

| | |
|---------------------|--|
| Zeitschrift: | Eclogae Geologicae Helvetiae |
| Herausgeber: | Schweizerische Geologische Gesellschaft |
| Band: | 85 (1992) |
| Heft: | 1 |
| Artikel: | Relations stratigraphiques et tectoniques entre nappe des Aravis et Bornes externes dans le synclinal de nappes de Thônes (massif subalpin des Bornes, Haute Savoie, France) |
| Autor: | Chaplet, Michel |
| DOI: | https://doi.org/10.5169/seals-166993 |

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: 14.01.2026

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

Relations stratigraphiques et tectoniques entre nappe des Aravis et Bornes externes dans le synclinal de nappes de Thônes (Massif subalpin des Bornes – Haute-Savoie – France)

Par Michel CHAPLET¹⁾

Mots-clés: Massif subalpin des Bornes – Haute-Savoie – France – Synclinal de nappes – Nappe des Aravis – Nappe des Bornes externes – Stratigraphie – Tectonique.

Key-Words: Bornes subalpine massif – Haute-Savoie – France – Nappes syncline – Aravis Nappe – External Bornes Nappe – Stratigraphy – Tectonics.

RÉSUMÉ

Les séries stratigraphiques des flancs orientaux et occidentaux du synclinal de nappes de Thônes présentent des différences chronostratigraphiques (âge d'installation de la plate-forme urgonienne), minéralogique (smectite héritée et illite diagénétique des calcaires sublithographiques du Crétacé supérieur), ou purement stratigraphiques (séquences paléogenes post-lutétien distinctes). Ces différences soulignées, l'étude tectonique confirme l'hypothèse d'une véritable nappe des Aravis recouvrant la partie sud-est des Bornes externes. Ceci amène à concevoir la prolongation des nappes helvétiques vers le Sud (Nappe de Morcles = Nappe des Bornes externes et Nappe des Diables = Nappe des Aravis).

ABSTRACT

The stratigraphic series of the western flank of the Thônes nappes syncline differs from the eastern one, according to its chronostratigraphy (age of the Urgonian platform progradation), or mineralogy (dominant detrital smectite and diagenetic illite for the clay content of the limestones for the Upper Cretaceous period), or even its lithostratigraphy (distinct post-Lutetian sequences). This differences, supported by tectonic studies, allow us to distinguish, beneath the Annes and Sulens prealpine klippes, an Aravis Nappe which is thrust onto the S.E. external Bornes area. This suggests the prolongation of the helvetic nappes to the South (Morcles Nappe = External Bornes Nappe and Diables Nappe = Aravis Nappe).

1. Avant-propos (fig. 1)

Cette note présente une partie des résultats d'une étude sur le synclinal de nappes de Thônes formant la partie sud-est du massif subalpin des Bornes (Chaplet 1989). L'objectif principal était de préciser les relations tectoniques entre le flanc sud-est de cette structure tardive qui constitue la retombée occidentale de la nappe des Aravis, et le flanc nord-ouest, nappe des Bornes externes, chevauché dans le secteur du Reposoir-Romme (Rosset 1957) et aux environs de Thônes (Sawatzki 1975; Tardy & Doudoux 1984).

¹⁾ Université de Savoie – Laboratoire de Géodynamique – B.P. 1104 – 73011 Chambéry Cedex.

