 |
| PL | -111.084 | -51.121 | -67.269 | 0.522 | 10.458 | 10.705 |
| PZ | -95.204 | -39.752 | -54.685 | 8.006 | 17.195 | 17.423 |
| RG | -62.999 | -16.696 | -29.165 | 23.183 | 30.856 | 31.046 |
| SC | -14.869 | 17.762 | 8.974 | 45.865 | 51.273 | 51.407 |
| VR | -62.004 | -15.983 | -28.376 | 23.652 | 31.278 | 31.467 |

b) Densification des forêts en France et tendances à la diminution de l'albédo visible

Dans le Chapitre III, nous avons mis en évidence une tendance significative ($p\text{-value} < 0.01$) à la diminution de l'albédo visible sur 911 pixels forestiers durant la période estivale 2001-2013. Parmi ces 911 pixels forestiers affectés par une tendance significative en albédo VIS, 26.0% sont des forêts BL sur un sol de type CM, 10.3% des forêts BL sur sol LV et 7.6% des forêts NL sur sol CM. Au final, 82.2% des pixels forestiers se trouvent être situés sur un type de sol entraînant un effet radiatif positif durant la période estivale. Sur ces 82.2% l'albédo estival VIS de la végétation se trouve être inférieur à l'albédo du sol nu, par conséquent une augmentation de la quantité de végétation entraînerait une diminution de l'albédo total de surface. Les résultats présentés à la Tableau V-5 de la section précédente tendent à soutenir l'hypothèse d'une densification des milieux forestiers.

De par leur type et leur localisation, en France (zone élargie), 77.3% des forêts pourraient entraîner une diminution de l'albédo de surface VIS estival si celles-ci ne sont plus gérées. Par conséquent, 77.3% des forêts françaises sont susceptibles d'avoir un effet radiatif positif durant la période estivale. Dans la Section 4.2 du Chapitre III, trois scenarii « business-as-usual » ont été développés afin d'estimer l'impact radiatif de ces tendances en albédo à l'horizon 2100. Dans le scénario 2 (Section 4.2 du Chapitre III), l'expansion forestière s'arrêtait mais le phénomène de densification s'étendait à la totalité de la surface forestière (28% du territoire français). Ce scénario prévoyait un forçage radiatif positif de 0.2431 W.m^{-2} entre 2001 et 2100. Si le phénomène de densification s'étend à 77.3% des forêts françaises l'effet sur le forçage radiatif pourrait être d'environ $0.187 \pm 0.04 \text{ W.m}^{-2}$ à l'horizon 2100. Par comparaison, le rapport du GIEC 2001 mentionné un impact de -0.08 W.m^{-2} induit par des changements de type couvert végétalisé (LCC) sur une période de 100 ans. Si l'extension forestière continue, l'effet radiatif dépendra du type de sol colonisé. Cependant, étant donné que 76.6% des sols français sont des Cambisols, des Leptosols et des Luvisols, et que ces trois types de sols ont un albédo VIS estival supérieur à celui des forêts, une extension de la surface forestière aurait très certainement un effet radiatif positif important durant les périodes estivales.

4. Discussion

4.1. Estimation des variables biophysiques

Afin de mettre en place un premier modèle prédictif d'albédo de surface « white-sky » à l'échelle du paysage depuis l'échelle de la canopée, les variables biophysiques nécessaires au modèle et manquantes (A_{canop} et CI) ont dû être estimées. En France, sur les couverts forestiers, le CI a été estimé avec une moyenne de 0.33 et un cycle saisonnier (écart type de 0.12). Ainsi, au cours d'une année, le CI estimé dans la canopée atteint un minimum, c'est-à-dire un recouvrement maximal des éléments dans la canopée, durant l'été, et un maximum, c'est-à-dire un recouvrement minimal des éléments dans la canopée, durant l'hiver. Ces variations saisonnières mises en évidence dans cette thèse semblent en accord avec les résultats de He et al. (2016). En effet He et al. (2016) ont mis en évidence que le « clumping index » présente de grandes variations saisonnières, et notamment dans les forêts composées d'arbres feuillus caduques. En France, les espèces de feuillus sont dominantes dans les forêts, représentant environ les deux tiers des arbres (ONF, 2015). Ces variations saisonnières s'expliquent par le fait que le « clumping index » est contrôlé par le cycle phénologique des feuilles et notamment par le LAI (He et al., 2016, Ni-Meister et al., 2010). Durant un cycle annuel, le « clumping index » va évoluer avec une amplitude importante pour atteindre une valeur minimale lorsque le LAI est à son maximum (He et al. 2016). Le site d'étude des Corbières, sur lequel sont illustrées les dynamiques temporelles des différentes variables estimées et restituées, est dominé par des espèces de chêne. Dans son article de revue, He et al. (2016) faisaient état des différentes valeurs de « clumping index » et des saisonnalités estimées au travers de la littérature. Nasahara et al. (2008), Kutsch et al. (2005) et Baldocchi (1997) ont notamment mis en évidence une saisonnalité (écart type), respectivement, de 0.10, 0.12 et 0.14 sur des sites forestiers constitués principalement par des espèces de chêne. Sur le site des Corbières un écart type de 0.15 a été retrouvé, ce qui semble donc en accord avec la littérature. Toutefois, ces variations saisonnières peuvent également être dues à des effets directionnels (Kucharik et al., 1999). En effet, même si les effets des angles solaires sont moins importants en condition diffuse qu'en condition directe (voir équations du CI dans Carrer et al., 2013), le CI diffus reste en partie impacté par des effets directionnels. Certains sites comme celui des Corbières par exemple sont situés dans en zone vallonnée. Or, les effets d'ombrage dus à la topographie (changeants tout au long de l'année) peuvent affecter l'albédo (Schaaf et al., 1994) et donc avoir des répercussions sur le CI (Chen et al., 2005). Ainsi, une zone d'ombre persiste sur l'amplitude de ce cycle. D'autant plus que, les mesures terrain faites sur le site des Corbières présentent une dynamique plus faible que celle estimée, respectivement 0.03 et 0.15.

Il n'est tout de même pas à exclure que les mesures réalisées sur le terrain puissent elles-mêmes faire l'objet d'incertitudes.

Les variations obtenues pour le CI entre 2001 et 2005 présentent donc une saisonnalité forte mais ne présentent que très peu de bruit (variation soudaine entre deux dates consécutives). He et al. (2016) mettaient en évidence qu'une partie du bruit présent dans ses cycles de CI (estimés) MODIS était due à des changements d'humidité superficielle du sol et suggéraient d'améliorer l'estimation de l'albédo du sol sous-jacent pour limiter ce bruit. Dans cette thèse, les algorithmes permettant d'estimer le cycle de CI moyen de la canopée prennent en compte l'albédo du sol. Ce dernier, issu de la nouvelle méthode de désagrégation de l'albédo de surface MODIS (méthode PL-17), a montré une cohérence temporelle avec l'humidité superficielle du sol (voir Chapitre IV). Alors que les événements pluvieux sont nombreux sur le site des Corbières (voir Figure IV-17 du Chapitre IV), le cycle du CI n'est que faiblement impacté. Ainsi, la prise en compte d'un albédo du sol nu dynamique et réaliste dans ses évolutions, pour l'estimation du CI dans la canopée, semble avoir permis d'atténuer le bruit dans les variations saisonnières du CI comme le suggéraient He et al. (2016).

Outre les variations saisonnières, les estimations du CI (moyen) à l'échelle du paysage forestier français ont montré une corrélation linéaire forte (R de 0.94) avec les valeurs estimées par He et al. (2012). Toutefois il est important de noter que malgré le coefficient de corrélation très fort, les valeurs estimées par He et al. (2012) sont 2.3 fois supérieures à celles estimées au cours de cette thèse (voir Figure V-3). Cette différence de valeur entre les estimations faites dans ce chapitre et celles faites par He et al. (2012) peut s'expliquer par la différence de notion impliquée derrière le terme « clumping index ». En effet, des groupages (« clumping » en anglais) peuvent avoir lieu à des échelles spatiales différentes. Ainsi les feuilles/aiguilles/branches se regroupent dans les arbres, qui eux-mêmes se regroupent dans le paysage forestier (Chen et al., 1997). Dans les forêts de conifères, un niveau supplémentaire de groupage existe (non étudié ici) celui des aiguilles sur les branches (Chen, 1996). Dans le but d'éviter les problèmes liés à ces différentes notions et à la dépendance à l'angle solaire, Chen et al. (2005) ont défini un CI moyen de la végétation. Lacaze et al. (2002) puis Leblanc et al. (2001, 2005) et Chen et al. (2003, 2005) ont montré que la différence relative entre la réflectance « hotspot » et la réflectance « darkspot » était linéairement corrélée avec ce CI moyen de la végétation. He et al. (2012) utilisent cette relation pour estimer le CI moyen à partir des données de BRDF MODIS. Par conséquent, le produit de He et al. (2012) représente le groupage moyen de l'ensemble des éléments (aiguilles, feuilles, branches, arbres) dans le paysage forestier. Dans le modèle prédictif développé dans cette thèse, la notion de « clumping index » implique uniquement le groupage des aiguilles/feuilles et des branches dans la canopée. La notion de groupage des arbres dans le paysage est, quant à elle, traduite au travers du FCOVER. Etant donné que le « clumping

index » est uniquement estimé sur les zones de la forêt où la canopée est dense (sol totalement recouvert par une canopée=FCOVER), sa valeur s'en trouve diminuée. En effet, He et al. (2016) avançaient que plus la canopée devient dense plus le « clumping index » décroît. Par la suite, il serait intéressant de voir si en considérant les deux notions de groupage, le groupage des arbres dans le paysage forestier et le groupage des feuilles dans la canopée, on retrouve bien les mêmes valeurs que celles estimées par He et al. (2012).

De manière concomitante au « clumping index », l'albédo de la canopée (A_{canop}) a également été estimé dans le domaine spectral du VIS, puis dans le domaine du NIR. Actuellement il est difficile de valider ce cycle de A_{canop} car il n'existe pas de produit de suivi de cette variable. Toutefois, dans le domaine du VIS, la dynamique de A_{canop} semble cohérente avec le cycle saisonnier de la teneur en chlorophylle des feuilles. Lorsque la teneur en chlorophylle dans les feuilles augmente la capacité d'interception des photons issus du rayonnement solaire par les feuilles augmente, dans le domaine du PAR. Pottier et al. (2015) au cours de leurs travaux ont réalisé une série de mesures de la teneur en chlorophylle dans les feuilles de peuplier, dans la région parisienne. Ils ont mis en évidence que la teneur en chlorophylle suivait une loi en cloche avec un maximum atteint soit en fin printemps/début été soit en fin d'été/début automne selon l'année. De plus Maillard et al. (2015) mettaient également en avant une réponse en cloche de la teneur en chlorophylle au cours du cycle annuel des feuilles avec une chute de cette teneur en chlorophylle juste avant la période de sénescence. Comme déjà discuté dans le Chapitre IV, les produits satellitaires de suivi de la chlorophylle comme le produit MTCI issu du satellite MERIS ne permettent pas de suivre correctement la teneur en chlorophylle à l'échelle de la canopée. En effet, deux facteurs ont été indiqués comme étant principalement limitant dans le suivi de la teneur en chlorophylle à partir du MTCI : le LAI et la réflectance du sol sous-jacent à la canopée (Curran et Dash, 2005 ; Almond 2009 ; Viña et al., 2011). Ainsi, la validation de la teneur en chlorophylle à partir de produits satellitaires semble compliquée à l'heure actuelle. Dans les années à venir il serait intéressant de développer un indice de suivi de la teneur en chlorophylle de la canopée non influencé par les effets de structure de la végétation, comme cela peut être le cas avec le MTCI. Cet indice permettrait alors de valider la cohérence de la dynamique de l' A_{canop} . Dans ce cas, le travail réalisé en Chapitre IV (méthode de désagrégation PL-17) permettrait d'avoir de meilleurs indicateurs de l'état de la végétation via une estimation dynamique des variables biophysiques de CI et A_{canop} . En attendant une possibilité, afin d'évaluer le réalisme de la dynamique temporelle de A_{canop} , pourrait être de mettre en place une campagne de mesures couvrant une année complète et plusieurs sites forestiers. Afin de pouvoir croiser ces mesures avec les valeurs estimées de A_{canop} (pixel de 1 km de

résolution), un échantillonnage régulier de la canopée (du pixel) dans sa dimension verticale et horizontale devra être fait.

4.2. Modèle prédictif d'albédo de surface

Une fois toutes les variables biophysiques estimées, le modèle prédictif d'évolution dans le temps a pu être exécuté. Sur les sites forestiers français, en moyenne, l'albédo de surface a pu être restitué avec une erreur moyenne de 12% dans le domaine spectral du VIS et de 8% dans le domaine du NIR. Ainsi, le modèle prédictif développé durant cette thèse a permis d'estimer de manière dynamique et réaliste l'albédo de surface en conditions d'illumination diffuse. Toutefois, il a été montré que la capacité du modèle à prévoir correctement l'albédo de surface dépend fortement du réalisme des variables d'initialisation du modèle (A_{soil} .et A_{veg}). Ainsi, même en cas d'utilisation d'un LAI dynamique et réaliste directement fourni par produit satellitaire, si ces deux variables ne sont pas réalistes, que ce soit dans les valeurs ou dans la dynamique temporelle, l'albédo de surface ne pourra pas être correctement restitué. Cela s'explique par le fait que, les deux variables A_{soil} .et A_{veg} jouent un rôle de premier ordre à l'échelle du paysage et vont donc avoir un poids important pour la restitution de l'albédo de surface depuis l'échelle de la canopée. Il est donc de toute première importance de correctement séparer l'albédo du sol de celui de la végétation (colonne canopée/sol sous-jacent) à l'échelle du paysage (1^{er} ordre) avant de chercher à estimer des paramètres importants à des échelles plus fines, comme par exemple le CI à l'échelle de la canopée (2nd ordre). L'albédo du sol va jouer un rôle tout particulièrement important car il intervient durant l'étape d'estimation de l' A_{canop} et du CI mais également durant l'étape de restitution.

Le modèle prédictif présenté sur cette thèse s'appuie sur la différence de notion entre les trouées « vraies » (espacement des arbres dans le paysage) et l'espacement/recouvrement des feuilles dans la canopée pour permettre la restitution de l'albédo de la surface à l'échelle du paysage depuis l'échelle de la canopée. Sur les zones de trouées « vraies », le sol n'est pas recouvert par une canopée et va donc ainsi influencer directement l'albédo du paysage à hauteur de 1-FCOVER. En France, les forêts sont principalement des forêts tempérées contenant des espèces feuillues caduques. Ainsi la fraction de sol couvert par une canopée en France dans les forêts va évoluer avec une dynamique saisonnière entre l'été et l'hiver. Dans le domaine du PAR, domaine spectral où la végétation est particulièrement active, en été l'effet direct de l'albédo du sol va être crucial pour l'estimation de l'albédo de la surface à l'échelle du paysage. L'Eq. I-10, qui ne prend pas en compte cet effet direct du sol, ne permet pas de correctement restituer l'albédo de surface durant cette période de l'année. En effet, durant l'été l'Eq. I-10 a estimé l'albédo de surface avec une erreur moyenne de 45%, comparée à 8% avec le nouveau modèle dans le domaine du VIS sur le site des

Corbières. Cette différence s'explique par le fait que sur ce site durant l'été l'albédo VIS du sol, sec à cette période, est élevé alors que l'albédo VIS de la canopée est beaucoup plus faible, dû à une activité photosynthétique importante. En négligeant l'effet direct du sol, l'albédo de surface (dès lors fortement piloté par l'albédo de la canopée) voit ses valeurs diminuer, entraînant une sous-estimation de l'albédo de surface estimé durant la période estivale. Durant la période hivernale, le rôle joué par la végétation est dans tous les cas moindre, dû à un LAI faible. Même sans prise en compte des trouées « vraies », en hiver la transmittance va être élevée (fonction inverse du LAI) et la prise en compte du sol sera donc nécessairement forte. Ainsi durant la période hivernale le poids accordé à l'effet direct du sol va être important que l'on considère ou non ces trouées « vraies » et la différence entre les deux modèles sera moins significative. La prise en compte de la notion de trouées « vraies », de manière distincte par rapport à l'espacement des feuilles, est donc importante dans le cas où le couvert forestier étudié est un milieu forestier plutôt dense mais non homogène, où le sol peut influencer directement l'albédo de surface. Dans le cas d'un couvert forestier peu dense, le LAI faible entraînera une transmittance forte et donc un effet du sol dans tous les cas important, l'intérêt de la prise en compte des trouées « vraies » ($1-FCOVER$) est donc moindre.

4.3. Evolutions des forêts et impacts radiatifs

A l'échelle temporelle (annuelle), l'albédo du sol va donc avoir un impact important pour l'estimation de l'albédo de la surface. A l'échelle spatiale cet impact est tout aussi important. En effet dans la Section 3.4.2, il a été montré qu'une même forêt pouvait avoir des effets radiatifs différents durant son expansion de par le type de sol colonisé, notamment pour les espèces feuillues. La forêt en France métropolitaine est en forte expansion, avec une augmentation de 100000 ha/an entre 2005 et 2012 (Colin, 2014). L'effet de ces expansions diffère d'autant plus que les forêts de France sont composées à deux tiers d'espèces feuillues. Dans la Section 3.4.2, la Tableau V-4 et la Tableau V-5 analysent l'effet des forêts pour tous les types de sol existants sur la zone d'étude. Une telle analyse suppose que les forêts peuvent exister sur tous les types de sol. Toutefois certains sols comme les Gypsisols (GY) sont typiques des zones arides et ne supportent qu'une végétation peu dense formée d'herbes ou de quelques arbustes (European Commission, 2005). Dans le cadre du projet LUH2 (« Land-Use Harmonization ») des cartes permettant de représenter les couverts, dont notamment la forêt, depuis 850 jusqu'à 2015 sont utilisées. Ces cartes ont permis de mettre en évidence que, sur notre zone d'étude, 91% du territoire a été colonisé à un moment ou à un autre par de la forêt (primaire ou secondaire). Ainsi, seuls les sols AT (Anthrosol), GY (Gypsisol) et PL (Planosol) des Tableau V-4 et Tableau V-5 ne semblent pas avoir supporté de la forêt. Pour les Gypsisols, qui sont des sols arides, ce résultat se comprend aisément, toutefois les Planosols sont des sols sur lesquels on trouve de nombreuses forêts (MacKenzie, 2009) et notamment des forêts de

feuillus. L'une des raisons pour laquelle les Planosols n'ont donc pas montré de forêts sur la période 850-2015 pourrait être simplement due à la résolution des cartes utilisées dans le projet CMIP6. En effet, alors que la résolution du produit est de 0.25 degré (environ 30 km), les Planosols ne représentent que 0.1% des sols le territoire français (analyse HWSD). Exception faite de ces trois sols, qui très faiblement représentés, les forêts ont existé sur tous les autres types de sol.

Les résultats de la Section 3.4.2 ont montré que, de par leur type et leur localisation, en France (zone élargie), 77.3% des forêts pourraient entraîner une diminution de l'albédo de surface VIS estival si celles-ci ne sont plus gérées. Par conséquent, 77.3% des forêts françaises sont susceptibles d'avoir un effet radiatif positif durant la période estivale. Mais durant la période hivernale, les forêts se trouvant sur les Cambisols et les Podzols, qui représentent plus de la moitié des cas, vont avoir un effet radiatif négatif très fort. Ce changement d'effet important de forçage radiatif des forêts entre l'été et l'hiver (sur les zones de Cambisols et Podzols) est dû au fait que ces deux types de sol présentent, en moyenne en France, une variabilité saisonnière moins importante dans leur albédo (A_{soil}) que les autres types de sols. Ainsi les variations dans les cycles saisonniers des A_{soil} des Cambisols et Podzols, ne permettent pas de compenser les variations importantes du cycle annuel d'albédo de la colonne de végétation (Avg) des forêts de feuillus. Il est toutefois important de noter que les résultats fournis par les Tableau V-4 et Tableau V-5 s'appuient sur des valeurs moyennes à l'échelle de la France, en été et en hiver. Or, pour une saison donnée, un même sol va être soumis à des conditions météorologiques différentes selon la région dans laquelle il se trouve. Comme nous l'avons vu dans le Chapitre IV, l'albédo du sol va évoluer en fonction de son humidité superficielle, elle-même dépendante des conditions météorologiques. Afin de pouvoir confirmer, ou infirmer, l'effet des forêts de France et de leurs évolutions sur le climat, il serait nécessaire de réaliser une étude similaire s'appuyant sur des valeurs climatologiques saisonnières (été/hiver) calculées non pas à l'échelle de la France mais à l'échelle du pixel ou, à minima, à l'échelle des régions climatiques.

Dans l'optique d'évaluer l'effet radiatif réel des forêts et de leurs évolutions, il sera nécessaire d'évaluer également les impacts journaliers en conditions d'éclairement direct. En conditions naturelles d'illumination, la lumière est un mélange de rayonnement direct et de rayonnement diffus (« blue-sky »), voir Chapitre I. Loew et al. (2014) ont montré qu'il était important de prendre en compte ces deux composantes afin d'éviter les erreurs d'estimation du forçage radiatif. De même dans le Chapitre III nous avons vu que les forçages radiatifs induits par les modifications forestières en conditions « white-sky » étaient légèrement différents des forçages aux conditions « black-sky », voir Tableau III-2 du Chapitre III. Afin de correctement estimer les forçages radiatifs induits par les forêts et leurs évolutions, au travers des LSM et GCM, il est donc indispensable de considérer le rayonnement direct. Dans la Section 3.3, des pistes ont été données pour la construction d'un modèle prédictif en conditions « black-sky ». Toutefois, il est important de noter que la méthode

proposée permet uniquement d'estimer les variables biophysiques, et donc de prévoir l'albédo de surface, en condition d'éclairement direct au midi solaire local (voir Section 2.2.4 du Chapitre II). En effet les données d'albédo A_{soil} et A_{veg} « black-sky », permettant d'initialiser le modèle, sont estimées à partir de l'albédo de surface MODIS. Or, les produits satellitaires MODIS « black-sky » sont fournis uniquement avec cet angle solaire. Comme nous l'avons dans la Section 2.2.1 du Chapitre I, l'albédo « black-sky » dépend de l'angle du rayonnement solaire incident et va varier tout au long de la journée avec une forme typique de « u » (Wang et al., 2016). Afin d'estimer les albédos « black-sky » MODIS dans les autres configurations angulaires d'éclairement, le modèle de BRDF employé par la NASA pour la construction de des produits MODIS doit être utilisé. A cet effet, la NASA a créé une boîte outils (SDP Toolkit pour « Science Data Processing ») (https://www.umb.edu/spectralmass/terra_aqua_modis/modis_user_tools).

5. Conclusions

L'objectif de ce chapitre, était d'estimer, par télédétection, les variables biophysiques manquantes qui pilotent l'évolution de l'albédo de surface des forêts à l'échelle du paysage depuis l'échelle de la canopée et de développer un modèle prédictif d'évolution temporelle de l'albédo de surface des forêts dans le continuum paysage-canopée. Dans cette optique, cette étude se focalise sur le domaine du PAR (0.4-0.7 μm) et du NIR en conditions d'éclairement diffus.

Le modèle s'appuie sur les variables suivantes : l'albédo du sol, l'albédo de la canopée, le « clumping index », le FCOVER et le LAI. Dans le modèle le LAI et le FAPAR sont deux variables dynamiques fournies avec un pas de temps régulier par les produits satellitaires, ici issues des produits GEOV1. L'albédo du sol, quant-à-lui, a été estimé par la méthode de désagrégation PL-17 dans le Chapitre IV. Concernant l'albédo de la canopée et le « clumping index », ils ont été estimés de manière concomitante dans le domaine spectral du PAR à partir d'un schéma de transfert radiatif simplifié développé dans le Chapitre II et de différents produits satellitaires ou dérivés (FAPAR, LAI, Asoil PL-17, Aveg PL-17). L'albédo de la canopée dans le domaine spectral du NIR a ensuite été estimé et des cycles annuels climatologiques de ces variables (Acanop et CI) ont été calculés. En France, sur les couverts forestiers, le « clumping index » a été estimé avec une moyenne de 0.33 et un cycle saisonnier fort (écart type de 0.12) mais très peu de bruit (variation soudaine entre deux dates consécutives). Malgré les dynamiques similaires dans les « clumping index » rapportées par la littérature scientifique, une incertitude persiste quant à l'amplitude du cycle saisonnier estimé. En ce qui concerne les valeurs moyennes de cette variable sur les sites forestiers de la zone d'étude, elles ont étaient confrontées à celles obtenues dans les travaux de He et al. (2012), qui fournissent une

carte à l'échelle globale avec une résolution de 500m. Les valeurs estimées ici sont 2.3 fois inférieures mais une corrélation linéaire forte (R de 0.94) a été mise en évidence avec les valeurs de He et al. (2012). La différence de valeurs entre celles estimées dans ce chapitre et celles de He et al. peut s'expliquer par la différence de notion impliquée derrière la terme « clumping index », respectivement groupage des feuilles dans la canopée et groupage de l'ensemble des éléments de la végétation dans la forêt.

Afin de restituer les évolutions temporelles de l'albédo des surfaces forestières à l'échelle du paysage, un modèle prédictif prenant en compte les changements d'échelle dans le continuum paysage-canopée a été développé. Dans le modèle les changements d'échelle paysage/canopée sont rendus possibles grâce la distinction de deux notions de « clumping index » : celle du groupage des arbres dans la forêt et celle du groupage des feuilles/aiguilles/branches dans la canopée des arbres (CI). En s'appuyant sur des cycles annuels climatologiques d'albédo du sol, d'albédo de la canopée, de CI et de FCOVER et sur le LAI satellitaire GEOV1, le modèle d'évolution prédictif a permis de restituer l'albédo de surface (« white-sky ») et son cycle saisonnier sur les forêts de France métropolitaine dans le domaine du VIS et du NIR. Sur la période de validation du modèle (2006-2013), l'albédo de surface a pu être restitué avec une erreur moyenne (MAPE) de 12% dans le domaine spectral du VIS et une erreur moyenne de 8% dans le domaine spectral du NIR. Ainsi, le modèle prédictif développé durant cette thèse a permis d'estimer de manière dynamique et réaliste les albédo de surface en conditions d'illumination diffuse.

Il a été montré que la capacité du modèle à prévoir correctement l'albédo de surface dépend fortement du réalisme des variables d'initialisation du modèle (A_{soil} et A_{veg}). Ainsi, si ces deux variables ne sont pas réalistes, que ce soit dans les valeurs ou dans leur dynamique temporelle, l'albédo de surface ne pourra pas être correctement restitué. Par comparaison aux variables A_{soil} et A_{veg} issues de la méthode de désagrégation PL-17 (Chapitre IV), celles issues de la méthode CA-14 ont engendré des scores inférieurs dans l'évaluation du modèle prédictif. Ainsi, si l'on utilise des données A_{soil} et A_{veg} CA-14 comme valeurs d'initialisation, le modèle restitue l'albédo de surface avec une erreur moyenne (MAPE) de 18% dans le VIS malgré l'utilisation d'un LAI satellitaire. L'utilisation d'un LAI prédictif seul ne peut donc pas permettre de correctement estimer l'albédo de surface. Il est important que l'ensemble des variables soient réalistes, à la fois dans leurs valeurs et leurs évolutions temporelles.

L'albédo du sol va jouer un rôle tout particulièrement important car il intervient durant l'étape d'estimation de l' A_{canop} et du CI mais également durant l'étape de restitution de l'albédo de surface. En effet, contrairement à l'Eq. I-10, le modèle prédictif ici présenté fait intervenir une notion de trouées « vraie », au travers du groupage des arbres dans la forêt. Dans ces trouées « vraies » le sol

n'est pas recouvert par une canopée et va donc participer directement (1^{er} ordre) à l'albédo des forêts. Ignorer ces effets directs de l'albédo du sol sur l'albédo de surface a donné lieu à une sous-estimation forte de l'albédo de surface durant la période estivale (45% en moyenne d'erreur dans le VIS du site des Corbière). Durant la période hivernale l'albédo du sol va intervenir dans un 1^{er} ordre dû à un LAI faible, ainsi la prise en compte de cette notion de trouées « vraies » a un effet moindre (MAPE de 14% dans le VIS sur le site des Corbières). La prise en compte de la notion de trouées « vraies », de manière distincte par rapport à l'espacement des feuilles, est donc importante dans le cas où le couvert forestier étudié est un milieu forestier plutôt dense (LAI moyen à fort) mais non homogène, où le sol peut influencer directement l'albédo de surface. Dans le cas d'un couvert forestier peu dense, le LAI faible entraînera nécessairement un effet important de l'albédo du sol et l'intérêt de la prise en compte des trouées « vraies » (1-FCOVER) est donc moindre.

L'estimation de variables biophysiques qui soient dynamiques et réalistes a permis de mettre en évidence, au travers de premières estimations, que la dynamique temporelle est primordiale pour comprendre et évaluer l'effet radiatif des forêts et de leurs modifications spatiales. En effet, chaque type de couvert (types de sol et types de végétation) vont avoir des albédos spécifiques et des dynamiques spécifiques. Cette étude a montré qu'une même forêt pouvait avoir des effets radiatifs différents durant son expansion de par le type de sol colonisé, les forêts composées d'espèces feuillues étant tout particulièrement concernées. De manière générale, durant la période estivale les forêts de feuillus vont avoir un impact positif sur le forçage radiatif, mais durant la période hivernale, l'effet radiatif des forêts de feuillus dépendra du type de sol sur lequel elles se situent. Outre l'évaluation des expansions forestières, ces climatologies ont permis de renforcer l'hypothèse émise au Chapitre III de densification de forêts en France. Si ce phénomène perdure, 77.3% des forêts françaises pourraient engendrer un forçage radiatif positif durant la période estivale. A l'horizon 2100, l'impact radiatif pourrait alors être d'environ $0.187 \pm 0.04 \text{ W.m}^{-2}$. Par comparaison, le rapport du GIEC 2001 mentionnait un impact de -0.08 W.m^{-2} induit par des changements de type couvert végétalisé (LCC) sur une période de 100 ans. A l'heure actuelle la France connaît une période d'expansion forestière. Si ce phénomène continue, l'effet radiatif dépendra du type de sol colonisé. Cependant, étant donné les types de sol présents en France, majoritairement des Cambisols, la prise en compte de cette augmentation de la surface forestière tendrait à augmenter l'impact sur le forçage radiatif durant la période estivale dans le domaine spectral du visible et à diminuer l'impact sur le forçage radiatif durant l'hiver.

Afin de fournir ces premières pistes quant à l'effet des forêts sur le climat, une valeur moyenne par saison et par type de couvert (sol et végétation) a été utilisée pour l'ensemble de la France. Toutefois, comme discuté dans ce chapitre, pour un type de couvert l'albédo va pouvoir évoluer en fonction des conditions météorologiques. Par conséquent, pour pouvoir confirmer, ou infirmer,

l'effet des forêts de France et de leurs évolutions sur le climat, il serait nécessaire de réaliser une étude similaire s'appuyant sur des valeurs climatologiques saisonnières (été/hiver) calculées non pas à l'échelle de la France mais à l'échelle du pixel ou, à minima, à l'échelle des régions climatiques. De plus, afin de quantifier l'impact radiatif des forêts et de leurs évolutions, il sera également nécessaire de prendre en compte les variations des variables biophysiques en conditions d'éclairement direct. Dans l'optique de faciliter l'analyse de l'impact des forêts tempérées sur le bilan énergétique et les prises de décision de déforestation/afforestation (en vue d'une mitigation climatique), une carte des opportunités et risques liés à la déforestation/afforestation pourrait être développée dans les années à venir.

Chapitre VI

Discussion générale

L'objectif général de cette thèse était d'identifier et d'estimer à partir d'observations satellitaires les variables biophysiques qui pilotent l'albédo de surface des forêts dans l'espace et le temps et de développer un premier modèle prédictif d'évolution dans le temps de l'albédo des forêts à l'échelle du paysage. A cet effet, ce travail s'articule en trois étapes. Dans un premier temps, j'ai cherché à identifier les sites forestiers sur lesquels l'albédo de surface peut être prédit et qui présentent un cycle annuel d'albédo caractéristique. Dans un deuxième temps j'ai cherché à estimer les variables biophysiques qui pilotent l'albédo de surface. Enfin dans une dernière étape, j'ai développé un modèle prédictif d'évolution dans le temps de l'albédo des forêts sur le territoire métropolitain.

En France métropolitaine, sur la période 2001-2013, j'ai mis en évidence que 94.4% du couvert forestier en place présentait un cycle annuel d'albédo caractéristique, c'est-à-dire que la série temporelle annuelle d'albédo présente des valeurs similaires d'une année sur l'autre. A l'inverse, 5.6% des forêts françaises ont connu des altérations de leur albédo de surface. Dans la très grande majorité des cas, ces changements d'albédo ont été entraînés par des modifications soudaines des couverts végétalisés. Il peut s'agir d'un changement dans la structure du couvert (74.6% des forêts présentant une altération de l'albédo), induite par exemple par des plantations, des éclaircies ou les tempêtes. Il peut s'agir aussi de changements d'occupation du sol (19.3% des forêts avec altération), par exemple la transformation d'une forêt en cultures. J'ai montré qu'une partie des changements qui s'opèrent dans les forêts françaises serait due à un verdissement des forêts (6.1% des forêts avec altération).

