MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

UNIVERSITE MOULOUD MAMMERI, TIZI-OUZOU

FACULTE DE : GENIE ELECTRIQUE ET INFORMATIQUE

DEPARTEMENT : ELECTRONIQUE

# THESE DE DOCTORAT

SPECIALITE : **ELECTRONIQUE**

Présentée par :

**IASSAMEN ALIA**

# Etude et modélisation de la distribution de l'eau liquide et vapeur atmosphériques par radiométrie microonde multifréquences et radar VHF

Devant le jury d'examen composé de :

| | | | |
|---|---|---|---|
| Mr. BELKAID Mohamed Said ; | Professeur | UMMTO ; | President. |
| Mr. AMEUR Soltane ; | Professeur | UMMTO ; | Rapporteur. |
| Mme YOUCEF ETTOUMI Fatiha ; | Professeur | USTHB ; | Examinateur. |
| Mr. SAUVAGEOT Henri ; | Professeur | Université Paul Sabatier, Toulouse, France ; | Examinateur. |
| Mr. ADANE Abd-El-Hamid ; | Professeur | USTHB ; | Examinateur. |
| Mr. AIDENE Mohamed ; | Professeur | UMMTO ; | Examinateur. |
| Mr. NAILI Rabah ; | Docteur, | Directeur CNIM, ONM, Alger ; | Invité. |

Soutenue le 14 décembre 2008

A la mémoire de ma mère
A ma mère adoptive pour toute l'affection qu'elle n'a cessé de m'apporter
A mon époux pour sa confiance et son soutien indéfectible

Dans la vie, il ne s'agit pas nécessairement d'avoir un beau jeu, mais de bien jouer de mauvaises cartes.

Robert Louis Stevenson

# Remerciement

J’adresse mes premiers remerciements au professeur Soltane Ameur pour m’avoir accueilli dans son équipe, pour avoir dirigé mes travaux de recherche et m’avoir mise en contact avec l’équipe du laboratoire d’aérologie de Toulouse.

Mes plus vifs remerciements vont au Professeur Henri Sauvageot pour m’avoir accueilli dans son laboratoire, pour m’avoir proposé ce sujet de thèse et pour avoir dirigé mes travaux de thèse. Sa culture scientifique, son exigence sa persévérance et sa rigueur m’ont permis de mener à bien ce travail.

Je remercie le Professeur Mohamed Said Belkaid pour m’avoir fait l’honneur de présider ce jury.

Je remercie particulièrement le Professeur Abd-El-Hamid Adane pour ses précieux conseils et ses encouragements et pour avoir accepté de faire partie de ce jury.

Je remercie le professeur Fatiha youcef Ettoumi et le professeur Mohamed Aidéne qui ont bien voulu accepter de se joindre à ce jury.

Je remercie aussi Mr Naili Rabah pour l’intérêt qu’il porte à ce travail.

Je tiens à remercier tout le personnel du centre de recherches atmosphériques de Campistrous pour l’accueil chaleureux durant mes différents séjours.

Je tiens également à remercier mes amis et collègues électrotechniciens et électroniciens, particulièrement, Melle Ghania Kachenoura, Mme Faroudja Mégherbi et Mr Challal pour leur soutien et leurs encouragements.

Je remercie mes enfants Nazim, Adam et bébé pour toute la joie qu’ils me procurent.

Je remercie mon père pour sa confiance et ses encouragements permanents

Je remercie ma sœur pour avoir montré le chemin.

Je remercie mon frère hacéne et mes neveux wassym et rayan pour les bons moments partagés durant mes différents séjours à Toulouse.

# Sommaire

**Liste des figures**

**Liste des tableaux**

**Introduction**

**1 Vapeur d'eau et eau liquide dans la troposphère**

1.1 Préambule……..……5

1.2 Evolution de la température dans la troposphère……..5

1.3 L'eau dans la troposphère……..7

1.3.1 Caractérisation de la teneur en eau de l'air …… ……..7

1.3.2 Phases de l'eau et équation de Clausius-Clapeyron…….9

1.4 Variabilité de la distribution de l'eau dans l'atmosphère…… 11

1.5 Modélisation statistique de l'eau dans la troposphère…….……14

1.5.1 Phase vapeur…….……...14

1.5.2 Phase liquide…….……...15

1.6 Moyens de mesure de l'eau atmosphérique……15

1.7 La solution radiométrique……..16

**2 Radiométrie microonde et restitution des paramètres atmosphériques**

2.1 Préambule……..……19

2.2 L'atmosphère et le spectre électromagnétique…….20

2.3 La radiométrie dans le domaine des hyperfréquences…….22

2.3.3 Sensibilité radiométrique……..24

2.4 Equation de transfert radiatif – Forme générale……..25

2.5 Equation de transfert radiatif appliquée à l'atmosphère …….26

2.5.1 Absorption et émission microondes dans l'atmosphère…….27
2.5.2 Modèles d'absorption des gaz……28
2.5.3 Modèles d'absorption des nuages……..29
2.5.4 Equation de transfert radiatif pour des mesures radiométriques à partir de la surface terrestre……..30
2.6 Techniques de restitution des paramètres météorologiques…….31
2.7 Principe d'un radiomètre microonde……32
2.7.1 L'antenne……32
2.7.2 Le récepteur …….....33
2.7.3 Etalonnage externe…….34
2.8 Radiomètres microondes pour des mesures à partir de la surface terrestre…..…….35

**3 Description du radiomètre TP/WVP-3000 et prétraitement des données**

3.1 Préambule……..…….37
3.2 Description et fonctionnement du radiomètre …….37
3.3 Restitution des profils des paramètres atmosphériques……...40
3.4 Mesure radiométrique……..42
3.4.1. Température de brillance du ciel……42
3.4.2. Calibration par basculement de faisceau (Tipping)……43
3.4.3. Sources d'erreurs……44
3.4.4. Exemple de fichier de sortie……...45
3.4.5. Visualisation des résultats de mesure……..……...45
3.5 Sites d'études……..48
3.6 Données Collectées…….50
3.7 Analyse des séries temporelles……51
3.8 Prétraitement des données……...55
3.8.1 Homogénéisation dans le temps ……. 55
3.8.2 Homogénéisation dans l'espace……..55
3.8.3 Elimination des données erronées……57
3.9 Classification des profils…….58
3.10 Analyse des profils moyens…….60
3.11 Occurrence des pics dans les profils……64

**4 Modélisation statistique de l'eau dans la troposphère**

4.1 Problématique……..68

4.2 Distributions de probabilité des variables atmosphériques…….....70
4.3 Analyse statistique de la phase vapeur ……72
4.3.1 Relation entre la température et le contenu moyen en vapeur d'eau……..73
4.3.2 Distribution de la distribution du contenu en vapeur d'eau ……76
4.3.3 Variations des paramètres de Weibull en fonction de la température….....81
4.3.4 Comparaison avec des données de radiosondages…….84
4.3.5 Modélisation de la distribution du contenu intégré en vapeur d'eau ……87
4.3.6 Comparaison avec le modèle ERA 15 ……88
4.4 Modélisation de la distribution de l'eau en phase liquide ……...89
**5 Sondage composite de l'atmosphère par radar VHF et radiomètre microonde**
5.1 Préambule…… .93
5.2 Le radar profileur VHF…….93
5.2.1 Diffusion des ondes électromagnétiques par les milieux turbulents……94
**5.2.2 Le** radar VHF à cinq faisceaux en sondeur vertical……96
5.3 Exploitation du radiomètre microonde.……..99
5.4 Analyse composite – cas du 21 au 23 juillet 2007……..99

**Conclusion**

**Annexe A**

**Annexe B**

**Bibliographie**

# Liste des figures

*1.1* : *Variations de la pression et de la température atmosphériques de l'atmosphère standard en fonction de l'altitude*
*1.2 : Diagramme de phase de l'eau*
*1.3: Profils verticaux d'humidité et de température successifs observés par radiosondage à intervalle de temps de 6 heures lors du passage d'un front froid et humide à Lindenberg (Allemagne)*
*1.4 : Distribution du contenu en eau liquide dans un cumulus congestus (Zaitsev (1950). H représente l'altitude et $H_0$ la hauteur par rapport à la base du nuage.*
*1.5 : Mesure de la teneur en eau liquide (LWC) au cours de la traversée d'un champ de cumulus congestus à une température de –10°C (campagne " LANDES-FRONTS 84 ").*
*2.1 : Facteur de transmission de l'atmosphère en infrarouge (Harries 1982).*
*2.2 : Agrandissement de la partie 600-800 $cm^{-1}$ de la figure 2.1 (Harries 1982).*
*2.3 : Facteur de transmission de l'atmosphère pour les hyperfréquences, suivant la verticale en air clair (Ulaby et al. 1981).*
*2.4 : Milieu absorbant.*
*2.5 : Méthodologie employée pour la restitution des paramètres atmosphériques à partir des températures de brillance radiométriques*
*2.6 : Exemple simplifié d'un radiomètre micronde multifréquence.*
*2.7 : Calibration d'un radiomètre à puissance totale.*
*3.1 : Schéma du récepteur du radiomètre TP/WVP 3000.*
*Spectre vertical d'absorption des constituants de l'atmosphère pour deux altitudes différentes 500 et 1013 mb. Les fréquences radiométriques sont représentées en gras (Ware et al. 2003).*
*3.2 : Schéma du récepteur du radiomètre TP/WVP 3000.*
*3.3 : Spectre vertical d'absorption des constituants de l'atmosphère pour deux altitudes différentes 500 et 1013 mb. Les fréquences radiométriques sont représentées en gras (Ware et al. 2003).*
*3.4 : Sortie écran avec le profil WVC du radiomètre TP/WVP 3000.*
*3.5 : Sortie écran avec le profil RH du radiomètre TP/WVP 3000.*
*3.6 : Evolution en fonction du temps des profils restitués.*
*3.7 : Localisation des sites de mesures Toulouse, Lannemezan, Aire sur l'Adour. Bordeaux est le site de l'historique radiosondage.*
*3.8 : Séries temporelles de 9 jours : Novembre 2004 du 1 au 9, saisies à Cabauw (Pays bas).*
*3.9 : Séries temporelles de 9 jours : Avril 2004 du 9 au 17, saisies à Toulouse (France).*
*3.10 : Données brutes et échantillonnage à 2 min des donnée s pour une altitude de 1 km sur une durée de 10 min.*
*3.11 : Distribution de probabilité de la température infrarouge mesurée. a : en général. b : en détail pour TIR >-49.8°C.*
*3.12 : Profils moyens globaux et conditionnels pour l'échantillon Toulouse2.*
*3.13 : Profils moyens globaux et conditionnels avec l'ordonnée température pour l'échantillon Toulouse2.*
*3.14 : Erreur dans la détection de la base du nuage due à la différence de l'angle d'ouverture des faisceaux infrarouge et microonde.*
*3.15 : Probabilité de présence de pics pour l'échantillon Toulouse2.*
*3.16 : Probabilité de présence de pics avec l'ordonné température pour l'échantillon Toulouse2.*
*4.1 : Erreur RMS sur le contenu en vapeur d'eau en fonction de l'altitude et perturbation à ajouter aux différents profils.*
*4.2 : Profils verticaux moyens de température en ciel clair et nuageux de l'échantillon de données Toulouse1.*
*4.3 : Profils verticaux moyens de WVC RH et RHI dans le cas clair et nuageux de l'échantillon de données Toulouse1.*
*4.4 : Moyenne du contenu en vapeur d'eau WVC et densité de vapeur saturante par rapport à la glace $\rho_{si}$ et*

*par rapport à l'eau $\rho_{sw}$ en fonction de la température des cas clair, nuage et total.*

*4.5 :* Distributions de probabilité de WVC de 5 intervalles de température dans les trois cas considérés.

*4.6 :* Distributions de probabilité de WVC de 5 intervalles de température dans les trois cas considérés avec barre d'erreur

*4.7 : Variation du skewness et du kurtosis ainsi que des paramètres échelle et forme de la distribution Weibull de WVC et leurs courbes d'ajustement.*

*4.8 : Variation du skewness et du kurtosis ainsi que des paramètres échelle et forme de la distribution Weibull de WVC calculées à partir des données de radiosondages. Les courbes et les barres d'erreur sont relatives aux données radiométriques pour le cas total de la figure 4.7.*

*4.9 : Variation des profils moyens de WVC calculés à partir des données de radiosondages. Les courbes et les barres d'erreur sont relatives aux données radiométriques pour le cas total de la figure 4.4.*

*4.10 : Distributions de probabilité de IWV et leurs courbes d'ajustement Lognormale et Weibull dans les trois cas clair, nuageux et total.*

*4.11 : Les Isolignes des paramètres d'ajustement de la distribution Weibull des données de IWV calculées à partir des sorties du modèle météorologique ERA 15.*

*4.12 : Profils verticaux moyens de LWC pour le cas nuageux de l'échantillon de données Toulouse1.*

*4.13 : Distributions de probabilité de LWC de 5 intervalles de température de 5°C.*

*4.14 : Distributions de probabilité de LWC de 5 intervalles de température de 1°C.*

*5.1 : Antenne du radar VHF.*

*5.2 : Schéma des 5 faisceaux.*

*5.3 : Coupe hauteur temps des 21-22-23 juillet 2007 de a : Vitesse et direction du vent, b : Vitesse verticale, c : Réflectivité Radar, d : Largeur spectrale, e : Rapport d'aspect, f :Puissance de bruit.*

*5.4 : Coupe hauteur temps des 21-22-23 juillet 2007 de a : LWC, b : WVC, c : T, d : RH, e : RHI.*

*5.5 : Analyse en surface et à 500 hPa le 22/07/07. Les symboles sont ceux en usage dans les documents météorologiques opérationnels.*

# Liste des tableaux

*3.1 : Caractéristiques techniques du radiomètre , Tkbb : température de la cible corps noir, $T_{AP}$ température mesuré, ΔT=Tambiante-Tnuage.*
*3.2 : Caractéristiques des données radiomètriques brutes.*
*3.3 : Homogénéisation dans le temps des données radiométriques.*
*3.4 : Pourcentage des données erronées.*
*3.5 : Les données radiométriques après élimination des données erronées et classification en données ciel clair et données ciel nuageux.*
*4.1 : Valeurs des paramètres d'ajustement de la moyenne de WVC des courbes de la figure 4.4 (Eq. 4.3). r est le coefficient de corrélation. Partie supérieure $T > 0°C$, partie inférieure $T \leq 0°C$.*
*4.2 : Paramètres d'ajustement des pdf de WVC (Fig. 4.3). $\mu_y$ and $\sigma^2_y$ sont la moyenne et la variance de la distribution Lognormale, $\lambda$ et k sont l'échelle et la forme de la distribution de Weibull respectivement. r est le coefficient de corrélation. L'unité de WVC est g $m^{-3}$.*
*4.3 : Paramètres d'ajustement de la courbe forme de la figure 4.7 (Eq. 4.11).*
*4.4 : Paramètres d'ajustement de la courbe échelle de la figure 4.7 (Eq. 4.12).*
*4.5 : Le même tableau que le tableaux4.2 calculé à partir des données de radiosondage pour le cas total.*
*4.6 : Paramètres d'ajustement des courbes IWV de la Figure 4.10.*
*4.11 : Paramètres d'ajustement Lognormale et Weibull ainsi que les coefficients de corrélation r des distributions LWC.*
*5.1 : Caractéristiques techniques du radar VHF.*

# Introduction

L'évolution des télécommunications par satellites, la demande pour de nouveaux services multimédias, liées notamment à Internet, l'augmentation des débits que cela implique et l'encombrement du spectre des fréquences pousse l'industrie des télécommunications à utiliser des bandes de fréquences supérieures à 20 GHz (bandes Ka et EHF). Un des problèmes posés par l'utilisation de ces bandes de fréquences est lié à l'influence de l'atmosphère, notamment l'eau en phase vapeur et liquide, sur la propagation des ondes électromagnétiques (Liebe 1985, Pujol et al. 2006). Des techniques adaptatives de compensation des affaiblissements de propagation doivent être mises en œuvre pour parvenir à offrir une disponibilité de service acceptable du point de vue de l'utilisateur. L'optimisation de ces techniques requiert la caractérisation précise du canal de propagation et donc des effets atmosphériques sous-jacents.

L'eau sous ses différentes phases contribue aussi à l'équilibre radiatif de la planète. En phase vapeur, elle est le principal gaz à effet de serre. En phase liquide elle forme les nuages, lesquels, selon leur altitude et leur épaisseur optique, contribuent soit à refroidir l'atmosphère soit à la réchauffer. En outre, l'eau, à travers les changements de phases du cycle hydrologique est le principal vecteur de transfert de l'énergie dans l'atmosphère.

La distribution de l'eau atmosphérique est fortement variable notamment aux petites échelles temporelles et spatiales. Elle est essentiellement contrôlée par la température et varie en fonction de la couverture nuageuse (Gaffen et Elliot, 1993). En conséquence, tant pour les modèles de propagation que pour les modèles de calcul du bilan énergétique développés pour les besoins de la prévision météorologique, hydrologique et climatique, il est nécessaire de disposer d'une paramétrisation efficace de la distribution de probabilité de la vapeur d'eau et de l'eau liquide atmosphérique.

La distribution de probabilité de l'humidité relative et de l'humidité spécifique a été abordée par de nombreux auteurs ( Soden et Bretherton 1993, Yang et Pierrehumbert 1994, Zhang et al. 200, Foster et al. 2006). Cependant leurs résultats restent qualitatifs et ne nous renseignent ni sur la distribution de probabilité du contenu en vapeur d'eau troposphérique en

fonction de la température, ni sur l'influence de la présence d'une couverture nuageuse.

La distribution du contenu en eau totale nuageuse (liquide et glace) et sa relation avec la température ont été étudiées par Liou et Ou (1989), Feigelson (1978), Smith (1990), Mazin (1995) et Gultepe et Isaac (1997), en utilisant des mesures fragmentaires par avions instrumentés. En outre les données utilisées concernent des types de nuages particuliers en plus d'inclure l'eau nuageuse à l'état solide dans les calculs.

L'étude et la paramétrisation de la distribution de probabilité de la vapeur d'eau et de l'eau liquide atmosphériques, et de leurs relations avec la température, nécessitent de longues séries de mesures précises des profils d'humidité, d'eau liquide et de température ainsi qu'une discrimination entre profils clairs et nuageux. Les mesures doivent être continues, homogènes et leur résolution temporelle et spatiale suffisamment fine.

La mesure de l'humidité atmosphérique peut être obtenue par divers systèmes de mesures depuis le sol ou aéroportés. On peut citer les observations in situ de radiosondages utilisant des capteurs d'humidité étalonnés (Liu et al. 1991, Gaffen et Elliot 1993, Foster et al. 2006, Miloshevich et al. 2006), les mesures in situ par avion instrumenté (Spichtinger et al. 2004, Korolev et Isaac 2006), les instruments de télédétection active comme le lidar de type Raman (Sakai et al. 2007) ou le lidar spectroscopique (Whiteman et al. 2007) qui permettent de quantifier les profils de vapeur d'eau (analyse du signal rétrodiffusé), le système satellitaire Global Positionning System (GPS) (e.g. Rocken et al. 1997, Liou et al. 2001, Van Baelen et al. 2005, Foster et al. 2006) qui mesure le contenu intégré en vapeur d'eau (délai sur la propagation de l'onde radio induit par la vapeur d'eau), le radar profileur de vent par l'assimilation variationnelle du gradient de l'indice de réfraction déduit de la puissance de l'écho (Furumoto et al. 2007), la combinaison d'un radar profileur de vent et d'un radiomètre profileur (Bianco et al. 2005) ou en le combinant avec le GPS (Furumoto et al. 2003). La mesure de la vapeur d'eau peut aussi être réalisée en utilisant des instruments de télédétection passive seuls tels les radiomètres bi-longueurs d'onde estimant le contenu intégré en vapeur d'eau de l'atmosphère (e.g. Hogg et al. 1983, Snider 2000, westwater et al. 2004, Meijgaard et Crewell 2005) ou le radiomètre profileur microonde TP/WVP 3000 (Westwater et al. 2004) qui restitue les profils verticaux de la vapeur d'eau.

Les mesures satellitaires peuvent être réalisées à l'aide de deux types d'instruments : les sondeurs, tels HIRS (High Resolution Infrared Radiation Sounder) et AIRS (Atmospheric Infrared Sounder) pour les mesures dans l'infrarouge thermique, et dans les microondes, en utilisant l'instrument microwave limb sounder embarqué à bord de UARS (Upper

Atmospheric Research Satellite), les instruments SSM/T-2 (Special Sensor Microwave/Temperature) et AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit), et les imageurs comme METEOSAT (Meteorological Satellite), GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) ou SSM/I à bord de la plate-forme américaine DMSP (Special Sensor Microwave/Imager - Defense Meteorological Satellite Program) ou en combinant ces deux types de données (Kidder et Jones 2007).

Concernant l'eau liquide, les moyens de mesure sont plus restreints. Des mesures fragmentaires in situ sont effectuées par avion instrumenté (Borovikov et Mazin 1975, Gultepe et Isaac 1997), ou par des instruments de télédétection passive tels les radiomètres qui mesurent les contenus intégrés en eau de la colonne atmosphérique ainsi que les profils d'eau liquide atmosphériques à partir des températures de brillance mesurées (Westwater et al. 2004). Par télédétection active, l'eau atmosphérique est aussi déduite de la réflectivité radar mesurée à plusieurs longueurs d'onde différentes (Gosset et Sauvageot 1992, Gaussiat et al. 2003).

Parmi tous ces systèmes le radiomètre profileur microonde multifréquences est celui qui répond le mieux à notre problématique. En effet, il restitue en mode continu, sur 10 km de hauteur à partir de la surface (dans la troposphère), simultanément, les profils verticaux de vapeur d'eau, d'eau liquide et de température ainsi que les séries temporelles de vapeur d'eau et d'eau liquide intégrées. Il fournit aussi la température de la base des nuages qui permet la classification des profils en clair et nuageux. Ses résolutions spatiale (250 m) et temporelle (23 s) sont convenables, contrairement aux données issues de radiosondages et aux données satellitaires.

L'objectif de cette thèse est de modéliser la distribution de la vapeur d'eau et de l'eau liquide atmosphériques en fonction de la température à partir d'un large échantillon d'observations collectées avec un radiomètre profileur microonde dans divers sites ouest-européens.

La suite du présent mémoire est organisée en cinq chapitres.

Après une introduction, le chapitre 1 est consacré à la description globale de la troposphère. On présente la manière dont on peut décrire la teneur de l'eau troposphérique, les équations régissant ses différentes phases, sa distribution et sa variabilité et enfin les différents moyens de sondage disponibles.

Le chapitre 2 expose succinctement les propriétés de l'atmosphère quant à la transmission des ondes infrarouges et hyperfréquences. Des notions spécifiques à la radiométrie hyperfréquence sont présentées. Enfin la forme générale de l'équation du transfert radiatif est discutée ainsi que son application à l'atmosphère terrestre.

Dans la première partie du chapitre 3 nous présentons le radiomètre microonde multifréquences profileur d'atmosphère **TP/WVP3000** développé par Radiometrics Corporation, Boulder, Colorado. Après une description générale de l'appareil, nous expliquons comment s'effectue la mesure radiométrique avec des exemples de fichiers de sortie. La deuxième partie est consacrée aux données utilisées pour nos applications et à leur prétraitement.

Dans le chapitre 4 on s'intéresse à la modélisation de la distribution de l'eau troposphérique dans ses deux phases, vapeur et liquide. Pour le cas vapeur, deux volets sont examinés, le contenu ponctuel et le contenu intégré.

Le chapitre 5 est une introduction au sondage de l'atmosphère en utilisant deux techniques simultanément : le radiomètre profileur microonde, et le radar profileur VHF. Après un bref rappel sur le radar profileur VHF, nous présentons les produits images des deux appareils puis nous montrons la complémentarité des informations que véhicule l'ensemble de ces images pour un sondage composite de l'atmosphère.

Nous terminons  par une conclusion.

# Chapitre 1

# Vapeur d’eau et eau liquide dans la troposphère

## 1.1 Préambule

L’atmosphère terrestre est décrite comme un ensemble de couches superposées. La moins élevée en altitude est la troposphère. Elle a pour frontière inférieure la surface terrestre constituée des continents et des océans. Entre la troposphère et la région qui la surmonte, la stratosphère, on trouve la tropopause, qui forme la frontière supérieure de la troposphère.

L’objet du présent chapitre est la présentation globale de la troposphère puis de l’eau dans la troposphère. Nous rappelons notamment, les équations régissant les différentes phases de l’eau, sa distribution, sa variabilité, ainsi que les différents moyens de sondage disponibles. En particulier nous nous intéressons à la relation existant entre la température de l’air et la quantité d’eau contenue dans l’atmosphère.

## 1.2 Evolution de la température dans la troposphère

Le descripteur physique caractérisant le plus simplement la troposphère est le profil vertical de la température.

Il est déterminé par les transferts d'énergie suivants:

- rayonnement solaire,
- rayonnement tellurique, conduction et chaleur latente d'évaporation/condensation et de fusion/sublimation,
- expansion adiabatique,
- convection.

La température, décroît régulièrement sur une même verticale depuis la surface terrestre jusqu'à la tropopause. Elle est ensuite constante, puis croissante avec l'altitude au sein de la stratosphère. Cette décroissance troposphérique avec l'altitude comporte des exceptions, notamment par la présence de couches d'inversion de température. Ces inversions sont le plus souvent locales, fugaces et proches de la surface terrestre. Le taux de variation de la température avec l'altitude, ou gradient thermique vertical, ne peut atteindre des valeurs négatives importantes, puisque le déclenchement de la convection le limite au gradient adiabatique sec, voisin de - 10°C par km. Ainsi, la troposphère est décrite comme une région où le gradient thermique vertical est globalement négatif avec une moyenne de – 6,5°C par km, qui est la valeur constante du modèle d'atmosphère connu sous le nom d'atmosphère standard ISA (International Standard Atmosphere). La figure 1.1 illustre les variations de la pression et de la température de l'atmosphère standard en fonction de l'altitude.

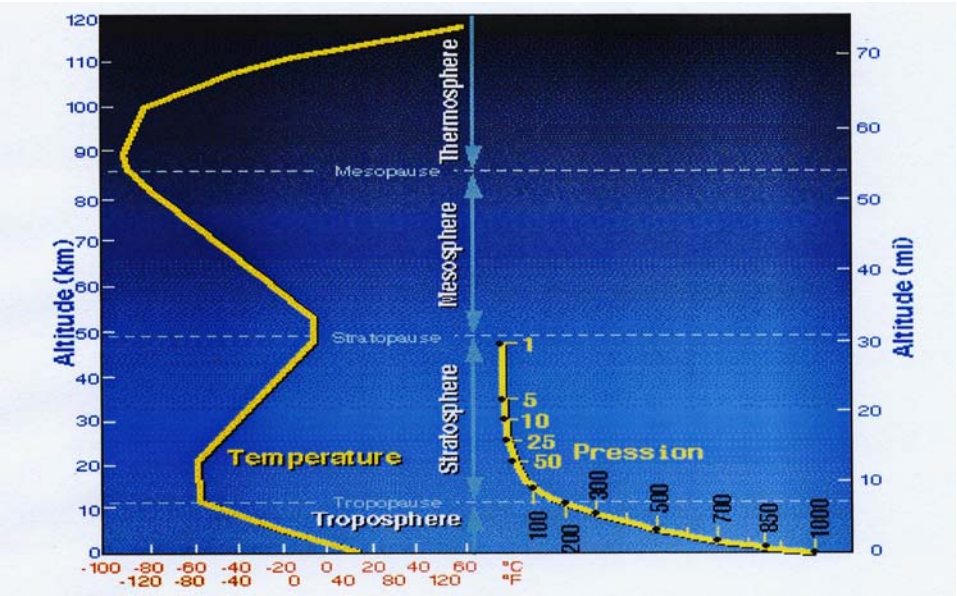



Figure 1.1 : *Variations de la pression et de la température atmosphériques de l'atmosphère standard en fonction de l'altitude.*

# 1.3 L'eau dans la troposphère

L'eau constitue moins de 1% de la troposphère qui est composée principalement d'azote (78%), d'oxygène (21%) et de petites concentrations d'autres gaz en trace. La troposphère est plus dense que les couches de l'atmosphère au-dessus d'elle (en raison du poids la comprimant), et elle contient jusqu'à 75% de la masse de l'atmosphère.

La quantité d'eau présente dans l'atmosphère à l'état vapeur, liquide ou solide est estimée à 13000 $km^3$ d'eau liquide. La quasi-totalité de cette eau atmosphérique dont 98% à l'état vapeur et 2%, à l'état liquide et solide (nuages d'eau et de glace) se situe dans la troposphère. Notons que la moitié de cette quantité d'eau se trouve dans les deux premiers kilomètres.

## 1.3.1 Caractérisation de la teneur en eau de l'air

Lorsque l'air sec à une température $T$ se trouve en présence d'eau, celle-ci s'évapore et se mélange à l'air jusqu'à ce que la pression partielle de la vapeur d'eau $e$ atteigne la valeur $e_{s,w}$ qui ne dépend que de la température $T$. $e_{s,w}$ est appelée pression (ou tension) maximale de la vapeur d'eau à la température $T$. Lorsque cet équilibre thermodynamique est réalisé entre l'air humide (mélange air sec + vapeur d'eau) et l'eau à son contact, l'air est dit saturé. C'est pourquoi $e_{s,w}$ est encore appelée pression saturante de la vapeur d'eau par rapport à l'eau liquide à la température $T$. Il existe également pour les températures inférieures à 0°C une pression de vapeur saturante par rapport à la glace. Sa valeur $e_{s,i}$ a la propriété d'être inférieure à $e_{s,w}$ pour une même température négative.

Il existe plusieurs paramètres pour caractériser la teneur de l'air en vapeur d'eau ou en eau liquide :

- **L'humidité relative par rapport à l'eau liquide (*RH*)**
  Elle est définie comme étant le quotient de la pression partielle de la vapeur d'eau par la pression de la vapeur saturante par rapport à l'eau liquide :

$$RH = \frac{e}{e_{s,w}} \tag{1.1}$$

$RH$ est exprimée en pourcentage et peut varier de 0% (air sec) à 100% (air saturé).

- **L'humidité relative par rapport à la glace (*RHI*)**

  Elle est définie comme étant le quotient de la pression partielle de la vapeur d'eau par la pression de la vapeur saturante par rapport à la glace:

$$RHI = \frac{e}{e_{s,i}} \tag{1.2}$$

$RHI$ est exprimée en pourcentage. Pour une même pression de vapeur $RH < RHI$.

- **Le rapport de mélange ($r$)**

  Il est défini comme le rapport de la masse de vapeur d'eau à la masse d'air sec qui lui correspond. En théorie, c'est une grandeur sans unité. Dans la pratique, $r$ est exprimé en g/kg

- **La densité de vapeur d'eau ($\rho_w$) ou contenu en vapeur d'eau (*WVC :* Water Vapor Content)**

  Elle est définie comme la masse de vapeur d'eau contenue dans l'unité de volume d'air, exprimée en g $m^{-3}$

- **La densité d'eau liquide ($\rho_l$) ou contenu en d'eau liquide (*LWC* : Liquid Water Content)**

  Elle est définie comme la masse d'eau liquide contenue dans l'unité de volume d'air, exprimée en g $m^{-3}$

Les grandeurs précédentes sont résolues verticalement. Les distributions de vapeur d'eau et d'eau liquide sont aussi exprimées par des grandeurs intégrées :

- **Le contenu intégré en vapeur d'eau (*IWV* : Integrated Water Vapor)**

  Il est défini comme l'intégrale le long de la verticale *z* de la densité de vapeur d'eau $\rho_w$ :

$$IWV = \int_{sol}^{\infty} \rho_w dz \tag{1.3}$$

- **Le contenu intégré en eau liquide (ILW : Integrated Liquid Water)**

  Il est défini comme l'intégrale le long de la verticale *z* de la densité d'eau liquide $\rho_l$ :

$$ILW = \int_{sol}^{\infty} \rho_l dz \tag{1.4}$$

Les contenus intégrés en vapeur d'eau et en eau liquide sont exprimés en g $m^{-2}$. Notons qu'en multipliant le contenu intégré en vapeur d'eau IWV par la densité de l'eau liquide au niveau du sol, on obtient le contenu intégré en eau vapeur précipitable IPWV. L'unité de mesure de IPWV dans le système international SI est le mètre mais on utilise le cm ou le mm de manière usuelle.

### 1.3.2 Phases de l'eau et équation de Clausius-Clapeyron

L'eau, dans l'atmosphère, peut se trouver dans la phase gazeuse, liquide ou solide. L'état de l'eau ou phase est défini par deux paramètres, à savoir, la température $T$ et la pression $e$. La figure 1.2 montre le diagramme de phase de l'eau qui représente les différentes phases de l'eau en fonction de la température et de la pression. Sur ce diagramme de phase le point triple correspond à la coexistence des trois états à l'équilibre. Il est unique et s'observe seulement à une température et une pression données ($T$ = 273,16 K, $e_{s,w} = e_{s,i} = 611.15$ Pa ).

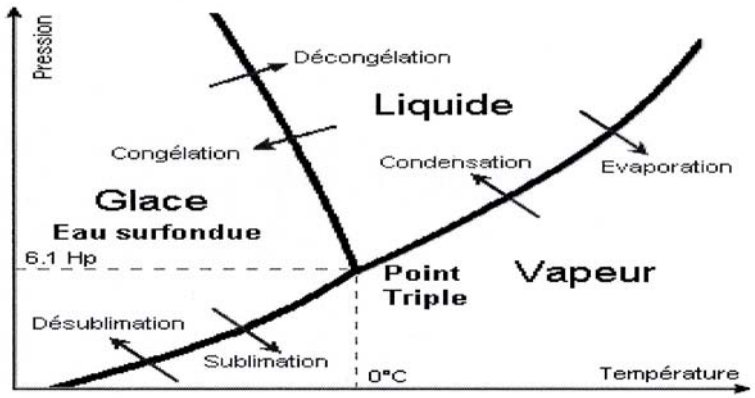



Figure 1.2 : *Diagramme de phase de l'eau.*

Comme il apparait sur le diagramme de phase de l'eau, deux phases distinctes sont séparées par une courbe d'équilibre. L'équation de Clausius-Clapeyron permet de déterminer l'état d'équilibre entre les phases liquide et vapeur et les phases glace et vapeur.

Pour établir cette équation, Considérons une masse unité d'eau se trouvant en phase 1 à une température $T$ et une pression $e(T)$ correspondant à la courbe d'équilibre entre la phase 1 et la phase 2. Pour passer de la phase initiale 1 à la phase finale 2, cette masse doit recevoir de la phase 2 une quantité (algébrique) de chaleur latente $L_{1,2}$. En même temps, son volume passe de $V_1$ à $V_2$.

La formule de Clapeyron permet d'exprimer la valeur de $L_{1,2}$ sous la forme :

$$L_{1,2} = T(V_2 - V_1)\frac{d\ e(T)}{dT} \tag{1.5}$$

où la dérivée $\frac{de}{dT}$ mesure la pente de la courbe d'équilibre entre l'état 1 et l'état 2.

Notons que dans le cas de la chaleur latente de vaporisation de l'eau $L_{LG}$, l' équation d'état des gaz parfaits appliquée au volume, $V_G - V_L = 1/\rho_w$, de la masse unité d'eau vaporisée, de densité $\rho_w$ s'écrit :

$$e\ (T) = \rho_w R_w T \tag{1.6}$$

où $R_w$ est la constante spécifique de la vapeur d'eau.

L'association de cette égalité à la formule de Clapeyron donne à l'équation de Clausius-Clapeyron qui permet d'exprimer $e_{s,w}$ et $e_{s,i}$ en fonction de la température $T$ :

$$\frac{1}{e_{s,w}(T)}\frac{de_{s,w}(T)}{dT} = \frac{L_{LG}}{R_w T^2} \tag{1.7}$$

$$\frac{1}{e_{s,i}(T)}\frac{de_{s,i}(T)}{dT} = \frac{L_{LS}}{R_w T^2} \tag{1.8}$$

avec $L_{SG}$ chaleur latente de sublimation (passage de l'état solide à l'état gazeux).

L'équation de Clausius Clapeyron peut s'exprimer de manière plus simple (cf Pruppacher et Klett 1997, p. 117, Eq. 4-83 et 4-84 et Appendix A-4-8) :

$$e_{s,w}(T) = 6.1070 \exp\left(\frac{17.15(T - 273.15}{T - 38.25}\right) \tag{1.9}$$

$$e_{s,i}(T) = 6.1064 \exp\left(\frac{21.88(T - 273.15)}{T - 7.65}\right) \tag{1.10}$$

où $e_{s,w}, e_{s,i}$ sont en hPa et $T$ en kelvin.

## 1.4 Variabilité de la distribution de l'eau dans l'atmosphère

La distribution verticale de la teneur en vapeur d'eau dans l'atmosphère est essentiellement contrôlée par la température. Dans la mesure où l'origine et les réservoirs d'eau se trouvent dans la troposphère, à sa limite inférieure, et que le temps de résidence de l'eau est court, environ 10 jours, comparé aux taux de mélange de l'air, on observe une quantité d'eau très variable dans la troposphère, à la fois dans l'espace et dans le temps. Le déplacement horizontal de cette eau dans l'atmosphère résulte essentiellement de la rotation de la terre et du gradient thermique nord-sud. Il s'effectue suivant des tranches de latitude. Cependant, il est modifié par les champs de pression différentiels verticaux qui réagissent au réchauffement irrégulier de la surface et aux déplacements convectifs associés.

La figure 1.3 montre la variabilité des profils d'humidité et de température mesurés par radiosondage sur six heures de temps à deux heures d'intervalle, en présence d'un front froid et humide.

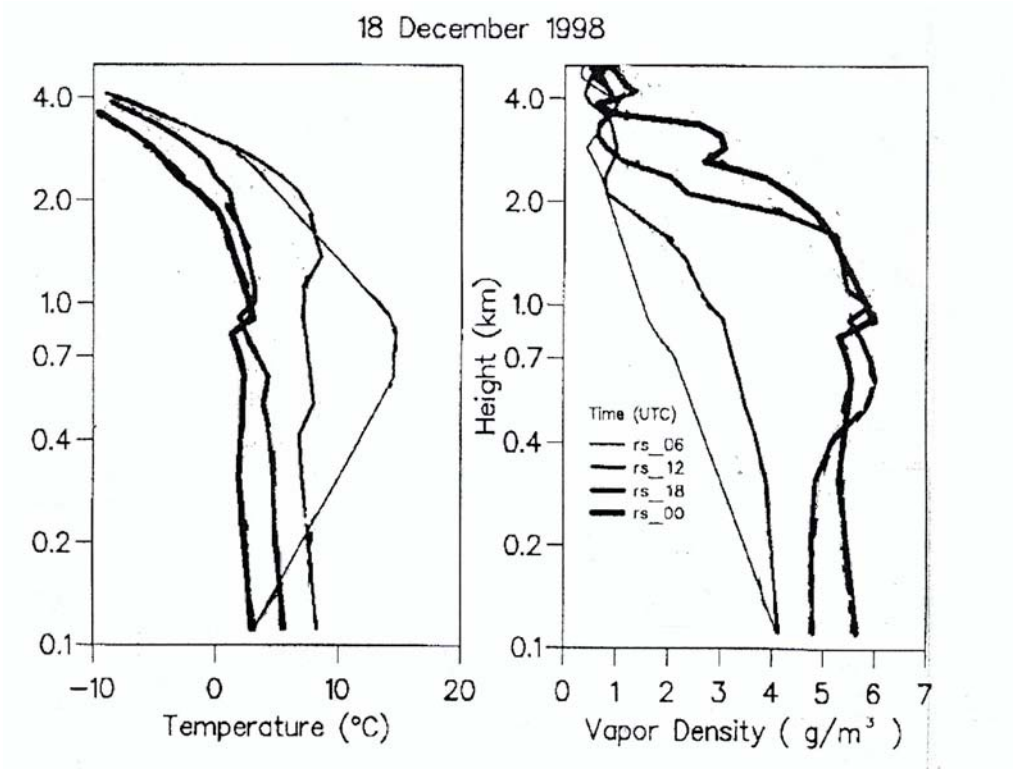



Figure 1.3 : *Profils verticaux d'humidité et de température successifs observés par radiosondage à intervalle de temps de 6 heures lors du passage d'un front froid et humide à Lindenberg (Allemagne).*

Concernant le contenu en eau liquide atmosphérique, sa distribution varie fortement selon le type de nuage. Les nuages stratiformes se présentent en couches et ont un contenu en eau faible, 15 à 20% seulement de ces nuages dépassent 0.3 g $m^{-3}$ d'eau liquide. Les plus forts contenus en eau condensée se trouvent dans la plage de température comprise entre -5° et -10°C. Ce type de nuage est généralement considéré homogène horizontalement. Cependant leur contenu en eau est variable.

Verticalement, l'eau liquide n'est pas répartie de manière régulière, les nuages instables convectifs, sont caractérisés par leur extension verticale. Leur contenu en eau dépasse fréquemment 1 g $m^{-3}$.

Dans ces nuages, considérés comme très hétérogènes, le contenu en eau est très variable. La figure 1.5 montre cette variabilité lors de la traversée d'un champ de cumulus congestus.

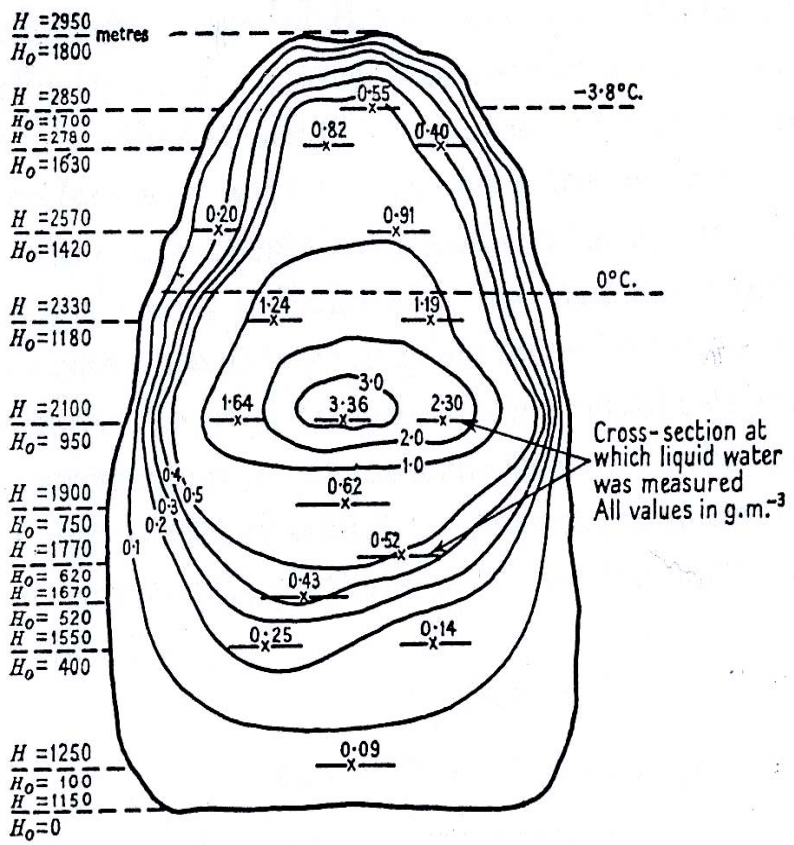



Figure 1.4 : *Distribution du contenu en eau liquide dans un cumulus congestus (Zaitsev 1950). H représente l'altitude et $H_0$ la hauteur par rapport à la base du nuage.*

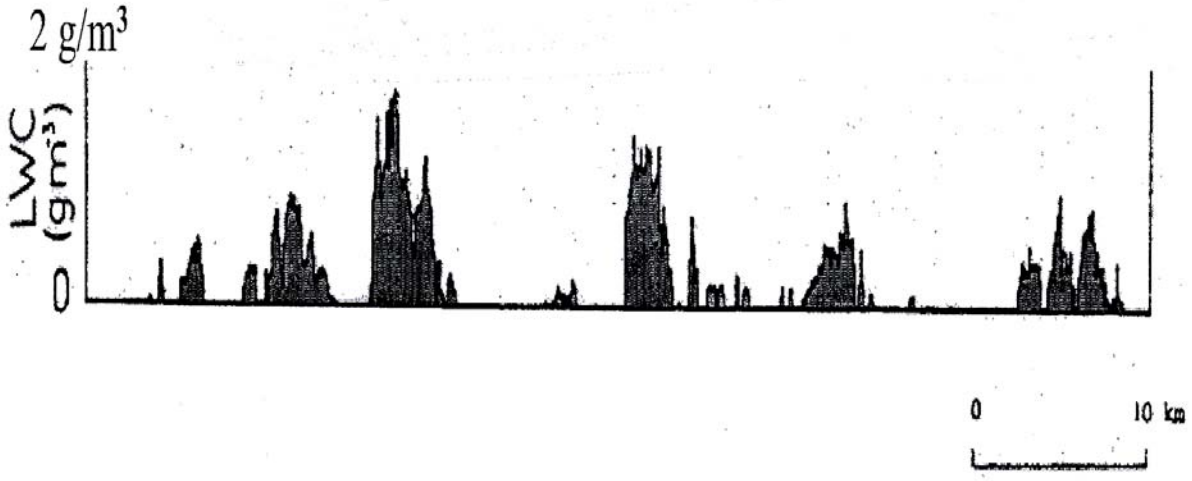



Figure 1.5 : *Mesure de la teneur en eau liquide (LWC) au cours de la traversée d'un champ de cumulus congestus à une température de –10°C (campagne " LANDES-FRONTS 84 ").*

## 1.5 Modélisation statistique de l'eau dans la troposphère

Dans ce paragraphe nous passons en revue les études menées par différents auteurs sur les distributions de probabilité de l'humidité et de l'eau liquide dans la troposphère. Ces études utilisent des jeux de données issus de différents systèmes de mesure et ont abouti aux résultats que nous présentons ci-après.

