

LES PHENOMENES D'AMPLIFICATION D'ONDES SISMIQUES DUS A DES STRUCTURES GEOLOGIQUES

par

D. JONGMANS

(13 figures)

RESUME.- Les structures géologiques locales sont susceptibles d'engendrer des amplifications des vibrations pour des sources sismiques très variées et dans des gammes de fréquence très étendues (de quelques dixièmes à quelques dizaines de Hz).

Le développement de modèles numériques durant ces dernières années a permis de mieux comprendre et de simuler les effets de vibrations sur des structures géologiques relativement complexes.

Les exemples d'un tir de carrière au Portugal et du séisme de Liège de 1983 illustreront l'influence de différents types de dépôts géologiques sur les mouvements à la surface du sol. Des calculs de simulation seront comparés aux données réelles.

ABSTRACT.- Local geological structures can have an important effect upon the ground motion generated during earthquakes, blasting or industrial works. Amplification effects can occur for frequencies ranging from 0.1 Hz to 100 Hz.

For a few years, numerical methods have allowed to understand and to simulate the effects of vibrations on relative complex geological structures.

The examples of a quarry blasting in Portugal and of the 1983 Liege earthquake will show the influence of different kinds of geological deposits upon the ground motions.

Site effects computations will be compared to real data.

1. INTRODUCTION

Il est connu depuis longtemps que la géologie locale pouvait avoir un effet important sur l'amplitude des mouvements générés par un tremblement de terre ou une autre source sismique. Cette constatation avait déjà été faite par Lawson (1908) au moment du tremblement de terre de San Francisco de 1906. Tout au long de ce siècle, les données macroséismiques et plus récemment instrumentales, obtenues lors de grands tremblements de terre, ont montré l'influence des structures géologiques locales sur l'amplification des

vibrations sismiques (Jennings, 1971, Poceski, 1969, Sozen, 1968, Celebi, 1987).

L'exemple le plus frappant de l'importance que peuvent prendre ces effets de site est sans conteste le tremblement de terre de Michoacan de 1985 qui a fortement touché la ville de Mexico située à 400 km de l'épicentre (fig. 1). Les accélérogrammes enregistrés montrent une décroissance depuis la côte Pacifique jusqu'à proximité de Mexico. A Mexico même, on observe une amplification très importante des ondes associées à une modification du contenu fréquentiel du signal.

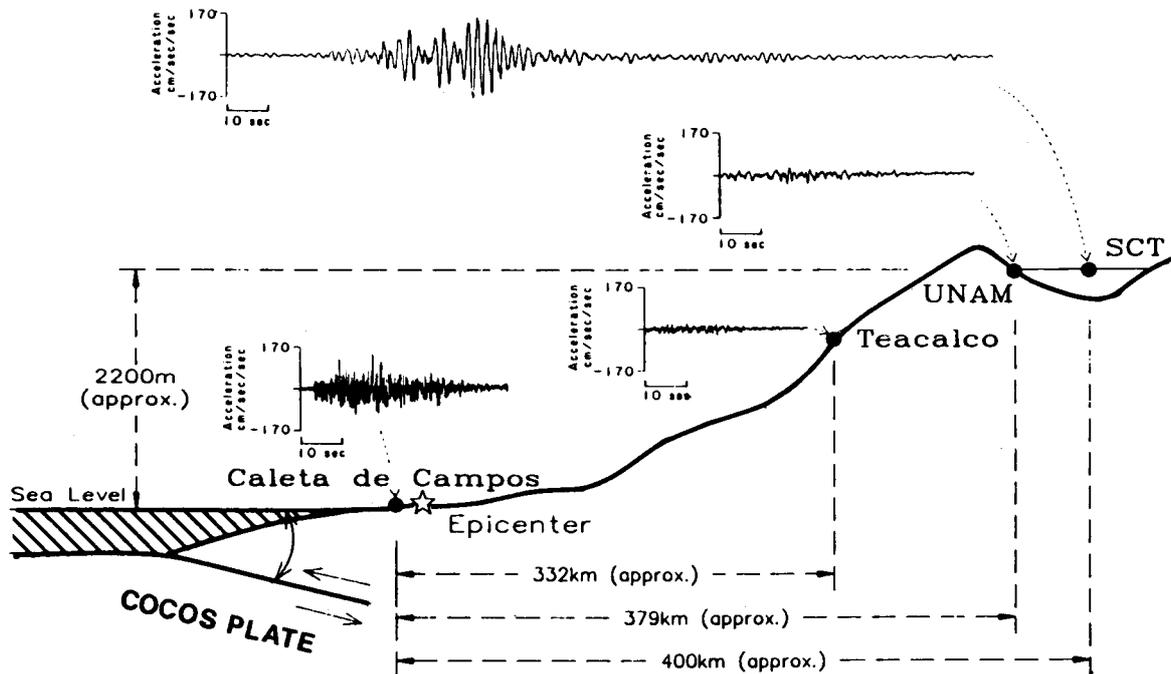


Fig. 1.- Enregistrements du tremblement de terre de Michoacan (1985) de la côte Pacifique jusqu'à Mexico (Celebi *et al.*, 1987).

De manière générale, les observations ont montré que 2 types de structures géologiques étaient susceptibles d'engendrer des phénomènes de ce genre :

- les reliefs topographiques. Une augmentation notable des dégâts a été fréquemment observée au sommet de reliefs topographiques. Ce type de structures ne sera pas abordé dans cet article.
- tous les dépôts géologiques recouvrant une formation plus compacte. Ces dépôts peuvent consister en des plaines alluviales, des bassins ou des couches sédimentaires, des cônes de déjection, des amas de colluvium ou des dépôts anthropiques (remblais).

Ce type de structure géologique, de taille et de forme variables, est susceptible d'engendrer des amplifications d'ondes très importantes. Par exemple, lors du tremblement de terre de San Francisco (1906), des variations locales d'intensité atteignant pratiquement trois degrés sur l'échelle Mercalli modifiée ont été attribuées à l'influence des dépôts superficiels (Borcherdt et Gibbs, 1976).

La plupart des bâtiments et des ouvrages du génie civil étant fondés sur ce type de formations, il est extrêmement important en génie parasismique de comprendre leurs effets sur les mouvements sismiques. Bien qu'ils aient été reconnus depuis longtemps, la prévision quantitative des effets de site est encore au stade initial. De

manière générale, la réponse d'une structure géologique dépend d'abord de sa géométrie et des caractéristiques dynamiques des formations qui la constituent. En outre, une même structure réagira différemment selon le type d'ondes à laquelle elle est soumise et leur direction de propagation.

Deux approches différentes existent pour estimer la réponse d'une structure géologique. La première consiste à mesurer les réponses de sites en enregistrant les petits tremblements de terre, les explosions nucléaires ou même le bruit de fonds pour autant que la source soit extérieure à la structure. Dans un article récent présentant l'état des connaissances sur le sujet, Aki (1988) a montré que les facteurs d'amplification pour des faibles et fortes sollicitations étaient relativement semblables en première approximation.

