

**ÉPREUVE COMMUNE DE TIPE 2013 - Partie D**

**TITRE : Jason ausculte la surface des océans**

Temps de préparation : .....2 h 15 minutes

Temps de présentation devant les examinateurs : .....10 minutes

Entretien avec les examinateurs : .....10 minutes

**GUIDE POUR LE CANDIDAT :**

Le dossier ci-joint comporte au total : 15 pages

Guide candidat : 1 page

Document principal : 14 pages

Documents complémentaires : 0 page

Travail **suggéré** au candidat : Le candidat s'intéressera à l'approche « système » de la mesure du niveau des mers depuis l'espace. Il analysera ensuite les facteurs principaux affectant la précision de la mesure et la façon de les appréhender pour ramener celle-ci au niveau centimétrique. Au cas où le candidat souhaiterait aborder la question de la mesure altimétrique depuis l'espace sous un autre angle, il lui est demandé d'en faire état dès le début de l'épreuve.

**CONSEILS GENERAUX POUR LA PREPARATION DE L'EPREUVE :**

\* Lisez le dossier en entier dans un temps raisonnable.

\* Réservez du temps pour préparer l'exposé devant les examinateurs.

- Vous pouvez écrire sur le présent dossier, le surligner, le découper ... mais tout sera à remettre aux examinateurs en fin d'oral.

- En fin de préparation, rassemblez et ordonnez soigneusement TOUS les documents (transparents, *etc.*) dont vous comptez vous servir pendant l'oral, ainsi que le dossier, les transparents et les brouillons utilisés pendant la préparation. En entrant dans la salle d'oral, vous devez être prêt à débiter votre exposé.

- À la fin de l'oral, vous devez remettre aux examinateurs le présent dossier. Tout ce que vous aurez présenté aux examinateurs pourra être retenu en vue de sa destruction.

**IL EST INTERDIT DE SORTIR CE DOCUMENT DU SITE DE L'ÉPREUVE**

## Jason ausculte la surface des océans

5 Le niveau moyen global des océans est un des indicateurs parmi les plus importants du réchauffement climatique. Il intègre la réponse de plusieurs composantes du système climatique. Le suivi précis de l'évolution du niveau moyen des océans, grâce notamment aux satellites altimétriques, est d'une importance majeure, non seulement pour la compréhension du climat mais aussi pour les conséquences socio-économiques de son élévation.

10 Le dossier a pour ambition de présenter les éléments de métrologie permettant d'assurer la précision centimétrique requise pour appréhender les variations du niveau des océans.

15 Il est proposé dans ce qui suit d'aborder successivement :

- L'évolution du niveau moyen des mers depuis 1880 ;
- Le principe de fonctionnement d'un satellite altimétrique ;
- La nature du signal reçu et son interprétation ;
- 20 • Le système de référence permettant de localiser précisément les échos reçus ;
- Le suivi orbitographique du satellite ;
- Les sources d'erreur relatives au positionnement du satellite ;
- Les sources d'erreur liées à la propagation des ondes électromagnétiques ;
- 25 • Les différents facteurs affectant le niveau des mers.

### 30 1. Évolution du niveau des mers

La figure 1., extraite du dernier rapport du Groupe Intergouvernemental d'Étude du Climat, présente les variations du niveau moyen global des océans depuis 1870. Les données relatives à la période 1870-1952 ont été « reconstituées », notamment à l'aide de données marégraphiques<sup>1</sup>. À partir de 1952 les données d'un réseau de marégraphes se superposent aux données reconstituées, auxquelles s'ajoutent les données des satellites altimétriques à partir de 1993. On observe une croissance continue du niveau des mers. Le rythme s'accélère une première fois vers 1930 pour atteindre 1,8 mm/an et une deuxième fois en 1992 pour atteindre 3,3 mm/an. La barre d'incertitude décroît au cours du temps de plus ou moins 25 mm à quelques mm, au fur et à mesure où le réseau de mesures se renforce, notablement avec la mise en œuvre de l'altimétrie satellitaire qui donne accès à une large couverture temporelle et spatiale.

---

<sup>1</sup> Un **marégraphe** est un instrument permettant de mesurer le niveau de la mer à un endroit donné

45

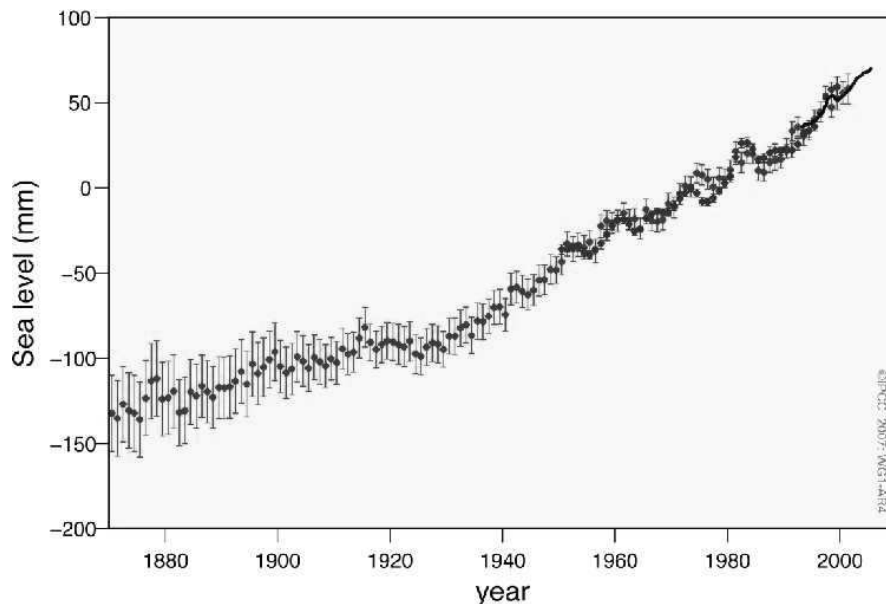


Figure 1.

