

# STRUCTURE SUPERFICIELLE DE LA CROÛTE EN ARDENNE BELGE OBTENUE A PARTIR DES ENREGISTREMENTS DE TIRS DE CARRIÈRE: METHODOLOGIE ET PREMIERS RESULTATS<sup>1</sup>

Denis JONGMANS<sup>2</sup> & Thierry CAMELBEECK<sup>3</sup>

(10 figures et 1 tableau)

**RESUME.-** Le réseau sismologique belge enregistre régulièrement des tirs de carrière dont les signaux peuvent être utilisés pour déduire des informations sur la structure de la croûte supérieure. L'application de deux méthodes - la sismique réfraction et l'inversion des ondes de surface - à des enregistrements de tirs a permis d'obtenir les profils des vitesses des ondes sismiques primaires ( $V_p$ ) et secondaires ( $V_s$ ) jusqu'à une profondeur de 5 à 6 km sous le massif de Stavelot. Les premiers résultats montrent que la partie supérieure de la croûte est caractérisée par des valeurs de vitesses significativement plus faibles selon une direction NNW-SSE par rapport à celles obtenues selon la direction des couches (NE-SW).

**MOTS-CLES.-** sismologie expérimentale, croûte supérieure, massif de Stavelot, tirs de carrière.

**ABSTRACT.- Upper crust structure in the Ardennes of Belgium deduced from quarry blast records : Methodology and first results.** The Belgian seismic network regularly records quarry blasts which can be used to investigate the upper crust structure. The use of two methods - the seismic refraction and the inversion of surface waves - has allowed us to infer from a few seismograms the vertical seismic profiles of  $V_p$  and  $V_s$  down to 5 to 6 km below the Stavelot massif. The first results in this area indicate that  $V_p$  and  $V_s$  values in the upper crust along a NNW-SSE direction are significantly lower than those measured along a NE-SW section parallel to the layering.

**KEY-WORDS.** experimental seismology, upper crust, Stavelot massif, quarry blasts.

## 1.- INTRODUCTION

Depuis la découverte de la discontinuité croûte-manteau par Mohorovic au début du siècle, la croûte continentale a fait l'objet de nombreuses études de sismologie expérimentale basées sur des explosions provoquées. En raison de leur énergie, les tirs de carrière ont été régulièrement utilisés pour reconnaître la géométrie et la structure de la croûte dans différentes régions.

La présence d'interfaces séparant des milieux d'impédance sismique différente génèrent des phénomènes complexes de réflexion et de réfraction des ondes sismiques. Les signaux enregistrés, constitués par une grande variété de phases, peuvent être traités afin de déduire des informations sur les milieux traversés par les différents rais sismiques.

Selon le type de rais considéré, plusieurs méthodes peuvent être envisagées. La plus courante est la

1. Manuscrit reçu le 10.02.93; accepté le 19.10.93.

2. Laboratoires de Géologie de l'Ingénieur, Université de Liège, Sart-Tilman, Bat. B.19, 4000 Liège.

3. Observatoire Royal de Belgique, Avenue Circulaire, 3, 1180 Bruxelles.

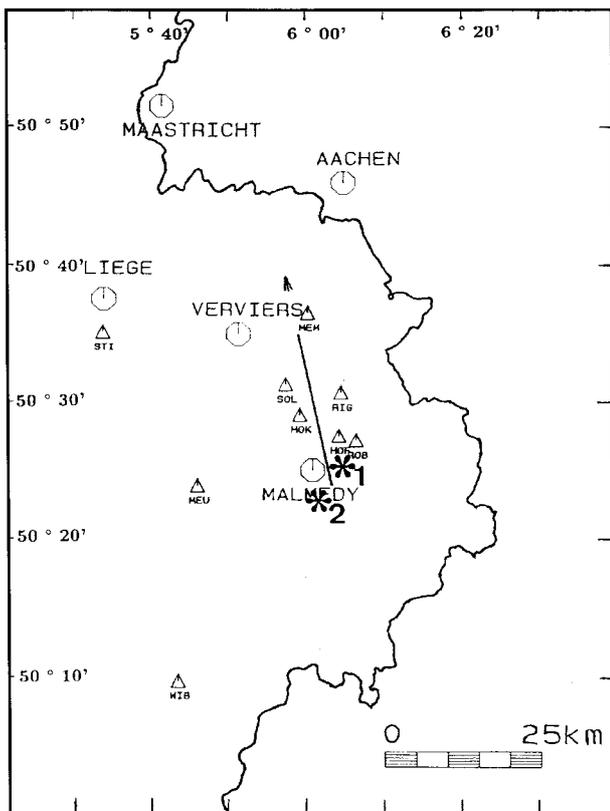


Fig. 1. Localisation des stations sismiques et des deux points de tirs (carrières) utilisés dans cette étude.

1 : Carrière de Waimes

2 : Carrière de Bellevaux-Ligneuville.

Le profil 1 (NNW-SSE) a été réalisé à partir des enregistrements des stations ROB, HOF, HOK, RIG, SOL et MEM. Le profil 2 est approximativement orienté NE-SW (voir texte).

sismique réflexion basée sur l'étude des ondes réfléchies sur des couches profondes présentant des contrastes d'impédance sismique. Dans les cas favorables, la sismique réflexion permet d'obtenir une image détaillée de la géométrie d'un réflecteur et elle a été mise en oeuvre en Europe ces dernières années lors des grands profils d'étude de la croûte (ECORS, BELCORP, DEKORP). La sismique réflexion nécessite cependant l'enregistrement d'un très grand nombre de signaux et des méthodes de traitement sophistiquées entraînant un coût important.

Deux autres méthodes sismiques moins lourdes sont présentées et appliquées en Ardenne : la sismique réfraction et l'inversion des ondes de surface.

