

B.4 Amélioration de la précision de la composante altimétrique du GPS par une correction du délai troposphérique utilisant une mesure externe du contenu en vapeur d'eau

Jérôme Tarniewicz

Contexte

Depuis 1999, le laboratoire OEMI poursuit une action de recherche axée sur le nivellement de précision par GPS. L'année 2000 constitue la première année d'un travail de thèse entrepris par Jérôme Tarniewicz en collaboration avec Olivier Bock de l'ESGT du CNAM, sous la direction de Michel Kasser du Service de Géodésie et de Nivellement (SGN) et de Jacques Pelon du Service d'Aéronomie du CNRS.

Introduction

L'objectif est d'effectuer du nivellement par GPS et du positionnement géodésique avec une précision de l'ordre du millimètre sur la composante verticale. La précision du positionnement par système GPS est limitée par la configuration géométrique des satellites dans le ciel, la qualité des récepteurs utilisés et tous les problèmes auxquels un signal radioélectrique se propageant entre un satellite et un récepteur peut être confronté sur son trajet. Ce sont ces derniers qui retiennent ici notre attention et plus particulièrement les effets atmosphériques au sein de la troposphère. Dans la troposphère, les gaz atmosphériques et la présence de la vapeur d'eau influent sur la propagation des signaux et se traduisent en termes d'allongement des distances parcourues entre les satellites et le récepteur au sol. La partie hydrostatique de cet allongement est peu variable et, de ce fait, relativement bien modélisée.

En revanche, la partie humide est plus problématique, puisque les inhomogénéités de répartition et de dynamique de la vapeur d'eau dans l'atmosphère conduisent à une grande variabilité de l'allongement humide, ce que les stratégies de traitement de données GPS actuelles ne peuvent pas corriger. Il est donc impératif d'évaluer au mieux cet allongement troposphérique si l'on désire obtenir une précision subcentimétrique sur les coordonnées d'une station. Un système de mesure du contenu en vapeur d'eau atmosphérique est donc à l'étude et devrait fournir une correction externe de l'allongement humide.

Afin de poser le contexte d'étude de cette thèse, nous rappellerons dans un premier temps, les principes du positionnement par GPS, puis nous nous pencherons sur la théorie et la modélisation du délai troposphérique, et notamment sur les erreurs que peuvent engendrer des inhomogénéités atmosphériques sur la composante altimétrique du GPS. Nous concluons enfin sur une étude préliminaire de développement d'un prototype de lidar transportable en vue de la correction du délai troposphérique humide.

Le système GPS

Présentation

Le segment spatial du système GPS est composé de vingt-huit satellites à une altitude d'environ 20 200 km. À tout instant, chaque observateur à la surface de la terre est en mesure d'observer les signaux en provenance d'au moins quatre satellites. Ces satellites émettent deux signaux sur les porteuses modulées L1 et L2. Deux types de mesures peuvent être effectués, suivant le récepteur dont on dispose : la mesure de pseudo-distance et la mesure de phases. Pour atteindre des précisions subcentimétriques sur les coordonnées d'une station, on utilise les mesures de phases et l'on positionne cette station au sein d'un réseau, dont les stations ont des coordonnées connues. En combinant les observations sur plusieurs satellites et entre plusieurs stations, on forme successivement les simples et doubles différences qui permettent de s'affranchir respectivement des erreurs d'horloge des satellites et des erreurs d'horloge des récepteurs.

Les sources d'erreur

Différentes orbites de satellites sont disponibles. Leur qualité va varier suivant la rapidité avec laquelle elles sont mises à la disposition des utilisateurs. À titre d'exemple, les orbites finales IGS, disponibles après onze jours, sont précises à 4 cm [ROTHACTER, MERVART 96]. L'impact des erreurs d'orbites dépend aussi de la longueur de la ligne de base que l'on considère. Pour notre type d'application, on peut s'attendre à une erreur de l'ordre de 0,002 ppm pour une ligne de base de 100 km. Dans l'ionosphère, le signal GPS est retardé par son interaction avec les électrons libres. Ce délai ionosphérique est important et varie entre 1 et 20 m, mais est dépendant de la fréquence. Ainsi, une combinaison linéaire de L1 et L2, judicieusement choisie, permet d'en corriger la majeure partie, le reste étant éliminé par des modèles de délai ionosphérique dans le traitement GPS.

La variation du centre de phase des antennes des récepteurs est problématique, puisqu'elle n'est pas systématique, et dépend aussi du vieillissement de l'antenne. Une calibration régulière de l'antenne permet de s'en affranchir.

L'erreur de multi-trajet est due à la réflexion du signal sur des surfaces avoisinant l'antenne et peut conduire à quelques centimètres d'erreur sur les mesures de phases, notamment pour les satellites bas sur l'horizon. Le seul moyen efficace de corriger cet effet est de choisir un site de mesure dégagé ou d'effectuer des mesures avec un angle de coupure > 15-20°.

La réfraction troposphérique est finalement la principale source d'erreur prédominante sur le positionnement par système GPS. Elle fait l'objet de l'étude de la partie suivante.

La modélisation de la réfraction troposphérique

Réfractivité et délai

La troposphère constitue la couche la plus basse de l'atmosphère. Son sommet se situe généralement vers 10 km pour nos latitudes. Lorsque le signal GPS se propage dans cette couche d'atmosphère, il y subit l'effet de la variation de l'indice de réfraction, ce qui se traduit par deux phénomènes : le retard de propagation et la courbure de la trajectoire.

Le délai troposphérique ΔL s'écrit comme la différence entre la distance géométrique pondérée de l'indice de réfraction L parcourue par le signal le long de sa trajectoire et la distance G parcourue en ligne droite s'il se propageait dans le vide.

