
L'approche multi-instrumentée

Complémentarité des mesures in situ et de télédétection

Afin de caractériser l'aérosol par ses propriétés optiques, structurales et chimiques il est nécessaire d'envisager des stratégies expérimentales qui mettent en œuvre la synergie entre différents types d'instrument. Ces approches multi-instrumentées permettent la détermination simultanée de nombreux paramètres comme la composition chimique, la masse, la granulométrie, l'hygroscopicité, ou les propriétés optiques... Néanmoins, on n'accède pas toujours facilement aux différents paramètres optiques de l'aérosol par la mesure. Il est parfois nécessaire de passer par la connaissance d'autres propriétés pour déterminer un paramètre. On est alors souvent conduit à effectuer une étude de fermeture. Sa réalisation motive l'intérêt que représente la combinaison de mesures in situ, radiométriques passives ou de télédétection active. Tout au long de cette thèse, la représentativité spatio-temporelle des différentes mesures et la complémentarité des jeux de données ont été recherchées en vue de déterminer des paramètres pertinents pour la caractérisation de l'aérosol et son influence sur le bilan radiatif. Cette approche a pu être appliquée aux résultats des campagnes de mesures en région parisienne (ESQUIF et LISAIR), en région sahélienne (AMMA) ou encore en gare souterraine (campagne MAGENTA, en Annexe). L'objectif de cette partie est de présenter les instruments déployés sur le terrain au cours des différentes campagnes de mesure, leurs applications et les incertitudes engendrées sur les paramètres qu'ils ont permis de restituer.

3.1 Instrumentation in situ

3.1.1 Propriétés microphysiques des aérosols

3.1.1.1 Composition chimique par prélèvements sur filtres

La connaissance de la composition chimique des particules résulte de la collection de celles-ci sur des prélèvements par filtration et de l'analyse de ces échantillons au laboratoire. L'air ambiant est ainsi pompé in situ, ce qui permet de dépôt des aérosols sur différentes membranes. Trois types de filtres de diamètre 47mm répartis en deux lignes de prélèvement en parallèle ont été utilisés au cours des différentes campagnes de mesure que nous avons effectuées (Favez, 2008).

La première ligne avec des filtres en fibre de quartz (QMA, Whatman) est dédiée à l'analyse de la fraction carbonée, qui est séparée en deux composantes principales : le carbone suie

(« Elemental Carbon » : EC pour les mesures thermiques ou « Black Carbon » : BC pour les mesures optiques) et le carbone organique (« Organic Carbon » : OC). La fibre de quartz permet d'éviter l'artéfact lié à la fraction inorganique de l'aérosol. Notons que les aérosols ont souvent des signatures optiques et thermiques bien distinctes (Sciare et al., 2003). La quantité de BC, responsable de la partie absorbante, peut être estimée par la détermination de l'atténuation sur le filtre de la lumière blanche. Cette mesure est réalisée à l'aide d'un Aethalomètre (Magee Scientific, modèle AE-8) modifié de façon à pouvoir effectuer des mesures sur des portions de filtres collectés sur le terrain (Lioussé et al., 1993). La deuxième méthode, détaillée par Cachier et al. (1989), consiste à analyser le contenu en carbone par coulométrie (Strölhein, modèle 702C). La quantité de carbone total (EC + OC) est analysée directement sur une portion de filtre. Sur la deuxième portion du filtre, la fraction OC est d'abord éliminée par une précombustion à 340° pendant 2h sous flux d'oxygène. La quantité de EC est alors évaluée en mesurant le pH d'une solution piégeant le CO₂ libéré lors du chauffage du carbone particulaire à 1200°C. La quantité de OC est obtenue en ôtant cette mesure de EC à la quantité totale de carbone. La limite de détection est beaucoup plus basse pour la technique optique (10 ngC.m⁻³). Pour la méthode thermique, la limite de détection du coulomètre est de 3 µgC, et l'incertitude totale sur la mesure est estimée à moins de 10%.

La deuxième ligne de prélèvement est dédiée aux mesures gravimétriques de la masse et à l'analyse des ions réalisées sur des filtres en polycarbonate (Nuclepore, Whatman). Ces membranes sont hydrophobes et permettent de réduire l'effet lié à l'adsorption de gaz sur le filtre. Sur la ligne de prélèvement, un porte filtre à double étage (Stack Filter Unit : « SFU ») permet de combiner deux filtres nuclépores de 8 µm et 0.4 µm de porosité. Il devient alors possible de discriminer la fraction fine de la fraction grossière de l'aérosol. La limite entre ces deux fractions se situe aux alentours de 2 µm de diamètre aérodynamique équivalent. Les filtres sont mis à tremper au bain sonore pour en extraire la fraction hydrosoluble. La solution obtenue, traitée pour éviter la prolifération bactérienne qui introduirait un biais sur les concentrations d'anions organiques et d'ammonium, est analysée par chromatographie pour quantifier les espèces solubles majeures de l'aérosol. Les analyses cationique (pour la mesure de Na⁺, NH₄⁺, K⁺, Mg²⁺ et Ca²⁺.) et anionique (pour la mesure de Cl⁻, NO₃⁻, SO₄²⁻) sont effectuées à l'aide d'un chromatographe DIONEX DX600. La sensibilité des analyses ioniques est de l'ordre de 0.1ppb, et les valeurs de blanc sont inférieures à 30 ppb pour chaque ion. L'incertitude de mesure est inférieure à 5%.

3.1.1.2 Mesures de la masse de l'aérosol

L'analyseur TEOM1400 (Tapered Element Oscillating Microbalance ; Fig. 3.1) développé par Rupprecht et Patashnick est fréquemment utilisé au laboratoire pour la mesure de la concentration massique de particules en suspension dans l'air jusqu'à des concentrations de plusieurs centaines de mg/m³. Le TEOM est système composé de deux éléments de base, un compartiment sonde contenant la micro balance et un rack électronique. Le principe de mesure est basé sur la pesée des particules échantillonnées à l'aide de la micro balance. L'air aspiré au moyen d'une pompe de prélèvement passe à travers un filtre disposé sur une nacelle en quartz oscillante. La masse déposée sur le filtre engendre une diminution de la fréquence d'oscillation de la microbalance. Cette variation de fréquence est enregistrée en continu et convertie en variation de masse Δm par le calculateur de l'appareil. La fréquence d'oscillation f (Hz) obéit en effet à l'expression :

$$f = \sqrt{\frac{k_0}{m}} \quad (3.1)$$

Où k_0 est une constante. En passant de la fréquence initiale f_0 à a fréquence f , on a alors :

$$\Delta m = k_0 \left(\frac{1}{f^2} - \frac{1}{f_0^2} \right) \quad (3.2)$$

La variation de masse de matière déposée est mesurée par le changement de fréquence. Le volume de l'air étant connu, la concentration est obtenue en divisant la masse mesurée par le volume d'échantillon prélevé.

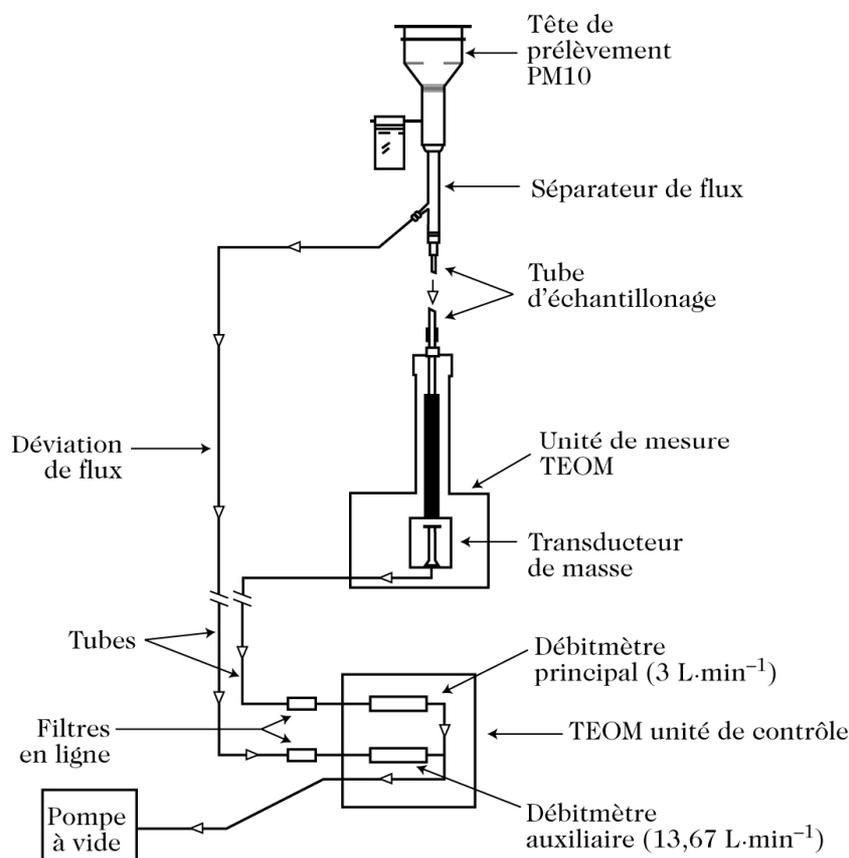


Fig. 3.1 : Principe de fonctionnement d'un TEOM

Afin de minimiser les effets des variations brutales d'humidité relative, provoquant la condensation ou l'évaporation de vapeur d'eau sur la surface du filtre de la microbalance, le constructeur recommande de chauffer le conduit qui achemine les particules sur le filtre à 50°C. Cette stratégie peut ne pas être sans effet secondaire car, à cette température, certaines espèces particulaires très volatiles, comme certains composés organiques et des nitrates d'ammonium, peuvent s'évaporer. Cette évaporation est d'autant plus importante que les températures extérieures sont faibles. Ainsi, même si cet analyseur est capable de fournir une valeur par minute, il paraît plus prudent de n'utiliser que des concentrations moyennées. Une des solutions est d'utiliser un système d'équilibration (SES) qui permet de réduire le chauffage en entrée de ligne de 50°C à 30°C tout en maintenant une humidité relative inférieure à 25%. La précision absolue d'un TEOM est de 5 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$.

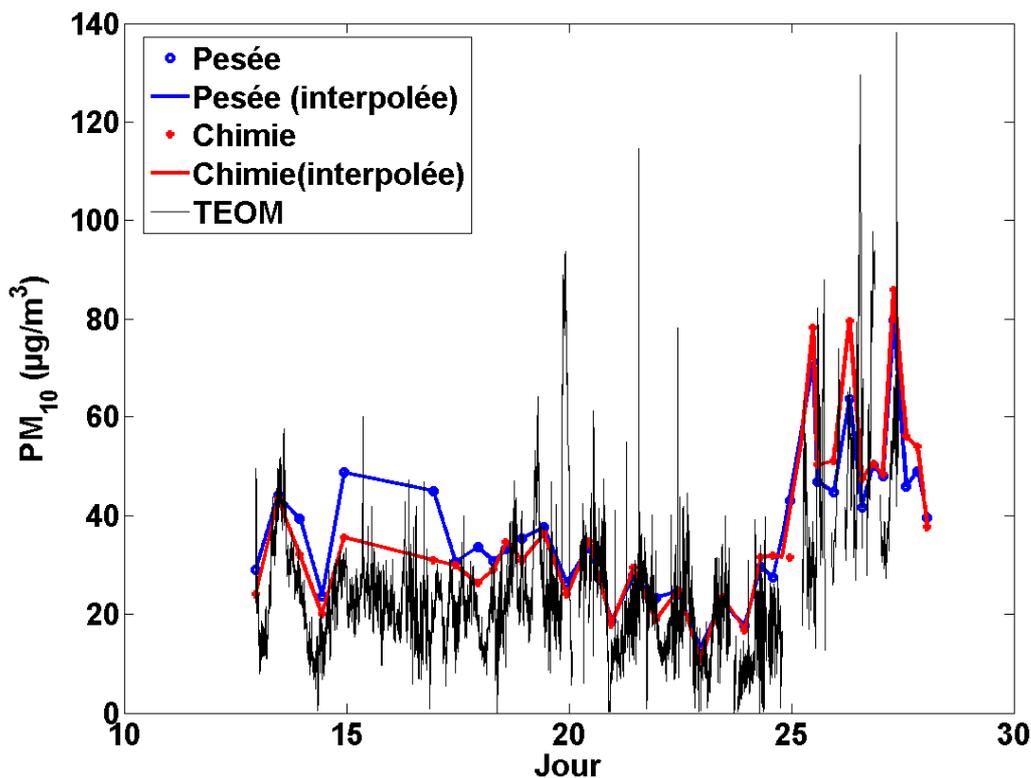


Fig. 3.2 : Comparaison des mesures massiques obtenues sur Paris à partir des observations TEOM et de prélèvements par filtration. La masse obtenue par cumul des éléments chimiques est généralement inférieure à la masse totale en raisons de la présence d'éléments indéterminés, sauf lorsque la fermeture massique possède un biais.

