Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 84 (1991)

Heft: 1

Artikel: La tectonique du massif des Bornes (Chaînes Subalpines, Haute-Savoie, France)

Autor: Huggenberger, Peter / Wildi, Walter

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-166766

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 12.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Eclogae geol. Helv. 84/1: 125–149 (1991)

0012-9402/91/010125-25 $ 1.50 + 0.20/0
Birkhäuser Verlag, Basel

La tectonique du massif des Bornes (Chaînes Subalpines, Haute-Savoie, France)*

Par PETER HUGGENBERGER[1]) et WALTER WILDI[2])

RÉSUMÉ

Le massif des Bornes constitue la partie centrale et frontale des chaînes subalpines du domaine delphino-helvétique entre la vallée de l'Arve et le Lac d'Annecy (Haute-Savoie, France). La cartographie des principaux éléments tectoniques et une analyse structurale permettent d'établir un nouveau modèle de la tectonique et la cinématique de ce massif.

Au cours de la déformation, les formations sédimentaires du Crétacé et du Tertiaire ont été décollées des formations du Jurassique et du Trias, pour former, en surface, des kinks, des plis et des chevauchements, et en profondeur, des failles inverses et des décollements. Les formations du Jurassique, connues en forage et en sismique, ont dû se déformer selon un style plus ductile que celles du Crétacé et du Tertiaire.

Le transport s'est fait, dans une première phase, du SE vers le NW, ensuite probablement de l'ESE vers le WNW, avec des flèches de recouvrement de 8 et 6 km respectivement.

Les données sismiques indiquent la présence d'un bassin permo-carbonifère au front et au Nord du massif des Bornes. Le lieu de naissance des décollements frontaux de la chaîne coïncide avec la limite méridionale de ce bassin.

L'histoire orogénique des Bornes débute à l'Oligocène inférieur et l'inversion des bassins doit être complète à l'Oligocène supérieur, même si des phases tardives ont encore pu jouer jusqu'au Miocène terminal.

ABSTRACT

The Bornes are the frontal mountain range in the central part of the Subalpine chains between the Arve valley and Lac d'Annecy (Haute-Savoie, France). For this area, a new tectonic and cinematic model is developed with the help of a structural analysis and the mapping of the major tectonic structures.

During the alpine orogenic phases, the lithological formations of the Cretaceous and the Tertiary have been sheared off from their Jurassic and Triassic substrate, and have been deformed under a moderate overload to form kinks, folds and overthrusts, and at greater depth, inverse faults and flat "décollement" contacts. The lithological units of the Jurassic have been deformed according to a more ductile style than the units of the Cretaceous and the Tertiary; in the central part of the chain however, they are only known from reflection seismic and drilling.

In a first phase, transport was from SE to NW over a distance of about 8 km, and in a second phase from ESE to WNW with a shortening of 6 km.

Seismic data and the Faucigny well indicate a permo-carboniferous basin in the front and to the N of the Bornes massif. The southern border of this basin seems to coincide with the origin of the front thrust of the massif.

The orogenic phases started in the early Oligocene and the inversion of the basin was complete at the end of the Oligocene. Also, some major deformation continued at least up to the end of the Miocene.

[1]) Institut fédéral pour l'aménagement, l'épuration et la protection des eaux (EAWAG), CH–8600 Dübendorf.
[2]) Département de Géologie et Paléontologie, Université de Genève, 13 rue des Maraîchers, CH–1211 Genève 4.
* Projet FNRS n° 2.107–086.

1. Introduction

Le massif des Bornes forme la partie centrale et frontale des chaînes subalpines (delphino-helvétique) entre la vallée de l'Arve et le lac d'Annecy (Haute-Savoie, France, fig. 1). Il est généralement considéré comme une suite d'anticlinaux et de synclinaux dessinant la forme arquée de la chaîne (Moret 1934), et supportant, dans le synclinal de Thônes, les deux klippes à matériel ultrahelvétique et pennique des Annes et de Sulens (Charollais et al. 1977). Au SE le massif des Bornes sensu stricto est surmonté par la chaîne des Aravis (Villars 1986) alors qu'au NW son anticlinal le plus externe surplombe le bassin molassique de l'avant-pays du plateau des Bornes.

La structure en grand du massif des Bornes a été interprétée à ce jour de deux manières différentes par les auteurs (bibliographie et historique dans: Charollais et al. 1988):

1. la chaîne se serait formée par plissement des sédiments dans l'avant-pays des massifs externes, sans qu'il y ait eu décollement complet des séries mésozoïques (autochtonie du massif),

2. la chaîne serait totalement allochtone et elle chevaucherait en tant que nappe l'avant-pays molassique (allochtonie du massif).

L'interprétation des relations structurales avec le massif des Bauges au Sud, la chaîne des Aravis à l'Est et le massif de Platé au NE varie selon les auteurs (Pairis 1975, Tardy & Doudoux 1984, Charollais et al. 1988, Guellec et al. 1989, Ramsay 1989), et les questions relatives aux raccourcissements au sein du massif et aux mécanismes responsables du développement de sa forme arquée n'ont pas trouvé de réponse satisfaisante à ce jour. Une direction de transport vers le NW est admise dans les Bornes par Doudoux et al. (1982) et Charollais et al. (1988). En revanche, un changement dans la direction des mouvements au cours du transport est décrit par Gourlay (1982) dans le cristallin des massif externes, et par Ramsay (1989) dans la couverture. Une direction de transport vers le WNW est postulée dans les Bauges et la Chartreuse par Mugnier et al. (1987) et un changement des trajectoires a été construit dans les chaînes subalpines au Sud de Chambéry, en passant d'une direction E-W dans la Chartereuse à une direction N-S dans les Baronnies (Gratier et al. 1989). Au niveau microstructural, des rotations antihoraires des directions de contrainte sont décrites dans les Aravis par Villars (1984). Ces observations contredisent le concept d'un simple raccourcissement radial (Goguel 1963).

Le travail présenté ici expose des données nouvelles concernant la tectonique du massif des Bornes au NE du synclinal de Thônes. Il est basé sur une cartographie des principales structures tectoniques de surface et sur une analyse microstructurale de terrain; il comprend la construction des coupes profondes intégrant les données sismiques et les résultats du forage Brizon 1 (BZN1, Charollais & Jamet 1990). La cinématique proposée en conclusion se réfère à ces données structurales et tectoniques ainsi qu'aux arguments fournis par les sédiments tertiaires à l'intérieur de la chaîne et dans son avant-pays.

2. Stratigraphie des séries du Mésozoïque et du Tertiaire

Les noms des unités sont choisis conformément à l'usage de la terminologie en France (pas de differenciation stricte entre les termes litho- et chronostratigraphiques).

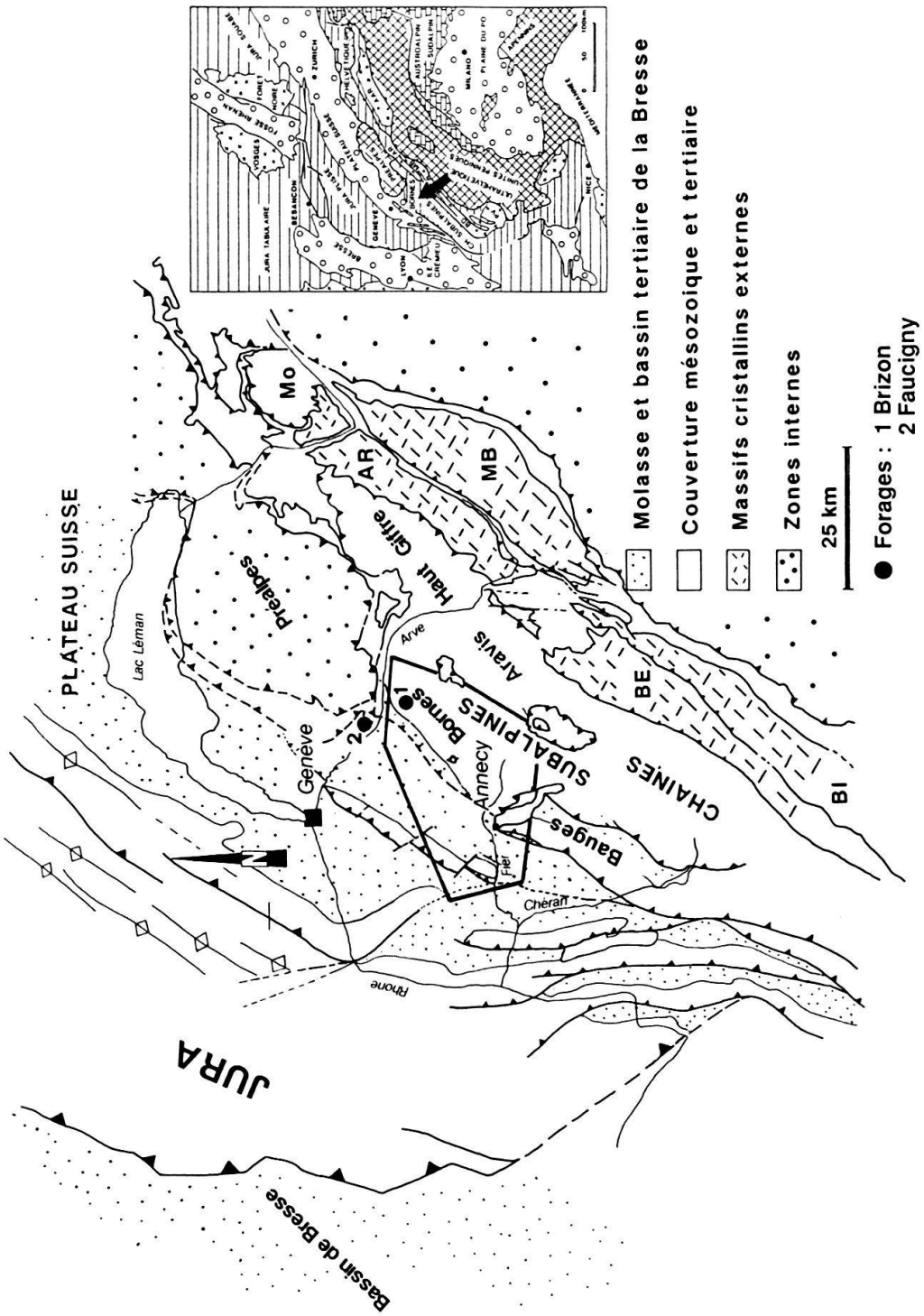


Fig. 1. Cadre géologique des chaines subalpines dans la virgation des Alpes Occidentales (France-Suisse) montrant les principaux chevauchements et les unités tectoniques. (AR = Aiguilles Rouges, MB = Mont Blanc, BE = Belledonne externe, BI = Belledonne interne, Mo = nappe de Morcles; encadré: région étudiée).
Geological sketch map of the northern Subalpine Chains (France-Switzerland), showing the main tectonic units (AR = Aiguilles Rouges, MB = Mont Blanc, BE = Belledonne externe, BI = Belledonne interne, Mo = Morcles nappe; frame showing study area).

La série stratigraphique observable à l'affleurement comprend de bas en haut (fig. 2A; CHAROLLAIS et al. 1988, carte géologique 1:50 000, Feuille Annecy-Bonneville):

- calcaires fins en gros bancs du Tithonique (dans la transversale d'Annecy),
- alternances marno-calcaires du Berriasien et du Valanginien (DÉTRAZ & STEINHAUSER 1988),
- marno-calcaires et les calcaires siliceux de l'Hauterivien,
- calcaires massifs de l'Urgonien dont l'âge va du Barrémien à l'Aptien inférieur (CLAVEL et al. 1986),
- «Grès verts helvétiques» de l'Aptien et de l'Albien (DELAMETTE 1986),
- Calcaires de Seewen (ou calcaires sublithographiques) et les Couches de Wang, du Turonien au Paléocène,
- couches conglomératiques et calcaires du Nummulitique, puis les alternances marno-gréseuses de la Formation du Val d'Illiez d'âge Oligocène inférieur (LATELTIN & MÜLLER 1987, LATELTIN 1988).

