



**HAL**  
open science

## Contribution au contrôle de la fluidisation des sédiments marins par ultrasons

J. Bresson, A. Daïf, J. Longuemard, Y. Mevel

► **To cite this version:**

J. Bresson, A. Daïf, J. Longuemard, Y. Mevel. Contribution au contrôle de la fluidisation des sédiments marins par ultrasons. *Journal de Physique III*, 1994, 4 (8), pp.1397-1409. 10.1051/jp3:1994208 . jpa-00249192

**HAL Id: jpa-00249192**

**<https://hal.science/jpa-00249192v1>**

Submitted on 4 Feb 2008

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Classification

Physics Abstracts

43.30 — 43.85 — 47.55K

## Contribution au contrôle de la fluidisation des sédiments marins par ultrasons

J. Bresson <sup>(1)</sup>, A. Daïf <sup>(1)</sup>, J. P. Longuemard <sup>(2)</sup> et Y. Mevel <sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> L.M.A.I., Université de Perpignan, 66860 Perpignan Cedex 2, France

<sup>(2)</sup> E.P.A.P. Ecole Centrale de Paris, 92292 Chatenay Malabry Cedex, France

*(Reçu le 24 février 1994, révisé le 28 avril 1994, accepté le 11 mai 1994)*

**Résumé.** — Après avoir présenté le phénomène de fluidisation des sédiments marins et sa modélisation simple, les auteurs étudient dans un canal à houle et expérimentent en mer une méthode, basée sur la propagation d'ondes ultrasonores longitudinales, permettant de détecter l'état de fluidisation du sédiment marin en fonction des caractéristiques de la houle. En effet, les variations de pression engendrées par la houle, dans les sédiments marins perméables, détruisent la liaison du « squelette » inter granulaire existant dans celui-ci quand il est consolidé. Il n'y a plus de contact grain à grain, mais un mince film d'eau sépare complètement ces derniers. On assiste alors à la fluidisation des sédiments près du fond. Cet état est détecté par moyens acoustiques.

**Abstract.** — The authors present an original method based on acoustic propagation of longitudinal waves to determine the state of fluidisation in marine sediments as a function of wave characteristics. Indeed, the pressure variations due to the wave in permeable marine sediments contributes to the desegregation of the inter granular structure. This approach have been tested in wave's channel before being experiment in sea environment.

### 1. Introduction.

La fluidisation d'un sédiment sous-marin, base de la dynamique sédimentaire due à des courants, est provoquée, en l'absence de surcharge, par des variations cycliques de pression engendrées par la houle (Fig. 1a). Dans le cas d'un milieu poreux saturé, il y a interpénétration de deux phases ; l'une solide qui constitue la matrice du matériau, l'autre liquide constituée par le fluide saturant [1, 2]. Cet état permet la circulation de l'eau et la transmission d'une partie de la contrainte engendrée par la houle (Fig. 1b).

Le sédiment consolidé présente une certaine résistance au cisaillement résultant d'un enchevêtrement des grains de sable caractérisé par un indice des vides minimal correspondant au module du squelette que l'on peut relier à la porosité (indice des vides  $e = \frac{n}{1-n}$  où  $n$  est la porosité totale). Lorsqu'il y a fluidisation, il y a séparation des grains, la porosité diminue et la possibilité d'entraînement de la partie solide du fond marin par les courants apparaît [3].

Dans un solide isotrope, deux types d'ondes peuvent se propager (une onde de compression et une onde de cisaillement), alors que dans un liquide, seule l'onde de compression existe. Le milieu poreux est diphasique (solide et liquide), et permet donc la propagation de deux ondes de compression (une onde directe dite de première espèce et une onde lente de deuxième espèce due au couplage entre liquide et solide, dont l'observation est difficile car très fortement atténuée) et une onde de cisaillement. Cette dernière ne peut se propager que s'il y a continuité de la phase solide, c'est-à-dire s'il y a contact entre les grains de sable ou encore si le milieu présente une certaine rigidité. Il en est de même pour les ondes de compression qui voient leurs célérités diminuer à mesure que la porosité augmente [4, 5].

Les phénomènes d'atténuation des ondes acoustiques ont diverses origines (frottement grain à grain, relaxation visqueuse du fluide interstitiel, couplage entre fluide et solide, modification d'équilibre chimique..). Lors de la fluidisation, qui correspond à une modification brutale du milieu, la discontinuité de la phase solide (dislocation du milieu) engendre une forte atténuation des ondes acoustiques due en majeure partie au phénomène de diffraction des ondes par le milieu.

Ainsi, l'étude des modalités de propagation des ondes ultrasonores (célérité et atténuation) à travers un sédiment marin nous renseigne sur la porosité du milieu et par là-même sur l'état fluidisé du fond marin. L'action prévisible de la fluidisation se situe à partir d'un seuil pour lequel les phénomènes acoustiques suivants apparaissent :

- réduction de la célérité des ondes de compression ;
- atténuation importante des ondes longitudinales ;
- disparition des ondes transversales.

Cette dernière caractéristique présente au premier abord un grand intérêt. Mais sa mise en œuvre est relativement complexe du fait de la difficulté à générer des ondes transversales dans des matériaux dont la rigidité tend à disparaître.

Parmi les autres aspects possibles dont l'exploitation peut être envisagée, nous citerons :

- la diminution du coefficient de réflexion de l'interface eau-sédiment,
- la réduction de l'impédance acoustique du sédiment.

Pour contribuer à mieux connaître la fluidisation près de l'interface eau-sédiment, les auteurs proposent la détermination d'un seuil de changement d'état par moyens acoustiques. Dans ce travail, seule la réduction de la célérité des ondes de compression est abordée et exploitée. La modélisation simple du phénomène représentée par la courbe limite de fluidisation est vérifiée expérimentalement. Cette approche est testée en canal à houle et en mer.

