



HAL
open science

The Rali project: combining a radar and a lidar for the study of weakly-precipitating clouds

Alain Protat, Jacques Pelon, Noël Grand, P. Delville, P. Laborie, Jean-Paul Vinson, Dominique Bouniol, Didier Bruneau, Hélène Chepfer, Julien Delanoë, et al.

► To cite this version:

Alain Protat, Jacques Pelon, Noël Grand, P. Delville, P. Laborie, et al.. The Rali project: combining a radar and a lidar for the study of weakly-precipitating clouds. *La Météorologie*, 2004, 8 (47), pp.23-33. hal-00159555

HAL Id: hal-00159555

<https://hal.science/hal-00159555>

Submitted on 10 Feb 2021

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

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

Le projet Rali

Combinaison d'un radar et d'un lidar pour l'étude des nuages faiblement précipitants

A. Protat⁽¹⁾, J. Pelon⁽⁵⁾, N. Grand⁽²⁾, P. Delville⁽²⁾, P. Laborie⁽¹⁾, J.-P. Vinson⁽¹⁾, D. Bouniol⁽¹⁾, D. Bruneau⁽⁵⁾, H. Chepfer⁽³⁾, J. Delanoë⁽¹⁾, M. Haeffelin⁽³⁾, V. Noël⁽⁴⁾ et C. Tinel⁽¹⁾

(1) Centre d'étude des environnements terrestre et planétaires
10-12, avenue de l'Europe - 78140 Vélizy
alain.protat@cetp.ipsl.fr

(2) Division technique de l'Institut national des sciences de l'univers, Meudon

(3) Laboratoire de météorologie dynamique, Palaiseau

(4) Nasa - Langley Research Center, Hampton, Virginie, ÉTATS-UNIS

(5) Service d'aéronomie, Paris

Résumé

Le projet Rali (radar-lidar) développe un nouveau moyen d'observation des nuages faiblement précipitants, qui repose sur la combinaison d'un radar et d'un lidar. On décrit ici les instruments utilisés ou mis au point dans le cadre de Rali et les algorithmes de restitution des paramètres des nuages, puis on présente quelques exemples des premiers résultats scientifiques obtenus. À l'horizon mars 2005, l'instrument Rali sera intégré dans les nouveaux avions de recherche français et permettra à la communauté scientifique d'accéder à des observations couplées de la dynamique, de la microphysique et des propriétés radiatives des nuages faiblement précipitants et des aérosols.

Problématique et objectifs scientifiques

Les nuages jouent un rôle majeur en météorologie et dans le contrôle du climat. Améliorer la représentation des nuages et simuler leur impact sur le rayonnement, la dynamique et la redistribution des constituants atmosphériques à toutes les échelles est devenu un enjeu majeur pour la modélisation numérique.

La représentation des nuages dans les modèles

La formation d'un nuage est la signature particulière d'un état dynamique et thermodynamique de l'atmosphère (cisaillement de vent, turbulence, mouvements verticaux, température, humidité...) que les modèles cherchent à représenter. L'évolution des nuages, quant à elle, est fortement influencée par les processus microphysiques et radiatifs et leurs rétroactions sur la dynamique. Ces processus interviennent à des échelles de temps et d'espace très

Abstract

The Rali project: combining a radar and a lidar for the study of weakly-precipitating clouds

The Rali (radar-lidar) project is a new tool which combines a radar and a lidar for observing weakly-precipitating clouds. This paper describes the instruments used or improved for Rali, together with the algorithms for reproducing cloud parameters and shows some of the first scientific results. Around March 2005, the Rali instrument will be installed in the new French research aircraft and will allow the scientific community to get coupled observations of dynamical, microphysical and radiative properties of aerosols and weakly-precipitating clouds.

Étudier les nuages, améliorer leur représentation dans les modèles numériques, mieux quantifier leur impact sur le bilan radiatif terrestre et sur le climat, tels sont les principaux objectifs du projet Rali. (Photo Météo-France, J. Vallin)



réduites, qui ne sont pas résolues dans les modèles numériques de prévision du temps et de climat. Ainsi, de nombreuses représentations paramétrées (**paramétrisations**) des nuages ont été proposées ces dix dernières années, reposant généralement sur des considérations théoriques ou des observations aéroportées in situ. Ces mesures in situ sont précises, mais collectées dans des situations météorologiques et des localisations géographiques forcément limitées ; en outre, elles ne donnent pas accès à haute résolution temporelle à la distribution verticale au sein des nuages.

Cette limitation instrumentale ainsi que la complexité du problème expliquent en grande partie pourquoi la paramétrisation des nuages dans les modèles de prévision météorologique et climatique n'est toujours pas validée. En effet, jusqu'à une période récente, aucun instrument ne permettait d'accéder aux échelles pertinentes pour réaliser une telle évaluation. Le **radar millimétrique** et le **lidar**, qui sont les deux instruments de Rali, ont précisément été développés pour combler cette lacune scientifique et technologique.

Nuages et bilan radiatif

Le problème de la paramétrisation des nuages dans les modèles est particulièrement sensible pour ce qui concerne les nuages peu denses, faiblement précipitants (cirrus, altostratus, stratocumulus, entre autres). Leur impact sur le bilan radiatif de la planète est en effet très important. Or, pour l'appréhender correctement, il est nécessaire de considérer à la fois les effets radiatifs et les rétroactions entre rayonnement et dynamique dans le système qui couple la surface (continentale ou océanique), la couche limite sous-nuageuse, la couche nuageuse et l'atmosphère libre, en tenant compte des forçages synoptiques. La prise en compte des interactions entre aérosols, nuages et rayonnement est également une nécessité dans ce cadre.

La quantification de l'impact des nuages sur le bilan radiatif terrestre et le développement de paramétrisations des nuages à travers leur documentation complète sont les objectifs centraux de Rali. Il est désormais bien connu que la nébulosité joue un rôle primordial dans le bilan radiatif terrestre et dans l'incertitude sur les projections de l'évolution du système climatique. L'impact des nuages dans les transferts radiatifs dépend en particulier de leur localisa-

tion et de leur altitude (Fouquart et al., 1990). En première approximation, on considère que l'effet dominant des nuages de basse et moyenne altitude (tels les stratus et les stratocumulus) est de réfléchir le rayonnement solaire incident (courtes longueurs d'onde), et donc de réduire l'ensoleillement au sol. L'effet net de cette catégorie de nuages est ainsi un refroidissement du système climatique par une augmentation de l'albédo.

En ce qui concerne les nuages élevés et optiquement fins, tels les cirrus, leur action majeure est de piéger le rayonnement infrarouge et de laisser passer le rayonnement solaire incident dans la troposphère (Stephens et al., 1990), conduisant à un réchauffement. Cet effet est néanmoins contrebalancé par l'effet d'albédo : l'impact radiatif net de ces nuages élevés sera donc positif ou négatif selon leur épaisseur optique, leur contenu en glace et les propriétés de taille, de forme et d'orientation des cristaux les composant. Cette complexité est l'origine principale des incertitudes actuelles sur l'ampleur du réchauffement climatique prévu par les modèles à l'horizon 2100.

L'observation des nuages depuis l'espace

La communauté scientifique internationale se doit par ailleurs d'être à même de bien connaître les propriétés physiques des nuages et les processus d'interaction à différentes échelles pour mieux évaluer les risques d'un changement climatique majeur à venir et mieux comprendre les effets de rétroaction à l'échelle régionale ou planétaire. Les observations spatiales constituent dans ce cadre une étape indispensable. Il est cependant à noter que, jusqu'à très récemment, les observations des nuages depuis l'espace ne permettaient d'accéder qu'à des informations intégrées sur quelques couches dans la troposphère et pour des nuages épais, en dépit d'une excellente couverture globale et d'une résolution horizontale satisfaisante.

Là encore, l'avènement récent d'instruments de télédétection active, tels que les radars millimétriques et les lidars, a ouvert de nombreuses perspectives dans l'observation des nuages depuis l'espace. La démonstration de l'intérêt de ces instruments au sol ou en version aéroportée (et depuis l'espace pour ce qui est des mesures lidar) a stimulé le développement de plusieurs programmes spatiaux mettant en œuvre cette

synergie instrumentale : les missions *Calipso* (Nasa-Cnes) et *Cloudsat* (Nasa - Colorado State University - Department of Energy) au sein de l'*A-Train*⁽¹⁾ embarquent respectivement un lidar à rétrodiffusion et un radar millimétrique, tandis que la mission *Earthcare* (ESA-Nasda) propose leur combinaison sur un même satellite.