### 1.5.1 Phase vapeur

Soden et Bretherton (1993) ont montré que pour les régions qui se trouvent au-dessus du Pacifique et de l'Atlantique (0-150°W, 60°N-60°S), les distributions de probabilité de l'humidité relative *(RH)* de la haute troposphère, en l'absence de nuages, sont approximativement Lognormale. Pour leurs travaux, ils ont utilisé des données satellitaires. Yang et Pierrehumbert (1994) ont trouvé que les distributions de probabilité de la vapeur d'eau dans la haute troposphère des latitudes moyennes sont bimodales. Dans ce cas, la bimodalité est interprétée comme la conséquence de la rencontre de deux parcelles d'air. La première, proche de la saturation, provient des régions tropicales, la deuxième, constituée d'air sec, est originaire des hautes latitudes. Les distributions de probabilité de l'humidité relative, dans la haute troposphère des régions tropicales sont aussi bimodales selon Brown et Zhang (1997). Leurs études ont été réalisées dans la région équatoriale de l'ouest du Pacifique en utilisant une importante base de données de radiosondages. Récemment, Zhang et al. (2003) ont utilisé plusieurs autres bases de données à différentes échelles (des données satellitaires, des mesures in situ de radiosondages et des sorties de modèles globaux) et ont abouti aux mêmes conclusions que Brown et Zhang (1997) concernant la bimodalité des distributions. En utilisant une grande base de données de radiosondage et de GPS (Global Posisioning System), Foster et al. (2006) ont montré que la distribution de probabilité de la vapeur d'eau intégrée atmosphérique s'ajuste convenablement à une distribution Lognormale. Dans les zones océaniques tropicales, ils ont montré que la distribution *IWV* présente une dissymétrie négative et proposent un ajustement de la distribution à une loi Lognormale inverse.

Cependant ces résultats restent qualitatifs et ne nous renseignent ni sur la distribution de probabilité du contenu en vapeur d'eau troposphérique en fonction de la température, ni sur l'influence de la présence d'une couverture nuageuse.

### 1.5.2 Phase liquide

Des études concernant le contenu en eau liquide des nuages, mesuré par avion, ont été réalisées pour la première fois par Zaitsev (1950), Lewis (1951) et Minervin (1954). D'autres travaux, utilisant des mesures avion, ayant pour objectif l'étude de la physique des nuages, ont été accomplis par Mazin (1957), Minervin et al. (1958), Skatsky (1963), Voit et Mazin (1972), Borovikov et Mazin (1975) et jeck (1983). Cependant les données disponibles étaient peu fiables en raison de la mauvaise sensibilité des instruments utilisés.

En utilisant des instruments de mesure plus précis que ceux de ses prédécesseurs, Mazin (1995) suggère que les fonctions de distribution cumulative de l'eau totale nuageuse (liquide et glace) peuvent être paramétrées par une distribution Lognormale. Il trouve aussi que les paramètres de cette distribution dépendent fortement de la température. Pour son étude, il utilise une importante base de données de l'eau nuageuse totale collectée à travers des nuages stratiformes continentaux aux latitudes moyennes. La distribution verticale du contenu en eau totale et sa relation avec la température ont été étudiées par Liou et Ou (1989), Feigelson (1978), Smith (1990) et Gultepe et Isaac (1997), en utilisant des mesures in situ, des sorties de modèles ou des calculs théoriques.

Les travaux suscités ne portent pas sur l'étude de la distribution du contenu en eau liquide nuageuse mais de l'eau totale (liquide et glace), de plus, pour certains, les données in situ utilisées sont restreintes puisqu'elles concernent souvent un type de nuage particulier (Mazin 1995).

## 1.6 Moyens de mesure de l'eau atmosphérique

La mesure de la vapeur d'eau dans l'atmosphère peut être obtenue par divers systèmes de mesures depuis le sol ou aéroportés. On peut citer les observations in situ de radiosondages utilisant des capteurs d'humidité étalonnés (Liu et al. 1991, Gaffen et Elliot 1993, Foster et al. 2006, Miloshevich et al. 2006,) ; les mesures in situ par avion instrumenté (Spichtinger et al. 2004, Korolev et Isaac 2006) ; les instruments de télédétection active comme le lidar de type Raman (Sakai et al. 2007) ou le lidar spectroscopique (Whiteman et al. 2007) qui permettent de quantifier les profils de vapeur d'eau (analyse du signal rétrodiffusé), le système satellitaire Global Positionning System (GPS) (e.g. Rocken et al. 1997, Liou et al. 2001, Van Baelen et al.

2005, Foster et al. 2006) qui mesure le contenu intégré en vapeur d'eau (délai sur la propagation de l'onde radio induit par la vapeur d'eau), le radar profileur de vent par l'assimilation variationnelle du gradient de l'indice de réfraction déduit de la puissance de son écho (Furumoto et al. 2007), la combinaison du radar profileur de vent et d'un radiomètre profileur (Bianco et al. 2005) ou un GPS (Furumoto et al. 2003). La mesure de la vapeur d'eau peut être aussi réalisée en utilisant des instruments de télédétection passive seuls tels les radiomètres bi-longueurs d'onde estimant le contenu intégré en vapeur d'eau de l'atmosphère (e.g. Hogg et al. 1983, Snider 2000, westwater et al. 2004, Meijgaard et Crewell 2005) ou le radiomètre profileur microonde TP/WVP 3000 (Westwater et al. 2004) qui restitue les profils verticaux de la vapeur d'eau.

Les mesures satellitaires peuvent être réalisées à l'aide de deux types d'instruments : les sondeurs, tels HIRS (High Resolution Infrared Radiation Sounder) et AIRS (Atmospheric Infrared Sounder) pour les mesures dans l'infrarouge thermique, et, dans les microondes, en utilisant l'instrument microwave limb sounder embarqué à bord de UARS (Upper Atmospheric Research Satellite), les instruments SSM/T-2 (Special Sensor Microwave/Temperature) et AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit), et les imageurs comme METEOSAT (Meteorological Satellite), GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) ou SSM/I à bord de la plateforme américaine DMSP (Special Sensor Microwave/Imager - Defense Meteorological Satellite Program) ou en combinant ces deux types de données (Kidder et Jones 2007).

Concernant l'eau liquide, les moyens de mesure sont plus restreints. Des mesures fragmentaires in situ sont effectuées par avion instrumenté (Borovikov et Mazin 1975, Gultepe et Isaac 1997), ou par des instruments de télédétection passive tels les radiomètres qui mesurent les contenus intégrés en eau de la colonne atmosphérique ainsi que les profils d'eau liquide atmosphériques à partir des températures de brillance mesurées (Westwater et al. 2004). Par télédétection active, l'eau atmosphérique est aussi déduite de la réflectivité radar mesurée à plusieurs longueurs d'onde différentes (Gosset et Sauvageot 1992, Gaussiat et al. 2003).

## 1.7 La solution radiométrique

Nous avons vu précédemment que la quasi–totalité de l'eau atmosphérique se trouve dans la troposphère. Qu'il est très difficile de décrire et de quantifier sa répartition en raison de la multiplicité des processus physiques et dynamiques qui régissent sa distribution, notamment aux petites échelles temporelles et spatiales. Mais ce qui est encore moins évident c'est de séparer

l'air clair de l'air nuageux de façon efficace. Cependant, l'étude et la paramétrisation efficace de la distribution de probabilité de la vapeur d'eau et de l'eau liquide dans la troposphère, et leurs relations avec la température, nécessitent de longues séries de mesures précises des profils d'humidité, d'eau liquide et de température. Toutefois ces mesures doivent être continues et homogènes, et leurs résolutions temporelle et spatiale suffisamment importantes pour permettre une étude statistique correcte. Les moyens de mesure de la vapeur d'eau et de l'eau atmosphérique décrits précédemment présentent des avantages (disponibilités des mesures, zone de couverture, etc.) et des inconvénients de mise en œuvre (déploiement, résolution de la mesure, etc.). Parmi tous les systèmes existants, le radiomètre microonde multifréquences profileur TP/WVP 3000 de la compagnie Radiometrics est retenu pour nos applications pour les raisons suivantes :

- Le radiomètre profileur restitue les profils verticaux de contenu en eau liquide et vapeur, nécessaires nos applications. Les systèmes mesurant des contenus intégrés ne conviennent pas.
- Le radiomètre est basé à la surface terrestre. Il fournit des donnés entre la surface et 10 km d'altitude, dans la couche où se trouve la vapeur d'eau atmosphérique. Les mesures depuis l'espace, par satellites, ne sont pas adaptées.
- Le radiomètre fourni de nombreux paramètres supplémentaires : les profils de température et d'humidité relative, la température de la base des nuages et autres paramètres météorologiques de surface. Ces données supplémentaires seront exploitées dans notre étude.
- Le radiomètre profileur microonde est capable de restituer de faibles contenus en eau liquide contrairement au radar qui n'observe que les phénomènes météorologiques de forte réflectivité radar (précipitations).
- La résolution spatiale (de 100 m de 0 à 1 km d'altitude et de 250 m de 1 km à 10 km) et temporelle de l'appareil (au minimum jusqu'à 23 s) conviennent bien aux applications statistiques envisagées. Contrairement, Les données issues de radiosondages ne conviennent pas en raison de leur faible résolution temporelle. Les radiosondages sont effectués deux fois seulement par 24 h. Leur résolution spatiale pose problème. En effet les profils ne sont pas verticaux au sens géométrique du terme puisque le ballon qui porte la radio sonde est advecté par le vent. Il parcourt horizontalement de grandes distances

entre la première mesure au sol et la dernière mesure en altitude. De même, la résolution spatiale des données satellitaires, de l'ordre du kilomètre, n'est pas adéquate.

- Le radiomètre sonde l'atmosphère en mode continu. Des séries temporelles longues et ininterrompues sont ainsi obtenues. Dans ce cas, tous les phénomènes météorologiques sont pris en considération, ce qui n'est pas le cas avec un système de mesure discontinue par exemple les mesures par avion instrumenté.
- Le radiomètre dispose d'un détecteur de pluie. Les profils restitués pendant des évènements de précipitation sont signalés dans les fichiers de sortie de l'appareil. Les mesures radiométriques microondes n'étant pas fiables en cas de précipitation, les profils correspondants peuvent être éliminés de la base de données.
- Le radiomètre TP/WVP 3000 est un appareil de mesure d'utilisation facile. Il est de faible encombrement et facilement transportable. Ceci constitue un avantage, par exemple, par rapport aux systèmes de mesure d'eau atmosphérique composés de deux ou plusieurs radars de longueurs d'ondes différentes.

Dans le prochain chapitre, nous montrons l'intérêt des observations microondes pour la restitution des paramètres atmosphériques et nous présentons le principe de fonctionnement des radiomètres microonde multifréquence.

# Chapitre 2

# Radiométrie microonde et restitution des paramètres atmosphériques

## 2.1 Préambule

La propagation des ondes électromagnétiques dans l'atmosphère est influencée par la présence de composants gazeux et d'hydrométéores. Le résultat de l'interaction entre ces différents composants de l'atmosphère et le rayonnement électromagnétique peut être observé et permet la restitution des grandeurs physiques à l'origine de ces interactions. Les radiomètres micoondes ne mesurent pas directement les paramètres atmosphériques mais plutôt des températures de brillance qui sont ensuite utilisées pour restituer les informations sur la colonne ou le profil atmosphérique. L'inversion de ces mesures radiométrique n'est pas aisée car l'équation de transfert radiatif qui lie les températures de brillance aux paramètres atmosphériques est non linéaire.

Dans ce chapitre nous présentons succinctement les propriétés de l'atmosphère quant à la transmission des micoondes, la forme générale de l'équation de transfert radiatif ainsi que son application à l'atmosphère terrestre. L'impact visé est d'exprimer les températures de brillance observées en fonction des paramètres atmosphériques. Enfin la méthodologie utilisée pour la restitution des paramètres atmosphériques y est exposée.

## 2.2 L'atmosphère et le spectre électromagnétique

L'atmosphère terrestre est opaque pour l'essentiel du spectre électromagnétique. Les régions spectrales pour lesquelles l'atmosphère est relativement transparente sont appelées fenêtres. Les deux principales fenêtres sont le domaine visible (longueur d'onde comprise entre 0,4 et 0,8 μm) et la fenêtre radio (longueur d'onde comprise entre environ 1 cm et 10 m, soit, en terme de fréquences, entre 30 GHz et 30 MHz). Les rayonnements de longueur d'onde supérieure à 10 m sont réfléchis par l'ionosphère. Pour les rayonnements de longueurs d'onde plus courtes que la lumière visible l'atmosphère est opaque.

Pour l'infrarouge (longueur d'onde comprise entre environ 0.7 μm et 1mm), qui s'étend entre les domaines visible et radio, l'opacité de l'atmosphère varie suivant la longueur d'onde. La figure 2.1 montre le facteur de transmission de l'atmosphère pour les longueurs d'onde supérieures à 4 μm. La transmission est meilleure à mesure que l'altitude augmente. Les bandes d'absorption principales sont indiquées, sur les courbes données pour une altitude de 4 km, par le nom du composant moléculaire responsable. La figure 2.2 montre un agrandissement pour la bande 600-800 $cm^{-1}$ et met en relief la profusion des raies d'absorption et la complexité du domaine infrarouge.

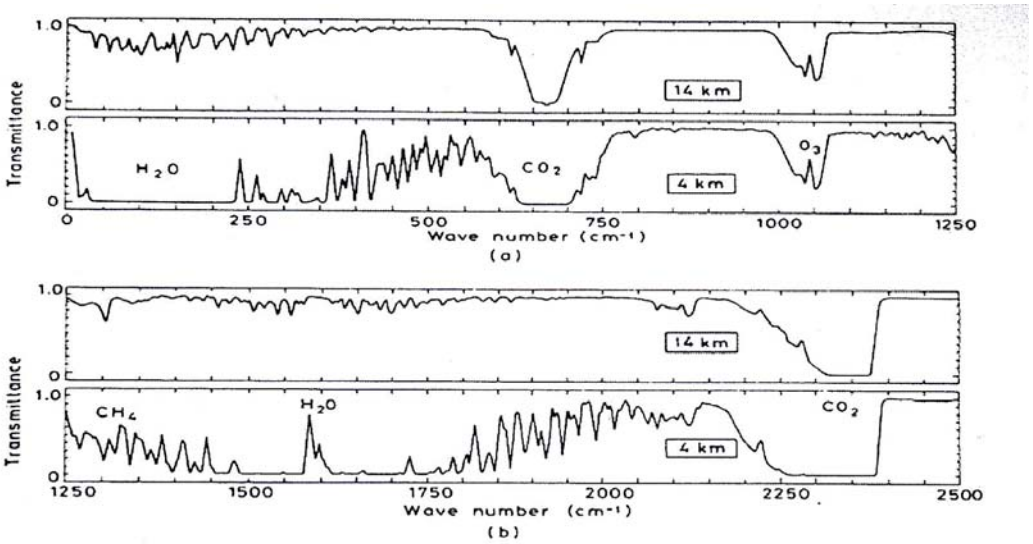



Figure 2.1 : *Facteur de transmission de l'atmosphère en infrarouge (Harries 1982).*

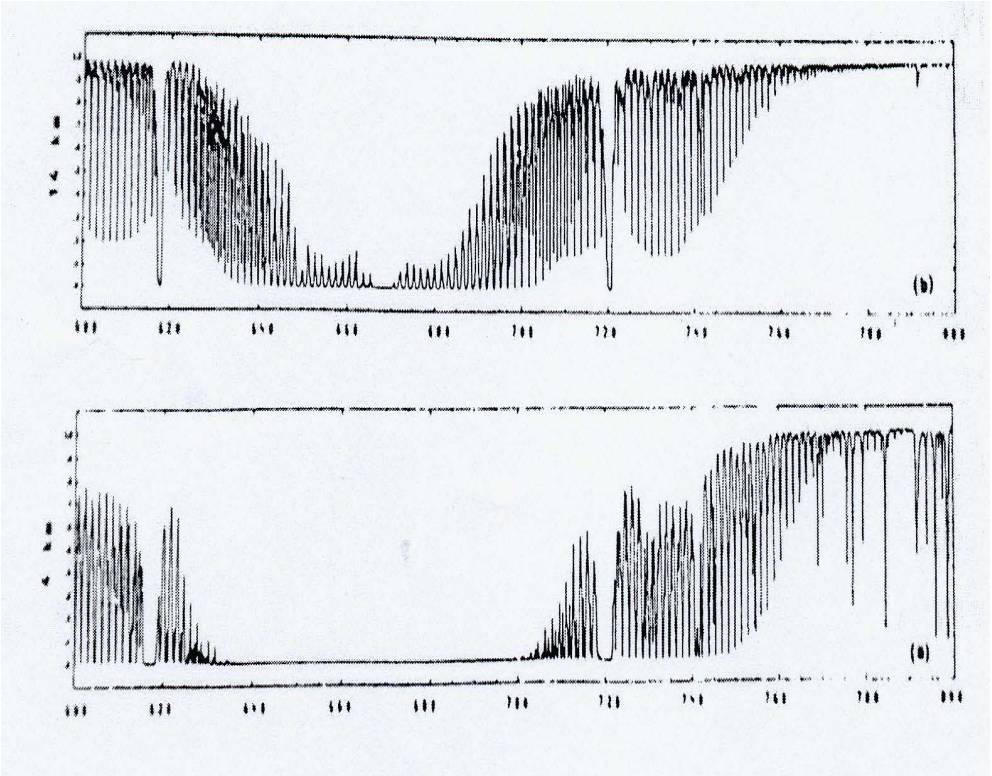


Figure 2.2 : *Agrandissement de la partie 600-800 cm$^{-1}$ de la figure 2.1 (Harries 1982).*

La situation est plus simple dans le domaine des microondes appelée aussi domaine des hyperfréquences. Les hyperfréquences s'étendent par convention de 0.3 à 300 GHz, correspondant à des longueurs d'ondes de 1 m à 1 mm (Fig. 2.3). L'atmosphère est transparente pour les fréquences inférieures à 20 GHz. Vers 22 GHz on trouve une raie d'absorption peu intense de la vapeur d'eau, puis autour de 60 GHz un complexe de raies de l'oxygène, une raie isolée de l'oxygène vers 118 GHz, et une forte raie d'absorption de la vapeur d'eau à 183 GHz. Les régions spectrales entre ces raies constituent des fenêtres pour lesquelles l'atmosphère est de moins en moins transparente à mesure que la fréquence augmente. Au-delà de 300 GHz il existe de nombreuses raies d'absorption, surtout dues à la vapeur d'eau (particulièrement une raie très forte à 557 GHz). On arrive d'ailleurs dans la première région de forte absorption repérée par "$H_20$" (entre 10 et 200 cm$^{-1}$) sur la figure 2.1. Notons que l'ozone absorbe également le rayonnement micro onde à des fréquences spécifiques, comme 184,1 GHz.

Les radiations lumineuses et infrarouges sont arrêtées par une couverture nuageuse, même légère. En revanche, la propagation des microondes, jusque vers 10 GHz, n'est quasiment pas affectée par les nuages ou même par la pluie. Au-dessus de 20 GHz la situation est plus complexe ; l'effet des nuages et de la pluie augmente rapidement avec la fréquence, le contenu en eau des nuages et le taux de précipitation. Cet effet n'est pas rédhibitoire pour les

applications qui seront envisagées dans les chapitres ultérieurs, dans le cas où la couverture nuageuse n'est pas trop épaisse. En revanche, il ne peut pas être négligé dans le domaine infrarouge, et c'est ce point qui fait l'avantage principal des microondes sur les ondes infrarouges.

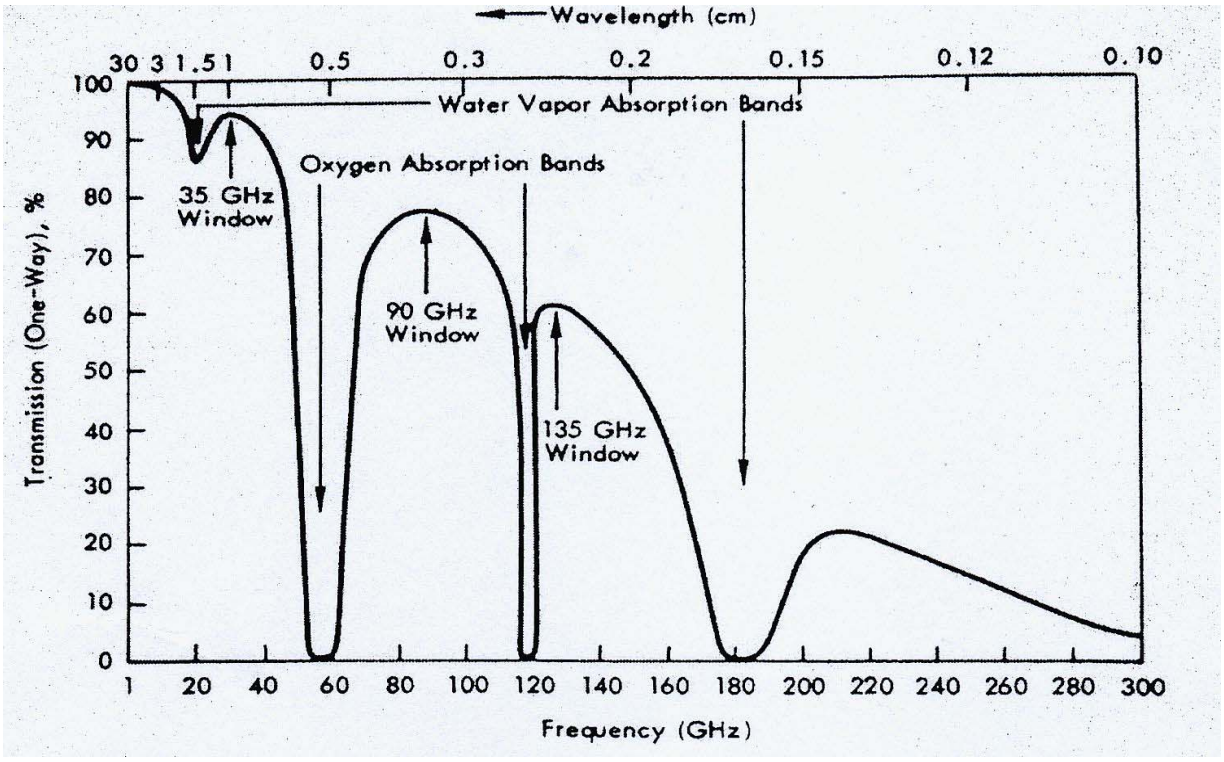



Figure 2.3 *: Facteur de transmission de l'atmosphère pour les hyperfréquences, suivant la verticale en air clair (Ulaby et al. 1981).*

## 2.3 La radiométrie dans le domaine des hyperfréquences

A la différence du radar, qui mesure le retour d'un rayonnement qu'il a lui-même émis, le radiomètre mesure l'émission thermique de milieux naturels. Les constituants de ces milieux rayonnent uniformément dans toutes les directions avec une luminance spectrale $B^*$. Cette dernière est décrite par la loi de radiation de Planck (1901). Pour un corps noir cette relation est donnée par :

$$B^* = \frac{2h\nu^3}{c^2}\frac{1}{e^{\frac{h\nu}{kT}}-1} \tag{2.1}$$

$h$ : constante de Planck = 6,6262.10$^{-34}$ J s,

$k$ : constante de Boltzmann = 1,3806.10$^{-23}$ J/K,

$c$ : vitesse de la lumière dans le vide = 299792458 m/s,

$T$ : température, K ,

ν : fréquence, Hz.

L'astérisque sur $B$ rappelle qu'il s'agit du corps noir, par opposition au corps gris dont la luminance sera notée $B$. Le rayonnement propre d'un corps gris est moins énergétique. Son émissivité $\varepsilon$ est égale à son absorptivité à l'équilibre thermodynamique local. Elle est définie comme le rapport de sa brillance propre à la brillance du corps noir de même température physique. Elle est anisotrope et inférieure à 1.

La luminance spectrale est aussi appelée brillance spectrale (Ulaby et al. 1981, Kraus 1986). Son intégrale sur toutes les fréquences est appelée luminance, intensité spécifique ou brillance énergétique. Dans le domaine des micro-ondes (pour des températures terrestres) $h\nu << kT$ , La luminance hyperfréquences des constituants de l'atmosphère donnée par la loi de Planck (Eq. 2.1) se réduit à l'approximation de Rayleigh-Jeans qui exprime la relation de type linéaire existant entre l'énergie émise par un corps noir sa température propre :

$$B^* = \frac{2kT}{\lambda^2} \tag{2.2}$$

$B^*$ : luminance hyperfréquence du corps noir

λ : longueur d'onde.

Avec cette approximation, une antenne sans pertes observant un corps noir à la température $T$, reçoit dans la bande de fréquence $\Delta F$ (petite par rapport à la fréquence moyenne de réception) une puissance $P$ (Ulaby et al. 1981, p. 199, Kraus 1986, p. 3.39) :

$$P = k\ T\ \Delta F \tag{2.3}$$

Ce résultat est à rapprocher de la formule donnée par Nyquist (1928) pour la puissance de bruit $W$ disponible dans une bande de fréquence $\Delta F$ , aux bornes d'une résistance à la

température $T$ :

$$W = k\ T\ \Delta F \tag{2.4}$$

Les équations 2.3 et 2.4, exprimant une linéarité entre puissances et températures, sont le fondement de l'utilisation de la température de bruit comme mesure de l'énergie reçue par une antenne, ou mesure du bruit fourni ou ajouté par un composant quelconque dans une ligne de transmission.

Dans le cas où l'antenne observe un corps gris, ou observe plusieurs sources à des températures différentes, la température radiométrique d'antenne représente alors la température apparente de la scène observée et s'écrit :

$$T_A = \frac{P}{k\ \Delta F} \tag{2.5}$$

### 2.3.3 Sensibilité radiométrique

La sensibilité (ou résolution) radiométrique $\Delta T$ est le plus petit changement dans la température d'antenne $T_A$ qui peut être détecté à la sortie du récepteur. Elle est donnée par :

$$\Delta T = \frac{\eta T_{Sys}}{\sqrt{\Delta F\ \tau}} \tag{2.6}$$

$T_{Sys}$ : température de bruit du système, somme de la température d'antenne et de la température de bruit du récepteur,

$\Delta F$ : largeur de bande équivalente avant détection,

$\tau$ : temps d'intégration (temps d'observation),

$\eta$ : facteur (supérieur ou égal à 1) dépendant du type de radiomètre utilisé.

L'expression 2.6 est une équation fondamentale pour la radiométrie. En effet, elle indique que la sensibilité (donc la connaissance relative de la grandeur radiométrique mesurée) est tributaire :

- de la température de bruit du récepteur,
- du temps d'intégration,
- de la largeur de bande du système.

## 2.4 Equation de transfert radiatif – Forme générale

La fonction d'un radiomètre hyperfréquence, capteur passif, consiste à détecter le rayonnement électromagnétique provenant d'un milieu naturel, et à le convertir en une grandeur qui puisse être interprétée. Lors de sa propagation dans les milieux adjacents, suite aux processus d'absorption, de diffusion et de réflexion, le rayonnement électromagnétique est modifié.

L'observation passive du rayonnement électromagnétique se propageant dans la direction de l'antenne réceptrice conduit à une bonne description des phénomènes qui l'ont engendré et modifié, à condition de pouvoir les isoler.

Ces interactions entre le rayonnement et la matière sont résumées dans l'équation de transfert radiatif (ETR) qui décrit la distribution spatiale (angulaire) de la luminance. Elle peut être dérivée directement à partir de l'équation de Boltzmann appliquée aux photons. On peut aussi l'établir à partir d'un bilan d'énergie.

Dans un milieu d'épaisseur *r* où l'on néglige la diffusion (Fig. 2.4), la propagation d'une onde électromagnétique s'accompagne d'une atténuation due uniquement au phénomène d'absorption.

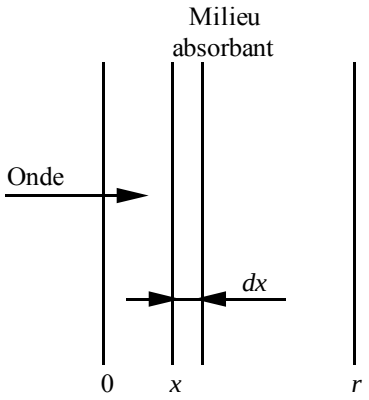



Figure 2.4 : *Milieu absorbant.*

Dans le cas où l'approximation de Rayleigh-Jeans est autorisée, la température apparente issue du milieu absorbant (Ulaby et al. 1986) s'ecrit (Annexe A):

$$T_A(r) = T_A(0)e^{-\tau(0,r)} + \int_0^r a(x)T(x)e^{-\tau(x,r)}dx \tag{2.7}$$

*a,* exprimé en $m^{-1}$, est le coefficient d'atténuation (ou d'absorption puisqu'on néglige ici la diffusion) du milieu et peut varier avec *x*. Kraus (1986) l'appelle constante d'atténuation,

Ulaby et al. (1981) le notent $k$ et l'appellent coefficient d'extinction. $\tau$ est appelé épaisseur optique avec :

$$\tau(r_1, r_2) = \int_{r_1}^{r_2} a(x)dx \qquad (r_1 > r_2) \tag{2.8}$$

Un milieu pour lequel $\tau >> 1$ est dit "optiquement" épais, et "optiquement" mince si $\tau << 1$. $T(x)$ est la température physique du milieu absorbant (température de la couche $x+dx$).

L'interprétation de l'équation (2.7) est la suivante : la température apparente issue du milieu absorbant est la somme de la température incidente atténuée par le milieu, et de la contribution propre de chaque couche du milieu, atténuée par toutes les couches suivantes.

Dans un milieu où l'on ne néglige plus la diffusion, l'équation 2.7 devient (Ulaby et al. 1981, p. 216) :

$$T_A(r) = T_A(0)e^{-\tau(0,r)} + \int_0^r \left[a_a(x)T(x) + a_d(x)T_d(x)\right] e^{-\tau(x,r)}dx \tag{2.9}$$

$a_a$ est le coefficient d'absorption du milieu et $a_d$ est le coefficient de diffusion. La somme de ces deux coefficients est le coefficient d'atténuation ou d'extinction $a$, qui est toujours la dérivée de l'épaisseur optique $\tau$ . $T_d$ est appelée température radiométrique diffusée.

## 2.5 Equation de transfert radiatif appliquée à l'atmosphère

Dans la théorie du transfert radiatif, le milieu est décrit par deux termes : le coefficient d'absorption et le coefficient de diffusion. Le problème de l'application de l'équation de transfert radiatif à l'atmosphère terrestre réside dans la difficulté de calculer 'correctement' ces deux termes afin de prendre en compte l'effet de tous les composants atmosphériques et de prévoir ainsi correctement la réponse de l'atmosphère en termes de températures de brillance.

### 2.5.1 Absorption et émission microondes dans l'atmosphère

Des constituants gazeux atmosphériques, seuls l'oxygène et la vapeur d'eau absorbent de façon significative le rayonnement microondes. Les autres gaz, à l'état de traces, comme l'ozone, le dioxyde de carbone, affectent peu la propagation de ce rayonnement pour être pris en compte. L'absorption ou l'émission de rayonnement par une molécule correspond à une

transition entre deux niveaux d'énergie quantifiés. L'énergie interne totale d'une molécule est la somme de trois énergies : électronique, de vibration et de rotation.

Dans le domaine des hyperfréquences, les énergies mises en jeu limitent ces transitions à des transitions de type rotationnel dans la molécule. Elles consistent en un changement de la vitesse de rotation d'une molécule.

La molécule O2 ne possédant pas de moment électrique à cause de sa symétrie, seul le moment magnétique provenant des spins combinés des deux électrons célibataires interagit avec le champ magnétique de l'onde incidente. Les changements dans l'orientation du spin électronique par rapport à l'orientation de la rotation moléculaire sont responsables d'une famille de raies de « rotation de spin » entre 50 et 70 GHz et d'une raie isolée à 118,75GHz.

Pour la vapeur d'eau, son spectre hyperfréquence (raies d'absorption à 22,235 et 18,31 GHz) est issu de transitions de rotation pures, par interaction de son moment dipolaire électrique avec le champ électrique incident.

Les coefficients d'absorption gazeux à une fréquence $\nu$ donnée et pour des conditions de pression $P$ et de température $T$ fixées sont obtenus par sommation raie par raie des spectres des différents constituants gazeux. A ces contributions résonnantes sont ajoutées des contributions de type « continuum ».

Les nuages non précipitants se définissent, comme leur nom l'indique, par l'absence de précipitation sous forme liquide ou glace. Ils sont constitués exclusivement de vapeur d'eau et de gouttelettes d'eau en suspension. Les gouttelettes nuageuses ont un rayon de l'ordre de la dizaine de microns. Leur faible taille par rapport aux longueurs d'onde hyperfréquence justifie l'approximation de Rayleigh pour le calcul du coefficient d'absorption.

Les particules précipitantes sous forme d'eau liquide ou de glace ont des rayons de l'ordre du millimètre, typiquement cent fois plus grand que les gouttelettes nuageuses. La valeur conventionnelle de 100 µm de rayon sépare les gouttelettes nuageuses des gouttes précipitantes. Leur relative grande taille par rapport à la longueur d'onde les classent dans le domaine de diffusion de Mie. Dans ce domaine le terme de diffusion ne peut être négligé devant celui d'absorption, contrairement aux particules nuageuses. Notons que pour les poussières atmosphériques l'atténuation des microondes est négligeable.

### 2.5.2 Modèles d'absorption des gaz

Les premiers calculs détaillés de l'absorption de l'oxygène et de la vapeur d'eau ont été publiés par Van Vleck (1947). L'utilisation des fondement de la mécanique quantique, de la forme de raie de Van Vleck-Weisskopf (1947) ainsi que des données expérimentales a permis d'améliorer ces calculs (Rosenkranz 1975).

Trois modèles d'absorption sont largement utilisés en télédétection et en propagation. Liebe a développé des modèles d'absorption pour l'atmosphère. La plupart des formules de calcul qu'il propose sont empiriques ou semi-empiriques. Les coefficients associés, et quelquefois même la structure des expressions, changent profondément à chaque nouvel article (1980, 1981, 1985 et 1989). Dans sa dernière version (1989), Liebe considère 30 raies $H_2O$ et 44 raies $O_2$. Aux contributions résonnantes il ajoute une correction empirique de type continuum.

Plus tard Rosenkranz (1988) a développé un modèle d'absorption plus performant très utilisé en propagation microondes. Ce modèle offre plusieurs possibilités pour la détermination des paramètres du modèle d'absorption de la vapeur d'eau discutées dans Rosenkranz (1993). Cependant, un des points importants reste le choix des paramètres pour le calcul de la variation de la largeur de raie avec la pression. Dans le cas de la vapeur d'eau, cette variation provient de la collision entre les molécules $H_2O$ (self broadning) ou de la collision des molécules $H_2O$ avec d'autres molécules d'air sec (foreign broadening). Rosenkranz a utilisé pour son modèle les valeurs trouvées par Liebe et Layton (1987) pour la composante foreign broadening et les valeurs de Liebe et al. (1993) pour la composante self broadening.

Un troisième modèle très répandu dans la communauté atmosphérique est le modèle de transfert radiatif raie par raie (LBLRTM) réalisé par Turner et al. (2003). Une extension de ce modèle appelé MONORTM est plus appropriée dans le domaine microondes (Delamere et al. 2004). Pour sa validation, ce modèle a été largement comparé à des mesures de radiations ainsi qu'à des mesures de radiosondages.

Récemment deux importantes améliorations des modèles d'absorption ont été réalisées. Rosenkranz a reformulé ses codes et Liljegren et al. (2005) ont introduit dans le modèle raie par raie l'utilisation de la base de données HITRAN (High-resolution transmission molecular absorption database) (Rothman et al. 2005) ainsi qu'un nouveau formalisme pour le calcul du continuum.

### 2.5.3 Modèles d'absorption des nuages

La diffusion et l'absorption d'ondes électromagnétiques par des particules sphériques sont modélisées par l'équation de Lorenz-Mie (Van de Hulst 1981, Deirmendjian 1969, Bohren et Huffman 1983). Dans le cas où les particules sont suffisamment petites l'approximation de Rayleigh peut être appliquée.

Pour une longueur d'onde donnée, on calcule la contribution d'une seule particule. Le coefficient d'absorption total est obtenu par intégration sur la distribution des tailles de gouttes. La constante diélectrique complexe de l'eau est nécessaire à ce calcul. Elle est décrite par le spectre diélectrique de relaxation de Debye (1929). La sensibilité du coefficient d'absorption à la température est une conséquence de la forte corrélation entre la fréquence de relaxation et la température. Cette corrélation est le résultat de l'influence de la température sur la viscosité de l'eau liquide.

Pour des températures supérieures à 0°C, la constante diélectrique peut être correctement mesurée en laboratoire. Plusieurs mesures ont été effectuées pour des fréquences entre 5 et 500 GHz (Liebe et al. 1991). Cependant, pour l'eau en surfusion, à des températures inférieures à 0°C, la situation est moins évidente. En effet, certains modèles (Liebe et al. 1991, Grant et al. 1957) s'écartent de 20 à 30% des résultats prévus dans cette région (Westwater et al. 2001). Ceci est un inconvénient pour la télédétection des nuages, puisque la mesure de l'eau en surfusion est très importante pour la détection des conditions de givrage pour l'aviation (Rasmussen et al. 1992).

Lorsqu'on calcule l'absorption pour un nuage non précipitant on utilise le modèle d'absorption de Rayleigh. Dans ce cas l'absorption du liquide dépend uniquement de la quantité totale d'eau. La distribution des tailles de gouttes n'est pas considérée et la diffusion reste négligeable.

Pour les nuages précipitants ou, en général, le calcul de l'absorption passe impérativement par l'utilisation des équations de Mie en association avec un modèle ou une mesure de la distribution des tailles des particules.

La modélisation de l'absorption et de la diffusion des particules de glaces qui ne sont pas sphériques, en général, est complexe. Dans le cas d'ondes millimétriques, la taille des particules se trouvant dans un cirrus est de l'ordre de 100 à 200 microns et la diffusion peut être très importante près de la fenêtre de transmission. D'un autre coté, les propriétés

diélectriques de la glace (Hufford 1991, Mätzler 1998) sont très différentes de celles de l'eau liquide. Les pertes diélectriques de la glace ont un minimum aux alentours de 1 GHz, et la glace est considérée comme étant un milieu parfaitement sans perte dans un large domaine de fréquence. Par conséquent l'émission des particules de glace pures peut être négligée dans tous les cas nuageux.

Des cas particuliers peuvent se présenter lorsque la particule de glace commence à fondre. Une très fine couche d'eau liquide est suffisante pour causer une absorption et donc une émission significative. En général on rencontre ce genre de situation dans les nuages précipitants sous le nom de bande brillante vue par le radar.

### 2.5.4 Equation de transfert radiatif pour des mesures radiométriques à partir de la surface terrestre

Dans la configuration de mesure basée en surface, le radiomètre, mesure le rayonnement descendant. Ce rayonnement est constitué du rayonnement du fond cosmique, partiellement atténué dans la colonne atmosphérique, auquel s'ajoute l'émission des couches atmosphériques successives, atténuée en partie par les couches inférieures. Dans un contexte hyperfréquence, la diffusion de l'atmosphère étant négligeable, l'expression de la température apparente vue par le radiomètre est donnée par l'équation (2.7). Dans cette équation, la variable $x$ est remplacée par la longueur du trajet de propagation $s$, exprimé en km et $T_A(0)$ par $T_c$, température de brillance du fond cosmique. Ce dernier est supposé se trouver à l'infini. Pour une fréquence donnée et une direction de visée donnée l'équation s'écrit :

$$T_A = T_c\, e^{-\tau(0,\infty)} + \int_0^{\infty} a(s)T(s)e^{-\tau(0,s)}ds \tag{2.20}$$

Notons la relation implicite entre la température de brillance mesurée $T_A$ avec les profils de température $T(s)$ d'une part, et les contenu en eau liquide et vapeur à travers $a(s)$ d'autre part. Pour une atmosphère plan parallèle, la longueur du trajet, $s$, est reliée à l'altitude par la relation : $s\sin(\theta) = h$, où $\theta$ représente l'angle d'élévation. Des informations sur les variables météorologiques peuvent être alors obtenues à partir des mesures de températures de brillance pour différentes fréquences radiométriques et différents angles d'élévation.

## 2.6 Techniques de restitution des paramètres météorologiques

La restitution des paramètres météorologiques est basée sur la résolution de l'équation de transfert radiatif. La multiplicité des paramètres utiles à la description des profils, l'imperfection et la restriction de la mesure en font un problème inverse mal posé. Une solution mathématique rigoureuse ne peut être trouvée. La restitution requiert l'utilisation de méthodes d'inversion mathématique telles que la méthode neuronale (Churnside et al. 1994, Del Frate et Schiavon 1998), le filtrage de Kalman (Ledskam et Staelin 1978, Moteller et al. 1995) et la méthode de régression linéaire (Phillips et al. 1979). Les mesures sont alors considérées comme des contraintes et sont fusionnées avec d'autres informations à priori comme des banques de données de radiosondages ou des sorties de modèles numériques. La figure 2.5 illustre la méthodologie employée.

Figure 2.5 *: Méthodologie employée pour la restitution des paramètres atmosphériques à partir des températures de brillance radiométriques*

## 2.7 Principe d'un radiomètre microonde

Un radiomètre microonde comporte une antenne hautement directionnelle, un récepteur très sensible, suivi d'une unité de détection quadratique et d'un système d'acquisition de données (Fig. 2.6). Cet ensemble d'éléments nécessite un étalonnage.

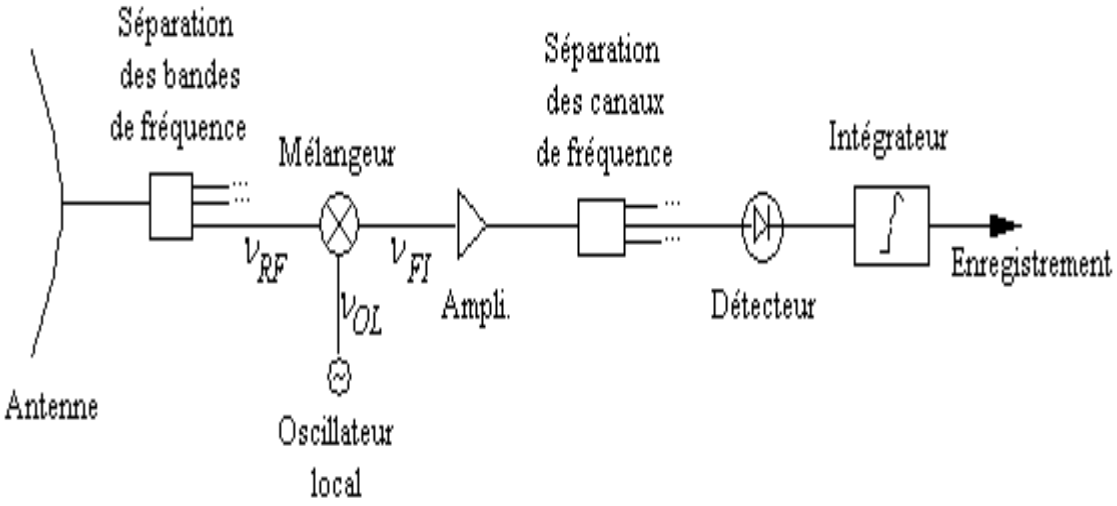



Figure 2.6 : *Exemple simplifié d'un radiomètre microonde multifréquence.*

## 2.7.1 L'antenne

L'antenne mesure la température apparente de la scène observée. En général l'antenne est de type cornet, scalaire ou cannelé à faisceau gaussien. L'angle d'ouverture est de 1° à 6° et les lobes secondaires ont un faible niveau afin d'éviter d'éventuelles contaminations par les émissions du sol. Les radiomètres terrestres destinés à effectuer des mesures sur site en continu, peuvent être soumis aux conditions atmosphériques les plus défavorables. Leurs antennes sont alors munies de systèmes de protection pour éliminer les effets environnementaux. Pour cela le module électronique ainsi que l'antenne sont logés à l'intérieur d'un abri protecteur imperméable : le radôme. Un miroir réflecteur plat rotatif est utilisé pour diriger le rayonnement vers l'antenne (Martin et al. 2003). Cependant, de l'eau sous formes de gouttes de pluie, de brouillard ou de rosée peut s'accumuler sur le radôme et fausser les mesures. Une solution est de placer un ventilateur très puissant qui fera circuler de l'air en permanence sur le radôme afin d'éviter toute condensation.

## 2.7.2 Le récepteur

L'antenne reçoit le rayonnement électromagnétique issu du milieu à observer. Si l'ensemble des fréquences à étudier est large, on effectue une première séparation de fréquences. Chacune des bandes est envoyée sur un mélangeur qui ramène chaque radiofréquence vers une "fréquence intermédiaire", plus basse et plus facile à traiter. Le signal à fréquence intermédiaire est ensuite amplifié, éventuellement de nouveau séparé en plusieurs canaux, puis "détecté" avant d'être intégré.

Suivant les fréquences véhiculées, les liaisons entre les divers éléments sont des guides (rectangulaires, coaxiaux) ou sont immatérielles (propagation en espace libre).

Sans étalonnage on ne connaît pas la relation exacte liant le niveau de sortie à la température apparente à l'entrée du récepteur. Cette relation dépend du gain de la chaîne, de la largeur de bande et de la température de bruit du récepteur.