D'autre part, depuis une dizaine d'années, de nombreuses méthodes numériques plus ou moins complexes permettent de calculer les effets de site (pour une liste complète, voir Aki, 1988 et Sanchez-Sesma, 1987). Plusieurs exemples de bonne concordance entre mouvements calculés et observés ont été obtenus (Aki, 1988). L'avantage des méthodes numériques est de pouvoir faire varier les différents paramètres caractéristiques du modèle et de comprendre physiquement les phénomènes entrant en jeu. Par contre, leur limitation provient de la nécessité de connaître précisément toutes les caractéristiques géométriques et dynamiques des formations ainsi que le champ d'ondes incident.

Une approche intermédiaire consiste actuellement à corrélérer empiriquement des facteurs d'amplifications mesurés avec certaines caractéristiques du site (vitesse des ondes S, épaisseur des sédiments, ...).

Après avoir développé certains aspects théoriques fondamentaux, nous illustrerons l'influence des structures géologiques à différentes échelles par l'exemple du tremblement de terre de Liège de 1983.

2. EFFETS DE SITE - REPNSES THEORIQUES

2.1.- EFFET UNIDIMENSIONNEL

L'effet de site le plus simple est le cas d'une couche de sol homogène infinie d'épaisseur h reposant sur un substratum rocheux (fig. 2). Considérons une onde plane incidente de type SH (onde de cisaillement associée à une vibration selon l'axe OY) faisant un angle i_2 avec la verticale (OZ).

Le substratum et le sol, supposés élastiques, sont respectivement caractérisés par une densité 1, 2 et une vitesse V_{s2} , V_{s1} .

La réponse de la couche de sol est généralement exprimée par sa fonction de transfert qui est le rapport, dans le domaine fréquentiel, de l'amplitude du mouvement à la surface de la couche de sol (point A) et de l'amplitude du mouvement à la surface du substratum (B) si celui-ci affleurerait.

Dans le cas présenté à la figure 2, le module de la fonction de transfert a pour expression:

$$FT(f) = (\cos^2 ah + r^2 \sin^2 ah)^{-1/2} \quad (2.1)$$

où $a = (2\pi \cdot f \cdot \cos i_1) / V_{s1}$

$$r = (\rho_1 \cdot V_{s1} \cdot \cos i_1) / (\rho_2 \cdot V_{s2} \cdot \cos i_2) \quad (2.2)$$

i_1 est l'angle réfracté dans la couche de sol.

La fonction $FT(f)$, présentée à la figure 3, est maximale aux fréquences:

$$fn = (2n + 1) \cdot (V_{s1}) / (4h) \quad (2.3)$$

et vaut:

$$FT_{\max} = 1/r = (\rho_2 \cdot V_{s2} \cdot \cos i_2) / (\rho_1 \cdot V_{s1} \cdot \cos i_1) \quad (2.4)$$

Lorsque l'incidence est verticale, ($i_2 = 0$), l'amplification maximale est égale au contraste d'impédance.

$$FT_{\max} = (\rho_2 \cdot V_{s2}) / (\rho_1 \cdot V_{s1}) \quad (2.5)$$

Cette amplification correspond à un phénomène de résonance provenant du piégeage de l'onde dans la couche de sol.

L'importance de l'amplification résultante dépend des contrastes de vitesses et de densités entre le sol et le substratum.

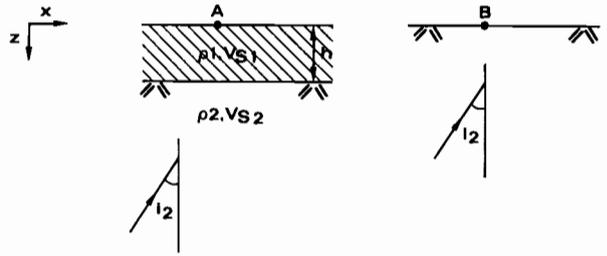


Fig. 2.- Géométrie et caractéristiques de la couche de sol.

En réalité, les terrains naturels ne se comportent pas de manière purement élastique même pour de faibles déformations. Ils dissipent une certaine quantité d'énergie sous forme de chaleur. L'amortissement matériel qui en résulte est généralement caractérisé par le facteur de qualité Q qui est le rapport de l'énergie élastique moyenne emmagasinée et de l'énergie dissipée par cycle.

L'atténuation anélastique est souvent prise en considération par l'introduction de vitesses de propagation complexes faisant intervenir le facteur de qualité.

Une des expressions les plus couramment utilisées par les sismologues est:

$$V^* = V_0 \cdot (1 + 1/(\pi Q) \cdot \ln(f/f_0) - i/(2Q)) \quad (2.6)$$

où V_0 est la vitesse de phase à une fréquence de référence f_0 .

La relation (2.6) implique que la vitesse complexe V^* varie légèrement avec la fréquence. Cette dispersion doit être introduite afin de respecter le principe de causalité.

La formule (2.1) de calcul de fonction de transfert reste valable pour autant que l'on remplace V_{s1} et V_{s2} par leurs expressions complexes. L'introduction d'un facteur de qualité contribue à diminuer les valeurs de la fonction de transfert à haute fréquence (voir fig. 3).

Le calcul de fonctions de transfert est donc possible à partir de la connaissance des valeurs de densité, vitesses sismiques et facteurs de qualité des couches de sol.

En pratique, les déterminations de vitesses sont réalisées à partir des procédés classiques de prospection sismique: sismique réfraction, tirs entre forages et plus récemment sismique réflexion haute résolution.

Depuis plusieurs années des tentatives de détermination du facteur de qualité par essais sismiques *in situ* ont été réalisées (Blair et Spathis, 1984, Newman et Worthington, 1982, Haterly, 1986). Les méthodes les plus utilisées sont basées sur l'élargissement de la largeur du

