

## 12

Comprendre et exploiter  
les conversions d'onde  
aux interfaces

résumé

Les ondes **sismiques**, **infrasoniques** et **hydroacoustiques** sont des dénominations d'ondes **élastiques** adaptées à différents milieux de propagation. Dès lors, des conversions d'ondes existent entre ces différents milieux. La mise en place du réseau international du **Traité d'interdiction complète des essais nucléaires**, déployé pour surveiller les trois milieux de propagation, a naturellement permis de mettre en évidence ce phénomène : les fortes variations de topographie sont des diffracteurs d'ondes sismiques et engendrent des ondes infrasoniques dans l'atmosphère ; de même, les fonds marins peuvent convertir les ondes sismiques en ondes hydroacoustiques dans les océans.

Cet article synthétise quelques études récentes sur ce thème, montrant les problèmes rencontrés et les approches utilisées, à la fois en termes de traitement des enregistrements et de modélisation, pour mieux caractériser les mécanismes de transfert d'énergie aux interfaces océan-terre-atmosphère dans des situations topographiques et géologiques complexes. Ces résultats montrent l'apport des réseaux infrasoniques pour détecter, localiser et caractériser à distance les déplacements de surface dans des régions étendues où les réseaux sismiques sont peu développés.

abstract

Understanding and exploiting  
wave conversions at interfaces

The waves referred to as seismic, infrasound and hydroacoustic are, among the elastic waves, adapted to different propagation media. Therefore, some wave conversions can be found between these three media. The establishment of the international monitoring system of the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty (CTBT) has naturally permitted to highlight it: the strong variations of topography are seismic wave diffractors that generate infrasound waves into the atmosphere; similarly, the seabed can convert seismic waves into hydroacoustic waves in the oceans.

This article synthesizes some recent studies on this topic, pointing out the problems encountered and the different approaches tried, both in terms of data processing and modeling, in order to better characterize the mechanics of energy transfer at the ocean-earth-atmosphere interfaces in heterogeneous topographic and geological situations. These results reveal the potential benefits of infrasound networks in the detection, localization and remote characterization of surface displacements in large areas, where seismic networks are poorly developed.

L'expertise acquise au CEA – DAM Île-de-France est le résultat de plus de quarante ans de mesures systématiques et d'expériences particulières réalisées pour détecter des explosions nucléaires et les identifier parmi les perturbations de l'environnement. À ce jour, grâce au déploiement du **Système de surveillance international** (SSI) pour la vérification du **Traité d'interdiction complète des essais nucléaires** (Tice), complété par des réseaux denses régionaux de stations expérimentales, près de vingt années d'enregistrements continus sont actuellement disponibles. Ces données sont uniques par leur qualité et continuité. Dans le cadre de ses missions de surveillance, le CEA – DAM Île-de-France exploite en temps réel les données de ce réseau global (voir [articles 7 et 9](#)).

Afin de faire face au flux grandissant des enregistrements, des méthodes de traitement automatique et d'analyse adaptées ont été mises en œuvre. Dans la bande de fréquence d'intérêt pour la **détection** des explosions (de 0,02 à 4 Hz), les chaînes de traitement automatique détectent dans le **bruit de fond** de nombreux **signaux** de faible amplitude, d'origine artificielle (explosions, barrages hydrauliques, activités industrielles) ou naturelle (houle océanique, orages, météorites, volcans, **séismes**). La mesure des paramètres de l'onde qui traverse la station, comme sa direction d'arrivée ou son contenu spectral, permet après simulation de la propagation, de localiser et de caractériser la source. La complexité de ces traitements tient au nombre important de signaux enregistrés, à la forte variabilité du bruit de fond mais aussi aux incertitudes liées à la connaissance partielle du milieu de

## AUTEURS

A. Le Pichon  
B. Hernandez  
L. Guillot  
S. Terrana  
CEA – DAM  
Île-de-France

propagation. Ces outils ont permis la construction de bases de signaux et d'événements de référence sur lesquelles s'appuient de nombreuses études menées au CEA – DAM Île-de-France dans des objectifs de validation des méthodes de détection, de localisation et d'identification de sources d'intérêt (voir [article 7](#)).

Parmi les sources d'origine naturelle détectées figurent les séismes dont les **infrasons** mesurés fournissent un moyen de reconstruire les zones de transfert d'énergie des ondes **sismiques** en ondes acoustiques. La modélisation du couplage doit décrire la propagation d'ondes sismiques dans des milieux géophysiques hétérogènes, la conversion d'ondes **élastiques** à l'interface terre-océan-atmosphère et la propagation à grande distance d'ondes acoustiques dans une atmosphère stratifiée (voir [encadré 1](#)). De nouvelles méthodes numériques offrent des perspectives pour modéliser les mécanismes de transfert d'énergie aux interfaces dans des situations topographiques complexes (voir [encadré 2](#)). La première partie présente des exemples de reconstruction des régions à forts mouvements sismiques à partir d'enregistrements infrasonores à grande distance (jusqu'à plusieurs milliers de kilomètres de l'épicentre) et d'une modélisation analytique du couplage sismo-acoustique. La seconde partie montre l'apport des méthodes numériques de propagation d'ondes dans des milieux hétérogènes pour mieux appréhender les mécanismes de couplage aux interfaces terre-atmosphère.

### À l'écoute des séismes

Les séismes de **magnitude** supérieure à 6 sur l'échelle de Richter, survenant dans des régions au relief accidenté, sont des sources fréquentes d'infrasons dont les périodes peuvent atteindre la dizaine de secondes. Un des mécanismes de formation d'ondes est le couplage avec l'atmosphère des ondes sismiques lors de leur propagation. Les vitesses des ondes mesurées (plusieurs km/s) sont alors compatibles avec les caractéristiques des phases sismiques mesurées qui parviennent à la station. La propagation des ondes sismiques depuis l'épicentre à travers des régions montagneuses contribue aussi de façon efficace à la génération d'infrasons lorsqu'elles sont mises en vibration. Une fois émises, les ondes produites sont guidées dans les différentes couches de l'atmosphère et peuvent être détectées à plusieurs milliers de kilomètres de l'épicentre, quand les conditions de propagation sont favorables. Les caractéristiques de

ces ondes peuvent être utilisées pour reconstruire l'étendue spatiale des zones de couplage entre les déplacements verticaux du sol et l'atmosphère [5].

