

Interprétation structurale des données du profil de sismique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes entre le front Pennique et la ligne du Canavese (Alpes occidentales)

par MARC TARDY*, ERIC DEVILLE*, SERGE FUDRAL*, STÉPHANE GUELLEC*, GILLES MENARD*, FRANÇOIS THOUVENOT** et PIERRE VIALON**

Mots clés. – Alpes occidentales, Domaine pennique, Sismique réflexion profonde ECORS-CROP, Ecaillage lithosphérique, Accrétion tectonique, Modélisation.

Résumé. – Cette note montre les difficultés d'une interprétation structurale unique du domaine pennique des Alpes occidentales imagé par le profil de sismique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes. Les données de celui-ci sont en effet insuffisantes à elles seules pour permettre de trancher entre la présence de deux ou trois écaillages affectant la limite croûte-manteau et de poursuivre les structures dans la croûte. De même les données restent discutables pour interpréter seulement en «procharriages» ces différents écaillages ou au contraire admettre l'existence d'un chevauchement en retour pour expliquer l'écaillage du corps d'Ivrea supérieur. Il s'ensuit que l'émergence des différents plans de découplage profonds à l'avant ou au sein des massifs cristallins externes, ou dans le chevauchement pennique frontal, ne peut être que suggérée en fonction des hypothèses préalables admises. Différents modèles interprétatifs sont proposés; ils ne sont pas contredits par les autres données actuellement disponibles.

Structural interpretation of the ECORS-CROP Alps deep seismic data between the Penninic thrust and the Canavese line

Key words. – Western Alps, Penninic realm, ECORS-CROP deep seismic reflection, Lithospheric slicing, Tectonic accretion, Modelisation.

Abstract. – Open interpretative possibilities are offered by the ECORS-CROP Alps seismic profile data, between the Penninic thrust and the Canavese line (western Alps). However they are all consistent with large crustal flakings involving more or less intensively the upper mantle and showing a more than 50 km crustal thickening, beneath the Gran Paradiso massif.

Two likely hypothesis have led our interpretations. These hypotheses take into account the vertical reflection results, those of the wide angle shots and those of the gravity. The first one interests the number of slices involving the crust-mantle boundary. Two main mantle slices look sure. The highest agree with the classical Ivrea body called here "corps d'Ivrea principal" (C.I.P.) or main Ivrea body. The second, deepest, only revealed by wide angle shots is named "corps d'Ivrea inférieur" (C.I.I.) or lower Ivrea body. The second one interests the assumed kinematic model. The shortening logic does not forbid superimposed back thrustings on early westward thrustings.

Two basic interpretative possibilities of the profile are developed and discussed. The first model (fig. 6A) expands the logic of the constant westward thrustings, and the main Ivrea body flaking is connected with the westward thrusting of the HP metamorphosed alpine units upon the external Briançonnais units or "zone houillère" (F.V.). Therefore the "corps d'Ivrea inférieur" (C.I.I.) or lower Ivrea body is connected with the Penninic thrust (C.P.F.). The second model (fig. 6B) shows the early westward thrustings cut by backthrustings leading to the complete isolation of the main Ivrea body. In this model the lower Ivrea body sustains in place or substitutes south-Alpine crust.

I. – INTRODUCTION

Dans les Alpes occidentales franco-italiennes les zones penniques (ou zones internes) comprises entre les massifs cristallins externes et la plaine du Pô, sont constituées d'écaillages imbriqués et de nappes de charriage dont la plupart ont été, au cours de l'évolution alpine mésozoïque et cénozoïque, polydéformées et polymétamorphosées. Elles forment un ensemble extrêmement complexe, objet de controverses, malgré les nombreuses analyses géologiques qui y sont pratiquées. Les parties profondes de ces zones sont encore mal connues; des données géophysiques ont cependant permis de proposer, pour le corps d'Ivrea, une modélisation en plusieurs unités [Ménard et Thouvenot, 1984], tandis que la réalisation de coupes équilibrées à l'échelle

crustale [Butler, 1983; Ménard et Thouvenot, 1987] conduit à des schémas cohérents possibles des racines de cet édifice né de la collision [Argand, 1916; Laubscher, 1971; Dal Piaz *et al.*, 1972; Compagnoni *et al.*, 1977; Tapponnier, 1977; Mattauer et Tapponnier, 1978].

Compte tenu du style des déformations souvent profondes et synmétamorphes, il était prévisible que la méthode de sismique réflexion industrielle mise en œuvre par les programmes CROP¹ et ECORS², ne fournirait que quelques rares informations sur les structures héritées des premiers stades de la tectogenèse alpine classiquement rapportés à la subduction et à la collision intervenues durant le Crétacé supérieur et le Tertiaire inférieur. Par contre, une image sur laquelle apparaîtraient les déformations les plus récentes de cette partie de la chaîne était attendue. Celle-ci

* Géologie, Univ. Savoie, BP 1104, 73011 Chambéry cedex et URA au CNRS n° 69, Géologie alpine.

** LGIT-IRIGM, Univ. Fourier, BP 53X, 38041 Grenoble cedex et URA au CNRS n° 733.

1. CROP : Crosta profonda (Italie).

2. ECORS : Etude de la croûte Continentale et Océanique par Réflexion et Réfraction Sismiques (France).

donnée par le profil ECORS-CROP Alpes [Bayer *et al.*, 1987], est ici décrite plus précisément en ce qui concerne la partie comprise entre le Front pennique et la ligne du Canavese, puis, une fois confrontée aux données de la géologie de surface et d'autres méthodes géophysiques, interprétée.

II. — RAPPEL DES PRINCIPALES UNITÉS PENNIQUES RECOUPÉES PAR LE PROFIL ECORS-CROP ALPES

Entre la retenue de Roselend implantée sur la retombée orientale du massif cristallin externe de Belledonne et la plaine du Pô, les informations sismiques profondes ont été recueillies le long des vallées du Torrent des Glaciers jusqu'à Bourg-Saint-Maurice, de la haute Isère jusqu'au col de la Galise et de l'Orco jusqu'à son débouché dans la plaine du Pô (fig. 1 et 2).

Selon ce trajet, choisi au mieux possible, perpendiculaire aux structures penniques de cette partie de l'arc alpin [Damtotte *et al.*, 1990], ont été recoupés successivement du nord-ouest vers le sud-est (fig. 2 et 3):

1) Le Front pennique

C'est la limite structurale entre domaines externe et interne de la chaîne. Il s'agit d'une zone d'écrasement et de chevauchement, large de quelques kilomètres, où les accidents soulignés à l'affleurement par des amas plus ou moins épais de cargneules et de gypses, apparaissent avec des géométries diverses : chevauchements cisailants plongeant vers le sud-est, accidents verticaux à composantes latérales parfois importantes, plans de chevauchements plissés secondairement... L'accident amenant la première unité pennique en contact avec le domaine externe est dit Chevauchement pennique frontal [Gignoux et Moret, 1934].

A l'affleurement, dans le secteur du Cormet de Roselend, le Chevauchement pennique frontal apparaît comme un cisaillement plan qui plonge à 40° vers le sud-est. Tronquant à leur base les unités antérieurement plissées qu'il porte et cisailant les unités ultra helvétiques et delphino-helvétiques sous-jacentes, rétrodéversées à l'arrière des massifs cristallins externes, ses caractères sont ceux d'un accident, postérieur à la structuration en nappes du domaine externe et de ce fait, pour le moins, postérieur à l'Aquitainien. Récemment Ménard [1988], à partir d'arguments complémentaires, propose que la surface de l'accident pennique frontal, après avoir guidé le chevauchement des unités penniques vers le nord-ouest à l'Oligocène-Miocène basal, joue depuis en décrochement dextre.

