

# La structure des Alpes occidentales déduite des données géophysiques

Autor(en): **Perrier, Guy**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **73 (1980)**

Heft 2: **Symposium alpine geotraverses with special emphasis on the Basel-Chiasso profile : Lausanne, 4-5 October 1979**

PDF erstellt am: **14.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-164963>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

# La structure des Alpes occidentales déduite des données géophysiques

Par GUY PERRIER<sup>1)</sup>

## RÉSUMÉ

Une synthèse des données géophysiques actuellement disponibles dans les Alpes occidentales (gravimétrie, sondages sismiques profonds, forages profonds et sismique réflexion, sismicité historique et actuelle, paléomagnétisme, nivellements) est présentée. La croûte épaisse de 40 à 50 km sous le Briançonnais et les massifs cristallins externes s'amincit fortement en direction de la vallée du Rhône et de la mer Méditerranée. La zone d'Ivrea est caractérisée par une remontée du manteau supérieur à faible profondeur (8 km). Une importante discontinuité de direction NE-SW sépare le domaine alpin externe (à croûte stratifiée et socle rigide/rapide) et le domaine plus interne (avec une croûte plus épaisse, une zone à moindre vitesse prononcée et un socle lent et déformable) faisant apparaître une zone «mobile» centrée sur le Pelvoux comme un élément majeur du substratum alpin du sud-est de la France.

## ABSTRACT

A synthesis of the presently available geophysical data in the western alpine arc (gravimetry, deep seismic soundings, deep boreholes and seismic reflexion, historical and present seismicity, paleomagnetism, uplift) is presented. The thickness of the crust is 40-50 km under the "Briançonnais" and the external crystalline massifs but becomes thinner when moving from the axis of the Alps westward to the Rhône valley and also southward to the Mediterranean coast. Ivrea body is characterized by an arising of the upper mantle at shallow depth (8 km). An important discontinuity with a NE-SW direction divides the external alpine field (with a stratified crust and a fast/rigid basement) and the more internal part (thicker crust with a pronounced low velocity zone and a slow-deformable basement). Thus, the "mobile" zone centered on Pelvoux appears like a major feature of the alpine substratum in the southeast of France.

## Introduction

Les Alpes constituent certainement la zone montagneuse la plus étudiée par les géologues dans le monde. C'est également la plus complexe. Depuis plus d'un siècle, les Alpes occidentales ou franco/italiennes ont fait l'objet de nombreuses observations mais les interprétations restent encore largement divergentes. Si tout le monde s'accorde à reconnaître que la formation des Alpes est la conséquence générale de la

---

<sup>1)</sup> Laboratoire de Géophysique Interne (ERA CNRS n° 603), Institut de Recherches interdisciplinaires de Géologie et de Mécanique, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, BP 53X, F-38041 Grenoble Cedex (France).

collision entre les continents européen et africain (au sens large) et que la présence d'ophiolites témoigne d'une zone océanique qui s'est ouverte au Jurassique inférieur par suite du déplacement sénestre de l'Afrique par rapport à l'Europe (DEWEY et al. 1972; TAPPONNIER 1977), les modalités et la chronologie de la fermeture de cet océan et de la collision qui lui a succédé font encore l'objet de larges discussions. Le modèle le plus récent présenté par MATTAUER & TAPPONNIER (1978) illustre le phénomène de subduction/obduction: la formation des Alpes franco/italiennes serait la conséquence de deux mécanismes: la fermeture de l'océan alpin à la suite d'une subduction entre deux plaques océaniques suivie de l'entraînement du continent européen dans la zone de subduction, c'est-à-dire une obduction contemporaine du métamorphisme haute-pression; après contact complet entre les deux domaines continentaux et montée du corps ultrabasique de Lanzo, une évolution intracontinentale symétrique se serait instaurée donnant des structures en éventail de type pyrénéen, les chevauchements vers l'est ou «rétrocharriages» étant alors attribués à cette seconde phase.

Quel que soit le modèle d'évolution adopté, il doit être en accord avec les données géophysiques superficielles et profondes. L'objet de ce rapport est donc de présenter l'état actuel de nos connaissances géophysiques dans les Alpes occidentales, en intégrant aux résultats plus anciens et déjà bien connus les données et les interprétations les plus récentes.

### Les données gravimétriques

Connu depuis plus de 25 ans, le champ de pesanteur des Alpes occidentales définit deux régions distinctes (fig. 1): la région française où les anomalies de Bouguer décroissent régulièrement depuis la vallée du Rhône et la Provence ( $-20$  à  $-40$  mgal) lorsqu'on se rapproche des hauts sommets vers l'est ou qu'on s'éloigne de la Méditerranée vers le nord, le minimum atteignant  $-160$  mgal dans la zone briançonnaise; les anomalies isostatiques (modèle de Airy, 30 km) y sont très faibles et voisines de zéro ( $\pm 20$  mgal). Le passage à la région italienne, c'est-à-dire à la partie interne de l'arc alpin occidental est marqué au contraire par une brusque augmentation du champ de pesanteur. Les anomalies de Bouguer deviennent positives le long d'une bande arquée, bien que non uniforme, d'environ 200 km de longueur et de 15 km de largeur, s'étendant depuis la région de Cuneo jusqu'au Lago Maggiore. Cette anomalie positive connue sous le nom «d'anomalie d'Ivrea» a son axe situé en bordure de la dépression du Pô. Elle atteint son maximum (20–60 mgal) dans la partie centrale, à l'aplomb de la zone de Sesia-Lanzo. L'anomalie isostatique y est évidemment fortement positive (maximum de 150 mgal). Comme NIGGLI (1946) l'avait déjà signalé, ces anomalies ainsi que leur gradient très élevé sont interprétées comme la présence d'un matériau de forte densité ( $3,1 \text{ g/cm}^3$ ) entre la surface et une profondeur de 20 km ou plus. Elles doivent être mises en relation avec l'abondance de roches vertes (péridotites, ...) en affleurement ou en profondeur. Cette configuration des anomalies gravimétriques des Alpes occidentales, avec des variations aussi importantes sur des distances relativement faibles, trouve aisément une explication lorsqu'on la corrèle avec la structure profonde de la croûte et du manteau supérieur.