Grâce à la connaissance de la position de l'épicentre du séisme et de son temps d'origine, des observations infrasonores sur une unique station peuvent être exploitées pour reconstruire l'étendue spatiale des ondes acoustiques diffractées, lorsque les ondes sismiques se propagent dans les régions montagneuses. Les paramètres d'entrée de la procédure de localisation comprennent les azimuts et les temps d'arrivée mesurés, le temps et les coordonnées d'origine de l'épicentre, ainsi que les modèles de vitesse de groupe pour les ondes sismiques et infrasonores. Les ondes sismiques se propageant dans la croûte en s'éloignant de l'épicentre, le temps d'arrivée  $t_d$  des signaux infrasonores est donné par :

$$t_d = t_0 + r/V_s + d/V_i \quad (1)$$

où  $t_0$  est le temps d'origine du séisme,  $r$  la distance de propagation des ondes sismiques se propageant à la vitesse  $V_s$ , et  $d$  la distance de propagation des infrasons entre la zone de conversion et la station de mesure à la célérité  $V_i$ . Pour reconstruire la région source des signaux infrasonores enregistrés, l'équation (1) est résolue le long d'un arc de grand cercle discret, défini par les azimuts observés, avec les vitesses  $V_s$  et  $V_i$  obtenues *via* des simulations de propagation. Compte tenu des incertitudes liées aux mesures et aux modèles atmosphériques utilisés, la précision de localisation des zones de conversion est de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres.

La [figure 1](#) montre l'exemple du séisme de Tohoku-oki au Japon (magnitude 9, 3 novembre 2011). Les signaux enregistrés par la station I44RU éclairent ici la géométrie complexe des îles Honshu et Hokkaido sur 1 000 km, suggérant des zones de couplage principalement localisées sur les surfaces terrestres [6].

L'expérience prouve qu'en première approximation, l'amplitude de signaux générés par des séismes dépend principalement du trajet parcouru, que l'on peut modéliser par l'équation suivante :

$$A_n = A_0 \left( \frac{R}{R_n} \right)^s 10^{-kV_s} \quad (2)$$

qui relie l'amplitude  $A_n$  normalisée à une distance  $R_n$  de la source à l'amplitude mesurée  $A_0$ , la distance source-récepteur  $R$ , et la vitesse du vent  $V_s$  moyennée le long du trajet à 50 km d'altitude ;  $s$  et  $k$  sont des constantes empiriques.

Des études complémentaires portant sur une dizaine de séismes récents de magnitude

## ENCADRÉ 1

## Un exemple unique de couplage hydro-sismo-acoustique

Le séisme de Sumatra, de magnitude 9, s'est produit le 26 décembre 2004 et a généré un tsunami dévastateur. Ce tsunami a été enregistré instrumentalement par de nombreuses technologies incluant les mesures par satellite, et a conduit à l'extension globale des systèmes d'alerte précoce efficaces tels que celui qui existait précédemment uniquement dans le Pacifique. L'analyse de ces données contribue à la mise en œuvre d'un système d'alerte précoce efficace pour la surveillance des tsunamis. Des études menées au CEA – DAM exploitant les technologies sismique et hydroacoustique [1] et infrasonore [2] ont permis une mesure précise du processus de rupture et de son extension géographique. Les enregistrements sont analysés avec des méthodes de traitement d'antenne qui caractérisent la propagation des ondes dans les trois milieux (voir article 8). Les stations hydroacoustiques ont été conçues pour détecter l'énergie acoustique piégée dans le guide de propagation SOFAR (*Sound Fixing and Ranging*) le long du minimum de vitesse du son dans l'eau. Des signaux hydroacoustiques ont été détectés à la station H08S (Diego-Garcia) du Système de surveillance international (SSI) localisée à 2 800 km de l'hypocentre dans l'archipel des Chagos, couvrant une large plage d'azimuts (figure E1a). Elles sont issues de la conversion des ondes sismiques engendrées tout le long de la rupture sur le talus

continental au large de Sumatra. En combinant ces informations avec les détections d'ondes sismiques enregistrées à la station sismique CMAR (Thaïlande), on peut reconstruire très précisément la géométrie et la cinématique de la rupture (figure E1b), conduisant à une longueur remarquable de la faille, évaluée à 1 230 km, qui a rompu sur une durée de 550 secondes. Cette extension correspond à la distribution géographique des répliques. La propagation de la rupture du choc principal est unilatérale, dirigée vers le nord. La vitesse de rupture ainsi estimée varie entre 2,7 et 2 km/s depuis l'hypocentre.

À plus de 3 000 km du choc principal, ce séisme a également généré des infrasons enregistrés à la station I52GB de Diego-Garcia. Un traitement d'antenne (outil développé au CEA, voir article 7) adapté à des périodes supérieures à dix secondes a mis en évidence l'arrivée de trains d'ondes cohérents durant environ six heures. En particulier, la dernière séquence de signaux, détectés pendant trois heures environ, permet de localiser des sources distribuées sur une longueur de 1 500 km le long du Golfe du Bengale (figure E1c). Les temps d'origine des ondes infrasonores sont en cohérence avec la propagation du tsunami [2]. Ces localisations suggèrent que le tsunami, ralenti et amplifié lors de son passage en eau peu profonde au-dessus du plateau continental, soit à l'origine des signaux observés.

