III. Étude du signal marégraphique

Le chapitre précédent a mis en évidence la nature complexe du signal enregistré par un marégraphe, notamment en raison de la variété des composantes qui sont susceptibles de figurer dans celui-ci. A présent, nous allons essayer de comprendre l'origine des composantes potentielles du signal marégraphique. Il convient de les distinguer suivant qu'elles affectent:

• le volume d'eau présent dans le site de l'observatoire. Il s'agit alors d'une composante marine, ou océanique, bien que les causes du changement de volume d'eau puissent être d'origine météorologique, astronomique, etc.

• le socle terrestre sur lequel repose le marégraphe. C'est une composante terrestre, ou épirogénique.

• la référence interne de l'instrument marégraphique. Dans ce cas, on parle de composante instrumentale.

Les deux premières sections du chapitre abordent la question de la stabilité de la référence du marégraphe. La première concerne l'aspect interne à l'instrument, alors que la deuxième s'intéresse aux sources externes de mouvement du repère de marée. La troisième partie revoit les causes de variation du niveau de la mer. Nous essayons de dégager les caractéristiques propres à chaque composante en vue de comprendre leur contribution à l'enregistrement marégraphique et leur incidence sur la détection du signal eustatique.

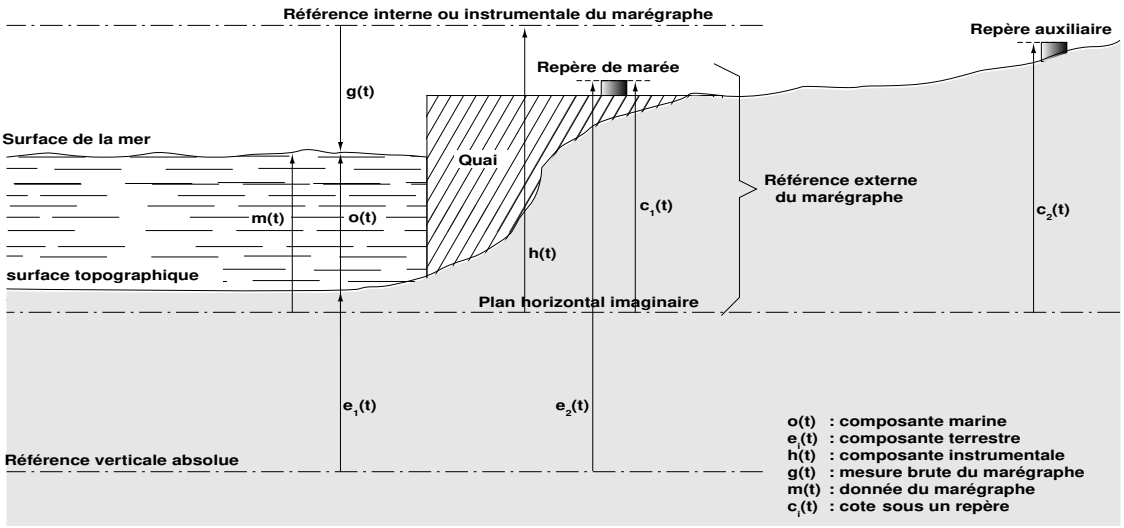
III.1. La mesure du marégraphe

III.1.1. Continuité et stabilité de la référence d'un marégraphe

III.1.1.1 Rappels

La figure 45 montre la grandeur soumise à mesurage par un marégraphe. Les trois sources de variation génériques, susceptibles d'influer sur la valeur du mesurande, apparaissent explicitement dans cette représentation conceptuelle. Aussi, le schéma est valable quelque soit le principe de mesure de l'instrument.

Figure 45 : Représentation conceptuelle du mesurande d'un marégraphe.



Le schéma distingue explicitement la référence instrumentale du marégraphe, dite interne, dont la position dépend d'abord des caractéristiques des constituants de l'appareil de mesure. Par définition, elle correspond à la lecture ou à l'enregistrement de valeur nulle. Dans le cas d'un marégraphe à pression, elle est probablement située quelque part à proximité du capteur de contrainte, cristaux à quartz ou diaphragme, suivant le type. En ce qui concerne le marégraphe acoustique, sa référence interne est une position moyenne de la source d'émission de l'onde incidente et du point de détection du signal réfléchi par le plan d'eau. Quant au marégraphe à flotteur, elle correspond à une position donnée du flotteur, inconnue a priori avant l'installation de l'instrument. Elle dépend notamment de la longueur utile du fil de suspension du flotteur, de la taille des poulies, de la dimension du chariot porte style, etc.

La position de la référence interne peut dans certains cas être déterminée en laboratoire par rapport à un élément physique spécifique de l'appareil. Toutefois, les conditions environnementales du site d'observation influent sur le matériel et donc sur la position précise de cette référence. Il est donc important de la contrôler sur place, de plus, de façon périodique, car le vieillissement naturel ou une intervention quelconque sur le matériel sont susceptibles de modifier cette position.

Le repère de marée est un objet matériel proche de l'instrument. Connaissant la position de la référence instrumentale par rapport à ce repère, on exprime les observations du marégraphe dans une référence externe, affranchie des aléas liés à l'instrumentation. Elle permet en outre de changer d'appareil tout en conservant une référence unique pour l'observatoire, et donc d'établir une série chronologique continue et cohérente de données du niveau de la mer. De plus, il est intéressant de pouvoir rattacher la référence du marégraphe à d'autres éléments extérieurs, en particulier au réseau de nivellement national. Ceci est facilité par le choix du repère de marée.

La plupart du temps, il s'agit d'un repère de nivellement. Mais, il n'est pas surprenant de trouver comme repère de marée le sommet d'une bitte d'amarrage ou d'un organeau [SHOM, 1979]. Le choix s'effectue suivant des critères de pérennité, de stabilité, et de représentativité du socle terrestre sur lequel repose le marégraphe. Il est par ailleurs rattaché à des repères de nivellement auxiliaires, suffisamment éloignés pour permettre un contrôle de stabilité locale, mais également pour se prévenir contre un dommage accidentel dans le site.

Au regard des utilisateurs, la référence du marégraphe est le repère de marée, ou encore, un plan horizontal imaginaire défini à un niveau arbitraire, a priori fixe sous ce repère. Par exemple, dans le cas de Marseille, les responsables de l'exploitation du marégraphe ont choisi comme référence la surface d'altitude zéro du Nivellement Général de la France, NGF-Lallemand ou NGF-IGN69, qui se trouve à 1.661 mètres sous le repère de marée, connu également sous la désignation de *repère fondamental* du réseau de nivellement français. Le lien entre la référence instrumentale et le repère de marée, ou encore la référence externe du marégraphe, est déterminé par l'intermédiaire d'une opération d'étalonnage, que nous décrirons plus en détail par la suite.

Les enregistrements des marégraphes indiquent donc un changement local du niveau de la mer relatif au socle terrestre sous-jacent. Néanmoins, dans la plupart des cas, il est légitime d'assimiler le signal marégraphique à un signal océanique, car ce dernier est largement prépondérant sur des courtes périodes de temps. En effet, supposons un affaissement régulier du marégraphe de un mètre par an, une valeur qui est déjà assez importante et peu courante, alors, en un jour, le mouvement terrestre représente moins de trois millimètres, négligeables face à une marée semi-diurne classique de deux mètres. En revanche, lorsque l'intérêt se porte sur les phénomènes de basse fréquence, l'importance relative entre les différentes contributions génériques se réduit considérablement. Aussi, l'interprétation du signal marégraphique est

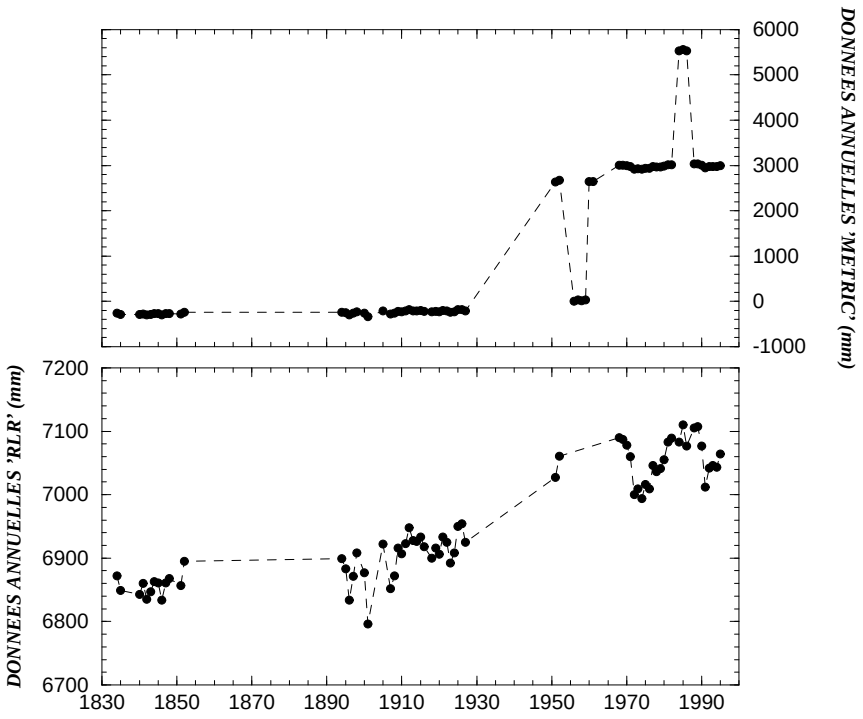
moins évidente à l'échelle séculaire. Nous verrons ceci plus en détail dans les prochaines sections du chapitre. Il est toutefois intéressant de remarquer que la dénomination de marégraphe est historiquement liée à l'usage premier de ces instruments: l'étude de la marée; même si le signal du niveau de la mer, enregistré par le marégraphe, est aussi fortement influencé par d'autres phénomènes, tels que les effets météorologiques par exemple.

III.1.1.2. Quelques cas de figure

Ci-dessous, nous présentons un aperçu des problèmes de continuité et de stabilité qui peuvent frapper la référence des marégraphes, et, par conséquent, leur série temporelle de données.

La figure 46 représente les données annuelles du niveau de la mer enregistré à l'observatoire de Sheerness, au Royaume Uni. En haut, figurent les données Metric, telles qu'elles sont diffusées par l'organisme responsable du marégraphe, et en bas apparaissent les données RLR, revues et corrigées suivant les informations de continuité disponibles au PSMSL. Nous distinguons trois périodes d'observation nettes: [1834; 1852], [1894; 1927] et [1951; 1995], séparées par des intervalles d'interruption longs. Entre la première et la deuxième période d'observation, les données sont visiblement exprimées par rapport à une référence commune, le soucis de continuité est appréciable. En revanche, à partir de 1951, la série chronologique Metric atteste d'un saut d'environ trois mètres ! Ce saut pourrait s'expliquer par le choix d'un autre repère de marée et d'une autre référence du marégraphe. Malgré un désintérêt apparent des "nouveaux" utilisateurs de la station de Sheerness pour perpétuer une série d'observation cohérente avec le passé, la relation entre la nouvelle référence et l'ancienne semble encore accessible. En effet, puisque le PSMSL est en mesure de ramener l'ensemble des données à une référence commune, et produire la série RLR du bas de la figure.

Figure 46 : Données annuelles du niveau de la mer enregistrées à l'observatoire de Sheerness, Royaume Uni.

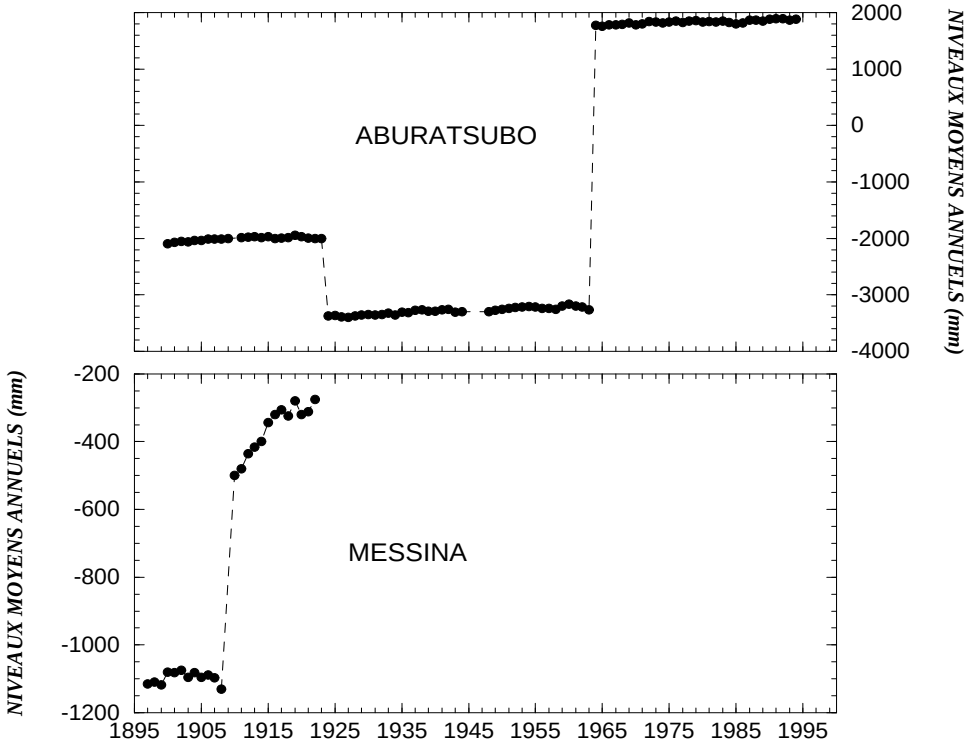


Notons qu'un décalage de dix centimètres subsiste encore entre la valeur de 1927 et celle de 1951. Bien sûr, il peut provenir d'une élévation du niveau de la mer de 4 mm/an ou d'un affaissement du socle terrestre équivalent. Néanmoins, il est quand même curieux que cette élévation n'ait pu être observée, avant ou après l'interruption d'enregistrement. Malchance, ou bien l'ancien repère de marée a bougé de place entre-temps ? Naturellement, par affaissement brusque du sol, ou artificiellement (après destruction, il aurait été reposé *à peu près* au même endroit, mais personne n'a, aujourd'hui, la trace d'une telle opération).

La destruction d'un repère de marée n'est pas dramatique si les repères auxiliaires sont encore en place. Témoins de la référence du marégraphe, on a recourt à eux pour déterminer la cote d'un nouveau repère de marée. Ils peuvent aussi servir à contrôler la stabilité du support du marégraphe, ou à constater son éventuel déplacement volontaire. Par contre, ils seront moins utiles si tout le site subit un mouvement d'ensemble de l'écorce terrestre, d'où l'intérêt de les rattacher à un réseau de repères plus étendu.

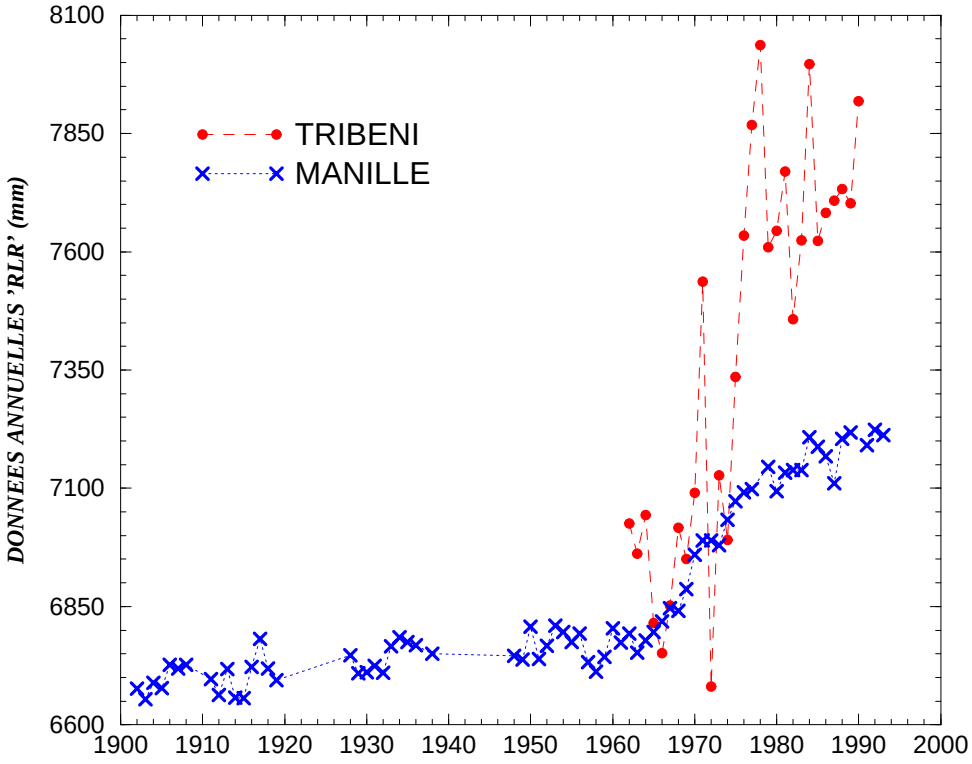
Les deux enregistrements de la figure 47 exhibent l'effet de séismes. Le premier provient de l'observatoire de Aburatsubo, au Japon, l'allure de la courbe témoigne d'un soulèvement du sol environnant à l'issue de la secousse de Kwanto, en 1923 (d'après les informations trouvées dans la banque de données du PSMSL). L'affaissement de 1964 ne serait qu'un effet apparent dû au changement de référence des données marégraphiques. L'autre graphique correspond à la station de Messina, il atteste aussi d'un affaissement du socle terrestre d'environ soixante centimètres à cet endroit, dû au tremblement de terre de Messina, le 28 décembre 1908 [Emery & Aubrey, 1991]. Mais, toutes les secousses ne produisent pas des effets aussi notables. Aussi, une succession de petits affaissements espacés sur plusieurs décennies auront l'apparence d'une élévation régulière du niveau de la mer.