En considérant la distance géométrique S parcourue le long de la trajectoire du signal, le délai troposphérique s'écrit [DODSON et al 96] :

$$\Delta L = L - G = (L - S) + (S - G) = \int_S (n - 1) ds + (S - G).$$

Le premier terme exprime le retard de propagation du signal en raison de la variation de l'indice de réfraction dans la troposphère. Le second terme correspond à l'effet de courbure. Il est négligeable, puisqu'il représente ~ 0,1 % du délai total [ICHIKAWA 95].

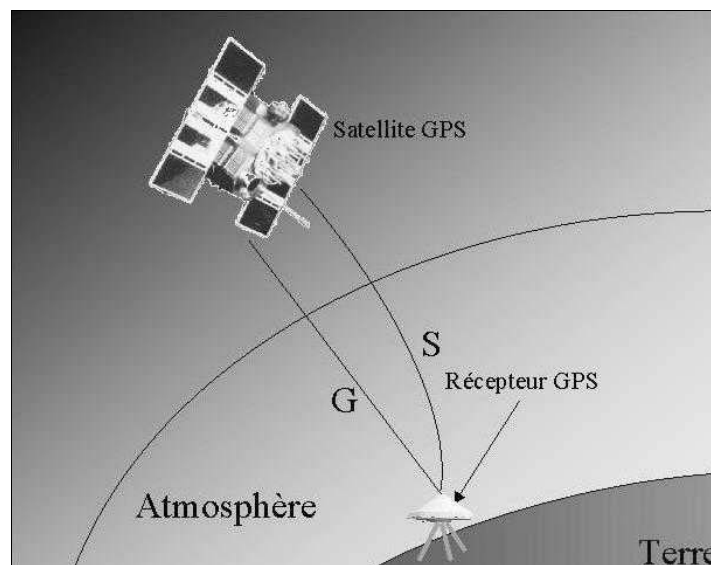


figure B.4.1 : géométrie de l'allongement troposphérique du signal GPS

En introduisant la réfractivité N , le délai s'écrit :

$$\Delta L = \int_S (n - 1) ds = 10^{-6} \int_S N ds$$

Pour modéliser le délai troposphérique, il est donc nécessaire de déterminer l'intégrale de la réfractivité le long de la trajectoire du signal GPS. La réfractivité peut être écrite en fonction de la densité totale de l'air ρ et de la densité de vapeur d'eau ρ_v contenue dans l'atmosphère [THAYER 74] :

$$N = k_1 R_d \rho + k_2' R_v \rho_v + k_3 R_v \frac{\rho_v}{T}$$

où R_d et R_v sont les constantes spécifiques des gaz parfaits respectivement pour l'air sec et la vapeur d'eau, T la température atmosphérique et k_1 , $k_2' = k_2 - (R_d / R_v)k_1$, k_3 sont des constantes déterminées expérimentalement [THAYER 1974].

Délai zénithal et fonction angulaire

Le délai troposphérique ΔL dans une direction donnée est proportionnel au délai troposphérique ΔL^z dans la direction zénithale à un terme angulaire près, la fonction angulaire $m(\zeta)$, où ζ est l'angle zénithal.

On utilise généralement une fonction différente pour la partie hydrostatique et humide. Le délai troposphérique s'exprime alors comme :

$$\Delta L = m(\zeta) \times \Delta L^z = \Delta L_h^z \times m_h(\zeta) + \Delta L_w^z \times m_w(\zeta)$$

avec :

$$\Delta L_h^z = 10^{-6} k_1 R_d \int_0^{\infty} \rho(z) dz, \text{ le délai zénithal hydrostatique (ZHD),}$$

$$\Delta L_w^z = 10^{-6} R_w \left\{ k_2' \int_0^{\infty} \rho_w(z) dz + k_3 \int_0^{\infty} \frac{\rho_w(z)}{T(z)} dz \right\}, \text{ le délai zénithal humide (ZWD).}$$

Le ZHD constitue près de 90 % du délai total, soit environ 2,30 m. Il dépend de la densité totale de l'air. Il varie donc peu et peut être modélisé entièrement à partir de données météorologiques de surfaces. Saastamoinen [SAASTAMOINEN 72] propose une modélisation de ΔL_h^z qui tient compte de la latitude du site, de la pression au sol et de l'altitude de la station au-dessus du géoïde.

Le ZWD représente environ 10 % du délai total, mais fluctue beaucoup autour de sa moyenne. Il peut varier entre 5 et 25 cm, au cours d'une même journée. Sa modélisation est plus difficile car il est très peu corrélé avec les données météorologiques de surface [DODSON et al 96] et dépend du profil de densité de vapeur d'eau. Lors du passage d'un front, les variations spatiale et temporelle du contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère peuvent être rapides et importantes. Néanmoins, à défaut d'une modélisation plus réaliste, on utilise encore le modèle de Saastamoinen.

Actuellement il existe deux méthodes dans le traitement des données GPS pour réduire le délai troposphérique [BOCK, DOERFLINGER 01]. Après une correction *a priori* du délai troposphérique zénithal par un modèle météorologique empirique tel que celui de Saastamoinen, on estime des paramètres troposphériques spécifiques à chaque station par un processus déterministe (ajustement par moindres carrés) ou stochastique (filtrage de Kalman). Cette correction utilise donc les données GPS. Une autre possibilité est de corriger le délai troposphérique humide en utilisant une mesure du contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère par un radiosondage, un spectromètre solaire ou un radiomètre. C'est une correction externe au traitement GPS.