Une comparaison est généralement effectuée entre les mesures de l'analyseur TEOM équipé d'une tête PM10 et les mesures gravimétriques sur filtres (Fig. 3.2). Les valeurs recueillies par le TEOM sont moyennées sur la période d'échantillonnage des filtres qui peut aller de 6 à 24 h environ sur les campagnes que nous avons réalisées. Sur la Fig. 3.3, le coefficient de corrélation n'est pas très élevé (~ 0.65) car sur ces périodes de prélèvement assez longues, les concentrations massiques peuvent fortement varier (transitions jour nuit par exemple), de même que l'humidité relative. Les concentrations plus faibles mesurées par le TEOM sont imputables à la possible volatilisation de certaines espèces dans le conduit d'échantillonnage chauffé à 50°C . Le diamètre de coupure à $10\ \mu\text{m}$ pour le TEOM élimine également les particules les plus grosses (pente inférieure à 1). Nous verrons dans la suite que cela correspond à un rayon réel de particule de l'ordre de $3.8\ \mu\text{m}$ seulement. L'ordonnée à l'origine est toutefois positive, ce qui peut indiquer un artefact sur l'analyseur TEOM. Il pourrait en effet s'agir de l'adsorption de gaz sur le filtre du TEOM. Les mesures du TEOM sont certainement moins fiables que les méthodes thermiques sur filtres mais la possibilité de délivrer des concentrations avec une bonne précision sur des périodes relativement courtes ($\sim 10\ \text{min}$) a contribué à faire de cet instrument une référence normative utilisée par les agences de qualité de l'air.

3. L'approche multi-instrumentée

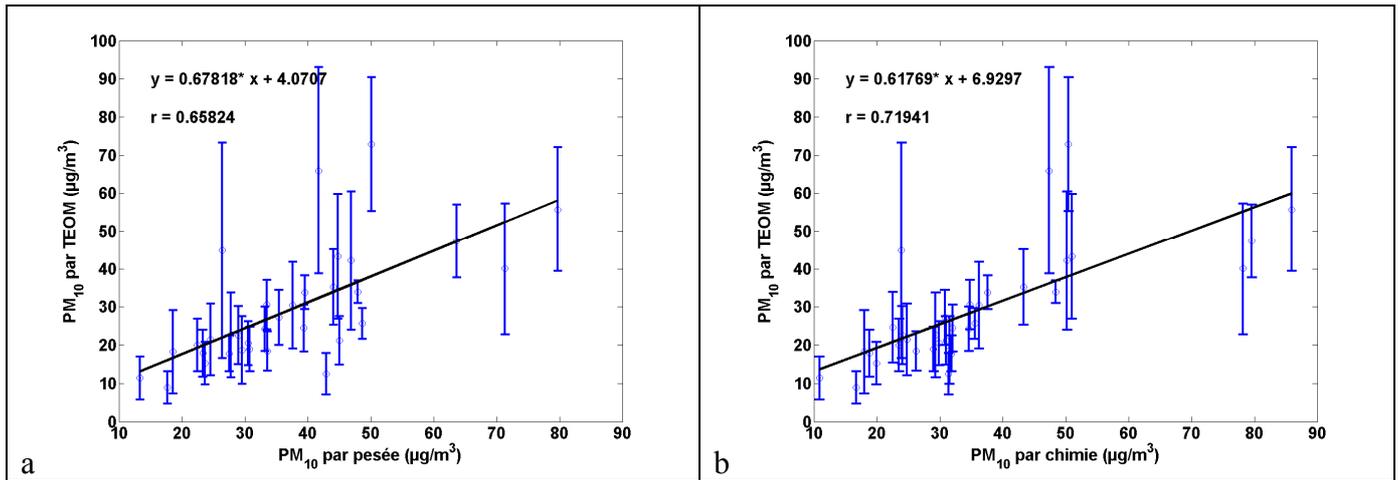


Fig. 3.3 : Corrélations obtenues sur Paris entre les mesures de TEOM et les prélèvements sur filtre par pesée (a) et analyses chimiques (techniques de coulométrie-chromatographie) (b).

3.1.1.3 Restitution de granulométrie

a) Les instruments utilisés

De nombreux instruments permettent d'accéder à la distribution granulométrique des aérosols. Dans cette thèse, deux granulomètres (ELPI et PCASP) et un compteur de particules (CPC) ont été utilisés.

L'ELPI pour (Electrical Low Pressure Impactor) est un spectromètre de taille développé à l'université de technologie de Tampere (Delkati, Ltd., (<http://www.dekati.com/elpi.shtml>)) pour contrôler en temps réel, au niveau de la surface, la distribution en taille de l'aérosol dans une large gamme de taille (Keskinen et al., 1992). Douze classes de taille sont utilisées pour des diamètres aérodynamiques allant de 28 nm à 10.03 µm (Fig. 3.4).

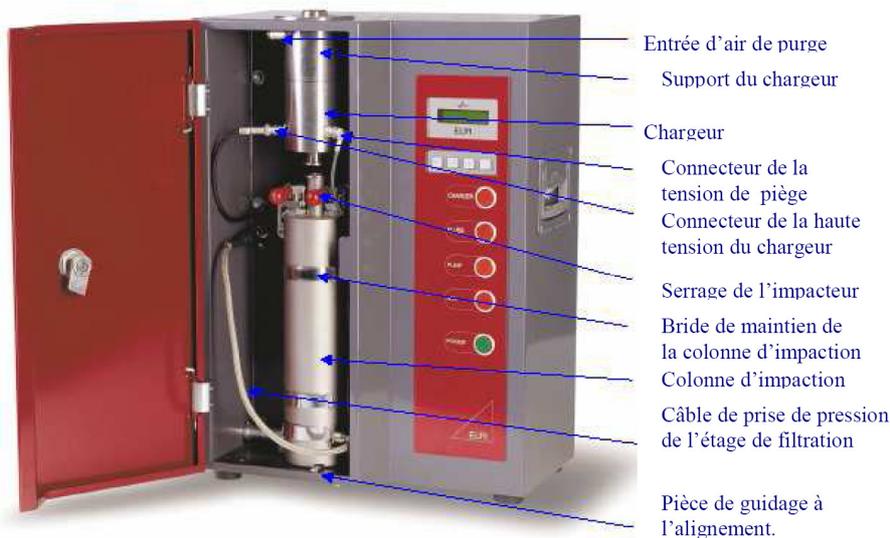


Fig. 3.4 : Photographie d'un ELPI et de ses principaux éléments constitutifs

Les particules sont d'abord chargées électriquement (positivement) en entrée de l'instrument grâce à une pointe corona à 5 kV. La vitesse du fluide est ensuite accélérée, ce qui permet de diriger le jet d'air à haute vitesse contre une surface solide. Les particules supérieures à un certain diamètre de coupure sont alors impactées (Fig. 3.5). Les particules plus petites sont

3. L'approche multi-instrumentée

entraînées vers les impacteurs suivants à basse pression montés en cascade avec un diamètre de coupure décroissant. Un électromètre multicanaux enregistre les charges induites sur chacun des étages (chargés négativement) lors de l'impaction. Les densités surfaciques de courant mesurées fournissant une distribution en taille surfacique, convertie en distribution en nombre. La précision sur la mesure de la concentration en nombre est estimée à 5 % par le constructeur. Pour son fonctionnement une pompe à vide dont le débit doit être entre 7 et 14 m³/h à une pression de 100 mbar et un manomètre de 0 à 200 mbar sont nécessaires.

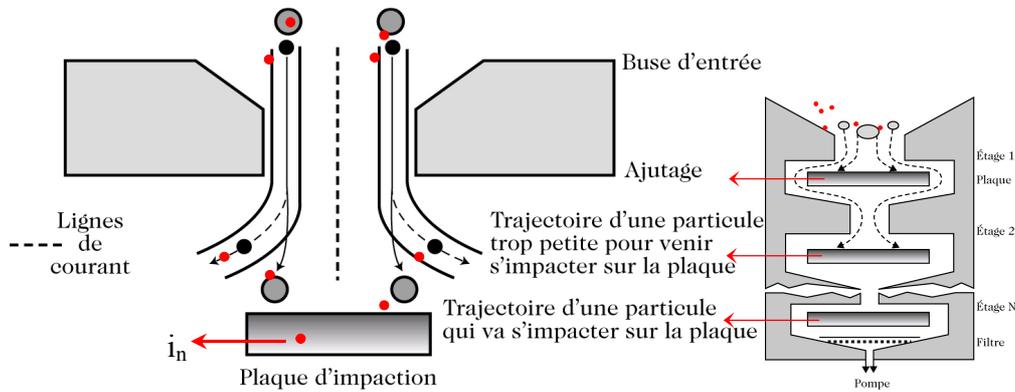


Fig. 3.5 : Schéma de principe d'un granulomètre fonctionnant sur le principe de l'impaction en cascade à basse pression. Source : Delmas et al. (2005)

Le Passive Cavity Aerosol Spectrometer Probe (PCASP) modèle 100 est une sonde in situ développée par Particle Measuring systems (PMS Inc., Boulder, Co) est aussi destiné à mesurer la distribution en taille des aérosols. Ce capteur, dont la tête de prélèvement est représentée sur la Fig. 3.6 est monté au-dessous des ailes ou du fuselage d'un avion.

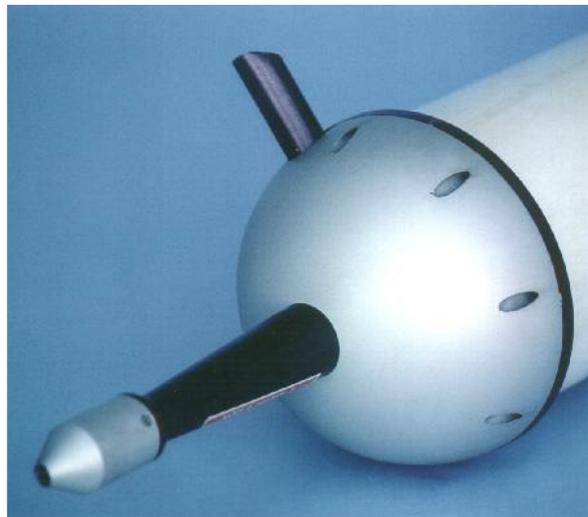


Fig. 3.6 : Photographie de la tête du PCASP

Le PCASP est un compteur optique de particules qui permet, en général, d'accéder à quinze classes de particules. L'air est d'abord introduit de manière aérodynamique lors du mouvement de l'avion. On effectue alors une mesure intégrée entre 35° et 135° de la diffusion, provoquée par une particule unique irradiée par un faisceau laser d'hélium/néon focalisé au centre du volume d'échantillonnage (Fig. 3.7). La particule rencontrée par le faisceau diffuse la lumière dans toutes les directions dont une partie sera renvoyée à un miroir. Un photodétecteur va ensuite convertir la lumière ainsi recueillie en un signal

3. L'approche multi-instrumentée

électrique. La diffusion dépend principalement de la taille de la particule. Le diamètre de la particule est alors déduit de la mesure du signal au moyen d'une courbe d'étalonnage. Celle-ci est déterminée par la théorie de Lorentz-Mie en faisant l'hypothèse d'une particule sphérique ayant les propriétés d'une bille de latex (indice réel égal à 1.58 et indice imaginaire nul) (Strapp et al., 1992). Il a été développé pour la mesure de distributions dimensionnelles d'aérosols de taille comprise entre 0.1 et 3 μm .