Figure 47 : Exemples de l'effet des séismes sur les enregistrements marégraphiques.



Outre les effets spectaculaires de certains séismes, d'autres phénomènes sont susceptibles d'affecter la stabilité du repère de marée de manière plus discrète. C'est ainsi que les séries temporelles de Manille, aux Philippines, et de Tribeni, en Inde, affichent des comportements assez singuliers (cf. figure 48). Malgré la similitude des allures, Manille subirait l'effet d'une subsidence locale, due à un phénomène de sédimentation, et le marégraphe de Tribeni aurait des problèmes de dérive de sa référence interne, si l'on en croit les commentaires du PSMSL.

Figure 48 : Enregistrements atypiques des marégraphes de Manille, Philippines, et de Tribeni, Inde.



Ces quelques exemples illustrent bien l'attention qu'il faut porter à la référence du marégraphe. D'une part, les données documentaires sont indispensables pour être en mesure de reconstituer l'historique précis de la référence du marégraphe: descriptions des repères de marée, relations avec les repères auxiliaires, notes de destruction, de déplacement, de remplacement, etc. D'autre part, la référence instrumentale doit être surveillée par rapport au repère de marée à l'aide d'étalonnages réguliers. La connaissance de ces informations constitue un premier pas essentiel pour construire des séries temporelles du niveau moyen de la mer cohérentes et exploitables d'un point de vue géophysique.

III.1.2. L'étalonnage

III.1.2.1. Méthodologie

L'étalonnage d'un marégraphe vise à déterminer la position de la référence interne du marégraphe par rapport au repère de marée de l'observatoire. Mais, il a également pour objet de contrôler les performances de l'instrument, notamment sa précision et son bon fonctionnement.

L'opération consiste à mesurer la même grandeur que le marégraphe par un procédé technique indépendant. En l'occurrence, le mesurande est le niveau de la mer au-dessus du plan horizontal imaginaire, choisi arbitrairement comme référence du marégraphe, et défini par une cote fixe sous le repère de marée.

L'étalonnage repose sur la comparaison des indications simultanées de deux systèmes de mesure distincts. Si elles ne concordent pas, deux possibilités peuvent a priori être envisagées: l'un des systèmes est faux ou les deux le sont. De fait, le dispositif instrumental mis en place pour l'occasion est considéré comme étalon, les erreurs sont donc attribuées au marégraphe. L'instrument absolument exact est bien entendu une conception de l'esprit, irréalisable en pratique. Toutefois, l'étalon est jugé comme tel tant qu'aucune erreur systématique n'est connue, et qu'elle échappe aux procédés de mesure disponibles.

On utilise encore les échelles de marée pour contrôler les observations réalisées par les instruments marégraphiques, même les plus sophistiqués. L'intérêt est d'abord qu'elles fournissent une lecture directe du niveau de la mer, et ensuite qu'il s'agit la plupart du temps d'une lecture à l'extérieur du puits de tranquilisation. L'étalonnage porte alors sur l'ensemble puits de tranquilisation et marégraphe. Mais, dès que l'on cherche une précision instrumentale d'ordre scientifique, il est intéressant de pouvoir distinguer l'origine des sources d'erreur: défauts dus au filtrage du puits de tranquilisation ou à l'appareil lui-même ?

Le principal inconvénient de l'échelle de marée est cependant la précision des lectures, notamment à cause des vagues, du clapotis, et d'autres oscillations du niveau de la mer de courte période. Celle-ci est typiquement de quelques centimètres. Mais, l'échelle de marée étant un objet matériel, elle peut jouer le rôle de repère de marée, et fournir de manière simple et rapide des observations directement comparables à celles du marégraphe. D'autant que le zéro du marégraphe est choisi en coïncidence avec le zéro de l'échelle de marée. Par ailleurs, si l'échelle de marée est un instrument exact, seules subsisteront les erreurs d'observation ou erreurs accidentelles. Celles-ci sont a priori de nature aléatoire, autrement dit, elles se produisent tantôt dans un sens, tantôt dans un autre. Sous couvert de certaines hypothèses, à savoir que les erreurs accidentelles sont nombreuses, indépendantes, indifféremment positives ou négatives et où chacune d'elles est petite par rapport à la somme de toutes les autres, on admet qu'elles suivent une loi de probabilité normale de moyenne nulle et d'écart-type σ. La mise en application de cette théorie conduit à réaliser un grand nombre de mesures. En outre, l'opération d'étalonnage s'effectue pendant la durée d'un cycle complet de marée, en espaçant les points de sondage sur toute l'amplitude de la marée, d'une part, pour s'assurer l'hypothèse d'indépendance des erreurs, d'autre part, pour explorer une plage de mesure aussi large que possible et contrôler un certain degré de fidélité du marégraphe. L'écart moyen obtenu de la comparaison des observations du marégraphe et de l'échelle de marée est alors attribuable à un biais introduit par le marégraphe, la moyenne des erreurs de l'échelle étant nulle par hypothèses. De plus, la précision de cette moyenne est de l'ordre de σ divisé par la racine carrée du nombre de sondages (cf. relation E.II.2). En effectuant un sondage toutes les demi-heures, soit vingt-cinq points, et en évaluant la précision des lectures à trois centimètres, nous

obtenons une précision de six millimètres sur la moyenne des erreurs accidentelles de l'échelle, largement suffisante dans la plupart des applications de la marégraphie.

En pratique, il s'avère qu'il existe des sources d'erreurs systématiques qui peuvent affecter le système de l'échelle de marée, et donc qui remettent en cause l'hypothèse d'exactitude. Par exemple, nous avons les erreurs de verticalité, de trait de graduation, ou encore de dilatation thermique du matériel. La moyenne des erreurs ne peut alors plus être considérée comme nulle puisque ce type d'erreur produit un écart systématique entre la valeur de la mesure et celle du mesurande. Cet écart peut se traduire par un simple biais constant, mais il peut aussi avoir un comportement plus complexe, notamment lorsqu'il dépend de nombreux paramètres mal appréhendés par ailleurs. Parmi les erreurs systématiques, quelques unes sont connues et déterminées. Dans ce cas, elles sont corrigées. Mais, certaines sont connues et indéterminées, voire indéterminables, et d'autres sont inconnues, donc a fortiori indéterminées.

Des alternatives à l'échelle de marée ont été imaginées pour réaliser l'étalonnage d'un marégraphe. En particulier, l'IGN a opté pour un système de sonde électrique, que nous verrons en détail plus loin. D'autres ont conçu des systèmes assez complexes afin de s'adapter aux conditions extrêmes de mesure, tel est le cas du prototype de M. van Ruymbeke, de l'Observatoire Royal de Belgique.

Le terme d'étalonnage est ici plus adapté à celui de calibrage dans la mesure où l'action correspond bien à "vérifier, par comparaison avec un étalon, l'exactitude des indications d'un instrument de mesure" [Petit Larousse, 1963], et que "le résultat d'un étalonnage permet soit d'attribuer aux indications les valeurs correspondantes du mesurande, soit de déterminer les corrections à appliquer aux indications" [ISO, 1993]. Quant au terme de calibrage, il est préféré pour "le positionnement matériel de chaque repère d'un instrument de mesure en fonction de la valeur correspondante du mesurande" [ISO, 1993]. Nous refermons cette petite parenthèse terminologique en précisant que "calibration" n'apparaît nulle part dans les dictionnaires de langue française, ce mot correspond simplement à la traduction anglaise d'étalonnage.

III.1.2.2. Le diagramme de Van de Casteele

Lors d'une communication sur l'activité de son Service au cours de la séance de la Section d'Océanographie Physique du CNFGG, le 26 juin 1962, Charles Van de Casteele, Ingénieur en Chef Géographe de l'IGN, exposa une méthode expérimentale qu'il avait imaginé pour apprécier la qualité et le fonctionnement d'un marégraphe enregistreur. Cette méthode ne fit l'objet d'aucune publication de la part de son auteur, outre sa description dans le procès-verbal de la réunion. Dès lors, on comprend la surprise de l'Ingénieur Hydrographe Général, André Gougenheim, lorsqu'il entendit G.W. Lennon, de l'Université de Liverpool, évoquer cette méthode pendant le Symposium sur les marées, à Monaco, les 28 et 29 avril 1967. Connue à l'étranger sous la désignation de test de Van de Casteele, A. Gougenheim s'empressa de rendre les honneurs dues à son auteur en publiant, avec l'autorisation de ce dernier, le texte de sa note originale pour le CNFGG. Cette méthode apparaît toujours dans le "manuel sur la mesure et l'interprétation du niveau de la mer" de la Commission Océanographique Intergouvernementale de l'UNESCO [1985], preuve supplémentaire de la compétence technique passée des ingénieurs géographes de l'IGN dans le domaine de la marégraphie.

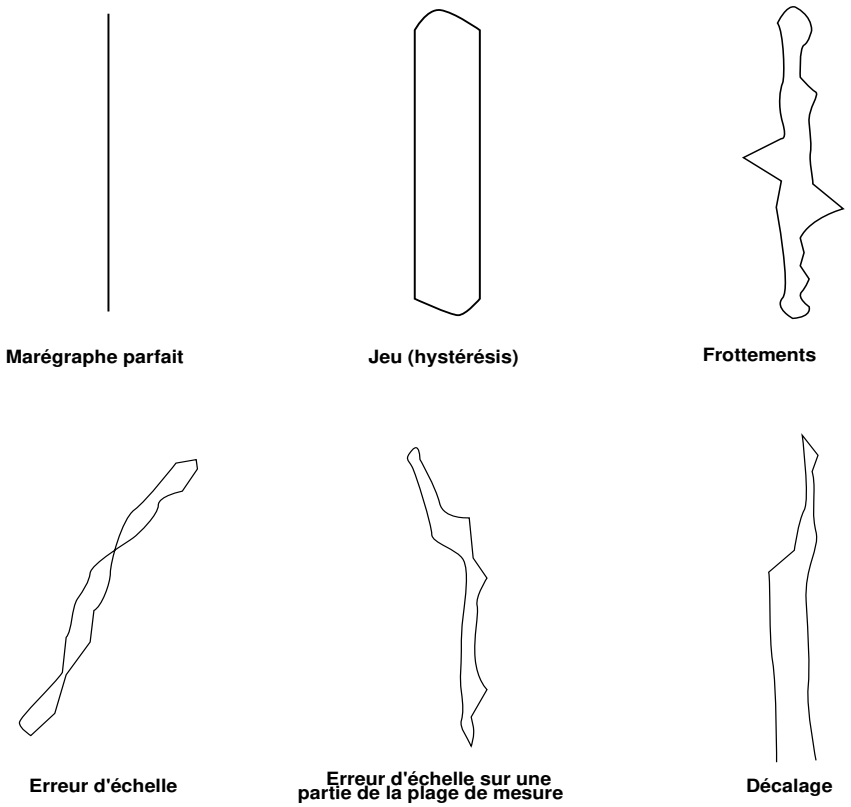
Selon Van de Casteele [1962], la qualité et la marche d'un marégraphe peuvent être appréciées seulement de manière expérimentale en vérifiant avec précision le calage du zéro. Le test s'appuie sur la comparaison, pendant un cycle de marée complet, des relevés simultanés du marégraphe et du dispositif de mesure indépendant mis en place pour l'étalonnage. La

différence des valeurs doit rester en théorie constante et égale à zéro si le marégraphe est parfait et bien réglé. En revanche, si la référence interne du marégraphe s'est décalée par rapport à la référence arbitraire de l'observatoire, la différence des sondages sera différente de zéro. Mais elle restera toujours constante, aux incertitudes d'observation près, si le marégraphe ne présente aucun autre défaut. L'ingéniosité du test de Van de Casteele réside dans l'utilisation de ces résultats pour construire un diagramme, dont la forme permettra d'apprécier les travers éventuels du marégraphe.

Le diagramme de Van de Casteele se construit ainsi: en abscisses, on porte les écarts marégraphe-étalon, et en ordonnées, la hauteur d'eau. Un marégraphe parfait donne une courbe réduite à une droite parallèle à l'axe des ordonnées. Mais, plus généralement, les points se répartissent sur deux branches verticales. L'une correspond aux mesures effectuées en marée montante, et l'autre aux mesures effectuées en marée descendante. En ajoutant les points obtenus pendant les marées étales, la courbe complète forme ce que l'on appelle un cycle d'hystérésis. L'écart entre les deux branches verticales témoigne des jeux ou des retards du marégraphe.

L'interprétation de l'allure des diagrammes de Van de Casteele met en évidence un certain nombre d'imperfections, et permet de ce fait d'apprécier la qualité et le fonctionnement du marégraphe. La figure 49 donne l'allure caractéristique de quelques défauts typiques du marégraphe à flotteur: frottements, jeux, retards, erreurs d'échelle ou décalages. Par ailleurs, le centre de la courbe fournit la meilleure valeur de la constante de calage de la référence instrumentale par rapport à la référence externe du marégraphe. Il convient par conséquent d'avoir autant de points de comparaison à marée montante qu'à marée descendante. Les passages à marée étale sont à éviter, car il est difficile d'identifier leur appartenance à la branche ascendante ou à la branche descendante.

Figure 49 : Allures caractéristiques de quelques défauts typiques du marégraphe à flotteur.



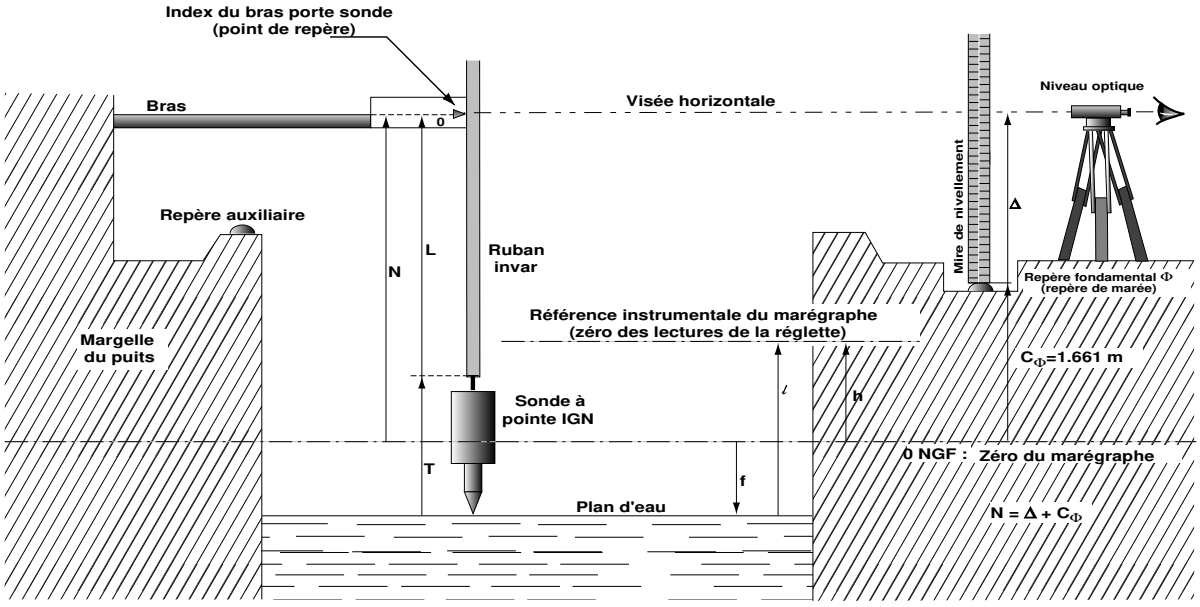
Des variantes du test de Van de Casteele ont été mises au point par d'autres personnes. Le manuel de l'UNESCO [IOC, 1985] présente justement une forme légèrement différente. La grandeur a priori constante en abscisses est la somme des mesures du marégraphe, hauteurs du plan d'eau au dessus de sa référence, et des relevés effectués avec une sonde, profondeurs du plan d'eau sous l'index de lecture du sondeur. Elle correspond donc à la hauteur de l'index de lecture au-dessus de la référence du marégraphe, quantité qui est obtenue par ailleurs avec précision à partir du repère de marée. Le principe du test est respecté.

III.1.3. Application au cas particulier de Marseille

III.1.3.1. Description du dispositif

La figure 50 illustre le principe de l'étalonnage du marégraphe à flotteur de Marseille mis en oeuvre par l'IGN. Le repère de marée est le repère fondamental du Nivellement Général de la France (NGF), on l'appelle aussi ϕ. Il définit l'origine des réseaux de nivellement français NGF-Lallemand et NGF-IGN69 par sa cote au-dessus du plan de niveau zéro, commun à ces deux réseaux. En l'occurrence, elle est de 1,661 mètres. De fait, les responsables de l'observatoire ont choisi comme référence du marégraphe précisément le niveau zéro du NGF-IGN69 (ou zéro NGF-Lallemand). La grandeur soumise à mesurage par le marégraphe et le dispositif d'étalonnage est donc la hauteur du plan d'eau au dessus du zéro NGF-IGN69 dans le puits de tranquilisation. Elle est notée {f}.

Figure 50 : Principe de l'étalonnage du marégraphe de Marseille.