Dans la bande étroite du Front pennique que le Profil ECORS traverse sur 10 km, des écailles de toutes tailles et de natures variées sont rassemblées selon un dispositif géométrique en relais extrêmement complexe. Ce sont à l'endroit du profil :

— *la nappe des Brèches de Tarentaise* dans laquelle un substratum d'affinité briançonnaise est surmonté par une puissante série de flysch calcaire rapportée au Crétacé su-

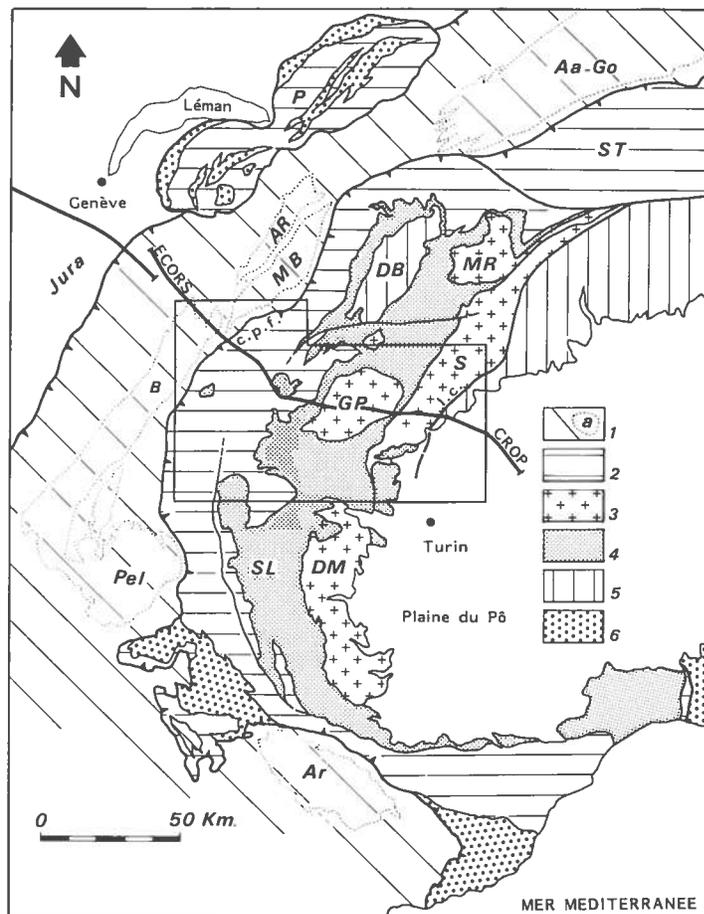


FIG. 1. — Localisation du profil ECORS-CROP Alpes au travers des Alpes occidentales.

1 : zones alpines externes (a : contours des massifs cristallins externes); 2 : unités penniques externes et briançonnaises; 3 : massifs cristallins internes; 4 : "Schistes lustrés" complex; 5 : unités austro-alpines et sud-alpines; 6 : flyschs à Helminthoïdes.

Aa-Go : massifs de l'Aar et du Gothard; A.R. : massif des Aiguilles Rouges; M.B. : massif du mont Blanc; B : massif de Belledonne; Pel. : massif du Pelvoux; P. : Préalpes; S.T. : nappes simplon-tessinoises; M.R. : massif du Mont Rose; G.P. : massif du Grand Paradis; D.M. : massif de Dora Maira; S. : massif de Sesia; S.L. : Schistes lustrés; D.B. : nappe de la Dent Blanche; c.p.f. : Chevauchement pennique frontal; l.c. : ligne du Canavese.

FIG. 1. — Location of the ECORS-CROP Alps profile in the western Alps. 1: external Alpine zones (a: outline of the external basement massifs); 2: external Penninic and Briançonnais zones; 3: internal crystalline massifs; 4: "Schistes lustrés" complex; 5: Austro- and South-Alpine zones; 6: Helminthoid flyschs.

Aa-Go: Aar and Gothard massifs; A.R.: Aiguilles Rouges massif; M.B.: Mont Blanc massif; B.: Belledonne massif; Pel.: Pelvoux massif; P.: Préalpes; S.T.: Simplon and Ticino nappes; M.R.: Monte Rosa massif; G.P.: Gran Paradiso massif; D.M.: Dora Maira massif; D.B.: Dent Blanche nappe; c.p.f.: frontal Penninic thrust; l.c.: Canavese line.

périeur-Paléocène [Antoine, 1971]. Elle est affectée par un métamorphisme épizonal.

Les Roches vertes du Versoyen, élément des ophiolites valaisannes, forment un feston étroit et d'extension limitée sur la frange orientale de la nappe. Leur interprétation est toujours sujette à discussions. Il s'agit de coulées basiques

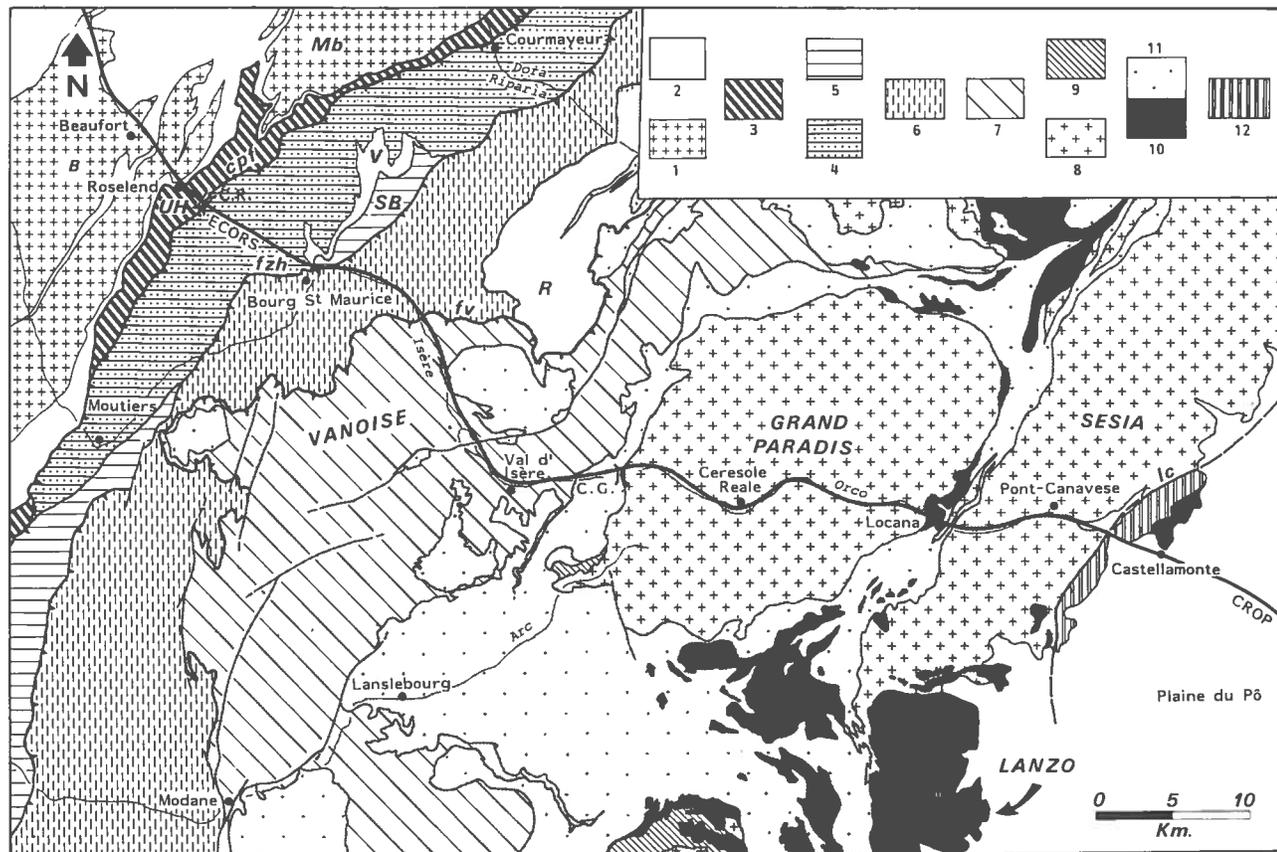


FIG. 2. Schéma structural simplifié du secteur des Alpes occidentales recoupé par le profil ECORS-CROP Alpes.

1 : massifs cristallins externes; 2 : couverture sédimentaire delphino-helvétique; 3 : unités ultra-dauphinoises; 4 : nappe des Brèches de Tarentaise; 5 : zone subbriançonnaise et unité des Schistes du Petit Saint-Bernard; 6 : zone houillère; 7 : Briançonnais interne; 8 : massifs cristallins internes; 9 : couverture des massifs cristallins internes; 10 : ophiolites y compris Lanzo; 11 : Schistes lustrés; 12 : domaine sud-alpin. La surcharge en gris désigne les unités affectées par les métamorphismes HP alpins.