L'étalonnage peut être réalisé de différentes façons. Par exemple, Pour un radiomètre à puissance totale (Abba 1990), l'étalonnage est effectué en relevant sa réponse lorsqu'il observe deux sources de bruit de référence internes (Fig. 2.7). La sensibilité d'un radiomètre à puissance totale perturbé entre deux étalonnages par des variations de gain $\Delta G$, est (Abba 1990) :

$$\Delta T = T_{Sys}\sqrt{\frac{1}{\Delta F\ \tau}+\left(\frac{\Delta G}{G}\right)^2} \tag{2.21}$$

antenne

Figure 2.7 : *Calibration d'un radiomètre à puissance totale*

Pour un radiomètre de type Dicke, l'entrée du récepteur est connectée alternativement à l'antenne $T_A$ et à une source de bruit de référence interne de température $T_0$, proche des températures d'antenne mesurées (Skou 1989). On obtient un niveau de sortie proportionnel à $(T_A - T_0)$. La sensibilité est (Abba 1990) :

$$\Delta T = 2T_{Sys}\sqrt{\frac{1}{\Delta F\ \tau}+\left(\frac{\Delta G}{G}\right)^2\left(\frac{T_A - T_0}{2T_{Sys}}\right)^2} \tag{2.22}$$

Pour le radiomètre de Hach l'entrée du récepteur est connectée alternativement à l'antenne et à deux sources de bruit de référence internes (Hach 1968).

### 2.7.3. Etalonnage externe

La variation du gain des récepteurs et de l'antenne, les fluctuations des températures de bruit de référence internes ainsi que les pertes dans les guides d'ondes ne permettent pas une mesure suffisamment précise des températures de brillance. Des techniques d'étalonnage, mettant en jeu des sources externes corps noir ou des données météorologiques à priori, sont recommandées pour une meilleure précision du radiomètre. Pour un radiomètre très stable (Hogg 1983), des températures de brillance calculées à l'aide de radiosondages effectués en air clair peuvent être utilisées en combinaison avec l'équation de transfert radiatif pour un étalonnage efficace.

Une autre technique d'étalonnage consiste à observer deux cibles corps noir externes de températures suffisamment différentes (Skou 1989). Si $T_1$ et $T_2$ sont les températures des cibles, $V_1$ et $V_2$, les tensions de sortie respectives, sont (Westwater et al. 2005) :

$$T_A = T_1 + \frac{T_2 - T_1}{V_2 - V_1}\left(V - V_1\right) \tag{2.23}$$

$V$ représente la tension de sortie correspondant à $T_A$, la température apparente de la scène, mesurée par l'antenne. Les températures $T_1$ et $T_2$ doivent correspondre approximativement aux bornes inférieure et supérieure du domaine de températures observables.

La calibration par fluide cryogénique consiste à viser avec l'antenne une cible corps noir enveloppée dans un film de polystyrène et immergée dans un fluide cryogénique dont les coefficients de réflexion doivent être connus précisément. Par exemple l'azote liquide (LN2) à une température de 290 K et une longueur d'onde de 2.2 mm aura une température de brillance de 97.05 K (McGrath et Hewinson 2001). Il s'agit alors de minimiser l'erreur entre les valeurs de températures de brillance mesurées et la valeur connue. Pour un radiomètre multifréquence, cette calibration permet d'établir un point de calibration précis pour chaque fréquence (Ulaby et al. 1981, McGrath et Hewinson 2001, Cimini et al. 2003). Il existe d'autres techniques de calibration notamment la calibration par tipping (basculement de faisceau) qui sera détaillée dans le chapitre suivant.

## 2.8 Radiomètres microondes pour des mesures à partir de la surface terrestre

Des radiomètres bi-longueurs d'onde ont été conçus pour la mesure de quantités intégrées, notamment de la vapeur d'eau et de l'eau liquide. Parmi ces radiomètres nous citons :

- le radiomètre troposphérique de vapeur d'eau TROWARA (Peter et Kämpfer 1992), développé par l'université de Bern. Il travaille aux fréquences 21 et 31GHz.

- le radiomètre microondes MWR (Liljegren 2000), de la compagnie Radiometrics, travaille aux fréquences 23.8 et 31.4 GHz.

D'autres radiomètres sont destinés à la mesure des profils de température de la couche limite atmosphérique. Notamment le profileur météorologique de température MTP5 (Kadygrov et Pick 1998), développé par la firme russe ATTEX, travaille à la fréquence 61 GHz.

Le radiomètre microondes pour la cartographie des nuages MICCY (Crewell et al. 2001), développé par l'université de Bonn, dispose de 10 canaux de fréquence autour de 22.234 GHz, 10 autour de 60 GHz et 2 autour de 90 GHz.

Des radiomètres dédiés à la mesure de profils de vapeur d'eau, d'eau liquide et de température ont été réalisés :

- le radiomètre microondes ciel total ASUMUWARA (Martin et al. 2003), de l'université de Bern, dispose de 9 canaux microondes répartis dans l'intervalle 18-151 GHz. Il est muni d'un thermomètre infrarouge pour la détection de la base des nuages, de différents capteurs météorologiques et d'une caméra ciel total.

- le radiomètre microondes profileur d'atmosphère TP/WVP (Ware et al. 2003, Liljegren 2004) de la compagnie Radiometrics, dispose de 5 canaux microonde répartis dans l'intervalle 22-30 GHz et de 7 canaux dans l'intervalle 51-59 GHz. Il est muni d'un thermomètre infrarouge et de différents capteurs météorologiques. Ce radiomètre sera détaillé dans le chapitre suivant.

# Chapitre 3

# Description du radiomètre TP/WVP-3000 et prétraitement des données

## 3.1 Préambule

Nous allons, dans la première partie de ce chapitre, présenter le radiomètre microonde multifréquences profileur d'atmosphère **TP/WVP3000** développé par Radiometrics Corporation, Boulder, Colorado. Après une description générale de l'appareil, nous expliquons comment s'effectue la mesure radiométrique avec des exemples de fichiers de sortie. La deuxième partie est consacrée aux données utilisées pour nos applications et à leur prétraitement.

## 3.2 Description et fonctionnement du radiomètre

Les dimensions du radiomètre sont 50* 28 *76 cm et son poids de 32 kg, ce qui en fait un appareil de mesure de faible encombrement et facilement transportable. La figure 3.1 représente un schéma de l'instrument.

Il est composé d'un miroir plan monté sur un axe rotatif, lui permettant d'observer le ciel avec un angle zénithal de +-90°, sur lequel l'onde se réfléchit, après avoir traversé le radôme.

L'onde est ensuite collectée et focalisée par l'antenne, puis transmise au récepteur microondes. Ce dernier convertit le signal qui est acheminé à travers des ports de type RS232 au PC portable. Celui-ci traite les données et pilote le radiomètre à l'aide d'un logiciel écrit en FORTRAN. Les fichiers de sorties sont au format ASCII.

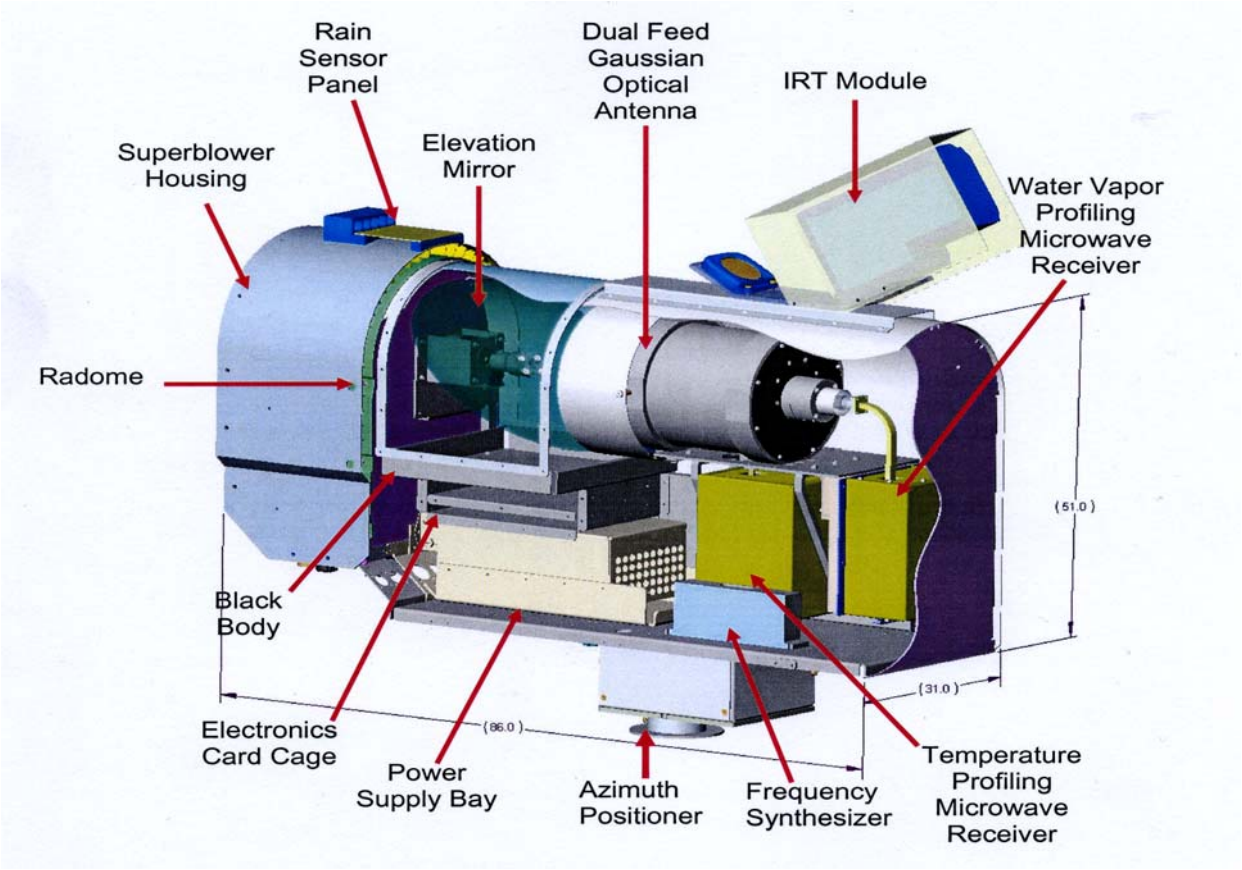



Figure 3.1 : *Schéma du radiomètre TP/WVP-3000.*

Une cible de référence, corps noir, permet de calibrer les mesures. Des capteurs météorologiques complètent les mesures et un ventilateur évite la formation de condensation sur le radôme.

Un détecteur de pluie, situé à l'extérieur sur le capot du radiomètre, déclenche, en cas de précipitation, un radiateur qui réchauffe l'air expulsé par le ventilateur, à environ 25°C. Ceci favorise l'évaporation des gouttes qui se déposent sur le radôme. Il indique également, dans une colonne de commentaires des fichiers de sortie, les mesures effectuées lors d'événement de pluie qui seront alors considérées avec précaution.

Un thermomètre infrarouge placé au dessus du radiomètre, permet, en présence des nuages, de mesurer leur température de base.

Comme le montre le schéma de la figure 3.2, le radiomètre TP/WVP 3000 est constitué de deux récepteurs d'architecture similaire couvrant les deux domaines de fréquence : Bande V entre 51 et 59 GHz pour la température et bande K et Ka entre 22 et 30 GHz pour la vapeur d'eau.

De façon similaire au schéma de la figure (2.6), les principaux éléments de chacun de ces deux récepteurs, sont une antenne cornet à faisceau gaussien, un dispositif d'injection à diode de bruit, un isolateur à double jonction, un mélangeur, un amplificateur à fréquence intermédiaire, un amplificateur vidéo, et un oscillateur très stable.

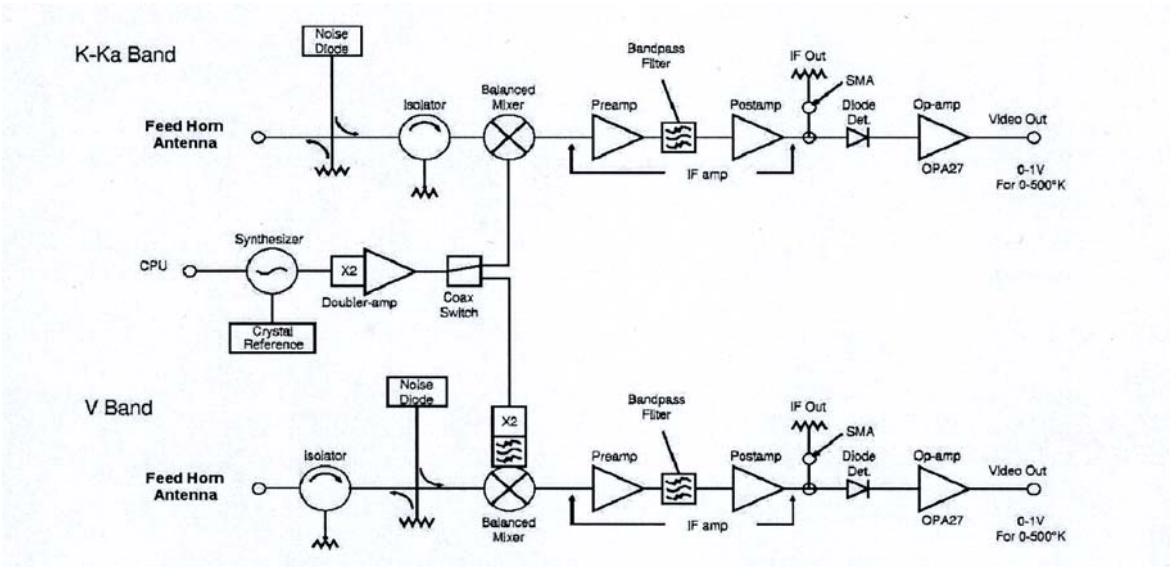



Figure 3.2 : *Schéma du récepteur du radiomètre TP/WVP 3000.*

Le récepteur reçoit en entrée la puissance de l'antenne et fournit une tension proportionnelle à la température de l'antenne (plus le bruit de l'antenne et du récepteur) au convertisseur tension-fréquence du radiomètre par l'intermédiaire d'un détecteur quadratique. Le choix des fréquences du récepteur est opéré en actionnant alternativement les oscillateurs locaux. Le calibrage de la température de brillance est effectué à l'aide d'une source de bruit injectée à l'entrée (supplémentaire à la température d'antenne). Les oscillateurs locaux et la source de bruit sont alimentés par le circuit analogique du radiomètre et commandés par le circuit numérique de celui-ci.

La température de brillance du ciel est mesurée de la façon suivante : le cône de réception à petit angle de l'antenne (2° à 3° pour les fréquences 51-59 GHz, 5° à 6° pour les fréquences 22-30 GHz) est orienté avec le miroir plat tournant. Le signal est guidé jusqu'au mélangeur

via un isolateur à double jonction, qui permet de bloquer les fréquences radio émises par le mélangeur et d'éviter ainsi qu'elles ne soient détectées par l'antenne.

Le mélangeur, en utilisant un synthétiseur de fréquences très stable, convertit le signal en un signal de bande de base. Ce dernier est amplifié, filtré, détecté, amplifié encore, et numérisé par un convertisseur de tension-à-fréquence. Le signal est envoyé au PC portable où il est converti en température de brillance par les algorithmes du programme Fortran. Les profils de vapeur d'eau, d'eau liquide, et de température sont calculés par le réseau de neurones, installé sur le PC, dans lequel on introduit les coefficients d'inversion spécifiques au site.

Les profils d'humidité relative sont calculés à partir des profils de température et de vapeur d'eau.

## 3.3 Restitution des profils des paramètres atmosphériques

Le radiomètre TP/WVP 3000 permet, à partir de la mesure des températures de brillance à 12 fréquences radiométriques, la restitution de profils continus sur 10 km d'altitude de :

- Température,
- vapeur d'eau,
- eau liquide,
- humidité relative,

ainsi que des mesures ponctuelles de :

- température de base des nuages,
- vapeur d'eau intégré,
- eau liquide intégré,
- paramètres météorologiques de surface : pression, température et humidité relative.

Le modèle d'absorption spectroscopique utilisé par le radiomètre TP/WVP3000 est celui de Liljegreen et al. (2004). Ce modèle est basé sur les spectres synthétiques issues de la banque de données spectroscopique (atmosphérique et planétologique) HITRAN (USA) (Rothman et al. 2005).

L'établissement des profils de vapeur d'eau, de température et d'eau liquide est basé sur des mesures de températures de brillance radiométriques dans des canaux de 300 MHz de largeur centrés sur les fréquences : 22.035, 22.235, 23.835, 26.235, 30.0, 51.25, 52.28, 53.85,

59.94, 56.66, 57.29, et 58.8 GHz (Ware et al. 2003, Solheim et al. 1998, Liljegren 2004). Ces fréquences ont été choisies sur la base des maximums des fonctions de poids et de leurs largeur afin d'optimiser la précision de la restitution des profils (Annexe B).

Le spectre vertical d'absorption d'une atmosphère typique de latitude moyenne avec un nuage de 1 km d'épaisseur et de 0.5 g/m$^3$ d'eau liquide à ces fréquences est représenté sur la figure 3.3.

On observe le pic d'absorption de la vapeur d'eau à 22.2 GHz et celui de l'oxygène à 60 GHz. Le spectre de l'eau liquide augmente approximativement comme le carré de la fréquence dans cette région. On constate que les pics s'élargissent lorsque la pression augmente.

Le profil de température peut être établi en mesurant l'intensité du spectre le long du pic de l'oxygène. Le principe repose sur le fait que l'oxygène est uniformément réparti dans l'atmosphère. En partant du centre, où l'opacité est telle que le radiomètre ne voit que le signal issu de la couche atmosphérique la plus basse, et en se décalant vers le bord du pic où le radiomètre voit de plus en plus loin dans l'atmosphère, on peut obtenir une information en fonction de l'altitude. Sachant que l'émission de l'oxygène, à chaque altitude, est proportionnelle à la température locale, on peut alors par inversion du jeu de mesure retrouver le profil de température.

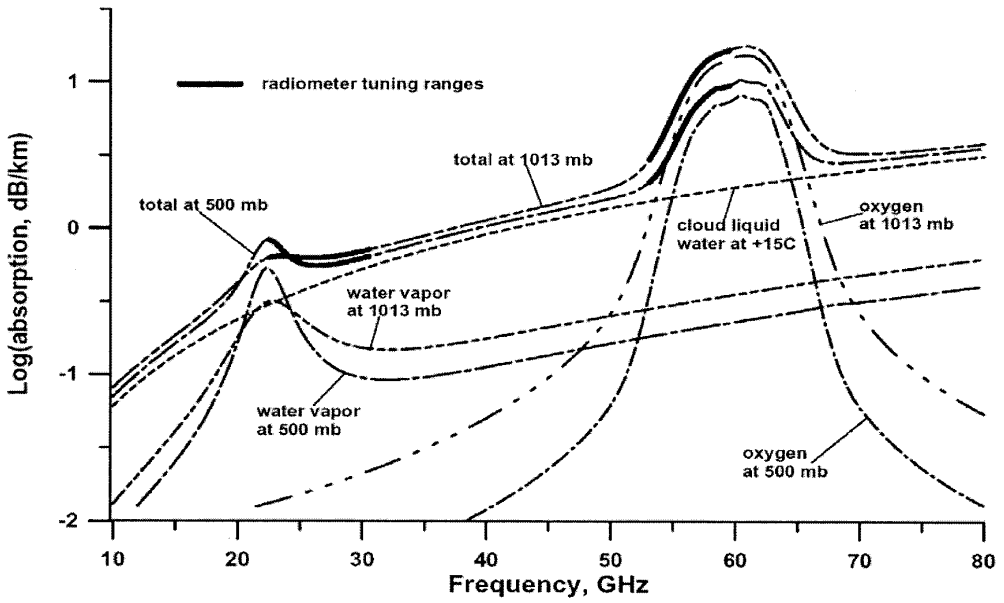



Figure 3.3 : *Spectre vertical d'absorption des constituants de l'atmosphère pour deux altitudes différentes 500 et 1013 mb. Les fréquences radiométriques sont représentées en gras (Ware et al. 2003).*

Le profil de vapeur d'eau peut être obtenu en observant l'intensité et l'allure de son spectre étalé avec la pression. Les satellites établissent leurs profils de vapeur d'eau à 183 GHz. A cette fréquence, l'opacité cache l'émission terrestre qui est mal connue et par conséquent élimine une source d'erreur. Cependant il leur est impossible d'observer les basses couches de l'atmosphère. Les radiomètres terrestres fonctionnent à 22 GHz, autour du pic de résonance de la vapeur d'eau. Celui-ci est étroit pour les hautes altitudes et s'élargit pour les basses altitudes où la pression augmente. L'intensité de l'émission étant proportionnelle à la densité de vapeur, on peut en balayant le spectre et à l'aide de méthodes d'inversion retrouver les profils de vapeur d'eau.

Le spectre de l'eau liquide étant approximativement fonction du carré de la fréquence, les profils d'eau liquide peuvent être obtenus en balayant la distribution des douze fréquences radiométriques observées et à l'aide de méthodes d'inversion mathématique. L'information de la base des nuages fournie par un thermomètre infrarouge améliore les résultats.

Pour obtenir des profils à partir des températures de brillance, le logiciel du radiomètre utilise des coefficients d'inversion calculés préalablement par un réseau de neurones. Les paramètres de ce dernier sont basés sur un apprentissage avec une banque de données de plusieurs années de radiosondages, effectués sur le site où doit être mis en place le radiomètre, sur les paramètres météorologiques et sur la température de la base des nuages mesurés par le radiomètre (Solheim et al. 1998). Il s'est avéré que cette méthode était la plus performante comparativement à d'autres types d'inversions, comme l'itération newtonienne ou la régression linéaire.

# 3.4 Mesure radiométrique

## 3.4.1. Température de brillance du ciel

L'appareil mesure l'énergie incidente et la convertit en température équivalente de brillance corps noir $T_A$ pour chaque canal de fréquence observé.

$$T_A = T_{ref} + \frac{V_A - V_{ref}}{G} \tag{3.1}$$

où $T_{ref}$ représente la température ambiante du corps noir de référence, $V_A$ et $V_{ref}$ sont les signaux observés en regardant respectivement le ciel et la cible de référence. Le gain du système $G$ est très sensible à la température de ce dernier. On le détermine pour chaque cycle

de mesures. Pour cela, une diode de bruit calibrée injecte directement un signal microonde dans le système. On évalue le gain comme suit :

$$G = \frac{V_{ref+nd} - V_{ref}}{T_{nd}} \tag{3.2}$$

$V_{ref+nd}$ et $V_{ref}$ sont les signaux observés lorsque l'on regarde la cible de référence respectivement avec et sans la diode de bruit. $T_{nd}$ est la température de sortie de la diode.

En combinant les deux équations 3.1 et 3.2, on obtient (Liljegren 1994) :

$$T_A = T_{ref} + T_{nd} \frac{V_A - V_{ref}}{V_{ref+nd} - V_{ref}} \tag{3.3}$$

La mesure des trois signaux est effectuée à chaque cycle de mesure et pour chaque fréquence. Le miroir est d'abord orienté vers le ciel. Les oscillateurs locaux sont séquentiellement réglés pour chaque fréquence et le signal est enregistré. Le miroir s'oriente ensuite vers la cible de référence, où le signal est enregistré avec et sans la diode de bruit. On mesure également la température de cette référence. On peut alors déterminer $T_A$, la température du ciel.

### 3.4.2. Calibration par basculement de faisceau (Tipping)

La calibration absolue de la bande vapeur d'eau (20-30 GHz) est réalisée par la méthode du basculement de faisceau. Cette opération ne peut se faire que lorsque le ciel est clair, l'atmosphère étant supposée stratifiée. Cette procédure est réalisée automatiquement par l'appareil. Le paramètre à calibrer est $T_{nd}$. On mesure l'épaisseur optique $\tau$, déduite de la température du ciel et d'une valeur de $T_{nd}$ ancienne ou estimée, pour différents angles d'élévation $\theta$ .

$$\tau(\theta) = \tau_{zenith}\, m(\theta) \qquad \text{avec} \quad m(\theta) = \frac{1}{\sin(\theta)} \tag{3.4}$$

$$\tau = \ln\left(\frac{T_m - T_c}{T_m - T_A}\right) \tag{3.5}$$

$T_m$, est la température moyenne de l'atmosphère déterminée à partir de données climatologiques ou par la température au sol et l'humidité relative. $T_c$ est la température cosmique du fond du ciel.

On représente ainsi $\tau$ en fonction de $m$. A l'aide d'une régression linéaire on détermine une droite dont la pente est la vraie valeur de $\tau$ au zénith, la température du ciel au zénith s'exprime :

$$T_{AP(zénith)} = T_c e^{-\tau} + T_m (1 - e^{-\tau}) \tag{3.6}$$

Le gain s'écrit :

$$G = \frac{V_A - V_{ref}}{T_A - T_{ref}} \tag{3.7}$$

d'où l'on déduit la température de sortie de la diode de bruit (Liljegren 2000) :

$$T_{nd} = \frac{V_{ref+nd} - V_{ref}}{G} \tag{3.8}$$

Dix minutes sont nécessaires pour établir une acquisition avec basculement de faisceau. Il est recommandé d'en effectuer au minimum quatre par jour pour maintenir une calibration fiable de l'appareil.

La calibration de la bande température (50-60 GHz) est réalisée par azote liquide environ une fois tous les 6 mois pour assurer une bonne précision de la mesure.

### 3.4.3. Sources d'erreurs

Les différentes sources d'erreurs que l'utilisateur doit prendre en compte sont :

- Le soleil : lorsque l'on pointe l'antenne du radiomètre vers le soleil, la température de brillance du ciel peut augmenter de 60K. S'il est situé dans le premier lobe, soit à environ 10° de l'axe de l'antenne, *T* augmentera de moins de 1K. Les mesures doivent s'effectuer à 15° du soleil au minimum.
- Les coefficients d'inversion, qui dépendent du site, doivent être représentatifs de ce dernier. Ils doivent être issus d'une banque de données radiosondages suffisamment longue.
- La précision de calibration est cruciale.

- En présence d'eau sur la fenêtre diélectrique du radiomètre, la température mesurée est erronée. Dans ce cas, un marqueur est présent dans les fichiers de données.
- Des interférences avec d'autres radiofréquences peuvent causer des pics sur les données. L'appareil sera donc placé à l'abri de tels phénomènes.

### 3.4.4. Exemple de fichier de sortie

Le logiciel crée plusieurs types de fichiers de sortie au format ASCII.

- Les fichiers * .TB donnent les valeurs de température de brillance :

| mm | dd | yy | hh | mm | ss | Tamb | Rh(%) | TkBB | Azim | Elev | Rain | 22.235 | 23.035 | 23.835 | 26.235 | 30.000 | …….. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 04 | 06 | 01 | 10 | 00 | 46 | 293.91 | 68.01 | 297.58 | 0.00 | 90.00 | N | 50.456 | 48.840 | 44.407 | 32.837 | 31.483 | |
| 04 | 06 | 01 | 10 | 10 | 58 | 294.03 | 64.95 | 298.16 | 0.00 | 90.00 | N | 48.056 | 46.391 | 41.321 | 27.639 | 23.784 | …….. |
| 04 | 06 | 01 | 10 | 21 | 08 | 294.44 | 66.40 | 298.76 | 0.00 | 90.00 | N | 47.917 | 46.464 | 41.131 | 27.796 | 23.867 | |

Les premières colonnes indiquent la date et l'heure des mesures. Apparaissent ensuite les différentes mesures au sol : la température ambiante et l'humidité relative, la température du corps noir (Tk, bb), le degré d'élévation zénith et l'azimut (dans le cas présenté nous sommes en visée verticale) et l'indicateur de pluie. Les colonnes suivantes contiennent les valeurs de température de brillance aux fréquences radiométriques.

- Les fichiers *.PRF donnent les profils :

| mm dd yy hh mm ss | Tamb | Rh(%) | Rain | Vint | Lqint | 0.00 | 0.10 | 0.20 | 0.30 | 0.40 | 0.50 | 0.60.. | …… |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| V04/06/01 10:00:46 | 293.9 | 68.0 | N | 2.45 | 0.49 | 12.28 | 11.43 | 10.86 | 10.45 | 10.06 | 9.76 | 9.46 | |
| V04/06/01 10:10:58 | 294.0 | 64.9 | N | 2.54 | 0.11 | 11.83 | 10.96 | 10.37 | 9.93 | 9.54 | 9.26 | 9.01 | … |
| V04/06/01 10:21:09 | 294.4 | 66.4 | N | 2.54 | 0.11 | 12.38 | 11.43 | 10.78 | 10.30 | 9.85 | 9.53 | 9.24 | |

……

Ils sont configurés de la même manière. Les profils sont représentés par 47 valeurs, réparties tous les 0.1 km, de 0 à 1 km, et tous les 0.25 km, de 1 à 10 km. Apparaissent également *Vint* et *Lint*, respectivement les contenus intégrés en eau vapeur et liquide.

### 3.4.5. Visualisation des résultats de mesure

Les figures 3.4 et 3.5 représentent les profils, les mesures de paramètres météorologiques, les quantités intégrées et la température infrarouge visualisés, sur l'écran du PC portable, relié au radiomètre. Nous avons deux configurations possibles : une sortie écran avec le profil de vapeur d'eau et une autre avec le profil d'humidité relative.

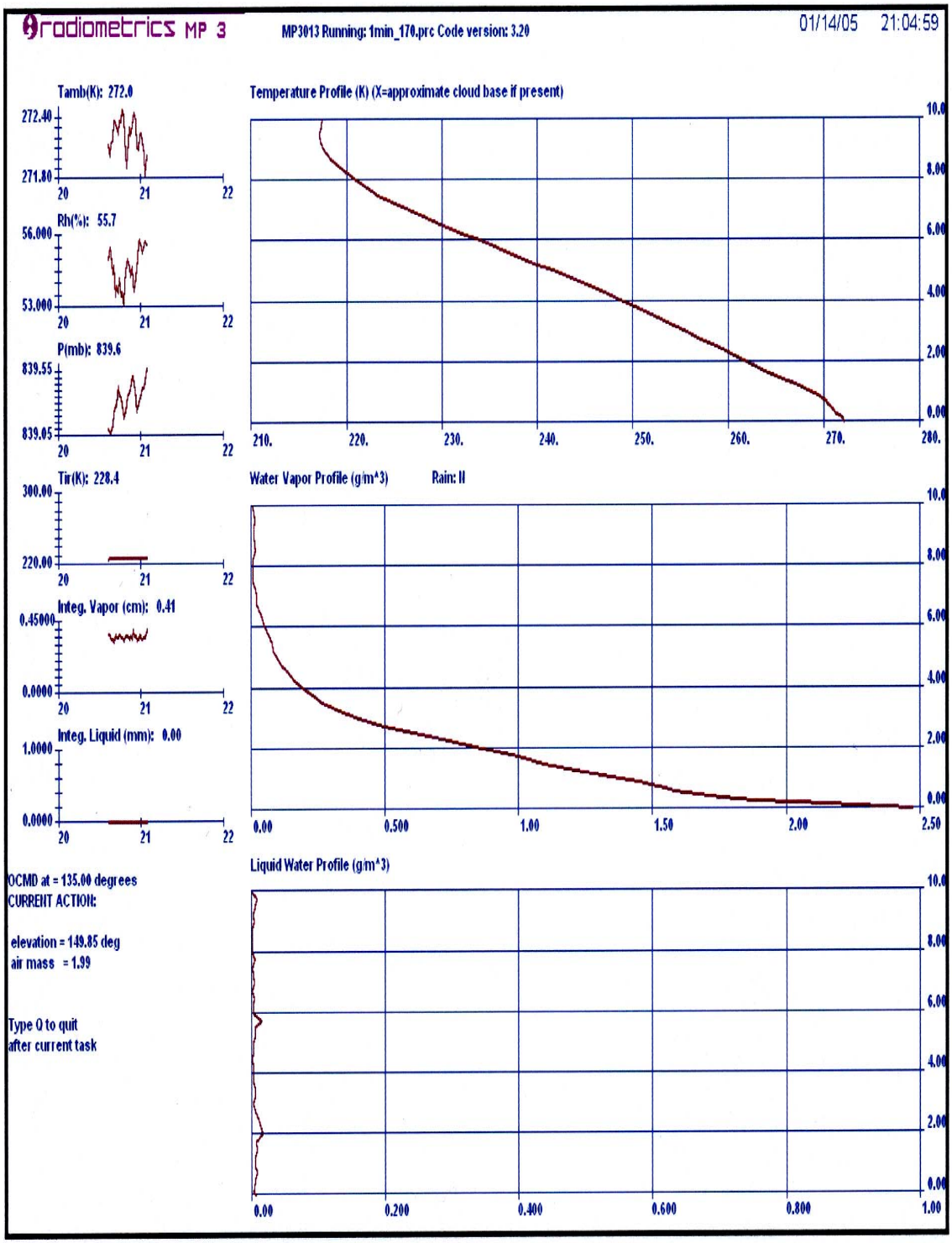



Figure 3.4 : *Sortie écran avec le profil WVC du radiomètre TP/WVP 3000.*

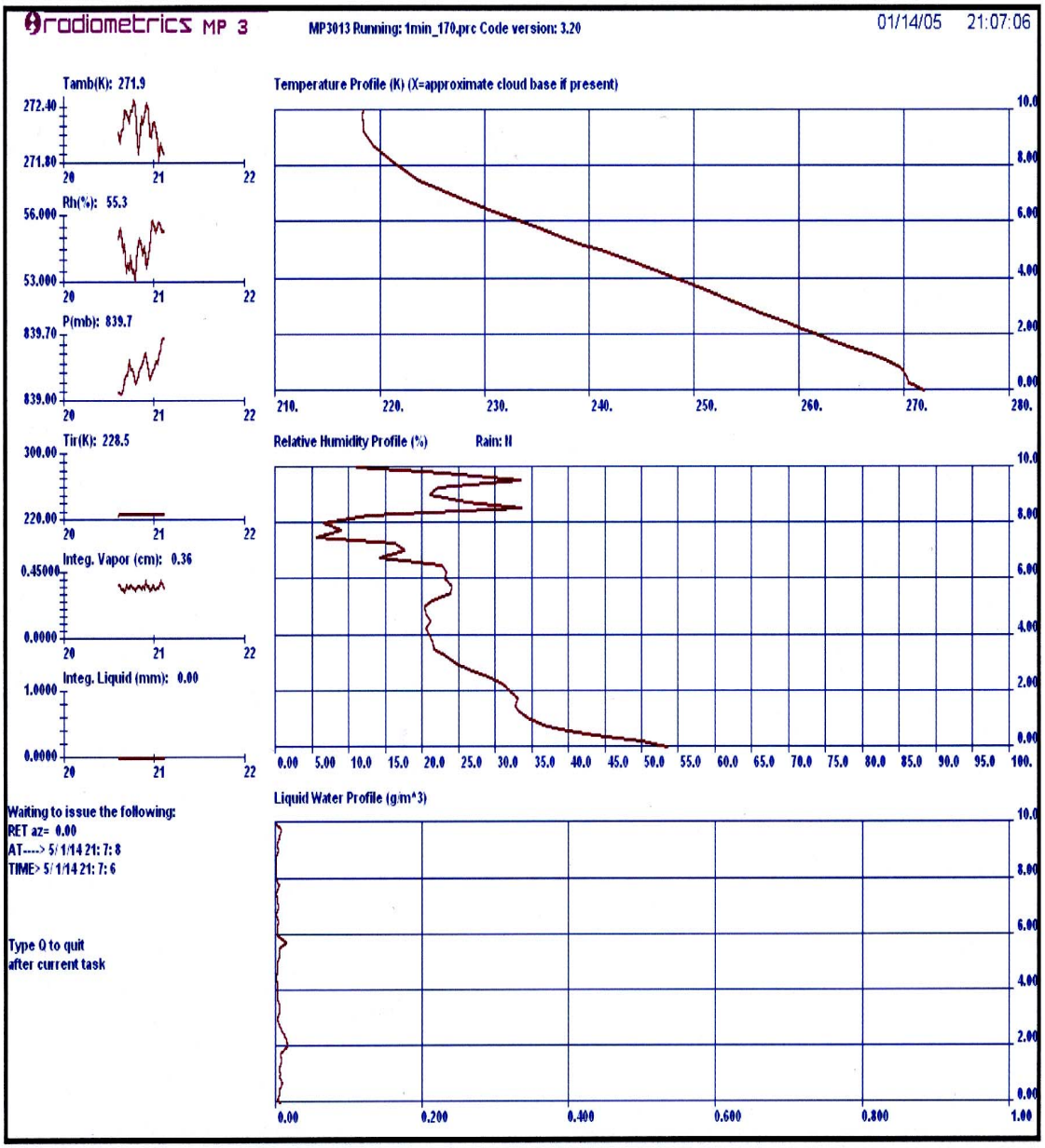



Figure 3.5 : *Sortie écran avec le profil RH du radiomètre TP/WVP 3000.*

Une représentation intéressante est l'évolution des profils sur une certaine durée de manière à obtenir des coupes temporelles des champs de température, de vapeur d'eau, d'eau liquide et d'humidité relative. Sur la figure 3.6 sont représentés les isocontours de ces quatre champs pour la journée du 6 août 2004 entre 9h30 et 12h. L'altitude de la base des nuages que nous avons calculée à partir des températures infrarouges et des profils de température, est représentée en blanc sur le champ de température.

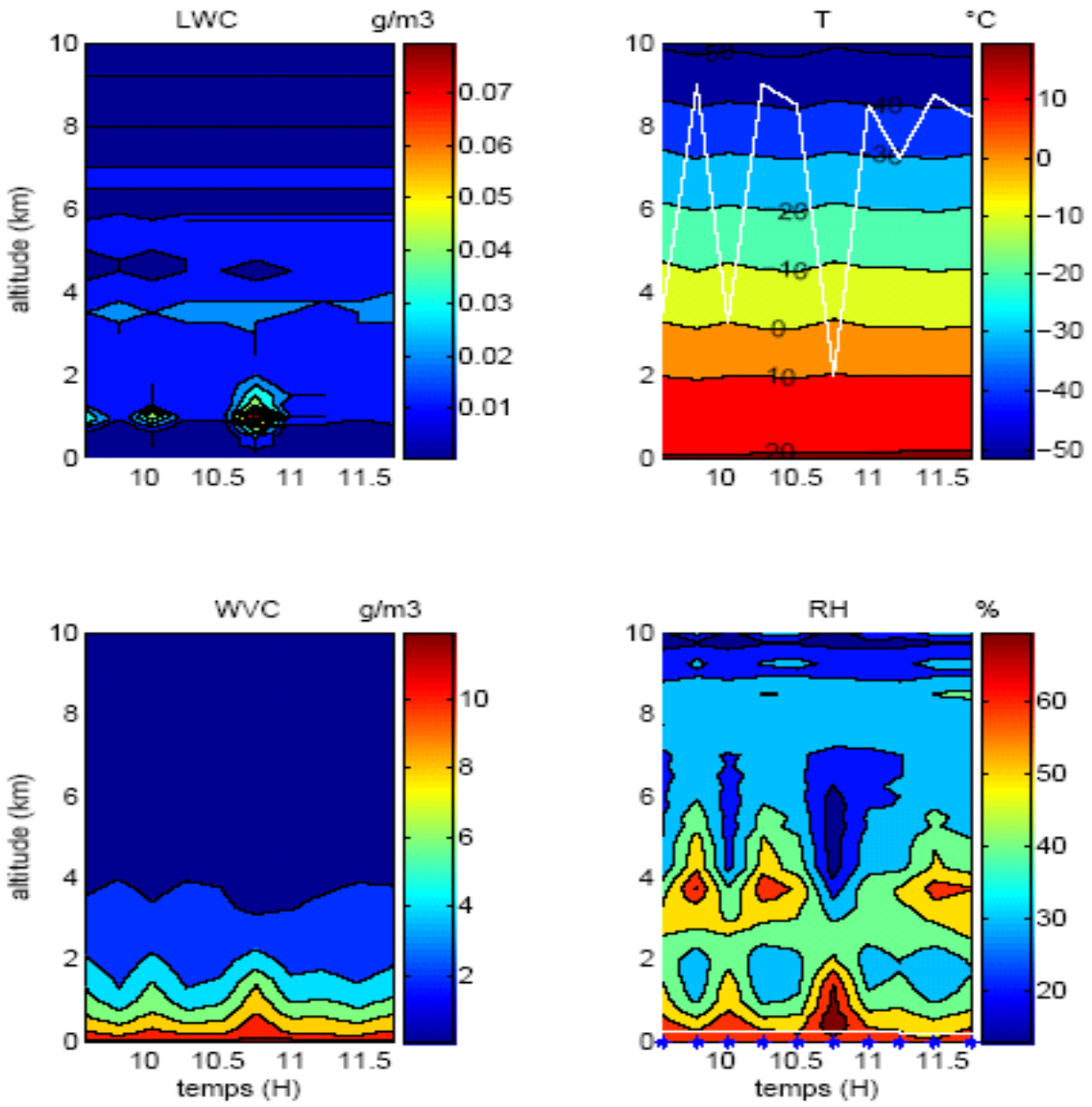



Figure 3.6 : *Evolution en fonction du temps des profils restitués.*

## 3.5 Sites d'études

Les données que nous avons utilisées ont été collectées avec le radiomètre TP/WVP 3000 de Radiometrics Corporation dans trois sites différents : Toulouse (43°56′*N*, 1°.36°′*E*, altitude 158 m), Lannemezan (43°13′*N*, 0°36′*E*, altitude 600 m), Aire sur l'Adour (43°70′*N*, 0°26′*W*, altitude 140 m) dans le sud-ouest de la France.

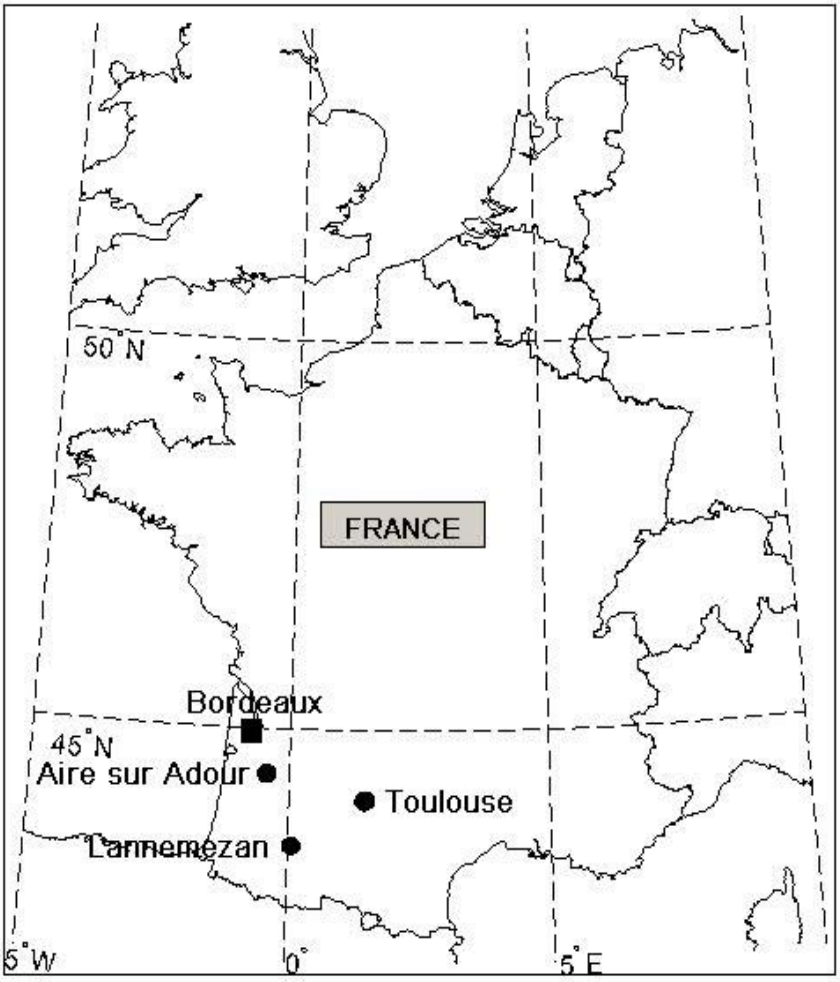



Figure 3.7 : *Localisation des sites de mesures Toulouse, Lannemezan, Aire sur l'Adour. Bordeaux est le site de l'historique radiosondage.*

Les trois sites sont situés dans la zone tempérée de l'hémisphère Nord. Leur proximité avec l'océan Atlantique, dont la température de surface est adoucie par la dérive nord Atlantique, leur permet de bénéficier d'un climat tempéré océanique (Martyn 1992). Les vents dominants de secteur ouest, souvent chargés d'humidité, prolongent vers l'intérieur les influences maritimes adoucissantes. Les coefficients de régression du réseau neuronal, pour les trois sites, sont issus de dix années de données de radiosondages, effectués à la station météorologique de Bordeaux-Mérignac (44°50′*N*, 0°42′*W*, altitude 49 m) (Fig. 3.7). Ce choix est motivé par le fait que la région de Bordeaux-Mérignac est représentative des sites étudiés puisqu'elle est située dans la même région climatique.

## 3.6 Données collectées

Les caractéristiques techniques du radiomètre et des données utilisées sont présentées respectivement dans les tableaux 3.1 et 3.2.