Le dispositif d'étalonnage comprend une sonde à pointe, suspendue à un ruban gradué en centimètres, lui-même suspendu à un dérouleur. Le ruban est guidé dans un vérin, solidaire du bras porte sonde. Il défile devant une règle graduée en millimètres, le zéro de cette règle est l'index de lecture du bras porte sonde. Le mode opératoire consiste à coulisser le ruban devant l'index fixe jusqu'à ce que l'extrémité de la sonde entre en contact avec le plan d'eau. Alors, un voyant lumineux s'allume, on serre le vérin sur le ruban, et on effectue les relevés simultanés à l'index de lecture du sondeur {L} et à celui de la réglette du marégraphe {l}. Notons au passage que le rapport d'échelle du marégraphe étant de dix (cf. annexe A), un millimètre lu sur la réglette correspond à un centimètre dans la réalité. En outre, les graduations de la réglette sont exprimées en mètres. L'hétérogénéité des unités demande un minimum de vigilance de la part des intervenants dans la manipulation, et lors des calculs.

D'un côté, la hauteur du plan d'eau {f} est déterminée à partir de la lecture de la réglette du marégraphe {l}:

$$\mathbf{f_{marégraphe} = h - l} \qquad \textbf{(E.III.1)}$$

{h} est la grandeur de calage a priori inconnue entre la référence interne des indications du marégraphe, ici le zéro de la réglette, et la référence externe du marégraphe définie par le repère de marée, ici le zéro NGF-IGN69. Le signe négatif de {l} provient de la disposition des graduations de la réglette, la lecture {l} augmente lorsque le plan d'eau {f} descend [IGN, 1963]. De fait, la grandeur {l} est assimilable à une profondeur.

Remarque : Lorsque la réglette indique zéro, la hauteur du niveau de la mer est de {h} au-dessus du plan de référence NGF-IGN69. Ceci explique la description que l'on rencontre souvent dans les archives de l'IGN: l'opération de calage du zéro du marégraphe de Marseille consiste à déterminer l'altitude du zéro de la réglette {h}. En pratique, les graduations inscrites sur la réglette ne comprennent pas le zéro, et le niveau de la mer n'a encore jamais atteint cette hauteur.

De l'autre côté, la hauteur du plan d'eau {f} est déterminée à partir de la lecture de l'index du sondeur {L}:

$$\mathbf{f_{sondeur} = N - (L + T) = N - (L + a + b + c + d)} \qquad \textbf{(E.III.2)}$$

{N} est l'altitude de l'index du bras porte-sonde;
{a} et {b} sont des constantes propres à la sonde;
{c} est la correction de dilatation du ruban;
{d} est la correction de lecture du ruban.

La quantité {N} est déterminée par nivellement à partir du repère de marée en utilisant un niveau opto-mécanique et une mire. La valeur est estimée au dixième de millimètre.

La constante {a} est mesurée à quelques centièmes de millimètres dans les ateliers d'instrumentation de l'IGN, alors que {b} est obtenue sur place à quelques dixièmes de millimètres à l'aide d'une petite règle métallique.

Les corrections {c} et {d} proviennent des étalonnages du ruban en longueur et en température. {d} est déterminée pour un poids de un kilo, celui de la sonde, à la température de 20°C. La valeur de cette correction varie entre plusieurs dixièmes de millimètres et quelques millimètres selon la portion du ruban considérée. Quant à la correction de dilatation, elle est fournie par la formule suivante:

$$\mathbf{c = -10^{-5} \times (L_0 - L) \cdot (t - 20)} \qquad \textbf{(E.III.3)}$$

{L} : lecture à l'index du bras porte-sonde;
{L_0} = 0;
{t} : température de l'air.

D'après Van de Casteele [1962], la sensibilité et la fidélité des sondes lumineuses de l'IGN atteint 0.1 millimètres. Le manuel d'utilisation du sondeur est plus prudent, il indique une précision à mieux que 0.5 millimètres d'eau. Par ailleurs, la lecture {L} serait faite à l'estime à 0.1 millimètres. Van de Casteele évalue la précision sur l'altitude d'une mesure du plan d'eau au millimètre.

III.1.3.2. Les expériences de 1993, 1994 et 1996

Au cours de mon travail de thèse, l'opportunité m'a été offerte de participer aux différents étalonnages du marégraphe de Marseille qui ont eu lieu entre 1993 et 1996 [Wöppelmann 1993, 1995-a, et 1996-b]. Il faut remonter à 1985 pour retrouver la trace du précédent étalonnage. Or, la stabilité de la référence du marégraphe est un contrôle important dans le cadre de l'application de surveillance précise du niveau des mers. Différents groupes d'experts internationaux recommandent d'ailleurs de vérifier la fidélité du marégraphe au moins une fois par an [IOC 1985, Carter 1994].

Les étalonnages passés du marégraphe de Marseille, préalables à 1985, sont difficilement exploitables, car les informations dont nous disposons sont souvent insuffisantes. L'information se résume la plupart du temps au résultat, c'est à dire la valeur de {h}, plus rarement nous trouvons un diagramme de Van de Casteele. Il s'agit de lettres faisant un compte rendu succinct, voire de notes dans le coin d'un registre. Mais, les cinq étalonnages de 1993, 1994 et 1996 suffiront déjà pour illustrer notre propos et évaluer l'état actuel de l'instrument.

Le tableau de la figure 51 regroupe les valeurs des différentes quantités qui interviennent dans chaque étalonnage. Nous avons toujours utilisé le ruban n°3, dont les corrections {d} sont établies par la Division Entretien des Matériels du Service de la Logistique. Ces corrections n'ont pas varié d'un étalonnage à l'autre. De plus, la plage de mesure considérée sur le ruban étant voisine à chaque opération, la valeur de {d} est restée inchangée à -0.6 mm.

Figure 51 : Valeurs des différentes quantités intervenant dans les étalonnages du marégraphe totalisateur de Marseille effectués entre 1993 et 1996.

Etalonnage	Sonde n°	a (en mm)	b (en mm)	N (en mm)
1993	7	465	58.5 ± 0.3	3107.1 ± 0.2
1994-1	7	465	58.5 ± 0.2	3105.65 ± 0.1
1994-2	11	463.4	75.5 ± 0.2	3105.6 ± 0.1
1996-1	11	463.4	75.6 ± 0.2	3071.4 ± 0.1
1996-2	7 et 11	465 et 463.4	58.2 ± 0.4 et 75.3 ± 0.2	3108.3 ± 0.1

L'altitude de l'index du bras porte-sonde {N} est déterminée à plusieurs reprises au cours de la journée d'étalonnage pour des positions différentes du niveau opto-mécanique. La grandeur mesurée est la dénivelée entre l'index du bras porte-sonde et le repère de marée. L'altitude s'obtient ensuite en ajoutant la cote de ce repère au-dessus du zéro NGF-IGN69. Le nombre de déterminations oscille entre trois et cinq, permettant une estimation de la précision à partir de l'écart-type expérimental.

La constante {b} est également mesurée à plusieurs reprises à l'aide d'une règle métallique. La précision indiquée dans le tableau C7 provient du calcul de l'écart-type expérimental. En ce qui concerne la constante {a} et la correction de trait {d}, elles sont déterminées en laboratoire à mieux que 0.05 mm. Quant à la correction de dilatation, elle oscille entre 0.02 mm et 0.1 mm suivant la relation (E.III.3). La température varie peu dans l'enceinte du puits de tranquilisation, creusée dans la roche de la corniche, entre une manipulation réalisée en hiver et une autre en été. De 19°C à 24°C dans les cas étudiés ici. De plus, la variation journalière est encore plus faible, elle n'excède pas le degré Celsius. Compte

tenu de l'amplitude de cette correction et des incertitudes présentes par ailleurs dans le système d'étalonnage, nous l'avons ignorée.

Enfin, les lectures sur la réglette du marégraphe et sur l'index du bras porte-sonde sont effectuées à l'estime à respectivement 0.5 mm et 0.2 mm près. Deux lectures simultanées de {l} et de {L} sont réalisées toutes les vingt-cinq minutes environ, pendant un cycle complet de marée, soit 12h25.

Le premier résultat qui nous importe est la valeur de calage de la référence interne du marégraphe par rapport à sa référence externe {h}. Celle-ci est obtenue de l'équivalence des relations (E.III.1) et (E.III.2) sous l'hypothèse de simultanéité des lectures respectives du sondeur et de la réglette du marégraphe:

$$\mathbf{h = f_{sondeur} + l = N - (L + a + b + c + d) + l} \qquad \textbf{(E.III.4)}$$

Nous avons un peu moins d'une trentaine de déterminations de la grandeur {**h**} à l'issue d'une opération d'étalonnage. Considérant chacune des grandeurs du membre droit de la relation (E.III.4) comme des variables aléatoires indépendantes, nous pouvons estimer la précision d'une détermination de {h} par:

$$\boldsymbol{\sigma_h = \sqrt{\sigma^2_{f_{sondeur}} + \sigma^2_l} = \sqrt{\sigma^2_N + \sigma^2_L + \sigma^2_a + \sigma^2_b + \sigma^2_c + \sigma^2_d + \sigma^2_l}} \qquad \textbf{(E.III.5)}$$

L'application numérique, qui ressort de cette relation et des chiffres avancés jusqu'à présent, donne une précision pour {h} de l'ordre de:

$$\sigma_h = \sqrt{0.1^2 + 0.2^2 + 0.05^2 + 0.2^2 + 0.05^2 + 0.05^2 + 0.5^2} \approx 0.6\text{mm}$$

La principale limite de précision provient des lectures {L} et {l}. Toutefois, la moyenne des {n} sondages indépendants, effectués durant le cycle de marée, permet de réduire l'écart-type qui leur est associé d'un facteur racine de {n}. Toujours en supposant que les erreurs sont de type accidentel, nous pouvons estimer {h} avec une précision meilleure que 0.3 mm.

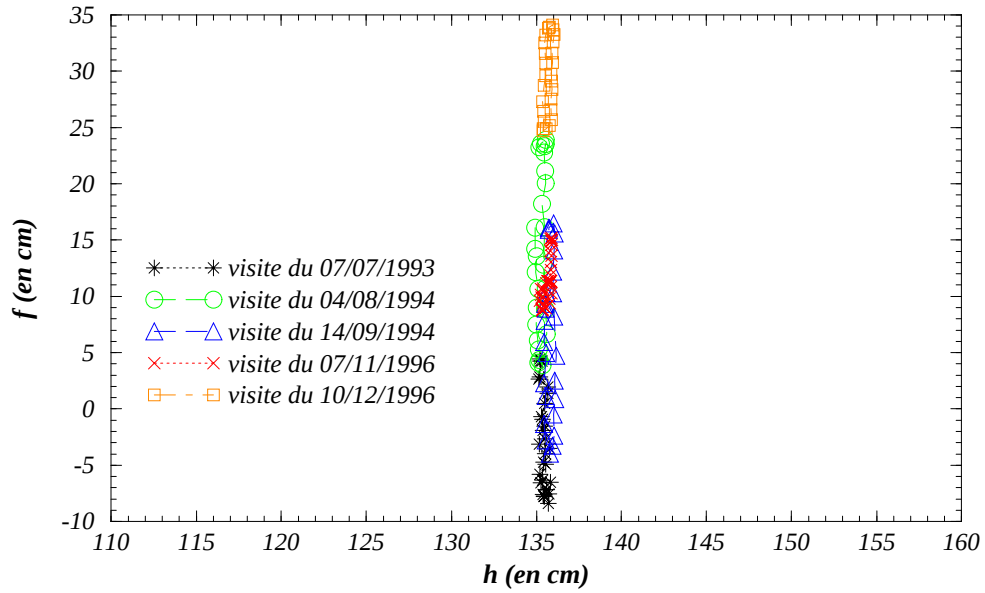
Le tableau de la figure 52 donne les résultats du calage du zéro de la réglette pour nos manipulations de 1993, 1994 et 1996. Les valeurs sont accompagnées d'écart-types estimés à partir d'une relation équivalente à (E.II.5), où l'on distingue les parties constante et variable de la formule (E.III.4). La première correspond aux grandeurs {N}, {a}, {b}, {c} et {d} qui restent constantes a priori au cours de la journée d'étalonnage. Leur somme est associée à un écart-type inférieur à 0.25 mm. Quant à la partie variable, due aux grandeurs {L} et {l}, elle introduit une incertitude que l'on estime à partir de la dispersion des déterminations de {h}. La valeur finale de {h} est obtenue à partir des deux moyennes respectives de la marée ascendante {h↑} et de la marée descendante {h↓}.

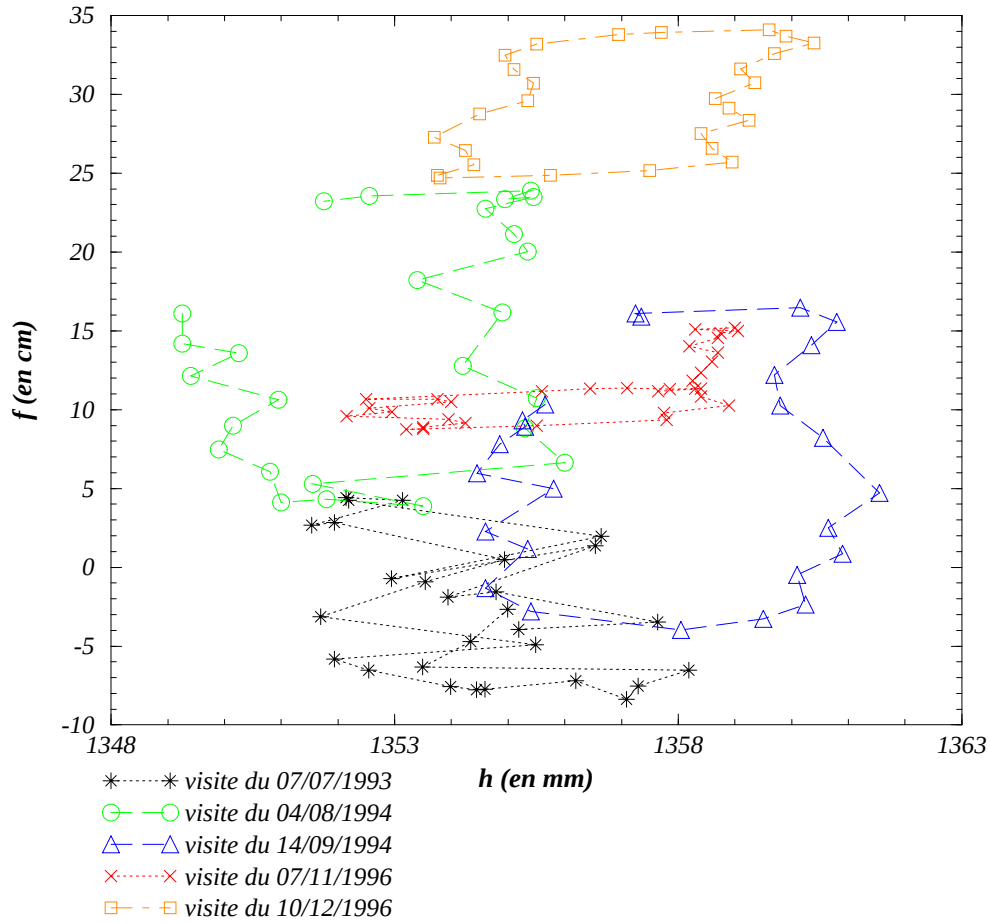
Figure 52 : Résultats des étalonnages du marégraphe totalisateur de Marseille effectués entre 1993 et 1996.

Etalonnage	sondages	h↑ (en mm)	h↓ (en mm)	h (en mm)
1993	28	1355.2 ± 1.9	1353.1 ± 1.3	***1354.2 ± 1.2***
1994-1	26	1355.0 ± 0.7	1350.1 ± 0.7	***1352.6 ± 0.5***
1994-2	25	1360.4 ± 0.6	1355.3 ± 0.8	***1357.9 ± 0.5***
1996-1	33	1358.4 ± 0.5	1353.3 ± 0.7	***1355.9 ± 0.4***
1996-2	27	1359.2 ± 0.6	1354.6 ± 0.7	***1356.9 ± 0.5***

Les diagrammes de Van de Casteele sont regroupés dans les deux graphiques de la figure 53. Le premier est doté d'une échelle comparable en abscisses et en ordonnées. Les diagrammes semblent correspondre à ceux d'un marégraphe idéal, très proches d'une droite verticale. Toutefois, en agrandissant l'échelle des abscisses, leur allure est autre (cf. deuxième graphique). Comme prévu, le marégraphe de Marseille présente des diagrammes de Van de Casteele en forme de cycle d'hystérésis. Cette forme traduit les jeux et les retards dus aux divers éléments mécaniques qui composent ce type d'instrument: engrenages, poulies... Apparemment inévitables, ces défauts ont ici une amplitude relativement faible. Moins de sept millimètres d'écart entre un point sur la branche de marée ascendante et un autre sur celle de marée descendante.

Figure 53 : Diagrammes de Van de Casteele des étalonnages du marégraphe totalisateur de Marseille effectués entre 1993 et 1996.





Chaque branche verticale du cycle d'hystérésis fournit une valeur de {h} pour la marée montante et une autre pour la marée descendante. La valeur à adopter est la valeur centrale du cycle. Lorsque les sondages sont bien espacés dans le temps, nous avons un nombre équivalent de points sur chacune des branches, la moyenne de l'ensemble convient alors. Il est toutefois recommandé d'écarter les points de la marée étale. En pratique, le nombre de données à marée descendante n'est pas égal à celui de la marée ascendante. Par conséquent, la procédure consiste à calculer d'abord l'abscisse moyen de chacune des branches verticales du cycle d'hystérésis, puis leur moyenne.