La *sismique réfraction* est une technique classique basée sur l'analyse en fonction de la distance de une ou de différentes phases sismiques présentes dans le signal. Elle permet, moyennant certaines hypothèses, d'obtenir l'évolution de la vitesse de propagation des ondes sismiques P ( $V_p$ ) en fonction de la profondeur.

Pour un tir donné, la méthode sismique réfraction, dans sa formulation la plus simple, consiste à détermi-

ner l'hodochrone ( $t, d$ ), où  $t$  est le temps de propagation de la première arrivée (onde directe ou réfractée) et  $d$  est la distance de la station à la source. Si on suppose que la vitesse  $V_p$  croît de manière continue en fonction de la profondeur  $z$ , la méthode d'Herglotz-Wiechert (Coulomb et Jobert, 1973) permet d'obtenir  $V_p(z)$  à partir de l'hodochrone lissée. Pour chaque valeur de vitesse les profondeurs minimales et maximales correspondantes sont calculées. La méthode peut être généralisée et appliquée aux autres branches de l'hodochrone.

Contrairement à la sismique réfraction, l'*inversion des ondes de surface* s'intéresse aux ondes tardives dans le signal. Les ondes de surface qui se propagent parallèlement à la surface du sol sont dispersives, c'est-à-dire que leur vitesse de propagation varie en fonction de la fréquence. Leur profondeur de pénétration diminue lorsque la fréquence augmente. Pour une source superficielle, tel un tir de carrière, ces ondes sont généralement très énergétiques et leur propriété de dispersivité peut être utilisée afin d'obtenir la variation de la vitesse des ondes S en fonction de la profondeur.

La première étape de la méthode consiste à calculer, à partir de quelques séismogrammes, la courbe de dispersion reliant la vitesse à la fréquence (ou la période). Cette courbe peut être déterminée pour les vitesses de groupe  $U$  (vitesse de propagation de l'énergie) ou pour les vitesses de phase  $C$  (vitesse de propagation d'une fréquence déterminée). Un grand nombre de techniques numériques ont été proposées ces vingt dernières années pour calculer les courbes de dispersion. Un aperçu des différentes méthodes est présenté par Jongmans (1990).

Une fois les courbes de dispersion déterminées, l'inversion proprement dite consiste à trouver une structure stratifiée  $V_s(z)$  dont la courbe de dispersion théorique coïncide avec les données expérimentales. Le problème étant non-linéaire, le processus est itératif. A chaque itération, l'incertitude sur la solution obtenue et la résolution de la méthode peuvent être calculées.

La méthode d'inversion des ondes de surface, ainsi que la sismique réfraction avec un seul tir, est limitée aux milieux stratifiés horizontaux.

Son avantage est de ne nécessiter qu'un nombre très réduit de stations sismologiques. Dans le domaine des courtes périodes (inférieures à une seconde) la technique permet d'investiguer la croûte jusqu'à quelques kilomètres de profondeur. Des études de ce genre ont été réalisées ces dernières années pour déterminer la structure du bouclier arabe (Mokhtar *et al*, 1988), de la plaine côtière du Texas (Ebeniro *et al*, 1983) et du bouclier scandinave (Pedersen & Campillo, 1991). Dans le domaine des

