Structures crustales et subcrustales déduites des tomographies ECORS et Lithoscope*

Georges POUPINET
Anne PAUL[1]

Crustal and subcrustal structures determined from ECORS and Lithoscope tomographies

Géologie de la France, n° 2, 1995, pp. 3-16, 10 fig.

Mots-clés : Tomographie sismique, Lithosphère, Structures crustales, France.

Key Words: Seismic tomography, Lithosphere, Crustal structures, France.

Résumé

Plusieurs expériences de tomographie sismique (ECORS) et sismologique (Lithoscope) ont été réalisées en France dans le but de sonder la structure de la croûte et de la lithosphère subcrustale. Si les résultats des profils de sismique réflexion ECORS sont largement diffusés au sein de la communauté géologique, il n'en est pas de même des tomographies utilisant des sources naturelles effectuées dans le cadre du programme Lithoscope. Nous présentons les principaux apports d'ECORS à notre connaissance de la structure de la croûte inférieure en France et les confrontons aux résultats des études télésismiques réalisées dans les Pyrénées, les Alpes, le Fossé Rhénan et le Massif central. Sur tous ces profils, les deux techniques mettent en évidence des discontinuités crustales et lithosphériques ainsi que des hétérogénéités latérales des propriétés physiques. La tectonique observée à l'intérieur des plaques dépend certainement de la diversité des structures et des rhéologies des blocs lithosphériques juxtaposés et implique la réactivation de discontinuités anciennes. D'un point de vue méthodologique, nous insistons sur la complémentarité entre la sismique réflexion verticale, la sismique réfraction et réflexion grand angle et la tomographie télésismique à petite échelle.

English abridged version

A number of seismological tomographies using both artificial (ECORS) and natural (LITHOSCOPE) sources have been performed in France in the aim of precising the structures of the crust and the subcrustal lithosphere. If the results of the ECORS deep seismic reflection profiles are well-known among the community of geologists, it is not the case for the tomographies based on earthquake records performed within the framework of the LITHOSCOPE program. We present here the main contributions of ECORS to the knowledge of the lower crust in France and compare them to the results of the teleseismic studies performed in the Pyrénées, the Alps, the Rhinegraben and the Massif Central.

One of the major results of the ECORS program is the discovery of the very strong reflectivity of the lower crust on most of the profiles recorded in France. With similar discoveries made by the deep seismic reflection programs of neighbouring countries (mainly Germany and Great-Britain), this lower crustal reflectivity appears to be the outstanding characteristics of the western european crust which has been affected by the variscan orogeny. The most typical examples can be found on the profiles "North of France", "Bay of Biscay", "East Pyrénées", "Jura-Bresse" and "Rhinegraben". Under the mountain ranges, the contribution of wide-angle reflection profiling to the Moho location was very important, particularly under the internal Alps. A number of reflection and refraction profiles (in the Eastern and Western Pyrénées, the Rhinegraben) were complemented by LITHOSCOPE experiments to measure P-wave velocities below the Moho and, in particular, precise the geometry of the lithosphere/asthenosphere boundary. In the Pyrénées, the only common feature between the eastern and western parts of the chain is the 15 to 20 km increase in Moho depth observed at the limit between the european and the iberic crusts. Very different models have been proposed to explain the teleseismic residuals and the gravimetric data. In the east, an important thinning of the lithosphere could exist between 25 and 50 km north of the North Pyrenean Fault. In the west, the totality of the high-velocity and

* Communication orale lors du colloque "Géologie de la France" , Paris, 14-15 décembre 1993.
Manuscrit reçu le 21 février 1994, accepté définitivement le 1er février 1995.

(1) Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, BP 53X, 38041 Grenoble.

heavy anomaly has its origin located entirely within the crust, without any anomaly of the subcrustal lithosphere. In the Rhinegraben, no low-velocity anomaly was found below the Moho. Thus, the graben is not a first order phenomenon at the lithospheric scale. In the Alps, the observations of teleseismic residuals are still rare and they only give a very partial image of a possible subduction of the european lithosphere under the apulian lithosphere. However, this lack should disappear in the next future due to the installation of permanent seismic networks covering all the French Alps, and with more intense collaborations with the swiss and italian teams. A european experiment conducted in 1992 in the Massif Central will help to precise the crustal structures in a region that has never been imaged by deep seismic reflection profiles. The first results of the teleseismic experiment show an important low-velocity, warm anomaly as a lithospheric plume rising up as separated diapirs under the volcanic massifs.

All these data reveal major crustal and lithospheric discontinuities as well as lateral heterogeneities of the rocks physical properties. The intraplate tectonics is thus most probably governed by the variety of structures and rheologies and it implies the reactivation of ancient discontinuities. In a methodological point of view, all these results confirm the importance of a combined use of different seismological techniques (vertical reflection profiling, refraction, wide-angle reflection, teleseismic tomography) with different resolutions and different investigation depths, in the study of the lithosphere.

Introduction

La lithosphère continentale résulte généralement d'un assemblage de microplaques ayant subi une histoire géologique complexe. La géométrie et la structure de chacune de ces unités élémentaires semblent persister à travers le temps et influencer les comportements tectoniques. La géophysique structurale décrit la structure actuelle, résultante de l'origine de la plaque et de son histoire.

Plusieurs techniques sont disponibles pour sonder la lithosphère; elles ont chacune des avantages et des inconvénients qui les rendent complémentaires pour une étude de la lithosphère. La sismique réflexion a été développée par l'industrie pétrolière. Elle permet de "voir" les structures qui réfléchissent ou diffractent les ondes sismiques à l'intérieur de la croûte avec une très grande résolution, de l'ordre de la centaine de mètres au kilomètre selon la profondeur. En révélant de grands contrastes de réflectivité à la base de la croûte continentale en diverses régions, la sismique réflexion verticale a renouvelé notre vision de la structure et de la genèse de la croûte inférieure. Son coût de mise en oeuvre en limite cependant l'usage. De plus, sa pénétration en profondeur reste essentiellement limitée à la croûte, malgré quelques succès pour imager la lithosphère subcrustale. La sismique réflexion ne permet pas – ou peu – d'estimer les vitesses de propagation des ondes qui sont pourtant un marqueur important de la pétrologie en particulier dans les régions anciennes. La sismique réfraction a une résolution moindre, mais elle donne accès aux vitesses dans la croûte et sous le Moho. Elle est complétée par la sismique réflexion grand-angle et par la technique des tirs en éventail qui s'est révélée très efficace pour détecter les discontinuités crustales majeures (Hirn *et al.*, 1980).

La tomographie télésismique d'ondes P peut être utilisée soit à l'échelle de la Terre (Dziewonski, 1984) soit à l'échelle régionale. La communauté sismologique internationale construit de grands réseaux portables de stations sismologiques, comme le parc PASSCAL aux Etats-Unis ou le parc Lithoscope de l'INSU en France. Ces stations sont déployées sur la région à étudier et les séismes lointains (télésismes) ou locaux sont enregistrés pendant plusieurs mois ou années. Nous analysons les temps d'arrivée et les amplitudes des principales ondes sismiques (P ou S). Nous mesurons ainsi un ensemble de résidus de temps d'arrivée (écarts par rapport aux temps de propagation calculés dans un modèle de terre moyen) pour des trajets d'azimuts et d'incidences divers. Pour les séismes lointains qui sont en général utilisés, les trajets source-station sont proches de la verticale et "éclairent" donc la lithosphère profonde et l'asthénosphère sous le réseau sismologique déployé en surface. En supposant que l'essentiel des variations de temps d'arrivée a son origine dans la lithosphère, les résidus peuvent être interprétés soit par inversion tomographique, soit par tracé de rais. Pour l'inversion, le milieu sous le réseau est découpé en blocs et l'on calcule les écarts de vitesse dans chaque bloc qui ajustent au mieux les résidus de temps d'arrivée observés, selon la technique développée par K. Aki *et al.* (1977). Nous obtenons ainsi des tomographies de vitesse qui sont présentées sous forme de cartes à profondeur constante, de coupes ou de blocs diagrammes. Par exemple, pour une roche de composition chimique fixée, une vitesse anormalement faible à une profondeur donnée est un indicateur de températures plus élevées ou même de fusion partielle. Il se peut aussi que les écarts à la vitesse moyenne traduisent une composition minéralogique différente. Par opposition à l'inversion, le tracé de rais est une méthode directe dans laquelle on modifie par essais et erreurs la géométrie des interfaces profondes et les vitesses pour ajuster au mieux les temps d'arrivée observés. Bien que moins objective, cette technique a l'avantage de permettre de tester des modèles correspondant à des hypothèses tectoniques. Les ondes télésismiques ayant une période voisine de la seconde, la résolution obtenue est de l'ordre de la dizaine de kilomètres, donc adaptée aux objets géologiques comme les Alpes, les Pyrénées ou le Fossé Rhénan. Cette résolution est 100 fois moindre que celle de la sismique réflexion verticale et ne permet pas les études de failles ou de structures proches de la surface.

Nous présentons dans un premier temps les résultats des tomographies d'ondes P et d'ondes de surface (mesures des vitesses des ondes S) qui couvrent l'ensemble du territoire français avec une résolution de l'ordre de plusieurs centaines de kilomètres. En plus de ces études à grande échelle, plusieurs expériences de tomographie lithosphérique ont été réalisées dans le cadre du programme Lithoscope le long de profils ou dans des déploiements en nappes sur des cibles géologiques majeures. La locali-

sation de ces expériences ayant souvent coïncidé avec celle de profils sismiques ECORS, la suite de cet article est consacrée à une revue des principaux résultats obtenus sur la croûte inférieure, le Moho et la lithosphère subcrustale sous le nord et l'ouest de la France, les Pyrénées, les Alpes, le Fossé Rhénan et le Massif central.

Tomographies de la France à grande échelle à partir des données d'observatoires

Tomographies d'ondes P à partir des données des observatoires permanents

Plusieurs modèles tomographiques du manteau sous l'Europe de l'Ouest ont été calculés à partir des données des observatoires sismologiques (Granet et Cara, 1988; Babuska *et al.*, 1990 ; Spakman *et al.*, 1993). La figure 1, extraite de W. Spakman *et al.* (1993) montre les anomalies de vitesses d'ondes P en pourcent pour l'Europe. A 95 km, donc dans la lithosphère, et plus profond, à 145 km, les anomalies lentes du Massif central, de l'Allemagne et de la péninsule Italienne sont clairement visibles.

