

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Ecole Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement
du Littoral



MEMOIRE DE FIN D'ETUDES EN VUE DE L'OBTENTION DU
DIPLÔME DES ETUDES UNIVERSITAIRES APPLIQUEES EN
SCIENCES DE LA MER

OPTION : OCEANOGRAPHIE

Thème :

Les instruments et les équipements
utilisés en océanographie physique

Présenté par :

HERMOUCH Abdessamai

LOUNIS Ahmed

Promoteur : R.BOUKORTT

PROMOTION 2010-2011

Sommaire**Liste de figures****Listes des tableaux****Chapitre I:Généralite****1.1.Introduction1****1.2.Historique.....2****CHAPITRE II : Les capteurs****2.1.Transducteur.....4****2.1.1.Définition d'un transducteur 4****2.1.2.1.Transucteurs électromécanique4****2.1.2.2.Transducteurs magnéto-électriques.....4****2.1.3. Propriétés des capteurs :.....4****2.1.3.1.Les erreurs de mesure.....5****2.1.4. Effet piézo-électrique dans un cristal de quartz :..... 9****2.2. La température.....11****2.2.1. Définition.....11****2.2.2. Mesure de la température :.....11****2.2.2.1 Thermomètre à renversement :.....11****2.2.2.2. Capteur de température à thermistance :.....13****2.2.2.2.1. Principe des thermistances :.....13****2.2.2.3. Capteur de température à fil métallique :.....14****2.3 La salinité :.....15****2.3.1. Méthode chimique:.....15****2.3.1.1. Mesure de la salinité à partir de la chlorinité :.....15****2.3.1.2. Méthode physique :.....15****2.3.1.2.1. Définition de conductivité :15****2.3.1.2.2. Mesure de la salinité pratique :.....16****2.3.1.2.3. Les premiers salinomètre :.....16****2.3.1.2.3. Principe de fonctionnement d'un salinomètre :.....17****2.3.1.2.4. .Capteur de conductivité à électrodes SEABIRD :.....17**

2.4. La pression :	19
2.4.1. Définitions :	19
2.4.2. Principes des capteurs :	19
2.4.3. Capteur de pression potentiometrique.	19
2.4.3.1. Principe de fonctionnement :	20
2.4. La sonde CTD :	22
2.4.1. La description :	22
2.4.1.1. La sonde « ocean seven 316 » :	22
2.5. Les courants marins :	24
2.5.1. Mesure Eulériennes.	24
2.5.1.1. Les courantomètres à rotor :	24
2.5.1.1.1. Les instruments de mesures :	24
2.5.1.1.2. Les largueurs acoustiques :	25
2.5.1.1.3. Mesure de la direction des courants marins :	25
2.5.1.1.4. Mesure de la vitesse des courants marins :	25
2.5.1.1.2. Interrupteur à lame :	26
2.5.1.2. Les capteurs à effet Doppler :	27
2.6. L'oxygène dissous :	29
2.6.1. Solubilité et degré de saturation .UAO :	29
2.6.2. L'unité de mesure de l'oxygène dissous :	29
2.6.3. Principe de fonctionnement d'un capteur d'oxygène :	29
2.7. Définition de la turbidité :	30
2.7.2. Les différents procédés de détermination de la turbidité :	30
2.7.3. Les transmissiomètres :	30
2-3-3-4. les néphélomètres :	32
Chapitre III: L'oceanographie Spatiale	
3. L'océanographie spatiale :	33
3.1. Les capteurs :	33
3.1.1. Le principe de capteur :	34

3.2. Altimétrie :	34
Histoire d'altimétrie :	34
3.2.1. L'altimétrie satellitaire :	35
3.2.1.1. Le principe de l'altimétrie satellitaire :	35
3.2.2. Le géoïde.....	36
3.2.3. Les différentes missions d'altimétrie satellitaire.....	36
3.2.3.1. La mission Topex/poséidon.....	36
3.2.3.2. La mission Jason-1.....	36
3.2.3.2.1. Caractéristiques de Jason-1.....	37
3.2.3.3. Les missions ERS-1 et ERS-2	37
3.2.4. Suivi du phénomène El-Niño par altimétrie radar et radiométrie thermique.....	39
3.3. La télédétection :	41
3.3.1. Définition :	41
3.3.2. Historique de la télédétection :	41
3.3.3. Océanographie et études littorales :	43
3.3.3.1. Mesure des températures de surface de la mer :	43
3.3.3.2. Les représentations de la température de surface de la mer obtenues par satellite :	44
3.3.3.3 Télédétection de la salinité de surface :	45
3.3.3.4. Turbidité océanique en zone côtière.....	45
3.3.4. Les mesures satellitaires :	46
3.3.4.1. Les satellites mesurant la température de surface des océans.....	46
3.3.5. Caractéristiques des capteurs de télédétection :	46
3.3.5.1. Résolution spatiale :	46
3.3.5.2. Résolution spectrale :	46
4. Les sous-marins autonomes :	48
4.1. Principe de fonctionnement d'un sous-marin en général.....	48
4.1.1. Principe d'Archimède	48
4.1.2. Principe de Pascal	48
4.2. Fonctionnement d'un sous-marin autonome :	49
4.2.1. Description	49
4.2.2. Structure mécanique :	50
4.2.3. Fonctionnement d'un AUV :	51
4.3. L'utilisation Des AUV :	51
Conclusion.....	53
Bibliographie	
Annexes	

Liste des figures :

Figure 1 : Schéma d'un principe d'un transducteur électromécanique.....	4
Figure 2: Schéma d'un principe d'un transducteur magnéto-électrique.....	4
Figure 3: diagrammes des différents capteurs.....	8
Figure 4 : Effet Piézoélectrique	10
Figure 5 : thermomètre à renversement.....	12
Figure6 : La rupture de la colonne du mercure au cours du renversement.	13
Figure 7 : Lecture du thermomètre à renversement	13
Figure 8 : Les différentes thermistances	12
Figure 9 : Principe de fonctionnement d'un salinomètre	17
-Figure10: qui représente un capteur a 3 électrodes	18
Figure 11: Représentation d'un principe de fonctionnement d'un capteur de pression	19
Figure 12: représentant la déformation du tube de bourdon.....	20
Figure 13:La sonde (océan316).....	23
Figure 14 : schéma d'une ligne de mouillage	24
Figure 15: d'un capteur à rotor.....	26
Figure 16: Interrupteur a lames souple (ILS).....	27
Figure 17 : principe de la mesure du courant par effet doppler	28
Figure 18 : schéma de principe d'un transmissiomètre (doc.Wet Lbs, C star)	31
Figure 19 : schéma descriptif d'un capteur actif.....	33
Figure 20 : schéma descriptif d'un capteur passif	33
Figure 21 : schéma descriptif du principe de capteur.....	34
Figure 22 : Le principe de l'altimétrie satellitaire.....	35
Figure 23: Topex/Poseidon.....	36
Figure 24 : Jason-1.....	37
Figure 25 : ERS-1.....	38
Figure 26: Image représentative de niveau et la température de l'Océan Pacifique.....	39
Figure 27 : Image représentative de la zone d' upwelling des Galápagos.....	40
Figure 28 : Processus de la télédétection.....	43
Figure 29 : Températures de surface de la mer sur l'Atlantique NE pour les mois de juillet 1987 à 1994. (Synthèse de données infrarouge thermique NOAA-AVHRR).....	44

Figure 30 : Variation de la température en surface.....	44
Figure 31 : Turbidité océanique en zone côtière.....	46
Figure 32 : Principe d'Archimède.....	48
Figure 33 : Principe de Pascal.....	49
Figure 33 : photo d'un AUV.....	50
Figure 34 : Structure mécanique d'un AUV.....	50
Figure 35 : Suivi des pipelines par AUV.....	52

Liste des tableaux :

Tableau 1 :La sonde CTD « ocean seven 316 ».....22

Tableau 2 : résumé des carecteres du ERS138

Tableau 3 :Historique de la télédétection41

1. Introduction

L'océanographie c'est une application conjointe de plusieurs disciplines, appartenant à des sciences différentes, à la connaissance des phénomènes qui se déroulent dans le milieu océanique à ses frontières (l'atmosphère, le continent et les fonds marins) et dans son substrat .

L'étude des océans a d'abord été entreprise pour faciliter la navigation d'une terre à l'autre. Ce n'est qu'au XIXème siècle que les océans ont été étudiés en tant que tels, indépendamment de leur rôle sur les routes commerciales, l'océanographie est alors apparue en tant que science qui permet la connaissance et l'exploitation des mers.

Les premiers navigateurs qui dressèrent des cartes peuvent être considérés comme les premiers océanographes, l'invention de la boussole par les Chinois (à une date mal connue) puis sa mise sur pivot (en Italie à partir du XIVème siècle) ont permis de comparer les caps suivis par différents navires et donc de localiser les observations effectuées par chacun d'eux .

À partir de la renaissance, la plupart des cartes sont dressées par des compilateurs à terre et non plus par les marins eux-mêmes l'océanographie « débutante » se constitue donc au travers d'un échange d'informations entre les navigateurs et les scientifiques de l'époque (Regnaud et Tabeaud, 1999).

L'océanographie s'est développée très rapidement à partir de XXème siècle à cause des recherches scientifiques et le développement des sciences et elle est pratiquée par des chercheurs issus des sciences de la vie, des sciences de la terre et de la géographie tous, ont en commun apprécié le travail en mer, et l'invention de plusieurs instruments utilisés dans l'océanographie (les sous-marins d'exploration, les ROV, les satellites)

Donc l'océanographie nécessite différentes techniques, ainsi que des moyens et instruments modernes utilisés pour évaluer les paramètres utiles aux océanographes, et pour les mesures en mer, et pour les explorations des fonds (Mark Le Menn, 2000).

Notre travail consiste sur les instruments et les équipements utilisés en océanographie physique comme les transducteurs, les sondes, les thermomètres, et quelques notes sur l'océanographie spatiale et les sous marins autonomes

1.2. Historique

La première mission est lancée par l'Écossais Sir Charles Wyville Thomson (1830–1882) — de l'Université d'Édimbourg — The Royal Society of London — obtint l'usage d'un navire de la Royal Navy, le HMS Challenger, et, entre 1870 et 1872, le modifia pour le travail scientifique, l'équipant de laboratoires séparés pour l'étude de l'histoire naturelle et de la chimie, de cabines supplémentaires pour accueillir les scientifiques et d'une plateforme de dragage et chalutage.

Le navire, commandé par le capitaine George Nares, partit de Portsmouth le 21 décembre 1872. L'expédition était sous le supervision scientifique de Charles Thomson lui-même, aidé de William Benjamin Carpenter (1813-1885) et accompagné de plusieurs scientifiques dont l'Écossais Sir John Murray (1841-1914) et le français Léopold de Folin (1817-1896). Le bateau parcourut plus de 120 000 km à travers les océans Atlantique, Indien et Pacifique, étudiant et explorant. Le but principal était d'étudier les animaux pélagiques (particulièrement représentatifs d'anciens groupes) et enfin de comprendre la circulation des eaux dans les océans.

Le résultat fut un rapport, (*Report Of The Scientific Results of the Exploring Voyage of H.M.S. Challenger during the years 1873-76, but started voyage in 1871 or 1872*), qui parmi de nombreuses autres découvertes catalogua 4 000 espèces animales inconnues. John Murray, qui supervisa la publication décrivit ce rapport comme « la plus grande avancée dans la connaissance de notre planète depuis les célèbres découverts du XVe et XVIe siècle ».

L'expédition du Challenger conduisit aussi à la découverte de nouvelles données sur l'océanographie. Elle ne réussit pas, malgré ce qu'espérait Carpenter, à découvrir les mécanismes de la circulation océanique mais recueillit de nombreuses données sur la température, la salinité et la densité de l'eau de mer durant les trois ans du voyage. William Dittmar (1833-1892), de l'université de Glasgow établit la composition de l'eau de mer. Murray et Alphonse Renard (1842-1903) dressèrent une carte des sédiments océaniques.

Elle donna une idée plus précise des fonds sous marin avec les grands bassins océaniques, découvrit la fosse des Mariannes ou prouva l'existence de la dorsale médio-atlantique. L'expédition découvrit aussi les champs de nodules métalliques .

Certains de ses résultats sont dus aux 127 500 km couverts, 492 sondages en mer profonde, 133 dragages, 151 chalutages en plein mer, 263 séries de relevés de températures de l'eau et environ 4 717 nouvelles espèces de vie marine furent répertoriées dont certaines à plus de 5 500 mètres de profondeur.

(Dossier thématique Qu'est-ce que l'océanographie ? – Médiathèque de La Cité de la Mer – Octobre 2008)

Histoire de l' Océanographie :*Quelques dates importantes*

1519-1522 : premier tour du monde par Ferdinand Magellan : le cap Horn est franchi, le Pacifique est traversé.

1530 : la **longitude** est déterminée.

1730 : invention du sextant : permet de déterminer la **latitude** à partir de la hauteur du soleil au dessus de l'horizon.

1769 : Benjamin Franklin publie des premières cartes du **Gulf Stream**.

1803-1805 : 1er tour du monde océanographique avec un **thermomètre** enregistrant les températures max et min.

1807 : début à Brest de la série de mesures de **hauteur d'eau de mer** (la plus longue serie aujourd'hui disponible dans le monde). Depuis, une élévation de +18cm du niveau a été enregistrée.

1872 : point de départ de l'océanographie moderne (R/V Challenger, voile et vapeur) : **mesures de la température, sondage des fonds marins**.

1904 : première édition de la **carte bathymétrique** du fond des océans (à partir de 18400 sondages).

1915 : Paul Langevin, physicien français, travaille sur les ultra-sons. Ces travaux sont à l'origine **des sonars** utilisés aujourd'hui pour la cartographie des fonds sous-marins.

1953 : début de l'exploration des grands fonds à l'aide de **bathyscaphes**.

1968 : la théorie de la **tectonique des plaques** est établie.

1976 : des photographies sous-marines révèlent la présence de **source hydrothermales** et des communautés animales vivant autour de ces sources.

1978 : lancement du premier **satellite océanographique Seasat**.

1980 : le système de positionnement et de transmission **Argos** est opérationnel.

2.1. Transducteurs (Capteurs) :

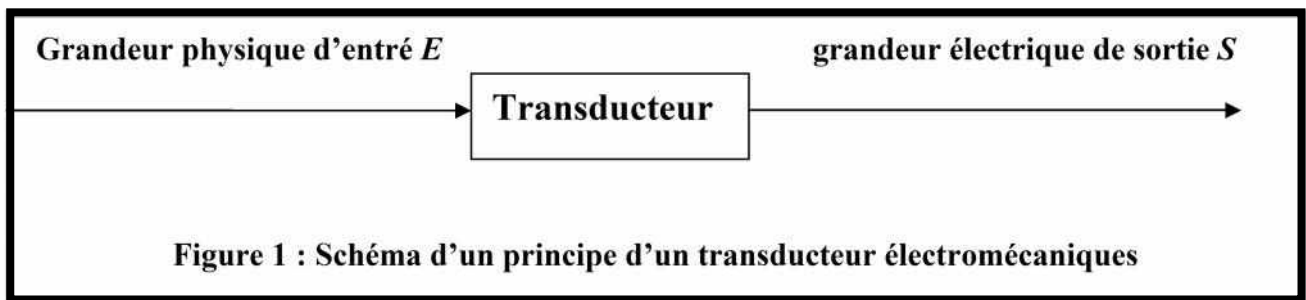
2.1.1. Définition d'un transducteur (Capteur) :

Un transducteur est un système permettant de convertir une grandeur physique appelée grandeur d'entrée E , en une grandeur électrique de sortie appelée S , ou l'inverse.

Il existe 2 types de transducteurs :

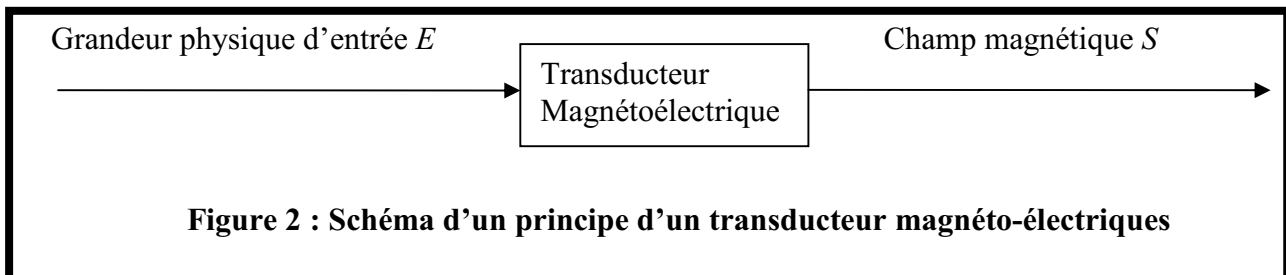
2.1.2.1. Transducteurs électromécaniques

Ces transducteurs convertissent une grandeur d'entrée mécanique E en une grandeur de sortie Électrique S ou l'inverse .



2.1.2.2 Transducteurs magnéto-électriques :

Ces transducteurs convertissent l'intensité d'un champ magnétique, grandeur physique d'entrée E , en une tension électrique, grandeur physique de sortie S .



2.1.3. Propriétés des capteurs :

- Sensibilité

Un capteur est un dispositif qui permet la mesure d'un paramètre physique ou chimique. Il fournit une grandeur électrique qui en est la représentation aussi exacte que possible. En général cette grandeur électrique varie proportionnellement avec le paramètre mesuré. Ainsi, pour une variation ΔM de la grandeur à mesurer, la grandeur de sortie ΔS varie de telle sorte que : $\Delta S = S \Delta M$

Ou S est la sensibilité du capteur. Elle doit dépendre le moins possible de son vieillissement et de son environnement, (c. a. d. de la variation des autres grandeurs).

- **Linéarité**

Comme nous venons de le dire, il est recherché une sensibilité relativement constante sur toute l'étendue de mesure. Les différences entre la grandeur électrique de sortie et la droite idéale $s = S.M$ sont appelés « écarts de linéarité ».

La sortie du capteur se présente :

f soit comme un générateur fournissant un courant ou une tension, le capteur est alors actif,

f soit comme une impédance, le capteur est alors passif.

- **Domaine d'utilisation**

Le domaine d'utilisation d'un capteur est limité par les bornes supérieures et parfois inférieures des valeurs de la grandeur qu'il peut subir sans modification de ses caractéristiques.

- **Étendue de mesure, pleine échelle**

L'étendue de mesure est la différence entre la limite supérieure et la limite inférieure de la grandeur mesurable par un capteur. Lorsque le capteur fournit une valeur de la grandeur entre 0 et le maximum, ce maximum est appelé « Pleine Echelle », sous-entendu « de mesure ». Cette étendue de mesure est notée PE. Elle est toujours à l'intérieur du domaine de non détérioration qui est lui-même inférieur au seuil destruction.

- **Finesse**

La finesse permet d'estimer l'influence que peut avoir le capteur et de son support ou de ses liaisons sur la grandeur à mesurer. Par exemple, dans le cas d'un capteur de température, une capacité calorifique importante réduit sa finesse.

2. 1.3.1 Les erreurs de mesure

A-Erreur aléatoire

Elle inclut les causes d'erreur dues aux :

f seuil de mesure (plus petite valeur mesurable),

f résolution (plus petite variation mesurable),

f hystérésis,

f parasites,

f influences du milieu sur le capteur : Par exemple celles provoquées par les variations de température sur un capteur de pression.

Lors de mesures répétées nous obtenons généralement une dispersion des résultats ; si les erreurs de mesure sont aléatoires un traitement statistique permet de connaître la valeur la plus probable de la grandeur mesurée et de fixer les limites de l'incertitude.

Lorsque la mesure d'une même valeur a été répétée *n* fois en donnant les résultats : M_1, M_2, \dots, M_n , la valeur moyenne \bar{M} est par définition :

$$M = \sum_{i=1}^n \frac{M_i}{n}$$

L'erreur aléatoire E_a est la différence entre le résultat d'un mesurage M_i et cette moyenne \bar{M} lorsque *n* tend vers l'infini et que les mesures sont obtenues dans des conditions de répétabilité :

$$E_a = M_i - \bar{M}$$

Lorsque les erreurs accidentelles sur les différentes mesures sont indépendantes, la probabilité d'apparition de différents résultats satisfait habituellement la loi de Gauss.

B-Erreur systématique

L'erreur systématique se superpose aux erreurs aléatoires. Elle est provoquée par un mauvais réglage ou un mauvais étalonnage. Elle peut être également induite par la présence du capteur qui modifie la valeur du mesurande. Elle devient importante dans le cas où les instruments sont mal utilisés.

L'erreur systématique E_s est la différence entre la moyenne \bar{M} lorsque *n* tend vers l'infini et que les mesures sont obtenues dans des conditions de répétabilité et une valeur vraie du mesurande M_0 :

$$E_s = \bar{M} - M_0$$

Cette définition utilise sciemment l'expression « une valeur vraie du mesurande » et non « une vraie valeur du mesurande » puisque la valeur vraie du mesurande n'est pas connue (sauf si l'on considère que le mesurande est un étalon primaire du système SI).