Seule la courbe de 1993 n'exhibe pas un cycle d'hystérésis net. Elle atteste par contre l'effet de frottements, qui, de fait, masquent tout autre défaut. Le résultat des jeux et des retards apparaît néanmoins lorsque l'on calcule les valeurs moyennes {h↑} et {h↓}. Leur écart est d'un peu plus de deux millimètres.

La présence de frottements est révélé dans le diagramme de Van de Casteele par le signe caractéristique représenté dans la figure 49. Dans l'étalonnage de 1993, ce type d'imperfection semble présent sur toute la plage de mesure. Sa trace sur le diagramme de Van de Casteele peut s'expliquer à l'aide de la relation (E.III.4): $h = f_{sondeur} + l$). Sur la branche ascendante de la marée, le défaut se traduit par un décalage vers la droite de notre courbe, car un accrochage du flotteur, de la crémaillère, de la réglette, ou d'une autre partie du marégraphe, résulte en une lecture de la réglette du marégraphe {l} plus importante que sa vraie valeur. Le plan d'eau s'élève sans que le flotteur, ou la partie mécanique concernée, ne transmette le mouvement. Donc, {h} prend une valeur trop grande et tire la courbe vers la droite. En revanche, l'accrochage en marée descendante produit une lecture de la réglette plus

petite, et donc une valeur de {h} plus faible. La courbe se décale alors vers la gauche. Un point d'accrochage devrait se retrouver dans les deux parties, ascendante et descendante, d'un diagramme de Van de Casteele si, toutefois, l'échantillonnage des sondages est propice.

L'allure en dents de scie, observée sur le diagramme de 1993, provient de la présence de frottements plutôt que des incertitudes d'observation, qui sont en général moins importantes comme le montrent les autres courbes. L'ampleur de ce défaut est suffisante pour masquer le cycle d'hystérésis, mais surtout elle conduit à une valeur moins précise de la grandeur de calage {h}. Pour une analyse plus détaillée de chaque point d'accrochage, se référer à Wöppelmann [1993].

Suite aux résultats inattendus de l'étalonnage de 1993, un nettoyage des rails de guidage du flotteur, ainsi que du flotteur lui-même, a été réalisé en 1994. Un étalonnage a précédé le nettoyage afin, d'une part, de confirmer les résultats de 1993 et, d'autre part, de mieux cerner l'origine des changements éventuels dans les caractéristiques du marégraphe. En outre, les archives consultés à ce jour indiquaient que, lors de toutes les interventions passées, le marégraphe avait subi un étalonnage préalable et un autre postérieur.

L'étalonnage d'août 1994, préalable au nettoyage, a confirmé la valeur de la grandeur {h}. Malheureusement, la plage de mesure ne coïncidait pas avec celle de 1993, et le diagramme de Van de Casteele correspondant ne témoigne pas des frottements observés en 1993. En revanche, l'étalonnage de septembre 1994, postérieur au nettoyage, présente une plage commune aux deux précédentes opérations. Sur le diagramme de Van de Casteele correspondant, l'imperfection due aux frottements n'est plus visible, et la valeur de {h} s'est légèrement décalée. Le nettoyage aurait finalement atteint l'objectif escompté.

Depuis 1994, aucun événement notable n'a été rapporté. Toutefois, l'allure du diagramme de l'étalonnage de novembre 1996 est quelque peu surprenante et inhabituelle puisque nous observons une marée descendante d'environ trois centimètres et une marée montante d'un peu plus de six centimètres. Le marnage prédit par le SHOM sur le site de Marseille était pourtant de l'ordre de dix centimètres. Si les effets météorologiques peuvent dans certains cas modifier considérablement les prédictions de marée, les conditions atmosphériques étaient stables durant toute la journée. Les phénomènes météo n'expliquent donc pas la dissymétrie observée. Par contre, vers le milieu de l'après-midi, alors que nous profitions d'un répit pour inspecter l'état de l'entrée du chenal conduisant l'eau jusqu'au puits de tranquilisation, nous avons récupéré un tricot qui se trouvait étalé le long du bas de la porte d'accès au puisard, obstruant vraisemblablement l'ensemble des trous d'admission. L'explication de l'allure dissymétrique du test de Van de Casteele se trouverait dans cet élément. Outre l'effet d'amortissement, nous ignorons s'il n'a eu un effet systématique sur le niveau moyen de la mer mesuré à l'intérieur du puits de tranquilisation. L'étalonnage de décembre 1996 a cependant permis de confirmer la valeur de la grandeur de calage {h} que nous avions déterminée un mois auparavant. Les deux valeurs sont cohérentes aux incertitudes près exprimées par leurs écart-types.

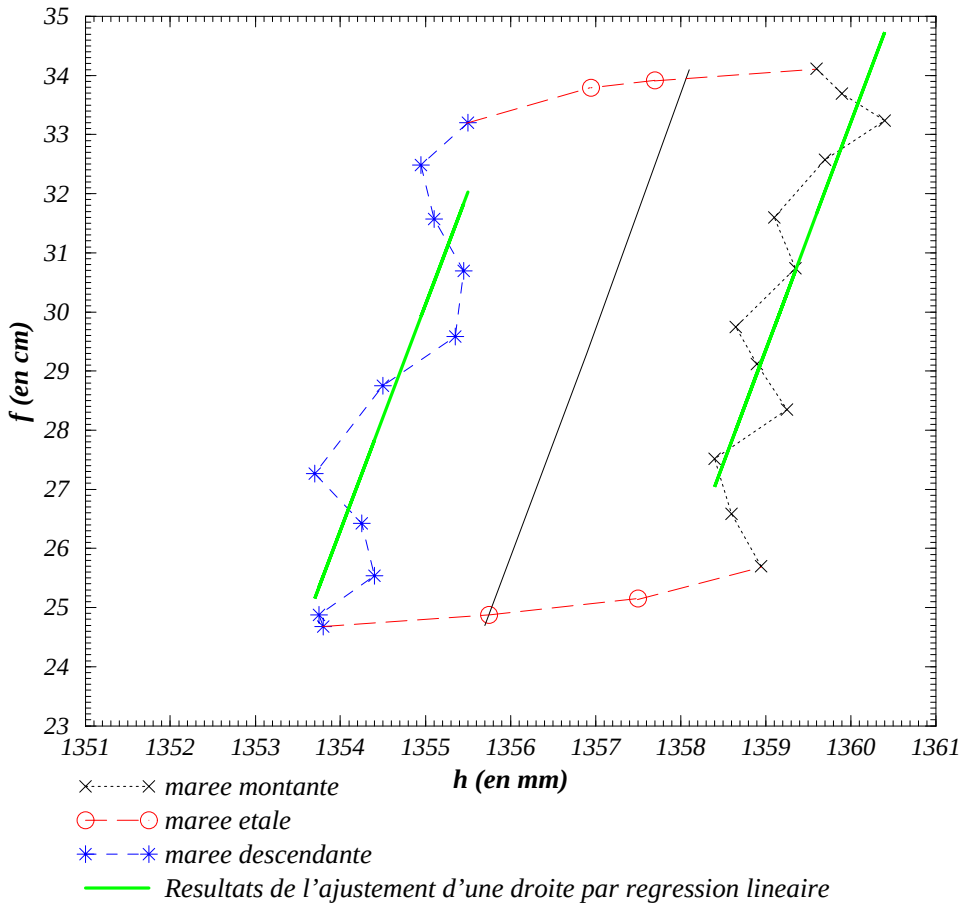
Une autre imperfection semble affecter le fonctionnement du marégraphe de Marseille. Il s'agit du défaut d'échelle (cf. figure 49). Celui-ci n'est pas clairement apparent sur tous les diagrammes, mais seulement sur l'étalonnage de décembre 1996 de façon nette. Le défaut d'échelle est dû à une mauvaise transmission de l'information captée par le flotteur. Dans les marégraphes à flotteur, il correspond à un rapport variable entre le déplacement du style inscripteur et celui du flotteur. De nombreux éléments peuvent produire cette imperfection, par exemple, le rapport d'engrenage, une variation du rayon du tambour d'enroulement du câble, le chevauchement des spires sur le cylindre, le diamètre du fil, etc. Dans le cas présent, le défaut d'échelle ne semble toucher que la plage de mesure qui est située

au delà de vingt-quatre centimètres au dessus du zéro NGF-IGN69. L'effet sur les données moyennes du niveau de la mer est de nature systématique, car la valeur de {h} varie sur une portion donnée en fonction de la hauteur d'eau considérée.

L'axe du cycle d'hystérésis donne, s'il n'est pas parfaitement parallèle aux ordonnées, l'erreur d'échelle du marégraphe. En l'occurrence, nous avons estimé cet axe à partir des résultats de l'ajustement des données de marée ascendante, puis des données de marée descendante, par régression linéaire (cf. figure 54). Les résultats sont cohérents, et mettent en évidence une relation linéaire entre les grandeurs {f} et {h}:

$$\mathbf{f = -5201 + 3.849 \times h} \uparrow \qquad \text{Coefficient de corrélation = 0.8}$$
$$\mathbf{f = -5141 + 3.816 \times h} \downarrow \qquad \text{Coefficient de corrélation = 0.85}$$

Figure 54 : Mise en évidence d'un défaut d'échelle du marégraphe de Marseille à l'aide du test de Van de Casteele appliqué aux données de l'étalonnage de déc. 1996.



Dans chacun des cas de figure, marée montante et marée descendante, nous constatons que la valeur de {h} varie d'un peu plus de deux millimètres entre le bas de la plage de mesure (24.7 cm) et le haut (34.1 cm). Nous ne pouvons cependant conclure à l'existence d'un défaut d'échelle en dehors de cette plage de mesure. Les étalonnages précédents ne présentent pas clairement cette imperfection, mais les performances auraient pu se dégrader depuis. Il est par ailleurs intéressant de noter que la valeur du bas de l'axe incliné du cycle d'hystérésis de décembre 1996, issu de la moyenne des deux droites ci-dessus, coïncide remarquablement, à deux dixièmes de millimètre près, avec la valeur moyenne de {h} de novembre 1996: 1355.9 mm contre 1355.7 mm.

La détermination de l'effet systématique de l'imperfection d'échelle sur le niveau moyen de la mer pourrait être envisagée pour corriger les enregistrements du totalisateur. Seulement, il serait nécessaire de connaître en détail les périodes où le niveau de la mer se trouve dans la plage de mesure affectée par le défaut. Mais, les données instantanées ne sont plus enregistrées depuis juillet 1987.

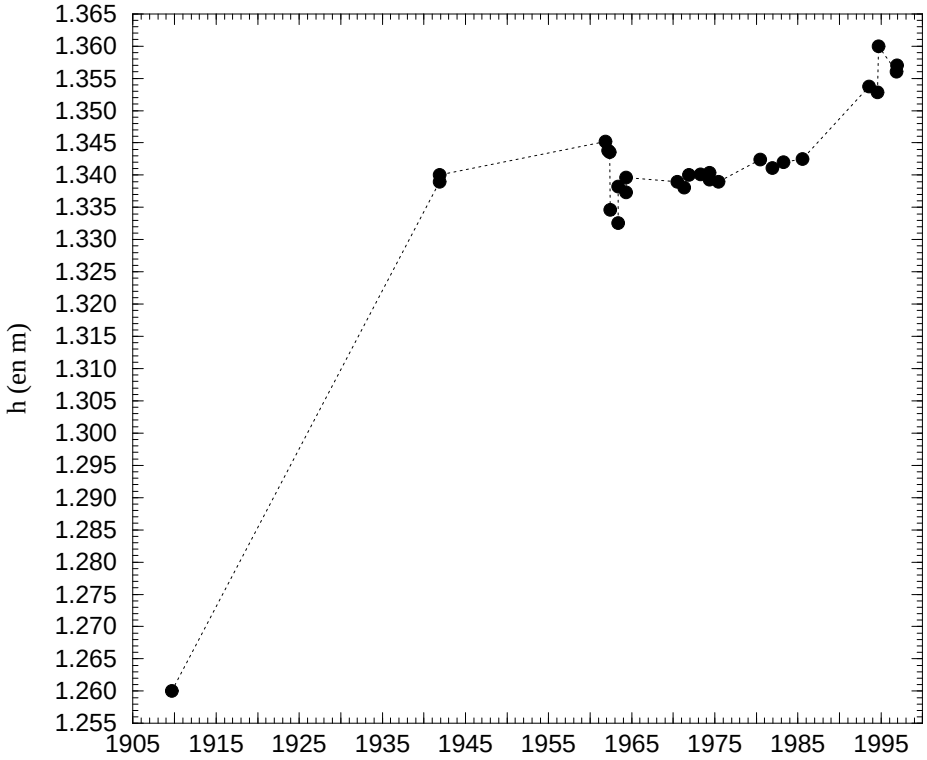
En exécutant des séries répétées de mesures d'étalonnage de la manière la plus soignée, et dans des conditions aussi différentes que possible, nous sommes capables d'évaluer la qualité de l'instrument. La mise en oeuvre du test de Van de Casteele permet de déceler certaines imperfections de fonctionnement du marégraphe, et de s'assurer de la constance des indications. Les écarts entre les différentes estimations de la grandeur de calage {h} témoignent de la fidélité de l'appareil; d'une part, au cours d'un cycle de marée complet, et, d'autre part, d'une journée d'étalonnage à l'autre sur des plages de mesure différentes a priori. En outre, l'instrument précis doit donner les mêmes réactions dans les mêmes conditions de service. Enfin, un instrument exact est supposé exempt d'erreurs systématiques. Dans une certaine mesure, la comparaison des données du marégraphe et du dispositif sondeur, considéré comme étalon fournissant les valeurs vrais, permettent d'évaluer la justesse ou l'exactitude de l'appareil. Ceci, je le répète, "dans une certaine mesure", car le puits de tranquilisation doit être considéré comme partie intégrante du marégraphe. Or, celui-ci peut introduire des erreurs systématiques dans la mesure du niveau de la mer. Notons au passage la différence entre les termes exactitude et précision, qui sont continuellement employés l'un pour l'autre. Il est d'ailleurs important que la précision, en s'améliorant, tende à rejoindre l'exactitude.

De l'examen des résultats ci-dessus, il ressort que le marégraphe de Marseille est un instrument de grande précision. La somme de ses imperfections de fidélité, de justesse et d'incertitude de lecture introduisent de très petites erreurs, largement négligeables dans la plupart des applications de la marégraphie. Il demeure d'autant plus remarquable qu'il s'agit là d'un appareil qui fonctionne depuis plus d'un siècle. Un effort important serait toutefois nécessaire pour le maintenir dans cet état, notamment en vue de remédier aux imperfections détectées, d'éviter que les erreurs ne s'amplifient davantage, et de s'assurer une maintenance mécanique, que l'IGN n'a peut-être plus la compétence ou la volonté d'engager. La notion de précision est relative comme nous le remarquions dans le chapitre précédent. Or, le besoin de l'application de surveillance du niveau des mers est très exigeante sur cet aspect. En particulier, la fidélité de l'appareil exclut tout phénomène d'hystérésis, toute plage d'incertitude, et sa justesse toute erreur systématique.

III.1.3.3. Panorama de la stabilité de l'instrument

Des étalonnages réguliers permettent de surveiller la stabilité de la référence instrumentale du marégraphe par rapport à une référence extérieure relativement plus stable a priori, en l'occurrence le repère de marée ou, ce qui est équivalent dans le cas de Marseille, le zéro NGF-IGN69. Les résultats des étalonnages effectués entre 1993 et 1996 nous ont donné un premier aperçu du niveau de stabilité de la référence interne du marégraphe de Marseille. Il est de l'ordre de quelques millimètres, voire moins, d'une année à l'autre, sur la courte période considérée. La figure 55 présente un panorama plus large de cette stabilité. Elle donne les valeurs de la grandeur de calage {h} retrouvées dans les archives disponibles à l'unité de marémétrie du SGN en 1993.

Figure 55 : Stabilité du zéro de la réglette du marégraphe de Marseille.



Nous remarquons quelques lacunes au cours desquelles la référence interne du marégraphe atteste des sauts de valeur notable. Par exemple, entre 1985 et 1993, la valeur de {h} passe de 1.342 à 1.354 mètres. S'agit-il d'une dérive continue et régulière de 1.5 mm/an, ou bien d'un changement brusque récent, apparu à l'issu du nettoyage complet du puisard en juin et juillet 1992 ? Des étalonnages réguliers auraient permis de cerner cet événement plus précisément dans le temps, et de corriger son effet rapidement. S'il s'agit effectivement d'une dérive continue, alors une élévation régulière du niveau de la mer de la même amplitude se traduira par un enregistrement marégraphique de tendance nulle, à condition toutefois qu'aucune autre contribution au signal marégraphique n'intervienne (cf. figure 45).

Les changements brusques de la valeur de {h}, observés entre deux étalonnages proches, s'expliquent la plupart du temps par l'effet d'une intervention concrète de maintenance de l'appareil. On note en particulier la visite de mai 1962 au cours de laquelle le flotteur fût nettoyé, les glissières de guidage du totalisateur graissées, et les poulies alignées correctement. L'étalonnage effectué avant d'entreprendre ces opérations confirme la valeur de {h} trouvée en février 1962. En revanche, l'étalonnage postérieur, réalisé quelques jours après, témoigne d'une valeur neuf millimètres plus faible. De même, le changement des fils du flotteur et du compensateur thermique, en mai 1963, se traduit par un saut de la valeur de {h}. L'écart entre les étalonnages précédent et postérieur à cette manipulation est de 5.6 millimètres.