Le projet Rali a tout particulièrement joué – et joue toujours – un rôle majeur dans la préparation de ces missions et l'usage de leurs données. Il est en effet à la fois démonstrateur aéroporté des instruments spatiaux, moyen de validation des mesures spatiales et des algorithmes opérationnels et support de l'exploitation scientifique des produits des missions spatiales ; il confirme les limites des analyses permises et apporte des informations complémentaires à plus petite échelle. C'est précisément dans cette perspective que nous souhaitons achever le développement d'une charge utile Rali aéroportée d'ici à mars 2005, date à laquelle la première combinaison radar-lidar (*Calipso-Cloudsat*) sera mise en orbite.

Vue d'artiste du satellite *Calipso*. (© Cnes, P. Carril)



Le projet Rali

Le projet Rali a été initialement proposé en 1994 au Cnes et à l'Insu dans le cadre d'un appel d'offres commun. L'objectif était de répondre au besoin de développement de moyens d'étude à haute résolution spatio-temporelle des propriétés microphysiques, radiatives et dynamiques des nuages peu denses et des aérosols, en associant un **radar millimétrique Doppler bifaisceaux** et un **lidar** à

(1) L'*A-Train* est le nom donné en anglais à l'observatoire spatial constitué de six satellites (*Calipso*, *Cloudsat*, *Parasol*, *Aura*, *Oco* et *Aqua*) dont les orbites sont coordonnées pour que leurs instruments puissent observer simultanément ou presque une même région de l'atmosphère. (Ndlr)

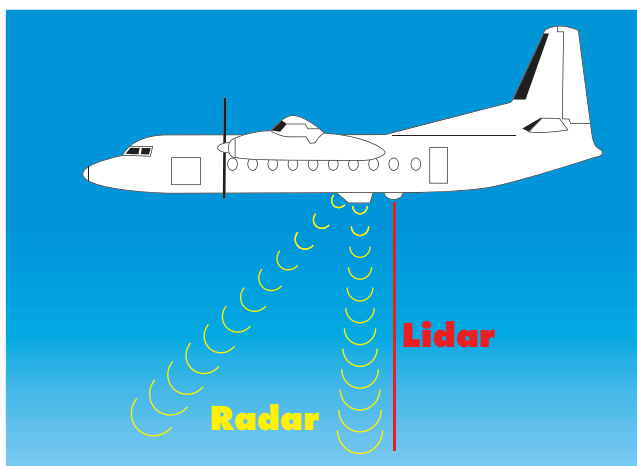


Figure 1 - Schéma fonctionnel du projet Rali. Le radar Doppler est muni de deux antennes : l'une vise au nadir et l'autre 40 degrés vers l'avant (dans la direction du fuselage de l'avion). Le lidar vise au nadir. Ainsi, l'exploitation des sondages radar-lidar au nadir permet d'explorer les nuages optiquement fins (cirrus, certains alto-cumulus et altostratus fins), tandis que la stratégie radar bifaisceaux permet d'explorer des nuages plus denses dès que le lidar ne pénètre plus (stratocumulus, altostratus épais, enclumes de cumulonimbus...).

rétrodiffusion à 532 nm et à diversité de polarisation (figure 1). Les caractéristiques de ces deux types d'instruments sont telles que leur synergie est exploitable pour des épaisseurs optiques traversées relativement faibles (inférieures à 3 environ pour assurer la pénétration du lidar). Dans le cas de nuages denses, l'exploration radar-lidar se limite à une couche de quelques centaines de mètres. Au-delà de cette zone commune, le radar millimétrique peut néanmoins poursuivre seul l'exploration du nuage, soit avec le seul faisceau au nadir pour les nuages de glace, soit en utilisant les atténuations différentes du signal radar le long de ses deux directions de visée pour les nuages d'eau liquide (méthodologie bifaisceaux, Guyot et Testud, 1999). Cette synergie radar-lidar se manifeste également dans la complémentarité des observations des propriétés des aérosols et des nuages pour en analyser les interactions. En effet, si l'on prend comme exemple la modification des propriétés nuageuses par les aérosols, la synergie radar-lidar permet de disposer d'une analyse fine des deux milieux. Le tableau 1 résume le lien entre les mesures directes radar-lidar et les propriétés microphysiques, radiatives et dynamiques des nuages.

La première phase de Rali

Le projet Rali est un effort conjoint de trois laboratoires de l'Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL) : le Centre d'étude des environnements terrestre et planétaires (CETP), le Laboratoire de météorologie dynamique (LMD) et le Service d'aéronomie (SA). Cet effort est complété par un soutien conséquent de la Division technique de l'Insu, qui

assume la responsabilité technique du projet.

La première étape du projet (1997-2003) a consisté à valider le concept de synergie radar-lidar pour l'étude des propriétés nuageuses, à développer les méthodes d'analyse et à acquérir les connaissances nécessaires à la seconde phase. Pour ce faire, des instruments existants ou en cours de mise au point ont été déployés

au cours de diverses campagnes, ce qui a confirmé l'intérêt de développer le radar 95 GHz de Rali. Ce radar, nommé Rasta (Radar aéroporté et sol

de télédétection des propriétés nuageuses), a été défini et assemblé entièrement au CETP, puis testé au sol et en avion au cours de l'année 2000. Le tableau 2 présente les caractéristiques de ce radar.

Deux campagnes de mesures aéroportées ont été effectuées en novembre 2000 et mars 2001 (Carl2000 et Carl2000-Phase 2, financées par l'Union européenne et l'Agence spatiale européenne) avec le lidar Leandre 1 et le radar Rasta installés dans l'Ara⁽¹⁾. Le fonctionnement de l'ensemble radar-lidar a été optimal et a fourni de très bonnes mesures sur six vols coordonnés avec des mesures microphysiques in situ aéroportées.

Afin de compléter la base d'observations et d'acquérir une plus grande maîtrise des méthodes d'analyse, une

(1) Avion de recherche atmosphérique et de télédétection (Insu et IGN).

	Z	V _r	β	Δp
Gouttelettes	∞ LWC.r _e ³	∞ V _T	∞ LWC/r _e	-
Cristaux	∞ IWC.r _e ³	∞ V _T	∞ IWC/r _e	Q
Nuages mixtes (eau+glace)	∞ IWC.r _e ³	∞ V _T (glace)	∞ LWC/r _e	Discrimination eau/glacé

Tableau 1 - Relation théorique entre les mesures directes des instruments Rali :

- Z : réflectivité radar ;
- V_r : vitesse Doppler radar ;
- β : coefficient de rétrodiffusion lidar ;
- Δp : rapport de dépolarisation entre voies de réception perpendiculaire et parallèle lidar ;

et les propriétés microphysiques, radiatives et dynamiques des nuages :

- LWC et IWC : contenus en eau liquide et en glace ;
- r_e : rayon effectif des gouttelettes ou des cristaux ;
- V_T : vitesse de sédimentation des gouttelettes ou des cristaux ;
- Q : facteur de forme des cristaux de glace.

Tableau 2 - Caractéristiques techniques du radar 95 GHz Rasta de Rali.

Rasta (CETP)	Version aéroportée	Version au sol
Fréquence	95,04 GHz	95,04 GHz
Puissance crête	1,8 kW	1,8 kW
Fréquence de répétition	25-16,7-12,5-10-8,33 kHz	25-16,7-12,5-10 kHz
Distance ambiguë	6-9-12-15-18 km	6-9-12-15 km
Longueur de porte	60 m (impulsion 400 ns)	60 ou 30 m (400 ou 200 ns)
Sensibilité à 1 km	-23 dBZ	-52 dBZ
Facteur de bruit	12 dB	12 dB
Distance aveugle	< 250 m	< 250 m
Diamètre de l'antenne	30 cm (deux antennes)	1,2 m (une antenne)
Angles de visée	nadir, 40° vers l'avant	zénith
Largeur de lobe à 3 dB	0,7°	0,2°
Gain	47 dB	59 dB
Niveau des lobes secondaires	< -26 dBc	< -23 dBc
Traitement temps réel	Pulse pair (+FFT en 2004)	Pulse pair et FFT
Résolution temporelle	12 radiales / seconde	1 radiale / seconde
Porteur	ATR 42 et Falcon 20	Camion Renault Master



Figure 2 - Version au sol du radar Rasta de Rali. L'ensemble radar-système d'acquisition-micro-ordinateur de visualisation est installé dans ce camion Renault Master, dont la structure a été modifiée pour permettre l'installation de l'antenne du radar.

version sol du radar Rasta a ensuite été construite. Ce développement visait à disposer d'un moyen d'observation des nuages sur de longues périodes de temps, de manière à généraliser les résultats des campagnes aéroportées et à conduire à la mise au point de paramétrisations pour les modèles. Cette version sol a été réalisée en 2001 à partir des éléments de la version aéroportée (émetteur et récepteur), d'une nouvelle antenne de 1,20 mètre en visée verticale et d'un système informatique allégé (tableau 2). Cette version sol a été installée dans un camion mis à la disposition du projet par le CETP (figure 2). L'antenne est protégée par un radôme en plexiglas au cours des opérations et le radar peut donc également fonctionner en présence de précipitations. Cette version sol de Rasta est installée au Sirta⁽¹⁾ depuis octobre 2002, à côté du lidar nuages-aérosols (LNA) du LMD-SA, dans le cadre du programme européen Cloudnet ; l'ensemble constitue la version sol de Rali.