✓ **Fidélité**

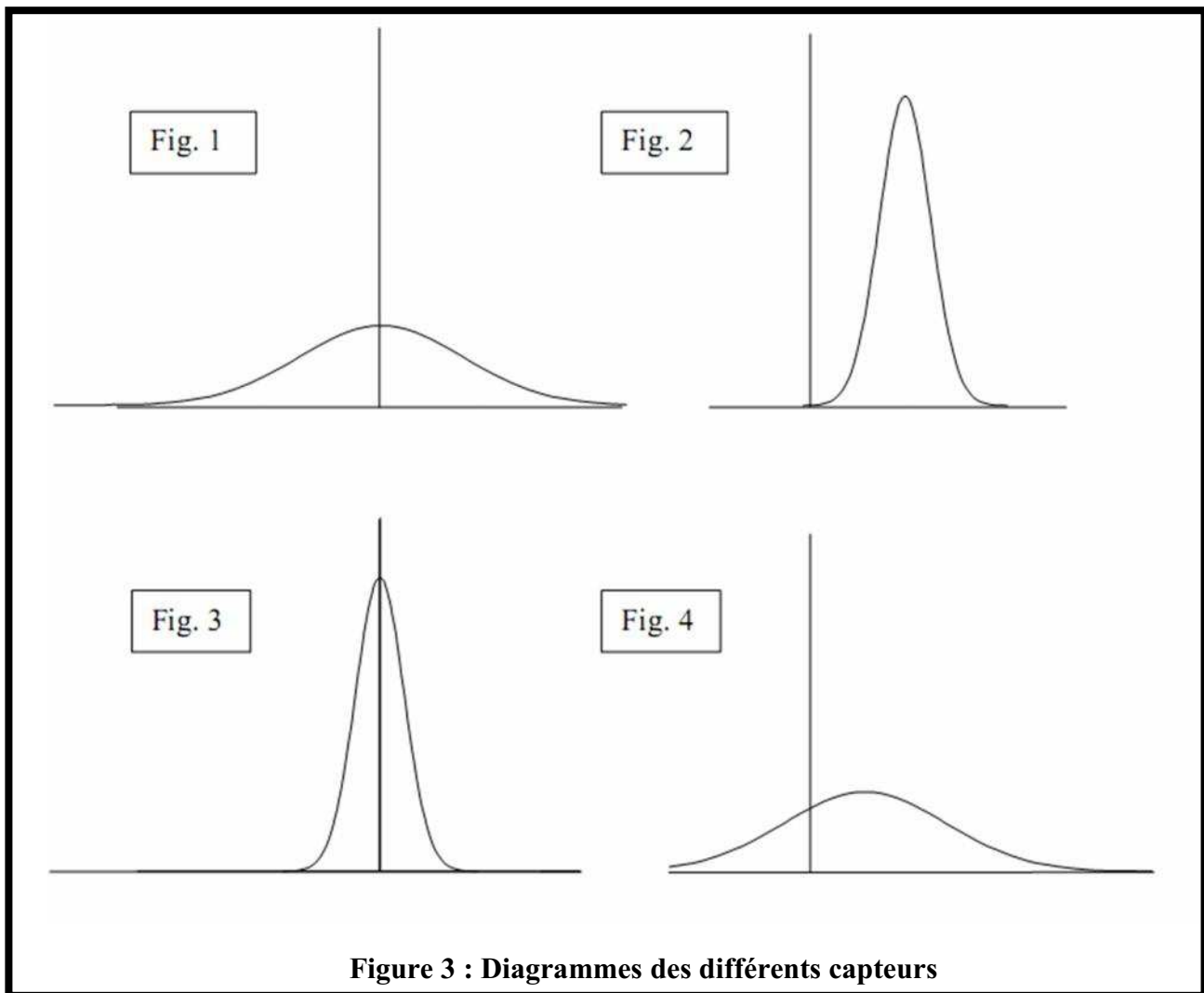
La fidélité d'un capteur est sa propriété à redonner des valeurs très proches lorsque, après avoir varié, la grandeur reprend sa valeur initiale. Ce qui se traduit par des résultats groupés autour de leur valeur moyenne. L'écart type dont l'importance reflète la dispersion des résultats est souvent considéré comme l'erreur de fidélité : Il permet ainsi une appréciation quantitative de la fidélité. La valeur la plus probable, telle qu'elle résulte d'un ensemble de mesures, peut être connue avec une faible marge d'incertitude tout en étant assez éloignée de la valeur vraie.

✓ **Justesse**

La justesse est la qualité d'un appareillage de mesure à donner une valeur (moyenne) très proche de la valeur vraie.

✓ **Précision**

La précision qualifie l'aptitude du capteur à fournir des données qui, prises individuellement, sont proches de la valeur vraie. Un capteur précis est donc à la fois fidèle et juste.

**Différents types de répartition des résultats de mesure :**

- Fig.1 - Capteur juste mais non fidèle : Les erreurs systématiques sont réduites mais les erreurs aléatoires sont importantes.
- Fig.2 - Capteur fidèle mais non juste : Les erreurs systématiques sont importantes mais les erreurs aléatoires sont faibles.
- Fig.3 - Capteur juste et fidèle donc précis : Les erreurs systématiques et aléatoires sont faibles.
- Fig.4 - Capteur ni juste, ni fidèle : Les erreurs systématiques et aléatoires sont importantes.

- Ces transducteurs particuliers permettent ainsi de mesurer des grandeurs physiques telles que la température, l'intensité d'un champ magnétique, un flux lumineux, une pression. Dans tous les cas, il est nécessaire de relever la **courbe d'étalonnage** du capteur. Elle représente l'évolution de la grandeur de sortie S en fonction de la grandeur d'entrée E . Ainsi connaissant la valeur de la grandeur de sortie mesurée, en se référant à cette courbe, on détermine la valeur de la grandeur physique d'entrée correspondante.
 - Un capteur doit être fidèle : cela signifie qu'à une même valeur E de la grandeur d'entrée doit toujours correspondre la même valeur S de la grandeur de sortie.
 - Un capteur doit être sensible : cela signifie qu'à une variation à ΔE de la grandeur d'entrée doit correspondre une variation à ΔS de la grandeur de sortie.
- Les transducteurs et les capteurs sont très répandus dans les systèmes industriels surtout en Matière de contrôle et de régulation.

2.1.4. Effet piézo-électrique dans un cristal de quartz :

Le cristal de quartz est constitué de silice (SiO_2). Il a une section hexagonale avec une symétrie centrale.

+ En 1 le cristal est au repos, les centres des charges électriques positives et négatives coïncident, les faces ne sont pas chargées électriquement .

+ En 2, l'application d'une contrainte mécanique fait s'aplatir le cristal, les centres des charges positives et négatives se séparent et on obtient une différence de potentiel entre les faces du cristal. Cet effet est réversible, effet piézo-électrique inverse, qui fait qu'une application d'un champ électrique sur les faces du cristal provoque une déformation mécanique.

Le quartz est un exemple de ces cristaux qui ont été largement utilisés dans le passé.

Ainsi l'énergie électrique issue d'un sondeur est convertie en énergie acoustique par le transducteur et, toujours au niveau de ce même transducteur, les échos sonores provenant de la réflexion du son sur un obstacle sont transformés en énergie électrique interprétable par l'électronique du sondeur.

Les principales qualités d'un transducteur doivent être la *linéarité* et la *réversibilité*. Un transducteur est linéaire quand il reproduit un signal acoustique de forme équivalente au signal électrique qu'il reçoit ou quand il reproduit un signal électrique de forme équivalente au signal acoustique qu'il reçoit, et il est réversible quand il est capable de convertir de l'énergie acoustique en énergie électrique et inversement.

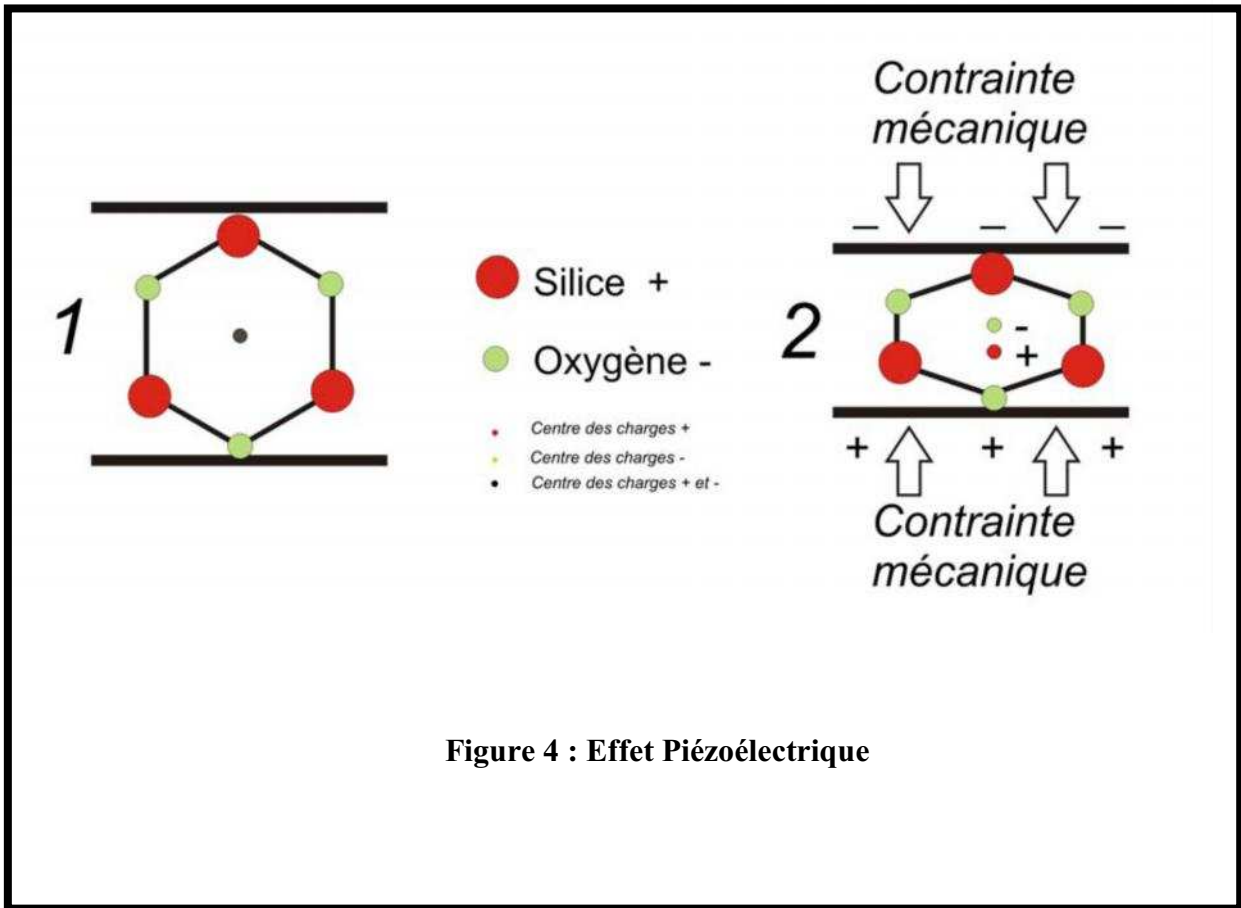


Figure 4 : Effet Piézoélectrique

2.2. La température

La température est un paramètre océanographique important.

2.2.1. Définition

Elle est un descripteur de base pour la connaissance du milieu marin. La température influe sur l'activité biologique dont dépend la production totale, et sur la répartition des espèces, donc par exemple, sur la pêche.

En milieu océanique, la température, associée à la salinité, est mesurée avec une très grande précision par les physiciens pour calculer la masse volumique de l'eau, paramètre nécessaire à la détermination de la stratification verticale et de la circulation océanique.

La mesure de la température est indispensable pour l'interprétation ou le traitement d'autres paramètres. Ainsi, la saturation des gaz dissous est en fonction de la température et la mesure du pH requiert la connaissance de la température. (Aminot , Kérouel 2004)

Elle a une influence sur la salinité.

2.2.2. Mesure de la température :

Au début du siècle précédent les océanographes mesuraient la température in situ à l'aide d'un thermomètre à renversement , mais il y avait des difficultés pour préciser la profondeur à laquelle cette température a été mesurée , c'est pour cela ils ont fait introduire dans leur mesures deux thermomètres , un non protégé de l'effet de pression et le deuxième protégé de l'effet de pression(représentées dans la figure 5) ,et ils sont descendus à graduation à l'envers.

(Girardot 2002)

2.2.2.1 Thermomètre à renversement :

Chaque thermomètre est sous forme de tube où à l'intérieur contient deux thermomètres le plus petit appelé thermomètre auxiliaire, le plus grand thermomètre secondaire, En fonction de la température le mercure contenu dans le grand réservoir se dilate ou se contracte et il monte ou il descend dans le tube capillaire, Il peut même commencer à remplir le réservoir secondaire situé en haut de ce tube lorsque le thermomètre a atteint l'immersion où la température doit être mesurée ,un système mécanique fait retourner le thermomètre, repose sur la fermeture d'une bouteille à prélèvement par un messenger (objet métallique coulissant sur câble) ,et en même temps le basculement du thermomètre autour d'un axe assurant cependant d'une façon sur le renversement du thermomètre.

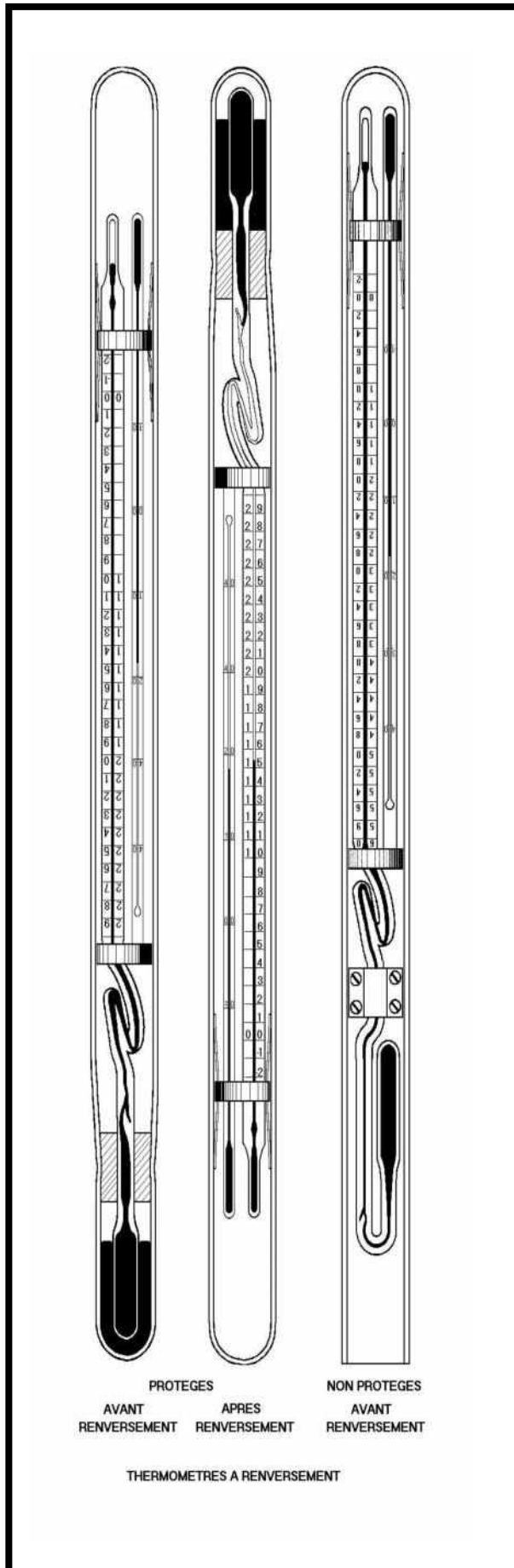


Figure 5 : thermomètre à renversement

Même avant qu'il soit horizontal de niveau, le mercure se détache du grand réservoir jusqu'à ce qu'il se vide, ce qui provoque la rupture du mercure au niveau de l'étranglement, le mercure ainsi libéré s'écoule par gravité pour rejoindre le réservoir secondaire. Le niveau supérieur du mercure tombe en face d'une échelle graduée généralement en dixièmes de degrés Celsius ($d^{\circ}C$). Lors de la remontée, la température augmente et une certaine quantité de mercure sort du réservoir principal. Elle se trouve piégée dans une spirale et elle ne peut pas rejoindre le volume de mercure situé plus bas.



Figure6 : La rupture de la colonne du mercure au cours du renversement.

(Photos B. Gobert)

La lecture s'effectue à la température indiquée par le thermomètre auxiliaire qui est lu au dixième de degré (Comme cette température est différente de celle qui règne in situ), le volume du mercure isolé dans la partie inférieure du thermomètre principal a varié. Cette variation sera corrigée en tenant compte du volume de mercure et des coefficients de dilatation du mercure et du verre. Afin d'éviter les erreurs de lecture .

Le thermomètre à renversement a une précision de $0.02\text{ }^{\circ}\text{C}$ mais il faut rester 20 min avant la lecture.



**Figure7 : Lecture du thermomètre à renversement
(Photo IRD)**

Comme il a été expliqué précédemment il peut y avoir deux thermomètres protégés et un non protégé:

Le thermomètre non protégé est descendu avec son ouverture vers le bas. La pression qui s'exerce sur son réservoir principal fait monter la quantité de mercure dans le capillaire et dans le réservoir auxiliaire. Au moment de son renversement il indique une température trop élevée d'environ $0.01\text{ }^{\circ}\text{C}$ par mètre d'immersion. Après lecture, correction et comparaison avec la température fournie par le thermomètre protégé il est possible d'obtenir la pression à laquelle est effectuée la mesure. . (IRD Bretagne - Les thermomètres de la mer (3)– Girardot 2002)

2.2.2.2. Capteur de température à thermistance :

Les thermistances sont souvent utilisées en océanographie pour mesurer la température.

2.2.2.2.1. Principe des thermistances :

Elles sont obtenues par frittage à haute température de poudre d'oxyde métallique (Fe, Ni, Mn, V, Ti). Leur résistance varie à l'inverse de la température suivant la loi théorique (voir annexe A)
La thermistance est un conducteur ohmique donc la résistance varie avec la température .

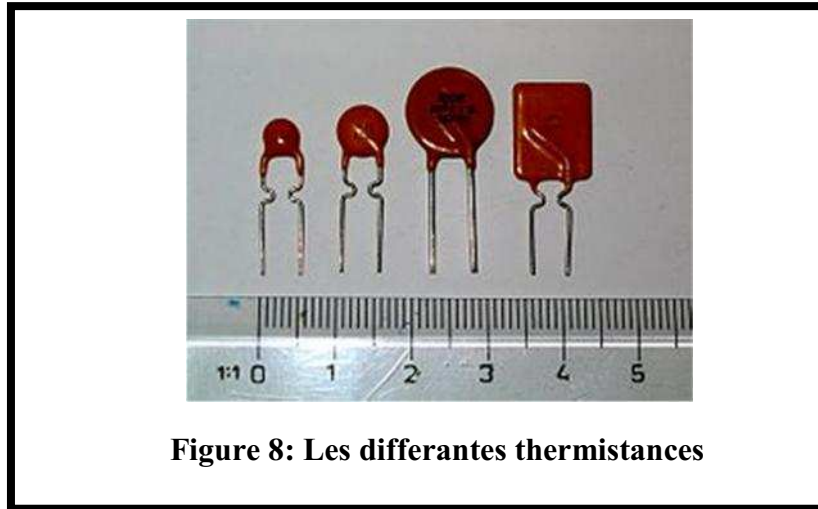


Figure 8: Les différentes thermistances

Les thermistances ont des précisions de $3 \cdot 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C}$.

2.2.2.3. Capteur de température à fil métallique :

Le platine est un métal noble qui reste plus ou moins indifférent à son environnement. Il permet la réalisation de transducteur très stables et facilement reproductibles, se présente sous la forme d'une résistance par fois bobine en fil de platine, cette résistance est de l'ordre de centaine d'ohms, les fils sont recueillis afin d'obtenir des coefficients de températures identiques et stables dans le temps. L'effet de pression sur le fil platine diminue sa résistance, aussi doit il protéger de cette effet, il est placé dans un tube métallique, souvent en acier inoxydable la conduction thermique et l'isolement électrique entre le tube et la résistance sont assurées par la graisse à la silicone. Un petit bulbe dans cette graisse évite que les variations de forme de tube ont un effet sur la résistance. L'isolement électrique est amélioré en intercalant une mince enveloppe de verre entre le tube inoxydable et la graisse. Le tube inoxydable sera aussi fin que possible. Le volume du verre et de la graisse à la silicone du fil de platine seront les plus fins à fin de réduire la masse calorifique du capteur et donc sa constante de temps. (GIRARDOT 2002)

Exemple d'un capteur de température fourni avec la sonde 316

Game : 0 à 700bar

Temps de réponse : 50 ms

La dérive du capteur : $0,0003^\circ\text{C}$ par an

2.3 La salinité :

La salinité est la quantité totale des résidus solides (en grammes) contenu dans 1 kg d'eau de mer, quand tous les carbonates ont été transformés en oxydes, les bromes et l'iode remplacées par le chlore et que toute la matière organique a été oxydée.

Pour déterminer la salinité il existe deux méthodes :

2.3.1. Méthode chimique:

2.3.1.1. Mesure de la salinité à partir de la chlorinité :

Un aspect important de l'eau de mer est que si la concentration totale des sels dissous varie en fonction du lieu, la proportion des composants les plus importants reste à peu près constantes.

Il est très difficile d'estimer la salinité par analyse chimique directe (séchage et pesée du résidu solide), car certains corps présent, notamment les chlorures, s'échappent au cours du dernier stade de séchage. On utilise le fait (mentionné) que, dans l'eau de mer, les proportions relatives des principaux constituants sont pratiquement constantes. Le dosage de l'un d'entre eux est donc susceptible de donner la teneur de tout les autres, ainsi que la salinité, les ions chlore, brome et l'iode peuvent aisément être dosés, avec précision, par titrage au nitrate d'argent.

La relation entre la salinité et la chlorinité a été défini en 1902 à partir de nombreux mesures de laboratoire sur des échantillons provenant de toutes les mers du globe. La chlorinité étant la quantité (en g/Kg) d'ion chlore, brome et iode qui tout trois sont précipité lors du titrage au nitrate d'argent

$$S = 0.03 + 1.805 Cl \quad S \text{ salinité (\%)}, Cl \text{ chlorinité(\%)}$$

Mais il y'avait un inconvénient, c'est que quand la chlorinité est nulle la salinité donnée par la formule est égale à 0.3. Donc L'UNESCO a proposé en 1969 une formule de salinité absolue.

$$S = 1.80655 Cl$$

Ces définitions ont été revues lorsque la salinité a été déduite de la conductivité, température, et de la pression

Depuis les années 80,la méthode chimique est abandonnée au profit de la méthode physique

La précision de la chlorinité est de 0,03 PSU.