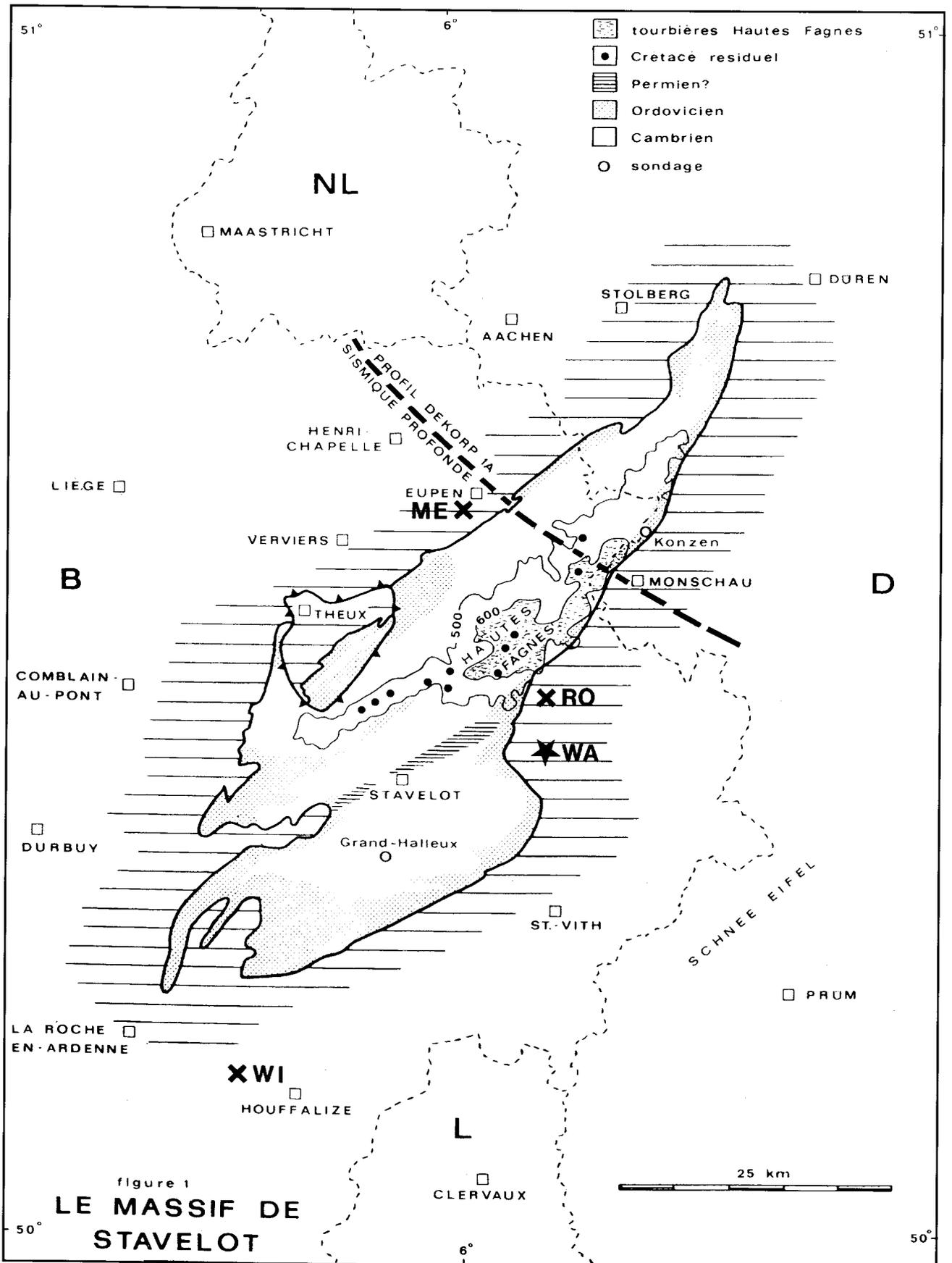


Fig. 2.- Carte géologique avec la localisation de la carrière de Waimes (WA) et des stations (ME: membach, RO : Robertville, WI : Wibrin) utilisées pour l'inversion des ondes de surface.

longues périodes (de quelques secondes à plusieurs centaines de secondes) les ondes de surface sont utilisées pour déterminer la structure du manteau.

Le but de cet article est de montrer, à partir de données existantes, l'intérêt d'appliquer les techniques de l'inversion des ondes de surface et de la sismique réfraction aux enregistrements de tirs de carrière pour améliorer notre connaissance de la croûte superficielle en Belgique.

## 2. APPLICATION A L'ARDENNE BELGE

L'étude réalisée en Ardenne a utilisé comme source deux tirs de carrière réalisés à Waimès et à Bellevaux-Ligneville et comme capteurs les sismomètres du réseau sismologique belge.

### 2.1.- IMPLANTATION DES STATIONS ET LOCALISATION DES TIRS

Les stations du réseau sismologique belge dont les données ont été utilisées dans cette étude sont indiquées sur la figure 1. Cinq d'entre elles sont permanentes (MEM, MEU, ROB, STI et WIB); les quatre autres (HOF, HOK, RIG et SOL) ont été implantées de novembre 1989 à mai 1990 pour étudier en détail une séquence sismique dans les Hautes Fagnes.

Le choix des carrières de Waimès et de Bellevaux-Ligneville, dont la localisation est donnée à la figure 1, a été guidé par trois arguments:

- les caractéristiques des tirs sont bien connues.
- les tirs réalisés dans ces carrières, de courte durée à la source, sont intéressants pour les études crustales.
- les carrières sont situées à environ 10 km l'une de l'autre.

En supposant que la structure varie peu entre les deux points de tir, les données récoltées peuvent être combinées sur le même diagramme après détermination préalable de l'heure précise de chaque tir.

### 2.2.- CONTEXTE GEOLOGIQUE GENERAL

La région étudiée est localisée dans le massif cambro-ordovicien de Stavelot et sur sa bordure sud constituée de terrains du Dévonien inférieur (figure 2). La partie est de cette zone a été investiguée en 1987 par le projet de sismique réflexion DEKORP 1 (Anderle *et al.*, 1991). Le profil D1A, orienté NW-SE et passant à quelques kilomètres à l'Est d'Eupen, a mis en évidence la présence d'un réflecteur à environ 3-4 km de profondeur au droit du massif de Stavelot (temps

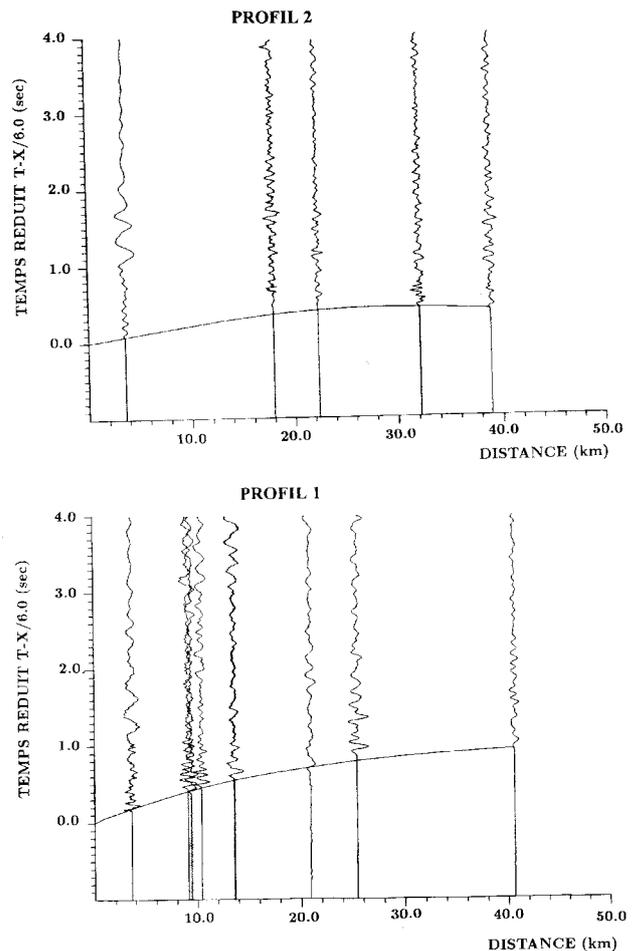


Fig. 3.- Signaux et hodochrones des ondes P pour les deux profils.

aller-retour de 1,2 secondes). Cet horizon, visible sur une distance d'une centaine de km, présente une géométrie en plats et rampes et s'approfondit vers le SE pour atteindre une profondeur d'une quinzaine de km au droit d'Adenau. Il a été interprété comme le prolongement en profondeur de la faille du Midi ou chevauchement d'Aachen (Anderle *et al.*, 1991). Le flanc NW du massif de Stavelot est caractérisé par la présence de failles de chevauchement se raccordant en profondeur à la faille du Midi (Bless *et al.*, 1990).

