

Écaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes Occidentales : arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea

par GILLES MÉNARD * et FRANÇOIS THOUVENOT *

Mots clés. — Structure profonde, Anomalie d'Ivrea, Écaillage lithosphérique, Orogenèse alpine. Alpes Occidentales, Ivrea.

Résumé. — L'anomalie d'Ivrea, dans les Alpes Occidentales, constitue la caractéristique géophysique majeure de la région. Cette étude propose un modèle structural basé sur un écaillage lithosphérique et qui tient compte des différents aspects de l'anomalie (principalement gravimétrique et sismique). Dans ce modèle, le « corps d'Ivrea » est scindé en plusieurs unités de manteau supérieur, chaque unité étant reliée à un chevauchement plus externe et plus superficiel : une unité inférieure, vers 30 km, est associée au chevauchement des massifs cristallins externes sur le socle subalpin ; l'unité principale, vers 10 km, se trouve dans le prolongement du chevauchement pennique frontal ; une unité superficielle, à l'aplomb de la ligne insubrienne, est directement reliée aux péridotites affleurantes. Si l'écaillage crustal a probablement une valeur assez générale dans les chaînes de collision, la participation du manteau supérieur à ce mécanisme semble être une originalité des Alpes Occidentales. Cette particularité pourrait s'expliquer par une structure en lentilles du manteau supérieur acquise lors du rifting liasique.

Flaking of the European lithosphere in the Western Alps : gravitational and seismic evidence in relation with the Ivrea anomaly.

Abstract. — The Ivrea anomaly is the main geophysical feature in the Western Alps. This paper presents a structural model built on lithospheric flaking. It takes account of the different facets of the anomaly (mainly gravitational and seismic). In this model, the « Ivrea body » is split up into several upper mantle units, each unit being connected to a more external and shallower thrust : a lower unit, at a depth of about 30 km, is connected to the thrust of the « massifs cristallins externes » upon the Subalpine basement ; the main unit, at a depth of about 10 km, is in the prolongation at depth of the frontal Penninic overthrust ; a surface unit, straight under the Insubric line, is directly linked to the outcropping peridotites. If a crustal flaking can probably be put forward wherever a chain is built by collision processes, the share of the upper mantle in such a mechanism seems to be an original feature of the Western Alps. This character could be explained by a lenticular structure of the upper mantle which was produced during the Liassic rifting.

INTRODUCTION.

D'un point de vue géophysique, la partie la plus interne des Alpes Occidentales se caractérise par la présence d'une importante anomalie mise en évidence par la gravimétrie, le magnétisme et les songages sismiques profonds. On associe habituellement cette anomalie (dite anomalie d'Ivrea) à la présence d'une masse importante de manteau supérieur située à quelques kilomètres seulement de la surface : cette masse est classiquement appelée « corps d'Ivrea ».

A partir d'une hypothèse tectonique simple, nous proposons ici un nouveau modèle structural pour interpréter l'anomalie d'Ivrea. Ce modèle est testé en gravimétrie et en sismique, puis discuté quant aux conséquences géodynamiques qu'il implique.

I. — CARACTÈRES DE L'ANOMALIE D'IVREA.

1) *Gravimétrie* (fig. 1). La carte des anomalies de Bouguer montre une très forte anomalie positive qui se développe depuis la faille insubrienne au

Nord jusqu'au Sud de Dora Maira au Sud. Transversalement à l'anomalie, on passe en effet de — 150 mgal à l'Ouest (à l'aplomb du Briançonnais) à + 50 mgal au maximum de l'anomalie gravimétrique d'Ivrea (à l'aplomb de la ligne du Canavese et du bord interne de Dora Maira). A partir du Briançonnais et en allant vers l'Est, la gravité augmente tout d'abord avec un faible gradient (de — 150 à — 100 mgal), puis avec un fort gradient (de — 100 à + 50 mgal). Au-delà, sous la plaine du Pô, la gravité décroît rapidement. Du Nord au Sud, l'anomalie présente des maxima secondaires, en particulier un maximum à + 30 mgal au niveau du massif de Lanzo et un maximum à + 60 mgal au niveau des massifs de Rivara et Baldissero.

Parmi les modèles gravimétriques publiés, citons Berckhemer [1968] qui donne au corps d'Ivrea une forme en « tête d'oiseau » (fig. 2c), mais qui

* Lab. de géophysique interne et tectonophysique (ERA C.N.R.S. n° 603), IRIGM, Université de Grenoble, Grenoble, France.

Note déposée le 14 juin 1983 ; présentée à la séance du 17 octobre 1983 ; manuscrit définitif reçu le 21 février 1984.