FONCTIONS DE TRANSFERT

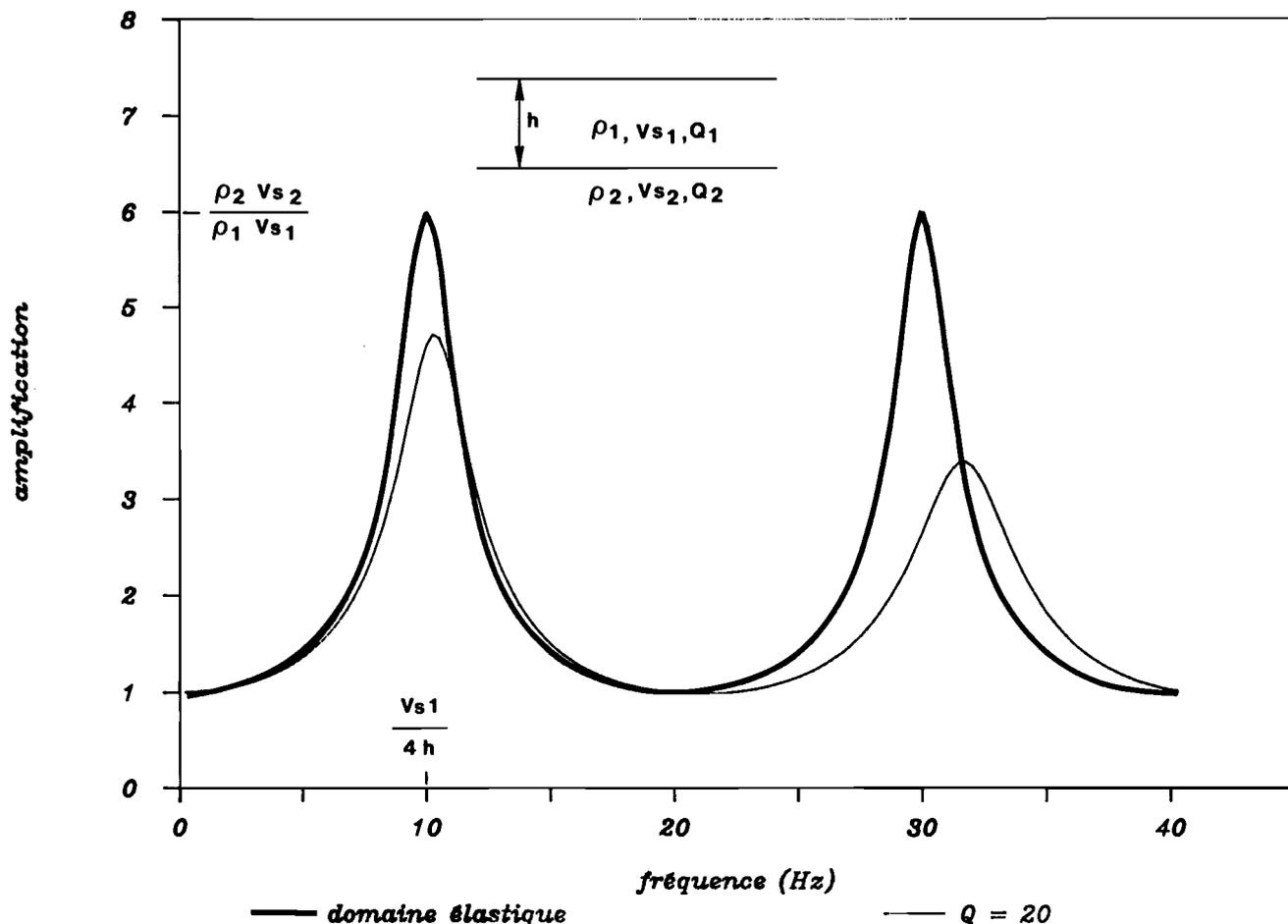


Fig. 3.- Fonction de transfert (milieux élastique et viscoélastique).

pulse et sur le filtrage fréquentiel du signal par le sol lors de la propagation. Les études réalisées ont montré que d'autres phénomènes (réflexions, diffractions sur interface courbe, ...) entraînaient également une atténuation des ondes et qu'il était parfois difficile d'isoler l'amortissement matériel caractérisant le sol.

Des mesures de facteur de qualité ont également été réalisées en laboratoire sur des échantillons prélevés dans des forages (Johnston et Toksöz, 1980). Ces résultats, a priori plus fiables, sont cependant obtenus à haute fréquence (10kHz - 1MHz) sur de petits échantillons et ne sont pas nécessairement valables dans la gamme des fréquences générées lors d'un tremblement de terre (quelques dixièmes de Hz à quelques dizaines de Hz). De plus, se pose le problème de la représentativité d'un essai de laboratoire par rapport à la complexité d'une formation géologique. Actuellement, la détermination du facteur de qualité est toujours au stade expérimental et il importe de réaliser des mesures, *in situ* et en

laboratoire, selon plusieurs méthodes, afin de contrôler les valeurs obtenues et de déterminer une méthodologie fiable.

Un effet de site, lié à la présence d'une couche de marne de 3 m d'épaisseur surmontant plusieurs dizaines de mètres de calcaire du Secondaire, a été mis en évidence lors de l'enregistrement d'un tir de carrière au Portugal. La structure géologique est constituée de couches monoclinales pendant faiblement vers le Sud. Des mesures de vibration ont été réalisées en différents endroits le long de la coupe de la figure 4.

Les signaux obtenus (fig. 5) au dispositif IV indiquent une amplification très nette entre les points P4 et P5, au passage entre les couches de calcaire et de marne grise. Les spectres de Fourier, calculés pour ces deux signaux (fig. 6), montrent le changement de contenu fréquentiel très important et une amplification très nette à la fréquence propre (67 Hz) de la couche de marne. La fonction de transfert expérimentale, obtenue

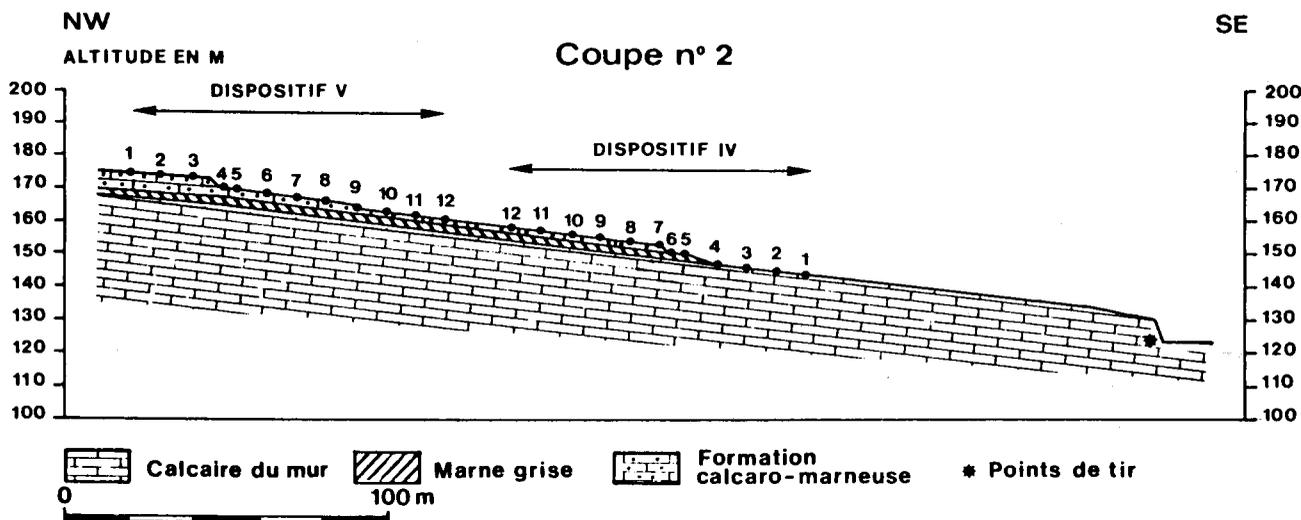


Fig. 4.- Structure géologique de la carrière (coupe N-S).