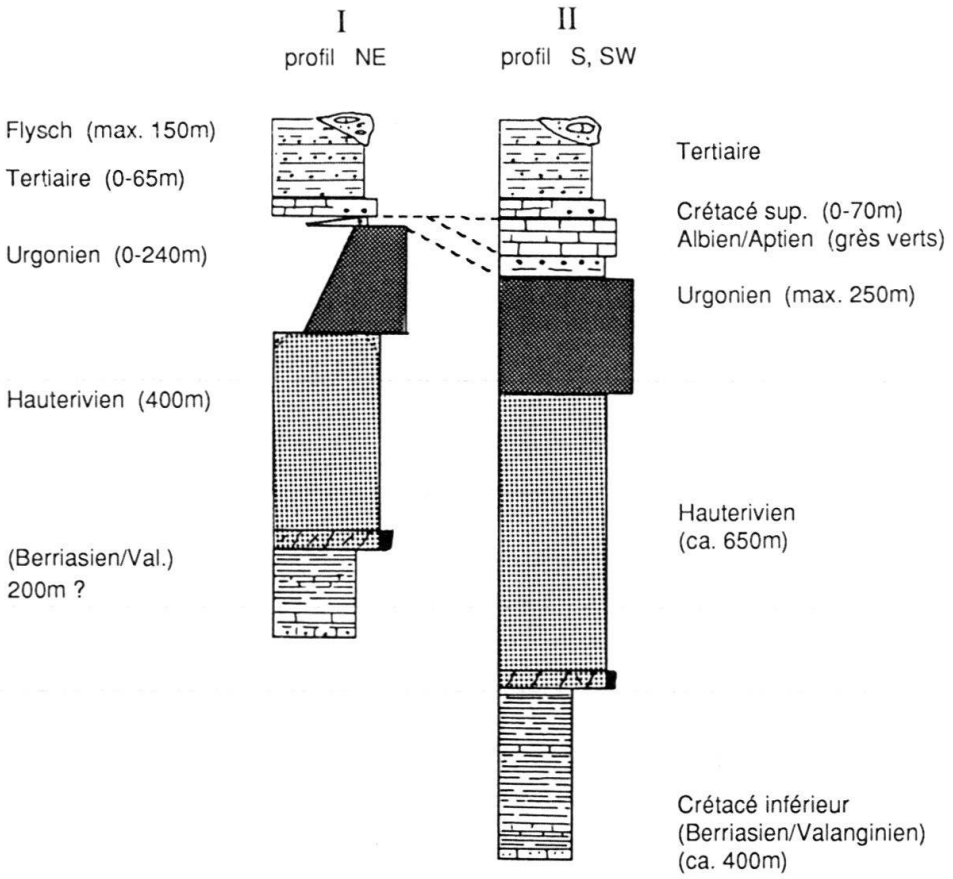


Fig. 2A. Série stratigraphique affleurante du Crétacé inférieur au Flysch. Épaisseurs estimées: I pour la partie NE du massif des Bornes, II pour le SE et le SW de la région étudiée. A l'exception du Tithonique de la région du Lac d'Annecy, les unités inférieures (Trias-Jurassique) n'affleurent pas (CHAROLLAIS et al. 1988, carte géologique de la France 1:50 000, feuille Annecy-Bonneville).

Outcropping stratigraphic units: Early Cretaceous to Tertiary. Thickness estimated: I. for the north-eastern part of the Bornes; II. for the southern and south-western parts. With the exception of the Tithonian in the region of Lac d'Annecy, Triassic to Jurassic units do not outcrop in this region (CHAROLLAIS *et al. 1988).*

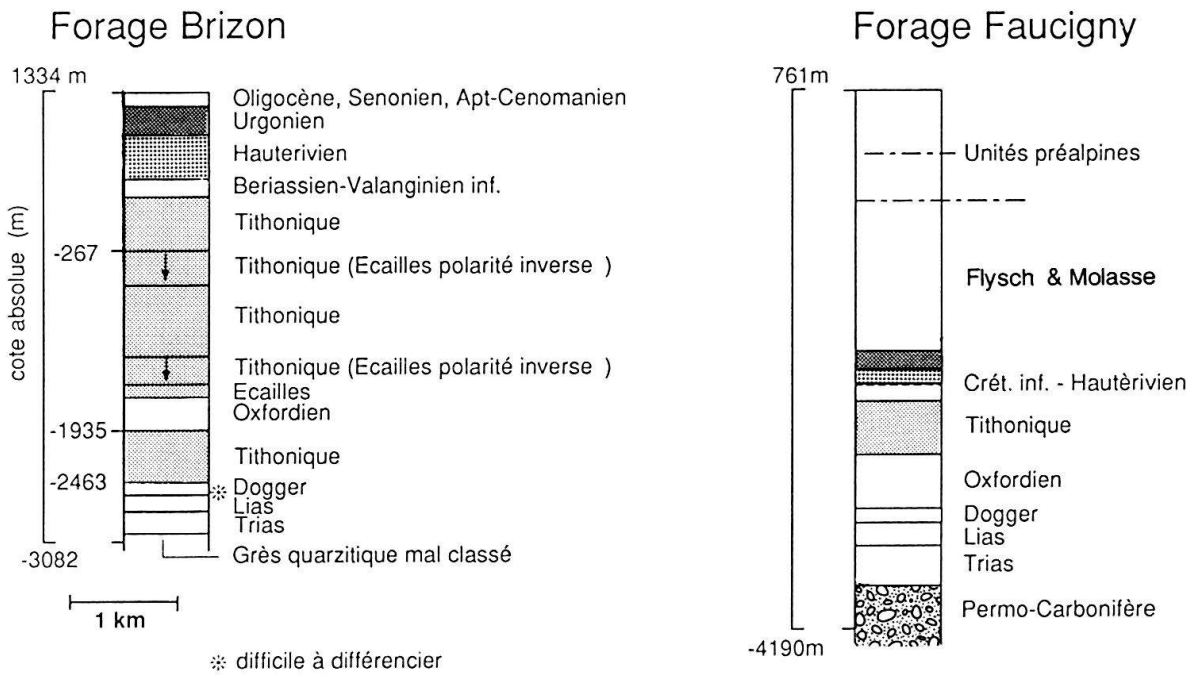


Fig. 2B. Logs sommaires des forages Brizon et Faucigny (s. St.-Pierre) (Charollais & Jamet 1990, Esso-Rep 1970); description des lithologies voir chapitre 2.
Stratigraphic summary of the two deep drill holes of Brizon and Faucigny (Charollais & Jamet *1990,* Esso-Rep *1970); description of lithologies see chapter 2.*

Cette succession se comporte, du point de vue tectonique, comme une alternance de couches compétentes (calcaires) et incompétentes (roches marneuses). Un niveau de cisaillement important se situe dans les alternances marno-calcaires du Berriasien et du Valanginien (voir les chapitres 3 et 4.1). Ces mêmes alternances ainsi que les couches de l'Hauterivien remplissent les structures anticlinales dessinées par les calcaires compétents de l'Urgonien.

Le forage de prospection de Brizon (Charollais & Jamet 1990) permet de préciser la succession stratigraphique des termes antérieurs au Crétacé. Ce sondage a montré, de haut en bas, sous les formations du Crétacé inférieur (fig. 2B, Brizon), une suite de deux écailles de calcaires du Tithonique, composées chacune d'un flanc à polarité normale et d'un flanc à polarité inverse et séparées par une zone de forte déformation (fig. 2B, «écailles»). Des marno-calcaires situés à la base de l'écaille sont attribués au Callovo-Oxfordien. Puis vient une série normale composée d'une barre calcaire du Tithonique et d'une série de formations assez minces dont les différents termes sont attribués au Dogger, au Lias et au Trias. Selon Charollais & Jamet (1990), le contact entre les calcaires du Tithonique et les marnes du Dogger serait de nature tectonique. L'absence probable de l'Oxfordien et la faible épaisseur du Dogger et du Lias pourraient cependant également être d'origine sédimentaire à l'image de la succession observée dans la couverture du Massif des Aiguilles Rouges (Badoux 1972). Le socle proprement dit n'a pas été atteint par le forage. Néanmoins le dernier niveau des grès quartzitique permet de penser que le niveau de décollement du Trias a

été traversé et que le sondage s'est arrêté à une faible distance du socle cristallin. Cette hypothèse est soutenue par les données de la sismique réflexion qui n'a révélé aucun réflecteur dans le mur des «grès de base» atteints par le forage.

3. Eléments structuraux et style tectonique

Historiquement le massif des Bornes sensu stricto (sans le massif des Aravis) est considéré comme une suite d'anticlinaux et de synclinaux (Moret 1934) corrélés latéralement à travers l'ensemble du massif (Charollais et al. 1977) et connectés vers le Sud avec les structures majeures du massif des Bauges (Doudoux 1973). Cependant tous ces auteurs n'ont pas précisé si les corrélations concernaient les intersections entre les surfaces axiales et la topographie, ou bien les lignes connectant les courbures maximales affleurantes des plis. Des divergences importantes entre les différentes interprétations, notamment pour les structures observées de part et d'autre du Lac d'Annecy, témoignent de cette incertitude.

Ramsay (1989, fig. 1, 3) attribue l'ensemble des Bornes et des Aravis à la nappe de Morcles, et il corrèle les structures anticlinales du Bargy et des Rochers du Leschaux avec les structures frontales de cette nappe de part et d'autre de la vallée du Rhône.

Notre analyse structurale a montré (1) que la plupart des structures anticlinales et synclinales du massif des Bornes correspondent en fait soit à des kinks, soit à des plis de courbure variable (fig. 3); or, dans les deux cas, plusieurs plans axiaux peuvent être définis, (2) que certains plis se scindent latéralement en plusieurs plis et chevauchements, (3) que les plis au front de la partie NW du massif des Bornes sont cisaillés obliquement par un chevauchement (Φ_3), (4) que les structures anticlinales et synclinales ne peuvent pas être corrélées entre les deux côtes du lac d'Annecy, ni entre la vallée de l'Arve et la rive gauche de la vallée du Rhône. La carte tectonique (planche 1) répertorie les intersections entre les plans axiaux des principaux anticlinaux et synclinaux et la topographie; en revanche elle néglige les structures de type kink (voir par exemple le Mont Durand, fig. 3).

L'existence *de plans de chevauchements* a été postulée par Moret (1934) pour expliquer la superposition de la montagne de Veyrier sur le Roc de Chère («nappe Genevoise»), puis prouvée par Charollais & Liermier (1967) en expliquant ainsi la disposition des unités qui constituent la fenêtre d'Usillon. La cartographie latérale des contacts chevauchants permet de démontrer que plusieurs chevauchements numérotés de Φ_0 à Φ_4 (planche 1) peuvent être suivis sur l'ensemble ou une partie de la chaîne. Ces chevauchements se développent le plus souvent à partir d'un niveaux de décollement dans les formations marno-argileuses du Crétacé inférieur et affectent vers la surface les plans axiaux des structures anticlinales et synclinales des formations du Crétacé moyen et supérieur et du Tertiaire.