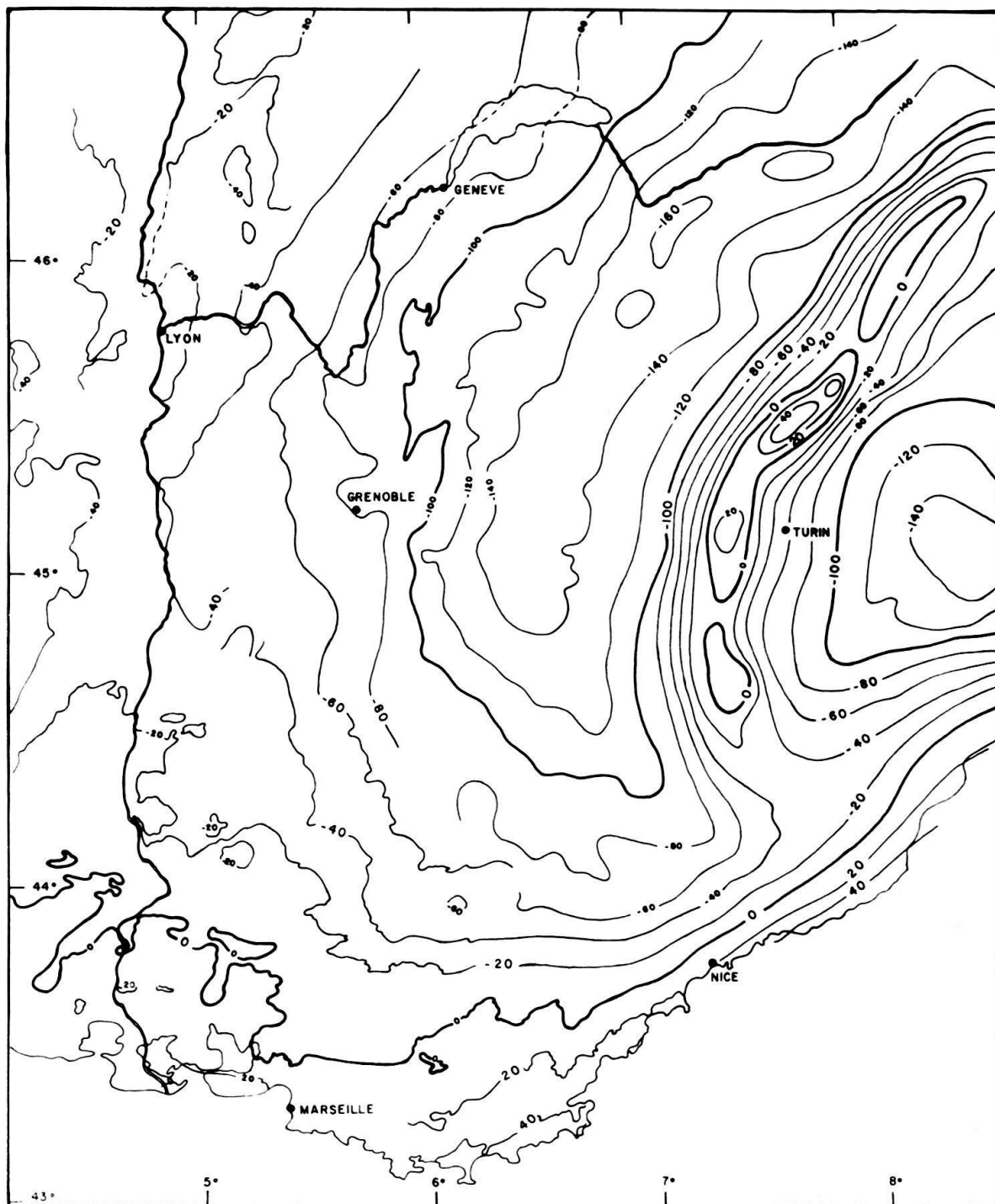


Fig. 1. Anomalies gravimétriques de Bouguer dans les Alpes occidentales (en mgal) (d'après B.R.G.M. France 1975).

*Gravity map of the Bouguer anomalies for the Western Alps (in mgal) (after B.R.G.M. France 1975).*

### Les données des sondages sismiques profonds

La Commission Sismologique Européenne réunie à Rome en 1954 avait décidé de la création d'une sous-commission des explosions alpines afin d'étudier la structure de la croûte alpine par la réalisation de sondages sismiques profonds. Les premières expériences dans les Alpes occidentales furent réalisées en 1956 avec une série de six explosions (0,5 à 10,1 t) mises à feu au lac Rond des Rochilles dans le massif du Pelvoux près de Briançon. Elles furent suivies en 1958 par une deuxième série de six tirs (0,1 à 25 t) au lac Nègre dans le massif de l'Argentera/Mercantour au nord de Nice. Ces dernières expériences ayant mis en évidence l'existence d'un matériau de forte vitesse (7,3 km/s) à faible profondeur (8 km en moyenne) sous la zone d'Ivrea, une troisième série de quatre tirs (0,1 à 2 t) était réalisée en forages à Levone et Monte-Bavarione (Italie) et enregistrée le long de l'axe de la forte anomalie positive de gravité d'Ivrea. De 1961 à 1964, la principale activité de la sous-commission s'étant déplacée dans les Alpes centrales et orientales, ce n'est qu'en 1965 et jusqu'en 1967 que reprirent les tirs dans la partie occidentale des Alpes afin de compléter les observations jusqu'à la vallée du Rhône et le Massif Central vers l'ouest et jusqu'à la mer Méditerranée vers le sud. Plusieurs explosions furent donc réalisées en carrière ou en forage au Mont-Cenis et à Roselend dans les Alpes françaises, au Revest près de Toulon, au Mont-Lozère et à Sainte-Cécile-d'Andorge dans le Massif Central français (Cévennes). En 1966, était de nouveau organisée au lac Nègre une série de neuf explosions dont la plus importante atteignait 42 t. La plupart de ces sondages sismiques profonds furent toutefois réalisés le long de profils dont la localisation était principalement déterminée par l'emplacement plus ou moins accidentel des points de tir. L'interprétation détaillée des observations fut donc rendue difficile par suite de l'influence des fortes variations latérales des vitesses, là où les profils sismiques coupaient transversalement les unités géologiques.

Les premiers résultats étaient publiés en 1963 dans un mémoire collectif édité par CLOSS & LABROUSTE (1963), dans lequel deux modèles étaient présentés (CHOUDHURY et al. 1963; FUCHS et al. 1963). Par la suite, les publications de AUBRAT et al. (1967), GIESE et al. (1967), ANSORGE (1968), BERCKHEMER (1968), LABROUSTE et al. (1968), CHOUDHURY et al. (1971), PERRIER (1973), GIESE & PRODEHL (1976) précisaient et unifiaient les interprétations.

Une synthèse de tous ces résultats permet de distinguer trois domaines dans la structure profonde des Alpes occidentales (fig. 2):

1. *La zone d'Ivrea*, partie interne de l'arc alpin caractérisé par la forte anomalie gravimétrique positive. Les profils sismiques réalisés dans l'axe de cette anomalie ont mis en évidence la présence d'un matériau de forte vitesse (7,3 km/s) vers 11 km de profondeur au sud du corps d'Ivrea, mais vers 6 km seulement au NNW. La présence d'un tel matériau à des profondeurs si faibles a été interprétée comme une remontée du manteau supérieur sous le bord oriental de la zone de Sesia, ce manteau «anormal» pouvant être relié directement à la zone de transition croûte-manteau et le manteau supérieur sous la partie occidentale de la plaine du Pô. Vers l'ouest, le Moho, frontière entre la croûte et ce manteau anormal, plonge fortement jusque vers 25-30 km de profondeur (LABROUSTE et al. 1968; PERRIER 1973).

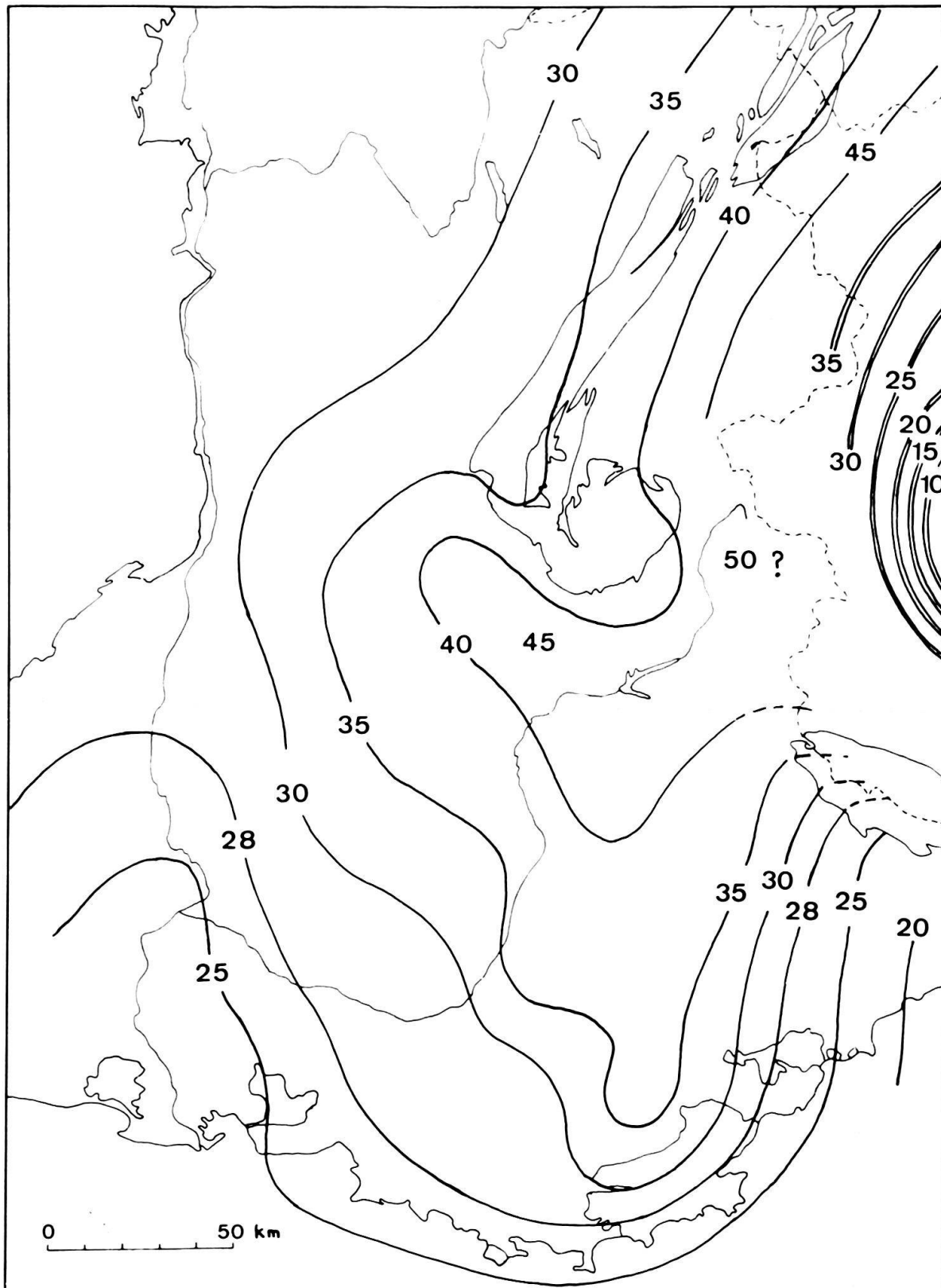


Fig. 2. Profondeur de la surface de Mohorovičić dans les Alpes occidentales (en km). Les doubles traits correspondent au corps d'Ivrea (d'après PERRIER 1973 et MENARD 1979).