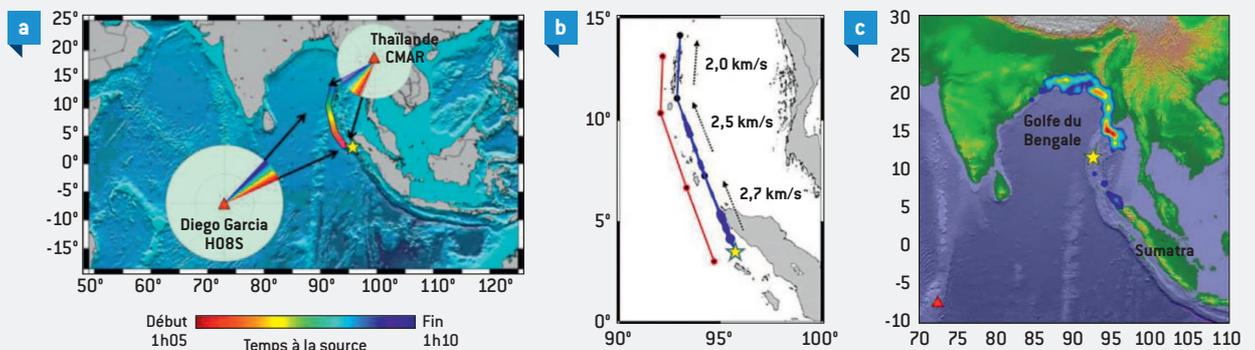


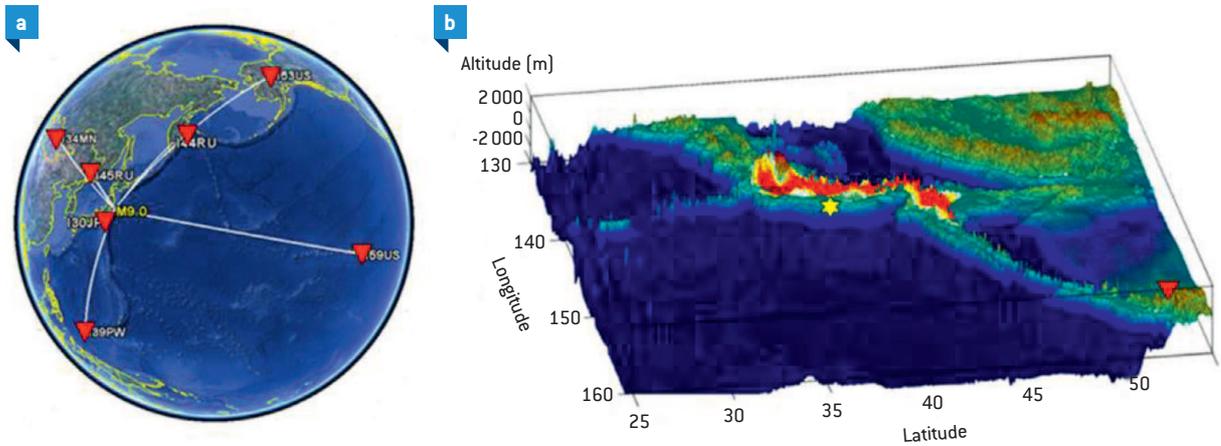
Figure E1

(a) Situation géographique du séisme de Sumatra et des stations de surveillance sismique (CMAR) et hydroacoustique (H08S) du Système de surveillance international (SSI); les répliques du séisme (cercles gris) sont réparties sur 1 250 km le long de la faille; les lignes noires indiquent les plages de variations d'azimut des signaux détectés et la couleur l'heure d'origine de la source. (b) Les lignes bleues et rouges représentent l'extension latérale de la rupture reconstituée à partir des variations d'azimut en utilisant les données des stations CMAR et H08S, respectivement; les vitesses de rupture estimées à partir des inversions des mesures sont indiquées le long de trois segments. (c) Localisation des zones de couplage (échelle de couleur normalisée) à l'interface océan-atmosphère obtenue à partir des enregistrements infrasonores de la station I52GB (Diego-Garcia, Grande-Bretagne) du SSI représentée par le triangle rouge.

supérieure à 7 ont mis en évidence une relation entre l'amplitude des signaux mesurés et la magnitude sismique et, de façon systématique, un étalement de la durée des signaux infrasonores associé à l'environnement topographique

autour de l'épicentre [7]. La relation empirique suivante a été établie à partir d'une base historique de séismes. Elle relie l'amplitude normalisée  $A_n$  et la magnitude  $M$  du séisme :

$$\log(A_n) = 0,57M - 3,95 \quad (3)$$



**Figure 1**  
 Analyse des signaux générés par le séisme de Tohoku-oki. **(a)** Localisation des stations du **Système de surveillance international (SSI)** ayant détecté des signaux **infrasonores**; les lignes blanches indiquent les chemins de propagation depuis l'épicentre vers les stations. **(b)** Localisation des zones de couplage (échelle de couleur normalisée) entre les déplacements verticaux du sol et l'atmosphère à partir des enregistrements de la station 144RU (Kamchatka, triangle rouge) située à 2 086 km de l'épicentre (étoile jaune).

Ces travaux ont montré que si les conditions de propagation sont favorables, une seule station localisée à plusieurs centaines de kilomètres de la zone épacentrale peut localiser les zones de couplage et évaluer la magnitude du séisme.