Il n'est pas à exclure que les forêts affectées par un changement soudain de la végétation, dû soit à un changement dans la structure du couvert soit à un changement d'occupation du sol (LCC), présentent également un verdissement. En effet, ces changements soudains d'albédo ont une amplitude supérieure à celle des changements lents, et ces ruptures peuvent venir masquer un phénomène de verdissement qui pourrait affecter une part bien plus importante de forêts. De par la durée limitée de la période d'étude (2001-2013), il est difficile de détecter des tendances très progressives, et donc très faibles sur 13 années. En étudiant une période d'étude plus longue, le test de Mann-Kendall pourrait éventuellement détecter un nombre plus important de sites affectés par un changement d'albédo. En effet, les forêts font face à de nombreuses modifications dues notamment à la déprise agricole, à une diminution de la gestion des forêts, et aux impacts du changement climatique (Tissot et Kohler, 2013 ; ONF, 2017 ; Caignard et al., 2017). De telles modifications se produisent à l'échelle du territoire français métropolitain et devraient donc affecter une part plus importante de forêts. En 2018, le service européen Copernicus fournira des séries temporelles de plus de 35 ans de LAI, FAPAR, fraction du paysage couverte par de la végétation

(FCOVER) et albédo, et donc de réaliser cette analyse sur une période plus longue adaptée à la détection des tendances lentes.

Le changement d'albédo induit par le verdissement, sur la période 2001-2013, a un impact radiatif brut (« RF » de l'Eq. II-1 du Chapitre II) faible comparé à celui du LCC. Toutefois, la surface affectée par le changement d'albédo est un paramètre majeur pour le calcul du forçage radiatif (« RFr » de L'Eq. II-2 du Chapitre II). Comme nous l'avons vu dans cette thèse, un grand nombre d'effets individuels de faible ampleur (tendances lentes en albédo sur une grande superficie) peut avoir un impact radiatif plus important que des événements brutaux tels que le LCC. Pour la construction des scénarios (« business-as-usual ») du Chapitre III cette dimension spatiale a été prise en compte. Outre la superficie, un autre paramètre important est la dimension temporelle. Bright (2015) a montré le rôle prépondérant de ces deux dimensions, temporelle et spatiale, dans le calcul du forçage radiatif. Il existe deux types d'évolution temporelle : transitoire et permanente. Selon le type d'évolution, le forçage radiatif va être constant à partir du moment de la perturbation ou non (Bright 2015). Dans le cas d'une déforestation par exemple qui viserait à changer l'occupation du sol (ex : forêt vers cultures), le phénomène n'est pas réversible, ou très lentement, et devient donc « permanent » (Bright 2015). A l'inverse, les coupes en forêts peuvent également être temporaires (Lutz et al., 2014 ; Bright et al., 2014 ; Bright, 2015). Bright (2015) mentionnait que cette différence entre les deux dimensions temporelles pouvait entraîner de fortes différences dans l'estimation de l'impact climatique d'un changement.

Ainsi, selon la cause du verdissement des forêts, la tendance en albédo détectée pourrait être permanente ou seulement transitoire. Dans le cas d'une altération des forêts induite par un ralentissement de la gestion des forêts, la perturbation pourrait être seulement transitoire. En effet, si l'on s'intéresse à l'histoire des forêts on peut s'apercevoir que leur dynamique est étroitement corrélée aux conditions socio-économiques, démographiques et politique (Arnould et al., 1995 ; Dodane, 2010). Ainsi, les reconquêtes forestières ne sont pas toujours permanentes. A la fin du moyen-âge, par exemple, l'augmentation de la superficie en forêts en France métropolitaine n'a été que transitoire. Depuis le milieu du 19^{ème} siècle, la reforestation importante que connaît la France est liée à un contexte favorable, en termes de conditions économiques, politique et culturelles, soutenu par actes législatifs (Cinotti, 1996 ; Koerner et al., 2000). Ainsi depuis la promulgation du Code forestier en 1827, la surface forestière française augmente et est ainsi passé de 89000/95000 km² en 1830 (Cinotti, 1996) à 155000 km² en 2010 (Socol, 2010). Les expansions, diminutions ou vieillissement des forêts sont donc pilotés par les contextes historiques. Par conséquent si le verdissement constaté est dû à un phénomène de gestion, il n'est pas certain que celui-ci continue jusqu'à l'horizon 2100. Dans ce cas, les projections faites dans les scénarios du Chapitre III seraient surestimées.

A l'inverse, si le verdissement est induit par un changement climatique, le forçage radiatif pourrait devenir permanent. Dans le contexte actuel, face à l'ampleur du changement climatique, nous approchons d'un point de non-retour qui pourrait avoir des conséquences irréversibles à l'échelle de la planète (IPCC). Dans ce cas, le verdissement initié pourrait se poursuivre et atteindre une grande majorité du territoire forestier français (métropole) à l'horizon 2100. Dans le Chapitre III, parmi les différents scénarios (« business-as-usual »), le scénario 2 prévoyait les effets radiatifs dans le cas où le verdissement atteindrait l'ensemble du paysage forestier français (28% du territoire). Ainsi, si le verdissement est induit par un changement climatique, le scénario 2 pourrait facilement être atteint. Dans ce scénario 2, seule la proportion de forêts affectées par le verdissement était prise en compte. La différence d'albédo induite par ce verdissement restait la même (celle détectée sur 13 années) quelle que soit la durée du phénomène. Toutefois, si le verdissement est lié à un changement climatique (concentration en CO₂ et température) favorisant la photosynthèse (Forkel et al., 2016), il pourrait continuer à augmenter (Lloyd et Farquhar, 2008). Dans ce cas, l'albédo de surface continuerait à diminuer et les projections faites dans le scénario 2 du Chapitre III seraient sous-estimées. Le taux d'accroissement du verdissement au-delà des 13 années reste toutefois incertain du fait de la réponse non linéaire de la photosynthèse à l'augmentation de la concentration atmosphérique en CO₂ et à la température (Lloyd et Farquhar, 2008 ; Kirschbaum, 2011, Laanaia et al. 2016, etc.). Il est également probable que le verdissement constaté soit dû à plusieurs causes. En effet, depuis le milieu du 20^{ème} siècle le volume en bois des forêts Européennes n'a cessé d'augmenter. Cette hausse a été attribuée, dans la littérature scientifique, à l'augmentation de la surface en forêts mais également à une amélioration de leur gestion, à un enrichissement de l'atmosphère en CO₂, à un changement des températures, à un dépôt d'azote, etc. (Kahle et al., 2008 ; Bellassen et al., 2011).

Outre les incertitudes liées à la persistance de la diminution d'albédo dans les années à venir (dimension temporelle), une incertitude subsiste également quant à l'impact radiatif dans la dimension spatiale. En effet mes travaux ont montré que 77.3% des forêts françaises (soit 21.6% de la superficie du territoire métropolitain) se situaient sur un type de sol présentant un albédo de surface estival VIS plus élevé que la végétation, et étaient donc susceptibles d'entraîner un forçage radiatif positif durant l'été si le verdissement, dû à une densification lente du milieu forestier, s'y produisait. Dès lors, l'effet dû au verdissement pourrait être de $0.187 \pm 0.04 \text{ W.m}^{-2}$ à l'horizon 2100, au lieu des 0.2 W.m^{-2} annoncés par le scénario 2 du Chapitre III. Par comparaison, le rapport du GIEC (2001) évaluait l'impact radiatif des changements d'occupation du sol (LCC) à -0.08 W.m^{-2} pour une durée comparable. A long terme, le verdissement des forêts pourrait donc avoir un impact radiatif plus élevé que les changements d'occupation du sol. Toutefois, il est à prendre en considération que l'effet radiatif estimé par le GIEC prend en compte les valeurs moyennes pour l'ensemble des années

de 1750 à aujourd’hui. Or les scénarios, présentés dans cette thèse, ont été construits uniquement durant la période estivale de pleine végétation. Durant la période hivernale, l’albédo de la végétation possède un albédo plus élevé que le sol sur une grande partie des sites forestiers français. Sur cette période (hiver) les forêts pourraient donc avoir un effet radiatif négatif. Toutefois, si les changements en albédo constatés durant l’été sont dus à un verdissement de la végétation induit par une augmentation de l’activité photosynthétique (ex : suite au changement climatique), il n’est pas certain qu’une tendance serait observable en hiver, période durant laquelle l’activité photosynthétique est réduite.

Les premiers travaux d’évaluation de l’impact radiatif des forêts en France métropolitaine, présentés dans cette thèse, ont permis de montrer qu’il n’était pas évident que l’effet radiatif des forêts tempérées (sans neige) soit un facteur de réchauffement. En effet, l’impact radiatif d’une forêt va dépendre des fluctuations saisonnières de l’albédo du sol (dépendant de son type) et de l’albédo de la canopée (dépendant de son type), dans le VIS et dans le NIR. Afin d’évaluer de manière plus précise l’effet radiatif induit par les forêts tempérées (et leurs transformations) il serait nécessaire d’étudier de manière distincte, sur une période d’étude plus longue, les changements d’albédo pour le sol et pour la canopée, dans le domaine du VIS et du NIR, et ce à différentes périodes de l’année pour chaque site forestier. Des cartes d’opportunités/risques pourraient être développées afin de faciliter l’analyse et la compréhension de l’effet radiatif des modifications forestières (déforestation, afforestation, verdissement).

Suite à l’identification de sites forestiers présentant un cycle annuel d’albédo caractéristique (94.4% des forêts de France métropolitaine), un modèle prédictif, permettant de restituer l’évolution temporelle de l’albédo de surface des forêts dans le continuum paysage-canopée, a été développé et testé sur ces zones. Afin de prendre en compte le changement d’échelle canopée-paysage, le modèle s’appuie sur la différence de notion entre le groupage des arbres dans le paysage forestier (formation de trouées « vraies ») et le groupage des feuilles dans la canopée. Le modèle a permis de restituer correctement l’albédo de surface avec une erreur moyenne de 12% dans le VIS et une erreur moyenne de 8% dans le NIR. Toutefois, il a été montré que l’albédo du sol joue un rôle essentiel pour l’estimation de l’albédo de surface dans le modèle prédictif. En effet, tout d’abord, l’albédo du sol est nécessaire à l’estimation d’autres variables biophysiques qui vont intervenir dans le modèle prédictif. Deuxièmement l’albédo du sol va également intervenir directement dans la prévision de l’albédo de surface au travers de la notion de trouées « vraies ». Dès lors on comprend qu’une erreur dans l’estimation de l’albédo du sol va avoir de fortes répercussions dans le modèle final.

L’albédo du sol (et ses dynamiques temporelles) a été estimé à partir d’une méthode de désagrégation de l’albédo de surface satellitaire développée durant cette thèse. La méthode s’appuie sur un algorithme mathématique (double filtre de Kalman imbriqué) qui permet une estimation

optimale de la valeur, à un instant t , d'une variable dynamique dans le temps à partir des valeurs observées (incomplètes ou bruitées) et des valeurs estimées au pas de temps précédent. Cet algorithme repose sur de nombreuses variables qui ont leurs propres erreurs liées soit à leur observation soit à leur construction. Le filtre de Kalman est capable de prendre en compte les erreurs liées à l'observation des variables, au pas de temps t , et à l'estimation, au pas de temps $t-1$. Toutefois, certaines erreurs ne peuvent être prises en compte. Tout d'abord, comme nous l'avons vu dans le chapitre IV, le modèle repose sur des paramètres d'inflation (δ) qui vont permettre d'affecter une incertitude différente à l'albédo du sol et à l'albédo de la végétation selon la saison. Pour rappel, plus la fraction de végétation (FCOVER) sera importante plus l'incertitude liée à l'estimation des albédos désagrégés sera affectée à la végétation. Cette incertitude sera ensuite prise en compte au pas de temps suivant pour l'estimation de la nouvelle variable. Alors que ces paramètres vont avoir un rôle primordial, leur construction s'appuie uniquement sur des connaissances théoriques (Carrer et al., 2013). Une étude de sensibilité à ce paramètre serait intéressante. Deuxièmement, comme nous l'avons vu dans le Chapitre IV, les données ECOCLIMAP qui ont permis de construire ce modèle sont en partie erronées et tendent à entraîner de légers biais, et ce malgré l'affectation d'une erreur forte aux valeurs *a priori* par rapport aux valeurs nouvellement observées par le produit satellitaire. Une phase d'actualisation d'ECOCLIMAP est en cours au CNRM. La mise en place d'une désagrégation utilisant ces valeurs ECOCLIMAP actualisées permettrait de diminuer le biais lié aux valeurs *a priori*. Finalement, comme nous l'avons vu dans le Chapitre II, tout filtre de Kalman repose sur un modèle. Dans cette thèse, le modèle considéré est constitué des équations d'agrégation utilisées dans ECOCLIMAP. Ce modèle repose sur une approche classique de division du paysage (pixel) en types de végétation (PFTs, « Plant Functional Types »). Or Faroux a mis en évidence, dans un rapport interne du CNRM, que les erreurs de construction du paysage étaient importantes dans la version actuelle d'ECOCLIMAP, si l'on considère les cartes ESA-CCI comme références. Cette erreur de composition du paysage peut entraîner un biais important dans le modèle. Actuellement, au CNRM, une mise à jour de la composition des paysages ECOCLIMAP est en cours à l'aide des données ESA-CCI.

Malgré ces incertitudes dans l'estimation de l'albédo du sol, celui-ci a montré des dynamiques temporelles cohérentes vis-à-vis des précipitations et de l'humidité superficielle du sol, contrairement aux méthodes précédemment développées dans la communauté scientifique. De plus par rapport à la méthode de Carrer et al. (2013), la nouvelle méthode de désagrégation développée durant cette thèse a montré des valeurs annuelles moyennes plus proches de celles de Rechid et al. (2008). L'estimation d'un albédo du sol dynamique et réaliste (par rapport aux observations) a permis d'améliorer l'estimation de l'albédo de surface par le modèle prédictif. Toutefois, l'utilisation de cycles annuels climatologiques pour les variables non simulées par le LSM (albédo du sol, albédo de la canopée et « clumping index ») reste une source importante d'erreur. Ainsi, même sur la

période de construction des cycles annuels climatologiques (2001-2005), l'albédo de surface est restitué avec une erreur moyenne de 11% et 7%, respectivement pour le domaine spectral du VIS et du NIR, témoignant de la forte erreur induite par les cycles annuels moyennés. L'intégration d'une dynamique intra-annuelle dans les variables prescrites a donc montré des apports pour la modélisation de l'albédo de surface mais la variabilité interannuelle (non permise par les cycles annuels moyens) doit à terme être intégrée.

A cet effet, dans un premier temps, il serait intéressant de paramétriser l'albédo du sol en fonction de son humidité superficielle, qui est une variable prédictive par le modèle ISBA. Cette paramétrisation autoriserait ainsi les variations inter- et intra-annuelles de l'albédo du sol. De nombreuses études ont montré qu'il existait un lien entre l'albédo du sol et l'humidité superficielle (Idso et al., 1975 ; Lobell et Asner, 2002 ; Gascoin, 2009). Pour autant, la relation qui lie ces deux variables est source de nombreuses discussions. L'une des raisons de ces divergences provient très certainement du fait que l'humidité superficielle du sol n'est pas le seul facteur faisant évoluer l'albédo du sol. En effet, plusieurs études ont montré que l'albédo du sol dépendait également de sa composition minérale, de sa teneur en matière organique et de sa rugosité (Baumgardner et al., 1985 ; Fontes, 1996 ; Matthias et al., 1999 ; Tsvetsinskaya et al., 2002 ; Dobos, 2005). Ainsi, des efforts supplémentaires seront nécessaires avant d'aboutir à un albédo du sol prédictif.

Concernant l'albédo de la canopée, celui-ci va fortement dépendre de variables biogéochimiques. Jacquemoud (2002) mettaient en évidence que dans le domaine spectral du VIS (domaine spectral photosynthétiquement actif), l'albédo des feuilles, et de fait celui de la canopée, va dépendre de la teneur en pigments et notamment de la teneur en chlorophylle. Dans le domaine spectral du NIR, l'albédo de la feuille dépendrait de sa teneur en eau et de la structure de la feuille (Jacquemoud et Baret, 1990). Toutefois, comme mentionné dans le Chapitre V, la canopée est un mélange de feuilles/aiguilles et de parties boisées (tiges, branches, troncs). Par conséquent l'albédo de la canopée ne peut être assimilé à celui de la feuille notamment dans le domaine spectral du NIR et lorsque le LAI est faible. En effet, Asner (1998) mentionnait que les parties ligneuses des canopées jouaient un rôle faible mais significatif notamment lorsque le LAI est inférieur à 5. En France métropolitaine, comme dans la plupart des forêts tempérées, les forêts sont majoritairement constituées d'espèces feuillues caduques. Par conséquent durant la période hivernale l'albédo de la canopée va être fortement piloté par la réflectance des branches/troncs. Noda et al. (2014) ont réalisé une série de mesure de réflectances sur des feuilles et des branches/troncs. Ils ont ainsi mis en avant que la réflectance des parties ligneuses pouvait varier significativement d'une essence à une autre. Sur certaines espèces, la réflectance des parties ligneuses est bien plus élevée que celle des feuilles. Ainsi, il n'est pas à exclure que l'albédo de la canopée, estimé durant cette thèse, soit en partie influencé par l'albédo des parties ligneuses, même si cette influence reste limitée (Asner,

1998). Il est toutefois difficile de statuer sur ce sujet car il n'existe pas, pour l'heure, de produits satellitaires permettant d'évaluer cet albédo de la canopée. En effet, contrairement à l'albédo du sol qui peut être estimé au travers des zones non recouvertes par une canopée. Il est à l'inverse impossible de trouver des zones de canopée ne présentant pas de sol sous-jacent. Une validation indirecte de l'albédo de la canopée et de son cycle annuel paraît donc difficile mais une campagne de mesures (validation directe) pourrait permettre une évaluation. Une fois, seulement, les estimations d'albédo de la canopée validées, une paramétrisation pourrait être envisagée.

L'utilisation de cycles annuels climatologiques présente une autre limite. En France métropolitaine, sur la période d'étude, nous avons vu que 5.6% des couverts forestiers français ne présentaient pas de cycle annuel d'albédo caractéristique dans le VIS. Pour la très grande majorité d'entre eux, les changements d'albédo ont été induits par un changement soudain dans la structure du couvert (LAI ou/et FCOVER). Le modèle prédictif serait alors capable d'estimer ces changements d'albédo étant donné que le LAI et le FCOVER sont tous deux issus des produits satellitaires. Toutefois, il a été noté qu'une part des altérations de l'albédo de surface était due à un verdissement des forêts. Plusieurs hypothèses ont été avancées pouvant expliquer ce verdissement. Dans le cas où le verdissement serait lié à un changement climatique (concentration en CO₂ et température) favorisant la photosynthèse (Forkel et al., 2016), les dérives de l'albédo de surface constatées pourraient en partie provenir d'un changement dans l'albédo de la canopée, qui comme nous l'avons vu dépend notamment de la teneur en chlorophylle dans le VIS. Ces changements ne seraient alors pas transcrits par le modèle prédictif en l'état, car celui-ci s'appuie sur un cycle annuel moyen de l'albédo de la canopée qui n'autorise pas les variations interannuelles. Comme nous l'avons vu, dans le contexte de changement climatique, ce verdissement pourrait devenir important et s'étendre à la majorité du territoire forestier. De plus, le changement climatique pourrait également entraîner un changement dans les précipitations et les températures annuelles ce qui se traduirait par un changement de l'albédo du sol en plus de l'albédo de la canopée, d'où la nécessité de paramétriser les variables prescrites (albédo de la canopée et albédo du sol).

Le modèle prédictif développé dans cette thèse s'appuie sur des variables biophysiques prescrites (ex : albédo de la canopée) mais également sur des variables simulées, telles que le LAI (Calvet et al., 1998) et le FAPAR (Carrer et al., 2013), qui sont estimées par les modèles LSM, et plus particulièrement par le modèle ISBA en ce qui nous concerne. Dans le modèle prédictif développé, ces variables simulées ont été fournies au travers de produits satellitaires. Etant donné que la période de prévision était 2006-2013, les produits satellitaires étaient disponibles. Cependant les observations satellitaires ne permettent pas de prédire l'évolution future de ces variables biophysiques (LAI et FAPAR). A cet effet il est nécessaire d'utiliser les valeurs simulées/prédites par le LSM (ISBA). Les variables biophysiques paramétrées dans le modèle (FAPAR et LAI) possèdent

également des erreurs qu'il sera nécessaire de prendre en compte. Carrer et al. (2013) ont montré que le FAPAR estimé dans ISBA présentait un biais de 0.17 en 2006 en moyenne à l'échelle mondiale par rapport aux observations. Munier et al. (communication personnelle) ont montré qu'il existait une légère surestimation du LAI prédit par ISBA par rapport aux observations (biais de 0.05 en moyenne sur l'Europe). Une évaluation de l'impact de ces erreurs d'estimation par ISBA (LAI et FAPAR) sur le modèle prédictif d'albédo de surface devrait être réalisée. Dans l'optique de réduire les erreurs d'estimation de ces variables prédictives (LAI et FAPAR), il serait intéressant d'étudier les erreurs systématiques dans les simulations du LAI et du FAPAR par ISBA pour une correction des futures estimations.

Finalement, il est important de rappeler que dans cette thèse le modèle prédictif a été testé en cas de conditions d'éclairement diffus (« white-sky »). Il est toutefois nécessaire d'également considérer le rayonnement direct, la lumière naturelle étant un mélange de ces deux conditions (« blue-sky »). Négliger le rayonnement direct peut avoir un impact important sur le calcul du forçage radiatif (Loew et al., 2014) et par conséquent sur le bilan énergétique de la planète. De plus, outre le forçage radiatif direct, l'albédo de surface va altérer d'autres processus au travers de rétroactions. Cedilnik et al. (2012) ont montré qu'une anomalie dans l'albédo de surface pouvait avoir de fortes répercussions sur l'estimation de la température à 2 mètres durant l'hiver dans les modèles atmosphériques. De plus Carrer (2014) a mis en évidence que les anomalies de l'albédo de surface pouvaient également avoir des répercussions sur les précipitations dans les modèles GCM. Ainsi, une erreur dans l'estimation de l'albédo de surface va avoir un impact direct sur le forçage radiatif mais également indirect au travers des rétroactions. Il serait par ailleurs intéressant, pour la suite, d'évaluer l'apport du modèle prédictif développé pour la prévision des précipitations et de la température dans les modèles atmosphériques.

Chapitre VII

Conclusion générale et perspectives

L'objectif général de cette thèse était d'identifier et d'estimer, à partir d'observations satellitaires, les variables biophysiques qui pilotent l'albédo de surface des forêts dans l'espace et le temps et de développer un premier modèle prédictif d'évolution dans le temps de l'albédo des forêts à l'échelle du paysage (échelle des modèles LSM). La France a été choisie comme région d'étude dans cette thèse pour différentes raisons : sa superficie importante en forêts tempérées, sa position au croisement de plusieurs régions biogéographiques, sa position au cœur de la zone d'incertitude en termes d'évolution future du climat et l'existence d'une campagne de mesures.

Dans un premier temps, j'ai développé une méthode afin d'isoler les forêts tempérées présentant des cycles annuels d'albédo caractéristiques, sur lesquels l'albédo de surface peut être prédit. En France métropolitaine, sur la période 2001-2013, il a été mis en évidence que 94.4% du couvert forestier présentait un cycle annuel d'albédo caractéristique, c'est-à-dire que leur série temporelle d'albédo présentait des valeurs similaires d'une année sur l'autre. Dans ce contexte, 5.6% des forêts françaises ont connu des altérations de leur albédo de surface. Dans la très grande majorité des cas, ces changements d'albédo ont été entraînés par des modifications soudaines dans les couverts végétalisés, sans changement d'occupation du sol (74.6% des forêts altérées) ou avec changement d'occupation du sol (19.3% des forêts altérées). Cependant, il a été montré qu'une partie des altérations de l'albédo qui s'opèrent dans les forêts françaises serait due à leur verdissement (6.1% des forêts altérées). Actuellement seule une faible proportion du territoire est affectée par ce phénomène. Toutefois, il a été montré dans ce manuscrit que 77.3% des forêts françaises (soit 21.6% de la superficie française) étaient susceptibles d'entraîner un forçage radiatif positif durant la période estivale. Dès lors, l'effet dû au verdissement pourrait être de $0.187 \pm 0.04 \text{ W.m}^{-2}$ durant l'été à l'horizon 2100. Par comparaison, le rapport du GIEC (2001) évaluait l'impact radiatif des changements de type de couvert (LCC) à -0.08 W.m^{-2} pour une durée comparable.

En 2018, le service Copernicus Climate Change fournira des séries temporelles de plus de 35 ans de LAI, FAPAR, FCOVER et albédo à partir des séries AVHRR, SPOT-VGT et PROBA-V. Il sera dès lors possible d'utiliser la méthodologie développée durant cette thèse sur des échelles temporelles et spatiales beaucoup plus grandes. Toutefois, il est important de noter que ce travail sera relativement lourd en termes de temps de calcul étant donné le volume de données à traiter, d'où l'intérêt de l'avoir testée et éprouvée sur un jeu de donné réduit.

Afin de développer un premier modèle prédictif d'évolution dans le temps de l'albédo des forêts, il est opportun de décomposer le signal provenant de la surface et ses propriétés. A l'échelle du paysage, les surfaces forestières peuvent être décrites comme un mélange d'albédos du sol et de la végétation, pondérés par la fraction de végétation (FCOVER). Les albédos satellitaires à l'échelle du kilomètre englobent ces trois notions. Dans un deuxième temps, par télédétection à l'échelle du paysage, j'ai donc cherché à isoler l'albédo de la végétation de l'albédo du sol nu. Pour cela, une

nouvelle méthode, s'appuyant sur un double filtre de Kalman imbriqué permettant de prendre en compte les variabilités inter et intra-annuelles de la fraction de végétation, a été développée. En moyenne sur la France comparé aux estimations existantes de Rechid et al. (2008) cette méthode a permis d'estimer l'albédo de la végétation et du sol avec une incertitude respective de 2% et 10%. La prise en compte d'une fraction de végétation (FCOVER) dynamique a permis de réduire l'incertitude de plus 50% sur des valeurs moyennes des albédos désagrégés, comparé à l'utilisation d'un FCOVER climatologique statique (comme dans la version Carrer et al. (2014)). De plus, cette nouvelle méthode a permis de restituer des albédos désagrégés (sol et végétation) avec une variabilité inter et intra-annuelle qui a permis de rendre compte des différences climatiques entre les années. La véracité de l'albédo du sol nu a pu être vérifiée au travers de plusieurs validations indirectes (précipitation et humidité superficielle du sol) et directes. Durant cette thèse, la méthode de désagrégation a été développée à partir de produits issus de satellites polaires tels que MODIS et SPOT-VGT. Cette étude a permis de rendre compte que, de par leur fréquence de revisite décadaire, ces satellites polaires ne peuvent permettre ni la détection de décalages de cycles phénologiques dus au changement climatique (suggérés par Lebourgeois et al. (2010)), ni la détection des anomalies d'albédo liées par exemple aux variations rapides de l'humidité superficielle du sol. A cet effet, seuls les produits issus de satellites géostationnaires à forte fréquence de revisite peuvent apporter des solutions.

La méthode de désagrégation développée durant cette thèse est actuellement en cours d'implémentation dans la chaîne opérationnelle du service LSA-SAF (<https://landsaf.ipma.pt/>). Il a été décidé dans ce service d'appliquer l'algorithme à des données issues du satellite géostationnaire MSG. Le disque MSG est centré sur l'Afrique et fournit une observation du tiers du globe toutes les 15 minutes.

Cette étude a également permis de mettre en évidence combien il était important de connaître les deux albédos séparés du sol et de la végétation et leur dynamique saisonnière pour évaluer l'impact radiatif des modifications des couverts forestiers tempérés. En effet, contrairement aux surfaces agricoles qui ont généralement un effet négatif en termes de forçage radiatif, l'effet des forêts de feuillus (type forestier majoritaire en France) sur le forçage radiatif varie fortement d'un type de sol à un autre et d'une saison à une autre. Durant l'été, les forêts de feuillus ont un impact généralement positif, mais durant la période hivernale l'effet dépendra du type de sol. On comprend, dès lors, que l'impact radiatif du boisement des surfaces (par expansion forestière ou plantation) reste donc incertain et qu'il est crucial de connaître le cycle saisonnier des albédos du sol et de la végétation. Afin d'analyser l'impact des forêts tempérées sur le bilan énergétique et de faciliter les prises de décisions de déforestation/afforestation (en vue d'une mitigation climatique), je chercherai, dans mes futurs travaux, à cartographier les opportunités et risques liés à la

déforestation/afforestation. Un aspect important, abordé dans l'introduction de ce manuscrit, est que les différents processus biogéochimiques et biophysiques qui se produisent dans les forêts peuvent avoir des effets inverses sur le bilan énergétique. Afin de correctement évaluer le potentiel de mitigation des forêts tempérées, ces cartes d'opportunité/risque devront prendre en considération les effets et rétroactions de ces changements d'albédo compte tenu des modifications potentielles des autres processus biophysiques et biogéochimiques (cycle de l'eau, cycle du carbone, etc.).

Une manière de progresser sur ce dernier point (compétition entre effets biophysiques et biogéochimiques) est de parvenir à proposer un modèle prédictif d'évolution de l'albédo de surface utilisable par les modèles numériques de prévision du temps et du climat. Ces modèles de surface, dits aussi LSM, permettent généralement de prédire deux variables : le LAI et le FAPAR. Je me suis employée à proposer un modèle d'évolution de l'albédo de surface de forêts tempérées s'appuyant, en partie, sur ces deux variables. Le modèle a permis de correctement restituer l'albédo de surface dans le continuum paysage-canopée, avec une erreur moyenne de 12% dans le VIS et une erreur moyenne de 8% dans le NIR, sur les forêts de France métropolitaine. Afin de prendre en compte le changement d'échelle canopée-paysage, le modèle s'appuie sur la différence de notion entre le groupage des arbres dans le paysage forestier (formation de trouées « vraies ») et le groupage des feuilles dans la canopée. A l'échelle du paysage depuis la canopée, l'albédo dépend de l'albédo du sol, de l'albédo de la canopée, du LAI, du FCOVER et du « clumping index ». Il a été montré qu'avoir des estimations précises des évolutions de l'albédo du sol et de l'albédo de la végétation de manière séparée à l'échelle du paysage est un prérequis fondamental pour la construction d'un modèle prédictif d'albédo dans le continuum paysage-canopée. L'utilisation d'un LAI prédit, réaliste, seul ne permet pas de correctement estimer l'albédo de surface. L'albédo du sol va, notamment, jouer un rôle primordial. L'utilisation de variables non réalistes, que ce soit dans les valeurs ou dans leur dynamique temporelle, aura un effet direct sur l'albédo de surface prédit par le modèle. Ainsi, l'utilisation de cycles annuels climatologiques (variabilité intra-annuelle) pour les variables non simulées par les LSM (albédo du sol, albédo de la canopée et « clumping index », FCOVER) reste une source importante d'erreur dans le modèle prédictif. L'intégration d'une variabilité interannuelle, non permise par les cycles annuels climatologiques, devra à terme être considérée.

Une paramétrisation de l'albédo du sol en fonction de son humidité superficielle, qui est une variable prédictive par le modèle ISBA (LSM du CNRM), pourra être développée sur la base des résultats obtenus dans ce travail. Cette paramétrisation permettra d'autoriser les variations inter- et intra-annuelles de l'albédo du sol. Concernant l'albédo de la canopée, une paramétrisation de son évolution en fonction de variables biogéochimiques pourra être envisagée. Dans le domaine spectral du PAR, l'évolution de l'albédo de la canopée va fortement dépendre de la teneur en pigments

photosynthétiques, et notamment en chlorophylle. Comme nous l'avons vu dans le Chapitre I, la photosynthèse et la teneur en chlorophylle sont étroitement liées dans ce domaine spectral. Or au cours du processus de photosynthèse, la végétation va capter du CO₂ et impacter le cycle du carbone. Ainsi, cette paramétrisation de l'albédo permettra d'établir le lien entre le bilan énergétique et le cycle du carbone, au travers de la photosynthèse, dans les modèles de surface tels qu'ISBA. Dès lors, il sera possible d'aborder l'analyse des opportunités/risques, liés aux stratégies de mitigations du climat par modification des types de couverts, en tenant compte pleinement des compétitions entre les différents processus biophysiques et biogéochimiques.

Disposant d'un opérateur d'observation de l'albédo, capable de simuler les produits satellitaires d'albédo de surface, le modèle ISBA sera à même d'assimiler cette quantité de façon séquentielle, au même titre que le LAI ou l'humidité superficielle du sol (Albergel et al., 2017).