Lors de cette campagne, le Moho a été rencontré à une profondeur correspondant à un temps aller-retour compris entre 8 et 10 s (24 à 30 km pour une vitesse moyenne  $V_p$  de 6 km/s). Sur les deux premiers kilomètres de profondeur, des profils sismique-réfraction ont fourni des valeurs de  $V_p$  variant entre 4,6 et 6,2 km/s. Le long du profil D1A, on observe au droit du massif de Stavelot un approfondissement des isolignes des vitesses  $V_p$  traduisant un gradient de vitesses plus faible.

Dans le cadre de cette étude, nous avons étudié la structure de la croûte supérieure selon deux profils (figure 2) résultant de la combinaison des données enregistrées dans les deux carrières dont la location

est donnée à la figure 1 :

-un premier profil orienté NNW-SSE joignant Waimes à Eupen et situé quasi exclusivement dans le massif de Stavelot.

-le second profil, orienté NE-SW, relie Waimes à Wibrin pour l'étude des ondes de surface. La sismique réflexion quant à elle investigate plutôt, entre les directions ouest et sud-ouest, une zone comprise entre les points de tir et les stations de Meuville et Wibrin. Ce pseudo-profil, grossièrement parallèle aux structures géologiques, est localisé à la fois dans le massif de Stavelot et dans les terrains du Dévonien inférieur bordant ce dernier.

### 2.3.- ANALYSE DES ONDES REFRACTEES

Les tirs utilisés dans cette étude ainsi que les distances aux stations sismologiques sont repris par profil au tableau 1.

Les signaux et les hodochrones correspondant à ces deux profils sont présentées à la figure 3. Bien qu'ayant une courbure fort semblable traduisant une augmentation continue de  $V_p$  avec la profondeur, les hodochrones sont très différentes. Les ondes se propagent nettement plus vite le long du profil 2 que le long du profil 1. A une distance de 30 km, la différence de temps d'arrivée est d'environ 0.3 secondes.

L'inversion des hodochrones lissées a fourni les courbes  $V_p(z)$  de la figure 4 qui montrent les valeurs de vitesse  $V_p$  plus importantes (entre 5.3 et 6.2 km/s) obtenues le long du profil 2 par rapport au profil 1 ( $V_p$  compris entre 4.65 et 5.8 km/s).

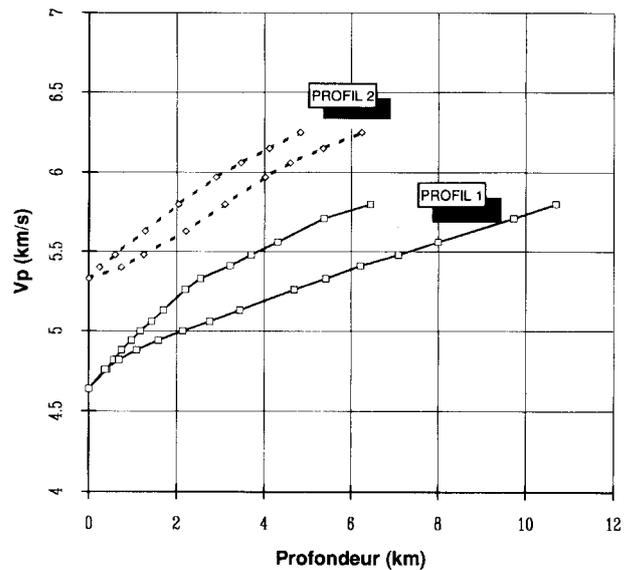


Fig. 4. Evolution de  $V_p$  avec la profondeur  $z$ .

### 2.4.- ANALYSE DES ONDES DE SURFACE

Les signaux utilisés pour l'inversion des ondes de surface ont été enregistrés lors d'un gros tir de carrière ayant eu lieu à Waimes le 11/08/1988. Les enregistrements (composante verticale) sont présentés à la figure 5 pour les stations de Robertville, Membach et Wibrin dont l'implantation est reprise sur la figure 1. L'examen des signaux montre que les ondes de surface, relativement plus basse fréquence que les ondes P, sont les plus énergétiques. Le spectre de Fourier (figure 5) du séismogramme enregistré à Membach indique que l'énergie des ondes est principalement située dans la bande de périodes variant entre 0.32 et 1.2 s (3 à 0.8 Hz). Les séismomètres étant caractérisés par une fréquence propre de 1 Hz, les signaux sont atténués pour des périodes supérieures à 1 s. Si le rapport signal/bruit est suffisamment bon, on peut cependant travailler avec les vitesses de phase jusqu'à des périodes de 2 à 3 secondes.

Tableau 1.- Caractéristiques des tirs et des stations pour les deux profils étudiés.