Tableau 3.1 : *Caractéristiques techniques du radiomètre, Tkbb : température de la cible corps noir, $T_{AP}$ température mesurée, ΔT=Tambiante-Tnuage.*

| Paramètres | Caractérisation |
|---|---|
| Période de mesure | De 20 s à 15 min |
| Précision des températures de brillance (K) | 0.2+0.002*($Tkbb$-$T_{AP}$) |
| Résolution (dépend du temps d'intégration) | 0.1 - 1K |
| Résolution de l'antenne et lobes secondaires<br>22 à 30 GHz<br>51 à 59 GHz | <br>4.9 à 6.3° -24 dB<br>2.4 à 2.5° -27 dB |
| Temps d'intégration | 0.1 à 2.5 s |
| Bande passante en prédétection | 300 Mhz |
| Précision des capteurs de surface<br>Température (-50° à +50°C)<br>Humidité relative (0 à 100%)<br>Pression barométrique (800 à 1060 mb)<br>Température infrarouge | <br>0.5° à 25°C<br>2%<br>0.3 mb<br>(0.5+0.07*$\Delta T$)°C |
| Conditions de fonctionnement environnementales<br>Température<br>Humidité relative<br>Altitude<br>Vitesse du vent | <br>-40° à +40°C<br>0 à 100%<br>-300 à 3000 m<br>100 km/h à 200 km/h |
| Besoins en puissance<br>Radiomètre (100 à 250 VAC/50 à 60 Hz)<br>ventilation (100 à 125 VAC/50 à 60 Hz) | <br>200 w max<br>100 w max |

Tableau 3.2 : *Caractéristiques des données radiométriques brutes.*

| Localisation du Radiomètre | Période d'observation | Nombre de jours | Nombre de profils par jour | Nombre de profils | Période de mesure |
|---|---|---|---|---|---|
| Aire sur l'Adour | Mars 2007, 13-15 | 21 | 3756 | 78876 | 23s |
| | Mars 2007, 29-31 | | | | |
| | Avril 2007, 1-15 | | | | |
| Toulouse 1 | Décembre 2006, 1-18 | 38 | 1440 | 54720 | 60s |
| | Janvier 2007, 1-20 | | | | |
| Toulouse 2 | Janvier 2008, 21-31 | 77 | 3756 | 289212 | 23s |
| | Février 2008, 1-29 | | | | |
| | Mars 2008, 1-31 | | | | |
| | Avril 2008, 01-06 | | | | |
| Lannemezan 1 | Janvier 2007, 26-31 | 32 | 1440 | 46080 | 60s |
| | Février 2007, 1-27 | | | | |
| Lannemezan 2 | Avril 2007, 24-30 | 60 | 3756 | 225360 | 23s |
| | May 2007, 1-29 | | | | |
| | Juin 2007, 5-28 | | | | |
| Lannemezan 3 | Juillet 2007, 2-31 | 141 | 3756 | 529596 | 23s |
| | Août 2007, 1-31 | | | | |
| | Septembre 2007, 1-30 | | | | |
| | Octobre 2007, 1-31 | | | | |
| | Novembre 2007, 1-19 | | | | |
| Total | | 369 | | 1223844 | |

## 3.7 Analyse des séries temporelles

Les figures 3.8 et 3.9 montrent deux séries temporelles de neuf jours saisies pendant des campagnes de tests comparatifs :

- du 1 au 9 novembre 2004 à Cabauw aux Pays-Bas,
- du 1 au 9 avril 2004 à Toulouse en France.

Les paramètres représentés sont :

- l'eau intégrée *ILW1,* issue des données brutes du radiomètre,
- la vapeur d'eau intégrée *IWV1*, issue des données brutes du radiomètre,
- l'eau intégrée *ILW2*, calculée à partir des profils d'eau liquide *LWC*,
- la vapeur d'eau intégrée *IWV2*, calculée à partir des profils de vapeur d'eau *WVC*,
- l'indicateur de pluie *ind*,

- la température infrarouge de la base des nuages *TIR,*
- l'altitude de la base des nuages *Base,*
- la température de surface *TamS*.

L'altitude de la base des nuages est déduite des profils de température *T* restitués et de la température infrarouge de la base *TIR* mesurée par le thermomètre infrarouge situé sur le capot du radiomètre.

En effet à un temps *t*, l'altitude de la base des nuages exprimée en km s'écrit :

$$Base(t)=Altitude(\min\ (T(t)-TIR(t)) \tag{3.9}$$

Les contenus intégrés en eau liquide et vapeur d'eau *ILW* et *IWV* à un temps *t,* exprimés respectivement en cm et mm sont calculés comme suit :

$$IWV(t) = 0.0001\left[WVC(t,1) + \sum_{n=2}^{n=11} 100\ WVC(t,n) + \sum_{n=12}^{n=47} 250\ WVC(t,n)\right] \tag{3.10}$$

$$ILW(t) = 0.001\left[LWC(t,1) + \sum_{n=2}^{n=11} 100\ LWC(t,n) + \sum_{n=12}^{n=47} 250\ LWC(t,n)\right] \tag{3.11}$$

où *LWC(t,n)* et *WVC(t,n)* représentent respectivement le contenu en eau liquide et en vapeur d'eau à un temps *t* et à un niveau altitude *n*. Rappelons que les profils comportent 47 niveaux altitude dont 10 de 0 à 1 km, distants de 100 m, et 37 de 1.25 km à 10 km, distants de 250 m.

La variable *Ind* représente l'information sur la présence de précipitation lors de la mesure des températures de brillance. Dans les données brutes un marqueur indique 'N' en cas d'absence de précipitation et 'O' en cas de présence de précipitation. Pour représenter cette variable sur les figures 3.8 et 3.9, nous lui attribuons la valeur 1 en cas de précipitation et la valeur 0 dans le cas contraire.

Les températures infrarouges (*TIR*) évoluent pour ces séries temporelles entre 11.8 °C et -49.8°C. Les altitudes des bases de nuages issues des températures infrarouges varient de 0 km à 10 km. Les bases d'altitudes 0 km correspondent à des cas de précipitations ou de brouillards bas touchant le sol. Les bases d'altitudes 10 km correspondent à des cas de ciel clair donc d'absence de nuages.

La température de surface (*TambS*) exhibe un cycle diurne perturbé en présence de précipitation ou de nuages de faible altitude (Fig. 3.3). Dans le cas non précipitant et d'une

altitude de base continue, la surface au dessous du nuage constitue une zone d'ombre. Dans ce cas, la température de surface reste constante (jour 2 de la figure 3.8). En absence de nuages, les transferts radiatifs induisent un refroidissement de la surface et une diminution de sa température (jour 9 de la figure 3.8).

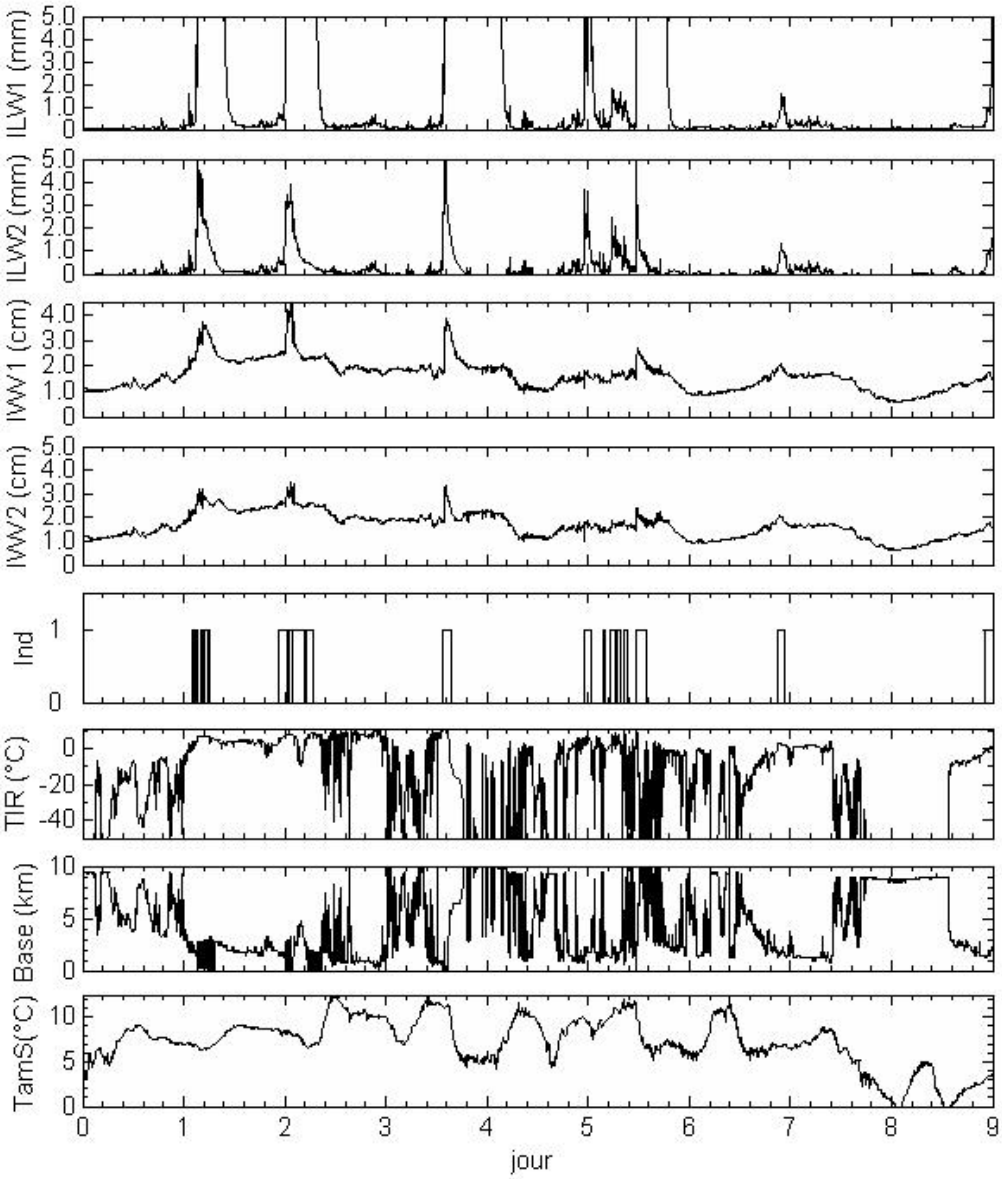



Figure 3.8 : *Séries temporelles de 9 jours :Novembre 2004 du 1 au 9, saisies à Cabauw (Pays bas).*

On observe que les quantités intégrées restituées par le radiomètre et calculées à partir des profils sont différentes dans certains cas. Sur la figure 3.9, ces quantités sont pratiquement identiques. Par contre, sur la figure 3.8, les contenus intégrés d'eau liquide (*ILW*) et de vapeur

d'eau (*IWV*) sont plus importants en présence et à la suite d'événements de précipitation. Ceci est dû à la présence de gouttelettes d'eau sur le radôme. Pour des intensités de pluie élevées, le système de ventilation prévue pour éviter la formation de condensation sur le radôme est inefficace.

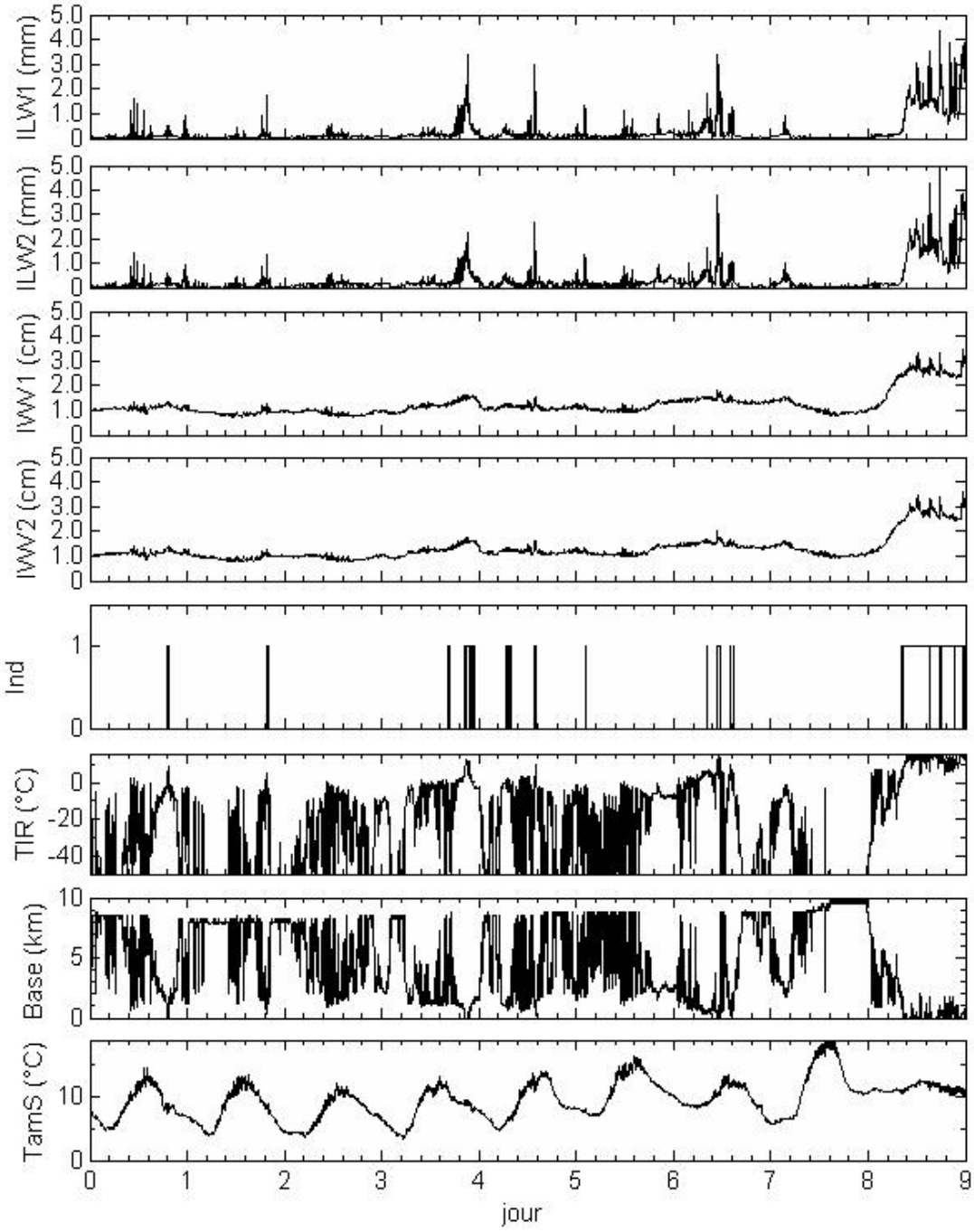



Figure 3.9 : *Séries temporelles de 9 jours :avril 2004 du 9 au 17, saisies à Toulouse (France) .*

## 3.8 Prétraitement des données

L'étude et la paramétrisation des distributions de probabilité de la vapeur d'eau et de l'eau liquide troposphériques nécessitent de longues séries de mesures continues et homogènes. Avant de procéder à l'étude des données et à leur modélisation, nous devons au préalable effectuer un prétraitement sur les données brutes. Ce prétraitement consiste à homogénéiser les données, à détecter et éliminer les données erronées.

### 3.8.1 L'homogénéisation dans le temps

L'homogénéisation temporelle est appliquée sur toutes les sorties du radiomètre (profils et séries temporelles). Les données dont nous disposons ont des périodes d'échantillonnage différentes (23 s, 60 s). Nous construisons une base de données à partir de l'ensemble des échantillons disponibles. Nous homogénéisons temporellement cette base de données en considérant une même période d'échantillonnage pour l'ensemble. Pour le choix de la période d'échantillonnage nous considérons deux critères :

- les exigences des modèles numériques en résolution temporelle,
- la variabilité temporelle de l'atmosphère.

La période d'échantillonnage 92 s (1.5 min) est considérée comme étant convenable pour les modèles. Sur la figure 3.10 nous examinons les conséquences d'un échantillonnage de 2 min sur une série de données brutes de 10 min entre 0:25 UTC et 0:35 UTC du 4 juin 2007 à une altitude de 1 km. Nous constatons qu'en général les fluctuations des données sont bien représentées. Pour l'ensemble de notre étude nous optons pour une période d'échantillonnage d'approximativement 1.5 min. Le tableau 3.3 présente le nombre de profils pour chaque échantillon de données après l'homogénéisation temporelle.

### 3.8.2 L'homogénéisation dans l'espace

La résolution spatiale n'est pas la même le long des profils. Rappelons que pour l'ensemble des profils, elle est de 100 m pour les altitudes de 0 à 1 km (11 niveaux) et de 250 m pour les niveaux de 1 à 10 km (36 niveaux). L'homogénéisation spatiale des données concerne seulement les sorties profils du radiomètre. Elle consiste en l'interpolation des 11 données de 0 à 1 km de chaque profil en cinq données séparées de 250 m. Dans le but de nous éloigner le moins possible des données brutes, l'interpolation est réalisée pour chaque profil de la manière suivante :

- maintenir la valeur brute du niveau 1 qui correspond à l'altitude 0 km
- maintenir la valeur brute du niveau 6 qui correspond à l'altitude 0.5 km
- maintenir la valeur brute du niveau 11 qui correspond à l'altitude 10 km
- calculer la valeur qui correspond à l'altitude 0.25 km en moyennant les valeurs des niveaux 3 (0.2 km) et 4 (0.3 km)
- calculer la valeur qui correspond à l'altitude 0.75 km en moyennant les valeurs des niveaux 8 (0.7 km) et 9 (0.8 km).

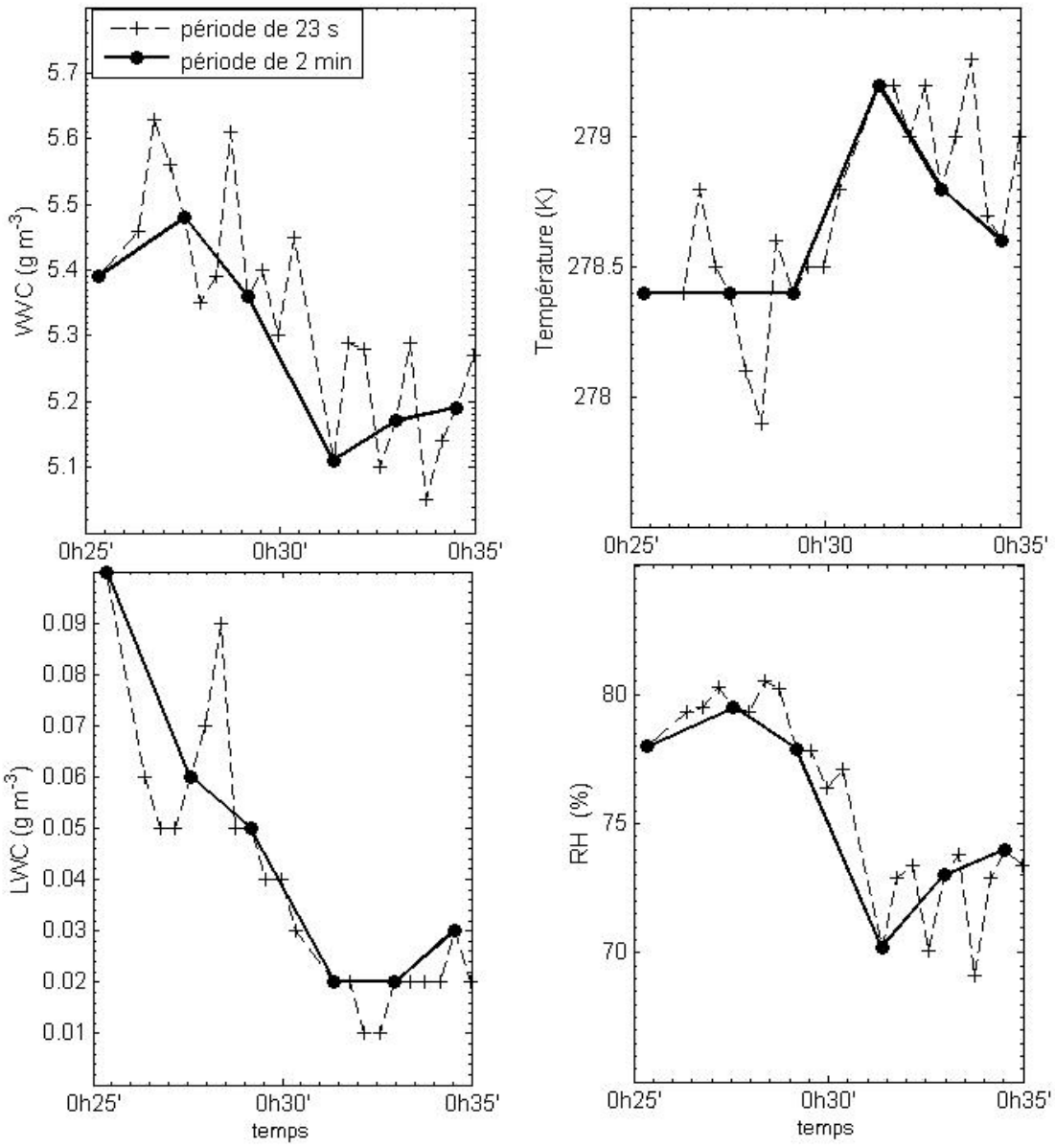



Figure 3.10 : *Données brutes et échantillonnage à 2 min des données pour une altitude de 1 km sur une durée de 10 min.*

Tableau 3.3 : *Homogénéisation dans le temps des données radiométriques.*

| site | profils pris en compte | Nombre de profils des données brutes échantillonnées |
|---|---|---|
| Aire sur l'Adour | 1/4 | 19719 |
| Toulouse1 | 1/2 | 27360 |
| Toulouse2 | 1/4 | 98595 |
| Lannemezan1 | 1/2 | 23040 |
| Lannemezan2 | 1/4 | 56340 |
| Lannemezan3 | 1/4 | 132399 |
| Total | | 364461 |

L'homogénéisation spatiale des données est réalisée après le nettoyage de l'échantillon de données des données erronées. Ce nettoyage, que nous décrivons dans le paragraphe suivant, doit être nécessairement réalisé sur des profils non moyennés.

### 3.8.3 Elimination des données erronées

Les données relatives aux événements de précipitation étant erronées, nous les éliminons des données brutes échantillonnées sur la base de l'indicateur de pluie. Pour éliminer les erreurs résiduelles des données en absence de précipitation, nous procédons en deux étapes :

- Premièrement, retirer tous les profils où figure un contenu en eau liquide (*LWC*) supérieur à un seuil de 3 g $m^{-3}$. Ce seuil correspond à la quantité maximale de contenu en eau liquide rencontrée dans les nuages non précipitants (Pruppacher and Klett 1997). Les valeurs supérieures à 3 g $m^{-3}$ peuvent être la conséquence d'une mesure en présence de gouttelettes d'eau sur le radome.
- Deuxièmement, éliminer les effets d'éventuelles précipitations qui s'évaporent avant d'atteindre le sol (drizzle), en retirant des données de l'étude, tous les profils pour lesquels le contenu intégré d'eau liquide (*ILW*) est supérieur à un seuil de 2 mm (Snider 2000).

Le tableau 3.4 montre le pourcentage des données erronées.

Tableau 3.4 : *Pourcentage des données erronées.*

| Echantillon de données | Total échantillonné | précipitation % | sans précipitation, LWC >3 g m$^{-3}$ % | sans précipitation, LWC <3 g m$^{-3}$ ILW>2 mm % |
|---|---|---|---|---|
| Aire sur L'Adour | 19719 | 3.24 | 0.01 | 1.56 |
| Toulouse1 | 27360 | 9.11 | 0 | 0.2 |
| Toulouse 2 | 98595 | 7.42 | 0.09 | 2.21 |
| Lannemezan 1 | 23040 | 6.62 | 0.03 | 0.7 |
| Lannemezan 2 | 56340 | 10.84 | 0.08 | 0.96 |
| Lannemezan 3 | 132399 | 10.32 | 1.23 | 0.85 |
| Total | 364461 | 8.42 | 0.24 | 1.08 |

## 3.9 Classification des profils

Pour effectuer une étude statistique, il est indispensable de séparer les populations ayant des caractéristiques différentes a priori. L'eau liquide est présente dans l'atmosphère sous forme de nuages ou de précipitations. Selon Gaffen et al. (1993), la vapeur d'eau intégrée est plus importante en présence de nuages qu'en air clair. Pour notre étude, les cas de précipitation étant éliminés, nous devons considérer séparément l'échantillon air nuageux et l'échantillon air clair. L'étude de la vapeur d'eau est réalisée dans trois cas :

- en air clair,
- en présence de nuages,
- sur l'ensemble de l'échantillon,

L'étude de l'eau liquide est réalisée dans un seul cas : en présence de nuages, pour les points nuage.

La classification des données (profils et séries temporelles) en cas air clair et cas nuageux est réalisée à l'aide de la température infrarouge *TIR*. La figure 3.11a représente la distribution de probabilité des températures infrarouges mesurées. Nous observons une probabilité prépondérante de la température minimale (*TIR* = - 49.8 °C). On attribue cette température minimale mesurée par le thermomètre infrarouge à l'absence de nuages donc à l'air clair. La

figure 3.11b représente le détail de la distribution de probabilité des températures infrarouges mesurées supérieures à cette température minimale. Ces températures sont assimilables aux températures des bases de nuages.

Les températures de bases évoluent entre -49.8°C et 17°C avec une première population de nuages ayant les probabilités d'occurrence les plus importante entre 10°C et -10°C et une deuxième population de nuages avec des probabilités moins élevées entre -35°C et -48 °C. Pour les températures entre -10°C et -35°C la probabilité est faible et constante. Les températures supérieures à 10°C ont des probabilités proches de zéro.

Le partage de l'échantillon est réalisé en attribuant des étiquettes de la manière suivante :

- l'étiquette 'air clair' aux données ayant une température infrarouge égale ou inférieure à -49.8°C,
- l'étiquette 'nuageux' aux données ayant une température infrarouge supérieure à -49.8°C.

Le tableau 3.5 présente les échantillons de données nettoyés après le partage en cas 'Clair' et cas 'Nuageux'.

Tableau 3.5 : *Les données radiométriques après élimination des données erronées et classification en données ciel clair et données ciel nuageux.*

| Echantillon de données | Données échantillonnées nettoyées | Clair | | Nuageux | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | Nombre | % | Nombre | % |
| Aire sur L'Adour | 18769 | 6166 | 32.85 | 12603 | 67.15 |
| Toulouse1 | 32360 | 6650 | 20.55 | 25710 | 79.45 |
| Toulouse2 | 65275 | 23754 | 36.39 | 41521 | 63.61 |
| Lannemezan1 | 27839 | 13970 | 50.18 | 13869 | 49.82 |
| Lannemezan2 | 49703 | 8131 | 16.36 | 41572 | 83.64 |
| Lannemezan3 | 115981 | 31384 | 27.06 | 84597 | 72.94 |
| total | 309927 | 90055 | 29.39 | 219872 | 70.61 |

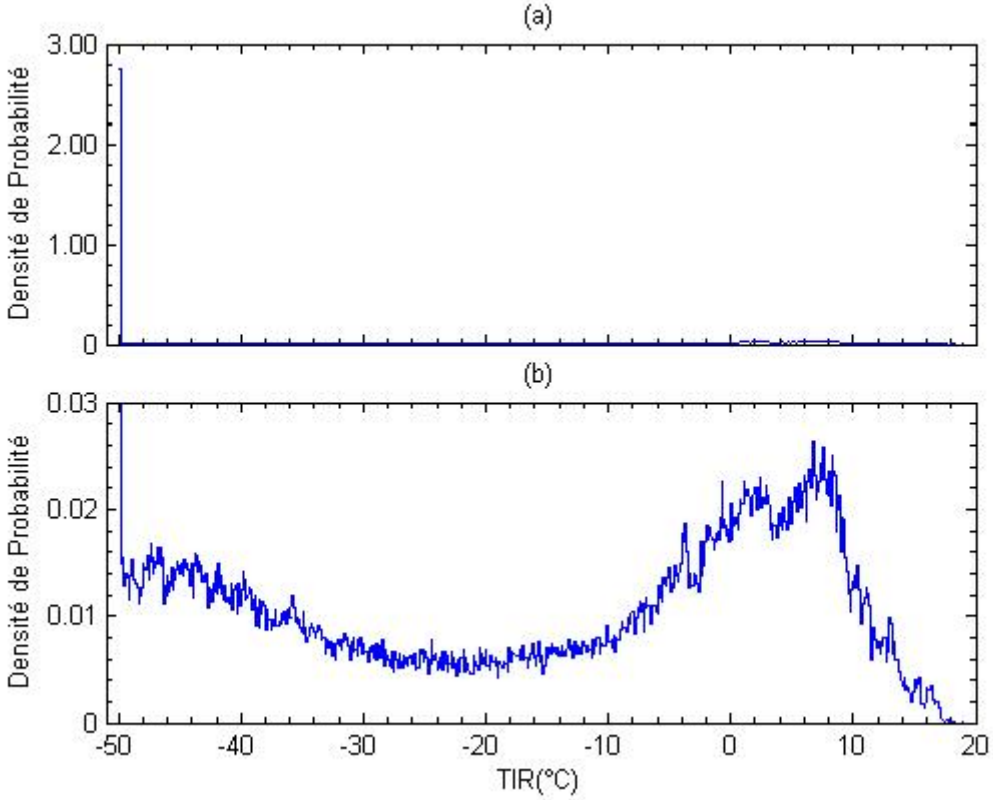



Figure 3.11 : *Distribution de probabilité de la température infrarouge mesurée.*

*a : en général. b : en détail pour TIR >-49.8°C.*

## 3.10 Analyse des profils moyens

Nous disposons des profils de température *TP* de vapeur d'eau *WVC*, d'eau liquide *LWC* et d'humidité relative par rapport à l'eau liquide *RH*. Un autre paramètre qui peut être déduit des données est l'humidité relative par rapport à la glace *RHI*. Nous construisons les profils de *RHI* à partir des profils de *RH* et de *TP* comme suit :

$$RHI(n,t) = RH(n,t)\frac{e_s\left[TP(n,t)\right]}{e_{si}\left[TP(n,t)\right]} = RH(n,t)\frac{\rho_s\left[TP(n,t)\right]}{\rho_{si}\left[TP(n,t)\right]} \tag{3.12}$$

$$(n = 1.....41) \quad (t = 1....nombre\ de\ profils)$$

où *RHI(n,t)* représente l'humidité relative par rapport à la glace pour un niveau *n* à un temps *t*.

Les pressions saturantes par rapport à l'eau $e_s$ et par rapport à la glace $e_{si}$ sont calculées à partir des profils de température (Murray 1967) :

$$\log\left(e_s\left[TP(n,t)\right]\right) = 7.5\frac{TP(n,t)}{TP(n,t)+237,3} + 0.7858 \tag{3.13}$$

$$\log\left(e_{si}\left[TP(n,t)\right]\right) = 9.5\frac{TP(n,t)}{TP(n,t)+265.5} + 0.7858 \tag{3.14}$$

où log désigne le logarithme décimal. $e_s$ et $e_{si}$ sont exprimées en hPa et $TP$ en °C.

Les figures 3.12 et 3.13 représentent les profils moyens globaux et les profils moyens conditionnels. Les profils moyens globaux sont calculés en effectuant la moyenne de tous les profils pour chacun des 41 niveaux $n$ pour chaque paramètre. Les profils moyens conditionnels sont calculés en effectuant la moyenne des profils conditionnels. Ces profils conditionnels, pour chaque paramètre, sont obtenus en considérant seulement les points profils pour lesquels le contenu en eau liquide est non nul. Nous observons une décroissance quasi linéaire de la température avec l'altitude. Une légère diminution de la pente s'opère autour de 9-10 km. Cette diminution indique que l'on s'approche de la tropopause. Pour le cas clair, on remarque une inversion de la température dans les basses couches. Cette inversion est due au refroidissement diurne, plus intense en absence de nuages.

Les profils moyens du contenu en eau liquide indiquent la présence de l'eau dans la troposphère jusqu'à des températures de l'ordre de -40°C. L'eau mesurée dans le cas clair est due à une erreur de classification de profils. En effet, l'ouverture du faisceau infrarouge est plus faible que celle des fréquences radiométriques. Peut se présenter le cas (Fig. 3.14) où le faisceau infrarouge de faible ouverture ne détecte pas de base de nuage, alors que de l'eau est présente dans une partie du faisceau microonde.

Les contenus moyens de vapeur d'eau diminuent avec l'altitude et donc avec la température. Pour les altitudes supérieures à 7 km les quantités de vapeur d'eau sont très faibles. Dans le cas nuage, les humidités relatives par rapport à la glace et à l'eau sont plus importantes qu'en air clair puisqu'on est plus proche de la saturation.

Une autre représentation des profils moyens en stratifiant la troposphère en couche de température est possible en utilisant les profils de température. Les profils des autres paramètres sont réarrangés en fonction des températures observées à la verticale (Fig 3.14). Nous observons pour le contenu en eau liquide moyen conditionnel des valeurs minimales de

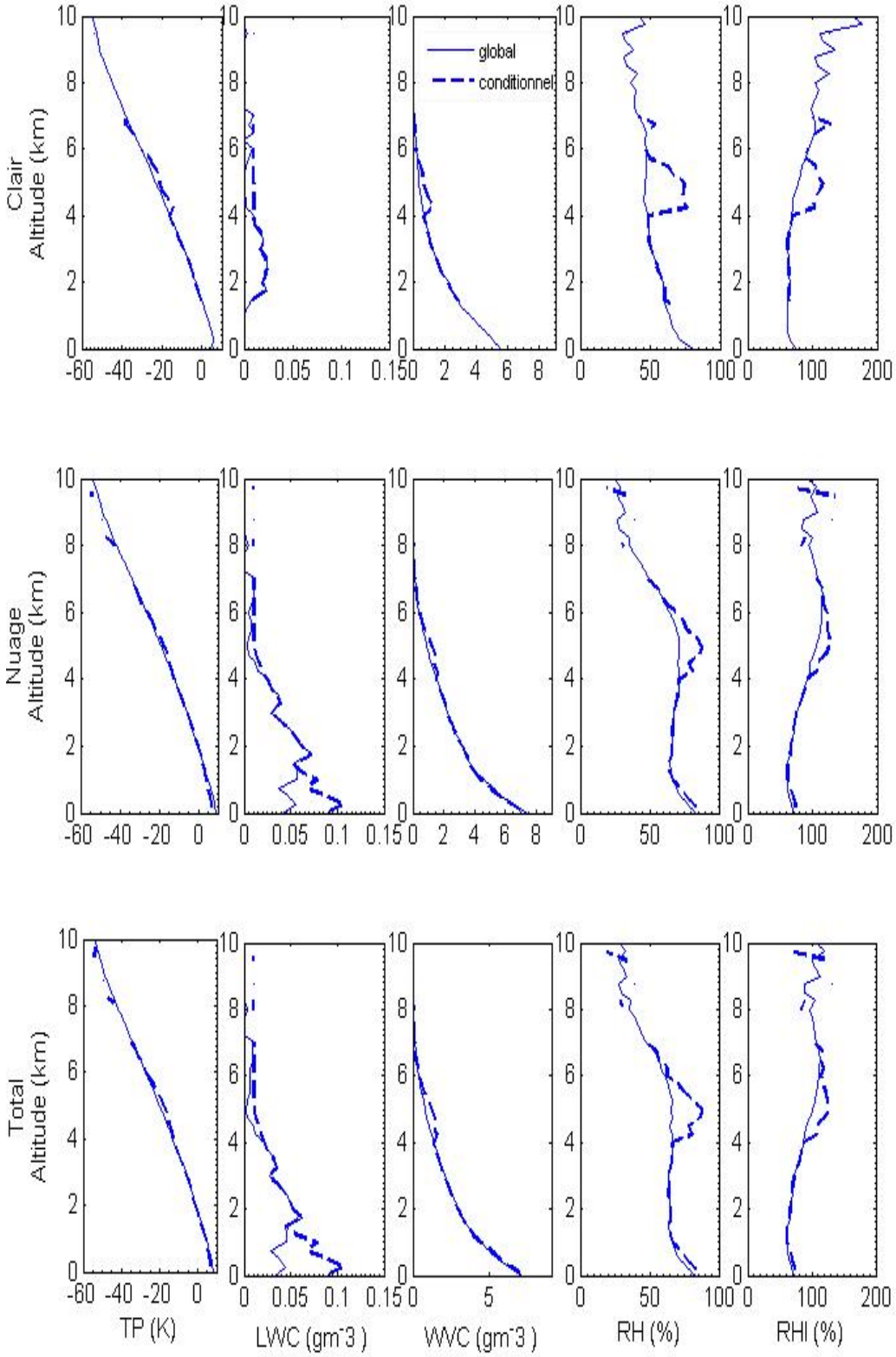



Figure 3.12 : *Profils moyens globaux et conditionnels pour l'échantillon Toulouse2.*

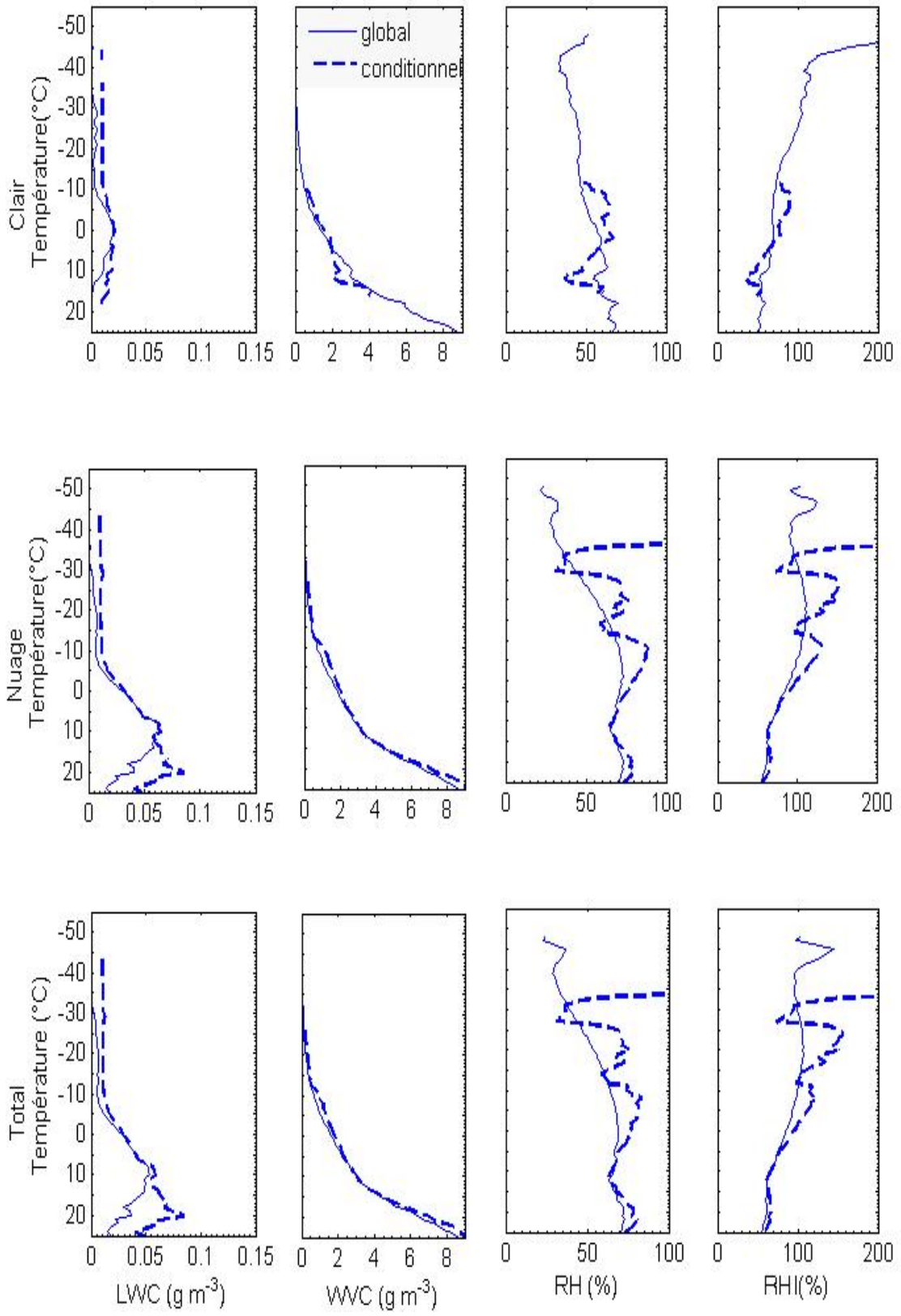



Figure 3.13 : *Profils moyens globaux et conditionnels avec l'ordonnée température pour l'échantillon Toulouse2.*

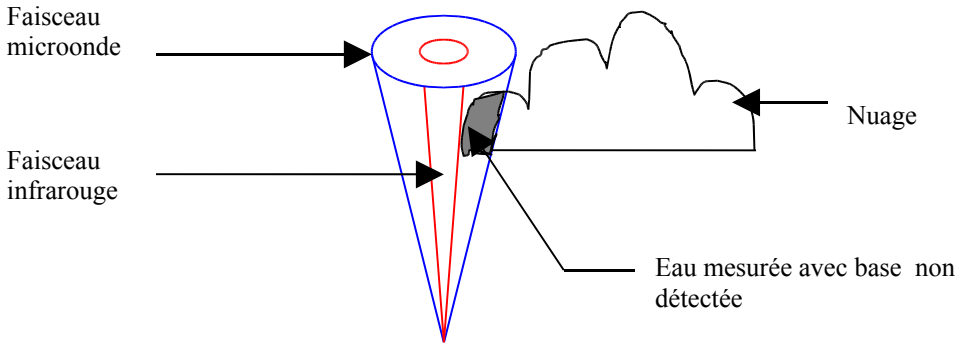



Figure 3.14 : *Erreur dans la détection de la base du nuage due à la différence de l'angle d'ouverture des faisceaux infrarouge et microonde.*

0.01 g $m^{-3}$ dans tous les cas. Nous retrouvons cette valeur pour des températures inférieures à -35°C. Cette valeur retrouvée à des températures très basses de l'ordre de -45°C, même en air clair est liée à la précision du radiomètre en ce qui concerne la restitution de l'eau liquide. Lors du partage des profils nuage en 'points nuage' et 'points hors nuage' le seuil en eau liquide pour la classification des profils sera supérieur à 0.01 g $m^{-3}$, qui est considéré comme un 'résidu instrumental '( seuil de bruit de mesure ).

## 3.11 Occurrence des pics dans les profils

Nous présentons ici une méthode pour tester la physique de la mesure du radiomètre (matériel et logiciel). Cette méthode consiste à détecter les pics le long des profils restitués, puis à calculer le nombre de pics à chaque niveau pour l'ensemble des profils. Nous en déduisons la probabilité de rencontrer un pic à un certain niveau du profil. Nous observons (Fig. 3.15) pour l'eau liquide et l'humidité relative des pics avec des probabilités assez importantes. Ces pics ne décrivent pas une réalité physique puisqu'on les rencontre toujours à la même altitude. Ils sont liés au radiomètre. Ils proviennent soit de l'instrument lui-même et/ ou du logiciel de restitution.

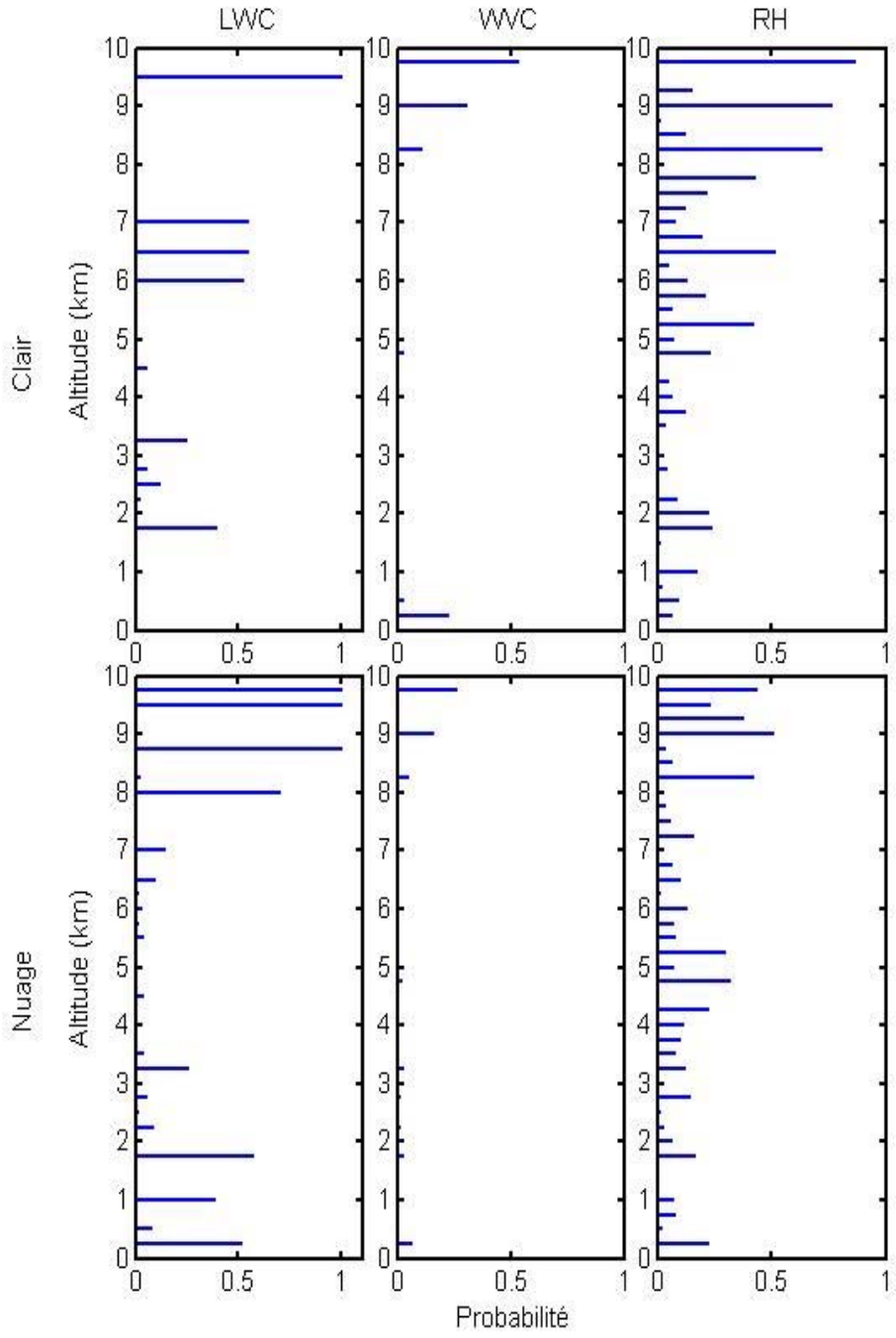



Figure 3.15 : *Probabilité de présence de pics pour l'échantillon Toulouse2.*

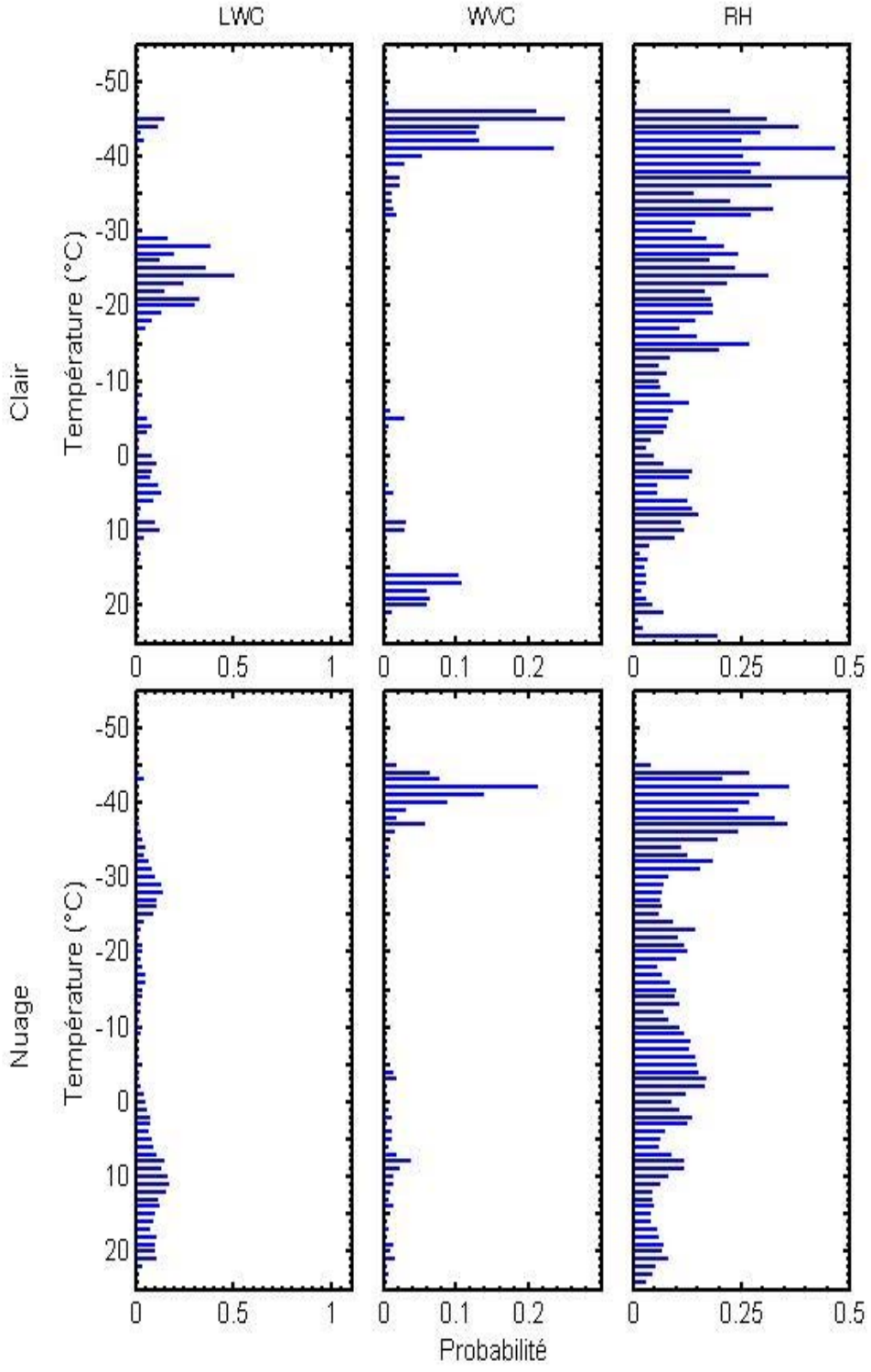



Figure 3.16 : *Probabilité de présence de pics avec l'ordonnée température pour l'échantillon Toulouse2.*

Cette méthode peut être aussi appliquée aux profils avec l'ordonnée température. Dans ce cas, nous aboutissons à la probabilité de rencontrer un pic à une température le long du profil. Les probabilités de présence des pics sont moins importantes pour cette configuration (Fig. 3.16). En effet les pics sont répartis avec la dispersion de la température le long de la verticale. Notons que la probabilité de présence des pics inférieure à 0.25 ne dégrade pas notre étude.