Des *failles normales* dont le pendage varie entre 70 et 80° ont une direction moyenne de N30W dans la partie NE de la chaîne et une direction moyenne N50 à 60W dans le secteur SW. Leur regard est soit vers le NE, soit vers le SW. Elles sont à l'origine d'une extension parallèle à l'axe de la chaîne de l'ordre de 5% (fig. 4). Particulièrement bien développées de part et d'autre de la vallée du Borne, elles pourraient indiquer une origine tectonique de celle-ci. Ces failles sont postérieures à toutes les autres structures.

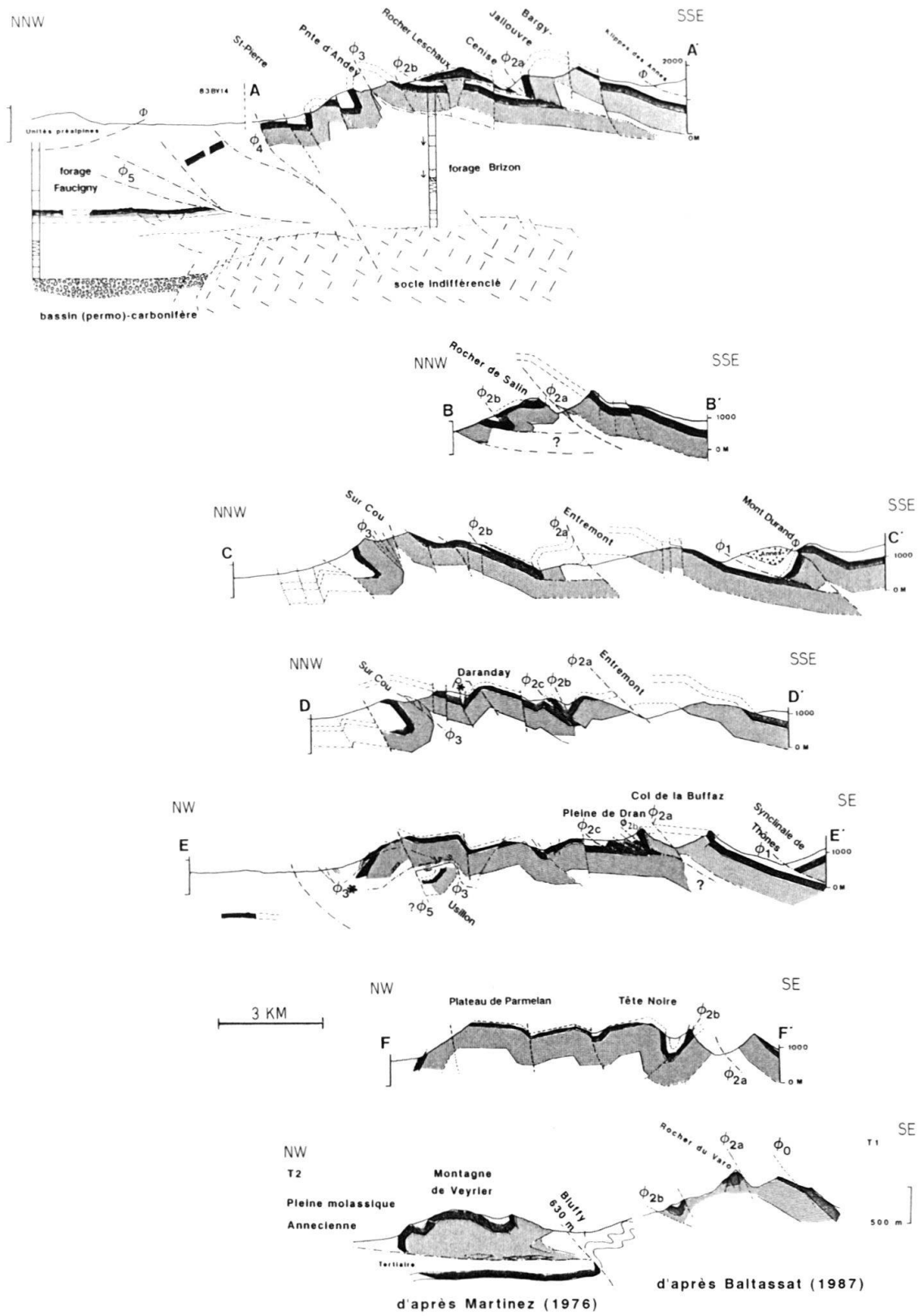


Fig. 3. Coupes géologiques montrant le développement latéral des structures principales du NE au SW du Massif des Bornes. Les traces des coupes sont indiquées sur la carte tectonique (Planche 1).
Geological profiles showing the lateral continuity of the principal structures from the NE to the SW of the Borne massif. Traces of sections are shown on map (Plate 1).

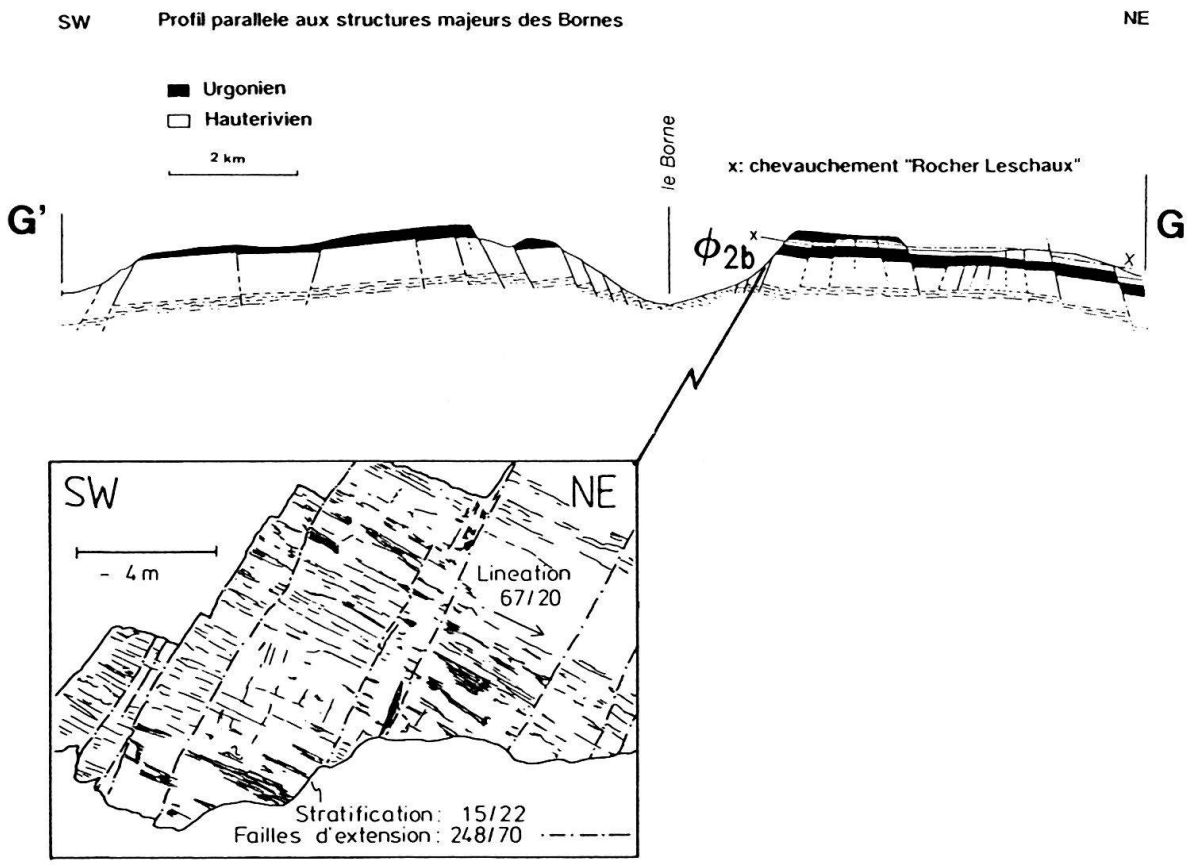


Fig. 4. Profil parallèle aux structures majeures des Bornes montrant le jeux des failles d'extensions à grande échelle (a) et à l'échelle de l'affleurement (b); [azimut de la direction du pendage]. Trace de la coupe indiquée sur la carte tectonique (Planche 1).
Profile parallel to the mean direction of the main structures showing extensional normal fault systems on the regional and at the outcrop scale. Trace of section is shown on Map 1.

Une autre famille de failles normales est parallèle aux axes de la chaîne. Ces failles tardives doivent affecter, selon les données sismiques (Charollais & Jamet 1990; planche 1, fig. 5) non seulement les sédiments décollés, mais également le socle.

Des *accidents coulissants* dextres d'orientation WNW-ESE ont joué au cours des déformations soit comme décrochements, soit comme failles transformantes. Le cas est particulièrement évident sur la Plaine de Dran (planche 1) où des chevauchements Φ_2 sont décalés par un décrochement ou transformés en anticlinaux et synclinaux.

Dans les unités stratigraphiques du Crétacé, on peut observer deux styles tectoniques différents selon la compétence des deux lithologies principales, les calcaires siliceux («Kieselkalk») et les calcaires massifs de l'Urgonien. Ces différences dans le style de déformation sont en outre à mettre en relation avec les différences d'épaisseur entre les deux formations.

Lors de la déformation alpine, le «Kieselkalk» de l'Hauterivien et le Calcaire Roux du Valanginien supérieur (épaisseur totale 400 à 650 m) se sont décollés des unités marno-argileuses du Berriasien et du Valanginien inférieur. Dans la partie SE de la chaîne, ce décollement se manifeste pendant la phase initiale de structuration du Bargy

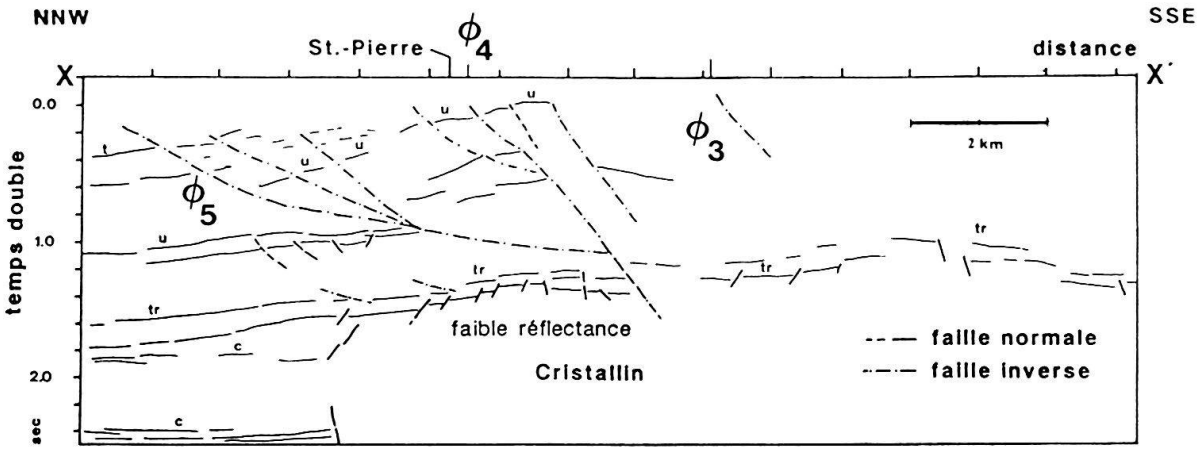


Fig. 5. Données sismiques: (profil 83BV14, EURAFREP, migration temps, voir aussi CHAROLLAIS & JAMET 1990). Réflecteurs identifiés: t = Tertiaire, u = Urgonien, tr = Trias («Muschelkalk», évaporites), c = Permo-Carbonifère. La partie montrant une très faible réflectance est interprétée comme soubassement cristallin et contraste avec les bons réflécteurs du NW du profil correspondant au Carbonifère et éventuellement au Permien. La zone avec faible réflectance (le cristallin) dessine une culmination hachée par des failles inverses. (Profil indiqué sur Planche 1).
Available seismic information: (profil 83BV14, EURAFREP, time migrated; see also CHAROLLAIS & JAMET *1990). Identified reflectors: t = Tertiary, u = Urgonian, tr = Trias ("Muschelkalk", evaporites), c = Permo-Carboniferous. Low reflectance of the crystalline basement contrasts with the distinct reflections within the permo-carboniferous trough in the NE. The basement surface shows a culmination in the central part of the Bornes massif and is affected by numerous normal faults.*

et du Mont Durand (fig. 3, coupes A, C), par une géométrie en rampes et plats ("fault bend faults"), telle qu'elle a également été décrite dans les Aravis par VILLARS (1986). Dans le secteur NE du massif des Bornes, les chevauchements s'amortissent en plis à proximité de la surface ("buckle folds", Pointe d'Andey, fig. 3, coupe A). Le développement de ces deux types de structures s'explique par la diminution du taux d'amplification des plis avec l'augmentation de l'épaisseur du calcaire siliceux de l'Hauterivien, dans la partie S et SW des Bornes (fig. 2A, voir aussi HUGGENBERGER 1985).