## 2. Modélisation et détection de l'état fluidisé du sédiment.

2.1 COMPORTEMENT HYDRODYNAMIQUE (Fig. 1). — Dans le cadre de cette étude, les hypothèses suivantes sont retenues :

- la surface de séparation eau-sédiment plane est supposée perméable ;
- le sédiment est déposé en une couche d'épaisseur constante sur un fond imperméable (le rocher) ;
- la structure du sédiment est consolidée, homogène, incompressible, et sa porosité considérée comme isotrope (du fait de la faible épaisseur) ;
- la masse liquide est incompressible et son écoulement à faible nombre de Reynolds dans le sédiment est supposé laminaire.

2.1.1 *Action de la pesanteur et de la poussée d'Archimède.* — Sans forces de liaisons physico-chimiques entre les grains (propres aux vases), le sous-sol marin est sollicité par une force qui tient compte du poids de ce sous-sol et de la poussée d'Archimède. En effet, un élément de

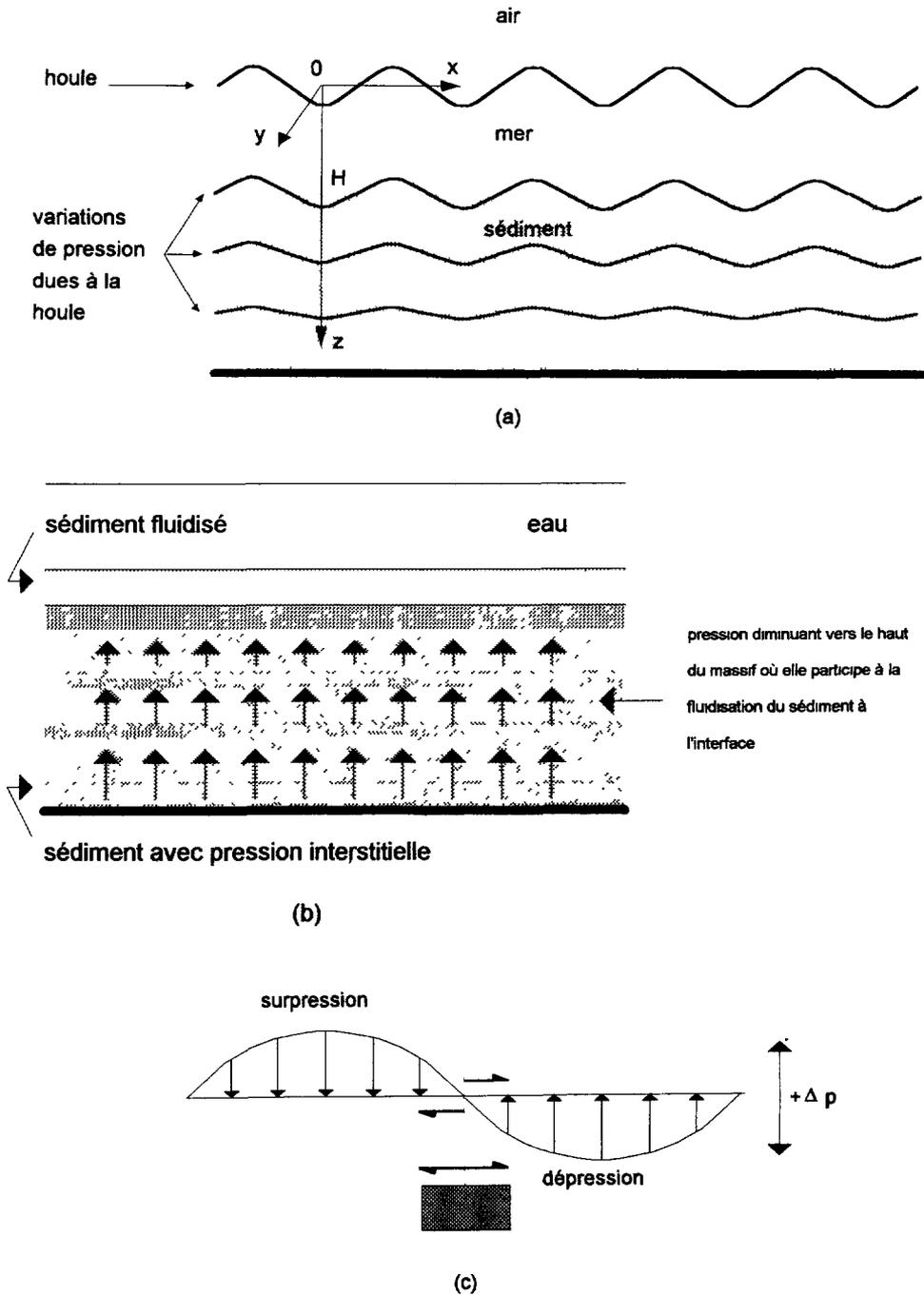


Fig. 1. — Action de la houle dans les sables marins. a) Variation de la pression et de la contrainte dans un sédiment saturé en eau. b) Evolution de la pression interstitielle dans le sable. c) Différence de pression créant la contrainte de cisaillement.

[Action of wave in deep sea sediments. a) Pressure and stress histories in a saturated sediment. b) Interstitial pressure history in the sand. c) Shear strength resulting of pressure difference.]

surface  $S$  d'épaisseur  $\Delta E$  subit l'action de la gravité. Cette action s'écrit :

$$[(1 - n) \rho_S + n \rho_W] g \cdot S \cdot \Delta E$$

où  $\rho_S$  est la masse volumique de la partie solide du sédiment,  $\rho_W$  est la masse volumique de l'eau,  $g = 9,81 \text{ ms}^{-2}$ ,  $n$  est la porosité totale.