L'ensemble des prétraitements que nous avons effectuées sur les données radiométriques ont permis de les nettoyer des données erronées et de les homogénéiser afin de pouvoir réaliser une analyse statistique rigoureuse dans le chapitre suivant.

# Chapitre 4

# Modélisation statistique de l'eau dans la troposphère

## 4.1 Problématique

La connaissance des propriétés statistiques de l'eau en phase vapeur et liquide dans la troposphère en fonction de la température est utile dans plusieurs domaines, notamment en climatologie, en météorologie, en hydrologie et en télécommunications numériques (terre/satellite).

L'étude de la distribution de l'humidité spécifique et de l'humidité relative a été discutée par plusieurs auteurs (e.g. Soden et Bretherton 1993, Yang et Pierrehumbert 1994, Zhang et al. 2003, Foster et al. 2006, parmi d'autres). Ces études ont été réalisées en utilisant des données globales issues des imageurs et des sondeurs microondes embarqués sur satellite, des données de radiosondages, et des données GPS. Néanmoins, la résolution temporelle et spatiale de ces systèmes de mesure n'est pas suffisante pour décrire les variations à petite échelle de la vapeur d'eau troposphérique. Par conséquent les résultats restent qualitatifs et ne nous renseignent ni sur la distribution de probabilité de la vapeur d'eau troposphérique en fonction de la température, ni sur l'influence de la présence d'une couverture nuageuse.

L'étude de la distribution verticale du contenu en eau totale a aussi fait l'objet de plusieurs travaux (e.g. Liou et Ou 1989, Feigelson 1978, Smith 1990 et Gultepe et Isaac 1997, parmi d'autres). Ces études ont été réalisés en utilisant des mesures in situ par avion instrumenté, des sorties de modèles et des calculs théoriques. Cependant, ces travaux ne concernent pas l'étude de la distribution du contenu en eau liquide nuageuse mais de l'eau totale (liquide et glace), et, pour certains, les données in situ utilisées sont restreintes puisqu'elles ne concernent souvent qu'un type de nuage particulier.

L'utilisation d'un radiomètre profileur microonde permet de paliers ces problèmes. En effet, comme nous l'avons mentionné dans le chapitre précédent, il permet de restituer les profils verticaux de vapeur d'eau *WVC* et d'eau liquide *LWC* ainsi que les séries temporelles de vapeur d'eau intégrées *IWV* avec des résolutions temporelle et spatiale convenables pour établir la distribution de probabilité de la vapeur d'eau ponctuelle et intégrée dans la troposphère. En outre les profils de température *TP* fournis simultanément permettent d'étudier la relation entre la vapeur d'eau et la température. A l'aide de la série temporelle de la température infrarouge *TIR* mesurée par le thermomètre infrarouge, les profils *WVC* sont partagés en deux classes de profils, à savoir, les profils clairs et les profils nuageux.

Les données avec lesquelles nous menons cette étude sont issues de 3 régions différentes toutes situées aux latitudes moyennes. Les données sont échantillonnées avec une période de 1.5 min. Ces données comportent des périodes chaudes (mars, avril, mai, juin, juillet, août) et des périodes froides (septembre, octobre, novembre, décembre, janvier, février).

Dans ce qui suit, nous nous efforcerons de répondre aux questions suivantes :

- Quelle est la relation entre le contenu en vapeur d'eau et la température troposphérique ? Cette relation est-elle la même dans le cas clair, le cas nuage et le cas total ? Dans quelle mesure pouvons-nous la comparer à la relation de Clausius-Clapeyron qui relie la vapeur d'eau saturante à la température ?
- Quelle forme suit la distribution de probabilité du contenu en vapeur d'eau troposphérique ? Comment modéliser ? Quelle est sa relation avec la température ? Existe-t-il des différences entre le cas clair, le cas nuageux et le cas total ? Comment quantifier ces différences ? Pouvons-nous calculer l'intervalle d'erreur ?
- Quelle forme suit la distribution de probabilité de la vapeur d'eau intégrée ? Existe-t-il des différences entre le cas clair, le cas nuage et le cas total ? Comment la modéliser ?

- Existe-t-il des différences entre les températures positives et les températures négatives ?
- Quelle forme suit la distribution de probabilité du contenu en eau liquide troposphérique ?

## 4.2 Distributions de probabilité des variables atmosphériques

Les lois de probabilité fréquemment utilisées pour décrire les variables atmosphériques sont la loi Normale, la loi Lognormale et la loi de Weibull. L'intensité de précipitation (Biondini 1976, Atlas et al. 1990, Sauvageot 1994), l'humidité relative (Soden et Bretherton 1993, Yang et Pierrehumbert 1994), les populations de nuages de type cumulus (Lopez 1997), l'épaisseur optique des aérosols (O' Neill et al. 2000), la dimension des cellules de pluie (Menard et Sauvageot 2003), la vapeur d'eau intégrée (Foster et al. 2006) sont lognormalement distribués. La vitesse du vent (Justus et al. 1976, Petersan et al. 1981,Youcef-Ettoumi et al. 2003), les extrêmes pluviométriques et de température peuvent être modélisés par des distributions de type Weibull.

D'un point de vue statistique, l'emploi de la Lognormale est justifié par le théorème de la limite centrale. En effet, pour les processus multiplicatifs, qui représentent la succession des effets de plusieurs phénomènes physique, se transforment en processus additifs dans une échelle logarithmique. L'application du théorème de la limite centrale montre que pour le modèle additif la distribution asymptotique est normale, ce qui est équivalent à une loi Lognormale dans le cas multiplicatif. La justification statistique des distributions de type puissance est basée sur le théorème de la limite centrale généralisé qui s'applique dans le cas de variables ayant des moments infinis (Mandelbrot 2003).

La distribution Lognormale est générée par des phénomènes à effet proportionnel (connus sous le non de processus multiplicatifs). Cependant un petit changement dans ces processus peut les transformer en processus générateur de lois de type puissance ou de comportement fractal (Champernowne 1953, Mandelbrot 1997, 2003 et Turcotte 1997). La distribution de Weibull souvent utilisée dans le domaine de l'analyse de la durée de vie, peut reproduire le comportement d'autres lois de probabilités, telle la loi Normale et la loi Exponentielle, et ce grâce à sa flexibilité. Elle est basée sur la théorie des valeurs extrêmes qui suppose la présence d'une limite maximale ou minimale de la variable aléatoire appelée variable extrémale. Le théorème fondamental de la théorie des valeurs extrêmes est le théorème de Fisher-Tippett qui

stipule les trois lois limites possibles pour les maximas (ou minimas) de variables aléatoires centrées réduites de façon appropriée. Le théorème de Fisher-Tippett est analogue au théorème de la limite centrale et à sa généralisation. Les distributions limite du théorème de Fisher-Tippett sont appelées les distributions de valeurs extrêmes standards : Weibull (à support borné), Gumbel et Frechet (à support non borné) sont des lois de type puissance. Une comparaison des processus générateurs des lois de type puissance et de la loi Lognormale est donnée par Mitzenmacher (2004), dans le cas du trafic internet. Il conclut que les processus générateurs de ces distributions sont très semblables.

La fonction densité de probabilité (pdf) d'une loi Lognormale s'écrit :

$$f\left(x;\mu_y,\sigma_y\right)=\frac{1}{\sqrt{2\pi}\;x\,\sigma_y}\exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{y-\mu_y}{\sigma_y}\right)^2\right] \tag{4.1}$$

où $y=\ell n\,x$ (suit une loi Normale). Les deux paramètres de la distribution sont la moyenne $\mu_y$ et la variance $\sigma_y^2$ de la variable aléatoire y, définie comme suit :

$$\mu_y=\ell n\left\{\mu_x\left[1+\left(\frac{\sigma_x}{\mu_x}\right)^2\right]^{1/2}\right\}, \tag{4.2}$$

et

$$\sigma_y^2=\ell n\left[1+\left(\frac{\sigma_x}{\mu_x}\right)^2\right]. \tag{4.3}$$

La fonction densité de probabilité (pdf) d'une loi weibull s'écrit :

$$f\left(x;k,\lambda\right)=\frac{k}{\lambda}\left(\frac{x}{\lambda}\right)^{k-1}\exp\left[-\left(\frac{x}{\lambda}\right)^k\right]. \tag{4.4}$$

Les deux paramètres de la distribution sont l'échelle $\lambda$ et la forme $k$. La moyenne $\mu_x$ et la variance $\sigma_x^2$ de la variable aléatoire $x$ sont définies par :

$$\mu_x=\lambda\,\Gamma\left(1+{}^{1}\!/_{k}\right), \tag{4.5}$$

et

$$\sigma_x^2=\lambda^2\,\Gamma\left(1+{}^{2}\!/_{k}\right)-\mu^2\,. \tag{4.6}$$

$\Gamma$ représente la fonction gamma.

L'expression *loi de Weibull* recouvre en fait toute une famille de lois, certaines d'entre elles apparaissant en physique comme conséquence de certaines hypothèses. C'est, en particulier, le cas de la loi exponentielle ($k$ = 1) et de la loi de Rayleigh ($k$ = 2) importantes en matière de processus stochastique.

## 4.3 Analyse statistique de la phase vapeur

Pour réaliser une analyse statistique rigoureuse, l'erreur de restitution du contenu en vapeur d'eau doit être prise en compte dans les calculs. Cette erreur de restitution, qui dépend de l'altitude, a un impact sur la précision des paramètres des modèles que nous voulons calculer. Pour évaluer l'incertitude sur les paramètres calculés on utilise un bruit gaussien de moyenne nulle et de variance égale à l'incertitude sur la restitution du contenu en vapeur d'eau. Celle-ci est l'erreur quadratique moyenne du contenu en vapeur d'eau à chaque niveau d'altitude (RMS). Elle est fonction du modèle spectroscopique utilisé.

Dans notre cas c'est le vecteur RMS *WVC* du modèle Hitran 04 qui a été utilisé. Les profils sont perturbés en leur ajoutant le vecteur bruit gaussien (Fig. 4.1). On obtient ainsi des données perturbées pour lesquels nous effectuons des traitements similaires à ceux faits sur les données non perturbées. La différence entre les résultats obtenus pour les données perturbées et ceux des données non perturbées constitue l'erreur sur les paramètres calculés.

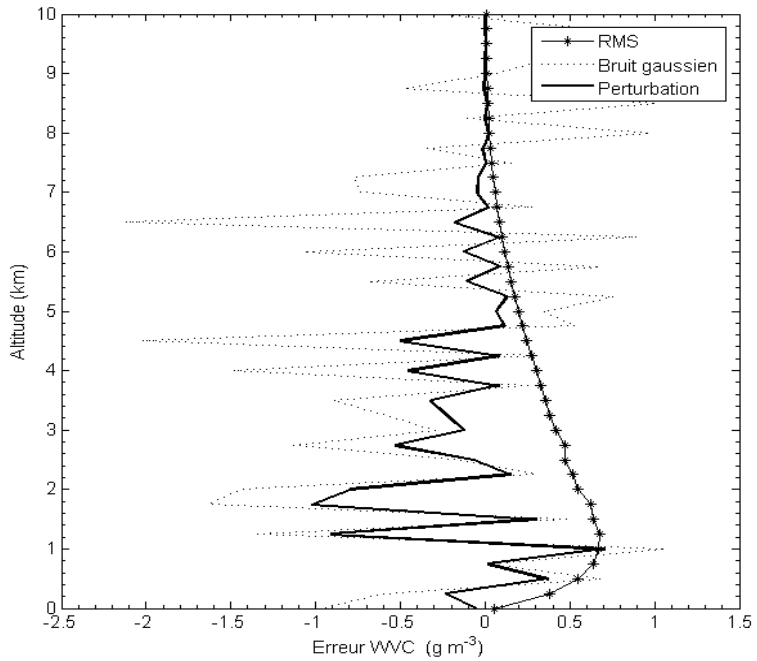



Figure 4.1 *: Erreur RMS sur le contenu en vapeur d'eau en fonction de l'altitude et perturbation à ajouter aux différents profils.*

### 4.3.1 Relation entre la température et le contenu moyen en vapeur d'eau

Le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère dépend fortement de la température. Plus la température est élevée plus l'atmosphère peut contenir une quantité importante de vapeur d'eau. La figure 4.2 représente les profils verticaux moyens de température en fonction de l'altitude. Elle met en évidence la correspondance altitude/température dans la troposphère.

La figure 4.3 représente les profils moyens de la vapeur d'eau *WVC*, de l'humidité relative par rapport à l'eau *RH* et par rapport à la glace *RHI* ainsi que les barres de la déviation standard avec l'ordonnée température dans les cas clairs et nuageux. Sur cette figure apparaît clairement qu'il existe une relation entre les paramètres représentés et la température ainsi qu'une nette différence entre le cas clair et nuageux.

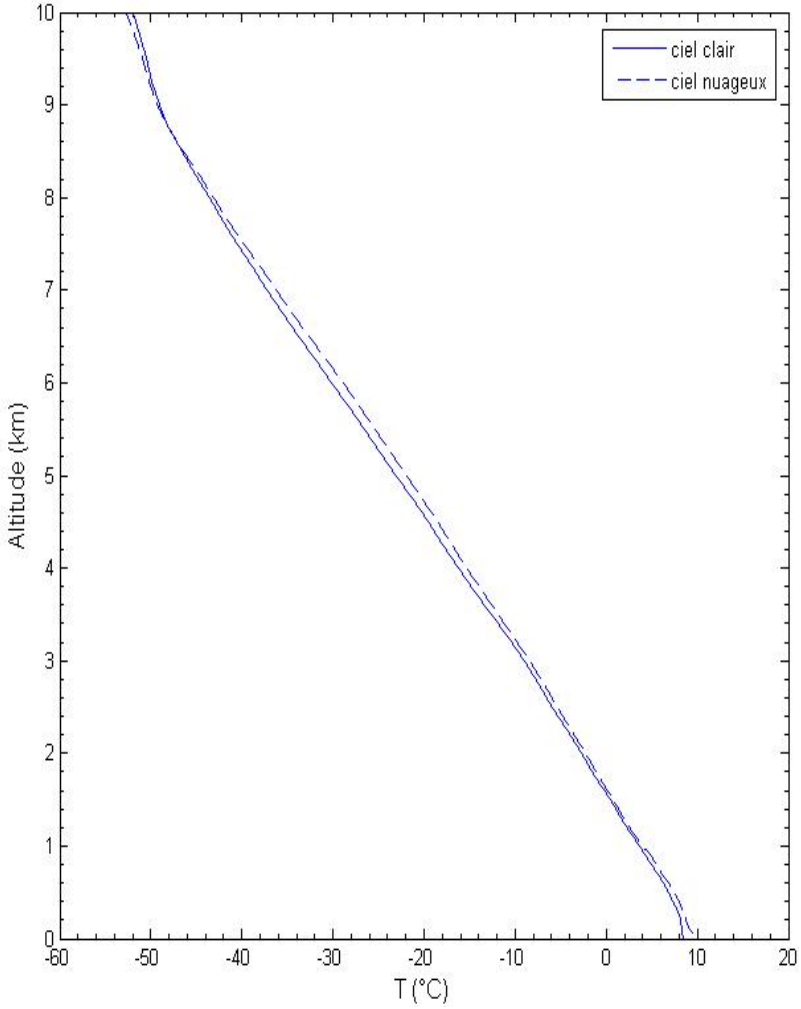



Figure 4.2 *: Profils verticaux moyens de température en ciel clair et nuageux de l'échantillon de données Toulouse1.*

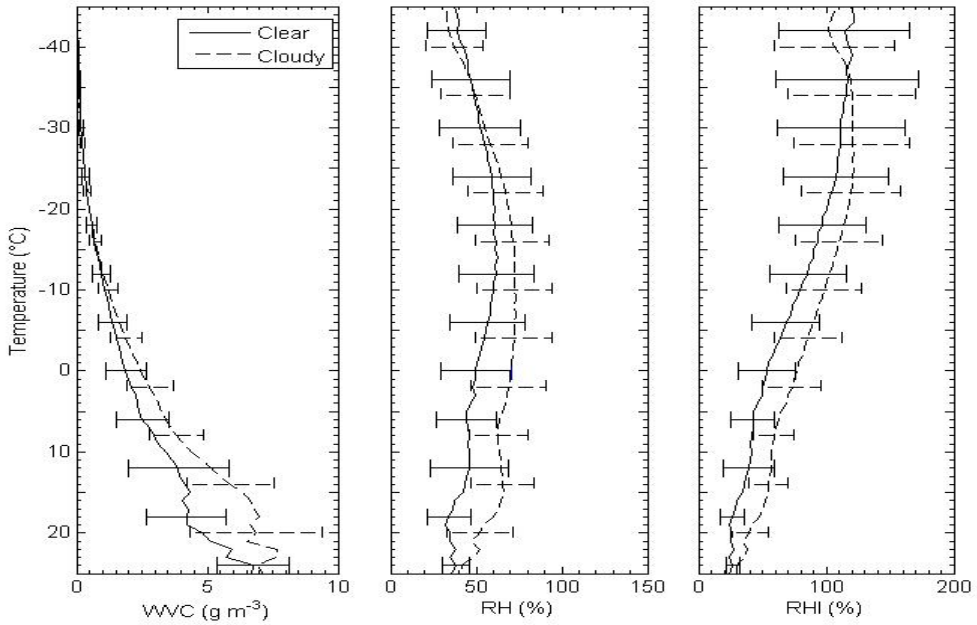



Figure 4.3 *: Profils verticaux moyens de WVC RH et RHI dans le cas clair et nuageux de l'échantillon de données Toulouse1.*

La relation de Clausius–Clapeyron : (Eq. 1.7 et 1.8) nous renseigne sur le contenu maximal admissible en vapeur d'eau en fonction de la température. Pour étudier la relation entre le contenu en vapeur d'eau et la température dans le but de trouver une relation générale, nous travaillons sur les 3 échantillons clair, nuageux et total. On utilise conjointement les profils de *WVC* et de *TP* ainsi que les densités de vapeur d'eau saturante par rapport à la glace $\rho_{si}$ et par rapport à l'eau $\rho_{sw}$. Rappelons que $\rho_{si}$ et $\rho_{sw}$ sont calculées en utilisant l'équation d'état (Eq. 1.1) et l'équation de Clausius–Clapeyron (Eq. 1.9, 1.10). Ces quantités dépendent uniquement de la température et s'expriment comme suit :

$$\rho_{sw}(n,t) = \frac{1.23\times10^3}{TP(n,t)}\exp\left[\frac{17.15(TP(n,t)-273.15)}{TP(n,t)-38.25}\right] \tag{4.7}$$

$$\rho_{si}(n,t) = \frac{1.23\times10^3}{TP(n,t)}\exp\left[\frac{21.88(TP(n,t)-273.15)}{TP(n,t)-7.65}\right] \tag{4.8}$$

La relation est établie de la façon suivante pour les 3 cas clair total et nuage. Sur un domaine d'étude allant de -45°C à +20°C et pour des intervalles de température de 10°C ayant un recouvrement de 2.5°C entre intervalles voisins :

- on distribue les points profils des paramètres *TP, WVC,* $\rho_{sw}$ et $\rho_{si}$ sur les intervalles de température.
- on calcule les valeurs moyennes des paramètres *T* , *WVC,* $\rho_{sw}$ et $\rho_{si}$ sur chaque intervalle de température considéré.
- on calcule l'intervalle d'erreur.

La figure 4.4 représente les relations $\rho_{sw}$ *(T)*, $\rho_{si}$ *(T)*. Sont aussi représentées les relations *WVC(T)* pour l'ensemble de l'échantillon dans les cas clair, nuageux et total, leurs ajustements analytiques à des lois exponentielles ainsi que la barre d'erreur calculée à partir du vecteur RMS représenté sur la figure 4.1. La loi exponentielle utilisée pour l'ajustement est construite sur le modèle des équations 4.7 et 4.8 comme suit :

$$WVC(T) = \frac{a}{T}\exp\left[\frac{b(T-273.15)}{T-c}\right] \tag{4.9}$$

avec *a*, *b* et *c* les paramètres d'ajustement de la loi exponentielle estimés en effectuant une régression par la méthode des moindres carrés. Les valeurs de ces paramètres et les coefficients de corrélation r relatifs aux ajustements pour les trois cas considérés pour les températures négatives et les températures positives sont indiquées dans le tableau 4.1.

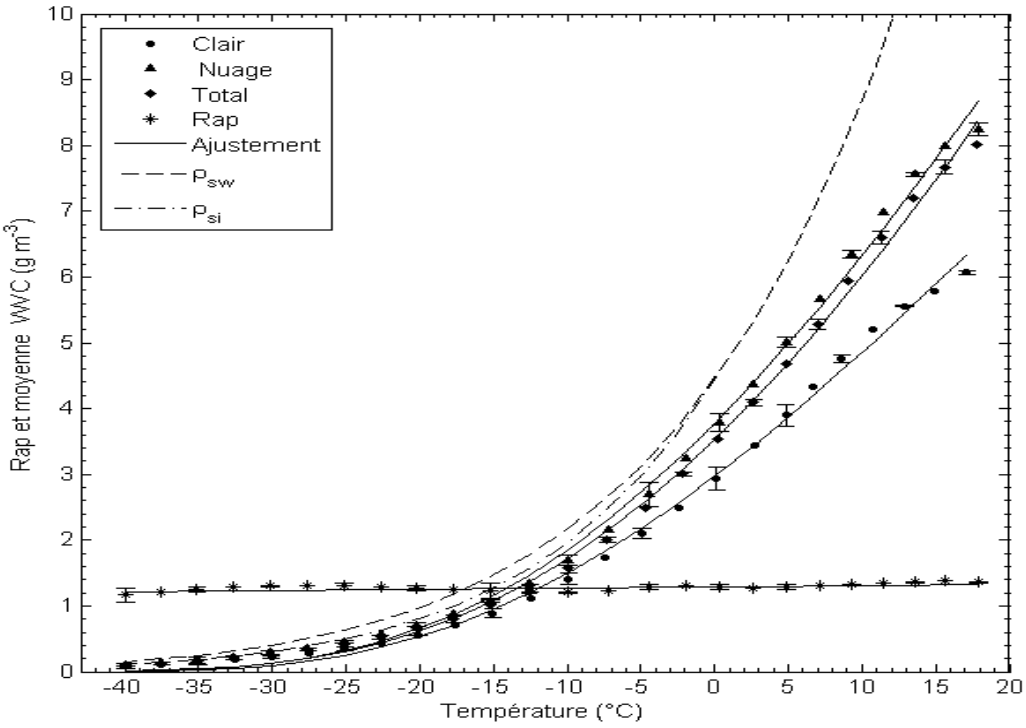



Figure 4.4 : *Moyenne du contenu en vapeur d'eau WVC et densité de vapeur saturante par rapport à la glace* $\rho_{si}$ *et par rapport à l'eau* $\rho_{sw}$ *en fonction de la température des cas clair, nuage et total.*

Enfin nous montrons que le rapport entre le contenu moyen de vapeur d'eau troposphérique 'air nuageux / air clair' exprimé par la relation $WVC_{(nuage)}(T)/WVC_{(clair)}(T)$ s'ajuste convenablement aussi bien pour les températures négatives que positives à une droite d'équation :

$$Rap = WVC_{(nuage)}(T)/WVC_{(clair)}(T) = a'T + b' \tag{4.10}$$

$T$ est exprimée en °C. $a', b'$ sont les paramètres d'ajustement de la droite estimés en effectuant une régression par la méthode des moindres carrés.

$a' = 0.0061$ $b' = 1.27$ pour $T>0°C$ ; $a' = 0.007$ $b' = 1.27$ pour $T<0°C$

Tableau 4.1. *Valeurs des paramètres d'ajustement de la moyenne de WVC des courbes de la figure 4.4 (Eq. 4.9). r est le coefficient de corrélation. Partie supérieure T > 0°C, partie inférieure T ≤ 0°C.*

| $T > 0°C$ | $a$ | $b$ | $c$ | $r$ |
|---|---|---|---|---|
| clair | 787 | 1.76 | 253 | 0.99 |
| nuageux | 998 | 2.05 | 250 | 0.99 |
| total | 933 | 2.35 | 246 | 0.99 |
| $T \leq 0°C$ | $a$ | $b$ | $c$ | $r$ |
| clair | 814 | 11.5 | 117 | 0.99 |
| nuageux | 1035 | 20.1 | 18.9 | 0.99 |
| total | 968 | 19.6 | 26.3 | 0.99 |

L'ajustement analytique des moyennes du contenu en vapeur d'eau est très satisfaisant dans les trois cas considérés. Notons que les cas nuageux et total sont très proches en raison de la dominance des profils nuageux (en nombre) dans le cas total. Ceux-ci sont plus proches des courbes de saturation (présence de condensation) contrairement au cas clair (absence de condensation).

### 4.3.2 Modélisation de la distribution du contenu en vapeur d'eau

Dans un premier temps, nous avons testé plusieurs lois de probabilité en les ajustant aux données. Cependant les lois Lognormale et Weibull se sont avérées dans tous les cas les plus convenables. Dans le cas nuageux, en présence de condensation, la quantité de vapeur d'eau pour une température donnée possède une limite supérieure qu'elle ne peut dépasser (un maximum), c'est la quantité de vapeur d'eau à la saturation pour cette température. Cette quantité est donnée par la relation de Clausius-Clapeyron (Eq. 1.8). Pour un intervalle de

température cette limite supérieure correspond à la quantité de vapeur saturante relative à la borne supérieure de l'intervalle de température considéré. L'étude de la fonction densité de probabilité du contenu en vapeur d'eau et de la vapeur d'eau intégrée ainsi que leurs ajustements à des lois analytiques de type Lognormale et Weibull ont été réalisés dans les trois cas : clair, nuageux et total, pour l'ensemble de l'échantillon de données.

Afin de modéliser la distribution de probabilité du contenu en vapeur d'eau troposphériques en fonction de la température nous procédons dans des intervalles de température de 10°C ayant un recouvrement de 2.5°C entre intervalles voisins pour les 3 cas clair, nuageux et total sur un domaine d'étude allant de -45°C à +20°C de la façon suivante :

- on calcule la distribution de probabilité du contenu en vapeur d'eau *WVC* avec un pas de 0.2 g $m^{-3}$,
- on ajuste la distribution de *WVC* aux lois Weibull et Lognormale,
- on estime les paramètres des distributions Weibull et Lognormale en utilisant l'estimateur du maximum de vraisemblance.

Sur la figure 4.5 sont représentées les distributions de probabilité de WVC de 5 intervalles de température dans les trois cas considérés ainsi que leurs ajustements Lognormal et Weibull. La figure 4.6 montre ces distributions avec les barres d'erreur correspondantes calculées en utilisant le vecteur RMS de la figure 4.1. Dans le tableau 4.2 sont résumés les résultats des ajustements Lognormal et Weibull (paramètres des distributions et coefficients de corrélation). Dans le cas clair les ajustements aux lois Lognormale et Weibull sont pratiquement équivalents. Pour les températures inférieures à -15°C la loi Lognormale est légèrement meilleure tandis que c'est la loi Weibull pour les températures supérieures à -15°C. Dans le cas nuageux, pour les températures entre -20°C et 10°C l'ajustement à la loi de Weibull s'avère plus convenable. Les deux lois de distribution restent équivalentes pour les températures inférieures à -20°C et supérieures à +10°C. Les résultats obtenus dans le cas nuageux restent valables dans le cas total, ce dernier étant dominé par le cas nuageux (environ 90%). Les cas nuageux et total sont caractérisés par la présence de nuages donc de condensation. Celle ci implique une limitation des quantités de vapeur d'eau aux valeurs saturantes d'où la prépondérance de la loi Weibull dans ces cas-là.

Les paramètres du tableau 4.2 ne sont très sensibles à la largeur de l'intervalle de température. Les mêmes résultats sont obtenus pour des intervalles de température allant de 5°C à 15°C. Pour des intervalles supérieurs à 15°C les résultats commencent à se dégrader notamment les coefficients de corrélation.

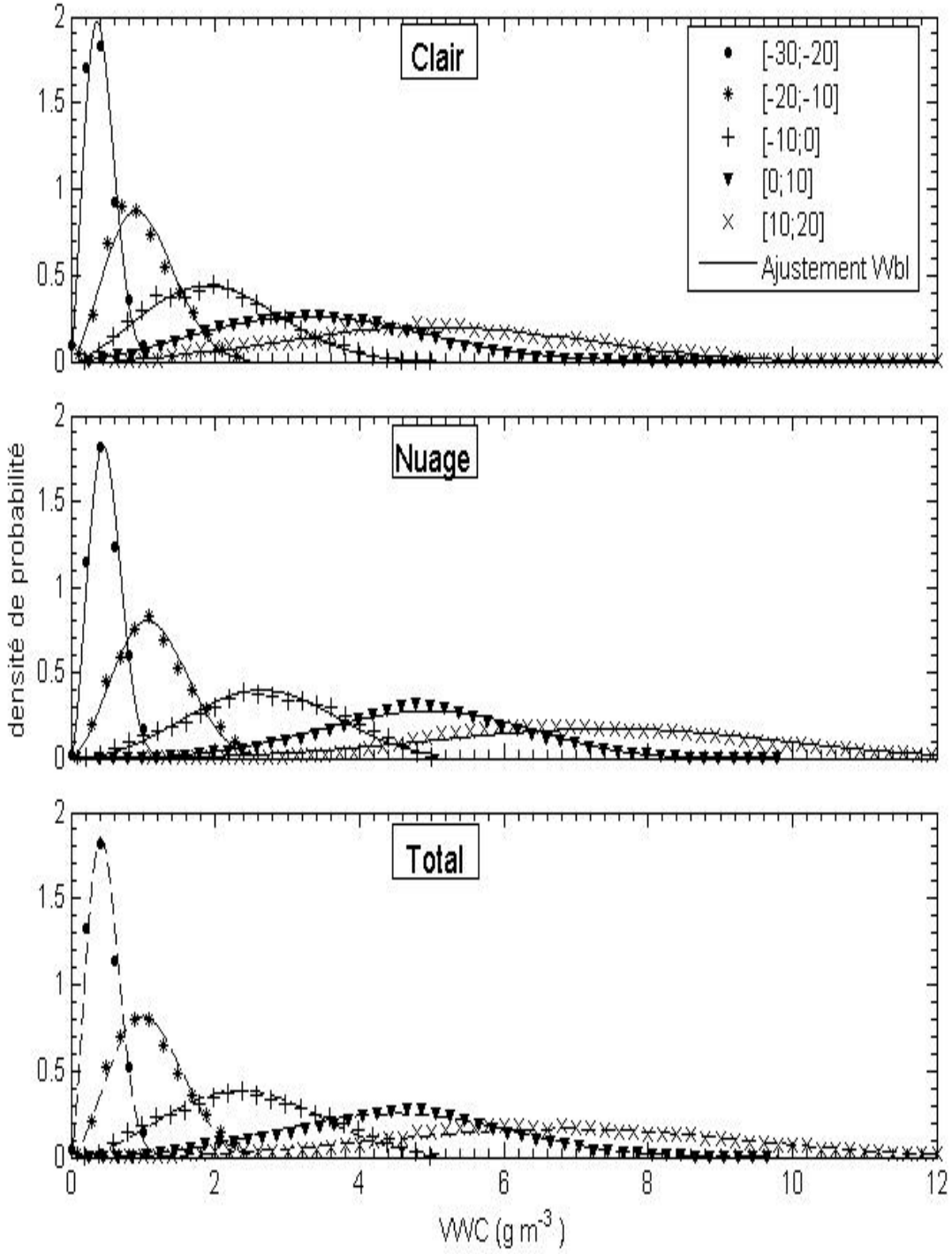



Figure 4.5 *: Distributions de probabilité de WVC pour 5 intervalles de température dans les trois cas considérés.*

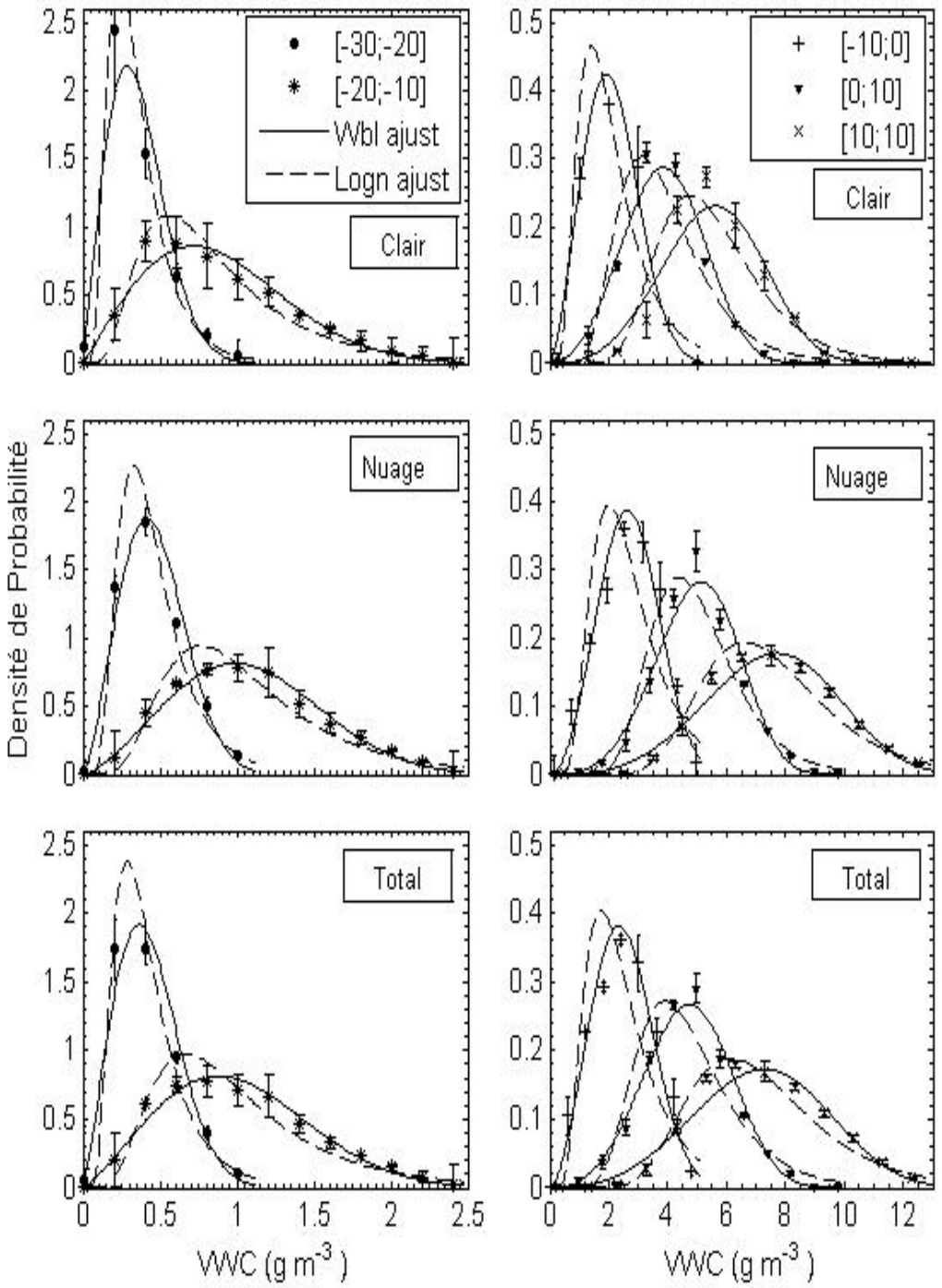



Figure 4.6 *: Distributions de probabilité de WVC de 5 intervalles de température dans les trois cas considérés avec barre d'erreur.*

Tableau 4.2. *Paramètres d'ajustement des pdf de WVC (Fig. 4.3). $\mu_y$ and $\sigma_y^2$ sont la moyenne et la variance de la distribution Lognormale, $\lambda$ et k sont l'échelle et la forme de la distribution de Weibull respectivement. r est le coefficient de corrélation. L'unité de WVC est g m$^{-3}$.*

| *T* (°C) | Clair | | | | | | Nuageux | | | | | | Total | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Lognormal | | | Weibull | | | Lognormal | | | Weibull | | | Lognormal | | | Weibull | | |
| | $\mu_y$ | $\sigma_y$ | $r$ | $\lambda$ | $k$ | $r$ | $\mu_y$ | $\sigma_y$ | $r$ | $\lambda$ | $k$ | $r$ | $\mu_y$ | $\sigma_y$ | $r$ | $\lambda$ | $k$ | $r$ |
| [-45; -35] | -2.50 | 0.51 | 1.00 | 0.10 | 2.19 | 1.00 | -2.38 | 0.57 | 1.00 | 0.12 | 2.07 | 1.00 | -2.42 | 0.55 | 1.00 | 0.12 | 2.08 | 1.00 |
| [-40; -30] | -2.05 | 0.49 | 0.99 | 0.16 | 2.18 | 0.81 | -1.83 | 0.51 | 0.93 | 0.20 | 2.25 | 0.96 | -1.91 | 0.51 | 0.87 | 0.19 | 2.17 | 0.93 |
| [-35; -25] | -1.62 | 0.49 | 0.98 | 0.25 | 2.11 | 0.99 | -1.34 | 0.48 | 0.99 | 0.30 | 2.34 | 0.98 | -1.43 | 0.50 | 0.99 | 0.30 | 2.20 | 0.99 |
| [-30; -20] | -1.18 | 0.52 | 0.99 | 0.40 | 2.04 | 0.97 | -0.88 | 0.48 | 0.99 | 0.52 | 2.39 | 0.98 | -0.98 | 0.51 | 0.99 | 0.48 | 2.20 | 0.98 |
| [-25; -15] | -0.73 | 0.54 | 0.99 | 0.63 | 2.01 | 0.98 | -0.40 | 0.49 | 0.97 | 0.80 | 2.41 | 0.98 | -0.55 | 0.52 | 0.97 | 0.74 | 2.21 | 0.98 |
| [-20; -10] | -0.27 | 0.56 | 0.98 | 1.00 | 2.02 | 0.97 | -0.03 | 0.49 | 0.96 | 1.22 | 2.45 | 0.99 | -0.12 | 0.53 | 0.96 | 1.14 | 2.25 | 0.98 |
| [-15; -5] | 0.20 | 0.56 | 0.95 | 1.59 | 2.15 | 0.98 | 0.42 | 0.49 | 0.94 | 1.91 | 2.55 | 0.99 | 0.34 | 0.52 | 0.94 | 1.79 | 2.35 | 0.99 |
| [-10; 0] | 0.62 | 0.52 | 0.88 | 2.37 | 2.48 | 0.98 | 0.90 | 0.45 | 0.82 | 3.02 | 2.99 | 0.97 | 0.81 | 0.50 | 0.85 | 2.80 | 2.68 | 0.98 |
| [-5; 5] | 0.99 | 0.46 | 0.89 | 3.29 | 2.92 | 0.99 | 1.28 | 0.36 | 0.85 | 4.19 | 3.85 | 0.99 | 1.19 | 0.42 | 0.85 | 3.93 | 3.34 | 0.99 |
| [0; 10] | 1.29 | 0.39 | 0.94 | 4.35 | 3.23 | 0.99 | 1.57 | 0.30 | 0.96 | 5.51 | 4.09 | 0.98 | 1.49 | 0.35 | 0.94 | 5.19 | 3.61 | 0.99 |
| [5; 15] | 1.51 | 0.33 | 0.98 | 5.27 | 3.59 | 0.98 | 1.81 | 0.28 | 0.99 | 6.99 | 3.86 | 0.96 | 1.73 | 0.32 | 0.98 | 6.58 | 3.51 | 0.97 |
| [10; 20] | 1.67 | 0.32 | 0.97 | 6.14 | 3.71 | 0.97 | 1.98 | 0.29 | 0.99 | 8.34 | 3.89 | 0.98 | 1.93 | 0.32 | 0.98 | 7.98 | 3.59 | 0.98 |

### 4.3.3 Variations des paramètres de Weibull en fonction de la température

Les paramètres échelle λ et forme k des distributions Weibull du contenu *WVC* pour les 3 cas clair total et nuage ont été calculés sur un domaine d'étude allant de -45°C à +20°C et pour des intervalles de température de 10°C ayant un recouvrement de 2.5°C entre intervalles voisins. Ces paramètres sont représentés en fonction des températures moyennes des intervalles sur la partie supérieure de la figure 4.7. Sont aussi représentées les meilleures courbes d'ajustements obtenus pour ces paramètres en effectuant des régressions par la méthode des moindres carrés. En l'occurrence un ajustement à une équation de type Clausius-Clapeyron pour le paramètre échelle qui s'écrit :

$$\lambda(T) = \frac{a_3}{T} \exp\left[\frac{b_3\left(T - 273.15\right)}{T - c_3}\right] \tag{4.11}$$

avec des coefficients donnés dans le tableau 4.3 ; et un modèle général de type Gauss2 pour le paramètre forme et qui s'écrit :

$$k(T) = a_1 \exp\left[-\left(\frac{T - b_1}{c_1}\right)^2\right] + a_2 \exp\left[-\left(\frac{T - b_2}{c_2}\right)^2\right] \tag{4.12}$$

avec des coefficients donnés dans le tableau 4.4.

Tableau 4.3 : *Paramètres d'ajustement de la courbe forme de la figure 4.7 (Eq. 4.12).*

| | $a_1$ | $b_1$ | $c_1$ | $a_2$ | $b_2$ | $c_2$ | $r$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Air Clair | 0.504 | 292.3 | 7.728 | 2.652 | 289.8 | 102 | 0.99 |
| Air Nuageux | 2.109 | 242.6 | 18.44 | 3.861 | 281.7 | 24.26 | 0.99 |
| Total | 3.269 | 284.5 | 28.08 | 1.935 | 241.5 | 22.29 | 0.99 |

Tableau 4.4 *: Paramètres d'ajustement de la courbe échelle de la figure 4.7 (Eq. 4.11).*

| | $a_3$ | $b_3$ | $c_3$ | $r$ |
|---|---|---|---|---|
| Air Clair | 857.7 | 4.734 | 190.1 | 0.99 |
| Air Nuageux | 1129 | 4.721 | 196.5 | 0.99 |
| Total | 1053 | 5.179 | 190.1 | 0.99 |

Sur la partie inférieure de la figure 4.7 sont représentés les coefficients de Fisher relatifs aux distributions pour chaque intervalle de température considéré. Notamment le coefficient de dissymétrie appelé aussi Skewness ($\gamma_1$) et le coefficient d'aplatissement appelé aussi Kurtosis ($\gamma_2$).