B. : massif de Belledonne; Mb. : massif du Mont Blanc; U.H. : Ultra-helvétique; V. : roches vertes du Versoyen; S.B. : Schistes du Petit Saint-Bernard; R. : massif du Rutor; c.p.f. : chevauchement pennique frontal; F.V. : front des unités à métamorphisme HP de Vanoise; F.z.h. : front de la zone houillère; C.G. : col de la Galise; C.R. : Cornet de Roselend.

FIG. 2. - Simplified structural sketch-map of the western Alps area crossed by the ECORS-CROP Alps profile.

1: external basement massifs; 2: Dauphinois-Helvetic sedimentary cover; 3: Ultrahelvetic units; 4: Brèches de Tarentaise nappe; 5: Subbriançonnais zone and Petit Saint-Bernard unit; 6: "zone houillère"; 7: internal Briançonnais units; 8: internal basement massifs; 9: sedimentary cover of the internal basement massifs; 10: ophiolites and Lanzo body; 11: "Schistes lustrés"; 12: southern Alpine realm. The grey domain corresponds to the HP metamorphosed Alpine units.

B.: Belledonne massif; M.b.: Mont-Blanc massif; U.H.: Ultrahelvetic units; V.: Versoyen green stones; S.B.: Petit Saint-Bernard unit; R.: Rutor massif; c.p.f.: frontal Penninic thrust; F.V.: frontal thrust of the HP metamorphosed units of Vanoise; f.z.h.: "zone houillère" frontal thrust; C.G.: Galice pass; C.R.: Cornet de Roselend.

(d'âge crétacé inférieur probable) à rares pillows, intercalées dans des assises volcano-détritiques. Elles présentent un métamorphisme à faciès schiste bleu, récemment daté à 76 Ma [Schurch, 1987]. En un point affleurent des gabbros dont le métamorphisme est de type éclogitique [Lasserre et Laverne, 1976]. Antoine [1971] en fait la base stratigraphique normale d'une unité particulière qui serait issue d'une dépendance septentrionale du paléo-domaine océanisé téthysien : le bassin valaisan [Debelmas, 1975; Trümpy, 1980];

— *l'unité des Schistes du Petit Saint Bernard* dans laquelle les formations d'âge fini-triasique à jurassique moyen et d'affinité externe (delphino-helvétique à sub-

briançonnaise) sont affectées de plis isoclinaux synschisteux et par un métamorphisme à faciès schiste vert [Elter et Elter, 1957].

2) La zone houillère ou Briançonnais externe

En Tarentaise, elle montre à l'affleurement une épaisse série détritico-permo-carbonifère qui n'a conservé que çà et là des lambeaux de couverture réduite du Trias. L'ensemble est affecté par des plis et schistosités disposés en éventail et par un métamorphisme éocène terminal-oligocène inférieur, de faciès schiste vert ou à lawsonite, albite, chlorite pour la partie la plus interne de la zone [Caby *et al.*, 1978].

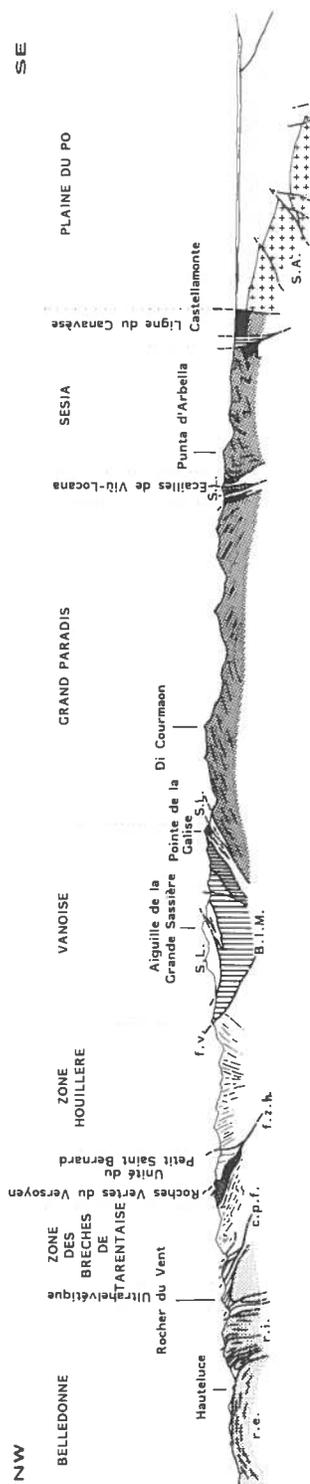


FIG. 3. — Coupe géologique simplifiée des zones internes alpines entre Belledonne et la plaine du Pô. Son tracé, parallèle à celui du profil ECORS-CROP, passe par les principaux sommets morphologiques quelques kilomètres au nord.
 B.I.M. : Briançonnais interne métamorphisé; c.p.f. : chevauchement pennique frontal; f.v. : front des unités à métamorphisme HP de Vanoise; f.z.h. : front de la zone houillère; r.e. : rameau externe de Belledonne; r.i. : rameau interne de Belledonne; S.A. : domaine sud-alpin; S.L. : Schistes lustrés.

FIG. 3. Simplified geological cross-section of the internal Alpine zones between the Belledonne massif and the Po valley. This cross section is parallel to the ECORS-CROP profile, passing some kilometers to the north, along the main morphologic summits.
 B.I.M.: Internal metamorphosed Briançonnais; c.p.f.: frontal Penninic thrust; f.v.: frontal thrust of the HP metamorphosed units of Vanoise; f.z.h.: "zone houillère" frontal thrust; r.e.: external slab of the Belledonne massif; r.i.: "internal slab" of the Belledonne massif; S.A.: southern Alpine realm; S.L.: "Schistes lustrés".

Les roches cristallines du massif du Ruitor, parfois considérées comme le socle de cette zone houillère, possèdent localement des reliques d'un métamorphisme anté-alpin de faciès amphibolite [Bocquet, 1974a]; elles ont été affectées au cours du cycle alpin par un métamorphisme HP de faciès schiste bleu à grenat [Dal Piaz et Govi, 1965; Bocquet, 1974b] avec, localement, développement du faciès éclogitique [Caby *et al.*, 1978].

L'âge du chevauchement de la zone houillère Briançonnaise sur les unités penniques les plus externes, probablement contemporain du premier jeu chevauchant de l'accident pennique frontal, est au moins postérieur à l'Eocène moyen [Ellenberger *et al.*, 1952].

3) Une ceinture complexe polytectonisée et polymétamorphisée

Elle regroupe plusieurs ensembles structuraux : Briançonnais interne de Vanoise, massifs cristallins internes du Grand Paradis et de Sesia enveloppés de Schistes lustrés. Ces derniers, selon les travaux récents, comprenant d'une part les couvertures originelles de ces massifs et donc de la paléo-marge européenne, d'autre part les ophiolites et sédiments issus du paléo «océan» téthysien [Aubouin *et al.*, 1977; Marion, 1984; Fudral et Deville, 1986; Deville, 1987; Fudral *et al.*, 1987].

Les formations de cette ceinture ont été affectées par des déformations de niveau structural profond et par des métamorphismes HP de faciès schiste bleu (daté 38-40 Ma); [Bocquet *et al.*, 1974; Chopin et Maluski, 1980] pour le Briançonnais interne de Vanoise et les enveloppes supérieures de Schistes lustrés et de faciès éclogitique (daté entre 130 et 65 Ma) [Bocquet *et al.*, 1974; Hunziker, 1974; Chopin et Maluski, 1980; Dal Piaz et Lombardo, 1985] pour les massifs cristallins internes et les enveloppes inférieures de Schistes lustrés. Pour Marion [1984] et Deville [1987], la mise en place de cette ceinture sur la zone houillère, daterait de l'Oligocène.

Les structures en coupoles des massifs cristallins internes (et en particulier du Grand Paradis) ont pour origine des bombements tardifs vraisemblablement miocènes [Carpena, 1985].

4) La ligne du Canavese

Elle correspond à une bande étroite de fractures profondes très redressées à leur émergence et dont les jeux sont à composantes verticales et décrochantes dextres [Laubscher, 1971; Lacassin, 1986]. Elle sépare la précédente ceinture polymétamorphisée de la zone d'Ivrée dépourvue de métamorphisme alpin, laquelle fait partie du domaine sud-alpin effondré ici en bordure de la plaine du Pô.