Ondes de surface et tomographie des ondes S

L'implantation en Europe de réseaux à large bande passante permet de réaliser des tomographies d'ondes de surface à l'échelle régionale. L'ajustement des formes d'ondes par sismogrammes synthétiques (Snieder, 1988) modélise simultanément les modes principaux d'ondes de surface et les modes supérieurs. Cette technique améliore la résolution des vitesses des ondes S en profondeur et des hétérogénéités latérales. La figure 2, extraite de R. Snieder (1988), présente l'écart de la vitesse des ondes S par rapport à la vitesse moyenne, à 150 km de profondeur. Cette carte est très semblable à celle des ondes P de la figure 1. La majorité du territoire français, à l'exception du Massif armoricain, présente plutôt des vitesses lentes. Les vitesses des ondes S étant sensibles à la température, on peut interpréter cette carte comme la marque de plus fortes températures à la base de la lithosphère à la périphérie de l'Arc Alpin, au nord des Pyrénées, sous le Masssif central et le Bénélux. Un noyau à forte vitesse est observé à l'intérieur de l'Arc Alpin, sous la plaine du Po et l'Adriatique. Cette carte confirme les observations de A. Souriau (1976) pour des trajets à travers le Massif central et la Zone Nord Pyrénéenne (Souriau et Vadell, 1980).

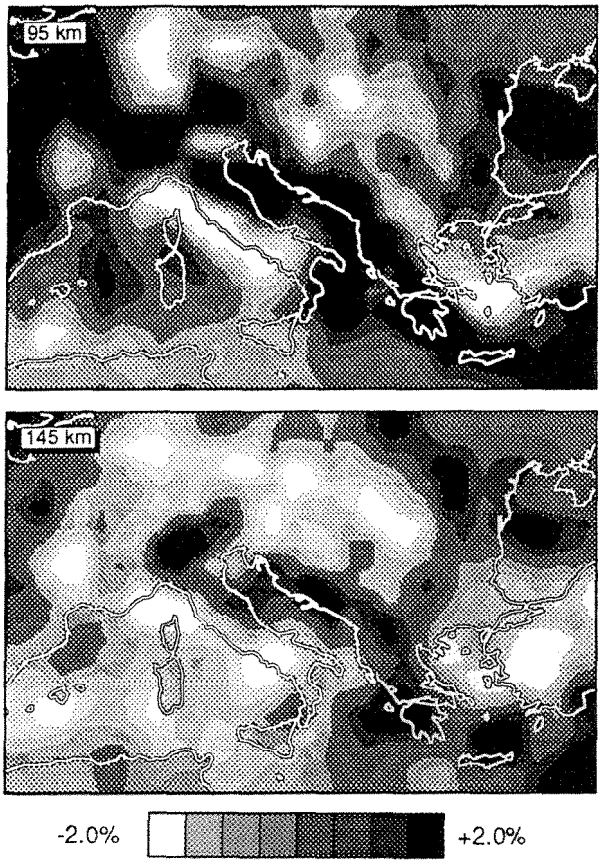


Fig. 1. – Tomographie de vitesse des ondes P du manteau euro-méditerranéen à partir des données télésismiques enregistrées par les observatoires permanents (extraite de Spakman *et al.*, 1993).

Fig. 1. – P-wave velocity tomography in the Euro-Mediterranean mantle obtained from teleseismic data recorded by the permanent stations (from Spakman et al., *1993).*

La croûte inférieure en sismique verticale et grand-angle dans le nord et l'ouest de la France

Le programme d'Etude de la Croûte Continentale par Réflexion et Réfraction Sismiques (ECORS) a démarré en 1985 par la réalisation d'un profil au nord de la France. Son résultat le plus marquant est la très forte réflectivité enregistrée sur une grande partie du profil dans la partie inférieure de la croûte (Cazes et Torreilles, 1988). La limite inférieure de la zone réflective correspond au Moho tel qu'il a été défini par sismique réfraction. Le Moho est globalement horizontal sur tout le profil et ne montre donc plus de trace de l'épaississement crustal associé à l'orogenèse varisque. Cette forte réflectivité en base de croûte est un caractère commun à de nombreux profils enregistrés en Europe de l'ouest (voir, par exemple, Matthews (1986), Fuchs *et al.* (1987), Bois *et al.* (1986)), mais le profil Nord de la France est l'un des exemples de sismique terrestre les plus spectaculaires. Les figures 3 et 4 (extraite de Marthelot et Bano, 1990) montrent ces réflexions profondes et leur caractère très énergétique, clairement visible sur un point de tir brut comme après sommation en couverture multiple. La disposition globalement horizontale des réflexions a conduit, par analogie avec les niveaux sédimentaires, à utiliser le terme de "croûte inférieure litée". Mais le degré de litage de cette croûte inférieure n'a rien à voir avec celui des niveaux sédimentaires : les événements pentés ne sont pas rares (fig. 4) et leur continuité latérale est souvent inférieure au pouvoir de résolution horizontale (10 km au Moho). A grande échelle, la croûte inférieure réflective présente de

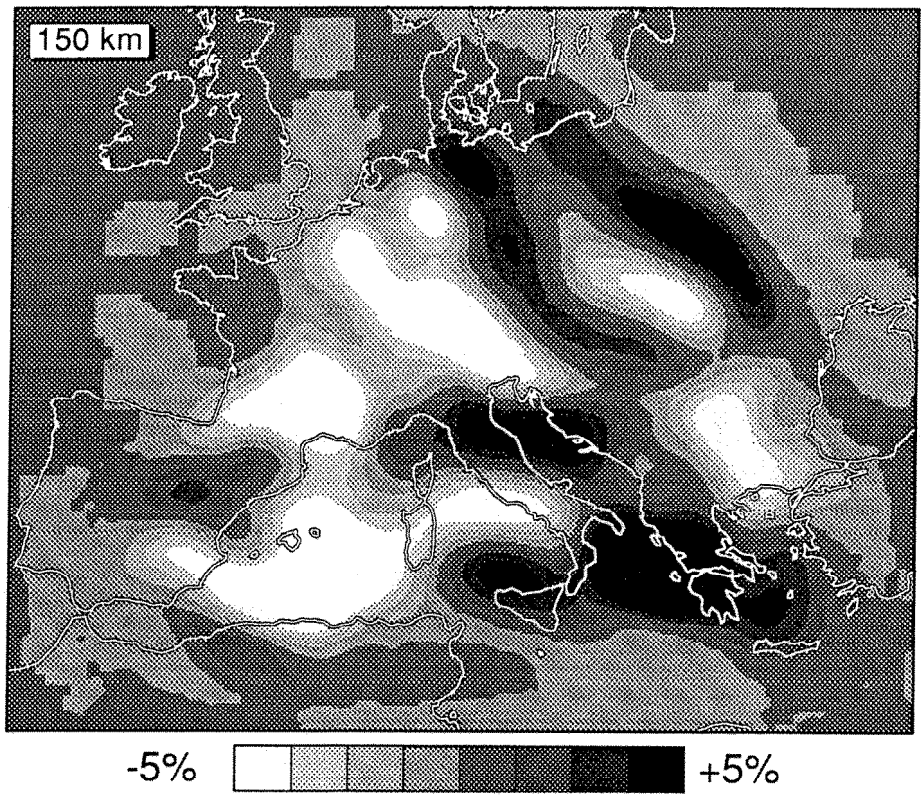
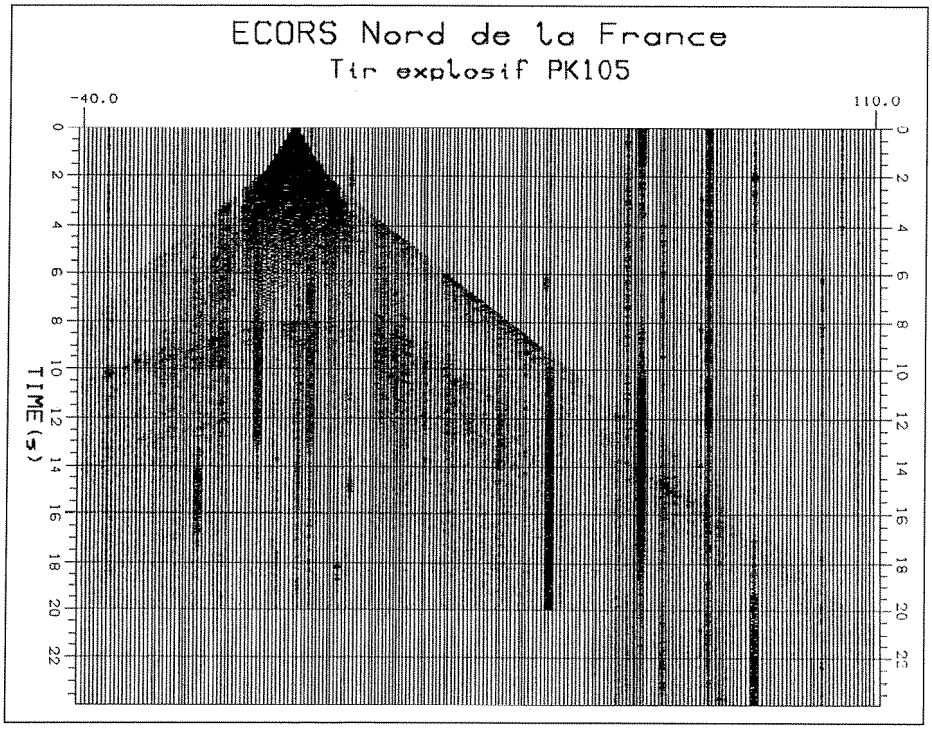


Fig. 2. – Tomographie de vitesse des ondes S en Europe de l'ouest issue de la modélisation des ondes de surface (extraite de Snieder, 1988).

Fig. 2. – S-wave tomography in western Europe obtained from surface wave modelling (from Snieder, 1980).



claires hétérogénéités latérales: elle disparaît sous le bloc cadomien du Brabant. Toutefois la sismique réflexion-réfraction verticale à l'explosif enregistrée jusqu'à 45 km de distance source-récepteur (Damotte et Bois, 1990) a mis en évidence quelques réflexions peu énergétiques dans la croûte inférieure du Brabant. De plus, le Moho invisible en sismique verticale sous ce même Brabant a pu être localisé par sismique grand-angle (Hirn *et al.*, 1987). A l'endroit où le profil recoupe la faille de Bray, la sismique verticale montre une zone étroite dans laquelle l'image est "brouillée" notamment au niveau de la croûte inférieure, ce qui laisse supposer la présence d'une discontinuité majeure peut-être affectée par un léger déplacement vertical. La sismique réfraction-réflexion enregistrée pour des distances source-récepteur plus grandes démontre pourtant que les réflexions de la croûte inférieure ne sont pas affectées par la Faille de Bray (Damotte et Bois, 1990). Dans ce cas, la mauvaise qualité de la sismique verticale peut être imputée à l'addition de traces bruitées et décorrélées par des structures de proche surface très chahutées. La sismique réfraction et réflexion grand-angle s'est ainsi révélée décisive dans l'interprétation complète du profil Nord de la France.