$\gamma_1$ informe sur le taux de dissymétrie de la distribution :

- ($\gamma_1$>0) la dissymétrie est localisée à gauche, la queue de distribution est plutôt étalée vers la droite avec un mode plus petit que la moyenne,
- ($\gamma_1$<0) la queue de distribution est plutôt étalée vers la gauche avec un mode plus grand que la moyenne,
- ($\gamma_1$=0) la distribution est symétrique (pas de queue) ; c'est le cas d'une distribution normale avec un mode égal à la moyenne.

$\gamma_2$ informe le taux d'aplatissement de la distribution :

- ($\gamma_2$>3) indique que la distribution est plutôt pointue en sa moyenne avec des queues de distributions épaisses. Elle est dite leptokurtique.
- ($\gamma_2$<3) indique que la distribution est plutôt aplatie en sa moyenne avec des queues de distributions fines. Elle est dite platikurtique.
- ($\gamma_2$=3) la distribution est dite mésokurtique ; c'est le cas d'une distribution normale.

La partie supérieure de la figure 4.7 montre que le paramètre de forme *k* véhicule pratiquement la même information que le coefficient de dissymétrie $\gamma_1$. Pour des valeurs de *k*<2.6, les distributions Weibull sont à dissymétrie positive avec une queue localisée à droite. Pour 2.6<*k*<3.6 le coefficient de dissymétrie est proche de zéro (pas de queue), les distributions sont alors quasi Normales. Pour *k*>3.6, les distributions de Weibull sont à dissymétrie négative avec une queue localisée à gauche.

Aux températures négatives, la dissymétrie des distributions *WVC* dans le cas clair est plus importante que dans le cas nuageux. Lorsque la température augmente cette dissymétrie diminue et les distributions *WVC* sont quasi Normales. Pour les températures entre -2°C et 12°C (niveaux troposphériques ou sont localisés les nuages contenant de l'eau liquide), le paramètre *k* est supérieur à 3.6 dans le cas nuageux avec des distributions à dissymétrie légèrement négative. Dans le cas clair les distributions *WVC* sont à dissymétrie positive pour toutes les températures. Pour des températures supérieures à 10°C, les cas clair et nuageux ont pratiquement les mêmes valeurs du paramètre *k* pour les distributions *WVC* puisque les niveaux troposphériques correspondant à ces températures sont clairs dans les deux cas (au dessous de la base des nuages). La variation du coefficient d'aplatissement autour de la valeur 3 correspondant à la distribution Normale n'est pas très importante. Les distributions *WVC* du cas clair sont leptokurtiques aux températures négatives et mésokurtiques dans le cas nuageux et total. Pour les températures entre -15°C et 0°C les distributions dans les trois cas sont platikurtiques puis deviennent leptokurtiques pour les températures supérieures à 0°C avec un

pic localisé à 10°C. On observe une corrélation entre le coefficient de dissymétrie et le coefficient d'aplatissement pour les températures supérieures à 0°C.

L'évolution des paramètres des distributions *WVC* en fonction de la température peut être expliquée par la saturation des quantités de *WVC* admissibles. En absence de saturation, donc de limite, WVC est Lognormalement distribuée de même que les paramètres atmosphériques dynamiques (Crow et Shimizu 1988). Les profils clairs se trouvent dans ce cas-là. Les limitations liées à la saturation induisent une troncature du côté droit des distributions et conduisent à une dissymétrie inverse (à gauche). La bosse observée dans la courbe du paramètre *k(T)* pour les températures entre -10°C et 15°C, correspond étroitement à la distribution verticale de la moyenne de l'eau liquide nuageuse associée aux nuages de type cumulus des latitudes moyennes (Mazin 1995, Gultepe et Isaac 1997).

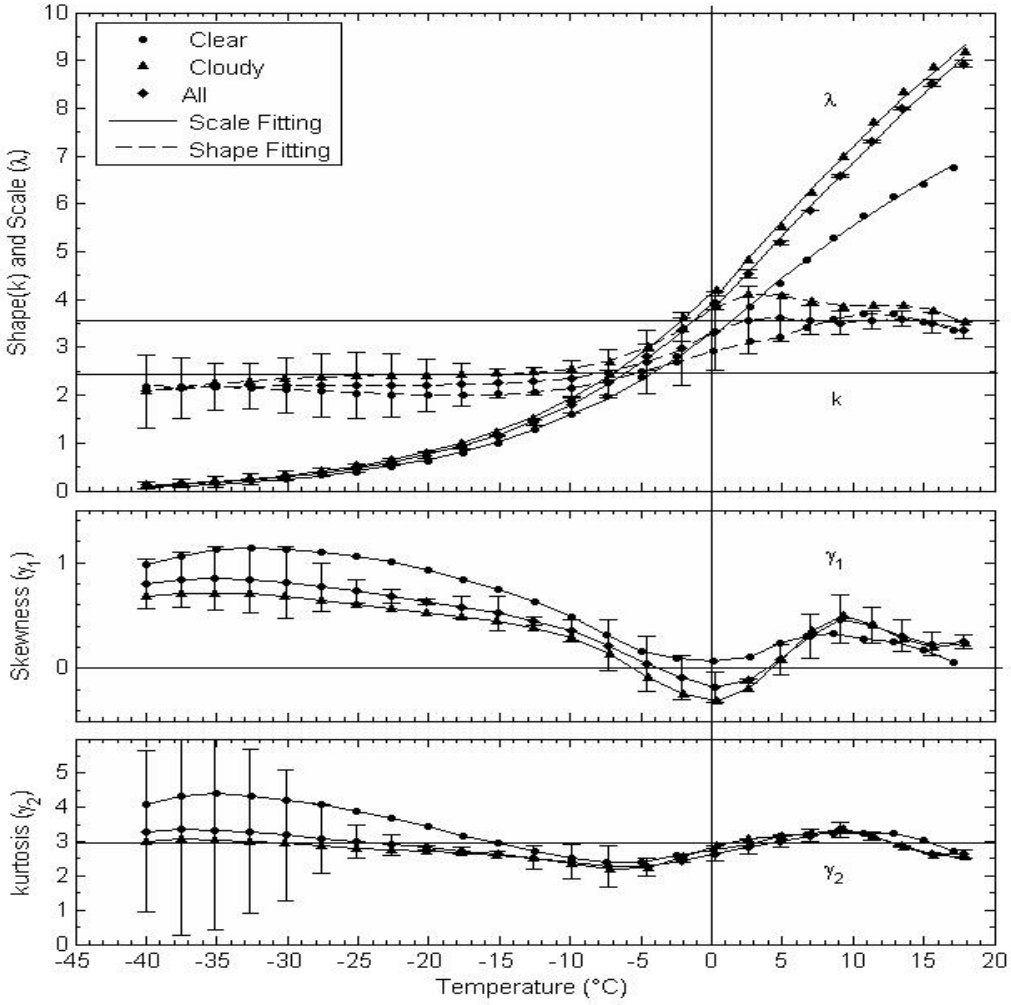



Figure 4.7 *: Variation du skewness et du kurtosis ainsi que des paramètres échelle et forme de la distribution Weibull de WVC et leurs courbes d'ajustement.*

## 4.3.4 Comparaison avec des données de radiosondages

Les données de radiosondages RS fournissent des données de distribution verticale de *WVC* (profils) le long de trajectoires obliques deux fois par jour, à 00 et 12 UTC. Pour ces données il n'est pas possible de distinguer entre les profils clairs et nuageux de la façon dont nous l'avons fait avec les profils radiométriques puisque le profil de radiosondage n'est pas vertical au sens géométrique du terme. Advectée par le vent, la radiosonde parcourt plusieurs kilomètres (en fonction de la vitesse du vent) entre la première valeur du profil à la surface et les dernières valeurs en altitude. En outre durant son parcours elle peut, selon la distribution des nuages, traverser des espaces nuageux ou clairs. Les données de radiosondages, en raison de leur échantillonnage temporel médiocre, ne peuvent prendre en considération les variations à petite échelle de *WVC* notamment les épisodes liés à la formation et dissipation des cumulus dans sa totalité et autres phénomènes atmosphériques ayant des durées de vie inférieures à 12h. Cependant une comparaison grossière peut être réalisée entre les profils moyens et les distributions issues des données de radiosondages et ceux issues des données radiométriques dans le cas total. Pour réaliser cette comparaison nous avons utilisé des données de radiosondage collectées deux fois par jour dans la station météorologique de Bordeaux–Mérignac durant la période 2006, 2007 et 2008 correspondant aux données radiométriques utilisées (tableau 3.2). Pour minimiser l'erreur de la comparaison, des précautions ont été prises quant au domaine d'altitude considéré. A titre d'exemple pour les données radiométriques de Lannemezan (600 m d'altitude), les données RS de bordeaux (50 m d'altitude) considérées sont celles dont l'altitude est supérieure à 550 m.

Le tableau 4.5 donne les paramètres des distributions WVC calculés à partir des radiosondages avec l'estimateur du maximum de vraisemblance et ajustés aux lois Lognormale et Weibull. L'ajustement Weibull est très bon et meilleur que l'ajustement Lognormal. Les paramètres forme $k$ et échelle $\lambda$ ainsi que les coefficients de dissymétrie et d'aplatissement des distributions Weibull sont représentés en fonction de la température sur la figure 4.8. Sont aussi représentées sur cette figure les courbes relatives au cas total de la figure 4.7 avec leurs barres d'erreurs. L'échelle $\lambda$ issue des données de radiosondage est très proche (dans la limite de la barre d'erreur) de celle issue des données radiométriques pour toutes les températures. La forme $k$ issue des radiosondages est presque constante. Elle est très proche de celle issue des données radiométriques pour les températures inférieures à -5°C. Pour les températures supérieures à +5°C, $k$ radiosondage est plus faible que $k$ radiométrique mais varie toujours entre 2.6 et 3.6, ce qui correspond à des distributions quasi Normales. Les

coefficients de dissymétrie et d'aplatissement des données radiosondage sont très similaires à ceux des données radiométriques.

La figure 4.9 montre les profils *WVC* moyens des radiosondages en fonction de la température superposés aux courbes relatives au cas Total des données radiométriques de la figure 4.4 avec les barres d'erreurs correspondantes. Nous observons une bonne correspondance des profils moyens radiosondages et radiométriques dans la limites de la barre d'erreur.

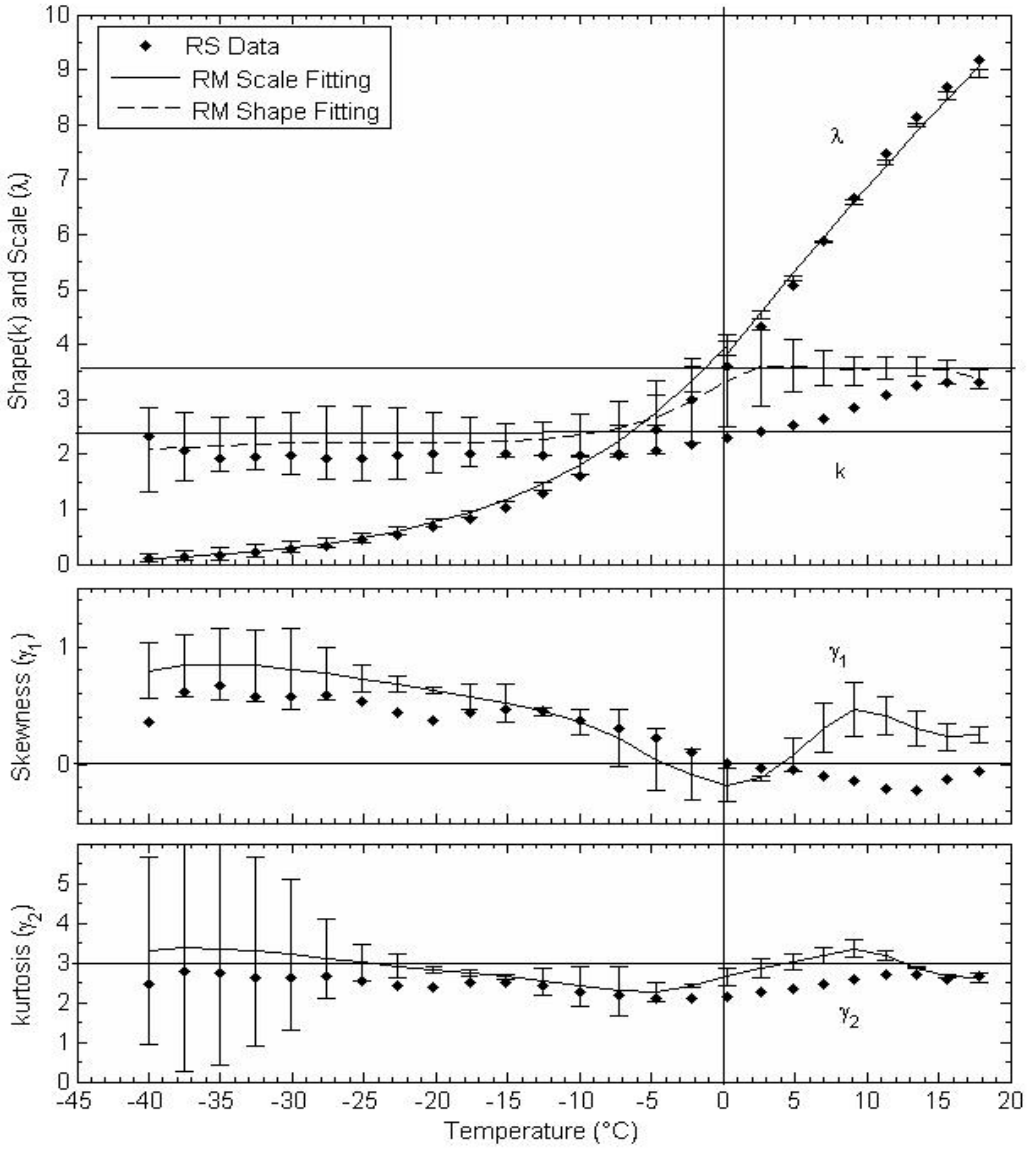



Figure 4.8 *: Variation du skewness et du kurtosis ainsi que des paramètres échelle et forme de la distribution Weibull de WVC calculées à partir des données de radiosondages. Les courbes et les barres d'erreur sont relatives aux données radiométriques pour le cas total de la figure 4.7.*

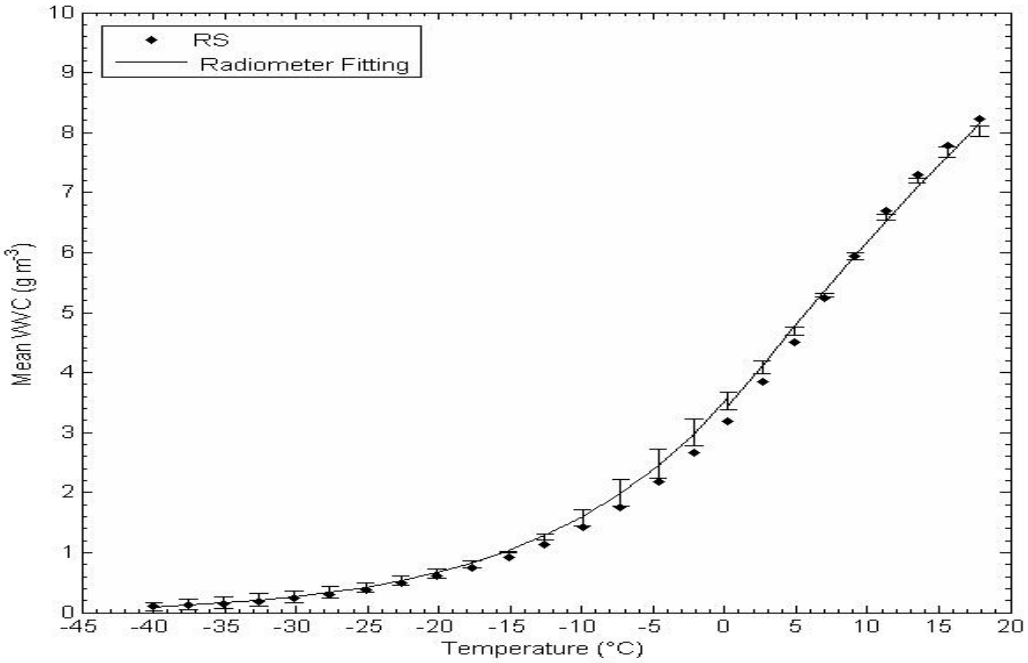



Figure 4.9 *: Variation des profils moyens de WVC calculés à partir des données de radiosondages. Les courbes et les barres d'erreur sont relatives aux données radiométriques pour le cas total de la figure 4.4.*

Tableau 4.5 : *Le même tableau que le tableau 4.2 calculé à partir des données de radiosondage pour le cas total.*

| $T$(°C) | Total | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Lognormal | | | Weibull | | |
| | $\mu_y$ | $\sigma_y$ | $r$ | $\lambda$ | $k$ | $r$ |
| [-45; -35] | -2.43 | 0.52 | 1.00 | 0.11 | 2.33 | 1.00 |
| [-40; -30] | -2.10 | 0.61 | 1.00 | 0.16 | 1.91 | 1.00 |
| [-35; -25] | -1.59 | 0.61 | 0.90 | 0.27 | 1.96 | 0.98 |
| [-30; -20] | -1.13 | 0.63 | 0.94 | 0.43 | 1.93 | 0.99 |
| [-25; -15] | -0.67 | 0.62 | 0.91 | 0.68 | 2.01 | 0.98 |
| [-20; -10] | -0.25 | 0.62 | 0.91 | 1.03 | 2.00 | 0.97 |
| [-15; -5] | 0.17 | 0.63 | 0.89 | 1.60 | 1.98 | 0.95 |
| [-10; 0] | 0.60 | 0.63 | 0.80 | 2.45 | 2.06 | 0.91 |
| [-5; 5] | 1.01 | 0.60 | 0.66 | 3.60 | 2.30 | 0.88 |
| [0; 10] | 1.38 | 0.56 | 0.66 | 5.08 | 2.52 | 0.91 |
| [5; 15] | 1.60 | 0.50 | 0.68 | 6.66 | 2.83 | 0.94 |
| [10; 20] | 1.90 | 0.44 | 0.77 | 8.13 | 3.24 | 0.97 |

### 4.3.5 Modélisation de la distribution du contenu intégré en vapeur d'eau

La distribution de probabilité de la vapeur d'eau troposphérique intégrée IWV a été calculée et ajustée aux lois de distribution Weibull et Lognormale, en utilisant l'estimateur du maximum de vraisemblance, dans les cas clair, nuageux et total (Fig. 4.10). Les paramètres

d'ajustement ainsi que les coefficients de corrélation sont donnés dans le tableau 4.6. Dans le cas clair les coefficients de corrélation des ajustements Lognormal sont plus élevés que ceux de l'ajustement Weibull. L'ajustement Weibull s'avère meilleur dans les cas nuageux et total (le cas total état dominé par la présence d'une forte proportion de profils nuageux). En utilisant une grande base de données de radiosondage et de GPS (Global Posisioning System), Foster et al. (2006) ont montré que la distribution de probabilité de la vapeur d'eau intégrée dans la troposphère s'ajuste convenablement à une distribution Lognormale. Dans les zones océaniques tropicales, ils ont montré que la distribution de *IWV* présente une dissymétrie négative et proposé un ajustement de la distribution à une loi Lognormale inverse.

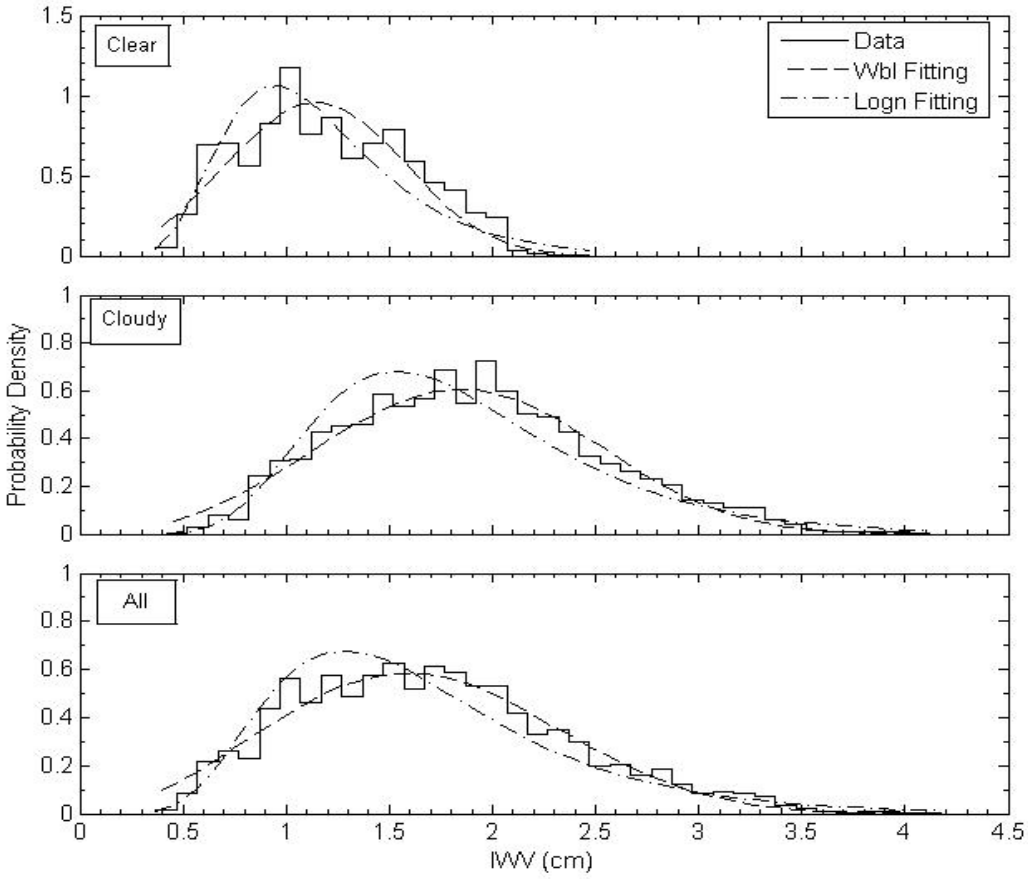



Figure 4.10 *: Distributions de probabilité de IWV et leurs courbes d'ajustement Lognormale et Weibull dans les trois cas clair, nuageux et total.*

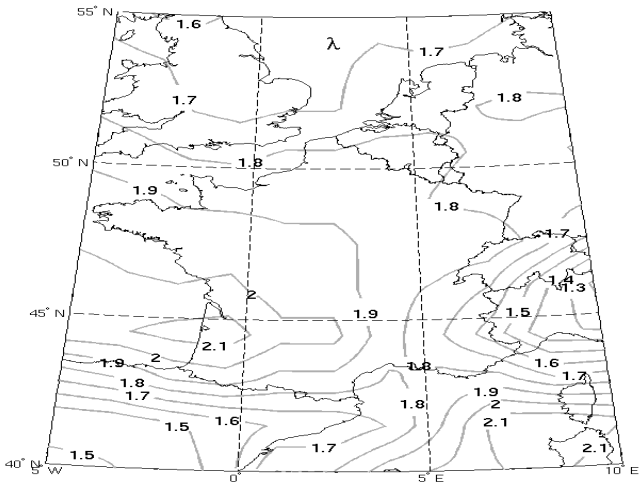
Tableau 4.6 : *Paramètres d'ajustement des courbes IWV de la Figure 4.10.*

| | Lognormal | | | Weibull | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | $\mu$ | $\sigma$ | $r$ | $\lambda$ | $k$ | $r$ |
| Air clair | 0.426 | 0.420 | 0.958 | 1.292 | 3.185 | 0.915 |

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Air nuageux | 0.784 | 0.371 | 0.901 | 2.072 | 3.233 | 0.976 |
| Total | 0.558 | 0.357 | 0.960 | 1.871 | 2.757 | 0.974 |

### 4.3.6 Comparaison avec le modèle ERA15

A l'aide de quinze années de sorties du modèle météorologique ERA15 du centre européen de la prévision à moyen terme du temps (European Center for Medium-range Weather Forcast ECMWF), les paramètres Weibull de forme $k$ et d'échelle $\lambda$ des distributions IWV ont été estimés. Les isolignes de $k$ et de $\lambda$ à travers l'Europe de l'ouest, où ont été collectées les données radiométriques (Fig. 3.7), sont représentées sur la figure 4.11. Les champs de $k$ et de $\lambda$ sont homogènes et corroborent nos hypothèses stipulant que cette zone constitue une même entité climatologique.



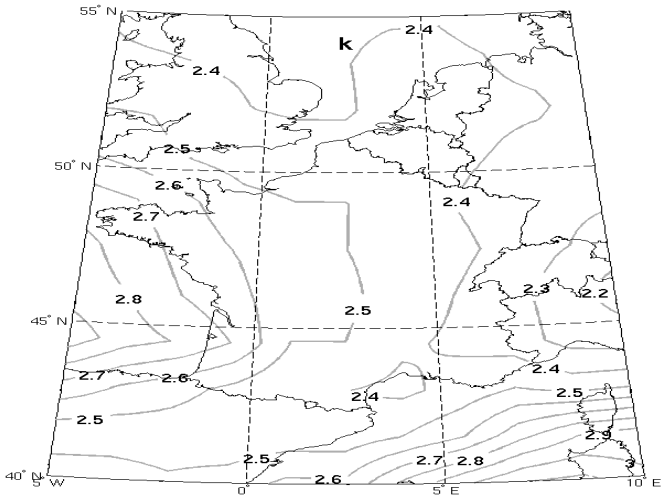



Figure 4.11*: Les isolignes des paramètres d'ajustement de la distribution Weibull des données de IWV calculées à partir des sorties du modèle météorologique ERA 15.*

Les valeurs moyennes de $k$ et de $\lambda$ à travers la zone de la figure 4.11 sont $k$=2.5 et $\lambda$=1.9. Elles sont comparables aux valeurs du cas total du tableau 4.10. Cette concordance des valeurs de k et de λ peut être considérée comme une validation des mesures radiométriques de IWV. Jeannin et al. (2008) trouvent en utilisant les mêmes sorties de modèle (ERA15) que le paramètre $k$ est à asymétrie négative pour les environnements tropicaux, ce qui est compatible avec les résultats de Foster et al. (2006). Pour les latitudes inférieures à 10°, $k$ est supérieur à 6 avec des pics allant jusqu'à 10 dans certaines zones équatoriales très humides (par exemple en Amazonie et en Indonésie).

## 4.4 Modélisation de la distribution de l'eau en phase liquide

La figure 4.12 représente les profils moyens d'eau liquide LWC, avec l'ordonnée température, dans le cas nuageux (en présence effective d'eau liquide dans le profil). Sur cette figure apparait clairement qu'il existe une relation entre le paramètre représenté et la température.

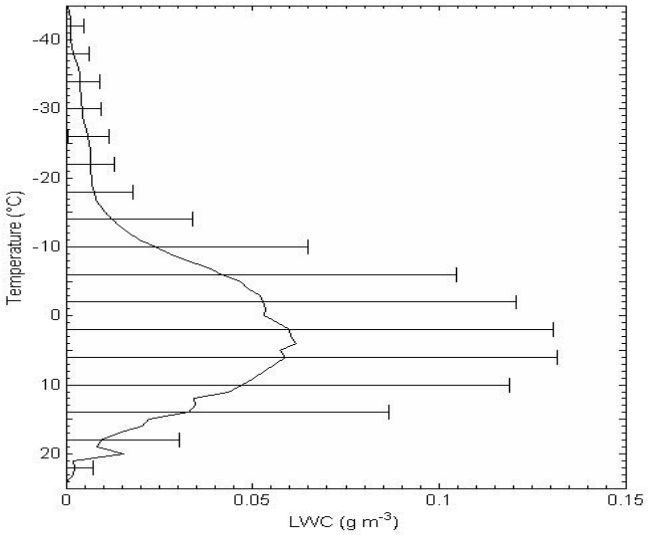



Figure 4.12 *: Profils verticaux moyens de LWC pour le cas nuageux de l'échantillon de données Toulouse1.*

Dans un premier temps, nous avons testé plusieurs lois de probabilité en les ajustant aux données. C'est la loi Lognormale qui s'est avérée la plus convenable.

Afin de modéliser la distribution de probabilité du contenu en eau liquide de la troposphère en fonction de la température, nous travaillons sur l'échantillon air nuageux en considérant uniquement les points nuage (en présence effective d'eau liquide) dans des intervalles de température de 5°C sur un domaine d'étude allant de -35°C à +15°C puisque pour les températures inférieures à -35°C il n'y a plus d'eau en surfusion. Nous procédons de la façon suivante :

- on calcule la distribution de probabilité du contenu en eau liquide *LWC* avec un pas de 0.01 g $m^{-3}$.
- on ajuste la distribution de *LWC* aux lois Lognormale et Weibull.
- on estime les paramètres des distributions Weibull et Lognormale en utilisant l'estimateur du maximum de vraisemblance.

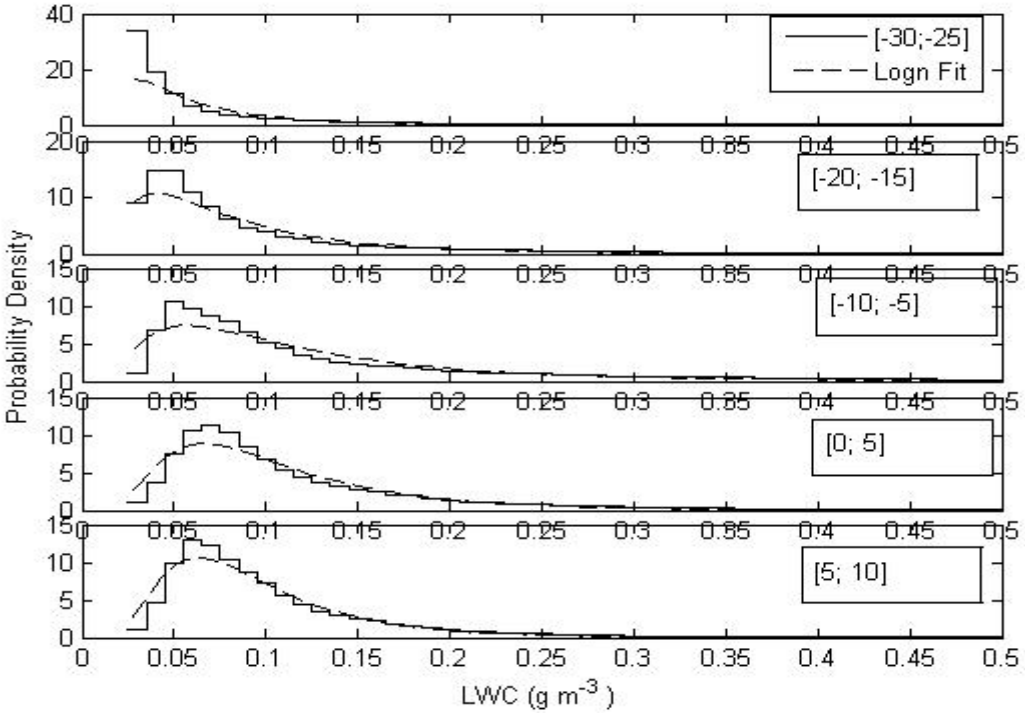



Figure 4.13 *: Distributions de probabilité de LWC de 5 intervalles de température de 5°C.*

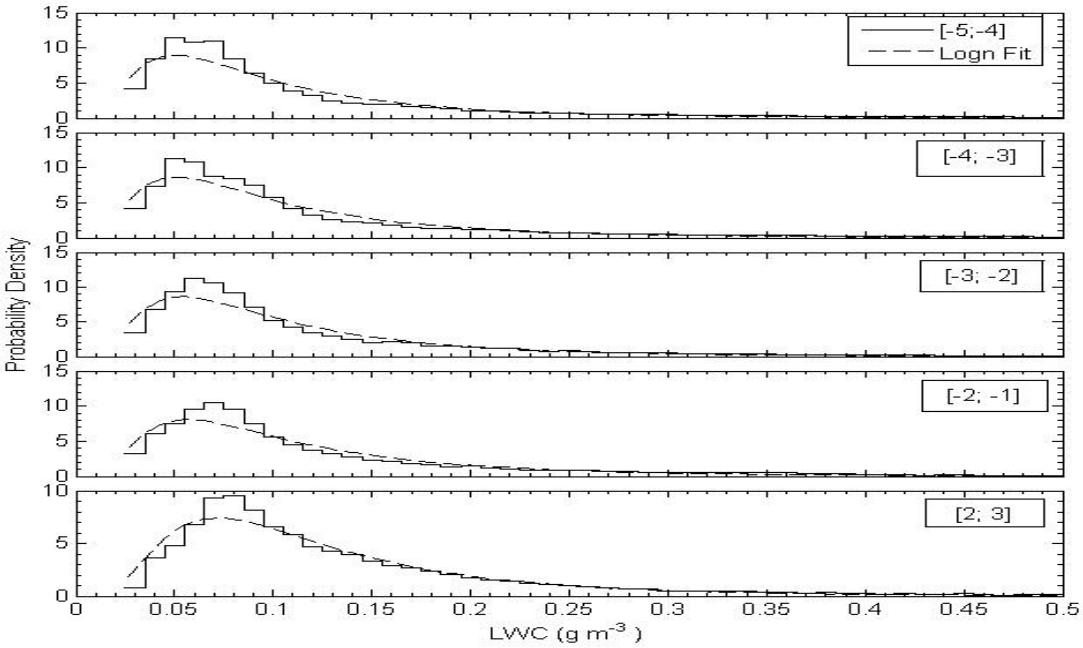



Figure 4.14 *: Distributions de probabilité de LWC de 5 intervalles de température de 1°C.*

Tableau 4.11 : *Paramètres d'ajustement Lognormal et Weibull ainsi que les coefficients de corrélation r des distributions LWC.*

| | Lognormal | | | Weibull | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $T$ (°C) | $\mu_y$ | $\sigma_y$ | $r$ | $\lambda$ | $k$ | $r$ |
| [-35 ;-30] | -3.77 | 0.29 | 0.96 | 0.03 | 2.45 | 0.85 |
| [ -30;-25] | -3.66 | 0.40 | 0.96 | 0.03 | 1.87 | 0.85 |
| [ -25;-20] | -3.60 | 0.48 | 0.92 | 0.04 | 1.47 | 0.85 |
| [ -20;-15] | -3.14 | 0.58 | 0.92 | 0.05 | 1.31 | 0.84 |
| [ -15;-10] | -3.02 | 0.74 | 0.94 | 0.07 | 1.15 | 0.89 |
| [ -10;-5] | -2.67 | 0.77 | 0.96 | 0.10 | 1.17 | 0.92 |
| [ -5;0] | -2.52 | 0.77 | 0.98 | 0.12 | 1.25 | 0.90 |
| [ 0;5] | -2.25 | 0.71 | 0.98 | 0.15 | 1.45 | 0.91 |
| [ 5;10] | -2.38 | 0.75 | 0.99 | 0.13 | 1.47 | 0.95 |
| [10;15] | -2.73 | 0.80 | 0.98 | 0.10 | 1.30 | 0.98 |

Sur la figure 4.13 sont représentées les distributions de probabilité de *LWC* de 5 intervalles de température ainsi que leurs ajustements Lognormal. La figure 4.14 montre ces distributions pour des intervalles de température de 1°C. Dans le tableau 4.11 sont résumés les résultats des ajustements Lognormal et Weibull (paramètres des distributions et coefficients de corrélation). Pour toutes les températures les ajustements aux lois Lognormale sont meilleurs par rapport aux ajustements Weibull et ceci en raison de l'absence d'une limite dans les distributions. Cette absence de limite est peut être due à l'échantillon de données composés de nuages non précipitants puisque les données relatives aux événements de pluie ont été éliminées de l'échantillon.

Nous avons réussi à partir des données radiométriques à modéliser la distribution de l'eau atmosphérique dans sa phase vapeur et dans sa phase liquide. Dans le chapitre suivant nous allons voir que peut-nous apporter l'association d'un radar VHF au radiomètre profileur pour un meilleur sondage de l'atmosphère.

# Chapitre 5

# Sondage composite de l’atmosphère par radar VHF et radiomètre microonde

## 5.1 Préambule

L'objet du présent chapitre est de montrer comment le profileur radiométrique microonde, associé à un radar profileur VHF, permet de décrire continûment la quasi-totalité des paramètres météorologiques physiques et dynamiques. Il s'agit d'un complément purement descriptif, analytique et applicatif au travail présenté dans les chapitres précédents. Il présente un caractère prospectif dans la mesure où ces différentes techniques d'observation de l'atmosphère n'ont pas encore été mises en œuvre ensemble de façon opérationnelle et très peu dans un cadre de recherche.

Nous présentons d'abord le principe et la méthodologie de mesure du radar VHF ainsi que des compléments sur la représentation continue de la distribution des paramètres radiométriques. Nous montrons ensuite la complémentarité de ces moyens dans l'analyse composite d'un cas d'observation, celui du 21 au 23 juillet 2007 collecté depuis le site de Lannemezan.

Pour faciliter la lecture, nous avons regroupé les figures relatives au cas d'observation en fin de chapitre.

## 5.2 Le radar profileur VHF

Le radar VHF est basé sur la détection des fluctuations turbulentes de l'indice de réfraction de l'air. Il en observe la réflectivité ainsi que le déplacement par mesure de l'effet Doppler. Ci-après, nous rappelons brièvement le fondement de la détection radar des milieux turbulents puis nous décrirons succinctement le radar VHF 5 faisceaux avec lequel nous avons travaillé.

### 5.2.1 Diffusion des ondes électromagnétiques par les milieux turbulents

Aux fréquences pour lesquelles les effets dispersifs sont négligeables, ce qui est le cas des fréquences métriques et centimétriques utilisées en radar, l'indice de réfraction radioélectrique de l'atmosphère *n* dépend de la pression *p*, de la température *T* et de la pression partielle de vapeur d'eau *e*. On peut écrire :

$$N = (n-1)10^6 = \frac{77,6}{T}\left(p + 4810\frac{e}{T}\right) \tag{5.1}$$

où *N* est le coïndice de réfraction.

Les perturbations dynamiques de petite échelle créent des modifications locales du champ moyen de l'indice de réfraction de l'air. En effet, au cours d'un processus de mélange turbulent, les particules d'air, rapidement déplacées les unes par rapport aux autres, ne se mêlent pas immédiatement de façon complète et homogène ; elles conservent temporairement leur identité : la pression est constamment égale à celle de l'environnement, mais la température potentielle et l'humidité spécifique sont conservées. Les variations locales de ces grandeurs, à la frontière des particules d'air, sont d'autant plus accentuées que les gradients moyens initiaux sont plus élevés et les déplacements plus importants, ce qui correspond à une forte turbulence.

L'étude de la diffusion des ondes électromagnétiques par les milieux turbulents a été abordée par de nombreux auteurs. Parmi ceux-ci, Tatarski (1961) a publié un exposé général de résultats théoriques qui a servi de base à l'interprétation d'études expérimentales variées, lesquelles ont permis de préciser les relations entre les concepts utilisés dans la description des phénomènes et les grandeurs mesurables caractérisant la turbulence atmosphérique.

Tatarski (1961) définit la densité de puissance spectrale de l'indice de réfraction dans l'espace par la fonction $\phi_n(k)$ où $k$ est le vecteur nombre d'onde. La fonction $\phi_n(k)$ est obtenue par transformée de Fourier de la fonction d'autocorrélation de l'indice de réfraction.

Tatarski montre que la réflectivité est liée aux fluctuations aléatoires de l'indice de réfraction par une expression générale de la forme :

$$\eta(\vec{k}) = \frac{\pi^2}{2} k^4 \phi_n(\vec{k}), \tag{5.2}$$

dans laquelle $k$ est le vecteur nombre d'onde dont la direction est celle de la propagation radar avec $|k| = 4\pi/\lambda$. Bien que $\phi_n(k)$ soit défini pour tout l'espace des nombres d'onde, seule la région du spectre correspondant à la direction de propagation et à l'échelle spatiale $\lambda/2$ contribue à la rétrodiffusion. En d'autres termes, seules les fluctuations spatiales dont l'échelle suivant la direction de propagation est proche de $\lambda/2$, produisent des phases additives et sont perçues par le récepteur ; cependant, la détection n'a lieu que si une énergie spectrale suffisante se manifeste à l'échelle $\lambda/2$, qui est sélectivement observée par le radar.

Pour une turbulence localement isotrope, dans un milieu incompressible caractérisé par un nombre de Reynolds suffisamment élevé, les hypothèses de Kolmogorov considèrent les facteurs déterminant le transfert et la dissipation de l'énergie cinétique pour les valeurs élevées du nombre d'onde, à l'extrémité du spectre de turbulence. Elles prévoient l'existence d'un domaine d'équilibre constitué d'une zone de transfert d'énergie et d'une zone de dissipation visqueuse. La zone de transfert d'énergie, appelée "domaine inertiel", est limitée par les nombres d'onde $k_o$ et $k_m$. Aux échelles supérieures à $L_o = 2\pi/k_o$ (typiquement quelques dizaines à quelques centaines de mètres), les mouvements de l'air ne sont plus isotropes ; on trouve de grands tourbillons anisotropes qui sont considérés comme les sources de l'énergie transférée vers les petites échelles. Aux échelles inférieures à $\ell_m = 2\pi/k_m$ (quelques centimètres), les tourbillons perdent rapidement leur énergie par dissipation thermique due aux forces de viscosité moléculaire. Dans le domaine inertiel, entre $L_o$ et $\ell_m$, les tourbillons perdent toute structure ; ils deviennent homogènes et isotropes ; la viscosité intervient peu et il se produit un transfert continu d'énergie à partir des tourbillons de dimension supérieure à $L_o$ vers les tourbillons de taille inférieure. Dans cette partie du spectre, l'énergie en fonction de la taille des tourbillons est répartie proportionnellement à $k^{-5/3}$ et les propriétés moyennes locales du mouvement turbulent homogène et isotrope sont déterminées uniquement par $\varepsilon$, le taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente par unité de mesure.

Une relation utile peut être écrite en utilisant la constante de structure des fluctuations de l'indice de réfraction $C_n^2$ qui est lié à la fonction de structure $D_n(r)$, où $r$ est l'intervalle spatial, par :

$$D_n(r) = \left\langle \left[ n(x+r) - n(x) \right]^2 \right\rangle = C_n^2 \, r^{2/3}, \tag{5.3}$$

avec $$C_n^2 = a^2 \, \varepsilon_n \, \varepsilon^{-1/3} \tag{5.4}$$

où le symbôle <> désigne la moyenne des états dans l'espace ; $C_n^2$ est une mesure du carré moyen des fluctuations de l'indice de réfraction dans le domaine inertiel (en $cm^{-2/3}$) ; $a^2$ est une constante sans dimension valant approximativement 2,8. On montre (Ottersten 1969) que la réflectivité peut alors s'écrire :

$$\eta(\lambda) \approx 0{,}38 \, C_n^2 \, \lambda^{-1/3} \tag{5.5}$$

où $\lambda$ est la longueur d'onde du radar.

Ainsi, à condition que l'échelle déterminée par la demi-longueur d'onde du radar soit incluse dans le domaine inertiel, la mesure de la réflectivité radar permet une estimation de $C_n^2$.

## 5.2.2 Le radar VHF à cinq faisceaux en sondeur vertical

### a. Principe et caractéristiques

Le radar profileur de vent VHF utilise une antenne composée d'un réseau de dipôles couvrant une aire de 60x60 $m^2$ (Fig. 5.1). En contrôlant la distribution de phase et d'amplitude des dipôles, on forme successivement cinq faisceaux pointant à la verticale puis dans quatre directions symétriques par rapport à la verticale et inclinées de $\sigma = 15°$ par rapport au zénith, comme représenté à la figure 5.2 (Campistron et al. 2001).

Le profileur fonctionne comme un radar Doppler à impulsion (e.g. Sauvageot 1992) ; il mesure la réflectivité le long de chaque faisceau ainsi que la vitesse Doppler. La vitesse Doppler est la projection de la vitesse vraie du traceur (les fluctuations turbulentes de $n$,

lesquelles se comportent comme des traceurs passifs parfaits) dans la direction de visée. Avec 5 faisceaux, on mesure cinq composantes de la vitesse. Ces cinq composantes permettent de restituer le vecteur vitesse vrai. Ce dernier est projeté sur le plan horizontal pour avoir le vent horizontal. Le faisceau vertical est utilisé pour mesurer la vitesse verticale. Le tableau 5.1 indique les principales caractéristiques du profileur VHF.