Les premiers jeux verticaux des failles de la ligne du Canavese sont pour le moins contemporains du dépôt des premiers niveaux molassiques conglomératiques d'eau douce (gompholite oligocène) déposés dans la plaine du Pô au début de sa subsidence.

III. – LES DONNÉES DU PROFIL ECORS-CROP ALPES

Elles sont présentées d'abord sur un pointé sismique réalisé à partir des données sismiques non migrées puis sur une coupe profondeur obtenue après migration.

1) Le pointé sismique (fig. 4)

Du nord-ouest vers le sud-est ont distingué trois grands ensembles aux signatures sismiques différentes.

a) Une bande de réflecteurs (fig. 4, 1a) inclinés vers le sud-est qui recoupe la surface à l'endroit du Front pennique et plus précisément entre le Chevauchement pennique frontal émergeant au Cormet de Roselend et l'accident frontal de la zone houillère briançonnaise près de Sez. Elle se suit jusqu'à une profondeur de 6 sec. T.D. sous Val d'Isère.

Au-dessous de cette bande, entre 5 et 8 sec. T.D., on note des réflecteurs plongeant vers le nord-ouest (fig. 4, 1b).

b) Sous la Vanoise et sous le Grand Paradis, trois zones de réflecteurs peuvent être identifiées à l'intérieur du second ensemble.

Près de la surface, entre 0 et 2 sec. T.D. (fig. 4, 2a) les réflecteurs sont rares et ténus, horizontaux ou faiblement inclinés vers le nord-ouest.

Entre 3 et 8 sec. T.D., la croûte alpine est beaucoup plus réfléchissante. Son litage présente un profil convexe vers le haut dont l'apex est situé sous la Vanoise orientale (fig. 4, 2b). Sous le massif du Grand Paradis deux zones réfléchitives superposées sont inclinées vers le sud-est (fig. 4, 2c). Là encore un profil convexe vers le haut caractérise la moins profonde, à environ 3 sec. T.D. Vers le bas, ces zones sont plutôt rectilignes.

Au-dessous de 8 sec. T.D., la coupe sismique montre un caractère différent avec peu ou pas de réflecteurs. C'est approximativement la profondeur où la sismique réflexion grand angle [ECORS-CROP DSSG, 1989; Thouvenot *et al.*, 1990], quelques dizaines de kilomètres au sud, a reconnu un réflecteur interprété comme une écaïlle de manteau entre 25 et 30 km (fig. 4, 2d).

c) Entre le Grand Paradis et la ligne du Canavese, la coupe sismique est pauvre en réflecteurs (fig. 4, 3a), en contraste avec la complexité de cette partie du domaine pennique. Un seul marqueur est présent sous le massif de Sesia à 5 sec. T.D. (fig. 4, 3b); il s'agit d'un réflecteur de forte énergie, d'extension limitée, légèrement concave vers le haut, qui a été également repéré par la sismique réflexion grand angle à la même place et à la même profondeur [ECORS-CROP DSSG, 1989; Thouvenot *et al.*, 1990].

Au-dessous, vers 6 à 7 sec. T.D. (fig. 4, 3c), quelques réflecteurs discrets plongent vers le sud-est. Ils peuvent représenter un éventuel prolongement des zones réfléchitives rectilignes situées sous le Grand Paradis.

Aucun marqueur sismique n'apparaît sur le profil à la verticale de la ligne du Canavese, certainement en raison de la géométrie trop redressée de ses accidents. Au-delà, sous la plaine du Pô, les réflecteurs sont ceux du bassin padan et des ensembles sud-alpins sous-jacents.

2) La coupe profondeur

Pour rendre possible l'interprétation géologique de ce profil sismique écoute longue, une migration a été réalisée par l'un d'entre nous (S.G.). Elle permet de mieux replacer les réflecteurs inclinés de la coupe temps.

Il a été choisi de migrer le pointé sismique initial (pointé à la main), à l'aide du logiciel RAYMIG TM [Raynaud, 1988], afin de visualiser les principales modifications apportées par rapport à la coupe temps de départ (fig. 5A). Les positions des différents ensembles de réflecteurs repérés sur la coupe temps (cf. supra) sont modifiées proportionnellement à leurs inclinaisons et profondeurs. Plusieurs hypothèses de vitesses ont été testées. Il a été ainsi constaté que des variations faibles (10 à 15 %) des vitesses, seules possibles, induisaient des modifications minimales de l'image obtenue. Il a finalement été choisi de présenter une coupe profondeur réalisée à l'aide d'une migration faite avec les vitesses indiquées sur la figure 5B. Les vitesses de propagation dans les parties profondes sans réflecteurs qui n'ont que très peu d'influence n'ont pas été portées.

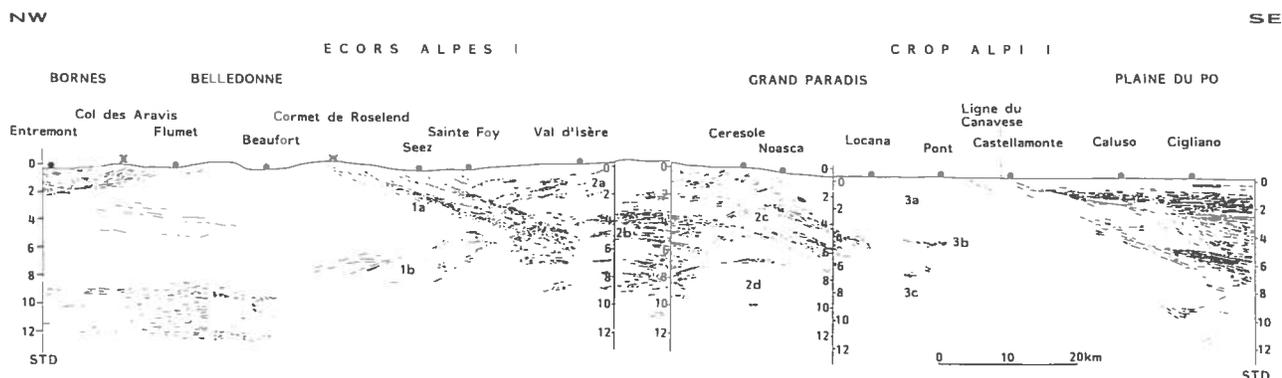


FIG. 4. – Pointé sismique non migré de la partie du profil ECORS-CROP Alpes comprise entre le massif subalpin des Bornes et la plaine du Pô. Commentaire dans le texte.

FIG. 4. – Unmigrated line drawing of the ECORS-CROP Alps not migrated profile between the Bornes massif of the Subalpine chains and the Po valley.