**Modélisation analytique du couplage sismo-acoustique**

Une approche analytique a été développée pour prédire le champ de pression rayonné par le déplacement du sol sur des surfaces étendues, en se plaçant dans le cadre de la théorie de la diffraction, basée sur le principe de Huygens-Kirchhoff, représenté par l'équation (4) dans laquelle  $p(\vec{r}, t)$  décrit la pression acoustique au récepteur au temps  $t$  et à une distance  $\vec{r}$  d'un élément de la source  $\vec{r}_s$ ,  $g(\vec{r}, \vec{r}_s)$  la fonction de Green en espace libre reliant la source et le récepteur,  $\omega$  la pulsation de l'onde et l'indice ( $n$ ) la composante normale à un élément de surface.

$$\frac{1}{2}p(\vec{r}, t) = e^{-i\omega t} \iint_S \{p(\vec{r}_s, t)g_{,n}(\vec{r}-\vec{r}_s) - p_{,n}(\vec{r}_s, t)g(\vec{r}-\vec{r}_s)\} ds \quad (4)$$

En choisissant une taille  $L$  des éléments de la surface de diffraction petite devant la longueur d'onde des ondes sismiques (typiquement quelques kilomètres), et une longueur d'onde acoustique petite devant  $L$ , la surface vibrante peut être décrite en sommant les contributions de sources adjacentes indépendantes avec une pression en surface proportionnelle à la vitesse du sol. En champ lointain ( $r$  suffisamment grand devant  $L$ ), l'approximation de Fraunhofer peut être appliquée pour prédire le champ de pression

rayonné par une région montagneuse en réduisant l'équation (4) :

$$p_k(t) = \frac{k\rho c}{2\pi} \sum_{l=1}^N V_l(t_l) \Delta h_l \frac{e^{-ikR_l}}{R_l} \frac{\sin(k\hat{x}_l L/2)}{k\hat{x}_l L/2} e^{-ikc(t-t_l)} \quad (5)$$

où  $k$  est le nombre d'onde acoustique,  $\rho$  la densité de l'air,  $\Delta h_l$  la hauteur des éléments vibrants  $l=1 \dots N$  de coordonnées  $x_l$  fixée par l'altitude des chaînes de montagnes,  $V_l$  et  $t_l$  la vitesse normale et l'heure d'origine de chaque élément de surface.

En l'absence de réseaux denses de mesure du déplacement du sol qui fourniraient le champ  $V_p$ , des sismogrammes synthétiques peuvent être calculés à une échelle régionale dans la région épacentrale à partir d'une modélisation de la source sismique (localisation, profondeur, durée, mécanisme au foyer et les paramètres cinématiques de la rupture le long de la faille). Celle-ci est auparavant obtenue par inversion d'enregistrements à des distances télé-sismiques. Avec ce modèle, l'amplitude du champ de vitesse  $V_l$  est calculée en utilisant une méthode en nombres d'ondes discrets [8].

Le 14 novembre 2001, un séisme de magnitude 8,1 s'est produit dans une région montagneuse de l'ouest de la Chine (province de Qinghai-Xinjiang). L'origine du séisme est centrée le long d'une faille au pied des montagnes de Kunlun au nord du plateau tibétain dans l'ouest de la Chine qui est marqué par des ruptures historiques importantes. À une distance de 1 800 km de l'épicentre, des ondes infrasonores ont été détectées par la station I34MN du SSI. En appliquant l'équation (1) et une procédure inverse de localisation et une simulation

complète du champ de pression rayonné en surface, les zones de couplage sont localisées avec précision sur les reliefs du plateau tibétain (figure 2). La distribution spatiale des zones de transfert d'énergie révèle une directivité, de part et d'autre de la faille, cohérente avec le diagramme de rayonnement sismique induit par la cinématique de la rupture.

### Quantification de la transmission d'énergie : le séisme d'Amatrice du 24 août 2016

Un séisme proche de la surface, de magnitude 6,2, s'est produit le 24 août 2016 sur une faille normale le long des Apennins à Amatrice (Italie centrale). Le séisme principal a été suivi d'une réplique de magnitude 5,5 située à environ 10 km au nord-est du choc principal. Des signaux infrasonores ont été détectés à plusieurs centaines de kilomètres de l'épicentre par deux stations du SSI (I26DE en Allemagne; I48TN en Tunisie) et cinq stations nationales. D'autre part, l'Italie possède un réseau très dense de capteurs accélérométriques pour mesurer les déplacements du sol offrant ainsi une occasion unique de confronter le modèle de conversion décrit ci-dessus à un vaste jeu de mesures sismiques.

La figure 3, en montrant le champ 2D de la vitesse du son effectif corrigée des vents dans la stratosphère (30-60 km d'altitude) sur la région d'intérêt, explique les conditions de propagation des infrasons favorables vers l'ouest. Les couleurs jaunes indiquent des conditions de propagation favorables des ondes entre le sol et la stratopause (environ 50 km d'altitude). Les couleurs bleues indiquent une propagation défavorable dans le guide thermosphérique où les ondes sont fortement atténuées.

La figure 4 montre les enregistrements des infrasons du choc principal et de la réplique de magnitude 5,5. La conversion locale des ondes sismiques en pression acoustique est observée sur les stations AMT, CHA, OHP et I26DE. L'effet des vents stratosphériques sur l'atténuation est clairement visible lorsqu'on compare l'amplitude du signal à I26DE (contre le vent) avec l'amplitude du signal à la station OHP (sous le vent) qui sont situées à peu près à la même distance de la source.

Les modèles atmosphériques récents et les techniques de modélisation numérique actuelles permettent de prédire le champ d'onde acoustique propagé sur de grandes distances. La propagation est ici simulée en utilisant une méthode de tracé de rayons 3D. Les équations décrivent l'évolution des