Le profil ECORS Golfe de Gascogne traverse le bassin de Parentis en son centre (Pinet *et al.*, 1987). Le litage de la croûte inférieure, bien visible au nord et au sud disparaît sous le bassin. En inversant des données de sismique à point central enregistrées perpendiculairement au profil principal, F. Marillier *et al.* (1987) ont mis en évidence une nette élévation du Moho sous le bassin de Parentis. On a donc pu en conclure que la disparition du litage est due à un réel amincissement crustal par disparition totale de la croûte inférieure plutôt qu'à un manque de pénétration de la sismique à travers les 15 km de sédiments.

En se basant sur les données de profils grand-angle en éventail joignant l'ex-

Fig. 3. – Enregistrement brut d'un tir à l'explosif situé 10 km au nord de la Faille de Bray sur le profil ECORS Nord de la France. Les géophones sont répartis le long du profil jusqu'à 40 km de distance vers le nord et 110 km vers le sud. La réflectivité de la croûte inférieure est bien visible entre 8 et 12 s (temps double) aux offsets faibles et jusqu'à plus de 100 km de distance vers 21s.

Fig. 3. – Raw record of an explosive shot located 10 km north of the Bray fault on the ECORS "North of France" profile. The geophones were laid along the profile from 40 km offset to the north to 110 km offset to the south. The reflectivity of the lower crust is clearly visible between 8 and 12 s (two-way traveltime) at short offsets up to more than 100 km away from the shot around 21 s.

trémité sud du profil Nord de la France au nord du profil Gascogne, P. Matte et A. Hirn (1988) proposent une coupe tectonique de l'ensemble de la chaîne varisque sur plus de 800 km. Le Moho est relativement plat à 35 km de profondeur. Toutes les grandes nappes sont enracinées dans la croûte, et à l'aplomb des grandes failles de cisaillement de la chaîne varisque, la croûte est traversée par d'étroites discontinuités descendant au moins jusqu'au Moho.

La très forte réflectivité de la croûte inférieure observée sur les profils de sismique verticale à l'intérieur du continent européen est un résultat important qui a fait l'objet de nombreux travaux. A. Paul et F. Nicollin (1989), J.F. Andrier (1989), S.C. Singh *et al.* (1991), A. Paul et R. Hobbs (1991) et D. Rappin (1992) ont analysé les réflexions de la croûte inférieure sur différents profils ECORS. Ils montrent que les caractéristiques de ces réflexions peuvent être expliquées par la propagation à travers un milieu stratifié à échelle hectométrique où alterneraient des vitesses sismiques rapides et lentes. L'écart entre vitesses rapides et lentes doit être au moins égal à 10 % pour expliquer l'amplitude des réflexions et certaines caractéristiques d'atténuation de l'onde réfléchie sur le Moho à distance critique. Pour expliquer que l'amplitude des réflexions soit sensiblement la même au toit et à la base de la croûte inférieure, il faut aussi supposer que ces contrastes de vitesse augmentent avec la profondeur. Bien que la technique d'imagerie sismique ait naturellement tendance à privilégier les structures horizontales par rapport à celles à forts pendages, des modèles bi-dimensionnels ont récemment montré que des diffracteurs de faible allongement horizontal ne génèrent que des hyperboles de diffraction sur les sections sismiques qui s'atténuent très fortement après migration (voir, par ex., Levander *et al.* (1994)). La croûte inférieure doit donc être très hétérogène avec des structures allongées horizontalement. Les forts contrastes de vitesse augmentant avec la profondeur suggèrent qu'elle pourrait être composée d'une alternance de niveaux acides ou intermédiaires d'origine crustale et de niveaux basiques à ultrabasiques d'origine mantellique. En s'appuyant sur ces résultats, complétés par l'étude des relations géométriques entre le litage de la croûte inférieure et les traces sismiques d'événements géologiques datés ainsi par l'analyse pétrographique de xénolithes, P. Rey (1993) propose un modèle dans lequel la genèse du litage de la croûte inférieure serait directement associée à l'orogenèse varisque et se dérouleraît en 2 temps (fig. 5). Lors de la formation de la chaîne, la compression induit un réchauffement et une fusion partielle de la partie inférieure de la croûte alors que la racine lithosphérique est convertie en asthénosphère par détachement gravitaire (délamination mantellique) ou par relaxation thermique. Ceci produit une fusion partielle dans l'athénosphère et une montée des produits de la fusion jusque dans la croûte (fig. 5a). C'est le premier stade de la genèse du litage, celui de la mise en contact de matériel crustal lent et de matériel mantellique rapide, sous la forme d'intrusions basiques à ultrabasiques, en base de croûte. Portée à très hautes températures, la croûte inférieure devient très ductile et le contraste de viscosité entre les roches siliceuses d'origines crustales et les magmas basiques d'origine mantellique est minimal. La croûte épaissie est ainsi dans une situation gravitairement très instable et peut se restabiliser par un effondrement de la chaîne associé à un rééquilibrage thermique. La croûte sur-épaissie retrouve alors une épaisseur normale essentiellement par des cisaillements de grande ampleur dans la croûte inférieure ductile dont toutes les structures sont transposées à l'horizontale (fig. 5b). C'est le second stade, dans lequel le contraste de ductilité entre roches acides et basiques entraîne la formation de lentilles de roches basiques à fort allongement horizontal dans une matrice plus acide. Le litage sismique de la croûte inférieure serait donc le résultat de la compression puis de l'effondrement de la croûte épaisse varisque. Cet amincissement daterait de la fin du Carbonifère ou du Permien, ce qui, dans cette hypothèse permettrait de dater la "mise à l'horizontale" des structures la croûte inférieure dans les zones affectées par l'orogenèse varisque. Bien que moins argumenté et détaillé, un mécanisme voisin avait été proposé par C. Bois *et al.* (1986). Ce type de modèle dans lequel les réflecteurs de la croûte inférieure ont une origine multi-génétique (d'abord création

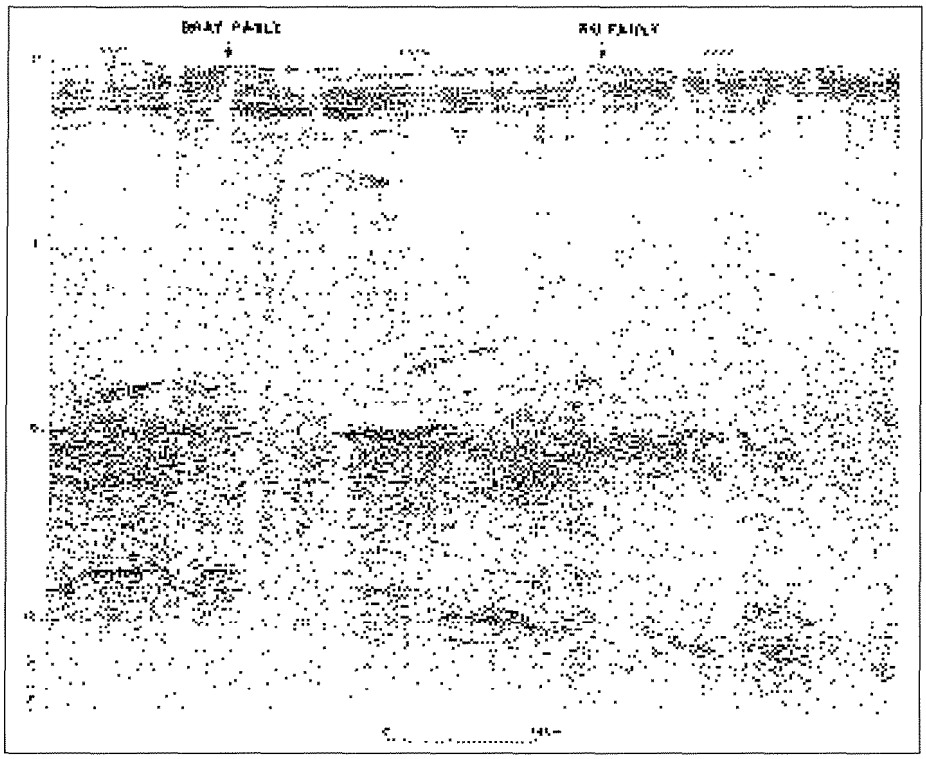


Fig. 4. – Extrait de la section ECORS Nord de la France après sommation en couverture multiple et extraction automatique des événements cohérents (extraite de Marthelot et Bano, 1990).

Fig. 4. – Part of the ECORS "North of France" stacked seismic section after automatic extraction of coherent events (from Marthelot and Bano, 1990).

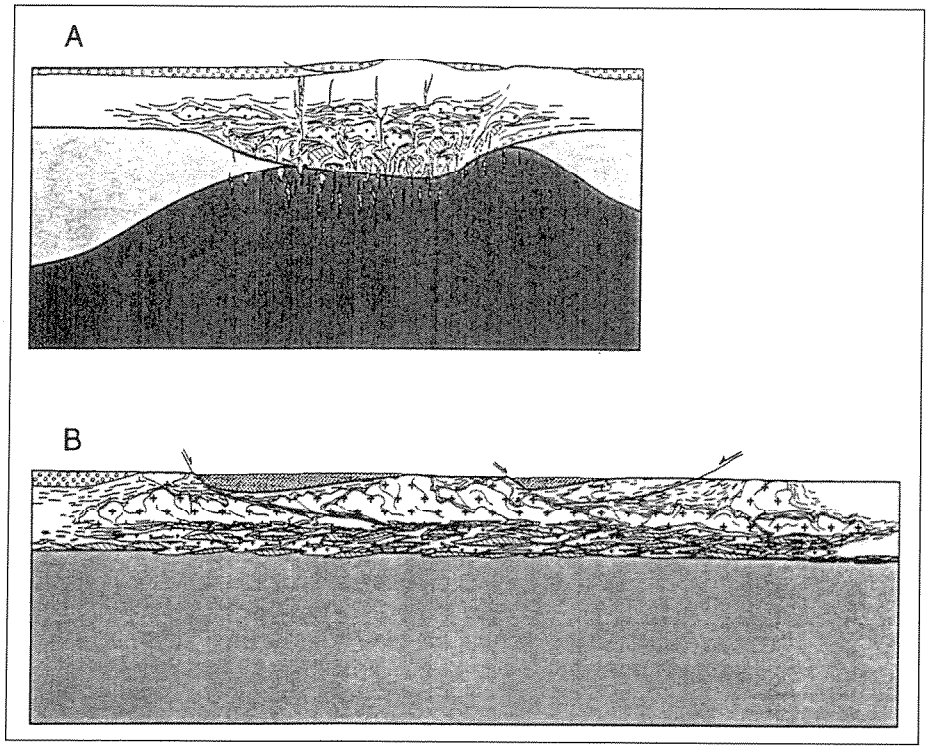


Fig. 5. – Modèle de genèse du litage sismique de la croûte inférieure par épaississement (A) puis amincissement (B) crustal (extraite de Rey, 1993).