2.3.1.2. Méthode physique :

2.3.1.2.1. Définition de la conductivité :

La conductivité électrique traduit la capacité d'une solution aqueuse à conduire le courant électrique. Cette notion est inversement proportionnelle à celle de résistivité électrique. L'unité de mesure communément utilisée est le Siemens par cm (S/cm) exprimé souvent $\mu\text{S}/\text{cm}$ ou mS/cm .

La conductivité est directement proportionnelle à la quantité de solides (les sels minéraux) dissous dans l'eau. Ainsi, plus la concentration en solide dissous sera importante, plus la conductivité sera élevée. Généralement, le rapport entre conductivité et concentration ionique s'exprime par approximation de la façon suivante:

2.3.1.2.2. Mesure de la salinité pratique :

La salinité pratique dans ce cas représente le rapport de conductivité d'un échantillon analysé à une température de 15°C et à une pression 1 atm, et de celle d'une solution de chlorure de Potassium dont laquelle sa fraction en masse est de KCl est 0.0324356, à la même température et à la même pression la formule correspondante est :

$$S = 0.0080 - 0.1692K^{1/2} + 25.3853K + 14.0941K^{3/2} - 7.0261K^2 + 2.7081K^{5/2}$$

On peut observer que $\sum a_i = 35$ ce qui signifie qu'on peut utiliser une eau de salinité 35 à la place de solution de (KCl). cette eau est l'eau standard donc $R_{15} = K_{15}$.

Comme en pratique $R_{15} = K_{15}$ et que, par ailleurs, R_t ne change que légèrement de R_{15} on calcule la salinité pratique on substituant R_t à K_{15} dans l'équation **on ajoutant un terme correctif. S soit :**

$$S = a_0 + a_1 R_t^{1/2} + a_2 R_t + a_3 R_t^{3/2} + a_4 R_t^2 + a_5 R_t^{5/2} + \Delta S$$

2.3.1.2.3. Les premiers salinomètre :

Les premiers salinomètre ont été utilisées en 1930 par Frank Winner des Coassât Guard. Ils mesuraient directement le rapport de conductivité entre l'échantillon et l'eau standard en utilisant deux cellules de mesure à électrodes. Les cellules étaient maintenues à la même température. La salinité était calculée à partir du rapport de conductivité. Cet instrument fournissait des mesures au moins aussi précises que celles obtenues par la méthode de Knudsen mais il était plus simple et plus rapide à utiliser.

La température influe sur la conductivité. Une augmentation de la température de 0.01°C a le même effet sur la conductivité qu'une augmentation en salinité de 0.01 PSU.

Actuellement les océanographes ont besoin d'une précision de ± 0.003 PSU ou meilleure dans l'océan profond ce qui a amené à rendre les instruments plus précis.

En 1975 Tim Dauphine (National Resarci Council du Canada à Ottawa) a conçu un salinomètre de laboratoire commercialisé sous le nom d'AUTOSAL. Ce salinomètre est encore utilisé fréquemment par les océanographes aujourd'hui. L'AUTOSAL utilise une cellule à quatre électrodes immergée dans un bain thermostat qui permet d'éviter le problème de la dérive posée par la polarisation .

La cellule à quatre électrodes est exactement analogue à un shunt. Les deux électrodes extrêmes induisent un courant électrique dans la cellule, entre les deux autres électrodes la tension présente fournit le rapport de conductance entre l'échantillon mesuré et l'eau standard avec laquelle le salinomètre a été calibré.

Bien que ces salinomètres **satisfassent** aux besoins de précision de la plupart des océanographes, les techniques de prélèvement des échantillons destinés à des analyses ultérieures laissaient à désirer. Ces

échantillons étaient collectés à des profondeurs prédéfinies et relativement peu nombreuses, si bien que d'importants détails passaient souvent inaperçus, les valeurs de la salinité n'étaient pas disponibles assez rapidement pour avoir une influence sur la suite de la campagne. Les techniques de prélèvement étaient longues et coûteuse (GIRARDOT 2002)

2.3.1.2.3. Principe de fonctionnement d'un salinomètre :

Un salinomètre mesure la conductivité d'une solution, pour cela il faudrait en disposer de deux électrodes planes et parallèles, de surface S , qui plongent face à face à une distance l l'une de l'autre dans un électrolyte et on applique une tension alternative U (*en Volte*) entre ces électrodes et on déduit I l'intensité efficace (*en Ampère*) du courant qui traverse la solution par la formule suivante :

$$R = U / I$$

La résistance R en ohm

Conductance d'une solution ionique est représentée ainsi :

$$G = 1/R = I / U$$

La résistance de la solution entre les électrodes est proportionnelle à la résistivité ρ en $\Omega.m$ de cette solution

$$R = \rho \cdot L / s = \rho \cdot K$$

Avec $K = L / s$ est appelé la constante de cellule, ce rapport dépend de la géométrie de la cellule (vers une mesure de salinité-2010)

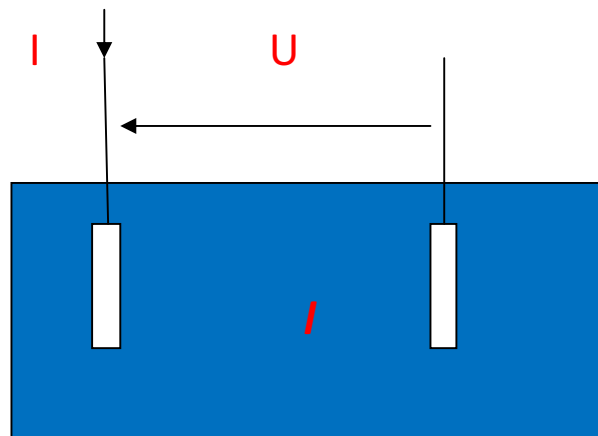
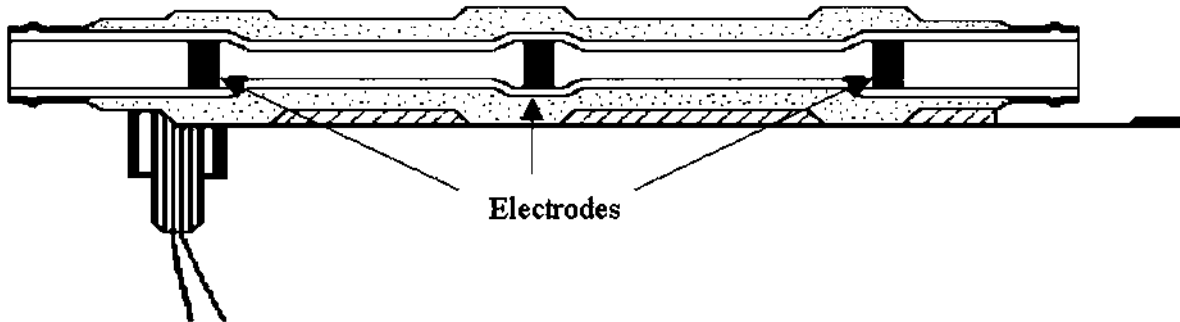


Figure 9 : Principe de fonctionnement d'un salinomètre

2.3.1.2.4. .Capteur de conductivité à électrodes SEABIRD :

La cellule est constituée d'un tube de quartz dans lequel sont placées 3 électrodes annulaires en platine passivé. Les électrodes proches des extrémités du tube sont connectées l'une à l'autre. La conductance entre l'électrode centrale et les 2 autres est montée dans un circuit oscillant dont la fréquence varie en fonction de cette conductance et donc de la conductivité de l'eau de mer. Comme les deux électrodes extrêmes sont au même potentiel, aucun courant électrique ne circule à l'extérieur de la cellule. Par conséquent ce qui se passe à l'extérieur n'a pas d'influence sur la mesure.

La précision de cet instrument est 0,05PSU .



-Figure 10: qui représente un capteur a 3 électrodes

2.4. La pression :

2.4.1. Définitions :

La pression, notée p admet plusieurs définitions, selon les branches de la physique qui coïncident toutes : Dans tous les cas, la pression est définie comme une grandeur scalaire (non vectorielle).

En mécanique, la pression est définie localement à partir de la composante de la force normale à la surface sur laquelle elle s'exerce. (Voir annexe 2) Si on considère une surface élémentaire dS de normale \vec{n} , subissant une force \vec{F} , alors la pression p est définie par :

$$d\vec{F} \cdot \vec{n} = p dS$$

Dans le cas d'une force perpendiculaire à une surface plane d'aire S , on obtient la définition suivante.

$$p = \frac{F}{S}$$

2.4.2. Principes des capteurs :

Dans tous les cas, les capteurs de pression peuvent se ramener au schéma synoptique ci-dessous.

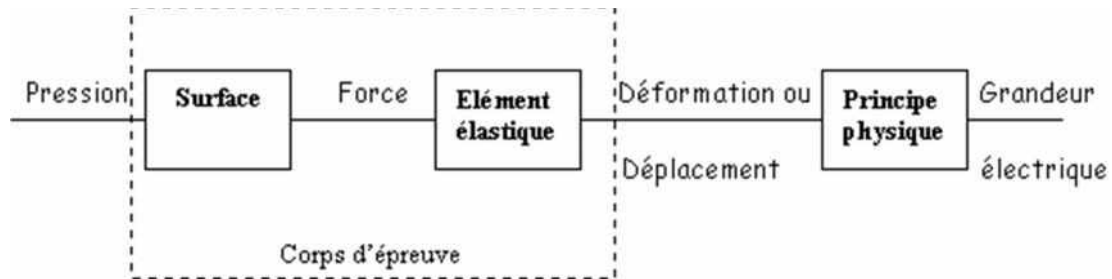


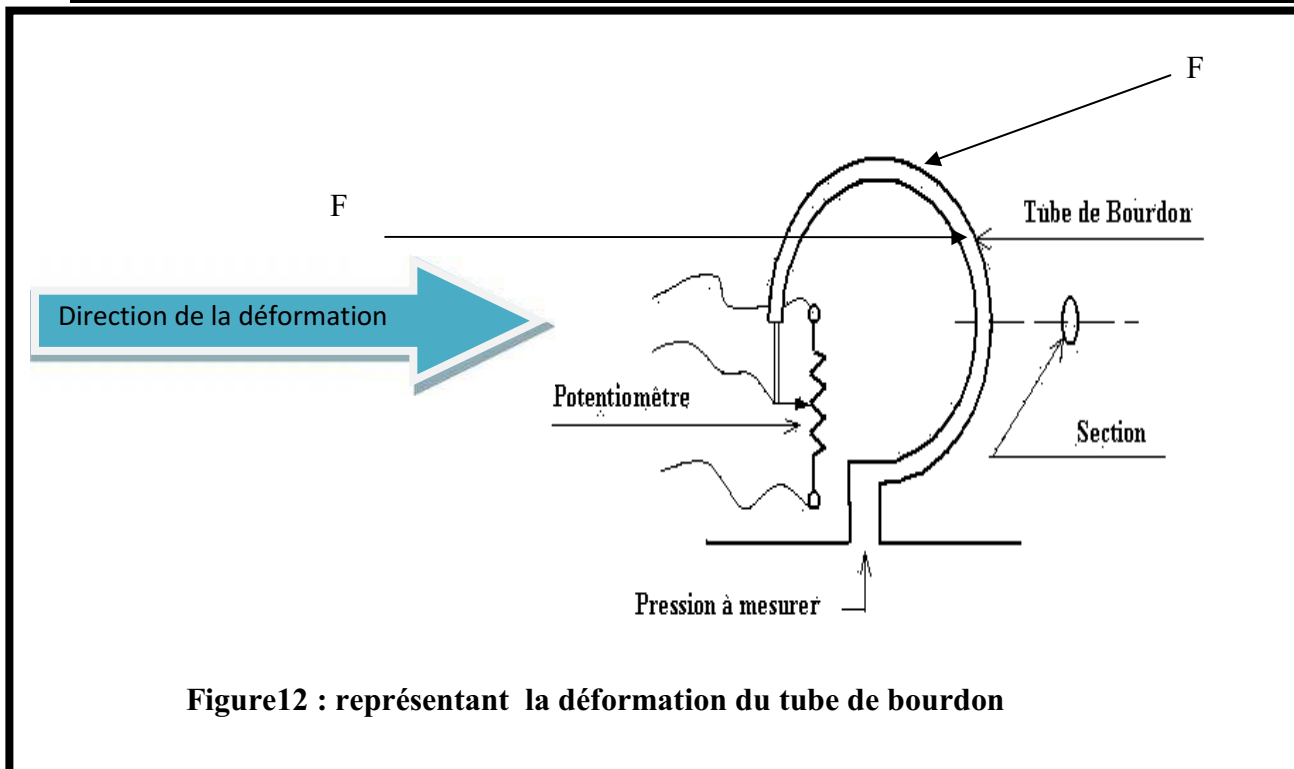
Figure 11 : Représentation d'un principe de fonctionnement d'un capteur de pression

Le corps d'épreuve est l'élément mécanique qui, soumis aux variations de la grandeur à mesurer pour un rôle de transformer celle-ci en grandeur physique mesurable.

On distingue deux grandes familles :

- les capteurs utilisant un liquide .
- Les capteurs à déformation de solide .

2.4.3. Capteur de pression potentiométrique



Quand l'intérieur d'un tube de bourdon est soumis à une pression supérieure à la pression ambiante, le tube se déforme ; sa section s'arrondit ce qui tend à dérouler le tube . Cette déformation est utilisée pour déplacer le curseur d'un potentiomètre linéaire aux bornes duquel une tension constante est appliquée. La tension recueillie entre le curseur et le point commun du montage varie proportionnellement avec la différence de pression qui existe entre le tube de bourdon et le milieu ambiant. Le transducteur ainsi constitué a l'inconvénient d'avoir précision limitée mais l'avantage d'avoir une réponse linéaire, d'être économique et de fournir un signal de sortie de niveau élevé sous faible impédance .

2.4.3.1. Principe de fonctionnement :

Dans les capteurs utilisés, l'effet de pression provoque la déformation d'une pièce mécanique généralement métallique. Le matériau qui la constitue doit présenter un minimum de rémanence et rester, le moins possible, sensible aux variations de température. Cette déformation mécanique est mesurée par un transducteur qui la traduit en variation d'une valeur électrique.

($F > f$ puisque $S > s$ d'après la loi précédente)

la surface S est plus grande que celle de s il en résulte que la force qui s'exerce sur S est plus grande que celle qui s'exerce sur s donc forcément la direction de la déformation sera dans le sens indiqué dans le schéma.

Remarque :

L'unité de pression la plus utilisée par les fabricants de capteurs de pression est le PSI (Pound by Square Inch). 1 PSI = 6.8948 103 Pascal. Les océanographes utilisent surtout le déci bar.

Autres unités de pression :

1 bar = 10^5 Pa \approx 1 kg/cm² \approx 1 atmosphère \approx 10 m d'eau \approx 760 mm de mercure.

Lorsqu'un capteur de pression est monté sur un appareil immergé, il est possible de calculer la Profondeur ou il se situe à partir des mesures de pression, température et salinité.

2.4. La sonde CTD :

De nos jours les sondes CTD sont utilisées, la plus part du temps, pour effectuer des mesures de profils verticaux de la colonne d'eau. (Mark Le Menn 2000)

Une sonde CTD est équipée au moins d'un capteur de conductivité, un capteur de température et un capteur de pression, des capteurs supplémentaires tels le capteur d'oxygène dissous, fluorimètre etc. peuvent être raccordés sur des entrées supplémentaires, qui disposent de convertisseurs analogiques ou numériques, il s'agit alors d'une sonde «CTD » ce sigle vient alors de l'anglais (Conductivité, Température and Depth sensors).

2.4.1. La description :

2.4.1.1. La sonde « ocean seven 316 » :

Dans sa configuration standard cette sonde est équipée de 07 capteurs. Ces capteurs et leurs caractéristiques sont cités dans le tableau

Tableau 1 : caractéristiques des capteurs

	<i>Range</i>	<i>Accuracy</i>	<i>Resolution</i>	<i>Time Constant</i>
Pressure	0..10000 dbar ⁽¹⁾	0.01 % full scale	0.001 % full	scale 15 ms
Temperature	-5. +45 °C	0.001 °C	0.0001 °C	50 ms
Conductivity	0.. 70 mS/cm	0.001 mS/cm)	0.0001 mS/cm	50 ms (at 1 m/second flow rate)
Oxygen	0.. 50 ppm	0.1 ppm	0.01 ppm	3 s
	0.. 500 % sat.	1 %sat.	0.02 0.1 % sat.	3 s
Ph	0.. 14 pH	0.01 pH	0.001 pH	pH 3 s
Redox	-1000..+1000 mV	1 mV	0.1 mV	3 s
Auxiliary inputs ₍	0.. 5000 mV	1 mV	0.1 mV	50 ms

La température, la pression et la conductivité sont mesurées directement, et à partir de ces données acquises par les capteurs, d'autres paramètres comme : la salinité, la masse volumique, la température potentielle, la masse volumique potentielle, la vitesse du son, la profondeur (pour une version CTD) sont calculées à l'aide des algorithmes fournis avec le système de la sonde.

Les capteurs sont situés dans la partie inférieure de la sonde et sont protégés contre les accidents par une cage de Titane. Sur la partie supérieure, se trouvent trois connecteurs servant à son alimentation électrique (câble électro porteur ou batteries), l'émission et la réception des données avec la D.U et au pilotage de la fermeture des bouteilles de prélèvement si elle est connectée à la rosette. La machine est équipée d'un bouton magnétique ON/OFF, qui est utile quand elle exécute des cycles d'acquisition en mode sans surveillance « unattended mode ». Il permet à l'opérateur de déployer facilement une sonde préconfigurée qui, sur le site d'échantillonnage sera mise en marche à l'aide de ce bouton.



figure 13 :La sonde «océan 316»

L'ESSMAL en possède une, mais on n'a pas fait le travail en mer car la calibration usine n'a pas fait depuis 2004 et elle doit être faites tous les ans.

2.5. Les courants marins :

Le courant est une grandeur vectorielle tridimensionnelle qui associe deux notions : celle de vitesse de déplacement et celle de direction du déplacement, son rattachement à la métrologie physique se fait par la détermination de référence et la mesure de déplacement angulaire du fluide par rapport à l'appareil et de l'appareil par rapport à une direction de référence donnée par le nord magnétique .

La mesure de la vitesse et de la direction de ces déplacements est donc d'une grande importance. Les moyens déployés pour la réaliser ont beaucoup évolués ces dernières années. Deux principes généraux de mesure in situ existent : les méthodes eulériennes où les instruments sont solidaires de mouillage fixe ou bien à la manière d'un capteur à effet doppler fixée au navire et les méthodes lagrangiennes où les instruments sont des flotteurs de surface ou immergées dont on suit la trajectoire qui est celle de la masse d'eau dans laquelle ils sont «ancrées». (Marc le men 2000)

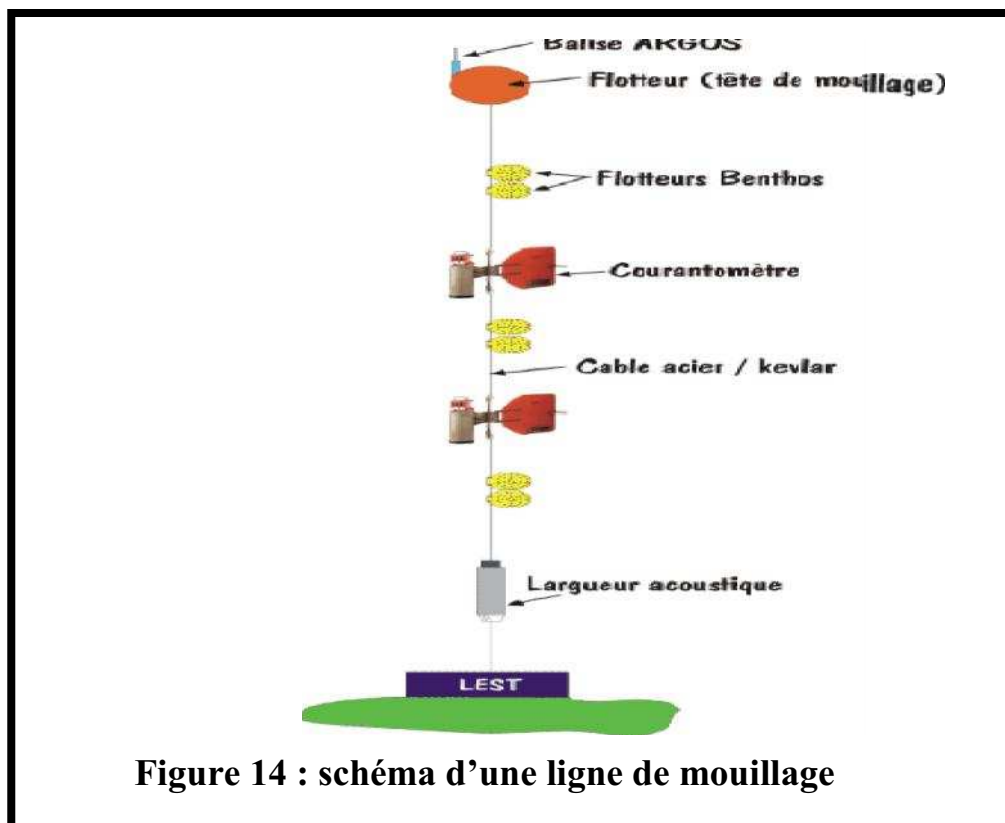
2.5.1. Mesure Eulériennes

2.5.1.1. Les courantomètres à rotor :

2.5.1.1.1. Les instruments de mesures :

Pour mesurer les courants en un point sur une grande période nécessite une mise en place de lignes de mouillage représenté dans la figure si dessous :

Celles –ci sont équipées de courantomètre , de flottabilité , de largueur acoustiques , il s'agit en générale de mouillage sub –surface , c'est a dire ,que rien n'apparait a la surface des océan : il sont ancrés sur le fond par l'intermédiaire d'un lest et maintenue verticale grâce à des flottabilités réparties sur la ligne (acier ou kevlar) à différents profondeurs .