Contour map of the depth to the crust/mantle boundary for the Western Alps (in km). Double lines correspond to the Ivrea body (after PERRIER 1973 and MENARD 1979).

Certains auteurs (CHOUDHURY et al. 1971; GIESE 1968) envisagent également la présence d'une forte inversion de vitesse à l'intérieur du corps d'Ivrea entre 20 et 30 km. L'amplitude de cette inversion doit cependant être atténuée si on veut accorder les données sismiques avec les données gravimétriques et géodésiques (CHENOT et al. 1979). Une interprétation récente a été proposée pour expliquer cette structure: «Elle consiste à envisager la structure d'Ivrea comme la superposition de trois ensembles. Le premier, le plus élevé et le plus oriental, est une lame du manteau supérieur anormal appartenant à la lithosphère italienne ou sud-alpine, lame d'ailleurs elle-même écaillée et replissée par la suite (fig. 8). Cet ensemble chevauche vers le nord-ouest une unité du manteau supérieur qui s'enfonce vers l'ouest et qui appartient à la marge amincie de la lithosphère européenne. Enfin, ce deuxième domaine chevauche vers l'ouest un panneau de croûte continentale: ce chevauchement est donc l'expression d'un clivage affectant la lithosphère européenne» (MENARD 1979).

2. La zone du Briançonnais et les massifs cristallins externes caractérisés par une forte anomalie de Bouguer négative. La croûte qui surmonte un manteau supérieur normal (8,1 km/s) est très épaisse bien que son épaisseur maximale (50 km ou peut-être plus) soit observée sous le Briançonnais central qui peut ainsi être considéré comme la «racine» occidentale des Alpes, et non sous les massifs les plus élevés. La profondeur du Moho est de 25, 35, 38, 40 km sous les massifs du Mercantour, de Belledonne, du Mont-Blanc et du Pelvoux, respectivement. Vers le nord-ouest, le Moho plonge fortement depuis une profondeur de 25 km sous la zone cristalline interne jusqu'à 40 km sous le massif de l'Aar. La courbure de la zone d'épaisseur maximale de croûte est cependant différente de celle de l'arc briançonnais, au nord et au sud.

3. Vers l'ouest et le sud de l'arc alpin occidental, la croûte s'amincit pour atteindre une épaisseur de 29 km sous la vallée du Rhône et de 26 km près de la côte méditerranéenne (LABROUSTE et al. 1968; RECQ 1970). Dans ces régions, la structure de la croûte est aussi caractérisée par des sédiments très épais, souvent plissés (8 à 10 km sous le Vercors, par exemple) (fig. 6 et 8) et l'absence de zone à moindre vitesse dans la partie inférieure de la croûte supérieure (PERRIER 1973), contrairement à ce qu'on observe plus à l'est sous l'axe des Alpes où une zone à inversion de vitesse (5,7 km/s en moyenne) semble être bien développée entre 10 et 30 km de profondeur (CHOUDHURY et al. 1971). La structure de la croûte inférieure n'est pas connue mais la faible valeur (6,1 km/s) de la vitesse moyenne à l'intérieur de la croûte semble suggérer une croûte inférieure peu épaisse avec toutefois un épaississement sous la vallée du Rhône et la partie orientale du Massif Central. Des sondages sismiques profonds réalisés dans ces régions (PERRIER & RUEGG 1973; SAPIN & HIRN 1974) donnent des épaisseurs de la croûte identiques à celles déduites des profils alpins plus anciens. Mais l'amincissement de la croûte au sud-est du Massif Central n'affecte que la croûte supérieure, la croûte inférieure gardant une épaisseur à peu près constante.

Nous avons là un schéma général des variations d'épaisseur de la croûte dans les Alpes occidentales, variations en excellent accord avec les données gravimétriques. Mais la structure fine de la croûte, en particulier celle de la croûte inférieure, ainsi

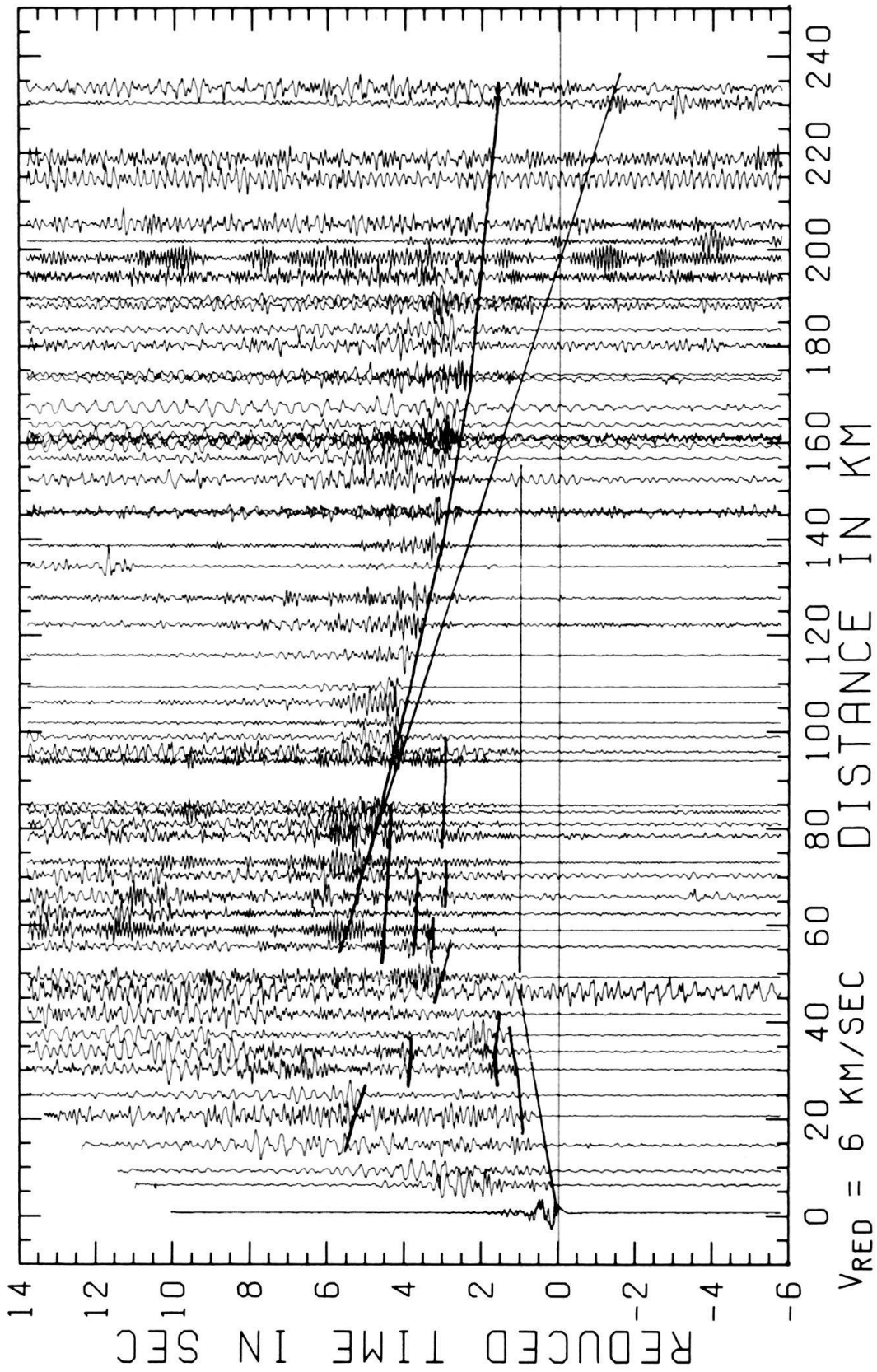


Fig. 3. Assemblage des enregistrements obtenus sur le profil Le Revard-Gothard ALP 75 (point de tir A) (d'après THOUVENOT & PERRIER 1980).  
*Record section of the profile Le Revard-Gothard ALP 75 (shotpoint A) (after THOUVENOT & PERRIER 1980).*