Les barres urgoniennes d'une épaisseur variable entre 0 et 240 m se sont comportées passivement comme des plaques rigides séparées par des zones de failles, soit d'âge alpin, soit plus anciennes et liées dans ce dernier cas à une déformation tectonique antérieure (Crétacé supérieur ou Nummulitique, CHAROLLAIS et al. 1988). Les zones de charnière se composent de plusieurs segments, séparés par des surfaces axiales de kink, par des chevauchements dans les plis, ou par des failles normales.

Les données du forage Brizon, la cartographie des chevauchements (planche 1) et la construction des coupes (fig. 3) confirment les observations faites dans la prolongation de la chaîne au niveau de la vallée de l'Arve, selon lesquelles un niveau de décollement sépare de façon systématique les formations du Crétacé et du Tertiaire du soubassement jurassique. Cette subdivision en un étage tectonique supérieur et un étage tectonique inférieur semble également s'exprimer par une différence de style: écaillages et plis cassants dans l'étage supérieur (chapitre 4.1) et plissements à flancs normaux et inverses indiquant un style ductile dans l'étage inférieur (chapitre 4.2). Une configuration similaire a été démontrée depuis longtemps dans l'Helvétique de la Suisse orientale (HEIM 1921).

4. Architecture de la chaîne

4.1 Architecture de l'étage tectonique supérieur: Crétacé et Tertiaire

Les chevauchements Φ_0 à Φ_4 découpent la chaîne des Bornes en segments d'orientation SW-NE qui se trouvent juxtaposés, respectivement superposés, du SE vers le NE (planche 1). Ces secteurs sont décrits ci-dessous dans cet ordre géographique et tectonique:

Φ_0 correspond au *chevauchement du massif des Aravis* sur le synclinal de Thônes, respectivement sur le flanc SE du Mont Durand (planche 1). Ce contact tectonique correspond à une structure de rampe et de plat; sa flèche de recouvrement serait d'ordre du kilomètre (Villars 1986). Sur le plan paléogéographique Φ_0 met en contact le domaine des grès de Taveyannaz et le domaine des grès du Val d'Illiez (Sawatzky 1975).

Le Mont Durand (planche 1 et fig. 3, coupe C) dessine un anticlinal de type kink, avec des flancs à pendages variables. Un chevauchement secondaire de petite flèche s'est développé dans le cœur de la structure.

L'anticlinal du Mont-Durand surmonte le flanc SE du Bargy par l'intermédiaire du *chevauchement* Φ_1 (fig. 3, coupe C), correspondant à une structure de rampe et de plat de même allure que Φ_0. Φ_1 n'a pas été identifié à ce jour dans les flyschs et wildflyschs qui le surmontent.

A l'extrémité NE de la chaîne (hors de la planche 1), Φ_0 et Φ_1 (planche 1) ne sont qu'un, et cet accident butte contre l'antiforme du Rocher de Cluses. En direction du Sud, Φ_1 pourrait également joindre Φ_0; les affleurements ne permettent cependant pas d'être affirmatif à ce sujet.

Φ_0 se poursuit vers le Sud dans la région de la Montagne de Cotagne-Col des Vorets (planche 1; Tardy & Doudoux 1984). La flèche de recouvrement diminue dans cette direction. L'observation d'un déplacement à composante senèstre dans la région de la Montagne de Cotagne (Tardy & Doudoux 1984) implique une terminaison latérale de ce chevauchement Φ_0 en tant que rampe latérale. En suivant Elchaninoff et al. (1982), Φ_0 s'enracinerait ensuite vers le SE dans le massif de Belledonne interne. Néanmoins, d'autres solutions pourraient également être envisagées (voir chapitre 4.3).

Les chevauchements Φ_{2a-c} (fig. 3, coupes A–F) sont en relation avec la constitution de la chaîne du Bargy, et ils peuvent être suivis du Rocher de Cluses dans le secteur NE du massif, jusque dans la région de Montremont-Rocher du Varo au SW (Baltassat 1987).

Dans la partie orientale de la chaîne, au NE du Pic Jallouvre, *la structure du Bargy* était interprétée par Moret (1934) comme un pli couché. A son front se situe le synclinal de Cenise, suivi des Rochers du Leschaux avec un redoublement de la barre urgonienne (fig. 3, coupe A).

En suivant la culmination de la chaîne vers le SW (fig. 3, coupe B), dans la partie correspondant à la zone de charnière du Jallouvre, on observe au niveau du calcaire roux et de ses équivalents (Hauterivien inférieur) un écaillage à l'échelle hectométrique. Dans la même coupe, la prolongation du synclinal de Cenise est caractérisée par deux synformes séparées par une antiforme qui chevauche dans la vallée du Borne le flanc SE de la continuation des Rochers du Leschaux. Dans la direction axiale, vers le SW (fig. 3, coupes C, D), le changement de la structure du Bargy se manifeste par

une géométrie de pli coffré comportant à son front deux chevauchements, responsables d'un redoublement de la barre urgonienne (fig. 3, coupe D). Un tel redoublement aura comme conséquence une prolongation des termes de l'Hauterivien en profondeur vers le SE, du fait que la barre urgonienne le recouvrant initialement a été décollée. Encore plus au SW, en traversant un décrochement, dans la région de la Plaine de Dran, le flanc NW du pli coffré est inversé et transporté vers le NW (fig. 3, coupe E). Au front de ce flanc, les unités du Crétacé moyen et supérieur forment au moins deux antiformes coffrées, séparées par des chevauchements.

Ces plis coffrés sont le résultat de chevauchements basaux au niveau du Crétacé inférieur, d'où se ramifient plusieurs chevauchements secondaires en direction de la surface (Φ_{2a}, Φ_{2b}, Φ_{2c}, fig. 3, coupe E).

La structure observée dans la partie SE de la coupe F paraît être le résultat de plusieurs épisodes de déformation. Si on interprète l'Urgonien chevauchant (Φ_{2b}) la barre urgonienne du flanc NW comme témoin de la partie frontale du pli coffré et déversé, la position du flanc NW, situé entre Φ_{2b} et Φ_{2a}, ne peut être expliquée que par expulsion durant une phase compressive et chevauchante tardive.

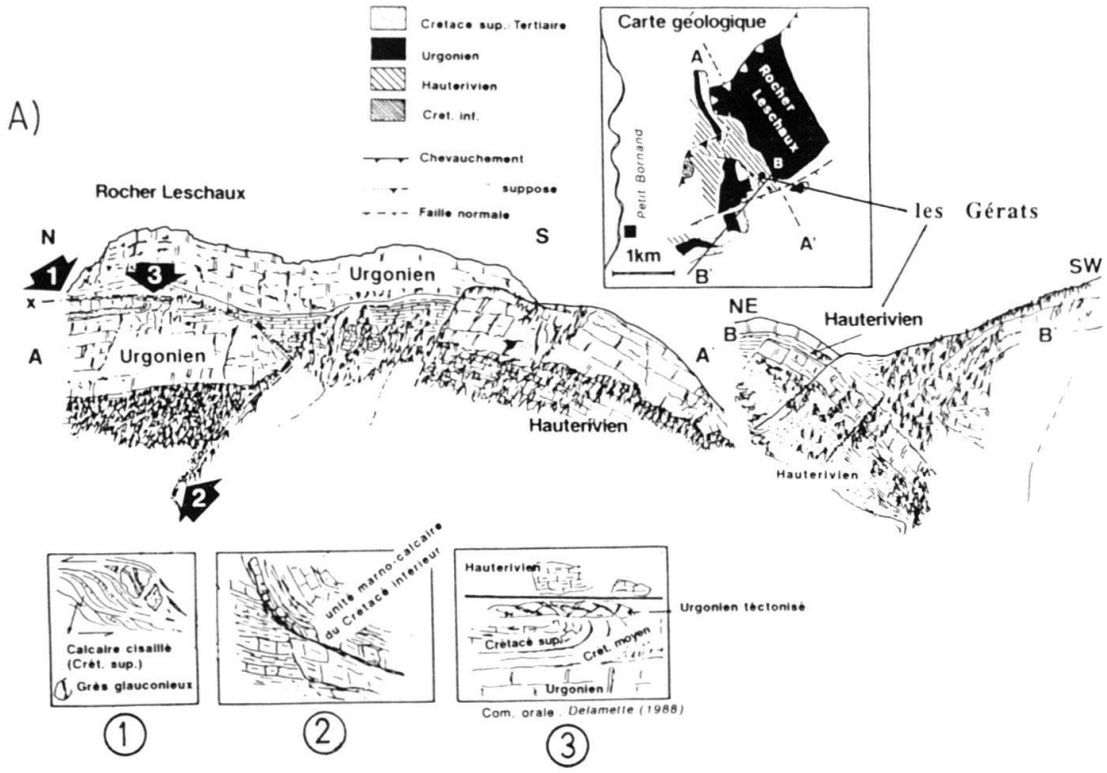
A ce stade de la description il faut souligner que les redoublements de la barre urgonienne liés au front chevauchant de la chaîne du Bargy et représentés dans les coupes C et D (fig. 3) peuvent correspondre tant par le raccourcissement de la barre urgonienne que par leur géométrie, au chevauchement des Rochers du Leschaux.

Les relations structurales dans la région des Rochers du Leschaux sont interprétées par Lombard (1982) puis Charollais et al. (1988), comme un simple chevauchement d'environ 1 km. La forte inclinaison du plan de chevauchement postulé par ces auteurs est cependant difficile à expliquer du point de vue mécanique. En revanche, cette interprétation rend compte de l'observation d'un chevauchement visible au niveau du Crétacé inférieur dans les torrents sur la rive droite du Borne. Néanmoins, d'après nos observations cet affleurement ne permet pas d'attribuer à ce chevauchement une importance régionale; il faut en conséquence envisager la possibilité que cet accident soit dû à des mouvements tardifs postérieurs aux grands chevauchements.