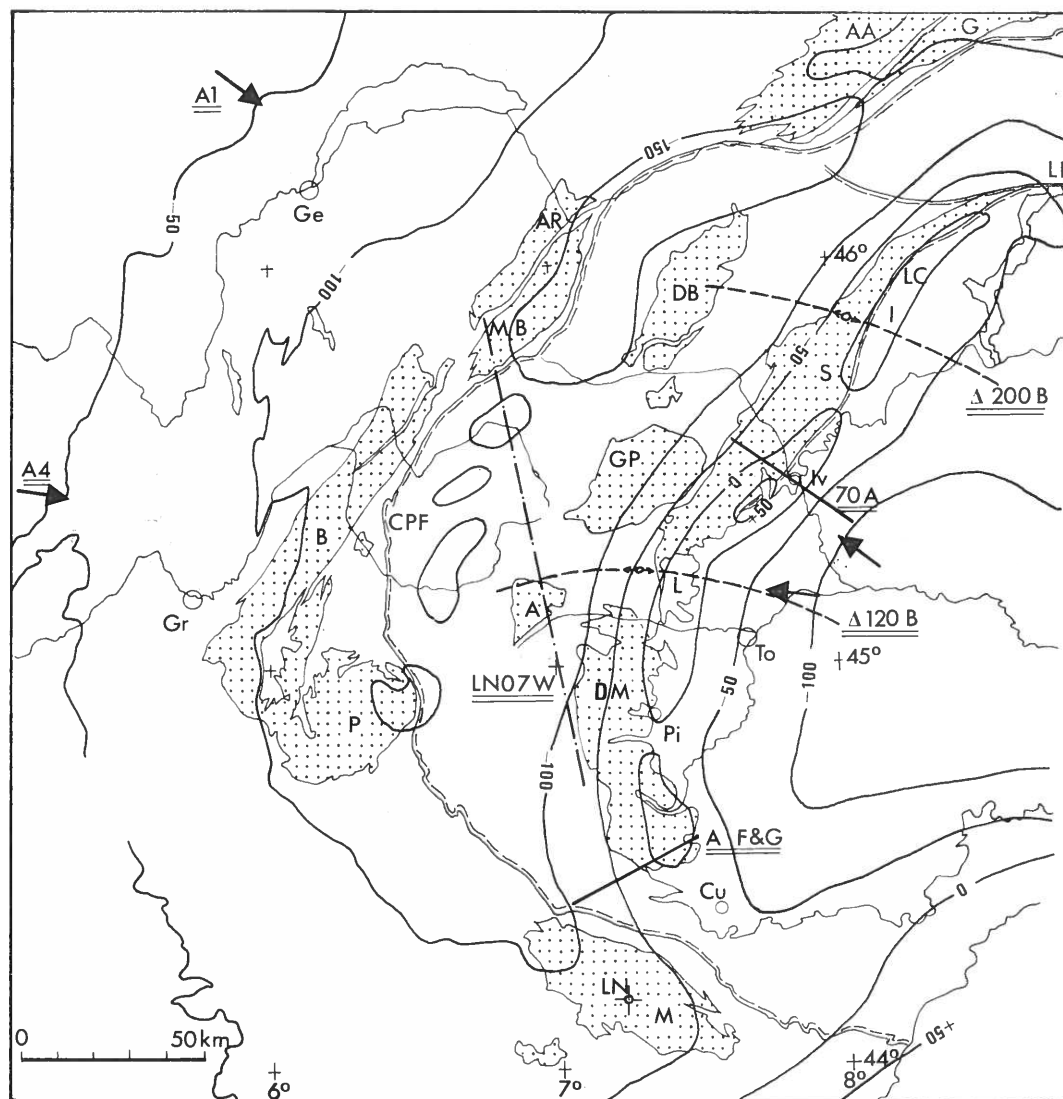


FIG. 1. — Carte simplifiée des anomalies de Bouguer (isanomales tous les 50 mgal) et situation des profils (références soulignées deux fois).

Profils magnétiques : 70A : Albert [1974] ; AF&G : Froidevaux et Guillaume [1979].

Profils sismiques : Δ120B et Δ200B : Berckhemer [1968] ; LNO7W = cette étude.

Profils gravimétriques : A1 et A4 : cette étude.

A : Ambin ; AA = Aar ; AR : Aiguilles Rouges ; B : Belledonne ; DB : Dent Blanche ; DM : Dora Maira ; G : Gotthard ; GP : Grand Paradis ; I : Zone d'Ivrea ; L : Lanzo ; M : Mercantour ; MB : Mont-Blanc ; P : Pelvoux ; S : Sesia. CPF : chevauchement pennique frontal ; LC : ligne du Canavese ; LI : ligne insubrienne.

Cu : Cuneo ; Ge : Genève ; Gr : Grenoble ; IV : Ivrea ; LN : Lac Nègre ; Pi : Pinerolo ; To : Torino.

FIG. 1. — Simplified gravity map (Bouguer isanomals every 50 mgal) and situation of the profiles (double-underlined references).

n'aborde pas le problème de la partie à faible gradient de l'anomalie ; Kaminski et Menzel [1968] qui présentent un corps d'Ivrea proche du précédent et qui associent la partie à faible gradient de l'anomalie à une masse de densité moyennement lourde (densité de croûte inférieure) située vers 10 à 15 km de

profondeur et prolongeant de quelques dizaines de kilomètres vers l'Ouest le « bec » du corps principal d'Ivrea.

2) *Sondages sismiques profonds*. Les données sismologique existantes ont été fournies par les expé-