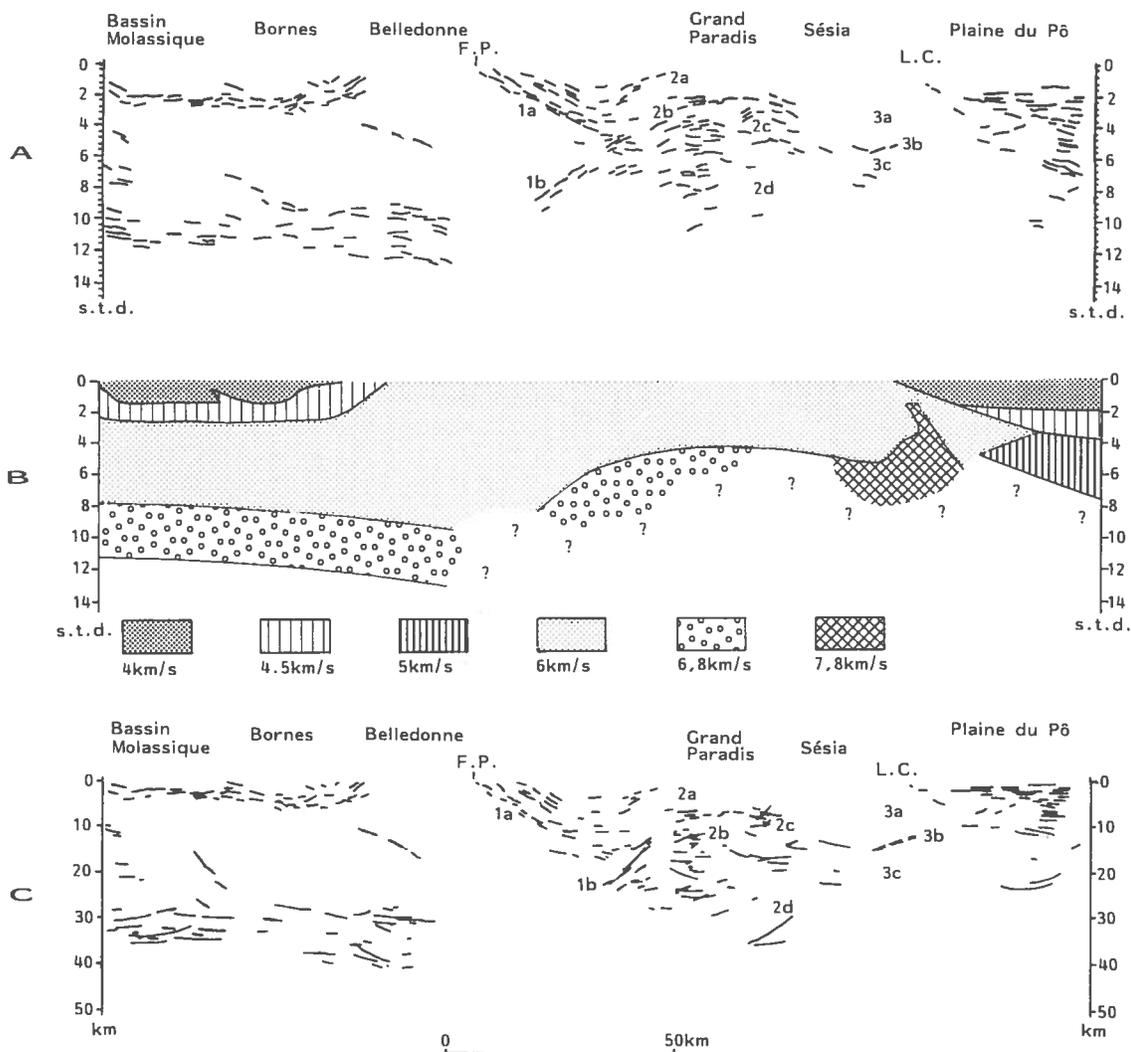


FIG. 5. — Migration de la partie du profil sismique ECORS-CROP Alpes comprise entre le massif subalpin des Bornes et la plaine du Pô.

A. — Pointé sismique initial simplifié : coupe temps.
 B. — Lois de vitesses utilisées pour réaliser la migration.
 C. — Pointé sismique migré : coupe profondeur.

FIG. 5. — Migration of the ECORS-CROP Alps seismic profile between the Bornes massif of the Subalpine chains and the Po valley.
 A. — Simplified line drawing: time section.
 B. — Velocity model.
 C. — Migrated depth section.

Sur la coupe profondeur ainsi obtenue (fig. 5B) on remarque :

— que l'ensemble des réflecteurs 1b se replace, pour l'essentiel, dans la zone litée sous la Vanoise, entre 10 et 20 km de profondeur et conserve son inclinaison vers le nord-ouest à 30°. Seuls demeurent au-dessous de l'ensemble 1a, entre 17 et 22 km de profondeur, quelques uns de ces réflecteurs, plongeant vers le nord-ouest;

— que l'ensemble des réflecteurs 2c apparaît moins nettement ce qui n'empêche pas une figure générale convexe vers le haut de se dessiner dans la croûte, sous le Grand Paradis;

— que les réflecteurs 3b sous le massif de Sesia tout en dessinant une forme concave vers le haut s'étalent sur plus de 20 km du nord-ouest vers le sud-est, entre 12 et 15 km de profondeur.

IV. — INTERPRÉTATION STRUCTURALE

Il est clair que pour interpréter ces données il est nécessaire de formuler quelques hypothèses vraisemblables qui prennent en compte non seulement les résultats de la sismique réflexion verticale, mais aussi ceux de la sismique

grand angle et de la gravimétrie. De même il est également nécessaire de choisir, *à priori*, un modèle cinématique permettant de guider son raisonnement sur des données encore insuffisantes et qui ne doivent néanmoins pas être contredites.

La première hypothèse vraisemblable et actuellement admissible, concerne le nombre d'écaillages affectant la limite croûte-manteau. Deux écaillages mantelliques paraissent sûres. La plus élevée, la plus interne, correspond au corps d'Ivrea classique, qui sera dit principal. Son toit est à 12-15 km de profondeur et elle s'étend vers l'ouest à quelques kilomètres au-delà de l'aplomb du massif de Sesia. La seconde, plus externe et plus profonde qui n'a été vue qu'en sismique grand angle sera dite corps d'Ivrea inférieur. Son toit se situerait vers 22-24 km et elle s'étendrait jusqu'à l'extrémité occidentale de l'anomalie d'Ivrea alors qu'à l'est, elle s'enfonce sous l'écaillage mantellique supérieure. Une troisième écaillage plus externe pourrait exister. Est-elle constituée de matériel mantellique ou seulement de croûte inférieure ? Son existence éventuelle ne s'appuie pas sur les données sismiques mais est déduite de la grande épaisseur de croûte (25 à 30 km) qu'il est nécessaire de placer entre le corps d'Ivrea inférieur et la partie la plus profonde du Moho, ainsi que des réflexions sismiques enregistrées antérieurement [Closs et Labrouste, 1963; ECORS-CROP DSSG, 1989; Thouvenot *et al.*, 1990] vers 55 km de profondeur, au sud du profil ECORS, et mises aussi en évidence plus au nord dans les Alpes centrales [Piffner *et al.*, 1988].

La seconde hypothèse à formuler concerne le modèle cinématique adopté : doit-on rester dans un système d'imbrication d'écaillages successives toujours normalement superposées et en direction du nord-ouest (= procharriages) ou bien la logique du raccourcissement permet-elle d'introduire des écaillages à vergence opposée (charriages vers l'arrière ou en retour = rétrocharriages à l'échelle des écaillages crustales à manteau impliqué et non seulement à l'échelle des unités superficielles que sous-entend souvent ce terme) ?

On pourrait penser que les données sismiques acquises, confrontées à d'autres, gravimétriques en particulier, permettent de trancher facilement. En fait il n'en est rien, et dans l'état actuel des données et de leur traitement, il est seulement possible d'éliminer des hypothèses, incompatibles avec ces données, et non de proposer, et seulement à partir de celles-ci sans idée préconçue, de nouvelles hypothèses. Il est donc actuellement justifié de ne conserver que les seules possibilités de modèles structuraux qui ne sont pas formellement contredits par les données disponibles.

La conséquence de la confrontation des deux lots d'hypothèses (nombre d'écaillages possibles et sens des chevauchements) est la poursuite dans la croûte superficielle et l'émergence des principales surfaces de découplage profondes. Selon les hypothèses adoptées, il existe plusieurs possibilités :

— si l'écaillage du corps d'Ivrea principal (C.I.P.) est directement relié au Chevauchement pennique frontal, alors on peut penser que l'écaillage plus profond du corps d'Ivrea

inférieur (C.I.I.) correspond au chevauchement à l'intérieur des massifs cristallins externes, dans la logique du modèle en «procharriages» constants. C'est l'hypothèse défendue dans ce volume par Mugnier *et al.* Elle est raisonnablement soutenue par les résultats de sismique verticale qui peuvent être effectivement lus dans cette perspective;

— mais le chevauchement des massifs cristallins externes pourrait être relié à un écaillage plus profond et plus externe dont il faut se demander s'il implique le manteau ou seulement la croûte inférieure (hypothèse des 3 écaillages crustales). Alors les écaillages du corps d'Ivrea principal (C.I.P.) et du corps d'Ivrea inférieur (C.I.I.), peuvent être reliés respectivement au chevauchement du domaine pennique interne sur le domaine pennique externe (F.V. = front des unités à métamorphisme HP de Vanoise) et au Chevauchement pennique frontal (C.P.F.), dans la logique des «procharriages» constants. C'est l'hypothèse des 3 écaillages progrades (en fait une quatrième qui n'affecte que la croûte paraît se développer dans l'avant-pays en écaillant la croûte inférieure litée et émergeant sous la Haute Chaîne du Jura) que l'on peut soutenir ici (fig. 6A), en opposition à celle défendue par Mugnier *et al.* [1990]. Mais si la logique cinématique appliquée est celle des charriages en retour reprenant tardivement les procharriages, alors les deux écaillages mantelliques du corps d'Ivrea doivent être reliés au Chevauchement pennique frontal. Cependant après la phase de procharriages, un recouplement en retour, ou un sous charriage du corps d'Ivrea inférieur (C.I.I.), probablement à partir du Miocène moyen, permet l'isolement du corps d'Ivrea principal (C.I.P.), qui est détaché de la pointe de l'écaillage inférieure et reste ainsi plus superficiellement «flottant» en arrière de celle-ci. Cette hypothèse, également non contredite par les données, peut être soutenue en parallèle avec la précédente (fig. 6b).