que ses hétérogénéités latérales, sont mal connues. Avec le profil Le Revard-Gothard, partie occidentale de l'«Alpine Longitudinal Profile 1975» (*ALP 75*), nous pouvons procéder à une investigation plus détaillée de la structure lithosphérique (THOUVENOT 1976; THOUVENOT & PERRIER 1980), grâce, en particulier, à l'utilisation de méthodes d'interprétation bi-dimensionnelles. L'expérience *ALP 75* a été présentée en 1976 par Alpine Explosion Seismology Group. S'étendant de la France à la Hongrie, la partie occidentale du profil, située entre les points de tir *A* (massif du Revard) et *B* (Nufenenpass dans le massif du Gothard), traverse les unités géologiques suivantes: les chaînes subalpines calcaires du nord (Bauges), les massifs cristallins externes (massifs des Aiguilles Rouges, du Mont-Blanc, de l'Aar et du Gothard), le domaine pennique. L'assemblage des enregistrements pour le point de tir *A* (fig. 3) montre une faible vitesse des ondes *P* (5,4 km/s) jusqu'à 40 km de distance et une onde  $P_g$ , propagée dans le socle, de temps réduit assez élevé (0,9 s). Cette observation associée avec celle d'ondes réfléchies à faible profondeur peut s'expliquer par la présence, sous les chaînes subalpines, de sédiments crétacés et jurassiques épais de 3000 m sous le Revard jusqu'à 9000 m sous l'extrémité sud de la dépression du lac d'Annecy. Aux distances inférieures à 100 km, de fortes arrivées d'énergie observées avec des temps réduits de 2 à 4,5 s mais avec des vitesses apparentes présentant de fortes variations, sont interprétées comme des réflexions sur des discontinuités intermédiaires non horizontales. L'écart de temps de 2 s entre ces phases et l'onde  $P_g$  indique la présence d'une couche à moindre vitesse, au moins sur une partie de leur trajet. La croûte supérieure dans la chaîne subalpine (ici, les Bauges) est cependant très différente de celle observée 50 km plus à l'est sous les massifs cristallins externes et la zone pennique. Les limites entre couches profondes y sont horizontales et une zone d'inversion de vitesse prononcée située approximativement entre 12 et 24 km de profondeur est intercalée entre deux milieux de vitesse moyenne 6 km/s. Une autre discontinuité profonde à fort pendage est également mise en évidence sous les Bauges.

Quand on regarde l'assemblage du profil inverse obtenu à partir du Nufenenpass, on est frappé par l'absence de réflexions nettes à l'intérieur de la croûte. Quelques arrivées d'énergie isolées semblent plutôt suggérer une croûte non stratifiée en couches mais avec cependant un fort gradient de vitesse situé entre 23 et 28 km de profondeur et permettant de passer à une croûte inférieure prononcée de vitesse moyenne 6,6 km/s, pouvant avoir de fortes hétérogénéités latérales, et épaisse de 15 km environ. Le modèle (fig. 4) avec une distribution de vitesses en deux dimensions semble montrer un chevauchement du socle profond des chaînes subalpines par celui des Aiguilles Rouges; la zone à moindre vitesse devrait alors être interprétée comme une zone de fluage rendue possible par la fusion partielle de la croûte supérieure «granitique» ou par des phénomènes de superplasticité et d'hydratation. Le clivage profond ainsi mis en évidence peut être comparé à un niveau de décollement à l'intérieur du socle «granitique». Au niveau de la discontinuité de Mohorovičić, le bon agrément entre les durées de propagation des ondes réfractées et réfléchies observées et calculées montre un enfoncement rapide (12%) du Moho depuis la chaîne subalpine (32 km sous les Bauges) jusqu'à la zone pennique (42 km). Ces valeurs qui sont en bon accord avec les déterminations publiées antérieurement montrent une fois de plus la différence systématique

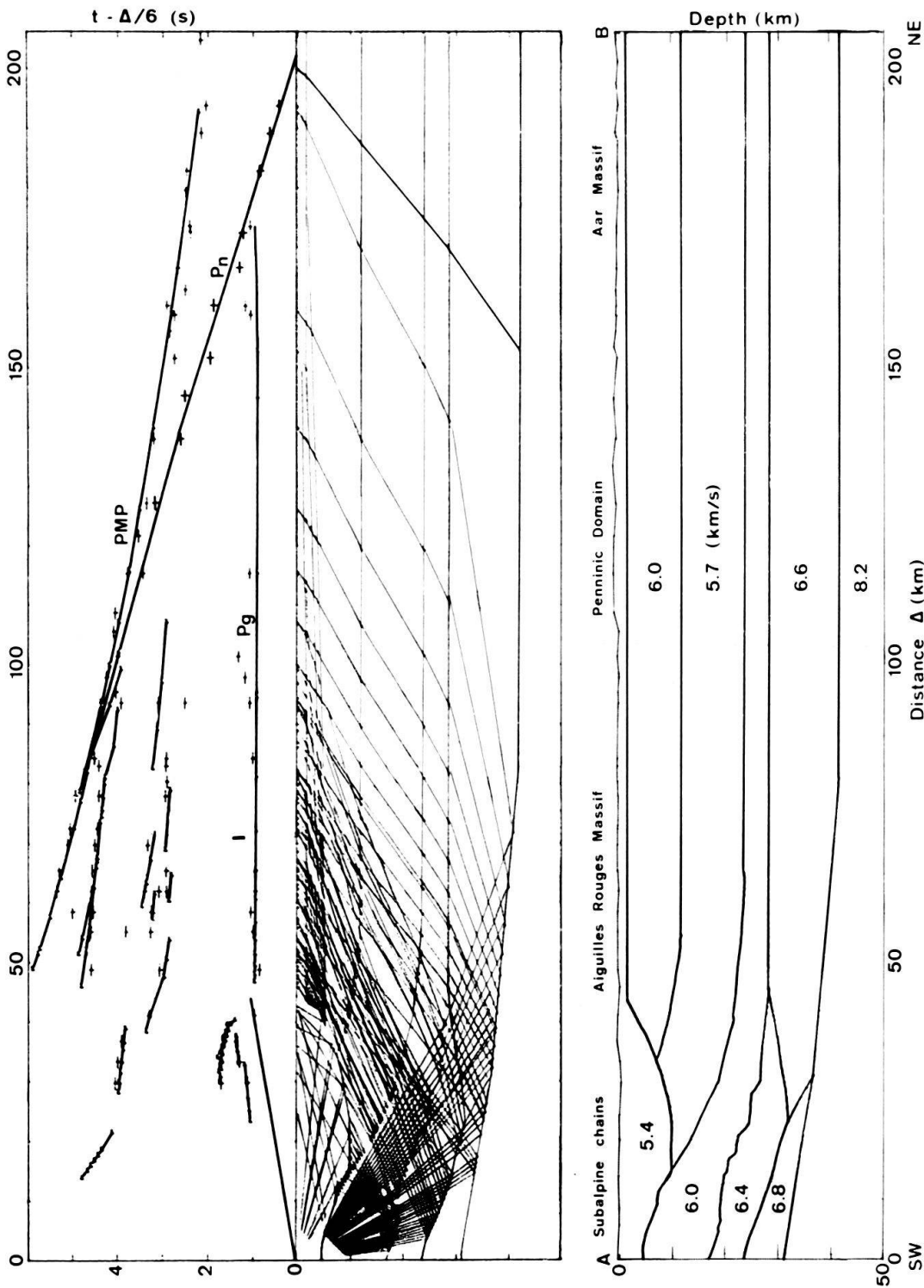


Fig. 4. Modèle calculé pour le profil Mont-Revard (A)-Nufenenpass (B) ALP 75. En bas: coupe de la croûte; au centre: tracé des rais sismiques; en haut: durées de propagation calculées (traits) et observées (croix) (d'après THOUVENOT & PERRIER 1980).  
*Results of model calculations for the profile Mont Revard (A)-Nufenenpass (B), ALP 75. Cross section (lower part), ray paths (middle part) and calculated travel times (upper part) with observed travel times (crosses) (after THOUVENOT & PERRIER 1980).*