Avant les années 60, les opérations de calage que nous avons retrouvées dans les archives sont rares. On constate une augmentation importante de la valeur de {h} entre 1909 et 1941, environ huit centimètres ! Malheureusement, les informations éparses dont nous disposons ne nous permettent pas de comprendre cet écart. Nous soupçonnons toutefois le changement d'un élément de la crémaillère, ses nouvelles dimensions modifiant l'emplacement de la réglette du marégraphe.

Il est intéressant de noter que la valeur de {h} a toujours eu tendance à augmenter. Le tableau de la figure 56 montre quelle aurait été la dérive de la référence interne du marégraphe de Marseille si les résultats des étalonnages n'avaient pas été pris en compte.

Figure 56 : Dérive de la référence interne du marégraphe de Marseille estimée par régression linéaire sur les données de la grandeur de calage {h} issues des étalonnages disponibles.

Période	Dérive interne estimée par régression linéaire (mm/an)
1909-1996	0.73 ± 0.10
1941-1996	0.34 ± 0.07
1962-1996	0.47 ± 0.07
1941-1985	0.05 ± 0.06

La valeur de la dérive interne du marégraphe de Marseille peut donc atteindre un ordre de grandeur comparable à la tendance du niveau de la mer qui est estimée à partir des marégraphes. Il est donc important de la surveiller par des étalonnages réguliers , et de corriger en conséquence les enregistrements du niveau de la mer qui sont destinés à l'étude des variations eustatiques du niveau de la mer. Bien qu'il subsiste peu de traces des étalonnages antérieurs à 1960, il est fort probable que ceux-ci aient bien été réalisés et pris en compte si l'on se souvient de l'attention accordée à la marémétrie par les ingénieurs géographes de l'époque [Vignal 1935, Hurault 1955].

Enfin, rappelons que l'opération d'étalonnage suppose un repère de marée stable. Cette hypothèse devrait être vérifiée par ailleurs, d'une part, localement à l'aide du nivellement de précision en mettant à profit les repères environnants, d'autre part, à l'échelle régionale, mais aussi globale à l'aide des techniques de géodésie spatiale. Nous aborderons ces questions dans les chapitres suivants.

III.1.4. Le problème des marégraphes à capteur de pression

Le marégraphe à pression est, comme son nom l'indique, un instrument destiné à mesurer la pression de l'eau au dessus du capteur. Qu'il soit de type pneumatique, à jauge de contrainte mécanique, ou à cristaux de quartz, il doit être immergé à une profondeur suffisante pour ne pas qu'il se retrouve à découvert lors des plus basses mers. De ce fait, même si la référence interne du marégraphe à pression a été calée au préalable en laboratoire par rapport à un élément matériel de l'appareil, ce dernier ne sera malheureusement pas placé avec autant de précision sous l'eau. Par ailleurs, après chaque opération d'entretien du capteur, il ne sera vraisemblablement pas installé exactement à la même position lors du mouillage.

Outre les sources de dérive inhérentes à l'instrumentation, la référence interne du marégraphe à pression est donc susceptible de varier à chaque opération d'entretien du matériel. Or, nous avons vu qu'il est important de surveiller avec précision cette référence dans le temps pour une estimation correcte de la tendance à long terme du niveau de la mer. Des

étalonnages réguliers doivent par conséquent être effectués sur place afin de déterminer avec soin le zéro des observations brutes du marégraphe par rapport à la référence arbitraire aisément identifiable et accessible qui est matérialisée par le repère de marée.

Mais, l'étalonnage des marégraphes à capteur de pression soulève une difficulté particulière, liée à leur « avantage » de ne pas requérir de puits de tranquilisation pour leur fonctionnement, ni d'ailleurs d'infrastructures importantes pour leur installation. Il est de ce fait préféré aux autres types de marégraphe, notamment dans les environnements inhospitaliers. Les méthodes classiques d'étalonnage que nous avons vues s'avèrent alors peu efficaces. Elles sont soit peu précises, un à deux centimètres tout au plus, soit difficiles à mettre en oeuvre: pas de puits de tranquilisation, pas d'infrastructure adéquate pour l'installation d'un bras porte-sonde, des conditions de mer calme pas assez fréquentes pour les lectures à l'échelle de marée, etc. Enfin, il est intéressant de se rappeler que l'étalonnage suppose la comparaison des valeurs d'une même grandeur, obtenues simultanément par le marégraphe et le dispositif étalon. Or, les marégraphes à pression modernes fournissent souvent des données intégrées sur un intervalle de temps spécifique, de quelques minutes typiquement.

Le défi technique d'étalonner ce type de marégraphe fut notamment relevé par M. Van Ruymbeke pour satisfaire les objectifs du réseau ROSAME, qui se trouve sous la responsabilité scientifique de C. Le Provost. Assisté de son équipe à l'Observatoire Royal de Bruxelles, et de notre participation, il conçut un premier appareil prototype que nous testâmes d'abord à Marseille, puis sur le site de Kerguelen lors de la campagne NIVMER d'octobre 1994 [Le Provost & Wöppelmann, 1994].

Le principe de mesure repose sur la variation de la capacité électrique d'un tube fabriqué en verre ou en PVC avec la hauteur d'eau à l'intérieur de celui-ci. La mesure brute est équivalente à une fréquence, déterminée à partir d'un comptage sur une période d'intégration spécifiée avant la mise en route de l'instrument: dix secondes, une ou deux minutes. La transformation de la mesure de fréquence en niveau d'eau n'est pas immédiate. Les grandeurs sont liées par une relation de type:

$$\mathbf{f} \propto \frac{\mathbf{1}}{\mathbf{C_0} + \mathbf{k} \times \mathbf{C(h)}} \qquad \textbf{(E.III.6)}$$

avec {f} fréquence;
{C0} capacité à vide;
{C} capacité correspondant au niveau d'eau {h};
{h} niveau d'eau à l'intérieur du tube;
{k} constante de proportionnalité.

Les valeurs des capacités dépendent surtout des caractéristiques physiques et électriques du matériel utilisé, mais aussi des conditions d'utilisation, notamment de la température et de la salinité de l'eau. Un changement important de ces paramètres extérieurs est susceptible d'introduire des imperfections de fidélité dans l'instrument. En particulier, l'indication fournie par l'appareil pour une hauteur d'eau donnée ne sera pas la même a priori selon le site où l'on se trouvera, ou selon la saison de l'année. Toutefois, sur la courte période nécessaire pour effectuer l'étalonnage, on suppose que l'effet est négligeable.

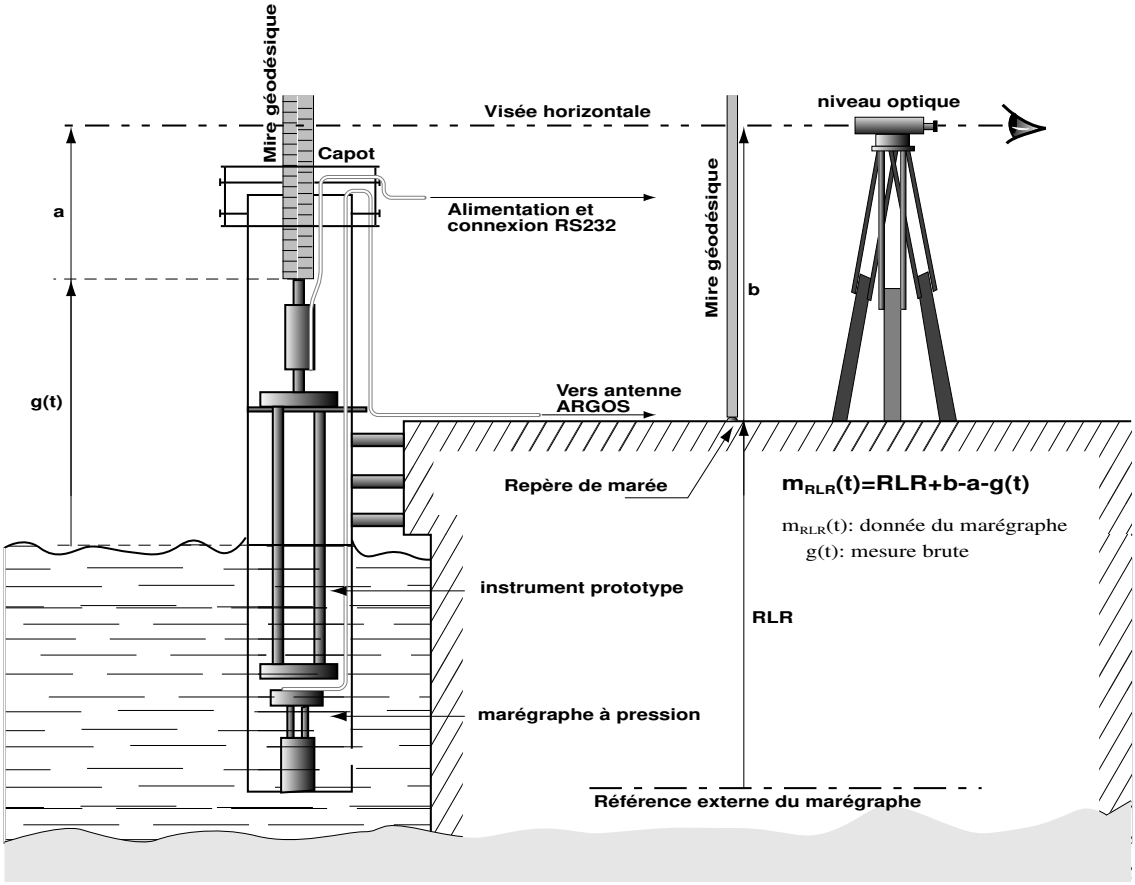
L'idée originale de M. Van Ruymbeke réside dans la possibilité d'étalonner en continu les indications de son instrument, et donc de déterminer la relation entre le niveau de l'eau et la mesure de fréquence à chaque manipulation. Pour ce faire, le prototype compte un capteur particulier parmi les trois capteurs capacitifs en forme de tube qui constituent la partie

inférieure de l'appareil. Ce capteur comprend des éléments capacitifs additionnels à des intervalles réguliers du tube, de sorte que le signal de sortie présente une inflexion nette due à la variation rapide de la capacité lorsque l'eau atteint leur niveau. Il existe environ une dizaine de points singuliers de ce type, espacés de vingt centimètres les uns des autres le long du tube. Ils ont été placés avec grand soin en laboratoire. Le traitement des mesures brutes de ce capteur devrait donc permettre d'estimer les paramètres des relations (E.III.6) pour chacun des deux autres tubes capteurs.

Toutefois, pour remplir son rôle d'étalon, il est encore nécessaire que les points singuliers soient repérés par rapport à un élément matériel de l'appareil qui, par ailleurs, puisse être déterminé par rapport au repère de marée. C'est pourquoi, nous avons doté l'appareil d'une mire géodésique couplée à la partie supérieure du prototype (cf. figure 57).

La connaissance de la position des inflexions du capteur par rapport à une graduation de la mire permettra alors de déduire leur hauteur par rapport à la référence arbitraire du marégraphe moyennant des observations de nivellement (cf. figure 57).

Figure 57 : Dispositif d'étalonnage du marégraphe côtier de Kerguelen. Schéma extrait du rapport de la campagne NIVMER-94 [Le Provost & Wöppelmann, 1994].



Les manipulations effectuées à Kerguelen lors de la campagne NIVMER-94 ont permis de mettre en évidence un certain nombre de défauts techniques, notamment concernant l'aspect mécanique de l'appareil. Cependant, l'analyse préliminaire des données semble valider le concept physique de mesure. D'une part, les signaux enregistrés sont cohérents avec celui du marégraphe, d'autre part, le signal du capteur de référence présente effectivement les inflexions prédites que nous avions observées en laboratoire. En outre, le traitement des essais

en laboratoire a confirmé la position relative de huit points d'inflexion à vingt centimètres très précisément l'un de l'autre. Le rapport de mission de Le Provost & Wöppelmann [1994], ainsi que l'état d'avancement du projet d'étalon de marégraphes avec l'Observatoire Royal de Belgique [Wöppelmann, 1995] donnent plus de détails sur le mode opératoire, les observations, les difficultés et les problèmes rencontrés. Mise à part l'exploitation de ces données enregistrées par le prototype, un important travail d'analyse, d'évaluation et de mise au point reste encore à réaliser. Selon M. Van Ruymbeke, il conviendrait parfaitement à un travail de thèse en instrumentation.

Entre-temps, d'autres groupes se sont également penchés sur le problème de l'étalonnage des marégraphes à pression, notamment une équipe du Laboratoire Océanographique Proudman (POL), au Royaume Uni. Leur méthode est plus simple dans la mesure où elle ne demande pas le développement de nouveau matériel. Le principe s'appuie sur un deuxième marégraphe à pression placé à proximité du niveau moyen de la mer. Celui-ci a d'abord été étalonné avec précision en laboratoire. Il est installé avec soin sur le site lors de la marée basse, et le calage précis de sa référence interne est alors réalisable par rapport au repère de marée. L'idée de la méthode d'étalonnage est la suivante: pendant que le niveau de l'eau se trouve sous le capteur de pression, l'enregistrement est plat, correspondant au zéro de sa référence interne, dont on connaît la hauteur par rapport au repère de marée. Il suffit alors de comparer les données simultanées des deux marégraphes à pression pendant cette période et les ajuster. Cette méthode a fourni des résultats encourageants, puisqu'elle permettrait déjà un contrôle de la référence interne à mieux que le centimètre, et pourrait atteindre le millimètre [Woodworth et al, 1996].

L'étalonnage d'un marégraphe apparaît donc comme une opération indispensable à effectuer régulièrement pour évaluer les performances de l'instrument et pour surveiller la stabilité de sa référence interne; cela quelque soit la technologie de base. Le marégraphe à capteur acoustique présente toutefois quelques avantages. D'une part, il se trouve au-dessus du plan d'eau. Il est de ce fait plus facile de l'entretenir et de déterminer sa référence instrumentale. Le calage de cette référence peut s'effectuer en laboratoire par rapport à un élément matériel de l'appareil. Cet élément matériel est ensuite positionné aisément au-dessus du repère de marée. D'autre part, il semble que les marégraphes acoustiques aient une référence interne remarquablement stable:

- le SHOM, en France, ne constate pas de dérive significative supérieure à un centimètre pour leurs appareils MCN [Dupuy, 1993];
- le NTF, en Australie, obtient des résultats qui indiquent une stabilité de l'ordre de 0.2 mm avec leurs appareils SEAFRAME, lorsqu'ils sont utilisés dans leurs conditions optimales [Lennon et al, 1993];
- le NOS, aux Etats-Unis, note des écarts faibles sur une cinquantaine de marégraphes NGWLMS, typiquement inférieurs à deux millimètres, après étalonnage sur place [Gill et al, 1993].

Mais, ces résultats sont encore quelque peu préliminaires puisque le déploiement des marégraphes acoustiques est relativement récent. S'ils se confirmaient à plus long terme, la politique d'étalonnage pourrait être revue avec une périodicité plus adaptée à leurs performances.

III.2. Déplacements verticaux du support du marégraphe

Dès lors que la référence du marégraphe est liée à l'écorce terrestre, tout déplacement vertical de celle-ci est susceptible d'influencer la mesure de l'instrument. Outre les mouvements épéirogéniques, qui regroupent les soulèvements et les affaissements naturels de grands compartiments de l'écorce terrestre, nous devons également considérer les déformations plus locales, parfois de nature artificielle et imputable à l'activité humaine. Les processus physiques à l'origine de ces déplacements sont multiples et variés. Ils peuvent être classés de la manière suivante:

- effets des marées terrestres;
- effets tectoniques: plissements, séismes, etc.
- effets de charge: rebond postglaciaire, sédimentation, etc.
- effets du volcanisme;
- effets des nappes d'eau souterraine;
- effets anthropiques.

La section présente décrit un peu plus en détail quelles sont ces causes de mouvement à la surface terrestre, et surtout, quelle est leur signature potentielle dans l'enregistrement d'un marégraphe.

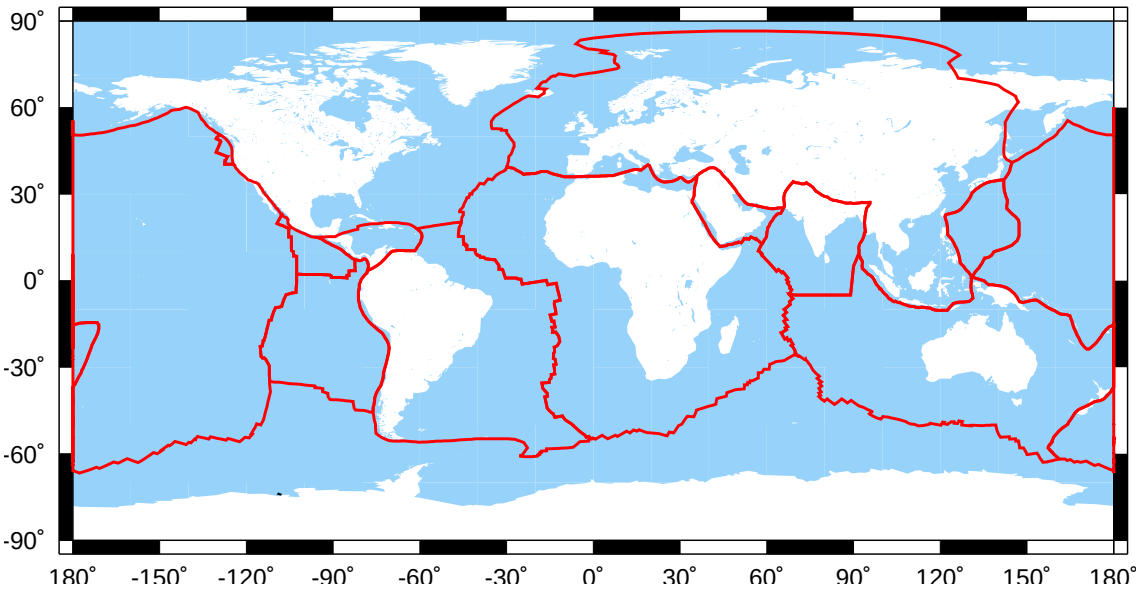
III.2.1. Effets des marées terrestres

Les marées terrestres sont les déformations élastiques de l'écorce terrestre due à l'action des forces gravitationnelles de la Lune et du Soleil. L'effet des autres astres étant apparemment négligeable au niveau sous-millimétrique. La variation temporelle suscitée à la surface de la terre par ce phénomène est périodique, en accord avec les mouvements des astres considérés et de leurs effets conjugués. Notons toutefois qu'il existe un terme permanent dépendant de la latitude. Typiquement, l'amplitude du déplacement périodique n'excède pas quelques dizaines de centimètres. Elle dépend de la situation géographique de la station, en raison notamment de la forme elliptique de la Terre et de sa rotation [Wahr, 1981]. Il est relativement aisé de réduire l'effet des marées en utilisant un modèle de correction approprié, tel que celui qui est recommandé par l'IERS [McCarthy (Ed.), 1996]. Ces modèles font intervenir les nombres de Love pour prendre en compte l'élasticité de la terre. Ils sont fonction de la latitude et de la fréquence de l'onde de marée considérée.