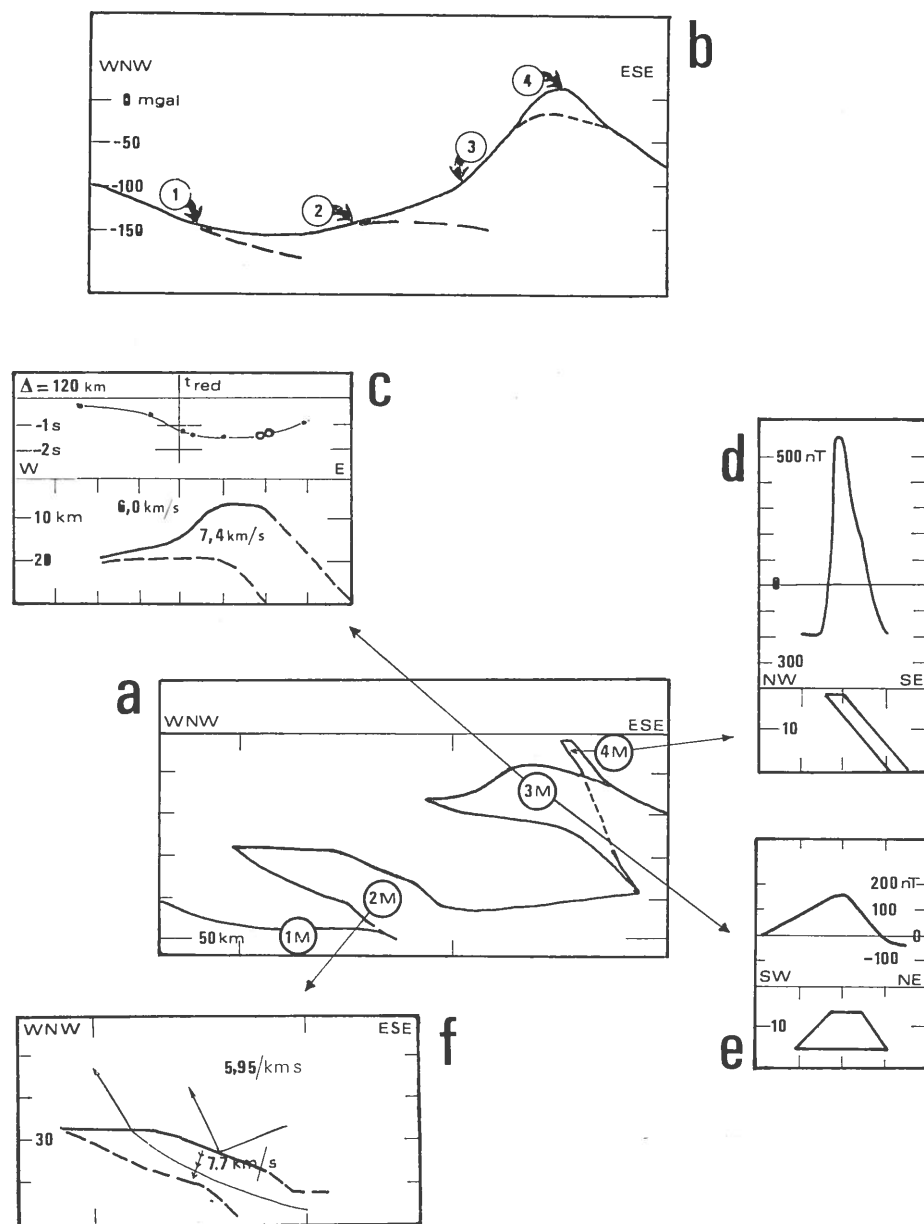


FIG. 2. — Mise en évidence de l'anomalie d'Ivrea par différentes méthodes géophysiques.

a : coupe structurale schématisée proposée dans cette étude, avec la distinction des quatre unités de manteau ; b : profil gravimétrique correspondant : les trois courbes en tiretés figurent schématiquement la contribution de chaque unité à la courbe d'anomalie ; c : interprétation du profil sismique en éventail $\Delta 120B$, d'après Berckhemer [1968] : équivalent de l'unité 3M ; d : interprétation du profil magnétique 70A, d'après Albert [1974] : équivalent de l'unité 4M ; e : interprétation du profil magnétique AF&G, d'après Froidevaux et Guillaume [1979] : équivalent de l'unité 3M ; f : localisation par la sismique du toit de l'unité 2M : voir figure 3 de cette étude.

FIG. 2. — Evidence of the Ivrea anomaly by different geophysical methods.

a : schematic structural cross-section proposed in this study, with four distinct upper mantle units ; b : corresponding gravity profile ; c : interpretation of seismic fan-profile $\Delta 120B$, after Berckhemer [1968] : equivalence with unit 3M ; d : interpretation of magnetic profile 70A, after Albert [1974] : equivalence with unit 4M ; e : interpretation of magnetic profile AF&G, after Froidevaux and Guillaume [1979] : equivalence with unit 3M ; f : seismic location of the top of unit 2M : see figure 3 in this study.

riences de 1958 à 1960 [Closs et Labrouste, 1963], complétées par les expériences de 1966 [Berckhemer, 1968]. Un profil sensiblement longitudinal à l'anomalie gravimétrique d'Ivrea montre l'existence d'un milieu rapide (vitesse apparente voisine de 7,4 km/s) situé à quelques kilomètres de profondeur. Ce milieu est interprété comme du manteau supérieur anormal. Deux profils en éventail recoupant l'anomalie et situés à 120 et 200 km du point de tir (le Lac Nègre, dans le Mercantour) montrent que la culmination du milieu rapide est décalée d'une dizaine de kilomètres vers l'Ouest par rapport au maximum de l'anomalie gravimétrique. Cette culmination serait située, pour une vitesse vraie de 7,4 km/s dans le corps d'Ivrea, vers 7 km de profondeur (fig. 2c) à une distance de 120 km du point de tir (3 km de profondeur à 200 km du point de tir).

3) *Magnétisme*. La présence du corps d'Ivrea se traduit en magnétisme par une forte anomalie qui s'étend de la faille insubrienne au Nord jusque vers Pinerolo au Sud [Lanza, 1975], soit une extension vers le Sud moindre que l'anomalie gravimétrique. Toutefois, plus au Sud, Froidevaux et Guillaume [1979] montrent l'existence d'une anomalie de plus faible amplitude. Pour la partie au Nord de Pinerolo, tous les modèles magnétiques [Albert, 1974 ; Lanza, 1982] associent l'anomalie magnétique à un corps en forme de lame de quelques kilomètres d'épaisseur (2 à 5 km) plongeant d'environ 60° vers l'ESE et dont le toit est situé à faible profondeur (2 à 3 km) (fig. 2d). La différence entre ces modèles magnétiques et les modèles gravimétriques cités plus haut est expliquée par le fait que seule apparaîtrait en magnétisme la partie orientale serpentinisée du corps d'Ivrea. Pour la partie sud (région de Cuneo), Froidevaux et Guillaume [1979] modélisent la cause de leur anomalie par un prisme situé entre 8 et 15 km de profondeur pour lequel l'accord avec la gravimétrie est satisfaisant (fig. 2e).

4) *Géologie*. Deux questions géologiques doivent rester présentes à l'esprit lorsque l'on propose un modèle géophysique de l'anomalie d'Ivrea.

A) Quelles sont les relations géométriques entre les corps déduits de la géophysique et les massifs de péridotites affleurants (Lanzo, Rivara et Baldissero) : continuité ? indépendance totale ou partielle ?

B) De quelle croûte l'unité de manteau déduite de la géophysique est-elle le soubassement : de la croûte pennique (plaque européenne) ou de la croûte sudalpine (plaque adriatique) ? En effet, l'extension de l'anomalie gravimétrique jusqu'au Sud du Massif de Dora Maira considéré comme socle pennique, ainsi que l'enfoncement d'une trentaine de kilomètres vers l'Ouest de la surface d'Ivrea

déduit de la sismologie suggère que le manteau formant le corps d'Ivrea est le soubassement de la croûte pennique. Par contre, une éventuelle continuité, suggérée par le magnétisme, entre le corps d'Ivrea et les péridotites affleurantes attribuées à la lithosphère sud-alpine serait plutôt en faveur d'une appartenance du corps d'Ivrea à cette lithosphère.