Figure 5.1 : *Antenne du radar VHF.*

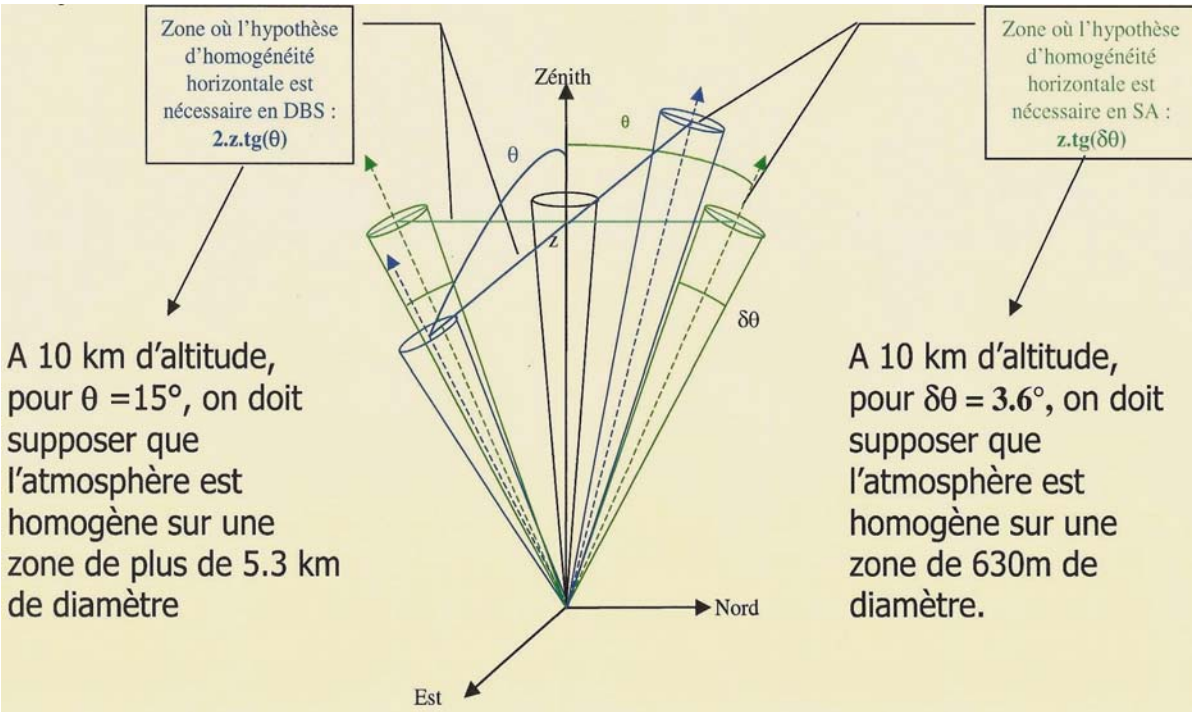



Figure 5.2 : *Schéma des 5 faisceaux.*

Tableau 5.1 *: Caractéristiques techniques du radar VHF.*

| | |
|---|---|
| Fréquence | 45 MHZ |
| Longueur d'onde | 6.66 m |
| Puissance-crête | 6 kW |
| Fréquence de répétition | 6400 Hz |
| Longueur de l'impulsion | 6000 m |
| Résolution radiale effective | 375 m |
| Antenne | cinq faisceaux, un vertical et quatre obliques à 75° de site |
| Type | Coaxiale-Colinéaire |
| Aire | 60 x 60 m2 |
| Couverture verticale | de1.5 km à 16 km |
| Echantillonnage radial | 375 m |
| Résolution temporelle (durée d'un cycle sur 5 faisceaux) | 15 minutes |

**b. Les paramètres mesurés**

Dans la présente section, nous présentons seulement la nature des paramètres. L'interprétation de leur évolution est abordée dans la section 5.3.

Les distributions présentées à la figure 5.3 sont obtenues par la juxtaposition dans le temps des profils verticaux observés au pas de temps de 15 min par le radar.

La figure 5.3a représente la distribution altitude-temps des vecteurs vent horizontal. Le module des vecteurs donne la vitesse et l'orientation la direction du vent. Le fond coloré donne le champ d'isovaleur du module de la vitesse.

La figure 5.3b montre la distribution de la composante verticale de la vitesse à 13 niveaux. Le fond coloré représente le champ d'isovaleur.

La figure 5.3c est la distribution hauteur-temps de la réflectivité radar, c'est-à-dire une quantité proportionnelle à $C_n^2$. La réflectivité rend compte de la turbulence d'indice mais n'est pas proportionnelle à l'intensité de la turbulence mécanique.

La figure 5.3d représente la demi-largeur du spectre Doppler, c'est-à-dire l'étalement du spectre des vitesses verticales.

La figure 5.3e montre la distribution du rapport $P_v/P_o$, où $P_v$ et $P_o$ sont la réflectivité en visée verticale et en visée oblique respectivement. Ce rapport rend compte du feuilletage de

l'atmosphère. En effet, en visée verticale, la réflectivité sur les surfaces (feuillet) horizontales est maximum, tandis qu'elle est minimum en visée oblique. Les feuillets sont principalement observés dans la partie supérieure de la troposphère et au niveau de la tropopause.

La figure 5.3f représente le bruit cosmique observé en l'absence d'écho, c'est-à-dire au-delà de la couche météorologique, en utilisant le radar comme un récepteur passif (réception radiométrique). La coordonnée d'altitude n'a donc pas de signification. On observe une alternance de bruit fort de bruit faible avec une périodicité d'environ 24 heures correspondant à la période de la rotation de la terre (jour sidéral). Le bruit est maximum lorsque le faisceau du radar est dirigé vers le centre de la galaxie. Le niveau du bruit cosmique est utilisé comme élément de calibration du récepteur du radar.

## 5.3 Exploitation du radiomètre microonde

Le radiomètre utilisé étant le TP WVP 3000, les variations d'amplitude des quantités mesurées sont converties en variation de couleur et les sondages verticaux consécutifs sont juxtaposés de façon à obtenir une distribution hauteur-temps de ces quantités. Les 5 quantités mesurées par le radiomètre, eau liquide *(LWC)*, vapeur d'eau *(WVC)*, température *(T)*, humidité relative par rapport à l'eau liquide *(RH)*, humidité relative par rapport à la glace *(RHI)*, ont ainsi été converties en distribution hauteur-temps. Sur ces distributions sont rajoutées une courbe montrant la hauteur de la base des nuages telle que détectée par la combinaison du profil de température et de la mesure du thermomètre infrarouge, et une courbe donnant l'altitude de l'isotherme zéro degré Celsius.

## 5.4 Analyse composite – cas du 21 au 23 juillet 2007

Pendant toute la période présentée, du 21-07-07 à 00:00 UTC au 23-07-07 à 15:00 UTC, le sud-ouest de la France est sous l'influence d'un flux de sud-ouest rapide en altitude, commandé par une dépression de 1000 hPa centrée au sud de l'Irlande. La figure 5.5 montre l'analyse en surface et à 500 hPa en milieu de période, le 22 juillet 2007 à 12 UTC.

Le radiomètre nous montre que l'altitude de la base varie à peu près entre le sol et 2000 m d'altitude, entre le 21-07 à 03 UTC et le 22-07 à 10 UTC. Ensuite la couche se fractionne (Fig. 5.4 b, c et d) et l'altitude de la base remonte entre 2000 m et la limite supérieure de détection située vers 10 km d'altitude (la limite supérieure est associée à l'absence de nuage). En fin de période, à partir du 23-07 à 13 UTC, on observe à nouveau une base continue dont l'altitude est très près du sol.

Le radar VHF nous donne les paramètres dynamiques. Il observe un flux modéré d'ouest à sud-ouest dans la troposphère inférieure (au-dessous de 5 à 6 km) qui s'intensifie très sensiblement dans la troposphère supérieure (Fig. 5.3a). Sa direction en altitude oscille de sud-ouest à ouest puis à nouveau de sud-ouest en fin de période. Le 23-07 vers 12 UTC, la vitesse entre 8 et 12 km d'altitude dépasse 60 m $s^{-1}$ (200 km $h^{-1}$). Lorsque le flux à bas niveau coupe la ligne d'orientation moyenne de la chaîne des Pyrénées sous un angle supérieur à une trentaine de degrés, on observe dans le champ des vitesses verticales (Fig. 5.3b) des vitesses verticales fortes qui traduisent la présence d'ondes de relief se propageant vers le haut. Le 23-07 entre 06 et 12 UTC, ces ondes sont observées entre 10 et 16 km d'altitude, donc au niveau de la tropopause et de la basse stratosphère. Ces ondes d'altitude sont excitées par les ondes de relief mais amplifiées fortement par la présence au-dessus de 11 km le 23-07 après 06 UTC d'un fort cisaillement du vent horizontal. La figure 5.3c montre que la réflectivité (la turbulence d'indice) est la plus forte dans les basses couches en présence d'une base des nuages basse et de légères précipitations. Celles-ci s'évaporent en tombant vers le sol, augmentant ainsi l'humidité. La réflectivité passe par un minimum entre 8 et 10 km d'altitude en raison de la diminution de d'humidité et de la température qui diminuent corrélativement les fluctuations de $C_n^2$. Elles augmentent à nouveau au niveau de la tropopause dont elles assurent la détection entre 11 et 13 km d'altitude pendant la période d'observation. On note une rupture de tropopause le 23-07 en présence des ondes de forte amplitude au-dessus de 11 km. Sur la figure 5.3c, on voit que le rapport d'aspect (la présence de feuillets) est important au niveau de la tropopause mais qu'il est abaissé à zéro dans la région où se manifestent les ondes tropopausiques de forte amplitude au-dessus de 11 km.

La figure 5.3, comme d'ailleurs la figure 5.4, représente le champ dans le plan hauteur-temps avec une forte différence entre échelles verticale et horizontale. Les couches atmosphériques observées en visée verticale par le radar VHF et par le profileur radiométrique, sont advectées avec la circulation horizontale de l'atmosphère. Si l'on prend comme vitesse moyenne d'advection ($\overline{V}_H$) la vitesse vers 600 hPa (environ 4000 m d'altitude), ce qui est assez réaliste dans le cas présent, la figure 5.3a montre que $\overline{V}_H \cong 20$ m $s^{-1}$. Une heure correspond donc à l'écoulement d'une couche atmosphérique de 72 km. On trouve ainsi que la compression de l'échelle horizontale par rapport à l'échelle verticale est de l'ordre de 200 (sur l'échelle verticale 1 cm = 2 km et sur l'échelle horizontale 1 cm correspond à 6 heures, soit 6 × 72 = 432 km). Pendant la totalité de la période présentée sur les figures 5.3 et 5.4, environ 63 heures, 4500 km d'atmosphère s'écoulent au-dessus du site d'observation.

La figure 5.4 représente avec un grand luxe de détails la distribution des paramètres physiques. La figure 5.4a concerne l'eau liquide. Elle montre, depuis le 21-07 vers 02 UTC jusqu'au 22-07 vers 10 UTC, la présence d'eau liquide. L'eau liquide est observée au-dessus de l'isotherme 0°C, donc en état de surfusion à température négative, jusqu'à 6 km d'altitude (vers 07:30 UTC) où la température est voisine de -20°C (Fig. 5.4c). Ce maximum d'altitude de l'eau surfondue est associé à un cœur de fort contenu en eau, de l'ordre de 1,4 g $m^{-3}$, correspondant à une structure convective (un cumulus inclus dans la couverture nuageuse continue). La réalité de cette structure convective est corroborée par la présence de vitesse verticale ascendante observée par le radar VHF (Fig. 5.3b) à la même heure, ainsi que par la présence d'une structure verticale plus chaude dans le champ de température (Fig. 5.4c). L'excès de température par rapport à l'air situé avant est de l'ordre de 3 à 4°C (voir la variation d'altitude de l'isotherme 0°C et les variations de couleur sur la figure 5.4c).

Le 22-07 entre 00 UTC et 10 UTC, on observe, au-dessus de l'isotherme 0°C, une structure à deux couches (au-dessous de 2,5 km et entre 3 et 4 km).

Au-dessous de l'isotherme 0°C, la limite inférieure de l'eau liquide correspond assez bien à l'altitude de la base du nuage mesurée par le thermomètre IR (qui est, rappelons-le, une mesure indépendante de la mesure radiométrique de l'eau liquide. A certains endroits cependant, la correspondance n'est pas bonne, par exemple vers 08 UTC le 21-07 et entre 09 et 10 UTC le 22-07. Ces défauts de coïncidence sont dus à ce que le contenu en eau liquide au-dessus de la base détectée par IR est inférieur au minimum d'eau liquide détectable par le radiomètre. Lorsque de l'eau est détectée au-dessous de la base, il peut s'agir de traînées de drizzle (bruine de gouttelettes de faible diamètre, < 400 μm) de faible densité optique, donc de faible brillance radiométrique en IR.

Entre le 22-07 à 10 UTC et le 23-07 à 10 UTC, et excepté entre 00 et 02 UTC le 23-07, le radiomètre ne détecte pas d'eau liquide. Cependant, la base IR des nuages n'est pas au-delà de l'altitude maximum (-49,8°C). Ces bases sont évidemment associées à des nuages de glace, lesquels peuvent être semi-transparents de sorte que la détection de l'altitude de leur base n'est pas toujours très précise. Cette séquence illustre l'incapacité du profileur radiométrique à détecter les nuages de glace (parce que le coefficient d'émission-absorption de la glace aux microondes est très faible). Au-delà de 12 UTC le 23-07, la base du nuage est presque au sol.

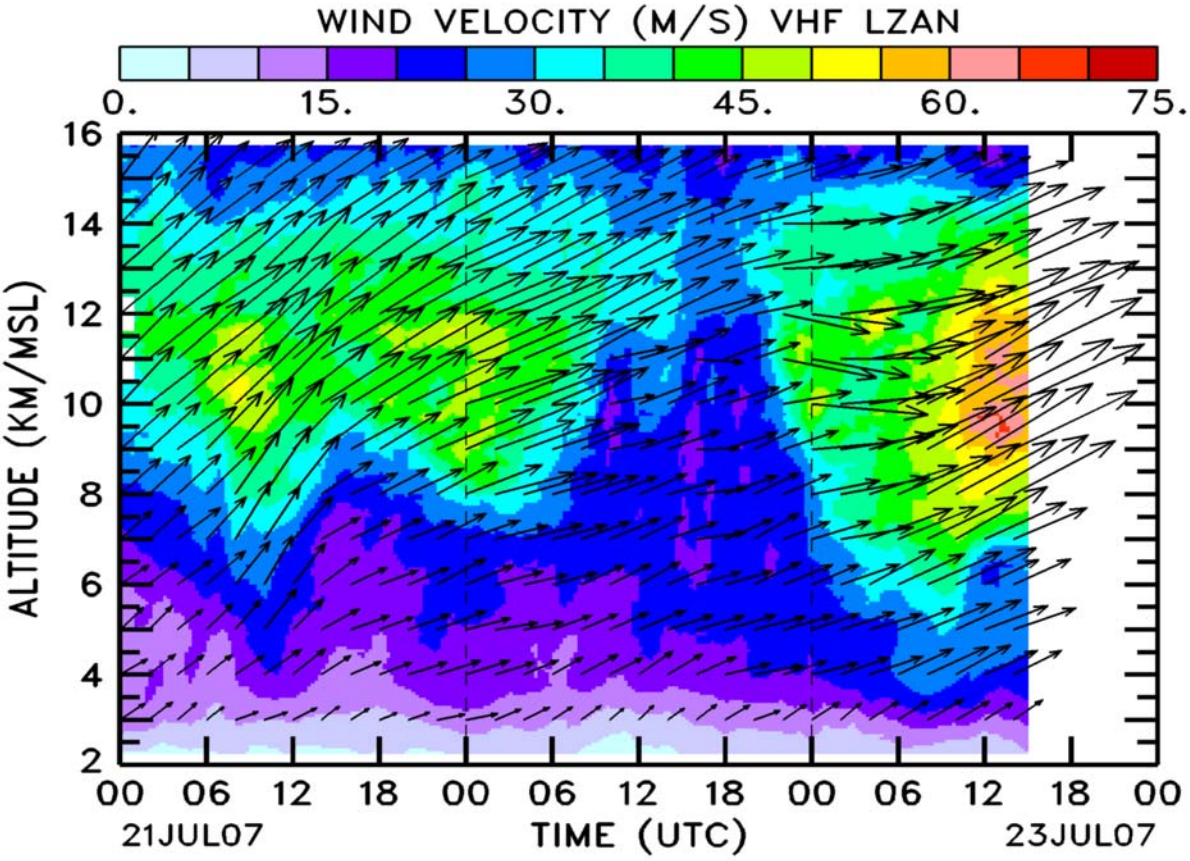
La figure 5.4b montre, suivant la verticale, une décroissance monotone du contenu en vapeur d'eau avec des variations de concentration étroitement liées à la distribution du contenu en eau liquide et à celle de la température (Fig. 5.4c). On observe notamment, par exemple, que la zone d'ascendance convective associée à des vitesses verticales ascendantes et

à de l'air plus chaud, entre 07 et 10 UTC, correspond à une colonne de plus fort contenu en vapeur d'eau, tandis que la période entre 10 UTC le 22-07 et 10 UTC le 23-07 correspond à de l'air beaucoup plus sec, avec la mise en évidence d'une zone d'air chaud en basse couche entre 22 UTC le 22-07 et 06 UTC le 23-07.

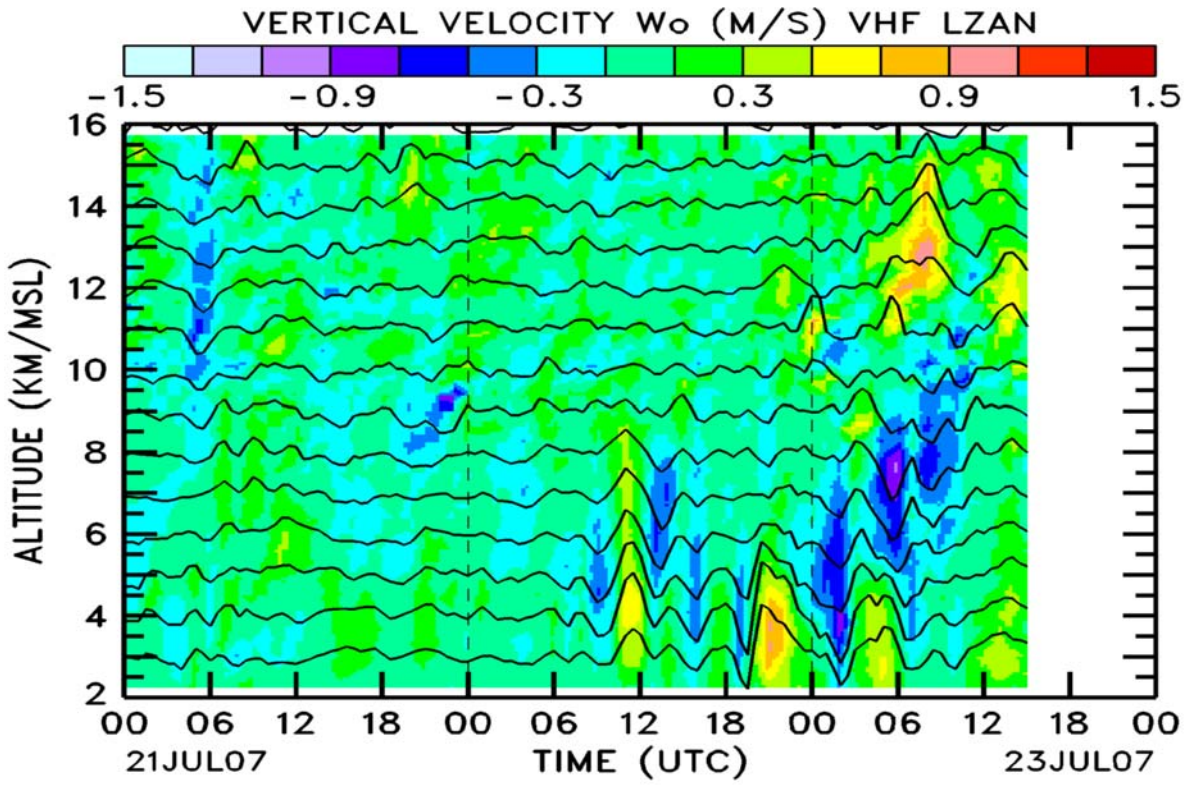
La distribution de l'humidité relative présentée sur les figures 5.4d et e est assez bien corrélée avec ce qui précède. Sa lecture et son interprétation sont cependant rendues complexes par la coexistence, aux températures négatives de l'eau sous deux phases, liquide et solide. Dans la séquence analysée, nous avons très fréquemment dans la troposphère supérieure, des nuages de glace qui génèrent des traînées de cristaux qui, en tombant vers les niveaux inférieurs, affectent la distribution du contenu en eau liquide et de l'humidité relative (comme rappelé précédemment, l'humidité saturante par rapport à la glace est sensiblement plus faible que celle par rapport à l'eau et la différence dépend de la température). Dans la troposphère supérieure, au-dessus de 5 à 6 km, les températures sont inférieures à -25°C, le contenu en vapeur d'eau maximum (saturant) est très faible et la précision de la mesure de température médiocre (car lissée en raison de la moindre résolution spatiale). Dans ces conditions, la restitution de *RH* et *RHI* est peu précise. Cependant, les distributions des figures 5.4d et c sont qualitativement correctes. Notamment la poche d'air chaud et sec entre 10 UTC le 22-07 et 10 UTC le 23-07 est bien restituée.

En conclusion, les documents analysés dans le présent chapitre illustrent les potentialités offertes par l'association d'un radar VHF et d'un profileur radiométrique pour l'observation détaillée des paramètres physiques et dynamiques de l'atmosphère locale. D'autres instruments de mesure peuvent être adjoints à cet ensemble pour l'observation des nuages précipitants, tels que pluviomètre ou disdromètre (granulomètre à précipitation), ou de l'atmosphère claire tels que mesure du rayonnement (mesure des termes du bilan radiatif en ondes courtes et en IR), ou mesure GPS (Global Positioning System) capable de donner la vapeur d'eau intégrée. De tels dispositifs représentent une avancée considérable par rapport aux méthodes actuelles de sondage opérationnelles.

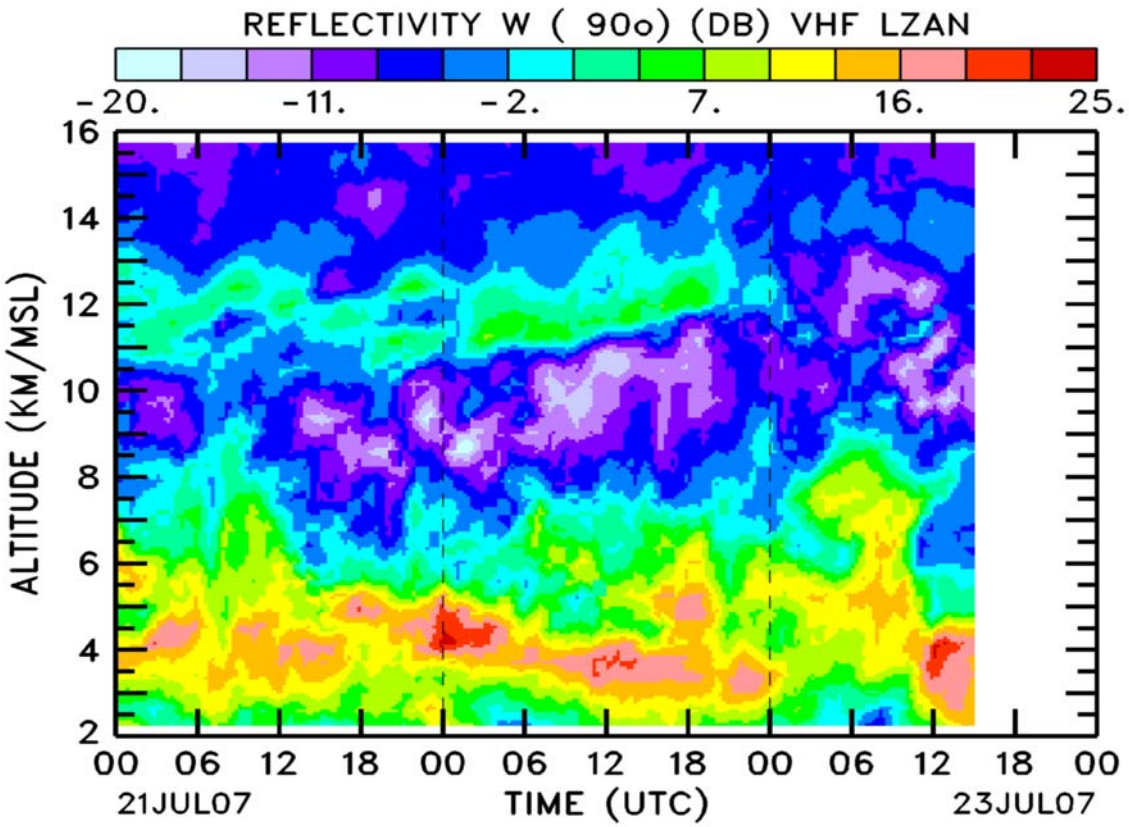
**(a)**


WIND VELOCITY (M/S) VHF LZAN
0. 15. 30. 45. 60. 75.
ALTITUDE (KM/MSL)
16 14 12 10 8 6 4 2
00 06 12 18 00 06 12 18 00 06 12 18 00
21JUL07
TIME (UTC)
23JUL07

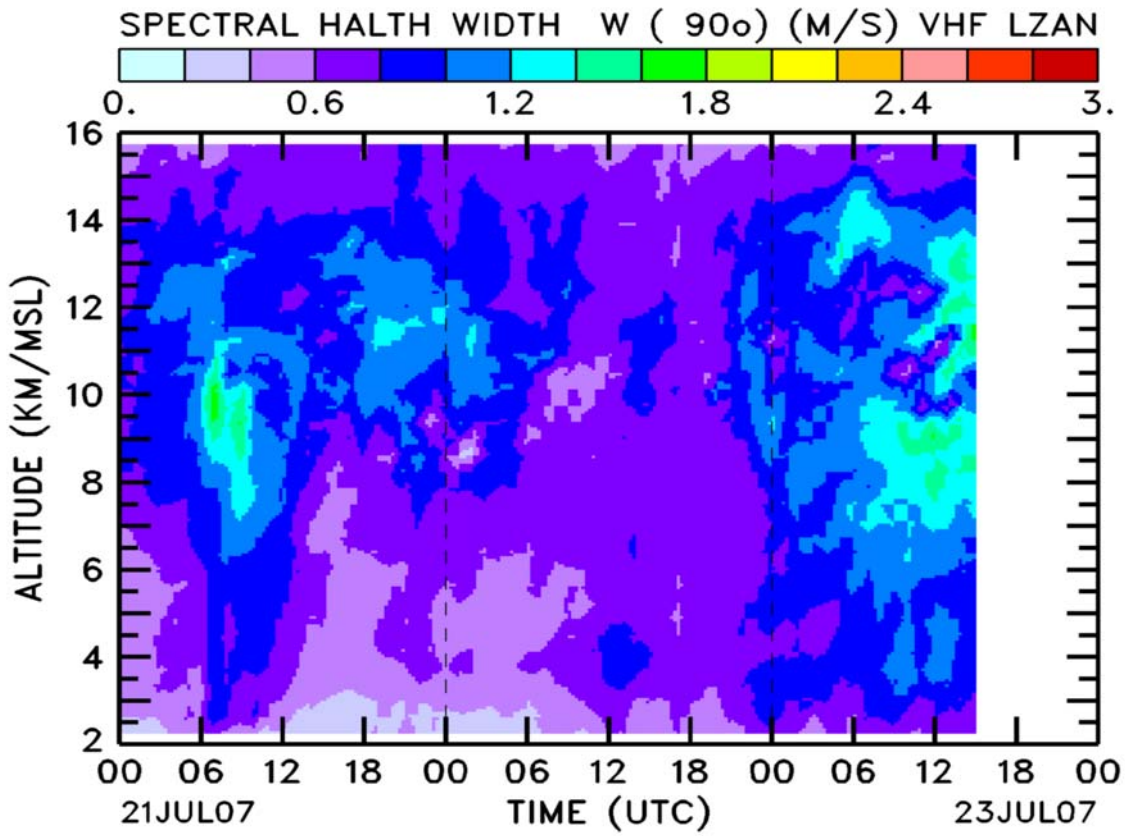
**(b)**


VERTICAL VELOCITY Wo (M/S) VHF LZAN
-1.5 -0.9 -0.3 0.3 0.9 1.5
ALTITUDE (KM/MSL)
16 14 12 10 8 6 4 2
00 06 12 18 00 06 12 18 00 06 12 18 00
21JUL07
TIME (UTC)
23JUL07

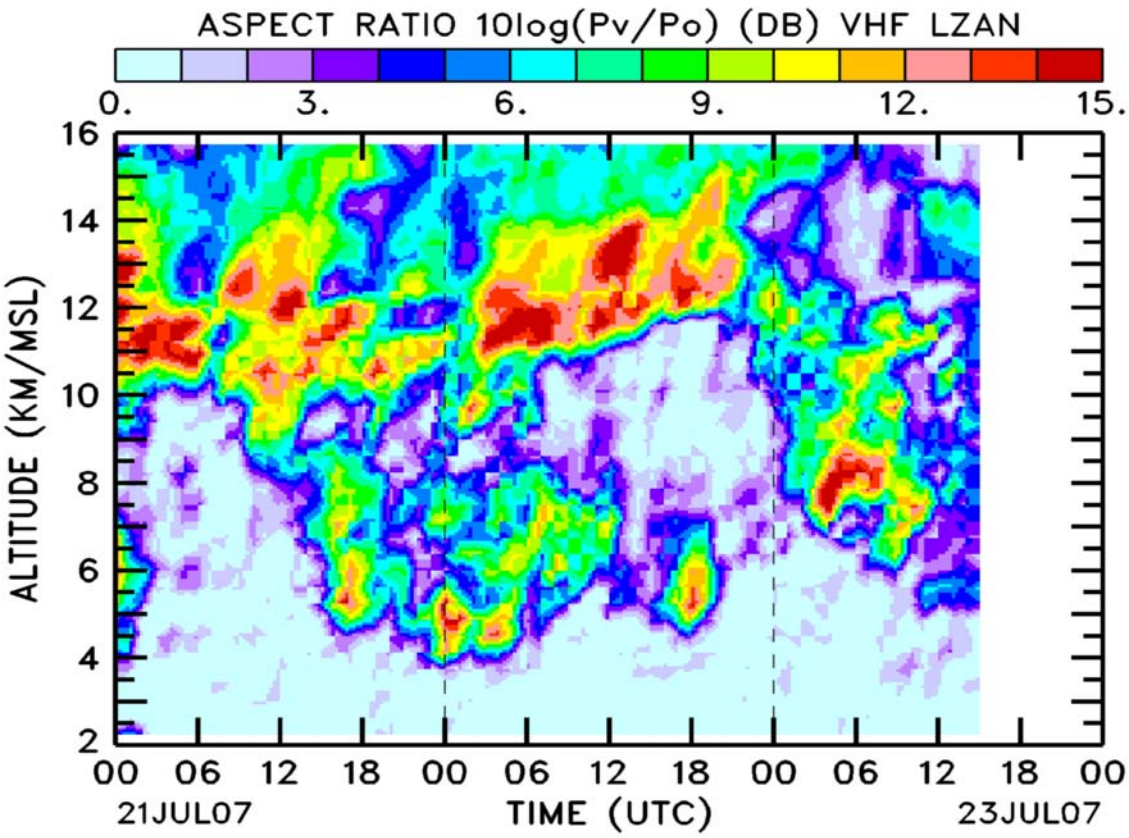
**(c)**


REFLECTIVITY W ( 90o) (DB) VHF LZAN
-20.
-11.
-2.
7.
16.
25.
ALTITUDE (KM/MSL)
16
14
12
10
8
6
4
2
00 06 12 18 00 06 12 18 00 06 12 18 00
21JUL07
TIME (UTC)
23JUL07

**(d)**


SPECTRAL HALTH WIDTH W ( 90o) (M/S) VHF LZAN
0.
0.6
1.2
1.8
2.4
3.
ALTITUDE (KM/MSL)
16
14
12
10
8
6
4
2
00 06 12 18 00 06 12 18 00 06 12 18 00
21JUL07
TIME (UTC)
23JUL07

**(e)**




**(f)**

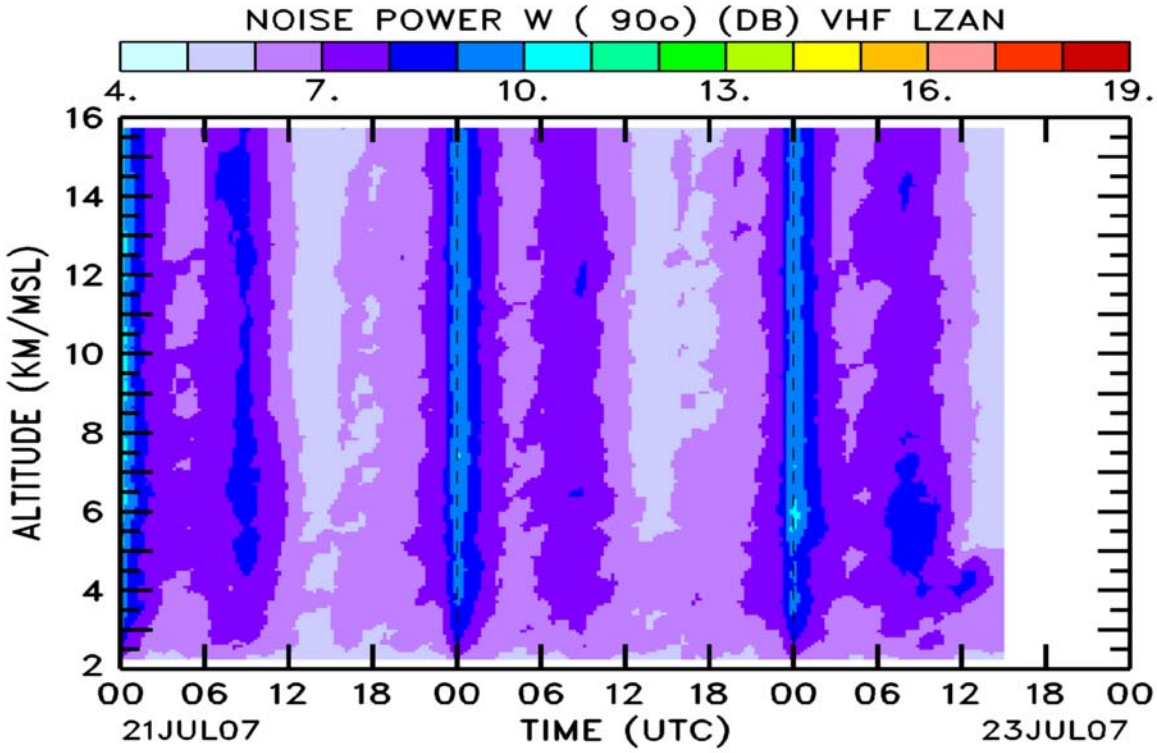
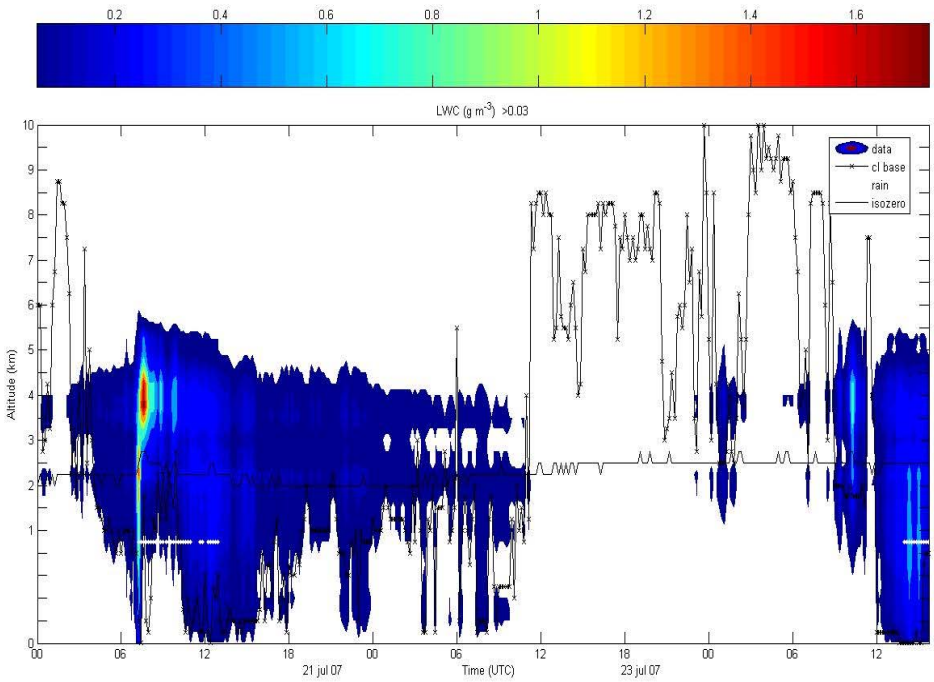
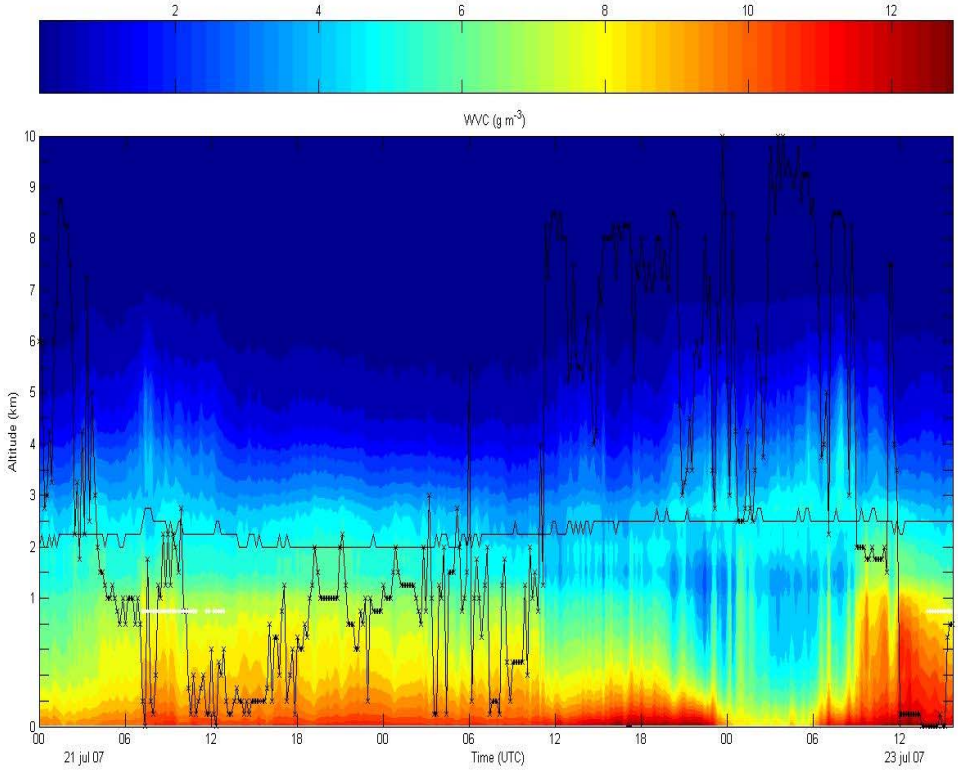



Figure 5.3 : *Coupe hauteur temps des 21-22-23 juillet 2007 de a : Vitesse et direction du vent, b : Vitesse verticale, c : Réflectivité Radar, d : Largeur spectrale, e : Rapport d'aspect, f :Puissance de bruit.*

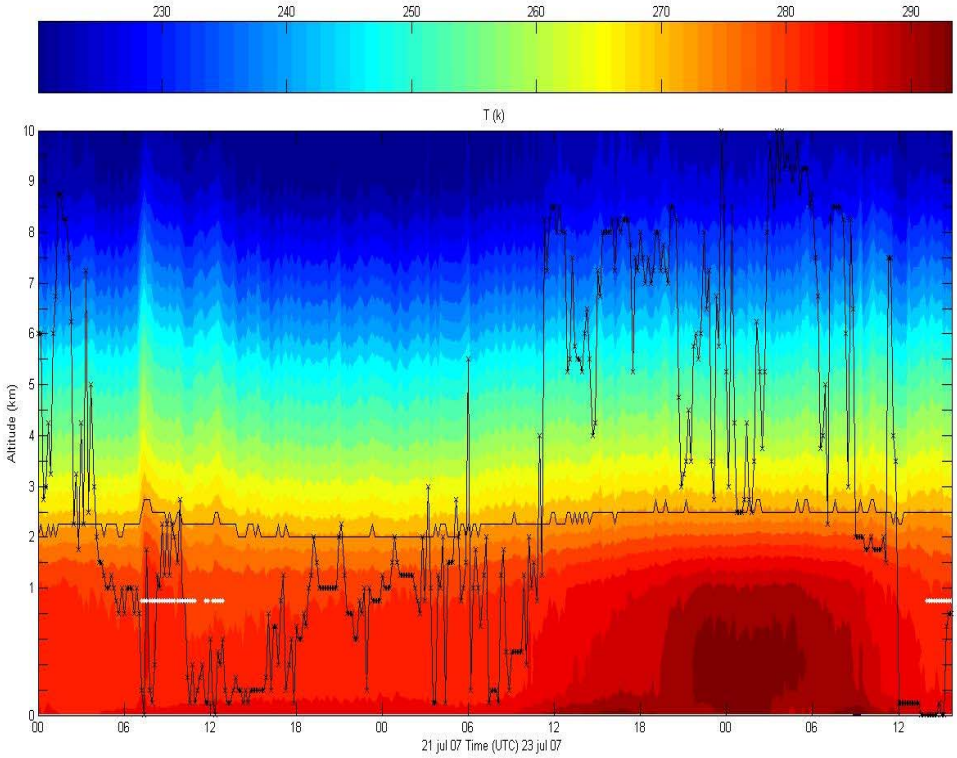
**(a)**


LWC (g m-3) >0.03
Altitude (km)
Time (UTC)
21 jul 07
23 jul 07
data
cl base
rain
isozero

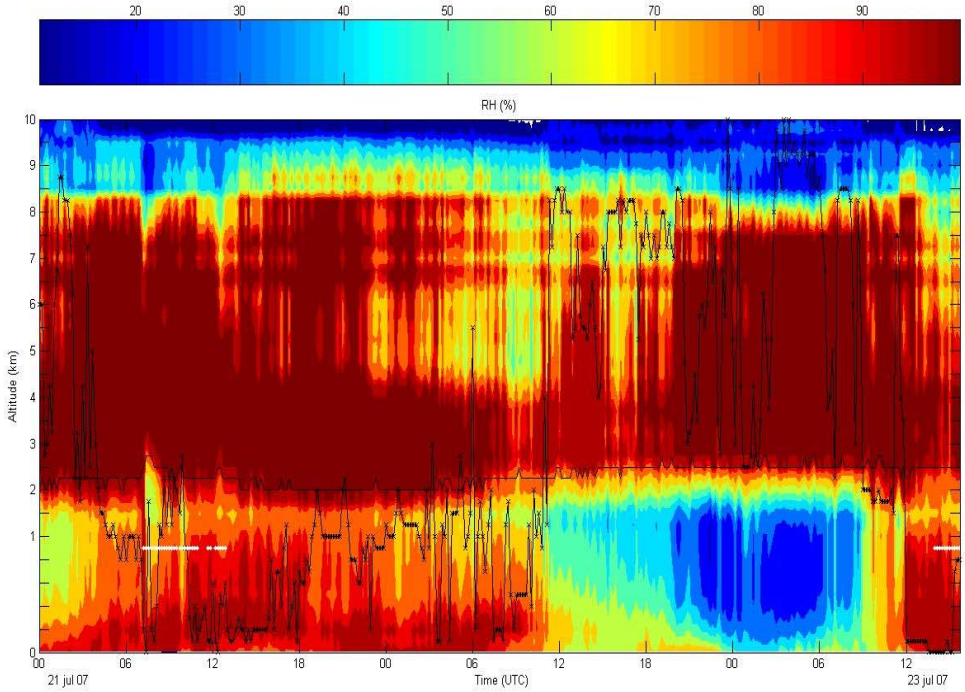
**(b)**


WVC (g m-3)
Altitude (km)
Time (UTC)
21 jul 07
23 jul 07

**(c)**


230
240
250
260
270
280
290
T (k)
Altitude (km)
21 jul 07 Time (UTC) 23 jul 07

**(d)**


20
30
40
50
60
70
80
90
RH (%)
Altitude (km)
21 jul 07
Time (UTC)
23 jul 07

**(e)**

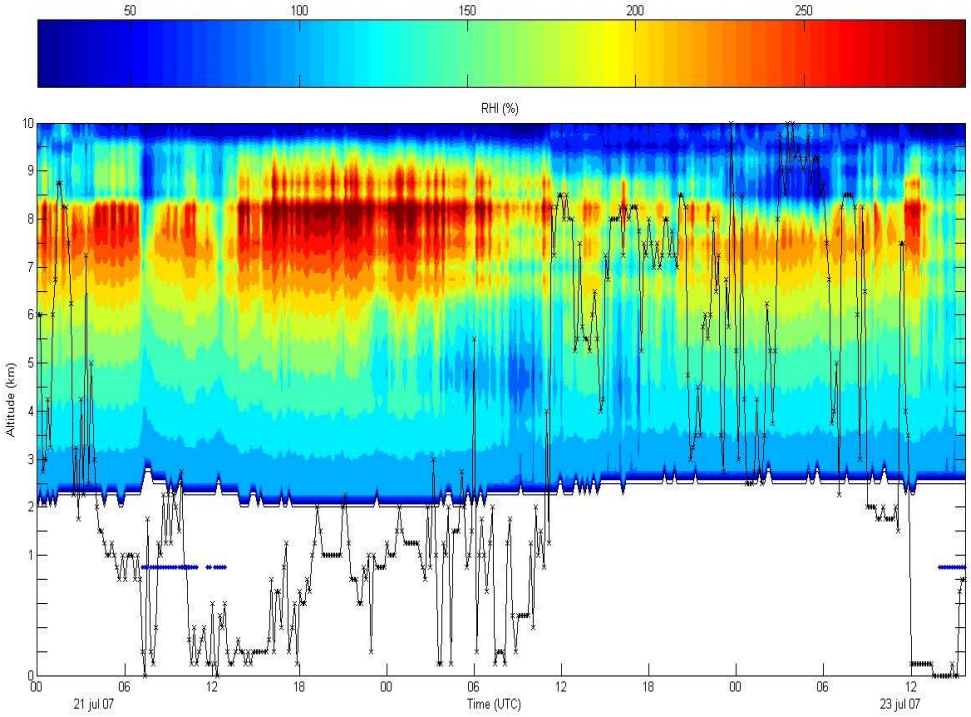



Figure 5.4 *: Coupe hauteur temps des 21-22-23 juillet 2007 de a : LWC, b : WVC, c : T, d : RH, e : RHI.*

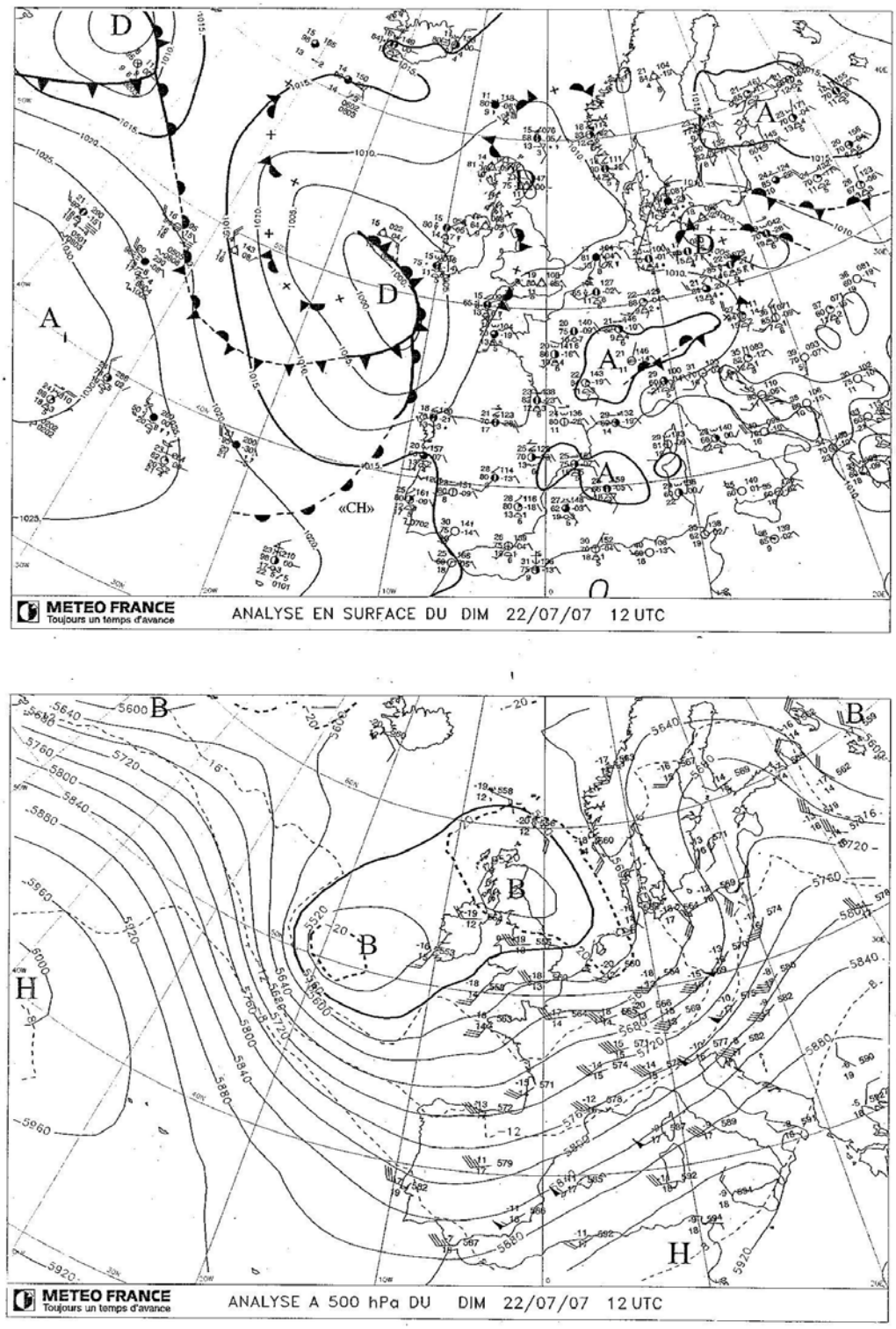



Figure 5.5*: Analyse en surface et à 500 hPa le 22/07/07. Les symboles sont ceux en usage dans les documents météorologiques opérationnels.*

# Conclusion

La distribution statistique de la vapeur d'eau *WVC* et de l'eau liquide *LWC* dans la troposphère ont été étudiées en utilisant des données collectées dans trois régions différentes situées aux latitudes moyennes sur une période de 369 jours répartis sur les quatre saisons de l'année avec un radiomètre profileur microonde multifréquences.