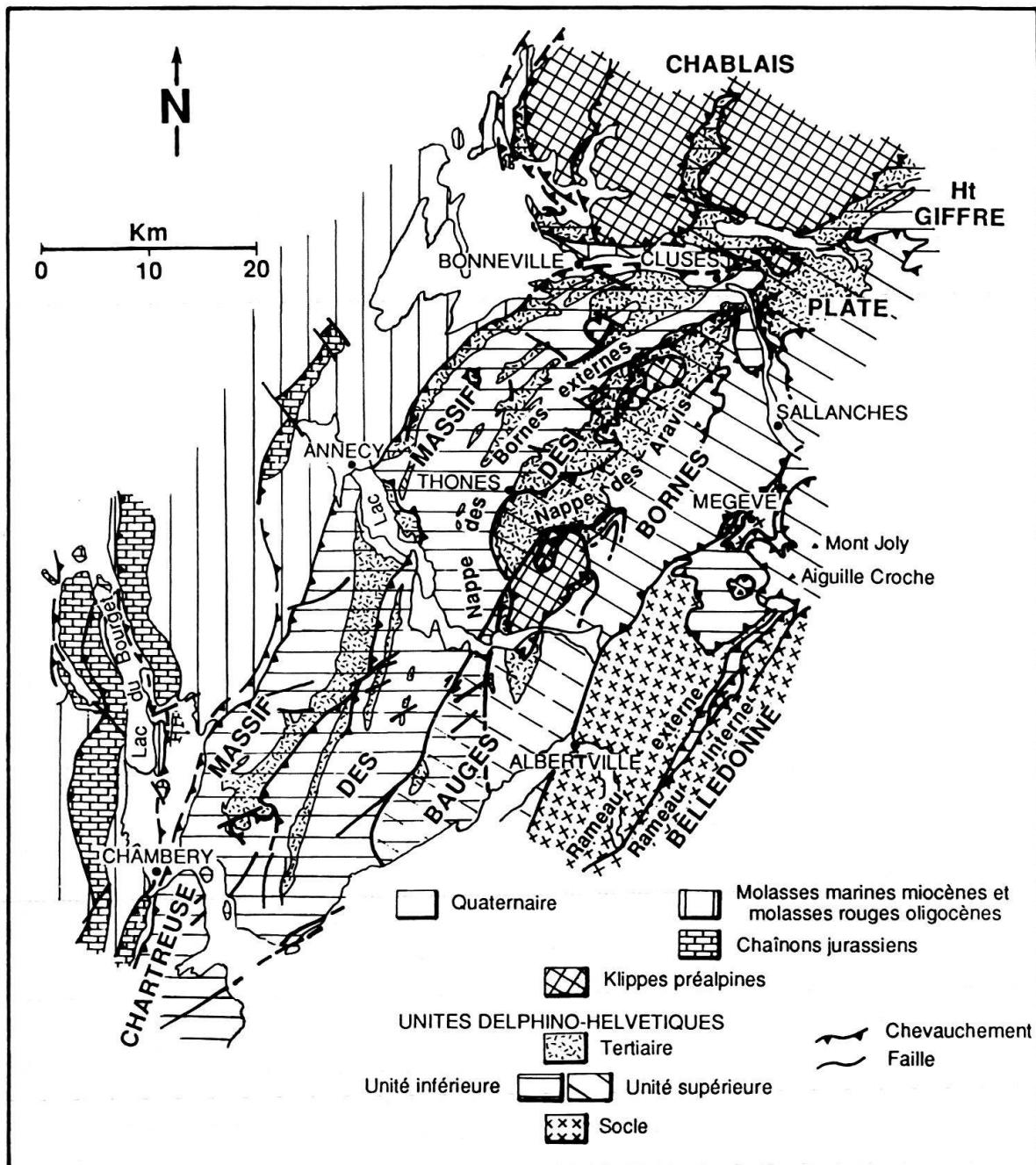


Fig. 1. Cadre structural du massif des Bornes en relation avec les régions voisines.

Les «outils» utilisés ont été la géologie de terrain (cartographie précise, analyse structurale à toutes échelles), le laboratoire (analyse stratigraphique comparative) et l'interprétation en tectoniques superposées.

Les apports nouveaux argumentent en faveur de l'allochtonie générale d'une nappe des Aravis sur le domaine externe des Bornes.

Pour ce faire, les différences significatives entre nappe des Bornes externes et nappe des Aravis sont énumérées afin de mieux apprécier l'allochtonie de cette dernière.

2. Les différences stratigraphiques entre nappe des Aravis et nappe des Bornes externes

2.1 Introduction

Dans la partie est-sud-est de la chaîne des Aravis, la série stratigraphique débute par les schistes fins de l'Aalénien. Ceux-ci, décollés, reposent de façon anormale sur des lambeaux de Lias ou, plus généralement, sur un Trias inférieur discordant sur du Houiller ou des micaschistes de Belledonne (Carfantan 1975). Suivent environ 250 m de schistes calcaires et de calcaires argileux ou sablo-argileux du Bajocien.

Dans les Bornes externes, à l'Ouest du Petit-Bornand, la formation la plus ancienne à l'affleurement est le Tithonique (Sarasin 1902 in Charollais 1963; Charollais et al. 1988).

C'est donc à partir du Jurassique supérieur que nous notons des différences entre la nappe des Aravis et celle des Bornes externes.

2.2 Au Jurassique supérieur-Crétacé (fig. 2)

Les formations des Bornes externes et celle des Aravis sont relativement similaires. A noter toutefois qu'après les dépôts pélagiques de l'Oxfordien supérieur-Berriasiens inférieur, la sédimentation devient plus détritique au Berriasiens-Valanginien. D'après Detraz et al. (1987), deux sources de sables bioclastiques sont reconnues. Les Bornes externes seraient alors sous influence de la plate-forme jurassienne alors que les Aravis seraient sous influence d'une source nourricière située au Nord-Est.