V. — DISCUSSION ET ARGUMENTS

Ces interprétations assez différentes découlent essentiellement de l'idée que l'on peut avoir des mécanismes de raccourcissement-épaississement lithosphériques liés à la collision alpine. Il convient de situer maintenant sur quelles données sismiques peuvent indifféremment être soutenues l'une ou l'autre de ces hypothèses.

— Les réflecteurs 1a émergent (fig. 6) où se situe cartographiquement le Front pennique entre le Chevauchement pennique frontal (C.P.F.) et le chevauchement de la zone houillère briançonnaise (F.Z.H.). Les autres structures géologiques majeures — front des zones métamorphiques internes (F.V.), écaillages de Viu-Lozana (V.L.), ligne du Canavese (L.C.) — sont très redressées au voisinage de la surface. C'est sans doute pourquoi elles ne laissent aucune signature sismique qui permettrait de mieux contraindre un modèle cinématique donné. Il en est de même pour les différents toits successifs des écaillages mantelliques qui ne sont donnés sur le profil considéré que par la projection des images de sismique grand angle obtenues plus au sud [ECORS-CROP DSSG, 1989; Thouvenot *et al.*, 1990].

— Les réflecteurs attribués au Chevauchement pennique frontal plongent très régulièrement vers le sud-est jusqu'à environ 25 km de profondeur sous Val d'Isère. A ce niveau ils tendent à s'aplatir et à disparaître dans une zone sismi-

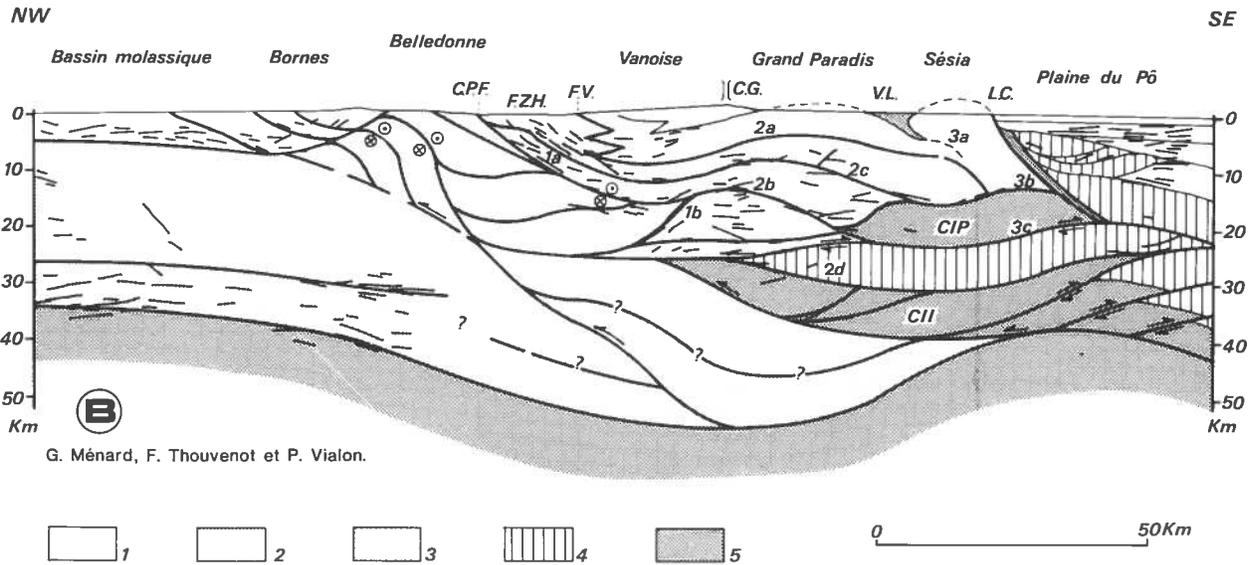
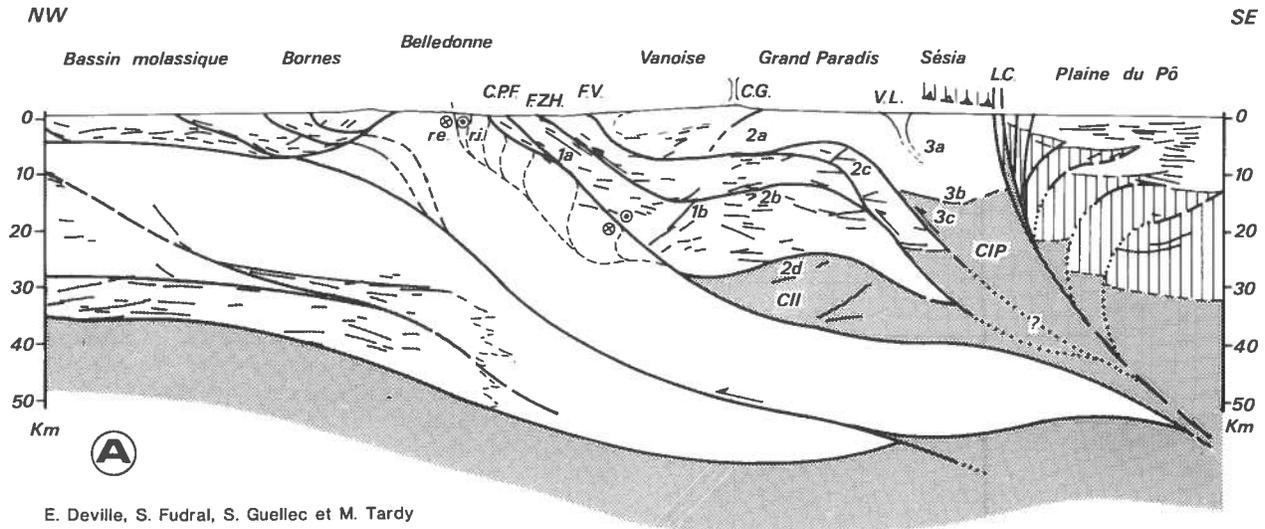


FIG. 6. – Deux schémas interprétatifs possibles du profil sismique migré ECORS CROP Alpes dans lesquels le chevauchement du massif cristallin externe de Belledonne est lié à un écaillage crustal profond et externe.

A. – Dans ce premier modèle (E.D., S.F., S.G. et M.T.) où la collision alpine induit un système d'écaillages lithosphériques en procharriages vers le nord-ouest, l'écaillage du corps d'Ivréa inférieur est reliée au Chevauchement penninque frontal et l'écaillage du corps d'Ivréa principal au front des unités à métamorphismes HP de Vanoise.

B. – Dans ce second modèle (G.M., F.T. et P.V.) où des charriages en retour reprennent tardivement les procharriages du domaine penninque, le corps d'Ivréa principal détaché, flotte en arrière et au-dessus du corps d'Ivréa inférieur. Ce dernier est surmonté de croûte sud alpine (en place ou substituée). 1 : couvertures sédimentaires et métasédimentaires; 2 : croûte continentale supérieure européenne ou croûte européenne indifférenciée; 3 : croûte inférieure litée; 4 : croûte continentale sud-alpine; 5 : manteau; C.G. : col de la Galise; C.I.I. : corps d'Ivréa inférieur; C.I.P. : corps d'Ivréa principal; C.P.F. : chevauchement penninque frontal; F.V. : front des unités à métamorphisme HP de Vanoise; F.Z.H. : front de la zone houillère; L.C. : ligne du Canavese; r.e. : rameau externe de Belledonne; r.i. : rameau interne de Belledonne; V.L. : écaillages de Vio-Locana.