La seconde phase de Rali

La seconde et dernière étape du projet (2003-2005) vise à mettre au point une charge utile aéroportée et intégrée dans la perspective des missions spatiales citées précédemment, à partir des enseignements des analyses effectuées. Pour mener à bien cette étape, plusieurs développements sont en cours. La principale tâche consiste à étudier et à réaliser le lidar de Rali, qui bénéficiera d'une mesure à haute résolution spectrale (HRS). La HRS, technologie de

les que les difficultés rencontrées pour séparer le signal de rétrodiffusion des nuages et des aérosols de celui des molécules. La HRS permet en outre d'obtenir des estimations directes et beaucoup plus précises de la rétrodiffusion et de l'extinction optique (Bruneau et Pelon, 2003). Enfin, la HRS donne accès à une information sur la vitesse de déplacement des petites particules nuageuses dans la direction de visée du lidar, ce qui offre une complémentarité très intéressante aux capacités Doppler du radar Rasta. Ce lidar, nommé LNG (Leandre nouvelle génération), émettra à trois longueurs d'onde (355, 532 et 1064 nm), disposera de la diversité de polarisation pour l'identification de l'eau et de la glace nuageuses et la séparation entre aérosol sphérique et non sphérique, et sera muni d'un interféromètre pour effectuer des mesures HRS à la longueur d'onde de 355 nm. Le tableau 3 présente les caractéristiques techniques du lidar LNG.

Tableau 3 - Caractéristiques techniques du lidar LNG en cours de développement.

Énergie du laser	50 mJ à 1064 nm ; 40 mJ à 355 nm
Largeur spectrale	150 MHz
Taux de polarisation	> 90 %
Fréquence de répétition	20 Hz
Diamètre du télescope	30 cm
Signaux analysés	1064 nm 355 nm polarisation parallèle (avec haute résolution spectrale) 355 nm polarisation perpendiculaire
Haute résolution spectrale	Interféromètre de Mach-Zehnder
Détection	1064 nm : photodiode à avalanche RCA 355 nm : photomultiplicateurs Hamamatsu 6780
Échantillonnage	14 bits et 20 MHz
Visées	Nadir et zénith
Longueur de porte (résolution verticale)	15 m
Distance de sécurité oculaire	600 m (à 355 nm et 1064 nm)
Puissance électrique	1,7 kW
Porteurs	ATR 42 et Falcon 20

(1) Site instrumental de recherche par télédétection atmosphérique de l'Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), localisé sur le site de l'École polytechnique (Palaiseau, Essonne) et instrumenté en radars, en radiomètres, en lidars et en mesures in situ. Pour plus de détails, voir le site Internet [sirta.lmd.polytechnique.fr].

Les autres opérations pour terminer ce projet sont de réaliser un nouveau système d'acquisition commun pour Rasta et LNG, et d'étudier l'intégration de Rali en visée au nadir et au zénith dans les deux futurs avions français, l'ATR 42 et le Falcon 20, qui devraient être disponibles fin 2004.

Développements méthodologiques et premiers résultats scientifiques

Cette partie décrit les développements méthodologiques et les avancées scientifiques provenant d'ores et déjà du projet Rali (voir aussi le site Internet de Rali à l'adresse [www.ipsl.jussieu.fr/projets/RALI/index.html]). Ces résultats portent sur les propriétés microphysiques, radiatives et dynamiques des nuages faiblement précipitants et ont été obtenus lors des campagnes aéroportées dédiées à l'étude de la synergie radar-lidar et lors de campagnes au sol sur le site du Sirta.

Mesure des propriétés microphysiques et radiatives des nuages

Parmi les paramètres microphysiques et radiatifs intervenant dans les modèles de transfert radiatif pour les nuages glacés, la synergie instrumentale de Rali donne accès à quatre quantités cruciales :

• **L'épaisseur optique**, définie par l'intégrale entre la base et le sommet du nuage (sur la verticale) du coefficient d'extinction dans le domaine visible (appelé ici **extinction optique** ou **extinction lidar**). Cette épaisseur optique diffère selon la nature des nuages. Typiquement, l'épaisseur optique d'un cirrus peut varier d'une valeur inférieure à 0,03 pour un cirrus quasi invisible à l'œil nu à une valeur de 5 pour des cirrus épais aux latitudes moyennes. L'épaisseur optique des nuages d'eau est beaucoup plus élevée et est comprise entre 5 et 100.

• **Le contenu en eau ou en glace** du nuage, correspondant à la masse d'eau ou de glace par unité de volume. Sa valeur peut être très variable : elle est généralement comprise entre 10^{-4} et 1 g.m^{-3} et est plus faible pour les nuages glacés que pour les nuages liquides.

• **Le rayon effectif** dépend de la distribution en taille des particules nuageuses. Il est défini, pour faire le lien avec les propriétés radiatives, comme le rapport du volume sondé sur l'aire projetée des particules. Il est donc proportionnel au rapport du contenu en glace sur l'extinction optique. La valeur du rayon effectif dans les nuages varie généralement de 20 à 120 μm dans les nuages glacés, avec une forte variabilité verticale (McFarquhar et Heymsfield, 1998). Le rayon effectif des gouttelettes d'eau varie généralement de 5 à 30 μm (Nakajima et King, 1990).

• **La forme des cristaux** est un paramètre qui modifie sensiblement l'impact radiatif du nuage. L'introduction de sphères ou de plaquettes dans un modèle de transfert radiatif entraîne une variation de 20 % de l'albédo. S'il est impossible, à partir d'instruments de télédétection active, d'accéder aux propriétés individuelles des cristaux, on peut toutefois obtenir des informations sur le facteur de forme moyen à l'aide du rapport de dépolarisation lidar (Noël, 2002).

Les algorithmes radar-lidar

Comme indiqué dans le tableau 1, les observations combinées de la **réflectivité radar** et du **coefficient de rétrodiffusion lidar** présentent une sensibilité différente, mais complémentaire au contenu en eau et au rayon effectif, ce qui permet en principe leur restitution. C'est le point de départ des algorithmes radar-lidar. Une première application a été tentée par Intrieri et al. (1993), qui ont exploité directement le rapport des mesures radar et lidar à partir d'une approche analytique sim-

ple. Cette méthode directe fonctionne bien jusqu'à des épaisseurs optiques de 0,2-0,3 ; au-delà, elle donne des résultats erronés faute d'une prise en compte suffisamment rigoureuse de l'extinction du faisceau lidar dans le milieu nuageux. Cette méthode est également très sensible à la qualité de l'étalonnage absolu du radar.

Un premier algorithme radar-lidar a donc été développé au CETP, en collaboration avec l'équipe scientifique Rali, pour traiter le cas des nuages de glace (Tinel et al., 2000 ; Tinel, 2002 ; Tinel et al., 2004). Cet algorithme repose sur l'inversion de deux équations, l'une reliant la rétrodiffusion « apparente »⁽¹⁾ et l'extinction lidar (Klett, 1981), l'autre reliant la réflectivité « apparente » et l'**atténuation radar** (Hitschfeld et Bordan, 1954). L'inversion directe de ces deux équations est instable. Il est donc nécessaire de contraindre cette inversion par une relation supplémentaire. Dans la méthode radar-lidar du CETP, c'est une relation statistique intégrée sur la verticale entre extinction lidar et réflectivité radar qui est introduite (Tinel, 2002, voir encadré ci-contre).

Un deuxième algorithme est également en cours de développement au SA ; dans cet algorithme, les effets de diffusion multiple sont pris en compte explicitement et la valeur du coefficient de proportionnalité entre rétrodiffusion et extinction lidar est paramétrée à l'aide d'une loi statistique moyenne et fonction de la température. Cette méthode simple à mettre en œuvre a pour vocation l'estimation opérationnelle du contenu en glace et du rayon effectif des cristaux à partir de grandes bases de données résultant des missions spatiales ou des observations routinières d'instruments au sol, mais aussi cette estimation en temps réel en mode aéroporté. Cette méthode utilise des procédures itératives pour restituer les paramètres microphysiques et prend en compte la séparation eau-glace à l'aide de l'information de dépolarisation lidar. Dès qu'elle sera validée, elle sera introduite dans la chaîne de traitement temps réel de Rali.