Après la sédimentation hémipelagique de l'Hauterivien apparaissent, durant le Barémien-Aptien, des dépôts de plate-forme carbonatée. Ces derniers présentent un diachronisme important.

Dans les Bornes externes:

- Au Rocher de Cluses, la falaise urgonienne surmonte des niveaux à *Toxaster complanatus* (Charollais et al. 1966) de l'Hauterivien et le faciès Urgonien s'y étage du Barrémien inférieur à l'Aptien inférieur (30 derniers mètres).
- Au Petit Bornand, les premiers *Toxaster seynensis* (Hauterivien terminal – Barrémien) sont proches de la base de la falaise urgonienne (Clavel et al. 1987).
- A St-Jean-de-Sixt, dans la cluse du Borne (gorge des Etroits), le «pré-Urgonien» est daté Hauterivien supérieur par *Toxaster retusus* (Clavel et al. 1987). Les 50 premiers mètres des calcaires urgoniens sont de l'Hauterivien supérieur voire, avec *Lenticulina*, du Barrémien inférieur (?). Puis l'Urgonien est daté, avec *Tritaxia pyramidata* et *Paleodictyoconus cuvillieri*, du Barrémien. L'Aptien inférieur, avec *Orbitolinopsis kilianni*, est présent vers le milieu de la falaise, à 104 m de la base et 113 m du sommet (Chaplet 1989).

Dans la chaîne des Aravis:

- A la combe de la Balme, *Toxaster seynensis* est présent jusqu'à 45/50 m sous la base de la falaise urgonienne (Clavel et al. 1987).
- A la Porte des Aravis, Truyol (1985) attribue au Barrémien la plus grande partie du «pré-Urgonien» et signale, à 50 m sous le sommet de la falaise urgonienne, *Neotrocholina friburgensis* qui indiquerait la limite Barrémien-Aptien.