II. — PRÉSENTATION DU MODÈLE.

1. — *Hypothèses*. Étendant à une partie de la lithosphère européenne le style en grande écailles de socle déjà proposé pour la croûte [Ménard, 1979 ; Perrier et Vialon, 1980], nous avons testé cette hypothèse en gravimétrie. D'un point de vue gravimétrique, nous avons pris l'hypothèse suivante (fig. 2a et b) : la partie à faible gradient de l'anomalie (2) est attribuée à une unité inférieure de manteau (2M) située à une assez grande profondeur (30 km environ) ; la partie à fort gradient de l'anomalie est attribuée pour la majeure partie (3) à une unité principale du manteau (3M) située à moyenne profondeur (10 km environ) et pour le reste (4) à une unité superficielle de manteau (4M), unité qui serait directement reliée aux péridotites affleurantes. Nos hypothèses structurales et gravimétriques se rejoignent : en effet, l'unité 3M est rattachée à une écaille lithosphérique limitée à sa base par le chevauchement pennique frontal (*cf.* fig. 4 et 5), et l'unité inférieure est rattachée à une écaille lithosphérique limitée à sa base par le chevauchement des massifs cristallins externes [Ménard, 1979].

En ce qui concerne leur extension Nord-Sud, les unités 2M et 3M s'étendent de la faille insubrienne au Nord jusqu'au Sud de Dora Maira au Sud ; tandis que l'unité 4M s'étend depuis la faille insubrienne au Nord jusque vers Pinerolo au Sud.

Nous proposons finalement les correspondances suivantes entre les unités 2M, 3M et 4M et les corps mis en évidence par les différentes méthodes géophysiques (fig. 2c, d et e) :

— l'unité 3M correspond au corps d'Ivrea mis en évidence par les profils sismiques [Berckhemer, 1968] et reconnu en magnétisme vers Cuneo [Froidevaux et Guillaume, 1979] avec une anomalie magnétique de 150 nT environ ;

— l'unité 4M correspond au corps magnétique mis en évidence au Nord de Pinerolo [Albert, 1974 ; Lanza, 1975] ; elle provoque une anomalie magnétique de 400 à 1 000 nT incluant probablement l'effet de l'unité 3M sous-jacente ;

— par ailleurs, certaines réflexions obtenues par les expériences sismologiques de 1958 [Labrouste, Choudhury et Perrier, 1963] pourraient s'être produites sur le toit de l'unité 2M (*cf.* § II.2), responsable, selon nous, de la partie à faible gradient de l'anomalie gravimétrique.

2) *Profondeur du toit de l'unité 2M.* La profondeur du toit de l'unité 2M n'est pas imposée avec une précision suffisante par la seule gravimétrie (23 à 29 km). Aussi avons-nous réinterprété certaines arrivées enregistrées lors des expériences sismologiques de 1958 comme celles d'ondes réfléchies sur le toit de cette unité (fig. 3). Ces ondes réfléchies mettent en évidence un plan nettement ascendant

et sismiques. A ce niveau, deux remarques s'imposent : en premier lieu, une vitesse dans la croûte de 5,95 km/s confirme l'existence probable d'une zone à moindre vitesse dans cette croûte ; d'autre part, une importante arrivée d'énergie tardive (fig. 3, phase a) peut être interprétée comme une réflexion sur le toit de l'unité 1M sous-jacente considérée comme autochtone.

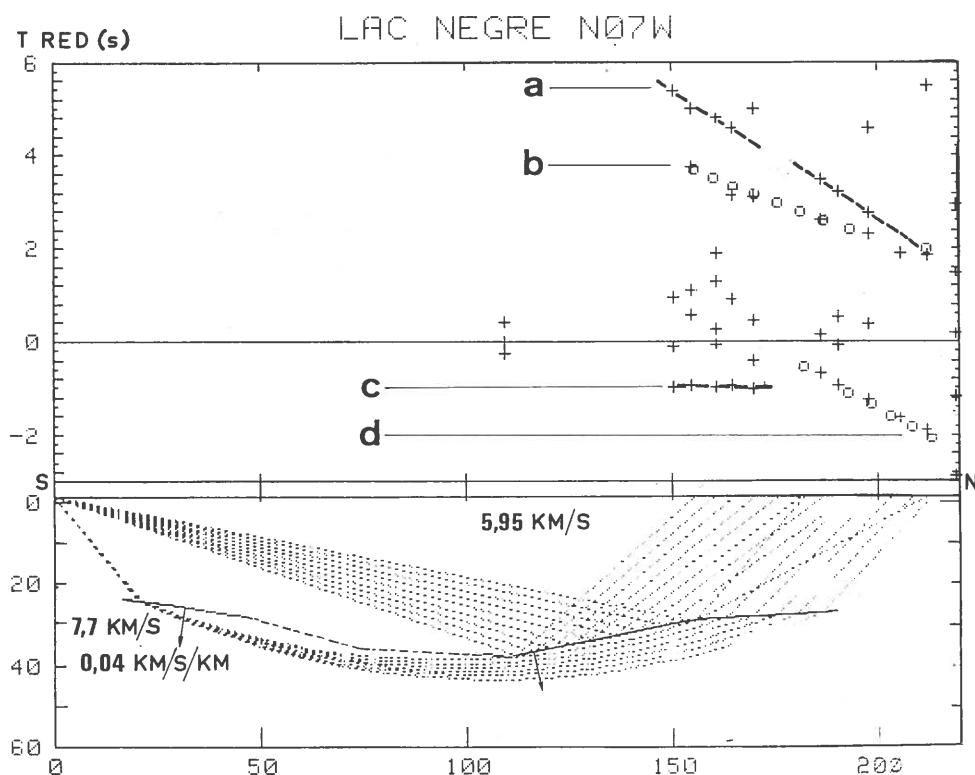


FIG. 3. — Profil sismique LNO7W.

Pour des stations situées le long du profil à des distances de 150 à 200 km du point de tir, on a reporté (croix) différentes phases lues sur les sismogrammes. On a adopté une représentation en temps réduit, où le temps de propagation réel est diminué de la distance au point de tir divisée par une vitesse de réduction prise ici égale à 6 km/s.