Document du GIEC (Groupe intergouvernemental d'étude du climat) donnant le niveau moyen « reconstitué » des océans depuis 1870, auquel se superpose celui obtenu par un réseau de marégraphes à partir de 1950 et celui obtenu grâce à l'altimétrie satellitaire à partir de 1993

50

## 2. Principe de fonctionnement d'un satellite altimétrique

55

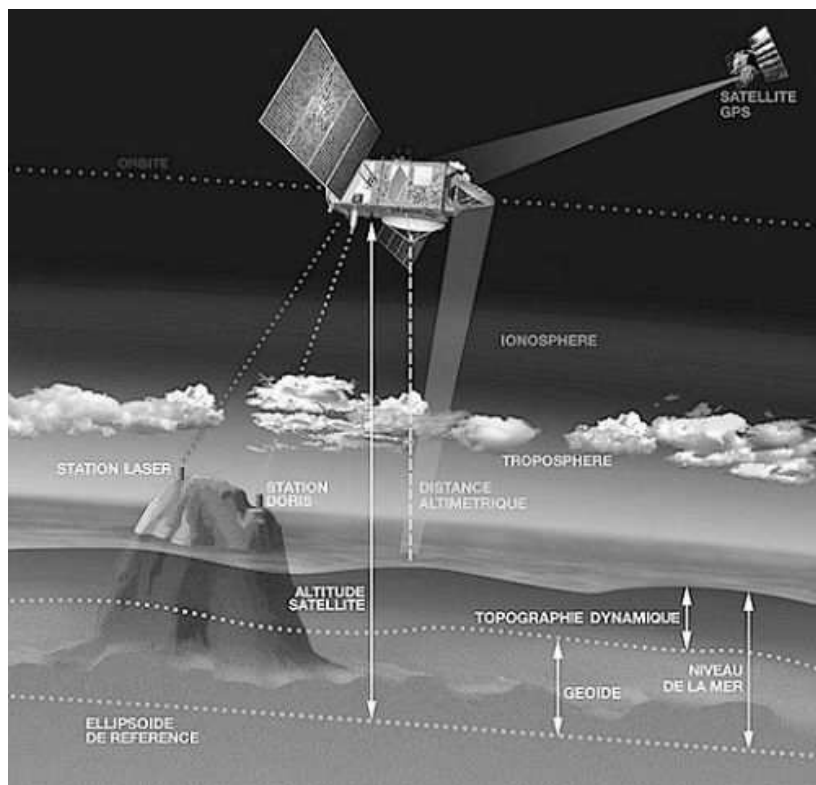
L'*altimétrie spatiale* est une technique permettant de mesurer des hauteurs par satellite. Elle utilise le temps mis par un faisceau radar pour faire l'aller-retour satellite-surface. Cette information associée à une localisation précise du satellite permet de déterminer le niveau de la mer.

Jason-1 a été lancé le 7 décembre 2001. C'est une mission franco-américaine qui succède aux missions Topex-Poseidon, également franco-américaines lancées au cours des années 1990. Jason-1 a été placé à une altitude de 1336 km sur une orbite circulaire inclinée de  $66^\circ$  (angle entre le plan de l'orbite et le plan de l'équateur). L'instrument principal embarqué sur ce satellite est un radar. Plusieurs instruments complémentaires (récepteur GPS, réflecteur laser, récepteur radioélectrique Doris, radiomètre...) permettent d'affiner la localisation du satellite et de déterminer les retards de propagation des ondes induits par le milieu traversé par celles-ci.

65

La figure 2 donne un aperçu schématisé de la mission altimétrique. Y sont représentés le satellite et les différents moyens d'orbitographie (détermination précise de l'orbite du satellite), les différentes couches atmosphériques (troposphère, ionosphère) affectant la propagation des signaux du radar, la surface océanique cible du radar, les références spatiales (ellipsoïde de référence, géoïde) permettant de déterminer un « niveau de la mer » à partir de la distance altimétrique mesurée par le radar.

70

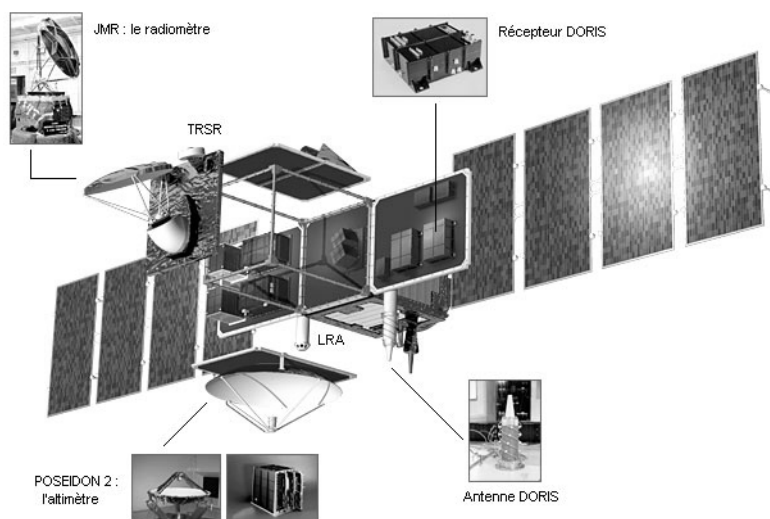


75

Figure 2

*Schéma de principe d'une mission d'altimétrie spatiale*

....."eq{tk j vÍ '3; ; 9/4235'Epgu'ENU"



80

Figure 3

*Éléments de la charge utile du satellite Jason*

....."eq{tk j vÍ '3; ; 9/4235'Epgu'ENU"

85 Les éléments principaux de la « charge utile » de Jason sont représentés sur la figure 3. Ils comprennent l’altimètre Poséidon-2 (antenne à visée verticale, électronique), le système Doris (antenne de réception et récepteur), le réflecteur laser (LRA), le radiomètre (JMR) et le récepteur GPS (TRSR).