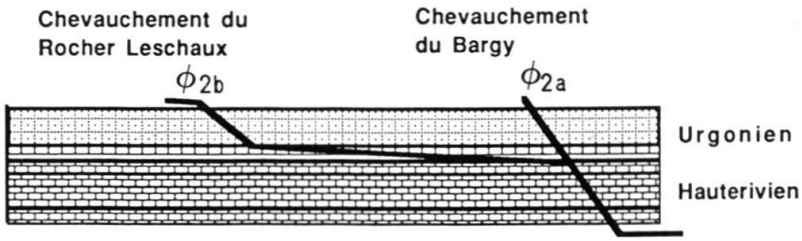
La position de la partie SE de la barre urgonienne (fig. 6A, coupe AA') n'est pas expliquée jusqu'à maintenant. A la base de la barre supérieure, il existe des affleurements d'Hauterivien (non indiqués sur la nouvelle carte géologique au 1:50 000, feuille Annecy-Bonneville) dont le contact tectonique avec la barre urgonienne sous les Gérats n'affleure pas. L'ensemble de la structure des Rochers du Leschaux permet alors deux interprétations différentes ayant des conséquences importantes pour l'estimation du raccourcissement dans le massif des Bornes:

1. Appartenance de l'Urgonien sous les Gérats à la barre inférieure: Chevauchement de l'ensemble des Rochers du Leschaux sur la barre inférieure, aussi bien sur celle du NW que sur celle du SE: l'ampleur du chevauchement serait ainsi d'environ 4 km, les unités chevauchantes doivent se prolonger sous le synclinal de Cenise (fig. 3, coupe A). Si on suppose un plan de décollement au niveau de l'Hauterivien, on devrait retrouver un redoublement du Crétacé inférieur en profondeur jusqu'au SE de la structure du Bargy (fig. 3, coupe A).

2. Appartenance de l'Urgonien sous les Gérats à la barre supérieure: Chevauchement selon le plan proposé par Lombard (1982): la barre supérieure chevauche les unités de la barre inférieure (Crétacé moyen, Crétacé supérieur et Tertiaire). L'unité



B) Interprétation 1.)



Interprétation 2.)

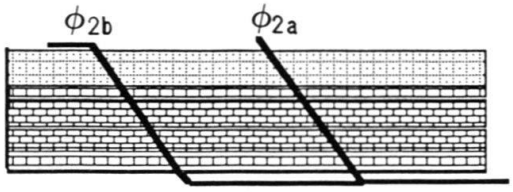


Fig. 6. Rochers du Leschaux: A) Situation géologique; B) Deux interprétations possibles. Interprétation 1). Les Rochers du Leschaux chevauchent l'ensemble de la barre inférieure d'Urgonien; Interprétation 2). La barre supérieure chevauche la barre inférieure seulement dans la partie NW.

A) Geological situation of the Rochers Leschaux region. B) Two possible interpretations for the Rochers Leschaux region: Interpretation 1). The upper Urgonian slab overthrusts the whole underlaying Urgonian unit. Interpretation 2). Only the northwestern part of the underlaying unit is overthrusted by the upper slab.

chevauchante serait alors composée, au SE, d'Urgonien et d'Hauterivien et, au NW (front de la chaîne) que de la barre Urgonienne. Le niveau de décollement se situerait, au SE, dans les couches marno-calcaires du Berriasien et au NW, dans les niveaux du Crétacé supérieur avec des blocs pincés de grés glauconieux appartenant aux grès verts helvétiques d'âge Aptien à Turonien. Ainsi, le chevauchement devrait couper avec une forte obliquité les unités hauteriviennes jusqu'à la base de l'Urgonien et se poursuivrait ensuite vers le NW avec un changement d'angle de plus de 60 degrés (fig. 6A). Selon cette hypothèse la partie SE de la barre inférieure aurait constitué au moment du chevauchement une partie de la barre supérieure; cette partie aurait été abaissée d'environ 400 m par le mouvement de failles d'extension tardives (fig. 4). L'ampleur du chevauchement serait alors d'environ 1 km.

Dans le premier cas (fig. 6B, interprétation 1), la petite faille visible dans les torrents de la rive droite du Borne (fig. 6A, image 2) serait une structure secondaire, telle qu'on en reconnaît souvent ailleurs dans les niveaux marneux du Crétacé inférieur. Selon une autre explication, elle pourrait être responsable de l'absence de l'Urgonien dans la barre inférieure qui aurait été érodée à la suite du jeu de cette faille (mouvements tectoniques antérieurs). Le chevauchement principal se prolongerait en-dessous de la culmination du Bargy. Au front du Bargy, le chevauchement se poursuivrait dans le chevauchement de Leschaux Φ_{2b} et se brancherait dans un deuxième chevauchement Φ_{2a} arrivant en surface dans le synclinal de Cenise (fig. 3, coupe A). L'ampleur du chevauchement peut être évalué à partir de celui de Leschaux (fig. 3, coupe A, fig. 6). La distribution des faciès des Grès verts donne, dans ce cas, une image de cuvette simple, telle qu'elle a été décrite par Delamette (1986).

Dans le deuxième cas (fig. 6B, interprétation 2), l'ensemble du Bargy resterait la partie à l'aplomb d'une rampe, chevauchant le Flysch du plateau de Cenise. L'ampleur du chevauchement serait de l'ordre d'un kilomètre seulement. Sur la rive gauche du Borne, l'équivalent du chevauchement du Leschaux devrait alors être retrouvé dans un petit chevauchement (φ^*) situé dans la charnière d'un pli de kink à la montagne de Daranday (fig. 3, coupe D). Selon cette hypothèse, la reconstitution implique une distribution initiale complexe des faciès au niveau des grès verts helvétiques (Delamette 1986).

Dans ce travail (fig. 3, coupe A), la première interprétation a été retenue; elle donne en effet un raccourcissement similaire, au niveau du Crétacé, à celui observé plus au SW (coupes C et D).

Les chevauchements Sur Cou (Φ_3) correspondent à une zone d'écaillage au niveau du Calcaire Roux. A partir du Roc d'Argent vers le NE on observe tout d'abord une charnière de pli continue à partir de laquelle on constate vers le SW une superposition du pli à une faille d'extension d'âge «nummulitique», déformé postérieurement, lors de la formation du plis (D. Müller, communication personnelle). Le flanc SE du pli est ensuite légèrement chevauché vers le NW-WNW (Φ_3, fig. 3, coupe A). En tenant compte du découplage des formations du Crétacé et du Jurassique au niveau des schistes marno-argileux du Crétacé inférieur (Forage de Brizon), la structure aurait été initialement formée en surface, puis enfouiée en profondeur. Au cours de la progression de la déformation, la charnière aurait été coupée par le chevauchement progressant vers la surface. Ce chevauchement évolue vers le SW et sa flèche de recouvrement augmente. Associé à ces mouvements, on observe un écaillage des unités de l'Hauteri-

vien inférieur (sur Cou; fig. 3, coupe C, D). Finalement, à la hauteur de la Montagne de Sous Dine, Φ_3 recouvre toutes les structures situées au front de l'anticlinal du Roc d'Argent (fig. 3, coupe A).

Dans la région d'Usillon, la série allant de l'Hauterivien au Flysch est chevauchée par une unité comprenant les marnes du Crétacé inférieur au Tertiaire d'une puissance d'environ 700 m. Cette situation est interprétée par CHAROLLAIS & LIERMIER (1967) comme une fenêtre tectonique avec chevauchement des unités supérieures sur une distance de plus de 2,8 km. Structuralement, ces affleurements correspondent parfaitement à la prolongation de la «synforme» déversée, située au front de l'anticlinal du Roc d'Argent. Dans la fenêtre, le plan de chevauchement Φ_3 a été déformé postérieurement à la mise-en place. La structuration dans l'unité inférieure est antérieure à Φ_3. Le branchement de Φ_3 en plusieurs petits chevauchements (Φ_3*) au niveau de l'Hauterivien expliquerait aussi le redoublement de la barre urgonienne au front de la vallée de la Filière. L'interprétation du grand kink frontal (coupe E) formant la bordure NE du plateau du Parmelan et de la Montagne de Sous Dine sera évoquée plus tard. Plus vers l'Ouest, on retrouve Φ_3 au lac d'Annecy où il correspond au chevauchement de la Montagne de Veyrier sur le lambeau en synforme du Roc de Chère. L'ampleur du chevauchement est d'au moins 8 km (fig. 3, coupe T2).

L'existence d'un chevauchement frontal Φ_5 au NE des Bornes ne peut être mis en évidence que par des arguments indirects concernant la structure du toit de l'Urgonien au front des Bornes. Cette formation descend à une profondeur d'environ 1200 m sur une distance horizontale de près de deux kilomètres (carte géol. Annecy-Bonneville 1:50 000, CHAROLLAIS et al. 1988). Les profils sismiques (CHAROLLAIS & JAMET 1990), [fig. 5] montrent à cet endroit un réflecteur très faible qui monte rapidement vers la surface en coupant les réflecteurs profonds (Urgonien et Muschelkalk). Le chevauchement est d'environ 1,5 km. A cause de la couverture de Molasse et de Flysch au front des Bornes, il est cependant impossible d'observer Φ_5 en direction du SW. Entre Annecy et Thorens-Glières, la distinction entre Φ_3 et Φ_5 et l'identification du front restent interprétatives. La limite indiquée sur la carte géologique correspond à la limite entre Grès de Bonneville (s. 1) et Molasse Rouge.

4.2 Architecture de l'étage tectonique inférieur: socle, Trias- et Jurassique; relations avec le massif de Belledonne

Seuls les résultats du forage Brizon 1 et les levées sismiques effectués en relation avec ce sondage (CHAROLLAIS & JAMET 1990) ainsi que la comparaison avec les affleurements dans la vallée de l'Arve et à proximité du Lac d'Annecy permettent de se faire une image de l'architecture de l'étage tectonique inférieur du Massif des Bornes, du socle jusqu'au contact de décollement à la base du Crétacé. C'est donc en nous référant à ces données et en respectant dans la mesure du possible les règles de l'équilibrage des coupes (conservation de la longueur des couches et des volumes) que nous tenterons une nouvelle interprétation de l'étage inférieur (longueur constante des couches, "pin-line" sur le Plateau des Bornes).

Le Muschelkalk, supposé autochthone, qui a été foré dans le forage Brizon et qui apparaît comme réflecteur sur les sismogrammes (CHAROLLAIS & JAMET 1990) dessine une structure de bombement entre St. Pierre en Faucigny et Le Petit Bornand (fig. 5).

Cette structure, indiquée sur le sismogramme peut être due, en partie, à des changements de vitesse entre le Massif des Bornes et le bassin Molassique.

Le socle, sous la couverture triasique des Bornes, est transparent du point de vue de la sismique réflexion. Au front du massif des Bornes, dans la partie méridionale du basin molassique, cette structure transparente fait place à des réflecteurs subhorizontaux prononcés mais discontinus qui pourraient correspondre à des lits de charbon et qui indiquent de ce fait la présence d'un basin carbonifère. Ce bassin a été rencontré dans le forage de Faucigny (Esso-Rep 1970). La nature précise de sa bordure sud (en compression, en extension ou en coulissage) n'apparaît pas clairement en sismique.

Au-dessus de cette bordure et légèrement en retrait en direction du SSE, des failles inverses listriques partent de l'horizon de décollement du Trias et remontent, en se ramifiant, vers la surface dans le bassin molassique. Ces failles indiquent un léger chevauchement de la barre urgonienne frontale des Bornes sur la Molasse. A l'hauteur de St. Pierre en Faucigny, les failles subverticales Φ_4 partent du socle, recoupant ces structures et impliquent ainsi un âge plus jeune que Φ_5. De par leur géométrie, elles peuvent correspondre soit à des failles inverses, soit à des failles décrochantes.

Dans sa partie centrale le levé sismique (Charollais & Jamet 1990) montre une grande transparence au niveau du Jurassique, traversé non loin de là par le forage Brizon. Cette transparence est interprétée comme étant due à la position verticale des couches. En tenant compte des répétitions de la barre calcaire du Tithonique en flancs normaux et flancs inverses observés dans le forage Brizon, on peut postuler un plissement de cette série comparable à celui qui est visible sur la rive droite de l'Arve (Welbon 1987, Butler 1987). Ces faits soulignent et le découplage tectonique dans le Crétacé basal, et le changement du style de déformation entre le Crétacé inférieur et le Jurassique supérieur.