FIG. 6. – Two interpretative sketches of the ECORS-CROP Alps seismic profile in which the thrusting of the external basement massif of Belledonne is connected with deep external crustal flake.

A. – Within this first model (E.D., S.F., S.G. and M.T.), the Alpine collision lead to a constant westward lithospheric slacing. The "corps d'Ivréa inférieur (C.I.I.)" or lower Ivrea body is connected with the Penninic thrust (C.P.F.) and the "corps d'Ivréa principal" (C.I.P.) or main Ivrea body, to the front of the HP metamorphosed Alpine units (F.V.).

B. – Within this second model (G.M., F.T. and P.V.), late backthrustings cut the west-dipping Penninic thrust. The main Ivrea (C.I.P.) body is backthrustured onto the lower Ivrea body (C.I.I.) which is sustaining in place or substituted by south-Alpine crust.

1: sedimentary and metasedimentary cover; 2: European continental upper crust or European undifferentiated crust; 3: layered lower crust; 4: south-Alpine continental crust; 5: mantle; C.G.: Galise pass; C.I.I.: lower Ivrea body; C.I.P.: main Ivrea body; C.P.F.: Penninic thrust; F.V.: frontal thrust of the HP metamorphosed units of Vanoise; F.Z.H.: "zone houillère" frontal thrust; L.C.: Canavese line; r.e.: "external slab" of the Belledonne massif; r.i.: "internal slab" of the Belledonne massif; V.L.: Vio-Locana slices.

quement transparente. Selon l'hypothèse retenue on peut voir là un raccord du Front pennique avec le corps d'Ivrea inférieur (écaïlle la plus avancée vers le nord-ouest) et dans ce cas les massifs cristallins externes chevauchent à partir d'un écaillage profond sans trace sismique évidente mais déduit des géométries annexes et de la place disponible (fig. 6A). On peut voir aussi dans l'image obtenue sous Val d'Isère, le sommet aplati de l'écaïlle de manteau d'Ivrea inférieur se prolongeant vers l'avant sous les massifs cristallins externes (hypothèse retenue par Mugnier *et al.*) ou encore le recoupement de la pointe de l'écaïlle par un plan de chevauchement en retour (fig. 6B).

— La limite supérieure de l'ensemble la se confond à l'émergence avec le chevauchement de la zone houillère (F.Z.H.) et plonge vers le sud-est, également à 40°. Elle demeure parallèle au Chevauchement pennique frontal jusqu'à 15 km, profondeur à partir de laquelle elle se raccorde sous la Vanoise, à l'interface convexe vers le haut qui sépare, entre 15 km et 11 km (profondeur minimum à la verticale du col de la Galise), une partie supérieure de la croûte peu réfléchissante d'une partie inférieure plus réfléchissante.

Les parties les plus réfléchissantes de la croûte situées entre le Chevauchement pennique frontal et le chevauchement de la zone houillère ou portées par la première écaïlle mantellique (corps d'Ivrea inférieur), correspondent aux unités penniques basales les plus externes (unités subbriançonnaises, nappe des Brèches de Tarentaise, roches vertes du Versoyen, unité du Petit Saint Bernard, etc...) dans la bande inclinée à 40°. Au-delà, elles pourraient témoigner de l'existence du prolongement ou d'un équivalent méridional des nappes simple-tessinoises, nappes récemment réexaminées [Escher *et al.*, 1988].

— La zone houillère, portée par les unités plus «réfléchissantes» précédentes, forme une longue lame qui s'en-

fonce sous la ceinture métamorphique entre 7 et 8 km de profondeur. Les gneiss du Money qui apparaissent en fenêtre sous le Grand Paradis quelques kilomètres au nord-est du profil, en sont des témoins possibles à l'affleurement [Compagnoni *et al.*, 1974]. Une structure en duplex est représentée affectant cette lame sous la voussure du Grand Paradis qui en résulterait.

Les réflecteurs pentés vers le nord-ouest sous la Vanoise entre 8 et 15 km de profondeur traduiraient l'existence de structures alpines précoces, tronquées secondairement par les limites de l'unité (fig. 6A et 6B). Des traits structuraux comparables ont été décrits dans le socle du Rutor [Caby *et al.*, 1978], quelques kilomètres au nord-est du profil.

— La ceinture la plus métamorphique au toit de l'édifice, est généralement transparente; sauf en Vanoise où des réflecteurs à faible pendage nord-ouest peuvent témoigner de contacts tectoniques précoces, secondairement basculés lors du soulèvement du Grand Paradis (fig. 6A), tels qu'ils ont été décrits en surface [Marion, 1984; Deville, 1987]. Parmi ces réflecteurs, celui se rapprochant le plus de la surface en direction du col de la Galise, est interprété comme la marque sismique possible de la célèbre digitation de l'Iséran [Raguin, 1930; Ellenberger, 1958]. Mais ces réflecteurs peuvent également signaler des structures cisailantes tardives en retour (fig. 6B).

Les données sismiques recueillies laissent donc de larges possibilités d'interprétation. Cependant dans tous les cas elles sont compatibles avec de vastes écaillages crustaux qui impliquent plus ou moins intensément le manteau supérieur et montrent un épaississement crustal qui doit atteindre plus de 50 km à la verticale du Grand Paradis.

Remerciements. — Les auteurs remercient G.V. Dal Piaz et A. Pfiffner pour leurs critiques constructives qui ont permis d'améliorer sensiblement le contenu de cette note.

Références

- ANTOINE P. (1971). — La zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse. — *Thèse* Doct. d'Etat, Univ. Grenoble, 367 p.
- ARGAND E. (1916). — Sur l'arc des Alpes occidentales. — *Eclogae Geol. Helv.*, Basel, 14, pp. 145-191.
- AUBOUIN J., BLANCHET R., LABESSE B. & WOZNIAK J. (1977). — Alpes occidentales et Alpes orientales : la zone du Canavese existe-t-elle ? — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, 3, pp. 155-158.
- BAYER R., CAZES M., DAL PIAZ G.V., DAMOTTE B., ELTER G., GOSSO G., HIRN A., LANZA R., LOMBARDO B., MUGNIER J.L., NICOLAS A., NICOLICH R., POLINO R., ROURE F., SACCHI R., SCARASCIA S., TABACCO I., TAPPONNIER P., TARDY M., TAYLOR M., THOUVENOT F., TORREILLES G. & VILLIEN A. (1987). — Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (programme ECORS-CROP). — *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 305, II, pp. 1461-1470.
- BOCQUET J. (1974a). — Il metamorfismo prealpino nella Vanoise (Savoia) e in altri settori dello zoccolo brianzonese. — *Mem. Soc. Geol. It.*, Roma, 13, pp. 271-284.
- BOCQUET J. (1974b). — Etude minéralogique et pétrologique sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. — *Thèse* Doct. Etat, Univ. Grenoble, 489 p.
- BOCQUET J., DELALOYE M., HUNZIKER J.C. & KRUMMENACHER D. (1974). — K/Ar and Rb/Sr dating of blue amphibole micas and associated minerals from the western Alps. — *Contrib. Miner. Petrol.*, Berlin, 47, pp. 7-26.
- BUTLER R.W.H. (1983). — Balanced cross-sections and their implications for the deep structure of the northern Alps. — *J. Struct. Geol.*, Oxford, 5, 2, pp. 125-137.
- CABY R., KIENAST J.R. & SALIOT P. (1978). — Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. — *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, Paris, XX, 4, pp. 307-322.
- CARPENA J. (1985). — Tectonic interpretation of an inverse gradient of zircon fission-track ages with respect to altitude : Alpine thermal history of the Gran-Paradiso basement. — *Contrib. Miner. Petrol.*, Berlin, 90, pp. 74-82.
- CHOPIN C. & MALUSKI H. (1980). — ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of high pressure metamorphism micas from the Gran Paradiso area (western Alps) : evidence against the blocking temperature concept. — *Contrib. Miner. Petrol.*, Berlin, 74, pp. 109-122.