### Altimètre

90 L’altimètre est un radar émettant des ondes sur les fréquences 5,3 GHz et 13,6 GHz. L’emploi de 2 fréquences permet de déterminer précisément le retard de propagation des ondes induit par la partie ionisée de l’atmosphère dénommée « ionosphère ». Les ondes sont émises sous la forme de trains d’impulsions. Ces impulsions, dont la durée est de  $3,3 \cdot 10^{-9}$  s, occupent (dans le vide) des coquilles sphériques de 1 m d’épaisseur.

95 La figure 4 permet de situer les ondes émises dans la gamme des micro-ondes centimétriques (bandes dites C et Ku).

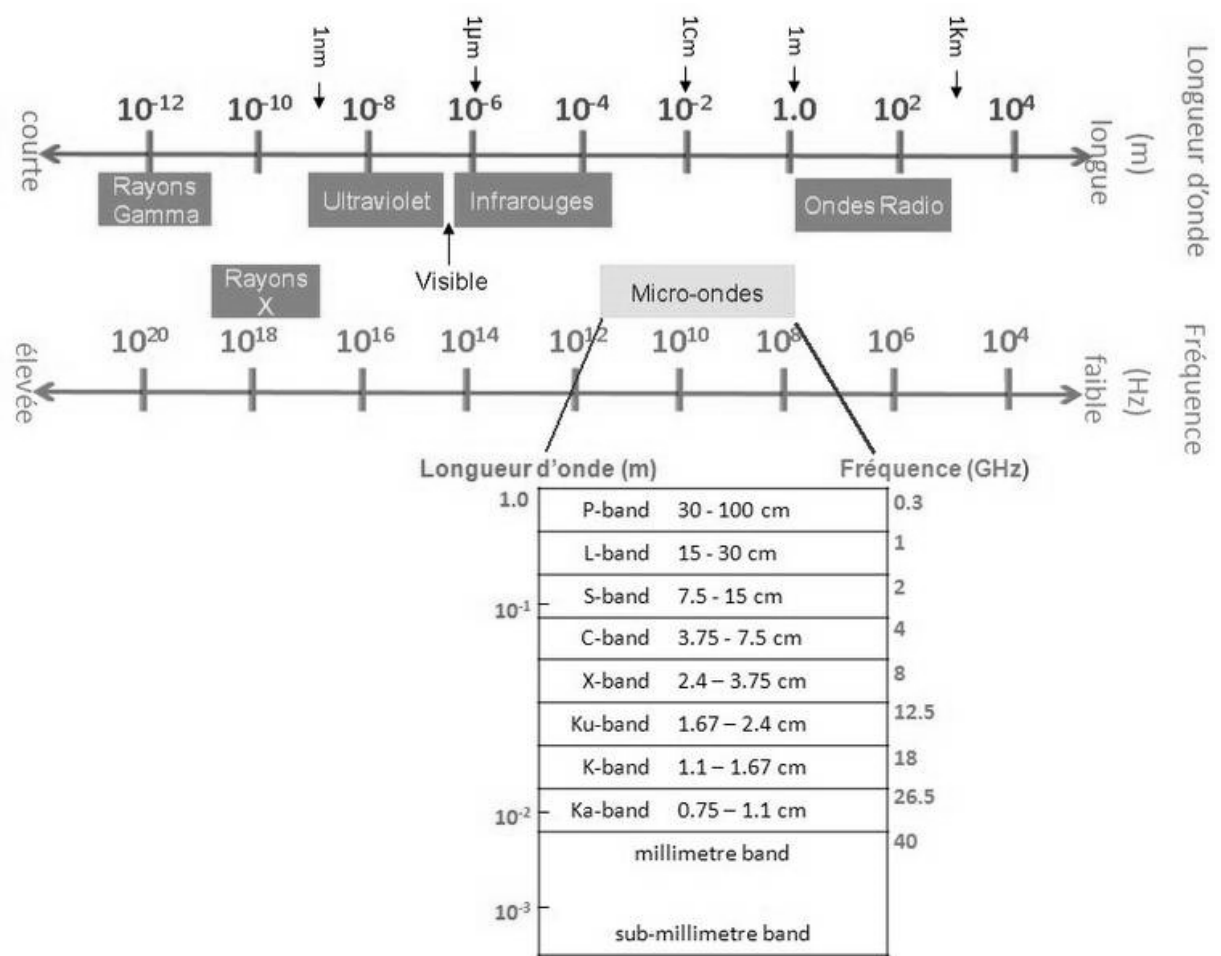


Figure 4

100

## Radiomètre

105

Cet instrument (JMR) collecte le rayonnement émis par l'océan à trois fréquences différentes (18,7 , 23,8 et 34,0GHz). Le but est de déterminer le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère, en combinant les mesures prises à chacune de ces fréquences. Une fois connu ce contenu en eau, on en déduit la correction à appliquer à la mesure altimétrique, l'onde radar de l'altimètre étant ralentie par cette eau atmosphérique.