Certaines phases peuvent être corrélées d'une station à une autre, d'autres pas. Cette modélisation bidimensionnelle avec tracé de rais permet de comparer les temps observés aux temps calculés (cercles), mais dans un seul plan d'observation. C'est ce qui explique que certaines phases pouvant correspondre à des réflexions ou réfractions latérales ne sont pas forcément prises en compte. On a représenté ici la croûte supérieure (vitesse de 5,95 km/s) et le toit de l'unité 2M (vitesse de 7,7 km/s avec un léger accroissement de vitesse en profondeur de 0,04 km/s par km), ce qui permet de modéliser une réflexion sur le toit de 2M (phase b) et une réfraction dans 2M (d). Les phases (a) et (c) peuvent respectivement correspondre à une réflexion latérale sur le toit de 1M et à une réfraction latérale dans 3M.

FIG. 3. — Seismic profile LNO7W.

Reduced observed travel-times (crosses) and calculated travel-times (circles). Reduction velocity is 6 km/s.

Identification of phases : a : reflection from the top of 1M ; b : reflection from the top of 2M ; c : side refraction from 3M ; d : refraction from 2M. The modelling takes account of arrivals b and d only. A weak velocity gradient is introduced in unit 2M.

vers le NW. Pour le point le plus élevé de ce plan, on trouve des profondeurs variant de 36 à 29 km selon les hypothèses envisagées pour la vitesse moyenne dans la croûte, respectivement 6,1 et 5,95 km/s. Nous avons retenu la valeur 29 km, seule compatible avec les données gravimétriques

3) *Présentation des coupes A1 et A4.* Les coupes structurales A1 et A4 présentées ici (fig. 4 et 5) ont été établies à partir des éléments suivants :

— L'existence de deux unités de manteau 2M et 3M est notre hypothèse de base. La forme et la profondeur du toit de l'unité 2M ont été fixées

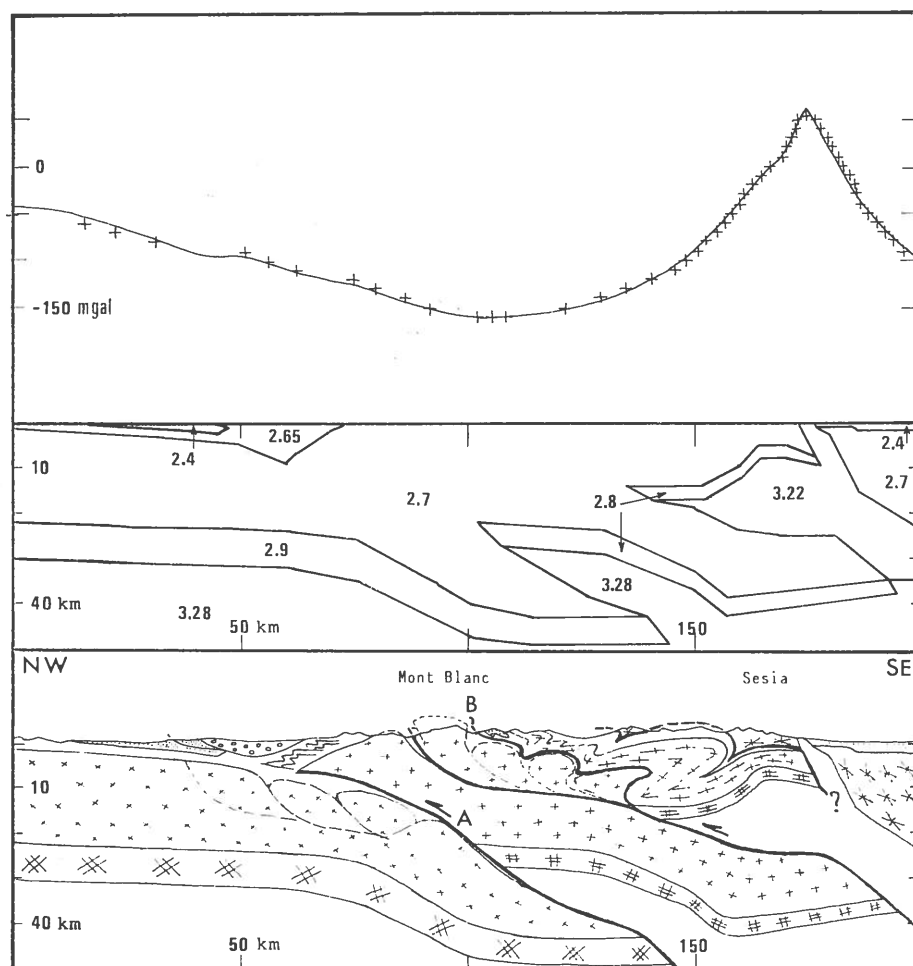


FIG. 4. — Coupe A1.

En haut : profil gravimétrique. En trait plein, anomalie calculée ; les croix représentent l'anomalie observée. *Au milieu* : modèle gravimétrique avec densités correspondantes. *En bas* : coupe structurale. A : chevauchement des massifs cristallins externes ; B : chevauchement pennique frontal.

FIG. 4. — Cross-section A1.

Top : gravity profile. In full line, calculated anomaly ; crosses show observed anomaly. *Middle* : gravity model with corresponding densities. *Bottom* : Structural cross-section. A : overthrust of the « massifs cristallins externes » ; B : frontal Penninic overthrust.

par l'interprétation conjointe des données sismiques et de la gravimétrie (cf. § précédent). La forme du toit de l'unité 3M est tirée de Berckhemer [1968]. La profondeur retenue pour cette surface, supérieure à celle trouvée par cet auteur, reste compatible avec les données sismologiques si l'on admet que la vitesse des ondes P dans l'unité 3M est supérieure aux 7,4 km/s postulés par Berckhemer.

— Les surfaces limitant à leur base les unités 2M et 3M correspondent respectivement au chevauchement des massifs cristallins externes (A) et au chevauchement pennique frontal (B) (aspect structural de notre hypothèse de départ). Les plis déversés vers l'Est dans la zone pennique sont

interprétés comme associés au chevauchement pennique frontal, leur surface axiale étant en position antithétique par rapport à cette surface de chevauchement. Leur développement est probablement lié à la présence de l'unité 3M jouant le rôle de poinçon.