Étude de l'influence des inhomogénéités atmosphériques

Contexte météorologique

L'objectif, pour l'IGN, est de pouvoir effectuer du positionnement précis par GPS, sur des bases courtes, de l'ordre de 100 km, pendant des durées d'observation courtes, typiquement 1-2 heures. À ce niveau d'échelle temporelle, plusieurs phénomènes atmosphériques peuvent se produire. On distingue ainsi les rouleaux, les cellules kilométriques et la turbulence à petite échelle [LEMONE 76].

La turbulence à petite échelle produit des fluctuations aléatoires d'une durée de vie de l'ordre de la seconde. Une session d'observation d'une heure, avec des données acquises toutes les trente secondes, permet donc de moyenniser l'effet de ce type de perturbation. Cependant, la fusion de plusieurs de ces turbulences à petite échelle peut engendrer la naissance de perturbations plus importantes dans la couche limite atmosphérique, les thermiques. Ces phénomènes ont des durées de vie plus longues (10-30 min) et une extension horizontale entre 100 m et 1 km.

Les thermiques sont convectifs, le flux ascendant transporte de l'air chaud et humide, le flux descendant transporte de l'air froid et sec [LEMONNE 76] et sont régulièrement espacées de 1 à 2 km.

Les variations de température et de rapport de mélange y sont de l'ordre, respectivement, de 0,2-2 K et 0,2-1 g/kg [LENSCHOW, STEPHEN 80]. Elles se déplacent à 70-80 % de la vitesse moyenne du vent dans la couche limite atmosphérique et dans la même direction [STULL 88].

Modélisation des perturbations à petite échelle

Afin d'étudier l'influence de ce type d'inhomogénéité atmosphérique sur la précision de positionnement par GPS, un modèle simple de perturbation a été développé. Il s'agit d'une perturbation de forme sphérique, placée dans un repère local centré sur la station à positionner. Ces sphères, d'un rayon de 500 m, sont situées à une altitude de 1 km, dans un plan horizontal qui matérialise le sommet de la couche limite atmosphérique.

Elles constituent une variation d'indice de réfraction de 10 ppm avec le milieu où elles sont plongées, soit : pour une sphère située au zénith de la station, une variation d'allongement troposphérique de 1 cm, ce qui représente une variation de 1,5 g/kg du rapport de mélange. Afin de tenir compte d'une éventuelle dynamique atmosphérique, une vitesse de défilement peut être prise en compte. La sphéricité des perturbations est discutable car les inhomogénéités ont en réalité une forme plus complexe. L'interface perturbation - atmosphère n'est pas aussi tranchée que dans notre modèle. Aucune évolution de taille des perturbations n'est prise en compte.

Trois cas statiques et deux cas dynamiques, représentés sur la figure B.4.2, sont considérés et simulés :

- une perturbation au zénith, une perturbation décalée vers le sud et 3 x 3 perturbations sur un quadrillage régulier de 2 km de maille constituent les trois cas statiques étudiés ;
- un quadrillage régulier de 2 km de maille, se déplaçant à la vitesse de 2 m/s, d'extension infinie suivant l'axe Est-Ouest, centré et décalé de 250 m vers le sud, constituent les deux cas dynamiques.

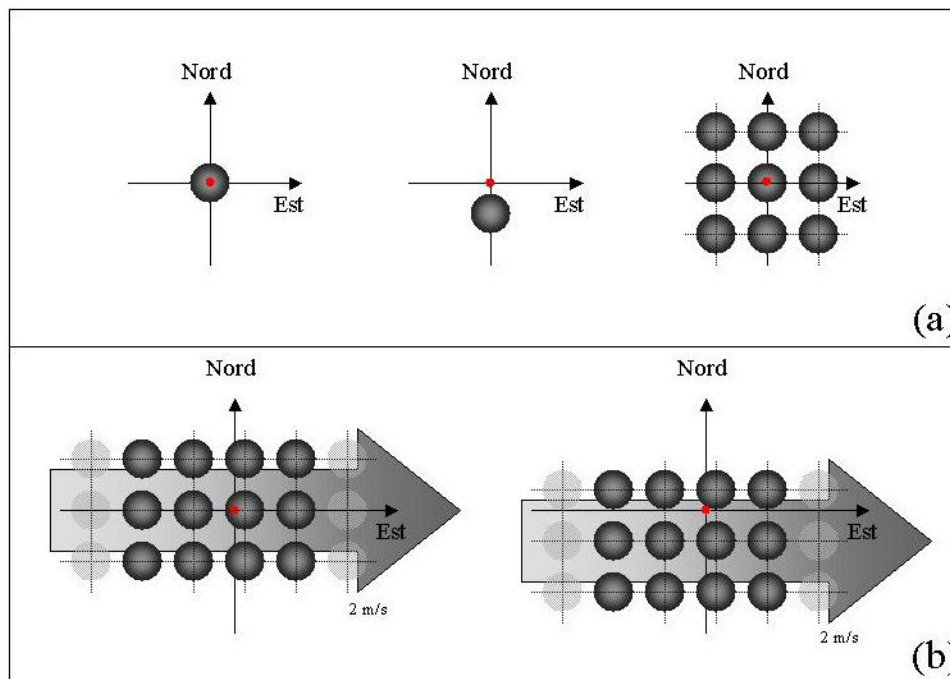


figure B.4.2

Configurations de perturbations simulées, dans le cas statique (a) et dynamique (b) avec une vitesse de défilement de 2 m/s.

Simulation et traitement de données GPS

Afin d'évaluer l'impact des perturbations précédemment décrites sur la précision du positionnement GPS, des données GPS ont été simulées. Les données d'une campagne réelle comportent déjà une empreinte atmosphérique non quantifiable de manière aussi précise que le permet l'utilisation de données simulées non bruitées, exemptes de toute influence troposphérique. Deux méthodes de simulation et de traitement de données sont retenues.