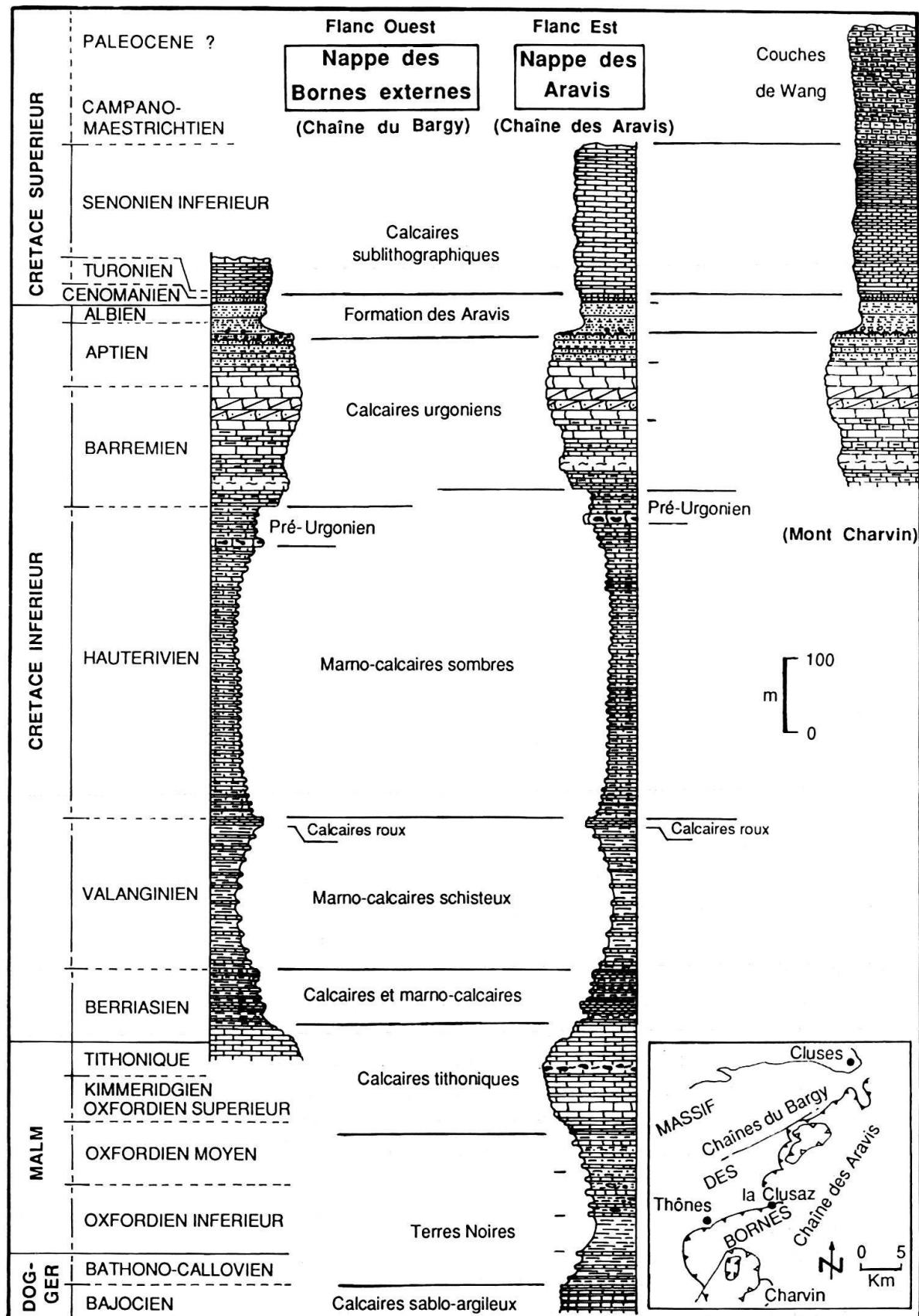


Fig. 2. Colonnes stratigraphiques comparées du Mésozoïque du synclinal de nappes de Thônes (Malm-Crétacé inférieur-Crétacé supérieur).

- Plus au Sud, à l'adroit des Aravis, Clavel et al. (1987) signalent les ammonites *Torcapella suessi* SIM. et *Emericiceras cf ottohaasi* SARK. du Barrémien basal, à 45 m sous la falaise urgonienne.
- A la Blonnière, nous datons le «pré-Urgonien», grâce à *Torcapella suessiformis* caractéristique de la zone à *Hugii* (détermination: R. Busnardo), du Barrémien inférieur.

L'installation de la plate-forme urgonienne, diachrone (fig. 3), s'étage donc de l'Hauterivien terminal – Barrémien inférieur (nappe des Bornes externes) au Barrémien inférieur – Barrémien supérieur (nappe des Aravis). Ainsi, à l'échelle du massif des Bornes, la progradation de cette plate-forme se fait du Nord-Ouest vers le Sud-Est, ce qui est en accord avec l'étude générale effectuée par Clavel et al. (1986; 1987).

Au Crétacé supérieur, une autre différence, minéralogique, apparaît dans les calcaires sublithographiques. L'étude des argiles contenues dans ceux-ci (Deconinck 1984, 1987; Truyol 1985), déterminées notamment par manocalcimétrie et passage aux rayons X (diffractomètre équipé d'un tube à anticathode de Cobalt) des lames-roche totale puis des lames-argiles normales puis saturées à l'éthyle-glycol (Chaplet 1989), permet de distinguer (fig. 4):