Profil 1 (NNW-SSE)			Profil 2		
Tir	Station	Distance	Tir	Station	Distance
11/08/88	ROB	3.6 km	11/08/88	ROB	3.6 km
	MEM	20.9 km		MEU	22.3 km
	STI	40.6 km		WIB	38.9 km
21/11/89	HOF	3.6 km	17/5/88	ROB	10.4 km
	HOK	9.2 km		MEU	17.9 km
	RIG	9.4 km		WIB	32.1 km
	SOL	13.8 km			
	MEM	21.3 km			

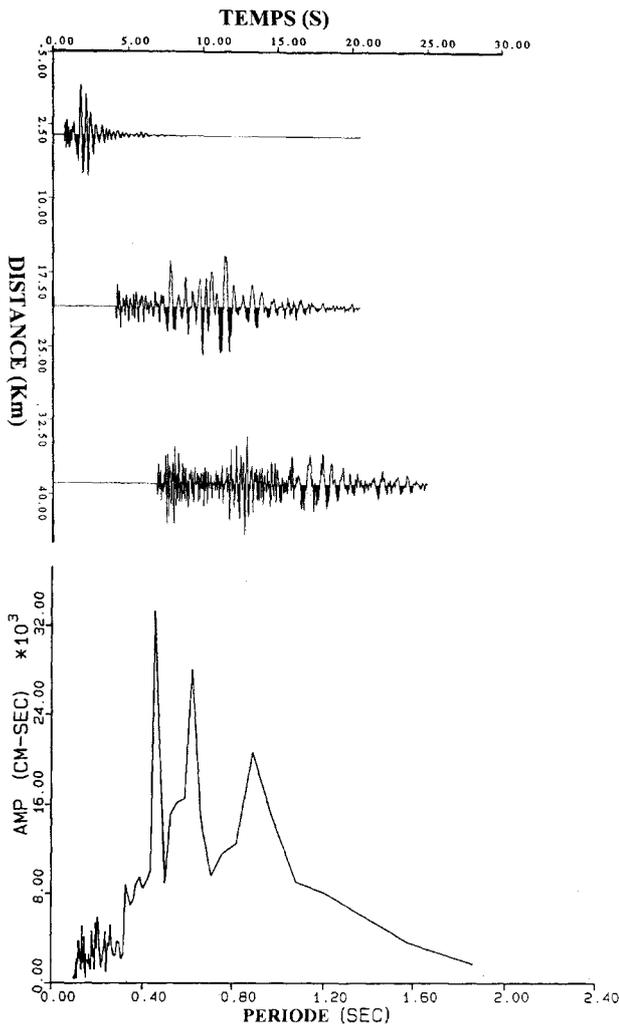


Fig. 5. Signaux utilisés pour l'inversion des ondes de surface et le spectre de Fourier du signal enregistré à Membach.

Les enregistrements du tir du 21/11/89 ont également été traités pour les mêmes stations. Le tir étant nettement moins énergétique, le rapport signal sur bruit est moins élevé et les courbes de dispersion sont calculées avec une précision inférieure voire insuffisante.

#### 2.4.1.- Profil Waimes-Membach

A partir des enregistrements de Robertville et de Membach, nous avons calculé la courbe de dispersion des vitesses de phase  $C$  (figure 6). Pour des périodes comprises entre 0.75 et 2.8 s, le mode fondamental apparaît nettement comme un maximum dans le diagramme  $(C, T)$ .

D'autre part, la courbe de dispersion pour les vitesses de groupe  $U$  calculée pour le signal de Membach (figure 6) montre que le mode fondamental est relativement bien défini entre 0.4 et 1.4 s. En deçà de 0.4 s, le mode principal est difficile à distinguer des modes supérieurs qui sont superposés tandis qu'au

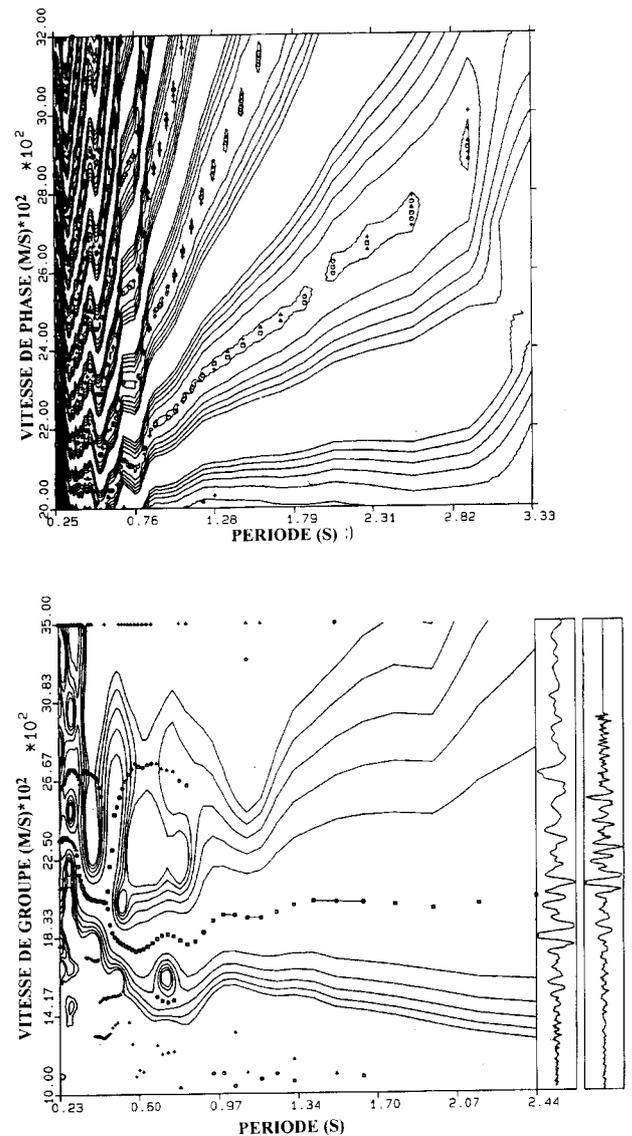


Fig. 6. Courbes de dispersion des vitesses de phase ( $C$ ) et de groupe ( $U$ ) pour le profil 1.

dela de 1.4 s le maximum de la fonction d'énergie dans le diagramme  $(U, T)$  est mal défini.