110

Le rayonnement mesuré par le radiomètre dépend du vent en surface, de la température de l'océan, de la salinité, de la présence d'écume, de l'absorption par la vapeur d'eau et des nuages contenus dans l'atmosphère, etc. Si l'on veut déterminer avec précision le contenu en vapeur d'eau atmosphérique, il faut pouvoir éliminer du signal reçu par le radiomètre les contributions de la surface et des nuages. C'est pourquoi on utilise plusieurs fréquences, chacune étant plus sensible que l'autre à l'une de ces contributions. 23,8 GHz est la fréquence principale de mesure de vapeur d'eau, la fréquence 34 GHz fournit la correction pour les nuages non-précipitants, tandis que le canal à 18,7 GHz est particulièrement sensible aux variations de la surface de l'océan dues au vent. En combinant les mesures faites à chacune de ces fréquences, on arrive à extraire le signal dû à la vapeur d'eau.

115

120

## Système Doris

Le système *Doris* est un système civil français d'orbitographie et de localisation précise. Ce système fonctionne sur le principe de la mesure de l'effet doppler entre un réseau de stations terrestres émettrices (~60) et l'instrument Doris à bord de la charge utile du satellite (antenne, récepteur radio et oscillateur ultra-stable).

125

Les stations terrestres sont équipées des balises qui émettent en continu des signaux sur les deux fréquences 2036,25 MHz et 401,25 MHz. Cette dernière est modulée pour transporter les messages incluant un numéro d'identification, des informations de temps, les données des capteurs météorologiques et des données technologiques (puissance,...).

130

Le mouvement relatif du satellite par rapport au sol provoque un décalage en fréquence (*effet doppler*), analysé pour en déduire la vitesse relative de ce satellite. Ces données sont intégrées dans des modèles d'orbitographie, pour connaître en permanence la position précise du satellite sur son orbite.

135

Le système *Doris* est aujourd'hui capable de mesurer la position du satellite sur son orbite à 1 cm près. Il est intéressant de comparer cette précision avec celle obtenue au début de l'ère spatiale, où la position du satellite était connue à 20 kilomètres près puis à 20 mètres près dans les années 80.

## Réflecteur laser

140

Le réflecteur laser (*LRA*) est un instrument passif, qui réfléchit les tirs laser effectués depuis des stations au sol. Les informations recueillies en retour sont analysées pour en déduire l'altitude du satellite à quelques millimètres près. Le nombre nécessairement restreint de stations, ainsi que la sensibilité des lasers aux conditions météo ne permettent cependant pas un suivi permanent du

145

satellite, d'où l'intérêt de disposer d'autres systèmes de localisation à bord. Il constitue par contre un excellent moyen d'étalonnage des autres systèmes.

## 150 Récepteur GPS (TRSR)

Comme sur Terre, la localisation GPS d'un satellite se fait par triangulation. L'objet étant repéré par au moins trois satellites GPS, on en déduit sa position exacte à un instant donné. Une fois intégrées dans un modèle d'orbitographie, ces données permettent de restituer en continu la trajectoire du satellite.

155

### 3. La nature du signal reçu et son interprétation

L'altimètre radar est un instrument qui émet des impulsions électromagnétiques dont la durée est  $3,3 \cdot 10^{-9}$  s. Celles-ci illuminent des coquilles sphériques d'un mètre d'épaisseur à l'intérieur d'un cône d'axe vertical dont les caractéristiques dépendent de l'antenne d'émission et de la fréquence émise (voir figures 5a et 5b). Les impulsions sont réfléchies par la surface de la mer (plane dans le cas de la figure 5a et en présence de vagues dans la figure 5b). Les figures indiquent la nature du signal réfléchi vers le satellite. Dans le cas d'une surface plane la « cible » illuminée par l'onde croît à partir du premier contact, passe par une valeur maximum (cercle) et décroît (cible annulaire). Le front de montée permet de caractériser le temps d'arrivée de l'onde sur la surface et donc la distance du satellite à la surface. En présence de vagues, le premier contact de l'onde

160

165

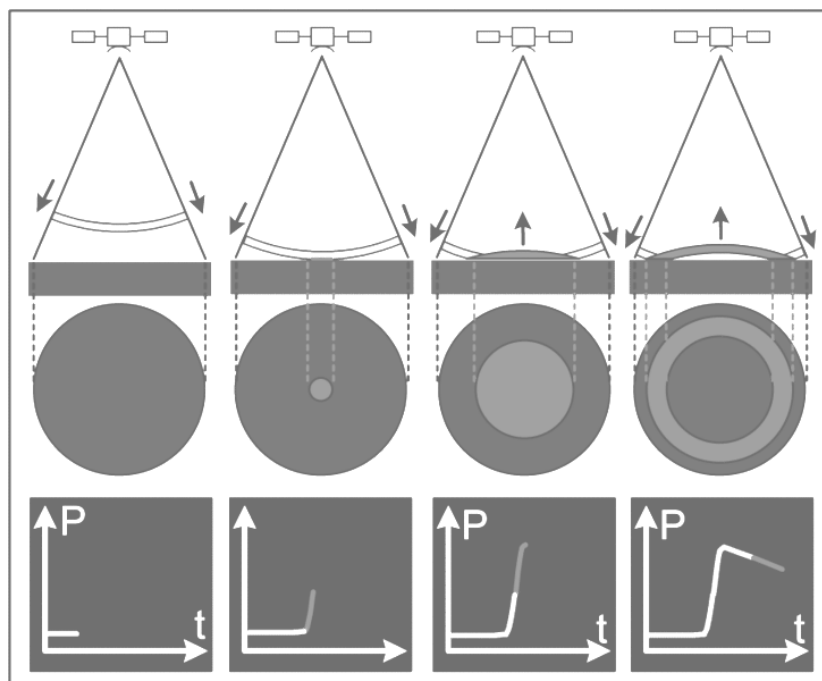


Figure 5a'''