Dans ces deux méthodes, le délai troposphérique résultant de la présence des perturbations est fonction de l'azimut α et l'angle zénithal ζ sous lesquels sont observés les satellites dans le repère local centré sur la station. Si $d(\alpha, \zeta)$ est la distance parcourue dans la direction définie par (α, ζ) à travers une perturbation, le délai troposphérique est directement proportionnel à $d(\alpha, \zeta)$ et à la différence d'indice avec le milieu environnant la sphère.

La méthode de Santerre [SANTERRE 91]

Cette méthode est basée sur un ajustement des moindres carrés des données GPS. Les observables sont les simples différences sur les mesures de phase entre deux récepteurs. Par un formalisme entièrement analytique de la matrice normale, de son inverse et du vecteur normal, cette méthode permet une étude simplifiée de l'impact de certaines erreurs et biais sur la précision du positionnement, notamment l'influence d'un biais troposphérique.

La matrice et le vecteur normaux ne dépendent plus alors que de α et ζ . Effectuer une observation sur plusieurs satellites revient donc à balayer un secteur angulaire du ciel dans lequel α et ζ varient continûment. Cette méthode permet donc l'étude de l'influence de l'angle de coupure d'observation ζ_{max} . Les paramètres estimés sont les coordonnées de la station à positionner, une correction d'horloge pour le récepteur qui permet d'assurer l'équivalence avec une méthode de résolution en double différence [LINDLOHR, WELLS 85], ainsi qu'un paramètre troposphérique relatif.

La principale limite de cette approche est l'incapacité d'inclure une notion temporelle dans l'estimation des paramètres : un seul couple de paramètre troposphérique et d'horloge est estimé par session simulée, alors qu'il est courant s'estimer une correction troposphérique toutes les deux heures et un paramètre d'horloge par époque dans un traitement classique. De plus, on fait une hypothèse de distribution uniforme et continue des observations dans le ciel de l'observateur, ce qui revient approximativement à simuler une session longue.

Simulation avec le logiciel Bernese GPS Software 4.0

Cette méthode de simulation de données est plus lourde à mettre en œuvre que la précédente mais pallie à ces manques. Elle permet l'étude de sessions courtes, l'estimation de plusieurs paramètres troposphériques par session et surtout, un traitement des données simulées identique à celui des données GPS réelles. Nous avons choisi de traiter la ligne de base Gênes - Turin, pour la journée du 21 octobre 1999. Les données GPS de phases et de pseudo-distance sur L1 et L2 sont simulées par le module GPSSIM [ROTHACHER, MERVART 96], à partir des coordonnées des deux stations et des orbites recalculées par l'IGS.

L'erreur due aux perturbations atmosphériques des configurations décrites précédemment est ensuite incluse aux fichiers de données de la station de Gênes. Les simples différences sont formées, et les coordonnées de Gênes sont estimées par doubles différences. La résolution s'effectue par un ajustement par moindres carrés avec le module GPSEST [ROTHACHER, MERVART 96]. Lorsque des paramètres troposphériques sont estimés, une correction *a priori* suivant le modèle de Saastamoinen est appliquée. Les paramètres de gradients ne sont pas étudiés ici puisqu'il semblerait qu'ils n'apportent pas d'améliorations sensibles dans les solutions [BAR-SEVER et al 98].

Résultats

Ces résultats font l'objet d'une soumission dans le *Geophysical Research Letter* [BOCK et al] (en relecture).

Les cas statiques sont traités avec la méthode de Santerre. On compare l'erreur commise sur l'altitude de la station avec et sans estimation d'un paramètre troposphérique, suivant l'angle de coupure ζ_{max} . Comme on peut le voir sur la figure B.4.3 (page suivante), quels que soient les cas statiques considérés, l'erreur en altitude est amplifiée d'un facteur 2 à 10 dès lors qu'on estime un paramètre troposphérique avec, par exemple, à 75° , une erreur qui augmente de 8 mm à 25 mm. Cette dégradation s'explique par la variation supposée en $1/\cos \zeta$ du délai troposphérique lorsqu'un paramètre troposphérique est estimé, alors qu'on est en présence d'une inhomogénéité sphérique.

Les cas dynamiques sont traités à l'aide du Bernese GPS Software 4.0, avec, pour chaque cas, estimation ou non d'un paramètre troposphérique. Pour une session de vingt-quatre heures, lorsque les perturbations défilent d'ouest en est, l'erreur verticale disparaît si on n'estime pas de paramètre troposphérique, ce qui prouve que l'effet des perturbations est lissé sur de longues périodes d'observations. Par contre, en estimant des paramètres troposphériques, l'amplification de l'erreur observée dans le cas statique demeure. La figure B.4.4 (page suivante) met en évidence l'influence des inhomogénéités atmosphériques sur des sessions courtes d'une durée. L'erreur verticale est très variable, mais elle reste toujours plus importante lorsqu'un paramètre troposphérique est estimé.

Les données GPS sont simulées sans délai troposphérique, ce qui équivaut à des données GPS réelles parfaitement corrigées d'un allongement troposphérique moyen. L'erreur commise dans l'inversion des mesures correspond donc à l'effet des perturbations atmosphériques en termes de délai humide.

Les résultats des simulations montrent qu'en présence de ces perturbations, une meilleure précision sur l'altitude d'une station est obtenue si on n'estime pas de paramètres troposphériques.

Les fonctions angulaires actuellement utilisées dans les traitements GPS ne sont donc pas adaptées aux variations angulaires du délai humide. Deux solutions sont envisageables : ne plus estimer de paramètres troposphériques et mesurer de manière absolue la quantité de vapeur d'eau dans la direction de chaque satellite afin de corriger le délai humide sur chaque mesure ou déterminer une nouvelle fonction angulaire expérimentale, valable pendant les observations GPS.