- un domaine à illite dominante (53% en moyenne dans le secteur de la chaîne des Aravis, voire 75 à 80% dans les Gorges de Seythenex et aux Hauts de Marlens). Les Interstratifiés sont en quantité appréciable (25% en moyenne). Le groupe Chlorite-Kaolinite représente 13% en moyenne et la smectite représente 9% en moyenne.
- un domaine à smectite dominante (60–75%) dans les parties occidentales des massifs des Bauges et des Bornes. L'Illite reste très présente (15 à 25%) alors que les Interstratifiés sont en faible proportion et le groupe Chlorite-Kaolinite n'est que très peu représenté.

La dominance des Smectites des parties occidentales des massifs des Bornes et des Bauges semble avoir, comme facteur principal, l'héritage (ou, «La comparaison des assemblages argileux des différentes coupes du domaine sud-oriental fournit des preuves indirectes de la transformation de smectite en illite»: Deconinck 1984).

En ce qui concerne l'Illite du Crétacé supérieur de la partie orientale du massif des Bauges et de la chaîne des Aravis, en accord avec Deconinck (1984) nous pensons à une origine diagenétique due à l'enfouissement plutôt qu'une origine détritique. En effet, les échantillons recueillis à la Plagne (Magland), à la Frasse (Nancy-sur-Cluses) et à la Vuarde (Gravin) proviennent d'affleurements appartenant au domaine à smectite. Ceux-ci, pourtant, sont à illite dominante (à la Vuarde, vu la pauvreté de l'affleurement, l'étude n'a porté que sur un seul échantillon). Ces résultats singuliers s'expliquent par la superposition de la nappe des Aravis sur les formations des Bornes externes (cf. 3). L'air-libre les terrains sous-jacents ayant subit une diagenèse d'enfouissement.