.....eqr { t l i j v Í '3; ; 9/4235'Epgu.'ENU+

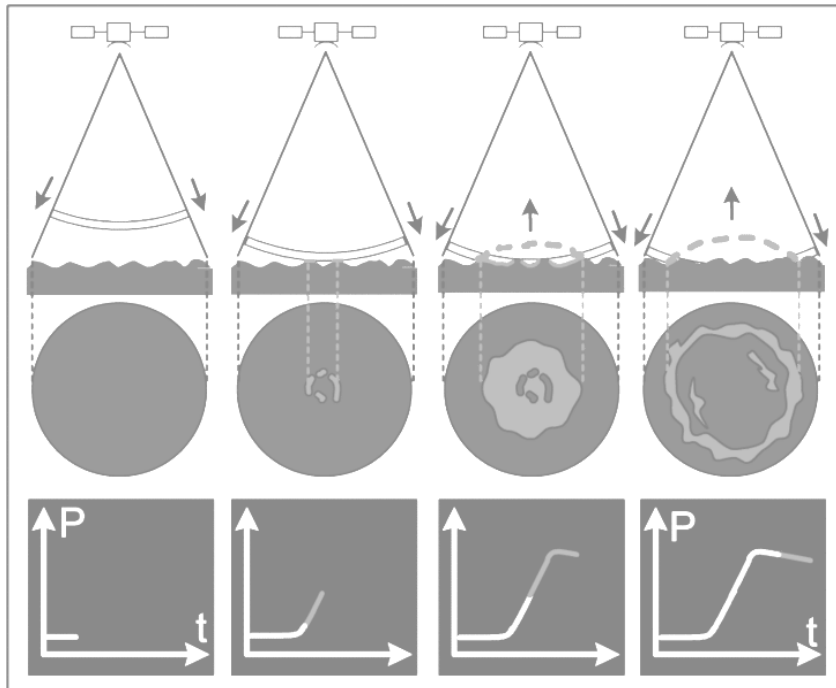


figure 5b

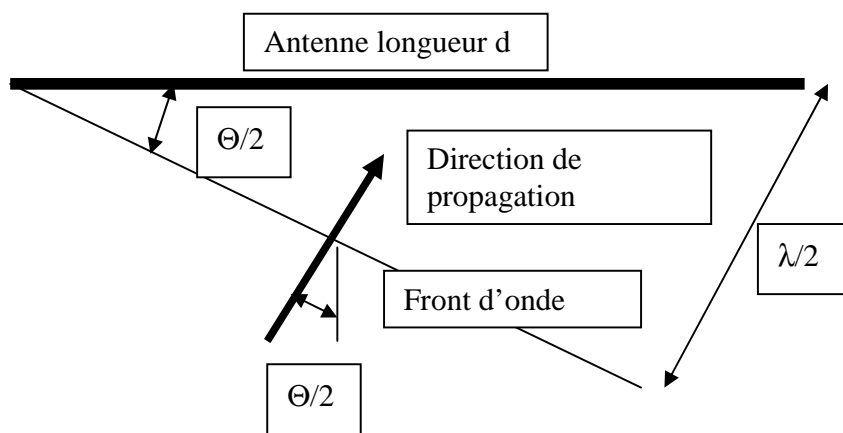
avec la surface n'est plus nécessairement à la verticale du satellite. Le « flou » ainsi introduit par la perturbation de la surface se traduit par une front de montée moins raide ainsi qu'une décroissance plus lente du signal. En pratique des traitements adaptés des caractéristiques du signal reçu permettent d'obtenir le niveau moyen de la mer à la verticale du satellite ainsi que la hauteur des vagues.

Le cas des vagues peut être ramené approximativement à celui d'une surface plane en supposant que la coquille sphérique, correspondant à l'impulsion électromagnétique, s'accroît en fonction de la hauteur des vagues pour tenir compte du fait que le « premier » contact de l'onde électromagnétique avec la surface s'effectue avec la crête des vagues et le dernier contact avec le creux des vagues. Il est intéressant, en prenant le cas de vagues modélisées par une sinusoïde d'amplitude 1 m et de longueur d'onde quelconque (ordre de grandeur quelques dizaines de mètres), d'évaluer le décalage temporel entre le premier contact et le temps caractéristique du niveau moyen et d'évaluer l'accroissement du temps de montée du signal induit par les vagues. La géométrie indiquée dans la figure 5 ainsi que les éléments présentés ci-dessous permettent aisément de mener ces calculs.

Il a été indiqué plus haut que les impulsions électromagnétiques se propagent dans un cône. Dans le cas le plus général les propriétés directionnelles d'une antenne peuvent être déterminées de la façon suivante : si l'on prend le cas d'un élément linéaire d'antenne de longueur  $d$  en présence d'une onde plane, il est clair que les différents éléments de l'antenne sont soumis à des champs en phase lorsque le front d'onde est parallèle à celle-ci ; lorsque le front d'onde est, comme dans le cas de la figure 6, incliné par rapport à l'antenne, l'additivité (en moyenne) des champs n'est assurée que si le déphasage d'un bout à l'autre de l'antenne ne dépasse pas  $\pi$  soit un écart



maximum d'une demi longueur d'onde ( $\lambda/2$ ) entre les deux extrémités de l'antenne, soit encore un demi angle « d'ouverture » de l'antenne  $\Theta/2 \sim (\lambda/2)/d$  ou encore un angle d'ouverture  $\Theta \sim \lambda/d$ . Il est facile de montrer que ce résultat se généralise à une antenne de diamètre  $d$  : son cône d'ouverture a un angle  $\Theta \sim \lambda/d$ .