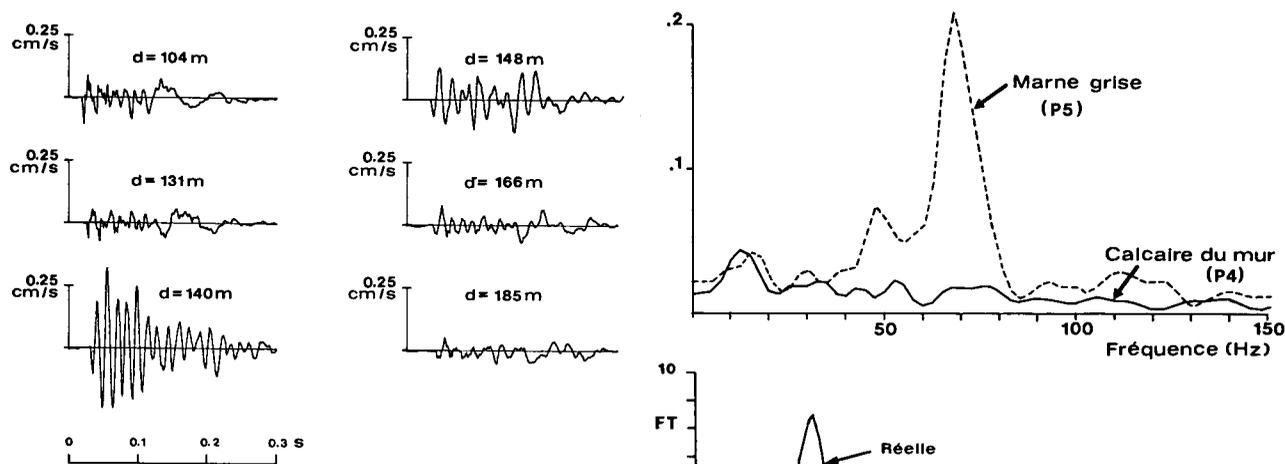


Fig. 5.- Signaux enregistrés sur le calcaire et la couche de marne.

par le rapport des deux spectres, est présentée à la figure 6. Dans le domaine fréquentiel, l'amplification due à la couche de marne atteint 8,5. Par comparaison, la fonction de transfert théorique, calculée à partir des vitesses sismiques déterminées par sismique réfraction, est tracée sur la même figure. La fréquence fondamentale est identique pour les 2 courbes. Par contre, l'amplitude maximale de la fonction de transfert théorique est plus faible (5.2) que celle obtenue expérimentalement. Cette différence provient sans doute des hypothèses simplificatrices à la base du calcul de la fonction de transfert: couche plane infinie et propagation d'ondes planes.

Le calcul de fonction de transfert, présenté ci-dessus pour une couche unique, peut être généralisé au cas d'un profil de sols stratifiés horizontalement. Ce modèle, couramment ren-

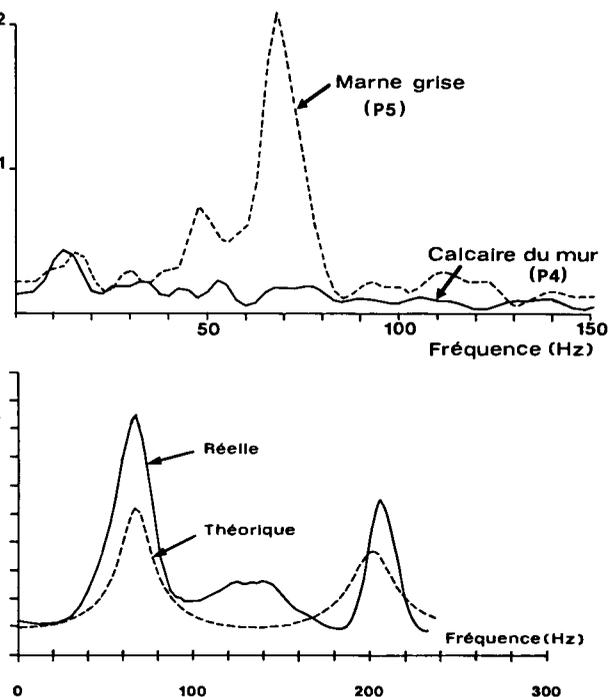


Fig. 6.- Spectres de Fourier (HAUT) et fonctions de transfert. (BAS)

contré en pratique, a été fréquemment utilisé en génie parasismique. Les calculs de réponse de site permettent de déterminer en surface des pics de résonance susceptibles de provoquer des dégâts dans certaines gammes de fréquence.

Lorsque les dépôts superficiels présentent des variations latérales d'épaisseur, le modèle à couches planes horizontales ne suffit cependant pas à prendre en compte la complexité des phénomènes et d'autres méthodes doivent être utilisées.

2.2.- EFFET BIDIMENSIONNEL

Une grande partie des dépôts superficiels tels que les plaines alluviales, les cônes de déjection ou les dépôts de colluvium ne se présentent pas sous une structure stratifiée horizontale infinie. Ils sont généralement caractérisés par des variations d'épaisseur et des limites latérales qui tendent généralement à amplifier les ondes. Des corrélations entre la répartition spatiale des dommages et la présence d'hétérogénéités ont par exemple été établies lors des tremblements de terre de Skopje (1963) et de Caracas (1967).

Différentes méthodes numériques (éléments finis, différences finies, nombre d'onde discret, éléments frontières, méthodes de rays, ...) ont été utilisées en vue de modéliser des structures bidimensionnelles et récemment tridimensionnelles (Sanchez-Sesma, 1987). Basée sur des hypothèses différentes, ces méthodes appliquées à un même cas semblent donner des résultats cohérents (Aki et Richards, 1980).

Sur base de la méthode d'Aki-Larner (1970), Bard (1983) a étudié de façon très détaillée la réponse de structures théoriques du type bassin sédimentaire et a mis en évidence les phénomènes physiques provoquant des amplifications d'onde.

Les principaux résultats obtenus sont les suivants:

- l'amplification dans une structure bidimensionnelle homogène est la combinaison de la résonance verticale 1D exposée ci-dessus et de l'apparition à l'intérieur de la structure d'ondes de surface piégées à l'intérieur de celle-ci. L'amplification résultante est de l'ordre de deux fois l'amplification 1D.
- lorsque le bassin sédimentaire est suffisamment encaissé, les deux types d'amplification se confondent et une résonance bidimensionnelle apparaît dans le dépôt. Elle conduit à des amplifications très fortes de l'ordre de quatre fois l'amplification 1D.
- quel que soit l'encaissement de la structure, l'effet bidimensionnel entraîne une augmentation très nette de la durée du signal. Ce phénomène peut avoir une importance considérable sur l'amplitude des dégâts dus à un tremblement de terre.
- outre l'amplification des ondes, l'effet bidimensionnel provoque des mouvements différentiels importants, spécialement aux bords du bassin.

Un exemple de ces phénomènes est fourni à la figure 7 reprenant la réponse de la vallée du Paillon à Nice (Bard, 1983) sous une onde incidente SH dans les cas uni et bidimensionnels.