Avant de procéder à l'analyse des données et à leur modélisation, nous avons effectué au préalable un prétraitement sur les données brutes. Ce prétraitement consiste à homogénéiser les données tant spatialement que temporellement et à détecter puis éliminer les données erronées notamment celles relatives aux événements de précipitation.

L'étude a été conduite avec trois échantillons : l'échantillon cas air clair, l'échantillon air nuageux et l'échantillon total. Que ce soit en atmosphère claire ou en atmosphère nuageuse, nous avons montré que le profil vertical moyen de *WVC* en fonction de la température est décrit par une loi exponentielle construite sur le modèle de l'équation de Clausius-Clapeyron. Nous avons aussi trouvé que le rapport entre le contenu moyen de vapeur d'eau dans le cas nuageux par le contenu moyen de vapeur d'eau en air clair est une fonction linéaire de la température, quasi constante de valeur moyenne de 1.27.

Concernant, la distribution statistique de *WVC* par intervalles de température de 10°C dans le cas total et nuageux, nous avons constaté qu'elle est bornée à droite en raison de la saturation et qu'elle suit une distribution de type Weibull. Dans le cas clair elle est modélisée aussi bien par une loi Lognormale que par une loi Weibull. Cette dernière est flexible et reproduit aisément le comportement d'autres lois de probabilité.

Les paramètres d'échelle $\lambda$ et de forme $k$ des distributions *WVC* que nous avons calculés ainsi que les coefficients d'aplatissement et de dissymétrie des distributions, dans tous les cas, varient en fonction de la température. Pour des valeurs de $k<2.6$, les distributions Weibull sont à dissymétrie positive avec une queue située à droite. Pour $2.6<k<3.6$, les distributions sont quasi Normales. Pour $k>3.6$, les distributions de Weibull sont à dissymétrie négative avec une queue située à gauche. Aux températures négatives, la dissymétrie des distributions *WVC* dans le cas clair est plus importante que dans le cas nuageux. Lorsque la température

augmente cette dissymétrie diminue et les distributions WVC sont quasi Normales. Pour des températures entre -2°C à 12°C (niveaux troposphériques ou sont localisés les nuages contenant de l'eau) le paramètre *k* est supérieur à 3.6 dans le cas nuageux avec des distributions à dissymétrie légèrement négative. Dans le cas clair les distributions *WVC* sont à dissymétrie positive pour toutes les températures. Pour des températures supérieures à 10°C, les cas clair et nuageux ont pratiquement les mêmes valeurs du paramètre k pour les distributions *WVC*. Cela est dû à ce que les niveaux troposphériques correspondant à ces températures sont clairs dans les deux cas (au dessous de la base des nuages). La variation du coefficient d'aplatissement autour de la valeur 3 correspondant à la distribution Normale n'est pas très importante. Les distributions *WVC* du cas clair sont leptokurtiques aux températures négatives et mésokurtiques dans les cas nuageux et total. Pour des températures entre -15°C et 0°C les distributions dans les trois cas sont platikurtiques puis deviennent leptokurtiques pour des températures supérieures à 0°C avec un pic localisé à 10°C. On observe une corrélation entre le coefficient de dissymétrie et le coefficient d'aplatissement pour les températures supérieures à 0°C.

Les relations régissant les variations des paramètres d'échelle et de forme des distributions *WVC* ont été établies. Ces relations permettent d'exprimer la distribution spatiale de *WVC* uniquement en fonction de la température.

L'incertitude sur les paramètres des modèles que nous avons établis a été évaluée en utilisant un bruit gaussien de moyenne nulle et de variance égale à l'incertitude sur la restitution du contenu en vapeur d'eau. Celle-ci est l'erreur quadratique moyenne du contenu en vapeur d'eau à chaque niveau d'altitude, elle est en fonction du modèle spectroscopique. Dans notre cas c'est le vecteur RMS *WVC* du modèle Hitran 04 qui a été utilisé. Les profils ont été perturbés en leurs ajoutant le vecteur bruit gaussien. On obtient ainsi des données perturbées pour lesquels nous avons effectué des traitements similaires à ceux faits sur les données non perturbées. La différence entre les résultats obtenus pour les données perturbées et ceux des données non perturbées constitue l'erreur sur les paramètres calculés.

Une comparaison avec des données *WVC* issus de radiosondages de la station météorologique de Bordeaux-Mérignac a été effectuée dans le cas total. Les résultats obtenus sont similaires à ceux des données radiométriques aussi bien pour la forme des distributions que pour les valeurs des paramètres d'échelle et de forme et pour le contenu moyen de vapeur d'eau.

La distribution de la vapeur d'eau intégrée suit, elle aussi, une loi de type Weibull dans les

cas total et nuageux. Dans le cas clair elle est plutôt lognormalement distribuée. Les valeurs des paramètres d'échelle et de formes des distributions concordent avec celles calculées en utilisant 15 années de sorties du modèle ERA15, aux latitudes moyennes à travers la zone de l'Europe de l'ouest ou ont été collectées les données radiométriques.

Les distributions de probabilité de l'eau liquide troposphérique *LWC* ont été calculées sur des intervalles de température de 5°C et de 1°C. Dans les deux cas ces distributions ont été ajustées à des lois Lognormale et Weibull. Pour toutes les températures les ajustements aux lois Lognormale sont meilleurs par rapport aux ajustements Weibull et ceci est dû à l'absence d'une limite dans les distributions.

Dans le but de montrer comment le radiomètre peut être utilisé pour la description de l'état de l'atmosphère locale, nous avons présenté et analysé un cas d'observation de couverture nuageuse réalisé à partir de l'association d'un radar VHF et du radiomètre microonde. On a montré que ce dispositif permet d'obtenir de façon très détaillée, avec une résolution temporelle de l'ordre de quelques minutes, la totalité des profils dynamiques et physiques utilisés dans les modèles de prévision météorologiques. Ce dispositif est donc très supérieur aux méthodes de radiosondage actuellement mises en œuvre dans la météorologie opérationnelle avec une périodicité de seulement deux profils par jour. Il fonctionne en outre de façon automatique (sans personnel, ni frais de radiosondes et ballons).

Dans le travail que nous avons effectué nous avons réussi à modéliser l'eau atmosphérique dans sa phase vapeur et dans sa phase liquide. L'incapacité du profileur radiométrique à détecter les nuages de glace ne nous permet pas de modéliser l'eau atmosphérique en phase solide. Dans la séquence radar et radiomètre analysée en chapitre 5, nous avons très fréquemment dans la troposphère supérieure, des nuages de glace qui génèrent des traînées de cristaux qui, en tombant vers les niveaux inférieurs, affectent la distribution du contenu en eau liquide et de l'humidité relative. Une perspective à envisager est la combinaison des sorties du radiomètre et du radar VHF notamment la vitesse verticale, qui peut informer sur la nature des hydrométéores, pour parvenir à la détection et à la modélisation de la glace atmosphérique.

# Annexe A

## Equation de transfert radiatif

Les interactions entre le rayonnement et la matière sont résumées dans l'équation de transfert radiatif (ETR). Nous allons dans ce qui suit l'écrire en général. Deux cas sont à distinguer : milieu non diffusant et milieu diffusant.

### 2.3.1 Milieu non diffusant

Cette section est un résumé adapté des sections correspondantes de Kraus (1986), Ulaby et al. (1981) et Fleagle et Businger (1980). Voir aussi les fondements donnés par Chandrasekhar (1960).

#### a. Absorption

La propagation d'une onde dans un milieu absorbant d'épaisseur $r$ s'accompagne d'une atténuation. Une onde se propageant dans un tel milieu voit sa densité de flux $S$ décroître de la quantité $-dS$ pour une distance parcourue $dx$. $dS$ est proportionnelle à $dx$ et à $S$ ; on peut donc écrire (Kraus 1986) :

$$dS = -S\ a\ dx \tag{A.1}$$

$a$ (unité : $m^{-1}$) est le coefficient d'atténuation (ou d'absorption puisqu'on néglige ici la diffusion) du milieu et peut varier avec $x$. Kraus (1986) l'appelle constante d'atténuation, Ulaby et al. (1981) le notent $k$ et l'appellent coefficient d'extinction. L'intégration de l'équation A.1 entre 0 et $r$ donne, dans le cas où $a$ est constant avec $x$ :

$$S(r) = S(0)e^{-ar} \tag{A.2}$$

$\tau = a\ r$ est appelé épaisseur optique. Un milieu pour lequel $\tau >> 1$ est dit "optiquement" épais, et "optiquement" mince si $\tau << 1$. L'atténuation (de puissance) subie par l'onde est $e^{\tau}$, soit, en dB : $10\ \tau / ln(10)$, où $ln$ désigne le logarithme népérien.

Si $a$ n'est pas constant (si par exemple la densité du milieu est variable), alors l'épaisseur optique est :

$$\tau = \int_0^r a(x)dx \tag{A.3}$$

En considérant un cylindre infinitésimal parallèle à la direction de propagation, on aurait pu établir de façon similaire une relation identique à la relation A.1 à propos d'une luminance $B$, ou d'une température apparente associée $T_A$ pour les fréquences microondes, concernées par l'approximation de Rayleigh-Jeans:

$$B(r) = B(0)e^{-\tau} \tag{A.4}$$

**b. Emission et absorption**

Le milieu absorbant émet également de l'énergie électromagnétique. La quantité de luminance $dB_e$ émise par un volume cylindrique élémentaire de longueur $dx$ dans la direction de propagation peut s'écrire :

$$dB_e = a\ J\ dx \tag{A.5}$$

$J$ est appelé fonction de source. La quantité $dB_e$ est proportionnelle à $dx$. La définition de la fonction de source fait apparaître $a$ dans la relation A.5 pour des raisons de commodité pour la suite.

Toujours en considérant le cylindre élémentaire d'épaisseur $dx$, la différence $dB$ entre les luminances sortante et entrante est la somme des termes $dB_e$ et $dB_a$ relatifs respectivement à l'émission et à l'absorption :

$$dB = dB_e + dB_a = a(J - B)dx \tag{A.6}$$

En réintroduisant l'épaisseur optique, avec $d\tau = adx$, on obtient l'équation de transfert :

$$\frac{dB}{d\tau} + B = J \tag{A.7}$$

**c. Intégration**

La fonction de source telle qu'elle vient d'être définie est en fait la luminance $B^*$ du corps noir donnée par la loi de Planck. Ce résultat est une conséquence de la loi de Kirchhoff, qui affirme que, dans les conditions de l'équilibre thermodynamique local, l'émission thermique

doit égaler l'absorption, et cela aussi bien pour l'ensemble du spectre électromagnétique que pour une fréquence donnée. L'intégration de la relation A.7, qui est une équation de Leibniz, conduit alors à l'expression suivante :

$$B(r) = B(0)e^{-\tau} + B^{*}(1 - e^{-\tau}) \tag{A.8}$$

Dans le cas où l'approximation de Rayleigh-Jeans est autorisée (ce qu'on supposera pour la suite), faire intervenir les températures conduit à :

$$T_{AP}(r) = T_{AP}(0)e^{-\tau} + T(1 - e^{-\tau}) \tag{A.9}$$

$T$ est la température (physique) du milieu absorbant, qui doit être constante pour la validité des expressions A.8 et A.9. En revanche le coefficient d'atténuation du milieu peut être variable avec $x$, $\tau$ étant toujours défini par l'équation A.9.

Dans le cas plus général où la température du milieu n'est pas constante, il faut redéfinir $\tau$ de la façon suivante :

$$\tau(r_1, r_2) = \int_{r_1}^{r_2} a(x)dx \qquad (r_1 > r_2) \tag{A.10}$$

Le $\tau$ des paragraphes précédents est maintenant $\tau(0, r)$.

Après quelques calculs (Ulaby et al. 1986), on parvient à :

$$T_A(r) = T_A(0)e^{-\tau(0,r)} + \int_0^r a(x)T(x)e^{-\tau(x,r)}dx \tag{A.11}$$

## 2.3.2 Milieu diffusant

Dans un milieu où l'on ne néglige plus la diffusion, l'équation A.11 devient (Ulaby et al. 1981, p. 216) :

$$T_A(r) = T_A(0)e^{-\tau(0,r)} + \int_0^r \left[a_a(x)T(x) + a_d(x)T_d(x)\right] e^{-\tau(x,r)}dx \tag{A.12}$$

$a_a$ est le coefficient d'absorption du milieu et $a_d$ est le coefficient de diffusion. La somme de ces deux coefficients est le coefficient d'atténuation ou d'extinction $a$, qui est toujours la

dérivée de l'épaisseur optique $\tau$ . $T_d$ est appelée température radiométrique diffusée ; avec les notations vectorielles qui étaient implicites jusqu'à présent :

$$T_d(\vec{x}) = \frac{1}{4\pi}\iint \psi(\vec{x},\vec{x}_i)T_A(\vec{x}_i)d\Omega_i \tag{A.13}$$

$T_d$ apparaît comme l'intégration sur tous les angles solides des températures apparentes issues de toutes les directions de l'espace, pondérées par la fonction $\psi$ , appelée fonction de phase, ou encore indicatrice de diffusion. $\psi(x,x_i)$ représente la part d'énergie diffusée de la direction $x_i$ vers la direction $x$ .

# Annexe B

## Les fonctions de poids

Le principe de base du sondage atmosphérique dans le domaine des microondes de la température et de l'humidité est le choix minutieux des fréquences d'observation.

Les fonctions de poids dépendent à la fois de la température et du rapport de mélange d'un gaz absorbant. En plus elles sont fonction de l'altitude. Les fonctions de poids sont principalement utilisées pour caractériser la quantité d'un gaz dans l'atmosphère en d'autre termes comment ses propriétés de transmission changent avec l'altitude. La fonction de poids étant la dérivée du profil de transmission atmosphérique, elle présente des pics de sensibilité de la mesure à une grandeur physique bien déterminée à une altitude donnée correspondant au maximum d'absorption. Ainsi, la fonction de poids croit jusqu'à une altitude Zmax qui caractérise l'altitude du maximum de sensibilité et puis décroit jusqu'au sommet de l'atmosphère. La connaissance des altitudes du maximum de sensibilité permet d'identifier les couches atmosphériques qui ont le plus contribué au signal reçu par le radiomètre. Par conséquent, effectuer des mesures à une fréquence dont la fonction de poids admet un maximum à l'altitude h revient à restituer de façon préférentielle les paramètres atmosphériques à cette altitude.

# Bibliographie

Abba, P., 1990 : *Radiometrie en ondes millimetriques pour la nouvelle generation de satellites météorologiques*. These de Doctorat , Université paris VI.

Aitchison, J., and J.A. Brown, 1966: *The lognormal distribution*. Cambridge University Press, 176 pp.

Atlas, D., D. Rosenfeld, and D.A. Short, 1990: The estimation of convective rainfall by area integrals: 1. The theoretical and empirical basis. *J. Geophys. Res.*, **95** (D3), 2153-2160.

Bianco, L., D. Cimini, F.S. Marzano, and R. Ware, 2005: Combining microwave radiometer and wind profiler radar measurements for high-resolution atmospheric humidity profiling. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **22**, 949-965.

Biondini, R., 1996 : Cloud motion and rainfall statistics, *J. Appl. Meteorol.*, **15,** 205-224.

Bohren, C. F., and D.R. Huffman, 1983: Absorption and Scattering of Light by Small Particles, New York, John Wiley.

Borovikov , A.M. and I.P. Mazin, 1975. Microfizicheskie haracteristiki oblakov. In: L.S Dubrovina (Editor, Aviatsionno-klimaticheskie Atlas-spravochnik SSSR (in Russian). Moscow, Gidrometeoizdat, **3(1),** Part2: 127-148.

Brooks, D.R., F.M. Mims III, and R. Roettger, 2007: Inexpensive near-IR sun photometer for measuring total column water vapor. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **24**, 1268-1276.

Brown, R. G. And C. Zhang, 1997: Variability of mid-tropospheric humidity and its effect on cloud-top height distribution during TOGA CORE. J. Atmos.Sci., **54,** 2760-2774.

Buck, A.L., 1981: New equations for computing vapor pressure and enhancement factor. *J. Appl. Meteor.*, **20**, 1527-1532.

Champernowne, D.,1953 : A model of income distribution. *Economic Journal,* **63,** 318-351.

Chandrasekhar, S., 1960 : *Radiative transfer* (1ère édition : 1950), Dover Publications, New York.

Churnside, J.H., J. H., T. A. Stermitz, and J. A. Schroeder, 1994 : Temperature Profiling with Neural Network Inversion of Microwave Radiometer Data, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology,* **11,** 105-109.

Cimini, D., E.R. Westwater, Y. Han, S.J. Keihm, 2003 : Accuracy of ground-based microwave radiometer and balloon-borne measurements during the WVIOP2000 field experiment, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing,* **41,** 2605-2615.

Campistron, B., G. Despaux, M. Lothhon, V. Klaus, Y. Pointin, and M. Mauprivez, 2001 : Apartial 45 MHz sky temperature map obtained from the observation of five ST radars. *Annales Geophysicae*, **19**, 863-871.

Crewell, S., H. Czekala, U. Löhnert, C. Simmer, Th. Rose, R. Zimmermann, and R. Zimmermann, 2001 : Microwave Radiometer for Cloud Carthography: A 22-Channel Ground-Based Microwave Radiometer for Atmospheric Research, *Radio Science,* **36,** 621-638.

Crow, E.L., and K. Shimizu, 1988: *Lognormal distributions*. CRC Press, Boca Raton, Fla., 387 pp.

Debye, P., 1929 : Polar Molecules, New York, Dover, 1929.

Delamere, J. S., S. A. Clough, E. J. Mahler, Sid-Ahmed Boukabara, K. Cady_Periera, M. Sheppard, 2004 : An Update on Radiative Transfer Model Development at Atmospheric & Environmental Research, Inc., Proc. 12 ARM Science Team Meeting, St. Petersburg, Florida, April 8-12.

Del Frate, F., and G. Schiavon, 1998 : A Combined Natural Orthogonal Functions/Neural Network Technique for Radiometric Estimation of Atmospheric Profiles, *Radio Science*, **33,** 405-410.

Feigelson, E.M., 1978: preliminary radiation model of a cloudy atmosphere . Part I : Structure of clouds and solar radiation. *Beitr. Phys. Atmos.*, 51, 203-229.

Ferrare, R.A., and coauthors, 2004: Characterization of upper-troposphere water vapor measurements during AFWEX using LASE. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **21**, 1790-1808.

Fleagle, R.G. & J.A. Businger, 1980 : *An introduction to atmospheric physics*, 2nd edition (1ère édition : 1963), International geophysics series, vol. 25, Academic Press, New York.

Foster, J., M. Bevis, and W. Raymond, 2006: Precipitable water and the lognormal distribution. *J. Geophys. Res.*, **111**, D15102, doi: 10.1029/2005JD006731.

Furumoto, J.I., K. Kurimoto, and T. Tsuda, 2003: Continuous observations of humidity profiles with the MU radar-RASS combined with GPS or radiosonde measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **20**, 23-41.

Furumoto, J.I., S. Imura, T. Tsuda, H. Seko, T. Tsuyuki, and K. Saito, 2007: The variational assimilation method for the retrieval of humidity profiles with the wind-profiling radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **24**, 1525-1545.

Gaffen, D.J., and W.P. Elliott, 1993: Column water vapor content in clear and cloudy skies. *J. Climate*, **6**, 2278-2287.

Gaussiat, N. And H. Sauvageot, 2003 : Cloud liquid water and ice content retrieval by multiwavelength radar, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **20,** 1264-1275.

Gosset, M and H. Sauvageot, 1992: A dual-wavelength method of ice-water characterization in mixed-phase clouds. *J. Atos. Ocan. Technol*., **9,** 538-547.

Grant, E. H., J. Buchanan, and H. F. Cook, 1957 : Dielectric Behavior of Water at Microwave Frequencies, *Journal of Chemical Physics*, **26,** 156-161.

Güldner, J., and D. Spänkuch, 2001: Remote sensing of the thermodynamic state of the atmospheric boundary layer by ground-based microwave radiometry. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **18**, 925-933.

Gultepe, I., and G.A. Isaac, 1997: Liquid water content and temperature relationship from aircraft observations and its applicability to GCMs. *J. Climate*, **10**, 446-452.

Hach, J., 1968 : A Very Sensitive Airborne Radiometer using Two Reference Temperatures, *IEEE Transactions on Microwave Theory and Techniques*, **9,** 629-636.

Han, Y., and E. Westwater, 2000: Analysis and improvement of tipping calibration for ground-based microwave radiometers. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **38**, 1260-1276.

Harries, J. E., 1982 : Infrared and submillimeter spectroscopy of the atmosphere, dans *Infrared and millimeter waves*, vol. 6 : Systems and components, K. J. Button (ed.), Academic Press, New York, pp. 1-64, 1982.

Hogg, C., M. T. Decker, F. O. Guiraud, K. B. Earnshaw, D. A. Merritt, K. P. Moran,W. B. Sweezy, R. G. Strauch, E. R. Westwater, and C. G. Little, 1983 : An Automatic Profiler of the Temperature, Wind and Humidity in the Troposphere, *Journal of Applied Meteorology*, **22,** 807-831.

Hogg, D.C., F.O. Guiraud, J.B. Snider, M.T. Decker, and E.R. Westwater, 1983: A steerable dual-channel microwave radiometer for measurement of water vapor and liquid in the troposphere. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 789-806.

Hufford, G., 1998 : A Model for the Complex Permittivity of Ice at Frequencies below 1 THz, *International Journal of Infrared and Millimeter Waves*, **12,** 677-682.

Jeannin, N., L. Féral, H. Sauvageot, and L. Castanet, 2008: Statistical distribution of integrated liquid water and water vapor content from meteorological reanalysis. *IEEE Transactions on Antenna and Propagation*. In revision.

Justus, C.G., W.R. Hargraves, and A. Yalcin, 1976 : Nationwide assessment of potential output from wind-powred generator , *J. Appl. Meteor.*, **15,** 673-678.

Jeck, R.K.,1983. A new data base of supercooled cloud variables for altitudes up to 10,000 feet AGL and the implication for low altitude aircraft icing. DOT/FAA/CT-83121. CNRL Rep. 8738,137 pp.

Kadygrov, E.N., and D. R. Pick, 1998 : The Potential Performance of an Angular Scanning Single Channel Microwave Radiometer and some Comparisons with in Situ Observations, *Meteorological Applications*, **5,** 393-404.

Kidder, S.Q., and A.S. Jones, 2007: A blended satellite total precipitable water product for operational forecasting. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **24**, 74-81.

Korolev, A., and G.A. Isaac, 2006: Relative humidity in liquid, mixed-phase, and ice clouds. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 2865-2880.

Kraus, J. D., 1986 : *Radio astronomy*, 2nd edition (1ère édition : 1966), Cygnus-Quasar Books, Powell, Ohio.

Ledskam, W.M., and D. H. Staelin, 1978 : An Extended Kalman- Bucy Filter for Atmospheric Temperature Profile Retrieval with a Passive Microwave Sounder, *Journal of Applied Meteorology*. **17,** 1023-1033.

Lewis, W., 1951. Meteorological aspects of aircraft icing. Compendium of Meteorology. AMS: 1197-1203.

Liebe, H. J., 1980 : Amospheric water vapor : a nemesis for millimeter wave propagation, dans *Atmospheric water vapor*, proceedings of the international workshop on atmospheric water vapor, Vail, Colorado, 11-13 sept. 1979, édité par A. Deepak, T. D. Wilkerson, L. H. Ruhnke, Academic Press, New York, pp. 143-201.

Liebe, H. J., 1981 : Modeling attenuation and phase of radio waves in air at frequencies below 1000 GHz, *Radio Sci.*, **16,** 1183-1199.

Liebe, H. J., 1985 : An updated model for millimeter wave propagation in moist air, *Radio Sci.*, **20,** 1069-1089.

Liebe, H. J., 1989 : MPM – an atmospheric millimeter-wave propagation model, *Int. J. Infrared Millim. Waves*, **10,** 631-650.

Liebe, H.J., G. A. Hufford, and M. G. Cotton, 1993: Propagation Modeling of Moist Air and Suspended Water/Ice Particles at Frequencies below 1000, in AGARD Conference Proceedings 542, Atmospheric propagation effects through natural and man-made obscurants for visible through MMwave radiation, pp. 3.1 to 3.10

Liebe, H. J., G. A. Hufford, and T. Manabe, 1991: A Model for the Complex Permittivity of Water at Frequencies below 1 THz, *International Journal of Infrared and Millimeter Waves*, **12,** 659-675.

Liebe H. J. and D. H. Layton,1987 : Millimeter Wave Properties of the Atmosphere: Laboratory Studies and Propagation Modeling, National Telecommunications and Information Administration (NTIA) Report 87-24, 74 pp.

Liljegren, J.C., 1994 : Two chanel microwave radiometer observation of total column precipitable water vapour and cloud liquid water path, Fifth symposium on global change studies Nashville, TN, pp. 262-269.

Liljegren, C., 2000 : Automatic Self-Calibration Of ARM Microwave Radiometers, in P. Pampaloni and S. Paloscia, (eds.), Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Earth's Surface and Atmosphere, Utrecht, VSP Press, 2000, pp. 433-441.

Liljegren, J.C., 2004 : Improved Retrievals of Temperature and Water Vapor Profiles with a Twelve-Channel Radiometer, in 2004 Proc. of the Eighth Symposium on IOAS-AOLS, American Meteorological Society, Seattle, WA.

Liljegren, J.C., S.A. Boukabara, K. Cady-Pereira, and S.A. Clough, 2004: The effect of the half-width of the 22 GHz water vapor line on retrievals of temperature and water vapor profiles with a twelve-channel microwave radiometer. *IEEE Trans. on Geos. and Remote Sensing*. **10**, 1-7.

Liljegren, J.C., B. Lesht, E.E. Clotiaux, and S. Kato, 2001: Initial evaluation of profiles of temperature, water vapor and cloud liquid water from a new microwave profiling

radiometer. Proc. 5th Symp. Integrated Observing Systems, Albuquerque, NM, Amer. Meteor. Soc. CD-ROM, 4.7.

Liou, K.N., and S.C., Ou, 1989: The role of microphysical processes in climate: An assessement from a one-dimensional perspective. *J. Geophy. Res.*, **94**, 8599-8607.

Liou, Y.A., Y.T. Teng, T. Van Hove, and J.C. Liljegren, 2001: Comparison of precipitable water observations in the near tropics by GPS, microwave radiometer, and radiosondes. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 5-15.

Liu, W.T., W. Tang and P.P. Nüler, 1991: Humidity profiles over the ocean. *J. Climate*, **4**, 1023-1034.

Lopez, R.E., 1997, The lognormal distribution and cumulus cloud population, *Mon. Weather Rev.*, **105,** 865-872

Mandelbrot B., 1997 : *Fractales, Hasard et Finances.* Flamarion, Coll. Champs.

Mandelbrot B., 2003 : Multifractal Power Law Distributions: Negative and Critical Dimensions and Other ‘‘Anomalies,’’ Explained by a Simple Example. *Journal of Statistical Physics*, **110,** 739-774.

Martin, L., A. Lüdi and C. Mätzler, 2003 : “Tropospheric Monitoring with ASMUWARA”, Proc. 6th International Symposium on Tropospheric Profiling (ISTP): Needs and Technologies, Leipzig, Germany.

Martyn, D., 1992: *Climates of the world*. Elsevier. Developments in *Atmos. Sci.*, **18**, 435 pp.

Mätzler, C., 1998 : Microwave Properties of Ice and Snow, in B. Schmitt et al. (eds.), Solar System Ices, Astrophysica, and Space Science Library, 227, Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, pp. 241-257.

Mazin, I.P. ,1957. Fizicheskie osnovy obledenenia samoletov (Physical backgroungs of aircraft icing) (in Russian). Tr. cao, **39**, 56-76.

Mazin, I.P., 1995: Cloud water content in continental clouds of middle latitudes. *Atmos. Res.*, **35**, 283-297.

Meijgaard, E. van, and S. Crewell, 2005: Comparison of model predicted liquid water path with ground-based measurements during CLIWA-NET. *Atmos. Res.*, **75**, 201-226.

Mesnard, F., and H. Sauvageot, 2003: Structural characteristics of rain fields. *J. Geophys. Res.*, **108** (D13), 4385, doi: 10.1029/2002JD002808.

McGrath, A., and T. Hewison, 2001 : Measuring the Accuracy of MARSS—An Airborne Microwave Radiometer, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology,* **18,** 2003-2012.

Miloshevich, L.M., H. Vömel, D.N. Whiteman, B.M. Lesht, F.J. Schmidlin, and F. Russo, 2006: Absolute accuracy of water vapor measurements from six operational radiosonde types launched during AWEX-G, and implications for AIRS validation. *J. Geophys. Res.*, **111**, D09S10, doi: 10.1029/2005JD006083.

Minervin, V.E., 1954. Experimentalnoe izmerenie vodnosti oblakov sloistyh form (in Russian). Tr. cao, 014, 130 pp.

Minervin, V.E., Mazin, I.P. and S.N. Burkovskaya, 1958: Nekotorye novye dannye o vodnosti oblakov (in Russian). Tr. Cao, **19**, 3-32.

Mitzenmacher M., 2004 : A brief history of generative models for power law and lognormal Distributions. *Internet Mathematics,* **1,** 226–251.

Moteller, H.E., L. L. Strow, and L. McMillin, and J. A. Gualtieri, 1995 : Comparison of Neural Networks and Regression-Based Methods for Temperature Retrievals, *Applied Optics,* **34 ,** 5390-5397.

Murphy, D.M., and T. Koop, 2005: Review of the vapour pressures of ice and supercooled water for atmospheric applications. *Q.J.R. Meteor. Soc.*, **131**, 1539-1565.

Nyquist, H.1, 1928 : Thermal agitation of electric charge in conductors , *Physical Review*, **32,** 110-113.

O'Neill, N.T., A. Ignatov, B.N. Holben, and T.F. ECK, 2000 : The lognormal distribution as a reference for reporting aerosol optical depth statistics : Empirical tests using multi-year, multi-site AERONET sun photometer data, *Geophys. Res. Lett.*, **27,** 3333-3336.

Ottersten, H., 1969 : Mean vertical gradient of potential refractive index in turbulent mixing and radar detection of CAT, *Radio Science,* **4**, 1247-1249.

Peter, R., and N. Kämpfer, 1992 : Radiometric Determination of Water Vapor and Liquid Water and its Validation with other Techniques, *Radio Science,* **97,** 18173- 18183.

Petersen, E.L., I. Troen, S. Frandsen, and K. Hedegaard, 1981 : *Wind Atlas For Denmark.* Rise National Laboratory, 229 pp.

Phillips, N.A., L. M. McMillin, D. Wark, and A. Gruber, 1978 : An Evaluation of Early Operational Temperature Soundings from TIROS-N, *Bulletin of the American Meteorological Society,* **60,** 1188-1197.

Pruppacher, H.R., and J.D. Klett, 1997: *Microphysics of clouds and precipitation.* Kluwer Academic Publishers, 954 pp.

Pujol, O., J-F, Georgis, L. Féral, and H. Sauvageot, 2007: Degradation of radar reflectivity by cloud attenuation at microwave frequency, *J. Atmos. Oceanic. Technol.,* **24,** 640-657.

Rasmussen, R., M. Politovich, J. Marwitz, W. Sand, J. McGinley, J. Smart, R. Pielke, S. Rutledge, D. Wesley, G. Strossmeister, B. Bernstein, K. Elmore, N. Powell, E. Westwater, B. Stankov, and D. Burrows, 1992 : Winter Icing and Storms Project (WISP), *Bulletin of the American Meteorological Society,* **73,** 951-974

Rocken, C., T. Van Hore, and R. Ware, 1997: Near real-time GPS sensing of atmospheric water vapor. *Geophys. Res. Lett.,* **24**, 3221-3224.

Rosenkranz, P. W., 1975 : Shape of the 5 mm oxygen band in the atmosphere, *IEEE Trans. Antennas Propag.,* **30,** 498-506.

Rosenkranz, P. W., 1988 : Interference coefficients for overlapping oxygen lines in air, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.,* **39,** 287-297.

Rosenkranz, P. W., 1939: Absorption of microwaves by atmospheric gases, dans *Atmospheric remote sensing by microwave radiometry*, chapitre 2, (M. A. Janssen, ed.) Wiley-Interscience, New York.

Rothman, L., et al., 2005 : The HITRAN Molecular Spectroscopic Database, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **96,** 139-204.

Sakai, T., T. Nagai, M. Nakazato, T. Matsumura, N. Orikasa, and Y. Shoji, 2007: Comparison of Raman lidar measurements of tropospheric water vapor profiles with radiosondes, hygrometers on the meteorological observation tower, and GPS at Tsukuba, Japan. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **24**, 1407-1423.

Sauvageot, H., 1994: The probability density function of rain rate and the estimation of rainfall by area integrals. *J. Appl. Meteor.*, **33**, 1255-1262.

Schroeder, J., and E. Westwater, 1991: Users's guide to WPL microwave radiative transfer software. *NOAA Technical Memorandum* ERL WPL-213.

Sherwood, S.C., E.R. Kursinski, and W.G. Read, 2006: A distribution law for free-tropospheric relative humidity. *J. Climate*, **19**, 6267-6277.

Skatsky, V.I., 1963. Issledovanie vodnosti kuchevykh oblakov (in Russian). Tr. Ipg, **13**, 93 pp.

Skou, N., 1989 : Microwave radiometer systems : design and analysis, Artech House, Norwood, Massachusetts, 1989.

Smith, R.N.B., 1990: A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **116,** 407-426.

Snider, J.B., 2000: Long-term observations of cloud liquid, water vapor, and cloud-base temperature in the North Atlantic Ocean. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 928-939.

Soden, B.J., and F.P. Bretherton, 1993: Upper tropospheric relative humidity from the GOES 6.7 μm channel: method and climatology for July 1987. *J. Geophys. Res.*, **98**, D9, 16,669-16,688.

Solheim, F., J. Godwin, E. Westwater, Y. Han, S. Keihm, K. Marsh, and R. Ware, 1998: Radiometric profiling of temperature, water vapor, and liquid water using various inversion methods. *Radio Sci.*, **33**, 393-404.

Solheim, F., and J. Godwin, 1998: Passive ground-based remote sensing of atmospheric temperature, water vapor, and cloud liquid profiles by a frequency synthesized microwave radiometer. *Meteor. Z.*, **7**, 370-376.

Spichtinger, P., K. Gierens, H.G.J. Smit, J. Ovarlez, and J.F. Gayet, 2004: On the distribution of relative humidity in cirrus clouds. *Atmos. Chem. Phys.*, **4**, 639-647.

Stone, E.M., L. Pan, B.J. Sandor, W.G. Read, and J.W. Waters, 2000: Spatial distributions of upper tropospheric water vapor measurements from UARS microwave limb sounder. *J. Geophys. Res.*, **105**, 12149-12161.

Tatarski, V. I., 1961 : Wave ropagation in aturbulent medium, MCGraw-Hill, New York.

Turcotte, D. L., 1997 : *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*, 2nd ed., Cambridge: Cambridge University Press.

Turner, D., B. Lesht, A. Clough, J. Liljegren, H. Revercomb and D. Tobin, 2003 : "Dry Bias and Variability in Väisälä RS80-H Radiosondes: The ARM Experience, J*ournal of Atmospheric an Oceanic Technology*, **20,** 117-132.

Ulaby, F. T., R. K. Moore, A. K. Fung, 1981,1982,1986 : *Microwave remote sensing*, Addison-Wesley.

Van Baelen, J., J.P. Aubagnac, and A. Dabas, 2005: Comparison of near-real time estimates of integrated water vapor derived with GPS, radiosondes, and microwave radiometer. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **22**, 201-210.

Van de Hulst, H. C., 1981: Light Scattering by Small Particles, NewYork, Dover Publications Inc..

Van Vleck, J.H., 1947 : The absorption of microwaves by oxygen, *Reviews of Modern Physics*, **71,** 413-224.

Van Vleck, J. H., 1947 : The absorption of microwaves by uncondensed water vapor, *Reviews of Modern Physics*, **71,** 225-233.

Van Vleck, J. H. & V. F. Weisskopf, 1947 : On the shape of collision-broadened lines, *Reviews of Modern Physics*, **17,** 227-236.

Voit, F.Ya. and I.P. Mazin, 1992. Vodnost' Kuchevykh oblakov (in Russian). Izv. Acad. Ci. USSR, Atmos. Ocean. Phys., **8(11),** 1166-1176.

Ware, R., R. Carpenter, J. Güldner, J. Liljegren, T. Nehrkorn, F. Solheim, and F. Vandenberghe, 2003: A multi-channel radiometric profiler of temperature, humidity and cloud liquid. *Radio Sci.*, **38**, 8079, doi: 10.1029/2002 RS002856.

Westwater, E.R., Y. Han, M. Shupe, and S. Matrosov, 2001: Analysis of integrated cloud liquid and precipitable water vapor retrievals from microwave radiometers during the Surface Heat Budget of the Artic Ocean Project. *J. Geophys. Res.*, **106**, 32,019-32,030.

Westwater, E.R., S. Crewell, and C. Mätzler, 2004: A review of surface-based microwave and millimetre-wave radiometric remote sensing of the troposphere. *Radio Sc. Bull.*, **310**, 59-80.

Whiteman, D.N., I. Veselovskii, M. Cadirola, K. Rush, J. Comer, J.R. Potter, and R. Tola, 2007: Demonstration measurements of water vapor, cirrus clouds, and carbon dioxide using a high-performance Raman lidar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **24**, 1377-1388.

Yang, H., and R.T. Pierrehumbert, 1994: Production of dry air by isentropic mixing. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 3437-3454.

Youcef-Ettoumi, F., H. Sauvageot, and A.E.H. Adane, 2003: Statistical bivariate modelling of wind using first order markov chain and weibull distribution. *Renewvable Energy*, **28,** 1787-1802.

Zaitsev, V.A., 1950. Vodnost' i raspredelenie kapel' v kuchevykh oblakah (in Russian). Tr. Gl. Geofiz. Obs., 19 (81): 122-132.

Zhang, C., B. Mapes, and B.J. Soden, 2003: Bimodality in tropical water vapour. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **129**, 2847-2866.

# Résumé

Les données collectées dans trois régions différentes situées aux latitudes moyennes sur une période de 369 jours avec un radiomètre profileur microonde multifréquence ont été utilisées pour analyser la distribution statistique du contenu en vapeur d'eau troposphérique (*WVC*). La distribution *WVC* par intervalle de température a été analysée dans trois cas : pour la totalité de l'échantillon de données, dans le cas air clair et dans le cas air nuageux. Le contenu en vapeur d'eau troposphérique s'ajuste convenablement à une distribution de type Weibull. Les deux paramètres de la distribution Weibull, l'échelle ($\lambda$) et la forme ($k$) sont fonction de la température ($T$). $k$ est constant et vaut environ 2.6 dans le cas clair. Dans le cas nuageux, pour $T$<10-°C, $k$ est proche de 2.6. Pour $T$>-10°C k présente un maximum de même que le coefficient de dissymétrie. Ce dernier étant positif sauf autour de 0°C entre -5°C et +5°C, niveaux troposphériques ou sont localisés les cumulus. Le profil vertical moyen de *WVC* en fonction de la température est décrit par une loi exponentielle construite sur le modèle de l'équation de Clausius-Clapeyron. Le rapport entre le contenu moyen de vapeur d'eau dans le cas nuageux par le contenu moyen de vapeur d'eau en air clair est une fonction linéaire de la température. Les résultats obtenus à partir des données de radiosondages, dans le cas total, sont similaires à ceux des données radiométriques aussi bien pour la forme des distributions, pour les valeurs des paramètres d'échelle et de forme que pour le contenu moyen de vapeur d'eau. La distribution de la vapeur d'eau intégrée suit, elle aussi, une loi de type Weibull dans les cas total et nuageux. Dans le cas clair elle est plutôt lognormalement distribuée. Les valeurs des paramètres d'échelle et de forme des distributions concordent avec celles calculées en utilisant 15 années de sorties de modèles météorologiques ERA15. La distribution statistique du contenu en eau liquide troposphérique a été également analysée. Les résultats obtenus montrent qu'elle s'ajuste convenablement à une distribution Lognormale.



**Mots clé** : *Radiomètre profileur microonde multifréquence, Contenu en vapeur d'eau, Contenu en eau liquide nuageuse, Distribution de Weibull.*



# Abstract

A dataset gathered over 369 days in various midlatitude sites with a 12 frequency microwave radiometric profiler is used to analyze the statistical distribution of tropospheric water vapor content (*WVC*) in clear and cloudy conditions. The *WVC* distribution inside intervals of temperature is analyzed. WVC is found to be well fitted by a Weibull distribution. The two Weibull parameters, the scale ($\lambda$) and shape ($k$), are temperature ($T$) dependent. $k$ is almost constant, around 2.6, for clear conditions. For cloudy conditions, at $T$ < -10°C, k is close to 2.6. For $T$ > -10°C, k displays a maximum in such a way that skewness, which is positive in most conditions, reverses at negative in a temperature region approximately, centered around 0°C, i.e. at a level where the occurrence of cumulus clouds is high. Analytical $\lambda(T)$ and $k(T)$ relations are proposed. The *WVC* spatial distribution can thus be described as a function of T. The mean *WVC* vertical profiles for clear and cloudy conditions are well described by a function of temperature of the same form as the Clausius-Clapeyron equation. The *WVC*cloudy/*WVC*clear ratio is shown to be a linear function of temperature. The vertically integrated *WV* (*IWV*) is found to follow a Weibull distribution. The IWV Weibull distribution parameters retrieved from the microwave radiometric profiler agree very well with the ones calculated from the European reanalysis meteorological database ERA 15. The statistical distribution of liquid water content is also studied. It is found to be well fitted by lognormal distribution.



**Key words :** *Multifrequency microwave radiometer profiler, Water vapor content, Cloud liquid water content, Weibull Distribution.*