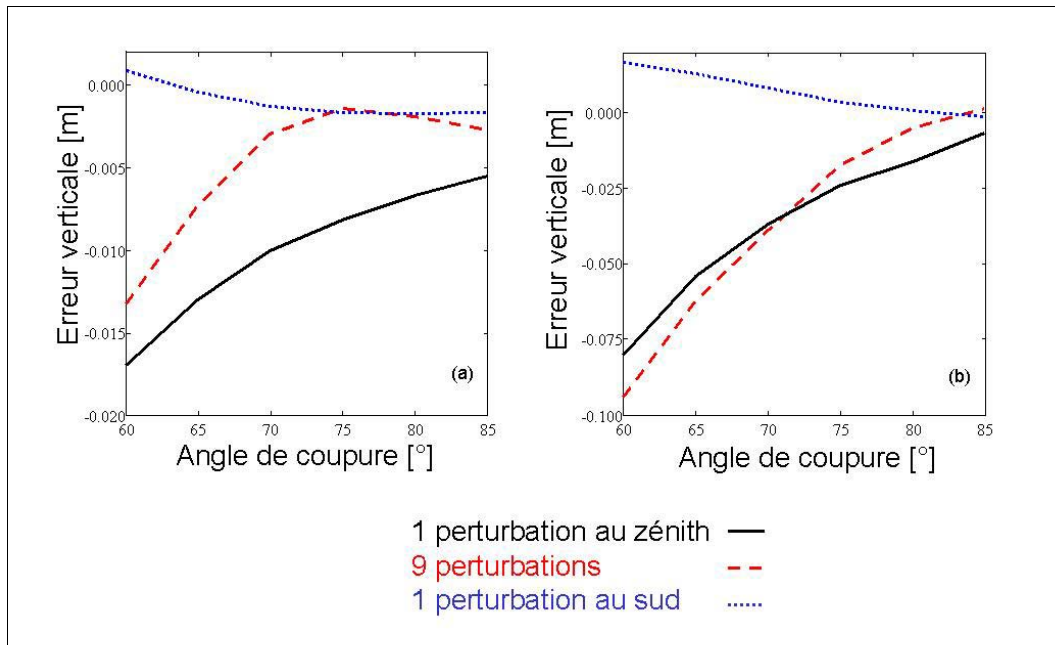


figure B.4.3

Erreur sur la coordonnée verticale en fonction de l'angle de coupure ζ_{max} sans (a) et avec (b) estimation de paramètre troposphérique.

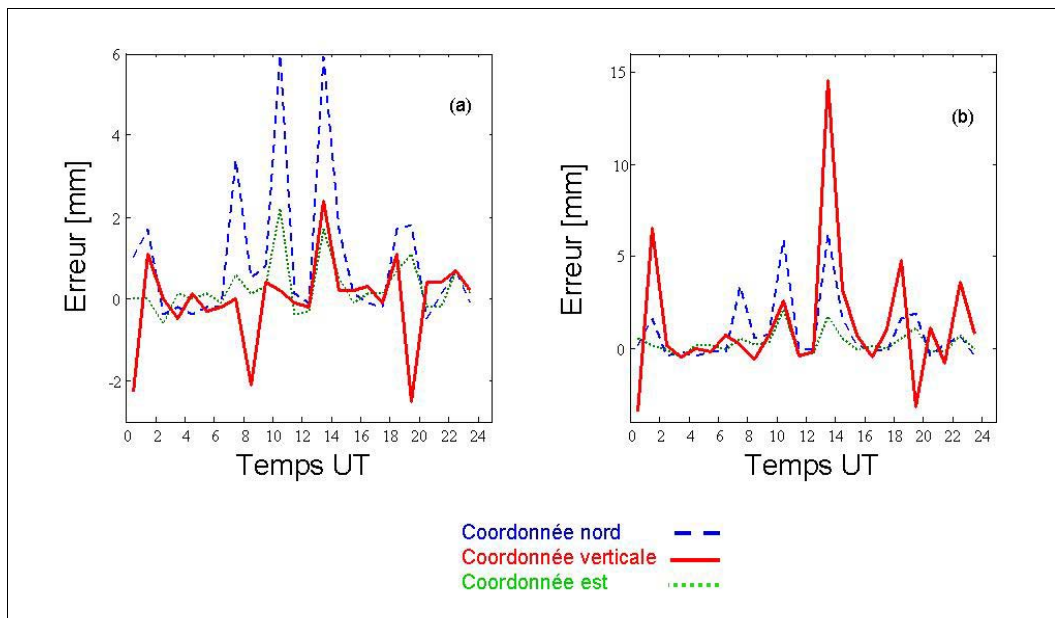


figure B.4.4

Erreur sur les coordonnées d'une station en fonction de l'angle de coupure ζ_{max} sans (a) et avec (b) estimation de paramètre troposphérique pour des sessions d'observation d'une heure, pour une perturbation décalée au sud.

Mesure de la vapeur d'eau par lidar

La correction par estimation d'un paramètre troposphérique n'est pas robuste en présence d'inhomogénéités atmosphériques, pour le niveau de précision que l'on recherche. Il faut donc envisager un moyen de mesurer le contenu en vapeur d'eau pour effectuer une correction externe du délai humide.

Il existe plusieurs techniques de sondage de la vapeur d'eau atmosphérique. Jusqu'à présent, la meilleure technique est la radiométrie à vapeur d'eau. Il s'agit d'une mesure du contenu intégré en vapeur d'eau dans la direction des satellites observés.