Le cas des nuages mixtes

Comme nous venons de le voir, les méthodes radar-lidar ont été développées initialement pour les nuages de glace. Or l'occurrence de nuages de phase mixte (mélange d'eau liquide et de glace) n'est pas négligeable, plus

L'algorithme radar-lidar du CETP

L'extinction lidar et la réflectivité radar sont proportionnelles aux moments d'ordre 2 et 6 de la distribution en taille $N(D)$ des particules de glace. Pour développer la relation statistique, nous avons donc procédé à une étude statistique exhaustive de cette distribution dans les nuages de glace. Pour cette étude, une grande base de données⁽¹⁾ in situ aéroportées a été constituée (différents types de nuages, différentes localisations géographiques). Il est bien connu que la forme de cette distribution est très variable d'un nuage à l'autre (Heymsfield et Platt, 1984). Cependant, Testud et al. (2001) ont montré pour le cas de la pluie que, lorsque l'on normalisait cette distribution par le diamètre moyen D_m de la distribution :

$$N(D) = N_0^* \cdot F(D/D_m)$$

la forme F de cette distribution était très stable ; cela permet de caractériser les propriétés statistiques de la distribution par les seuls paramètres N_0^* et D_m . L'application de cette normalisation à notre base de données microphysiques a montré que cette invariance de la distribution en taille était également vérifiée pour le cas des nuages glacés faiblement précipitants (Delanoë et al., 2004). Cela constitue un résultat important, car il résulte de cette invariance que les relations statistiques paramétrées par N_0^* entre tous les moments de cette distribution sont également invariantes. Il est donc possible d'établir ce que l'on appelle un **modèle inverse** quasi invariant, reliant la réflectivité et l'atténuation radar, l'extinction lidar, le contenu en glace (proportionnel au moment d'ordre 3) et le rayon effectif (rapport du moment d'ordre 3 sur le moment d'ordre 2 de la distribution).

Ce modèle inverse est paramétré par N_0^* , qui devient une inconnue supplémentaire du problème. Ainsi, l'algorithme radar-lidar développé au CETP permet de restituer l'atténuation radar, l'extinction lidar, le paramètre N_0^* , le contenu en glace et le rayon effectif à partir de la réflectivité radar, du coefficient de rétrodiffusion lidar et du modèle inverse paramétré par N_0^* .

(1) Campagnes Clare (1998), Carl (1999, 2000, 2001), Eucrex (1992, 1993, 1994), Cepex (1993), Fastex (1997), ARM-IOP (2000) et Crystal-Face (2002).

(1) « Apparent » signifie ici que la mesure n'est pas encore corrigée de l'atténuation.

particulièrement pour les nuages de moyenne troposphère de type alto-cumulus ou altostratus, qui couvrent environ 20 % de la surface terrestre (Fleishauer et al., 2002) et dont 30 % sont constitués d'un mélange d'eau liquide et de glace. Dans ces nuages, l'eau liquide se présente généralement sous forme de couches fines (de l'ordre de 100 mètres d'épaisseur). Ce type de nuages est le siège de givrages intenses, extrêmement problématiques pour l'aviation civile et militaire (Gayet et al., 1992). Du point de vue de la modélisation, ce mélange liquide-glace pose également de gros problèmes, car les couches d'eau surfondue modifient de façon considérable les flux radiatifs et les processus de croissance des cristaux.

Par chance, un nuage de phase mixte a été observé par la première version de Rali (radar Rasta et lidar Leandre 1 sur l'*Arat*) au cours de la campagne Carl2000, le 10 novembre 2000. Les figures 3a et 3b présentent les observations radar et lidar obtenues lors du deuxième passage au-dessus de cet alto-cumulus. Il est remarquable de constater que les altitudes des contours nuageux mesurées par les deux instruments sont similaires. Sur la coupe verticale de réflectivité radar (fig. 3a), on observe clairement des structures

de forte réflectivité vers la base du nuage, qui traduisent une importante agrégation des cristaux au cours de leur sédimentation dans le nuage. On s'attend donc à trouver des cristaux de plus grande taille dans la partie inférieure. Sur le signal de rétrodiffusion lidar (fig. 3b), on observe une très forte rétrodiffusion dans une couche d'environ 100 à 200 mètres d'épaisseur vers le milieu du nuage. Cette forte rétrodiffusion, couplée avec l'absence de signature sur la réflectivité, est la signature d'une couche d'eau liquide surfondue dans le nuage, ce qui est confirmé dans le cas présent par les mesures in situ effectuées par la sonde Nevzorov sur le *Merlin IV* de Météo-France et par la dépolarisation très faible mesurée par le lidar dans cette couche (résultat non montré).

Pour traiter cette couche mixte séparément, l'algorithme radar-lidar du CETP a été adapté en tirant parti du fait que, dans ce type de couche, le radar est exclusivement sensible à la glace et le lidar à l'eau liquide. Pour la glace, on interpole linéairement le N_0^* dans la couche à partir des valeurs restituées au-dessus et en dessous de la couche, puis on introduit cette valeur de N_0^* et la réflectivité radar dans le modèle inverse, ce qui fournit le contenu en glace et le rayon effectif

des cristaux (voir encadré page précédente). Pour l'eau liquide, on doit faire l'hypothèse d'une valeur constante dans la couche du coefficient de proportionnalité entre rétrodiffusion et extinction lidar. Les résultats obtenus sur ce cas du 10 novembre 2000 sont présentés sur la figure 4. La valeur moyenne du contenu en glace est de $0,015 \text{ g.m}^{-3}$, avec les valeurs les plus fortes localisées dans la partie droite du nuage ($0,04 \text{ g.m}^{-3}$), là où la réflectivité radar est également la plus forte (fig. 3a). De même, les rayons effectifs restitués sont plus importants dans la partie droite du nuage que dans la partie gauche ($55\text{-}70 \mu\text{m}$ à gauche, $80\text{-}95 \mu\text{m}$ à droite). La comparaison avec les mesures in situ collectées à bord de l'avion *Merlin IV* a permis de valider ces restitutions.

Intéressons-nous à la variabilité de ces champs sur la verticale, qui donne des indications sur les processus micro-physiques à l'œuvre dans ce nuage. Pour tout le nuage, on a des rayons effectifs plus forts au fur et à mesure qu'on se rapproche de la base. La tendance est inversée sur la restitution du N_0^* , qui donne une indication de la concentration des petits cristaux. Cette variation très nette sur la verticale n'est par ailleurs pas observée sur le champ de contenu en glace, dont les variations sont plus locales. On observe donc une diminution du nombre de cristaux et une augmentation de leur rayon effectif lorsqu'on s'approche de la base du nuage, le tout à contenu en glace relativement constant. Cela illustre clairement le rôle prédominant joué dans l'organisation interne du nuage par le processus d'agrégation des cristaux de glace au cours de leur sédimentation. En ce qui concerne la couche d'eau liquide surfondue, on obtient des contenus en eau très faibles (fig. 4d) comme on pouvait s'y attendre, de l'ordre de $5.10^{-3} \text{ g.m}^{-3}$, et des rayons effectifs de l'ordre de $5 \mu\text{m}$ (fig. 4e), valeurs proches de celles proposées dans la littérature pour de telles couches dans les stratus glacés. Il est donc possible, grâce à Rali, d'identifier les couches d'eau liquide surfondue et de traiter ces cas complexes de nuages en phase mixte avec les méthodes développées.

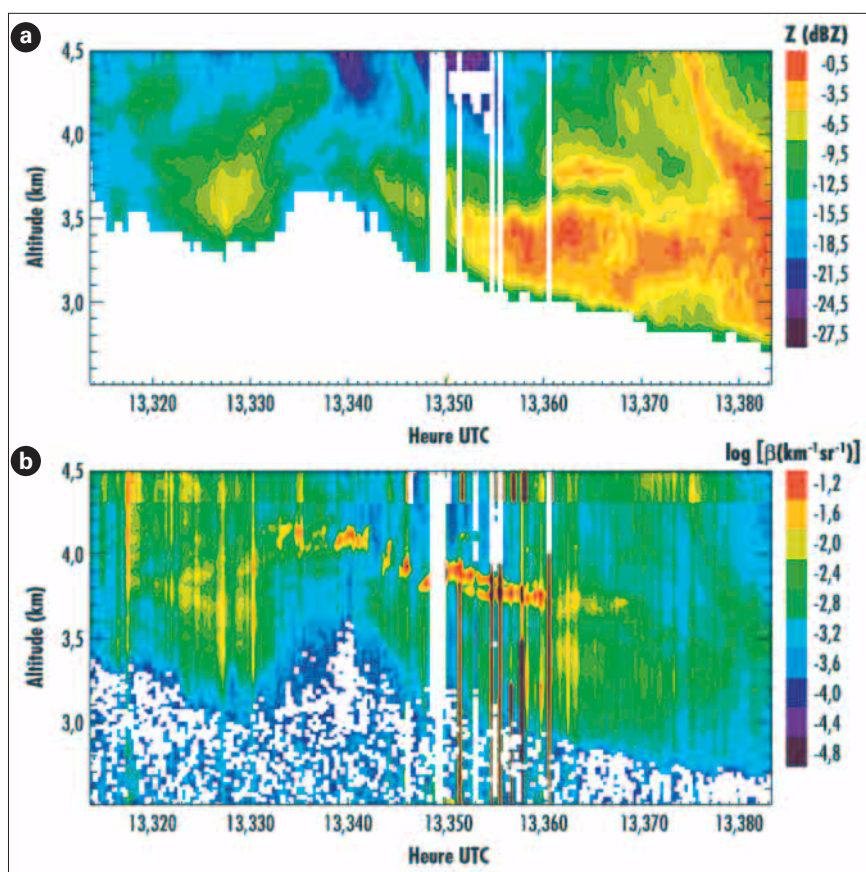


Figure 3 - Coupes verticales de la réflectivité radar Z (a) et du coefficient de rétrodiffusion apparent lidar β (b) dans un nuage de phase mixte (alto-cumulus) échantillonné par Rali lors de la campagne Carl2000.