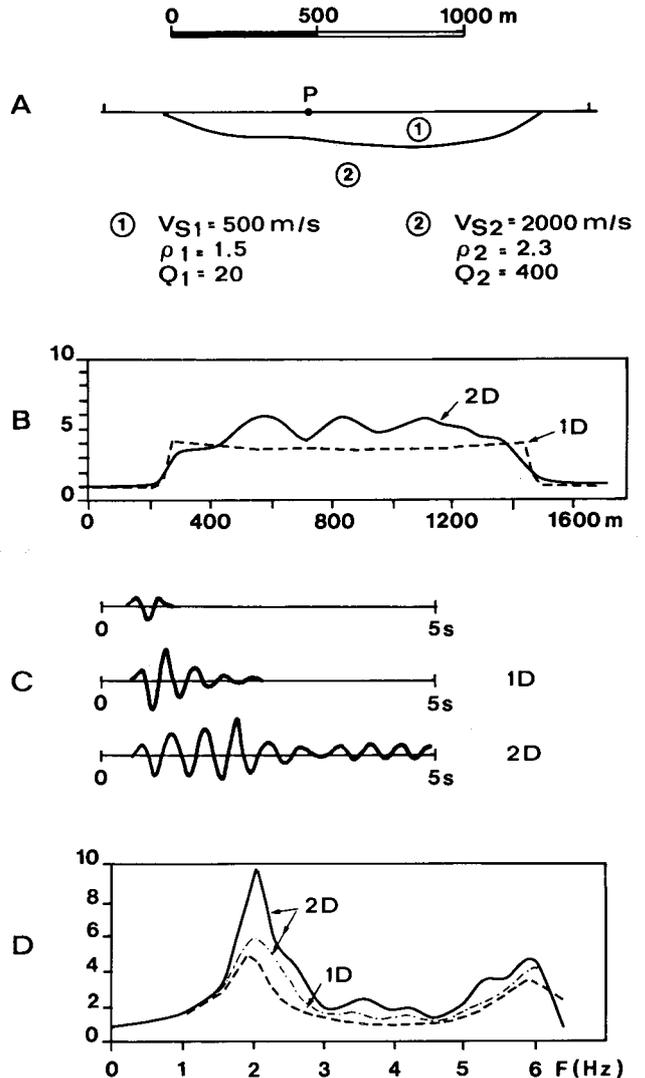


Fig. 7.- Réponse sismique théorique de la vallée du Paillon à Nice (Bard, 1983).

3.- LE TREMBLEMENT DE TERRE DE LIEGE DU 8 NOVEMBRE 1983

Le 8 novembre 1983, la ville de Liège (Belgique) a été touchée par un tremblement de terre de magnitude 4.9 et de faible profondeur (4 km environ). L'intensité maximale a atteint VII sur l'échelle MSK. La zone sinistrée, située à l'Ouest de la ville, est caractérisée par une orientation générale NE-SW (voir fig. 8). Aucune station sismographique n'était en place dans la région épicertrale au moment du tremblement de terre. Par contre, une enquête détaillée sur les dégâts a été réalisée à partir de dossiers d'expertise établis pour indemniser les victimes.

Jongmans et Campillo (1988) ont montré que la localisation et l'élongation de la zone touchée pouvaient être expliquées par la présence sous Liège d'un grand synclinal houiller (fig. 9) reposant sur des formations calcaires de plus

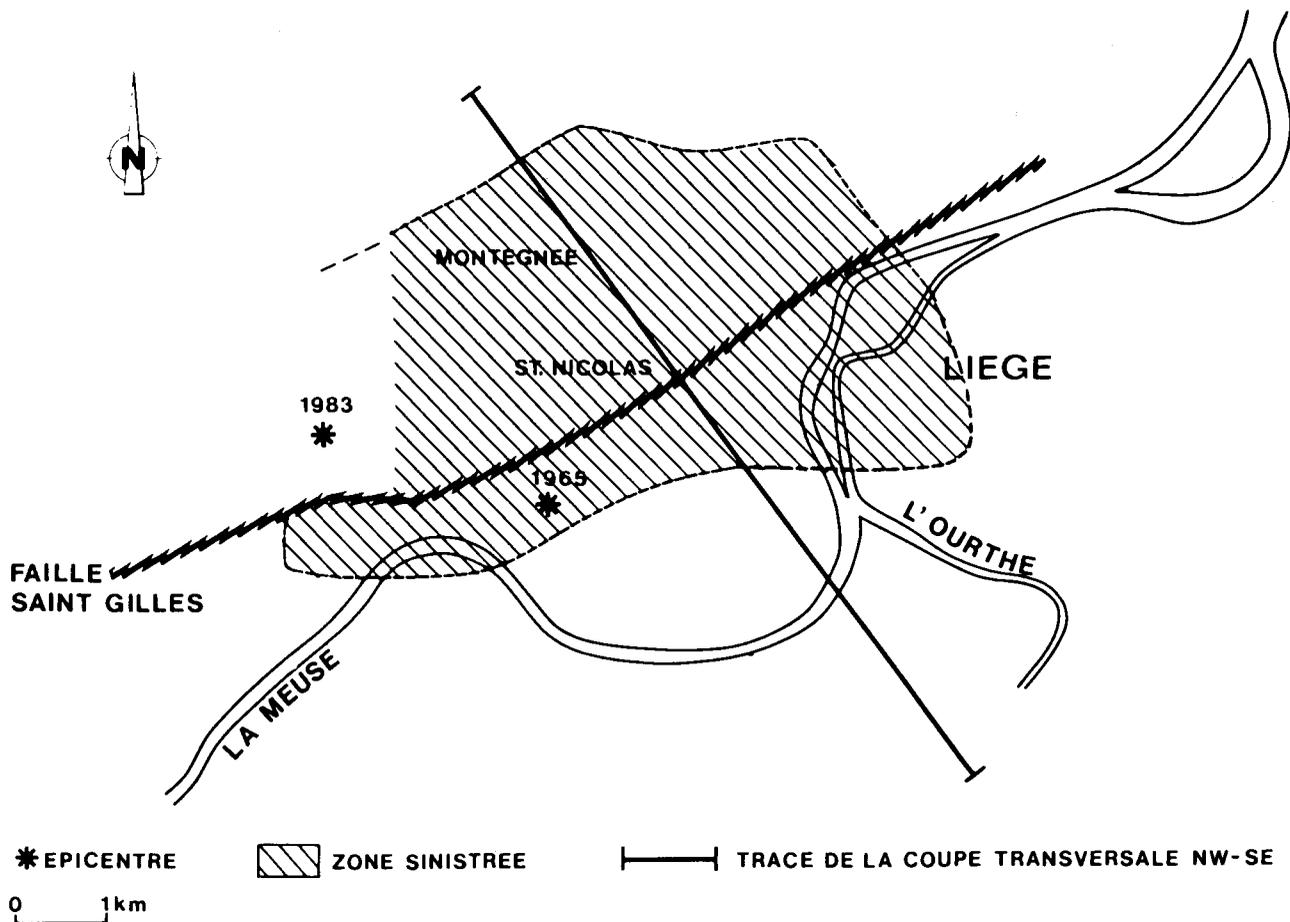


Fig. 8.- Carte schématique des dégâts du séisme de Liège (1983).

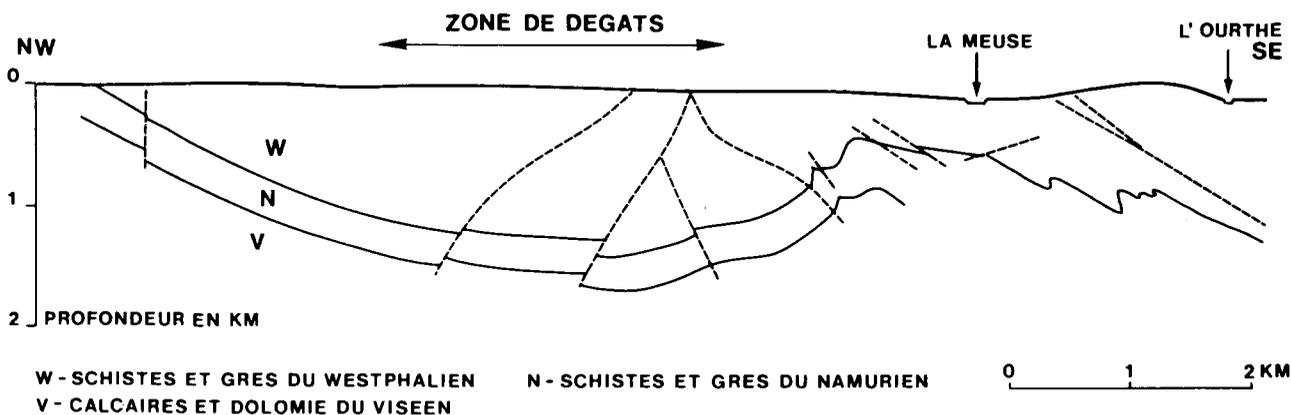


Fig. 9.- Coupe géologique NW-SE.