Liste des abréviations

| | |
|-----------|---|
| AERUS GEO | Aerosol and surface albEdo Retrieval Using a directional Splitting method-application to GEostationary data |
| AHSPECT | Agriculture-Health-SPECTrometry |
| ALA | Average Leaf Angle |
| AOD | Aerosol Optical Depth |
| ARSF | Airborne Research and Survey Facility |
| ASD | Analytical Spectral Devices |
| ATP | Adénosine TriPhosphate |
| ATSF | Albedo Trend in Steady Forest |
| ATV | Albedo Trend in Vegetation |
| BHR | BiHemispherical Reflectance |
| BioPAR | Biophysical PARameter |
| BRDF | Bidirectional Reflectance Distribution Function |
| BRF | Bidirectional Reflectance Factor |
| BSA | Black-Sky Albedo |
| BVOC | Biogenic Volatile Organic Compound |
| CAMS | Copernicus Atmosphere Monitoring Service |
| CCI | Climate Change Initiative |
| CESBIO | Centre d'Etudes Spatiales de la BIOsphère |
| CI | Clumping Index |
| CNRM | Centre National de Recherches Météorologiques |
| CNRS | Centre National de la Recherche Scientifique |
| DEM | Digital Elevation Model |
| DHR | Directional–Hemispherical Reflectance |
| DNKF | Double Nested Kalman Filter |
| ECHAM | European Center Hamburg Model |
| ECMWF | European Center for Meteorology and Weather Forcasting |
| ECOCLIMAP | Ecosystem Climate Maps |
| EnMAP | Environmental Monitoring and Analysis Program |
| ENVISAT | ENVironmental SATellite |
| ERA | ECMWF Re-Analysis |
| ESA | European Spatial Agency |
| ESDB | European Soil Data Base |
| ESRI | Environmental Systems Research Institute |
| EUFAR | European Facility for Airborne Research |
| EVI | Enhanced Vegetation Index |
| FAO | Food and Agriculture Organization |
| FAPAR | Fraction of Absorbed Photosynthetically Active Radiation |
| FCOVER | vegetation Fraction COVER |

| | |
|--------|---|
| FRA | global Forest Resources Assessment |
| FWHM | Full Width at Half Maximum |
| GCM | Global Climate Model |
| GCOS | Global Climate Observing System |
| GEOV1 | GEOLAND2 Version 1 |
| GIEC | Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat |
| GLC | Global Land Cover |
| GPP | Gross Primary Product |
| HadGEM | Hadley Centre Global Environmental Mode |
| HWSD | Harmonized World Soil Database |
| IFN | Inventaire Forestier National |
| IGBP | International Geosphere-Biosphere Programme |
| IGN | Institut Géographique National |
| IIASA | International Institute for Applied Systems Analysis |
| IPCC | Intergovernmental Panel on Climate Change |
| ISBA | Interactions between Soil-Biosphere-Atmosphere |
| ISRIC | International Soil Reference and Information Centre |
| ISSCAS | Institute of Soil Science, Chinese Academy of Sciences |
| JRC | Joint Research Centre |
| JULES | Joint U.K. Land Environment Simulator |
| LAI | Leaf area Index |
| LCC | Land Cover Change |
| LIDAR | Laser Imaging Detection and Ranging |
| LSM | Land Surface Model |
| MERIS | MEdium Resolution Imaging Spectrometer |
| MODIS | Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer |
| MSG | Meteosat Second Generation |
| MTCI | MERIS Terrestrial Chlorophyll Index |
| NDVI | Normalized Difference Vegetation Index |
| NEP | Net Ecosystem Production |
| NERC | Natural Environment Research Council |
| NPP | Net Primary Product |
| NRT | Near Real Time |
| NWP | Numerical Weather Prediction |
| ONERA | Office National d'Etudes et de Recherches Aerospatiales |
| ONF | Office National des Forêts |
| OSAVI | Optimized Soil-Adjusted Vegetation Index |
| PAR | Photosynthetically Active Radiation |
| POLDER | POLarization and Directionality of the Earth Reflectance |
| REDD | Reducing Emissions from Deforestation and forest Degradation |
| REMO | Regional Model |
| RF | Radiative Forcing |
| RMSE | Root Mean Square Error |
| SAF | Satellite Applications Facility |
| SAFRAN | Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivologie |

| | |
|----------|--|
| SEVIRI | Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager |
| SOTER | Soil and Terrain database |
| SOTWIS | SOTER-WISE database |
| SPOT-VGT | Satellite Pour l'Observation de la Terre -VEGETATION |
| SURFEX | SURface EXternalisée |
| SVAT | Surface-Vegetation-Atmosphere-Transfer |
| SWI | Soil Water Index |
| TCARI | Transformed Chlorophyll Absorption Reflectance Index |
| TEB | Town Energy Balance |
| TOA | Top Of Atmosphere |
| TOC | Top of Canopy |
| UNESCO | United Nations Organization for Education, Science and Culture |
| USDA | United States Department of Agriculture |
| UTC | Universal Time Coordinated |
| WSA | White-Sky Albedo |

Bibliographie

Albergel C, Munier S, Leroux D J, Dewaele H, Fairbairn D, Barbu A L, Gelati E, Dorigo W, Faroux S, Meurey C, Le Moigne P, Decharme B, Mahfouf J-F and Calvet J-C 2017 Sequential assimilation of satellite-derived vegetation and soil moisture products using SURFEX_v8.0: LDAS-Monde assessment over the Euro-Mediterranean area *Geosci. Model Dev.* **10** 3889–912

Alcaraz-Segura D, Liras E, Tabik S, Paruelo J and Cabello J 2010 Evaluating the Consistency of the 1982–1999 NDVI Trends in the Iberian Peninsula across Four Time-series Derived from the AVHRR Sensor: LTDR, GIMMS, FASIR, and PAL-II Sensors **10** 1291–314

Allen W A, Gausman H W, Richardson A J 1970 Mean effective constants of cotton leaves *Journal of the Optical Society of America* **60** 542–547

Allen W A, Gausman H W, Richardson A J, Thomas J R 1969 Interaction of isotropic light with a compact leaf *Journal of the Optical Society of America* **59** 1376–1379

Almond S 2009 Validation and application of the MERIS Terrestrial Chlorophyll Index (Bournemouth University)

Anav A, Ruti P, Artale V and Valentini R 2010 Modelling the effects of land-cover changes on surface climate in the Mediterranean region *Climate Research* **41** 91–104

Anderson R G, Canadell J G, Randerson J T, Jackson R B, Hungate B A, Baldocchi D D, Ban-Weiss G A, Bonan G B, Caldeira K, Cao L, Diffenbaugh N S, Gurney K R, Kueppers L M, Law B E, Luyssaert S and O'Halloran T L 2011 Biophysical considerations in forestry for climate protection *Frontiers in Ecology and the Environment* **17** 4

Ångström A 1925 The Albedo of Various Surfaces of Ground *Geografiska Annaler* **7** 323–42

Arnould P 1991 Nouvelles forêts et vieilles forêts. In : La forêt, Colloques du Comité des Travaux historiques et scientifiques **13**-30

Arnould P., Dérioiz P., Hotyat M. - Chapitre 3 : *La forêt*, volume n°6 : *Milieux et ressources*. In : Brunet R., Auriac F. (dir.). *Atlas de France*. Paris : GIP RECLUS, Montpellier/La Documentation Française (avec le concours de la DATAR). Pp 53-72, 1995

Asner G P 1998 Biophysical and biochemical sources of variability in canopy reflectance *Remote Sens. Environ.* **64** 234–253

Asner G P and Alencar A 2010 Drought impacts on the Amazon forest: the remote sensing perspective *New Phytologist* **569**

Bai J and Perron P 2003 Computation and analysis of multiple structural change models *Journal of Applied Econometrics* **18** 1–22

- Baker T.R, et al. Increasing biomass in Amazonian forest plots. *Phil. Trans. R. Soc. B.* 2004a;359:353–365.
- Baker T.R, et al. Variation in wood density determines spatial patterns in Amazonian forest biomass. *Global Change Biol.* 2004b;10:545–562.
- Bala G, Caldeira K, Mirin A, Wickett M, Delire C and Phillips T J 2006 Biogeophysical effects of CO₂-fertilization on global climate *Tellus B*, vol. 58B, November 1, 2006, pp. 620-627
- Bala G, Caldeira K, Wickett M, Phillips T J, Lobell D B, Delire C and Mirin A 2007 Combined Climate and Carbon-Cycle Effects of Large-Scale Deforestation *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 6550
- Bala G, Caldeira K, Wickett M, Phillips T J, Lobell D B, Delire C and Mirin A 2007 Combined Climate and Carbon-Cycle Effects of Large-Scale Deforestation *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 6550
- Baldocchi, D., 1997. Measuring and modelling carbon dioxide and water vapour exchange over a temperate broad-leaved forest during the 1995 summer drought. *Plant Cell Environ.* 20, 1108–1122.
- Baret F, Hagolle O, Geiger B, Bicheron P, Miras B, Huc M, Berthelot B, Niño F, Weiss M, Samain O, Roujean J L and Leroy M 2007 LAI, fAPAR and fCover CYCLOPES global products derived from VEGETATION Remote Sensing of Environment 110 275–86
- Baret F, Weiss M, Lacaze R, Camacho F, Makhmara H, Pacholczyk P and Smets B 2013 GEOV1: LAI and FAPAR essential climate variables and FCOVER global time series capitalizing over existing products. Part1: Principles of development and production *Remote Sensing of Environment* 137 299–309
- Bartholome E, Belward A S, Achard F, Bartalev S, Carmona-Moreno C, Eva H, Fritz S, Gregoire J M, Mayaux P and Stibig H J 2002 GLC 2000: Global Land Cover mapping for the year 2000: Project status November 2002
- Batjes N H, Al-Adamat R, Bhattacharyya T, Bernoux M, Cerri C E P, Gicheru P, Kamoni P, Milne E, Pal D K and Rawajfih Z 2007 Preparation of consistent soil data sets for modelling purposes: Secondary SOTER data for four case study areas *Agriculture, Ecosystems & Environment* 122 26–34
- Baumgardner M F, Silva, L F, Biehl L L and Stoner E R 1985 Reflectance properties of soils *Advances in Agronomy* 38 1–43
- Baumgardner, M.F.; Sylva, L.F.; Biehl, L.L.; Stoner, E.R. Reflectance Properties of Soils. *Adv. Agron.* 1985, 38, 1 – 44.
- Bellassen, V., le Maire, G., Guin, O., Dhôte, J., Ciais, P., and Viovy, N.: Modelling forest management within a global vegetation model – Part 2: Model validation from a tree to a continental scale, *Ecol. Model.*, 222, 57–75, doi:10.1016/j.ecolmodel.2010.08.038, 2011.
- Belward A S and Skøien J O 2015 Who launched what, when and why; trends in global land-cover observation capacity from civilian earth observation satellites *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* **103** 115–28
- Berrisford P, Dee D, Poli P, Brugge R, Fielding K, Fuentes M, Kallberg P, Kobayashi S, Uppala S and Simmons A 2011(a) The ERA-Interim archive Version 2.0 (Reading: ECMWF)
- Berrisford P, Kållberg P, Kobayashi S, Dee D, Uppala S, Simmons A J, Poli P and Sato H 2011(b) Atmospheric conservation properties in ERA-Interim *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*

Society 137 1381–99

Best M J, Pryor M, Clark D B, Rooney G G, Essery R . L H, Ménard C B, Edwards J M, Hendry M A, Porson A, Gedney N, Mercado L M, Sitch S, Blyth E, Boucher O, Cox P M, Grimmond C S B and Harding R J 2011 The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description – Part 1: Energy and water fluxes *Geoscientific Model Development* 4 677–99

Betts R 2001 Biogeophysical impacts of land use on present-day climate: near-surface temperature change and radiative forcing *Atmospheric Science Letters* 2 39–51

Betts R 2008 Comparing apples with oranges 7–8

Betts R A 2000 Offset of the potential carbon sink from boreal forestation by decreases in surface albedo *Nature* 408 187–190

Betts R A 2006 Forcings and feedbacks by land ecosystem changes on climate change *Journal de Physique IV (Proceedings)* 139 119–42

Betts R A, Falloon P D, Goldewijk K K and Ramankutty N 2007 Biogeophysical effects of land use on climate: Model simulations of radiative forcing and large-scale temperature change *Agricultural and Forest Meteorology* 142 216–33

Black T A, Chen J-M, Lee X and Sagar R M 1991 Characteristics of shortwave and longwave irradiances under a Douglas-fir forest stand *Can. J. For. Res.* 21 1020–8

Boisvenue C and Running S W 2006 Impacts of climate change on natural forest productivity – evidence since the middle of the 20th century *Global Change Biology* 12 862–82

Bonan G B 1997 Effects of land use on the climate of the United States *Climatic Change* 37 449–86

Bonan G B 2008 Forests and Climate Change: Forcings, Feedbacks, and the Climate Benefits of Forests *Science* 320 1444–9

Bonan G B 2016 Ecological Climatology. Cambridge University Press, New York

Bonan, G. B., D. Pollard, and S. L. Thompson, 1992: Effects of boreal forest vegetation on global climate. *Nature*, 359, 716 – 718.

Boone A, Samuelsson P, Gollvik S, Napoléon A, Jarlan L, Brun E and Decharme B 2017 The interactions between soil–biosphere–atmosphere land surface model with a multi-energy balance (ISBA-MEB) option in SURFEXv8 – Part 1: Model description *Geosci. Model Dev.* **10** 843–72

Bossard M, Feranec J, Otahel J and others 2000 CORINE land cover technical guide: Addendum 2000

Bounoua L, Defries R, Collatz G J, Sellers P and Khan H 2002 Effects of land cover conversion on surface climate *Climatic Change* 52 29–64

Bournérias M and Bastien Y FORÊTS - La forêt, un milieu naturel riche et diversifié *Encycl. Universalis Fr. Online*: <https://www.universalis.fr/encyclopedie/forets-la-foret-un-milieu-naturel-riche-et-diversifie/3-structure-de-la-foret/>

Brest, C. L., & Goward, S. (1987). Deriving surface albedo measurements from narrowband satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, 8, 351 ± 367.

Bright R M 2015 Metrics for Biogeophysical Climate Forcings from Land Use and Land Cover Changes and Their Inclusion in Life Cycle Assessment: A Critical Review *Environ. Sci. Technol.* **49** 3291–303

Bright R M, Antón-Fernández C, Astrup R, Cherubini F, Kvalevåg M and Strømman A H 2014 Climate change implications of shifting forest management strategy in a boreal forest ecosystem of Norway *Glob. Change Biol.* **20** 607–21

Bright R M, Davin E, O'Halloran T, Pongratz J, Zhao K and Cescatti A 2017 Local temperature response to land cover and management change driven by non-radiative processes *Nat. Clim. Change* **7** 296–302

Bright R M, Davin E, O'Halloran T, Pongratz J, Zhao K and Cescatti A 2017 Local temperature response to land cover and management change driven by non-radiative processes *Nature Clim. Change* **7** 296–302

Brovkin V, Claussen M, Driesschaert E, Fichefet T, Kicklighter D, Loutre M F, Matthews H D, Ramankutty N, Schaeffer M and Sokolov A 2006 Biogeophysical effects of historical land cover changes simulated by six Earth system models of intermediate complexity *Climate Dynamics* **26** 587–600

Brovkin V, Ganopolski A, Claussen M, Kubatzki C and Petoukhov V 1999 Modelling Climate Response to Historical Land Cover Change *Global Ecology and Biogeography* **509**

Brown L, Chen J M, Leblanc S G and Cihlar J 2000 A shortwave infrared modification to the simple ratio for LAI retrieval in boreal forests: An image and model analysis *Remote sensing of environment* **71** 16–25

Brown P J and DeGaetano A T 2013 Trends in U.S. Surface Humidity, 1930–2010 *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **52** 147–63

Caignard T, Kremer A, Firmat C, Nicolas M, Venner S and Delzon S 2017 Increasing spring temperatures favor oak seed production in temperate areas *Sci. Rep.* **7** 8555

Calvet J-C, Noilhan J, Roujean J-L, Bessemoulin P, Cabelguenne M, Olioso A and Wigneron J-P 1998 An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites *Agricultural and Forest Meteorology* **92** 73–95,

Camacho F, Cernicharo J, Lacaze R, Baret F and Weiss M 2013 GEOV1: LAI, FAPAR essential climate variables and FCover global time series capitalizing over existing products. Part 2: Validation and intercomparison with reference products *Remote Sensing of Environment* **137** 310–29

Carrer D, Ceamanos X, Six B, and Roujean J L 2014 AERUS-GEO: A newly available satellite-derived aerosol optical depth product over Europe and Africa *Geophysical Research Letters* **41**(21) 7731–7738

Carrer D, Lafont S, Roujean J-L, Calvet J-C, Meurey C, Le Moigne P and Trigo I F 2012 Incoming Solar and Infrared Radiation Derived from METEOSAT: Impact on the Modeled Land Water and Energy Budget over France *Journal of Hydrometeorology* **13** 504–20

Carrer D, Meurey C, Ceamanos X, Roujean J-L, Calvet J-C and Liu S 2014 Dynamic mapping of snow-free vegetation and bare soil albedos at global 1km scale from 10-year analysis of MODIS satellite products *Remote Sensing of Environment* **140** 420–32

Carrer D, Roujean J-L, Hautecoeur O and Elias T 2010 Daily estimates of aerosol optical thickness over land surface based on a directional and temporal analysis of SEVIRI MSG visible observations *Journal of Geophysical Research* **115**

Carrer D, Roujean J-L, Lafont S, Calvet J-C, Boone A, Decharme B, Delire C and Gastellu-Etchegorry J-P 2013 A canopy radiative transfer scheme with explicit FAPAR for the interactive vegetation model ISBA-A-gs,Impact on carbon fluxes,CANOPY RT SCHEME FOR ISBA-A-gs LSM Journal of Geophysical Research,Biogeosciences 118 888–903,

Carrer D, Meurey C, Ceamanos X, Roujean J-L, Calvet J-C and Liu S 2014 Dynamic mapping of snow-free vegetation and bare soil albedos at global 1km scale from 10-year analysis of MODIS satellite products *Remote Sensing of Environment* 140 420–32

Carvalhais N, Forkel M, Khomik M, Bellarby J, Jung M, Migliavacca M, Mu M, Saatchi S, Santoro M, Thurner M, Weber U, Ahrens B, Beer C, Cescatti A, Randerson J T and Reichstein M 2014 Global covariation of carbon turnover times with climate in terrestrial ecosystems *Nature* Online: <http://www.nature.com/doifinder/10.1038/nature13731>

Casasola E, Clanzig K, Deville T. Etude de cas : Filtre de Kalman, 2010

Cedilnik J, Carrer D, Mahfouf J-F and Roujean J-L 2012 Impact Assessment of Daily Satellite-Derived Surface Albedo in a Limited-Area NWP Model *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **51** 1835–54

Cescatti A 1998 Effects of needle clumping in shoots and crowns on the radiative regime of a Norway spruce canopy *Annales des sciences forestières* vol 55 (EDP Sciences) pp 89–102

Cescatti A, Marcolla B, Santhana Vannan S K, Pan J Y, Román M O, Yang X, Ciais P, Cook R B, Law B E, Matteucci G, Migliavacca M, Moors E, Richardson A D, Seufert G and Schaaf C B 2012 Intercomparison of MODIS albedo retrievals and in situ measurements across the global FLUXNET network *Remote Sens. Environ.* **121** 323–34

Chapin F S, Randerson J T, McGuire A D, Foley J A and Field C B 2008 Changing Feedbacks in the Climate-Biosphere System *Frontiers in Ecology and the Environment* 313

Chen J M and Black T A 1991 Measuring leaf area index of plant canopies with branch architecture *Agricultural and Forest Meteorology* 57 1–12

Chen J M, Liu J, Leblanc S G, Lacaze R and Roujean J-L 2003 Multi-angular optical remote sensing for assessing vegetation structure and carbon absorption *Remote Sens. Environ.* **84** 516–525

Chen J M, Menges C H, and Leblanc S G 2005 Global derivation of the vegetation clumping index from multi-angular satellite data. *Remote Sensing of Environment* 97 447–457

Chen J M, Rich P M, Gower S T, Norman J M and Plummer S 1997 Leaf area index of boreal forests: Theory, techniques, and measurements *J. Geophys. Res. Atmospheres* **102** 29429–43

Chen J.M. , J. Liu, S.G. Leblanc, J.-L. Roujean, R. Lacaze 2001 Utility of multiangle remote sensing for terrestrial carbon cycle modeling Proceedings of the Symposium on Physical Signatures and Measurements in Remote Sensing, Aussois, France, 8–13 January, CNES, Toulouse, France (2001), pp. 249–260

Chen Q, Baldocchi D, Gong P and Dawson T 2008 Modeling radiation and photosynthesis of a heterogeneous savanna woodland landscape with a hierarchy of model complexities *Agric. For. Meteorol.* **148** 1005–20

Cinotti B 1996 Évolution des surfaces boisées en France : proposition de reconstitution depuis le début

du XIXe siècle. Revue forestière française XLVII 547-562

Cinotti B 1996 Evolution des surfaces boisées en France: proposition de reconstitution depuis le début du XIXe siècle Online: <http://documents.irevues.inist.fr/handle/2042/26776>

Clark D B, Mercado L M, Sitch S, Jones C D, Gedney N, Best M J, Pryor M, Rooney G G, Essery R L H, Blyth E, Boucher O, Harding R J, Huntingford C and Cox P M 2011 The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description – Part 2: Carbon fluxes and vegetation dynamics Geoscientific Model Development 4 701–22

Claussen M, Brovkin V and Ganopolski A 2001 Biogeophysical versus biogeochemical feedbacks of large-scale land cover change Geophysical Research Letters 28 1011–4

Colin A 2014 Emissions et absorptions de gaz à effet de serre liées au secteur forestier dans le contexte d'un accroissement possible de la récolte aux horizons 2020 et 2030 Technical Report (Institut national de l'information géographique et forestière)

Curran P J and Dash J 2005 Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD), chlorophyll index. European Space Agency, Noordwijk, The Netherlands,(Version 2.2)

Dale V H, Joyce L A, Mcnulty S, Neilson R P, Ayres M P, Flannigan M D, Hanson P J, Irland L C, Lugo A E, Peterson C J, Simberloff D, Swanson F J, Stocks B J and Michael Wotton B 2001 Climate Change and Forest Disturbances BioScience 51 723

Dash J and Curran P J 2004 The MERIS terrestrial chlorophyll index International Journal of Remote Sensing 25 5403–13

Dash J and Curran P J 2007 Evaluation of the MERIS terrestrial chlorophyll index (MTCI) Advances in Space Research 39 100–4

Davin E L and de Noblet-Ducoudré N 2010 Climatic Impact of Global-Scale Deforestation: Radiative versus Nonradiative Processes Journal of Climate 23 97–112

Davin E, Seneviratne S, Ciais P, Oliosoc A and Tao W 2014 Preferential cooling of hot extremes from cropland albedo management Proceedings Of The National Academy Of Sciences Of The United States Of America 111 9757

Dawson T P, Curran P J, North P R J and Plummer S E 1999 The Propagation of Foliar Biochemical Absorption Features in Forest Canopy Reflectance: A Theoretical Analysis Remote Sensing of Environment 67 147–59

Dawson T P, Curran P J and Plummer S E 1998 LIBERTY—Modeling the Effects of Leaf Biochemical Concentration on Reflectance Spectra Remote Sensing of Environment 65 50–60,

Dee D P et al 2011 The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 137 553–97

Deering D W and Leone P 1986 A sphere-scanning radiometer for rapid directional measurements of sky and ground radiance Remote Sensing of Environment 19 1–24

Dekker S, Staal A and Tuinenburg O 2017 The Amazon forest-rainfall feedback: the roles of transpiration and interception EGU General Assembly Conference Abstracts vol 19 p 4386 Online:

<http://adsabs.harvard.edu/abs/2017EGUGA..19.4386D>

Delahaye C 1909 Le déboisement et le régime des bois des particuliers. Imprimerie Th. Mercier, Niort

DeLUCIA E H, Drake J E, Thomas R B and Gonzalez-Meler M 2007 Forest carbon use efficiency: is respiration a constant fraction of gross primary production? *Glob. Change Biol.* **13** 1157–67

Deng F, Chen J M, Plummer S, Mingzhen Chen and Pisek J 2006 Algorithm for global leaf area index retrieval using satellite imagery IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **44** 2219–29

Dickinson R E 1983 Land Surface Processes and Climate—Surface Albedos and Energy Balance Advances in Geophysics **25** 305–53

Dickinson R E, Shaikh M, Bryant R and Graumlich L 1998 Interactive canopies for a climate model *Journal of Climate* **11** 2823–2836

Dobos E 2005 Albedo Encyclopedia of Soil Science, Second Edition (CRC Press)

Dobos E 2005 Albedo *Encyclopedia of Soil Science, Second Edition* (CRC Press) Online: <http://www.crcnetbase.com/doi/abs/10.1201/NOE0849338304.ch15>

Dodane C 2010 La France: des territoires en mutation *Géoconfluences* Online: <http://geoconfluences.ens-lyon.fr/doc/territ/FranceMut/FranceMutScient8a.htm>

Dolman A J, van der Molen M K, ter Maat H W and Hutjes R W A 2003 The effects of forest on mesoscale atmospheric processes Forest at the Land-Atmosphere Interface (M. Mencuccini, J. Grace, J. Moncrieff, K. McNaughton) pp 51–72

Drake J E, Davis S C, Raetz L M and DeLUCIA E H 2011 Mechanisms of age-related changes in forest production: the influence of physiological and successional changes *Glob. Change Biol.* **17** 1522–35

Duhan D and Pandey A 2013 Statistical analysis of long term spatial and temporal trends of precipitation during 1901–2002 at Madhya Pradesh, India *Atmospheric Research* **122** 136–49

Duke C and Guérif M 1998 Crop reflectance estimate errors from the SAIL model due to spatial and temporal variability of canopy and soil characteristics *Remote Sensing of Environment* **66** 286–297

Duthoit S, Demarez V, Gastellu-Etchegorry J-P, Martin E and Roujean J-L 2008 Assessing the effects of the clumping phenomenon on BRDF of a maize crop based on 3D numerical scenes using DART model *Agric. For. Meteorol.* **148** 1341–52

FAO 1998 FRA 2000: termes et définitions. Programme d'évaluation des ressources forestières 2000 (FRA 2000). Département des forêts, Rome

FAO 2006 Evaluation des ressources forestières mondiales 2005: Progrès vers la gestion forestière durable. Département des forêts, Rome

FAO 2014 Situation des forêts du monde: Mieux tirer parti des avantages socioéconomiques des forêts

FAO 2016 Evaluation des ressources forestières mondiales 2015: Comment les forêts de la planète changent-elles?. Département des forêts, Rome

Faroux S, Kaptué Tchuenté A T, Roujean J-L, Masson V, Martin E and Le Moigne P 2013 ECOCLIMAP-II/Europe,a twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on

satellite information for use in land surface, meteorological and climate models Geoscientific Model Development 6 563–82,

Feddema J J, Oleson K W, Bonan G B, Mearns L O, Buja L E, Meehl G A and Washington W M 2005 The Importance of Land cover Change in Simulating Future Climates Science 1674

Federici S, Tubiello F N, Salvatore M, Jacobs H and Schmidhuber J 2015 New estimates of CO₂ forest emissions and removals: 1990–2015 *Chang. Glob. For. Resour. 1990 2015* **352** 89–98

Feret J-B, François C, Asner G P, Gitelson A A, Martin R E, Bidel L P R, Ustin S L, le Maire G and Jacquemoud S 2008 PROSPECT-4 and 5: Advances in the leaf optical properties model separating photosynthetic pigments *Remote Sensing of Environment* 112 3030–43

Field C B, Lobell D B, Peters H A and Chiariello N R 2007 Feedbacks of terrestrial ecosystems to climate change *Annual Review of Environment and Resources* 32 1–29

Fontes A F 1996 Soil Albedo in Relation to Soil Color, Moisture and Roughness

Forkel M, Carvalhais N, Rödenbeck C, Keeling R, Heimann M, Thonicke K, Zaehle S and Reichstein M 2016 Enhanced seasonal CO₂ exchange caused by amplified plant productivity in northern ecosystems. *Science (New York, N.Y.)* 351 696–9

Friedl M A, McIver D K, Hodges J C, Zhang X Y, Muchoney D, Strahler A H, Woodcock C E, Gopal S, Schneider A, Cooper A and others 2002 Global land cover mapping from MODIS: algorithms and early results *Remote Sensing of Environment* 83 287–302

Fuchs M, Asrar G, Kanemasu E T and Hipps L E 1984 Leaf area estimates from measurements of photosynthetically active radiation in wheat canopies *Agricultural and Forest Meteorology* 32 13–22

Galle A, Florez-Sarasa I, Tomas M, Pou A, Medrano H, Ribas-Carbo M and Flexas J 2009 The role of mesophyll conductance during water stress and recovery in tobacco (*Nicotiana sylvestris*), acclimation or limitation? *Journal of Experimental Botany* 60 2379–90,

Gálos B, Hagemann S, Hänsler A, Kindermann G, Rechid D, Sieck K, Teichmann C AND Jacob D 2013 Case study for the assessment of the biogeophysical effects of a potential afforestation in Europe *Carbon Balance and Management* 8 (3), 1–12

Ganapol B D, Johnson L F, Hammer P D, Hlavka C A and Peterson D L 1998 LEAFMOD *Remote Sensing of Environment* 63 182–93,

Garrigues S, Lacaze R, Baret F, Morisette J T, Weiss M, Nickeson J E, Fernandes R, Plummer S, Shabanov N V, Myneni R B, Knyazikhin Y and Yang W 2008 Validation and intercomparison of global Leaf Area Index products derived from remote sensing data: GLOBAL LAI PRODUCTS INTERCOMPARISON *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 113

Gascoin S, Ducharme A, Ribstein P, Perroy E and Wagnon P 2009 Sensitivity of bare soil albedo to surface soil moisture on the moraine of the Zongo glacier (Bolivia): SENSITIVITY OF BARE SOIL ALBEDO *Geophysical Research Letters* 36

Gastellu-Etchegorry J P, Martin E and Gascon F 2004 DART: a 3D model for simulating satellite images and studying surface radiation budget *International Journal of Remote Sensing* 25 73–96

Gastellu-Etchegorry J-P, Auda Y, Martin E, Brut A, Demarez V, Grau E, Rubio J, Benech N, Suere C, Pierre

A S and others 2007 DART: modèle physique 3D d'images de télédétection et du bilan radiatif de paysages urbains et naturels *Teledetection* 8 159–167

Gastellu-Etchegorry J-P, Demarez V, Pinel V and Zagolski F 1996 Modeling radiative transfer in heterogeneous 3-D vegetation canopies *Remote sensing of environment* 58 131–156

Gibelin A-L, Calvet J-C, Roujean J-L, Jarlan L and Los S O 2006 Ability of the land surface model ISBA-A-gs to simulate leaf area index at the global scale, Comparison with satellites products *Journal of Geophysical Research, Atmospheres* 111 n/a-n/a

GIEC 2007 Changements climatiques 2007 - Les éléments scientifiques. Contribution du Groupe de travail I au Quatrième rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat

Gitelson A A and Merzlyak M N 1996 Signature analysis of leaf reflectance spectra: algorithm development for remote sensing of chlorophyll *Journal of plant physiology* 148 494–500

Gitelson A A, Gritz Y and Merzlyak M N 2003 Relationships between leaf chlorophyll content and spectral reflectance and algorithms for non-destructive chlorophyll assessment in higher plant leaves *Journal of plant physiology* 160 271–282

Glenn E P, Huete A R, Nagler P L and Nelson S G 2008 Relationship between remotely-sensed vegetation indices, canopy attributes and plant physiological processes: What vegetation indices can and cannot tell us about the landscape *Sensors* 8 2136–60

Gobron N, Pinty B, Aussedat O, Chen J M, Cohen W B, Fensholt R, Gond V, Huemmrich K F, Lavergne T, Mélin F, Privette J L, Sandholt I, Taberner M, Turner D P, Verstraete M M and Widlowski J-L 2006 Evaluation of fraction of absorbed photosynthetically active radiation products for different canopy radiation transfer regimes: Methodology and results using Joint Research Center products derived from SeaWiFS against ground-based estimations *Journal of Geophysical Research* 111

Gocic M and Trajkovic S 2013 Analysis of changes in meteorological variables using Mann-Kendall and Sen's slope estimator statistical tests in Serbia *Global and Planetary Change* 100 172–82

Goulden M L, Mcmillan A M S, Winston G C, Rocha A V, Manies K L, Harden J W and Bond-Lamberty B P 2011 Patterns of NPP, GPP, respiration, and NEP during boreal forest succession: CARBON DYNAMICS DURING BOREAL SUCCESSION *Glob. Change Biol.* **17** 855–71

Govaerts Y M, Jacquemoud S, Verstraete M M, Ustin S L 1996 Three-dimensional radiation transfer modeling in a dicotyledon leaf *Applied Optics* 35(33) 6585–6598

Govindasamy B, Duffy P B and Caldeira K 2001 Land use changes and Northern Hemisphere cooling *Geophysical Research Letters* 28 291–4

