

aux ondes générées par un séisme naturel d'une magnitude locale M_L comprise entre 3,2 et 3,4.

On peut observer, sur les enregistrements du RSSP, plusieurs arrivées d'énergie. Pour les quatre stations les plus proches, on observe trois arrivées distinctes. La première, P_g , est l'onde directe qui s'est propagée à travers la croûte. La seconde, PMP, s'est réfléchi sur le Moho. Cette phase a été bien observée pour d'autres trajets en France, pour des sources explosives, aux distances 70–250 km [7]. Pour les enregistrements aux plus grandes distances (> 150 km), la première arrivée est l'onde P_n , réfractée sous le Moho, la deuxième arrivée étant l'onde directe P_g . La troisième arrivée d'énergie, 10 à 25 s après les ondes P, correspond à l'onde Lg, une onde guidée à courte période, qui résulte de réflexions multiples sub-critiques d'ondes S sur les différentes interfaces de la croûte [2]. Ces ondes S, non présentes à la source, puisqu'il s'agit d'une explosion, résultent de conversions d'ondes P en ondes S sur les interfaces crustales [2].

À partir de ces différentes ondes, qui réalisent une sorte de profil en éventail entre Toulouse et les Pyrénées, il est possible de proposer un modèle crustal moyen pour la partie centrale du Bassin aquitain. Les ondes P_g donnent une vitesse moyenne de $5,72 \pm 0,16$ km s⁻¹. Dans l'hypothèse d'une croûte homogène, les ondes PMP, qui sont moins influencées par les couches superficielles que les ondes P_g , conduisent à une vitesse crustale moyenne de $6,1 \pm 0,2$ km s⁻¹ et à une épaisseur crustale de $32,8 \pm 2,9$ km. Ces valeurs sont en accord avec celles obtenues dans les régions peu tectonisées de la France et au pied des Pyrénées, où des valeurs de vitesses moyennes de $5,8$ à $6,2$ km s⁻¹ sont obtenues dans la croûte, avec une profondeur moyenne du Moho voisine de 31 ± 2 km [5, 7, 8].

Pour les ondes Lg, les enregistrements pyrénéens donnent une vitesse de groupe standard de l'ordre de $3,2$ km s⁻¹ pour les périodes voisines de 0,2 s, qui correspondent au maximum d'énergie. La présence de courtes périodes est due au fait qu'une partie de l'énergie a été guidée dans la couche sédimentaire qui surmonte le substratum [2], et dont l'épaisseur varie de 1000 à 2500 m sous les trajets concernés [3]. Pour une telle structure, l'onde Lg est particulièrement bien développée si la source est superficielle [4].

3. Analyse de l'enregistrement de l'OMP

La chaîne d'acquisition en test à l'OMP était similaire à celle des stations pyrénéennes, à deux différences près.

– Le sismomètre n'enregistrait que sur deux composantes, la verticale et une horizontale, l'autre horizontale étant hors service. La composante horizontale valide était orientée à $\pm 2^\circ$ près suivant la direction AZF–OMP à N107°E, et correspond donc à la composante longitudinale. L'explosion n'engendrant pas ou que peu d'onde S directe, on a donc, avec les composantes Z et L, la quasi-totalité du signal. Il a été nécessaire de corriger la mesure de la réponse instrumentale, différente pour les deux composantes, et déterminée a posteriori.

– Le numériseur n'était pas connecté à une base de temps de référence, ce qui fait que la série temporelle enregistrée est relative et non absolue. Le décalage entre temps interne et temps absolu a été déterminé a posteriori, à mieux que 0,05 s près, en évaluant, sur une dizaine de jours, la dérive de la base de temps du système d'acquisition.

Le signal corrigé de la réponse instrumentale et recalé en temps est reporté sur la Fig. 2.

À partir de cet enregistrement, deux méthodes indépendantes ont été utilisées pour déterminer avec précision l'heure origine t_0 de l'explosion. La première consiste à introduire le temps t_1 de la première arrivée de l'enregistrement OMP dans la routine de localisation, en plus des temps d'arrivée des stations du RéNaSS, et à fixer la position du **foyer. Compte tenu de la magnitude mesurée, celui-ci est nécessairement associé au cratère créé par l'explosion.** Les résidus minima sont obtenus pour le temps $t_0 = 08$ h 17 min 55,45 s TU. La deuxième méthode utilise le temps de trajet de l'onde acoustique aérienne, bien observée en fin d'enregistrement, puisque le sismomètre n'était pas enterré. En prenant une vitesse du son de $0,343$ km s⁻¹, qui tient compte de la température moyenne de l'air au moment de l'explosion, mais néglige l'augmentation de vitesse au voisinage immédiat de la source, on obtient $t_0 = 08$ h 17 min 55,15 s TU. Ces deux déterminations étant en excellent accord, nous adopterons la valeur médiane $t_0 = 08$ h 17 min 55,3 s TU. L'imprécision sur cette valeur n'excède pas 0,5 s, compte tenu des incertitudes sur les différents paramètres (modèle de Terre et vitesse du son) qui ont permis sa détermination.

3.1. Analyse des phases de l'enregistrement

On identifie, sur le sismogramme :

– deux phases P séparées de 0,4 s (P1 et P2), présentant respectivement des polarisations rectilignes à 10 et 18° de la verticale ; leurs temps de parcours correspondent respectivement à des vitesses apparentes de 2,7 et 2,1 km s⁻¹ ; leurs polarisations laissent supposer qu'il s'agit d'ondes P réfractées ou réfléchies en profondeur ; ces ondes présentent un premier mouvement compressif, conformément à ce que l'on attend