Fig. 5. – Genetic model of seismic layering in the lower crust through crustal thickening (A) then thinning (B) (from Rey, 1993).

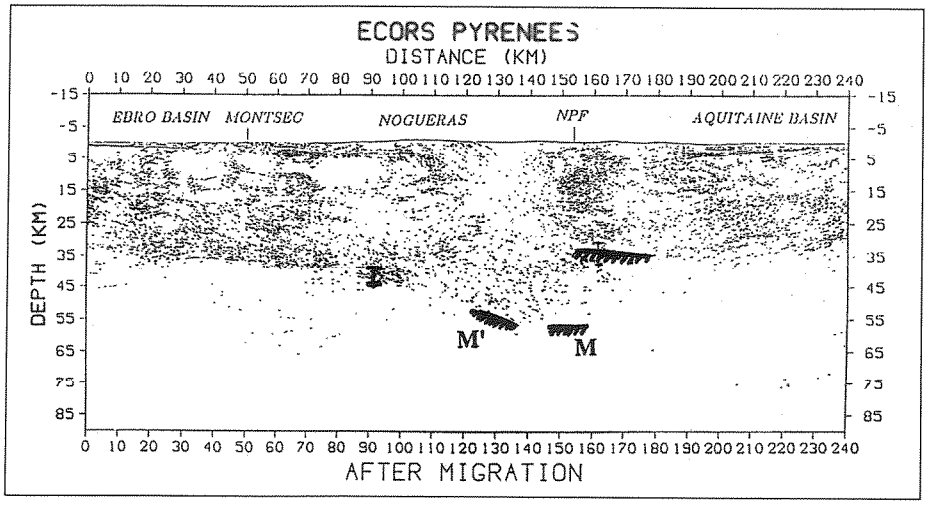


Fig. 6. – Coupe sismique migrée ECORS Pyrénées Est avec, en surimpression, les réflexions sur le Moho enregistrées en sismique grand-angle au voisinage de la faille Nord-Pyrénéenne (FNP) (adaptée de Choukroune *et al.*, 1989, Sénéchal, 1991, et Daignières *et al.*, 1989).

Fig. 6. – ECORS "East Pyrenees" migrated seismic profile with superimposed reflections from the Moho recorded by wide-angle seismic profiling in the vicinity of the North Pyrenean Fault (FNP) (after Choukroune et al.*, 1989, Sénéchal, 1991, et Daignières* et al.*, 1989).*

des contrastes lithologiques par intrusion de matériaux mantelliques puis mise à l'horizontale des structures par cisaillement ductile) fait de plus en plus l'unanimité au détriment des modèles n'invoquant que l'un ou l'autre des deux mécanismes (voir par exemple Mooney et Meissner (1992)). D'autres phénomènes sont évoqués qui pourraient contribuer à amplifier la réflectivité de la croûte inférieure tels que des contrastes d'anisotropie des vitesses sismiques ou des contrastes de porosité (Hyndman et Shearer (1989)) Mais en aucun cas, ces mécanismes ne paraissent capables de générer seuls les contrastes de vitesse nécessaires pour expliquer les observations.

Aucune étude télésismique spécifique n'a été réalisée sur les profils ECORS de l'ouest et du nord de la France. Nous ne connaissons donc la lithosphère qu'à partir des études à grande échelle et à partir du grand profil entre Brest et Marseille (Hirn *et al.*, 1973) qui a été interprété en supposant une symétrie radiale.

Structures crustales et lithosphériques dans les Pyrénées

Profils ECORS Est et Ouest et données grand-angle

Le profil franco-espagnol ECORS Pyrénées Est traverse la chaîne dans son intégralité depuis le bassin d'Aquitaine jusqu'au bassin de l'Ebre à la hauteur de Saint-Gaudens. Les réflecteurs, nombreux et énergétiques sur toute l'épaisseur de la croûte, ont des pendages dirigés vers l'intérieur de la chaîne au nord comme au sud (ECORS Pyrénées Team, 1988 ; Choukroune *et al.*, 1989). On peut regretter que ce profil ait d'abord été publié non-migré, ce qui met en avant les réflexions profondes à fort pendage apparent enregistrées bien au nord de la faille Nord-Pyrénéenne sous le Moho européen et suggère une subduction de la croûte ibérique sous la croûte européenne. La figure 6, adaptée de G. Sénéchal (1991), montre une coupe migrée sur laquelle ont été reportées les réflexions sur le Moho enregistrées sur un profil en éventail de M. Daignières *et al.* (1989). La croûte ibérique est sensiblement plus épaisse que la croûte européenne et nettement fléchie (litage de la croûte inférieure compris) vers le nord jusque sous la faille Nord-Pyrénéenne. M. Daignières *et al.* (1989) ont également mis en évidence un réflecteur profond à fort pendage qui pourrait correspondre au raccordement entre Moho européen susjacent et Moho ibérique sous-jacent. Dans cette hypothèse, l'imbrication de la croûte ibérique ne dépasserait pas la

trace en surface de la faille Nord-Pyrénéenne et, à son point le plus bas (à la verticale de la faille), le Moho ibérique atteindrait 60 km de profondeur, 15 à 20 km sous le Moho européen.

Le profil Arzacq-Pyrénées Ouest recoupe sur 100 km du nord vers le sud les bassins d'Arzacq et de Mauléon avant d'atteindre la limite de la Zone Axiale à la frontière espagnole (Daignières *et al.*, 1993). La croûte inférieure, pourtant si bien caractérisée sur le profil Est, n'apparaît pas. Le Moho n'est visible que sur certaines portions du profil. La question reste posée de l'origine de la différence de réflectivité de la croûte profonde entre les profils Est et Ouest : réelle différence de nature ou mauvaise pénétration des ondes sismiques due aux très épais remplissages sédimentaires fortement tectonisés des bassins ? Il est possible, en fait, que les deux phénomènes se conjuguent, comme sembleraient l'indiquer les premiers résultats de l'expérience ECORS Pyrénées 2.5D où Moho et croûte inférieure apparaissent faiblement et seulement en quelques points de tir (Siliqi, 1994). En tous cas, le saut de Moho présente, sous le sud du bassin de Mauléon, une ampleur tout-à-fait similaire à ce qui était observé à l'est.

Tomographies lithosphériques

Plusieurs études de temps d'arrivée des ondes P ont été faites dans les Pyrénées (Gallart *et al.*, 1980 et 1981 ; Hirn *et al.*, 1984), le long des profils ECORS Est (Poupinet *et al.*, 1992) comme Ouest (Grandjean *et al.*, 1995). Les résultats semblent indiquer des variations latérales de structure lithosphérique le long de la chaîne qui ne serait donc pas à symétrie cylindrique. Pour le profil télésismique situé de part et d'autre de la faille Nord-Pyrénéenne, le long du profil Est, les résidus de temps d'arrivée des séismes en provenance du sud sont bien expliqués par le changement d'épaisseur de la croûte de 15 km qu'ECORS et la sismique réflexion grand angle mettent en évidence (fig. 7A). Ces données semblent confirmer que la croûte ibérique ne dépasse pas vers le nord la trace en surface de la faille Nord-Pyrénéenne. Par contre, les résidus en provenance du nord ne sont pas expliqués par la structure crustale. Le modèle le plus simple implique un amincissement rapide de la lithosphère à une trentaine de kilomètres au nord de la faille Nord-Pyrénéenne (fig. 7B). Les données disponibles ne contraignent pas l'épaisseur de la lithosphère plus au nord sous le bassin aquitain. Le décalage vers le nord de cet amincissement lithosphérique par rapport à l'amincissement crustal suggère une amorce de subduction du manteau ibérique sous le manteau européen avec découplage mécanique entre croûte et manteau ibériques. L'anisotropie en S semble forte au voisinage de la faille Nord-Pyrénéenne (Souriau et Njike-Kassala, 1993). Ces observations peuvent être expliquées par un épisode de rifting et du cisaillement important dans la zone de la Faille Nord-Pyrénéenne suivi d'un épisode compressif. Le profil télésismique effectué par G. Grandjean *et al.* (1995) autour du bassin d'Arzacq conduit à une interprétation totalement différente. Les anomalies de propagation sont expliquées intégralement par le saut de Moho et par des vitesses anormalement rapides dans la croûte sans qu'il soit nécessaire d'invoquer une variation locale d'épaisseur de la lithosphère comme c'est le cas à l'est. Ce modèle dans lequel un corps rapide et dense occupe toute la croûte sous le socle au sud du bassin de Mauléon explique également la forte anomalie gravimétrique positive du Labourd. Il faut remarquer qu'aucune structure particulière n'est mise en évidence par la sismique réflexion verticale dans cette zone.

Atténuation des phases sismiques régionales

L'absence de cylindricité de la chaîne Pyrénéenne est confirmée par l'analyse de l'atténuation des phases sismiques régionales générées par des séismes en Espagne et enregistrées par les réseaux permanents en France (Chazalon *et al.*, 1993). La phase Lg est piégée dans la croûte ce qui la rend très sensible aux hétérogénéités crustales. Les enregistrements montrent que lorsque le trajet séisme-station coupe la chaîne dans sa moitié orientale, ni le saut de Moho, ni la faille Nord-Pyrénéenne n'affectent la propagation des ondes Lg. Par contre, cette phase disparaît complètement lorsqu'elle traverse l'ouest de la chaîne dans une zone dont l'extension latérale correspond à l'anomalie gravimétrique du Labourd. L'interprétation proposée est que le corps (d'origine mantellique?)