Gower S T, McMurtrie R E and Murty D 1996 Aboveground net primary production decline with stand age: Potential causes *Trends Ecol Evol* **11** 378–82

Guan X, Huang J, Guo N, Bi J and Wang G 2009 Variability of soil moisture and its relationship with surface albedo and soil thermal parameters over the Loess Plateau *Advances in Atmospheric Sciences* 26 692–700

Guenther A, Hewitt C N, Erickson D, Fall R, Geron C, Graedel T, Harley P, Klinger L, Lerdau M, Mckay W A, Pierce T, Scholes B, Steinbrecher R, Tallamraju R, Taylor J and Zimmerman P 1995 A global model of

natural volatile organic compound emissions *J. Geophys. Res.* **100** 8873

Guillemot H 2009 Comment évaluer un modèle numérique de climat ? Circulations et dialogues entre simulations et observations dans les pratiques des modélisateurs Revue d'anthropologie des connaissances 3 273–93

Gutman I, Graovac A and Polansky O E 1988 Spectral properties of some structurally related graphs *Discrete Appl. Math.* **19** 195–203

Haboudane D, Miller J R, Tremblay N, Zarco-Tejada P J, Dextraze L 2002 Integrated narrow-band vegetation indices for prediction of crop chlorophyll content for application to precision agriculture *Remote Sensing of Environment* 81(2) 416–42

Hahmann A N and Dickinson R E 1997 RCCM2-BATS model over tropical South America: Applications to tropical deforestation *Journal of Climate* 10 1944–64

Hanan N P 2001 Enhanced two-layer radiative transfer scheme for a land surface model with a discontinuous upper canopy *Agricultural and Forest Meteorology* 109 265–281

Harvey L D 1988 On the role of high latitude ice, snow, and vegetation feedbacks in the climatic response to external forcing changes *Climatic Change* 13 191–224

Haverd V, Lovell J L, Cuntz M, Jupp D L B, Newnham G J and Sea W 2012 The Canopy Semi-analytic Pgap And Radiative Transfer (CanSPART) model: Formulation and application *Agricultural and Forest Meteorology* 160 14–35

He L, Chen J M, Pan Y, Birdsey R and Kattge J 2012 Relationships between net primary productivity and forest stand age in U.S. forests: NPP-AGE RELATIONSHIPS FOR U.S. FORESTS *Glob. Biogeochem. Cycles* **26** Online: <http://doi.wiley.com/10.1029/2010GB003942>

He L, Chen J M, Pisek J, Schaaf C B and Strahler A H 2012 Global clumping index map derived from the MODIS BRDF product *Remote Sensing of Environment* 119 118–30

He L, Liu J, Chen J M, Croft H, Wang R, Sprintsin M, Zheng T, Ryu Y, Pisek J, Gonsamo A, Deng F and Zhang Y 2016 Inter- and intra-annual variations of clumping index derived from the MODIS BRDF product *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 44 53–60

Henttonen H M, Nöjd P and Mäkinen H 2017 Environment-induced growth changes in the Finnish forests during 1971–2010 – An analysis based on National Forest Inventory *For. Ecol. Manag.* **386** 22–36

Hill, M. J., Román, M. O., Schaaf, C. B., Hutley, L., Brannstrom, C., Etter, A., et al. (2011). Characterizing vegetation cover in global savannas with an annual foliage clumping index derived from the MODIS BRDF product. *Remote Sensing of Environment*, 115, 2008 – 2024

Hollinger D Y, Ollinger S V, Richardson A D, Meyers T P, Dail D B, Martin M E, Scott N A, Arkebauer T J, Baldocchi D D, Clark K L, Curtis P S, Davis K J, Desai A R, Dragoni D, Goulden M L, Gu L, Katul G G, Pallardy S G, Paw U K T, Schmid H P, Stoy P C, Suyker A E and Verma S B 2010 Albedo estimates for land surface models and support for a new paradigm based on foliage nitrogen concentration *Global Change Biology* 16 696–710

Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, Noguer M, van der Linden P J, Dai X and Maskell K IPCC, 2001:Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United

Kingdom and New York, NY, USA, 881pp

Houldcroft C J, Grey W M F, Barnsley M, Taylor C M, Los S O and North P R J 2009 New Vegetation Albedo Parameters and Global Fields of Soil Background Albedo Derived from MODIS for Use in a Climate Model *Journal of Hydrometeorology* 10 183–98

Idso S, Jackson R, Reginato R, Kimball B and Nakayama F 1975 The dependence of bare soils albedo on soil water content *Journal of Applied Meteorology* 14 109–13

IGN 2012 La forêt en chiffres et en cartes Online:
http://www.ofme.org/documents/actualite/201211/IFN_PubliNat2012_TOME.pdf

IPCC 2007 *FAQ 1.1 - AR4 WGI Chapter 1: Historical Overview of Climate Change Science* Online:
https://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/en/faq-1-1.html

IPCC 2013 Annex I: Atlas of Global and Regional Climate Projections [van Oldenborgh, G.J., M. Collins, J. Arblaster, J.H. Christensen, J. Marotzke, S.B. Power, M. Rummukainen and T. Zhou (eds.)]. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*

Irons J R, Ranson K J and Daughtry C S T 1988 Estimating big bluestem albedo from directional reflectance measurements *Remote Sensing of Environment* 25 185–199

Jackson R B, Randerson J T, Canadell J G, Anderson R G, Avissar R, Baldocchi D D, Bonan G B, Caldeira K, Diffenbaugh N S, Field C B, Hungate B A, Jobbágy E G, Kueppers L M, Nosetto M D and Pataki D E 2008 Protecting climate with forests *Environmental Research Letters* 3 044006

Jacob D 2001 A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin *Meteorology and Atmospheric Physics* 77 61–73

Jacquemoud S 2002 HDR (Université Paris 7)

Jacquemoud S and Baret F 1990 PROSPECT,A model of leaf optical properties spectra *Remote Sensing of Environment* 34 75–91,

Jacquemoud S et Bousquet L Modélisation des propriétés optiques des feuilles: état de l'art, perspectives et applications en télédétection. 12ème Congrès de l'Association Québécoise de Télédétection "La relève : une télédétection en évolution", 10-12 mai 2005, Ville de Saguenay, Québec, Canada

Jacquemoud S, Verhoef W, Baret F, Bacour C, Zarco-Tejada P J, Asner G P, François C and Ustin S L 2009 PROSPECT+SAIL models: A review of use for vegetation characterization *Remote Sensing of Environment* 113 S56–66

Jacquemoud S,Bacour C,Poilv   H and Frangi J-P 2000 Comparison of Four Radiative Transfer Models to Simulate Plant Canopies Reflectance *Remote Sensing of Environment* 74 471–81

Johns T C, Durman C F, Banks H T, Roberts M J, McLaren A J, Ridley J K, Senior C A, Williams K D, Jones A, Rickard G J, Cusack S, Ingram W J, Crucifix M, Sexton D M H, Joshi M M, Dong B-W, Spencer H, Hill R S R, Gregory J M, Keen A B, Pardaens A K, Lowe J A, Bodas-Salcedo A, Stark S and Searl Y 2006 The New Hadley Centre Climate Model (HadGEM1): Evaluation of Coupled Simulations *J. Climate* 19 1327–53

Joly D, Brossard T, Cardot H, Cavailhes J, Hilal M and Wavresky P 2010 Types of climates on continental

France, a spatial construction Cybergeo : European Journal of Geography

Kahle H-P 2008 *Causes and consequences of forest growth trends in Europe: Results of the recognition project* vol 21 (Brill)

Karabulut M, Gürbüz M and Korkmaz H 2008 Precipitation and Temperature Trend Analyses in Samsun J. Int. Environmental Application & Science 3 399–408

Kimes D S 1983 Dynamics of directional reflectance factor distributions for vegetation canopies, Appl. Opt. 22 1364-1372

Kimes D S, Newcomb W W, Tucker C J, Zonneveld I S, Van Wijngaarden W, De Leeuw J and Epema G F 1985 Directional reflectance factor distributions for cover types of Northern Africa Remote Sensing of Environment 18 1–19

Kimes D S, Sellers P J and Newcomb W W 1987 Hemispherical Reflectance Variations of Vegetation Canopies and Implications for Global and Regional Energy Budget Studies J. Climate Appl. Meteor. 26 959–72

King D A, Bachelet D M, Symstad A J, Ferschweiler K and Hobbins M 2015 Estimation of potential evapotranspiration from extraterrestrial radiation, air temperature and humidity to assess future climate change effects on the vegetation of the Northern Great Plains, USA *Ecol. Model.* **297** 86–97

Kira T and Sihdei T 1967 Primary production and turnover of organic matter in different forest ecosystems of the western pacific *Jpn J Ecol* **17** 70–87

Kirschbaum M U 2005 A modeling analysis of the interaction between forest age and forest responsiveness to increasing CO₂ concentration Tree physiology 25 953–963

Kirschbaum M U F 2011 Does Enhanced Photosynthesis Enhance Growth? Lessons Learned from CO₂ Enrichment Studies *PLANT Physiol.* **155** 117–24

Knyazikhin Y, Martonchik J V, Myneni R B, Diner D J and Running S W 1998 Synergistic algorithm for estimating vegetation canopy leaf area index and fraction of absorbed photosynthetically active radiation from MODIS and MISR data Journal of Geophysical Research 103 32257–75

Koerner W, Cinotti B, Jussy J-H et Benoît M 2000 Evolution des surfaces boisées en France depuis le début du XIXe siècle: idendification et localisation des boisements des territoires agricoles abandonnés Revue Forestière Française 52 249–269

Kriebel K . 1979 Albedo of vegetated surfaces,its variability with differing irradiances Remote Sensing of Environment 8 283–90,

Krinner G, Viovy N, de Noblet-Ducoudr? N, Og?e J, Polcher J, Friedlingstein P, Ciais P, Sitch S and Prentice I C 2005 A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system: DVGM FOR COUPLED CLIMATE STUDIES Global Biogeochemical Cycles 19

Kucharik C J, Norman J M and Gower S T 1999 Characterization of radiation regimes in nonrandom forest canopies: theory, measurements, and a simplified modeling approach Tree physiology 19 695–706

Kucharik C J, Norman J M and Gower S T 1999 Characterization of radiation regimes in nonrandom

- forest canopies: theory, measurements, and a simplified modeling approach *Tree Physiol.* **19** 695–706
- Kutsch, W.L., Liu, C.J., Hormann, G., Herbst, M., 2005. Spatial heterogeneity of ecosystem carbon fluxes in a broadleaved forest in Northern Germany. *Global Change Biol.* **11**, 70–88.
- Kuusinen N, Tomppo E, Shuai Y and Berninger F 2014 Effects of forest age on albedo in boreal forests estimated from MODIS and Landsat albedo retrievals *Remote Sensing of Environment* **145** 145–53
- Laanaia N, Carrer D, Calvet J-C and Pagé C 2016 How will climate change affect the vegetation cycle over France? A generic modeling approach *Clim. Risk Manag.* **31**–42
- Lacaze R 1999 Restitution des paramètres des surfaces continentales utiles à l'étude du climat à partir des observations multiangulaires de la télédétection optique Télédétection et physique de la biosphère (Toulouse 3)
- Lacaze R, Chen J M, Roujean J-L and Leblanc S G 2002 Retrieval of vegetation clumping index using hot spot signatures measured by POLDER instrument *Remote Sensing of Environment* **79** 84–95
- Latham J, Cumani R, Rosati I and Bloise M 2014 Global Land Cover SHARE (GLC-SHARE) Database Beta-Release Version 1.0-2014 Food and Agric. Organ. of the UN, FAO, Rome, Italy
- Leblanc, S. G., Chen, J. M., White, H. P., Cihlar, J., Roujean, J. L., & Lacaze, R. (2001). Mapping vegetation clumping index from directional satellite measurements. Proceedings of the 8th International Symposium on Physical Signatures and Measurements in Remote Sensing, Aussois, France (pp. 450 – 459). Toulouse, France.
- Lebourgeois F, Pierrat J-C, Perez V, Piedallu C, Cecchini S and Ulrich E 2010 Simulating phenological shifts in French temperate forests under two climatic change scenarios and four driving global circulation models *International Journal of Biometeorology* **54** 563–81
- Lee X, Goulden M L, Hollinger D Y, Barr A, Black T A, Bohrer G, Bracho R, Drake B, Goldstein A, Gu L, Katul G, Kolb T, Law B E, Margolis H, Meyers T, Monson R, Munger W, Oren R, Paw U K T, Richardson A D, Schmid H P, Staebler R, Wofsy S and Zhao L 2011 Observed increase in local cooling effect of deforestation at higher latitudes *Nature* **479** 384–7
- Lemaître F 2002 Recensement et classification des méthodes statistiques employées en hydrologie pour mettre en évidence et caractériser la non-stationnarité d'une série *Travail de fin d'études*
- Lenton T. M. and Vaughan N. E. 2009 The radiative forcing potential of different climate geoengineering options *Atmospheric Chemistry and Physics* **9** 5539
- Li W, Weiss M, Waldner F, Defourny P, Demarez V, Morin D, Hagolle O and Baret F 2015 A Generic Algorithm to Estimate LAI, FAPAR and FCover Variables from SPOT4_HRVIR and Landsat Sensors: Evaluation of the Consistency and Comparison with Ground Measurements *Remote Sens.* **7** 15494–516
- Li W and Fang H 2015 Estimation of direct, diffuse, and total FPARs from Landsat surface reflectance data and ground-based estimates over six FLUXNET sites *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* **120** 96–112
- Li X and Strahler A H 1986 Geometric-Optical Bidirectional Reflectance Modeling of a Conifer Forest Canopy *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing GE-24* 906–19
- Li X and Strahler A H 1988 Modeling the gap probability of a discontinuous vegetation canopy *IEEE*

Transactions on Geoscience and Remote Sensing 26 161-170

Li X and Strahler A H 1992 Geometric-optical bidirectional reflectance modeling of the discrete crown vegetation canopy: effect of crown shape and mutual shadowing IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 30 276–92

Li Z, Bhatt U S and Mölders N 2008 Impact of doubled CO₂ on the interaction between the global and regional water cycles in four study regions Climate Dynamics 30 255–75

Li Z, Tang H, Zhang B, Yang G and Xin X 2015 Evaluation and Intercomparison of MODIS and GEOV1 Global Leaf Area Index Products over Four Sites in North China Sensors 15 6196–216

Li, Z., & Leighton, H. (1992). Narrowband to broadband conversion with spatially autocorrelated reflectance measurements. *Journal of Applied Meteorology*, 31, 421 ± 432.

Liang S 2003 A direct algorithm for estimating land surface broadband albedos from MODIS imagery IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 41 136-45

Liang S 2007 Recent developments in estimating land surface biogeophysical variables from optical remote sensing. Progress in Physical Geography 31 501–16

Liang S, Strahler A H and Walthall C 1999 Retrieval of land surface albedo from satellite observations: A simulation study *J. Appl. Meteorol.* **38** 712–725

Liang S, Zhang X, Xiao Z, Cheng J, Liu Q and Zhao X 2013 Global Land Surface Satellite (GLASS) Products: Algorithms, Validation and Analysis (Springer Science & Business Media)

Liang, S., Shuey, C., Fang, H., Walthall, C., Daughtry, C., & Hunt, R. (2000). Narrowband to broadband conversions of land surface albedo:II. Validation. *Remote Sensing of the Environment*.

Lindner M, Maroscheck M, Netherer S, Kremer A, Barbati A, Garcia-Gonzalo J, Seidl R, Delzon S, Corona P, Kolström M, Lexer M J and Marchetti M 2010 Climate change impacts, adaptive capacity, and vulnerability of European forest ecosystems Forest Ecology and Management 259 698–709

Liu H, Wang B and Fu C 2008 Relationships between surface albedo, soil thermal parameters and soil moisture in the semi-arid area of Tongyu, northeastern China Advances in Atmospheric Sciences 25 757–64

Liu S, Roujean J-L, Kaptue Tchuente A T, Ceamanos X and Calvet J-C 2014 A parameterization of SEVIRI and MODIS daily surface albedo with soil moisture: Calibration and validation over southwestern France *Remote Sensing of Environment* 144 137–51

Lloyd J and Farquhar G D 2008 Effects of rising temperatures and [CO₂] on the physiology of tropical forest trees *Philos. Trans. R. Soc. B Biol. Sci.* **363** 1811–7

Lobell D B and Asner G P 2002 Moisture Effects on Soil Reflectance Soil Science Society of America Journal 66 722–7

Loew A, van Bodegom P M, Widlowski J-L, Otto J, Quaife T, Pinty B and Raddatz T 2014 Do we (need to) care about canopy radiation schemes in DGVMs? Caveats and potential impacts *Biogeosciences* **11** 1873–97

Loranty M M, Goetz S J and Beck P S A 2011 Tundra vegetation effects on pan-Arctic albedo.

Environmental Research Letters 6 1

- Lucht W, Schaaf C B and Strahler A H 2000 An algorithm for the retrieval of albedo from space using semiempirical BRDF models *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 38 977–998,
- Lutz D A and Howarth R B 2014 Valuing albedo as an ecosystem service: implications for forest management *Clim. Change* **124** 53–63
- Luyssaert S, Schulze E-D, Borner A, Knöhl A, Hessenmoller D, Law B E, Ciais P and Grace J 2008 Old-growth forests as global carbon sinks *Nature* 455 213–5
- MacDonald G., Kremenetski K. and Beilman D. 2008 Climate change and the northern Russian treeline zone *Philos. Trans. R. Soc. B Biol. Sci.* **363** 2283–99
- Maier S W, Lüdeker W and Günther K P 1999 SLOP *Remote Sensing of Environment* 68 273–80,
- Maillard A, Diquélou S, Billard V, Laîné P, Garnica M, Prudent M, Garcia-Mina J-M, Yvin J-C and Ourry A 2015 Leaf mineral nutrient remobilization during leaf senescence and modulation by nutrient deficiency *Front. Plant Sci.* **6** 317
- Maresca B, Mordret X, Ughetto A L and Blancher P 2011 Évaluation des services rendus par les écosystèmes en France: Les enseignements d'une application du Millennium Ecosystem Assessment au territoire français Développement durable et territoires
- Masson V, Champeaux J-L, Chauvin F, Meriguet C and Lacaze R 2003 A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models *Journal of Climate* 16 1261–1282,
- Matthias A D, Post D F, Accioly L, Fimbres A, Sano E, and Batchily A K 1999 Measurement of albedos for small areas of soil *Soil Science* 164 293–301
- McGrath M J, Luyssaert S, Meyfroidt P, Kaplan J O, Bürgi M, Chen Y, Erb K, Gimmi U, McInerney D, Naudts K, Otto J, Pasztor F, Ryder J, Schelhaas M-J and Valade A 2015 Reconstructing European forest management from 1600 to 2010 *Biogeosciences* 12 4291–316
- McGrath M J, Ryder J, Pinty B, Otto J, Naudts K, Valade A, Chen Y, Weedon J and Luyssaert S 2016 A multi-level canopy radiative transfer scheme for ORCHIDEE (SVN r2566), based on a domain-averaged structure factor *Geoscientific Model Development Discussions* 1–22
- Millán M M 2008 Drought in the Mediterranean and summer floods in the UK and central and eastern Europe: What global climate models cannot see regarding the hydrological cycles in Europe and why. Unpublished internal Gammeltoft-RACCM CIRCE report produced for the European Commission
- Ministère du Développement durable 2011 La forêt française en chiffres Online: <http://www.developpement-durable.gouv.fr/La-foret-francaise-en-chiffres.html>
- Mira M, Weiss M, Baret F, Courault D, Hagolle O, Gallego-Elvira B and Olioso A 2015 The MODIS (collection V006) BRDF/albedo product MCD43D: Temporal course evaluated over agricultural landscape *Remote Sensing of Environment* 170 216–28
- Mooney P A, Mulligan F J and Fealy R 2011 Comparison of ERA-40, ERA-Interim and NCEP/NCAR reanalysis data with observed surface air temperatures over Ireland *International Journal of Climatology* 31 545–57

- Muller E and Decamps H 2001 Modeling soil moisture–reflectance *Remote Sensing of Environment* 76 173–180
- Munier S, Carrer D, Planque C, Camacho F, Albergel C and Calvet J-C Satellite Leaf Area Index: global scale analysis of the tendencies per vegetation type over the last 17 years *Remote Sensing of Environment* (submitted)
- Muñoz I, Campra P and Fernández-Alba A R 2010 Including CO₂-emission equivalence of changes in land surface albedo in life cycle assessment. Methodology and case study on greenhouse agriculture *The International Journal of Life Cycle Assessment* 15 672–81
- Myhre G and Myhre A 2003 Uncertainties in Radiative Forcing due to Surface Albedo Changes Caused by Land-Use Changes *J. Climate* 16 1511–24
- Myhre G, Kvalevåg M M and Schaaf C B 2005 Radiative forcing due to anthropogenic vegetation change based on MODIS surface albedo data *Geophysical Research Letters* 32
- Nabuurs G and Coauthors 2007 Forestry. *Climate Change 2007: Mitigation of climate change Contribution of Working Group III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [B. Metz, O.R. Davidson, P.R. Bosch, R. Dave, L.A. Meyer (eds)] (Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge Univ. Pr) pp 541–84
- Nabuurs G-J, Lindner M, Verkerk P J, Gunia K, Deda P, Michalak R and Grassi G 2013 First signs of carbon sink saturation in European forest biomass *Nature Climate Change* 3 792–6
- Nachtergaele F O, van Velthuizen H, Verelst L, Batjes N H, Dijkshoorn J A, van Engelen V W P, Fischer G, Jones A, Montanarella L, Petri M and others 2008 Harmonized world soil database (Version 1.0)
- Nasahara, K.N., Muraoka, H., Nagai, S., Mikami, H., 2008. Vertical integration of leaf area index in a Japanese deciduous broad-leaved forest. *Agric. Forest Meteorol.* 148, 1136–1146
- Naudts K, Ryder J, McGrath M J, Otto J, Chen Y, Valade A, Bellasen V, Berhongaray G, Bönisch G, Campioli M, Ghattas J, De Groote T, Haverd V, Kattge J, MacBean N, Maignan F, Merilä P, Penuelas J, Peylin P, Pinty B, Pretzsch H, Schulze E D, Solyga D, Vuichard N, Yan Y and Luyssaert S 2015 A vertically discretised canopy description for ORCHIDEE (SVN r2290) and the modifications to the energy, water and carbon fluxes *Geoscientific Model Development* 8 2035–65
- Naudts K, Yiying Chen, McGrath M J, Ryder J, Valade A, Otto J and Luyssaert S 2016 Europe's forest management did not mitigate climate warming. *Science* 351 597–600
- Neema D L, Shah A and Patel A N 1987 A statistical optical model for light reflection and penetration through sand *International Journal of Remote Sensing* 8 1209–17
- Nemani R R, Keeling C D, Hashimoto H, Jolly W M, Piper S C, Tucker C J, Myneni R B and Running S W 2003 Climate-Driven Increases in Global Terrestrial Net Primary Production from 1982 to 1999 *Science* 300 1560
- Ni W, Li X, Woodcock C E, Roujeau J-L and Davis R E 1997 Transmission of solar radiation in boreal conifer forests: Measurements and models *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 102 29555–66
- Nicodemus, F. E.; Richmond, J. C.; Hsia, J. J.; Ginsberg, I. W. & Limperis, T. Geometrical Considerations and Nomenclature for Reflectance, report, October 1977; Washington D.C..

(digital.library.unt.edu/ark:/67531/metadc171061/: accessed July 5, 2017), University of North Texas Libraries, Digital Library, digital.library.unt.edu; crediting UNT Libraries Government Documents Department.

Nilson T 1971 A theoretical analysis of the frequency of gaps in plant stands Agricultural meteorology 8 25–38

Ni-Meister W, Yang W and Kiang N Y 2010 A clumped-foliage canopy radiative transfer model for a global dynamic terrestrial ecosystem model. I: Theory Agricultural and Forest Meteorology 150 881–94

Nilson T and Peterson U 1994 Age dependence of forest reflectance: Analysis of main driving factors Remote Sensing of Environment 48 319–31

Noda H M, Motohka T, Murakami K, Muraoka H and Nasahara K N 2014 Reflectance and transmittance spectra of leaves and shoots of 22 vascular plant species and reflectance spectra of trunks and branches of 12 tree species in Japan *Ecol. Res.* **29** 111–111

Noilhan J and Planton S 1989 A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models Mon. Wea. Rev. 117 536–49

North P R J 1996 Three-dimensional forest light interaction model using a Monte Carlo method IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 34 946–56

Ohta T, Hashimoto T and Ishibashi H 1993 Energy budget comparison of snowmelt rates in a deciduous forest and an open site Annals of Glaciology 18 53–9

Oker-Blom P 1986 Photosynthetic radiation regime and canopy structure in modelled forest stands Acta Forestalia Fennica 197 1–44

Oleson, K., et al. (2013), Technical description of version 4.5 of the Community Land Model (CLM), NCAR Technical Note NCAR/TN-503+STR.

Olson D M, Dinerstein E, Wikramanayake E D, Burgess N D, Powell G V, Underwood E C, D'amico J A, Itoua I, Strand H E, Morrison J C and others 2001 Terrestrial Ecoregions of the World: A New Map of Life on Earth: A new global map of terrestrial ecoregions provides an innovative tool for conserving biodiversity BioScience 51 933–938

Olson, D.M., E. Dinerstein, E.D. Wikramanayake, N.D. Burgess, G.V.N. Powell, E.C. Underwood, J.A. D'Amico, I. Itoua, H.E. Strand, J.C. Morrison, C.J. Loucks, T.F. Allnutt, T.H. Ricketts, Y. Kura, J.F. Lamoreux, W.W. Wetengel, P. Hedao, and K.R. Kassem. Terrestrial Ecoregions of the World: A New Map of Life on Earth, BioScience 51 933-938

ONF 2015 Forêts françaises : des forêts aux multiples visages Office National des Forêts (French National Forestry Commission) Online:
http://www.onf.fr/gestion_durable/sommaire/milieu_vivant/patrimoine/forets_francaises/20071001-125710-322141/@@index.html

ONF 2017 Bois : une diversité d'essences
http://www.onf.fr/gestion_durable/sommaire/ressources/materiau_bois/matiere_premiere/20071008-082844-294042/@@index.html

ONF 2017 Forêts du monde: chiffres clés Online:
http://www.onf.fr/gestion_durable/sommaire/milieu_vivant/patrimoine/forets_monde/20070926-125710-322141/@@index.html

112926-300942/@@index.htm

ONF 2017 Forêts françaises : le patrimoine forestier français en forte expansion Online: http://www.onf.fr/gestion_durable/sommaire/milieu_vivant/patrimoine/forets_francaises/20071001-133331-958050/@@index.html

Oreskes N, Shrader-Frechette K and Belitz K 1994 Verification, validation, and confirmation of numerical models in the earth sciences *Science* **263** 641–646

Otterman J 1990 Inferring parameters for canopies nonuniform in azimuth by model inversion *Remote Sensing of Environment* **33** 41–53

Otto J, Berveiller D, Bréon F-M, Delpierre N, Geppert G, Granier A, Jans W, Knohl A, Kuusk A, Longdoz B, Moors E, Mund M, Pinty B, Schelhaas M-J and Luyssaert S 2014 Forest summer albedo is sensitive to species and thinning: how should we account for this in Earth system models? *Biogeosciences* **11** 2411–27

Pagé C 2008 Format des données SAFRAN et scénarios climatiques désagrégés au CERFACS Climate modelling and Global Change

Patel A N 1979 Studies on variation of spectral signatures in relation to certain geotechnical properties of soil samples (University of Indore)

Phillips O.L, et al. Changes in the carbon balance of tropical forest: evidence from long-term plots. *Science*. 1998;282:439–442.

Pielke R A and Avissar R 1990 Influence of landscape structure on local and regional climate *Landscape Ecology* **4** 133–155

Pielke R A, Marland G, Betts R A, Chase T N, Eastman J L, Niles J O, Dev Dutta S, Niyogi and Running S W 2002 The Influence of Land-Use Change and Landscape Dynamics on the Climate System: Relevance to Climate-Change Policy beyond the Radiative Effect of Greenhouse Gases *Philosophical Transactions: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* **1705**

Pignard G 2000 Evolution récente des forêts françaises: surface, volume sur pied, productivité *Revue Forestière Française NSpécial* **2000** 27–36

Pinty B, Gobron N, Widlowski J-L, Lavergne T and Verstraete M M 2004 Synergy between 1-D and 3-D radiation transfer models to retrieve vegetation canopy properties from remote sensing data: RETRIEVING VEGETATION PROPERTIES *J. Geophys. Res. Atmospheres* **109** n/a-n/a

Pinty B, Jung M, Kaminski T, Lavergne T, Mund M, Plummer S, Thomas E and Widlowski J-L 2011 Evaluation of the JRC-TIP 0.01° products over a mid-latitude deciduous forest site *Remote Sens. Environ.* **115** 3567–81

Pinty B, Lavergne T, Dickinson R E, Widlowski J-L, Gobron N and Verstraete M M 2006 Simplifying the interaction of land surfaces with radiation for relating remote sensing products to climate models *J. Geophys. Res.* **111** Online: <http://doi.wiley.com/10.1029/2005JD005952>

Pisek, J., Chen, J. M., Lacaze, R., Sonnentag, O., & Alikas, K. (2010). Expanding global mapping of the foliage clumping index with multi-angular POLDER three measurements: Evaluation and topographic compensation. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, **65**, 341 – 346

Pitman A J 2003 The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models *Int. J. Climatol.* **23** 479–510

Planque C, Carrer D and Roujean J-L 2017 Analysis of MODIS albedo changes over steady woody covers in France during the period of 2001?2013 *Remote Sens. Environ.* **191** 13–29

Pottier M, García de la Torre V S, Victor C, David L C, Chalot M and Thomine S 2015 Genotypic variations in the dynamics of metal concentrations in poplar leaves: A field study with a perspective on phytoremediation *Environ. Pollut.* **199** 73–82

Qin W 1993 Modeling bidirectional reflectance of multicomponent vegetation canopies *Remote Sensing of Environment* **46** 235–45

Qu Y, Liang S, Liu Q, He T, Liu S and Li X 2015 Mapping Surface Broadband Albedo from Satellite Observations,A Review of Literatures on Algorithms and Products *Remote Sensing* **7** 990–1020,

Quintana-Seguí P, Le Moigne P, Durand Y, Martin E, Habets F, Baillon M, Canellas C, Franchisteguy L and Morel S 2008 Analysis of Near-Surface Atmospheric Variables: Validation of the SAFRAN Analysis over France *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **47** 92–107

Ramaswamy V, Boucher O, Haigh J, Hauglustaine D, Haywood J, Myhre G, Nakajima T, Shi G, Solomon S, Betts R E, Charlson R, Chuang C C, Daniel J S, Del Genio A D, Feichter J, Fuglestvedt J, Forster P M, Ghan S J, Jones A, Kiehl J T, Koch D, Land C, Lean J, Lohmann U, Minschwaner K, Penner J E, Roberts D L, Rodhe H, Roelofs G-J, Rotstain L D, Schneider T L, Schumann U, Schwartz S E, Schwartzkopf M D, Shine K P, Smith S J, Stevenson D S, Stordal F, Tegen I, van Dorland R, Zhang Y, Srinivasan J and Joos F 2001 Radiative Forcing of Climate Change (Houghton, J. T. et al; Cambridge University Press, New York, NY, United States(US).)