En ce qui concerne la diagenèse de la nappe des Aravis, elle serait également due à l'enfouissement mais, dans ce cas, sous les nappes préalpines lors du transport de celles-ci dont la klippe de Sulens, au Sud, et la klippe des Annes, au Nord, en sont les témoins actuels. Dans ce cas, seule la nappe des Aravis, dans le massif des Bornes, supporterait les nappes préalpines.

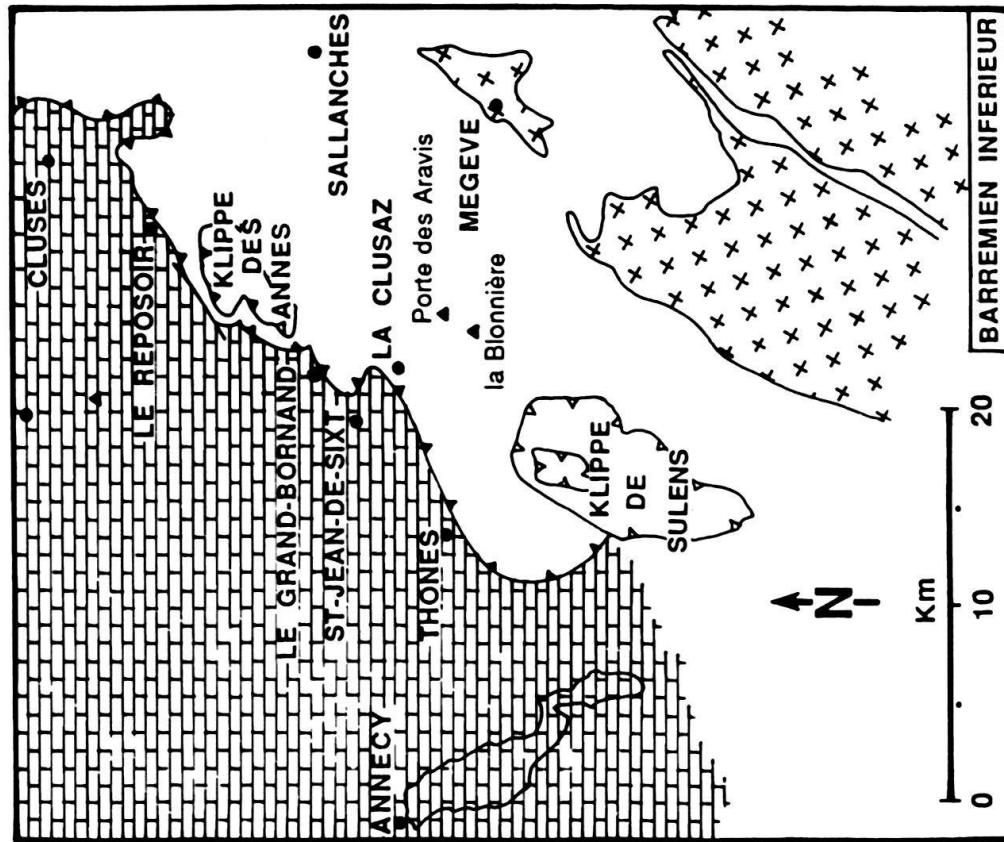
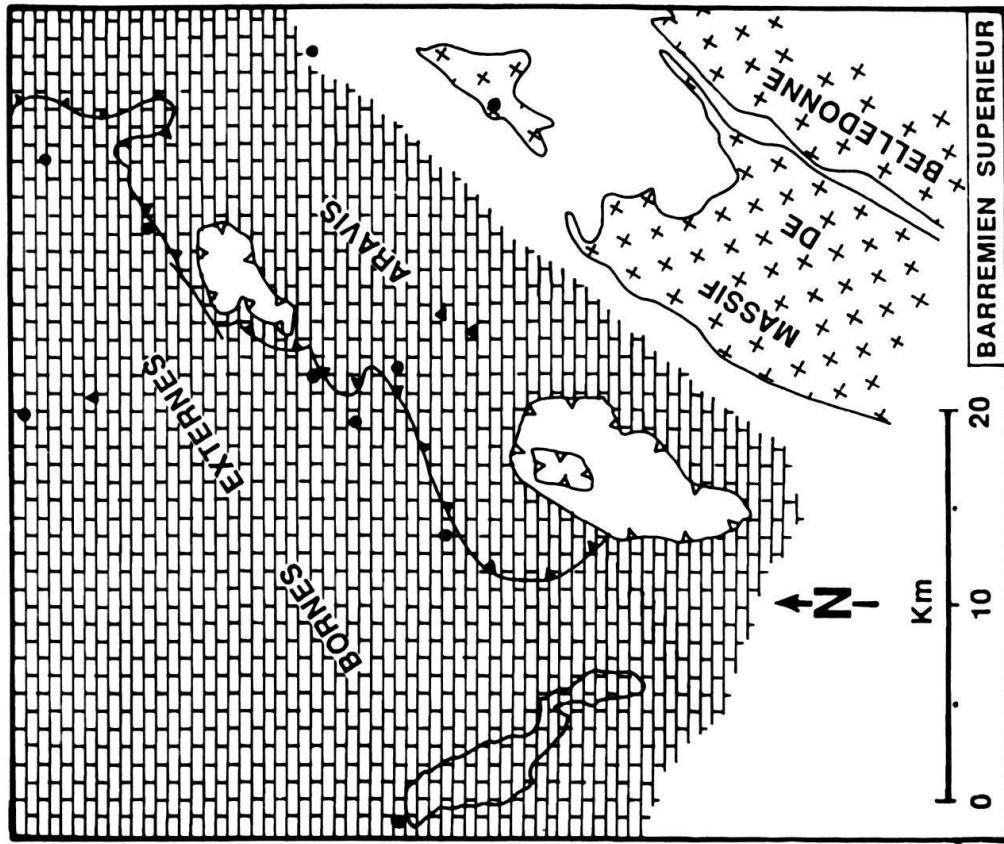