Cette approche met en lumière la difficulté d'obtenir des valeurs précises et exactes du nombre de particules. Les prélèvements effectués dans des conditions non isocinétiques peuvent introduire des artefacts sur la mesure. La précision est également sujette au mode de détection par la dispersion d'un faisceau incident et à l'utilisation de billes sphériques en latex de diamètre prédéterminé pour la calibration. Or, les particules atmosphériques possèdent généralement une morphologie assez différente d'une sphère parfaite et possèdent souvent un indice de réfraction de partie imaginaire non nulle. Des corrections sont donc souvent nécessaires (Chapitre 6). La précision sur la concentration en nombre des particules est de l'ordre de 5% pour les particules submicroniques (Dye and Baumgartner, 1984). La distribution en taille restituée à partir de cet instrument ne représente pas nécessairement les conditions ambiantes. En comparant les mesures granulométriques du PCASP à celles obtenues par une sonde spectrométrique à diffusion avant, Strapp et al. (1992) ont conclu que les aérosols apparaissaient séchés avant la mesure pour des humidités relatives allant jusqu'à 80-90 %.

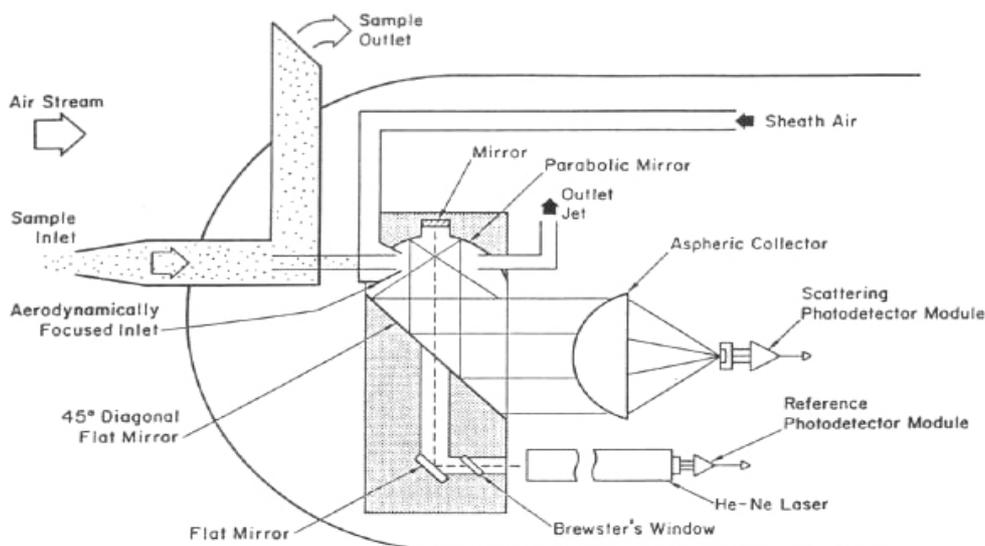


Fig. 3.7 : Schéma du fonctionnement du PCASP.

La même technique est utilisée par les compteurs de particules optiques. Nous avons également utilisé un compteur de particules de type Condensation Particles Counter (CPC modèle 3022A, fabriqué par TSI). Le CPC donne la concentration totale des particules ayant un diamètre compris entre 0.007 et 3 μm . Les particules sont aspirées dans le CPC et grossies (jusqu'à quelques mm de diamètre) par condensation de la vapeur de butanol en sursaturation présente dans l'appareil. Les gouttelettes passent à travers un faisceau laser qu'elles diffusent. La lumière diffusée est alors collectée par des photodétecteurs et convertie en signal électrique que l'on relie à la concentration de particules. Les concentrations sont obtenues avec une incertitude relative de l'ordre de 5% (Chazette and Liousse, 2001). Couplé aux

mesures du granulomètre ELPI, il peut ainsi donner accès aux particules très fines de diamètres entre 7 et 28 nm.

b) Procédure d'analyse

Les données de l'ELPI ou du PCASP fournissent donc des éléments sur la granulométrie de l'aérosol, qui se rapprochent fortement d'une fonction de répartition. Le résultat est pourtant limité à des classes de taille bien précises. Or c'est la distribution en taille de l'aérosol qui est recherchée, c'est-à-dire une fonction qui nous donne la proportion de particules de rayon r (Eq. 2.1 et 2.2). Pour un aérosol à p modes, les p rayons modaux, les p écart types et $p-1$ taux d'occupation (en vertu de l'Eq. 2.3) sont inconnus, ce qui fait au total $3p-1$ inconnues à déterminer. A partir des 12 classes de taille de l'ELPI (13 avec la complémentarité du CPC) ou des 15 classes de taille du PCASP, il est possible de traiter des distributions à 4 ou 5 modes. En pratique, notre étude s'est restreinte à la détermination de 3 modes. Les données supplémentaires permettent de mieux contraindre la restitution des paramètres inconnus.

Dans la classe de taille c délimitée par les rayons r_{min}^c et r_{max}^c , le nombre de particules estimé à partir des paramètres inconnus peut s'écrire :

$$N_{est}^c = \int_{r_{min}^c}^{r_{max}^c} \frac{dN}{dr} \cdot dr = \sum_{i=1}^{p=3} \frac{x_i \cdot N_{tot}}{2} \cdot \left[erf \left(\frac{\sqrt{2}}{2} \cdot \frac{\ln \left(\frac{r_{max}^c}{r_{mi}} \right)}{\ln(\sigma_i)} \right) - erf \left(\frac{\sqrt{2}}{2} \cdot \frac{\ln \left(\frac{r_{min}^c}{r_{mi}} \right)}{\ln(\sigma_i)} \right) \right] \quad (3.3)$$

La méthode employée est un algorithme itératif qui prend en arguments des valeurs des paramètres inconnus initialement fixés de manière arbitraire et qui cherche à minimiser l'expression suivante :

$$\sum_c (N_{est}^c - N_{réel}^c)^2 \quad (3.4)$$

où $N_{réel}^c$ représente le nombre de particules mesurée dans la classe c . Les paramètres de la loi lognormale sont alors déterminés itérativement par la procédure d'ajustement des moindres carrés. La Fig. 3.8 présente les résultats de cette inversion pour des mesures réalisées à Paris en mai 2005 au cours de la campagne LISAIR.

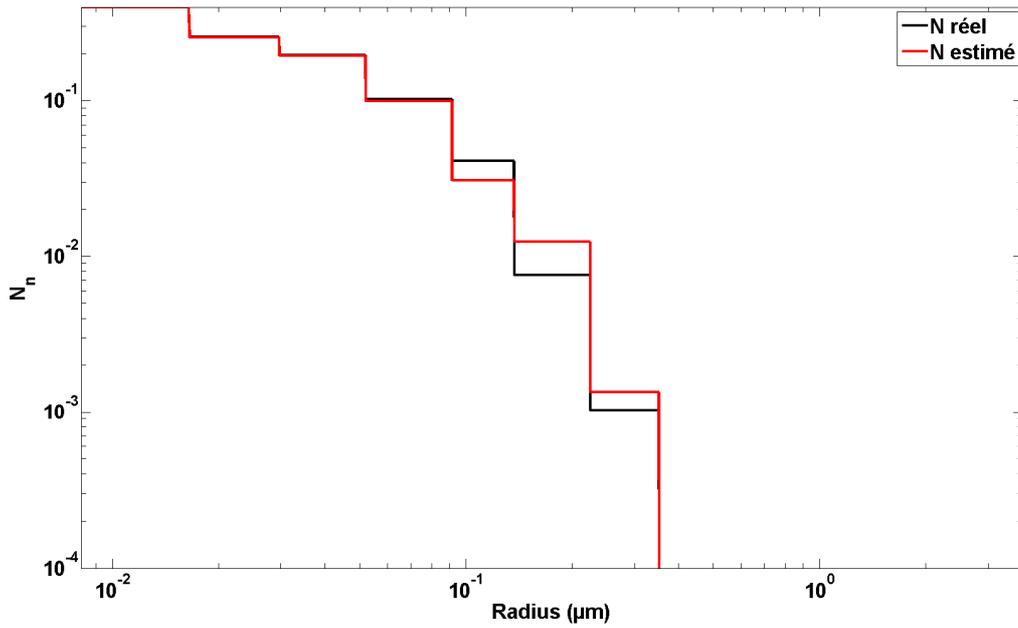
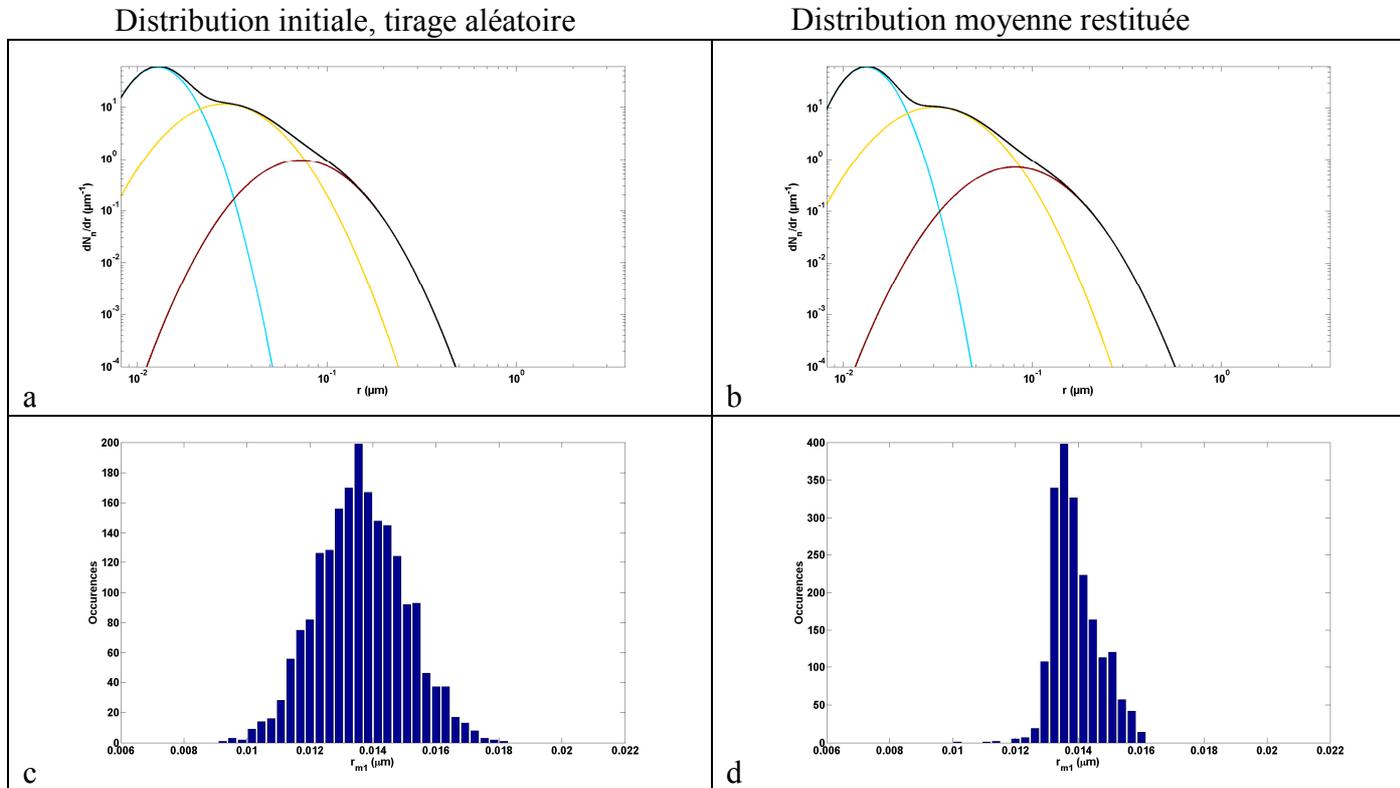
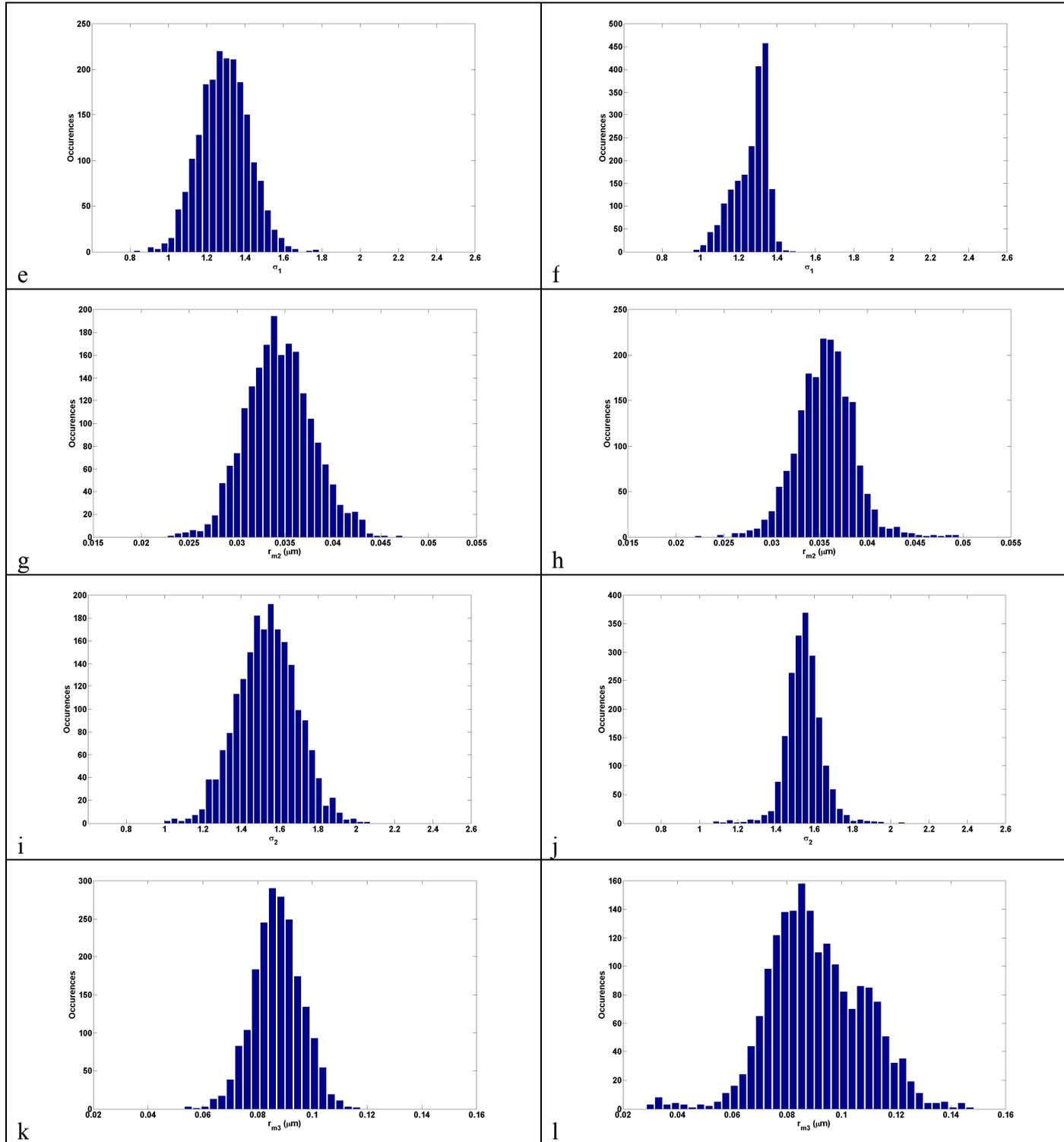