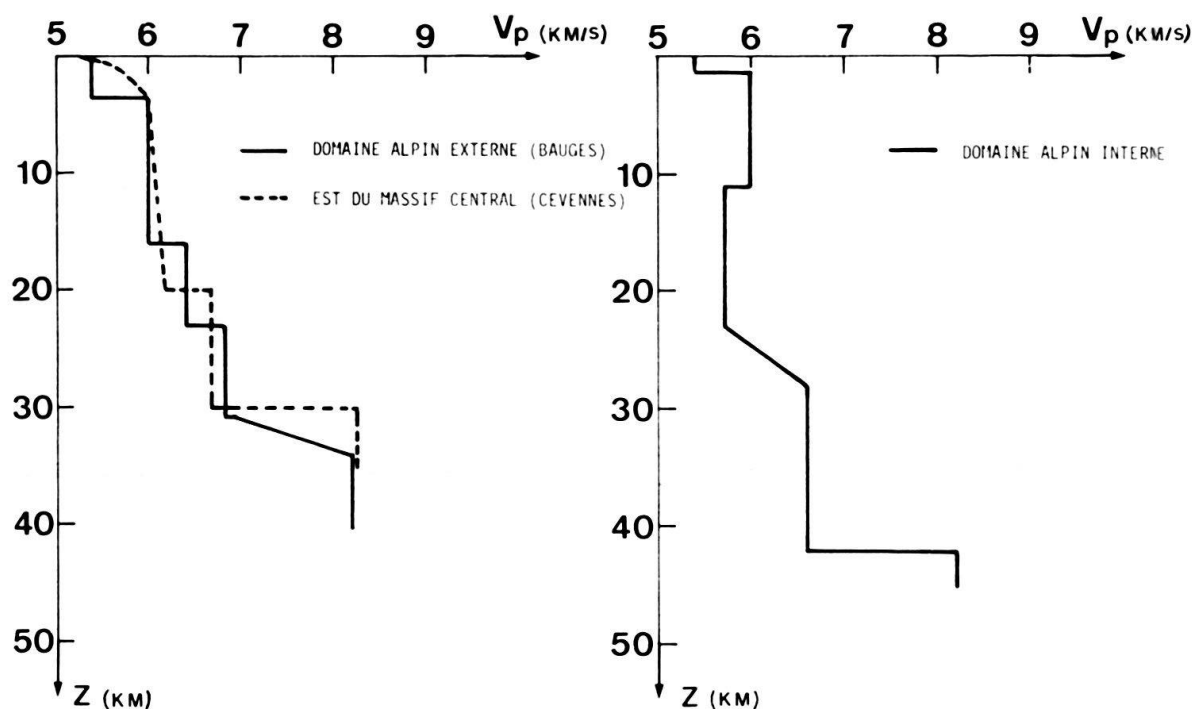


Fig. 5. Lois de vitesse comparées des ondes  $P$  dans le domaine alpin interne, le domaine alpin externe (Bauges) et l'est du Massif Central (Cévennes) (d'après THOUVENOT & PERRIER 1980).

*Comparison between  $P$  velocity-depth functions for internal alpine domain, external alpine domain (Bauges) and eastern part of Central Massif (Cévennes) (after THOUVENOT & PERRIER 1980).*

qui existe entre la structure profonde des Alpes occidentales et celle des Alpes centrales.

Un des résultats les plus significatifs est l'analogie qui existe entre la structure crustale stratifiée du domaine alpin externe (Bauges) que l'on vient de définir et celle du sud-est du Massif Central (Cévennes) telle que l'ont décrite PERRIER & RUEGG (1973), SAPIN & HIRN (1974) (fig. 5). Cette observation renforce l'hypothèse émise par VIALON (1974) sur le rôle essentiel que jouent, dans l'histoire de l'orogénèse alpine, les grandes sutures du socle cristallin existantes à la fin du cycle hercynien et assimilées au prolongement dans le domaine alpin des failles cévenoles (N50° E) de la bordure orientale du Massif Central français.

### Le socle anté-triasique

La position du socle anté-triasique dans le sud-est de la France a été récemment publiée par MENARD (1979, 1980). Nous reprenons ici ses conclusions. La carte schématique présentée dans la figure 6 (une carte plus fine peut être trouvée dans MENARD 1980) a pu être tracée grâce à l'interprétation détaillée des anomalies de

---

*Contour map of the depth in km to the pre-triassic basement for the southeast of France. Deep boreholes reaching the Trias are indicated by full circles. External crystalline massives: AR (Aiguilles Rouges), MB (Mont Blanc), BE (Belledonne), PE (Pelvoux), ME (Mercantour), ES (Esterel), MA (Maures), MC (Central Massif) (after MENARD 1979).*

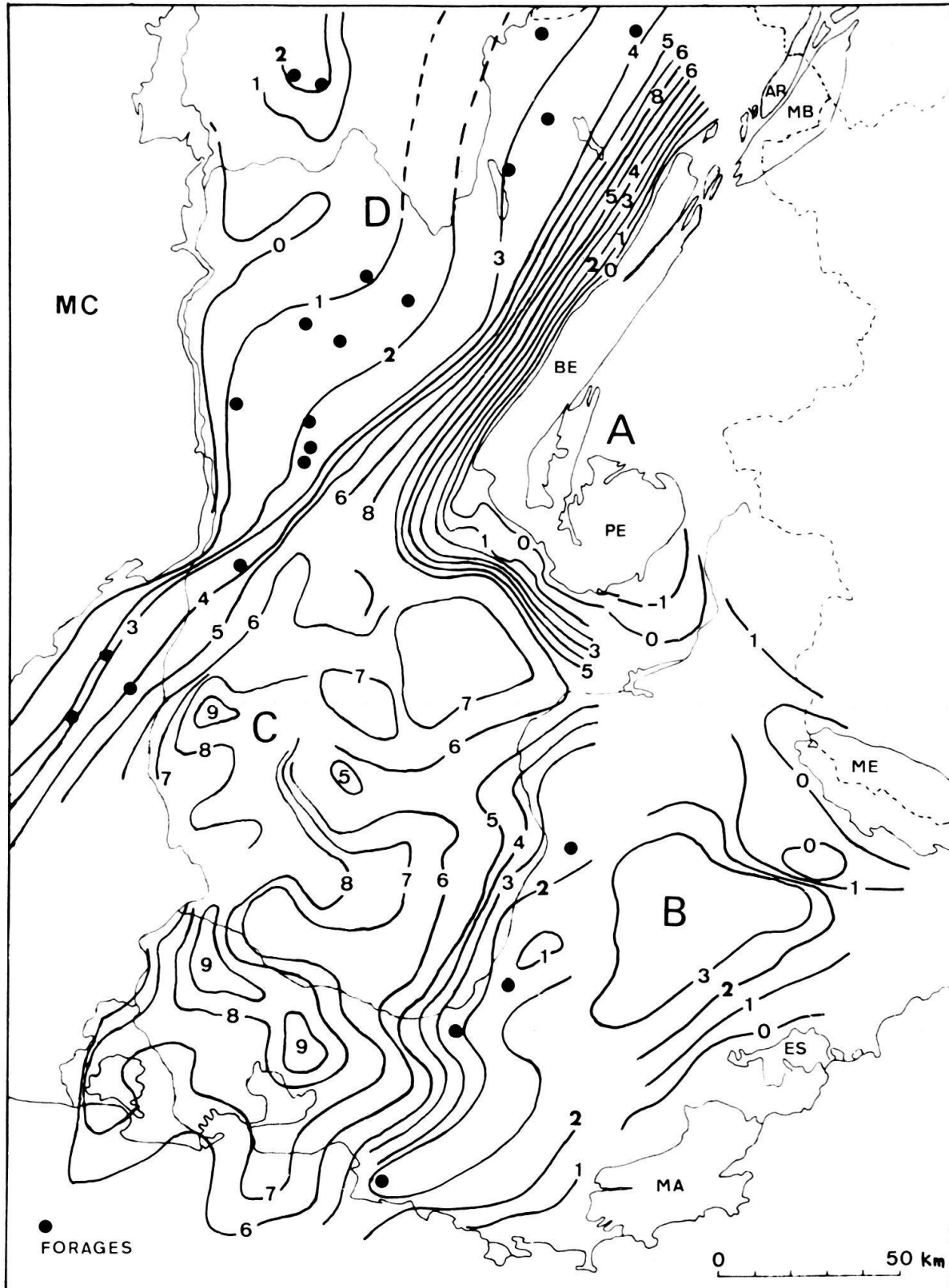


Fig. 6. Profondeur (en km) du socle anté-triasique dans le sud-est de la France. Les points indiquent les forages ayant atteint le Trias. Massifs cristallins externes: AR (Aiguilles Rouges), MB (Mont-Blanc), BE (Belledonne), PE (Pelvoux), ME (Mercantour), ES (Esterel), MA (Maures), MC (Massif Central) (d'après MENARD 1979).