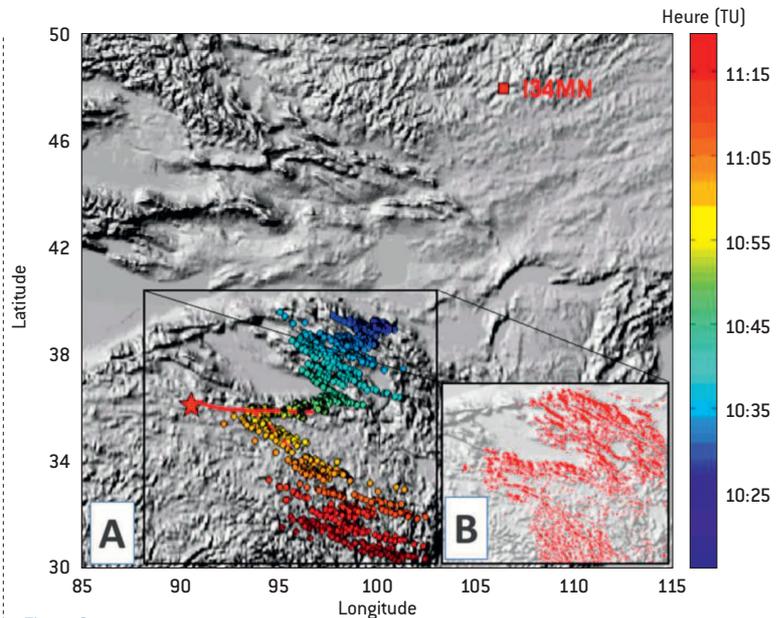


Figure 2

Localisation des zones de couplage sismo-acoustique induites par le séisme de Kunlun (magnitude 8,1) dans l'Ouest de la Chine le 14 novembre 2001 avec les enregistrements de la station infrasonore I34MN. L'épicentre est représenté par l'étoile rouge. La zone de rupture est indiquée par le trait rouge. (A) Localisation des zones de conversion en fonction des temps d'arrivée des signaux infrasonores à la station I34MN ; la couleur code le temps d'arrivée des ondes infrasonores. (B) Zones où les mouvements sismiques ont les amplitudes les plus fortes.

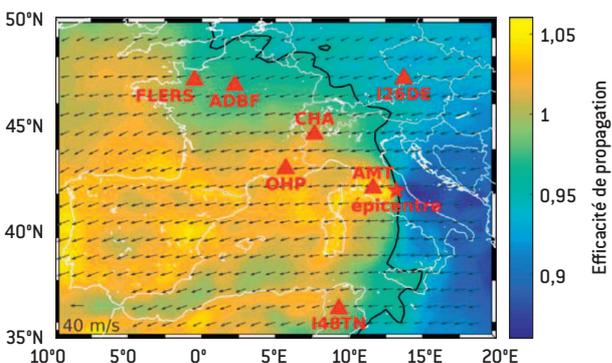
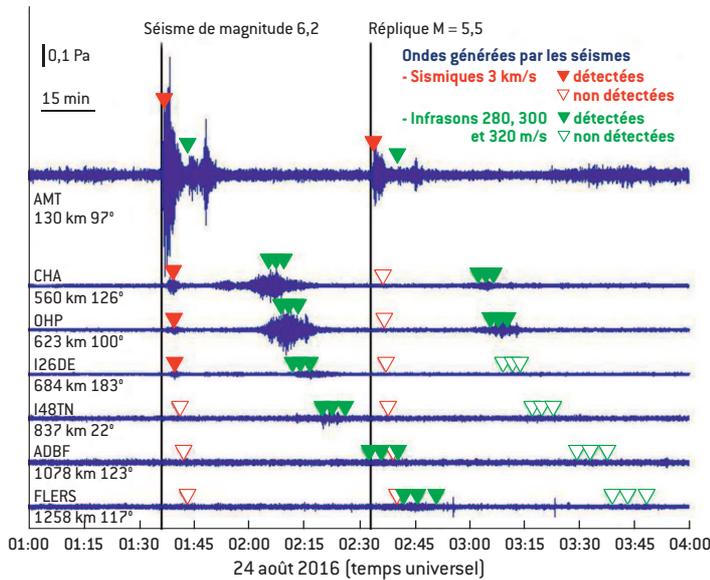


Figure 3

Carte montrant les stations infrason (triangles rouges) ayant enregistré des signaux associés au séisme d'Amatrice en Italie, de magnitude 6,2. L'épicentre est indiqué par une étoile rouge. Les couleurs en arrière-plan indiquent le rapport entre la vitesse maximum du son effectif (somme de la vitesse du son et de la vitesse du vent dans la direction de propagation horizontale en s'éloignant de la zone épicentrale) dans la stratosphère entre 30 et 60 km par rapport à la vitesse du son au sol. Les flèches indiquent le champ de vent à une altitude de 50 km donné par le modèle du centre de prévision météorologique européen (CEPMMT). Le trait continu noir indique les limites des conditions favorables de détection. Toutes les stations, sauf la station I26DE, sont localisées sous le vent.

variables canoniques du rayon (vecteur lenteur, position et temps de propagation) et sont résolues numériquement en coordonnées sphériques. Afin de reconstituer une image complète des régions de source acoustique, les ondes enregistrées,



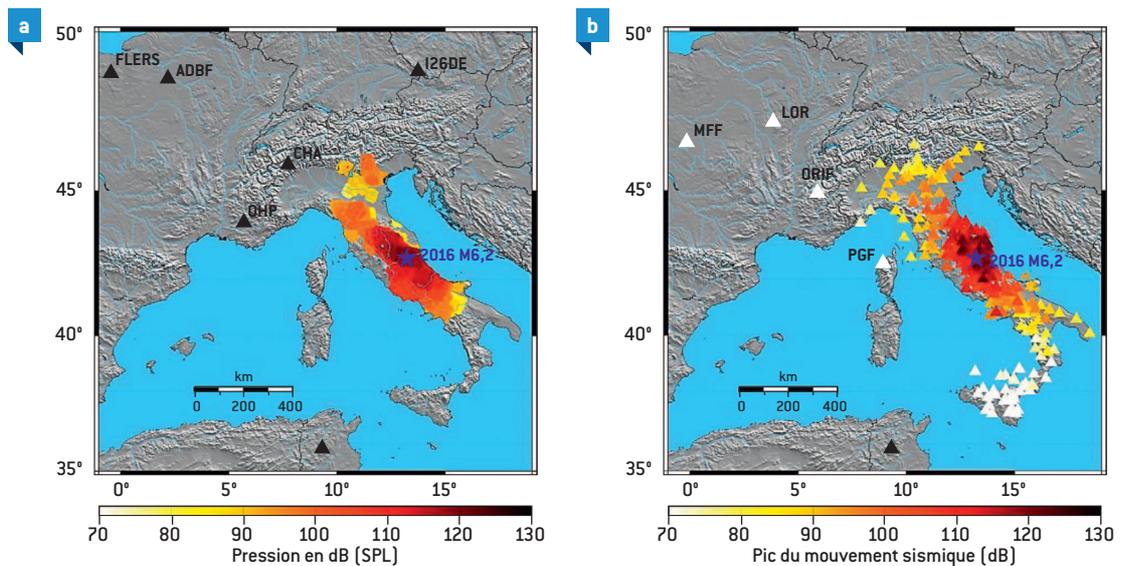
**Figure 4**  
Séries temporelles des enregistrements infrasonores sur 7 stations classées par distance croissante. Les formes d'ondes sont filtrées entre 0,2 et 0,8 Hz. Les triangles verts et rouges indiquent les temps d'arrivée théoriques pour des vitesses de propagation des ondes sismiques dans la croûte (3 km/s, triangles rouges) et stratosphériques (280, 300 et 320 m/s, triangles verts). Les triangles pleins représentent les détections sismiques (en rouge) et infrasonores (en vert). Les signaux infrasonores sont clairement enregistrés jusqu'à la station de Flers en Normandie.