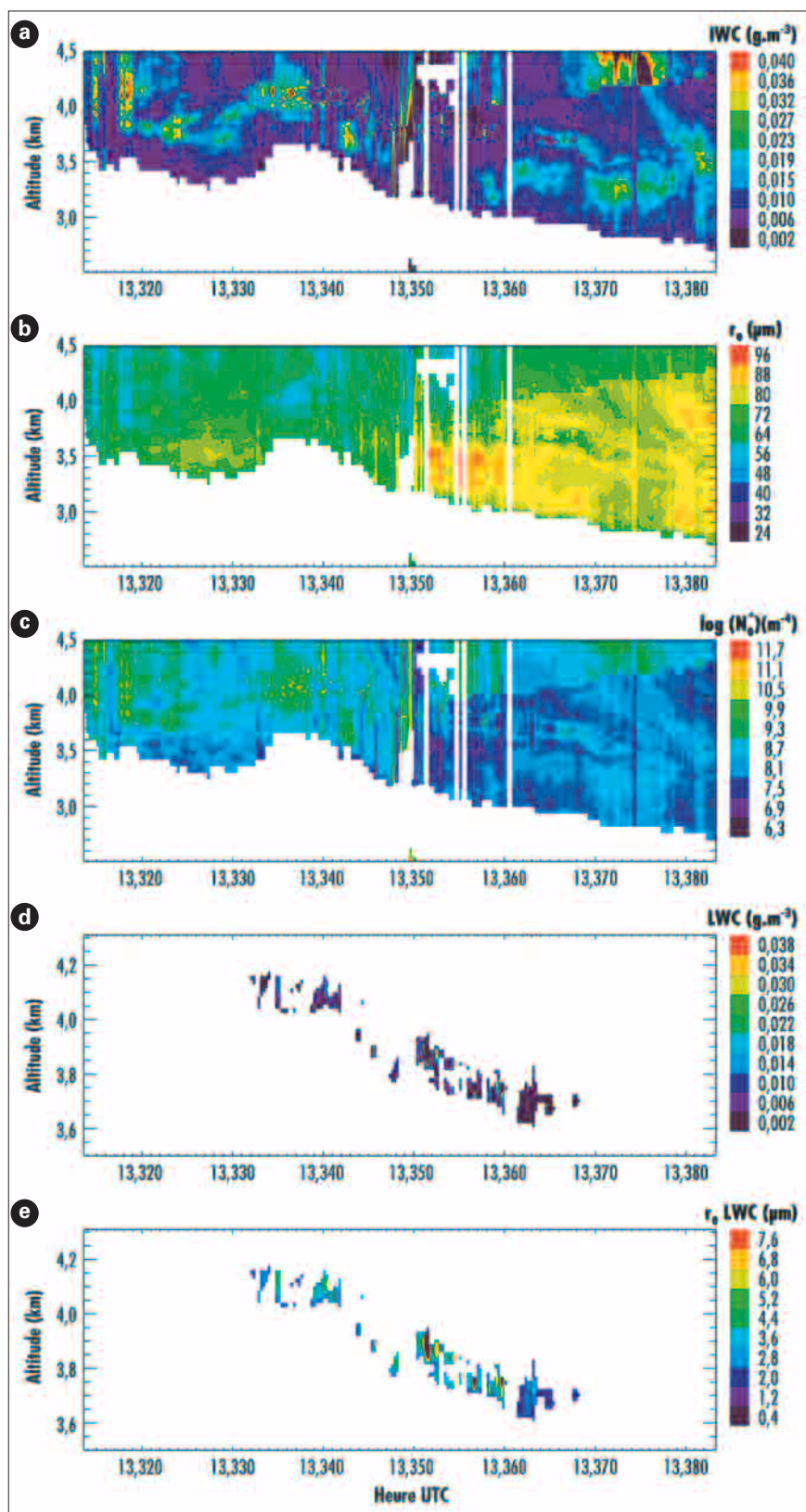


Figure 4 - Pour le nuage de la figure 3 : coupes verticales restituées du contenu en glace IWC (a) ; du rayon effectif des cristaux r_e (b) ; du $\log(N_e)$ (c) ; du contenu en eau liquide LWC (d) ; du rayon effectif des gouttelettes r_e LWC (e).

Mesure de la forme moyenne des cristaux dans les cirrus

Le rapport de dépolarisation lidar, c'est-à-dire le rapport entre le signal rétrodiffusé polarisé perpendiculairement au signal émis et le signal rétrodiffusé polarisé dans la même

direction que le signal émis, présente une forte sensibilité à la forme des cristaux. L'évolution du rapport de dépolarisation lidar en fonction du facteur de forme Q des cristaux a été étudié théoriquement (Noël et al., 2002). Il a été démontré que les rapports de dépolarisation par les cristaux ayant des facteurs de forme⁽¹⁾ peu élevés ($Q < 0,7$; cristaux en forme de plaquet-

tes) restent faibles (inférieurs à 20-30 %), tandis que les cristaux présentant des facteurs de forme plus importants conduisent à des rapports de dépolarisation pouvant atteindre 50 à 60 %. Ainsi, quatre classes de facteurs de forme ont été identifiées, correspondant de façon univoque à un rapport de dépolarisation donné.

Cette classification a été appliquée à quinze cas de cirrus échantillonnés en 1999 au-dessus du Sirta par le lidar LNA (fig. 5a). Cette figure montre qu'en moyenne, la majorité des cristaux est caractérisée par des facteurs de forme compris entre 0,05 et 1. La prédominance des plaquettes est importante, les colonnes ne représentant que 13 % des cristaux observés. Les histogrammes de température du radiosondage de Trappes (Météo-France) pour chaque classe de cristaux sont présentés sur la figure 5b. Il apparaît que la température moyenne pour chaque classe diminue quand le facteur de forme augmente, avec des variations allant de -43 °C pour la classe I jusqu'à -52 °C pour la classe IV. Par conséquent, les plaquettes se trouveraient, d'après cette étude, préférentiellement à des températures plus élevées que les colonnes, ce qui est cohérent avec la littérature.

Mesure des propriétés dynamiques des nuages

Dans un modèle de prévision ou de climat, l'évolution d'un nuage est fortement liée à sa dynamique interne (sédimentation des particules précipitantes), à la dynamique de l'air environnant et aux rétroactions entre dynamique et microphysique, c'est-à-dire à la façon dont les rayons effectifs et les contenus en glace au sein du nuage sont modifiés par la dynamique interne et vice-versa. Cela se traduit dans un modèle par deux quantités dynamiques dont l'estimation précise

(1) Le facteur de forme d'un cristal de structure hexagonale (hypothèse considérée ici) est égal à $L/2R$, où L est la longueur du cristal et R le rayon de sa base hexagonale. Deux formes très courantes de cristaux à base hexagonale se retrouvent dans la nature : les plaquettes ($Q < 0,7$) et les colonnes ($Q > 1,2$).