Fig. 3.8 : Fonction de répartition de la distribution en taille normalisée mesurée et simulée sur Paris le 10 mai 2005.

L'apparition d'un mode grossier n'avait pas été observée. Les nombres de particules (normalisés) restitués sont très proches de ceux mesurés : un écart inférieur à 2% est constaté pour les 4 premières classes qui contribuent majoritairement à la distribution en nombre. Cette dernière comportant trois modes est donnée en Fig. 3.9a.



3. L'approche multi-instrumentée



3. L'approche multi-instrumentée

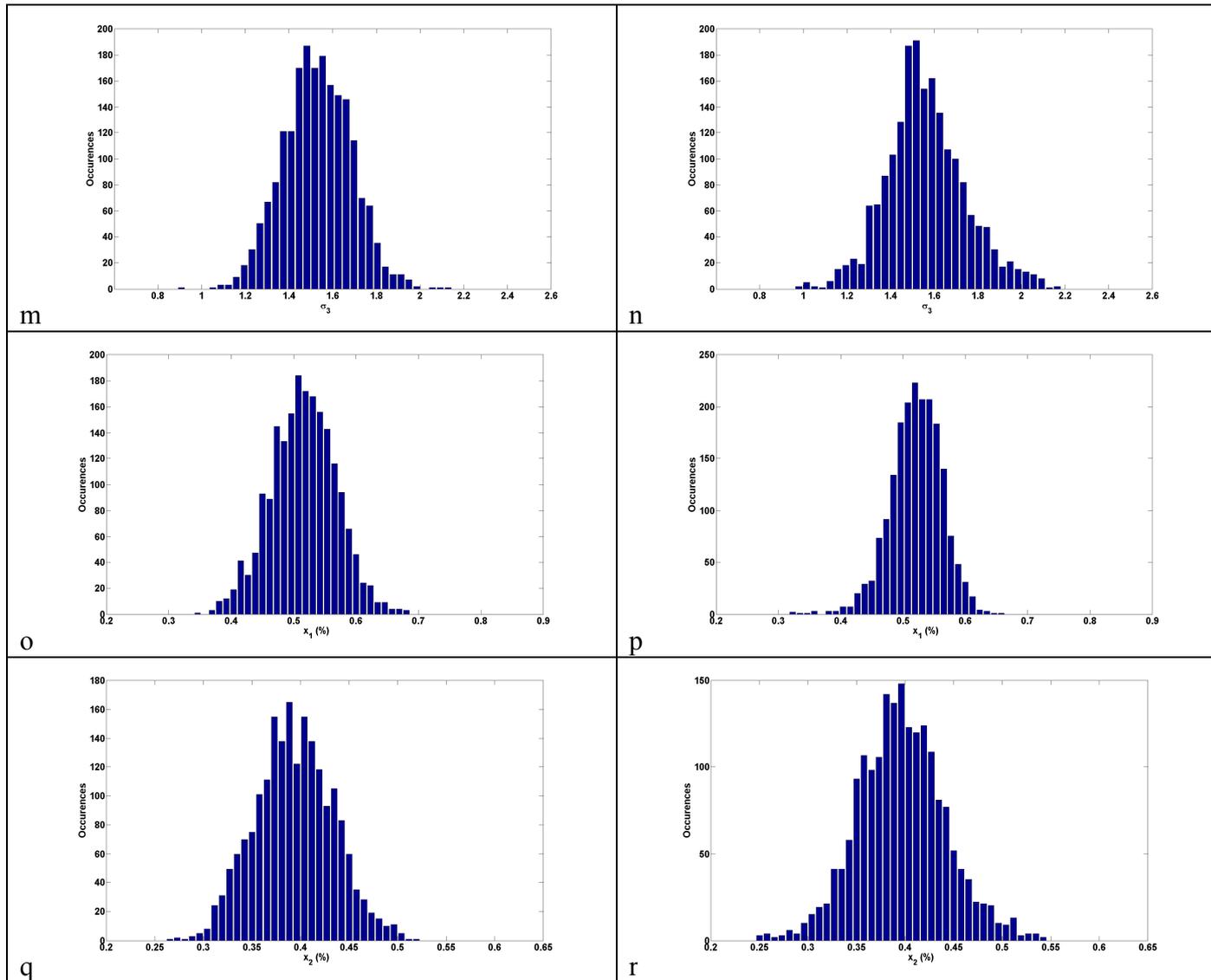


Fig. 3.9 : Distributions normalisées en taille sur Paris le 10 mai 2005 (a et b) et histogrammes des rayons modaux (c,d,g,h,k,l), écarts-types (e,f,i,j,m,n) et taux d'occupation correspondants (o,p,q,r). Les graphiques dans la colonne de gauche représentent les paramètres d'entrée de la méthode de Monte-Carlo (les tirages aléatoires sur chaque variable), ceux de droite les paramètres de sortie (les distributions des résultats sur chaque variable).

c) Etude de sensibilité

Les valeurs mesurées sont entachées d'incertitudes dues à la mesure elle-même ou au principe de fonctionnement du granulomètre. L'influence de ces incertitudes sera traitée dans les chapitres suivants. Cependant, l'approche elle-même peut introduire des erreurs. C'est à partir de ces conditions initiales que l'algorithme d'inversion de granulométrie tente de converger vers la solution du problème de minimisation, et on constate expérimentalement que des valeurs initiales arbitraires ne permettent d'obtenir la convergence la plupart du temps, éventuellement parce que le nombre d'itérations n'est pas suffisant. Il est donc très important de choisir avec soin les valeurs de départ même si, en pratique, on dispose d'une certaine marge de manœuvre sur les valeurs choisies. Il faut ainsi vérifier que la solution obtenue par convergence de l'algorithme n'est pas un minimum local. La stabilité de la méthode est évaluée par une approche de Monte-Carlo, comme dans Chazette et al. (2001). Si la solution trouvée est stable, une perturbation des conditions initiales ne devrait pas gêner l'inversion de

granulométrie et la convergence vers cette même solution. Une série de 2000 tirages aléatoires distribués uniformément dans un intervalle encadrant la solution a été utilisée. L'intervalle correspond à un écart-type relatif de 10% sur chacun des 8 arguments de la distribution en taille. Les résultats sont présentés sur la Fig. 3.9. Les distributions des résultats sur chaque variable présentent des écarts-types relatifs inférieurs à ceux utilisés pour les tirages aléatoires sur ces mêmes variables. Les résultats indiquent donc une très bonne stabilité des solutions trouvées. La seule erreur significative concerne le rayon modal du troisième mode (Fig. 3.9k et Fig. 3.9l), mais ce mode ne représente qu'environ 7% de la distribution en taille. Aucun biais n'est par ailleurs observé. La distribution en taille normalisée après bruitage donnée en Fig. 3.9b est très proche de la solution trouvée par convergence de l'algorithme. Il ne s'agit donc pas d'un minimum local. Cette méthode a été utilisée pour inverser les granulométries mesurées sur Paris (campagnes ESQUIF et LSAIR) ainsi que celles déterminées au Niger (campagne AMMA).

3.1.2 Propriétés optiques des aérosols

3.1.2.1 Mesures de diffusion

On n'accède pas de façon aisée à la mesure de la fonction de phase car l'observation doit être réalisée sur l'ensemble des angles de diffusion (de 0° à 180°). On recherche alors plutôt une valeur intégrée de cette fonction de phase en utilisant un néphélomètre intégrant. Le néphélomètre à 3 longueurs d'onde (450, 550 et 700 nm) fabriqué par TSI (modèle 3563) fournit le coefficient de diffusion de l'aérosol pour des angles de diffusion entre 7° et 170° (diffusion néphélométrique totale) et entre 90° et 170° (diffusion néphélométrique arrière). L'air est prélevé avec une période d'échantillonnage rapide (jusque 1 s). Il est généralement équipé d'une tête de prélèvement PM_{10} pour des mesures au sol. Il est aussi tout à fait adapté pour des mesures effectuées à partir d'une plateforme aéroportée.