La poussée d'Archimède s'exerce également sur les grains d'un sédiment consolidé. Cette dernière est égale à :

$$\rho_W \cdot g \cdot S \cdot \Delta E .$$

Finalement, la force appliquée sur un élément de sous-sol est égale à la somme algébrique de ces deux forces soit :

$$F = [(1 - n) \rho_S + n \rho_W] g S \Delta E - \rho_W g S \Delta E = [(1 - n)(\rho_S - \rho_W)] g S \Delta E .$$

2.1.2 *Pression engendrée par la houle.* — La pression engendrée par la houle, dans un milieu semi-infini en un point à la profondeur  $H$ , est de la forme [3] :

$$P_H(x, t) = \frac{a \rho_W}{\text{ch}(kH)} \cos k \left( x - \frac{\lambda}{T} t \right) \quad (1)$$

où  $a$  est l'amplitude de la houle,  $k$  est le nombre d'ondes,  $\lambda$  est la longueur d'onde de la houle,  $T$  est la période de la houle,  $H$  est la hauteur d'eau.

Le terme  $\cos k \left( x - \frac{\lambda}{T} t \right)$  représente la phase de la houle et  $\frac{a \rho_W}{\text{ch}(kH)}$  la surpression par rapport à la pression hydrostatique engendrée par la houle pour une demi période. La variation totale de pression (Fig. 1c) à la côte  $H$  est :

$$\Delta P = \frac{2 a \rho_W}{\text{ch}(kH)} \quad (2)$$

2.1.3 *Limite de fluidisation.* — La force qu'exerce la houle peut se mettre sous la forme  $F' = \Delta P S$ . Quant  $F$  et  $F'$  s'égalisent pour une épaisseur  $\Delta E$  de sédiment marin, le phénomène de fluidisation apparaît. Cette égalité permet d'écrire que :

$$\frac{2 a \rho_W}{\text{ch}(kH)} = [(1 - n)(\rho_S - \rho_W)] g \Delta E . \quad (3)$$

D'où l'épaisseur de sédiment fluidisé :

$$\Delta E = \frac{2 a}{\text{ch}(kH)} \frac{\rho_W}{[(1 - n)(\rho_S - \rho_W)] g} \quad (4)$$

2.2 *COMPORTEMENT ACOUSTIQUE DU SÉDIMENT.* — Une onde acoustique plane se propageant dans un milieu atténuant de grandes dimensions devant la longueur d'onde donne en tout point une pression instantanée de la forme :

$$P = P_0 e^{j(\omega t - kr)} e^{-\delta r}$$

où  $P_0$  est l'amplitude, à 1 m de la source,  $\delta$  est le décrément logarithmique d'atténuation en pression,  $\omega$  est la pulsation ( $\omega = 2 \pi f$  avec  $f$  fréquence de l'excitation),  $k$  est le nombre d'ondes ( $k = \frac{\omega}{C}$  où  $C$  est la célérité de l'onde acoustique),  $r$  est la distance parcourue.

Les deux types d'ondes qui se propagent dans un sédiment marin saturé en eau sont :

- les ondes de compression avec une célérité définie par :

$$C_L = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho_{WS}}}$$

- les ondes de cisaillement avec une célérité définie par :

$$C_T = \sqrt{\frac{\mu}{\rho_{WS}}}$$

Dans ces relations :

$\lambda$  et  $\mu$  sont les coefficients de Lamé ( $\mu$  est le module de rigidité),

$\rho_{WS} = (1 - n)\rho_S + n\rho_W$  est la masse volumique du sédiment saturé.

Le sable saturé rentre dans le cadre de la théorie de Biot puisque les grains en contact forment un squelette solide. Dans ce cas, la vitesse de propagation de l'onde longitudinale est corrigée et devient [4] :

$$C_L = \sqrt{\frac{1}{\rho_{WS}} \left[ K_{WS} + K_f + \frac{4}{3}\mu \right]} \quad (5)$$

où  $K_{WS} = \frac{1}{n\beta_W + (1 - n)\beta_S}$  est le module d'incompressibilité des sédiments saturés,

$\beta_W$  et  $\beta_S$  sont respectivement les modules de compressibilité de la phase liquide et des constituants solides.  $K_f$  est le module d'incompressibilité de structure.

Plusieurs auteurs proposent des relations expérimentales entre la célérité longitudinale et la porosité [6-9]. Les plus représentatives pour les sédiments consolidés sont :

Anderson [10]  $C_L = 0,15 n^2 - 22,9 n + 2\,364$

Hamilton and Backman [11]  $C_L = 0,14 n^2 - 23,45 n + 2\,507$  pour  $35\% < n < 85\%$ .

Des essais effectués en laboratoire [12] ont vérifié ces résultats pour un sable consolidé de porosité comprise entre 0,3 et 0,4. La célérité dans ce cas varie entre  $1\,800 \text{ ms}^{-1}$  et  $1\,700 \text{ ms}^{-1}$  (Fig. 2). Ces essais sont obtenus en faisant varier la porosité en agissant sur la pression réelle sur le sédiment (diminution de la porosité).

La fluidisation agissant dans le sens inverse (augmentation de la porosité) entraîne une diminution de la rigidité dont le contrôle est difficile. L'état de fluidisation apparaît quand  $\mu$  s'annule. Cela se traduit par une diminution de la célérité de l'onde longitudinale et la disparition de l'onde transversale. L'expérience montre que la vitesse de l'onde longitudinale chute beaucoup plus fortement quand l'état de fluidisation est atteint (de l'ordre de  $1\,200 \text{ ms}^{-1}$ ).