Fig. 3. Progradation de la plate-forme urgonienne du Barrémien inférieur au Barrémien supérieur dans le massif des Bornes en fonction des situations géographiques et tectoniques actuelles.

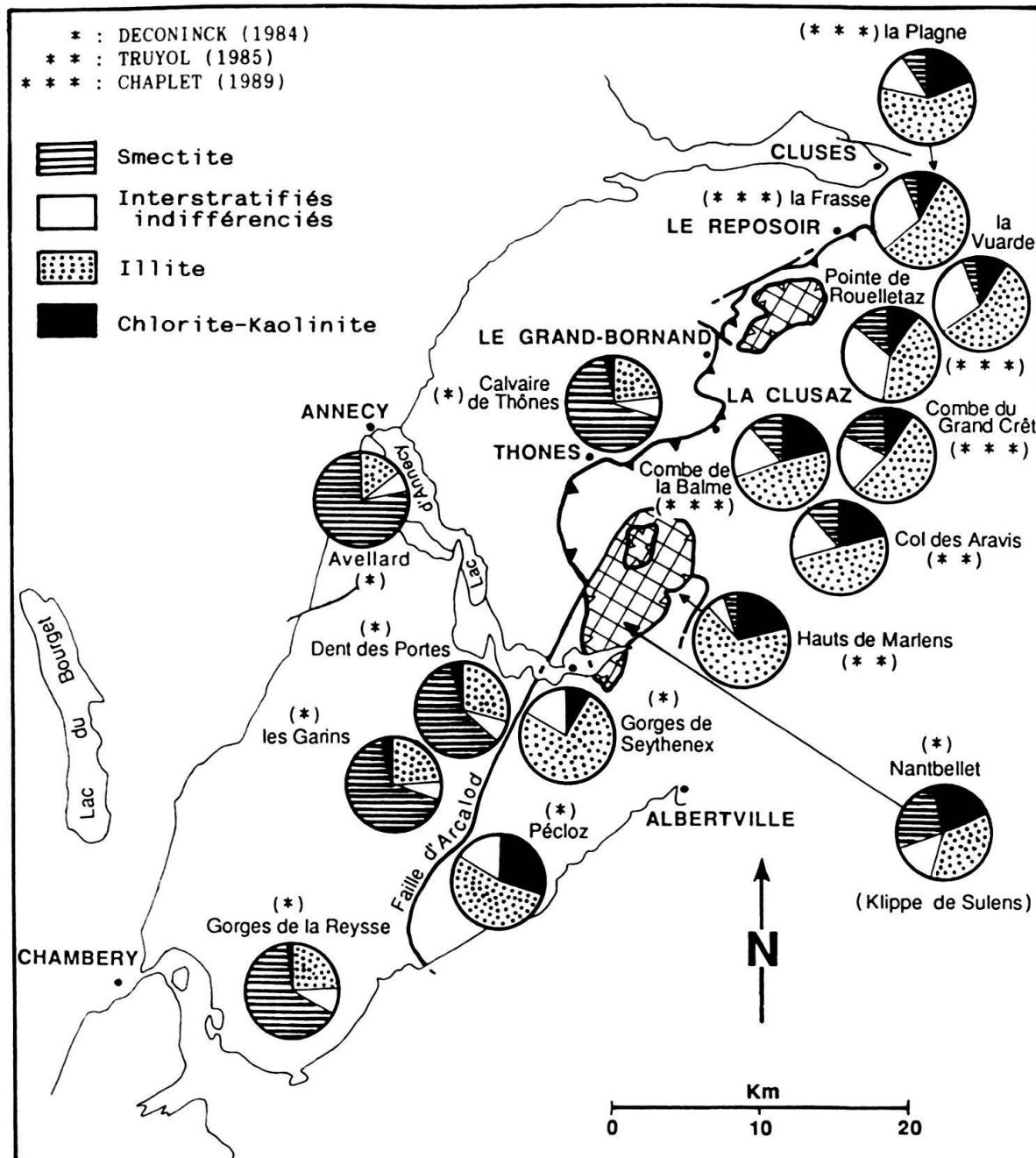


Fig. 4. Répartition des principales argiles du Crétacé supérieur de Chambéry à Cluses.

2.3 Au Paléogène (fig. 5)

A partir de l'Oligocène, les différences stratigraphiques sont plus significatives (Chaplet et al. 1986 b).

– Dans les Bornes externes, au-dessus des Marnes à Foraminifères de la limite Eocène-Oligocène (Charollais et al. 1980; Lateltin & Müller 1987), le début du détritisme est caractérisé par des micas flottés contenus dans les Marnes à Meletta. Par enrichissement en fins niveaux gréseux, ces Marnes à Meletta passent rapidement à la formation marno-micacée sus-jacente.