Selon Guellec et al. (1989, fig. 3) cette séparation entre deux styles de déformation distincts s'amenuiserait en direction du Sud et elle semble disparaître dans le massif de la Chartreuse (Martinez 1976, Siddans 1979, Mugnier et al. 1987), où l'écaillage cassant affecte aussi bien le Jurassique que le Crétacé. Ce changement peut être expliqué, d'une part par une surcharge et une température de déformation plus élevée au Nord par rapport au Sud (Gorin et al. 1989), et d'autre part par le fait que les marnes de l'Aalénien et de l'Oxfordien ont joué un rôle important comme niveaux de cisaillement dans le Sud, alors que ceci n'est pas le cas au NE où ces niveaux sont de faible épaisseur.

Les relations entre le socle du Massif des Bornes et le socle de Belledonne (fig. 7) résultent de la combinaison des données exposées ci-dessus pour les Bornes et des résultat sismiques du profil ECORS (Bayer et al. 1987, Marthelot & Bano 1988). Le principe de l'existence d'un chevauchement du socle de Belledonne sur celui des Bornes paraît assuré, alors que la localisation précise des plans de chevauchement dans le socle et les relations tectoniques entre les couvertures de Belledonne et des Bornes sont plus du domaine de la spéculation.

5. Direction de transport et estimation du raccourcissement

Dans la partie orientale du massif, et notamment dans la vallée du Borne, les structures plicatives indiquent une direction maximale de raccourcissement du SSE vers le

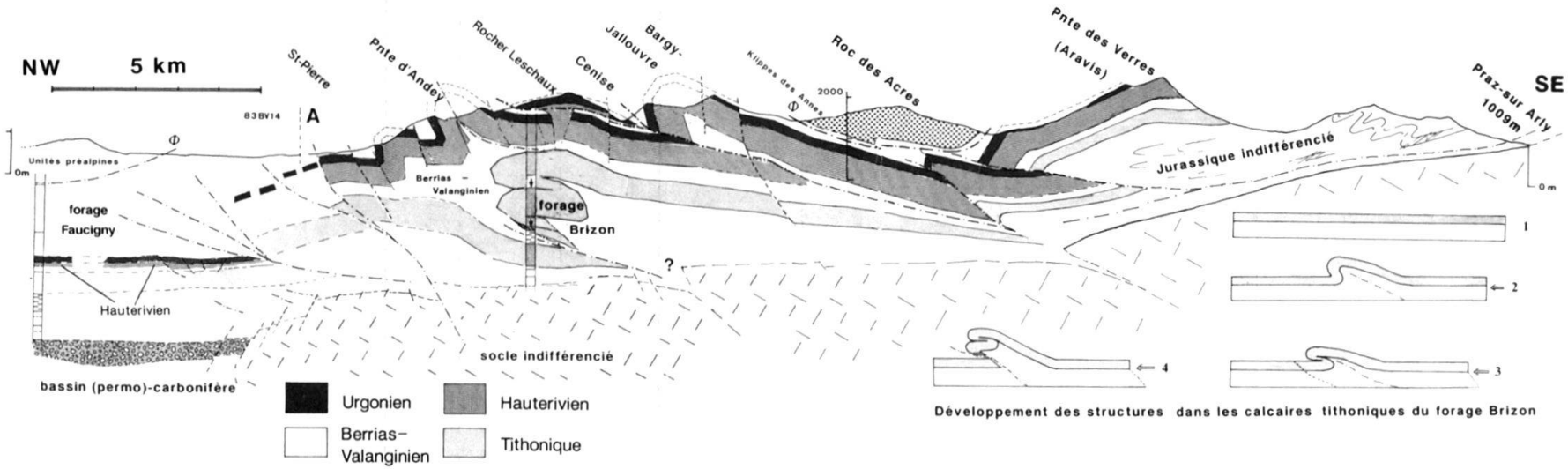


Fig. 7. Coupe tectonique entre la vallée de l'Arve et Praz-sur Arly (Mégève) montrant une solution possible pour les structures profondes. Le forage Brizon (fig. 2b) donne certaines contraintes pour les structures au niveau des calcaires tithoniques. La solution choisie équilibre les longueurs des unités jurassiques et crétacées. A droite: modèle possible qui expliquerait la triple répétition du Tithonique dans le forage Brizon. Les pas 1 à 3 sont redessinés d'après Butler (1987). Le pas 4 montre des similarités structurales avec les plis de la région d'Arpennaz (Welbon, 1988).

Tectonic interpretation of the subsurface structures between the Arve-valley and Praz-sur Arly (Megève). The Brizon drillhole gives contraints for the geometry of the Tithonian sequence. A model of the development at the lower right; step 1–3 after Butler *1987. Step four showing double fold as described by* Welbon *(1987, in* Butler *1987).*

NNW (planche 1; fig. 3, coupes A–D). En suivant le chevauchement Φ_3 vers le SW on s'aperçoit que celui-ci recouvre les structures en avant de l'anticlinal du Roc d'Argent dès la Montagne de Sous Dine et que ces structures ne réapparaissent à l'affleurement que dans la fenêtre d'Usillon. Or, deux mécanismes pourraient expliquer ce fait:

1. ou bien l'étage tectonique supérieur du massif a subi un mouvement de rotation dans le sens des aiguilles d'une montre, autour d'un axe situé dans la région de Cluses, en créant ainsi un chevauchement de plus en plus important au fur et à mesure que l'on avance vers le SW de la chaîne.

2. ou bien la direction de translation a subi un changement; ce changement pourrait alors correspondre, soit à une succession de deux phases (mouvements en direction NNW, puis WNW à W), soit à une seule phase à contraintes de directions variables suivant le secteur considéré (la direction WNW à W ne se trouvant que dans le secteur SW de la chaîne).

Ce problème ne peut être résolu définitivement pour l'instant, même si les arguments de terrain sont plutôt en faveur de la seconde hypothèse:

– Les décrochements dextres d'orientation NW-SE (planche 1) ne montrent aucun changement de direction, contrairement à ce que l'on pourrait attendre pour le modèle de rotation;

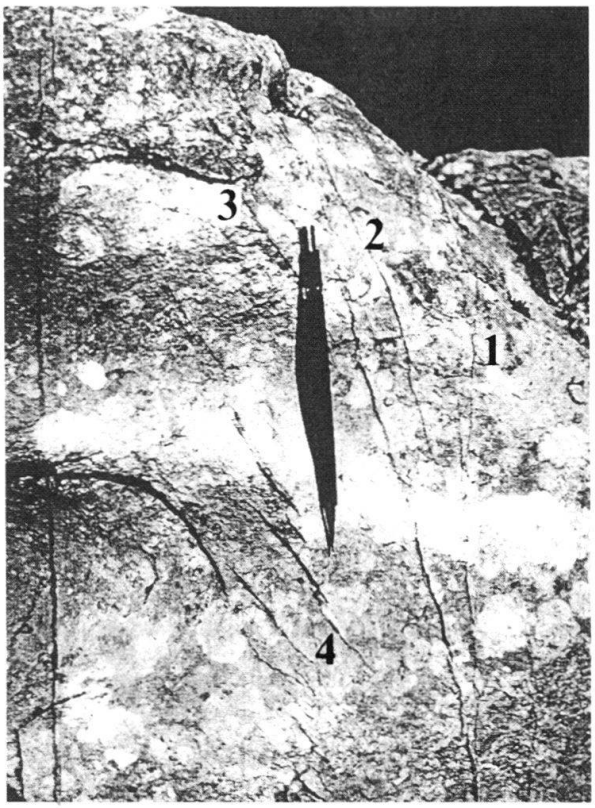
– les microstructures liées aux phases compressives majeures indiquent un changement des directions de contrainte dans le sens antihoraire (fig. 8) ce qui serait en contradiction avec une rotation dans le sens proposé par l'hypothèse 1). Ces structures peuvent être localement bien exprimées dans les calcaires de l'Urgonien et les calcaires fins du Crétacé supérieur;

– les failles normales de direction variables N 30 W à 50–60 W sont conformes à une divergence des directions de transport en éventail (hypothèse 2);

– en revanche, la structure générale de la chaîne à l'approche du Lac d'Annecy, et notamment la géométrie de Φ_3 entre la Montagne de Veyrier et le Roc de Chère pourraient avoir la signification d'une zone de décrochement sénestre, constituant la terminaison latérale de ces unitées et expliquant ainsi la juxtaposition des deux massifs, Bauges et Bornes, provenant de zones paléogéographiques légèrement différentes.

Dans le cas de l'hypothèse 2, les mouvements en direction W et WNW auraient une flèche minimale de l'ordre de 8 km, alors que la flèche du transport en direction du NW est de l'ordre de 6 km dans la transversale de la Vallée du Borne. Si on admet que Φ_3 s'est formé après une première structuration de la chaîne, et notamment après les chevauchements Φ_2 et les plissements associés, les deux flèches de 8 et de 6 km doivent s'additionner pour la partie SW de la chaîne. Dans la transversale située à l'Est de la vallée du Borne, à l'Est du recouvrement par Φ_3 (fig. 3, coupe A), le raccourcissement total est estimé à 28 ou 36%, suivant l'interprétation choisie pour expliquer la structure observée aux Rochers du Leschaux.

A l'échelle locale comme à l'échelle de l'ensemble de la partie externe des Alpes Centrales et Occidentales, ce changement de la direction des mouvements pourrait être expliqué par le mécanisme proposé par Platt et al. (1989) où le vecteur du déplacement total des couvertures se compose d'un vecteur produit par la convergence des plaques et un autre vecteur dû aux forces de gravité au sommet du socle. Ainsi un changement de la géométrie du socle au cours des mouvements vers l'avant-pays pourrait avoir pour conséquence un changement de la direction du vecteur de déplacement.



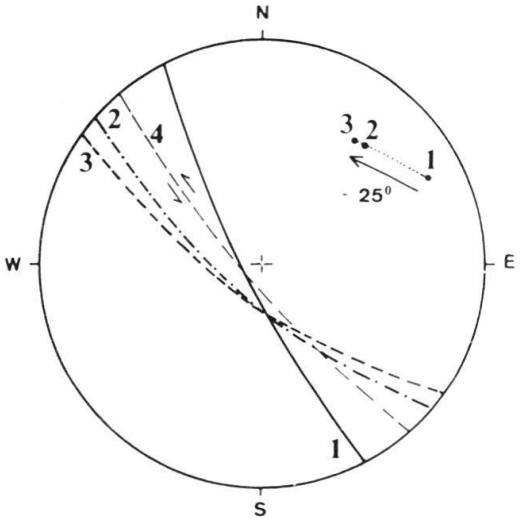


Fig. 8. Rotations antihoraires des fentes d'extensions: 1 = système le plus ancien, 3 = système le plus jeune, 4 = cisaillement sénestre. (Canevas de Wulff, hémisphère inférieure), Coord: 908,075/2112,625; Feuille 3430 est «Bonneville» 1:25 000.

Anticlockwise rotation of extension veins. 1 = oldest system, 3 = youngest system, 4 = sinistral strike-slip system (Wulff net, lower hemisphere; Coord: 908,075/2112,625; sheet 3430 east, "Bonneville" 1:25,000).