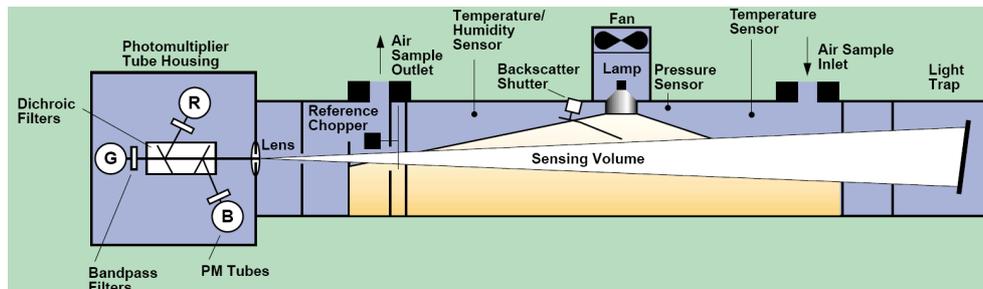


Fig. 3.10 : Principe de fonctionnement du néphélomètre TSI-3563.

L'échantillon d'air chargé en aérosols est injecté à l'intérieur de la chambre de mesure et éclairé par une lampe halogène sous un angle compris entre 7° et 170° (Fig. 3.10). La lumière diffusée par les particules est alors détectée par trois photomultiplicateurs (pour chacune des trois longueurs d'onde : 450, 550 et 700 nm). En mode diffusion arrière, un obturateur bascule devant la source lumineuse, bloquant la lumière dans une gamme d'angle entre 7° et 90° . Seule la lumière diffusée en arrière (90° à 170°) parvient aux photodétecteurs. Pour tenir compte des angles de diffusion non observés, un facteur correctif doit être appliqué (Anderson and Ogren, 1998). La sous-estimation des mesures due à la troncature de la fonction de phase peut être corrigée à partir de la distribution en taille moyenne et de l'indice de réfraction complexe moyen de l'aérosol. Pour chacune des trois longueurs d'onde, le coefficient de diffusion mesuré par le néphélomètre peut s'écrire :

$$\sigma_{scat}^{neph} = \int_0^{2\pi} \int_7^{170} \frac{d\sigma}{d\Omega} \cdot \sin(\theta) \cdot d\theta \cdot d\varphi \quad (3.5)$$

D'après la relation 2.43,

$$\sigma_{scat}^{neph} = \int_0^{2\pi} \int_7^{170} \sigma_{scat} \cdot \frac{P_{11}(\theta)}{4\pi} \cdot \sin(\theta) \cdot d\theta \cdot d\varphi \quad (3.6)$$

c'est-à-dire :

$$\sigma_{scat}^{neph} = \frac{\sigma_{scat}}{2} \cdot \int_7^{170} P_{11}(\theta) \cdot \sin(\theta) \cdot d\theta \quad (3.7)$$

Le coefficient de diffusion après correction s'écrit donc en fonction de la mesure du néphélomètre :

$$\sigma_{scat} = \frac{\sigma_{scat}^{neph}}{\frac{1}{2} \cdot \int_7^{170} P_{11}(\theta) \cdot \sin(\theta) \cdot d\theta} \quad (3.8)$$

Cela conduit à un facteur correctif de l'ordre de 3-4% en région parisienne (Fig. 3.11a et Chapitres 3 et 4) et qui peut atteindre 30-40% pour les poussières désertiques en fonction de la longueur d'onde (Fig. 3.11c et Chapitre 6).

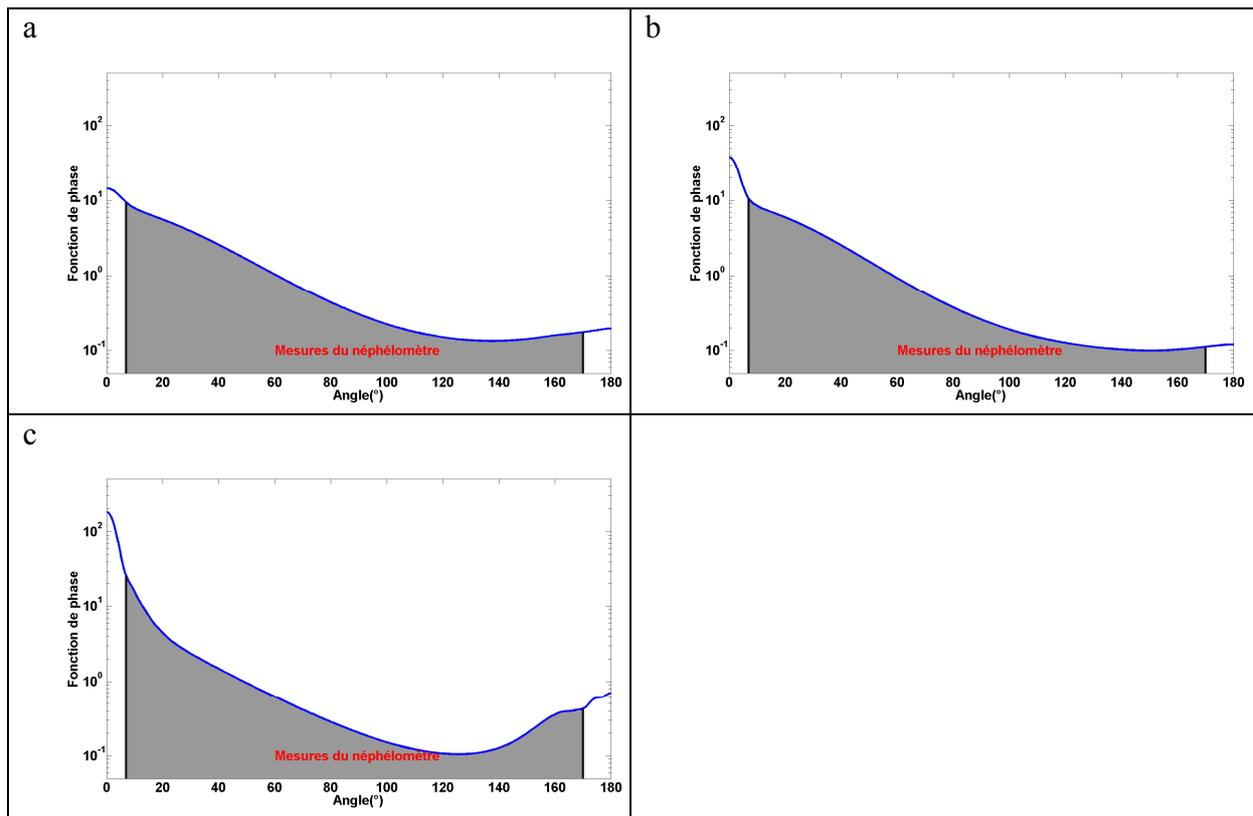


Fig. 3.11 : Fonctions de phase d'aérosols parisiens (a), issus de feux de biomasse (b) et désertiques (c) et fractions effectivement mesurées par le néphélomètre (en gris). Les calculs ont été effectués avec des distributions en taille typiques extraites des inversions d'Almucantar du photomètre solaire (Sect. 3.2.3) et des valeurs d'indices de réfraction de 1.51-0.017i à 532 nm pour les aérosols parisiens (Raut and Chazette, 2008a), 1.53-0.047i à 355 nm pour les particules de feux de biomasse et 1.52-0.008i à 355 nm pour les aérosols désertiques (Raut and Chazette, 2008b).

La chambre de mesure de la diffusion est maintenue aux alentours de 35 à 40 % d'humidité relative (conditions sèches). L'incertitude relative sur la mesure est inférieure à 10% et est principalement causée par la variabilité de l'humidité relative à l'intérieur de l'instrument (Bodhaine et al., 1991). En conditions sèches, l'incertitude relative après calibration, évaluée à partir de la reproductibilité de mesures en laboratoire, est de quelques pourcents seulement (<5%). L'incertitude sur la dépendance spectrale en diffusion est estimée inférieure à 10%.

D'autre part, le PdRam (Personal DataRam) est un petit instrument néphélométrique portable (Fig. 3.12) qui peut être embarqué à bord d'un ballon-sonde (Dulac et al., 2001) ou d'un porteur léger de type ULM (Ultra-Léger Motorisé) (Chazette et al., 2007a). Il mesure la diffusion de côté de l'aérosol sur un domaine angulaire de 45° à 95° à la longueur d'onde de 880 nm. La largeur de bande est de 40 nm. Dans cette thèse, l'instrument est calibré en termes de coefficient d'extinction de l'aérosol à 870 nm par comparaison à des mesures photométriques (Chazette et al., 2007a). L'incertitude relative sur la mesure du coefficient de diffusion de l'aérosol est de l'ordre de 5%.



Fig. 3.12 : Photographie du PdRam.

3.1.2.2 Mesures d'absorption

Depuis les années 80, les concentrations de BC peuvent être obtenues de manière presque continue par l'aethalomètre développé par Magee Scientific (Hansen et al., 1984) sensible à la partie absorbante de l'aérosol (Hansen and Novakov, 1990). L'air est filtré sur un filtre blanc en fibre de quartz où se déposent les particules. L'instrument mesure l'atténuation optique du faisceau de lumière transmise à travers un échantillon d'aérosols qui sont venus se déposer sur le filtre. La sensibilité du filtre est améliorée grâce au tissu fibreux qui permet de générer de multiples réflexions du faisceau incident. L'atténuation mesurée est ensuite reliée à la quantité de BC collectée sur le filtre, et donc à sa concentration atmosphérique, car le carbone suie est considéré, par le constructeur, comme la seule composante de l'aérosol qui absorbe significativement la lumière dans le domaine UV-visible-proche IR. La concentration massique en BC est déterminée par la relation suivante :

$$M_{BC} = \frac{\alpha_{abs}}{\sigma_{abs}^{spec}} \quad (3.9)$$

où σ_{abs}^{spec} représente la section efficace spécifique d'absorption de l'aérosol, et α_{abs} le coefficient d'absorption qui s'exprime sous la forme :

$$\alpha_{abs} = \frac{\Delta\tau_{att} \cdot A}{F \cdot \Delta t} \quad (3.10)$$

3. L'approche multi-instrumentée

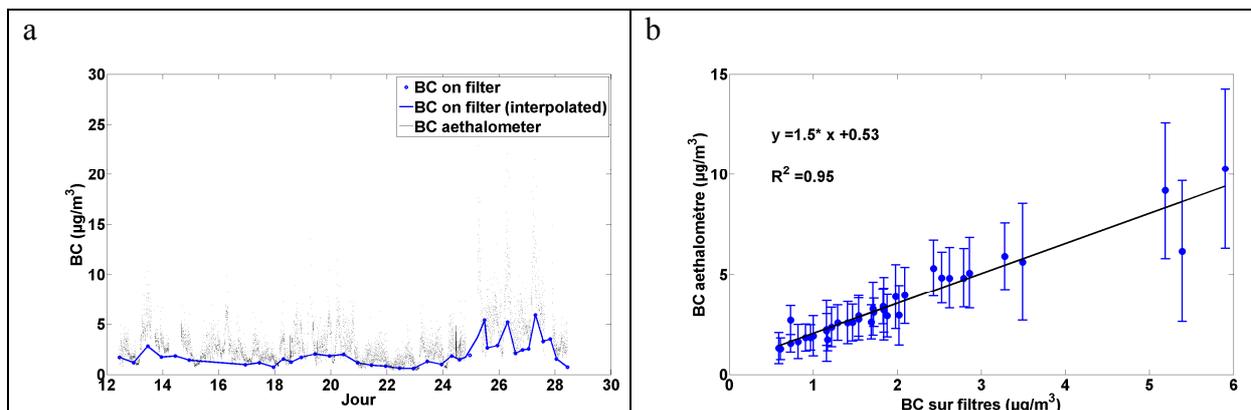
$\Delta\tau_{att}$ est la différence d'atténuation optique due au dépôt d'aérosol sur le filtre pendant la période de collection Δt (~ 2 min) avec un flux d'air à travers le filtre de F (~ 5 L/min) ; A est la surface du spot sur le filtre collectant l'aérosol ($A \sim 0.5$ cm²). L'appareil change automatiquement de spot avant saturation, grâce à un réglage de la pompe adapté. Une mesure de l'atténuation due au filtre seul est effectuée avant de poursuivre les prélèvements.