Après avoir lissé les données de dispersion pour  $C$  et  $U$ , on obtient les courbes expérimentales tracées à la figure 7. Leur inversion conduit au modèle de vitesses  $V_s$  présenté à la figure 8 où sont également tracés les noyaux résolants. Pour différentes profondeurs, ces derniers représentent la résolution en fonction de la profondeur. Pour une résolution parfaite à une profondeur donnée, chaque noyau résolvant devrait se présenter sous la forme d'un maximum très étroit localisé à la profondeur correspondante. L'examen des noyaux résolants indique que la résolution est bonne jusqu'à 3,5 km et acceptable jusqu'à 6 km de profondeur. Au-delà, l'information servant à calculer les valeurs de vitesse  $V_s$  ne provient pas de la profondeur correcte. L'incertitude sur les valeurs de  $V_s$  est représentée par des barres d'erreur sur la figure 8.

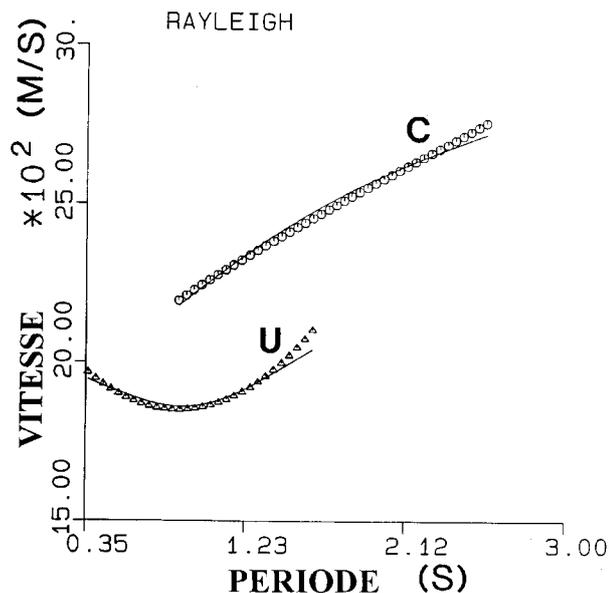


Fig. 7. Courbes de dispersion expérimentales et théoriques (profil 1)

Les courbes de dispersion théoriques (figure 7) correspondant à ce modèle de vitesses s'ajustent très bien aux données expérimentales reprises sur la même figure.

#### 2.4.2.- Profil Waimes-Wibrin

Un seul enregistrement (Wibrin) étant disponible le long de ce profil, seule la courbe de dispersion des

vitesses de groupe a pu être calculée (figure 9). Cette dernière est bien définie et relativement peu perturbée entre 0.5 et 1.4 s. Son inversion conduit au modèle de vitesses  $V_s$  présenté à la figure 10. Dans ce cas, la résolution n'est bonne que jusqu'à 2,5 km de profondeur en raison de l'absence d'information à plus longue période. Ces résultats montrent l'intérêt de disposer d'au moins deux stations pour pouvoir utiliser les vitesses de phase à plus basse fréquence.

Les modèles obtenus selon les deux profils sont dessinés à la figure 10. La comparaison des deux courbes  $V_s(z)$  montre une nette différence entre les valeurs de vitesse mesurées sur les premiers kilomètres de la croûte. Tandis que, pour le profil Waimes-Wibrin,  $V_s$  croît de 2.5 à 3.5 km/s entre 0 et 2.5 km de profondeur, la vitesse sous le massif de Stavelot est systématiquement inférieure d'au moins 0.5 km/s. Les différences de vitesses observées sont nettement supérieures aux erreurs calculées. Les deux profils de vitesses semblent se superposer à partir d'une profondeur de l'ordre de 5 km, soit au niveau ou à un niveau inférieur à celui de la faille du Midi repérée par sismique réflexion

Ces différences de valeurs de vitesse sismique  $V_s$  concordent avec les résultats obtenus par sismique réfraction et avec les observations faites par Meyer le long du profil D1A. L'ensemble des données indiquent que la structure superficielle du massif de Stavelot selon une direction NNW-SSE est caractérisée par de faibles vitesses  $V_p$  et  $V_s$ . Ces dernières