haute impédance. Comme une grande vallée alluviale, cette structure géologique bidimensionnelle a focalisé les dommages et joué le rôle d'amplificateur d'ondes. Les calculs de réponse du synclinal houiller selon différentes méthodes numériques ont conduit à des amplifications de 3 à 4 dans le domaine fréquentiel. L'existence de ce synclinal ne permet cependant pas d'expliquer les concentrations locales de dégâts observées à différents endroits de la ville. Ces dernières doivent être examinées en corrélation avec les

caractéristiques géotechniques de la région liégeoise.

Une carte géotechnique schématique de Liège est présentée à la figure 10. Le substratum est constitué de schistes et de grès houillers comprenant des couches de charbon qui ont été exploitées depuis des siècles. Ce bed-rock est surmonté d'une zone altérée dont l'épaisseur varie entre plusieurs et 10 mètres d'épaisseur et de dépôts meubles secondaires, tertiaires et

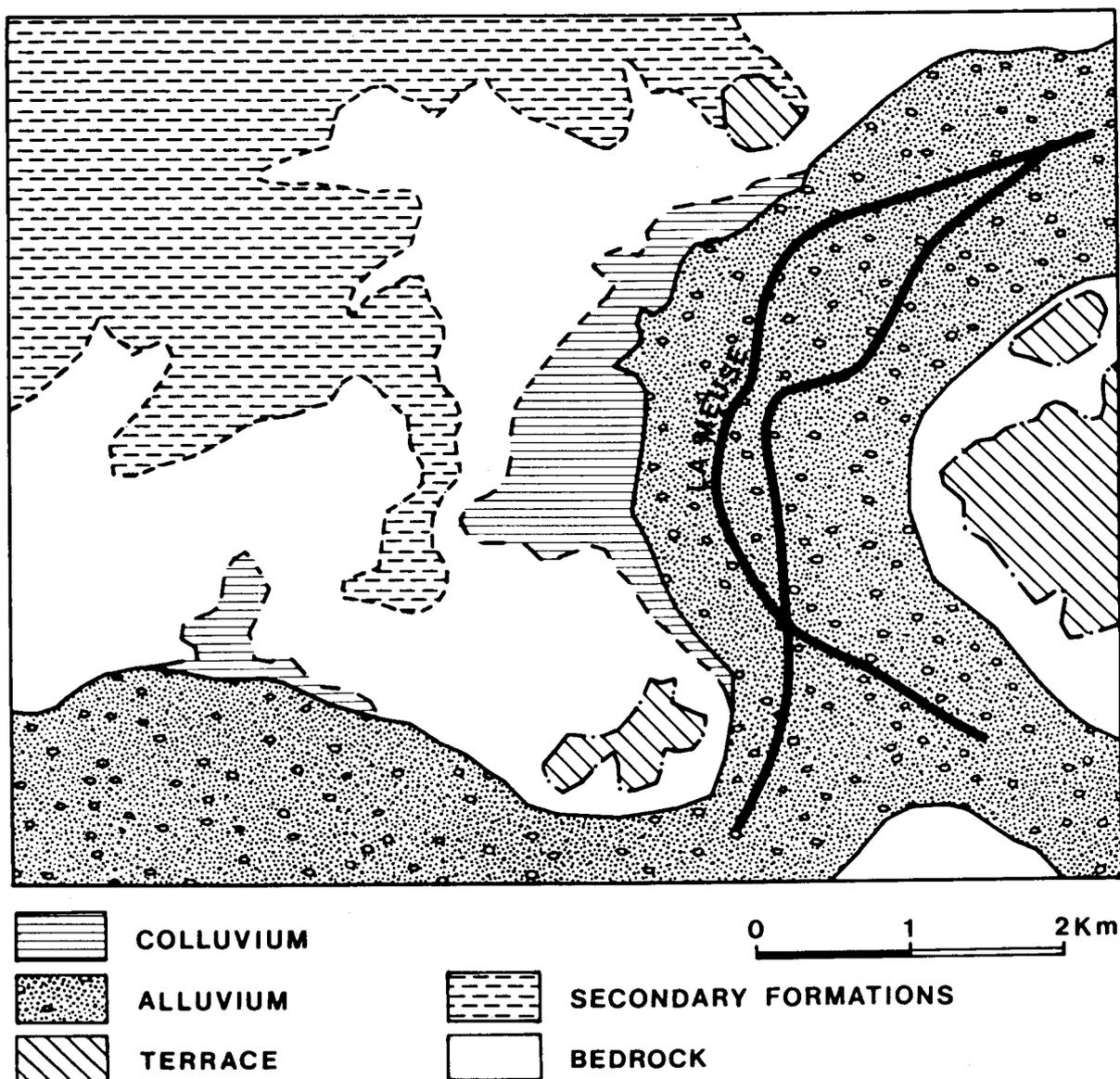


Fig. 10.- Carte géotechnique schématique de la ville de Liège.

quaternaires. Les formations secondaires et tertiaires constituées de couches d'argile calcaire, de craie et de sable apparaissent sur les hauteurs au Nord-Ouest de Liège et recouvrent une épaisseur de 10 m de bed-rock paléolithé. L'épaisseur totale des formations post-paléozoïques croît vers le Nord. Les terrains quaternaires sont constitués d'alluvions, de niveaux de terrasses et de dépôts de colluvium. Ces derniers se sont accumulés au pied du versant de la colline Ouest et peuvent atteindre 30 mètres d'épaisseur.

Une campagne de prospection géophysique (sismique-réfraction) a été effectuée en vue de déterminer les vitesses d'ondes de cisaillement des principales formations. Une coupe géologique orientée E-W (fig. 11) présente la disposition relative des différents terrains ainsi que leurs caractéristiques dynamiques élastiques.