— Sous ces surfaces de chevauchement se trouve une certaine épaisseur de croûte (environ 10 km) correspondant selon nous aux zones à moindre vitesse dont l'existence a été reconnue sous les Aiguilles Rouges entre 10 et 20 km [Thouvenot et Perrier, 1981] ainsi que sous les zones internes [Choudhury, Giese et de Visintini, 1971]. Nous interprétons cette zone à moindre vitesse comme

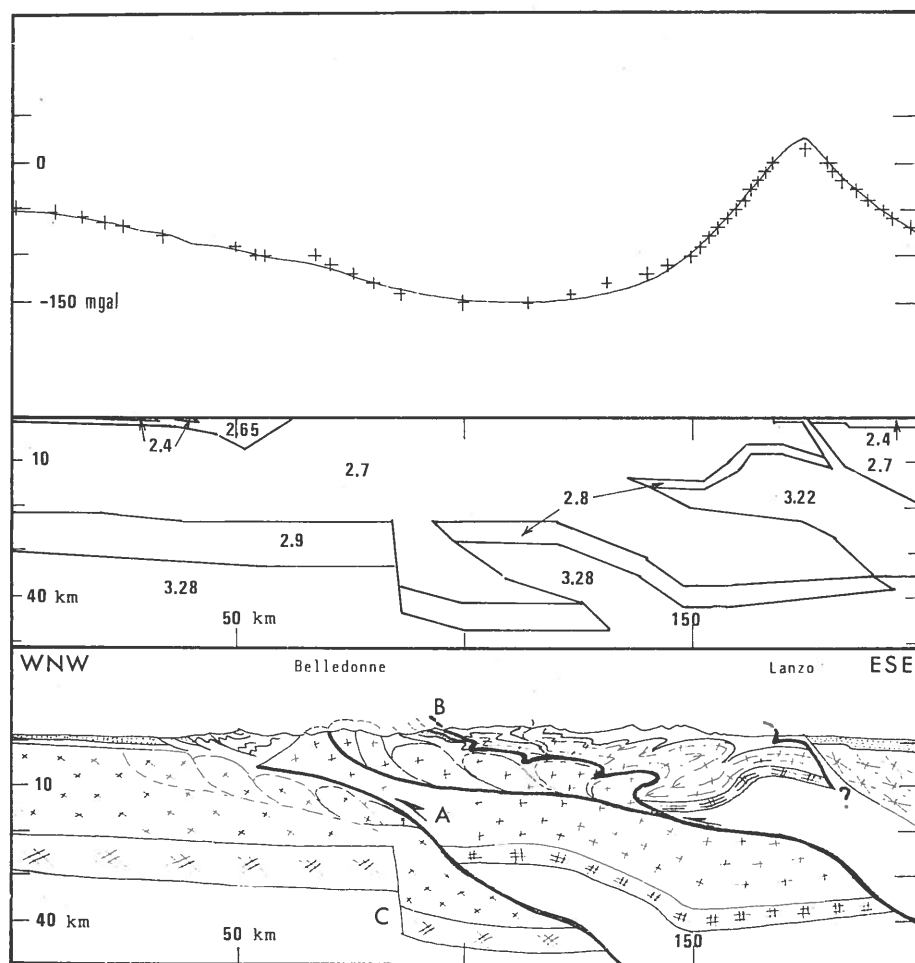


FIG. 5. — Coupe A4 : même légende que figure 4. C : une interprétation possible (cf. texte) de données télésismiques récentes [Poupinet *et al.*, 1983].

FIG. 5. — Cross-section A4 : same caption as Figure 4. C : a possible interpretation (see text) of recent teleseismic data [Poupinet *et al.*, 1983].

la tranche de croûte englobant les blocs basculés le long de failles normales listriques lors du rifting liasique. Il est probable que beaucoup de ces failles ont joué en faille inverse lors des compressions alpines (partie est de ces zones).

— Lors de l'élaboration du modèle gravimétrique, nous avons été amenés, pour la coupe A4, à introduire une flexure de la lithosphère européenne beaucoup plus importante que pour la coupe A1. Bien que la gravimétrie ne soit pas contraignante à ce niveau quand on raisonne sur une seule coupe, le fait de chercher à conserver une certaine continuité des unités 2M et 3M en passant de la coupe A1 à la coupe A4 est déterminant. Dans le modèle présenté à la fig. 5, nous sommes allés au-delà de cette modélisation gravimétrique en incluant une interprétation possible de données télésismiques récentes [Poupinet, Thouvenot, Hirn, Wittlinger et Tomassino, 1983] acquises le long d'un profil pra-

tiquement confondu avec A4. Nous insistons sur le fait que, même si les données télésismiques en question sont en accord avec cet important accident (C) qui affecterait la base de la croûte à l'aplomb des massifs cristallins externes, cette interprétation n'est qu'une possibilité parmi tout un éventail de modèles à hétérogénéités crustales ou subcrustales. Nous ne l'avons retenue que parce qu'elle nous paraissait la plus vraisemblable, compte tenu de la flexure mentionnée plus haut. Quoi qu'il en soit, et bien que ce point particulier, en raison de ses implications géodynamiques, nécessite une étude de terrain plus approfondie, il ne modifie en rien l'écaillage lithosphérique envisagé.