Elle permet d'obtenir une précision verticale de 2,6 mm [WARE et al 93] et 1,2 mm [ALBER et al 97] contre 5 mm avec les mêmes données en estimant des paramètres troposphériques. Cependant les méthodes de calibration du radiomètre limitent sa précision intrinsèque et nécessitent l'utilisation d'une température moyenne dans l'évaluation du délai humide.

L'utilisation du contenu intégré en vapeur d'eau peut produire des erreurs de ~ 5-8 mm en présence d'inversion de température [BOCK et al 01]. Un lidar Raman semble donc plus adapté puisqu'il permet d'obtenir simultanément un profil de vapeur d'eau et un profil de température pour le calcul du délai humide.

Equations du lidar

L'observation de la vapeur d'eau par lidar Raman en recherche météorologique est relativement ancienne [MELFI et al 69] bien que non généralisée. La mesure est basée sur un processus de diffusion moléculaire inélastique caractérisé par un décalage en fréquence spécifique à la molécule diffusante par rapport à la fréquence de l'onde émise par le laser. Pour la vapeur d'eau, le décalage en fréquence est de $3\,652\text{ cm}^{-1}$ [INABA 76], ce qui correspond à une longueur d'onde diffusée à 407 nm pour un laser émettant à 355 nm.

tableau B.4.1 : longueur d'onde d'observation sur les canaux Raman en fonction de la longueur d'onde d'émission du laser (355/532 nm) [INABA 76]

Canal de mesure	Décalage en fréquence [cm^{-1}]	Longueur d'onde observée λ_x [nm]	
		$\lambda_L = 355\text{ nm}$	$\lambda_L = 532\text{ nm}$
H ₂ O	3 652	407,5	660,3
N ₂	2 330,1	386,7	607,3

Pour un lidar dont le laser émet un pulse de durée τ à la longueur d'onde λ_L , le nombre de photons rétrodiffusés par la couche d'atmosphère à l'altitude z d'épaisseur $\Delta z = c\tau/2$ détectés par le télescope d'observation de surface A sur le canal Raman x est donné par [WHITEMAN et al 92] :

$$S_x = \eta_o \eta_q S_0 \frac{A\Delta z}{z^2} O_x(z) T(0, z, \lambda_L) T(0, z, \lambda_x) \sigma_x(\pi, \lambda_L) n_x(z)$$

où S_0 est le nombre de photons émis par le pulse laser, $\sigma_x(\pi, \lambda_L)$ la section efficace différentielle de rétrodiffusion Raman, $n_x(z)$ la concentration du constituant x . $O_x(z)$, la fonction de recouvrement, prend en compte les problèmes d'alignement et d'obturation géométrique des faisceaux à l'émission et à la réception. η_o et η_q sont respectivement les rendements optique et quantique du système de détection. $T(0, z, \lambda_L)$ et $T(0, z, \lambda_x)$ représentent les facteurs de transmission atmosphérique du sol à l'altitude z sur les trajets aller et retour du signal.

Le nombre de photons détectés à la longueur d'onde d'émission du laser est donné par [ANSMANN et al 92] :

$$S_{\text{rétro}} = \eta_o \eta_q S_0 \frac{A\Delta z}{z^2} O_{\text{rétro}}(z) [T(0, z, \lambda_L)]^2 \beta(\lambda_L, z)$$

où $\beta(\lambda_L, z)$ est le coefficient de rétrodiffusion volumique

Pour une mesure effectuée de jour, le signal contient également le bruit de jour S_B qui correspond à la radiation solaire parasite détectée par le système de réception. Le système de détection du prototype de lidar Raman à l'étude est composé de trois canaux de mesure. Le canal vapeur d'eau et le canal azote constituent les deux canaux Raman. Le troisième canal mesure la rétrodiffusion de l'atmosphère à la longueur d'onde d'émission du laser et constitue le canal rétrodiffusion. Le signal rétrodiffusé est isolé à la longueur d'onde désirée sur chaque canal par des filtres interférentiels. Les longueurs d'onde intervenant sur les canaux Raman sont données dans le tableau B.4.2.

Grâce aux signaux mesurés sur les canaux azote et vapeur d'eau, on obtient respectivement un profil de la température atmosphérique, qui est proportionnel à $n_{N_2}(z)$, et un profil du contenu en vapeur d'eau, à condition d'avoir correctement calibré le système de détection :

- le bruit de jour S_B peut être estimé par une mesure lorsque aucune impulsion laser n'est émise ;
- les facteurs de transmissions $T(0,z, \lambda_L)$ et $T(0,z, \lambda_s)$ sont déterminés par l'inversion du signal sur le canal azote, en supposant connue la variation en longueur d'onde des coefficients d'atténuation par les aérosols. L'atténuation moléculaire est alors modélisée par la diffusion de Rayleigh. L'utilisation d'un profil d'azote provenant d'un modèle d'atmosphère standard ou d'un radiosondage contraints par une mesure de température et de pression au sol n'engendre pas d'erreur significative sur les facteurs de transmission [ANSMANN et al 92] ;
- la fonction de recouvrement $O(z)$ est déterminée par le remplacement périodique des filtres interférentiels par un filtre N_2 sur tous les canaux de mesure.

Simulation d'un lidar Raman et résultats

Des signaux sont simulés pour un laser Nd:YAG émettant à la longueur d'onde $\lambda_L = 355$ nm et $\lambda_s = 532$ nm, dans différentes conditions atmosphériques correspondant à des visibilité au sol de 10, 23 et 50 km. Les profils d'aérosols pour ces différentes visibilité sont extraits de MODTRAN [SHETTLE, FENN 79], l'atténuation par les molécules est modélisée par la diffusion de Rayleigh. Les sections efficaces différentielles de rétrodiffusion de l'azote et de la vapeur d'eau sont des valeurs expérimentales [PENNEY, LAPP 76].