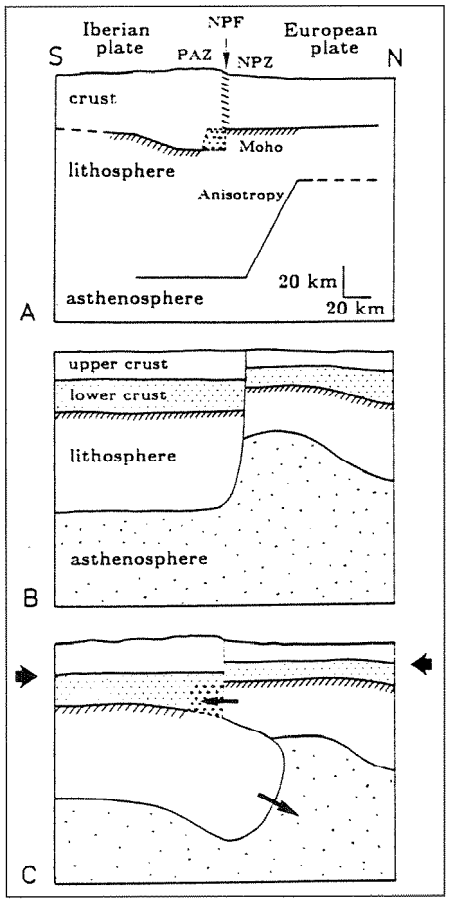


Fig. 7. – Modèle de structure lithosphérique proposé pour les Pyrénées à partir des mesures de résidus télésismiques (extraite de Poupinet *et al.*, 1992). A : Schéma proposé pour la structure lithosphérique profonde au voisinage de la Faille Nord-Pyrénéenne.NPF = Faille Nord-Pyrénéenne ; PAZ = Zone axiale ; NPZ = Zone Nord-Pyrénéenne. B et C : Modèle de formation de la structure lithosphérique, avant la phase de raccourcissement (B) et pendant cette phase (C), avec, pour la lithosphère ibérique, un épaississement de la croûte inférieure et un découplage mécanique entre croûte et manteau.

Fig. 7. – Model of the Pyrenean lithospheric structure proposed from the analysis of teleseismic residuals (from Poupinet et al., *1992). A. Proposed schematic model of the deep lithospheric structure close to the North Pyrenean Fault. NPF = North Pyrenean Fault; PAZ = Axial zone; NPZ = North Pyrenean zone.*
B and C: Model for the formation of the lithospheric structure before crustal shortening (B) and during crustal shortening (C) with, for the Iberian lithosphere, thickening of the lower crust and mechanical separation between crust and mantle.

dense et rapide expliquant à la fois les données gravimétriques et lithosphériques pourrait être très hétérogène à petite échelle et atténuer les ondes crustales guidées.

Alpes

Résultats des profils ECORS Alpes et Jura-Bresse

De la bordure orientale du Masssif central au Massif de Belledonne, une croûte supérieure transparente surmonte une croûte inférieure très réflective (Bergerat *et al.*, 1990 ; Nicolas *et al.*, 1990, Thouvenot *et al.*, 1990). Le litage de la croûte inférieure, apparent sous le Jura, disparaît brutalement sous la limite interne des Massifs Cristallins Externes. Le Moho situé à 37 km sous les chaînes subalpines n'est plus détectable par sismique réflexion verticale sous les zones internes. Par contre, ECORS-CROP DSS Group (1989) et F. Thouvenot *et al.* (1990) ont montré des réflexions à grand angle d'ondes P et d'ondes S qui indiquent que le Moho est continu depuis la zone externe et atteint une profondeur de 55 km sous le Grand Paradis (fig. 8). La sismique grand-angle montre également un fort réflecteur intracrustal à 25-30 km sous la zone briançonnaise qui est interprété comme un Moho allochtone, marqueur de l'écaillage lithosphérique (marqué de la lettre A sur le fig. 8). Ce réflecteur a une profondeur voisine de celle du toit de la croûte inférieure des zones externes. Un très fort réflecteur en S est observé à 30 km sous les réflecteurs de la bordure de la zone Pennique; il n'est pas détecté par les ondes P. Sa localisation coïncidant avec la soudaine disparition de la croûte inférieure réflective (marquée de la lettre B), on doit sérieusement envisager l'existence d'une discontinuité structurale importante, quasi verticale et masquée par les nappes charriées vers l'ouest, dans la croûte inférieure à l'aplomb du Chevauchement Pennique Frontal.

Structures mantelliques

La structure lithosphérique des Alpes Occidentales a fait l'objet de plusieurs études et hypothèses (par exemple Kissling, 1993) : cette compilation conclut que malgré un grand nombre d'études, l'information disponible sur la lithosphère subcrustale des Alpes est très incertaine. Toutes les études de résidus télésismiques ou tomographiques des Alpes montrent un passage entre des zones plus lentes ou normales le long de l'arc et une zone plus rapide en bordure ou sous la Plaine du Po. La position et la profondeur de cette zone rapide varient suivant les auteurs : elle est souvent interprétée comme une trace de la subduction alpine plongeant du nord vers le sud. F. Guyoton (1991) a étudié un profil Lyon - San Remo à partir de quelques stations du réseau SISMALP récemment déployé par l'Observatoire de Grenoble et des stations de l'Université de Gènes. Il montre que la lithosphère présente une légère flexure sous la partie externe de la chaîne et plonge abruptement (plus de 100 km en 50 km) au nord du massif de l'Argentera (fig. 9). Cette structure correspondrait à la subduction fossile. Il faut noter que le profil considéré, le seul où un ensemble cohérent de données soit actuellement disponible, est situé très au sud dans la chaîne et n'est absolument pas perpendiculaire aux structures majeures. D'une part, ceci empêche de généraliser cette conclusion à l'ensemble des Alpes occidentales et d'autre part, la non-cylindricité de la chaîne empêche les auteurs de cette tomographie de

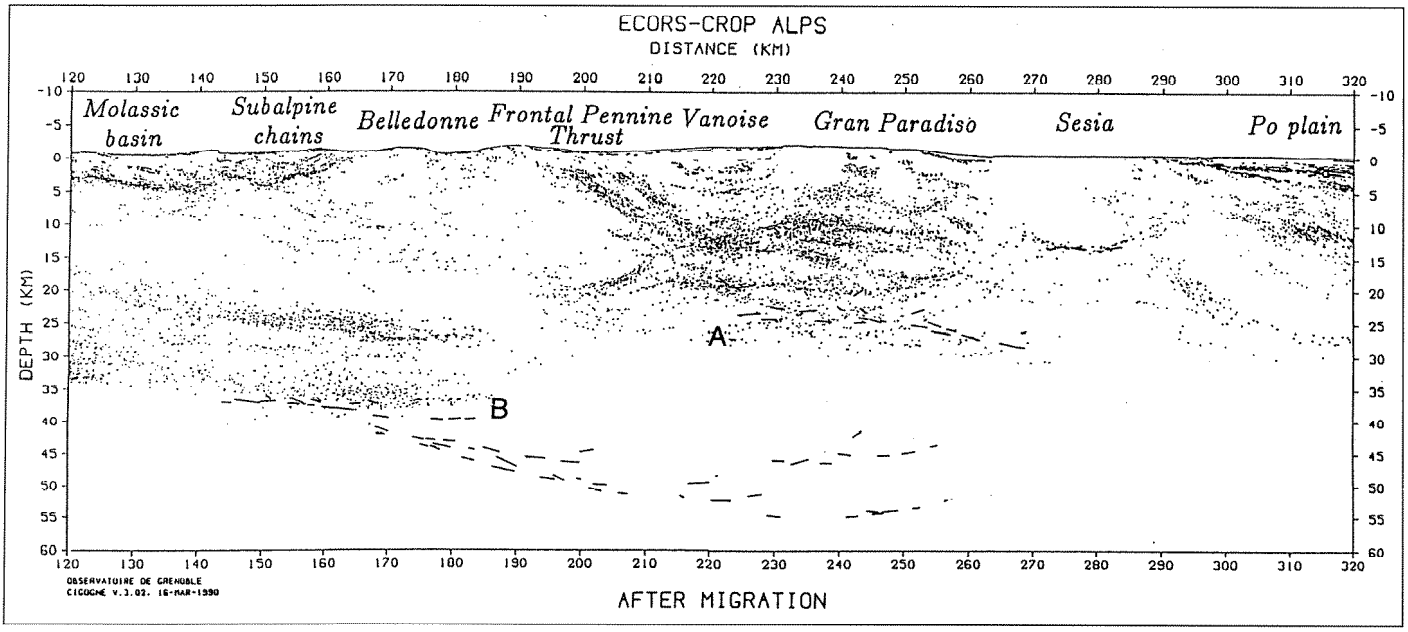


Fig. 8. – Coupe ECORS Alpes après migration géométrique d'un line-drawing et projection des réflexions enregistrées en sismique grand-angle en éventail dans le plan de la coupe (en trait gras) (d'après Nicolas *et al.*, 1990; Thouvenot *et al.*, 1990; Sénéchal, 1991). Le réflecteur marqué A est interprété comme le Moho allochtone sous la zone briançonnaise et la lettre B souligne l'interruption de la réflectivité de la croûte inférieure sous l'arrière du Massif de Belledonne (voir texte).

Fig. 8. – ECORS "Alps" profile after geometric migration of a line-drawing and projection in the vertical plane of the section of the reflections recorded by wide-angle seismic fan profiling (bold lines) (after Nicolas, 1990; Thouvenot et al., *1990, Sénéchal, 1991). Reflection A is interpreted as the allochthonous Moho beneath the Briançon area, and the B letter indicates the change in the reflectivity of the lower crust beneath the hinterland of the Belledonne Massif (see text).*

garantir que l'anomalie observée est bien à la verticale du profil étudié. M.R. De Jonge et M.J.R. Wortel (1990) ont modélisé la structure thermique du manteau résultant des subductions périméditerranéennes : le manteau de 200 à 300 km sous la bordure sud des Alpes doit être froid et rapide. Qu'en est-il des structures dans la lithosphère proprement dite? Voit-on des paléo-subductions encore en place ou un promontoire lithosphérique sous la plaine du Po, en prolongement de la plaque adriatique dont les vitesses rapides sont comparables à celles d'une lithosphère rigide et ancienne ? La multiplicité des épisodes tectoniques dans un espace aussi réduit obscurcit notre compréhension de structures lithosphériques que, de surcroît, l'insuffisance de données ne permet pas de résoudre avec précision. Les réseaux permanents de sismographes courtes périodes et larges bandes en cours d'installation devraient permettre d'améliorer la résolution de nos tomographies des Alpes.