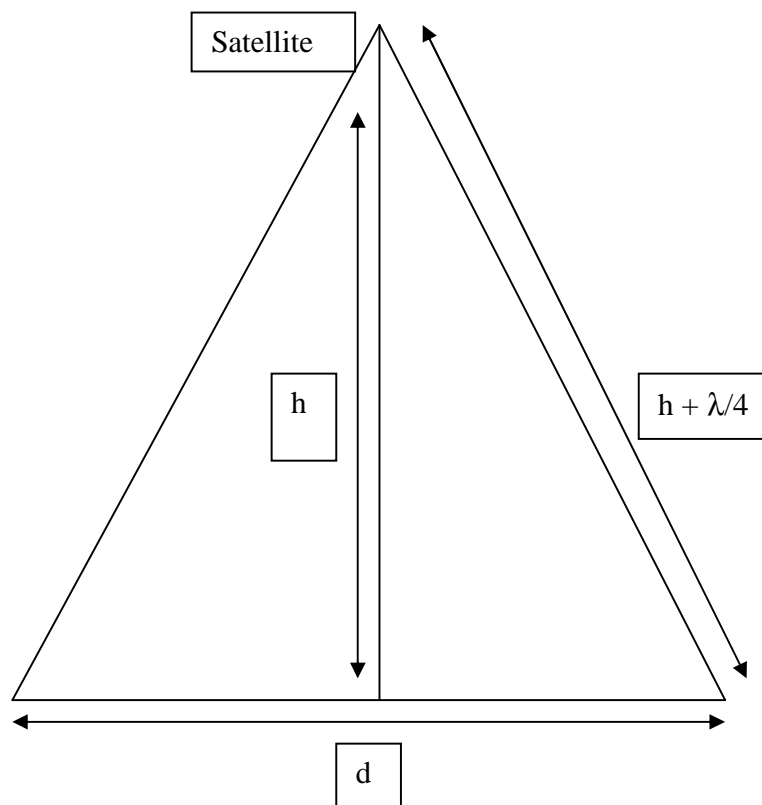


Le demi-angle d'ouverture  $\Theta/2$  permettant une addition cohérente des champs électriques sur l'antenne (champs déphasés au maximum d'une demi période entre les 2 extrémités de l'antenne, soit une distance d'une demi longueur d'onde ( $\lambda/2$ ) entre le front d'onde et l'une des extrémités de l'antenne) est donné par la formule :

$$\Theta/2 \sim \sin(\Theta/2) = (\lambda/2)/d \text{ ou encore } \Theta \sim \lambda/d$$

Figure 6

Un cas particulier intéressant est celui de la réflexion spéculaire. Le niveau du signal est en effet en général beaucoup plus élevé :  $n$  cibles dont les réflexions s'ajoutent de manière cohérente (en phase) donnent une puissance proportionnelle à  $n^2$ , alors que les mêmes cibles disposées de manière aléatoire renvoient une puissance proportionnelle à  $n$ . Pour que la condition de cohérence soit respectée, il est nécessaire que les points de réflexion, compte tenu du trajet aller-retour, ne soit pas distants (figure 7) de plus d'un quart de longueur d'onde. C'est le cas pour la « zone de Fresnel » de diamètre  $d$  de la figure 7. La zone illuminée correspond alors à un cône beaucoup plus étroit que celui déterminé par le diamètre de l'antenne.



$$h^2 + (d/2)^2 = (h + \lambda/4)^2 \quad \text{ou encore } (d/2)^2 \sim h \cdot \lambda/2 \text{ soit } d \sim 2(h \cdot \lambda/2)^{1/2}$$

pour  $h = 1336 \text{ km}$  et  $\lambda = 2,2 \text{ cm}$   $d = 242 \text{ m}$

pour  $h = 1336 \text{ km}$  et  $\lambda = 5,66 \text{ cm}$   $d = 389 \text{ m}$

Figure 7

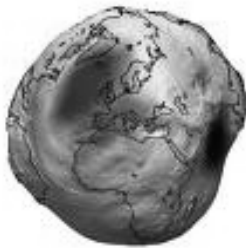
#### 4. Système de référence

Le géoïde (figure 8) est une surface équipotentielle du champ de pesanteur coïncidant au mieux avec le niveau moyen des océans et se prolonge sous les continents.

Le géoïde n'a pas de représentation géométrique simple, à cause de l'irrégularité de répartition des masses constituant la terre. Toutefois, l'expérience montre qu'il se rapproche d'une ellipsoïde de révolution ayant les caractéristiques approximatives suivantes : Demi grand axe, ou axe équatorial  $a = 6400\text{km}$ , Aplatissement :  $\alpha = 1/300$

L'aplatissement donne un écart entre le demi grand axe et le demi petit axe, ou axe polaire, de 22km environ.

L'altitude d'un point ne dépend pas de l'ellipsoïde choisi : c'est la distance entre le point et le géoïde selon la verticale locale de pesanteur. La hauteur est la distance entre le point et l'ellipsoïde selon la normale locale à cet ellipsoïde. On observe donc un écart angulaire entre ces deux verticales, noté epsilon.