Les profils d'azote et de vapeur d'eau sont des profils standards. Le système émission - réception est supposé coaxial. Les configurations instrumentales simulées à 355 nm et 532 nm sont résumées dans le tableau B.4.2 (page suivante). Pour les signaux simulés correspondant à des mesures de nuit, le bruit de jour est supposé nul ($S_b = 0$), ce qui diffère des conditions réelles de mesure.

Le signal mesuré de nuit sur les canaux vapeur d'eau et azote est représenté la figure B.4.5, ci-dessous, pour une accumulation de 600 tirs, soit une minute d'observation. Les différentes valeurs sur les profils correspondent à l'altitude au-dessus de laquelle le rapport signal à bruit est inférieur à 10. Pour une durée d'observation d'une minute, le sondage de nuit peut s'effectuer jusqu'à 2 km, ce qui permet de mesurer les inhomogénéités atmosphériques décrites précédemment. Les mesures à 355 nm permettent de sonder l'atmosphère plus haut que les mesures à 532 nm, car le processus Raman est plus efficace à 355 nm qu'à 532 nm.

Pour une durée d'observation plus longue, le nombre de photons accumulés est plus important, ce qui permet d'augmenter l'altitude limite du sondage. Le bruit de photon sur le canal vapeur d'eau est responsable d'une fluctuation de 3 à 3,5 mm en termes d'allongement humide, pour la visibilité la plus défavorable (10 km). Sur le canal azote, on peut obtenir un profil de température jusqu'à ~7,5 km.

Pour une mesure de jour ($S_B \neq 0$) dans les mêmes configurations instrumentales, le rapport signal sur bruit devient catastrophique, puisqu'un sondage de la vapeur d'eau à 355 nm ne monte pas au-delà de 450 m dans une atmosphère dégagée ($V = 50$ km), et limite donc la correction des perturbations atmosphériques.

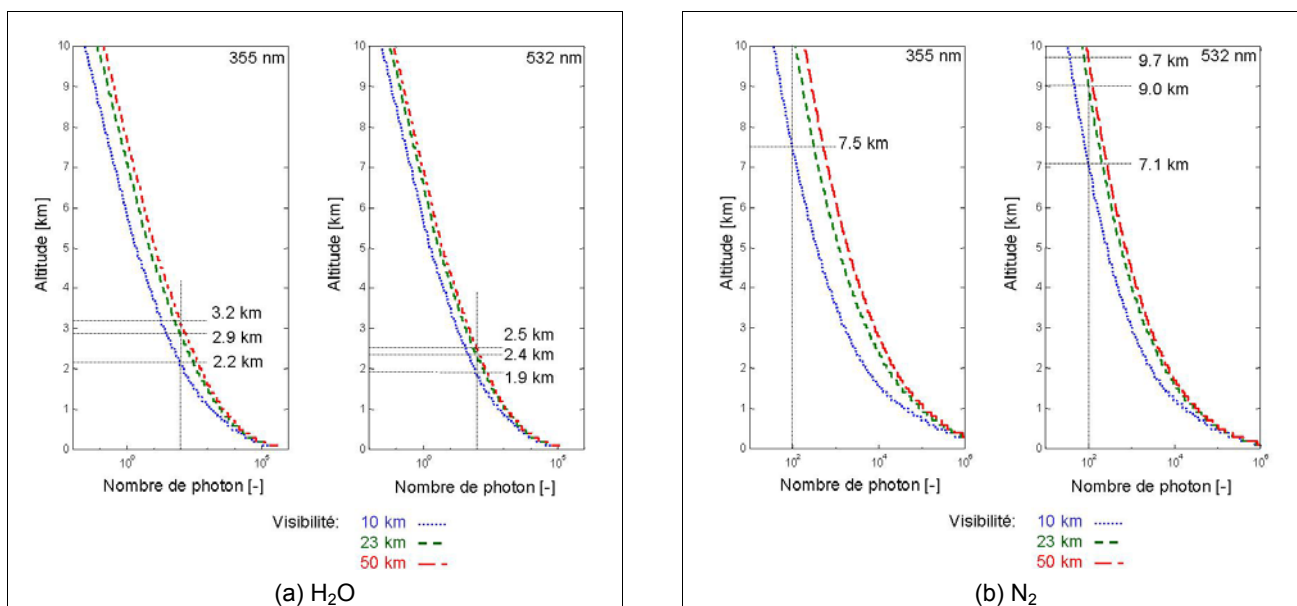


figure B.4.5

Nombre de photons accumulés pendant 1 minute d'observation sur (a) le canal vapeur d'eau et sur (b) le canal azote, à 355 nm et 532 nm.

tableau B.4.2 : configurations lidar Raman simulés à 355 nm et 532 nm

Longueur d'onde d'émission [nm]	355	532
Rayon télescope réception [cm]	36	
Energie émise [J/pulse]	0,050	0,100
Fréquence de répétition [Hz]	10	
Temps d'observation [min]	1	
Rendement quantique [-]	0,2	0,1
Rendement optique [-]	0,3	0,4
Résolution spatiale [m]	100	
Largeur de bande filtre [nm]	5	
Champ d'observation [mrad]	1	

Conclusion

Pour des lignes de bases observées pendant de courtes durées, la présence d'inhomogénéités atmosphériques limite la précision altimétrique obtenue par les stratégies actuelles de traitements et de correction du délai troposphérique. Un moyen de correction externe est donc nécessaire.

En théorie, un lidar Raman semble être la meilleure solution pour mesurer le profil de vapeur d'eau et corriger les mesures GPS du délai troposphérique humide.

En pratique, un prototype est en cours de développement en collaboration avec le Service d'Aéronomie du CNRS et devrait être testé durant la campagne ESCOMPTE en juin prochain.