### 3. Expérimentation.

**3.1 ESSAIS EN BASSIN À HOULE.** — L'objectif de ces essais en bassin (Fig. 3a) est de corrélérer l'état de fluidisation d'un sous-sol marin et les conditions hydrodynamiques ambiantes. L'instant de fluidisation est détecté, au moyen de sondes acoustiques enfouies dans le sédiment, en fonction des caractéristiques de la houle.

**3.1.1 Montage expérimental** (Figs. 3a, b). — Le bassin d'expérimentation ( $L = 29 \text{ m}$ ,  $\ell = 0,6 \text{ m}$ ,  $H = 0,83 \text{ m}$ ) est muni d'un batteur à houle à une de ses extrémités et d'un

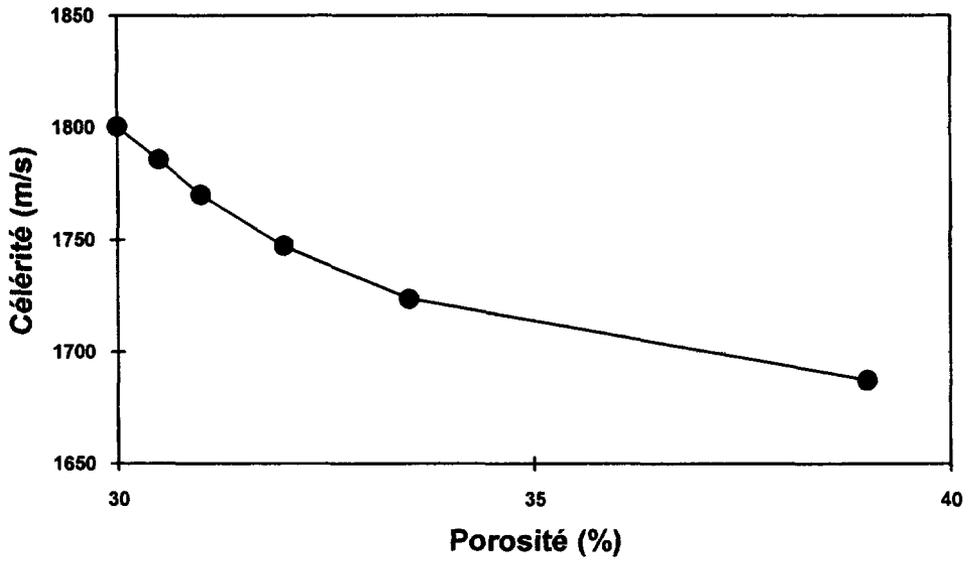
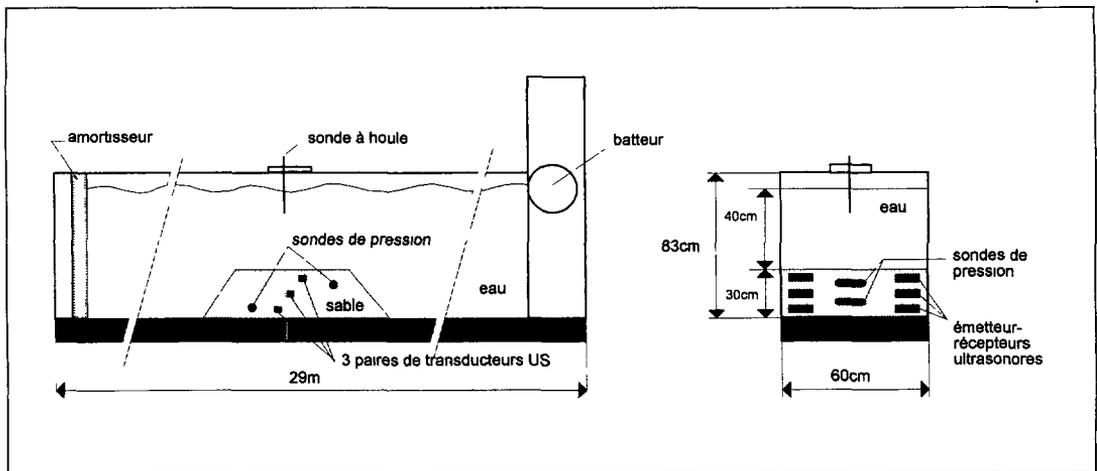


Fig. 2. — Caractéristique géoacoustique du sédiment, célérité des ondes longitudinales en fonction de la porosité.

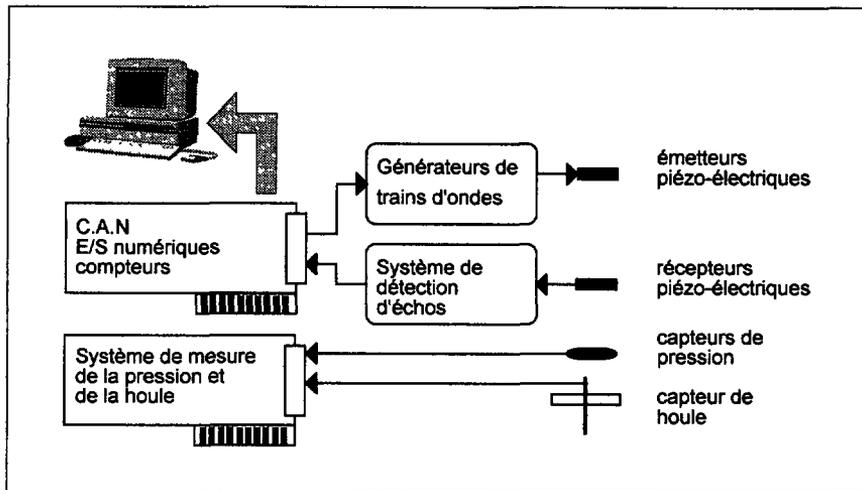
[Geoacoustical propertie of sediment, celerity of longitudinal waves *versus* porosity.]