III.2.2. Effets tectoniques

Par « effets tectoniques », nous entendons les déplacements verticaux qui ont une liaison avec à la dérive des plaques tectoniques, autrement dit qui ne se produiraient pas en l'absence de cette dérive des plaques. La figure 58 décrit la configuration des principales plaques tectoniques, telles que DeMets et al [1994] les décrivent. Elles sont au nombre de quatorze. D'autres plaques sont parfois introduites, des micro-plaques en général, afin d'essayer d'expliquer les mouvements complexes qui s'effectuent dans certaines régions. Les limites des plaques sont par endroits incertaines en raison du manque de données précises. Notons par ailleurs que les vitesses horizontales de ces plaques n'excèdent pas quinze centimètres par an.

Figure 58 : Frontières des plaques tectoniques suivant le modèle NNR-NUVEL1A établi par DeMets et al [1994].



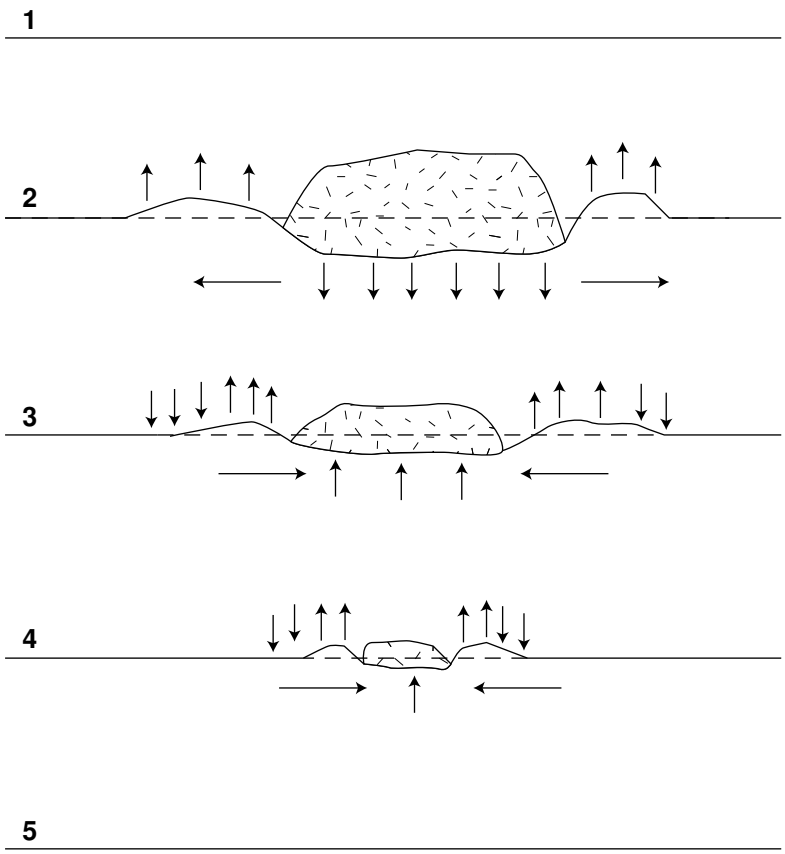
D'une manière générale, les soulèvements de l'écorce terrestre prédominent dans les régions où les processus de formation et de destruction des plaques sont les plus actifs. Il s'agit des dorsales, des zones de subduction et de transformation qui se trouvent en bordure des plaques. Toutefois, un certain nombre d'indices suggèrent que des déformations verticales se produiraient également loin des frontières des plaques. A titre d'exemple, les données satellitaires révéleraient une topographie marine en forme de tôle ondulée dans le bassin Indien central [Royer, 1993]. L'ensemble des observations spatiales indiqueraient en outre un raccourcissement de ce bassin par plissement du socle océanique suivant une direction nord-sud. Aussi, Pirazzoli [1976] rapporte l'existence d'un bombement dans la région de Nouvelle Calédonie, du côté des îles Loyauté, qui aurait provoqué l'émersion de nombreuses terrasses marines dans cette région. Ces deux témoignages de mouvements verticaux intraplaques vont toutefois à l'encontre du postulat de la théorie générale de la tectonique, selon lequel les plaques lithosphériques seraient rigides. Mais, comme le remarque justement Pirazzoli [1976], elles ne sont pas si rigides puisqu'elles peuvent se plier de plusieurs centaines de mètres sous l'effet du poids des calottes de glaces continentales (cf. rebond postglaciaire).

Suivant la nature du contact entre les plaques, nous rencontrons des processus de subduction, de plissement, et de séismes qui déplacent verticalement l'écorce terrestre. Les mouvements continus sont typiquement de l'ordre de quelques millimètres par an, et au plus de quelques centimètres par an dans le cas de certains plissements. Quant aux séismes, ils sont provoqués par le glissement brusque de deux blocs de la croûte terrestre, l'un par rapport à l'autre, de part et d'autre d'une discontinuité appelée plan de faille. Trois catégories de failles sont souvent distinguées: les failles normales, où les deux blocs tendent à s'éloigner l'un de l'autre, entraînant des effondrements; les failles inverses, où ils convergent, entraînant des chevauchements; et les failles décrochantes, où les blocs coulissent horizontalement en sens opposé. Les mouvements brusques observés à la suite de tremblements de terre atteignent parfois plusieurs mètres (cf. par exemple la figure 47). Ils apparaissent étroitement localisés à la zone intéressée par le séisme. Mais les tremblements de terre, même assez intenses, ne produisent pas toujours de changement appréciable du niveau du sol. Les déplacements observés sont parfois complexes. Aussi, des sauts brefs mais réguliers se conjuguent quelquefois avec des mouvements continus dans le sens inverse, de l'ordre du millimètre par an, voire le centimètre par an dans les rifts continentaux.

III.2.3. Rebond postglaciaire et autres effets de charge

Le rebond postglaciaire observé en Amérique du nord et en Scandinavie est une conséquence de la fusion, encore relativement récente, des calottes glaciaires qui couvraient ces régions il y a maintenant 18000 ans, et de l'allégement de l'écorce terrestre qui en est résulté. D'après la théorie de l'isostasie, les différents compartiments de la lithosphère et de l'asthénosphère se maintiendraient dans un équilibre relatif suivant les différences de densité de leurs matériaux. Aussi, la formation ou la disparition d'une charge à la surface de la Terre modifiera cet équilibre et entraînera un ajustement en accord avec les variations de poids qui se traduira par un changement du champ de gravité terrestre et une déformation de la surface terrestre. Les effets produits sont fonction de la masse de la charge. Dans le cas d'une masse faible, la réponse de l'écorce terrestre suit un processus élastique. Les échelles spatio-temporelles sont cohérentes avec les dimensions et la durée de la charge, saisonnière à séculaire. En revanche, dans le cas d'une masse importante, la réponse est viscoélastique en raison des transferts de masse qui se produisent sous la lithosphère. Elle perdure bien au-delà de la disparition de la charge sur des centaines ou milliers d'années.

Figure 59 : Description schématique des effets de charge produit par la formation et la fusion d'une grande calotte de glace, d'après Daly [1934] tel que le rapporte Pirazzoli [1976].



Les déformations verticales induites par le rebond postglaciaire seraient aujourd'hui inférieures au centimètre par an [Tushingham & Peltier 1991, Peltier 1995]. Ces auteurs montrent par ailleurs que les effets se manifestent au-delà des limites des calottes glaciaires et du gonflement périphérique. Aussi, les déplacements atteindraient une amplitude maximale de 9 mm/an dans le Golfe de Bothnie; ils ne dépasseraient pas 2 mm/an au niveau du bombement périphérique; et, vers l'équateur, ils seraient d'à peine quelques dixièmes de millimètre par an.

Outre le mécanisme physique décrit ci-dessus, d'autres phénomènes isostatiques se produisent en liaison avec les modifications de charge introduites par l'eau, l'air et les matériaux solides à la surface de la terre. Parmi ces phénomènes de charge nous avons:

• l'hydroisostasie. La fonte des glaces continentales augmente la masse d'eau dans les bassins océaniques, enfonçant ces derniers et soulevant les continents par transfert de masse en profondeur depuis les océans [Pirazzoli 1995]. Notons que les côtes, et par suite les marégraphes, se trouvent dans une position intermédiaire. La stabilité de la station dépendra de sa position par rapport à une ligne d'équilibre de mouvement vertical nul.

• la surcharge océanique. Ce terme comprend l'effet périodique de la charge provoquée par la marée océanique au voisinage du littoral. L'effet est très localisé et l'amplitude du mouvement vertical est de l'ordre de plusieurs centimètres. Des modèles ont été développés en vue de connaître ce déplacement au niveau du millimètre [McCarthy, 1996].

• l'effet de charge atmosphérique. Les variations de la pression barométrique peuvent entraîner des déformations verticales de l'écorce terrestre de l'ordre de quelques centimètres sur quelques jours à quelques mois [Van Dam & Wahr 1987, Sun et al 1995]. Pradel [1995] montre que les modèles disponibles s'accordent à mieux que le millimètre en zone continentale, mais que leurs écarts peuvent dépasser quatre millimètres à proximité du littoral, parfois la moitié du déplacement calculé.

• la sédimentation et l'érosion. La force de pesanteur et l'érosion produisent un transfert unilatéral de matière des terres émergées vers les plaines alluviales, les plateaux continentaux, et le fond des océans. L'allégement des terres émergées et l'alourdissement des bassins océaniques s'accompagnent d'ajustements isostatiques et de phénomènes de compaction ou diagenèse. De même que dans le cas de l'hydroisostasie, l'effet sur l'enregistrement d'un marégraphe côtier est parfois ambiguë. Dans les bassins, la subsidence est inférieure au dixième de millimètre par an. Par contre, dans les embouchures des cours d'eau, elle peut atteindre plusieurs millimètres par an.

• la thermo-isostasie. La croûte terrestre s'épaissit par refroidissement au fur et à mesure qu'elle s'éloigne de son lieu de formation dans les dorsales. L'enfoncement subséquent n'excéderait pas quelques dixièmes de millimètres par an [Pirazzoli, 1995].

III.2.4. Effets du volcanisme

Nous avons omis de parler du volcanisme à l'occasion des effets liés aux mouvements des plaques tectoniques. Pourtant, ce phénomène est fréquent à proximité des frontières des plaques, car il est étroitement lié la formation et à la destruction de la croûte terrestre. La remontée de magma s'effectue par les dorsales ou par les fissures de l'écorce qui peuvent se former dans les zones de convergence où siègent de fortes contraintes mécaniques. Mais, il existe un autre type de volcanisme, moins connu car il est associé à un phénomène particulier de convection du manteau, plus rare. C'est le volcanisme lié aux points chauds, ou « hot spots » en anglais. Pirazzoli [1995] explique en détail ce mécanisme physique en l'illustrant par l'exemple de la chaîne des îles de la Société dans le sud du Pacifique. Le réchauffement de la lithosphère sous un point chaud provoque son amincissement, et donc son soulèvement par ajustement isostatique. L'apparition des volcans est ainsi favorisé. Il convient de noter à cet égard que les points chauds sont justement révélés dans l'océan par les chapelets d'îles volcaniques alignées dans la direction du déplacement de la plaque tectonique. Un point chaud resterait à une position fixe dans un système de référence terrestre pendant plusieurs millions d'années.

Les volcans sont susceptibles de générer au moins deux mécanismes différents de déplacement vertical de l'écorce terrestre : tout d'abord le gonflement du sol par la remontée lente du magma, ensuite le phénomène de charge dû à l'apport de masse qui constitue de fait le volcan lui-même. L'analyse des données de nivellement du premier ordre obtenues en 1951 et en 1994 dans la zone du volcan des monts Albains, en Italie, révèle un soulèvement maximal de trente centimètres, soit environ 7 mm/an [Amato & Chiarabba, 1995]. Les auteurs notent par ailleurs que les mesures plus anciennes effectuées en 1891 et 1927 montrent un soulèvement beaucoup plus faible. Dans l'île Sao Miguel des Açores, Sigmundsson et al [1995] trouvent des déplacements verticaux du même ordre de grandeur dans la zone du volcan de Furnas à partir de données GPS. Mais, certains indicateurs géologiques ou archéologiques montrent que l'amplitude des soulèvements dans les zones volcaniques peut atteindre plusieurs dizaines de centimètres sur quelques centaines d'années. Ce fut notamment le cas de la zone proche du port de Pozzuoli, non loin du volcan situé près de Naples, selon les témoignages archéologiques recueillis au temple de Sérapis [Pirazzoli, 1976 et 1995]. En ce qui concerne l'effet de charge du volcan, il est analogue à celui qui est créé par la charge des glaces continentales. On parle d'ailleurs de volcano-isostasie parfois. De même, un bulbe périphérique est manifeste. L'effet se produit à l'échelle de temps géologique, et son amplitude est faible, typiquement inférieure au millimètre par an. Il se conjugue aux effets d'allégement dû à l'érosion, d'alourdissement dû à la formation de coraux, et de déplacement horizontal apparent du point chaud.

III.2.5. Effets des nappes d'eau souterraine

Les variations de niveau des nappes d'eau souterraine produisent des effets de gonflement et de dégonflement qui déforment l'écorce terrestre. L'évaluation quantitative de l'effet n'est pas aisé puisqu'il est nécessaire de connaître la perméabilité des roches, le contenu en eau souterraine, et leurs variations. L'effet n'est vraisemblablement pas toujours négligeable. Inférieur à quelques centimètres, il a de toute évidence un caractère saisonnier, mais un assèchement continu pourrait introduire un effet à plus long terme. Aussi, le processus physique est lié aux changements dans le régime des précipitations.

III.2.6. Effets anthropiques

L'action de l'Homme sur la stabilité verticale de la côte est variée, néanmoins les effets anthropiques sont toujours dans le sens de la subsidence de celle-ci. Parmi les causes artificielles d'affaissement, citons:

• l'exploitation des richesses souterraines. Cela concerne aussi bien les minerais que les hydrocarbures et l'eau des nappes phréatiques pour l'agriculture ou la consommation directe par l'homme.

• l'aménagement du littoral par la construction de ports, d'usines, etc. Outre l'effet de charge, le bilan sédimentaire peut être considérablement modifié par les dragages, les polders, les barrages, etc.

• enfin, nous ne devons pas négliger le tassement des fondations du support du marégraphe: bâtiment, quai ou port.

L'amplitude de ces effets est variable. Emery & Aubrey [1991] donnent des valeurs de l'ordre de la dizaine de centimètres par an en certains sites de pompage de pétrole au Venezuela et dans le sud de la Californie. Ils citent à l'égard de l'extraction d'eau souterraine les exemples célèbres de Venise, de la Floride, ou encore de Bangkok. La durée des effets de pompage peut s'étaler sur plusieurs décennies, voire plus. Elle dépend bien entendu de l'ampleur de l'exploitation. Le tassement des fondations est vraisemblablement significatif, de l'ordre de quelques millimètres par an. Une quantification plus précise est ici aussi fonction des sites considérés.

Figure 60 : Tableau récapitulatif des mouvements verticaux de l'écorce terrestre qui peuvent affecter la stabilité du support du marégraphe.