Géoïde

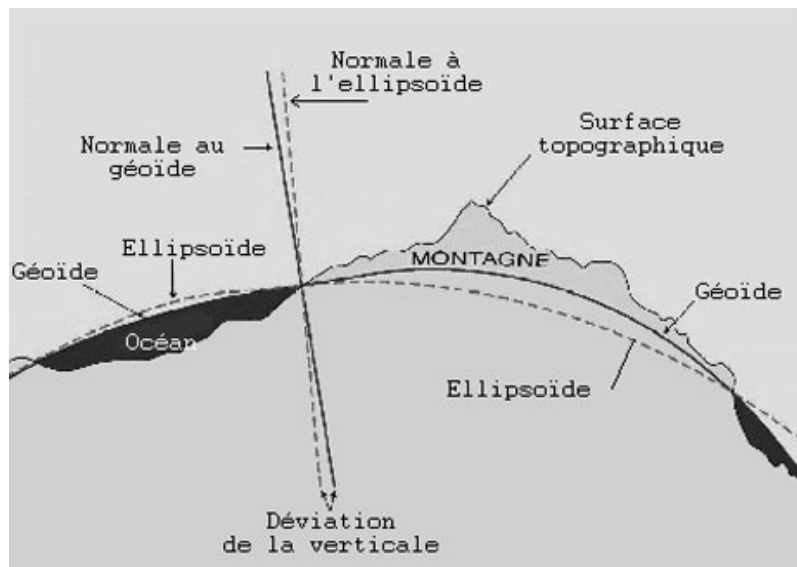


Figure 8

Les coordonnées (figure 9) d'un point dans ce système d'axes sont appelées coordonnées géocentriques.

De la même façon, on définit les coordonnées géocentriques méridiennes: l'axe des Z est toujours confondu avec l'axe des pôles; l'axe des X appartient au plan équatorial et au plan contenant le méridien choisi. L'axe des Y complète les axes X et Z de façon que le système (O,X,Y,Z) soit direct.

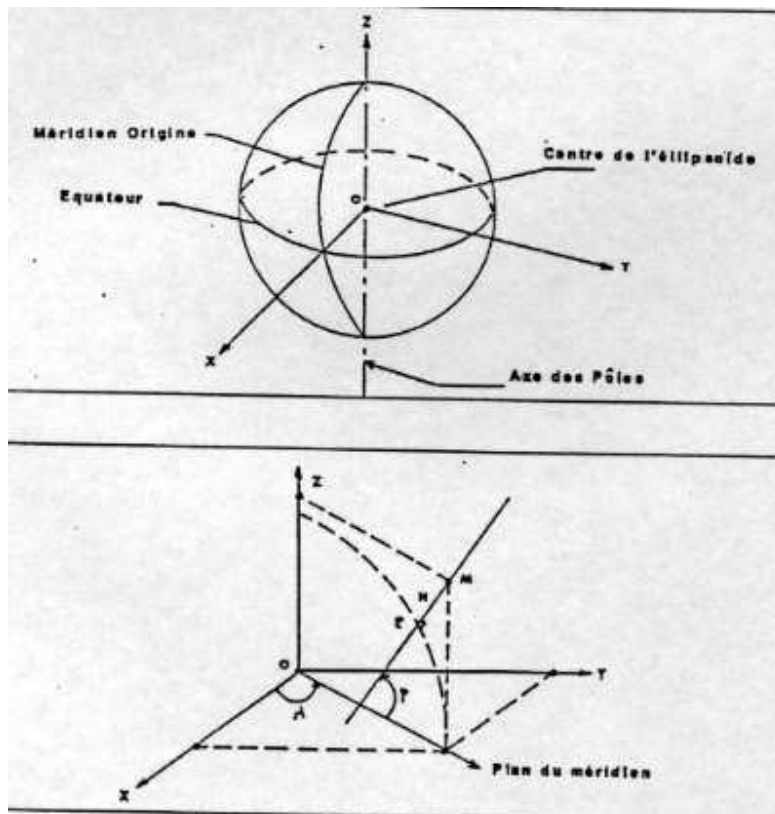


Figure 9

## 5. Orbitographie

L'altitude, élevée, du satellite (1336 km) permet de minimiser les interactions avec l'atmosphère (freinage), rendant ainsi la détermination de l'orbite plus facile et plus précise. L'inclinaison de l'orbite, qui amène le satellite jusqu'à 66° nord et sud, permet le survol de la plupart des mers non gelées. La répétitivité de l'orbite est d'un peu moins de 10 jours (9.9156 jours, soient à peu près 10 jours moins 2 heures), c'est-à-dire que le satellite repasse au-dessus d'un même point (à 1 km près) tous les 10 jours, complétant ainsi un cycle. Ce choix est un compromis entre la résolution spatiale et la résolution temporelle, qui permet une étude de la variabilité océanique à grande échelle.

Le satellite *Jason-1* rassemble trois systèmes de localisation : *Doris*, localisation par *GPS* et par télémétrie laser, dont les caractéristiques ont été données au chapitre 2.

## 370 6. Sources d'erreurs relatives au positionnement du satellite

Les erreurs de positionnement sont non seulement dépendantes de la qualité de l'orbitographie évoquées au chapitre 5, mais également à la qualité des données géodésiques relatives au géoïde et à l'ellipsoïde de référence. Toutes sources confondues la précision centimétrique est atteinte pour une mesure ponctuelle.