6. Cinématique et âge des déformations

Les premiers mouvements orogéniques dans les chaînes subalpines sont datés d'après l'histoire sédimentaire de cette région (voir les indications planche 1):

– à l'Eocène supérieur, la transgression marine se fait avec une discordance nette sur un relief érosif (Charollais et al. 1988);

– les Grès de Taveyannaz, de composition andésitique, se déposent dans le bassin des Aravis, fortement subsident, probablement au cours du Rupélien (Lateltin & Müller 1987, Lateltin 1988). Cette subsidence s'explique soit par la flexion crustale du front alpin sous la surcharge des nappes, soit par une phase distensive brève, affectant l'ensemble du continent européen (Caron et al. 1989; Bergerat 1985). Ensuite, les nappes penniques et l'Ultrahelvétique des Préalpes du Chablais doivent avancer sur le domaine à matériel Taveyannaz peu après pour alimenter le bassin de la Formation du Val d'Illiez installé sur les Bornes et dans l'avant-pays proche. Selon Lateltin (1988) ceci pourrait indiquer une instabilité au niveau du contact Φ_0 défini ci-dessus. Ces mouvements correspondent au «stage 1» de Ramsay (1989, p. 41).

– Au Rupélien supérieur-Chattien le centre de dépôt se déplace vers le N, jusqu'à l'hauteur du Plateau des Bornes, et la Molasse Rouge se dépose comme un prisme

sédimentaire de grande épaisseur dans l'avant-pays. Au front des Bornes, ce sont les sédiments les plus jeunes qui sont impliqués dans les déformations de direction NW; ces dernières (p. ex. Φ_2) sont en conséquence plus jeunes que l'Oligocène.

La question de l'âge des mouvements vers l'Ouest (chevauchements Φ_3) et déformation des plans de chevauchement) reste en suspens. A l'Ouest d'Annecy, les chevauchements dans l'«Aquitanien» de la gorge du Fier montrent un sens de mouvement vers le WNW ou W (planche 1). Plus au Sud, à l'entrée des gorges du Chéran, les unités du Crétacé de la Montagne de Semnoz chevauchent directement les «marnes bigarrées» de l'Aquitanien moyen (J.P. Berger, comm. orale). Ici non plus, la limite supérieure de la fourchette d'âge ne peut être précisée.

Les derniers mouvements Φ_4 au front des Bornes coupent à travers toutes les unités de la couverture sédimentaire et trouvent probablement leur origine dans les chevauchements du socle de Belledonne interne sur Belledonne externe, et du chevauchement de ce dernier sur l'avant-pays européen. Ces chevauchements ont en outre joué un rôle majeur dans le raccourcissement de la couverture sédimentaire, notamment du Jura, et un âge aussi jeune que le Miocène supérieur-Pliocène peut être postulé.

7. Conclusion et discussion

L'étude tectonique du massif des Bornes s.str. démontre une séparation de la série sédimentaire au cours de la déformation en un «étage supérieur» et un «étage inférieur», avec un niveau de décollement dans les formations marneuses du Crétacé inférieur. La relation entre les épaisseurs des formations compétentes et incompétentes des deux étages est probablement le facteur clef pour le développement des deux styles tectoniques (fig. 7). Le découplage des formations entre les deux étages est plus important dans les parties W et SW de la chaîne qu'au NE et à l'E.

Les chevauchements jouent un rôle majeur dans l'architecture de la chaîne. Formés dès le début de la déformation en profondeur, ils ont été relayés et partiellement amortis en surface par des plis et des kinks. Par la suite, leur flèche s'est amplifiée et un changement de direction du transport passant du NW vers le WNW ou l'W est indiqué par la géométrie de l'unité recouvrant la fenêtre d'Usillon et par une rotation des directions de contrainte indiquée par les microstructures. Ces changements pourraient s'inscrire dans la même logique que les changements observés dans la direction de transport de la nappe de Morcles (Dietrich & Durney 1986).

Selon les données sismiques, la structure actuelle de la chaîne montre l'empreinte de la structure du socle, d'une part par l'installation du décollement frontal des Bornes Φ_5 à l'aplomb d'un accident profond réactivé correspondant à la limite sud d'un bassin permo-carbonifère, et d'autre part par la présence d'accidents de couverture tardif (Φ_4, planche 1, fig. 3) qui doivent prendre naissance dans le socle.

Des décollements semblables à celui du front des Bornes (Φ_5) et qui sont également liés à des accidents varisques réactivés ont été mis en évidence au front chevauchant du Salève (Gorin & Amberger 1990), au front du Jura plissé en Suisse orientale (Müller et al. 1984), et, associés à des chevauchements du socle dans la région du forage d'Entlebuch, sous la Molasse subalpine de Suisse centrale (Vollmayr & Wendt 1988).

La reconstitution des relations entre socle et couverture à travers le temps est compliquée dans les Chaînes subalpines par le fait que le Jura plissé doit sa raison d'être au chevauchement des Massifs externes sur le socle européen qui doit intervenir de façon définitive dès le Miocène élevé (Pfiffner 1986, Mugnier & Vialon 1986, Mugnier & Ménard 1986). Les séries sédimentaires des Chaînes subalpines étant dans ce cas largement allochtones par rapport au socle, ce ne sont que les accidents tardifs, tel Φ_4 qui peuvent être suivis jusqu'au socle.

Enfin, on est amené à postuler une inversion précoce des domaines des Bornes et du Plateau des Bornes, étant donné qu'aucun sédiment plus jeune que l'Oligocène supérieur (Aquitanien) n'est préservé dans ce secteur.

L'histoire de déformation, peut ainsi être résumée comme suit:

– déformations dans les Massifs externes (Belledonne, Aiguilles Rouges et Mont Blanc), comprenant leur couverture (actuellement située dans les Aravis et les Bornes), avec développement des chevauchements de type «rampe et plat» (Mont Durand) ou formation de chevauchements reliés, en surface, à des plis (front du secteur NE du Massif des Bornes); mouvements de transport vers le NW (Gourlay 1982, Ménard 1979, Perrier & Vialon 1980); âge probable: Oligocène;

– changement progressif de la direction de transport pendant les mouvements vers l'avant-pays, du NW vers le WNW et W, illustré par le chevauchement Φ_3 s'individualisant à partir d'un pli embryonnaire (Roc d'Argent); développement de décrochements dextres liés aux changements de la direction des mouvements; âge probable: Miocène inférieur;

– systèmes de failles raides traversant le bassin molassique à l'Ouest d'Annecy, reliant le chevauchement le plus frontal du Semnoz avec le Salève et la première chaîne du Jura (Haute Chaîne);

– failles inverses, individualisées à partir du socle, expliquant la position élevée du Tithonique dans la région du lac d'Annecy, le «kink» tardif au front du Parmelan et de la Montagne de Sous Dine (fig. 3, coupe E) ainsi que les failles inverses dans le secteur NE du massif des Bornes (fig. 5);

– failles d'extensions parallèles à la chaîne.

Remerciements

Cette recherche a été supportée par le Fonds National Suisse (projet 2.107.–086). Nous remercions J. Charollais qui a mis à notre disposition des documents inédits; G. Gorin a aimablement critiqué l'interprétation sismique; A. Pfiffner, J. Ramsay, M. Lemoine, D. Dietrich, R. Trümpy, M. Tardy et B. Doudoux nous ont fait part de leurs suggestions et critiques; par de nombreuses discussions et visites sur le terrain, H. Détraz, D. Müller, F. Villars et M. Delamette ont contribué à notre connaissance du Massif des Bornes. B. Loup a participé à l'amélioration du manuscrit en améliorant notamment le texte conçu en Français. Qu'ils soient tous vivement remerciés ici.

BIBLIOGRAPHIE

Badoux, H. 1972: Tectonique de la nappe de Morcles entre Rhône et Lizerne. Mat. Carte géol. Suisse (N.F.) 143.

Baltassat, J.M. 1987: Synthèse géologique du massif de la Tournette, Partie SW du Massif des Bornes (Haute-Savoie, France). Trav. dipl. Univ. Genève.

Bayer, R., Cazes, M., Damotte, B., et al. 1987: Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (Programme ECORS-CROP). C.R. Acad. Sci. Paris, II, 305, 1461–1470.

BERGERAT, F. 1985: Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme Européenne. Thèse. Univ. Pierre et Marie Curie. Paris.

BUTLER, R.W.H. 1985: The restauration of thrust systems and displacement continuity around the Mont Blanc massif. NW external alpine thrust belt. J. struct. Geol. 7, 569–582.

CARON, C., HOMEWOOD, P. & WILDI, W. 1989: The original Swiss Flysch: A reappraisal of the type deposition in the Swiss Prealps. Earth-Science Reviews 26, 1–45.

CHAROLLAIS, J. & JAMET, M. 1990: Principaux résultats géologiques du forage Brizon 1 (BZN1) Haute-Savoie, France. Mém. soc. géol. Suisse 1, 185–202.

CHAROLLAIS, J., BUSNARDO, R., CARDIN, M., CLAVEL, B., DECROUEZ, D., DELAMETTE, M., GORIN, G., LEPILLON, M., MONDAIN, P.H., ROSSET, J. & VILLARS, F. 1988: Note explicative de la feuille Annecy-Bonneville 1/50 000. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans.

CHAROLLAIS, J. & LIERMIER, M. 1967: Sur la découverte d'une fenêtre dans le massif des Bornes (Haute-Savoie, France). C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève. n.s. 2, 107.

CHAROLLAIS, J., PAIRIS, J.L. & ROSSET, J. 1977: Compte-rendu de l'excursion de la Société géologique Suisse en Haute-Savoie (France) du 10 au 12 octobre 1976. Eclogae geol. Helv. 70, 253–285.

CLAVEL, B., BUSNARDO, R. & CHAROLLAIS, J. 1986: Chronologie de la mise en place de la plate-forme urgonienne du Jura au Vercors (France). C.R. Acad. Sc. Paris, II, 302, 583–586.

DELAMETTE, M. 1986: L'évolution du domaine helvétique (entre Bauges et Morcles) de l'Aptien supérieur au Turonien, séries condensées, phosphorites et circulations océaniques (Alpes occidentales franco-suisses). Publ. Dept. Géol. et Pal. Univ. Genève 5 (1988).

DÉTRAZ, H. & STEINHAUSER, N. 1988: Le bassin delphino-helvétique savoyard et sa marge jurassienne sous contrôle tectonique entre le Kimméridgien et le Valanginien. Eclogae geol. Helv. 81, 125–154.

DIETRICH, D. & DURNEY, D.W. 1986: Change of direction of overthrust shear in the Helvetic nappes of western Switzerland. J. struct. geol. 8, 389–398.

DOUDOUX, B. 1973: Nouvelles données tectoniques sur le massif des Bornes (Savoie). Annales du Centre Universitaire de Savoie. t.I. Sciences nat., 125–139.

DOUDOUX, B., MERCIER DE LÉPINAY, B. & TARDY, M. 1982: Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales): Nappes de charriage oligocènes et déformations superposées. C.R. Acad. Sc. Paris, II, 295, 63–68.

ELTCHANINOFF, L., TRIBOULET, S., DOUDOUX, B., FUDRAL, S., RAMPNOUX, J.R. & TARDY, M. 1982: Stratigraphie et tectonique des unités delphino-helvétiques comprises entre Mont Blanc et Belledonne (Savoie-Alpes occidentales). Implications régionales. Bull. Soc. géol. France. (7), 24, 817–830.

ESSO-REP 1970: Faucigny 1, rapport de sondage, non publié.

GOGUEL, L. 1966: Feuille 160 T, Vallorcine-Mont Blanc. Carte géologique de la France 1:80 000. Bur. Rech. géol. min., Orléans.

GORIN, G. & AMBERGER, G. 1990: Apport de la sismique réflexion à l'étude de la géologie profonde de la cuvette genevoise entre Jura et front alpin. Abstract, 106e Ass. gén. Soc. géol. Suisse, Genève.