corrigées de l'expansion géométrique et des phénomènes de dissipation, sont rétropropagées à la surface du sol (figure 4). La figure 5a présente les zones de couplage reconstruites le long des Apennins, sur une distance d'environ 600 km, qui s'étend du golfe de Naples à la plaine du Pô. La pression acoustique en surface est comparable au mouvement du sol mesuré par le réseau accélérométrique national (RAN) géré par le Département de la protection civile italienne (figure 5b). Ces résultats mettent en évidence le potentiel des réseaux infrasonores pour détecter, localiser et

caractériser à distance les déplacements de surface dans des zones où les réseaux sismiques sont peu développés.

### Méthodes numériques et couplages aux interfaces

La méthode analytique précédemment exposée repose sur un couplage faible. De plus, il est important de bien saisir quels types d'ondes sont converties à l'interface terre-atmosphère pour caractériser le milieu de propagation à partir de l'analyse des signaux. Dans certaines situations,



**Figure 5**  
Comparaison entre la pression acoustique reconstruite et mesurée en surface. (a) Infrasons rétropropagés (SPL, en dB) en utilisant les stations CHA, FLERS, I26DE, OHP et I48TN. (b) Pression acoustique (PSP, en dB) dérivée de mesures accélérométriques ; chaque triangle représente une station sismique. Un bon accord est trouvé entre la pression en surface reconstruite et mesurée.

## ENCADRÉ 2

## Optimisation du maillage pour les méthodes de type éléments finis

Les méthodes numériques utilisées pour modéliser les problèmes de couplage sismo-acoustique, doivent (i) prendre en compte des géométries complexes aux interfaces entre milieux de nature différente, (ii) décrire précisément les échanges d'énergie entre domaines d'impédances différentes, et (iii) modéliser avec précision la propagation sismo-acoustique sur des centaines de longueurs d'onde, en limitant les phénomènes de dispersion et diffusion numériques.

Les méthodes de type éléments finis présentent la particularité de prendre en compte naturellement les conditions aux limites entre éléments (ou cellules de calcul élémentaires après discrétisation spatiale), et sont donc une méthode de choix pour les problématiques mettant en jeu des contrastes de propriétés physiques. La méthode de type Galerkin continue (acronyme CG en anglais) assure la continuité des champs cinématiques en positionnant des nœuds (points de calcul) communs aux frontières entre éléments. Le code de propagation SEM3D [3], basé sur une méthode d'éléments finis spectraux (ordre élevé, convergence spectrale) a longtemps été utilisé au CEA – DAM pour étudier les conversions sismo-acoustiques. Cette méthode repose cependant sur un découpage de l'espace en mailles hexaédriques qui peut s'avérer problématique lorsque les milieux géophysiques présentent des géométries complexes, voire dégénérées. Pour s'affranchir de cette limitation, une méthode d'éléments finis de type Galerkin discontinue hybridable (acronyme HDG en anglais), dont le support de discrétisation spatiale peut être

très varié [hexaèdres, tétraèdres, voire polyèdres], a récemment été développée au CEA – DAM [4]. L'hybridation d'une méthode d'éléments finis mixtes a été proposée en 1985. La résolution du système d'équations d'intérêt sur les bords des éléments, en imposant une continuité inter-éléments, permet d'améliorer la précision du champ d'onde propagé. Pour des schémas d'avancée temporelle implicites, cette opération conduit, grâce à des opérations matricielles, à une réduction significative du coût en calcul. Un schéma simple illustrant le positionnement des degrés de liberté pour les méthodes éléments finis continus (CG), Galerkin discontinues (acronyme DG en anglais), et hybrides (HDG), est reporté sur la figure E2.