Randerson J T, Chapin F S, Harden J W, Neff J C and Harmon M E 2002 Net ecosystem production: A comprehensive measure of net carbon accumulation by ecosystems. Online: <http://www.escholarship.org/uc/item/0x90v7pk>

Ranson K J,Irons J R and Daughtry C S T 1991 Surface albedo from bidirectional reflectance *Remote Sensing of Environment* **35** 201–11,

Rechid D and Jacob D 2006 Influence of monthly varying vegetation on the simulated climate in Europe. *Meteor. Z.* **15** 99–116

Rechid D, Raddatz T J and Jacob D 2008 Parameterization of snow-free land surface albedo as a function of vegetation phenology based on MODIS data and applied in climate modelling *Theoretical and Applied Climatology* **95** 245–55

Roberts D A, Ustin S L, Ogunjemiyo S, Greenberg J, Dobrowski S Z, Chen J and Hinckley T M 2004 Spectral and Structural Measures of Northwest Forest Vegetation at Leaf to Landscape Scales *Ecosystems* **7**

Roeckner E, Bäuml G, Bonaventura L, Brokopf R, Esch M, Giorgetta M, Hagemann S, Kirchner I, Kornblueh L, Manzini E and others 2003 The atmospheric general circulation model ECHAM 5. PART I: Model description

Rondeaux G, Steven M and Baret F 1996 Optimization of soil-adjusted vegetation indices *Remote Sensing of Environment* **55**(2) 95-107

- Ross J 1981 The Radiation Regime and Architecture of Plant Stands W. Junk Norwell Mass
- Rotenberg E and Yakir D 2010 Contribution of semi-arid forests to the climate system *Science* 327 451–4
- Roujean J-L 1996 A tractable physical model of shortwave radiation interception by vegetative canopies *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 101 9523–32
- Roujean J-L 1999 Measurements of PAR transmittance within boreal forest stands during BOREAS *Agricultural and forest meteorology* 93 1–6
- Roujean J-L, Leroy M and Deschamps P-Y 1992 A bidirectional reflectance model of the Earth's surface for the correction of remote sensing data *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 97 20455–20468
- Rouse J W, Haas R H, Schell J A, and Deering D W 1973 'Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS', Third ERTS Symposium, NASA SP-351 I, 309-317
- Roxy M S, Sumithranand V B and Renuka G 2010 Variability of soil moisture and its relationship with surface albedo and soil thermal diffusivity at Astronomical Observatory, Thiruvananthapuram, south Kerala *Journal of Earth System Science* 119 507–517
- Ryan M G and Waring R H 1992 Maintenance Respiration and Stand Development in a Subalpine Lodgepole Pine Forest *Ecology* 73 2100–8
- Ryan M G, Binkley D and Fownes J H 1997 Age-Related Decline in Forest Productivity: Pattern and Process *Advances in Ecological Research* vol 27, ed M Begon and A H Fitter (Academic Press) pp 213–62 Online: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0065250408600094>
- Ryan M G, Binkley D, Fownes J H, Giardina C P and Senock R S 2004 AN EXPERIMENTAL TEST OF THE CAUSES OF FOREST GROWTH DECLINE WITH STAND AGE *Ecol. Monogr.* 74 393–414
- Ryu Y, Nilson T, Kobayashi H, Sonnentag O, Law B E and Baldocchi D D 2010 On the correct estimation of effective leaf area index: Does it reveal information on clumping effects? *Agric. For. Meteorol.* 150 463–72
- Sabine et al in The Global Carbon Cycle: Integrating Humans, Climate, and the Natural World. Field, C. B. and Raupach M. R. (eds). 2004. Island Press, Washington, DC.
- Salisbury F B et Ross C W 1978 Plant Physiology 2nd ed., Belmont, California, Wadsworth Publ. Co
- Samain O, Roujean J and Geiger B 2008 Use of a Kalman filter for the retrieval of surface BRDF coefficients with a time-evolving model based on the ECOCLIMAP land cover classification *Remote Sensing of Environment* 112 1337–46
- Sanderson M, Santini M, Valentini R and Pope E 2012 Relationships between forests and weather (EC Directorate General of the Environment)
- Schaaf C B, Li X and Strahler A H 1994 Topographic effects on bidirectional and hemispherical reflectances calculated with a geometric-optical canopy model *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 32 1186–1193
- Schaaf C B, Gao F, Strahler A H, Lucht W, Li X, Tsang T, Strugnell N C, Zhang X, Jin Y, Muller J-P and others 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 and Martonchik J V 2006 Reflectance quantities in optical remote sensing—definitions and case studies *Remote Sensing of Environment* 103 27–42,

Schimel D, Alves D, Enting I, Heimann M, Joos F, Raynaud D, Wigley T, Prather M, Derwent R, Ehhalt D, Fraser P, Sanhueza E, Zhou X, Jonas P, Charlson R, Rodhe H, Sadasivan S, Shine K P, Fouquart Y, Ramaswamy V, Solomon S, Srinivasan J, Albritton D, Derwent R, Isaksen I, Lal M and Wuebbles D 1996 Radiative forcing of climate change (United Kingdom: Cambridge University Press : Cambridge, United Kingdom) pp 65–131

Sellers P J, Randall D A, Collatz G J, Berry J A, Field C B, Dazlich D A, Zhang C, Collelo G D and Bounoua L 1996 A Revised Land Surface Parameterization (SiB2) for Atmospheric GCMS. Part I,Model Formulation *Journal of Climate* 9 676–705,

Sen P K 1968 Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American Statistical Association* 63 1379-1389

Simmons A J, Willett K M, Jones P D, Thorne P W and Dee D P 2010 Low-frequency variations in surface atmospheric humidity, temperature, and precipitation: Inferences from reanalyses and monthly gridded observational data sets *Journal of Geophysical Research* 115

Sims D A and Gamon J A 2002 Relationships between leaf pigment content and spectral reflectance across a wide range of species, leaf structures and developmental stages *Remote sensing of environment* 81 337–354

Socol O 2010 La gestion durable des réserves naturelles en zone montagnarde – Etudes de cas : La réserve naturelle des Hauts de Chartreuse (Alpes françaises) et la réserve naturelle de L'épicéa de résonance de Lăpușna (Carpates Orientales) *Géographie (Grenoble I)*: Université Joseph-Fourier

Soja A J, Tchebakova N M, French N H F, Flannigan M D, Shugart H H, Stocks B J, Sukhinin A I, Parfenova E I, Chapin F S and Stackhouse P W 2007 Climate-induced boreal forest change: Predictions versus current observations *Global and Planetary Change* 56 274–96

Spracklen D V, Bonn B and Carslaw K S 2008 Boreal forests, aerosols and the impacts on clouds and climate *Philos. Trans. R. Soc. Math. Phys. Eng. Sci.* **366** 4613–26

Starks P J,Norman J M,Blad B L,Walter-Shea E A and Walthall C L 1991 Estimation of shortwave hemispherical reflectance (albedo) from bidirectionally reflected radiance data *Remote sensing of Environment* 38 123–134,

Sun Q 2014 Assessing change in the Earth's land surface albedo with moderate resolution satellite imagery (Boston University)
Online,https://open.bu.edu/bitstream/handle/2144/15403/Sun_bu_0017E_10849.pdf?sequence=1

Sun Q,Wang Z,Li Z,Erb A and Schaaf C B 2017 Evaluation of the global MODIS 30 arc-second spatially and temporally complete snow-free land surface albedo and reflectance anisotropy dataset *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 58 36–49,

Swann A L, Fung I Y, Levis S, Bonan G B and Doney S C 2010 Changes in Arctic Vegetation Amplify High-Latitude Warming through the Greenhouse Effect *Proceedings of the National Academy of Sciences of*

the United States of America 1295

Tan X and Gan T Y 2015 Nonstationary Analysis of Annual Maximum Streamflow of Canada Journal of Climate 28 1788–805

Tang J, Luyssaert S, Richardson A D, Kutsch W and Janssens I A 2014 Steeper declines in forest photosynthesis than respiration explain age-driven decreases in forest growth *Proc. Natl. Acad. Sci.* **111** 8856–60

Teuling A J, Taylor C M, Meirink J F, Melsen L A, Miralles D G, van Heerwaarden C C, Vautard R, Stegehuis A I, Nabuurs G-J and de Arellano J V-G 2017 Observational evidence for cloud cover enhancement over western European forests *Nat. Commun.* **8** 14065

Thanyapraneedkul J, Muramatsu K, Daigo M, Furumi S, Soyama N, Nasahara K, Muraoka H, Noda H, Nagai S, Maeda T, Mano M and Mizoguchi Y 2012 A Vegetation Index to Estimate Terrestrial Gross Primary Production Capacity for the Global Change Observation Mission-Climate (GCOM-C)/Second-Generation Global Imager (SGLI) Satellite Sensor Remote Sensing 4 3689–720

Tian L, Zhang Y and Zhu J 2014 Decreased surface albedo driven by denser vegetation on the Tibetan Plateau Environmental Research Letters 9 104001

Tissot W and Kohler Y 2013 *Integration of Nature Protection in Forest Policy in France* (European Forest Institute) Online: <http://www.eficent.efi.int/files/attachments/eficent/projects/france.pdf>

Tsendbazar N E, Herold M, Mayaux P, Achard F, Kirches G, Brockmann C, Boettcher M, Lamarche C, Bontemps S and Defourny P 2014 CCI Land Cover Product Validation and Inter-comparison Report (Belgium: UCL-Geomatics)

Tsvetsinskaya E A, Schaaf C B, Gao F, Strahler A H, Dickinson R E, Zeng X and Lucht W 2002 Relating MODIS-derived surface albedo to soils and rock types over Northern Africa and the Arabian peninsula Geophys. Res. Lett. 29 67–1

Turner D, Clarke K, Lewis M and Ostendorf B 2013 Using NDVI dynamics as an indicator of native vegetation management in a heterogeneous and highly fragmented landscape *20th International Congress on Modelling and Simulation, Adelaide, Australia* pp 1–6

Vamborg F S E, Brovkin V and Claussen M 2011 The effect of a dynamic background albedo scheme on Sahel/Sahara precipitation during the mid-Holocene *Clim. Past* **7** 117–31

Verhoef W 1984 Light scattering by leaf layers with application to canopy reflectance modeling, the SAIL model *Remote sensing of environment* 16 125–141,

Verstraete M M, Pinty B and Dickinson R E 1990 A physical model of the bidirectional reflectance of vegetation canopies, 1. Theory *Journal of Geophysical Research, Atmospheres* 95 11755–65

Viña A, Gitelson A A, Ngay-Robertson A L and Peng Y 2011 Comparison of different vegetation indices for the remote assessment of green leaf area index of crops *Remote Sensing of Environment* 115 3468–78

Wang D, Liang S, Zhou Y, He T and Yu Y 2016 A New Method for Retrieving Daily Land Surface Albedo From VIIRS Data *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 55 1765–75,

Wang K, Wang P, Liu J, Sparrow M, Haginoya S and Zhou X 2005 Variation of surface albedo and soil

thermal parameters with soil moisture content at a semi-desert site on the western Tibetan Plateau
 Boundary-Layer Meteorology 116 117–29

Wanner W, Li X and Strahler A H 1995 On the derivation of kernels for kernel-driven models of bidirectional reflectance Journal of Geophysical Research,Atmospheres 100 21077–89,

Wei Y, Li M, Chen H, Lewis B J, Yu D, Zhou L, Zhou W, Fang X, Zhao W and Dai L 2013 Variation in Carbon Storage and Its Distribution by Stand Age and Forest Type in Boreal and Temperate Forests in Northeastern China PLOS ONE 8 e72201

Weidong L, Baret F, Xingfa G, Qingxi T, Lanfen Z and Bing Z 2002 Relating soil surface moisture to reflectance Remote sensing of environment 81 238–246

Weiss M and Baret F 1999 Evaluation of canopy biophysical variable retrieval performances from the accumulation of large swath satellite data Remote sensing of environment 70 293–306

Weiss M et Baret F 2016 Can-Eye V6.4.6 User Manual

Weiss M, Baret F, Garrigues S and Lacaze R 2007 LAI and fAPAR CYCLOPES global products derived from VEGETATION. Part 2: validation and comparison with MODIS collection 4 products Remote Sensing of Environment 110 317–31

Weiss M, Baret F, Garrigues S and Lacaze R 2007 LAI and fAPAR CYCLOPES global products derived from VEGETATION. Part 2: validation and comparison with MODIS collection 4 products *Remote Sens. Environ.* 110 317–31

Weiss M, Baret F, Smith G J, Jonckheere I and Coppin P 2004 Review of methods for in situ leaf area index (LAI) determination Agricultural and Forest Meteorology 121 37–53

Wicklein H F, Ollinger S V, Martin M E, Hollinger D Y, Lepine L C, Day M C, Bartlett M K, Richardson A D and Norby R J 2012 Variation in foliar nitrogen and albedo in response to nitrogen fertilization and elevated CO₂ Oecologia 169 915–25

WILLIAMS D L 1991 A comparison of spectral reflectance properties at the needle, branch, and canopy level for selected conifer species (English) Remote sensing of environment 35 79–93

WRAMNEBY A , SMITH B and SAMUELSSON P 2010 Hot spots of vegetation-climate feedbacks under future greenhouse forcing in Europe Journal of geophysical research 115

Wydick, J. E., Davis, P. A. & Gruber, A. (1987). Estimation of broadband planetary albedo from operational narrowband satellite measurements. NOAA Technical Report NESDIS 27, April 1987.

Yamazaki T 1995 The Influence of Forests on Atmospheric Heating during the Snowmelt Season Journal of Applied Meteorology 34 511–9

Yan K, Park T, Yan G, Chen C, Yang B, Liu Z, Nemani R, Knyazikhin Y and Myneni R 2016 Evaluation of MODIS LAI/FPAR Product Collection 6. Part 1: Consistency and Improvements Remote Sensing 8 359

Yuan H, Dickinson R E, Dai Y, Shaikh M J, Zhou L, Shangguan W and Ji D 2014 A 3D Canopy Radiative Transfer Model for Global Climate Modeling: Description, Validation, and Application Journal of Climate 27 1168–92

Zeileis A, Kleiber C, Krämer W and Hornik K 2003 Testing and dating of structural changes in practice

Computational Statistics & Data Analysis 44 109–23

Zhai J, Liu R, Liu J, Zhao G and Huang L 2014 Radiative forcing over China due to albedo change caused by land cover change during 1990–2010 Journal of Geographical Sciences 24 789–801

ZHANG X, FRIEDL M A , SCHAAF C B , STRAHLER A H , HODGES J C F , FENG GAO, REED B C and HUETE A 2003 Monitoring vegetation phenology using MODIS (English) Remote sensing of environment 84 471–5

Zhang Y, Gao J, Liu L, Wang Z, Ding M and Yang X 2013 NDVI-based vegetation changes and their responses to climate change from 1982 to 2011: A case study in the Koshi River Basin in the middle Himalayas *Glob. Planet. Change* **108** 139–48

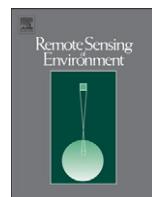
Zhang Y, Xu M, Chen H and Adams J 2009 Global pattern of NPP to GPP ratio derived from MODIS data: effects of ecosystem type, geographical location and climate *Glob. Ecol. Biogeogr.* **18** 280–90

Zhang, X., and M. D. Goldberg (2011), Monitoring fall foliage coloration dynamics using time-series satellite data, *Remote Sens. Environ.*, 115(2), 382–391.

Zhao G, Tian P, Mu X, Jiao J, Wang F and Gao P 2014 Quantifying the impact of climate variability and human activities on streamflow in the middle reaches of the Yellow River basin, China Journal of Hydrology 519 387–98

Zhao M and Running S W 2010 Drought-Induced Reduction in Global Terrestrial Net Primary Production from 2000 Through 2009 Science 940

Annexe 1



Analysis of MODIS albedo changes over steady woody covers in France during the period of 2001–2013

Carole Planque, Dominique Carrer ^{*}, Jean-Louis Roujean

Météo France/CNRS, CNRM UMR-3589, Météo-France, Toulouse, France



ARTICLE INFO

Article history:

Received 13 April 2016

Received in revised form 14 December 2016

Accepted 29 December 2016

Available online 19 January 2017

Keywords:

Albedo

Gradual trend

Woody cover

Greenness

Denser forest

Radiative forcing

ABSTRACT

Using MODIS satellite data, this study examines the presence and causes of albedo trends in vegetation in France during the last decade. Special attention is paid to steady woody areas. During the last decade, 0.31% of the land surface of France has been identified as being affected by a sudden albedo shift due to land cover changes (LCC). Excluding these sudden changes in land cover, we show a significant (decreasing) albedo trends over 3.5% of France (p -value < 0.01). In most cases (84%), trends were identified in non-vegetated and non-steady vegetated covers; however, gradual albedo trends were observed in steady woody covers in over 0.1% of the surface area of France. The majority (59.9%) of these woody covers were broadleaved tree covers; the remainder was divided between needle-leaved and mixed tree covers and shrub cover. On average, in the steady woody covers affected by gradual albedo trends, the visible albedo shift was -0.0088 between 2001 and 2013, i.e., a loss of 20.1–29.8% depending on the woody cover type. This decrease in albedo was supported by a significant gradual increase (p -value < 0.05) in the normalized difference vegetation index (NDVI). This increase in greenness appears to be linked to the under-use of woody areas in France, leading to denser forests. The impact of these gradual albedo trends on the radiative forcing (RF) was estimated and compared to the impact of LCCs. During the 21st century in France, the impact on the radiative forcing of steady woody covers could reach $+0.2 \text{ W.m}^{-2}$. This value is 2.5 times larger than IPCC estimates based on past vegetation changes.

© 2017 Elsevier Inc. All rights reserved.

1. Introduction

Forested areas have been receiving a lot of attention from the scientific community because they represent a dominant land cover (Latham et al., 2014) and provide economic, social, and environmental benefits to the human population. The consensus is that forests are becoming seriously endangered due to their close link with climate through various mechanisms (Betts, 2006). Because plants act like mediators, changes in the vegetation cover affect the flux exchanges between the land surface and the atmosphere and, therefore, impact the climate (Davin and de Noblet-Ducoudré, 2010). These flux exchanges are modified primarily due to changes in the biogeochemical and biogeophysical properties of the surface layer. Deforestation, for example, leads to the release of CO_2 into the atmosphere, therefore increasing greenhouse gas emissions (Schimel et al., 1996). In addition, changing the nature of the land cover can affect the climate by modifying biophysical variables, such as surface albedo, surface roughness, and evapotranspiration (Field et al., 2007; Bonan, 2008; Chapin et al., 2008; Anderson et al., 2011).

Surface albedo is an Essential Climate Variable (ECV), which is defined as the ratio of the radiation reflected from a surface to the total incoming radiation on the Earth's surface. Surface albedo and associated biophysical processes have a more significant impact on climate than biogeochemical processes because of their linear effect on the surface energy balance (Bala et al., 2006; Lee et al., 2011; Rotenberg and Yakir, 2010). Therefore, the loss of forest coverage increases the surface albedo, resulting in a climate cooling effect (Bonan, 1997; Davin and de Noblet-Ducoudré, 2010). The same feature leads to a decrease in evapotranspiration and surface roughness, leading to climate warming (Hahmann and Dickinson, 1997; Li et al., 2008). In fact, the cooling or warming of the atmosphere, and the resulting climate effect, is particularly sensitive to interactions between various biophysical processes, which have seasonal and geographic dependences.

Several recent investigations have highlighted the dependence of deforestation/afforestation climate impacts on latitude (Claussen et al., 2001; Pielke et al., 2002; Bala et al., 2007; Betts et al., 2007; Bonan, 2008; Wramneby et al., 2010). The impact of competitive effects between forest albedo and evapotranspiration on climate is relatively well understood at both high and low latitudes, but it remains that, at mid-latitudes, the interaction between temperate forests and climate response is more complex and uncertain (Sanderson et al., 2012). However, it should be highlighted that deforestation initiatives in temperate

* Corresponding author at: Météo France, 42 avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse, France.

E-mail address: dominique.carrer@meteo.fr (D. Carrer).

areas may have contributed to cooling in the past in the Northern Hemisphere (Brovkin et al., 1999; Bonan, 1997; Betts, 2001; Govindasamy et al., 2001; Bounoua et al., 2002; Feddema et al., 2005; Brovkin et al., 2006; Betts, 2008).

This study focuses on mainland France where the mean temperature in the coldest month can drop to -2°C in some areas and the mean temperature in the warmest month can reach 25°C in the Mediterranean areas. Due to its location and topography, France has a disparate climate, including oceanic, continental, Mediterranean, and mountain climates throughout its mainland (Joly et al., 2010). This makes France an ideal control area for temperate climates.

Forest albedos can be particularly low in the visible range for healthy fully-developed canopies absorbing most of the incoming solar radiation. This makes the forest environment warm (Sanderson et al., 2012), which acts to change the surrounding air temperature through radiative forcing. Changes in vegetation greenness have been shown to influence surface albedo (Tian et al., 2014). Therefore, vegetation albedo can be used as a proxy variable to track modifications in forest covers. Surface albedo can be accessed in two ways: modeling and remote sensing. However, any modeling approach has its own limitations and uncertainties when estimating the surface albedo (Liang, 2007). Satellite remote sensing techniques are able to provide the temporal continuity needed for information concerning surface properties. This continuity can help us reconstruct the historical background of land cover evolution at the landscape scale (Zhai et al., 2014). For this reason, satellite data are widely used to study surface characteristics, geographic regularity, and climate change at regional and global scales (Asner and Alencar, 2010; Zhao and Running, 2010). The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) satellite albedo product has a long history and has been widely used to study vegetation cover (e.g., Knyazikhin et al., 1998; Friedl et al., 2002; Zhang et al., 2003; Myhre et al., 2005; Loranty et al., 2011; Carrer et al., 2014; Mira et al., 2015). Therefore, in this study, we used the MODIS Bidirectional Reflectance Distribution Function (BRDF)/Albedo CMG gap-filled snow-free product

(MCD43GF) to study the vegetation cover in France. This product is available from 2001 to 2013, which determined the temporal period for this study.

Studies on forests have focused on Land Use Cover Change (LUCC) programs, such as deforestation and afforestation, and on evaluating the disturbance or/and benefit of these shifts on climate. Afforestation has been proposed as a strategy to mitigate climate change. The climate benefits of such policies are often evaluated in terms of carbon sequestration potential without considering biophysical processes (Nabuurs et al., 2007). However, the impacts of biophysical factors, especially the surface albedo, are crucial to analyze the feedbacks of land cover change (LCC), such as deforestation, on climate at middle and high latitudes. Even changes less radical than deforestation may seriously affect the life cycle of forest ecosystems, and these changes need to be better defined.

The aim of this study is to investigate the possible occurrence and associated causes of gradual surface albedo trends in temperate forests in France during the last decade (2001–2013). In addition, this study seeks to evaluate the impact of surface albedo trends on the radiative forcing compared to sudden LUCC events. In Section 2, the data and the method used to detect the gradual albedo trends, as well as to evaluate their impacts, are described. Section 3 presents the results of the observed trends, and Section 4 summarizes the study and its conclusions.

2. Material and methods

2.1. The study area and study period

The study area covers all of mainland France and extends from 41°N to 51°N and from 5°W to 9°E in the Latitude–Longitude projection system. In France, >50% of the territory is dedicated to agriculture. After agriculture, forest is the main land cover occupying 28% of the entire surface (IGN, 2012; ONF, 2015). The forest cover in France represents

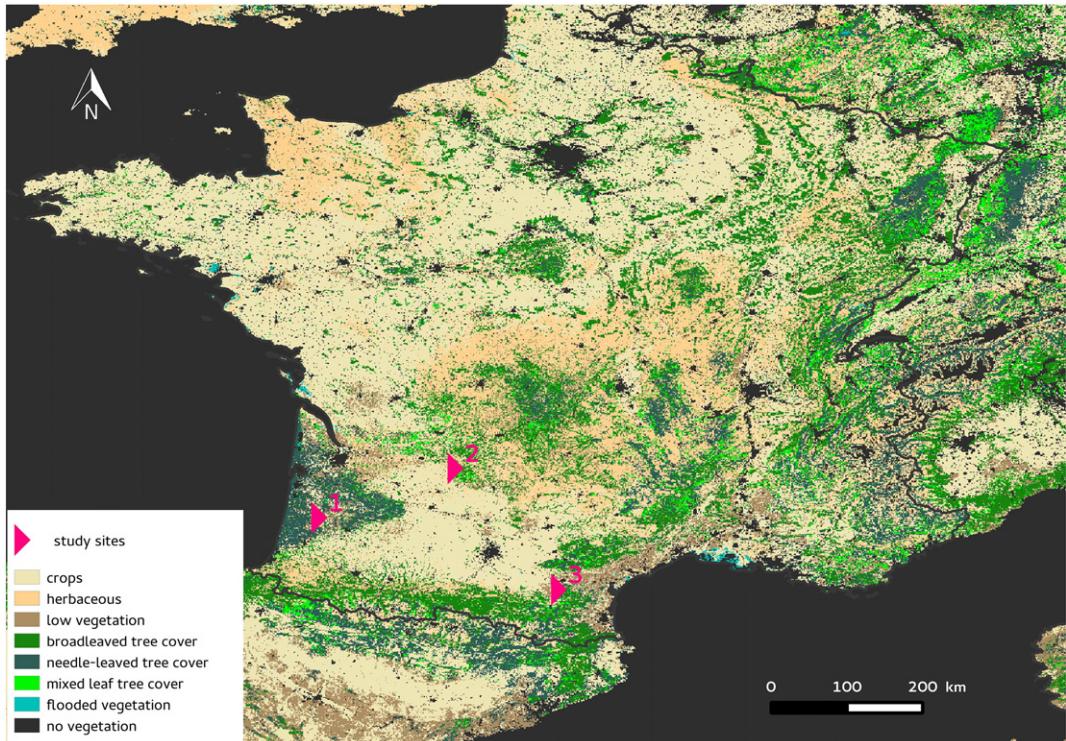


Fig. 1. The eight classes of land cover from the 2010 ESA-CCI land cover product.

13% of European wooded areas, ranking France as the third country in Europe with regards to forested areas ([Ministère du Développement Durable, 2011](#)). Forests in France are extremely diversified in terms of species. Currently, deciduous forests are dominant, even though forest managers are increasingly replacing them with coniferous trees, which have higher short-term productivity and are economically more profitable in the forestry industry. Six deciduous species and four coniferous species account for 82% of forest stands. Of the deciduous species, oak represents 41% of the forests in France or a total of 6 million hectares ([ONF, 2015](#)). In northern France, deciduous species compose approximately 70% of forests whereas, in the southern half of France, coniferous and deciduous species are more equally distributed ([Fig. 1](#)). The forest cover in France is old and has experienced increasing and decreasing phases over the centuries. Since the middle of the 19th century, the forest surface area in France has increased. Because forests in France are spatially, diversely, and temporally fluctuating, they need to be further investigated.

Three sites were selected to illustrate temporal events occurring in France ([Fig. 1](#)). Site 1 is located in southwestern France (0.755°W 44.055°N), in the managed forest of Landes region. This is the largest maritime pine forest in Europe and is classified as needle-leaved tree cover in [Fig. 1](#). In January 2009, Cyclone Klaus struck southern Europe. The Landes Forest was particularly devastated due to the shallow depth of the root systems of the maritime pines, and Cyclone Klaus caused severe and massive damage to this forested area by uprooting trees. Site 2 is located in southwestern France (1.046°E 44.713°N), in the Dordogne region, and is classified as broadleaved tree cover in [Fig. 1](#). Site 3 is also in southwestern France (2.413°E 43.096°N), in the Corbières region, and is classified as broadleaved tree cover in [Fig. 1](#).

[Gálos et al. \(2013\)](#) studied the biophysical effects of European forest cover change by focusing on the summertime months (i.e., June, July, and August). [Gálos et al. \(2013\)](#) chose to focus on this period for two reasons. First, during the summer, the fluxes between the atmosphere and the surface are intense. Second, the leaf area index (LAI) of deciduous forests, which acts as a control on these fluxes, reaches its maximum during the summer. Because this study focuses on forest cover change and deciduous forests are dominant in France, we restricted our analysis to the fully vegetated season in which forest maturity has been reached. Based on the works of [Lebourgeois et al. \(2010\)](#) and [Gálos et al. \(2013\)](#), we restricted our analysis to June 1–August 31 period. The study period is from 2001 to 2013.

2.2. Datasets

2.2.1. Satellite products

Several satellite imagery datasets were used in this study. First, visible (VIS), near-infrared (NIR), shortwave (SW) black-sky albedos (BSA), and SW white-sky albedos (WSA) were obtained from the UMass Boston ftp server (<ftp://rsftp.eeos.umb.edu/data02/Gapfilled/>). We used the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Bidirectional Reflectance Distribution Function (BRDF)/Albedo CMG gap-filled snow-free product (MCD43GF), with an 8-day time step and 1/120° spatial resolution (i.e., approximately 1 km), over France for the 2001–2013 period ([Sun, 2014](#)). Therefore, the spatial domain of the study area covers an area of 1680 km × 1200 km. The quality flag information was used. Pixels showing >5% of data with poor quality in time series (i.e., quality flag >3) were not considered in this study.

Leaf area index (LAI) and the fraction of green vegetation cover (FCOVER) are two GEOLAND2 Version 1 (GEOV1) Biogeophysical Parameter (BioPAR) products ([Camacho et al., 2013](#)) built from the SPOT-VEGETATION sensor with a 10-day temporal resolution and a 1-km spatial resolution (<http://land.copernicus.eu/global/>). [Li et al. \(2015\)](#) showed that GEOV1 products are more accurate than MODIS LAI and FCover products in areas with large LAI during the summer period. The characterization of the vegetation was determined by

normalized difference vegetation index (NDVI), which is defined as

$$\text{NDVI} = \frac{\rho_{\text{NIR}} - \rho_{\text{VIS}}}{\rho_{\text{NIR}} + \rho_{\text{VIS}}} \quad (1)$$

where ρ_{NIR} is the near-infrared albedo and ρ_{VIS} is the visible albedo ([Rouse et al., 1973](#)).

Originally, we used the red band as the VIS band, as conventionally seen in the scientific literature. However, the results were more significant with the visible broadband than with the red band, see [Appendix A](#) for further details. Moreover, official MODIS NDVI product could not be used in this study for two reasons. First, during the study period, only Terra 16-day 1 km product was available (Aqua not available in 2001). Second, the quality flag of Terra NDVI product revealed that, on average, around 20% of data in the time series were of poor quality. Therefore, the NDVI was calculated with the MODIS VIS and NIR broadband albedos, which are based on Aqua and Terra satellites. The average percentage of MODIS albedo data with poor quality is <1% during the study period in France.

2.2.2. Land cover map product

In addition to these satellite products, we used the 2000, 2005, and 2010 global land cover maps ([Tsendbazar et al., 2014](#)), with 300 m spatial resolution, from the Land Cover project of the Climate Change Initiative (CCI) led by the European Space Agency (ESA) (www.esa-landcover-cci.org). The 2000, 2005, and 2010 products were derived from a 10-year land cover map built from the 2003–2012 MERIS Full and Reduced Resolution data. The initial 300 m products were resampled to the working spatial resolution, i.e. 1 km, and eight common classes of vegetation were created from the 36 classes of ESA-CCI land cover products (see [Table 1](#)). Each product covered a 5-year period, 1998–2002, 2003–2007, and 2008–2012, respectively, for the 2000, 2005, and 2010 land cover products.

2.2.3. ERA-Interim

ERA-Interim is a global atmospheric reanalysis from 1979 produced by the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) ([Berrisford et al., 2011a](#)). It uses 12-hourly 4D-variational data assimilation on a spectral grid with a triangular truncation of 255 waves and a hybrid vertical coordinate system with 60 levels ([Mooney et al., 2011; Simmons et al., 2010](#)). ERA-Interim offers a large variety of parameters describing weather, ocean-wave, and land-surface conditions ([Dee et al., 2011](#)). ERA-Interim was established to improve and replace ERA-40. Broadly speaking, ERA-Interim performs better than ERA-40. However, the ERA-Interim product still overestimates the top of atmosphere (TOA) incident solar radiation by approximately 2 W·m⁻² due to an unsolved programming error ([Berrisford et al., 2011b; Dee et al., 2011](#)). This TOA incident solar radiation overestimation may lead to a 0.44% underestimation of the radiative forcing results presented in this study.

Table 1

Correspondence between the eight classes of land cover and the ESA-CCI land cover product and their relative surface.

| New class numbers | New classes | ESA-CCI land cover class values | Surface (%) |
|-------------------|--------------------------|---------------------------------|-------------|
| 1 | Crops | 10, 20, 30 | 44.2 |
| 2 | Herbaceous | 11, 110, 130, 140, 153 | 18.9 |
| 3 | Low vegetation/shrub | 12, 40, 100, 120, 121, 122, | 5.5 |
| 4 | Broadleaved tree cover | 150, 152 | 14.2 |
| 5 | Needle-leaved tree cover | 50, 60, 61, 62 | 6.6 |
| 6 | Mixed leaf tree cover | 70, 71, 72, 80, 81, 82 | 2.6 |
| 7 | Watered vegetation | 90 | 0.3 |
| 8 | No vegetation | 160, 170, 180 | 7.7 |

ERA-Interim data at 0.75° resolution were obtained from the ECMWF data server (<http://www.apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/>) and extrapolated to 1 km. Surface solar radiation downwards (in J.m⁻²) and TOA incident solar radiation (in J.m⁻²) in 12-h accumulations, at 0000 UTC and 1200 UTC, were acquired and added to calculate the daily surface solar radiation downwards and the TOA incident solar radiation.

2.3. Statistical methods

2.3.1. Trend test

We focused on the fully vegetated season after forest maturity had been reached (June 1–August 31), as mentioned in Section 2.1. For each year between 2001 and 2013, data between days of year 152 and 243 were collected and averaged. The Mann-Kendall (MK) test is a season-sensitive statistical trend test. Averaging the annual summer values allows the use of the MK test with seasonal datasets (Karabulut et al., 2008; Gocic and Trajkovic, 2013; Duhan and Pandey, 2013). The Mann-Kendall (MK) and Sen's slope (SS) estimator non-parametric tests were carried out on each pixel to detect possible temporal trends over the years.

The null hypothesis (H_0) of the MK test is “no apparent trend”. In this study, the significant level of 0.01 was used. Below this limit, the null hypothesis was rejected and a significant trend was detected. The Mann-Kendall (MK) test has been widely used to detect significant trends in climatic and environmental variables (Liang et al., 2013; Karabulut et al., 2008; Gocic and Trajkovic, 2013; Duhan and Pandey, 2013; Alcaraz-Segura et al., 2010) for various reasons. First, it does not require any hypotheses concerning the variables, and second, it is more powerful than parametric tests, in particular for non-Gaussian series.