— Il convient de même d'attirer l'attention sur la croûte inférieure introduite tout au long des deux coupes. Si son existence est bien établie dans la partie occidentale jusqu'à l'aplomb des massifs cristallins externes, elle n'est que probable dans

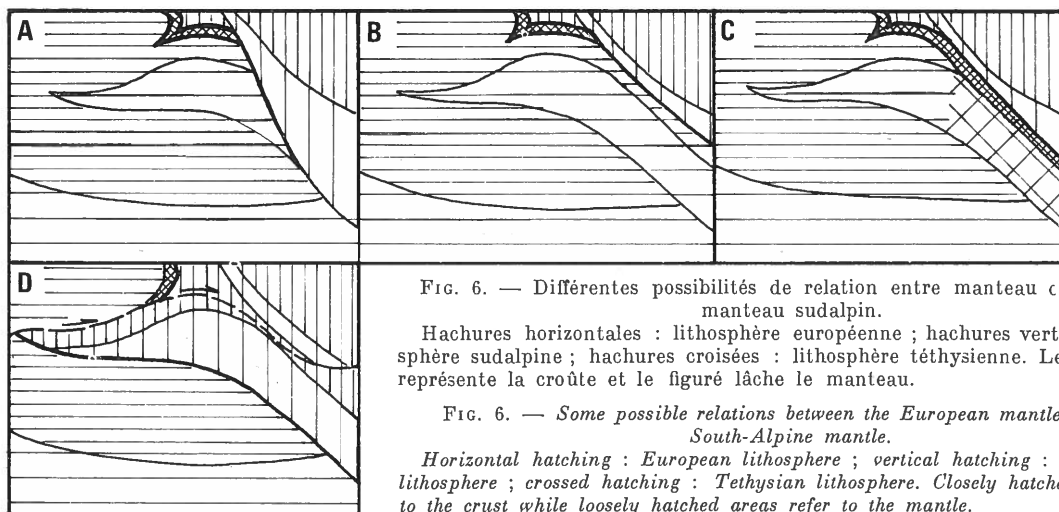
les zones plus internes. Un arbitraire supplémentaire est la prise en compte de la distension qui a affecté le domaine alpin avant l'orogénèse pour faire figurer un amincissement de la croûte inférieure vers l'intérieur de l'arc. La densité correspondante y est, dans le même schéma structural, plus faible que celle de la croûte inférieure subalpine.

— D'un point de vue gravimétrique, compte tenu de la précision de la carte des anomalies de Bouguer (relativement faible densité de points de mesures), nous avons ajusté nos modèles jusqu'à obtenir un écart type inférieur à 5 mgal.

passer la surface de rétrocharriage en-dessous de cette profondeur (fig. 6D).

2) Problème de l'écaillage de la lithosphère européenne.

Notre modèle structural, compatible avec les données géophysiques existantes, implique un écaillage affectant non seulement la croûte européenne, mais encore une partie du manteau supérieur sous-jacent. Si un écaillage de la croûte est aujourd'hui invoqué dans plusieurs cas de chaînes de montagnes (Himalaya, Alpes Centrales et Orientales,...), jamais



III. — DISCUSSION.

1) Problème des relations entre manteau européen et manteau sudalpin.

Si l'unité 2M appartient à la lithosphère européenne, si l'unité 4M appartient à la lithosphère sudalpine, il est bien plus délicat d'attribuer l'unité 3M à l'une ou l'autre des lithosphères en présence. Compte tenu de l'extension de l'unité 3M jusqu'au Sud de Dora Maira (socle pennique), l'hypothèse la plus simple est de faire de cette unité, ou du moins de sa partie occidentale, le soubassement de la croûte européenne. Le prolongement de cette unité sous la plaine du Pô étant très mal connu on peut aussi bien lui attribuer une valeur sudalpine (fig. 6A), européenne (fig. 6B) ou téthysienne (fig. 6C).

L'hypothèse qui attribue l'unité 3M à la lithosphère sudalpine nous semble plus difficile à accepter. Cette hypothèse implique en effet un rétrocharriage de Dora Maira d'environ 40 km vers l'Est sur l'unité 3M. Plus au Nord, la continuité de l'unité 4M jusque vers 20 km de profondeur au moins (d'après les modèles magnétiques) oblige à faire

le manteau supérieur n'a été impliqué dans le mécanisme. Cette originalité des Alpes Occidentales pourrait trouver son origine dans une structure du manteau supérieur héritée des périodes précédant la collision. Les caractères des unités 3M et 2M (dimension horizontale très supérieure à la dimension verticale, vitesses sismiques inférieures à 8 km/s) rappellent ceux des zones de manteau supérieur anormal associées aux zones en extension (dorsales, certains rifts). Aussi pensons-nous que ces unités de manteau formaient le soubassement des domaines à croûte amincie au Secondaire : marge européenne bordant la Téthys pour l'unité 3M, domaine valaisan pour l'unité 2M.

Notons enfin que le mode d'ouverture de la Téthys invoqué dans la figure 7a et qui suppose que la croûte glisse sur le manteau sous-jacent [Lombardo et Pognante, 1983] entraîne que les serpentinites peuvent former une bonne partie du plancher océanique. En conséquence, les ophiolites ne représentent plus nécessairement la croûte océanique et le manteau sous-jacent, mais peuvent n'être que des écailles arrachées à ce plancher océanique et traînées sous la croûte sudalpine. Le mécanisme