L'incertitude de la mesure est liée aux fluctuations d'intensité de la lampe qui peuvent produire une accumulation de 5 ng.cm⁻² sur le filtre. Il faut également corriger le coefficient d'absorption de l'influence de la diffusion multiple causée par les aérosols collectés sur le filtre (Bond et al., 1999). L'instrument peut ainsi interpréter 2% de la diffusion comme de l'absorption, conduisant à une surestimation de l'absorption de l'ordre de 20 %.

L'aethalomètre que nous avons utilisé fonctionne à 7 longueurs d'onde de l'UV (370 nm) à l'IR (950 nm). La section efficace spécifique d'absorption est souvent supposée varier avec l'inverse de la longueur d'onde (Reid and Hobbs, 1998). Le constructeur de l'instrument donne la loi :

$$\sigma_{abs}^{spec} (m^2 \cdot g^{-1}) = \frac{14625}{\lambda(nm)} \quad (3.11)$$

Notons que la valeur obtenue à 880 nm (16.6 m².g⁻¹) est utilisée comme référence pour les aethalomètres ne disposant que d'une seule longueur d'onde. Cependant, la réponse de l'aethalomètre peut varier suivant le type d'aérosol. La présence de poussières terrigènes par exemple peut introduire un artéfact analytique, étant donné que celles-ci absorbent le rayonnement dans le domaine UV et visible, notamment s'ils contiennent des oxydes de fer (Raut et al., 2008a). La surestimation de la quantité en carbone suie peut atteindre 20% pour des sites influencés par ce type de particules (Hansen et al., 1993; Pinnick et al., 1993). Il est donc important de corriger la réponse optique de l'instrument en fonction de la composition chimique des aérosols. La mesure de l'aethalomètre peut être comparée à celle de prélèvements chimiques. Les valeurs de l'aethalomètre sont ainsi moyennées sur la période de prélèvement des filtres. La Fig. 3.13 présente deux exemples de ce type d'intercomparaisons entre l'aethalomètre et les prélèvements sur filtre.



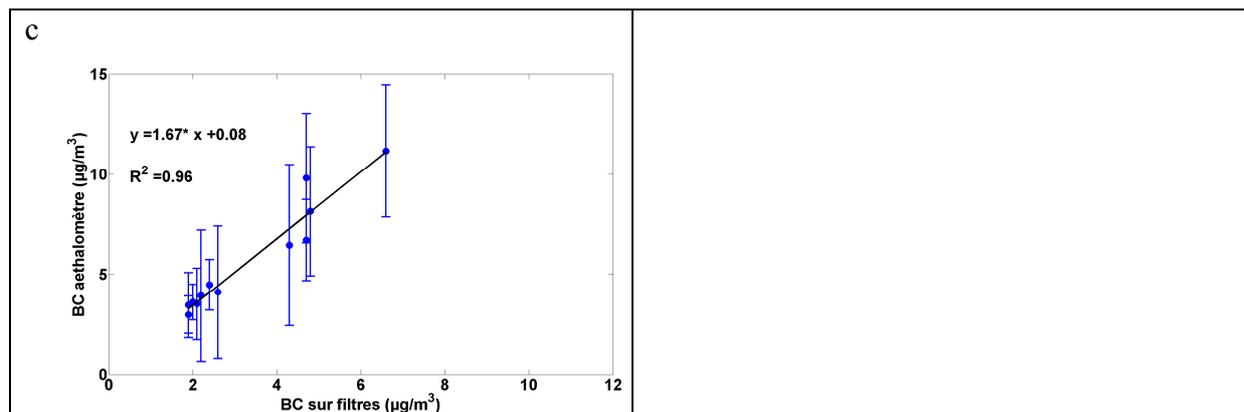


Fig. 3.13 : Evolution temporelle (a) et corrélation (b et c) des mesures de BC obtenues par l'aethalomètre et les prélèvements sur filtre dans les rues de Paris (a et b) et dans une gare de RER à Paris (c).

Les coefficients de corrélations sont très élevés (0.95-0.96), ce qui indique une variabilité similaire des concentrations obtenues par les deux méthodes. Pourtant, la valeur de la pente est toujours supérieure à 1, ce qui indique une surestimation de l'absorption avec les observations de l'aethalomètre. En prenant les filtres pour référence et en négligeant les erreurs sur le coefficient d'extinction, cela indique que la section efficace spécifique était sous-estimée par la calibration du constructeur. Cela suggère que la réponse de l'aethalomètre peut varier d'un facteur 3 à 5 suivant le type d'aérosols (Lioussé et al., 1993). Nous avons toutefois préféré travailler avec les valeurs directement mesurées par l'instrument, c'est-à-dire les valeurs d'atténuation optique, et donc les coefficients d'absorption. La conversion en masse de BC introduit en effet des incertitudes assez importantes, surtout dans le domaine UV sur lequel nous travaillons pour la synergie avec les signaux lidar (355 nm).

Il est également possible de mesurer le coefficient d'absorption de l'aérosol par un PSAP (Particle Soot Absorption Photometer) commercialisé par Radiance Research (Bond et al., 1999). Sur le même principe que l'aethalomètre, le PSAP mesure le coefficient d'extinction à partir de la perte de transmission de la lumière à travers un filtre, traduisant l'absorbance du filtre. Cet analyseur est plus sensible et délivre des données en quasi temps réel (toutes les 10 secondes) ce qui en fait un instrument de choix pour les mesures aéroportées. Deux types de PSAP ont été utilisés lors de SOP-0 de la campagne AMMA : le premier fonctionnant à 567 nm à bord de l'avion du MetOffice, et le second à trois longueurs d'onde (467, 530 et 660 nm) implanté sur le site ARM (Atmospheric Radiation Measurements) de Niamey (Miller et al., 2007). Comme l'aethalomètre, le coefficient d'absorption du PSAP doit être corrigé des erreurs dans la surface du filtre exposée, le flux d'air, et l'influence de la diffusion par les particules déposées sur le filtre suivant les méthodes de Bond et al. (1999).

Outre les observations in situ (échantillonnage local effectué soit au niveau du sol, soit en altitude par moyen aéroporté) visant à l'obtention des paramètres chimiques, microphysiques et optiques, la télédétection permet la mesure à distance des propriétés optiques des aérosols en différents endroits de la colonne atmosphérique (sondage actif où l'on impose la source de rayonnement) et de manière intégrée sur la colonne atmosphérique (sondage passif où la source de rayonnement est solaire). Ces deux types de télédétection sont présentés dans les parties qui suivent.

3.2 Télédétection passive – Radiométrie

Dans cette étude, nous utiliserons 3 sources d'observation passives différentes : les mesures photométriques et actinométriques ($J(NO_2)$) depuis le sol et les mesures satellitaires.

3.2.1 Taux de photodissociation de la molécule de dioxyde d'azote

Des instruments permettent de déterminer des fréquences de photolyse par des mesures du rayonnement : ils sont directement étalonnés en fréquence de photolyse. Ils doivent recueillir le rayonnement dans un angle solide 4π . L'actinomètre optique JNO_2 (commercialisé par Metcon, Glashütten en Allemagne) est un appareil spécifiquement dédié à la mesure de la constante de photodissociation de la molécule de NO_2 , qui représente la probabilité pour une molécule de NO_2 d'être photodissociée en absorbant le rayonnement solaire. $J(NO_2)$ est une fonction du flux actinique Ψ , du rendement quantique de dissociation χ_{NO_2} et de la section efficace d'absorption σ_{NO_2} de la molécule NO_2 à la température de la parcelle d'air T :

$$J(NO_2) = \int_{\lambda} \Psi(\lambda) \cdot \sigma_{abs,NO_2}(\lambda, T) \cdot \chi_{NO_2}(\lambda) \quad (3.12)$$

L'intégration est réalisée entre 300 et 420 nm (Fig. 3.14).

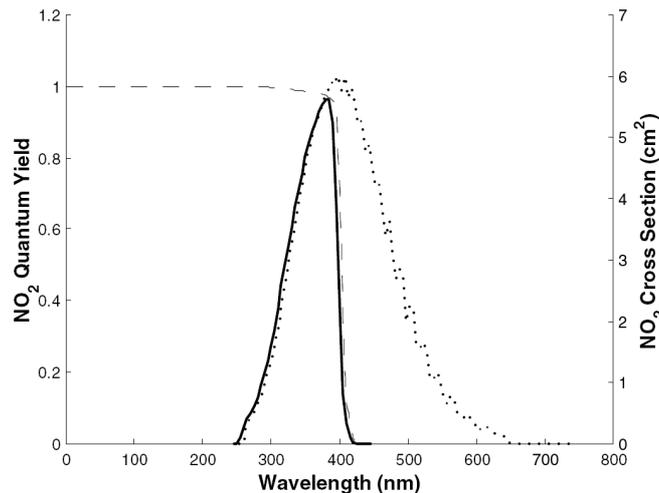


Fig. 3.14 : Section efficace d'absorption (pointillés) et rendement quantique (tirets) de NO_2 en fonction de la longueur d'onde. Le produit de ces deux quantités (trait plein), qui exprime la dépendance spectrale de $J(NO_2)$, est significatif entre 300 et 420 nm. Source : Randriamiarisoa et al. (2004a).

Le flux actinique est mesuré par un radiomètre constitué de 2 coupoles ayant une réponse isotrope sur 2π sr et montés en opposition l'un par rapport à l'autre suivant la verticale (Fig. 3.15). Cette disposition permet la séparation des contributions individuelles à partir des composantes du flux actinique venant du haut et du bas (Randriamiarisoa et al., 2004a).

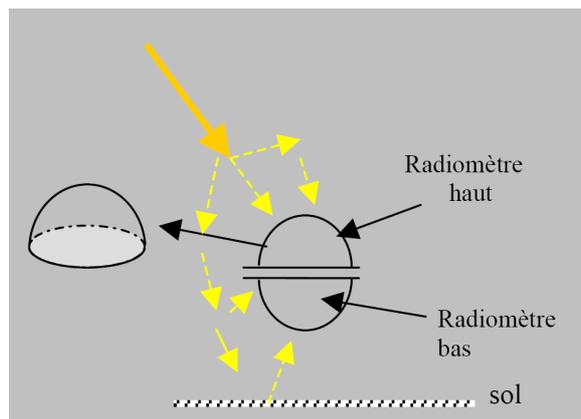


Fig. 3.15: Principe de fonctionnement de l'actinomètre JNO₂

L'appareil utilisé est calibré directement en terme de taux de photolyse de la molécule de NO₂ par rapport à un actinomètre chimique. Les valeurs de $J(NO_2)$ (en s⁻¹) sont obtenues toutes les minutes avec une précision relative de l'ordre de 2%.