Cet instrument mesure la direction et la vitesse des courants océaniques. Une girouette l'oriente dans le sens de courant et cette direction est détectée par un compas interne. La vitesse est mesurée par un rotor de Savonius (par exemple), certains instruments ont des capteurs en plus pour récupérer d'autres variables océaniques importantes, telles que la température, conductivité et la pression. Les données sont enregistrées et déchargées une fois remouillage remonté (un système de transmission directe par la ligne de mouillage vers la surface), puis la réception des données se fait par satellite.

2.5.1.1.2. Les largueurs acoustiques :

Ces équipements permettent de relier la ligne de mouillage au lest posé sur le fond. Pour déclencher la remontée du mouillage, un signal acoustique est envoyé à partir du navire vers le largueur. À la réception de ce signal, le largueur libère le lien mécanique qui le relie au lest : l'ensemble de la ligne remonte alors vers la surface grâce à la flottabilité positive de l'ensemble ce type de mouillage est dit "sub-surface", la flottabilité (tête de mouillage) peut se trouver à 1000m en dessous de la surface.

2.5.1.1.3. Mesure de la direction des courants marins :

La direction des courants marins est déterminée par la mesure de l'orientation de ses derniers par rapport au nord magnétique pour cela il faudrait calculer deux angles :

Celui de l'appareil par rapport au nord magnétique et celui des courants par rapport à l'appareil.

Le champ magnétique terrestre T_b est faible, seule sa composition horizontale B_h peut déterminer la direction du nord magnétique la mesure de l'angle entre l'appareil et cette composante nécessite des capteurs très sensibles.

La direction des courants peut être déterminée à l'aide d'une petite girouette qui donne la direction des courants par rapport à l'appareil, il est possible de faire orienter l'appareil dans la direction des courants en utilisant une dérive ou par la mesure des deux composantes horizontales des courants, et par la suite l'orientation de l'appareil par rapport au nord magnétique est calculée soit par un compas soit en déduisant la mesure des deux composantes horizontales du champ magnétique terrestre .

2.5.1.1.4..Mesure de la vitesse des courants marins :

- Capteur tournant :

Rotor de Savonius : vitesses simple. Il est réalisé en matière plastique, ses pivots crapaudines sont étudiés pour diminuer le frottement au maximum. La relation qui lie la vitesse du courant à la vitesse angulaire du rotor est linéaire dans le domaine qui nous intéresse (de 0,01 m/s à 2,5 m/s). Ce capteur n'est pas sensible aux mouvements suivant son axe de rotation et il est peu affecté par son inclinaison, tant qu'elle reste faible puisque la vitesse mesurée est le produit de la vitesse du courant par le cosinus de l'angle d'inclinaison.

Considérons le cas d'un courant dont la vitesse varie lentement. A celui-ci se superpose un courant alternatif de courte période produit par la houle, les ondes internes ou plus généralement la turbulence. Dans ce cas, le rotor de Savonius, au lieu de mesurer une vitesse moyenne, mesure une vitesse proche de la vitesse maximum du courant alternatif. À la limite, comme ce rotor n'est pas directif, il peut

mesurer la vitesse maximum d'un courant alternatif dont la valeur moyenne est nulle. Ce phénomène est facile à visualiser. Prend donc en main un courantomètre à rotor de Savonius et, sans vous déplacer, balances le à bout de bras Il se met à tourner alors que la vitesse moyenne est nulle. Il faut donc éviter de l'utiliser dans les mouillages avec flottabilité de surface ou à proximité de la surface. Pour mesurer la vitesse angulaire du rotor en le freinant le moins possible, deux méthodes sont utilisées :

Un où des aimants sont fixés au rotor. Ils créent un champ magnétique tournant suffisant pour fermer un interrupteur à lames souples-ILS- (voir notes ci-après) lorsqu'ils passent à proximité de celui-ci. L'interrupteur à lames souples délivre alors des impulsions dont la fréquence est proportionnelle à la vitesse de rotation du rotor.

La transmission du mouvement de rotation du rotor à l'intérieur de l'enceinte étanche peut être réalisée par un couplage magnétique entre les aimants du rotor et un ou deux aimants tournants à l'intérieur de l'enceinte. Ces derniers peuvent comme précédemment commander un ILS ou entraîner un réducteur. Ce réducteur pouvant déplacer le curseur d'un potentiomètre (courantomètre AANDERAA), une dynamo bathymétrique (courantomètre CORNES), un codeur optique (courantomètre RICHARDSON).

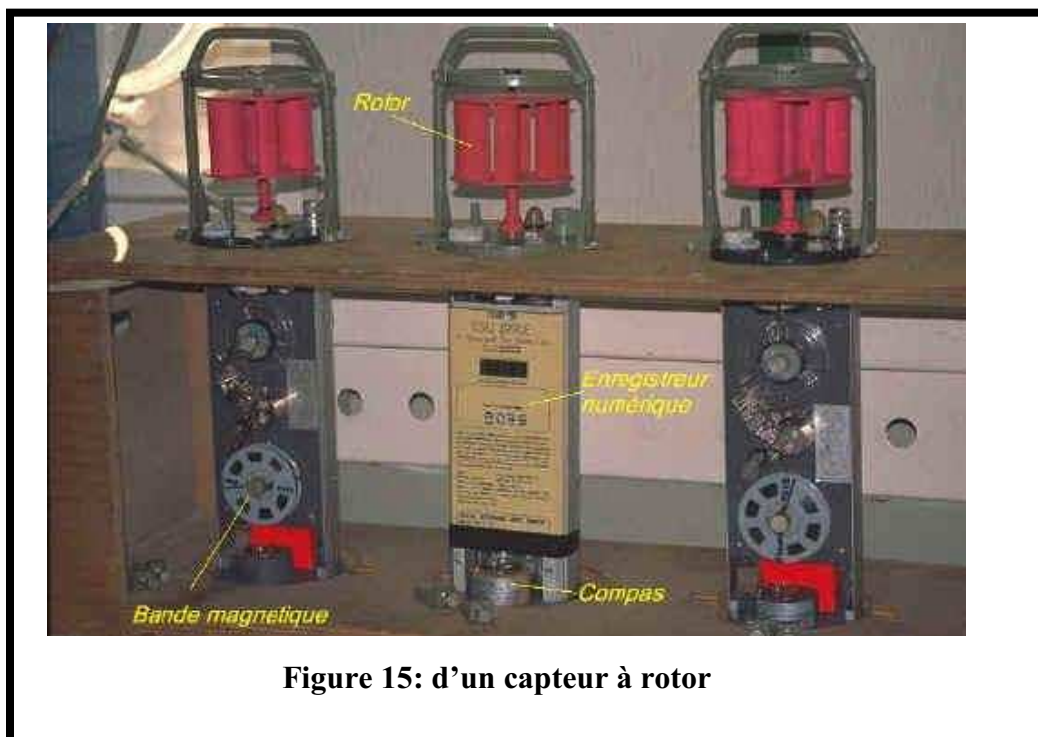


Figure 15: d'un capteur à rotor

2.5.1.1.2. Interrupteur à lame :

L'interrupteur à lame est constitué de deux lamelles en métal magnétique non rémanent sont placées dans l'axe d'une petite ampoule de verre de forme cylindrique aux extrémités arrondies (voir figure ci-dessous). Au milieu de l'ampoule, les 2 lamelles sont légèrement écartées l'une de l'autre. Lorsqu'elles sont soumises à un champ magnétique relativement important, elles s'aimantent et, en s'attirant, viennent en contact. Le contact ne s'établit pas franchement, il présente des rebonds pendant une durée environ 1 ms. Quand le champ magnétique passe en dessous d'une certaine valeur l'élasticité des

lamelles les écarte et le contact est interrompu.

En anglais ce composant s'appelle « Reed Switch » ce qui est souvent mal traduit en français par « relais Reed ».

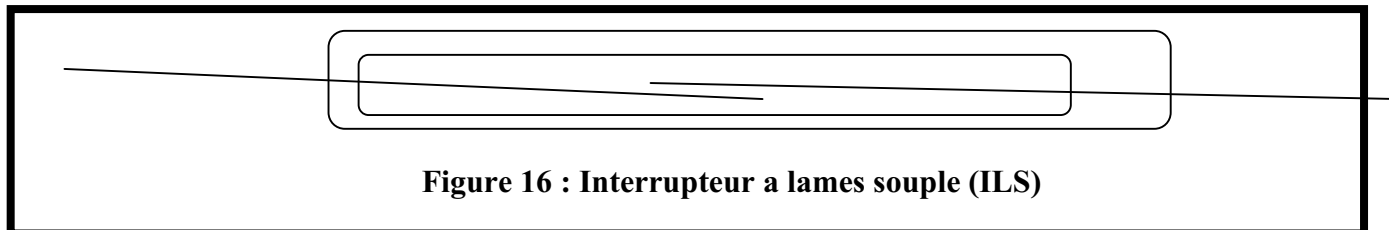


Figure 16 : Interrupteur à lames souple (ILS)

2.5.1.2. Les capteurs à effet Doppler (profileur de courant) :

Dans un premier temps un transducteur émet, suivant un axe horizontal, une impulsion sonore de fréquence F appelée «Ping». Par la suite cette impulsion va se réfléchir sur des particules se trouvant en suspension dans l'eau, si ces particules sont immobiles, le signal reçu par le transducteur à la même fréquence que celui qui a été émis.

Maintenant si les particules sont mobiles cela veut dire que si un courant marin éloigne ses particules la fréquence qu'elle reçoit est affectée du décalage Doppler, au fur et à mesure que la distance entre le transducteur et les particules augmente donc la fréquence du retour est doublement décalée. Suivant la formule suivante :

$$\Delta F_2 = 2FV / C \quad \text{D'où} \quad V = \Delta F_2 C / (2F)$$

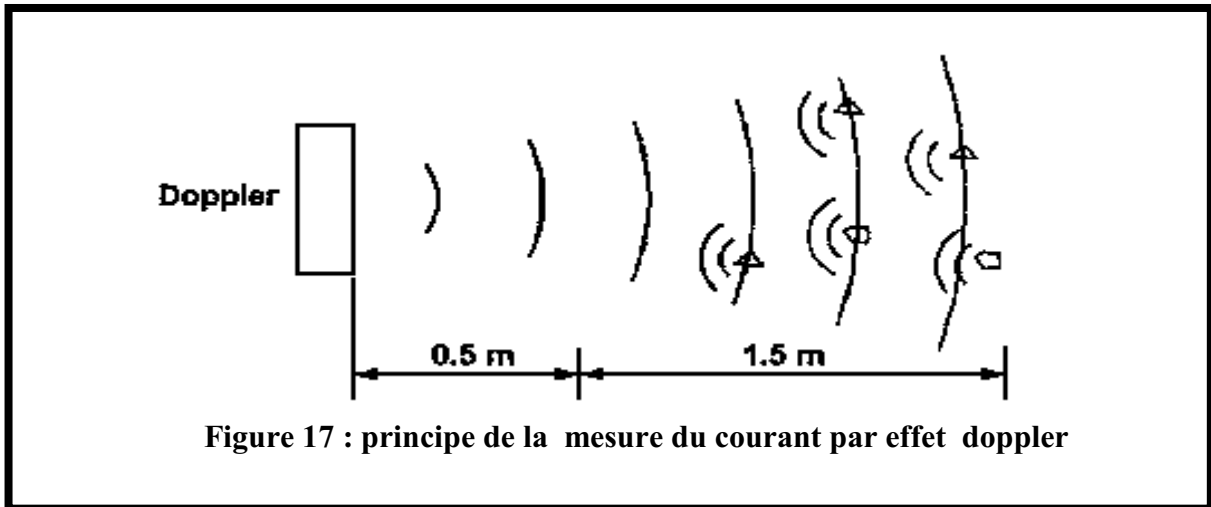
Il suffit donc, dans le plan horizontal, de mesurer ce décalage ΔF_2 suivant 2 axes normaux pour connaître la composante horizontale du courant. C'est le principe de mesure des capteurs de vitesse de certains courantomètres "à effet Doppler".

Exemple : RCM9 Aanderea

La mesure vectorielle du courant peut être obtenue en utilisant deux transducteurs émettant suivant deux axes horizontaux à 90° l'un de l'autre.

Mais pour avoir un capteur symétrique et de meilleure précision, le RCM9 utilise deux paires de transducteurs. Chaque paire émet suivant le même axe horizontal mais le premier transducteur émet dans un sens et le second dans l'autre. Les faces des transducteurs « voient » donc ce qui se passe des deux côtés comme le dieu romain Janus dont tête à deux visages opposés. C'est pourquoi cette disposition est appelée « Janus ».

Chaque transducteur, l'un après l'autre, émet un Ping de 2 MHz pendant 1 ms puis 0.67 ms plus tard il écoute le signal de retour (l'écho) pendant 1ms, ce qui permet de mesurer une composante du courant à une distance du transducteur comprise entre 0.5 m et 2 m. L'angle du faisceau sonore est de $\pm 2^\circ$.



Cet équipement se trouve sur un navire le plus fréquemment par rapport la vitesse du navire (vitesse relative)

2.6..L'oxygène dissous :

2.6.1. Solubilité et degré de saturation .UAO :

L'oxygène dissous après la température et la salinité est le paramètre océanographique le plus important. Les premières mesures ont été effectuées par des méthodes chimiques simples et rapides proposées en 1888 par Winkler dont elle nécessitent des prélèvements d'échantillons, et par la suite la détermination de l'oxygène s'effectue dans un laboratoire.

2.6.2. L'unité de mesure de l'oxygène dissous :

Les teneurs doivent être exprimées en moles de l'O₂ par kilogramme de solution mais selon un usage ancien, elles sont parfois encore exprimées en mg/l ou en ml /l.

Comme c'est le cas pour tous les gaz atmosphérique, la solubilité, ou saturation de l'oxygène varie avec la température et la salinité des eaux .pour une eau de salinité 35PSU, la solubilité d'O₂ est de 207µmol. kg⁻¹ à 25°C, et de 348 µmol. kg⁻¹ à 0°C.

La solubilité de l'oxygène peut être tirée de table océanographique ou calculée à partir d'algorithme, le fiable est celui de **Benson et Kra use (1984)** :

$$Ln \text{ } ^\circ C = -135,29996 + 1.572288 * 10/T - 6,637149 * 10^7 / T^2 + 1.243678 * 10^{10} / T^3 - 8.621061 * 10^{11} / T^4 - (0,020573 - 12,142/ T + 2,3631 * 10^3/T^2).S$$

T est la température thermodynamique et S la salinité pratique. °C la teneur en O₂ est en µmol .kg⁻¹

**Valeur de contrôle : pour T = 273,15 et S = 35 on doit trouver °C = 347 ,884225.*

2.6.3. Principe de fonctionnement d'un capteur d'oxygène :

Les procédés électrochimiques qui existent actuellement sont basées sur le principe polar graphique permettant ainsi la détermination rapide de l'oxygène dissous, doux leur intérêt par rapport a la méthode de Winkler, cependant cette méthode reste toujours utilisable pour étalonner les capteurs d'oxygène et contrôler leur fonctionnement.

2.7..Définition de la turbidité :

Le terme turbidité en océanographie permet de décrire l'apparence trouble ou laiteuse de l'eau de mer. En terme physique, la turbidité est due à l'absorption ou la diffusion de la lumière par des particules de différentes tailles, donnant ainsi au milieu en question une apparence trouble. La turbidité de l'eau vient de la présence de diverses matières en suspension telles que limon, argiles, matières organiques et inorganiques, plancton et autres micro-organismes.

2.7.2. Les différent procédés de détermination de la turbidité :

La turbidité est couramment définie comme la propriété optique qui fait que la lumière incidente est diffusée et absorbée plutôt que transmise en ligne droite. Ces phénomènes sont mesurés à l'aide de transmissiomètres, néphélomètres, fluorimètres. Les trans-missiomètres permettent de retrouver le coefficient d'atténuation du milieu. Les néphélomètres réalisent des mesures de l'intensité de la diffusion dans un angle déterminé, sachant que celle-ci n'est pas homogène dans toutes les directions. Les fluorimètres fournissent une évaluation du coefficient d'absorption par l'intermédiaire de la mesure de l'intensité lumineuse émise par certaines molécules lors qu'elles sont excitées à des longueurs d'ondes particulières. On trouve ces molécules dans le plancton ou les matières organiques dissoutes.

2.7.3.Les transmissiomètres :

L'atténuation d'un faisceau lumineux qui se propage dans un milieu marin, est du à la diffusion et à la l'absorption. Les transmissio-mètres sont des instruments qui tentent de mesurer ces pertes, quelles que soit leurs origines. Différentes méthodes peuvent être employées pour cela, la plus ancienne consiste à protéger un faisceau de lumière parallèle sur une distance de 10 a 100cm, au bout de laquelle on dispose une lentille qui permet de focaliser le faisceau sur une cellule photoélectrique, ce principe est une application directe de la relation suivante :

$$L_r = L_0 \cdot e^{-c \cdot r}$$

L_r : l'intensité transmise

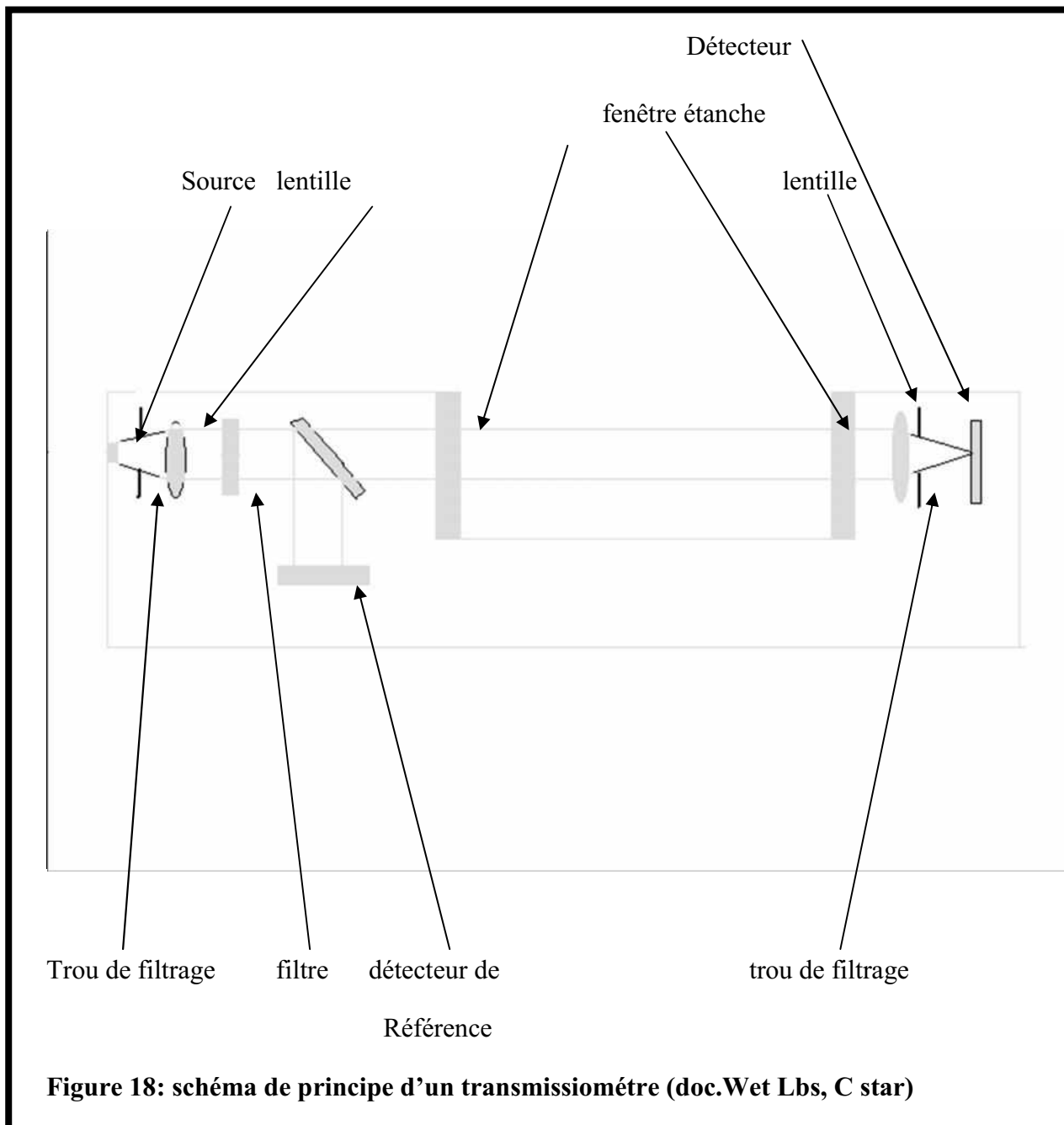
L₀ : l'intensité émise

R : l'épaisseur

$$C = C_0 + A_s + A_p + B_p$$

Dans cette expression c_0 est le coefficient d'atténuation de l'eau pure, a_s le coefficient de l'absorption des substances dissoutes, A_p celui des particules en suspension et B_p le coefficient totale de diffusion.