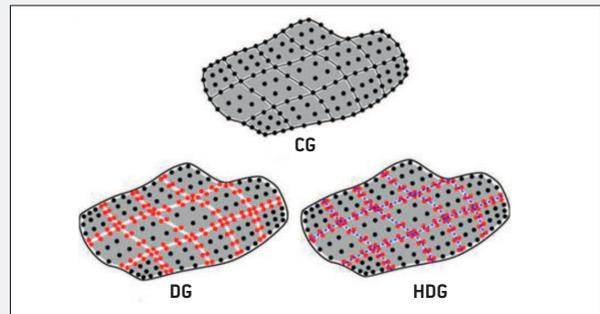


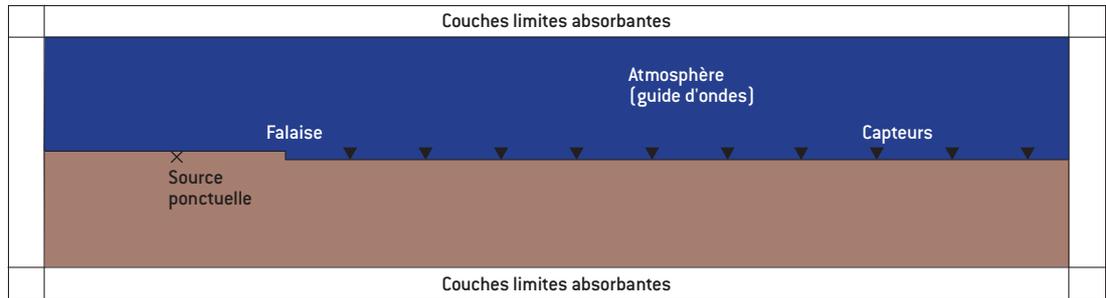
Figure E2

Positionnement des degrés de liberté pour les méthodes éléments finis continus (CG), Galerkin discontinues (DG), et hybrides (HDG). La continuité des champs cinématiques imposée en positionnant des points de calcul communs aux frontières entre éléments conduit à une réduction significative du coût en calcul.

cette approximation perd de sa validité; c'est le cas pour l'interface Terre-atmosphère dans certaines zones montagneuses, ou à la frontière terre-océan (retour du champ acoustique réfléchi à la surface libre), au niveau desquelles la bidirectionnalité des transferts énergétiques doit être prise en compte. Des outils purement numériques permettent de décrire les phénomènes de conversion et d'interaction d'ondes aux interfaces. Dans ce but notamment sont développées depuis quelques années au CEA – DAM Île-de-France des méthodes de type éléments finis d'ordre élevé: éléments spectraux et méthode Galerkin discontinue hybridable (HDG, pour *Hybridizable Discontinuous Galerkin*). Cette dernière est décrite dans l'encadré 2 où ses atouts sont soulignés.

De manière générale, l'intérêt des méthodes numériques est double. Associées à une analyse semi-analytique, elles aident à la compréhension de certains phénomènes relatifs à la réflexion et transmission d'ondes planes dans des milieux complexes [9], ainsi qu'à la prise en compte des complexités géologiques et de leur effet sur le champ d'onde. Les ondes sismiques incidentes à l'interface terre-atmosphère peuvent générer des ondes infrasonores, enregistrées à des distances régionales, voire globales. Ce couplage, confirmé par les observations, implique plusieurs phénomènes physiques:

- ▶ la conversion d'ondes sismiques en ondes acoustiques évanescentes;
- ▶ la diffraction de ce même champ d'ondes par la topographie;



**Figure 6**  
 Domaine idéal de simulation du couplage terre-atmosphère. La profondeur de la source, la hauteur de la falaise et la couche atmosphérique, ne sont pas à la même échelle que le reste du domaine [largeur 20 km, hauteur du solide 2,5 km]. Le profil de vitesse atmosphérique idéalisé autorise un guide de propagation dans les premiers kilomètres.

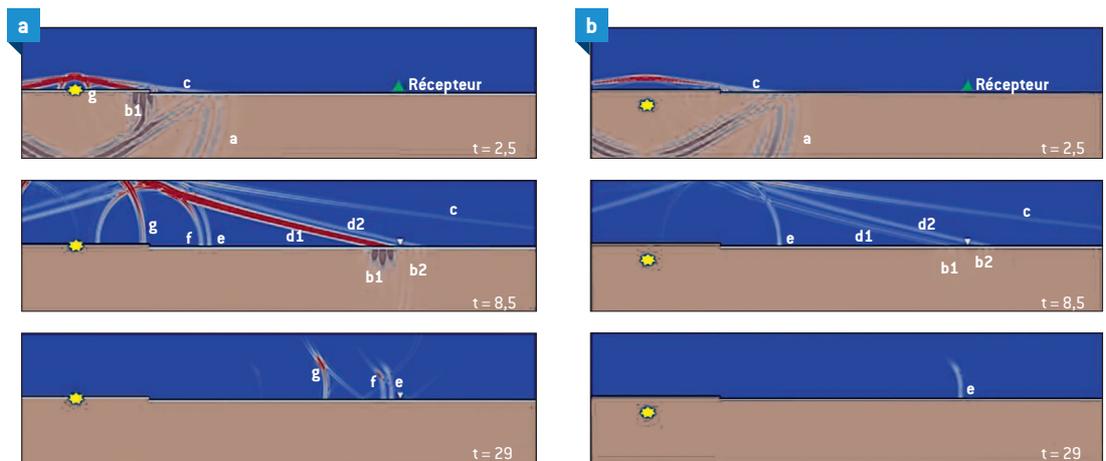
► la propagation des infrasons dans des guides d'ondes atmosphériques.

Une illustration 2D est ici présentée pour modéliser la génération d'ondes infrasonores suite à l'excitation isotrope d'un milieu solide. La géométrie du système est une représentation idéalisée d'un séisme en Angleterre (magnitude 4,2) ayant généré des ondes infrasonores diffractées par les falaises de Douvres [10]. Les effets de la profondeur de la source sur l'amplitude des ondes converties le long d'une interface plane avec une rupture verticale de type falaise (figure 6) sont évalués. Le domaine de calcul étant de taille finie, des couches absorbantes sont ajoutées à chacune de ses extrémités [4].

L'évolution temporelle des champs d'ondes sismique et infrasonore aux temps 2,5, 8,5 et 29 s est reportée sur les instantanés de la

figure 7 (a et b), pour des profondeurs de source de 75 et 525 m, respectivement. Dans le premier exemple, la source est superficielle – située à une distance de l'interface terre-atmosphère inférieure au tiers de la plus petite longueur d'onde émise par la source. L'interface est située en champ proche, situation favorable au phénomène de transparence décrit dans [9] : les ondes évanescentes donnent naissance à des ondes infrasonores directes assez énergétiques (train g sur la figure 7a). Ce n'est plus le cas lorsque la profondeur devient grande devant la longueur d'onde de la source (figure 7b).