Signal	Amplitude	Echelle spatiale	Echelle temporelle
Marées terrestres	≤ 30 cm	Locale	Périodicité liée aux mouvements des astres
Effets de charge			
Rebond postglaciaire	≤ 2 cm/an	Régionale	Glaciations (≈ -10000 ans)
Surcharge océanique	≤ 10 cm	Locale, côtes	Cf. marées
Surcharge atmosphérique	≤ 2 cm	Locale à régionale	Jour à 10 jours
Sédimentation			
Bassins océaniques	< 0.03 mm/an	Bassin	Milliers d'années
Embouchures fluviales	≤ 5 mm/an	Locale	Séculaire et plus
Effets tectoniques			
Jeux de failles, plissements	≤ quelques cm/an	Locale à régionale	Millions d'années
Séismes	≤ plusieurs mètres	Locale à régionale	Effet bref < jour
Effets du volcanisme			
Gonflement-dégonflement	≤ quelques dm/an	Locale	Décennale à séculaire
Volcano-isostasie	≤ mm/an	Régionale	Long terme (séculaire et plus)
Variations du niveau des nappes d'eau souterraine	≤ quelques cm	Locale	Saisonnière et plus (liée aux précipitations)
Effets anthropiques			
Extractions de pétrole, etc.	≈10 cm/an, voire plus	Locale	Décennal, et plus
Tassement des ouvrages: quai, port, etc.	≤ 5 mm/an	Locale	Plusieurs mois, voire plus

Au terme de cette revue, il apparaît clairement que les variations eustatiques, dues aux changements de volume d'eau et enregistrées par les marégraphes, sont susceptibles d'être masquées par celles de nombreux phénomènes physiques de déformation verticale de l'écorce terrestre. Considérant leur amplitude et leur comportement linéaire sur de longues périodes de temps, la distinction entre les processus terrestres et océaniques est irréalisable sans un apport complémentaire d'information aux données marégraphiques. Mais, peu de modèles sont à l'heure actuelle disponibles pour corriger ces déplacements verticaux du support du marégraphe de manière satisfaisante. Le rebond postglaciaire est encore l'effet le mieux reproduit, néanmoins nous avons vu dans le chapitre II que les incertitudes qu'il introduit sont encore trop importantes.

L'approche qui consiste à imaginer que la contribution de la composante terrestre du signal marégraphique disparaît lorsque l'on calcule des moyennes sur un grand nombre de stations, réparties à l'échelle du globe et loin des régions jadis couvertes par les épaisses calottes de glace, s'avère approximative et incertaine. Non seulement l'échantillonnage spatial des marégraphes intéressants est peu optimal (cf. chapitre II), mais les affaissements semblent aujourd'hui plus fréquents sur les côtes que les soulèvements [Pirazzoli, 1976], à cause notamment de la thermo-isostasie, de l'hydro-isostasie et de la sédimentation, mais aussi des effets anthropiques.

L'approche des côtes stables semble également sujette à controverse. La carte établie par Emery & Aubrey [1991] montre justement que peu de côtes semblent dépourvues de mouvements épirogéniques. Cette carte est issue de la collecte d'un grand nombre d'évidences géologiques. Mais, ces dernières ne prouvent pas rigoureusement que les mouvements perdurent ou que d'autres effets ne se sont pas manifestés depuis. De fait, nulle côte ne peut être considérée verticalement stable comme l'indique Pirazzoli [1995]. Emery & Aubrey [1991] reconnaissent d'ailleurs que les enregistrements des marégraphes reflètent tout autant des déformations de l'écorce terrestre que des variations du niveau de la mer. Qui plus est, le ralentissement de l'expansion des océans il y a environ 6000 ans, appuie leur idée que les tendances marégraphiques révèlent d'abord l'effet des mouvements épirogéniques. Les variations eustatiques étant considérées comme du bruit.

III.3. Sources de variation de la composante océanique

Nous avons vu au chapitre II que seuls les marégraphes de Brest et de Marseille présentent actuellement, en France, des séries temporelles de données suffisamment longues pour estimer de manière sûre une tendance à long terme du niveau de la mer. Néanmoins, les divers enregistrements qui existent pourraient également être exploités dans cette optique moyennant une meilleure connaissance des fluctuations de courte échelle de temps qui affectent le niveau de la mer. De nombreux mécanismes physiques contribuent en effet aux variations relatives du niveau de la mer. Leur somme masque tout signal eustatique qui révélerait un réchauffement climatique. Aussi, une connaissance préalable précise de ces contributions permettrait d'isoler les effets séculaires. Par ailleurs, il est désormais reconnu qu'il est indispensable d'étudier les processus physiques de relativement courte période, interannuelle et interdécennale, pour mieux comprendre les mécanismes de réponse des océans aux changements climatiques qui s'effectuent à plus long terme.

Les deux premières sections de ce chapitre ont présenté les effets instrumentaux et épirogéniques potentiellement présents dans le signal enregistré par un marégraphe, nous abordons à présent les phénomènes physiques susceptibles de figurer dans la composante marine de cet enregistrement. Ils sont nombreux et variés, et couvrent un spectre temporel de variation très vaste, qui s'étale de quelques minutes pour les seiches à plusieurs centaines d'années, voire plus, pour les perturbations d'ordre climatique. Les effets physiques observés sont parfois regroupés de la manière suivante:

- effets astronomiques de la marée;
- effets météorologiques de la pression barométrique et du vent;
- effets de la circulation océanique;
- effets de la topographie marine;
- effets stériques de la température et de la salinité;
- effets des glaciations;
- et, autres effets climatiques.

Revus et étudiés en détail par divers chercheurs, en particulier Pirazzoli [1976], Pugh [1987], Emery & Aubrey [1991], Le Provost [1993], et Minster [1994], il est relativement aisé de dresser un inventaire des mécanismes considérés. Aussi, nous faisons une synthèse rapide de ces analyses en cherchant surtout à dégager les caractéristiques spatio-temporelles et l'ordre de grandeur des effets. Celles-ci sont résumées à la fin de la section dans le tableau de la figure 65.

III.3.1. Effets de la marée

La marée océanique est un phénomène périodique de montée et de baissée du niveau de la mer. Il est gouverné par l'action gravitationnelle des autres corps du système solaire, essentiellement la Lune et le Soleil. L'explication et la détermination de ce phénomène se sont précisées au fur et à mesure des progrès réalisés en particulier dans les sciences mathématiques.

Parmi les contributions notables à la connaissance de la marée, nous devons d'abord citer les travaux effectués par Isaac Newton [1642-1727] qui suivirent sa célèbre théorie de l'attraction universelle. La théorie statique de la marée formulée par Newton considère l'action perturbatrice des forces gravitationnelles de la lune et du soleil sur le potentiel de gravitation de la Terre. Elle explique les principales caractéristiques observées sur les côtes, notamment la marée semi-diurne, les effets de morte-eau et de vive-eau, ou encore la marée d'équinoxe. Elle établit en outre l'influence prépondérante de la Lune par rapport au Soleil et l'existence des ondes principales qui constituent la marée. Mais les valeurs théoriques calculées ne correspondent pas souvent à l'amplitude observée dans les ports. Le tableau de la figure 61 donne l'amplitude moyenne de la marée effectivement observée en quelques ports du monde. L'amplitude théorique maximale de marée d'équilibre, inférieure au mètre, ne peut expliquer ces résultats [Bouteloup, 1979]. Par ailleurs, il est fréquent qu'elle présente un retard par rapport à la prédiction. Ce décalage est appelé âge de la marée, typiquement de l'ordre de deux jours [Pugh, 1987].

Figure 61 : Amplitude des marées observée dans différents ports, d'après Dars [1971].

PAYS	PORT	Amplitude moyenne en vive-eau
CANADA	Baie de Fundy	13,6 m
CANADA	Baie Frobisher	13,6 m
ANGLETERRE	Rivière Severn	13,1 m
FRANCE	Baie du Mont Saint-Michel	12,6 m
PATAGONIE	Détroit de Magellan	11,9 m
SIBÉRIE	Cap Astronomique	11,5 m
AUSTRALIE	Collier Bay	11,0 m
CHINE	Ile Rambler	10,4 m
CANADA	Rivière Kotsak	10,1 m
ALASKA	Sunrise	10,1 m
MEXIQUE	Rio Colorado	9,6 m
BRÉSIL	J. Maraca	9,1 m
CORÉE	Masampho	9,1 m
AUSTRALIE	Ile Mangrove	9,1 m
INDES	Bhannagar	8,7 m

C'est Pierre Simon de Laplace [1749-1827] qui, s'appuyant sur des observations du niveau de la mer effectuées à Brest entre 1714 et 1717, souligne les limites de la théorie statique des marées de Newton. En particulier, cette dernière postule que la surface des mers prend instantanément la position d'équilibre correspondant aux forces agissantes. Laplace énonce les lois générales des marées en un lieu en introduisant des considérations dynamiques qui prennent en compte les effets d'inertie et expliquent les déphasages observés.

La méthode d'analyse harmonique se fonde sur le postulat que, sous l'action d'une force perturbatrice périodique sinusoïdale, le niveau de la mer est animé d'un mouvement de même période. Le mouvement résultant de plusieurs forces périodiques est la somme des mouvements

que produirait chacune d'elles. Les constantes harmoniques sont déterminées par l'observation. A cet égard, Simon [1994] précise qu'un an d'observations est nécessaire pour obtenir une précision des prédictions de la marée suffisantes pour les besoins de la navigation. Toutefois, la composante nodale de la marée ayant une période de 18,6 ans, une correction optimale suppose une observation d'au moins cette période. La précision de la correction dépend bien entendu de la qualité des données utilisées. Par ailleurs, les modèles de marée récents établis l'échelle du globe [Le Provost, ?] permettent d'éliminer la contribution de la marée avec une précision de l'ordre de quelques centimètres en tout point des océans.

Notons que le phénomène de la marée du pôle n'est pas un effet direct des forces gravitationnelles des astres. C'est le mouvement irrégulier de l'axe de rotation de la Terre qui, induisant une accélération différentielle, est responsable de la déformation observée à la surface de la Terre. L'analyse globale des données marégraphiques mensuelles effectuée par Trupin & Wahr [1990] met clairement en évidence la présence de cet effet. Son amplitude serait de plusieurs millimètres avec une période de 436 jours.

III.3.2. Effets météorologiques de la pression barométrique et du vent

Nous considérons ici les effets de courte échelle de temps dus au vent et à la pression atmosphérique en surface, d'où l'emploie de l'attribut « météorologique ». Cette précision présume des influences à plus long terme de l'atmosphère que nous classons dans les effets climatiques. La frontière entre la météorologie et la climatologie paraît parfois un peu floue. A ce titre, précisons que les effets interannuels et de plus longue période sont a priori considérés dans les processus climatiques.

La réponse du niveau de la mer aux variations de la pression atmosphérique est souvent désignée sous le nom de la correction statique qui lui est souvent associée, dite de « baromètre inversé ». Elle provient du changement de la force de pression de la masse d'air surplombant la surface marine, qui engendre une redistribution horizontale des masses d'eau sous-jacentes. La correction statique en baromètre inversé s'écrit:

$$\Delta h = -\frac{\Delta P}{\rho \cdot g} \qquad \textbf{(E.III.7)}$$

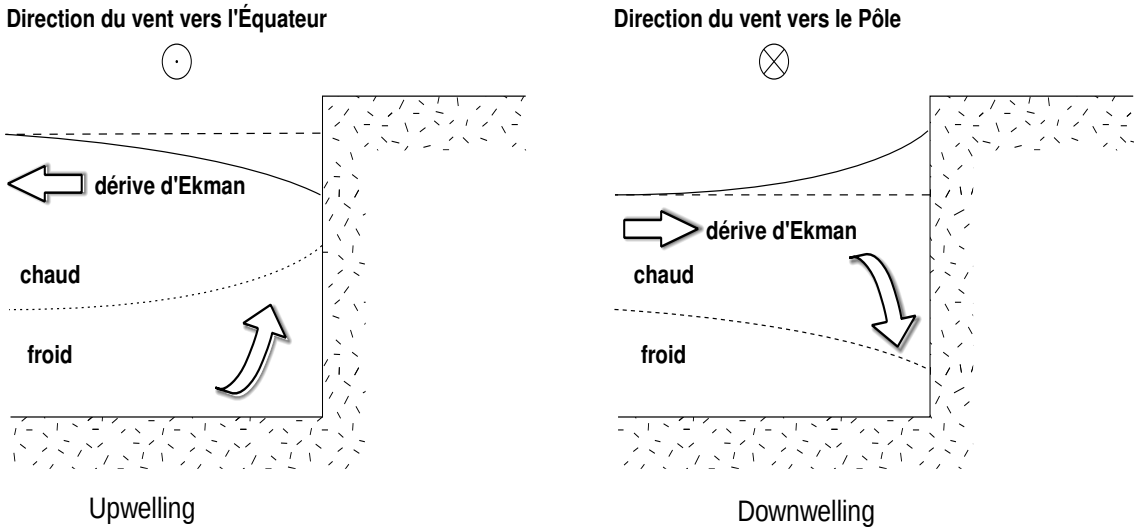
avec: {Δh} : variation de la hauteur d'eau;
{ΔP} : variation de la pression atmosphérique;
{ρ} : densité de l'eau;
{g} : accélération de la pesanteur.

La réponse en baromètre inversé est surtout observée au large. Elle se complique sur le plateau continental en raison de la topographie marine et littorale qui piège les perturbations barométriques du niveau de la mer et les contraint à se propager sous forme d'ondes de berge sur de longues distances. La réponse devient alors dynamique. Elle serait ainsi difficile à isoler de certains effets du vent qui sont associés au passage des systèmes dépressionnaires et qui se propagent en particulier le long du littoral. Dans le cas d'un ajustement fidèle au modèle hydrostatique de baromètre inversé, une augmentation de un millibar de la pression atmosphérique correspond à une baisse d'environ un centimètre du niveau de la mer. Aussi, l'effet observé sur la variation du niveau de la mer atteint typiquement des valeurs de quelques dizaines de centimètres sur une échelle de plusieurs jours. L'effet présente souvent une modulation saisonnière de l'ordre de plusieurs centimètres, qui dépend globalement de la latitude considérée.

Les vents sont étroitement liés à la distribution des basses et des hautes pressions de l'atmosphère. Leur énergie mécanique entraîne les masses d'eau en surface par simple effet de

friction, générant ainsi la houle et les courants. Les effets du vent sur le niveau de la mer sont variés. A l'échelle de la journée, la météorologie côtière est à l'origine d'un phénomène local de surélévation ou de dépression du niveau de la mer. De jour, le sol est plus chaud que la mer, l'air s'élève et une baisse de pression se crée au-dessus de la terre. Le vent souffle alors de la mer, où la pression est relativement plus haute, vers la terre. La nuit, le phénomène s'inverse. La composante du vent perpendiculaire à la côte entraîne un empilement ou une dépression des masses d'eau. A une échelle spatiale plus large, mais sur un intervalle de temps supérieur au jour, ceux sont les mécanismes connus sous le nom de « downwelling » et « upwelling » qui affectent le niveau de la mer côtier. Ils proviennent de l'action combinée de la composante du vent parallèle à la côte et de la dérive d'Ekman. Le courant marin résultant est dirigé à 90° à droite de la direction du vent dans l'hémisphère nord (à 90° à gauche dans l'hémisphère sud), soit un transport perpendiculaire à la côte. La figure 62 illustre les deux cas qui peuvent alors se présenter.

Figure 62 : Description schématique des processus de « downwelling » et « upwelling ». Nous considérons ici le cas de l'hémisphère nord.



Lorsque les masses d'eau en surface sont ainsi chassées vers le large, elles sont compensées par des remontées d'eau profonde froide, c'est un « upwelling ». En revanche, lorsqu'elles sont acculées vers la côte, nous avons une accumulation d'eau chaude en surface et une dépression de l'eau froide en profondeur, c'est un « downelling ». La densité de l'eau s'en trouve affectée, de sorte que le niveau de la mer varie en conséquence par effet stérique. L'amplitude de la variation est de l'ordre de quelques dizaines de centimètres sur des périodes de deux à dix jours.

III.3.3. Effets des courants et de la circulation thermohaline

La dérive d'Ekman résulte de l'action conjuguée du vent et de la force de Coriolis, qui dévie tout mouvement vers la droite dans l'hémisphère nord, et vers la gauche dans l'hémisphère sud. Le courant marin de surface ainsi créé se déplace à 45° à droite dans l'hémisphère nord (à 45° à gauche dans l'hémisphère sud) par rapport à la direction du vent. Son intensité diminue avec la profondeur et sa direction tourne d'autant plus vers la droite. Le transport d'eau intégré verticalement est de fait dirigé à 90° à droite de la direction du vent dans l'hémisphère nord (à 90° à gauche dans l'hémisphère sud). L'effet est connu le nom de dérive d'Ekman en honneur à l'océanographe qui expliqua de manière théorique ce phénomène.

Deux types de circulation générale sont observés dans les océans. D'une part, nous avons une circulation formée par les courants géostrophiques, qui dominent les mouvements en surface à l'échelle des bassins. D'autre part, nous avons une circulation *thermohaline*, qui s'effectue surtout en profondeur à travers l'ensemble des océans. La distinction vient naturellement des mécanismes physiques qui se trouvent à l'origine des deux circulations. L'élément moteur de la première est l'action mécanique du vent, tout particulièrement les alizés, ces vents qui soufflent constamment des hautes pressions subtropicales vers les basses pressions équatoriales. L'alizé de l'hémisphère nord souffle du nord-est vers le sud-ouest; l'alizé de l'hémisphère sud, du sud-est vers le nord-ouest. Quant à la circulation thermohaline, elle serait contrôlée par les masses d'eau relativement plus denses qui plongent en profondeur dans le nord de l'océan Atlantique.