- CLOSS H. & LABROUSTE Y. (1963). – Seismologie. Recherches seismologiques dans les Alpes occidentales au moyen de grandes explosions en 1956, 1958 et 1960. – *CNRS*, Paris, XII, 2, 241 p.
- COMPAGNONI R., ELTER G. & LOMBARDO B. (1974). – Eterogeneità stratigrafica del complesso degli «Gneiss minuti» nel massiccio cristallino del Gran Paradiso. – *Mem. Soc. Geol. It.*, Roma, 13-1, pp. 227-239.
- COMPAGNONI R., DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., GOSSO G., LOMBARDO B. & WILLIAMS P.F. (1977). – The Sesia-Lanzo zone, a slice of continental crust with Alpine high pressure low temperature assemblages in the western Italian Alps. – *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, Milano, 33/1, pp. 281-334.
- DAL PIAZ G.V. & GOVI M. (1965). – Osservazioni geologiche sulla «zona del Gran San Bernardo» nell'alta Valle d'Aosta. – *Boll. Soc. Geol. It.*, Roma, LXXXIV, 1, pp. 105-119.
- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. & MARTINOTTI G. (1972). – La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tectonico-metamorfica delle Alpi Nord-occidentali interne. – *Mem. Soc. Geol. It.*, Roma, XI, pp. 433-466.
- DAL PIAZ G.V. & LOMBARDO B. (1985). – Review of radiometric dating in the western Italian Alps. – *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, Milano, 40, pp. 125-138.
- DAMOTTE B., NICOLICH R., CAZES M. & GUELLEC S. (1990). – Mise en œuvre, traitement et présentation du profil plaine du Pô - Massif central. In: ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R., Eds., Deep structure of the Alps. – *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, 156; *Mém. Soc. géol. suisse*, Zürich, 1; *Vol. spec. Soc. Geol. It.*, Roma, 1, pp. 65-76.
- DEBELMAS J. (1975). – Les Alpes et la théorie des plaques. – *Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn.*, Paris, 2, XVII, 3, pp. 195-208.
- DEVILLE E. (1987). – Etude géologique en Vanoise orientale (Alpes occidentales françaises, Savoie). – Thèse Doctorat, Univ. Savoie, Chambéry, 297 p.
- ELLENBERGER F. (1958). – Etude géologique du Pays de Vanoise. – *Mém. explic. carte géol. Fr.*, Paris, 561 p.
- ELLENBERGER F., LEMOINE M. & SIGAL J. (1952). – Sur l'âge des marbres en plaquettes du Briançonnais et des marbres chloriteux de la Vanoise. – *C.R. Som. Soc. géol. France*, Paris, 11, pp. 205-207.
- ELTER G. & ELTER P. (1957). – Sull'esistenza, nei dintorni del Piccolo S. Bernardo, di un elemento tettonico riferibile al ricoprimento del Pas du Roc. – *Atti Accad. Naz. Lin.*, Roma, 8, XXII, 2, pp. 181-187.
- ESCHER A., MASSON H. & STECK A. (1988). – Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. – Mémoires de géologie, Lausanne; *Rapp. géol. Serv. Hydrol. et géol. natl.*, 2, 11 p.
- FUDRAL S. & DEVILLE E. (1986). – La zone Sesia existe-t-elle ? Nouvelles observations sur les enveloppes métasédimentaires du massif cristallin pré-triasique de Sesia au nord du Monte Ciucrin (Alpes occidentales, Région de Lanzo, Italie). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 303, II, pp. 1021-1026.
- FUDRAL S., DEVILLE E. & MARTHALER M. (1987). – Distinction de trois ensembles d'unités dans les «Schistes lustrés» compris entre la Vanoise et le Val de Suse (Alpes franco-italiennes septentrionales) : aspects lithostratigraphiques, paléogéographiques et géodynamiques. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 305, II, pp. 467-472.
- GIGNOUX M. & MORET L. (1934). – Les grandes subdivisions géologiques des Alpes françaises. – *Ann. Géogr.*, Paris, 244, pp. 337-363.
- HIRN A., NADIR S., THOUVENOT F., NICOLICH R., PELLIS G., SCARASCIA S., TABACCO I., CASTELLANO F. & MERLANTI F. (1989). – A new picture of the Moho under the western Alps. – *Nature*, London, 337, 6204, pp. 249-251.
- HUNZIKER J.C. (1974). – Rb-Sr and K-Ar age determination and the Alpine tectonic history of the western Alps. – *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, XXXI, 55 p.
- LACASSIN R. (1986). – Cisaillement progressif dextre dans la partie W de la faille insubrienne (Alpes centrales). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 303, II, 3, pp. 229-234.
- LASSERRE J.L. & LAVERNE C. (1976). – Le volcanisme tholeiitique de la zone du Versoyen (Alpes franco-italiennes) : minéralogie, pétrographie et géochimie. – *Doct. 3^e cycle*, Univ. de Grenoble, 251 p.
- LAUBSCHER H.P. (1971). – The large scale kinematics of the western Alps and the norther Apennines and its palinspatic implications. – *Amer. J. Sci.*, New Haven, 271, pp. 193-226.
- MARION R. (1984). – Contribution à l'étude géologique de la Vanoise (Alpes occidentales). Le massif de la Grande Sassièrè et la région de Tignes-Val d'Isère. – *Doct. 3^e cycle*, Univ. de Savoie, Chambéry, 172 p.
- MATTAUER M., MALAVIEILLE J. & MONIE P. (1987). – Une coupe lithosphérique des Alpes occidentales dans l'hypothèse où Sesia n'est pas d'origine sud-alpine. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 304, II, 1, pp. 43-48.
- MATTAUER M. & TAPPONNIER P. (1978). – Tectonique des plaques et tectonique intra-continentale dans les Alpes franco-italiennes. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 287, pp. 899-901.
- MÉNARD G. (1988). – Structure et cinématique d'une chaîne de collision : les Alpes occidentales et centrales. – Doctorat es Sciences, Univ. J. Fourier, Grenoble, 268 p.
- MÉNARD G. & THOUVENOT F. (1984). – Ecaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes d'Ivrea. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), XXVI, 5, pp. 875-884.
- MÉNARD G. & THOUVENOT F. (1987). – Coupes équilibrées crustales; méthodologie et application aux Alpes occidentales. – *Geodin. Acta*, Paris, 1, 1, pp. 35-45.
- MUGNIER J.L., GUELLEC S., MÉNARD G., ROURE F., TARDY M. & VIALON P. (1990). – Crustal balanced cross-sections through the external Alps deduced from the ECORS profile. In: ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R., Eds., Deep structure of the Alps. – *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, 156; *Mém. Soc. géol. suisse*, Zürich, 1; *Vol. spec. Soc. Geol. It.*, Roma, 1, pp. 203-216.
- PIFFNER O.A., FREI W., FINCKH P. & VALASEK P. (1988). – Deep seismic reflection profiling in the Swiss Alps : Explosion seismology results for line NFP 20-East. – *Geology*, Boulder, 16, pp. 987-990.
- RAGUIN E. (1930). – Haute-Tarentaise et Haute-Maurienne (Alpes de Savoie). – *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, 108 p.
- RAYNAUD B. (1988). – 2D, ray based, depth migration method for deep seismic reflexions. – *Geophys. J.*, New-York, 93, pp. 163-171.
- ROURE F., POLINO R. & NICOLICH R. (1989). – Poinçonnement, rétrochargements et chevauchements post-basculement dans les Alpes occidentales : évolution intracontinentale d'une chaîne de collision. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 309, II, pp. 283-290.
- SCHURCH M.L. (1987). – Les ophiolites de la zone du Versoyen : témoins d'un bassin à évolution métamorphique complexe. Province d'Aoste (Italie), Savoie (France). – Thèse, Univ. Genève, 2257, 159 p.
- TAPPONNIER P. (1977). – Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide plastique. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), XIX, pp. 437-460.
- THOUVENOT F., SÉNÉCHAL G., HIRN A. & NICOLICH R. (1990). – ECORS-CROP wide-angle réflexion seismics : constraints on deep interfaces beneath the Alps. In: ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R., Eds., Deep Structure of the Alps. – *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, 156; *Mém. Soc. géol. suisse*, Zürich, 1; *Vol. spec. Soc. Geol. It.*, Roma, 1, pp. 97-106.
- TRÜMPY R. (1980). – Geology of Switzerland. Part A : An outline of the geology of Switzerland. – *Schw. Geol. Komm., Wepf & Co. Publ.*, New-York, pp. 5-102.