(Marc le Menn [page n°218](#) 2000)



La valeur du coefficient de l'atténuation de la lumière C est obtenue à partir d'étalonnage de l'instrument selon la formule suivante :

$$T_r = L/L_0 = e^{-c \cdot d}$$

T_r : l'amplitude de la lumière transmise

D : distance entre les deux fenêtrées

L : intensité transmise

L_0 : intensité émise

L'étalonnage se fait sur deux points en plaçant de l'eau distillé entre les fenêtres étanches, la tension V_{\max} est mesurée, par contre pour obtenir la valeur V_{\min} le récepteur est carrément obturé, et pour obtenir la valeur de la tension correspondante à la valeur de l'atténuation que l'on veut mesurer V_M suivant la relation suivante :

$$V_M - V_{\min} / V_{\max} - V_{\min} = e^{-cd}$$

2-3-3-4.les néphélomètres :

Les néphélomètres sont des instruments utilisés pour caractériser la dispersion de la lumière par les particules cette diffusion n'est pas homogène dans toutes les directions(Marc le Menn page n°219 2000)

La source d'énergie utilisée souvent pour certain instrument est une LED ce composant permet d'émettre une impulsion lumineuse dont la partie réfléchi, est ensuite plus facilement détectée par une photodiode l'intensité I_b qu'il mesure est proportionnelle à b_p qui est représentatif de la turbidité représentées dans la relation suivante :

$$I_b = K.b_p = \beta \theta . W(\theta) . \sin(\theta) . d(\theta)$$

$\beta \theta$: coefficient de délusion angulaire de délusion

K : coefficient de proportionnalité

$W(\theta)$: fonction de pondération

(Qui dépend du volume éclairé et du cône d'ouverture du détecteur)

3. L'océanographie spatiale :

L'océanographie spatiale désigne l'étude de l'océan par le biais de la télédétection spatiale pour la compréhension de phénomènes géophysiques de l'océan et de l'interface océan / atmosphère.

3.1. Les capteurs :

Ils permettent d'acquérir les données concernant les objets étudiés dans une bande donnée de longueur d'onde.

Les **capteurs actifs** sont à la fois émetteurs et récepteurs (ex : les radars, les lasers etc...) Ils produisent sa propre énergie pour illuminer la cible : il dégage un rayonnement électromagnétique qui est dirigé vers la cible .Le capteur actif à l'avantage de pouvoir prendre des mesures à n'importe quel moment de la journée ou de la saison.

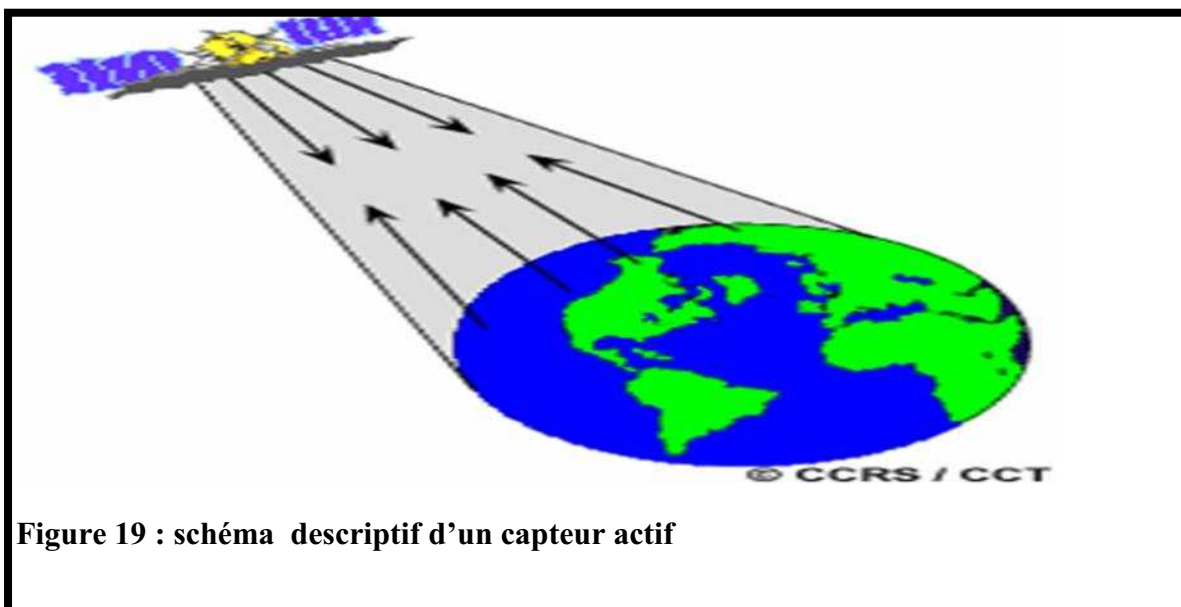


Figure 19 : schéma descriptif d'un capteur actif

Les **capteurs passifs** sont uniquement récepteurs (ex : radiomètres, caméras, spectroradiomètres, etc.), la source d'énergie est le plus souvent le soleil. Peut seulement percevoir l'énergie réfléchie lorsque le Soleil illumine la Terre.

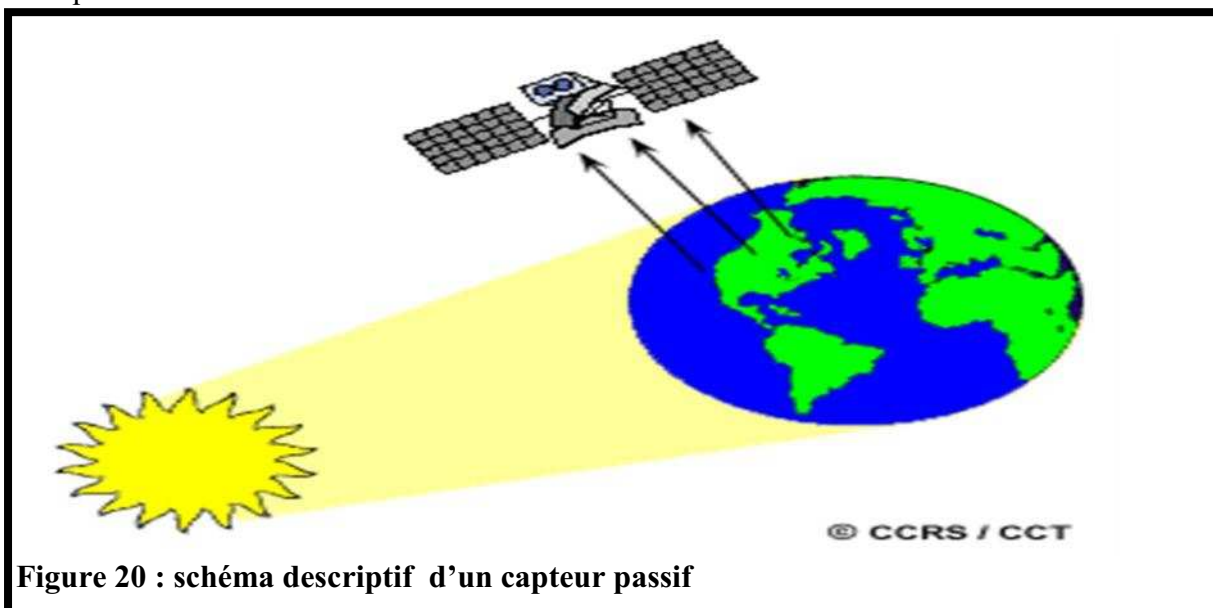


Figure 20 : schéma descriptif d'un capteur passif

3.1.1. Le principe de capteur :

Le principe est le suivant : à l'intérieur du *champ de vision*, les flux émis ou réfléchis par les objets situés dans l'élément de surface (*pixel*) défini par l'*angle solide* du capteur et par son *altitude* sont recueillis par les détecteurs puis enregistrés. Il correspond à la *résolution géométrique*.

On distingue les caméras utilisant des pellicules photosensibles, des systèmes non photographiques. Le principe de fonctionnement des capteurs non photographiques est le suivant :

- un système recevant le rayonnement du pixel et un télescope (objectif),
- une source de calibration et un spectromètre comprenant différents *détecteurs*,
- un amplificateur et un système d'enregistrement.

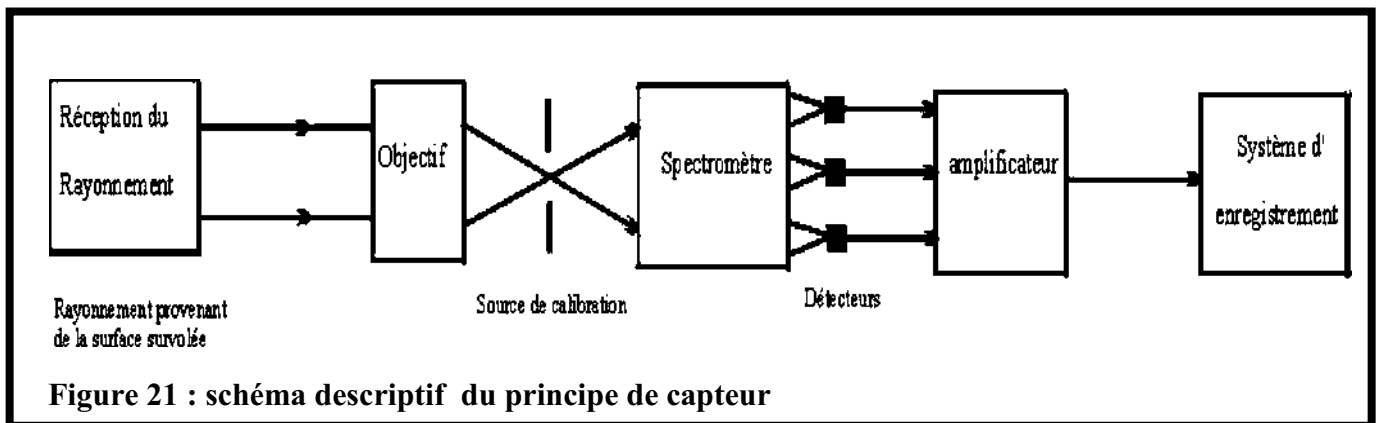


Figure 21 : schéma descriptif du principe de capteur

L'amplificateur est indispensable pour accroître le signal qui est le plus souvent très faible. Le signal reçu est transformé en signal numérique (par valeurs discrètes exprimées en nombre de bits : entre 6 et 12), par un système d'enregistrement qui varie selon les détecteurs

3.2. Altimétrie :

Histoire d'altimétrie :

Les premières tentatives pour le suivi des hydro systèmes continentaux basées sur la télédétection spatiale ont été développées à partir de capteurs optiques en estimant les changements des surfaces en eau à partir des séries d'images satellitaires prises avec quelques années d'intervalle. (Birkett, 2000).

Depuis 1973 les institutions comme la NASA, l'ESA et le CNES ont commencé à développer et mettre en orbite une succession de radars altimétriques à bord de différents types de missions scientifiques. Les dernières générations des radars altimétriques, comme ceux embarqués à bord des satellites Topex Poséidon T/P, ERS, Jason-1 et plus récemment ENVISAT, ont des niveaux de précision de quelques centimètres en terme de mesures de variation de la hauteur de grandes surfaces en eau.

Des niveaux de précision de cet ordre ont motivé les hydrologues à utiliser les données altimétriques comme complément aux données de mesures registrées in-situ pour le développement des modèles hydrodynamiques, et plus particulièrement, sur les zones de difficile accès.

Originellement conçue et développée pour l'étude des surfaces océaniques, l'altimétrie satellitaire s'est avérée être une technique pertinente pour le suivi des variations de niveau d'eau dans les grands bassins fluviaux en raison de sa couverture spatiale dense et homogène.

3.2.1. L'altimétrie satellitaire :

3.2.1.1. Le principe de l'altimétrie satellitaire :

L'altimètre émet une onde radar et l'analyse après réflexion sur la surface. La hauteur de mer est égale à la différence entre la **distance satellite-surface** (déduite du temps mis par l'onde pour faire l'aller-retour) et la position du satellite par rapport à une surface de référence arbitraire (l'ellipsoïde de référence). Des systèmes de localisation comme Doris permettent une précision extrême sur cette position du satellite en orbite. Il faut aussi tenir compte de la moindre perturbation subie par l'onde radar. La mesure de ces perturbations (par des instruments annexes, ou par l'utilisation de plusieurs fréquences), ou leur estimation par des modèles, permet de corriger la mesure

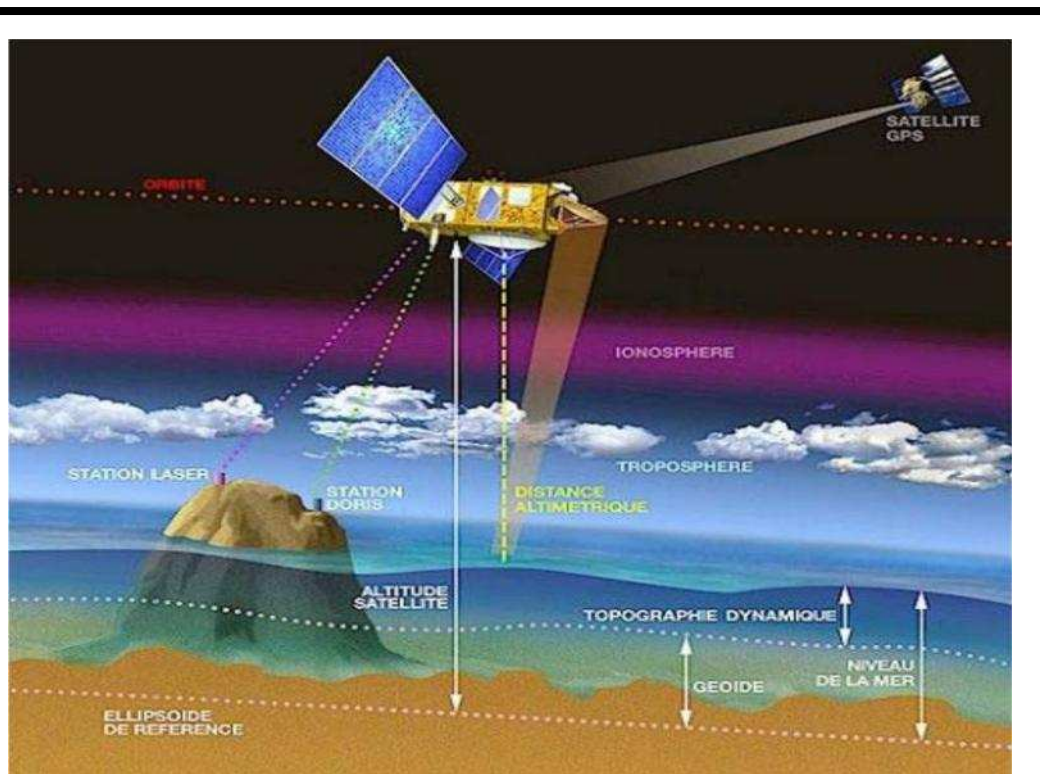
$$SSH = H - R.$$

SSH : le niveau des océans (sea surface height).

H : l'altitude du satellite par rapport à l'ellipsoïde de référence à une latitude et longitude données .

R : le range ou distance altimétrique

On notera que sur la figure 18, la grandeur h est en fait la somme de deux composantes: hauteur du géoïde hg par rapport à l'ellipsoïde de référence et une topographie dynamique qui se superpose au géoïde. En domaine océanique, la topographie dynamique qui traduit une élévation variable dans le temps et l'espace causée par divers phénomènes comme les marées océaniques, les courants, l'état de la mer, etc. Pour les eaux continentales, cette contribution, liée cette fois à l'hydrodynamique, est beaucoup plus faible, de l'ordre de quelques centimètres.



3.2.1. Figure22. Le principe de l'altimétrie satellitaire (source : AVISO)

Le géoïde est défini comme la surface équipotentielle du champ de gravité coïncidant avec le niveau moyen de la mer au repos. Ce géoïde est souvent à l'intérieur des reliefs donc il ne peut pas être mesuré directement en domaine continental, dans ce domaine le géoïde est estimé comme la somme de deux contributions, en fonction de leur longueur d'onde. A l'échelle globale, il est estimé à partir des perturbations d'orbite des satellites. La résolution de cette technique est actuellement de l'ordre de 400 km à l'équateur. A l'échelle locale, les ondulations du géoïde sont déduites de mesures d'anomalies de gravité et/ou de déflexions de la verticale. Le géoïde total est donné par addition de ces deux composantes. La meilleure solution actuelle de géoïde est celle obtenue par Tapley et al. (2004).

En hydrologie, la connaissance du géoïde est essentielle pour déterminer la force de gravité qui s'exerce effectivement sur l'eau en écoulement : cette force n'est pas la projection directe de la force de gravité sur la pente du relief mais la projection sur la variation d'altitude du lit du fleuve (élévation rapportée au géoïde).-1-

3.2.3. Les différentes missions d'altimétrie satellitaire.

3.2.3.1. La mission Topex/Poseidon

La mission TOPEX/Poséïdon (Zieger et al. 1991) est le résultat d'une coopération entre les équipes de la NASA aux Etats Unis et le CNES en France (figure 2-4). Lancé en août 1992, ce satellite a été placé sur une orbite à 1336 km d'altitude et 66° d'inclinaison. Le satellite couvre la quasi-totalité des océans avec un total de 254 traces espacées de 325 km à l'équateur. La tolérance pour la répétitivité géographique des traces est de ± 1 km de part et d'autre de la trace théorique.

Une description plus détaillée de ces instruments est disponible sur le site du projet AVISO

Le 15 septembre 2001 le satellite a été placé sur une nouvelle orbite. En effet il a été décalé une demi-orbite par rapport à sa position d'origine en laissant la place à la mission Jason-1. T/P a été définitivement arrêté en décembre 2005, soit après plus de 13 ans de fonctionnement.-1-

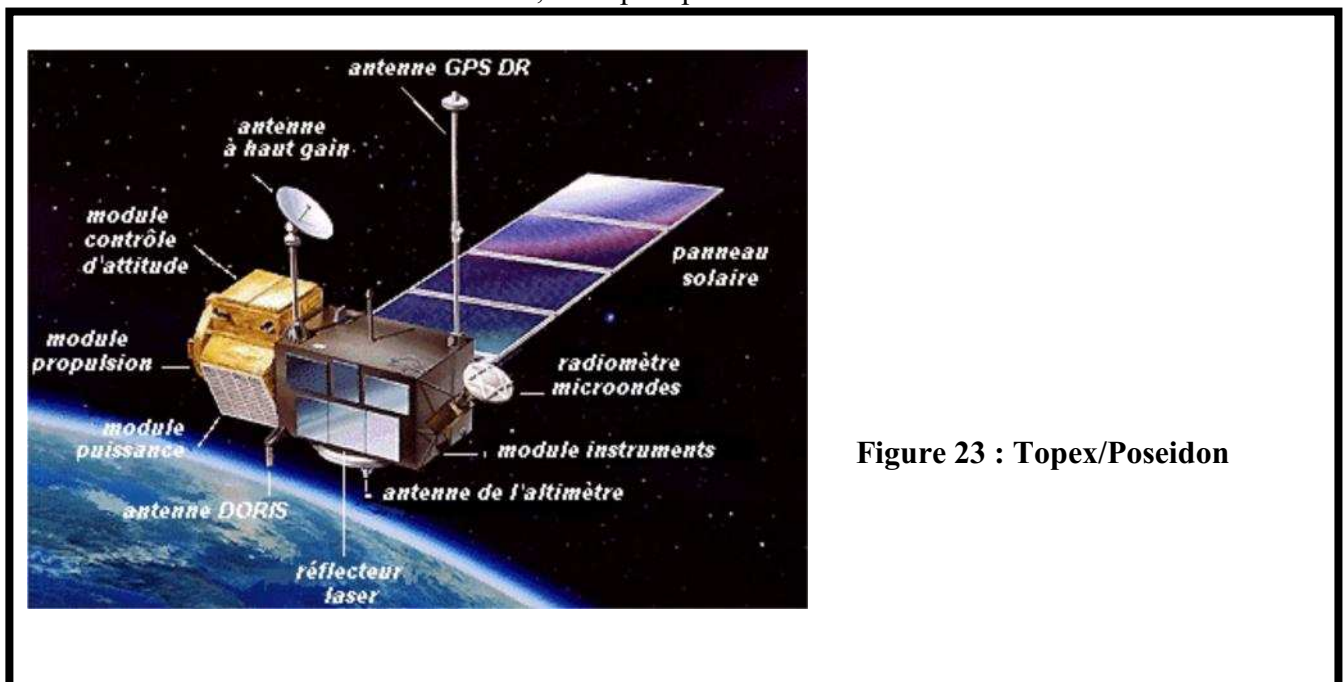


Figure 23 : Topex/Poseidon

3.2.3.2. La mission Jason-1

Le satellite de Jason-1 est positionné sur l'ancienne orbite de T/P, La mission Jason-1 a été lancée le 7 septembre 2001 .Elle reprend les mêmes caractéristiques d'instruments à bord et précision de mesures que T/P. Cependant, à la différence de T/P, la mission Jason-1 a été conçue pour des objectifs plus complexes dans les domaines de l'océanographie et les prévisions océaniques, la climatologie et les prévisions climatiques ainsi que pour la météorologie marine et physique.