## 7. Sources d'erreurs liées à la propagation des ondes électromagnétiques

380 L'indice de réfraction  $n$  d'un milieu déterminé pour une onde monochromatique caractérise la vitesse de propagation  $v$  de cette onde dans ce milieu :  $v = c/n$  où  $c$  est la vitesse de la lumière. Le temps pour parcourir une distance  $d$  est donné par :  $t = d/v = dn/c$

L'allongement du temps de parcours est donné par  $\Delta t = (n-1) d/c$ , ou pour un indice variable par  $(1/c)[\int n ds - d]$  soit encore  $(1/c)[\int (n-1) ds]$

385 Le terme  $\Delta l = \int n ds - d = \int (n-1) ds$  correspond à « l'allongement apparent » du trajet des ondes

Dans le cas de l'ionosphère et pour des fréquences supérieures au GHz, une très bonne approximation de l'indice de réfraction est donnée par  $n = 1 + 40 N/f^2$  où  $N$  est la concentration électronique (nombre d'électrons par  $m^3$ ) et  $f$  la fréquence de l'onde (Hz). L'allongement apparent du trajet  $\Delta l_{iono} = [40/f^2] \int N ds$  soit pour un contenu électronique vertical par  $m^2$  moyen diurne  $\int N ds$  de  $30 \cdot 10^{16}$  (électrons par  $m^2$ ) un allongement de 12 m à 1 GHz et 12 cm à 10 GHz. Les mesures « bi-fréquence » du radar altimètre permettent d'effectuer une correction très précise de l'effet ionosphérique.

395 Dans le cas de l'atmosphère (troposphère) deux facteurs interviennent : l'atmosphère sèche associée aux composants majeurs de l'atmosphère (azote et oxygène) et l'atmosphère humide associée à la vapeur d'eau.

$$n = 1 + 77,6 \times 10^{-6} P/T + 3,73 \times 10^{-1} P_r/T^2$$

où  $P$  est la pression atmosphérique exprimée en Hectopascals (hPa),  $T$  la température ( $^{\circ}K$ ) et  $P_r$  (hPa) la pression d'humidité relative. L'allongement apparent dû à la troposphère est :

$$\Delta l_{atm} = \int (n-1) ds = 77,6 \times 10^{-6} \int (P/T) ds + 3,73 \times 10^{-1} \int (P_r/T^2) ds$$

400 La loi des gaz parfaits, qui est une bonne approximation pour l'atmosphère « sèche » ( $P = N_{atm} kT$  où  $N_{atm}$  est la concentration atmosphérique et  $k$  la constante de Boltzmann), permet d'exprimer le premier terme en fonction du nombre total de molécules d'une colonne atmosphérique de section unité ( $\int (P/T) ds = k \int N_{atm} ds$ ). C'est un terme faiblement variable au niveau de la mer. Le deuxième terme, par contre, lié à l'humidité relative, est très fortement variable. L'allongement apparent moyen est de 2,25 m, dont 2 m pour l'atmosphère sèche et 0,25 m pour la partie humide. Sachant qu'en première approximation toute l'atmosphère se réduit à

une colonne de concentration constante et d'environ 8 km de hauteur, l'ordre de grandeur de l'allongement relatif à l'atmosphère sèche peut facilement être retrouvé. En pratique les données météorologiques donnent une très bonne estimation de l'allongement dû à l'atmosphère sèche, le terme humide est, quant à lui, déterminé grâce aux données du radiomètre.

## 8. Facteurs affectant le niveau des mers

Le niveau des mers en un point donné dépend essentiellement de trois facteurs : la quantité d'eau accumulée dans les océans, la dilatation ou la contraction du volume des eaux et la circulation océanique.

- **Les variations de masse de l'eau :**

Des transferts de masses d'eau entre les continents et les océans peuvent être induits par la fonte ou l'accroissement des glaces terrestres (glaciers, calottes glaciaires) et par les variations du ruissellement et du débit des fleuves : ainsi lors de la dernière grande glaciation le niveau des mers était environ à 100 m en dessous de ce qu'il est aujourd'hui. À noter que la fonte des glaces de mer (banquise), qui flottent sur l'océan, ne fait pas augmenter le niveau.

- **Les dilatations/contractions du volume des eaux :**

Le principal facteur induisant une dilatation ou une contraction du volume des eaux est la température. L'autre facteur jouant également un rôle est celui de la densité de l'eau qui dépend en particulier de sa salinité.

- **Les changement dans la circulation océanique :**

La présence de courants, tel le gulf stream, se traduit par une élévation locale (quelques dizaines de cm) du niveau des mers. La circulation océanique évolue dans le temps en fonction, en particulier, des déplacements de ces courants.

Il a été indiqué (figure 1) qu'une augmentation continue du niveau des mers était observée depuis la fin du 19<sup>ème</sup> siècle. L'étude fine de l'augmentation du niveau des mers sur les 20 dernières années, grâce aux missions altimétriques, aux mesures de température de l'eau de mer et à des observations satellitaires du champ de gravité terrestre (donnant une estimation des déplacements de masses d'eau), a permis d'arriver à la conclusion que cette augmentation était due, depuis 2003, environ pour moitié à l'augmentation de température des océans et pour moitié à la fonte des glaces continentales. Ces deux phénomènes constituent en fait deux manifestations du réchauffement global.

Sachant qu'au cours du vingtième siècle la température moyenne de la Terre a augmenté de 0,6 °C et que la tranche d'eau supérieure des océans d'environ 1000 m d'épaisseur est en équilibre thermique avec l'atmosphère, il est facile d'avoir une estimation de l'élévation du niveau des mers résultant de la dilatation (le coefficient de dilatation de l'eau est de  $2,6 \times 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ) et de comparer le résultat obtenu aux observations présentées dans la figure 1. Sachant, également,

445 qu'il faut une calorie (4,185 joules) pour élever la température d'un gramme d'eau de un degré centigrade et que les océans occupent environ 2/3 des surfaces (le rayon de la Terre est de 6380 km), on peut évaluer la quantité de chaleur accumulée au cours du 20ème siècle dans les océans et le flux moyen d'énergie ( $\text{W/m}^2$ ) récupéré par les océans.

450