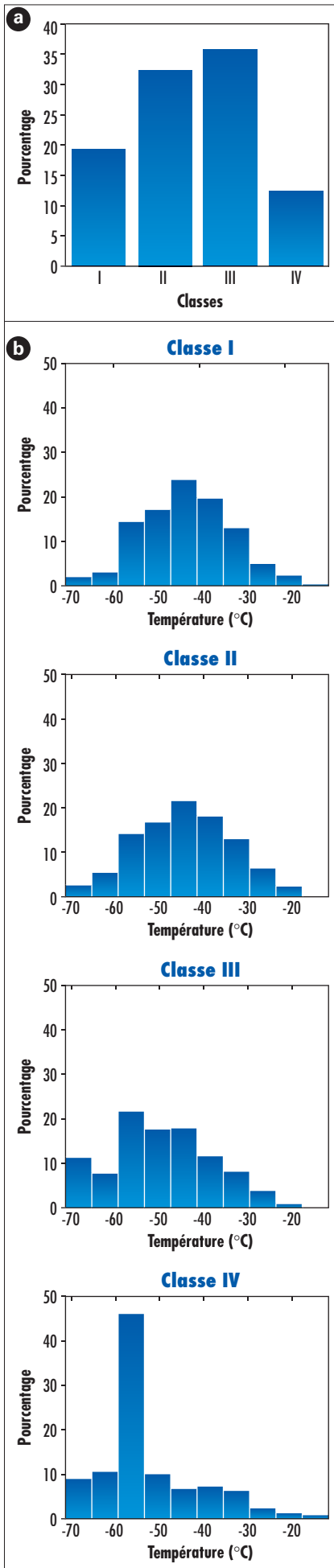


Figure 5 - Statistiques de la classification du facteur de forme sur quinze cas de cirrus échantillonnés en 1999 au-dessus du Sirta avec le lidar LNA ; (a) fréquences d'occurrence des quatre classes ; (b) histogrammes des températures correspondant aux quatre classes (températures mesurées par radio-sondage).

est cruciale : la **vitesse de sédimentation** (ou vitesse de chute propre) des gouttelettes et des cristaux et la vitesse verticale de l'air, dont les intensités respectives gouvernent en grande partie l'évolution du nuage. Or, avant l'avènement des radars millimétriques tels que Rasta, ces propriétés dynamiques et leur distribution à haute résolution spatiale et temporelle ne pouvaient pas être mesurées avec précision.

Des développements méthodologiques ont donc été menés afin de restituer les propriétés dynamiques des nuages à partir des mesures bifaisceaux du radar Doppler aéroporté Rasta de Rali. Les deux faisceaux radar fournissent deux informations de **vitesse Doppler**⁽¹⁾ non colinéaires par volume échantillonné en commun par les deux faisceaux sous la trace de l'avion.

Le traitement bifaisceaux : première étape

À partir de ces deux mesures de vitesse non colinéaires, et après un prétraitement de ces données pour s'assurer des angles de pointage du radar et corriger les vitesses Doppler de l'effet de la vitesse propre de déplacement de l'a-

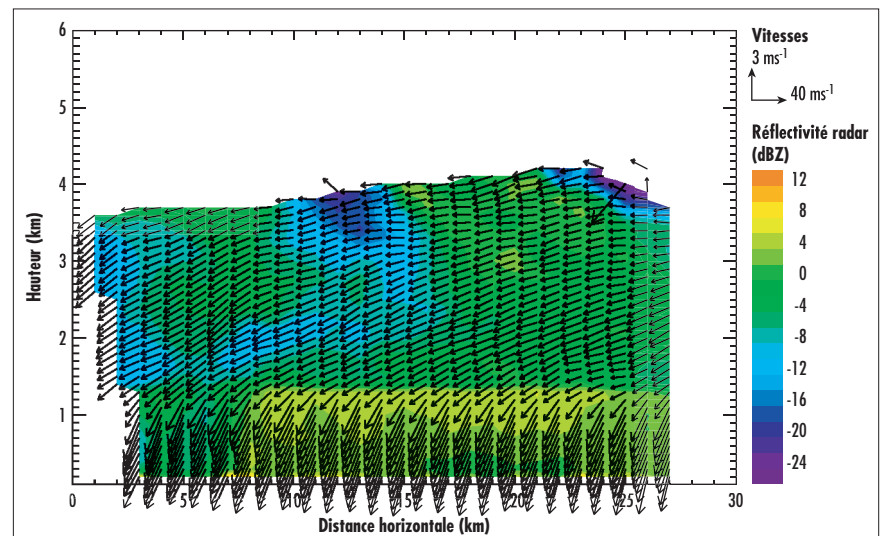
vion, on peut écrire un système de deux équations à deux inconnues. Les inconnues sont, d'une part, la composante horizontale du vent dans la direction de déplacement de l'avion, d'autre part, la somme de la composante verticale du vent et de la vitesse de sédimentation des particules nuageuses (Protat et al., 2002). En inversant le système d'équations, on peut donc restituer ces deux quantités. Une illustration de cette première étape est donnée par la figure 6, sur un cas de nimbostratus échantillonné lors de Carl2000-Phase 2. On observe sur cette figure la transition entre la phase liquide (aux altitudes inférieures à 1,5 km environ) et la phase glace ; les deux phases sont caractérisées par des vitesses verticales de l'ordre de -4 m.s⁻¹ et de 0 à -1,5 m.s⁻¹, gammes de valeurs attendues pour l'eau et la glace.

Le traitement bifaisceaux : deuxième étape

Cette information sur la verticale n'est pas utilisable en l'état, car il est encore nécessaire de séparer les contributions de la vitesse de chute et de la vitesse verticale de l'air. C'est la deuxième

(1) La vitesse Doppler est la projection du champ tridimensionnel de vitesse des particules nuageuses dans la direction de visée du radar. Horizontalement, cette vitesse Doppler est égale à la somme de la vitesse horizontale du vent et de la vitesse horizontale de l'avion ; verticalement, elle est la somme de la vitesse verticale de l'avion, de la vitesse verticale du vent et de la vitesse de chute propre des particules nuageuses. Voir l'article de Tabary et al. (2002) pour plus de détails sur les applications du Doppler en radarmétéorologie.

Figure 6 - Vecteurs résultant de la composante horizontale du vent dans la direction de déplacement de l'avion et de la somme de la vitesse de chute des particules nuageuses et de la composante verticale du vent (flèches). La réflectivité radar est également donnée en niveaux de couleur. Cas d'un nimbostratus observé le 13 mars 2001 par Rali lors de la campagne Carl2000-Phase 2.



étape de la restitution dynamique, qui consiste à déterminer des relations entre vitesse de chute et réflectivité radar (Protat et al., 2002). L'hypothèse sous-jacente de la méthode est que, statistiquement, la vitesse verticale moyenne de l'air devient faible devant la vitesse de chute moyenne des particules nuageuses quand on cumule les données sur une durée suffisamment longue. Cette hypothèse repose sur le fait que la vitesse verticale de l'air est de nature fluctuante, tandis que la vitesse de chute est une quantité déterministe (là où il y a de la masse, il y a sédimentation). Cette hypothèse a été validée sur des cas de nuages stratiformes (Protat et al., 2003) et sur des nuages glacés faiblement précipitants (Orr et Kropfli, 1999).

Le traitement bifaisceaux : troisième étape

Une fois cette relation statistique obtenue, la dernière étape de la restitution dynamique consiste à traduire, dans la coupe verticale située sous la trajectoire de l'avion, la réflectivité radar en vitesse de chute à l'aide de la relation statistique (voir les niveaux de couleur pour la vitesse de chute sur la figure 7), puis de soustraire cette vitesse de chute des vitesses restituées lors de la première étape pour accéder à la vitesse verticale de l'air. Cette dernière étape est illustrée sur la figure 7, sur laquelle la taille verticale des flèches représente maintenant la véritable vitesse verticale de l'air. On note en particulier une bonne corrélation spatiale entre les zones d'ascendance (dont les maxima sont de l'ordre de $0,8 \text{ m.s}^{-1}$) et les cellules les plus intenses du nuage (voir la partie supérieure droite du nuage de glace). Ces mouvements ascendants sont suffisants pour compenser la sédimentation des hydrométéores en phase glace (de l'ordre de $-0,6 \text{ m.s}^{-1}$ dans cette zone). Cette configuration est favorable à une croissance in situ des cristaux avant leur sédimentation effective. La tranche d'altitude sans restitution correspond à la couche de fonte, qui ne peut être traitée ici.

Paramétrisations des nuages à partir des mesures de Rali

La documentation des propriétés nuageuses par Rali ouvre de nouvelles perspectives pour la mise au point de paramétrisations. Comme les proces-

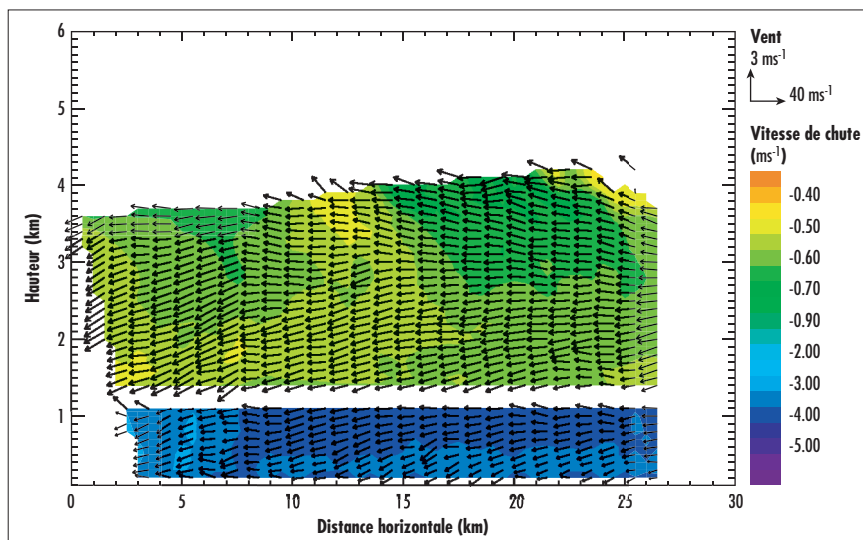


Figure 7 - Pour le cas de la figure 6, vitesse de chute des particules nuageuses (niveaux de couleur) obtenue à partir de la réflectivité radar et vecteur vent (flèches).

sus microphysiques, dynamiques, radiatifs et leurs rétroactions interviennent à des échelles de temps et d'espace rendant impossible leur résolution explicite dans les modèles de grande échelle, ce sont généralement des relations statistiques liant dynamique nuageuse et propriétés microphysiques et radiatives qui doivent être introduites pour représenter ces rétroactions.