Une intercomparaison de la mesure du contenu en vapeur d'eau avec les autres instruments de mesure présents sur le site (radiomètres, radiosondage, tomographie par GPS, modèles météorologiques) pourra alors être menée. L'apport du lidar Raman par rapport à ces instruments sera alors évalué. L'effet sur le positionnement par GPS sera quantifié.

Références

- [ALBER et al 97] C. Alber, R. Ware, C. Rocken and F. Solheim : *GPS surveying with 1 mm precision using corrections for atmospheric slant path delay*, in Geophys. Res. Lett., 24, 1859-1862, 1997.
- [ANSMANN et al 92] A. Ansmann, U. Wandiger, M. Riebesell, C. Weitkamp and W. Michaelis : *Independent measurement of extinction backscatter profiles in cirrus clouds by using a combined Raman elastic-backscatter lidar*, Applied Optics, vol. 31, n° 33, 1992.
- [BAR-SEVER et al 98] Y.E. Bar-Sever, P.M. Kroger and J.A. Borjesson : *Estimating horizontal gradients of tropospheric path delay with a single GPS receiver*, in J. Geophys. Res., 103, B3, 5019-5035, 1998.
- [BOCK, DOERFLINGER 01] O. Bock and E. Doerflinger : *Atmospheric modeling in GPS data for high accuracy positioning*, Physics and Chemistry of the Earth, MS No.: C01, 2001.
- [BOCK et al 01] O. Bock, J. Tarniewicz, C. Thom and J. Pelon : *Effect of Small-Scale Atmospheric Inhomogeneity on Positioning Accuracy with GPS*, in Geophys. Res. Lett., en relecture, 2001.
- [DOBSON et al 96] J.L. Davis, G. Elgered, A.E. Niell and C.E. Kuehn : *Ground-based measurements of gradients in the wet radio refractive index of air*, Radio Sci., 28, 1003-1018, 1993.
- [CHIKAWA 95] Ichikawa : *Positioning error in GPS measurements due to atmospheric excess path delay estimated from three-dimensional numerical prediction model data*, in J.Geod. Soc. Japan, 42, 183-204, 1996.
- [INABA76] Inaba : *Laser Monitoring of the Atmosphere*, Springer-Verlag Berlin Heideberg, New-York, 1976.
- [LEMONE 76] MA. LeMone : *Modulation of turbulence energy by longitude rolls in an unstable boundary layer*, J. Atmos. Sci. 33, 1308-1320, 1976.
- [LENSCHOW, STEPHEN 80] D.H. Lenschow and P.L. Stephen : *The role of thermals in the convective boundary layer*, Bound.-Layer Meteor., 19, 509-532, 1980.
- [LINDLOHR, WELLS 85] W. Lindlohr and D. Wells : *GPS design using undifferenced carrier beat phase observations*, in Manuscripta Geodatica, 10, 255-295, 1985.

- [MELFI et al 69] S.H. Mefli, J.D. Lawrence, Jr. and M.P. McCormick : *Observation of Raman scattering by water vapor in the atmosphere*, in Applied Physics Letters, vol. 15, n° 9, 1969.
- [PENNEY, LAPP 76] C. M. Penney and M. Lapp : *Raman-scattering cross sections for water vapor*, in J. Opt. Soc. Am. 66, 422-425.
- [ROTHATCHER, MERVART 96] M. Rothacher and L. Mervart (editors) : *Bernese GPS Software Version 4.0*, Astronomical Institute, Univ. Berne, 1996.
- [SAASTAMOINEN 72] J. Saastamoinen : *Contributions to the theory of atmospheric refraction*, in Bull. Geod., 107, 13-34, 1973.
- [SANTERRE 91] R. Santerre : *Impact of GPS satellite sky distribution*, in Manuscr. Geod., 16, 28-53, 1991.
- [SHETTLE, FENN 79] E.P. Shettle and R.W. Fenn : *Models for the Aerosols of the Lower Atmosphere and the Effects on Humidity Variations on Their Optical Properties*, AFGL-TR-79-0214, in Environmental Research Papers, n° 676, 20 septembre 1979.
- [STULL 88] R.B. Stull : *An Introduction to Boundary Layer Meteorology, Chap. 11 : Convective mixed layer*, (Atmospheric Sciences Library, Kluwer Academic, Dordrecht, The Netherlands 1988).
- [THAYER 74] G.D. Thayer : *An improved equation for the radio refractive index of air*, Radio Sci., vol. 9, pp. 803-807.
- [WARE et al 93] R. Ware, C. Rocken, F. Solheim, T. Van Hove, C. Alber and J. Johnson : *Pointed water vapor radiometer corrections for accurate global positioning system surveying*, in Geophys. Res. Lett., 20, 2635-2638, 1993.
- [WHITEMAN et al 92] D.N. Whiteman, S.H. Melfi and R. A. Ferrare : *Raman Lidar System for the Measurement of Water Vapor and Aerosols in the Earth's Atmosphere*, in Applied Optics, vol. 31, n° 16, 1992.

Publications

- [BOCK et al 01] O. Bock, J. Tarniewicz, C. Thom, J. Pelon and M. Kasser : *Study of external path delay correction techniques for high accuracy height determination with GPS*, Physics and Chemistry of the Earth, MS No. G4.3-0013, laboratoire OEMI, IGN-SR 01-001/L-COM-OB, 2001.
- [BOCK et al 01] O. Bock, J. Tarniewicz, C. Thom and J. Pelon : *Effect of Small-Scale Atmospheric Inhomogeneity on Positioning Accuracy with GPS*, in Geophys. Res. Lett., laboratoire OEMI, IGN-SR 01-002/L-ART-OB, 2001 (en relecture).