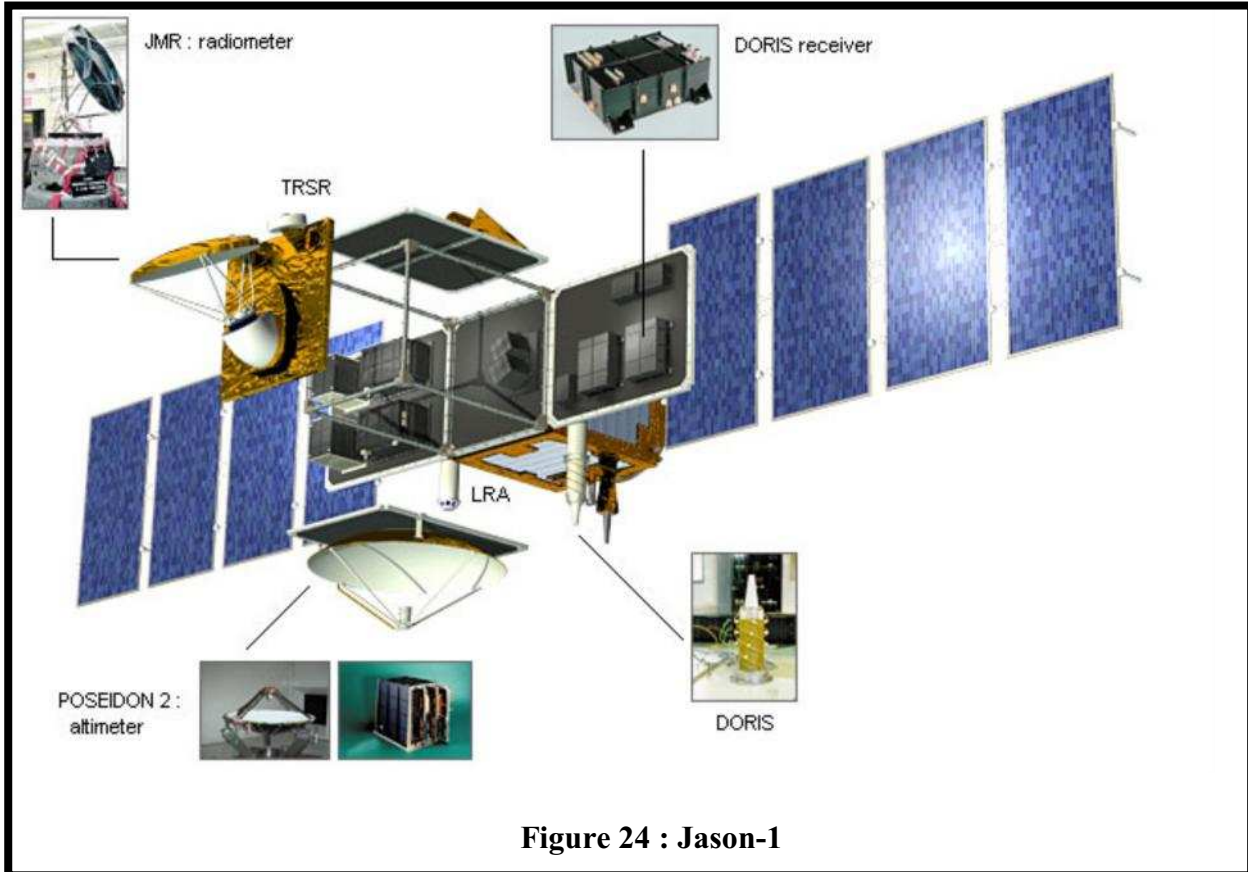


Figure 24 : Jason-1

3.2.3.2.1. Caractéristiques de Jason-1

Comme pour son prédécesseur Topex/Poseidon, l'orbite du satellite Jason-1 est optimisée pour satisfaire les contraintes d'une mission de circulation océanique globale :

- *L'altitude (1336 km) est assez élevée pour limiter les effets du frottement atmosphérique et filtrer une partie des irrégularités du champ de gravité terrestre, mais assez basse pour maintenir la précision des capteurs.

- * L'inclinaison (66 degrés) permet d'assurer une couverture de 90% des océans.

- *Son orbite est répétitive, en effet le satellite repasse sur les mêmes traces à mieux qu'un km près de manière cyclique tous les 10 jours environ, ce qui permet d'étudier la variabilité temporelle des champs de niveau de la mer.

Ses observations fournissent donc un échantillonnage homogène des océans, avec une distance inter trace à l'équateur d'environ 310km.-2-

3.2.3.3. Les missions ERS-1 et ERS-2

ERS-1 (*European Remote Sensing Satellite*) est le premier satellite européen équipé d'un radar altimètre. Il a été lancé le 17 juillet 1991 sur une orbite à 800 km d'altitude et une inclinaison de 98.5°. Les missions de ERS-1 et ERS-2 sont passées par des phases sont montrées dans la table :

Période	Durée de l'orbite	Caractères des phases
1	3 jours	Calibration et validation de chacun des instruments à bord
2	3 mois	Le satellite a suivi une nouvelle orbite de même répétitivité dont la période était accordée au sar
3	35 jours	caractérisée par une orbite répétitive de ; avec une inter-trace l'Equateur de 80 km, ce qui a permis d'enregistrer 18 cycles de mesures pendant 18 mois.
4	3 jours	Cette phase a précédé deux phases géodésiques pour lesquelles priorité était accordée à l'altimétrie dans le but de cartographier la géoïde marin. Ces deux phases correspondent à une répétitivité temporelle de 168 jours avec une inter-trace de 16 km à l'Equateur l'inter-trace réduit finalement de moitié compte tenu que la deuxième phase avait été décalée 8 km de manière à remplir les espaces laissés vides par la phase précédente.

Tableau 2 : résumé des caractères du ERS 1

Le satellite ERS-2 fut lancé le 21 avril 1995 pour suivre la même orbite que ERS-1 avec 24 heures exactes d'intervalle sur la trace au sol pendant un an. Le 10 mars 2000, l'ESA a perdu le contrôle définitif d' ERS-1 et c'est ERS-2 qui a poursuivi ses mesures sous les mêmes caractéristiques d'orbite, répétitivité et inclinaison. Des détails sur les caractéristiques de ces deux missions se trouvent sur le site de l'ESA.-3-

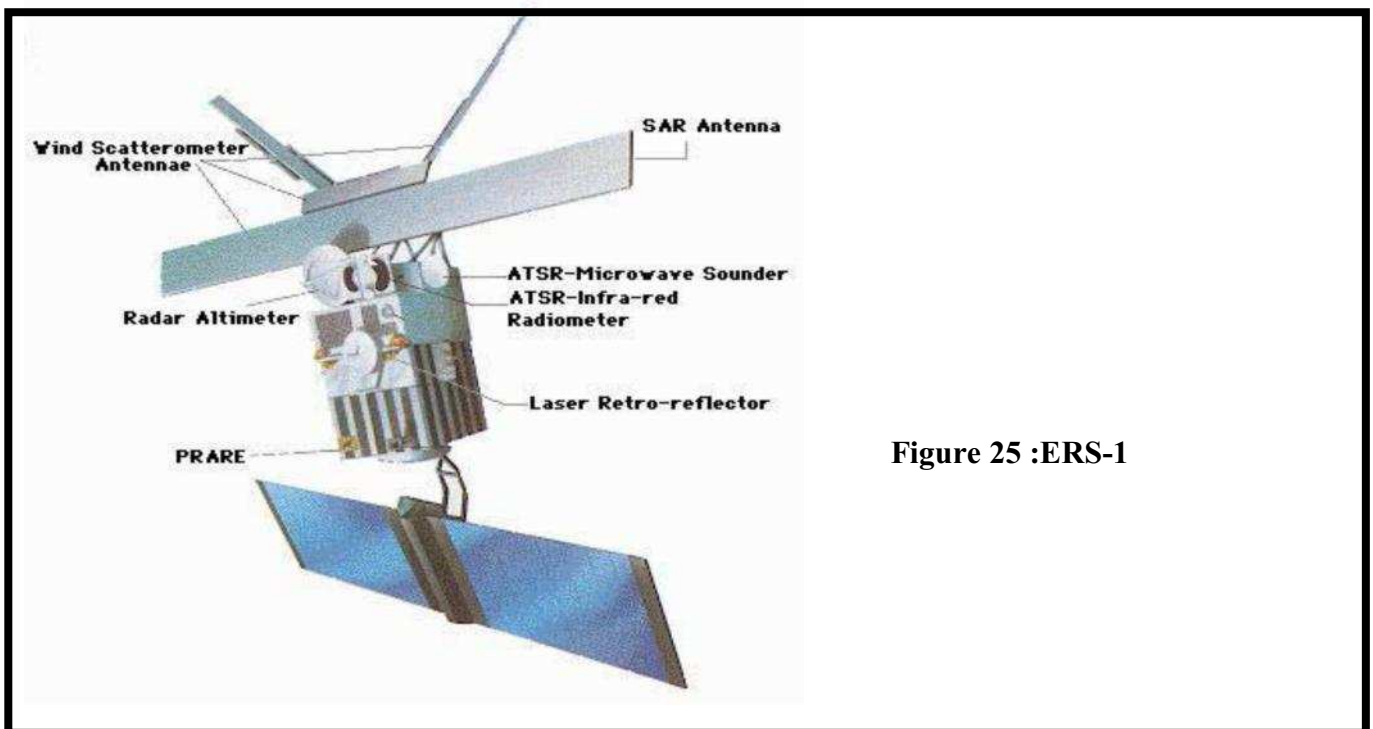
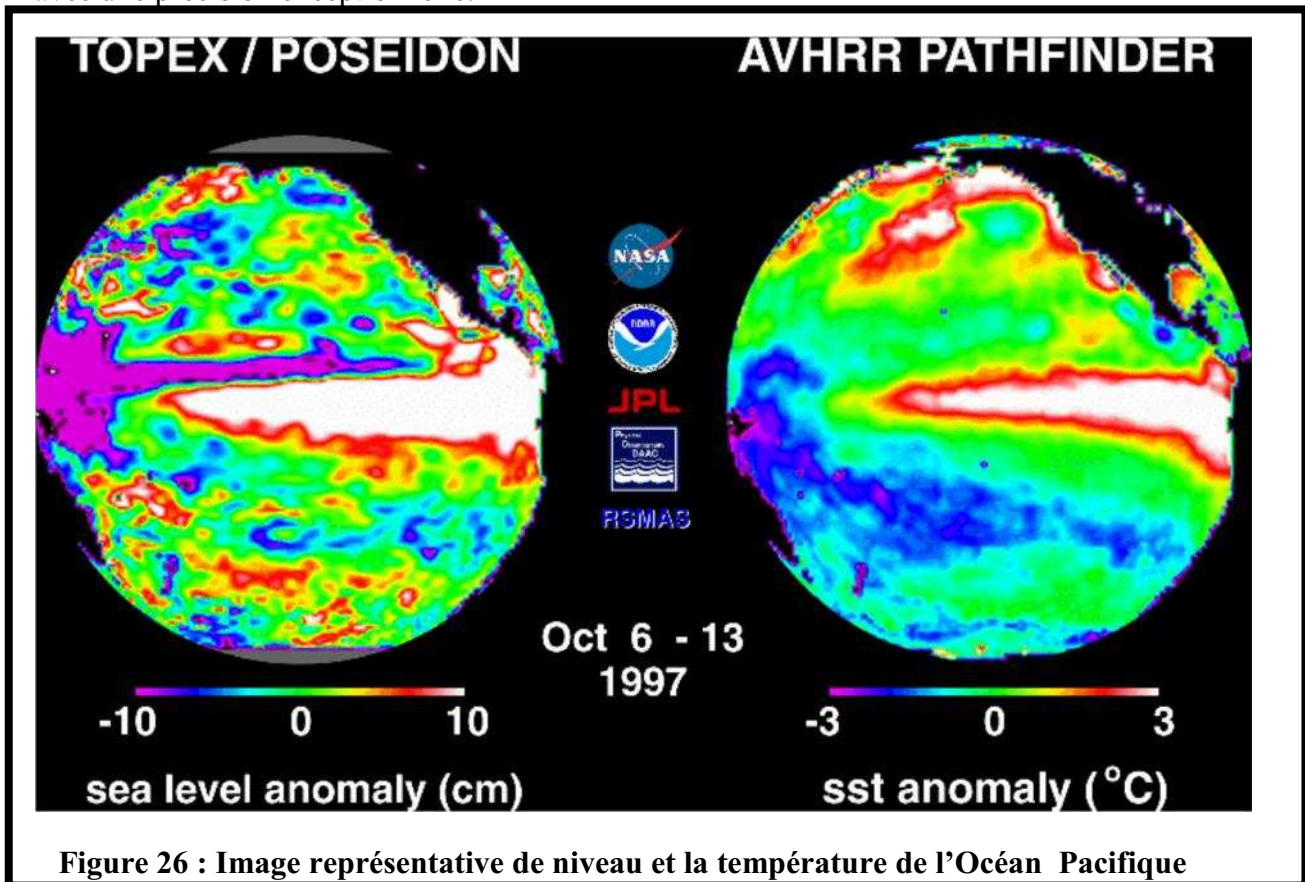


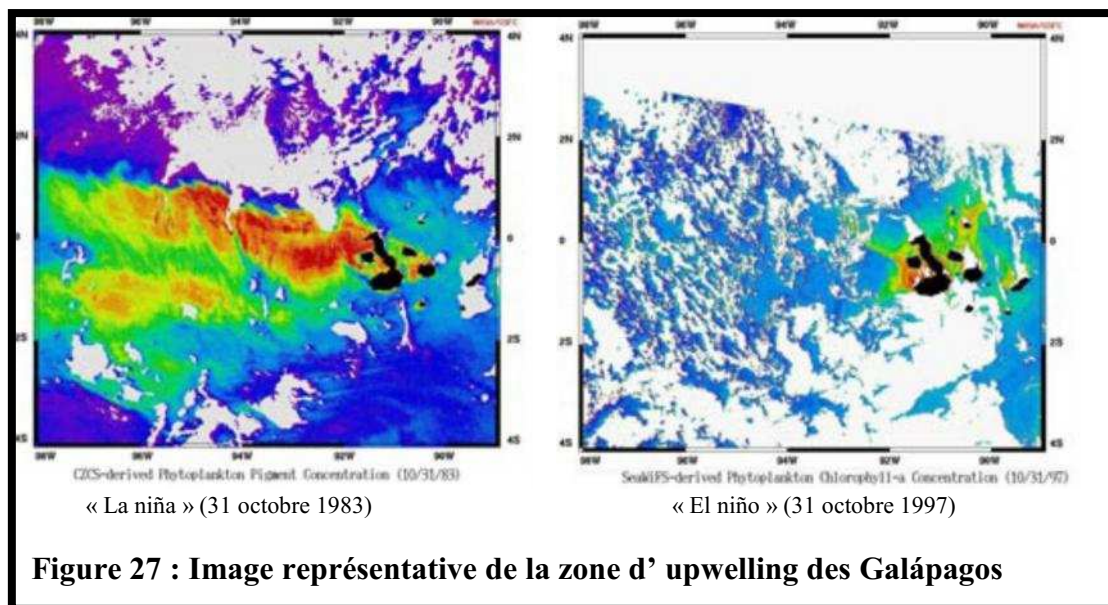
Figure 25 :ERS-1

3.2.4. Suivi du phénomène El-Niño par altimétrie radar et radiométrie thermique.

L'altimétrie radar fournit des données topographiques de précision sur la surface de la mer et ses variations ; celles-ci permettent, entre autres applications, de connaître la circulation océanique (courants marins). La mission satellitaire franco-américaine TOPEX-Poséïdon est la plus connue : les altimètres de TOPEX/Poséïdon mesurent le niveau de la mer, la hauteur des vagues et les vents sur les océans avec une répétitivité de dix jours. La position des satellites par rapport au centre de la Terre est connue avec une précision de 3 cm, ce qui permet des mesures de la topographie océanique avec une précision exceptionnelle.



Détection du phénomène El Niño en 1997 dans l'Océan Pacifique à partir des données topographiques de TOPEX-Poséïdon (anomalies du niveau de la mer élévation à l'ouest du bassin –à gauche-) et des données de températures de surface de la mer mesurées par radiométrie infrarouge (NOAA AVHRR –à droite-).



Zone de l'upwelling des Galápagos, en période « normale » (à gauche), et sous l'influence du phénomène El Niño (à droite). Images CZCS.

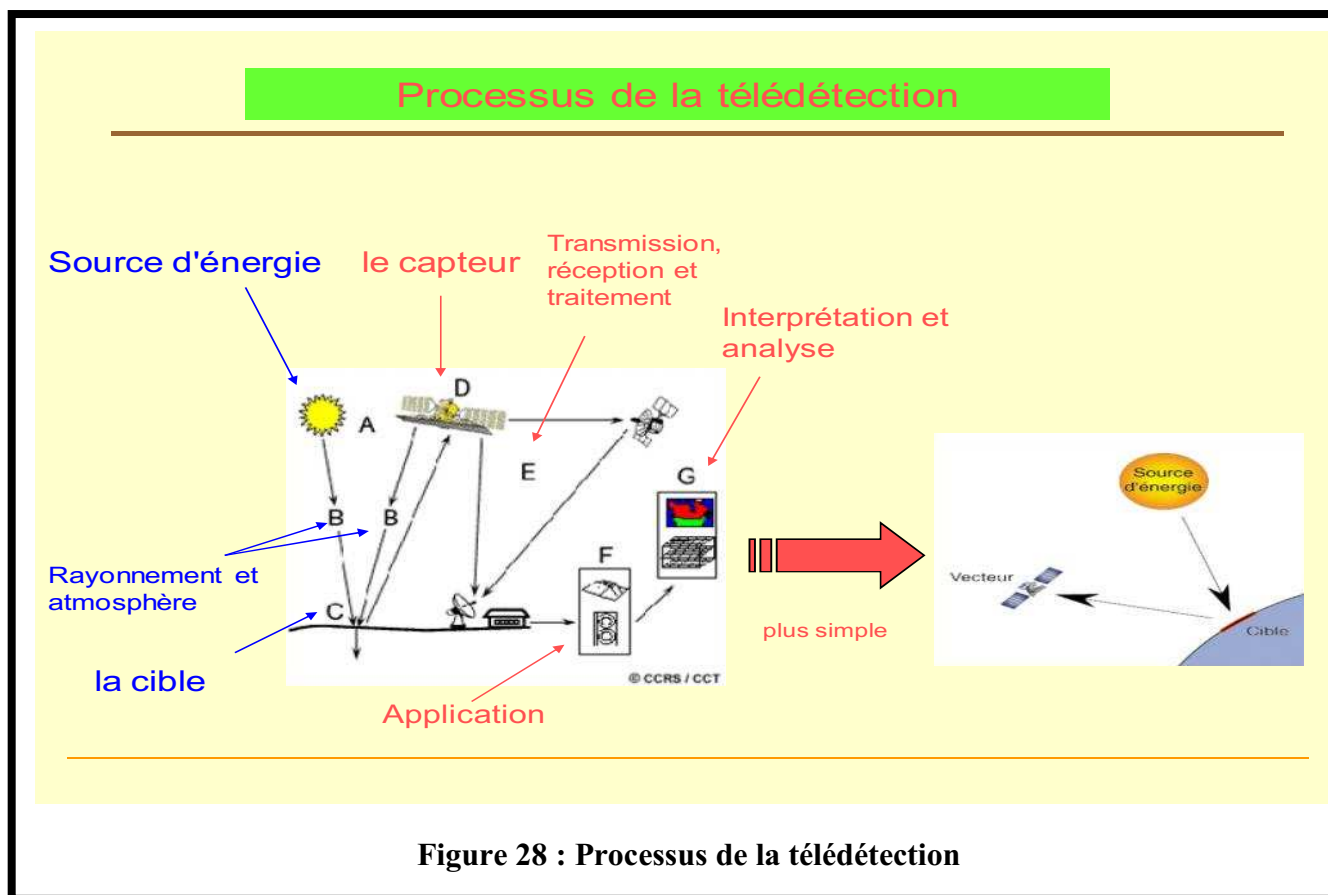
3.3. La télédétection :**3.3.1. Définition :**

Le mot télédétection, désigne l'ensemble des techniques qui permettent d'étudier à distance des objets ou des phénomènes. Le néologisme fait son apparition aux Etats-Unis dans les années soixante, lorsque des capteurs nouveaux viennent compléter la traditionnelle photographie aérienne. Le terme de télédétection peut être défini comme: Ensemble des connaissances et techniques utilisées pour déterminer des caractéristiques physiques et biologiques d'objets par des mesures effectuées à distance, sans contact matériel avec ceux-ci. »
Commission interministérielle de terminologie de la télédétection aérospatiale, 1988.

3.3.2. Historique de la télédétection**Tableau 3 : Historique de la télédétection**

Date	Les événements
1839-1844	Mise au point de la photographie (NIEPCE, DA Premières photographies aériennes réalisées depuis un ballon par G.F. Tournahon dit NADAR.GUERRE).
1856	Le même NADAR fait breveter l'installation d'une chambre photographique à bord de la nacelle d'un ballon pour la prise de photographies aériennes verticales.
1858-1898	LAUSSEDAT expérimente systématiquement l'utilisation de la photographie aérienne (ballon) en cartographie et met au point les méthodes de la photogrammétrie.
1909	Premières photographies depuis un avion (WRIGHT).
1914-1918	Utilisation intensive de la photographie aérienne comme moyen de reconnaissance pendant la 1ère guerre mondiale.
1919	Mise au point du premier restituteur stéréoscopique moderne (appareil de POIVILLIERS) pour l'utilisation des photographies aériennes en cartographie topographique.
1919-1939	Essor de la photographie aérienne pour la cartographie et la prospection pétrolière (Moyen-Orient).
1940	Apparition des premiers radars opérationnels en Grande-Bretagne (bataille d'Angleterre).

Depuis 1945	Développement continu de la photographie aérienne comme méthode opérationnelle de cartographie et de surveillance de l'environnement. Perfectionnement des appareils et des émulsions (infrarouge).
1957	Lancement de Spoutnik 1, premier satellite artificiel.
1960-1972	Développement parallèle de la technique des satellites et des capteurs (mise au point des radiomètres et radars imageurs).
1960	Lancement de Tiros, premier satellite météorologique équipé de caméras de télévision pour le suivi des masses nuageuses.
1964-1969	Embarquement d'appareils photographiques à bord d'engins spatiaux habités.
1972	Lancement d'ERTS, rebaptisé Landsat 1, premier satellite spécialisé de télédétection des ressources terrestres.
1974-1978	Mise en place, sous l'égide de l'Organisation Météorologique Mondiale, du réseau des satellites météorologiques géostationnaires.
1978	Lancement de Seasat, premier satellite spécialisé dans la télédétection de l'océan, équipé, entre autres capteurs, d'un radar.
1982	Apparition de la haute résolution spatiale pour l'observation de la Terre :
1986	lancement de Landsat 4, équipé du radiomètre « Thematic Mapper »
1991	Lancement de SPOT 1 (Système Probatoire d'Observation de la Terre), satellite français de télédétection. Début de l'exploitation commerciale des images (Société Spotimage).
1991	Mise en orbite et début de l'exploitation du satellite européen ERS-1, équipé de plusieurs capteurs passifs et captifs pour l'étude de l'environnement global de la planète.
1999	Lancement par la société privée Space Imaging Corp. du satellite IKONOS, offrant des images à très haute résolution spatiale (1 m).



3.3.3. Océanographie et études littorales :

L'océanographie est un domaine d'applications de la télédétection remarquable par la diversité des capteurs utilisables et des échelles de travail. Les 4 exemples qui suivent en sont l'illustration.