A partir des dossiers d'expertise, une étude des dommages a été réalisée pour 8600 habitations. Les résultats ont servi à constituer un fichier informatisé reprenant les types et l'importance des dégâts subis, l'âge et le nombre d'étages des bâtiments et leur localisation. A partir de ces données, un indice de dégâts moyen IDMP a été calculé par maille de 200 m de côté et la carte de dégâts correspondante, superposée à la carte géotechnique, est présentée à la figure 12. Les dégâts les plus importants sont localisés dans la partie Ouest de la ville, au pied du versant de la colline, et à certains endroits dans la plaine alluviale. La concentration de dommages observée au pied du versant sur la rive gauche de la Meuse correspond très bien à la localisation des dépôts de colluvium dont l'épaisseur peut atteindre 30 m. Dans la partie Ouest de la carte, la majorité des dégâts apparaissent sur les forma-

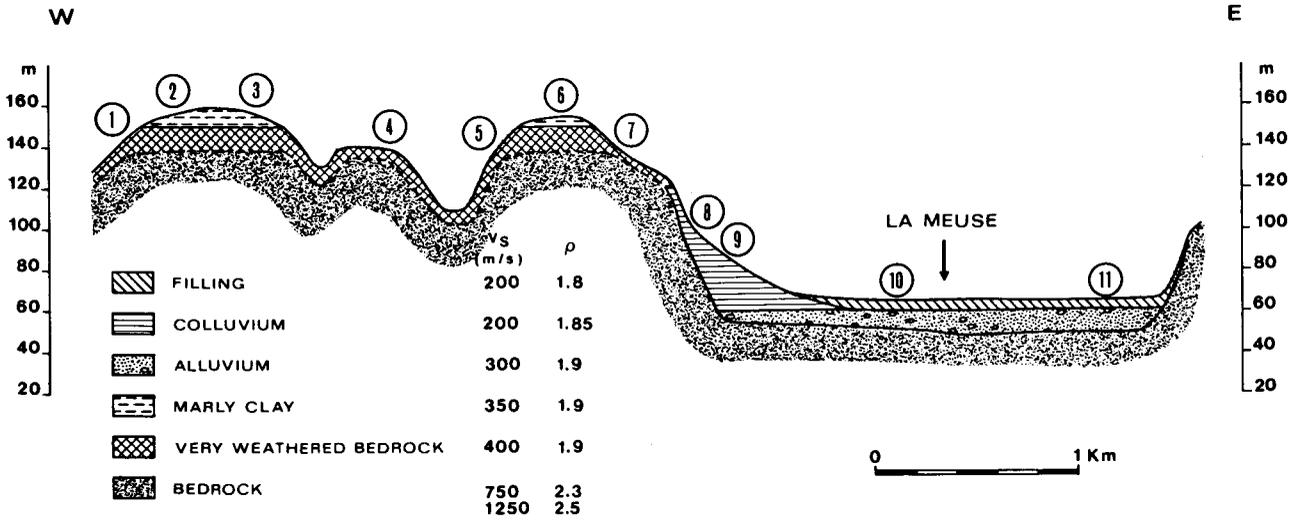


Fig. 11.- Coupe géologique E-W.

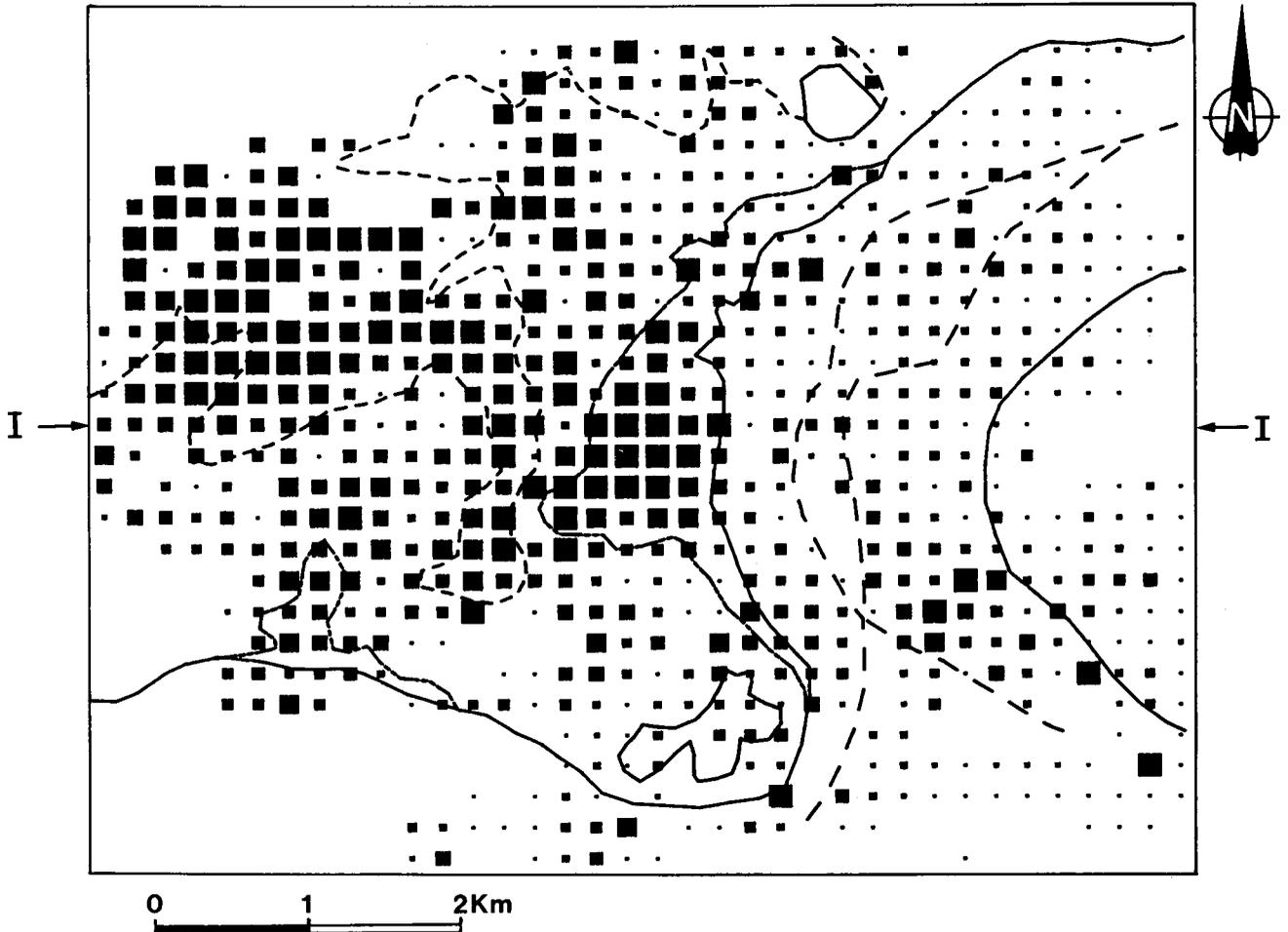


Fig. 12.- Carte détaillée des dégâts.

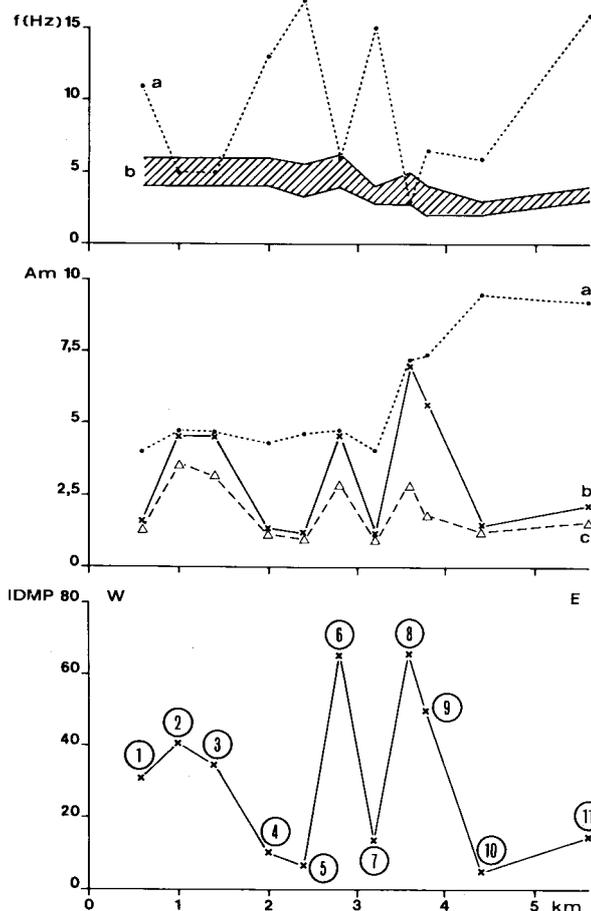


Fig. 13.- Courbes de dégâts (IDMP) et d'amplification spectrale (Am).