Nous nous sommes donc efforcés d'établir des relations statistiques entre ces différentes propriétés. À titre d'illustration, la figure 8 présente la relation entre vitesse de sédimentation et contenu en

glace, et la relation entre vitesse de sédimentation et rayon effectif obtenues sur l'altocumulus du 10 novembre 2000 déjà décrit précédemment. On observe une tendance très nette sur ces deux relations, à savoir l'augmentation de la vitesse de sédimentation avec le contenu en glace et le rayon effectif. Cependant, la dispersion est non négligeable, alors que l'on n'a ici traité qu'un seul nuage. Cet exemple illustre la difficulté de représenter un nuage par une loi statistique. Néanmoins, on voit sur cet exemple que la température (ou l'altitude dans le nuage) peut apporter une contrainte supplémentaire à ces relations (voir le code couleur affecté pour l'altitude de chaque point) : on

Figure 8 - Relations statistiques entre la vitesse de chute des cristaux et le contenu en glace IWC (a) et entre la vitesse de chute et le rayon effectif r_e (b). Cas du nuage de la figure 3. Un code couleur est affecté à chaque point selon son altitude dans le nuage.

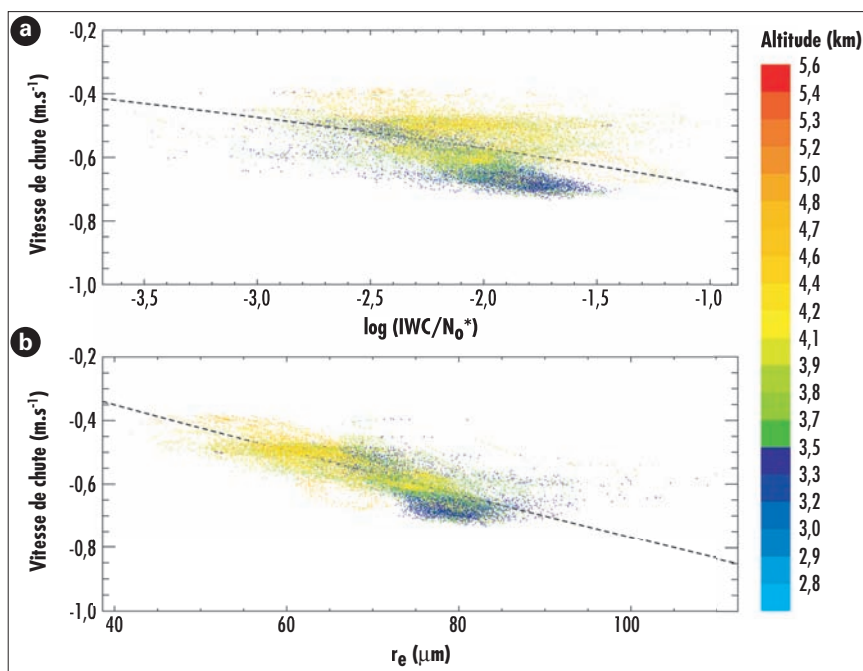
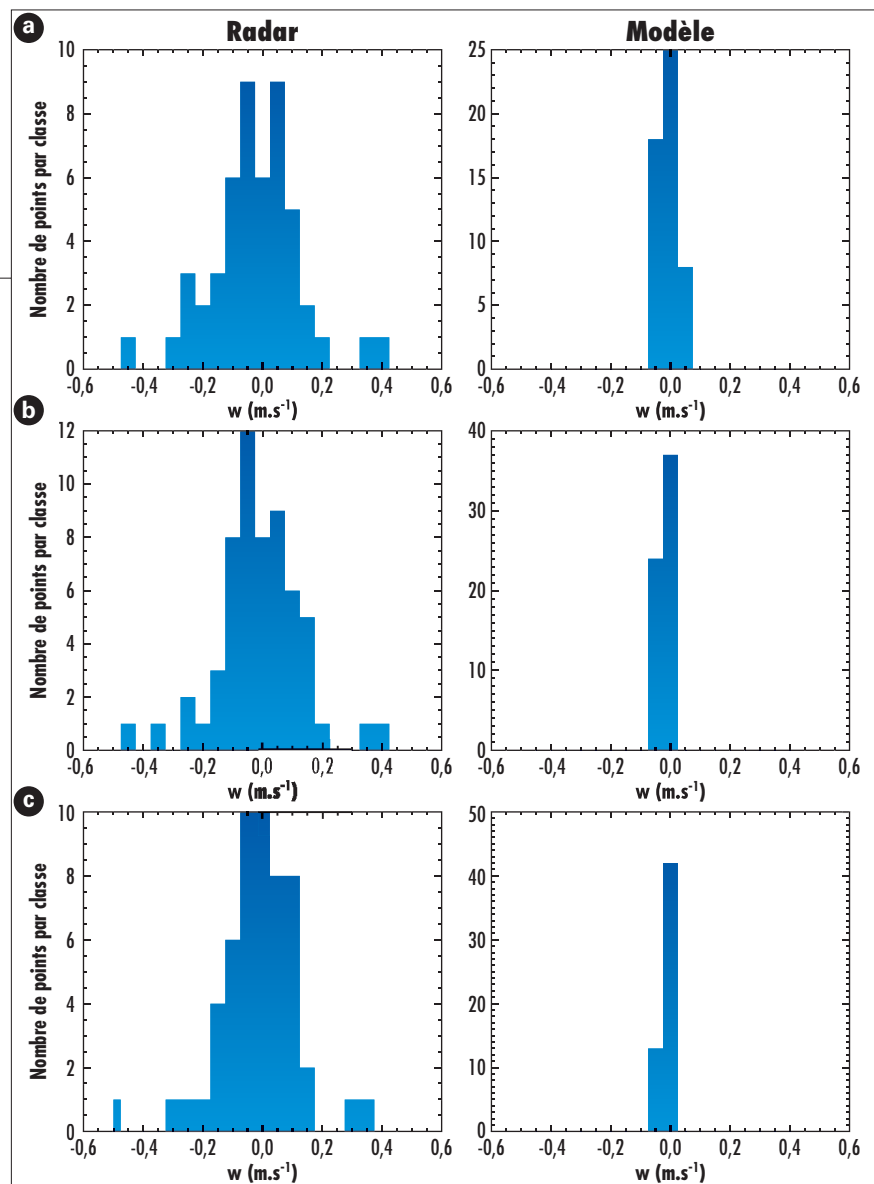


Figure 9 - Comparaison, dans les nuages de glace, des distributions de vitesse verticale de l'air restituées par le radar (à gauche) et par trois modèles opérationnels de prévision numérique (à droite) : modèle Unified Model du Met Office britannique (a) ; modèle Arpège de Météo France (b) ; modèle du CEPMMT (c). Les restitutions radar ont été moyennées pour correspondre à l'échelle de la maille de chaque modèle.

obtient des groupes de points moins dispersés pour l'ensemble des points situés plutôt à la base du nuage (points bleus) ou plutôt au sommet (points orangés).

En fait, une telle étude, pour déboucher sur une paramétrisation robuste, doit être menée sur un grand nombre de nuages, en évaluant la variabilité de ces relations d'un type de nuage à l'autre et en testant différents critères pour classer les relations statistiques en fonction d'autres propriétés nuageuses. Cette classification a été testée en utilisant le facteur de forme décrit précédemment au lieu de la température. Cette solution offre l'avantage d'obtenir des relations par grande famille de cristaux plutôt que par classe de température, ce qui paraît physiquement plus cohérent. Cette approche prometteuse doit cependant encore être testée sur un plus grand nombre de cas.