(a)

Fig. 3. — Canal à houle (a) avec son instrumentation (b).

[Hydrodynamics channel (a) with its instrumentation (b).]



(b)

Fig. 3 (suite).

amortisseur à l'autre extrémité pour éviter la réfraction de la houle générée. Dans le sable déposé au fond du bassin, des transducteurs acoustiques sont positionnés à des cotes bien précises ( $-3$  cm,  $-5$  cm,  $-23$  cm par rapport à l'interface eau-sable). La distance choisie entre les émetteurs et les récepteurs est de 20 cm. Le sable utilisé, de masse volumique de  $1\,800\text{ kgm}^{-3}$  de médiane granulométrique de  $160\ \mu\text{m}$  ( $n = 0,4$ ) associée à une faible hétérométrie assure une perméabilité proche de celle des sables marins (Fig. 4).

Les caractéristiques de la houle progressive et celles des pressions générées sont en permanence recueillies :

- en surface, par un capteur de houle ;
- dans le sable, par deux capteurs de pression situés à la cote  $-5$  cm et  $-15$  cm de l'interface eau-sable.

Compte tenu des dimensions du bassin et des possibilités du batteur utilisé, les caractéristiques les plus sévères retenues pour la houle sont pour :

- l'amplitude  $a = 7$  cm ;
- la longueur d'onde  $\lambda = 2$  m ;
- la période  $T = 1,7$  s.

Ces caractéristiques sont représentatives d'une tempête par petits fonds.

Les ondes ultrasonores générées à  $f = 100$  kHz sont fortement perturbées dans leur propagation si le sable déposé n'est pas consolidé. La présence de bulles d'air introduites lors de la mise en eau empêche tout essai. La période de consolidation est évaluée, après plusieurs essais, à une semaine environ. Après consolidation, la vitesse de propagation des ondes ultrasonores (ondes longitudinales) relevée est de  $1\,620\text{ ms}^{-1}$

**3.1.2 Résultats et discussion.** — L'évolution de la houle de surface et les variations de pression engendrées par celle-ci à l'intérieur du sédiment sont présentées sur la figure 5. La charge est bien évidemment proportionnelle à la profondeur et les amplitudes des variations de pression engendrées au contraire décroissent. Le déphasage observé entre la pression en surface et celles mesurées à l'intérieur du sédiment correspond au fait que les contraintes

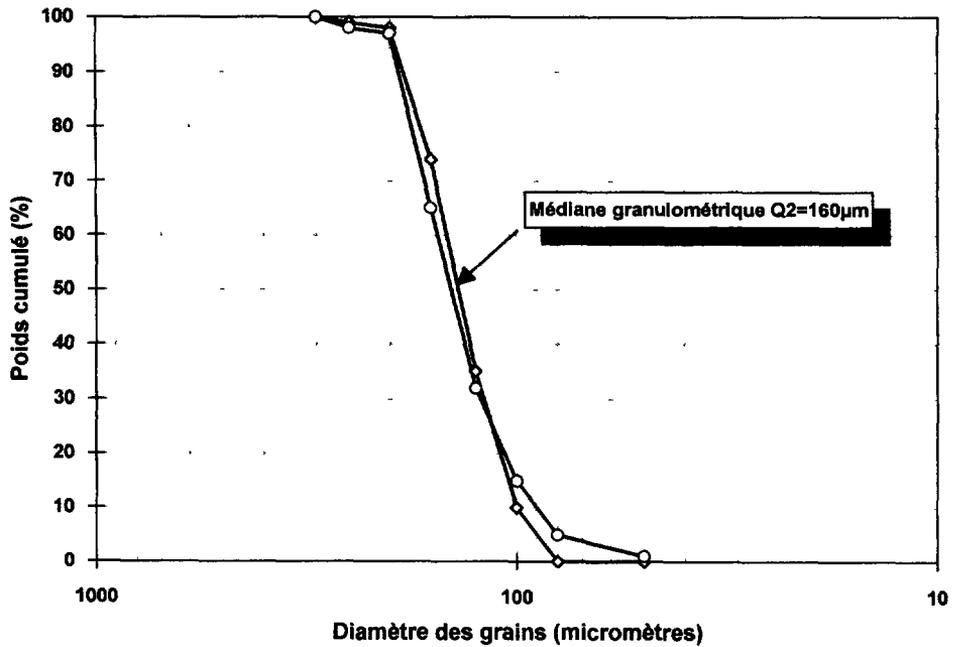


Fig. 4. — Granulométrie des sables utilisés pour les essais dans le canal à houle.  
 [Mean particle diameter of sand used in hydrodynamics channel.]