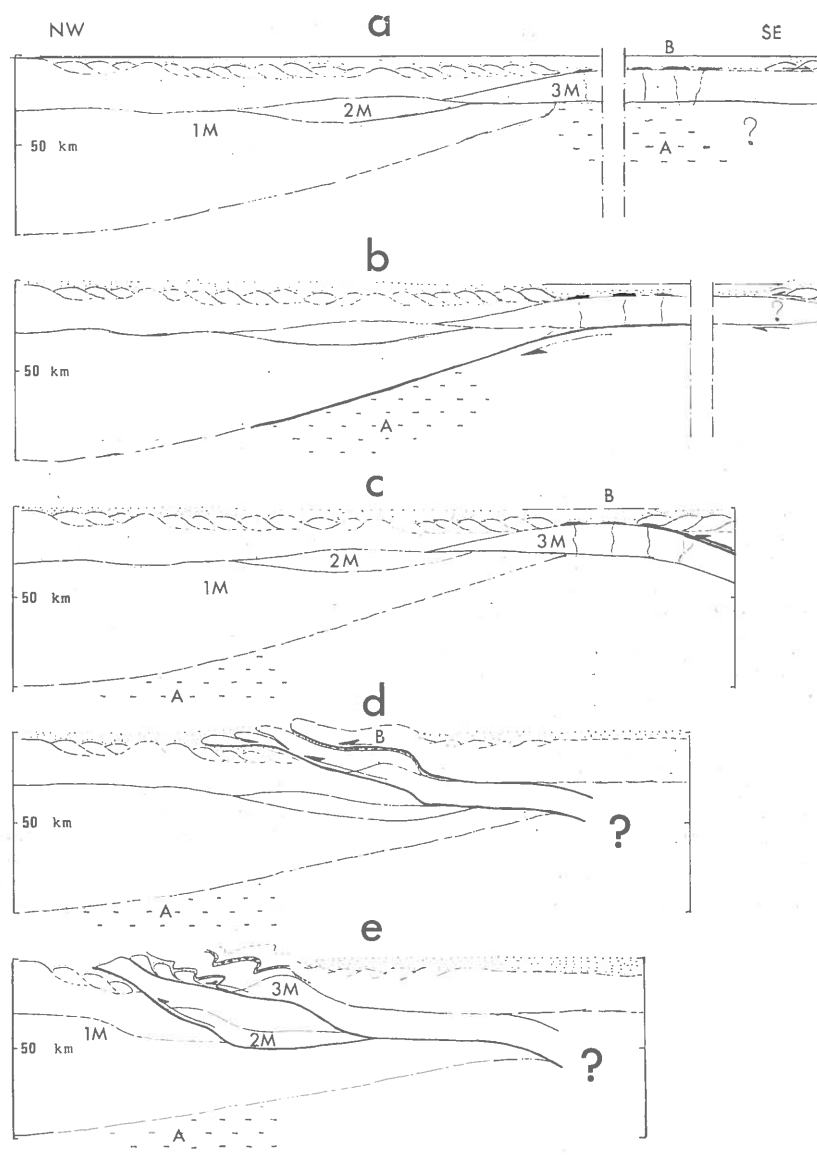


FIG. 7.

a) État supposé après l'ouverture de la Téthys.

A : manteau anormalement lent sous la Téthys (localisation imprécise) ; B : volcanisme sur le plancher océanique ; 2M : unité de manteau supérieur anormal (associée au domaine valaisan ?) ; 3M : unité de manteau supérieur anormal associée à la marge européenne et à la Téthys.

b) Subduction vers le NW (Crétacé supérieur-Paléocène) invoquée pour expliquer la présence de manteau anormalement lent sous les Alpes Occidentales.

c) Subduction vers le SE après blocage de la subduction précédente.

d) Collision (à partir de l'Éocène) entre les continents européen et sudalpin : chevauchement du socle sudalpin sur le socle européen (pennique) puis chevauchement du socle pennique interne sur le socle pennique externe. La mise en place de l'unité 3M est à associer à ce dernier chevauchement.

e) Poursuite de la collision (Oligocène à Actuel) : chevauchement des massifs cristallins externe associés à la mise en place de l'unité 2M.

FIG. 7.

a) Speculative cross-section after the opening of the Tethys ; A : abnormally slow mantle under the Thetys (inaccurate position) ; B : volcanism on the oceanic floor ; 2M : abnormal upper mantle unit (associated to the Valaisan domain ?) ; 3M : abnormal upper mantle unit associated to the European margin and to the Tethys.

b) North westward subduction (Upper Cretaceous to Palaeocene) which can be put forward to explain the presence of abnormally slow mantle under the Western Alps.

c) Southeastward subduction after the previous subduction stopped.

d) Collision (from the Eocene onwards) between the European and South-Alpine continents : thrust of the South-Alpine basement on the European (Penninic) basement, followed by a thrust of the internal Penninic basement on the external Penninic basement. The positioning of unit 3M is to be associated to this last thrust.

e) Collision proceeds (Oligocene to present time) : thrust of the « massifs cristallins externes » associated to the positioning of unit 2M.

d'obduction auquel on fait généralement appel pour expliquer la présence de ces ophiolites ne serait donc plus indispensable.

Remerciements. Nous remercions G. Perrier pour ses remarques constructives lors de la rédaction de cette note.

Références

- ALBERT G. (1974). — Die magnetische Anomalie der Ivrea-zone. *J. Geophys.*, 40, p. 283-301.
- BERCKHEMER H. (1968). — Topographie des « Ivrea-Körpers » abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 48/1, p. 235-246.
- CHOUDHURY M. A., GIESE P. et VISINTINI G. DE (1971). — Crustal structure of the Alps : some general features from explosion seismology. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, XIII/51-52, p. 211-240.
- CLOSS H. et LABROUSTE Y. (1963). — Recherches séismologiques dans les Alpes Occidentales au moyen de grandes explosions en 1956, 1958 et 1960. C.N.R.S., 241 p.
- FROIDEVAUX P. et GUILLAUME A. (1979). — Contribution à l'analyse structurale des Alpes liguro-piémontaises par l'étude du champ magnétique terrestre. *Tectonophysics*, 54, p. 139-157.
- KAMINSKI W. et MENZEL H. (1968). — Zur Deutung der Schwere-anomalie des Ivrea-Körpers. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 48/1, p. 255-260.
- LABROUSTE Y., CHOUDHURY M. A. et PERRIER G. (1963). — Essai d'interprétation n° 2. In : Closs et Labrouste p. 176-201.
- LANZA R. (1975). — Profili magnetici e di gravità nelle Alpi Occidentali. *Riv. It. Geofisica*, II-2, p. 175-183.
- LANZA R. (1982). — Models for interpretation of the magnetic anomaly of the Ivrea body. *Geol. Alp.*, 58, p. 85-94.
- LOMBARDO B. et POGNANTE U. (1983). — Tectonic implications in the evolution of the Western Alps ophiolites metagabbros, *Ophioliti*, sous presse.
- MÉNARD G. (1979). — Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France ; essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 178 p.
- PERRIER G. et VIALON P. (1980). — Les connaissances géophysiques sur le Sud-Est de la France ; implications géodynamiques, *Géol. Alp.*, 56, p. 13-20.
- POUPINET G., THOUVENOT F., HIRN A., WITTLINGER G. et TOMASSINO A. (1983). — A teleseismic profile on a transverse section of the Western Alps between Grenoble and Susa. XVIIIth Congr. IUGG, Hamburg.
- THOUVENOT F. et PERRIER G. (1981). — Seismic evidence of a crustal overthrust in the Western Alps. *Pure Appl. Geophys.*, 119, p. 163-184.