Once a significant monotonic trend was detected by the MK test, we used the Sen's slope test to quantify the magnitude of the trend. Sen's slope is a non-parametric test and an alternative to parametric linear regression. The test is robust to outliers because, instead of calculating a mean slope as in parametric tests, the median slope is extracted.

2.3.2. Breakpoints test

Even though the MK test is based on a monotonic trend hypothesis, a break in the data series does not decrease the relevance of this test compared to the Pettitt test (Lemaître, 2002). For this reason, a second dedicated test was applied to detect breaks. Zeileis' method was used to identify one or several breaks in the time series (Zeileis et al., 2003). Several methods have been developed to test for structural change; however, most of them assume that there is a single shift under the alternative hypothesis or that the timing and the type of change are known. Zeileis developed a method, based on several statistical tests, to test for the presence of an unknown number of breaks and to date them (Zeileis et al., 2003). See Bai and Perron (2003) for more details concerning this algorithm.

The model tests the null hypothesis (H_0), which is “the regression coefficients remain stable”, against the alternative hypothesis, “the regression coefficients vary over time”. The regression coefficient is estimated recursively with a moving data window of constant bandwidth (h) and compared to the estimates based on the whole sample (Zeileis et al., 2003). h was fixed to 92-day period (i.e. 10-SPOT-VGT data period). To summarize, Zeileis' method allows us to obtain information concerning the number of breaks and their position. Therefore, this method allowed us to differentiate steady areas (break = 0) from areas with structural changes.

2.4. Radiative forcing calculation

Radiative forcing (RF) is defined as the difference between the incoming energy on Earth and the energy radiated back to space. Positive radiative forcing tends to warm the climatic system, whereas negative radiative forcing may lead to a cooling effect. Various studies have

focused on ways to link albedo change to global climate change through RF. Muñoz et al. (2010) defined radiative forcing using the following equation based on previous studies (Ramaswamy et al., 2001; Lenton and Vaughan, 2009):

$$RF_{TOA} = -Rs * \frac{Rs}{Rtoa} * \Delta\alpha \quad (2)$$

where RF_{TOA} is the RF (in W.m⁻²) at the top of atmosphere (TOA), Rs is the downward solar radiation at the Earth's surface, and $Rtoa$ is the incident solar radiation at the TOA level. The ratio between Rs and $Rtoa$ approximates the upward atmospheric transmittance factor (Ta). It is assumed here that the downward and upward transmittances are equal. Finally, $\Delta\alpha$ is the shift in surface albedo estimated by applying a linear regression to shortwave albedo time series. In this study, the RF (W.m⁻²) was calculated based on Muñoz et al.'s (2010) method, using ERA-Interim daily surface solar radiation downward (Rs) and TOA incident solar radiation ($Rtoa$) products and the MODIS shortwave BSA and WSA over the 2001–2013 summer-time period.

The albedo trend did not affect the entire study area; therefore, the radiative forcing must be weighed against the total land surface of France (i.e., 919,678 pixels):

$$RF_r = RF_{TOA} * \frac{A_{affected}}{A_{France}} \quad (3)$$

where RF_r is the relative radiative forcing (in W.m⁻²), RF_{TOA} is the RF (in W.m⁻²) at the top of atmosphere (TOA) as described in Eq. (2), $A_{affected}$ is the affected area, and A_{France} is the land surface of the study area.

2.5. Experimental design

The aim of this study was to first investigate the existence and causes of gradual albedo trends in steady temperate forests in France during the last decade (2001–2013), then to evaluate their impact on RF compared to sudden changes. Therefore, a step-by-step method is required, as detailed in the following sections supporting Fig. 2.

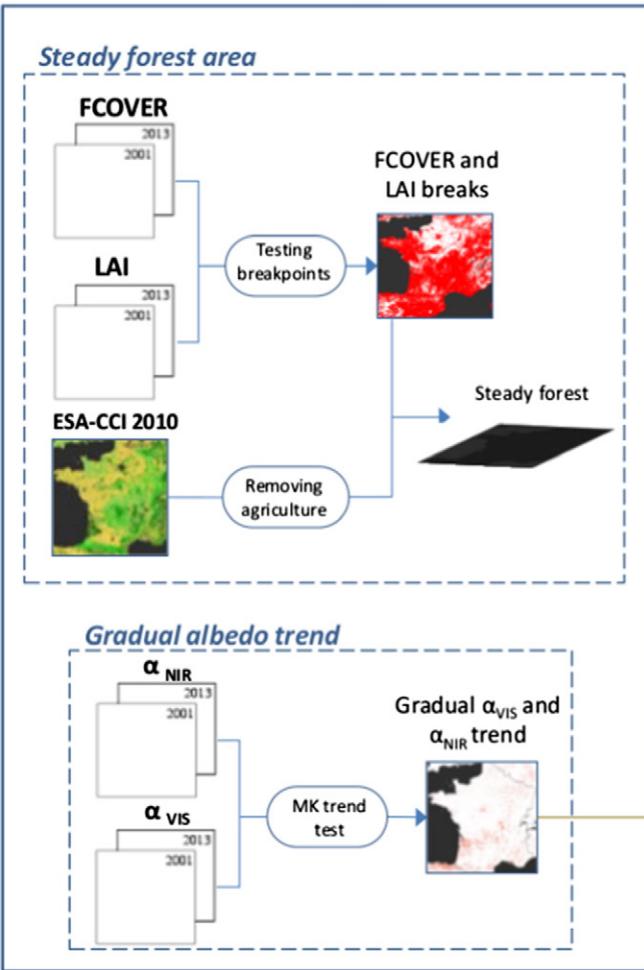
2.5.1. EXP 1: Steady forests showing gradual albedo trends

The first step is to detect steady forests that show a gradual albedo trend between 2001 and 2013. This step is sub-divided in two tasks: the detection of gradual albedo trends and the detection of steady forest areas.

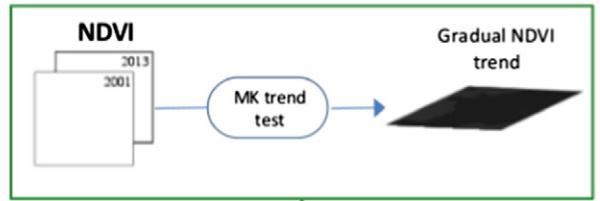
Gradual albedo trends - For each pixel, the MK test was performed on the 2001–2013 MODIS summertime VIS/NIR BSA series. The MK test allows areas where a VIS/NIR albedo trend occurred to be isolated. To illustrate the time series of such areas, two sites, Sites 1 and 2, are shown in Section 3.1.1. These sites are described in Section 2.1, Fig. 1. These two sites were selected as Site 1 illustrates areas showing albedo trend but affected by breaks in the LAI/FCOVER time series and Site 2 is the reference site (i.e. steady woody area affected by gradual albedo trend).

Steady forest areas - Albedo trends can be caused by either anthropogenic management or extreme climatic events. Both are conducive to sudden changes; however, the aim of this study was to detect gradual effective changes. Therefore, we used Zeileis' method to detect breaks in the vegetated covers. The FCOVER and LAI products, built from the SPOT-VEGETATION sensor, were used to detect rapid changes in the covers of the study area. The FCOVER product quantifies the spatial extent of the vegetation, whereas LAI describes the verticality of the vegetation. Therefore, both products were used to detect rapid changes in the cover. If one or more breaks occurred in one or both products, the pixel was removed. Therefore, only the vegetated covers where no sudden structural change occurred remained. Unlike the MK trend test, Zeileis' breakpoints test is not a season-sensitive statistical test. For this reason, it was not useful to average the annual summer data. Instead, the test was performed directly on the original summertime

EXP1 – Steady forest showing gradual α trend



EXP2 – Greenness increase



Steady forest with gradual albedo trend

EXP3 – RF shift

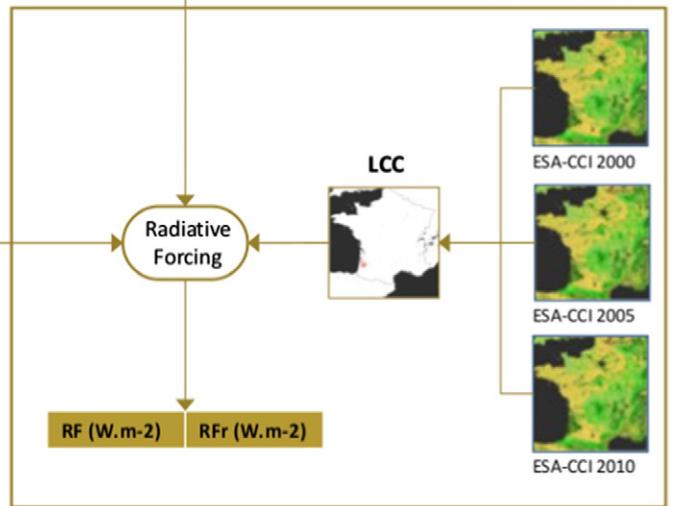


Fig. 2. Work-flow to detect gradual albedo trends over steady forest covers and evaluate their impact on radiative forcing compared to sudden vegetation changes. The experimental set-ups corresponding to the EXP 1, EXP 2, and EXP 3 tasks are detailed in Sections 2.5.1, 2.5.2, and 2.5.3, respectively. The calculations of RF and RFr are described in Section 2.4 in Eqs. (2) and (3), respectively.

series. Sites 1 and 2 are used to illustrate the detection of breaks in the time series of the vegetated covers in Section 3.1.2.

Agricultural areas (crops/herbaceous) were removed based on the previously created 2010 8-class land cover product (Table 1). This was done to focus on gradual phenomena and to eliminate anthropogenic interventions. However, most agricultural areas had already been removed by Zeileis' test (see below).

Therefore, at the end of the first step, the remaining pixels were gradual albedo trends occurring in steady forest areas based on the criterion that no significant break was observed between 2001 and 2013.

2.5.2. EXP 2: Greenness increase

To better understand the phenomena occurring in these steady woody areas, the NDVI tendency was analyzed. Vegetation indices, such as NDVI, are proxy measures for green foliage density. NDVI was calculated over the steady forest areas showing gradual albedo trends and the Mann-Kendall test was carried out for the 2001–2013 summertime NDVI, as shown in Fig. 2. To illustrate the time series for these areas, Sites 2 and 3 are shown in Section 3.2. These two sites are described in Section 2.1, Fig. 1.

2.5.3. EXP 3: Radiative forcing shift

Once the steady woody covers characterized by gradual albedo trends were identified, we performed an estimate of their contribution to the radiative forcing by calculating RF (RF, in W.m^{-2}) and the relative

RF (RF_r , in W.m^{-2}) as described in Eqs. (2) and (3), respectively. Then, we compared their RF impact to the impact caused by sudden changes in vegetation (Fig. 2). Two types of sudden changes can be identified: sudden changes causing land cover change (LCC) and sudden changes affecting the vegetation without altering the cover type.

Here, we only considered sudden changes leading to albedo trends via the product of the first task in Section 2.5.1, i.e., the albedo trends occurring in non-steady vegetated covers. The LCC was obtained by comparing the 2000, 2005, and 2010 eight class land covers derived from the ESA-CCI land cover products (Table 1). The SW albedo shift caused by each type of LCC was calculated based on the MODIS BSA and WSA products to estimate the radiative forcing.

Finally, based on discussion elements, three business-as-usual baseline scenarios by 2100 estimating the impact of gradual albedo trends occurring in steady forest areas on RF were proposed, see Section 4.2.

3. Results

3.1. Steady forests showing gradual albedo trends (EXP 1)

3.1.1. Gradual albedo trends

For each pixel, the MK test was performed on the 2001–2013 summertime series. The aim of this task was to isolate areas where a VIS/NIR albedo trend occurred over the observed time period.

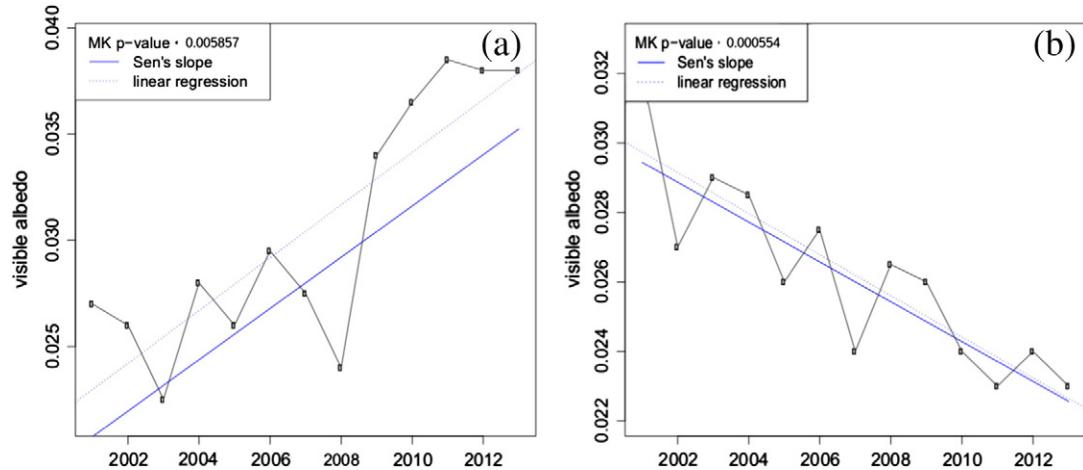


Fig. 3. Evolution of the mean summer visible BSA between 2001 and 2013 over two sites showing an albedo trend: (a) Site 1 and (b) Site 2.

We focused on the fully vegetated season (June 1–August 31) to perform the MK test and SS estimator on the VIS and NIR albedo trends for the 2001–2013 period, as explained in Section 2. Site 1 and Site 2 (shown in Fig. 1) illustrate the temporal trends detected by the MK test. Fig. 3 shows the evolution of the mean summer visible albedo during the study period.

As we can see in Fig. 3(a), Site 1 shows a positive visible albedo trend. Between 2001 and 2013, the visible albedo varied between 0.0225 (in 2003) and 0.0385 (in 2011) with a median value of 0.028. The Mann-Kendall test detected an increasing trend with a two-sided *p*-value of 0.00586. The Sen's slope estimator test detected a slope value of 0.00121, i.e., a visible albedo shift of 0.01449 over the study period (SS multiplied by the length of the time series). Therefore, a 65% increase in the visible albedo was detected at Site 1 over the period. This increase was considered to be significant because its two-sided *p*-value was <0.01.

As we can see in Fig. 3(b), Site 2 displays a negative visible albedo trend. Between 2001 and 2013, the visible albedo varied between 0.032 (in 2001) and 0.023 (in 2013) with a median value of 0.026. The Mann-Kendall test detected a downward trend with a two-sided *p*-value of 0.00055. The Sen's slope value was –0.00057, i.e., a summer visible albedo loss of 0.0069 over the period. Therefore, the decrease in the summer visible albedo was approximately 23% over the period.

These two sites depict tiny samples. Over the study area, which involved 2,016,000 pixels, 66,928 pixels showed a visible albedo trend with a *p*-value <0.01. Only 919,678 of the analyzed pixels were land surfaces in France and, of those, 32,291 pixels showed a visible albedo trend. From those 32,291 pixels, 636 pixels were discarded from the study as they present >5% of data with quality flag > 3 (poor quality, see Section 2.2.1). Therefore, approximately 3.5% of the surface area of France, i.e. 31,655 pixels, was affected by a visible albedo trend during the last decade. These trends are overwhelmingly (94%) downward trends, as shown in Fig. 4, except in the Landes area in southwestern France. This is explained by Cyclone Klaus, which caused severe and massive damage to this forested area by uprooting trees. Via deforestation, this forest zone changed into bare soil or grassland areas, which have a higher albedo value in the visible compared to the former forest cover.

3.1.2. Steady forest areas

The trends shown in Fig. 4 are not necessarily related to gradual phenomena occurring in steady woody areas or, even, in vegetated areas. For this reason, the FCOVER and LAI products were used to detect

both vegetated and steady areas using a detection test for structural changes, i.e., Zeileis' method (see Sections 2.3.2 and 2.5.1).

Fig. 5 shows breaks in the cover stability during the study period for Sites 1 and 2 via the LAI. At Site 1, the test detected two breakpoints (Fig. 5(a)). From 2001 to 2006, the LAI followed a stable regression relationship near a median value of 3.9, and then, from 2007 to 2008, a new stable regression relationship can be discerned at approximately 4.3. This sudden increase in LAI is most certainly due to tree planting in forest plots. Finally, a major break occurred between the summer of 2008 and the summer of 2009, corresponding to the date of Cyclone Klaus and leading to a drop in the LAI of approximately 2.0.

Unlike Site 1, Site 2 does not show a break in the FCOVER or LAI using the statistical test. As we can see in Fig. 5(b), during the 2001–2013 summers, LAI follows a stable regression relationship near a median value of 5.1.

The LAI temporal fluctuations shown in Fig. 5 are due to the summer variation in the vegetation cover in forests and are not considered to be breaks. Because of the cover type, Site 2 (broadleaved forest) shows more significant seasonal fluctuations in LAI than Site 1 (needle-leaved forest), approximately 2 versus 1, respectively. Although Site 1 is classified as needle-leaved forest, it shows fluctuations in LAI due to the LAI dynamics of the forest understory (Yauschew-Raguenes, 2012).

Zeileis' test allows us to remove non-vegetated and non-steady vegetated pixels. Approximately 84% of the previously detected visible albedo trends were removed leaving 5021 km² of vegetated cover (Fig. 6(a)). Fig. 6(a) maps the steady vegetated areas affected by gradual albedo trends during the 13-year period. The method used to remove the non-steady vegetated areas is based on statistical tests. To focus only on the steady woody areas and the gradual changes occurring in these areas, we also removed agricultural areas (see Section 2.5.1). In France during the study period, 77.7% of the pixels were detected as non-steady woody areas and 22.3% as steady woody areas. Among these 22.3%, steady woody pixels with no significant albedo trend accounted for 21.9% (20.7%) of the French forest using a 0.01 *p*-value (0.05 *p*-value).

The agricultural-cover removal completed the breakpoints test, and the surface remaining after this step was 911 km² (i.e., 0.1% of the total surface). However, 87% of the pixels were discarded after the second filter, i.e. breakpoints test from Zeileis' method (see Fig. 2). Fig. 6(b) shows the pixels and zones where gradual trends were detected in the visible albedo during the study period; however, no change in the stability of the woody covers was detected. As we can see in Fig. 6(b), the concerned pixels are spread throughout French forest. However, three areas located in southwestern France were more densely affected.

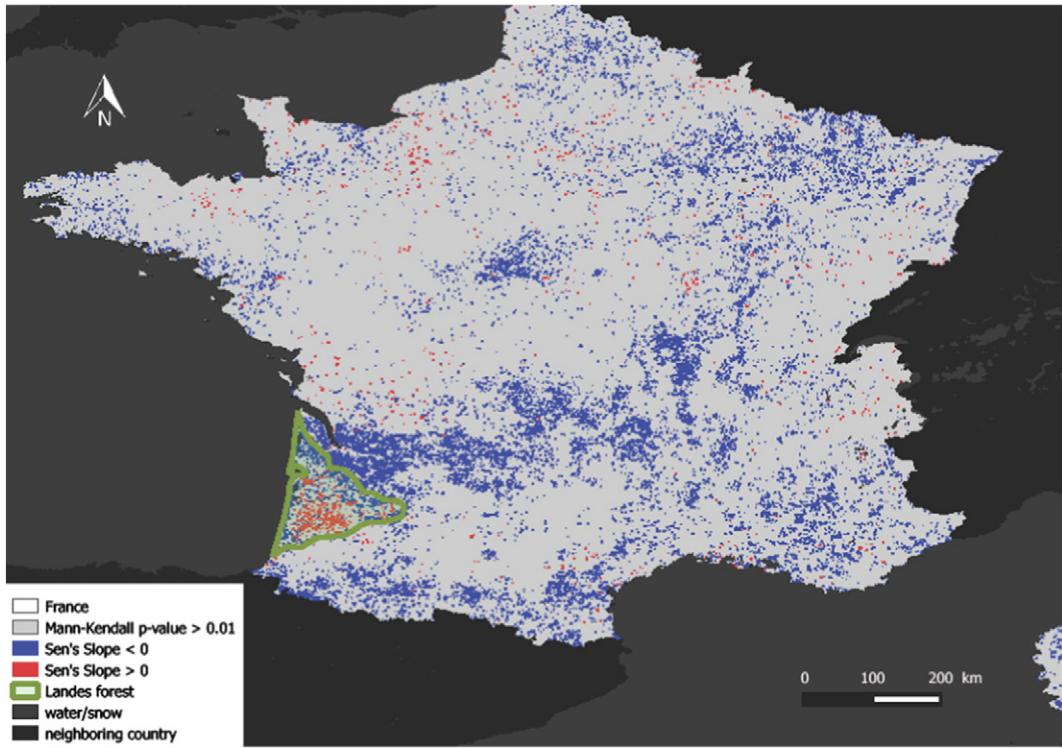


Fig. 4. Slopes of summertime visible albedo trends for 2001–2013 obtained with the Mann-Kendall statistical test over the study area. Negative and positive slopes are indicated in blue and red, respectively. The green area indicates the Landes Forest region.

It is interesting that the steady woody covers, which are affected by gradual visible albedo trends, generally show no near-infrared albedo trend. Indeed, only 10.2% of the steady woody covers affected by visible

albedo trends were also affected by a NIR albedo trend. Those woody covers, affected by both VIS and NIR albedo trends, are sparsely distributed throughout French forest with no particular spatial distribution.

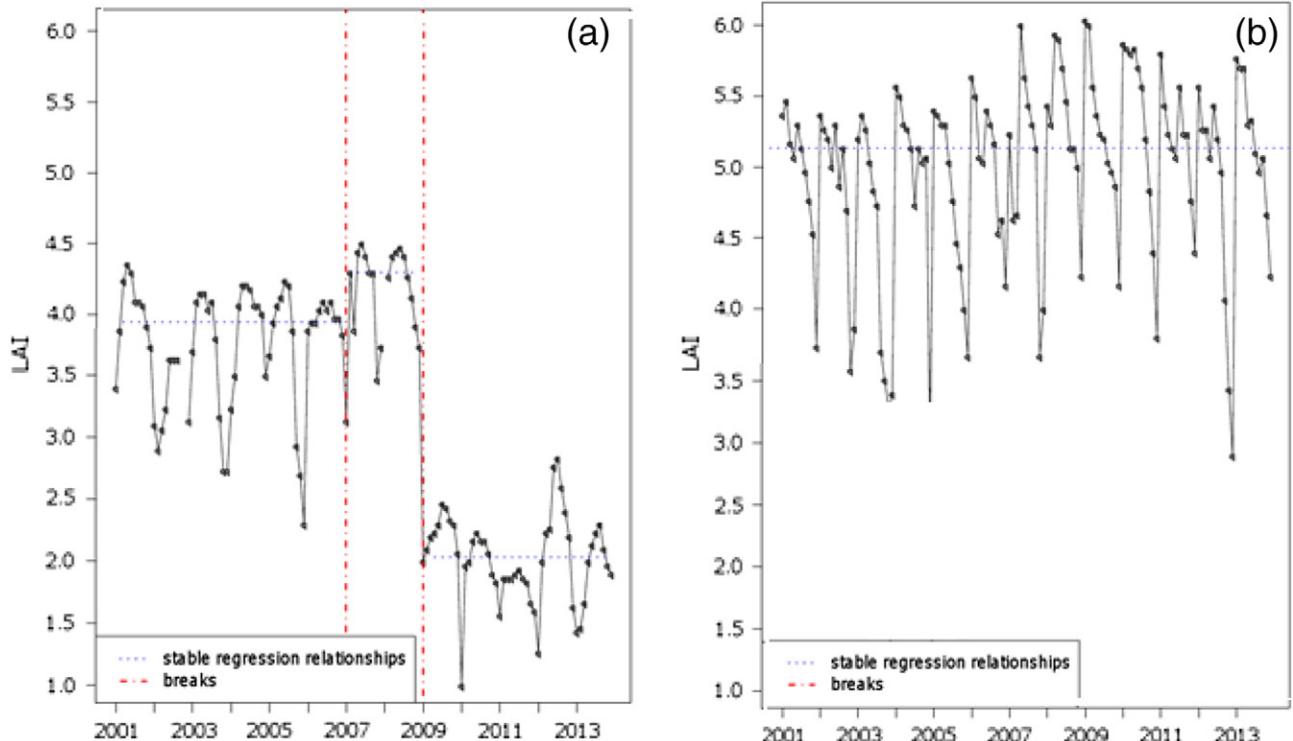


Fig. 5. Evolution and breaks in the summer LAI between 2001 and 2013 at (a) Site 1 and (b) Site 2. Vertical dotted lines (in red) indicate breaks and horizontal dotted lines (in blue) indicate stable periods.

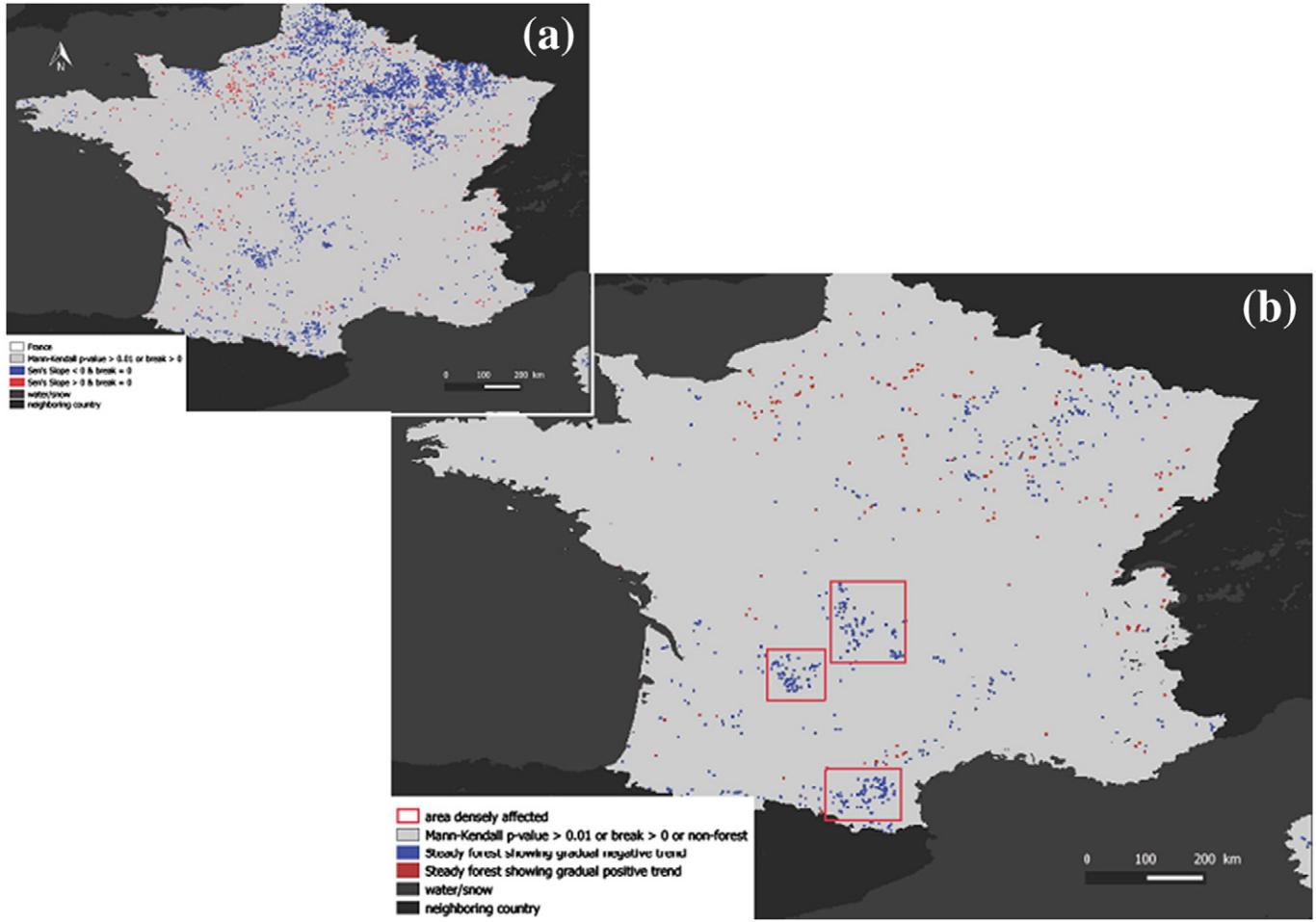


Fig. 6. The 2001–2013 summertime visible albedo trends obtained after (a) removing the non-steady vegetated covers and (b) removing the non-steady vegetated covers and agricultural covers. The red rectangles indicate the three most densely impacted areas.

3.2. Greenness increase (EXP 2)

As explained in Section 2.5.2, we analyzed the NDVI temporal evolution during the last decade to understand the phenomena occurring in these steady woody areas.

Therefore, the NDVI was calculated and the MK test was conducted for the summer periods of 2001–2013. The median two-sided *p*-value was 0.02. In 73% of the pixels showing a trend for the VIS albedo (and not for the NIR albedo), a NDVI trend was detected (i.e. two-sided *p*-value < 0.05). Furthermore, the significance of this trend was not

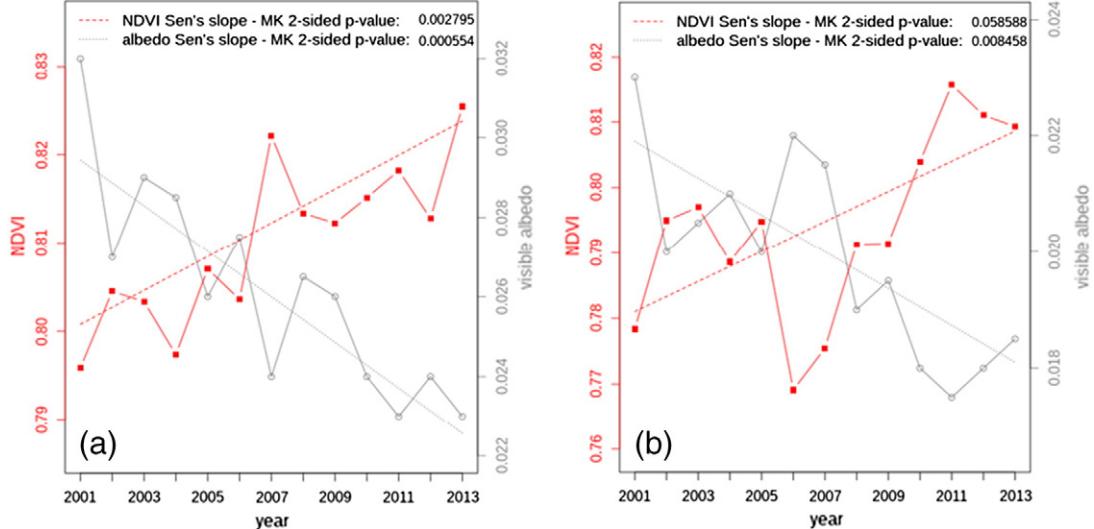


Fig. 7. Evolution of the mean summer VIS albedo (in black) and the mean summer NDVI (in red) between 2001 and 2013 at (a) Site 2 and (b) Site 3. The dotted lines show the Sen's slopes.

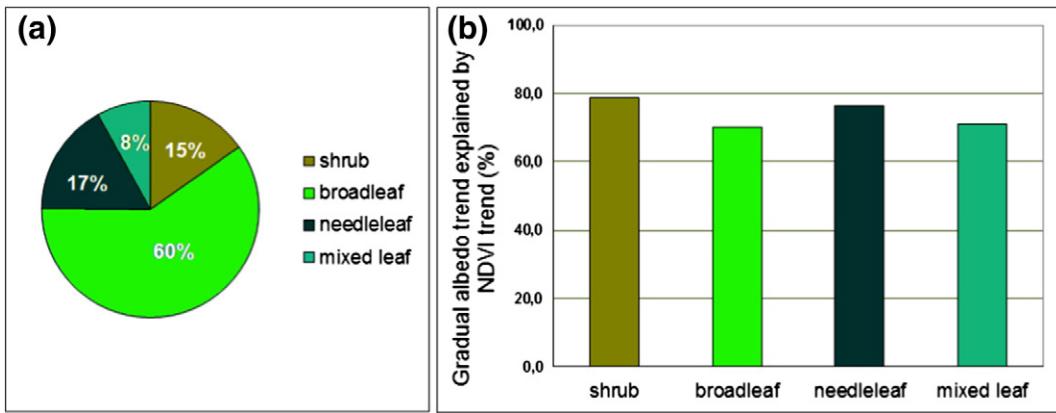


Fig. 8. (a) Vegetation type of steady forests affected by gradual albedo trends and (b) the percentage of each steady forest unit showing gradual albedo change affected by NDVI trends by vegetation type.

connected to the NDVI value. Therefore, no saturation effect of the NDVI product was detected.

Consider, as an example, two previously described sites, i.e., Sites 2 and 3. Both sites have a VIS albedo trend with two-sided p -values of 0.00055 and 0.00846, respectively, and no NIR albedo trend. However, Site 2 also displayed an NDVI trend, unlike Site 3. Fig. 7(a) and (b) describe the summer VIS albedo and NDVI evolution from 2001 to 2013 for Sites 2 and 3, respectively.