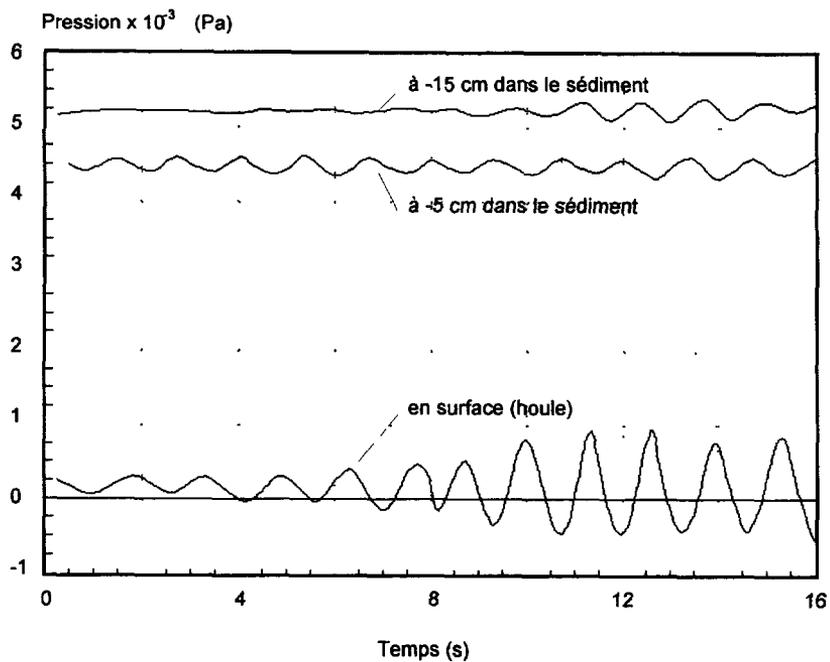


Fig. 5. — Pressions induites par la houle (canal à houle), en surface et dans le sédiment.  
 [Experimental pressure results at top and the bottom of hydrodynamics channel.]

engendrées par la houle ne sont pas transmises instantanément en tout point du sédiment, mais avec un certain retard croissant avec la hauteur de sédiment.

Parallèlement à l'enregistrement de la pression interstitielle, on mesure à tout moment la célérité des ondes de compression. La vitesse de l'onde longitudinale chute de  $1\,620\text{ ms}^{-1}$  à  $1\,100\text{ ms}^{-1}$  qui correspond à l'état de fluidisation vérifiable de visu. Après observation des vitesses délivrées par les trois paires de transducteurs, le tableau I est établi. On peut aussi corrélérer la valeur crête à crête de la houle et l'épaisseur de sédiment fluidisé ( $\Delta E$ ). Sur ce même tableau, les valeurs expérimentales sont confrontées aux valeurs calculées à l'aide de la relation (4). L'ordre de grandeur est vérifié et les écarts peuvent être expliqués par le confinement des expériences en laboratoire. Il faut néanmoins remarquer que la limite théorique de fluidisation est globalement vérifiée (Fig. 6).

Tableau I. — Résultats des essais en bassin.

[Experimental results in laboratory.]

Houle	Epaisseur de sédiment fluidisé	
	Mesurée	Calculée
1,7 cm	1 à 3 cm (vérification visuelle)	1,9 cm
2,5 cm	3 cm	2,8 cm
5 cm	< 10 cm	5,5 cm
14 cm	23 cm (fluidisation totale)	15,4 cm

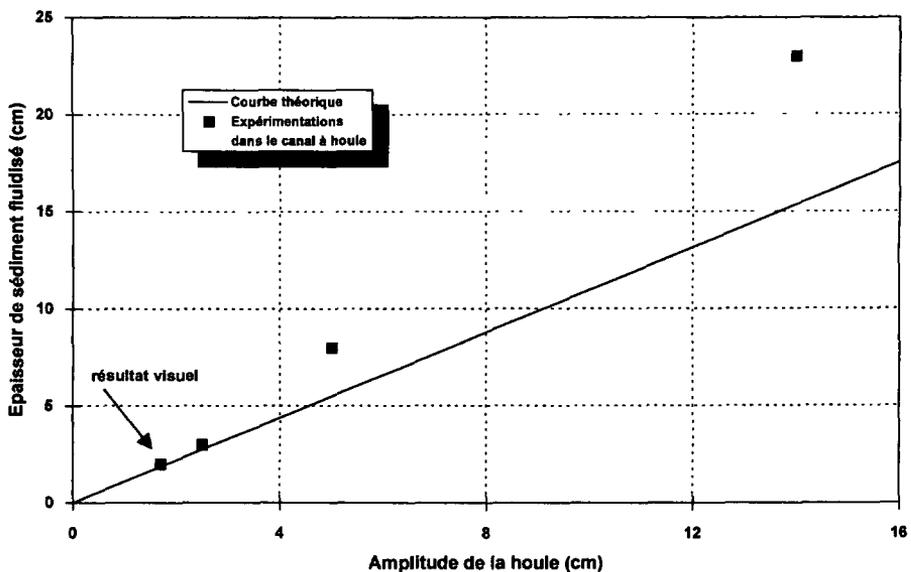


Fig. 6. — Limite de fluidisation théorique et expérimentations en canal à houle.

[Theoretical limit of fluidisation and experiments in hydrodynamics channel.]

3.2 ESSAIS EN MER. — L'objectif de cette deuxième série d'essais en mer, est de valider l'approche simple décrite dans cet article. La position des transducteurs fixe en dessous de l'interface eau-sédiment permet de constater, pour une houle déterminée, l'état du sédiment (fluidisé ou non fluidisé).

3.2.1 *Moyens et protocole d'essais* (Fig. 7). — Dans chaque site choisi, les expériences ont lieu pendant une quinzaine de jours. Les paramètres mesurés et enregistrés simultanément sont :

- l'état de la mer (houle),
- la réponse acoustique des sondes fixées sur le bâti.