La force d'entraînement de Coriolis agit sur les masses d'eau mises en mouvement sur de longues distances par des vents réguliers. Son action s'intensifie d'autant que l'on s'élève en latitude. Elle explique en particulier qu'à l'échelle du bassin la forme générale d'un courant géostrophique soit une boucle de circulation tournant autour d'une « bosse » d'environ un mètre d'amplitude suivant le sens direct des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère nord, et suivant le sens contraire dans l'hémisphère sud (cf. figure 68). En première approximation, en négligeant notamment les processus transitoires, les forces externes dues notamment à la tension du vent, et les forces de viscosité générées par le frottement des masses d'eau, il résulte que la force de Coriolis est en équilibre avec la composante transversale de la force due au gradient horizontal de pression à la surface de l'océan (cf. figure 63). C'est la notion d'équilibre géostrophique qui, par ailleurs, donne son nom aux grands courants marins de surface ainsi créés. Elle permet de relier la topographie de la surface de la mer, plus précisément sa dénivelée, avec la vitesse des courants par la relation:

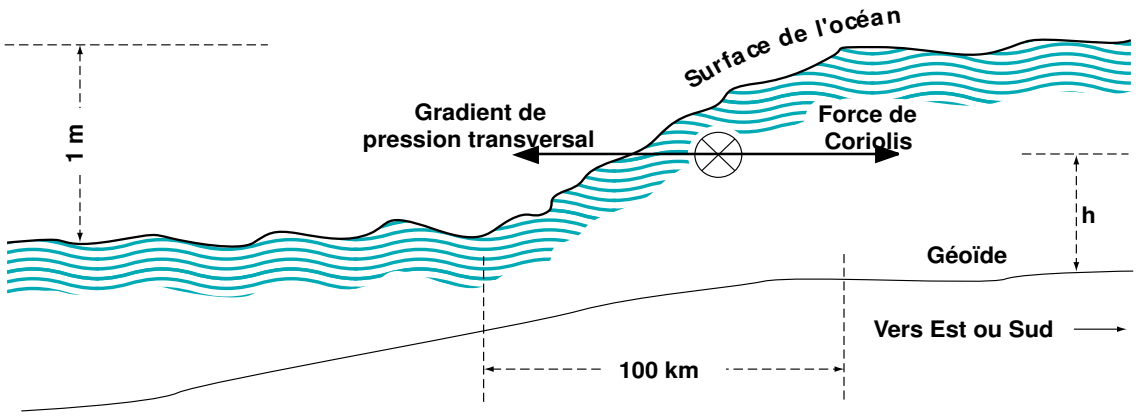
$$\mathbf{V} = \frac{\mathbf{g}}{\mathbf{f}} \times \mathbf{grad}_T \mathbf{h} \qquad \textbf{(E.III.7)}$$

avec: V : la vitesse du courant;
g : l'accélération de la pesanteur;
$\mathrm{grad}_T h$: la pente du niveau de la mer dans une direction perpendiculaire au flux du courant;
f : le paramètre de Coriolis ($f = 2 \cdot \omega \cdot \sin\varphi$, φ étant la latitude et ω la vitesse de rotation de la Terre).

La vitesse du courant géostrophique suit les lignes de niveau de la hauteur h, et sa direction est telle que les niveaux hauts de la surface libre sont à sa droite dans l'hémisphère Les pentes associées aux courants océaniques, comme le Gulf Stream et le Kuro Shivo, sont typiquement de l'ordre du mètre m sur une distance de cent kilomètres, pour des vitesses d'environ un mètre par seconde [Le Provost, 1993].

Les effets de ces grands courants marins sur le niveau de la mer dépendent de l'état de l'atmosphère, notamment de sa circulation générale, qui gouverne la distribution et l'intensité des vents, d'une part, et les échanges de chaleur et d'eau douce, d'autre part. Les fluctuations sont complexes et encore mal connues. L'échelle de temps concernée par les variations est vraisemblablement saisonnière à séculaire. Notons en effet que le temps nécessaire à une particule pour compléter le tour de l'Atlantique par le Gulf Stream est estimé entre cinq et dix ans, alors que la durée du périple mondial par la circulation thermohaline serait de l'ordre du millier d'année.

Figure 63 : Description du mécanisme d'équilibre géostrophique. Cas de l'hémisphère nord.



III.3.4. Effets de la topographie marine

Nous avons déjà évoqué l'influence de la topographie marine et littorale sur le niveau de la mer, notamment dans le cadre des effets du vent. Les bassins contenant l'eau marine révèlent en outre un comportement particulier de guide d'ondes naturel, contraignant les perturbations locales du niveau de la mer à se propager plus ou moins bien sur de longues distances. L'effet est en général complexe en raison du caractère fortement non linéaire du mécanisme de propagation. Il est fonction de la morphologie et de la dimension des bassins considérés. La réponse dépend par ailleurs des caractéristiques spatio-temporelles propres à la perturbation initiale.

Un cas particulier intéressant concerne le phénomène des seiches. Elles se manifestent comme des oscillations périodiques du niveau de la mer que l'on peut observer dans des étendues d'eau limitées par une topographie partiellement close: baie, port, lac, estuaire, détroit, etc. Les mécanismes physiques potentiellement à l'origine de ces ondes stationnaires sont variés. C'est ainsi que, dans certains cas, la marée est la source d'une oscillation forcée de type seiche; dans d'autres cas, la houle ou la variation brusque de la pression atmosphérique génèrent la perturbation qui engendre l'oscillation libre. Dans ce dernier cas de figure, l'onde s'atténue lentement après la disparition de la cause. Plus généralement, dès lors qu'une variation du niveau de la mer a une période cohérente avec les dimensions du bassin en question, l'onde est piégée et amplifiée par un phénomène de résonance. La période naturelle du bassin est définie par ses dimensions de la manière suivante:

$$\mathbf{T = 2 \cdot \frac{L}{n \times \sqrt{g.h}}} \qquad \textbf{(E.III.7)}$$

avec: {T} : période naturelle du bassin; {L} : longueur du bassin;
{h} : profondeur du bassin; {g} : accélération de la pesanteur;
{n} : nombre entier.

Les observations marégraphiques révèlent typiquement des seiches de quelques centimètres d'amplitude et de quelques minutes de période. Mais, il est intéressant de noter que le lac de Genève présente parfois une seiche de 40 cm d'amplitude et de 73 mn de période, ou encore que, dans la mer Adriatique, on observe des seiches de 11h et 22h qui s'atténuent sur deux à trois jours (P. Pirazzoli, communication orale). Au sujet de la mer Adriatique, Pirazzoli nous précise que les seiches de 22h peuvent atteindre une amplitude de plus d'un mètre, le 12 mars 1958 on a observé à Venise une amplitude de 112 cm, alors que les seiches de 11h dépassent rarement 50 cm d'amplitude mais elles peuvent se superposer aux précédentes.

L'action dynamique et non linéaire de la topographie marine est également responsable de la valeur atypique de l'amplitude et du déphasage des ondes de marée observées dans certains ports, notamment dans les zones peu profondes et partiellement fermées telles que la Baie de Fundy, au Canada, ou la Baie du Mont du Saint-Michel, en France. Enfin, elle affecte également la propagation des ondes de tempête à l'approche de la côte, ainsi que celle des redoutables tsunamis. Ces derniers sont des ondes qui peuvent être engendrées par le déplacement vertical brusque du fond de la mer, souvent de nature sismique, par les éboulements dans la mer ou sous-marins, et par les explosions volcaniques. Ils traversent parfois des bassins océaniques entiers avec une amplitude qui excède rarement le mètre au large, mais qui sur le plateau continental peut devenir très importante suivant la configuration locale de la topographie marine et des réflexions multiples qui y seront générées.

III.3.5. Effets stériques de la température et de la salinité

Nous avons vu dans le chapitre I que le changement de la densité de l'eau dû à la température et à la salinité produit un effet sur le volume occupé par le liquide; c'est l'effet stérique. Quand l'océan se réchauffe ou quand sa salinité diminue, il se dilate et son niveau s'élève; en revanche, lorsque l'océan se refroidit ou lorsque sa salinité augmente, il se contracte et son niveau s'abaisse. Ces variations du niveau de la mer ont une périodicité naturelle privilégiée annuelle à cause de l'orbite de la Terre autour du Soleil qui définit en partie le rayonnement solaire incident. Elle s'exprime par un cycle saisonnier de la température, des précipitations, de l'évaporation de l'eau, de la formation de glace, et du débit des fleuves entre autres. A cet égard, rappelons que les effets météorologiques vus précédemment ont aussi un comportement saisonnier. La répartition des pressions atmosphériques est en effet modifiée suivant les échanges thermiques engendrés par le rayonnement et la convection.

Les variations stériques saisonnières présentent une cohérence à grande échelle spatiale. Leur amplitude est proportionnelle à la variation de la température, qui dépend en outre de la latitude à cause de la sphéricité de la Terre et du contraste induit par l'inclinaison de l'axe de rotation terrestre. L'effet est typiquement de l'ordre de quelques centimètres aux tropiques et d'une dizaine de centimètres dans les latitudes plus élevées. Il est globalement plus net dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud en raison de la répartition de la chaleur sur une surface deux fois plus petite. Les niveaux de la mer plus bas, observés au printemps de chaque hémisphère, et inversement plus élevés en automne, s'expliquent par l'inertie thermique des vastes étendues d'eau qui retarde la réponse de quelques mois. Par ailleurs, l'amplitude de l'effet stérique saisonnier est modulée par les courants géostrophiques qui transportent des masses d'eau plus froides ou plus chaudes, et par la profondeur de la couche de mélange. L'intensité et la portée des courants, d'une part, et la profondeur de la couche de mélange, d'autre part, dépendent de la vitesse des vents qui varie avec les saisons. Notons que la couche de mélange est défini par les couches d'eau de surface qui subissent directement l'effet du vent. Elle est très turbulente et pratiquement homogène en température et en salinité sur la verticale. Sa profondeur peut varier entre 50 mètres en été et 200 à 800 mètres en hiver suivant les régions, sa température variant de 2 à 10 °C. Enfin, il est important de signaler qu'elle régule le cycle des saisons en absorbant ou en libérant la chaleur stockée [Minster, 1994].

Les changements saisonniers du débit des cours d'eau, dus d'abord aux précipitations mais aussi aux contrôles des barrages, altèrent la salinité et la température de l'eau à l'embouchure. Ces effets fluviaux ont un caractère local. Ils ne doivent toutefois pas être ignorés, car relativement peu de marégraphes sont placés sur une côte dégagée. Or, un marégraphe est en général associé à la direction d'un port, souvent à proximité de

l'embouchure d'un cours d'eau, où la densité de l'eau est susceptible de changer de manière notable. De fait, il est recommandé d'éviter le choix de marégraphes ainsi situés, car ces processus physiques ont probablement un signal à long terme susceptible de biaiser l'estimation des variations eustatiques.

Enfin, les variations de densité des masses d'eau dans le nord de l'océan Atlantique semblent contrôler la formation des eaux profondes et la circulation générale thermohaline de l'océan. Or, nous avons vu que celle-ci régule la distribution de masse et de chaleur à l'échelle mondiale sur plusieurs centaines d'années, et donc l'ampleur de l'effet stérique.

III.3.6. Glaciations et autres effets climatiques

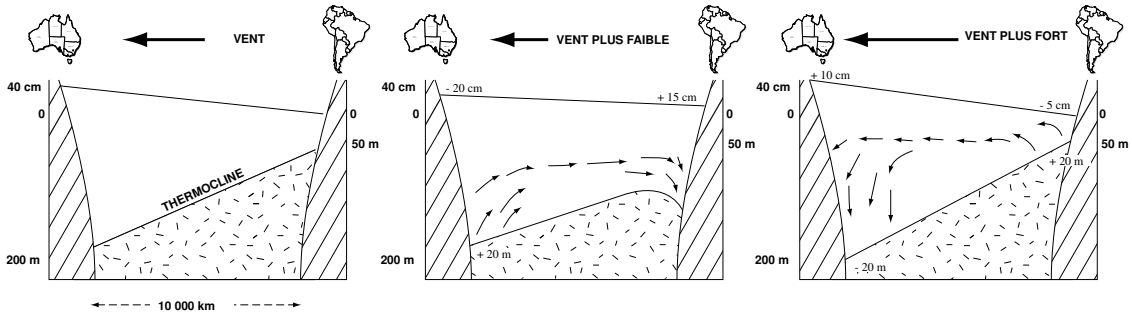
Nous avons vu dans le premier chapitre quelles étaient les causes générales des variations géologiques du niveau des mers. A cette occasion, nous avons décrit en détail les effets de la fonte ou de la formation des glaces continentales, de même que les effets stériques en liaison avec les glaciations. Il est toutefois intéressant de noter que l'apport stérique est difficile à démontrer par l'observation en raison du faible nombre de mesures pertinentes, répétées aux mêmes endroits, à des intervalles de temps longs et réguliers [Le Provost, 1993]. D'un point de vue théorique, les simulations récentes effectuées avec des modèles climatiques globaux, intégrant le couplage de l'atmosphère et des océans, suggèrent une contribution séculaire variable dans l'espace de l'effet stérique. Les réponses pourraient différer d'un facteur deux à trois d'une région à l'autre. Ces écarts sont principalement expliqués par la répartition variable des changements de température en surface, mais également par la variabilité de la circulation générale océanique [IPCC, 1995]. Notons enfin que les estimations de l'ampleur de chacun des facteurs eustatiques est encore assez large (cf. figure 8).

Outre ces effets à très long terme, d'autres effets climatiques interviennent dans les variations du niveau de la mer. Ils présentent néanmoins des échelles spatiale et temporelle plus réduites. Un exemple de variabilité décennale du niveau de la mer est rapportée par Barnett [1984]. L'auteur mentionne l'existence d'une oscillation pluridécennale, de l'ordre de trente ans, dans le sud-est asiatique, une région qui se trouve sous l'influence de la mousson indienne et des alizés du nord-est. Nous avons en effet vu que la température n'est pas le seul paramètre à subir des variations climatiques. De fait, la circulation générale atmosphérique peut modifier à l'échelle locale et régionale le cycle de l'eau, le système des pressions barométriques, et par suite le régime des vents, les courants marins, etc.

Un cas particulier intéressant de fluctuation climatique est celui du phénomène « El Niño », qui se manifeste par l'apparition d'une couche épaisse d'eau plus chaude que la moyenne dans la région équatoriale du Pacifique, le long des côtes du Pérou. L'effet stérique associé se traduit par une élévation du niveau de la mer de l'ordre de 20 à 40 cm le long des côtes sud-américaines du Pacifique. La figure 64 schématise le mécanisme physique à l'origine. Il est connu également sous le sigle ENSO (El Niño-Southern Oscillation) en raison de l'action conjuguée de l'océan et de l'atmosphère.

Les vents alizés entraînent vers l'ouest les couches superficielles d'eau chaude de l'océan Pacifique équatorial, créant une pente du niveau de la mer entre l'Australie et l'Amérique du sud d'environ quarante centimètres sur dix mille kilomètres. Lorsque ces vents réguliers s'affaiblissent, les eaux chaudes superficielles reviennent vers les régions côtières de l'Amérique. La propagation vers l'est se fait sous forme d'ondes de Kelvin en quelques mois. Le phénomène d'affaiblissement se produit tous les quatre à six ans. Il ne perdure pas pourtant. On observe en général par la suite une situation avec des vents alizés plus intenses. La situation se traduit alors par des températures de l'eau anormalement froides sur les côtes pacifiques de l'Amérique du sud; elle est connue sous le nom de « La Niña ».

Figure 64 : Description schématique du phénomène ENSO, d'après Peixoto & Oort [1992].



Le renforcement des vents proviendrait de la réflexion des ondes de Kelvin sur la côte, générant ainsi des ondes de Rossby qui se propagent vers l'ouest et traversent les bassins en quelques années. Le mécanisme physique n'est pas vraiment encore éclairci [Minster, 1994]. Les conséquences climatiques du phénomène ENSO se répercutent à l'échelle de toute la planète. Elles se traduiraient par de la sécheresse en Australie, au Brésil et en Afrique de l'Est, et par un affaiblissement de la mousson indienne.

Figure 65 : Tableau récapitulatif des signaux océaniques qui sont susceptibles de figurer dans la composante océanique de l'enregistrement d'un marégraphe. Les ordres de grandeur sont cohérents avec Pirazzoli [1976], Pugh [1987], Emery & Aubrey [1991], et Le Provost [1993].

Signal	Amplitude typique	Echelle temporelle
Seiches	1 à 10 cm	Minutes
Marées	100-200 cm	Semi-diurne, diurne, mois, années, 18,6 ans
Effet de baromètre inversé (1.01 cm/hPa)	1 à 10 cm	jour ---> semaine
Effets du vent		
Ondes de tempêtes	10 à 100 cm	2 à 10 jours
Upwellings côtiers	10 à 20 cm	2 à 10 jours
Courants géostrophiques		
- grandes échelles	1m / 100 km	interannuelles
- mésoéchelles	10cm / qqs 100 km	10 à 100 jours
Modulation des effets météorologiques	---> 40 cm	annuelles à
Effets stériques	cm ---> 10cm	pluriannuelles
El Niño Southern Oscillation	10 cm à 50 cm	interannuel
Glaciations		
- apport de masse d'eau	mm/an	très long terme (séculaire à millénaire)
- stérique	mm/an	très long terme
Réservoirs d'eau continentale	mm/an	très long terme

Au regard de cette revue des mécanismes physiques susceptibles de figurer dans la composante océanique de la mesure d'un marégraphe, les variations eustatiques paraissent extrêmement petites et difficiles à dégager des nombreuses autres sources de variation du niveau de la mer, beaucoup plus grandes. Si les fluctuations interannuelles et interdécennales ne s'effectuent pas à l'échelle globale, elles ne semblent pas toujours indépendantes d'un site à l'autre. Toutefois, elles n'exhibent pas clairement des caractéristiques d'amplitude ou de période bien définies. Cela ne signifie pas que le mécanisme physique en question n'agit pas à l'échelle régionale, mais plutôt que l'explication n'est pas simple en termes de forçage. Aussi, les effets locaux prennent souvent le dessus. Il est donc difficile d'identifier une cause unique de tant de sources potentielles de variation du niveau de la mer qui peuvent figurer dans l'enregistrement marégraphique.