In Fig. 7(a), the summer NDVI increases from 0.80 in 2001 to 0.83 in 2013 and the VIS albedo falls from 0.032 to 0.023. The NDVI trend is significant with a two-sided p -value of 0.00279. We can see in Fig. 7(a), a nearly exact match between the NDVI increase and the VIS albedo decrease.

In Fig. 7(b), the summer NDVI increases from 0.78 in 2001 to 0.81 in 2013, while the VIS albedo decreases from 0.023 to 0.0185. Even though the VIS albedo trend and NIR albedo no-trend are evident, no significant NDVI trend can be seen. The Mann-Kendall's two-sided p -value is 0.059 for NDVI.

Woody areas are composed of shrubs, broadleaved or needle-leaved trees, or a mix of the last two covers. A deeper examination of the vegetation type of the studied pixels, i.e., the steady forested areas in France showing gradual albedo trends, reveals that a substantial majority (59.9%) of them are broadleaved tree covers (Fig. 8(a)). Fig. 8(a) shows that the remainder is split between shrub cover, needle-leaved tree cover, and mixed leaved tree cover accounting for 15.2%, 16.9%, and 8.0%, respectively. These percentages are related to the proportion

of each forest type in French forest (Table 1). However, the broadleaved tree covers are more affected than the other types as they were representing 49% of the forests. These vegetation types are affected differently by NDVI trends. As shown in Fig. 8(b), shrub, broadleaved, needle-leaved, and mixed leaved covers were affected by NDVI trends in the amounts of 78.6%, 70.0%, 76.4%, and 71.2%, respectively.

On average, over the studied pixels (i.e., the average results of the MK test performed on individual pixels), the VIS albedo Sen's slope was -0.00073 , i.e., a summer VIS albedo shift of -0.0088 between 2001 and 2013. Because the various vegetation types have different VIS albedos, approximately 0.051, 0.036, 0.026, and 0.027 for shrub, broadleaf, needle-leaf, and mixed leaf, respectively, shifts for each type-cover were distinguishable (Fig. 9). The delta in the VIS albedo was -0.0109 , -0.0086 , -0.0072 and -0.0083 , respectively, for the four vegetation types previously mentioned. Therefore, the VIS albedo shifts constitute a loss of 20.1%, 23.6%, 28.2%, and 29.8%, respectively, for the four vegetation types from the beginning of the study period (Fig. 9).

3.3. Contribution of the gradual albedo trends in steady forests to radiative forcing shifts (EXP 3)

To compare the impact of gradual albedo trends occurring in steady forests on the RF, two types of sudden events were selected, as explained in Section 2.5.3: LCC and albedo trends occurring in non-steady

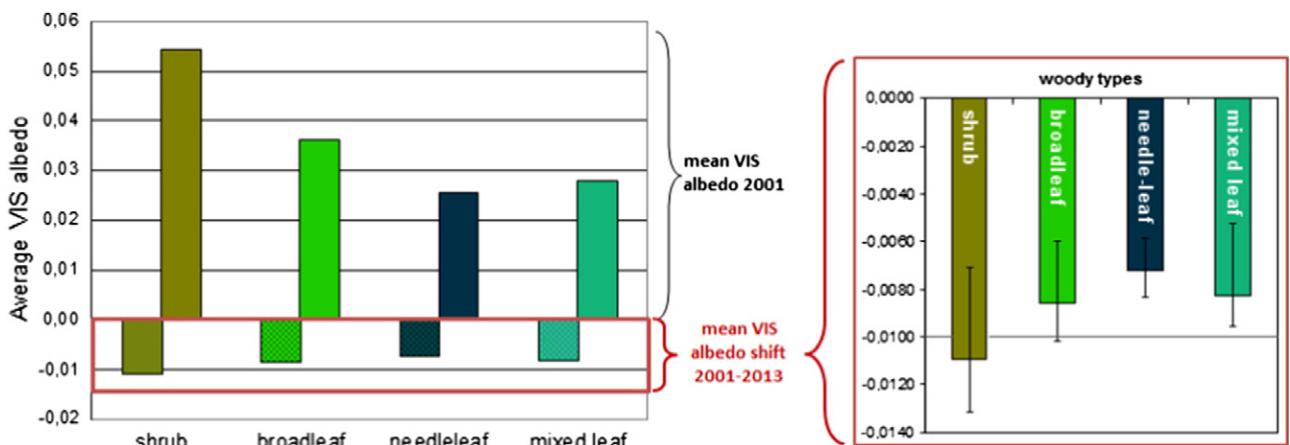


Fig. 9. Mean summertime VIS albedo shifts for each woody type during the 2001–2013 period over steady woody covers affected by VIS albedo trends and their importance relative to their initial mean VIS albedos. The error bars mark the interquartile range.

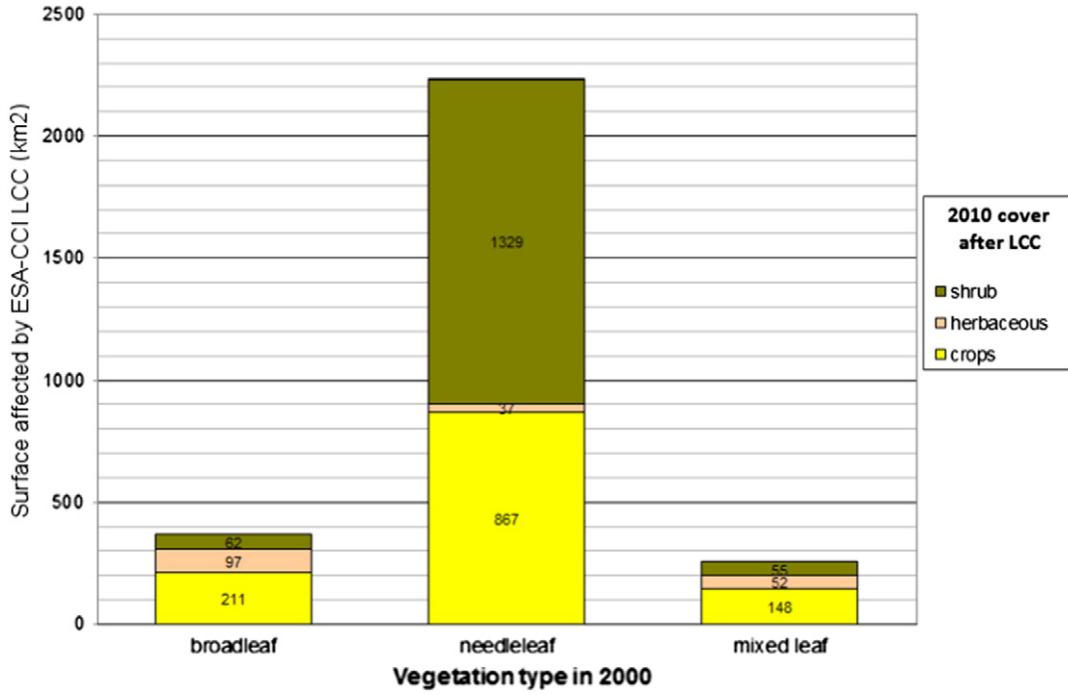


Fig. 10. Surface area affected by land cover changes in France between 2000 and 2010 and the nature of their transformation as derived from the ESA-CCI land cover products.

vegetation. Therefore, three areas were compared in terms of their RF impacts:

- Non-steady vegetation areas where albedo trends occurred (also called 'albedo trend in non-steady vegetation'). To obtain totally independent areas, we excluded pixels of the second area (911 km^2) leaving a possible $30,744 \text{ km}^2$.
- Steady forest areas where gradual trends occurred (also called 'gradual albedo trend in steady forest'). This area accounted for 911 km^2 .
- Areas classified as 'LCC' (2858 km^2). None of the pixels in this area had significant gradual trends according to the MK test. As a consequence, the three areas are separate and completely independent.

All albedo shifts occurring in land covers result in an impact on the radiative forcing (RF) regardless of the causes, or even the durations, of these shifts. Therefore, we estimated the contribution of the gradual albedo trends occurring in the steady forests to the radiative forcing by calculating the RF (RF, Eq. (2) in W.m^{-2}) and the relative RF (RF_r, Eq. (3) in W.m^{-2}).

3.3.1. Land cover change

In France, 0.31% of the land surface area was identified as having been affected by land cover changes (LCCs) during the study period (2001–2013). This is 10 times less than the surface area of non-steady vegetation affected by albedo trends (3.4%) and 3 times more than the surface area of steady forests affected by albedo trends (0.1%). Fig. 10 displays the quantity and the type of LCC that occurred between 2000 and 2010. The vegetation types that were affected by LCC are represented on the x-axis and the amount of change in km^2 is shown on the y-axis. Also represented for each vegetation type on the x-axis are the types of cover into which the initial vegetation was transformed and their respective amounts in km^2 . Between 2000 and 2010, the LCCs were overwhelmingly located in the Landes area in southwestern France. The changes were primarily needle-leaf to shrub (1329 km^2) and needle-leaf to crop (867 km^2) conversions (Fig. 10). Between 2000 and 2010, broadleaf, needle-leaf, and mixed leaf tree covers were affected by LCC; however, crop cover, herbaceous cover, shrubs, and other vegetation types were not converted into other cover types in 2010 (Fig. 10).

Table 2

Radiative forcing (RF) and relative radiative forcing (RF_r) induced by summer black-sky and white-sky albedo (BSA and WSA) trends occurring in steady forests and non-steady vegetation and by summer BSA and WSA shifts due to LCC, where LCC is discretized by type, between 2001 and 2013 in France.

| Change type | Cover affected | Cover 2001–2013 | Delta VIS bsa | Delta NIR bsa | Delta SW bsa | Delta SW wsa | RFbsa W.m^{-2} | RFwsa W.m^{-2} | RFbsar W.m^{-2} | RFwsar W.m^{-2} |
|--------------|-----------------------|-----------------|---------------|---------------|--------------|--------------|-------------------------|-------------------------|--------------------------|--------------------------|
| Albedo trend | Non-steady vegetation | Same | -0.009 | - | -0.006 | -0.007 | 0.902 | 1.117 | 0.031 | 0.038 |
| | Steady forest | Same | -0.004 | - | -0.006 | -0.007 | 0.847 | 1.065 | 0.001 | 0.001 |
| | Broadleaf | BC | 0.033 | 0.024 | 0.025 | 0.024 | -3.821 | -3.740 | -0.001 | -0.001 |
| | | BH | 0.015 | 0.025 | 0.018 | 0.019 | -2.732 | -2.892 | 0.000 | 0.000 |
| | | BS | 0.017 | -0.009 | 0.002 | 0.001 | -0.282 | -0.163 | 0.000 | 0.000 |
| | | CoC | 0.035 | 0.079 | 0.053 | 0.053 | -8.189 | -8.056 | -0.008 | -0.008 |
| | | CoH | 0.017 | 0.080 | 0.046 | 0.047 | -7.100 | -7.208 | 0.000 | 0.000 |
| | | CoS | 0.018 | 0.046 | 0.030 | 0.029 | -4.650 | -4.479 | -0.007 | -0.006 |
| | Mixed leaf | MC | 0.036 | 0.057 | 0.043 | 0.042 | -6.580 | -6.506 | -0.001 | -0.001 |
| | | MH | 0.018 | 0.058 | 0.036 | 0.037 | -5.492 | -5.657 | 0.000 | 0.000 |
| | | MS | 0.019 | 0.024 | 0.020 | 0.019 | -3.041 | -2.929 | 0.000 | 0.000 |

B = broadleaf; C = crop; Co = coniferous; H = herbaceous; M = mixed leaf; S = shrub; same = no-LCC.

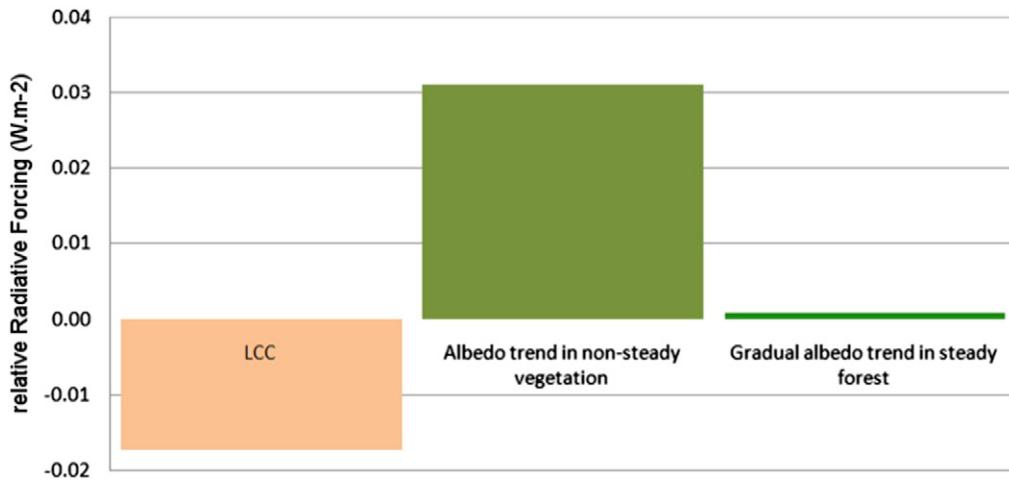


Fig. 11. Relative Radiative Forcing (RF_r) shifts induced by black-sky albedo trends occurring in steady forests and non-steady vegetation, and by black-sky albedo shifts due to LCC in France between 2001 and 2013.

Between 2005 and 2010, needle-leaf to shrub (1282 km²) and needle-leaf to crop (631 km²) shifts occurred on a massive scale in the Landes area due to Cyclone Klaus. Conversely, between 2000 and 2005, forest loss (broadleaf, needle-leaf, or mixed leaved) in favor of crop cover occurred in the study area, but with a lower magnitude (161 km², 243 km², and 146 km², respectively).

3.3.2. Radiative forcing shift

From the ERA-interim product, the mean summer daily Surface Solar Radiation Downwards (SSRD) in France for the 2001–2013 period was 22.8 MJ·m⁻² and the mean summer daily TOA Incident Solar Radiation (TIRS) was 39.3 MJ·m⁻². As a consequence, the T_a used in the RF calculations was 0.5809 (see Eq. (2)). Various delta albedos were used to evaluate the RF (see Table 2). Two scenarios were explored. The first scenario assumes that the delta albedo in Eq. (2) is the shortwave BSA shift that occurred in the affected areas, whereas the second scenario assumes that the delta albedo is the shortwave WSA shift. For the albedo trends occurring in steady forest and non-steady vegetation covers, the RF shift was due entirely to the VIS albedo trend, whereas LCC caused both VIS and NIR albedo changes.

In the first scenario, the calculation of the impact of the gradual albedo trend occurring in steady forests on RF was 0.85 W·m⁻² between 2001 and 2013. The albedo trend occurring in non-steady vegetation led to a 0.90 W·m⁻² RF shift, and LCC led to RF shifts ranging from -0.282 W·m⁻² to -8.189 W·m⁻² depending on the LCC type (-5.6 W·m⁻² on average). Using the WSA, the calculation of the impact of the gradual albedo trend occurring in steady forests on RF was 1.07 W·m⁻² between 2001 and 2013. The albedo trend occurring in non-steady vegetation led to a 1.12 W·m⁻² RF shift, and LCC led to RF shifts ranging from -0.163 W·m⁻² to -8.056 W·m⁻² depending on the LCC type (-5.5 W·m⁻² on average), see Table 2. In terms of RF, gradual albedo trends occurring in steady woody covers or non-steady vegetated covers have a weak impact compared to LCC because the RF impact of LCC is on average five to seven times greater than the gradual albedo trends; however, as seen in Section 2.4, the surface affecting the RF must be weighed against the surface of the study area to evaluate its real impact on the radiative forcing.

In the study area, the surface area of the steady woody covers affected by gradual albedo trends was 911 km², i.e., 0.10% of the total land cover in France. Therefore, the RF_r shift in France due to gradual albedo trends occurring in steady woody cover was assessed to be 0.001 W·m⁻². The RF_r due to albedo trends occurring in non-steady vegetation covers (3.4% of France) was 0.0347 W·m⁻² ($\pm 0.0037 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$) and the RF_r due to LCC (0.31% of France) was 0.017 W·m⁻². Table 2 summarizes the average shortwave BSA and

WSA shifts, the RF and RF_r induced by the albedo trends occurring in steady forests, the albedo trends occurring in non-steady vegetation, and the albedo shifts due to LCC, where the LCC is discretized by the type of LCC that occurred between 2001 and 2013. As explained in the previous section, only broadleaf, needle-leaf, and mixed leaf covers were affected by LCC between 2001 and 2013. Therefore, only these three covers are detailed in the LCC part of Table 2. Fig. 11 provides a summary of the RF_r described in Table 2 by showing the RF_r shifts induced by the main types of changes that occurred in the vegetation between 2001 and 2013 in France. As we can see in Fig. 11 and Table 2, because the vegetation surface impacted by albedo trends is larger than the surface impacted by LCC, the RF_r shifts were of the same order and the impact of the albedo trends outweighed the impact of LCCs in France.

In Table 2, steady forests showing gradual albedo trends impacted the RF_r with the same magnitude as the change from broadleaf to crop or from mixed leaf to crop, i.e., 0.001 W·m⁻². However, the albedo trends showed positive radiative forcing, whereas all LCCs detected between 2001 and 2013 led to negative radiative forcing.

Therefore, the surface impacted by an albedo change plays a major role in the radiative forcing. Indeed, as shown in this section, a large quantity of small individual effects (a cumulative effect) can lead to a greater impact than violent events, such as land cover changes (LCCs). In this way, the impact (+0.001 W·m⁻²) of gradual VIS albedo trends occurring in steady forests was able to mitigate the impact (-0.001 W·m⁻²) of all broadleaf to crop cover changes between 2001 and 2013 for all of France. In other words, the albedo trends detected in non-steady vegetation were able to mitigate all the land cover changes that occurred between 2001 and 2013 in France because the impact of the albedo trends was +0.0347 W·m⁻² ($\pm 0.0037 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$) and the impact of the LCCs was -0.017 W·m⁻². Today, one can say that the impact of gradual albedo trends occurring in steady forests on RF is weak compared to the impact of LCC because only a small area is concerned.

4. Interpretation and discussion

4.1. Steady forests: the decreasing albedo and increasing greenness trends

4.1.1. Detecting trends in steady forests

During the last decade (2001–2013), downward VIS albedo trends affected approximately 3.5% of the land surface in France. These downward trends were due to various phenomena occurring over various land covers. In 84% of the cases, they were caused by rapid changes in vegetated covers, which may have been caused by anthropogenic interventions, such as clear-cutting, or by extreme climatic events, such as

storms. Because this study focused on steady woody covers, these areas were removed using Zeileis' statistical test on the FCOVER and LAI products. Of the remaining areas (5021 km^2), 82% were agricultural covers and 18% were woody vegetation (911 km^2). Most agricultural-units were removed via Zeileis' statistical test; however, some of them did not show a significant break in FCOVER or LAI during the study period. Anthropogenic interventions, e.g., crop rotations and successions, nitrogen and pesticides additions, and tillage, directly and quickly affect the surface albedo (Hollinger et al., 2010; Wicklein et al., 2012; Davin et al., 2014). Therefore, pixels classified as crop or herbaceous covers were removed from the study, which permitted us to isolate the woody vegetation. Approximately 0.1% of the surface area of France was found to be steady woody cover affected by gradual albedo trends.

Zeileis' structural change test was effective in accurately distinguishing breaks in the vegetated covers, and 87% of non-steady covers were removed by just this test. Structural change tests have been widely used in econometrics (Bai and Perron, 2003; Zeileis et al., 2003) and more recently in hydrology and meteorology (Brown and DeGaetano, 2013; Zhao et al., 2014; Tan and Gan, 2015). Here, we show the accuracy and reliability of Zeileis' breakpoint test in sensing breaks in vegetated-covers. This test can be used to detect and monitor structural changes in vegetation due to extreme hazards (e.g., storms, fires, summer droughts, or pathogen attacks) and anthropogenic interventions (e.g., logging).

Of the steady forests affected by gradual albedo trends (0.1% of the surface of France), only 10.2% showed a NIR albedo trend. In 89.8% of the cases, the albedo trends were caused entirely by a VIS albedo trend. Moreover, for the steady woody covers, which were 59.9% broadleaf tree cover, 73% of the albedo trends were explained by gradual and increasing greenness trends.

When detecting the albedo trends, we used a *p*-value of 0.01 to emphasize the reliable trends. A more permissive *p*-value of 0.05 would have increased the number of pixels affected by an albedo trend from 31,655 to 118,253. Therefore, the consequences would have been more severe; however, in this study, we chose to be more restrictive to ensure that we captured the trend and accurately assessed the correlation between the increase in greenness and the decrease in visible surface albedo. Note that the time series length was 13. Even though the MK statistical test considers this time series to be a large dataset, sensing gradual trends is difficult with such a dataset.

4.1.2. Increase in greenness: interpretation

Two main types of gradual changes have been defined in the literature: gradual change due to climate change and gradual change driven by gradual degradation of the environment. Therefore, two hypotheses are put forward here to explain these gradual and increasing greenness trends, climate change and forest densification.

4.1.2.1. Climate change. Lebourgues et al. (2010) reported that, by the end of the 21th century, climatic change will lead to an increase in the growing season of approximately 20 days in France due to an earlier budburst and later leaf coloring linked to weather conditions (e.g., temperature and global solar radiation). Southwestern France, in particular, will be affected by the increase in the growing season (+30/+40 days). We explored the SAFRAN data to detect trends in climatic variables during the last decade, see Appendix B for more details. However, no solid overall climate trend could be found to explain the increasing greenness that occurred across France as a whole. Further investigations of the combined forcing parameters for 2001–2013 and previous years would be interesting. However, for now, the satellite products limit a deeper analysis. Indeed, the time series of the MODIS satellite products (13 years) is not long enough to detect climatic trends. Moreover, the time step (8/10 days) is too large to detect a shift of +2/+3 days in the growing season during a decade (Lebourgues et al., 2010).

The SAFRAN data allowed us to explore variations in weather conditions; however, other parameters associated with climate change vary

and impact the vegetation. Forkel et al. (2016) suggested that both increasing atmospheric CO₂ and climate change have an impact on photosynthesis and vegetation growth. However, Forkel et al. (2016) explained that, above 40°N, the main factor that drives the growth primary production (GPP) of boreal vegetation is climate change (via temperature). Conversely, below 40°N, the main GPP driving factor is the increase in atmospheric CO₂. However, as mentioned, no temperature trend was detected during the last decade over France as a whole. France is located above 40°N; however, because the vegetation in France is not boreal, may be that the forest GPP in France is more sensitive to the atmospheric CO₂ rate than to temperature change. Therefore, further investigations into the evolution of the atmospheric CO₂ over France during the last decade would be interesting.

4.1.2.2. Densification of forests. The second hypothesis is that there has been an increase in greenness, leading to a decrease in the visible albedo, due to the densification of forests in France. Various physical and historical evidences strengthens this hypothesis.

First, Otto et al. (2014) showed that summertime canopy albedo is sensitive to forest management, especially the visible albedo. During the vegetation cycle, the visible summertime canopy albedo is driven by the tree species only during stand establishment, i.e., the first 5 years. In the following stages, and until the end of the cycle, the visible albedo is driven by forest management. Conversely, the NIR summertime albedo continues to be influenced by tree species composition during the first 50 years of the vegetation cycle. In our study, summertime albedo trends were detected in steady forests, and these trends were driven by VIS albedo trends but not by NIR albedo trends. Therefore, the phenomenon occurring in steady forests in France could be linked to a management driver, leading to denser canopies and decreasing VIS albedo. Indeed, when a forest grows, its canopy structure evolves toward a higher hierarchical level, e.g., more shoots and more branches. This increase in the level of the hierarchical structure of a canopy decreases the albedo due to an increase in light photon absorption (Dickinson, 1983; Williams, 1991; Roberts et al., 2004). The visible and near-infrared wavelengths are both affected when the canopy cover develops. However, changes in the forest age or in the structure of the canopy cover would affect the visible reflectance more and at a faster rate than the NIR reflectance (Nislon and Peterson, 1994; Brown et al., 2000; Roberts et al., 2004; Kuusinen et al., 2014). These physical factors strengthen the densification hypothesis, which would increase the hierarchical level in the canopy cover and decrease the VIS albedo in steady forests.

Second, the history of forests in France also strengthens this hypothesis. Since the middle of the 19th century, the forest-cover surface area in France has nearly doubled from 89,000/95,000 km² in 1830 (Cinotti, 1996) to 155,000 km² (Socol, 2010). In addition, 75% of forests in France are owned by private individuals who under-use their forests. McGrath et al. (2015) explained that, between 1600 and 2010, a major decrease in unmanaged forests occurred throughout Europe; however, the fraction of unmanaged forests in France increased during the same period. Because the canopy becomes denser with time in unmanaged forests, this historical development strengthens the hypothesis that forest management styles in France are driving the increase in greenness and the decrease in VIS albedo.

Not managing forests leads to denser canopies; however, is this increase in density linked to older canopies or to forest canopy closure?

Maresca et al. (2011) assembled a map of the major ecosystems in France. The gradual visible albedo trends detected in our study were overwhelmingly located in mature forest ecosystems. Pignard (2000) found that coppice stands in France are progressively being transformed into uneven-aged high stands due to aging processes. In particular, Pignard (2000) reported an increase of 921,000 ha in uneven-aged high stands and a decrease of 326,000 ha in coppices between 1980 and 1991. Therefore, the increasing greenness in the steady woody areas detected in this study appears to be linked to an age effect.

However, Pignard (2000) also reported biomass accumulations in forests in France, especially in private forests. For example, Pignard (2000) reported an increase in the average forest volume in France from 125 m³/ha in 1974 to 142 m³/ha in 1983 and 160 m³/ha in 1995, primarily due to private forests.

The increase in the greenness in steady forests showing gradual VIS albedo trends seems to be closely linked to unmanaged forests; however, the age and closure consequences of unmanaged forests are difficult to separate.

4.2. Impact of gradual albedo trends on the radiative forcing

The impact of gradual albedo trends occurring in steady woody covers on RFr is only +0.001 W.m⁻² because the phenomenon is occurring, for now, in a very small surface area, i.e., 0.1% of the surface area of France using a strict MK two-sided p-value threshold of 0.01. However, today, France is experiencing an increase in forest surface area. Pignard (2000) explained that, between 1980 and 1991, the surface area of forests in France increased by an average of 70,000 ha/year. Furthermore, Colin (2014) estimated that there had been an average annual increase of approximately 100,000 ha/year between 2005 and 2012. This increase in the forest surface was first initialized by afforestation and planting campaigns at the end of the 19th century and after the Second World War; however, today, it continues via natural colonization. France's National Geographical and Forest Information Institute (IGN) developed a business-as-usual baseline scenario to evaluate the CO₂ sink if actual practices in forest management are maintained until 2020 and 2030 (Colin, 2014). With this scenario, Colin projected an increase in the forest volume from 40 Mm³ in 2013 to 42 Mm³ in 2020 and 45 Mm³ in 2030, i.e., an increase in the forest volume of 5% by 2020 and 13% by 2030. Based on this scenario, the increase in the forest volume by the end of the century could be 56% compared to 2013 (62.5 Mm³).

Two major events have occurred and still occur in France: forest expansion and forest densification. Taking these two events into

consideration, three business-as-usual baseline scenarios can be reasonably made. The three proposed scenarios are various combinations of the three following parameters: French forest surface, densification frequency and densification duration.

First scenario - The densification is not over and continues to occur with the same slope as currently detected (i.e. -0.00046/year using BSA and -0.00058/year using WSA) and with the same frequency until 2100. As suggested Colin (2014), the forest expansion continues at a rate of 100,000 ha/year (i.e. 1000 km²/year) during the 21st century. As a consequence, in this scenario the change in affected surface is only due to the increase in forest surface. Today 0.1% of France is affected by gradual albedo trends. In 2100, 0.163% would be affected using this scenario.

Second scenario - Forest expansion stops and only the increase in densification frequency is taken into account. As mentioned Pignard (2000), the French forest is changing due to aging, i.e. coppice stands are progressively transformed into uneven-aged high stands. As a consequence, all forests in France could eventually be affected by this aging process (i.e. 28% of France). In this scenario, the change in affected surface is due to the increase in densification frequency.

Third scenario - The forest expansion continues to increase at the current rate of 1000 km²/year (i.e. 46% of the surface could be woody areas in 2100) and forest aging process (see scenario 2) would eventually affect the whole French forest. In this scenario, the change in affected surface is due to the increase in both forest surface and densification frequency.

For scenario 2 and scenario 3, we assumed that the albedo shift is equal to the detected change during the last decade (i.e. -0.0055 using BSA and -0.0069 using WSA). In these scenarios, the shift in the albedo was not influenced by the length of the time series.

In the 2001 IPCC report, Houghton et al. (2001) estimated a radiative forcing of -0.2 W.m⁻² due to vegetation cover change between 1750 and 2000, where the main vegetation change was deforestation in favor of cropland (Myhre and Myhre, 2003). Therefore, over

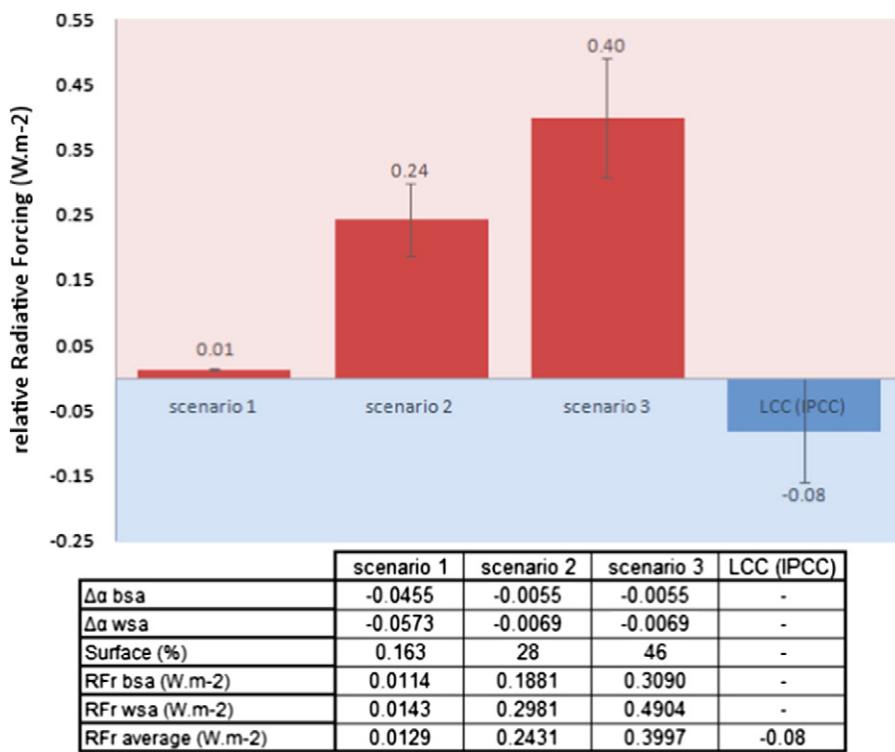
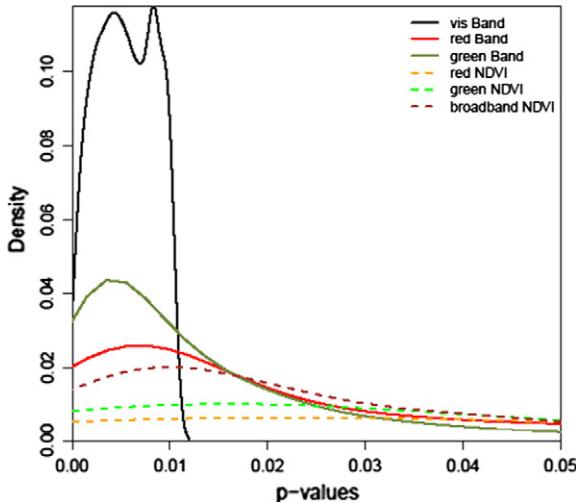


Fig. 12. Impact on relative radiative forcing of the three business-as-usual baseline scenarios between 2001 and 2100 compared to the radiative forcing induced by vegetation cover change over 100 years (IPCC value). Scenario 1: forest expansion continues at the same rate as today; Scenario 2: all forests in France are progressively impacted by the aging effect; and Scenario 3: forest expansion and forest age continue to increase until the end of the 21st century. The vertical bars in the figure show the RF range using BSA and WSA.



| index name | equation |
|----------------|---|
| red NDVI | $(\text{Red} - \text{NIR}) / (\text{Red} + \text{NIR})$ |
| green NDVI | $(\text{Green} - \text{NIR}) / (\text{Green} + \text{NIR})$ |
| broadband NDVI | $(\text{VIS} - \text{NIR}) / (\text{VIS} + \text{NIR})$ |

Fig. A1. p-values distribution after performing the Mann-Kendall test on MODIS red band (red solid line), MODIS green band (olive solid line), red NDVI (orange dashed line), green NDVI (green dashed line) and broadband NDVI (brown dashed line), over steady forests affected by gradual significant VIS albedo trend (black solid line). The table summarizes the calculation of the various NDVI.