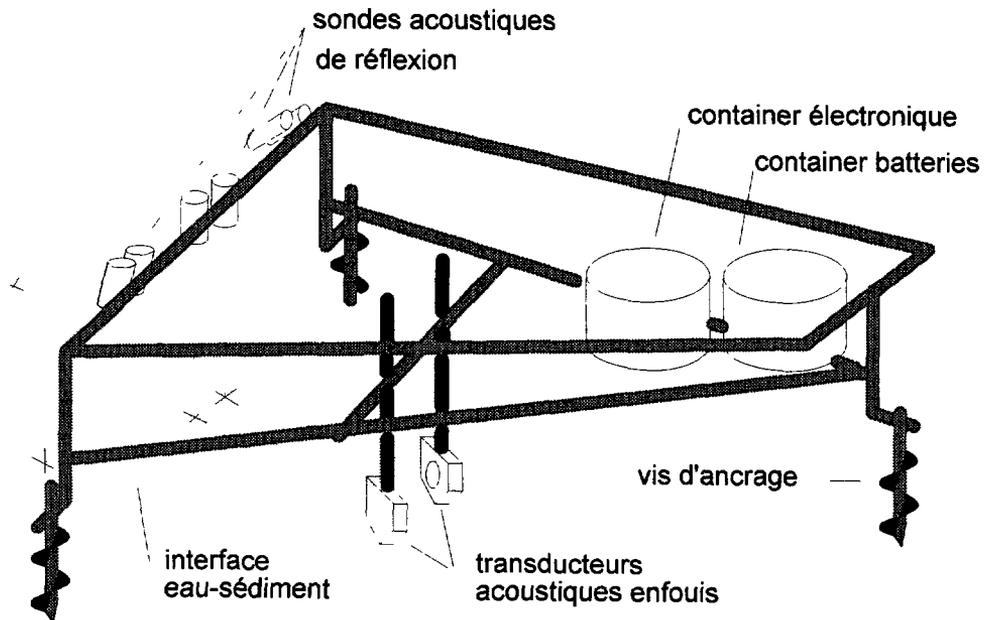


Fig. 7. — Matériel utilisé pour observer la fluidisation en mer.

[Apparatus used to observe fluidisation of sediment.]

Le matériel utilisé possède plusieurs systèmes acoustiques fonctionnant en rétrodiffusion, réflexion et propagation à  $f = 100$  kHz. Après expérimentation, les seuls transducteurs utilisant la propagation d'ondes longitudinales similaires à ceux utilisés en canal à houle s'avèrent efficaces. Cette paire de transducteurs est enfouie à 30 cm de l'interface eau-sédiment. Le bâti ancré à des fonds de différentes profondeurs a une autonomie de quinze jours (containers batteries et électronique). La cadence d'acquisition des données se fait au rythme de six séries de mesures de 2 mn chacune par marée.

Une vérification de la célérité des ondes longitudinales dans des échantillons de sable marins prélevés dans les sites de mesures en mer est effectuée en laboratoire après consolidation. Les résultats sont conformes aux résultats préliminaires en canal à houle. Pour une médiane granulométrique  $Q_2 = 180 \mu\text{m}$  (Fig. 8) on retrouve une vitesse de propagation de  $1\,680 \text{ ms}^{-1}$ . Le seuil de fluidisation pour le dépouillement des mesures est fixé à  $1\,200 \text{ ms}^{-1}$ .

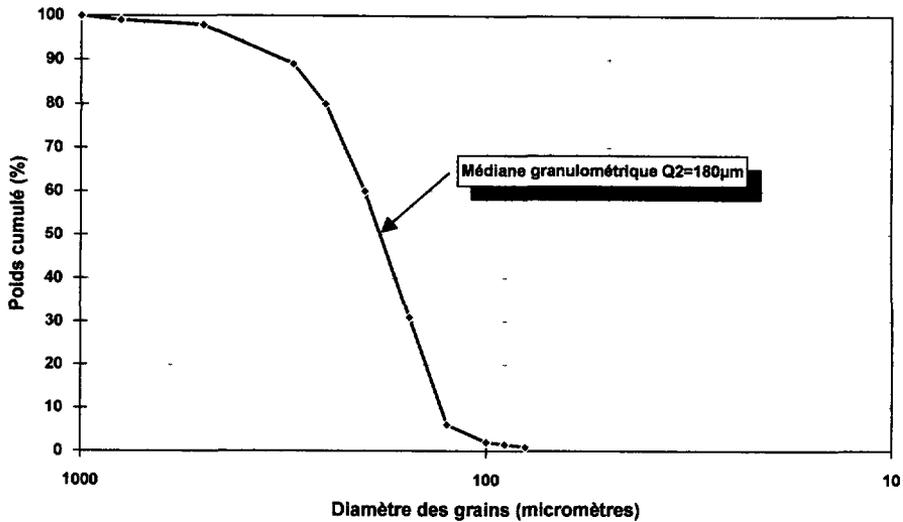


Fig. 8. — Courbe granulométrique cumulée d'un échantillon de sable marin (Anse de Berthaume, Brest).  
 [Mean particle diameter accumulated of a marine sediment (Anse de Berthaume, Brest).]

3.2.2 *Résultats et discussion.* — Le tableau II résume les différents essais en mer au large de Brest et en Baie de Banyuls. Sur la figure 9 est représentée l'épaisseur de sédiment rapportée à la hauteur de la houle en fonction de la profondeur  $\left(\frac{\Delta E}{2a} = f(H^2)\right)$ . Les courbes sont calculées pour plusieurs granulométrie ( $n = 0,25, 0,3, 0,35$ ) et pour une longueur d'onde de la houle en atlantique d'environ 100 m. Les résultats de l'exploration en mer sont portés sur ce graphe et se situent bien dans les zones fluidisées ou non fluidisées.

Tableau II. — *Résultats des essais en mer.*

[Experimental results in the sea.]