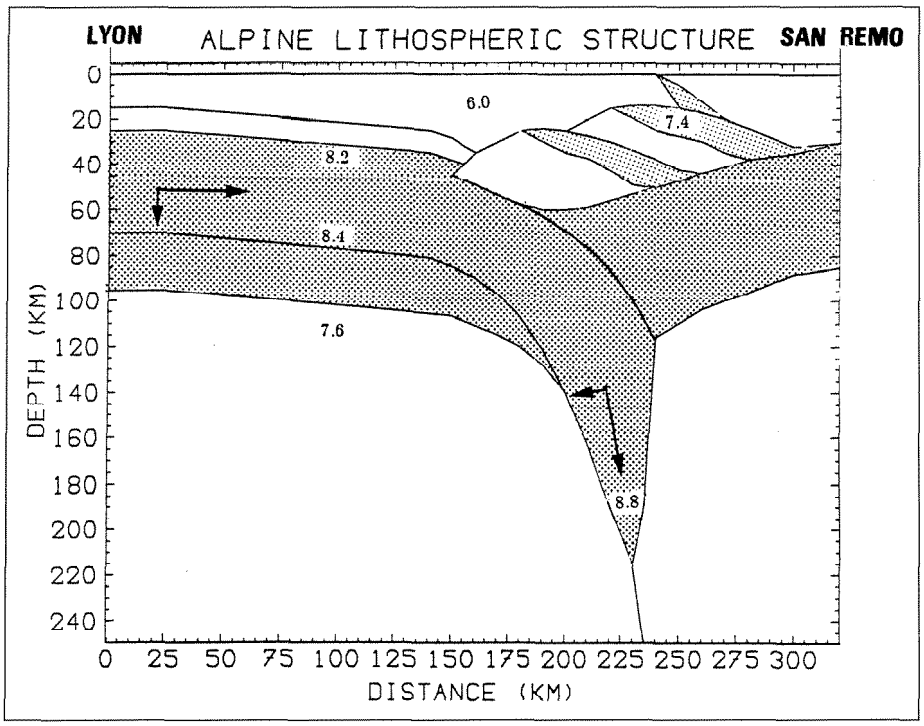


Fig. 9. – Modèle de structure lithosphérique des Alpes occidentales sur une transversale Lyon - San Remo obtenue par analyse des résidus télésismiques (extraite de Guyoton, 1991). Le manteau lithosphérique apparaît en grisé. Les flèches indiquent les axes de vitesse rapide et lente dans la lithosphère sous-crustale anisotrope.

Fig. 9. – Lithospheric structure for the western Alps along a Lyon - San Remo profile obtained from analysis of teleseismic residuals (from Guyoton, 1991). The lithospheric mantle is show in grey. Arrows indicate the rapid and slow velocity axes in the anisotropic subcrustal lithosphere.

Fossé Rhénan

Résultats et interprétation du profil ECORS Fossé Rhénan Sud

Un profil de sismique réflexion de 139 km de long et d'orientation NW-SE a été réalisé de la Forêt Noire au Bassin Lorrain. Le Moho et la croûte inférieure réflective apparaissent bien sous les Vosges et la Forêt Noire (Brun *et al.*, 1991). La croûte est légèrement moins épaisse sous le Fossé Rhénan (8 s ou 24 km) que sous la Lorraine (30 km). La croûte inférieure est beaucoup moins réflective sous les épais remplissages sédimentaires du Fossé Rhénan et du bassin lorrain, ce qui suggère, ici encore, que la diminution brutale de la réflectivité en profondeur n'est pas forcément significative d'un réel changement de nature ou de structure dans la croûte inférieure. Le Moho est grossièrement horizontal des Vosges à la Forêt Noire avec un léger approfondissement de l'ordre de 2 km en bordure de Forêt Noire. L'interprétation de l'équipe de profil fait jouer un rôle majeur à la Faille de Saverne dans un modèle de graben asymétrique. Cette dernière s'ancrerait dans une croûte inférieure ductile ayant subi une déformation intense. J.P. Brun *et al.* (1991) suggèrent que la géométrie actuelle du Moho est trop marquée pour être uniquement la conséquence de l'extension Quaternaire ; ils postulent une réactivation de structures crustales anciennes.

Expérience Lithoscope

Une expérience de tomographie lithosphérique a été effectuée dans le Fossé Rhénan dans le cadre du programme Lithoscope et en collaboration avec l'Université de Karlsruhe (Glahn *et al.*, 1993 ; Glahn et Granet, 1992). Cette expérience n'a pas mis en évidence de remontée asthénosphérique en relation directe avec le graben. A la verticale du fossé, l'asthénosphère est au contraire plutôt plus lente/froide qu'ailleurs, comme le montre la figure 10. Les anomalies de vitesse dans la lithosphère profonde ne présentent aucune corrélation avec la localisation du graben. Elles semblent plutôt liées à des hétérogénéités préexistantes, présentes quelque soit le lieu dans la plate-forme européenne. A l'échelle de toute la lithosphère, le Graben du Rhin paraît donc n'être qu'un phénomène très superficiel et de second ordre en comparaison des grands rifts continentaux comme le Rift Est-Africain. Par contre, les vitesses moyennes dans la croûte et dans la lithosphère subcrustale du graben sont plus faibles que de part et d'autre comme l'illustre la figure 10. Ces auteurs supposent que cette anomalie lente pourrait être due à des circulations de fluide en profondeur et à du métasomatisme.

Tomographie lithosphérique du Massif central

Dans le cadre du programme Europrobe, 80 stations ont été déployées en 1992 pendant six mois dans le Massif central pour enregistrer les téléséismes. De plus, une campagne de sismique réfraction-réflexion grand-angle a été réalisée; elle est encore en cours d'interprétation et nous ne pouvons donc en rapporter les résultats. Les premiers résultats de la télésismique montrent une

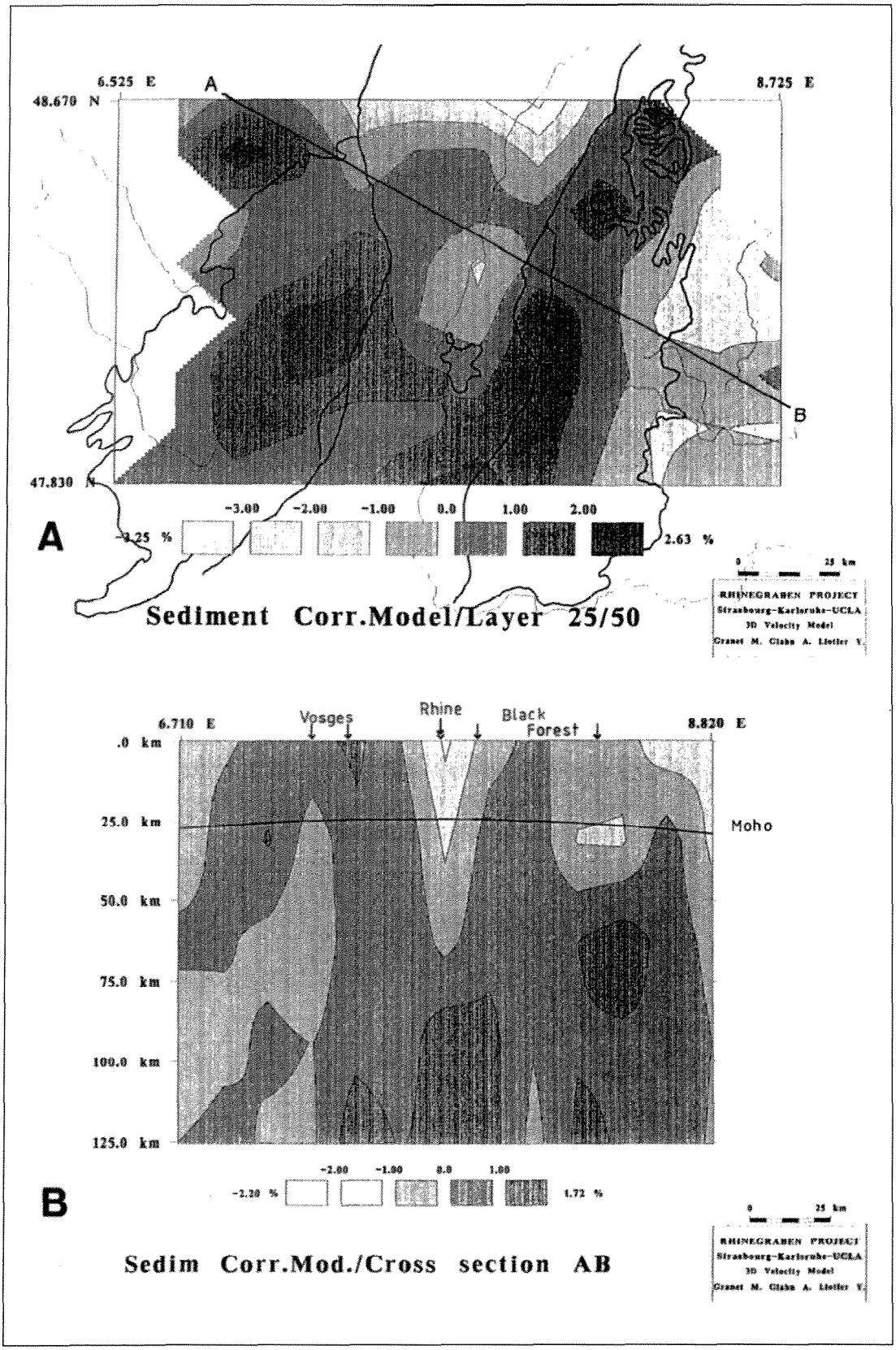


Fig. 10. – Résultats de l'inversion des résidus télésismiques enregistrés pendant l'expérience Lithoscope Graben du Rhin. A: Carte des anomalies de vitesse des ondes P entre 25 et 50 km de profondeur (juste sous le Moho) corrigées de l'influence des sédiments. Le profil AB permet de localiser la coupe de la fig. 10B. B: Coupe transversale du modèle de la fig. 10A le long du profil AB (extraites de Glahn et Granet, 1992, et Glahn *et al.*, 1993).