GORIN, G., GÜLAÇAR, F. & CORNIOLEY, Y. 1989: Organic geochemistry, palynofacies and palaeoenvironment of Upper Kimmeridgien and Lower Tertiary organic-rich samples in the southern Jura (Ain, France) and subalpine massifs (Haute-Savoie, France). Eclogae geol. Helv. 82, 491–515.

GOURLAY, P. 1982: La déformation dans le couloir du Bon Nant entre Mont Blanc et Belledonne (Alpes Françaises). C.R. Acad. Sc. Paris 294, 1291–1294.

GRATIER, J.P., MENARD, G. & ARPIN, R. 1989: Strain-displacement compatibility and restauration of the Chaînes Subalpines of the western Alps. Geol. Soc. Spec. Publ. 45, 65–81.

GUELLEC, ST., TARDY, M., ROURE, F. & MUGNIER, J.-L. 1989: Une interprétation nouvelle du massif subalpin des Bornes (Alpes occidentales): apports des données de la géologie et de la géophysique profondes. C.R. Acad. Sci. Paris, II, 309, 913–920.

HEIM, A. 1921: Geologie der Schweiz Vol. II, Tauchnitz Leipzig.

HUGGENBERGER, P. 1985: Faltenmodelle und Verformungsverteilung in Deckenstrukturen am Beispiel der Morcles-Decke (Helvetikum der Westschweiz), Ph.D. Thesis, ETH-Zürich.

LATELTIN, O. 1988: Les dépôts turbititiques oligocènes d'avant-pays entre Annecy (Haute-Savoie) et le Sanetsch (Suisse). Thèse, Université de Fribourg (Suisse).

LATELTIN, O. & MÜLLER, D. 1987: Evolution paléogéographique du bassin des Grès de Taveyannaz dans les Aravis (Haute-Savoie) à la fin du Paléogène. Eclogae géol. Helv. 80, 127–140.

MARTINEZ, M.G. 1976: Contribution à l'étude géologique du Sud-Ouest du massif des Bornes entre la vallée du Fier et le lac d'Annecy, région de Bluffy et de Montremont, Thèse, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris.

MARTHELOT, J.M. & BANO, M. 1988: Automatic extraction of reflection from a seismic section: application to the ECORS-CROP alpine profile. Conference abstracts; Deep structure of the Alps, Paris, dec. 12–13, 1988.

MÉNARD, G. 1979: Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse 3e cycle. I.R.I.G.M. Grenoble.

MORET, L. 1934: Géologie du massif des Bornes. Mém. Soc. géol. France. 22.

MUGNIER, J.L., ARPIN, R. & THOUVENOT, F. 1987: Coupes équilibrées à travers le massif subalpin de la Chartreuse. Geodinamica Acta 1/2, 125–137.

MUGNIER, J.L. & MÉNARD, G. 1986: Le développement du bassin molassique Suisse et l'évolution des Alpes externes: un modèle cinématique. Bull. C.R. Explor. Prod. Elf-Aquitaine. 10, 167–180.

MUGNIER, J.L. & VIALON, P. 1986: Deformation and displacement of the Jura cover on its basement. J. struct. Geol. 8, 373–387.

MÜLLER, W.H., HUBER, M., ISLER, A. & KLEBOTH, P. 1984: Erläuterung zur geologischen Karte der zentralen Nordschweiz 1:100 000. Société coopérative nationale pour l'entreposage des déchets radioactifs (NAGRA), Technischer Bericht 84–25.

PAIRIS, B. 1975: Contribution à l'étude stratigraphique, tectonique et métamorphique du Massif de Platé (Haute-Savoie). Thèse Univ. Grenoble.

PERRIER, G. & VIALON, P. 1980: Les connaissances géophysiques sur le Sud-Est de la France. Implications géodynamiques. Géol. alpine 56, 13–20.

PFIFFNER, A. 1986: Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central alps. Spec. Publ. int. assoc. sedimentologists 8, 219–228.

PLATT, J.P., BEHRMANN, J.H., CUNNINGHAM, P.C., DEWEY, J.F., HELMAN, M., PARISH, M., SHEPLEY, M.G., WALLIS, S. & WESTON, P.J. 1989: Kinematics of the Alpine arc and the motion history of Adria. Nature 337, 158–161.

RAMSAY, J.G. 1989: Fold and fault geometry in the western Helvetic nappes of Switzerland and France and its implications for the evolution of the arc of the western Alps. Geol. Soc. Spec. Publ. 45, 33–45.

SAWATZKI, G. 1975: Etude géologique et microstructurale des flyschs à grauwakes volcaniques du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). Grès de Taveyanne et Grès du Val d'Illiez. Arch. Sc. Genève 28, 265–368.

SIDDANS, A.W.B. 1979: Acurate folds and thrust patterns in the subalpine chains of southeast France. J. Struct. Géol. 1, 117–126.

TARDY, M. & DOUDOUX, B. 1984: Un trait nouveau de la structure du synclinal de nappe de Thônes (massif des Bornes, Haute-Savoie): le chevauchement cisaillant de la Montagne de Cotagne. Géol. alpine 60, 77–84.

VILLARS, F. 1984: Etude Géologique de la chaîne des Aravis entre l'Arve et le col des Aravis (Haute-Savoie, France). Trav. dipl. Univ. Genève.

VILLARS, F. 1986: Structure et cinématique des déformations dans la chaîne des Aravis (Zone Delphino-Helvetique, Haute-Savoie, France), implications régionales. Geol. alpine 62, 107–116.

VOLLMAYR, T. & WENDT, A. 1987: Die Erdgasbohrung Entlebuch 1, ein Tiefenaufschluss am Alpennordrand. Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 53/125, 67–79.

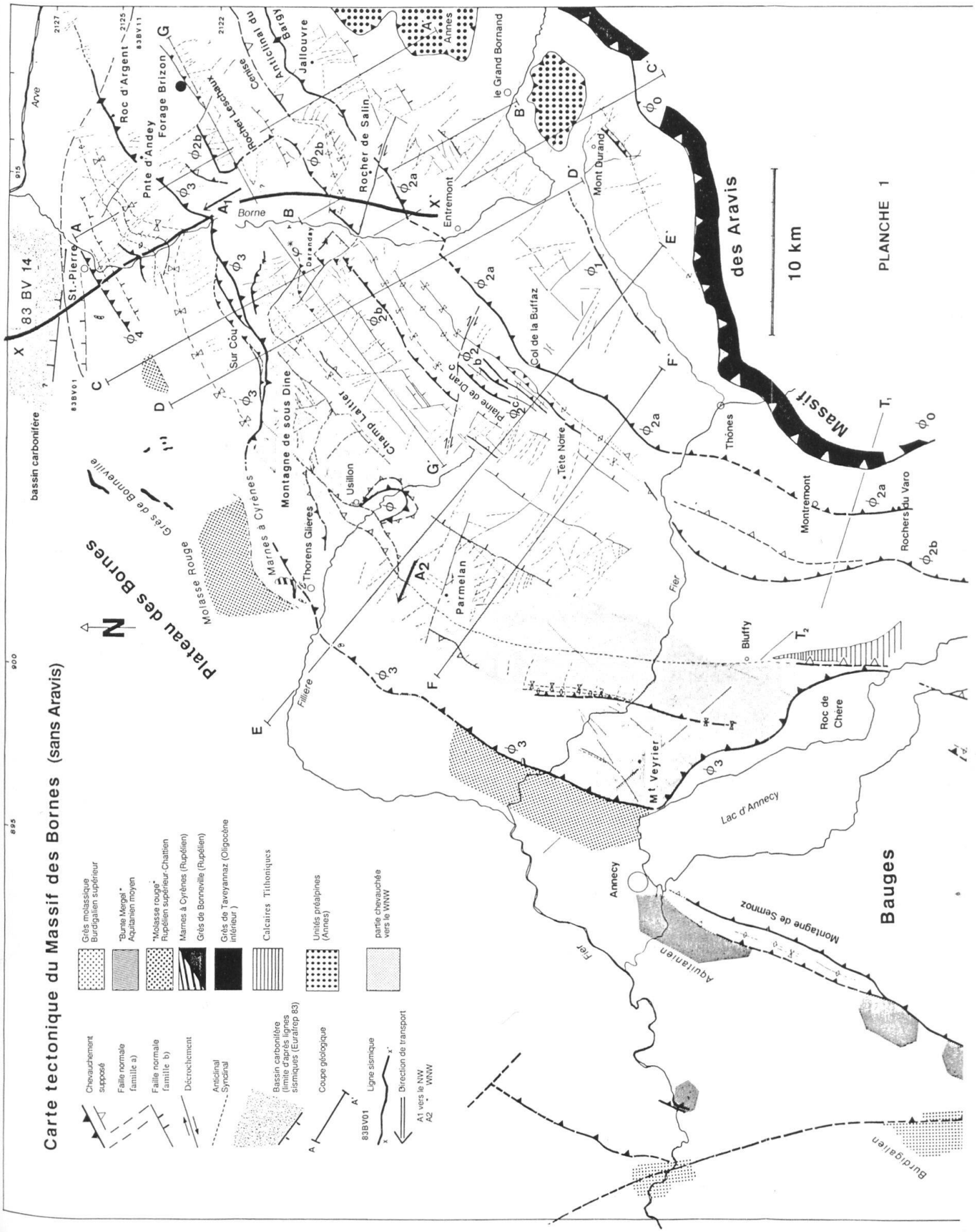
WELBON, A. 1988: The influence of intrabasinal faults on the development of a linked thrust system. Geol. Rdsch. 77, 11–24.

Manuscrit reçu le 7 mai 1990
Révision acceptée le 12 septembre 1990

Planche 1 / Plate 1

Carte tectonique du massif des Bornes, couvrant la carte géologique Annecy-Bonneville 1:50 000 (CHAROLLAIS et al. 1988) et les régions avoisinantes.

Tectonic map of the Bornes massif covering the geologic map Annecy-Bonneville 1:50,000 (CHAROLLAIS *et al. 1988) and neighbouring regions.*


Carte tectonique du Massif des Bornes (sans Aravis)
Chevauchement supposé
Faille normale famille a)
Faille normale famille b)
Décrochement
Anticlinal
Synclinal
Bassin carbonifère (limite d'après lignes sismiques (Eurafrep 83)
Coupe géologique
Ligne sismique
Direction de transport
A1 vers le NW
A2 WNW
Grès molassique Burdigalien supérieur
"Bunte Mergel" Aquitanien moyen
"Molasse rouge" Rupélien supérieur-Chattien
Marnes à Cyrènes (Rupélien)
Grès de Bonneville (Rupélien)
Grès de Taveyannaz (Oligocène inférieur)
Calcaires Tithoniques
Unités préalpines (Annes)
partie chevauchée vers le WNW
Plateau des Bornes
Massif des Aravis
Bauges
10 km
PLANCHE 1
Roc d'Argent
Forage Brizon
Pnte d'Andey
Rocher Leschaux
Anticlinal du Bargy
Jallouvre
Rocher de Salin
Annes
le Grand Bornand
Mont Durand
Entremont
Col de la Buffaz
Plaine de Dran
Tête Noire
Thônes
Montremont
Rochers du Varo
Bluffy
Roc de Chère
Mt Veyrier
Lac d'Annecy
Annecy
Montagne de Semnoz
Aquitanien
Burdigalien
Fier
Filliere
Parmelan
Usillon
Thorens Glières
Champ Laitier
Montagne de sous Dine
Sur Cou
Daranday
Borne
St.-Pierre
83 BV 14
bassin carbonifère
Grès de Bonneville
Marnes à Cyrènes
Molasse Rouge
Arve
Cenise