3.3.3.1. Mesure des températures de surface de la mer :

Les radiomètres infrarouges thermiques à bord de satellites météorologiques sont un outil précis pour la mesure des températures de surface de la mer. Sur une période assez longue, il devient possible de s'affranchir des nuages et de proposer des cartes sur de vastes surfaces. La précision de la mesure est de l'ordre de $0,5^{\circ}\text{C}$.

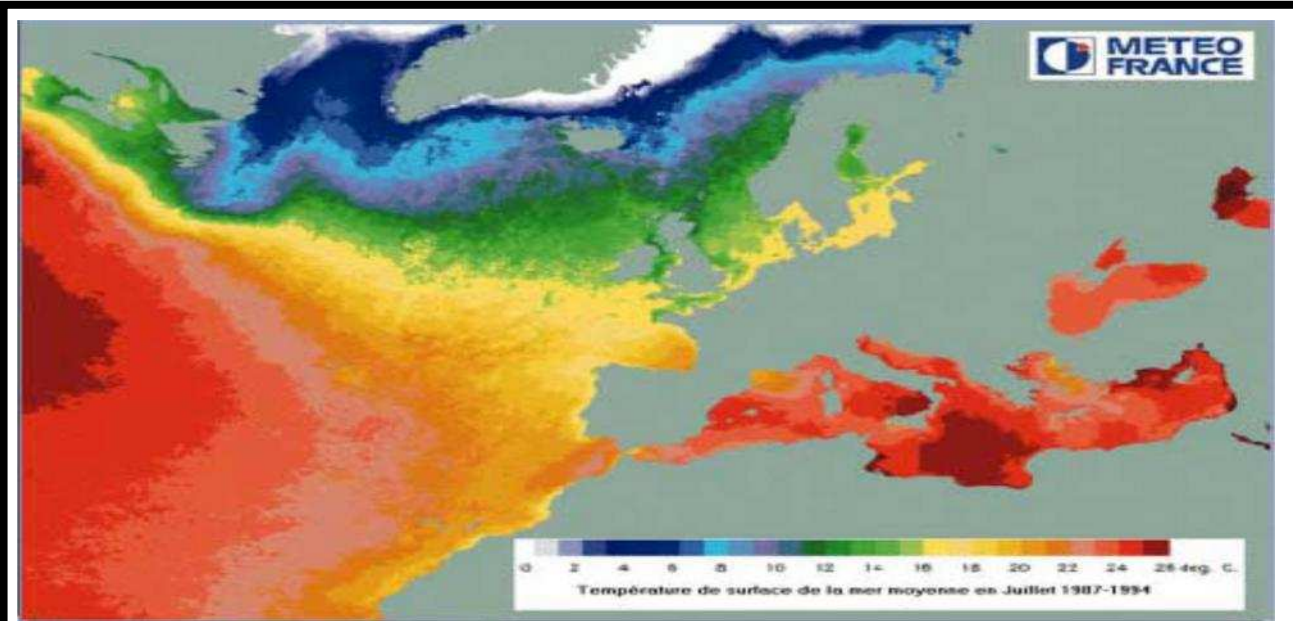


Figure 29 : Températures de surface de la mer sur l'Atlantique NE pour les mois de juillet 1987 à 1994. (Synthèse de données infrarouge thermique NOAA-AVHRR).

3.3.3.2. Les représentations de la température de surface de la mer obtenues par satellite :

A une température, on fait correspondre une couleur, ce qui permet d'obtenir une représentation colorée de la température de la surface de la mer.

Variabilité en surface

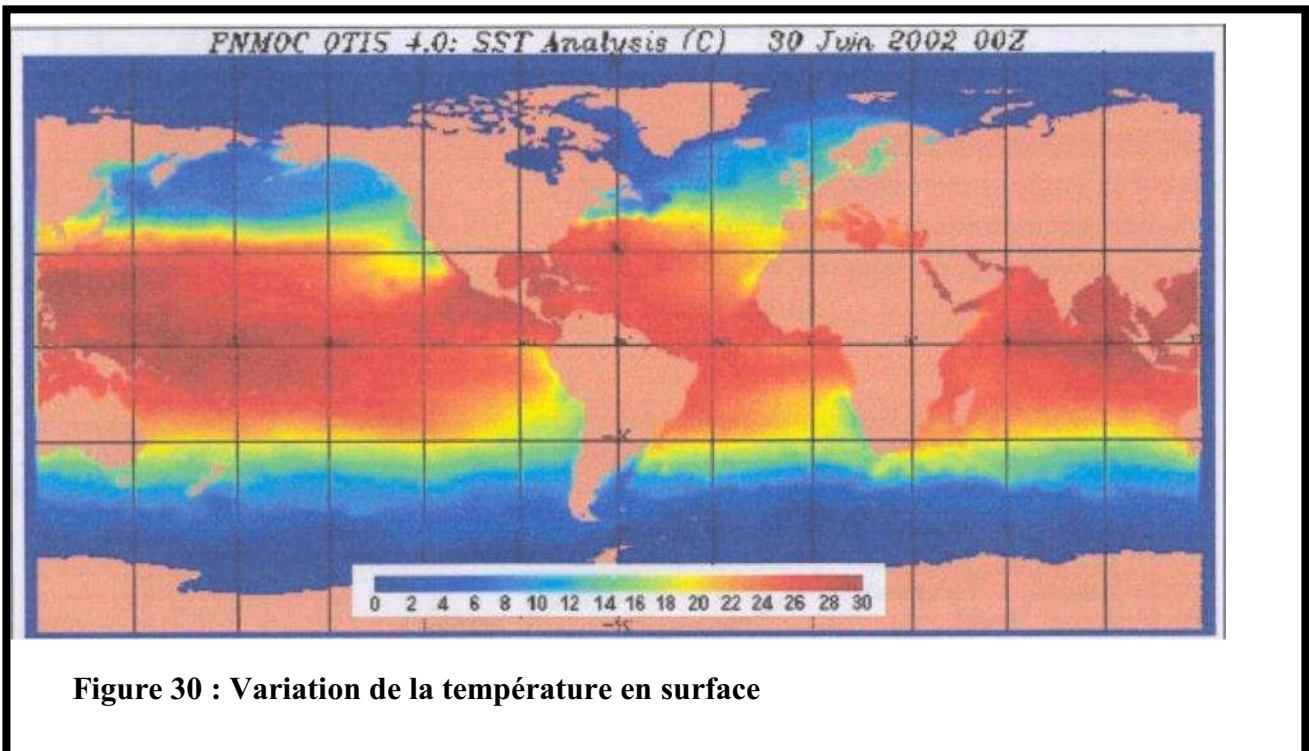


Figure 30 : Variation de la température en surface

En étudiant cette image, on constate que la variabilité de la température de surface de l'océan est essentiellement liée à la latitude. Un examen plus attentif permet cependant de repérer quelques

« anomalies », telles que les eaux « chaudes » sur l'atlantique nord-est, des eaux plus froides sur les la côte ouest des Etats-Unis, la côte du Chili, de la Mauritanie et de l'Afrique.

3.3.3.3 Télédétection de la salinité de surface :

La densité en constituants ioniques d'un volume d'eau de mer influence naturellement ses caractéristiques diélectriques. En particulier, la conductivité, le taux de relaxation des charges à une excitation externe et les propriétés électrostatiques de ce volume sont modifiés en fonction de la salinité. Le constant diélectrique de l'eau de mer étant fonction de ces paramètres, elle est donc également dépendante de la salinité S . Elle est aussi dépendante de la température T de l'eau de mer et de la fréquence électromagnétique f , selon des lois d'évolutions connues empiriquement (Klein and Swift, 1977). L'idée est donc d'utiliser un capteur électromagnétique à une fréquence f pour laquelle la constante diélectrique de l'eau de mer montre une sensibilité maximale avec la salinité. Des mesures auxiliaires seront nécessaires pour déterminer la température de surface T au lieu de la mesure. Les études expérimentales montrent que cette fréquence se situe dans la bande L des micro-ondes (longueur d'onde électromagnétique décimétrique de l'ordre de 20 cm, $f=1.4$ GHz).

Un des capteurs le plus approprié pour mesurer les variations de la constante diélectrique avec la salinité est le radiomètre micro-onde en bande L. Les autres techniques de télédétection (radiométrie à plus haute fréquence, télédétection optique, télédétection Active, ...) sont moins adaptées en raison de leur forte sensibilité à la couverture nuageuse et/ou à d'autres facteurs (tels que la rugosité, les effets ionosphériques, les contaminations par des réflexions solaires sur la mer, ...).

Cependant, si les radiomètres en bande L sont les capteurs spatiaux disponibles les plus sensibles à la salinité, leurs mesures sont aussi fortement perturbées par d'autres facteurs dont il faut évaluer l'importance. Ainsi, la sensibilité de la température de brillance en bande L à la salinité est au mieux (eaux chaudes autour de 30°) : $\Delta T_B / \Delta S = 1K / \text{psu}$, elle chute à $0.5 K / \text{psu}$ à 10°C et atteint $0.25 K / \text{psu}$ dans les mers arctiques autour de 0°C . Ainsi, mesurer la salinité dans les mers chaudes avec une précision de l'ordre de 0.1 psu nécessite des mesures radiométriques ayant une précision meilleure que $0.1 K$. Cette précision ne peut-être atteinte que si l'influence des autres effets comme par exemple les variations de température, la présence d'une rugosité directionnelle et multi-échelle, de cellules d'eau de pluies, d'écume, de perturbations ionosphériques, etc...est bien modélisée et évaluée lors des mesures.

3.3.3.4. Turbidité océanique en zone côtière.

Les radiomètres optiques opérant dans les longueurs d'onde du visible enregistrent les réflectances de la surface marine (« couleur de l'océan »). Le traitement de ces données permet de quantifier certaines caractéristiques des eaux de surface, en particulier la teneur en matière en suspension (turbidité) et en chlorophylle (phytoplancton). Les mesures ainsi acquises sont d'une grande utilité dans le suivi des courants, de la pollution et de la productivité biologique des eaux côtières.

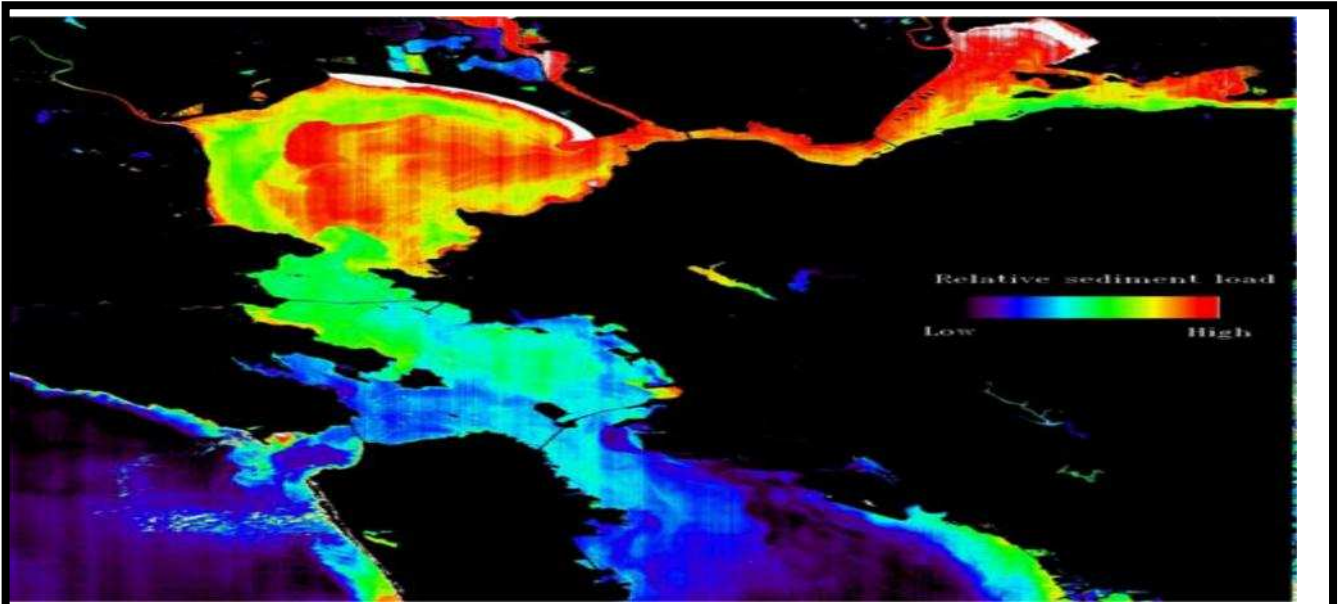


Figure 31 : Turbidité océanique en zone côtière.

La charge sédimentaire des eaux côtières dans la Baie de San Francisco mesurée à partir des données du radiomètre ASTER-TERRA.

3.3.4. Les mesures satellitaires :

Le comportement de l'océan est très proche de celui du corps noir, car son émissivité spectrale moyenne est de l'ordre de 0,95. Pour mesurer la température de surface des océans, on va effectuer des mesures du rayonnement émis par la surface de l'océan, des mesures radiométriques.

L'utilisation de détecteurs sensibles aux rayonnements dont la longueur d'onde est de l'ordre de 10 μm permet de détecter l'émission propre de l'océan et d'accéder à sa température de surface.

3.3.4.1. Les satellites mesurant la température de surface des océans

Des satellites géostationnaires (dont l'orbite est située dans le plan de l'équateur, à une altitude de 36000 km) tels que les différents METEOSAT (ESA) aussi bien que des satellites défilants (dont l'orbite quasi polaire peut être comprise entre 800 et 1000 km) tels que les satellites NOAA (USA), ENVISAT (ESA)... sont chargés de ces mesures.

3.3.5. Caractéristiques des capteurs de télédétection :

3.3.5.1. Résolution spatiale :

Métrique, décimétrique, hectométrique, kilométrique

3.3.5.2. Résolution spectrale :

Fréquence de passage : horaire, journalier « mensuel »

Avantage :

-Précision de 10 cm

- Une image synoptique (globale)
- Suivie des différents phénomènes et prendre les décisions

Inconvénient:

- Coût élevé

4. Les sous-marins autonomes :

Un sous-marin autonome est un véhicule qui permet à l'homme d'effectuer des tâches dans des endroits inaccessibles. Cet engin est caractérisé avant tout comme son nom l'indique par l'autonomie. Il est préprogrammé et il n'a aucun lien physique avec la surface c'est-à-dire sans câble le reliant à la terre.

L'AUV (Autonomous Underwater Vehicle) est ainsi capable de connaître à l'aide de multiples capteurs sa position et par conséquent pouvoir naviguer vers la cible programmée. Il peut donc effectuer sans opérateur les missions qu'on lui demande. La place à l'intérieur d'un AUV est assez comptée. Les logiciels prennent donc de plus en plus d'importance. L'opérateur prépare la mission avant sur un logiciel et pendant celle-ci les capteurs renvoient les données (positionnement, informations diverses demandées...) à un autre logiciel qui les analyse et les mémorise. Les AUV ne sont pas encore très répandus, cependant leur utilisation peut devenir de plus en plus importante et surtout permettre un coût inférieur qu'avec d'autres engins. Certains AUV ont déjà des spécificités bien précises telles que la cartographie...

On doit ce concept aux Américains Henry Stommel et Dought Webb qui ont conçu le 1er prototypes de glider dans les années 1980, ce planeur s/m se compose d'un flotteur orientable a distance et capable de réaliser des plongées 1500 m de profondeur.

Ces déplacements verticaux sont possibles par variations de sa flottabilité.

4.1. Principe de fonctionnement d'un sous-marin en général

Un sous-marin (civil ou militaire) obéit à deux principes : les principes d'Archimède et de Pascal. Ces derniers s'appliquant à tout corps immergé, on peut les énoncer comme suit :

4.1.1. Principe d'Archimède

« Tout corps plongé dans un liquide reçoit de la part de ce liquide une poussée verticale dirigée de bas en haut, égale au poids du volume de liquide déplacé. »

Pour plonger, le sous-marin doit donc se remplir d'eau (il remplit entièrement ses ballasts)

Pour faire varier son poids. Si le poids du sous-marin est inférieur au poids en eau du volume, il flottera comme un bateau.

On règle donc son poids pour descendre comme on veut.

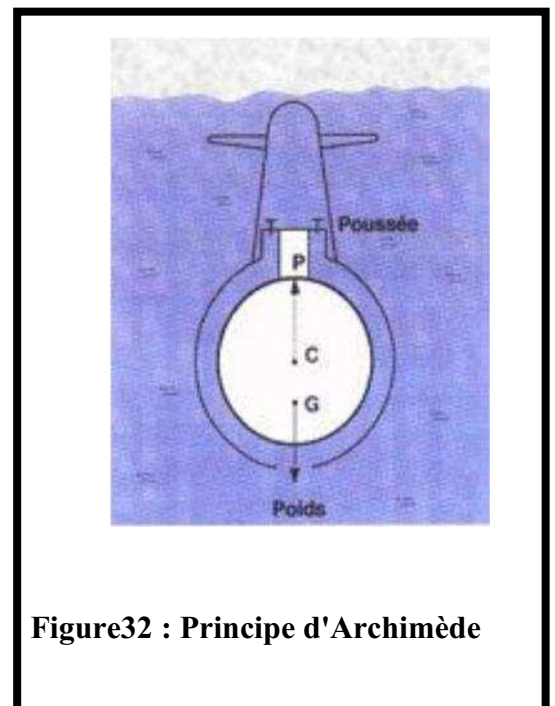


Figure32 : Principe d'Archimède

4.1.2. Principe de Pascal

« Sur la surface d'un corps immergé, s'exerce une pression, en bars, perpendiculaire à cette surface, dirigée vers l'intérieur et égale au nombre de dizaines de mètres d'immersion. »

La coque d'un sous-marin est soumise à une pression croissante avec l'immersion qui tend à écraser la coque, pour cela on doit faire attention à l'épaisseur de la coque. Celle-ci est fonction de l'immersion maximale prévue. Il faut environ augmenter l'épaisseur de 10 mm pour descendre et donc gagner 100 m d'immersion.

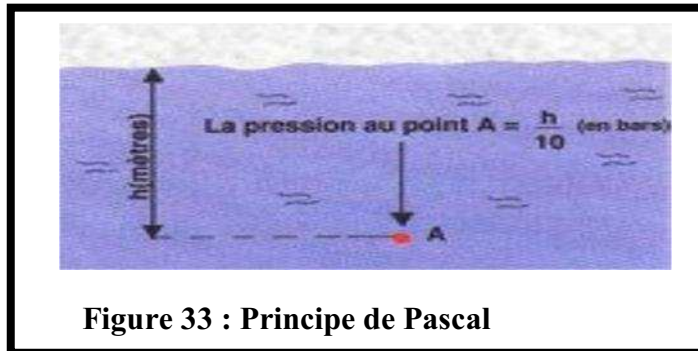


Figure 33 : Principe de Pascal

4.2. Fonctionnement d'un sous-marin autonome :

5.2.1. Description

L'AUV s'agit donc d'un véhicule sous-marin autonome. Il est contrôlé à partir d'un navire océanographique côtier ou autre bateau. Il est aussi optimisé pour fournir des données à très faible prix. Il est conçu de manière modulaire afin de pouvoir effectuer la cartographie haute résolution des fonds marins par exemple.

Avant chaque plongée, il est programmé en fonction de la charge utile dont il est équipé, des Trajectoires et conditions de l'opération (en particulier la météo et les courants), en tenant compte aussi du type de bateau-support utilisé.

L'AUV est conçu pour répondre aux besoins d'observation et d'évaluation des ressources dans différents types de mission telles que les grands fonds (jusqu'à 1500 mètres) et les petits fonds (jusqu'à moins 20 mètres).

Les AUV dits de « surveys » permettent d'effectuer à peu près toutes les mêmes opérations, Même si ils peuvent avoir un design et une masse très différents. Les opérations essentielles pour obtenir les données voulues sont appelées couramment « survey ». Par exemple, les données que l'on veut acquérir grâce à un « survey géophysique », sont des images diverses du sol.

A l'extérieur, les masses varient entre 100 et 6000 kg. La coque peut avoir une structure de Type « plate-forme » ou, plus couramment, de type « torpille ». On peut les classer suivant deux types :

- Les compacts (inférieurs la plupart du temps à 2000 kg) qui ont d'énormes contraintes du Point de vue de la place, de l'aménagement intérieur qui est assez inévitable et figé.
- Les modulaires pour lesquels on peut choisir des capteurs d'études.

Un agrandissement de la taille des batteries, pour des missions particulièrement longues, est Généralement faisable. Cependant, l'énergie n'est jamais illimitée, c'est maintenant l'une des Principales difficultés. Un autre gros problème concerne le transfert de l'AUV sur son lieu

d'opération. Il est réalisé à l'aide des lignes aériennes classiques, les coûts sont donc très élevés. En ce qui concerne le déploiement et la récupération, différentes méthodes ont été mises au point. Même

si les compagnies tentent de simplifier cette activité, elle reste encore assez difficile, lorsque les conditions de mer se dégradent, principalement lors de la phase de récupération.