Fig. 10. – Results of the tomographic inversion of teleseismic residuals recorded during the Rhinegraben Lithoscope experiment. A: Map of P-wave velocity anomalies between 25 and 50 km depth (just below the Moho) corrected for sediment influence. Profile A-B locates the section of Fig. 10B. B: Transverse section through the model of Fig. 10A along Profile A-B (from Glahn and Granet, 1992, and Glahn et al., *1993).*

grande zone très allongée de vitesse lente (ou de lithosphère très amincie) d'orientation NW-SE, centrée sur 45N-3.2E et affectant toutes les profondeurs jusqu'à la base du modèle vers 150 km (Granet *et al.*, 1995). Cette anomalie passe sous les grands massifs volcaniques du Cantal, de la chaîne des Puys, du Velay et du Forez. Bien que cela soit proche de notre limite de résolution, l'inversion révèle deux diapirs distincts remontant de l'asthénosphère à l'aplomb des grands massifs volcaniques marqués par une amplification de la grande anomalie lente régionale. Cette anomalie correspondrait à une lithosphère anormalement chaude ou à des remontées asthénosphériques corrélées avec le volcanisme. Les vitesses moyennes dans la croûte sous les grands édifices volcaniques sont de l'ordre de 5 à 7% plus faibles que dans la croûte des zones voisines. Un autre résultat remarquable est l'absence totale de corrélation entre la structure des vitesses en profondeur et la géométrie des grabens de la Limagne et du Forez. Comme pour le Graben du Rhin, aucun ancrage profond de ces fossés d'effondrement n'est donc décelable sous la croûte.

Conclusions

Ces dix dernières années ont vu un spectaculaire pas en avant dans notre connaissance des structures crustales et mantelliques en France, en premier lieu grâce aux programmes ECORS et Lithoscope. L'un des résultats majeurs d'ECORS est la mise en évidence de la forte réflectivité de la croûte inférieure sur la plupart des profils en France, que les résultats des programmes de sismique profonde des pays voisins (notamment Allemagne et Grande-Bretagne) confirment comme étant le trait marquant de la partie de la croûte ouest-européenne ayant subi l'orogenèse varisque. Les exemples les plus caractéristiques sont donnés par les profils Nord de la France, Gascogne, Pyrénées Est, Jura-Bresse et Fossé Rhénan. Sous les chaînes de montagnes, l'apport de la sismique réflexion grand-angle s'est révélé déterminant pour localiser le Moho, et ce, particulièrement sous les Alpes Internes. Dans plusieurs cas (Pyrénées Est et Ouest, Fossé Rhénan), la sismique crustale ECORS et la réfraction ont été complétées par le déploiement de stations Lithoscope pour déterminer les vitesses des ondes P sous le Moho et, notamment, préciser la géométrie de la limite lithosphère - asthénosphère. Dans les Pyrénées, le seul point commun entre l'est et l'ouest est l'approfondissement du Moho au passage de la croûte européenne à la croûte ibérique plus épaisse de 15 à 20 km. Les modèles proposés pour expliquer les résidus télésismiques (et la gravimétrie) sont très différents: amincissement marqué de la lithosphère inférieure entre 25 et 50 km au nord de la faille Nord-Pyrénéenne à l'est et anomalie rapide et lourde exclusivement crustale à l'ouest. Aucune anomalie de vitesse lente n'est associée au Fossé Rhénan sous le Moho. Le graben n'est donc pas un phénomène de premier ordre à l'échelle lithosphérique. Dans les Alpes, les observations de résidus télésismiques sont encore rares et ne donnent qu'une vision très partielle d'une possible subduction de la lithosphère européenne sous la lithosphère apulienne. Mais ces lacunes devraient commencer à se combler dans un futur proche grâce à l'installation de réseaux sismologiques permanents sur toutes les Alpes françaises et si la collaboration avec nos voisins suisses et italiens s'intensifie. Une expérience européenne conduite en 1992 dans le Masssif central va permettre de préciser les structures crustales dans une région qu'aucun profil ECORS n'a jamais touchée. Les premiers résultats de l'expérience télésismique montrent une importante anomalie chaude en "plume" asthénosphérique remontant en diapirs distincts sous les massifs volcaniques. D'un point de vue méthodologique, tous ces résultats confirment l'importance d'une utilisation combinée des méthodes sismiques (réflexion verticale, réfraction, réflexion grand-angle) et télésismiques que leurs pouvoirs de résolution et profondeurs de pénétration différents rendent très complémentaires pour l'étude de la lithosphère.

Remerciements

Le programme ECORS a été financé de 1982 à 1992 par l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU) du CNRS, le Groupe Elf et l'Institut Français du Pétrole. Lithoscope est un programme de l'INSU-CNRS. Nous remercions Michel Granet.

Références

AKI K., CHRISTOFFERSSON A., HUSEBYE E.S. (1977). – Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **82**, pp. 277-296.

ANDRIER J-F. (1989). – Etude de la croûte inférieure litée à partir des enregistrements sismiques de la campagne ECORS Gascogne, *Thèse Université de Bretagne Occidentale*, Brest, 289 p.

BOIS C., CAZES M., HIRN A., MASCLE A., MATTE P., MONTADERT L., PINET B. (1986). – Contribution of deep seismic profiling to the knowledge of the lower crust in France and neighbouring areas, *Tectonophysics*, **145**, pp. 253-275.

BABUSKA V., PLOMEROVA J., GRANET M. (1990). – The deep lithosphere in the Alps: a model inferred from P-residuals, *Tectonophysics*, **176,** pp. 137-165.

BERGERAT F., MUGNIER J.-L., GUELLEC S., TRUFFERT C., CAZES M., DAMOTTE B., ROURE F. (1990). – Extensional tectonics and subsidence of the Bresse Basin: a view from ECORS data, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, **156**, pp. 145-156.

BRUN J.P., WENZEL F., ECORS-DEKORP Team (1991). – Crustal-scale structure of the Southern Rhinegraben from ECORS-DEKORP seismic reflection data, *Geology*, **19**, pp. 758-762.

CAZES M., TORREILLES G. (éds) (1988). – Etude de la croûte terrestre par sismique profonde. Profil Nord de la France. Structure Hercynienne, Editions Technip, Paris, 260 p.

CHAZALON A., CAMPILLO M., GIBSON R., CARRENO E. (1993). – Crustal wave propagation anomaly across the Pyrenean Range: Comparison between observations and numerical simulations, *Geophys. J. Int.*, **115**, pp. 829-838.

CHOUKROUNE P., ECORS Pyrenees Team (1989). – The ECORS Pyrenean deep seismic profile: Reflection data and the overall structure of an orogenic belt, *Tectonics*, **8**, pp. 23-39.

DAIGNIERES M., DE CABISSOLE B., GALLART J., HIRN A., SURINACH E., TORNÉ M. (1989). – Geophysical constraint on the deep structure along the ECORS Pyrenees line, *Tectonics*, **8**, pp. 1051-1058.

DAIGNIERES M., SÉGURET M., SPECHT M., ECORS Team (1993). – The Arzacq-Western Pyrenees ECORS deep seismic profile, E.A.P.G. *Memoir no. 4*, A. Mascle (éd), Springer Verlag.

DAMOTTE B., BOIS C. (1990). – Near-vertical Vibroseis versus large-offset dynamite seismic reflection profiling: example of the ECORS Northern France profile, *Tectonophysics*, **173**, pp. 95-106.

DE JONGE M.R, WORTEL M.J.R. (1990). – The thermal structure of the Mediterranean upper mantle: a forward modelling approach, *Terra Nova*, **2**, pp. 609-616.

DZIEWONSKI A. (1984). – Mapping the lower mantle: determination of lateral heterogeneity in P velocity up to degree and order 6, *J. Geophys. Res.*, **89**, pp. 5929-5952.

ECORS Pyrenees team (1988). – The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees, *Nature*, **331**, pp. 508-511.

ECORS-CROP Deep Seismic Sounding Group (1989). – Mapping the Moho of the Western Alps by wide-angle reflection seismics, *Tectonophysics*, **162**, pp. 193-202.

FUCHS K., BONJER K.P., GAJEWSKI D., LÜSCHEN E., PRODEHL C., SANDMEIER K.J., WENZEL F., WILHELM H. (1987). – Crustal evolution of the Rhinegraben area, 1. Exploring the lower crust in the Rhinegraben rift by unified geophysical experiments, *Tectonophysics*, **141**, pp. 261-275.

GALLART J., DAIGNIERES M., BANDA E., SURINACH E., HIRN A. (1980). – The Eastern Pyrenean domain: lateral variations at crust-mantle level, *Annales Geophysicae*, **36**, pp. 141-158.

GALLART J., BANDA E., DAIGNIERES M. (1981). – Crustal structure of the Paleozoic Axial Zone of the Pyrenees and transition to the North Pyrenean Zone, *Annales Geophysicae*, **37**, pp. 457-480.

GLAHN A., GRANET M. (1992). – 3-D structure of the lithosphere beneath the Southern Rhine Graben area, *Tectonophysics*, **208**, pp. 148-158.

GLAHN A., GRANET M., the Rhine Graben Teleseismic Group (1993). – Southern Rhine Graben: small-wavelength tomographic study and its implication on the graben's dynamic evolution, *Geophys. J. Int.*, **113**, pp. 399-418.

GRANDJEAN G., DAIGNIERES M., GALLART J., HIRN A. (1995). – Determination of intracrustal structures in mountain ranges using teleseismic and gravimetric data: case of Western Pyrenees, prépublication.

GRANET M., CARA M. (1988). – 3-D velocity structure beneath France in different frequency bands, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **51**, pp. 133-152.

GRANET M., STOLL G., DOREL J., ACHAUER U., POUPINET G., FUCHS K. (1995). – New constraints on the geodynamical evolution of the Massif Central (France): a mantle plume hypothesis from teleseismic tomography, *Geophys. J. Int.*, sous presse.

GUYOTON F. (1991). – Séismicité et structure lithosphérique des Alpes Occidentales, Thèse Université Joseph Fourier, Grenoble, 290 p.

HIRN A., STEIMETZ L., KIND R., FUCHS K. (1973). – Long range profiles in Western Europe II. Fine structure of the lower lithosphere in France (Southern Bretagne), *Zeitsch. f. Geoph.*, **39**, pp. 363-384.

HIRN A., DAIGNIERES M., GALLART J., VADELL M. (1980). – Explosion seismic sounding of throw and dips in the continental Moho, *Geophysical Research Letters*, **7**, pp. 263-266.

HIRN A., POUPINET G., WITTLINGER G., GALLART J., THOUVENOT F. (1984). – Teleseismic prospecting of lithospheric contrasts beneath the Pyrenees and Alps, *Nature*, **308**, pp. 531-533.

HIRN A., DAMOTTE B., TORREILLES G., ECORS Scientific Party (1987). – Crustal Reflection seismics: the contributions of oblique, low frequency and shear wave illumination, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **89**, pp. 287-296.