100 years, the radiative forcing due to vegetation cover change (CC) was -0.08 W.m^{-2} . This value was used as a reference to evaluate the impact of the three scenarios in Fig. 12.

Fig. 12 shows the impact of the three business-as-usual scenarios of forest change on the radiative forcing during the 21st century. If forests in France continue to expand at the current rate of 100,000 ha/year, the

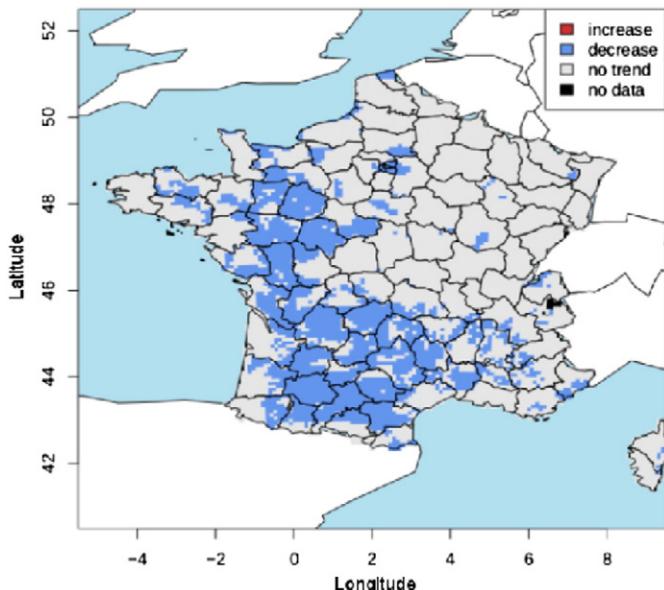


Fig. B1. Map of the June temperature trends detected using the MK and Sen's Slope tests on the SAFRAN 8-km product between 2001 and 2013. A significant decrease in temperature is indicated in blue whereas a significant increase in temperature is indicated in red.

forest surface area in France could reach 255,000 km² in 100 years. If the proportion of unmanaged forests remains unchanged, the surface area affected by gradual albedo changes could be 0.163% by the end of the century, leading to an impact of $+0.0129 \text{ W.m}^{-2}$ ($\pm 0.0014 \text{ W.m}^{-2}$) on the radiative forcing, see Scenario 1 in Fig. 12. According to Scenario 2, i.e., the current surface is progressively affected by the aging effect, the impact on the radiative forcing could be $+0.2431 \text{ W.m}^{-2}$ ($\pm 0.055 \text{ W.m}^{-2}$). Finally, if both tendencies (expansion and aging) continue to occur, the impact would be $+0.3997 \text{ W.m}^{-2}$ ($\pm 0.0907 \text{ W.m}^{-2}$). The most likely scenario is a mid-scenario between Scenarios 1 and 2. This mid-scenario would lead to a decrease in the forest expansion rate and the progressive transformation of a fraction of the forest in France. Therefore, during the 21st century, the impact of gradual albedo trends, due to unmanaged forests, on the radiative forcing could potentially be between $+0.01 \text{ W.m}^{-2}$ and $+0.2 \text{ W.m}^{-2}$. The impact on the radiative forcing of IPCC vegetation cover change between 1750 and 2000 on a 100-year time scale was -0.08 W.m^{-2} . Therefore, the impact of gradual albedo trends in steady woody covers due to unmanaged forests could be as strong as the vegetation cover change impact, or at least of a similar range.

In this study, we examined gradual albedo changes in forest covers; however, we also showed that albedo trends occurred in other vegetation types. These albedo trends were primarily due to land management practices, as well as climatic events, such as Cyclone Klaus, and have been shown to occur more frequently than LCCs. Moreover, as previously explained, the MK test was performed on the albedo with a two-sided p-value threshold of 0.01. If we perform the MK test with a two-sided p-value threshold of 0.05 to be less restrictive, a greater surface area (4 times greater) of France is affected by the albedo shift.

Therefore, this albedo trend phenomenon is of particular interest when considering the impact of cover modifications on the RF, as well as on climate change. Indeed, as shown in this study, a large quantity of small individual effects can lead to a greater impact on the radiative forcing than violent events, such as land cover change (LCC), because these small effects were able to mitigate the impact of all the LCC events that occurred between 2001 and 2013 in France (see Section 3.3.2) and have a high probability of continuing to occur in the future. As a consequence, whatever the causes of the albedo trends, albedo trends should be taken into account in radiative forcing studies because they play a major role in radiative forcing due to their spatial frequency. This idea is corroborated by Naudts et al. (2016) recent paper that suggested that climate frameworks should account for land management practices in addition to land cover change when trying to mitigate warming.

5. Conclusions

The aim of this study was to investigate the existence and causes of gradual albedo trends in temperate forests in France during the last decade (2001–2013), and to further evaluate their impact on radiative forcing compared to sudden LUC events.

The Mann-Kendall trend test ($p\text{-value} < 0.01$), on the MODIS visible and near-infrared black-sky albedo, combined with the breakpoints statistical test, on the FCOVER and LAI SPOT-VEGETATION products, revealed the existence of significant gradual surface albedo trends in steady woody covers. In 94% of the cases, the surface albedo trends were downward trends. Moreover, these surface albedo trends were driven entirely by visible albedo trends, whereas almost no near-infrared albedo trend was observable.

Complementary investigations of NDVI and climate variables have suggested that this gradual phenomenon is governed by a significant increase in NDVI ($p\text{-value} < 0.05$) caused by denser vegetation due to the likely under-use of forests in France. However, currently, the age and closure consequences of unmanaged forests are difficult to separate. Therefore, the increase in density cannot be attributed to just one or the other of the two consequences.

In addition, we evaluated the impact of these slow albedo trends on the radiative forcing (RF). The RF due to sudden LCC events was shown to be larger than the RF due to gradual albedo trends in steady woody covers or due to the albedo trends over all the vegetated covers. However, when the surface area of the phenomenon affecting the RF is weighed against the surface area of the study area, the magnitude of the RF caused by albedo trends surpasses the magnitude of the RF induced by land cover change. Overall, the albedo trends were downward trends that led to positive RF, whereas the LCCs were shown to have negative RF because the cover changes were primarily from needleleaf to crop or shrub covers, which have higher albedos than needleleaf trees. The total RF caused by albedo trends in the vegetation cover is much lower than the RF linked to LCC. However, because albedo trends occur more widely than LCC, they were able to mitigate the LCC cooling effect, leading to a final positive RF caused by changes in vegetation. The impact of the gradual albedo trends occurring in the steady woody vegetation was very low between 2001 and 2013 because the time series was short. However, if we consider business-as-usual baseline scenarios, their impact on the radiative forcing could potentially be between $+0.01 \text{ W.m}^{-2}$ and $+0.2 \text{ W.m}^{-2}$ by the end of the 21st century. The 2001 IPCC report estimated that the impact of the vegetation cover change on the radiative forcing would be -0.08 W.m^{-2} over 100 years; therefore, the impact of gradual albedo trends in steady woody covers due to unmanaged forests could be as strong as the impact of the vegetation cover change, or at least in a similar range. Consequently, this gradual albedo trend phenomenon is of particular interest when dealing with the impact of vegetation on the RF, as well as in climate scenario projections.

This investigation of the impact of gradual vegetation change on surface albedo reveals that gradual increases in NDVI have a positive impact on RF, i.e., a warming effect via the albedo. However, increases in forest cover give rise to additional evapotranspiration and surface roughness, which lead to climate cooling.

The mechanisms linking the surface and the climate are very complex at temperate latitudes. Therefore, a targeted investigation is required to detect possible trends in evapotranspiration and surface roughness to support, with the surface albedo, climate simulations.

Acknowledgments

Carole Planque's doctoral scholarship was funded by the Midi-Pyrénées French Region and Météo-France. The authors wish to acknowledge Crystal Schaaf and Qingsong Sun for making the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Bidirectional Reflectance Distribution Function (BRDF)/Albedo CMG gap-filled snow-free product available. We would like also to thank our colleague Catherine Meurey for assisting us with data management.

Appendix A. NDVI analysis

Over the 911 steady forested pixels affected by a significant visible trend ($p\text{-value} < 0.01$), three NDVI were tested: the red NDVI, calculated from the red and the NIR bands, the green NDVI, from the green and the NIR bands and the broadband NDVI, calculated from the VIS and NIR broadbands (see table in Fig. A1). 75.5% and 84.0% of the steady forested pixels affected by a significant trend ($p\text{-value} < 0.01$) in the VIS domain were affected by significant trend ($p\text{-value} < 0.05$) in Band 1 [620–670 nm] and in Band 4 [545–565 nm], respectively. However, as nearly no pixels were affected by significant trend in the NIR domain, only 46.4% of the pixels showed red NDVI (i.e. usual NDVI) trend and 58.3% of the pixels showed green NDVI trend.

Fig. A1 shows the p -values distribution when the Mann-Kendall (MK) test is performed on the spectral and broadband albedos and NDVI: the Band 1 [620–670 nm] albedo, i.e. the red band, the Band 4 [545–565 nm] albedo, i.e. the green band, the red NDVI, the green NDVI and the broadband NDVI. The MK test was applied to VIS

broadband albedo, as well. As shown in Fig. A1, trends in Band 1 and Band 4 have a cumulative effect leading to very significant trends in the VIS broadband over all the pixels. Using the broadband NDVI, 73% of the pixels were detected as affected by a significant change ($p\text{-value} < 0.05$) in the vegetation between 2001 and 2013. Therefore, the broadband NDVI allows us to detect both albedo changes in a more significant way. Using the black-sky broadband NDVI or the white-sky broadband NDVI does not change the significance of the trend. On average, the regression slope was of $+0.002$ between 2003 and 2013.

Appendix B. SAFRAN analysis

The SAFRAN analysis system provides meteorological forcing parameters on an 8-km grid with 1-hour temporal resolution over mainland France (Le Moigne et al., 2002) and is used in the SURFEX modeling platform (<http://www.cnrm-game-meteo.fr/surfex/>). The system analyzes and interpolates eight meteorological parameters (observed or analyzed): 10 m horizontal wind speed (m/s), 2 m relative humidity (kg/kg), 2 m air temperature (K), cloudiness, infrared incoming radiation (W/m²), visible incoming radiation (W/m²), snowfall (kg/m²/s), and rainfall (kg/m²/s) (Pagé, 2008). SAFRAN was validated by Quintana-Seguí et al. (2008) and Carrer et al. (2012), who demonstrated the model's relevance for weather analysis. In our study, we used the MK test on the 8 km \times 8 km forcing parameters for the 2001–2013 period. All seasons were investigated from which various positive and negative trends were found sparsely distributed throughout France. However, a significant pattern was found in the June temperature, as shown in Fig. B1. The temperatures in June between 2001 and 2013 show a decreasing trend using a two-sided p -value of 0.05.

References

- Alcaraz-Segura, D., Liras, E., Tabik, S., Paruelo, J., Cabello, J., 2010. Evaluating the consistency of the 1982–1999 NDVI trends in the Iberian peninsula across four time-series derived from the AVHRR sensor: LTDR, GIMMS, FASIR, and PAL-II. Sensors 10, 1291–1314.
- Anderson, R.G., Canadell, J.G., Randerson, J.T., Jackson, R.B., Hungate, B.A., Baldocchi, D.D., Ban-Weiss, G.A., Bonan, G.B., Caldeira, K., Cao, L., Diffenbaugh, N.S., Gurney, K.R., Kueppers, L.M., Law, B.E., Luyssaert, S., O'Halloran, T.L., 2011. Biophysical considerations in forestry for climate protection. *Front. Ecol. Environ.* 174.
- Asner, G.P., Alencar, A., 2010. Drought impacts on the Amazon forest: the remote sensing perspective. *New Phytol.* 569.
- Bai, J., Perron, P., 2003. Computation and analysis of multiple structural change models. *J. Appl. Econ.* 18, 1–22.
- Bala, G., Caldeira, K., Mirin, A., Wickett, M., Delire, C., Phillips, T.J., 2006. Biogeophysical effects of CO₂-fertilization on global climate. *Tellus B* vol. 58B, 620–627 (November 1, 2006).
- Bala, G., Caldeira, K., Wickett, M., Phillips, T.J., Lobell, D.B., Delire, C., Mirin, A., 2007. Combined climate and carbon-cycle effects of large-scale deforestation. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 6550.
- Berrisford, P., Dee, D., Poli, P., Brugge, R., Fielding, K., Fuentes, M., Källberg, P., Kobayashi, S., Uppala, S., Simmons, A., 2011a. The ERA-Interim archive Version 2.0 (Reading: ECMWF).
- Berrisford, P., Källberg, P., Kobayashi, S., Dee, D., Uppala, S., Simmons, A.J., Poli, P., Sato, H., 2011b. Atmospheric conservation properties in ERA-Interim. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137, 1381–1399.
- Betts, R., 2001. Biogeophysical impacts of land use on present-day climate: near-surface temperature change and radiative forcing. *Atmos. Sci. Lett.* 2, 39–51.
- Betts, R.A., 2006. Forcings and feedbacks by land ecosystem changes on climate change. *J. Phys. IV (Proceedings)* 139, 119–142.
- Betts, R., 2008. Comparing Apples With Oranges. pp. 7–8.
- Betts, R.A., Falloon, P.D., Goldewijk, K.K., Ramankutty, N., 2007. Biogeophysical effects of land use on climate: model simulations of radiative forcing and large-scale temperature change. *Agric. For. Meteorol.* 142, 216–233.
- Bonan, G.B., 1997. Effects of land use on the climate of the United States. *Clim. Chang.* 37, 449–486.
- Bonan, G.B., 2008. Forests and climate change: forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests. *Science* 320, 1444–1449.
- Bounoua, L., Defries, R., Collatz, G.J., Sellers, P., Khan, H., 2002. Effects of land cover conversion on surface climate. *Clim. Chang.* 52, 29–64.
- Brovkin, V., Ganopolski, A., Claussen, M., Kubatki, C., Petoukhov, V., 1999. Modelling Climate Response to Historical Land Cover Change Global Ecology and Biogeography. p. 509.
- Brovkin, V., Claussen, M., Driesschaert, E., Fichefet, T., Kicklighter, D., Loutre, M.F., Matthews, H.D., Ramankutty, N., Schaeffer, M., Sokolov, A., 2006. Biogeophysical effects of historical land cover changes simulated by six Earth system models of intermediate complexity. *Clim. Dyn.* 26, 587–600.

- Brown, P.J., DeGaetano, A.T., 2013. Trends in U.S. surface humidity, 1930–2010. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 52, 147–163.
- Brown, L., Chen, J.M., Leblanc, S.G., Cihlar, J., 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.
- Camacho, F., Cernicharo, J., Lacaze, R., Baret, F., Weiss, M., 2013. GEOV1: LAI, FAPAR essential climate variables and FCOVER global time series capitalizing over existing products. Part 2: validation and intercomparison with reference products. *Remote Sens. Environ.* 137, 310–329.
- Carrer, D., Lafont, S., Roujean, J.-L., Calvet, J.-C., Meurey, C., Le Moigne, P., Trigo, I.F., 2012. Incoming solar and infrared radiation derived from METEOSAT: impact on the modeled land water and energy budget over France. *J. Hydrometeorol.* 13, 504–520.
- Carrer, D., Meurey, C., Ceamanos, X., Roujean, J.-L., Calvet, J.-C., Liu, S., 2014. Dynamic mapping of snow-free vegetation and bare soil albedos at global 1 km scale from 10-year analysis of MODIS satellite products. *Remote Sens. Environ.* 140, 420–432.
- Chapin, F.S., Randerson, J.T., McGuire, A.D., Foley, J.A., Field, C.B., 2008. Changing feedbacks in the climate-biosphere system. *Front. Ecol. Environ.* 313.
- Cinotti, B., 1996. Evolution des surfaces boisées en France: proposition de reconstitution depuis le début du XIXe siècle Online: <http://documents.irevues.inist.fr/handle/2042/26776>.
- Claussen, M., Brokvink, V., Ganopolski, A., 2001. Biogeophysical versus biogeochemical feedbacks of large-scale land cover change. *Geophys. Res. Lett.* 28, 1011–1014.
- Colin, A., 2014. Emissions et absorptions de gaz à effet de serre liées au secteur forestier dans le contexte d'un accroissement possible de la récolte aux horizons 2020 et 2030. Technical Report. Institut national de l'information géographique et forestière.
- Davin, E.L., de Noblet-Ducoudré, N., 2010. Climatic impact of global-scale deforestation: radiative versus nonradiative processes. *J. Clim.* 23, 97–112.
- Davin, E., Seneviratne, S., Ciais, P., Olioso, A., Tao, W., 2014. Preferential cooling of hot extremes from cropland albedo management. *Proceedings Of The National Academy Of Sciences Of The United States Of America.* 111, p. 9757.
- Dee, D.P., et al., 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137, 553–597.
- Dickinson, R.E., 1983. Land surface processes and climate—surface albedos and energy balance. *Adv. Geophys.* 25, 305–353.
- Duhan, D., Pandey, A., 2013. Statistical analysis of long term spatial and temporal trends of precipitation during 1901–2002 at Madhya Pradesh, India. *Atmos. Res.* 122, 136–149.
- Feddema, J.J., Oleson, K.W., Bonan, G.B., Mearns, L.O., Buja, L.E., Meehl, G.A., Washington, W.M., 2005. The importance of land cover change in simulating future climates. *Science* 1674.
- Field, C.B., Lobell, D.B., Peters, H.A., Chiariello, N.R., 2007. Feedbacks of terrestrial ecosystems to climate change. *Annu. Rev. Environ. Resour.* 32, 1–29.
- Forkel, M., Carvalhais, N., Rödenbeck, C., Keeling, R., Heimann, M., Thonicke, K., Zaehle, S., Reichstein, M., 2016. Enhanced seasonal CO₂ exchange caused by amplified plant productivity in northern ecosystems. *Science (New York, N.Y.)* 351, 696–699.
- Friedl, M.A., McIver, D.K., Hodges, J.C., Zhang, X.Y., Muchoney, D., Strahler, A.H., Woodcock, C.E., Gopal, S., Schneider, A., Cooper, A., et al., 2002. Global land cover mapping from MODIS: algorithms and early results. *Remote Sens. Environ.* 83, 287–302.
- Gálos, B., Hagemann, S., Hänsler, A., Kindermann, G., Rechid, D., Sieck, K., Teichmann, C.A.N.D., Jacob, D., 2013. Case study for the assessment of the biogeophysical effects of a potential afforestation in Europe. *Carbon Balance Manag.* 8 (3), 1–12.
- Gocic, M., Trajkovic, S., 2013. Analysis of changes in meteorological variables using Mann-Kendall and Sen's slope estimator statistical tests in Serbia. *Glob. Planet. Chang.* 100, 172–182.
- Govindasamy, B., Duffy, P.B., Caldeira, K., 2001. Land use changes and Northern Hemisphere cooling. *Geophys. Res. Lett.* 28, 291–294.
- Hahnmann, A.N., Dickinson, R.E., 1997. RCCM2-BATS model over tropical South America: applications to tropical deforestation. *J. Clim.* 10, 1944–1964.
- Hollinger, D.Y., Ollinger, S.V., Richardson, A.D., Meyers, T.P., Dail, D.B., Martin, M.E., Scott, N.A., Arkebauer, T.J., Baldocchi, D.D., Clark, K.L., Curtiss, P.S., Davis, K.J., Desai, A.R., Dragoni, D., Goulden, M.L., Gu, L., Katul, G.G., Pallardy, S.G., Paw, U.K.T., Schmid, H.P., Stoy, P.C., Suyker, A.E., Verma, S.B., 2010. Albedo estimates for land surface models and support for a new paradigm based on foliage nitrogen concentration. *Glob. Chang. Biol.* 16, 696–710.
- Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K.I.P.C.C., 2001. Climate change 2001: the scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA (881 pp).
- IGN, 2012. La forêt en chiffres et en cartes Online: http://www.ofme.org/documents/actualite/201211/IFN_PubliNat2012_TOME.pdf.
- Joly, D., Brossard, T., Cardot, H., Cavailhes, J., Hilal, M., Wavresky, P., 2010. Types of climates on continental France, a spatial construction, Cybergeo: European Journal of Geography [Online]. Cartographie, Imagerie, SIG, article 501. (Online : <http://cybergeo.revues.org/23155> ; DOI : <http://dx.doi.org/10.4000/cybergeo.23155>).
- Karabulut, M., Gürbüz, M., Korkmaz, H., 2008. Precipitation and temperature trend analyses. In: Samsun, J. (Ed.), *Int. Environmental Application & Science.* 3, pp. 399–408.
- Knyazikhin, Y., Martonchik, J.V., Myreni, R.B., Diner, D.J., Running, S.W., 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, 32257–32275.
- Kuusinen, N., Tomppo, E., Shuai, Y., Berninger, F., 2014. Effects of forest age on albedo in boreal forests estimated from MODIS and Landsat albedo retrievals. *Remote Sens. Environ.* 145, 145–153.
- Latham, J., Cumani, R., Rosati, I., Bloise, M., 2014. Global Land Cover SHARE (GLC-SHARE) Database Beta-Release Version 1.0–2014. Food and Agric. Organ. of the UN, FAO, Rome, Italy.
- Lebourgeois, F., Pierrat, J.-C., Perez, V., Piedallu, C., Cecchini, S., Ulrich, E., 2010. Simulating phenological shifts in French temperate forests under two climatic change scenarios and four driving global circulation models. *Int. J. Biometeorol.* 54, 563–581.
- Lee, X., Goulden, M.L., Hollinger, D.Y., Barr, A., Black, T.A., Bohrer, G., Bracho, R., Drake, B., Goldstein, A., Gu, L., Katul, G., Kolb, T., Law, B.E., Margolis, H., Meyers, T., Monson, R., Munger, W., Oren, R., Paw, U.K.T., Richardson, A.D., Schmid, H.P., Staebler, R., Wofsy, S., Zhao, L., 2011. Observed increase in local cooling effect of deforestation at higher latitudes. *Nature* 479, 384–387.
- Lemaître, F., 2002. Recensement et classification des méthodes statistiques employées en hydrologie pour mettre en évidence et caractériser la non-stationnarité d'une série. *Travail de fin d'études.*
- Le Moigne, P., 2002. Description de l'analyse des champs de surface sur la france par le système SAFRAN (Description of the analysis of near-surface atmospheric fields over France with Safran system, in French) Météo-France.
- Lenton, T.M., Vaughan, N.E., 2009. The radiative forcing potential of different climate geoengineering options. *Atmos. Chem. Phys.* 5539.
- Li, Z., Bhatt, U.S., Mölders, N., 2008. Impact of doubled CO₂ on the interaction between the global and regional water cycles in four study regions. *Clim. Dyn.* 30, 255–275.
- Li, Z., Tang, H., Zhang, B., Yang, G., Xin, X., 2015. Evaluation and intercomparison of MODIS and GEOV1 global leaf area index products over four sites in North China. *Sensors* 15, 6196–6216.
- Liang, S., 2007. Recent developments in estimating land surface biogeophysical variables from optical remote sensing. *Prog. Phys. Geogr.* 31, 501–516.
- Liang, S., Zhang, X., Xiao, Z., Cheng, J., Liu, Q., Zhao, X., 2013. Global Land Surface Satellite (GLASS) Products: Algorithms, Validation and Analysis. Springer Science & Business Media.
- Loranty, M.M., Goetz, S.J., Beck, P.S.A., 2011. Tundra vegetation effects on pan-Arctic albedo. *Environ. Res. Lett.* 6, 1.
- Maresca, B., Mordret, X., Ughetto, A.L., Blancher, P., 2011. Évaluation des services rendus par les écosystèmes en France: Les enseignements d'une application du Millennium Ecosystem Assessment au territoire français Développement durable et territoires.
- McGrath, M.J., Luyssaert, S., Meyfroidt, P., Kaplan, J.O., Bürgi, M., Chen, Y., Erb, K., Gimmi, U., McInerney, D., Naudts, K., Otto, J., Pasztor, F., Ryder, J., Schelhaas, M.-J., Valade, A., 2015. Reconstructing European forest management from 1600 to 2010. *Biogeosciences* 12, 4291–4316.
- Ministère du Développement durable, 2011. La forêt française en chiffres (Online: <http://www.developpement-durable.gouv.fr/La-forêt-francaise-en-chiffres.html>).
- Mira, M., Weiss, M., Baret, F., Courtault, D., Hagolle, O., Gallego-Elvira, B., Olioso, A., 2015. The MODIS (collection V006) BRDF/albedo product MCD43D: temporal course evaluated over agricultural landscape. *Remote Sens. Environ.* 170, 216–228.
- Mooney, P.A., Mulligan, F.J., Fealy, R., 2011. Comparison of ERA-40, ERA-Interim and NCEP/NCAR reanalysis data with observed surface air temperatures over Ireland. *Int. J. Climatol.* 31, 545–557.
- Muñoz, I., Campra, P., Fernández-Alba, A.R., 2010. Including CO₂-emission equivalence of changes in land surface albedo in life cycle assessment. Methodology and case study on greenhouse agriculture. *Int. J. Life Cycle Assess.* 15, 672–681.
- Myhre, G., Myhre, A., 2003. Uncertainties in radiative forcing due to surface albedo changes caused by land-use changes. *J. Clim.* 16, 1511–1524.
- Myhre, G., Kværvåg, M.M., Schaaf, C.B., 2005. Radiative forcing due to anthropogenic vegetation change based on MODIS surface albedo data. *Geophys. Res. Lett.* 32.
- Nabuurs, G., et al., 2007. Forestry. In: Metz, B., Davidson, O.R., Bosch, P.R., Dave, R., Meyer, L.A. (Eds.), *Climate Change 2007: Mitigation of climate change Contribution of Working Group III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge Univ. Pr, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 541–584.
- Naudts, K., Chen, Y., McGrath, M.J., Ryder, J., Valade, A., Otto, J., Luyssaert, S., 2016. Europe's forest management did not mitigate climate warming. *Science* 351, 597–600.
- Nislon, T., Peterson, U., 1994. Age dependence of forest reflectance: analysis of main driving factors. *Remote Sens. Environ.* 48, 319–331.
- ONF, 2015. Forêts françaises: des forêts aux multiples visages. Office National des Forêts (French National Forestry Commission) (Online: http://www.onf.fr/gestion_durable/sommaire/milieu_vivant/patrimoine/forets_françaises/20071001-125710-322141@index.html).
- Otto, J., Berweiller, D., Bréon, F.-M., Delpierre, N., Geppert, G., Granier, A., Jans, W., Knohl, A., Kuusk, A., Longdoz, B., Moors, E., Mund, M., Pinty, B., Schelhaas, M.-J., Luyssaert, S., 2014. Forest summer albedo is sensitive to species and thinning: how should we account for this in Earth system models? *Biogeosciences* 11, 2411–2427.
- Pagé, C., 2008. Format des données SAFRAN et scénarios climatiques désagrégés au CERFACS. Climate modelling and Global Change.
- Pielke, R.A., Marland, G., Betts, R.A., Chase, T.N., Eastman, J.L., Niles, J.O., Niyogi, D.D.S., Running, S.W., 2002. The influence of land-use change and landscape dynamics on the climate system: relevance to climate-change policy beyond the radiative effect of greenhouse gases. *Philos. Trans. Math. Phys. Eng. Sci.* 360.
- Pignard, G., 2000. Evolution récente des forêts françaises: surface, volume sur pied, productivité. *Revue Forestière Française NSpécial.* 2000 pp. 27–36.
- Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L., Morel, S., 2008. Analysis of near-surface atmospheric variables: validation of the SAFRAN analysis over France. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 47, 92–107.
- Ramaswamy, V., Boucher, O., Haigh, J., Hauglustaine, D., Haywood, J., Myhre, G., Nakajima, T., Shi, G., Solomon, S., Betts, R.E., Charlson, R., Chuang, C.C., Daniel, J.S., Del Genio, A.D., Feichter, J., Fuglestvedt, J., Forster, P.M., Ghan, S.J., Jones, A., Kiehl, J.T., Koch, D., Land, C., Lean, J., Lohmann, U., Minschwaner, K., Penner, J.E., Roberts, D.L., Rodhe, H., Roeofs, G.-J., Rotstayn, L.D., Schneider, T.L., Schumann, U., Schwartz, S.E., Schwartzkopf, M.D., Shine, K.P., Smith, S.J., Stevenson, D.S., Stordal, F., Tegen, I., van Dorland, R., Zhang, Y., Srinivasan, J., Joos, F., 2001. In: Houghton, J.T., et al. (Eds.), *Radiative Forcing of Climate Change.* Cambridge University Press, New York, NY, United States (US).

- Roberts, D.A., Ustin, S.L., Ogunjemiyo, S., Greenberg, J., Dobrowski, S.Z., Chen, J., Hinckley, T.M., 2004. Spectral and structural measures of northwest forest vegetation at leaf to landscape scales. *Ecosystems* 7.
- Rotenberg, E., Yakir, D., 2010. Contribution of semi-arid forests to the climate system. *Science* 327, 451–454.
- Rouse, J.W., Haas, R.H., Schell, J.A., Deering, D.W., 1973. Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS. *Third ERTS Symposium. NASA SP-351 (I)*, 309–317.
- Sanderson, M., Santini, M., Valentini, R., Pope, E., 2012. Relationships Between Forests and Weather. EC Directorate General of the Environment.
- Schimel, D., Alves, D., Enting, I., Heimann, M., Joos, F., Raynaud, D., Wigley, T., Prather, M., Derwent, R., Ehhalt, D., Fraser, P., Sanhueza, E., Zhou, X., Jonas, P., Charlson, R., Rodhe, H., Sadasivan, S., Shine, K.P., Fouquart, Y., Ramaswamy, V., Solomon, S., Srinivasan, J., Albritton, D., Derwent, R., Isaksen, I., Lal, M., Wuebbles, D., 1996. *Radiative Forcing of Climate Change. United Kingdom: Cambridge University Press*. Cambridge, United Kingdom, pp. 65–131.
- Simmons, A.J., Willett, K.M., Jones, P.D., Thorne, P.W., Dee, D.P., 2010. Low-frequency variations in surface atmospheric humidity, temperature, and precipitation: inferences from reanalyses and monthly gridded observational data sets. *J. Geophys. Res.* 115.
- Socol, O., 2010. La gestion durable des réserves naturelles en zone montagnarde – Etudes de cas: La réserve naturelle des Hauts de Chartreuse (Alpes françaises) et la réserve naturelle de L'épicéa de résonance de Lăpușna (Carpates Orientales) Géographie (Grenoble I: Université Joseph-Fourier).
- Sun, Q., 2014. Assessing Change in the Earth's Land Surface Albedo With Moderate Resolution Satellite Imagery. Boston University.
- Tan, X., Gan, T.Y., 2015. Nonstationary analysis of annual maximum streamflow of Canada. *J. Clim.* 28, 1788–1805.
- Tian, L., Zhang, Y., Zhu, J., 2014. Decreased surface albedo driven by denser vegetation on the Tibetan Plateau. *Environ. Res. Lett.* 9, 104001.
- Tsendsazar, N.E., Herold, M., Mayaux, P., Achard, F., Kirches, G., Brockmann, C., Boettcher, M., Lamarche, C., Bontemps, S., Defourny, P., 2014. *CCI Land Cover Product Validation and Inter-Comparison Report. UCL-Geomatics*, Belgium.
- Wicklein, H.F., Ollinger, S.V., Martin, M.E., Hollinger, D.Y., Lepine, L.C., Day, M.C., Bartlett, M.K., Richardson, A.D., Norby, R.J., 2012. Variation in foliar nitrogen and albedo in response to nitrogen fertilization and elevated CO₂. *Oecologia* 169, 915–925.
- Williams, D.L., 1991. A comparison of spectral reflectance properties at the needle, branch, and canopy level for selected conifer species (English). *Remote Sens. Environ.* 35, 79–93.
- Wramneby, A., Smith, B., Samuelsson, P., 2010. Hot spots of vegetation-climate feedbacks under future greenhouse forcing in Europe. *J. Geophys. Res.* 115.
- Yauschew-Raguenes, N., 2012. Dynamique saisonnière de la végétation forestière (arbres et sous-bois) dans le massif des Landes - Application de la télédétection optique au suivi des hétérogénéités à l'échelle régionale. Bordeaux I, Bordeaux, France.
- Zeileis, A., Kleiber, C., Krämer, W., Hornik, K., 2003. Testing and dating of structural changes in practice. *Comput. Stat. Data Anal.* 44, 109–123.
- Zhai, J., Liu, R., Liu, J., Zhao, G., Huang, L., 2014. Radiative forcing over China due to albedo change caused by land cover change during 1990–2010. *J. Geogr. Sci.* 24, 789–801.
- 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 (English). *Remote Sens. Environ.* 84, 471–475.
- Zhao, M., Running, S.W., 2010. Drought-induced reduction in global terrestrial net primary production from 2000 through 2009. *Science* 940.
- Zhao, G., Tian, P., Mu, X., Jiao, J., Wang, F., Gao, P., 2014. Quantifying the impact of climate variability and human activities on streamflow in the middle reaches of the Yellow River basin, China. *J. Hydrol.* 519, 387–398.