Les propriétés dynamiques, microphysiques et radiatives des nuages caractérisées par l'instrument Rali peuvent également servir à l'évaluation de modèles, que ce soit pour leurs paramétrisations ou pour leurs variables pronostiques. À titre d'illustration, la figure 9 montre une évaluation de la statistique des valeurs de vitesse verticale de l'air pour les nuages de glace dans trois modèles de prévision (le modèle du CEPMMT, le modèle Arpège de Météo-France et le modèle Unified Model du Met Office britannique), à partir d'observations de nuages de glace sur le Sirta. Pour mener à bien cet exercice de validation, les restitutions radar de vitesse verticale de l'air ont été moyennées horizontalement et verticalement pour correspondre à l'échelle des mailles de ces différents modèles. Sur la figure 9, il apparaît clairement que les modèles ne représentent pas complètement la variabilité de la vitesse verticale de l'air à leur propre échelle. Ce résultat est valable pour les nuages de glace de type cirrus et les nuages de glace préfrontaux épais. Une évaluation plus systématique est en cours sur différents types de nuages et sur d'autres



variables de modèles ; elle devrait conduire à une série de diagnostics sur la qualité des modèles de prévision.

Perspectives

En termes de perspectives scientifiques, deux types d'activité vont être menés de façon complémentaire d'ici à 2005. Tout d'abord, l'ensemble des travaux survolés dans cet article illustre la nécessité de traiter de nombreux jeux de données pour éprouver le degré de généralité des études de cas menées jusqu'à présent, mais aussi pour réaliser des études statistiques sur différents types de nuages et pour comparer les résultats obtenus à ceux des modèles de prévision. C'est précisément l'objectif du projet européen Cloudnet⁽¹⁾. Ce projet consiste à définir une station au sol opérationnelle « idéale » pour l'observation des nua-

ges. Pour cela, trois stations existantes (le Sirta, Chilbolton au Royaume-Uni et Cabauw aux Pays-Bas) collectent des données de façon routinière depuis octobre 2002 et pour une durée de deux ans. La base de données ainsi obtenue doit également être exploitée pour analyser les synergies instrumentales les mieux adaptées pour accéder aux propriétés nuageuses. Les instruments phares de ce projet sont bien entendu les radars millimétriques et les lidars, qui sont présents sur les trois sites avec quelques variantes. La dernière phase du projet Cloudnet consiste à évaluer la représentation paramétrique des nuages dans quatre modèles de prévision opérationnelle, dont les modèles du CEPMMT et de Météo-France.

(1) Pour plus d'informations sur le projet Cloudnet, voir [www.met.rdg.ac.uk/radar/cloudnet/].

Il est ensuite prévu de participer activement à la validation des données du tandem spatial *Calipso-Cloudsat* qui sera lancé en avril 2005. Les données obtenues permettront d'accéder, pour la première fois, à une détermination à l'échelle planétaire des propriétés nuageuses. C'est dire l'importance de la préparation, de la validation et de l'exploitation scientifique de ces observations spatiales uniques. Les campagnes de validation de ces missions par les versions aéroportées et au sol de Rali sont en cours de définition au sein de l'équipe scientifique française Calipso. Deux types de campagnes sont actuellement prévus :

- Des campagnes Rali dédiées dans les trois premiers mois de la phase de validation en Europe du Nord, pour valider les mesures des instruments spatiaux.
- Dans une seconde phase qui durera dix-huit mois, une évaluation des produits élaborés et des algorithmes opérationnels dans le cadre de campagnes internationales. On vise plus particulièrement le cadre offert par la campagne Amma⁽¹⁾, pour laquelle nous souhaitons analyser les processus mis en œuvre dans les débris de systèmes convectifs et évaluer leur impact sur les différentes composantes de la mousson africaine en termes de redistribution d'énergie et d'eau et de rétroactions dynamiques à grande échelle.

Remerciements

L'équipe Rali actuelle souhaite remercier chaleureusement Jacques Testud et Pierre Flamant pour leurs contributions scientifiques et techniques, qui ont permis la définition et le financement des phases initiales de ce projet. Merci également au Cnes, à l'Insu et à la région Île-de-France pour avoir financé en grande partie ce projet.

(1) Amma (*Analyses multidisciplinaires de la mousson africaine*) : cette campagne internationale est en cours de définition. Elle devrait se traduire, en termes d'observations aéroportées, par une période d'observation intensive entre avril et septembre 2006.

Bibliographie

- Bruneau D. et J. Pelon, 2003 : Simultaneous measurements of particle backscattering and extinction coefficients and wind velocity by lidar using a Mach-Zehnder interferometer: Principle of operation and numerical simulation. *Appl. Opt.*, 42, 1101-1114.
- Delanoë J., A. Protat, J. Testud et D. Bouniol, 2004 : Statistical properties of normalized ice particle size distributions from in-situ microphysical measurements. Part I: Stability of the shape of the normalized distribution. *J. Appl. Meteor.*, soumis en mai 2004.
- Fleishauer R. P., V. E. Larson et T. H. Vonder Haar, 2002 : Observed microphysical structure of midlevel, mixed-phase clouds. *J. Atmos. Sci.*, 59, 1779-1804.
- Fouquart Y., J.-C. Buriez, M. Herman et R. S. Kandel, 1990 : The influence of clouds on radiation: a climate-modeling perspective, *Rev. Geophys.*, 28, 2, 145-166.
- Gayet J.-F., P. Personne et D. Guffond, 1992 : Le givrage atmosphérique. *La Météorologie* 7^e série, 43-44, 18-23.
- Guyot A. et J. Testud, 1999 : The dual beam technique applied to airborne cloud radar. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 16, 924-938.
- Heymsfield A. J. et C. M. R. Platt, 1984 : A parameterization of the particle size spectrum of ice clouds in terms of ambient temperature and the ice water content. *J. Atmos. Sci.*, 41, 846-855.
- Hitschfeld W. et J. Bordan, 1954 : Errors inherent in the radar measurement of rainfall at attenuating wavelengths. *J. Meteor.*, 11, 58-67.
- Intrieri J. M., G. L. Stephens, W. L. Eberhard et T. Uttel, 1993 : A method for determining cirrus cloud particle size using lidar and radar backscatter technique. *J. Appl. Meteor.*, 32, 1074-1082.
- Klett J. D., 1981 : Stable analytical inversion solution for processing lidar returns. *Appl. Opt.*, 20, 2, 211-220.
- McFarquhar G. M. et A. Heymsfield, 1998 : The definition and significance of an effective radius for ice clouds. *J. Atmos. Sci.*, 55, 2039-2052.
- Nakajima T. et M. D. King, 1990 : Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements, Part I: Theory. *J. Atmos. Sci.*, 47, 15, 1878-1893.
- Noël V., 2002 : Étude des propriétés optiques et radiatives des cirrus par télédétection active. Apport des observations polarisées. Thèse de doctorat de l'université Denis-Diderot, Paris, 165 p.
- Noël V., H. Chepfer, G. Ledanois, A. Delaval et P.-H. Flamant, 2002 : Classification of effective shape ratios in cirrus clouds based on lidar depolarization ratio. *Appl. Opt.*, 41, 2, 4245-4257.
- Orr B. W. et R. A. Kropfli, 1999 : A method for estimating particle fall velocities from vertically pointing Doppler radar. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 16, 29-37.
- Protat A., C. Tinel et J. Testud, 2002 : Dynamic properties of water and ice clouds from dual beam airborne cloud radar data: The Carl'2000 and Carl'2001 validation campaigns. Proc. of the 11th Clouds Physics Conf., 3-7 juin 2002, Ogden.
- Protat A., Y. Lemaître et D. Bouniol, 2003 : Terminal fall velocity and the FASTEX cyclones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 129, 1513-1535.
- Stephens G. L., S. Tsay, P. W. Stackhouse Jr et P. J. Flatau, 1990 : The relevance of the microphysical and radiative properties of cirrus clouds to climate and climatic feedback. *J. Atmos. Sci.*, 47, 1742-1753.
- Tabary P., G. Scialom et A. Protat, 2002 : Un radar météorologique Doppler : pour quoi faire ? *La Météorologie* 8^e série, 38, 30-44.
- Testud J., S. Oury, X. Dou, P. Amayenc et R. Black, 2001 : The concept of normalized distribution to describe raindrop spectra: a tool for cloud physics and cloud remote sensing. *J. Appl. Meteor.*, 40, 118-1140.
- Tinel C., J. Testud, A. Guyot et K. Caillaud, 2000 : Cloud parameter retrieval from combined remote sensing observations. *Phys. Chem. Earth (B)*, 25, 10-12, 1063-1067.
- Tinel C., 2002 : Restitution des propriétés microphysiques et radiatives des nuages froids et mixtes à partir des données du système RALI (radar-lidar). Thèse de doctorat de l'université Denis-Diderot, Paris, 235 p.
- Tinel C., J. Testud, D. Bouniol, A. Protat et J. Pelon, 2004 : A synergetic radar-lidar algorithm for the retrieval of microphysical and radiative properties of ice clouds. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, en révision, avril 2004.