HYNDMAN R.D., SHEARER P.M. (1989). – Water in the lower continental crust: Modelling magnetotelluric and seismic results, *Geophys. J. Int.*, **98**, pp. 343-365.

KISSLING E. (1993). – Deep structure of the Alps - what do we really know? *Phys. Earth Planet. Int.*, **79**, pp. 87-112.

LEVANDER A., HOBBS R.W., SMITH S.K., ENGLAND R.W., SNYDER D.B., HOLLIGER K. (1994). – The crust as a heterogeneous "optical" medium or "crocodiles in the mist", *Tectonophysics*, **232**, pp. 281-298.

MARILLIER F., TOMASSINO A., PATRIAT A., PINET B. (1987). – Deep structure of the Aquitaine shelf: constraints from expanding spread profiles on the ECORS Bay of Biscay transect, *Marine and Petroleum Geology*, **5**, pp. 65-74.

MARTHELOT J.-M., BANO M. (1990). – Lateral variations in crustal reflectivity beneath the Paris basin, *Tectonophysics*, **173**, pp. 425-434.

MATTHEWS D.H. (1986). – Seismic reflections from the lower crust around Britain, in *Nature of the Lower Continental Crust*, J.B. Dawson *et al.* (éds), *Geol. Soc. Spec. Publ. London*, **24**, pp. 11-22.

MATTE P., HIRN A. (1988). – Seismic signature and tectonic cross-section of the Variscan crust in Western France, *Tectonics*, **7**, pp. 141-155.

MOONEY W.D., MEISSNER R. (1992). – Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho, in *Continental Lower Crust*, D.M. Fountain *et al.* (éds), *Developments in Geotectonics*, **23**, Elsevier, pp. 45-78.

NICOLAS A., HIRN A., NICOLICH R., POLLINO R. the ECORS-CROP Working Group (1990). – Lithospheric wedging in the Western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse, *Geology*, **18**, pp. 587-590.

PAUL A., NICOLLIN F. (1989). – Thin crustal layering in Northern France: observations and modelling of the PmP spectral content, *Geophys. J. Int.*, **99**, pp. 229-246.

PAUL A., HOBBS R. (1991). – Layers thicknesses in the lower crust: Modelling and spectral analysis of BIRPS data, in *Continental Lithosphere: Deep Seismic Reflections*, Meissner, Brown, Dürbaum, Franke, Fuchs and Seifert (éds), AGU Geodynamics Series, **22**, pp. 351-357.

PINET B., MONTADERT L., the ECORS Scientific Party (1987). – Deep seismic reflection and refraction profiling along the Aquitaine shelf (Bay of Biscay), *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **89**, pp. 305-312.

POUPINET G., SOURIAU A., VADELL M., J.D. NJIKE-KASSALA (1992). – Constraints on the lithospheric structure beneath the North Pyrenean fault from teleseismic observations, *Geology*, **20**, pp. 157-160.

RAPPIN D. (1992). – Apport des analyses d'amplitude et temps-fréquence à l'exploitation de données de sismique profonde, Thèse Université Louis Pasteur, Strasbourg, 221 p.

REY P. (1993). – Seismic and tectonometamorphic characters of the lower continental crust in Phanerozoic areas: a consequence of post-thickening extension, *Tectonics*, **12**, pp. 580-590.

SÉNÉCHAL G. (1991). – Les réflecteurs du Chevauchement Pennique (Profil ECORS Alp 1): une analyse critique des données vibrosismiques, Thèse Université Joseph Fourier, Grenoble, 209 p.

SILIQI R. (1994). – Elaboration du traitement et interprétation d'une expérience de sismique réflexion 3D à l'échelle de la croûte dans les Pyrénées (ECORS 2.5D), Thèse Université Louis Pasteur, Strasbourg, 244 p.

SINGH S.C., DIETRICH M., CHAPEL F. (1991). – A complete waveform inversion and its application to ECORS data, in *Continental Lithosphere: Deep Seismic Reflections*, Meissner, Brown, Dürbaum, Franke, Fuchs and Seifert (éds), AGU Geodynamics Series, **22**, pp. 391-400.

SNIEDER R. (1988). – Large-scale waveform inversions of surface waves for lateral heterogeneity. 2. Application to surface waves in Europe and the Mediterranean, *J. Geophys. Res.*, **93**, pp. 12067- 12080.

SOURIAU A., VADELL M. (1980). – The crust and upper mantle beneath the Pyrenees from surface waves. Tectonic implications, *Annales Geophysicae*, **36**, pp. 159-166.

SOURIAU A. (1976). – Structure profonde sous la France obtenue à partir des ondes de surface, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **18** (5), pp. 1085-1093.

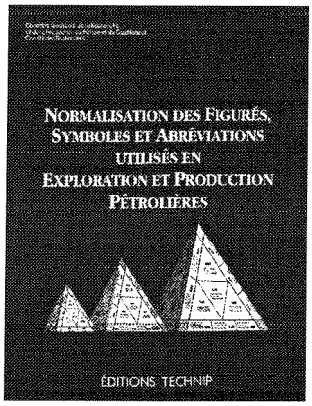
SOURIAU A., NJIKE-KASSALA J.-D (1993). – Anisotropy beneath the North Pyrenean fault, *Phys. Earth Planet. Int.*, **78**, pp. 239-244.

SPAKMAN W., VAN DER LEE S., VAN DER HILST R. (1993). – Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km, *Phys. Earth Planet. Int.*, **79**, pp. 3-74.

THOUVENOT F., PAUL A., SÉNÉCHAL G., HIRN A., NICOLICH R. (1990). – ECORS-CROP wide-angle reflection seismics: constraints on deep interfaces beneath the Alps, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, **156**, pp. 97-106.

ÉDITIONS TECHNIP

NORMALISATION DES FIGURÉS, SYMBOLES ET ABRÉVIATIONS UTILISÉS EN EXPLORATION ET PRODUCTION PÉTROLIÈRES
3e édition entièrement renouvelée. Vol. broché, 21 x 27, 160 p. ..... **340** F



PRINCIPAUX TYPES DE CARTES EN GÉOLOGIE
BUT. UTILISATION. ÉLABORATION
Vol. broché, 21 x 27, 360 p. ..... **770** F

APPLIED PETROLEUM GEOCHEMISTRY
"(...) to review the concepts upon which geochemistry is presently based, to screen them and to determine a consensus on what is well established and what is still controversial."
Edited by M.-L. BORDENAVE
Vol. hardback, 190 x 275, 538 p. ..... **785** F

DYNAMIQUE ET MÉTHODES D'ÉTUDES DES BASSINS SÉDIMENTAIRES
Avec le concours de l'Association des Sédimentologistes Français. *Vol. broché, 21 x 27, 468 p.* ..... **290** F

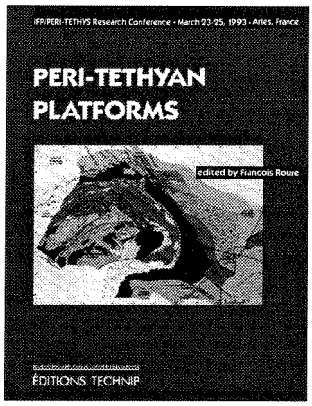
ÉTUDE DE LA CROÛTE TERRESTRE PAR SISMIQUE PROFONDE
1. PROFIL NORD DE LA FRANCE
Sous la coordination de M. CAZES et G. TORREILLES
Tome 1. *(texte)* + Tome 2. *(planches).*
2 vol. brochés, 21 x 29,7, 288 p. ..... **640** F

GÉODYNAMIQUE DES CARAÏBES
Sous la direction de A. MASCLE
Tome 1. *(texte) Vol. broché, 21 x 29,7, 584 p.* + Tome 2. *(planches) 1 pochette, 21 x 29,7, 16 planches.* ..... **870** F

CARTE GÉOLOGIQUE DES CARAÏBES AU 1/2 500 000
1 carte en deux coupures, 90 x 120. 12 couleurs, légende détaillée. ..... **1000** F

GÉOLOGIE DES ESCARPEMENTS DE MÉDITERRANÉE ORIENTALE
MER IONIENNE
Programme "Escarmed"
Vol. broché, 20,5 x 29,7, 360 p. ..... **740** F

CARTE BATHYMÉTRIQUE DE LA MARGE CONTINENTALE AU LARGE DU DELTA DU RHÔNE
GOLFE DU LION
1 carte pliée, 21 x 29 (format plano 102 x 151,2), échelle au 1/200 000. ..... **495** F



PÉRY-TETHYAN PLATFORMS
To understand and analyze the effect of the Tethyan orogenic belt on its bordering platform forelands. A comprehensive study of areas comprised between Europe, North Africa and the Middle East.
Edited by F. ROURE.
Vol. paperback, 210 x 275, 294 p. ..... **480** F

SUBSURFACE RESERVOIR CHARACTERIZATION FROM OUTCROP OBSERVATIONS
High resolution sequence stratigraphy : a new concept contributing to more accurate and predictive reservoir characterization.
Edited by R. ESCHARD and B. DOLIGEZ. *Vol. hardback 210 x 275, 212 p.* ..... **400** F

LES SÉRIES À ÉVAPORITES EN EXPLORATION PÉTROLIÈRE
Tome 1. **MÉTHODES GÉOLOGIQUES**
Vol. broché, 21 x 27, 232 p. ..... **540** F
Tome 2. **MÉTHODES GÉOPHYSIQUES**
Vol. broché, 21 x 27, 280 p. ..... **640** F

GÉOPHYSIQUE DES BASSINS SÉDIMENTAIRES
Un ouvrage clair et bien informé sur les méthodes géophysiques : leur évolution et leur mise en application.
G. HENRY. *Vol. relié, 17 x 24, 464 p.* ..... **750** F

GLOSSAIRE DE STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE
Anglais-Français - C. CRAMEZ. *Extrait de la* Revue de l'IFP, *spécial Sismique. Brochure, 21 x 29,7.* ..... **70** F

DICTIONNAIRE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU PÉTROLE
COMPREHENSIVE DICTIONARY OF PETROLEUM SCIENCE AND TECHNOLOGY -
Anglais-Français / Français-Anglais
M. MOUREAU, G. BRACE. *Vol. relié, 17 x 24, 1040 p.* **970** F

POUR DES INFORMATIONS COMPLÈTES SUR NOS OUVRAGES EN FRANÇAIS ET EN ANGLAIS
DEMANDEZ NOTRE **CATALOGUE 1995**

ÉDITIONS TECHNIP 27, rue Ginoux, 75737 Paris cedex 15. Fax 1 45 75 37 11. Tél. 1 45 78 33 80