tions secondaires et tertiaires surmontant une épaisse couche de bed-rock paléaltéré. Des concentrations de dégâts plus localisées apparaissent en différents endroits. Certaines d'entre elles ont pu être mises en relation avec la présence de dépôts de remblai provenant d'anciennes exploitations minières. Ces remblais, dont la localisation et l'épaisseur sont très aléatoires et mal connues, sont susceptibles de générer des amplifications très importantes et peuvent expliquer des dégâts très locaux. Par contre, l'âge des habitations semble avoir joué un rôle secondaire.

En vue d'expliquer ces observations, des calculs de fonction de transfert dans le domaine élastique ont été réalisés sur la base des données géologiques et géophysiques en différents points distribués le long de la coupe de la figure 11. Les réponses sismiques d'un milieu stratifié horizontalement, soumis à des ondes SH verticales, ont été calculées dans la gamme de fréquences 0-25 Hz. La position des points de calcul et les caractéristiques élastiques des différentes formations sont reprises sur la figure 11. Les courbes d'amplification spectrale et de dégâts sont présentées

à la figure 13. La première courbe (a) correspond au maximum de la réponse entre 0 et 25 Hz tandis que les deux autres (b et c) prennent en considération la période naturelle des habitations endommagées. A partir du nombre d'étages, une gamme de fréquences naturelles des bâtiments a été déterminée en chaque point de calcul. Les courbes (b) et (c) représentent respectivement les réponses maximum et moyenne obtenues pour cette gamme de fréquences.

Les résultats montrent que la courbe (a) ne permet pas d'expliquer la répartition des dommages, en particulier dans la plaine alluviale où des amplifications importantes ont été calculées mais pour des fréquences nettement plus élevées que celles des habitations. Par contre, la courbe d'amplification (b) présente la même forme que celle des dégâts. Elle permet d'expliquer les pics de dommages observés sur les couches d'argile calcaire et sur le dépôt de colluvium pour lequel une amplification spectrale de 8 a été calculée dans le domaine élastique. La courbe (c) présente les mêmes variations que la précédente.

La figure 11 montre que le dépôt de colluvium au pied de la colline est limité géométriquement et que des effets bidimensionnels sont susceptibles de s'ajouter à la résonance unidimensionnelle calculée ci-dessus. Les calculs de réponse ont donné des amplifications de l'ordre de 10 à 12 dans le domaine élastique. Ces valeurs sont 50 % supérieures à celles calculées dans le cas unidimensionnel.

4. CONCLUSIONS

L'exemple du tremblement de terre de Liège du 8 novembre 1983 a permis d'illustrer l'influence de structures géologiques à différentes échelles sur la répartition des dégâts observés. Les principales concentrations de dégâts apparaissent directement liées à la présence de dépôts superficiels de différentes origines provoquant une amplification des ondes sismiques dans la gamme des fréquences propres des habitations. Cette amplification résulte de phénomènes de résonance à 1 ou 2 dimensions dus au piégeage des ondes dans les structures géologiques.

Quelle que soit la source sismique (tremblement de terre, - tirs de carrière), toute étude de risques liés à la propagation de vibrations dans le sol doit prendre en compte la réponse sismique de tels dépôts. Les modèles numériques développés durant ces dernières années constituent un outil extrêmement précieux pour l'évaluation et la compréhension des phénomènes d'amplification.

La qualité des résultats obtenus dépend cependant essentiellement de la valeur des paramètres introduits (géométrie et caractéristiques dynamiques des formations géologiques).

A ce niveau, l'utilisation correcte de modèles numériques implique une collaboration étroite entre géophysiciens et géologues.

BIBLIOGRAPHIE

- AKI, K., 1988.- Local site effects on strong ground motion. «Earthquake engineering and soil dynamics II-Recent advances in ground motion evaluation», June 27-30, Park City, Utah.
- AKI, K. & LARNER, K.L., 1970.- Surface motion of a layered medium having an irregular interface due to incident plane SH waves, *J. Geophys. Res.*, 70: 933-954.
- AKI, K. & RICHARDS, P.G., 1980.- Quantitative Seismology, theory and methods, W.H. Freeman and Co., San Francisco.
- BARD P.Y., 1983.- Les effets de site d'origine structurale en sismologie, Thèse d'état, Université de Grenoble.
- BLAIR, D.P., & SPATHIS, A.T., 1982.- Attenuation of explosion-generated pulse in rock-masses, *J. Geophys. Res.*, 87: 3885-3892.
- BORCHERDT, R.D., & GIBBS, J.F., 1976.- Effects of local geological conditions in the San Francisco bay region on ground motions and the intensities on the 1906 earthquake, *Bull. seism. Soc. Am.*, 66: 467-500.
- CELEBI, M., PRINCE, J., DIETEL, C., ONATE, M. & CHAVEZ, G., 1987.- The culprit in Mexico City - Amplification of motions, *Earthquake Spectra*, 3 (2).
- HATERLY, P.J., 1986.- Attenuation measurements on shallow seismic refraction data, *Geophysics*, 51: 250-254.
- JENNINGS, P.C., 1971.- San Fernando earthquake of February 9, 1971, EERL 71-02, Calif. *Inst. of Techn.*, Pasadena.
- JOHNSTON, D.H. & TOKSÖZ M.N., 1980.- Ultrasonic P and S wave attenuation in dry and saturated rocks: II Mechanisms, *Geophysics*, 44: 691-711.
- JONGMANS, D. & CAMPILLO, M., 1988.- Répartition des dommages pendant le tremblement de terre de Liège du 8 novembre 1983: effet de source et effet de site, Colloque national de génie parasismique sur les mouvements sismiques pour l'ingénieur, St. Rémy les Chevreuses, 16 mars 1988: 2.23-2.33.
- LAWSON, A.C., 1908.- The California earthquake of april 18, 1906: Report of the State earthquake Investigation Commission, Carnegie Institute Washington Publ. 87.
- NEWMAN, P.J. et Worthington M.H., 1982, *In-situ* investigation of seismic body wave attenuation in heterogeneous media, *Geophys. Prosp.*, 30: 377-400.
- POCESKI, A., 1969.- The ground effect of the Skopje July 26, 1963 earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59: 1-29.
- SANCHEZ-SESMA, F.J., 1987.- Site effects on strong ground motions, *Soil dynamics and earthquake engineering*, 6 (2).
- SOZEN, M.A., JENNINGS, P.C., MATTIESEN, R.B., HOUSNER, G.W. & NEWMARK, N.M., 1968.- Engineering report of the Caracas Earthquake of July 29, 1967, National Academy of Sciences, Washington DC.