Les ondes coniques c, d1 et d2, issues de la conversion évanescence des ondes sismiques directes (a) et des ondes de Rayleigh (b1 et b2) d'incidences très verticales, ne peuvent se piéger dans un guide atmosphérique, empêchant ainsi



**Figure 7**  
 Instantanés de la norme de la vitesse particulaire, aux instants 2,5, 8,5 et 29 s après excitation par une source isotrope dans la partie solide pour une profondeur de source de (a) 75 m et (b) 525 m. (a) L'onde de compression élastique a et les ondes de Rayleigh b1 et b2 – la seconde étant la diffractée de l'onde P par la falaise – donnent naissance à des ondes infrasonores c, d1, d2, e, f et g. Seules les ondes e, f et g sont piégées dans le guide d'onde atmosphérique. (b) L'onde g, issue d'une interaction de l'onde P directe avec la surface libre en champ proche est inexistante ; de même, l'onde f diffractée de l'onde de Rayleigh est peu visible en raison de la plus faible excitation de l'onde de Rayleigh.

toute propagation acoustique à grande distance. L'onde (e), convertie dans l'atmosphère au niveau de la falaise par la diffraction de l'onde sismique P peut, en fonction du gradient de célérité atmosphérique, être totalement réfractée puis réfléchi à l'interface solide-atmosphère, et se propager sur de grandes distances. Il convient de noter que, si ces conclusions font sens, elles ne restent que partielles, étant donné la simplicité de cette expérience numérique. Elles doivent donc être approfondies en envisageant un cadre expérimental avec des configurations de terrains et de guides d'ondes atmosphériques plus réalistes.

## Perspectives

Le réseau global **infrasonore** actuel, associé à des algorithmes optimisés de **détection** et de localisation, constitue un système efficace de surveillance de phénomènes naturels ou artificiels. L'analyse des bulletins de détection produits aide à caractériser de nombreuses sources dont la complexité des trains d'ondes propagées fait qu'ils passaient souvent inaperçus ou inexplicables. L'exploitation de la synergie entre les trois technologies **hydroacoustique**, **sismique** et **infrasonore** mises en œuvre dans le cadre du **Traité d'interdiction complète des essais nucléaires** (Tice) démontre leur complémentarité pour fournir une cartographie étendue des régions à fort mouvement sismique. En l'absence de réseaux instrumentaux en champ proche, cette synergie trouve un intérêt puisqu'elle permet, à des distances de plusieurs centaines de kilomètres de l'épicentre, de localiser les régions susceptibles d'être impactées par les dégâts engendrés par des séismes de forte **magnitude**.

Avec la densification des réseaux de surveillance, de telles observations se produiront plus fréquemment. La précision de la reconstruction en espace et en intensité des zones de couplage associées aux séismes sera améliorée en raison du nombre croissant de stations de mesure. Les capacités croissantes des architectures de calcul haute performance permettent de résoudre de nouvelles formulations numériques de propagation d'ondes **élastiques** dans des milieux géophysiques hétérogènes. Ces méthodes ouvrent en particulier des portes pour modéliser les mécanismes de transfert d'énergie aux interfaces terre-atmosphère dans des situations topographiques et géologiques complexes, et mieux caractériser la source à l'origine des **signaux** détectés. L'analyse de ces événements naturels

est en outre pertinente dans le cadre de la vérification du Tice, avec des retombées attendues concernant l'amélioration des méthodes de localisation et de caractérisation de sources explosives souterraines.

## RÉFÉRENCES

[1] J. GUILBERT, J. VERGOZ, E. SCHISSELE, A. ROUEFF, Y. CANSI, « Use of hydroacoustic and seismic arrays to observe rupture propagation and source extent of the Mw = 9.0 Sumatra earthquake », *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L15310, doi:10.1029/2005GL022966 [2005].

[2] A. LE PICHON *et al.*, « Infrasonde associated with the large 2004-2005 Sumatra earthquakes and tsunami », *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L19802, doi:10.1029/2005GL023893 [2005].

[3] L. GUILLOT *et al.*, « Simulation numérique de la propagation des ondes sismiques : effets de site », *Revue chocs*, **45**, p. 29-36 [2014].

[4] S. TERRANA, J.-P. VILOTTE, L. GUILLOT, « A spectral hybridizable discontinuous Galerkin method for elastic-acoustic wave propagation », *Geophys. J. Int.*, **213**, p. 574-602, doi.org/10.1093/gji/ggx557 [2017].

[5] A. LE PICHON, J. GUILBERT, M. VALLÉE, J. X. DESSA, M. ULZIIBAT, « Infrasonic imaging of the Kunlun Mountains for the great 2001 China earthquake », *Geophys. Res. Lett.*, **30**, p. 1814, doi:10.1029/2003GL017581 [2003].

[6] K. T. WALKER, A. LE PICHON, T. S. KIM, C. DE GROOT-HEDLIN, IL-Y. CHE, M. GARCÉS, « An analysis of ground shaking and transmission loss from infrasonde generated by the 2011 Tohoku earthquake », *J. Geophys. Res.*, p. 12 831-12 851, doi:10.1029/2013JD020187 [2013].

[7] A. LE PICHON, P. MIALLE, J. GUILBERT, J. VERGOZ, « Multi-station infrasonic observations of the Chilean earthquake of June 13 », *Geophys. J. Int.*, **167**, p. 838-844 [2006].

[8] M. BOUCHON, « A simple method to calculate Greens functions for elastic layered media », *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, p. 959-971 [1981].

[9] O. GODIN, « Low-frequency sound transmission through a gas-liquid interface », *J. Acoust. Soc. Am.*, **123**, p. 1866-1879, doi: 10.1121/1.2874631 [2008].

[10] D. GREEN, J. GUILBERT, A. LE PICHON, O. SEBE, D. BOWERS, « Modelling ground-to-air coupling for the shallow ML 4.3 Folkestone, United Kingdom, Earthquake of 28 April 2007 », *Bull. Seism. Soc. Am.*, **99**, p. 2541-2551, doi: 10.1785/0120080236 [2009].