3.2.2 Restitution de l'albédo de surface par spectroradiométrie

L'albédo est un paramètre fondamental pour la modélisation du climat car c'est une propriété qui contrôle la majeure partie du flux d'énergie dans la couche limite de surface. Les observations satellitaires utilisées dans ce travail donnant l'albédo de surface sont celles réalisées avec le capteur MODIS (<http://modis.gsfc.nasa.gov/>). L'instrument MODIS (MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer) est un radiomètre embarqué sur les satellites héliosynchrones américains TERRA et AQUA (Salomonson et al., 1989). Lancée en décembre 1999, la plateforme TERRA survole l'équateur du nord au sud le matin (10h30 locales au dessus de l'équateur, noeud descendant) alors que la plateforme AQUA, lancée en avril 2002, survole au sein de l'AQUA-TRAIN l'équateur du sud au nord dans l'après midi (13h30 locales au dessus de l'équateur, noeud ascendant). Avec une trace de 2330 km de large au sol (en direction transversale à la trajectoire du satellite), chacune de ces 2 plateformes à une altitude orbitale de 705 km permet d'observer la totalité de la surface terrestre en un ou deux jours (environ 14 orbites par jour, c'est à dire 2 passages par jour à nos hautes latitudes pour chaque satellite) et de se procurer des données sur 36 bandes spectrales, allant du visible (0.410 µm) à l'infrarouge thermique (15 µm) (King et al., 1992). MODIS possède donc une haute résolution spectrale, une couverture globale presque journalière et une haute résolution spatiale (500 m à 470 nm et 2.13 µm, 250 m à 0.66 µm et 0.86 µm et 1 km à 3.8 µm). Un grand nombre de variables géophysiques de l'Atmosphère et de l'Océan, ainsi que des informations de radiométriques et de géolocalisation, sont restituées à partir de ces observations.

Le produit BRDF (Bidirectional Reflectance Distribution Function)/Albedo MOD43 (version 4) de MODIS en particulier permet de restituer l'albédo de surface dans 7 bandes spectrales à 0.05° de résolution spatiale en latitude et longitude sur un cycle de 16 jours. De sa caractérisation de l'anisotropie de surface, l'algorithme réalise des intégrations angulaires permettant d'obtenir des albédos de surface dans chacune des 7 bandes spectrales et des 3 bandes larges couvrant le spectre solaire. Les mesures d'albédo, indépendantes de la situation atmosphérique, sont une réflectance directionnelle hémisphérique (albédo de ciel noir : BSA pour « black-sky albedo ») obtenue en absence de composante diffuse et fonction de l'angle zénithal solaire et une réflectance bi-hémisphérique (albédo de ciel blanc : WSA pour

« white-sky albedo ») obtenue en absence de composante directe lorsque la composante diffuse est isotrope. Le BSA est calculé en intégrant la BRDF sur toutes les directions d'observation, c'est-à-dire sur l'hémisphère haut de diffusion, appelé hémisphère d'exitance, pour une seule direction d'éclairement solaire. Le WSA est calculé en intégrant la BRDF sur toutes les directions d'incidence et d'observation. Pour estimer la réflectance de surface dans chaque bande spectrale, une correction de l'effet des gaz, des aérosols et des cirrus fins est apportée. Un algorithme de détection nuageuse a été développée pour MODIS (Ackerman et al., 1998). Les paramètres restitués par MODIS concernant les aérosols ont été validés à l'aide de mesures photométriques (Remer et al., 2002).

La dépendance angulaire à l'angle zénithal solaire de l'albédo peut être paramétrisée par un simple polynôme. Les albédos de surface intrinsèques (BSA et WSA) peuvent finalement être utilisés pour restituer l'albédo réel (ou albédo de ciel bleu) en tenant compte de la distribution prédominante de la lumière diffusée, suivant la relation :

$$alb_{surf}(\theta, \lambda, \tau) = WSA(\lambda) \cdot f(\theta, \lambda, \tau) + BSA(\theta, \lambda) \cdot (1 - f(\theta, \lambda, \tau)) \quad (3.13)$$

où $f(\theta, \lambda, \tau)$ désigne la fraction de lumière diffusée variable avec l'angle zénithal solaire θ , l'épaisseur optique τ des aérosols et la longueur d'onde λ considérée. Cette estimation est réalisée à partir d'une table comprenant les valeurs de f fournies par MODIS et établies à l'aide du code de transfert radiatif 6S (Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, Vermote et al., 1997). Un exemple de restitution de l'albédo de surface est donné en Fig. 3.16. Les valeurs données entre les latitudes 13.47°N et 13.49°N et les longitudes 2.16°E et 2.18°E seront utilisées pour les calculs de transfert radiatif au Chapitre 6.

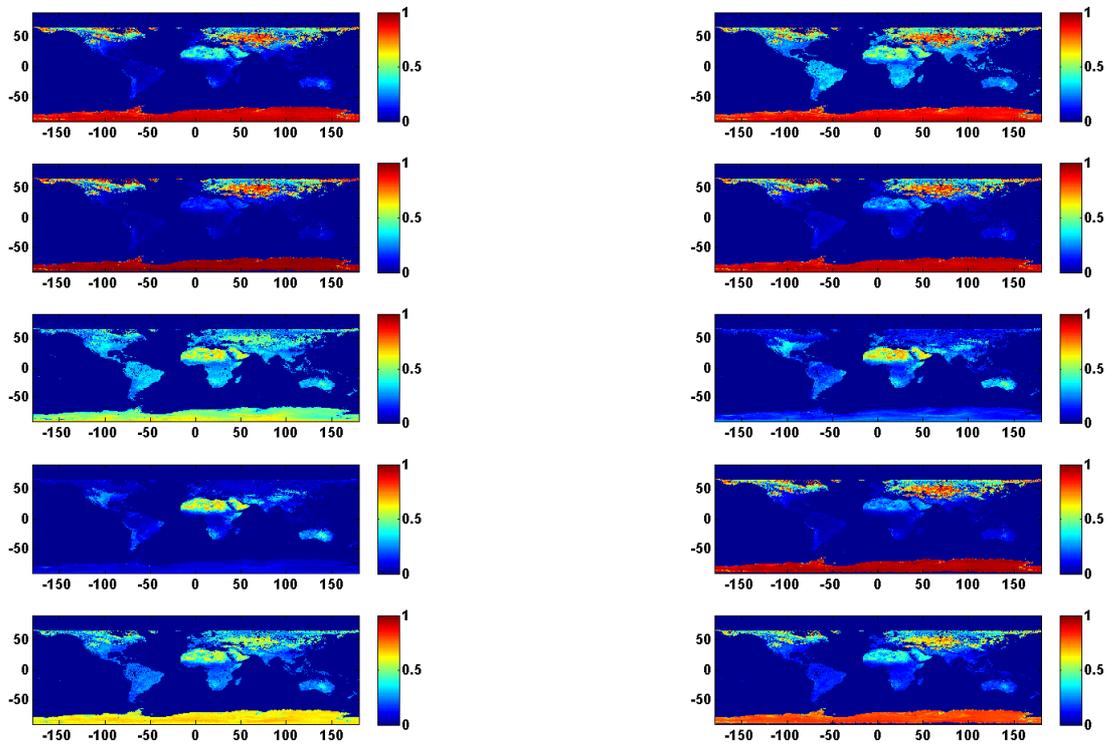


Fig. 3.16 : Distribution globale d'albédos de surface obtenus par MODIS entre le 17 janvier et le 1^{er} février 2006 pour un angle zénithal correspondant à midi à Niamey (Niger) et pour différentes bandes spectrales : de haut en bas et de gauche à droite : 0.620-0.670 μm, 0.841-

0.876 μm , 0.459-0.479 μm , 0.545-0.565 μm , 1.230-1.250 μm , 1.628-1.652 μm , 2.105-2.155 μm , 0.400-0.700 μm , 0.700-3.000 μm , 0.400-3.000 μm .

3.2.3 Epaisseur optique des aérosols

Des mesures du rayonnement solaire direct peuvent être effectuées dans les principales fenêtres atmosphériques afin d'obtenir des évaluations fiables de l'atténuation provoquée par les particules d'aérosol. Cela concerne principalement la basse troposphère qui concentre la majeure partie des particules d'aérosol (sauf dans le cas des éruptions volcaniques majeures injectant une grande quantité de particules dans la stratosphère), et où l'intensité des processus de diffusion et d'absorption est maximale. La seule technique permettant la mesure directe de l'épaisseur optique aérosol est précisément la mesure de l'atténuation par l'atmosphère du rayonnement solaire direct qui constitue le principe de l'approche photométrique. Les mesures photométriques sont faites dans l'ultraviolet, le visible et le proche infrarouge en utilisant des radiomètres à faible ouverture de champ optique et à canaux spectraux étroits. Dans ce domaine spectral on peut considérer la fonction source d'émission atmosphérique négligeable. La mesure faite depuis le sol contient alors le terme prédominant du rayonnement solaire direct, auquel il faut ajouter un terme de rayonnement diffus (diffusions primaire et multiple). Pour une observation dans un angle solide très faible, la luminance diffuse apparaît très faible par rapport à la luminance directe en atmosphère claire. Cela revient en pratique à négliger la fonction source dans l'Eq. 2.76. On retrouve alors l'Eq. 2.58 de Beer-Bouguer-Lambert qui aboutit à la définition de l'épaisseur optique avec la relation 2.60.

L'instrument consacré à cette approche est appelé pyréliomètre, c'est-à-dire un photomètre visant directement le Soleil (Fig. 3.17). Il permet la restitution des propriétés optiques et microphysiques principales (intégrées sur la colonne atmosphérique) qui caractérisent le rôle de l'aérosol atmosphérique dans le bilan radiatif. Le photomètre automatique à visée solaire utilisé (fabriqué par CIMEL Electronique, Paris) permet d'effectuer des mesures directes de l'atténuation dans un faible angle solide (1.2° de champ de vue). Les mesures en visée directe vers le soleil sont réalisées dans 4 bandes spectrales (440, 670, 870, 1020 nm) de largeur 10 nm, mais d'autres sont parfois disponibles (340, 380, 500, 940 nm). Ces bandes spectrales correspondent à des fenêtres atmosphériques où l'absorption due aux composés gazeux est faible.



Fig. 3.17 : Photographie d'un photomètre solaire CIMEL réalisant un visée directe du soleil

3. L'approche multi-instrumentée

Afin d'assurer la surveillance des particules sur la planète, un réseau de photomètres de ce type est installé sur l'ensemble du globe: le réseau mondial AERONET (AEROSOL ROBOTIC NETWORK) mis en place par NASA's Earth Observing System permet un archivage des données des propriétés optiques des aérosols en temps quasi-réel (Holben et al., 1998). Il est opérationnel depuis le milieu des années 90 et contient plus de 400 instruments. Les instruments sont installés dans diverses régions géographiques correspondant à de multiples écosystèmes : zones arides, forêts boréale et tropicale, régions tempérées, zones océaniques et côtières, montagnes.

Techniquement, le photomètre solaire est équipé d'un robot deux axes permettant des mouvements dans les plans zénithaux et azimutaux. Il peut donc viser tout point de la voûte céleste avec une précision de 0.05° et possède deux détecteurs, un pour les visées solaires et un pour les mesures de luminance de ciel.

- La visée directe (Fig. 3.18a) fournit de façon robuste l'épaisseur optique des aérosols à haute cadence d'échantillonnage de 1 à 5 min (Holben et al., 1998). L'atténuation due à la diffusion des molécules Rayleigh, à l'absorption par l'ozone (obtenue par interpolation à partir d'une climatologie d'ozone) est estimée et ôtée pour isoler l'épaisseur optique de l'aérosol. La variabilité temporelle des nuages est typiquement plus importante que celle des aérosols, ce qui permet d'éliminer les observations contaminées par les nuages.
- Le deuxième type de visée, nécessitant une exploration complète du ciel (~ 15 min), consiste à réaliser des mesures d'almucantars (cercles parallèles à l'horizon (Fig. 3.18b)) et dans le plan principal utiles au calcul de la fonction de phase, de l'albédo de diffusion simple, de l'indice de réfraction, du facteur d'asymétrie et de la distribution en taille des aérosols. Il s'agit des résultats d'inversion de différents algorithmes (Nakajima et al., 1983, 1996 ; Dubovik et al., 2000 ; Dubovik and King, 2000). Des valeurs de contenu atmosphérique en vapeur d'eau dans la colonne verticale issues des mesures photométriques sont aussi disponibles (Plana-Fattori et al., 1998).