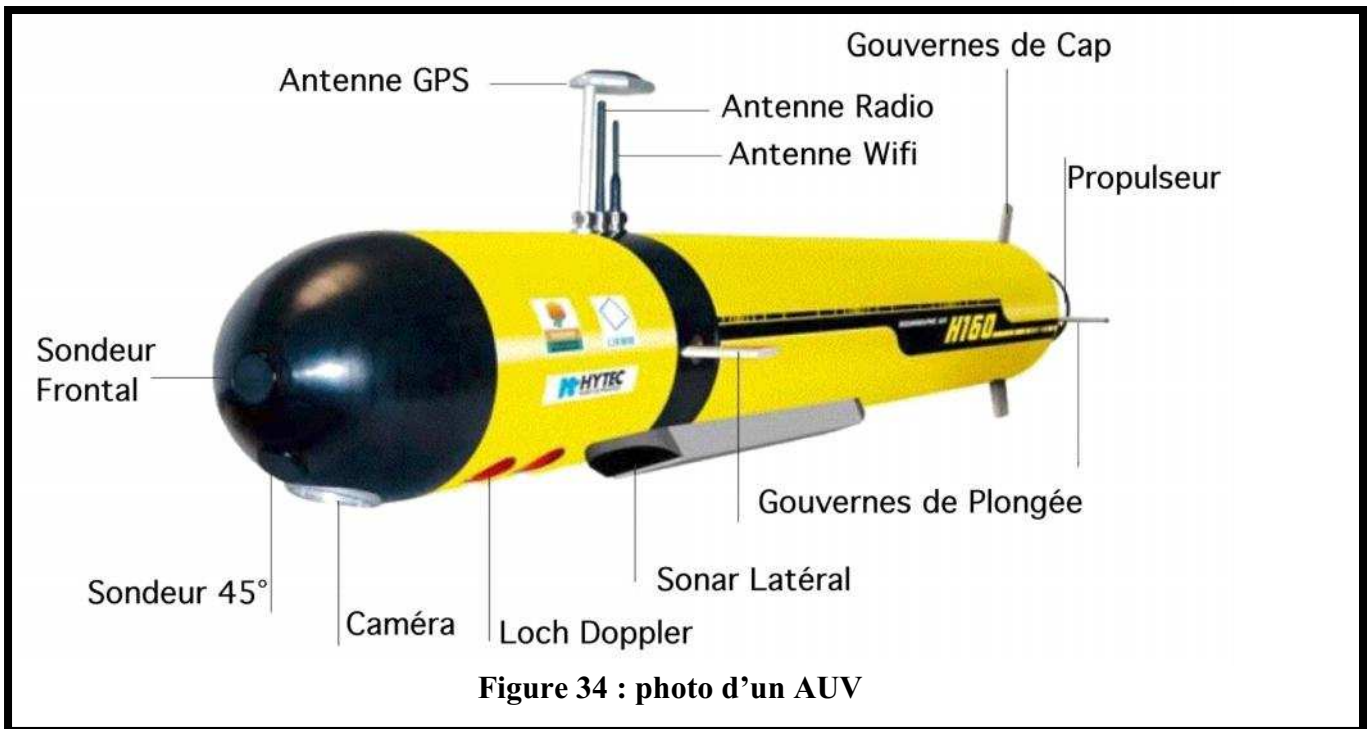


Figure 34 : photo d'un AUV

5.2.2. Structure mécanique :

La torpille est un véhicule de forme cylindrique comme montrée sur la Figure. Sa structure est Principalement composée d'aluminium avec un diamètre de 20cm et 1,80m de longueur.

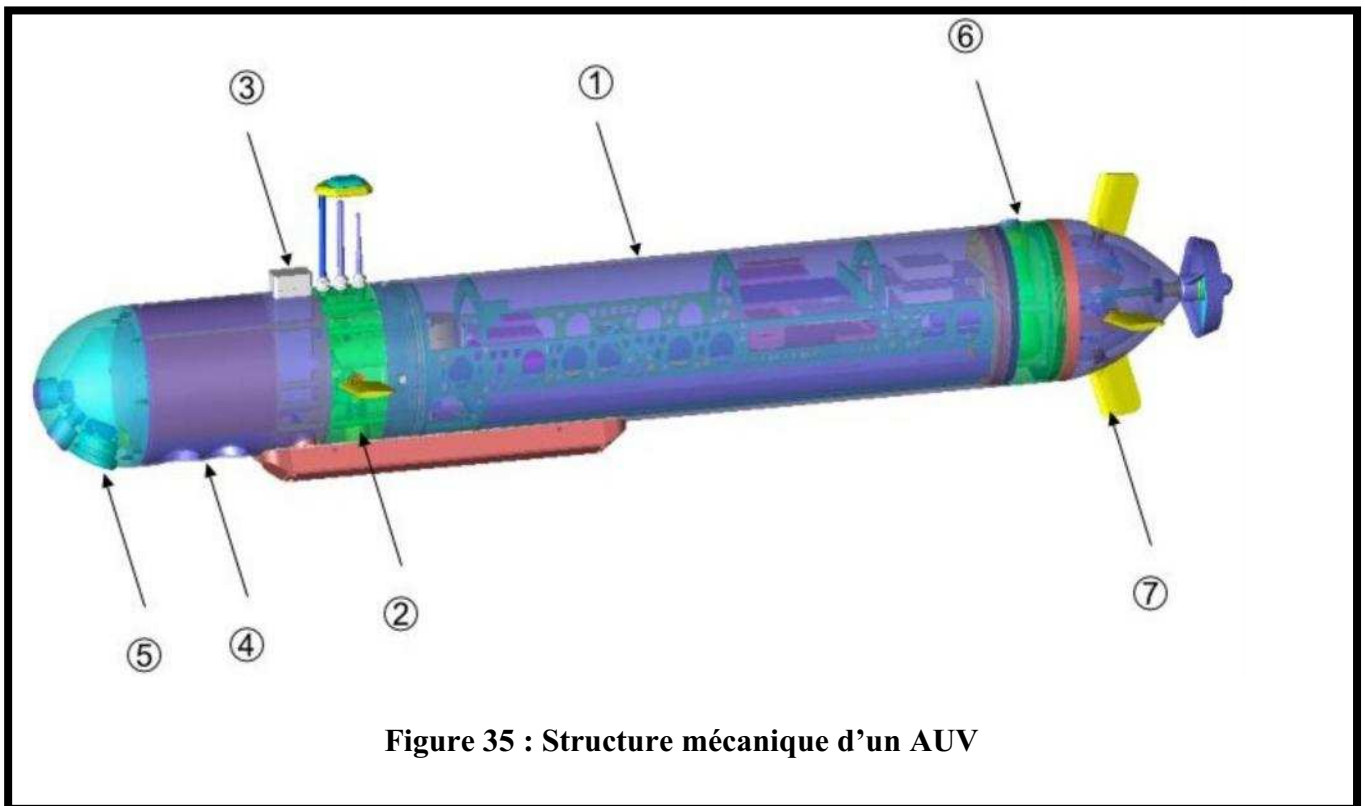


Figure 35 : Structure mécanique d'un AUV

Nous pouvons détailler le prototype en 7 parties:

1. Le compartiment 'électronique, composé de 2 'étages, est la partie principale. Le premier étage accueille la batterie, tandis que le second est composé de toutes les cartes embarquées (capteurs, puissance, pc, ...). Cette partie est 'évidement 'étanche;
 2. Cette section, 'étanche 'également, est constituée des antennes GPS, Radio et Wifi, mais aussi des gouvernes de plongée avant;
 3. Le capteur CTD et le scanner latéral sonar sont dans une partie humide;
 4. Le Loch Doppler est situé dans une partie étanche;
 5. Le nez du véhicule, également étanche, comprend la camera CCD et 2 sondeurs;
 6. Derrière la partie principale, nous trouvons les capteurs de pression et un pinger acoustique de secours dans une partie humide;
 7. Enfin, le propulseur, les gouvernes de cap et de plongée, constituent la partie arrière.
- Un tube en aluminium vient 'étanchéifier la partie principale. La partie arrière, elle, est simplement vissée sur ce tube afin de permettre un accès facile et rapide aux batteries.

4.2.3. Fonctionnement d'un AUV :

Les ROV, quant à eux, fonctionnent surtout en mode guidage alors que les AUV fonctionnent habituellement en mode navigation, avec trois options :

- En autonomie totale sans lien avec la surface. On ne peut donc pas contrôler la qualité durant la durée de l'opération. Ce procédé doit être utilisé uniquement dans des cas très spécifiques, peu adaptés au « survey ».
- En autonomie mais avec un suivi à partir de la surface.
- En liaison avec la surface avec communications dans les deux sens.

Le facteur important qu'est l'énergie pose la question : Tracté ou autonome ?

L'engin autonome est d'un point de vue logistique la solution la plus satisfaisante, bien que l'engin tracté soit la solution la plus réaliste.

4.3. L'utilisation Des AUV :

Un AUV est un engin capable d'aller à des endroits inaccessible à l'homme. Il peut aussi grâce à des appareils de mesures physico-chimique comme la température, le taux en sel... permettre de nouvelles découvertes ou permettre d'approfondir les connaissances de certains milieux et endroits quasiment inconnus. Ce sous-marin permet alors de compléter et de cartographier les fonds marins. Il peut faire des mesures dans la zone littorale instable affectée par la houle et l'affluence des vagues. Dans ce cas, le véhicule autonome rampant sur le fond permet alors d'obtenir une quantification de la topographie c'est-à-dire la profondeur exacte près de la côte.

A la différence des ROV qui eux sont équipés de moyens de prélèvements directs (grâce au Câble), les AUV sont surtout utilisés pour étendre des capteurs acoustiques. Les engins autonomes sont utilisés dans la récupération de données en continu sur des profils horizontaux ondulants ou à immersion fixes. La mission principale des AUV est de réduire les zones aveugles c'est-à-dire celles inaccessibles à l'homme ou pour les capteurs des navires océanographiques. Il n'y a plus d'échappement des bancs de poissons à l'approche du bateau à cause des bruits émis, d'échos parasites des couches de zones inaccessibles et plus de défiances d'observations horizontales.

En effet, les sous marins autonomes sont capables d'explorer rapidement un élément d'espace (sa surface, son volume...), cependant ils ne renseignent pas sur la variation temporelle du phénomène. Si on utilise plusieurs fois, avec la même stratégie d'exploration, cela permet alors d'atteindre les propriétés temporelles de la structure spatiale. Ils peuvent être spécialisés dans une mesure particulière, la plus informative pour la surveillance d'une région par exemple. D'autre part, ils peuvent posséder plusieurs capteurs destinés à observer des phénomènes plus complexes. Par exemple, l'inspection de pipeline consiste à trouver et déterminer deux types d'accidents : Le recouvrement du pipeline par des sédiments ou du sable ou bien au contraire de déterminer les zones où le pipeline ne repose plus sur le fond. Les points d'ancrages du pipeline doivent être photographiés pour ces inspections. Le sous-marin autonome Taipan (voir les exemples d'applications) doit pouvoir le réaliser de façon automatique. De plus, il doit fonctionner de manière «intelligente» afin de réduire la quantité de données à enregistrer et à stocker

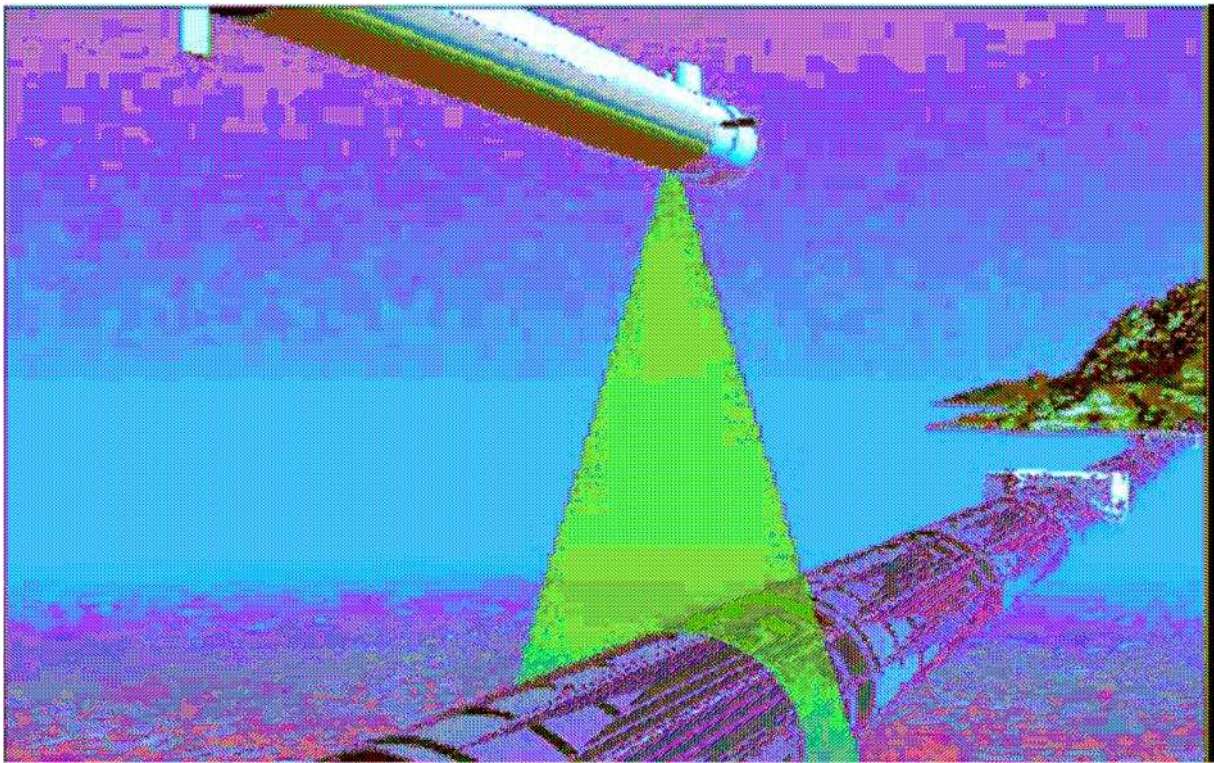


Figure 36 : Suivi des pipelines par AUV

Avantage :

- ✓ Suivie des pipelines.
- ✓ Suivie des différents phénomènes physiques et chimiques dans l'eau profondes.
- ✓ Recherche d'objets,épaves...

Conclusion :

L'océanographie en tant que science en plein essor demande des progrès à plusieurs niveaux surtout expérimentales .

Ce qui pousse les états et les organisations internationales de prendre en questions le voler matériels océanographiques.

Les sociétés de fabrication sont attirés d'investir dans ce domaine qui assez vaste.

Les instruments se développent de plus en plus pour satisfaire les besoin de la communauté scientifique océanographique en minimisant de l'erreur.

LES SITES WEB

- www.ifremer.fr/lpo/cours-ondes/index-html
- www.cybernetix.fr
- www.orca-inst.com
- www.ifremer.fr/cmsm/moyens_essais/asterx.htm
- www.eca.fr
- www.asso.objectif-sciences.com/Record-mondial-de-la-distance-de-navigation-sous-marine.html
- www.irc.nrc-cnrc.gc.ca/ui/bu/underwater_f.html
- www.onecert.fr
- www.hal.archives-ouvertes.fr/docs/00/10/95/54/PDF/spiewak.pdf
- www.padniger.net/Documents%20and%20Reports/Biblio/courstld.pdf
- www.geographie.ens.fr/IMG/file/kegomard/Teledetection/CTeledetection.pdf
- www.mediathque.citedelamer.com/fr/dossiers-thematiques/recherche-et-technologie/enjeux-de-loceanographie/fichiers/IV.%20Quelques%20missions%20oc%C3%A9anographiques_4_62.pdf
- www.pages.usherbrooke.ca/cartel/Documents/Royer_Alain/35ans-t%C3%A9l%C3%A9.pdf
- www.jason.oceanobs.com/html/missions/tp/welcome_uk.html). -2-
- www.earth.esa.int/ers/) -3-
- www.sio.ucsd.edu/
- www.educnet.education.fr/obter/appliped/ocean/pistpeda/caoexp2.htm
- www.argo.ucsd.edu/seabird_notice.html
- www.cidip.com/
- www.jautomatise.com
- www.danfoss.fr
- www.haenni-instr.com/

- www.lenntech.fr/applications/ultrapure/conductivite/eau-conductivite M. Aucher, Dynamique des sous-marins, Sciences et techniques de l'armement, 1980.

LES LIVRES :

- Alix LOMBARD 2005 Les variations actuelles du niveau de la mer : Observations et causes _TH'ÈSE de DOCTORAT de l'UNIVERSIT'È TOULOUSE III -1-
- Aminot A., Kérouel R., 2004. Hydrologie des écosystèmes marins. Paramètres et analyses. Éd. Ifremer, 336 p.
- Cours d'Océanographie - les ondes dans l'océan [archive] sur le site de l'Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer
- *Directional recording of swell from distant storms*, Munk, W. H., Miller, G. R., Snodgrass, F. E., and Barber, N. F., 1963, Phil. Trans. Roy. Soc. London A, 255:505–584.
- Dossier thématique Qu'est ce que l'océanographie ? – Médiathèque de La Cité de la Mer – Octobre 2008
- *Extraction of coastal ocean wave fields from SAR images*, Collard, F., F. Ardhuin, and B. Chapron, 2005: IEEE J. Oceanic Eng., 30(3):526–533.
- Hervé Nicolas-2007 Introduction à la télédétection Licence Pro PARTAGER
- Introduction à la télédétection Agrocampus Rennes

- Jean-Claude Chervin et Jean Peyronneau et , *La pression : un outil pour les sciences*, CNRS éditions, coll. « Sciences et techniques de l'ingénieur », 2003
- Jean-Pierre GIRARDOT *Capteurs et instrumentation utilisés en océanographie physique* 2002
- L.Rodrigues, P.Tavares and M.Prado, "Sliding Mode Control of an AUV in the Diving and Steering Planes", *Proceedings of Oceans 96 MTS/IEEE*, 23-26 Sept., Fort Lauderdale, Florida, USA, 1996.
- Pierre Van Rie *Rapport de TIPE - 2005/2006 Les Sous-Marins Autonomes*
- *Propagation of ocean swells across the Pacific*, Snodgrass, F. E., G. W. Groves, K. Hasselmann, G. R. Miller, W. H. Munk, and W. H. Powers, 1966: *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A249, 431–497.
- R.Cristi, FA.Papoulias and AJ.Healey, "Adaptive Sliding Mode Control of Autonomous Underwater Vehicles in the Dive Plane", *IEEE Journal of Engineering*, vol.15, no. 3, pp. 152-160, 1990.
- Sname, Society of Naval Architects and Marine Engineers, "Nomenclature for treating the motion of a submerged body through a fluid", *Technical and Research Bulletin*, Technical Report No.I-5, 1994.CMM
- *Suivi de la houle dans le Pacifique par la société Boost-Technologies à partir des données en mode vagues du radar ASAR sur ENVISAT, satellite de l'Agence Spatiale Européenne* [archive]
- *The wave-driven wind*, Harris, D. L., 1966: *J. Atmos. Sci.*, 23:688–693.
- TI.Fossen, *Guidance and Control of Ocean Vehicles*, John Wiley & Sons Ltd, 1994.
- *Upward momentum transfer in the marine boundary layer*, Grachev, A. A. and Fairall, C. W., 2001: *J. Phys. Oceanography.*, 31:1698–1711.

Annexe I

HI 92000 - 4.13.1

Modèle HI 9828 v1.3
 Id: 674862
 Nom du lot Sfl
 Nbr. mesures 39
 Date de début 11/05/2011
 Heure de début 9:13 AM
 Checksum 11759094 Données vérifiées.

Date	Heure	°C	pH	Salinité	sigma 15
2011/05/11	09:13:13	19.14	8.01	36.59	27.2
2011/05/11	09:13:51	19.11	7.97	36.62	27.2
2011/05/11	09:14:01	19.10	7.96	36.62	27.2
2011/05/11	09:14:11	19.09	7.95	36.63	27.2
2011/05/11	09:14:21	19.04	7.95	36.67	27.3
2011/05/11	09:14:31	19.04	7.94	36.66	27.3
2011/05/11	09:14:41	19.04	7.94	36.66	27.3
2011/05/11	09:14:51	19.05	7.93	36.66	27.3
2011/05/11	09:15:01	19.05	7.93	36.66	27.2
2011/05/11	09:15:11	19.05	7.93	36.65	27.2
2011/05/11	09:15:21	19.05	7.92	36.65	27.2
2011/05/11	09:15:31	19.06	7.92	36.65	27.2
2011/05/11	09:15:41	19.06	7.92	36.65	27.2
2011/05/11	09:15:51	19.06	7.92	36.65	27.2
2011/05/11	09:16:01	19.06	7.91	36.65	27.2
2011/05/11	09:16:11	19.06	7.91	36.65	27.2
2011/05/11	09:16:21	19.06	7.91	36.65	27.2
2011/05/11	09:16:31	19.06	7.91	36.65	27.2
2011/05/11	09:16:41	19.06	7.91	36.64	27.2
2011/05/11	09:16:51	19.06	7.91	36.64	27.2
2011/05/11	09:17:01	19.06	7.90	36.64	27.2
2011/05/11	09:17:11	19.06	7.90	36.64	27.2
2011/05/11	09:17:21	19.07	7.90	36.64	27.2
2011/05/11	09:17:31	19.07	7.90	36.64	27.2
2011/05/11	09:17:41	19.07	7.90	36.64	27.2
2011/05/11	09:17:51	19.07	7.90	36.64	27.2
2011/05/11	09:18:01	19.07	7.90	36.64	27.2
2011/05/11	09:18:11	19.07	7.90	36.63	27.2
2011/05/11	09:18:21	19.08	7.90	36.63	27.2
2011/05/11	09:18:31	19.08	7.89	36.63	27.2
2011/05/11	09:18:41	19.08	7.89	36.63	27.2
2011/05/11	09:18:51	19.08	7.89	36.63	27.2
2011/05/11	09:19:01	19.08	7.89	36.63	27.2
2011/05/11	09:19:11	19.09	7.89	36.62	27.2
2011/05/11	09:19:21	19.09	7.89	36.62	27.2
2011/05/11	09:19:31	19.09	7.89	36.62	27.2
2011/05/11	09:19:41	19.09	7.89	36.62	27.2
2011/05/11	09:19:51	19.09	7.89	36.62	27.2
2011/05/11	09:20:01	19.10	7.89	36.62	27.2
	La moyenne	19.07	7.91	36.64	27.2
	L'ecartype	0.02	0.03	0.02	0.03

On a réalisé un travail sur le terrain –SIDI FREDJ- à l'aide d'une sonde portable prie à la mesure dans laboratoire (modèle HI 9828 v1.3) les resultats sont indiquées dans le tableau suivant :

Pour les ecartypes ils sont proche vers 0 qui indique la fidélité de cet instrument.