propagation des ondes  $P_g$  propagées dans la partie superficielle de la croûte et enregistrées le long des profils réalisés de 1956 à 1966 et en 1975 (ALP 75). Les données apportées par plus de cent forages pétroliers de plus de 1000 m de profondeur dont trente-cinq ont atteint la base du Trias ainsi que la carte synthétique établie par les pétroliers à partir des données de la sismique réflexion et de forages ont également été utilisées (MARI 1977). Ainsi, pour la première fois, la forme du substratum anté-triasique sous les sédiments alpins et préalpins a pu être clairement établie. L'examen de la carte fait apparaître quatre domaines distincts: un domaine *A* correspondant aux massifs cristallins externes limité par les deux axes, NE-SW de Belledonne au Mont-Blanc, et NW-SE du Pelvoux au Mercantour; un domaine *B* correspondant à la Provence orientale (région de Castellane), la profondeur du socle en dessous du niveau de la mer ne dépassant pas 3 km; un domaine *C*, essentiellement la fosse vocontienne, où le socle peut atteindre des profondeurs supérieures à 10 km confirmant ainsi les résultats de PERRIER (1973) et SAPIN & HIRN (1974), avec une remontée du socle en direction du Massif Central et des Maures; un domaine *D* avec un assez fort enfoncement du socle depuis le Bas-Dauphiné (2 km) en direction des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux avec une profondeur maximale de 7 à 8 km sous le Vercors, les sédiments pouvant être pincés entre le socle de Belledonne et celui du Vercors (fig. 8).

Mais le fait le plus remarquable est la mise en évidence d'une fosse profonde de 7 à 10 km orientée NE-SW bordant au sud-est un plateau analogue au Massif Central à partir de la région de Valence (vallée du Rhône) en direction du Mont-Blanc et qui prolonge les failles bordières du Massif Central (Cévennes). En ce qui concerne les vitesses sismiques, certaines variations semblent systématiques: on peut distinguer les domaines à socle peu profond ou affleurant, plus rapide (6,1 km/s) et plus rigide (massifs cristallins externes, Maures, Estérel, Champsaur et Ubaye), des domaines à socle profond, plus lent (5,8 km/s) et plus déformable (domaine vocontien, région de Castellane) qui eux-mêmes sont séparés par une zone limite également SE-NW qui aurait fonctionné à plusieurs reprises en zone de décrochement avec découpage du socle en amygdales lors du jeu des accidents qui prolongent les failles du Massif Central. On remarque également le caractère de plateforme des dépôts situés au nord-ouest de la fosse Valence-Mont Blanc par opposition à celui du bassin de même orientation NE-SW qui est au sud. Les zones à socle plus déformable apparaissent ainsi comme celles où la subsidence a été la plus active.

Si nous connaissons l'épaisseur de la croûte et des sédiments ainsi que l'altitude des massifs cristallins affleurants, il nous est possible de déterminer l'épaisseur totale de la seule partie cristalline de la croûte. Nous remarquons alors un épaississement brutal de plus de 10 km sous les massifs cristallins externes (à l'exception du Mercantour) et dans la partie plus interne de l'arc alpin, par rapport aux régions plus occidentales. Nous remarquons également un amincissement important de 5 à 15 km au sud-est du Massif Central, en particulier sous la vallée du Rhône où l'amincissement s'accroît lorsqu'on se déplace depuis le nord (région de Valence) jusque vers le sud (région d'Avignon). Cette dernière observation doit probablement être mise en relation avec le phénomène de distension d'âge cénozoïque rencontré, dans le sud de la France, sous la forme d'une série de demi-grabens, depuis la faille des Cévennes jusqu'à la Camargue (delta du Rhône) (MATTAUER 1973).

Les données concernant le manteau supérieur semblent plus difficiles à corrélérer avec les données crustales plus superficielles. On notera cependant que la dissymétrie azimutale du temps de propagation des ondes *P* téléseismiques (POUPINET 1976) et la dispersion des ondes de surface (PANZA & MÜLLER 1979) indiquent la présence d'un canal à moindre vitesse prononcé entre 100 et 200 km de profondeur sous l'axe des Alpes occidentales alors qu'au niveau de la zone d'Ivrea et de la plaine du Pô ce canal semble disparaître. Pour PANZA & MÜLLER (1979), ceci implique un développement plus ou moins simultané des Alpes occidentales avec le système de rifts d'Europe Centrale.

### La sismicité historique et actuelle

La sismicité du sud-est de la France qui a fait l'objet de plusieurs études dans le passé a été complétée et précisée récemment par FRECHET (1978) (fig. 7). Cette sismicité, d'activité «moyenne» bien que le plus fort séisme connu ait atteint la magnitude de 6,2, est caractéristique des zones de collision continentale et affecte l'ensemble des Alpes et de la Provence. Elle reste superficielle, la totalité des séismes se produisant dans les vingt premiers kilomètres de la croûte. Il est possible cependant de définir certains alignements dont les plus importants sont celui de l'arc piémontais, en bordure de la vallée du Pô et déjà défini par ROTHE (1941), celui de la vallée du Rhône, celui de la vallée de la Durance, actuellement presque asismique, qui coïncide nettement avec la frontière limitant les domaines *B* et *C* du socle anté-triasique définis par MENARD (1980), celui enfin qui jalonne la zone briançonnaise depuis Briançon à l'est du Pelvoux jusqu'à Imperia sur le golfe de Gênes tout en marquant une interruption en arrivant au massif du Mercantour pour reprendre en zone briançonnaise 25 km plus à l'est. Au-dessus de 45°N, la sismicité est plus diffuse mais on doit remarquer l'existence d'une bande de sismicité large de 70 km orientée NE-SW et limitée au sud par une ligne reliant le Diois au sud-ouest de Grenoble, le massif du Mont-Blanc et le Valais. Cette frontière coïncide également avec l'axe d'enfoncement maximal du socle défini précédemment. Elle est actuellement sismiquement active au sud comme le démontrent les deux récents séismes de magnitude 4 qui se sont produits dans le Diois le 16 avril 1979 et près de Grenoble le 22 novembre 1979. Le calcul des solutions focales et l'analyse cinématique des déformations néogènes des chaînes subalpines et du Jura semblent indiquer une rotation de l'axe de compression maximale qui suivrait plus ou moins la courbure de l'arc des Alpes occidentales en lui restant perpendiculaires (PAVONI 1975; FRECHET 1978).

### Conclusion

Nous avons défini dans les Alpes occidentales des zones hautes à socle rigide/rapide et des zones à bassins très subsidents à socle déformable/lent. Leurs limites dont la plus septentrionale est la ligne NE-SW reliant Valence au Mont-Blanc ont été probablement les lignes de départ de chevauchements lors des déformations alpines (PERRIER & VIALON 1980). L'épaississement brutal de la croûte sous les massifs cristallins externes suggère que ces chevauchements sont profonds et se