Nous n'utilisons dans cette thèse que les résultats issus de l'algorithme d'inversion de Dubovik and King (2000). Ce dernier consiste à restituer la fonction de phase des aérosols en contraignant les observations multiangulaires et multispectrales du rayonnement direct et diffus avec un code de transfert radiatif, en supposant les particules sphériques ou de forme sphéroïdale (Dubovik et al., 2000) et un sol de type Lambertien.

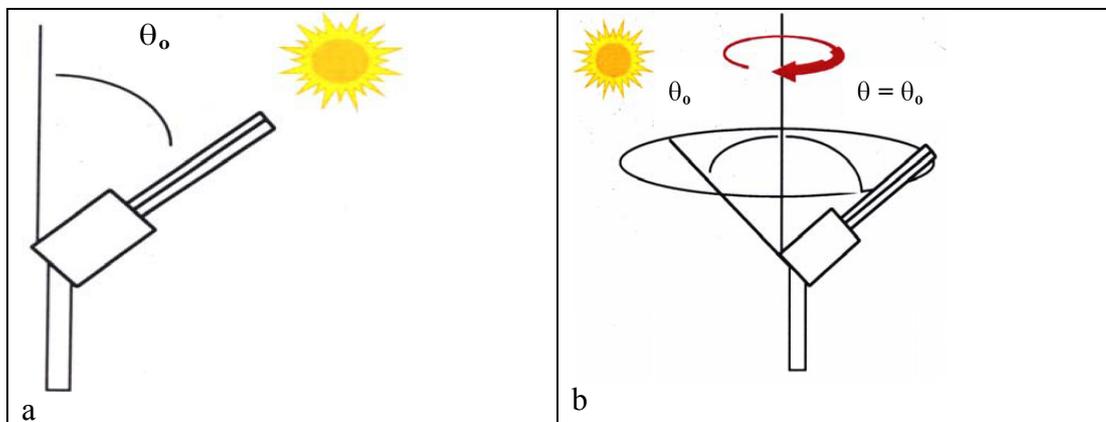
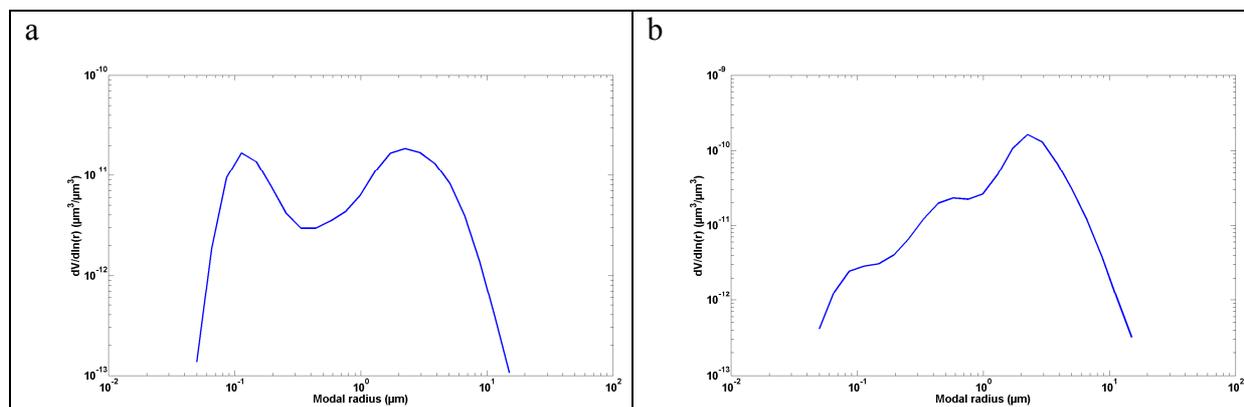


Fig. 3.18: Protocoles de mesures du photomètre CIMEL E318 : visée directe avec l'angle zénithal solaire θ_0 (a) et almucantar à θ_0 (b).

3. L'approche multi-instrumentée

Les données ont été exploitées au niveau 2 (le masque nuage est appliqué ainsi que l'étalonnage final et les données sont inspectées manuellement). L'incertitude totale sur les données provient de la précision de l'instrument (qui est négligeable) et de l'étalonnage. L'incertitude totale sur l'épaisseur optique de l'aérosol mesurée en ciel clair (à partir d'un instrument récemment étalonné) est estimée typiquement inférieure à ± 0.01 pour des longueurs d'onde supérieures à 440 nm et inférieure à ± 0.02 pour des longueurs d'ondes plus courtes (Holben et al., 1998). Dubovik et al. (2000) donne une incertitude absolue maximale de 0.02 pour l'épaisseur optique. L'indice complexe de réfraction peut être obtenu pour des épaisseurs optiques supérieures ou égales à 0.5 à 440 nm pour un angle zénithal solaire supérieur à 60° et sa restitution est associée à une erreur absolue de 0.04 pour la partie réelle et d'environ 30% pour la partie imaginaire dans le cas d'un aérosol fortement absorbant ou 50% pour un aérosol faiblement absorbant. Cela conduit à une incertitude absolue sur ω de l'ordre de 0.03. Les épaisseurs optiques des particules dans Paris sont cependant généralement bien inférieures à 0.4 à 440 nm : la précision sur l'ACRI n'est donc pas garantie. L'incertitude sur le coefficient d'Angström est de l'ordre de 0.03 pour une épaisseur optiques des aérosols de 0.2 (Hamonou et al., 1999). Ces calculs d'incertitude supposent une erreur absolue sur τ de 0.01, une erreur relative sur la luminance du ciel de 5%, une erreur absolue sur l'angle azimutal de 0.5° et une erreur relative sur la réflectance de surface estimée a priori de 50 % (Dubovik et al., 2000).

La distribution volumique en taille intégrée sur la colonne peut aussi être restituée par l'inversion almucantar. Elle représente la fonction de densité logarithmique du volume total de particules avec une résolution de 22 classes en rayon entre 0.05 et 15 μm et s'exprime en μm^3 de particules par μm^2 de surface d'air. Il est donc nécessaire de normaliser cette distribution fournie avec une échelle de hauteur adaptée à la couche dans laquelle les aérosols sont supposés distribués de façon homogène. Pour pouvoir être utile aux calculs de propriétés optiques ou de bilan radiatif réalisés dans cette thèse, cette distribution fournie par AERONET doit être décomposée en modes lognormaux. Une première estimation des rayons modaux et écarts-types géométriques est réalisée à partir du calcul numérique (approximation polynômiale) de la dérivée seconde de la distribution (Cuesta, 2006). Elle fournit les arguments inconnus de la distribution en volume qui permettent d'initialiser la procédure d'inversion présentée à la Sect. 3.1.1.3. On réalise ainsi, de manière itérative, un ajustement plus précis de la fonction théorique à la courbe expérimentale. Deux exemples de résultats de cette approche sont présentés dans la Fig. 3.19.



3. L'approche multi-instrumentée

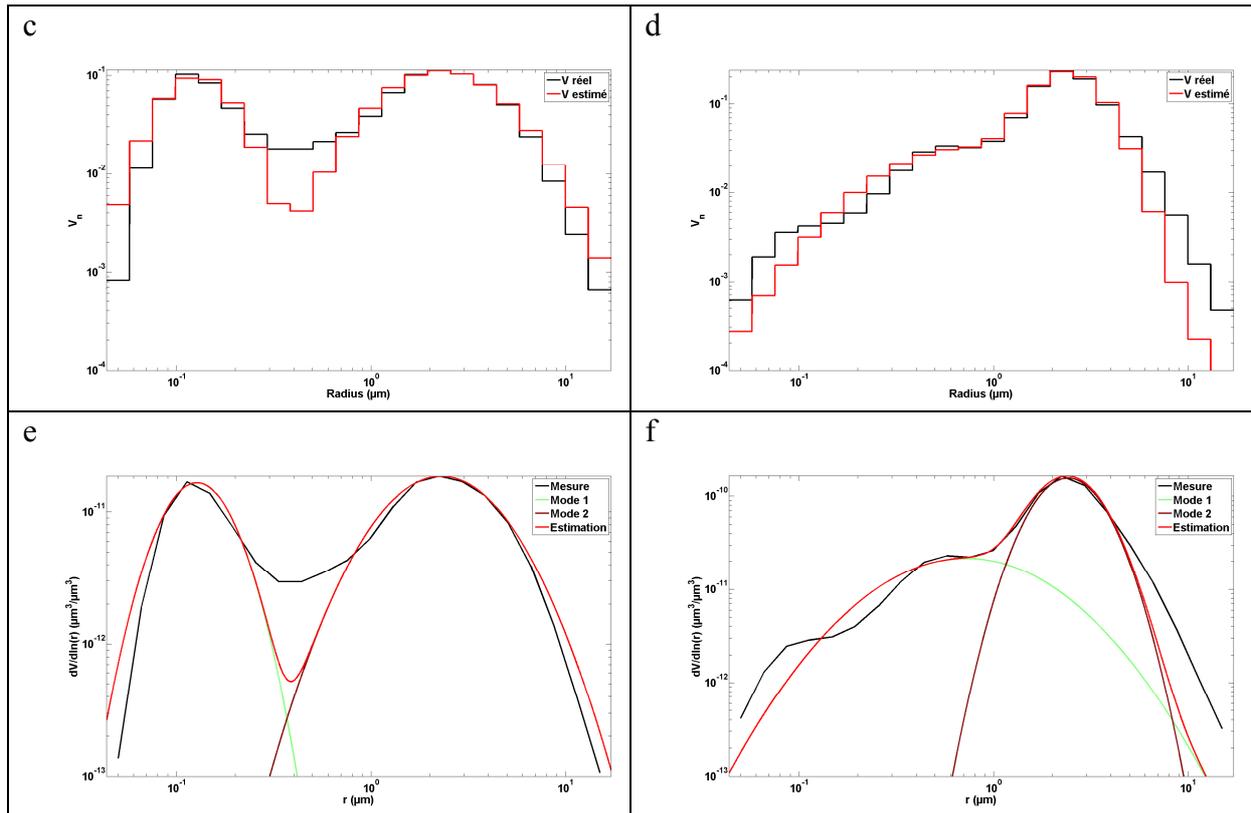


Fig. 3.19 : Décomposition de distributions volumiques en taille fournies par AERONET en deux modes lognormaux pour des aérosols de feux de biomasse (a,c,e) et des poussières désertiques (b,d,f) au Niger. Les distributions brutes fournies par AERONET (a,b) sont intégrées sur chaque classe de taille pour restituer les fonctions de partition normalisées (c,d) qui sont approchées par des courbes théoriques (rouge). Les distributions lognormales obtenues (e,f) sont comparées à la distribution observée. Pour les calculs une hauteur de 5 km a été introduite ; elle correspond à la hauteur des couches observées sur les profils lidar au-dessus de Niamey. Le rapport en concentration volumique d'aérosol grossier et d'aérosol fin est de 1.8 pour les BB et de 3 pour les Dust.

La distribution volumique en taille peut être obtenue avec une incertitude de 15 à 35% pour $0.1 \mu\text{m} < r < 7 \mu\text{m}$, et de 15 à 100 % dans les autres cas (Dubovik et al., 2000). Ces distributions sont représentatives de l'ensemble de la colonne atmosphérique, contrairement aux mesures in situ localisées en surface qui ne fournissent souvent qu'une information ponctuelle, parfois décorrélée des altitudes supérieures (Dulac et al., 2001). Toutefois, la seule mesure photométrique ne permet pas d'échantillonner l'aérosol situé dans la CLA ou transporté dans la troposphère libre. Dans les campagnes de terrain, on préfère alors utiliser des observations in situ aéroportées (Chapitres 5 et 6) qui fournissent une information sur les particules résolue en altitude. Sur de longues périodes et en dehors des campagnes de mesure en revanche, la mesure photométrique constitue un apport incontestable à la connaissance des propriétés des aérosols dans la troposphère

Les instruments passifs décrits précédemment ne fournissent cependant aucune information sur la distribution verticale des couches d'aérosols. On fait alors appel à la télédétection active, très utilisée au cours de cette étude.