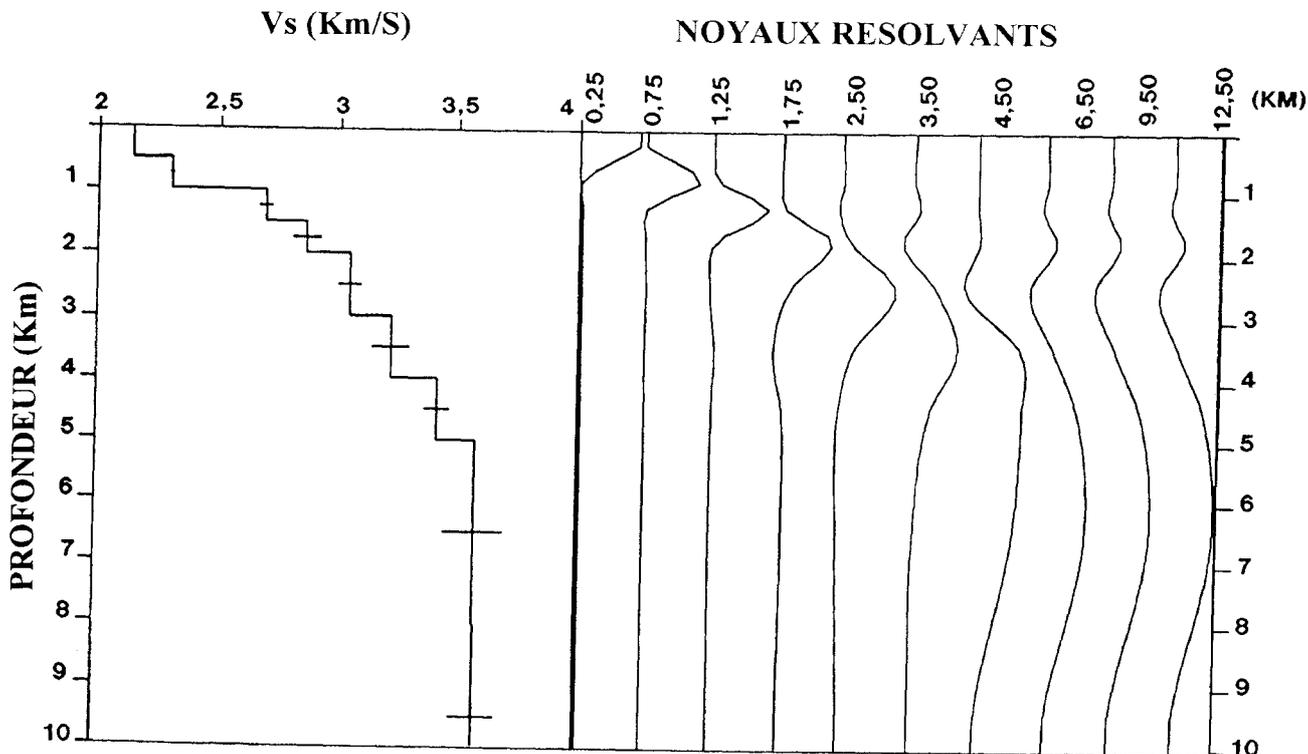


Fig. 8. Modèle  $V_s(z)$  obtenu par inversion des ondes de surface (profil 1) et noyaux résolvanants correspondants.

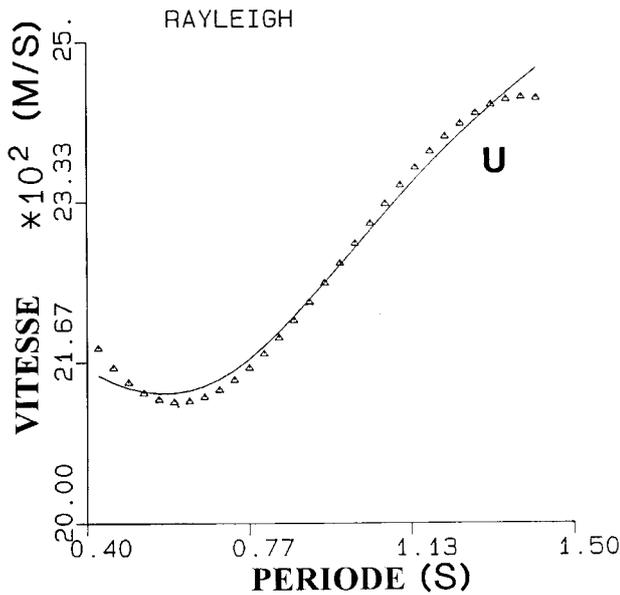


Fig. 9. Courbe de dispersion U pour le profil 2.

sont significativement inférieures d'une part à celles obtenues selon la même direction sur sa bordure sud dans les terrains dévoniens (Meyer) et d'autre part à celles mesurées le long d'un profil localisé en partie dans le massif de Stavelot et dans sa bordure dévonnaise mais orienté parallèlement à la direction des couches.

Les faibles vitesses observées dans le massif de Stavelot selon la direction NNW-SSE pourrait résulter d'un taux de fracturation plus important de la croûte

supérieure au droit du massif de Stavelot qui a été soumis à deux orogénèses. D'autre part, l'orientation des grandes structures géologiques peut induire une anisotropie dans les valeurs de vitesses sismiques susceptible d'expliquer une influence de la direction des profils sur les résultats obtenus. Des campagnes de mesures plus détaillées selon différentes directions pourraient être réalisées dans le futur pour tester ces différentes hypothèses.

### 3.- CONCLUSION

La reconnaissance de la structure de la croûte en Ardenne a progressé ces dernières années grâce à la réalisation de grands profils sismique réflexion qui nécessitent des moyens très importants. A partir d'événements sismiques tels les tirs de carrière, d'autres méthodes moins coûteuses peuvent être néanmoins utilisées pour obtenir des informations sur la croûte supérieure.

A partir d'enregistrements de tirs de carrière par les stations du réseau sismologique belge, nous avons appliqué les méthodes de sismique réflexion et d'inversion d'ondes de surface afin de déduire respectivement des profils de Vp et Vs en fonction de la profondeur. Les résultats obtenus montrent que la structure peut être déterminée jusqu'à une profondeur de 5 à 6 km avec un nombre restreint de stations. En particulier, l'inversion des ondes de surface ne