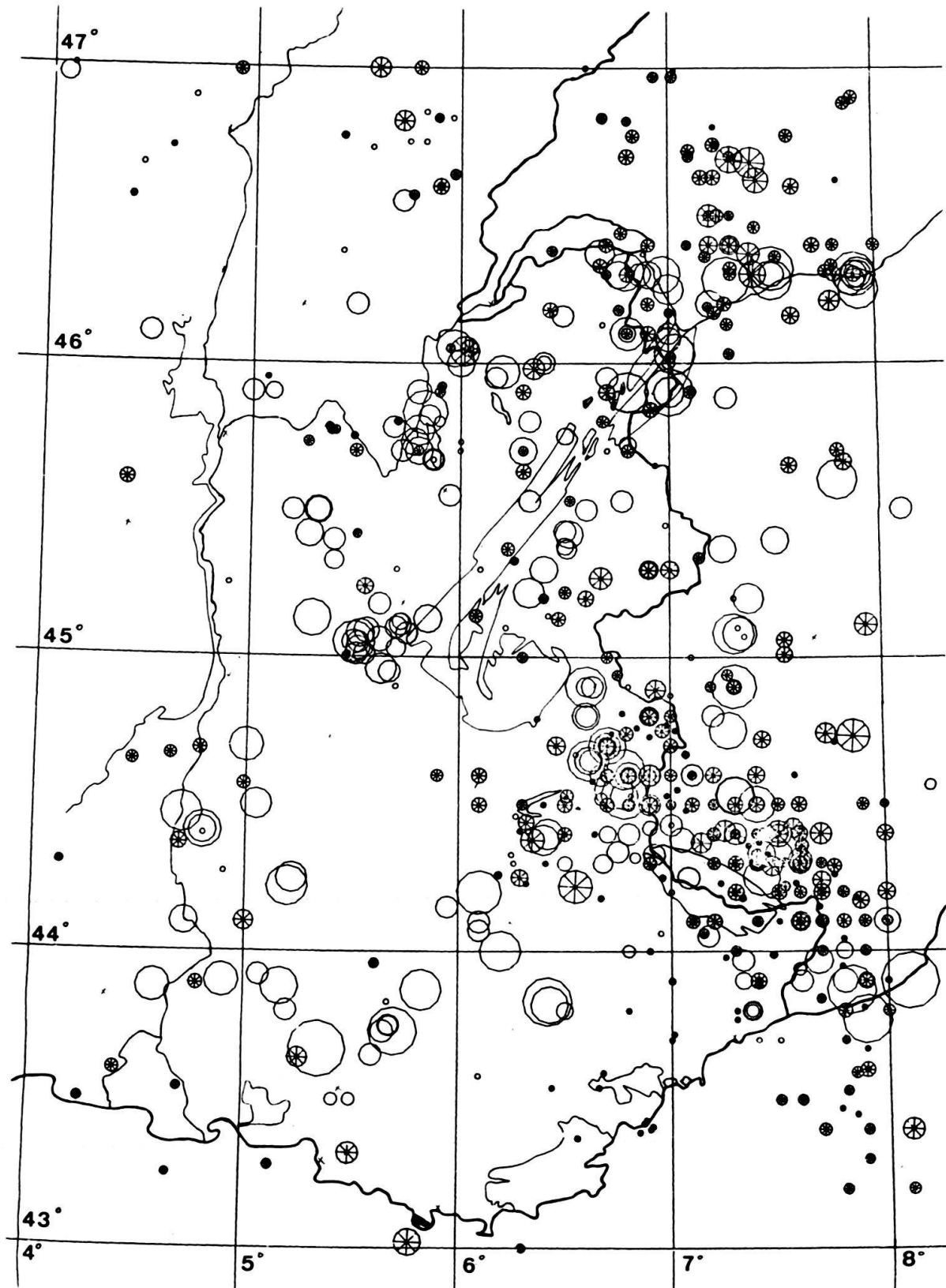


Fig. 7. Sismicité historique (avant 1972: ronds blancs) et actuelle (1972-1977: ronds avec croix) de la région alpine. Les symboles sont proportionnels à la magnitude (d'après FRECHET 1978).

*Historical seismicity (before 1972: open circles) and present seismicity (1972-1977: circles with crosses) in the western alpine area. Symbols are proportional to the magnitude (after FRECHET 1978).*

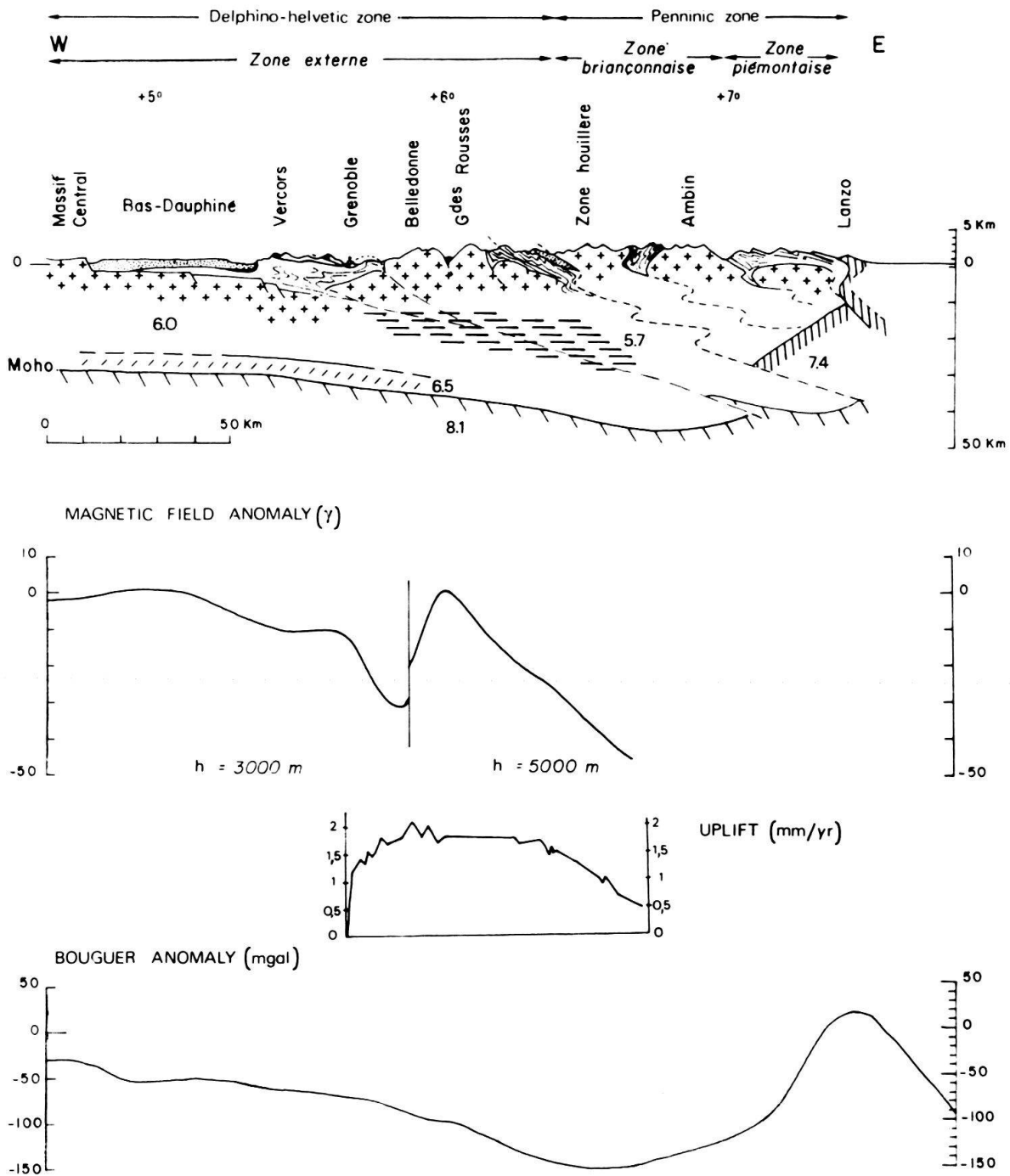


Fig. 8. Coupe synthétique E-W du domaine alpin à la latitude de Grenoble, des zones penniques au Massif Central. En regard de la coupe géologique interprétative sont figurées les interprétations sismiques, les anomalies gravimétriques et magnétiques et les vitesses de surrection actuelle mises en évidence par les nivellements comparatifs (d'après MENARD 1979 et PERRIER 1973).

*Simplified E-W cross section through the western part of the Alps (latitude of Grenoble). With the interpretative geological cross section, we find from top to bottom: the crustal structure, the magnetic field anomalies, the uplift and the Bouguer anomalies (after MENARD 1979 and PERRIER 1973).*



prolongent loin dans le domaine alpin. Des écaillages, où le socle cristallin chevauche vers le nord-ouest des portions de sa couverture, peuvent fournir l'explication de cette surépaisseur de croûte. Cette interprétation tient compte également d'une déformation interne non négligeable du socle et du découplage de celui-ci en deux niveaux sur une surface située environ à 10-12 km de profondeur. Ce chevauchement pourrait aisément se poursuivre par un nouveau décollement au niveau du contact socle/couverture. Cette interprétation a été retenue sur une transversale à la latitude de Grenoble (fig. 8), la discontinuité profonde que constitue la zone à moindre vitesse crustale permettant une translation vers le nord-ouest. Elle permet également de rendre compte des études paléomagnétiques qui indiquent, à partir de mesures effectuées dans le Permien et le Trias au voisinage du socle des massifs externes et dans le Houiller briançonnais, qu'une zone comprise entre le massif de Belledonne et le sud du massif du Pelvoux a subi une rotation antihoraire de 50° à 90° par rapport à l'Europe stable dont on retrouve les directions paléomagnétiques au nord de Belledonne et dans le Mercantour et l'Estérel (WESTPHAL et al. 1978). D'autre part, des nivellements comparatifs indiquent une surrection des massifs de Belledonne et du Mont-Blanc à une vitesse de l'ordre de 1,5 mm/an, ce qui est comparable aux données rassemblées en Suisse et en Autriche, alors que les chaînes subalpines ont été très stables depuis 80 ans (LEVALLOIS 1972; JEANRICHARD 1975; FOURNIGUET 1977). Cette remontée est asymétrique par rapport à l'axe de la chaîne (fig. 8). Il semble donc possible de ne pas rechercher la cause de ce mouvement dans un simple réajustement isostatique mais dans la poursuite actuelle des chevauchements. Les mouvements verticaux positifs représenteraient alors la composante verticale de la translation des massifs cristallins et de ses conséquences sur l'avant pays.