SITE	$Q_2$ ( $\mu\text{m}$ )	Profondeur	Amplitude de la houle	Fluidisation
Sortie du goulet de Brest	280	– 32 m	5 m	oui
	280	– 32 m	1 à 2 m	non
Iroise	300	– 30 m	5 m	oui
	1 500	– 57 m	4 m	non
Anse de Berthaume	480	– 20 m	1 m	non
	480	– 20 m	4 à 5 m	oui
Baie de Banyuls	200	– 20 m	3 m	non

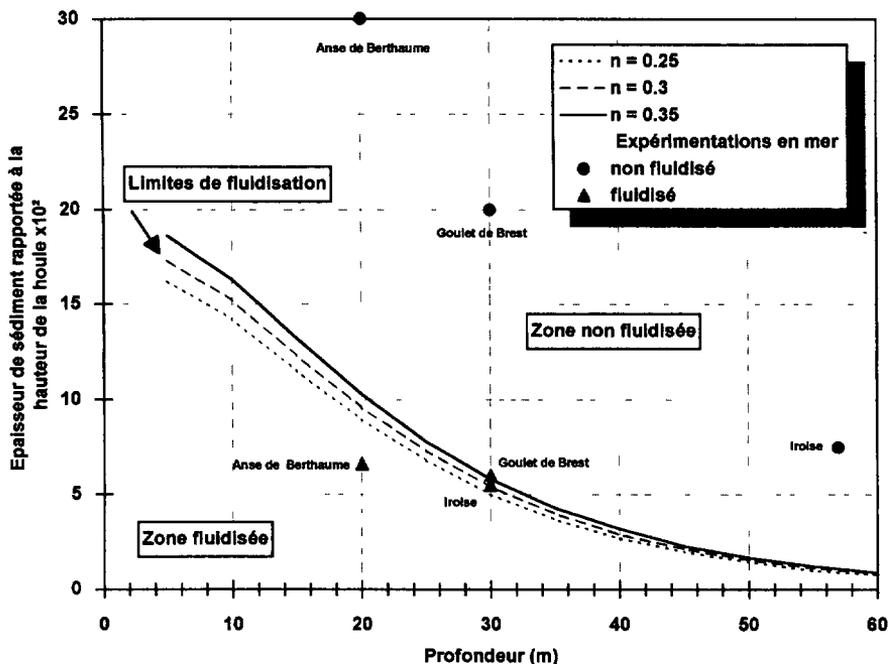


Fig. 9. — Epaisseur de sédiment fluidisé rapportée à la hauteur de la houle en fonction de la profondeur pour plusieurs porosités. Limites de fluidisation (longueur d'onde de la houle  $\leq 100$  m en Atlantique).

[Thickness sediment fluidified refer to depth wave *versus* depth water for many porosities. Limits of fluidisation (wave length  $\leq 100$  m in the Atlantic).]

#### 4. Conclusion.

A partir d'une analyse mécanique simple des efforts appliqués aux sédiments constituant le sous-sol marin, nous mettons en évidence l'épaisseur minimum de sédiment fluidisé sous l'action d'une houle dont on connaît les caractéristiques. Cette limite théorique valable pour une profondeur donnée est confrontée aux résultats expérimentaux obtenus dans un canal à houle. Les épaisseurs fluidisées détectées par ultrasons vérifient correctement les prévisions du modèle. Outre cette validation en laboratoire, des essais effectués en mer confirment la véracité de cette approche.

La connaissance de l'épaisseur de sédiment fluidisé en fonction des caractéristiques de la houle, en particulier par petit fond, est précieuse pour contribuer à mieux connaître le mécanisme d'enfouissement d'engins dans le sous-sol marin.

#### Bibliographie

- [1] Seed H. B. and Rahman M. S., Wave induced pore pressure in relation to ocean floor stability of cohesionless soils, *Marine Geotechnol.* **3** (1978) 123-150.
- [2] Madsen O., Wave induced pore pressure and effective stresses in Porous Bed, *Geotechnique* **28** (1978) 337-393.
- [3] Jacob S. J., Mass transport in a turbulent boundary layer under a progressive water wave, *J. Fluid Mech.* **146** (1984) 303-312.

- [4] Bourbie T., Coussy O. et Zinszner B., Acoustique des milieux poreux, *Publication de l'I.F.P.*, Science et technique du Pétrole n 27 (Edition Technip, 1986) 347.
- [5] Sayers CM., On the propagation of ultrasound in highly concentrated mixtures and suspensions, *J. Phys Appl. D* **13** (1980) 179-184.
- [6] Hamilton L., Sound Velocity density relations in seafloor sediments and rocks, *J. Acoust. Soc. Am.* **63** (1978) 366.
- [7] Longuemard J. P., Mesure *in situ* des modalités de propagation des ondes longitudinales ultrasonores dans les sédiments marins. Application à la détermination des paramètres mécaniques et physiques de ces derniers, *Ann. Hydrograph.* **6** (1978) 3.
- [8] Longuemard J. P. et Duboull-Razavet C., Influence de quelques caractères granulométriques des sédiments marins sur la valeur du coefficient de réflexion de l'interface mer-sédiment, *Acoustica* **47**, n 1 (1980).
- [9] Buchan S. MC, Cann D. M. and Taylor Smith D., Relations between the acoustic and geotechnical properties of marine sediments, *Q. J. Eng. Geol.* **5** (1978).
- [10] Anderson R. S., Statistical correlation of physical properties and sound velocity in sediment, *Physics of Sound in Marine Sediments. Marine Science I* (Plenum Press, New York and London, 1974) pp. 481-518.
- [11] Hamilton E. L. and Bachman R. T., Sound velocity and related properties of marine sediments. *J. Acoustic. Soc. Am.* **72** (1982) 1891-1904.
- [12] Patot J. J., Bresson J., Daif A. et Longuemard J. P., Etude expérimentale de la célérité des ondes ultrasonores au travers de sédiments marins soumis à des pressions interstitielles et des contraintes effectives variables, *J. Phys. III France* **3** (1993) 985-994.