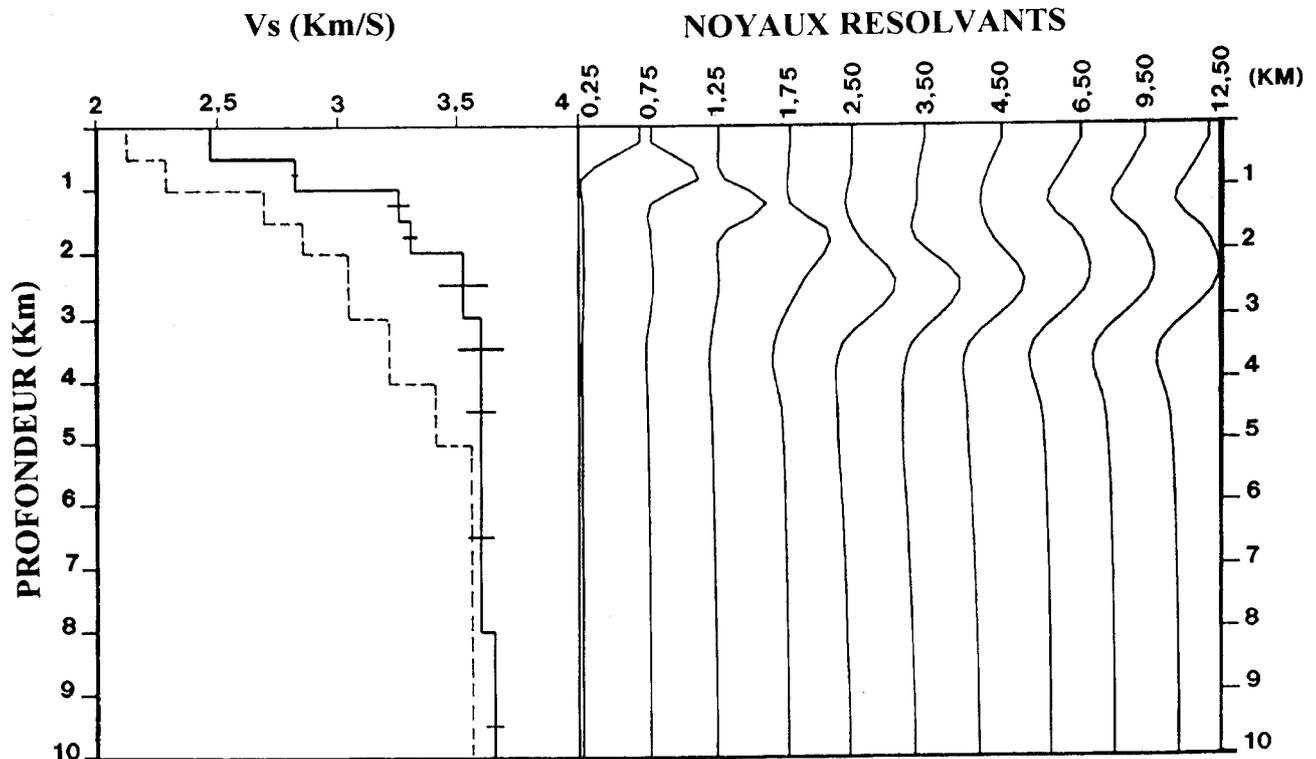


Fig. 10. Modèle Vs (z) obtenu par inversion des ondes de surface (profil 2) et noyaux résolvants correspondants.

nécessite que deux stations uniaxiales pour obtenir l'évolution de Vs jusqu'à ces profondeurs.

L'application de ces techniques en Ardenne a montré que, sous le massif de Stavelot, la partie supérieure de la croûte était caractérisée par de relativement faibles valeurs de Vp et Vs selon une direction NNW-SSE..

L'enregistrement des tirs importants de carrière par un réseau de stations portables et l'utilisation des méthodes présentées dans cet article permettraient dans l'avenir d'obtenir de nouvelles informations sur la structure superficielle de la croûte en Belgique.

#### 4.- BIBLIOGRAPHIE

ANDERLE, H.J., BITTNER, R., BORTFELD, R., BOUCKAERT, J., BÜCHEL, G., DOHR, G., DÜRBAUM, H.J., DURST, H., FIELTZ, W., FLÜH, E., GUNDLACH, T., HANCE, L., HENK, A., JORDAN, F., KLÄSCHEN, D., KLÖCHNER, M., MEISSNER, R., MEYER, W., ONCKEN, O., REICHERT, C., RIBBERT, K.H., SADOWIAK,

P., SCHMINCKE, H.U., SCHMOLL, J., WALTER, R., WEBER, K., WEIHRAUCH, U. & WEVER, TH., 1991.- Results of the DEKORP 1 (BELCORP-DEKORP) deep seismic reflection studies in the western part of the Renish Massif. *Geoph.J.Int.*, 106 : 203-227.

BLESS, M.J.M., BOUCKAERT, J., CAMELBEECK, T., DEJONGHE, L., DEMOULIN, A., DUPUIS, C., FELDER, P.J., GEUKENS, F., GULLENTOPS, F., HANCE, L., JAGT, J.W.M., JUVIGNE, E., KRAMM, U., OZER, A., PISSART, A., ROBAZINSKI, F., SCHUMAKER, R., SMOLDEREN, A., SPAETH, G., STEEMANS, P., STREEL, M., VANDENVEN, G., VANGUESTAINE, M., WALTER, R. & WOLF M., 1990.- The Stavelot Massif from Cambrian to recent. A survey of the present state of knowledge. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 113 : 53-73.

COULOMB, J. & JOBERT, G., 1973.- *Traité de Géophysique Interne*, Tome I, Sismologie et Pesanteur, 646 p., Masson.

EBERINO, J., WILSON, C. & DORMAN J., 1983.- Propagation of dispersed compressional and Rayleigh waves on the Texas coastal plain. *Geophysics*, 48 : 27-35.

JONGMANS, D., 1991.- L'influence des structures géologiques sur l'amplification des ondes sismiques, *Collection des publications de la Faculté des Sciences Appliquées-Université de Liège*, 131 : 250 p.

MOKHTAR, T.A., HERRMANN, R.B. & RUSSEL, D.R., 1988.- Seismic velocity and Q model for the shallow structure of the Arabian shield from short-period Rayleigh waves. *Geophysics*, 53: 1379-1387.

PEDERSEN, H. & CAMPILLO, M., 1991.- Depth dependance of Q beneath the Baltic shield inferred from modeling of short period seismograms. *Geophysical Research Letters*, 18 : 1755-1758.