Cette zone «mobile» de direction NE-SW centrée sur le massif du Pelvoux, qui est un prolongement probable des structures des Cévennes situées en bordure du domaine alpin au sud du Massif Central a pu être interprétée comme «une zone transformante continentale sénestre» (VIALON 1974; WESTPHAL et al. 1978). Avec l'appui des données géophysiques anciennes et récentes, elle apparaît comme un élément majeur du substratum alpin du sud-est de la France.

### Remerciements

Ce rapport rassemble des données anciennes d'origines variées et des travaux plus récents effectués par l'Equipe de Recherche Associée au CNRS «Géophysique et Tectonophysique» de Grenoble (ERA 603). L'auteur remercie chaleureusement MM. J. Fréchet, G. Ménard, F. Thouvenot et P. Vialon pour leur importante contribution.

### BIBLIOGRAPHIE

- Alpine Explosion Seismology Group (1976): *A Lithospheric Seismic Profile along the axis of the Alps, 1975 - I: First results.* - Pure and appl. Geophys. 114, 1109-1130.
- ANSORGE, J. (1968): *Die Struktur der Erdkruste an der Westflanke der Zone von Ivrea.* - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 48, 247-254.
- AUBRAT, J., GIESE, P., PASCAL, G., PERRIER, G., PUNTOUS, R., RECQ, M., & SIMONIN, A. (1967): *Structure de la croûte terrestre dans les Alpes occidentales et la vallée du Rhône.* - C.R. Acad. Sci. (Paris) 265, 533-536.

- BERCKHEMER, H. (German Research Group for Explosion Seismology) (1968): *Topographie des Ivrea Körpers, abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 48, 235–246.
- CHENOT, D., DESVIGNES, G., & GUILLAUME, A. (1979): *The Geoid undulations on occidental Alps*. – Mem. Sci. geol. Univ. Padova 33.
- CHOUDHURY, M., LABROUSTE, Y., & PERRIER, G. (1963): *Essai d'interprétation n° 2*. – Mém. Rech. séism. Alpes occid., CNRS (Paris) 3/2, 176–200.
- CHOUDHURY, M., GIESE, P., & DE VISINTINI, G. (1971): *Crustal structure of the Alps. Some general features from explosion seismology*. – Bull. geofis. teor. appl. 13, 211–240.
- CLOSS, H., & LABROUSTE, Y. (éd.) (1963): *Recherches séismologiques dans les Alpes occidentales au moyen de grandes explosions en 1956, 1958 et 1960*. – Mém. coll., an. géophys. int., CNRS (Paris) 3/2.
- DEWEY, J. F., PITMANN, W. C., RYAN, W. B., & BONNIN J. (1972): *Plate tectonics and the evolution of the Alpine System*. – Bull. geol. Soc. Amer. 84, 3137–3180.
- FOURNIGUET, J. (1977): *Mise en évidence de mouvements néotectoniques actuels verticaux dans le sud-est de la France par la comparaison de nivellements successifs*. – 5<sup>e</sup> réun. annu. Sci. Terre (Rennes).
- FRECHET, J. (1978): *Sismicité du sud-est de la France et une nouvelle méthode de zonage sismique*. – Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Grenoble.
- FUCHS, K., MÜLLER, S., PETERSCHMITT, E., ROTHE, J. P., STEIN, A., & STROBACH, K. (1963): *Krustenstruktur der Westalpen nach refraktionsseismischen Messungen*. – Gerlands Beitr. Geophys. 72, 149–169.
- GIESE, P. (1968): *Die Struktur der Erdkruste im Bereich der Ivrea-Zone*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 48, 261–284.
- GIESE, P., PRODEHL, C., & BEHNKE, C. (1967): *Ergebnisse refraktionsseismischer Messungen 1965 zwischen dem Französischen Zentralmassiv und den Westalpen*. – Z. Geophys. 33, 215–261.
- GIESE, P., & PRODEHL, C. (1976): *Main features of crustal structure in the Alps*. – Explosion Seism. Cent. Europe. – Springer, Berlin.
- JEANRICHARD, F. (1975): *Summary of geodetic studies of recent crustal movements*. – Tectonophysics 29/1–4, 289–292.
- LABROUSTE, Y., BALTENBERGER, P., PERRIER, G., & RECQ, M. (1968): *Courbes d'égale profondeur de la surface de Mohorovičić dans le sud-est de la France*. – C.R. Acad. Sci. (Paris) 266, 1530–1533.
- LEVALLOIS, J.-J. (1972): *Sur la mise en évidence d'un mouvement de surrection des massifs cristallins alpins*. – Bull. geod. 105.
- MARI, J. L. (1977): *Sismique hyperprofonde*. – Dipl. Ing. Géophys., Strasbourg.
- MATTAUER, M. (1973): *Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre*. – Hermann, Paris.
- MATTAUER, M., & TAPPONNIER, P. (1978): *Tectonique des plaques et tectonique intracontinentale dans les Alpes franco-italiennes*. – C.R. Acad. Sci. (Paris) 287, 899–902.
- MENARD, G. (1979): *Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le sud-est de la France. Essai d'utilisation des données géophysiques*. – Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Grenoble.
- (1980): *Profondeur du socle antétriasique dans le sud-est de la France*. – C.R. Acad. Sci. (Paris) 290, 299–302.
- NIGGLI, E. (1946): *Zur Deutung der Schwereanomalie des Ivrea-Körpers*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 48/1, 215–260.
- PANZA, G. F., & MÜLLER, S. (1979): *The plate boundary between Eurasia and Africa in the Alpine area*. – Mem. Sci. geol. Univ. Padova 33, 43–50.
- PAVONI, N. (1975): *Zur Seismotektonik des Westalpenbogens*. – Fachbl. Vermess. Photogramm. Kulturtech. 3–4, 185–187.
- PERRIER, G. (1973): *Structure profonde des Alpes occidentales et du Massif Central français*. – Thèse Etat, Paris.
- PERRIER, G., & RUEGG, J. C. (1973): *Structure profonde du Massif Central français*. – Ann. Géophys. 29/4, 435–502.
- PERRIER, G., & VIALON, P. (1980): *Les connaissances géophysiques sur le sud-est de la France. Implications géodynamiques*. – Guide Exc. géol., 26<sup>e</sup> Congr. géol. int., Paris.
- POUPINET, G. (1976): *Sur l'existence d'un manteau à très faible vitesse sous les Alpes occidentales et ses implications tectoniques*. – Bull. Soc. géol. France 27/5, 1073–1083.
- RECQ, M. (1970): *Courbes d'égale profondeur de la discontinuité de Mohorovičić en Provence*. – C.R. Acad. Sci. (Paris) 270, 11–13.

- ROTHER, J. P. (1941): *Les séismes des Alpes françaises en 1938 et la sismicité des Alpes occidentales*. – Ann. Inst. Phys. Globe 3/3, 1-105.
- SAPIN, M., & HIRN, A. (1974): *Results of explosion seismology in the southern Rhône valley*. – Ann. Géophys. 30/2, 181-202.
- TAPPONNIER, P. (1977): *Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique*. – Bull. Soc. géol. France 19/3, 437-460.
- THOUVENOT, F. (1976): *Sondages sismiques profonds Alpes 75. Premiers résultats sur la structure de la lithosphère entre les massifs du Revard (France) et du Gothard (Suisse)*. – Dipl. Ing. Géophys., Strasbourg.
- THOUVENOT, F., & PERRIER, G. (1980): *Seismic evidence of a crustal overthrust in the Western Alps*. – Pure and appl. Geophys. (sous presse).
- VIALON, P. (1974): *Les déformations synschisteuses superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle pré-alpin. Conséquences pétrostructurales*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 54/2-3, 663-690.
- WESTPHAL, M., EDEL, J. B., & SCHOTT, J. J. (1978): *Essai de synthèse des données paléomagnétiques et de la tectonique des plaques en Méditerranée occidentale*. – C.R. som. Soc. géol. France 1, 12-15.