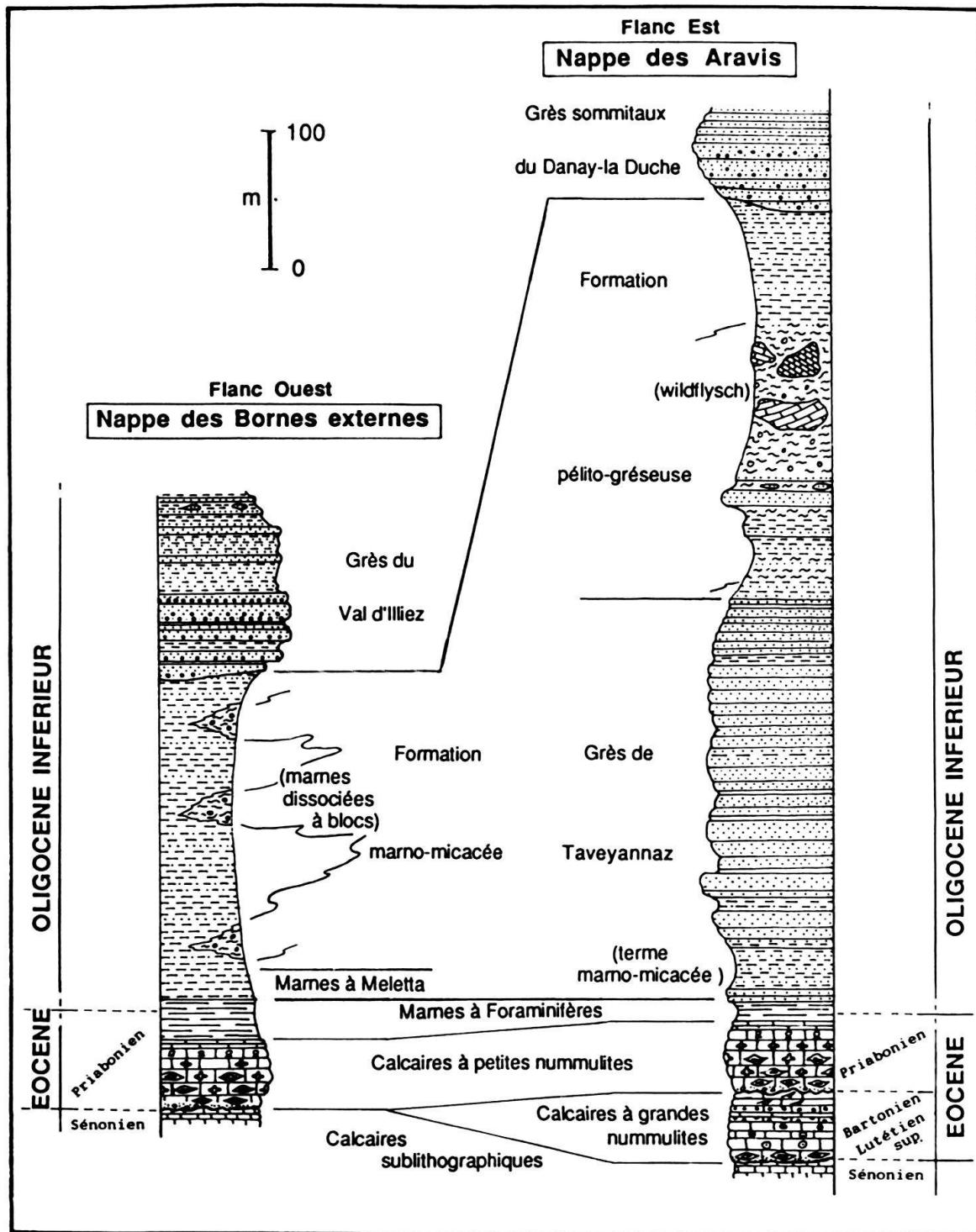


Fig. 5. Colonnes stratigraphiques comparées du Cénozoïque du synclinal de nappes de Thônes. Eocène-Oligocène.

– Dans la chaîne des Aravis, en position plus interne dans le bassin nummulitique, ce sont les Grès de Taveyannaz qui se déposent au dessus des Marnes à Foraminifères. Ceux-ci sont caractérisés par des éléments dacito-andésitiques en forte proportion et évoluent, selon le critère de Ravenne & Beghin (1983), sous forme de séquence type:

- Stratocroissance: une première installation gréseuse, pluridécimétrique à plurimétrique, laisse rapidement place à 20 à 30 m de dépôts marno-micacés s'enrichissant en niveaux gréseux.
- Corps gréseux: il est constitué principalement de bancs massifs dans lesquels sont intercalés quelques niveaux marneux.
- Stratodécroissance: vers le sommet, les bancs de grès deviennent métriques à décimétriques et les niveaux pélitiques apparaissent plus importants. Cette stratodécroissance se poursuit dans la base de la formation sus-jacente. Aucun contact tectonique n'a été décelé au-dessus des Grès de Taveyannaz.

Les nannofossiles ont permis de dater les Grès de Taveyannaz de l'Oligocène inférieur (Rosset et al. 1976; Vitally 1980; Lateltin & Müller 1987).

Au-dessus des Marnes à Meletta (nappe des Bornes externes) ou au-dessus des Grès de Taveyannaz (nappe des Aravis), les formations marneuses sont fortement micacées. Celles-ci enregistrent l'avancée et le démantèlement des nappes internes en mouvement par un détritisme olistolithique. L'origine des éléments est essentiellement subriançonnaise (Caron et al. 1967). Les blocs de chaque domaine présentent des différences de tailles :²⁾

- Dans les Bornes externes: seuls quelques secteurs enregistrent ce détritisme olistolithique. Ce sont ceux du col de la Colombie, de Sammance, du torrent de Chinaillon et de l'anticlinal du Mont Durand où les éléments clastiques ont des tailles centimétriques à décimétriques, rarement métriques.
- Dans la chaîne des Aravis: les secteurs impliqués par ce détritisme olistolithique sont plus nombreux. Au Reposoir, à la Pointe de la Botte et au Bois de la Duche, les blocs sont décamétriques à hectométriques. Des petits galets sont également présents; ceux-ci deviennent majoritaires, plus à l'Ouest, dans le secteur de la Tête du Danay.

Dans les Bornes externes et les Aravis, ces niveaux dissociés avec ou sans blocs n'occupent pas la position stratigraphique sommitale. Ils sont en effet intercalés dans des formations marneuses bien réglées qui sont surmontées par des dépôts gréso-conglomératiques chenalés (Grès du Val d'Illiez pour la nappe des Bornes externes et Grès sommitaux du Danay-la Duche pour la nappe des Aravis³⁾).

- Les Grès du Val d'Illiez, entre S^t-Jean-de-Sixt et Thônes, se divisent en trois corps gréso-conglomératiques chenalés constitués de bancs pluri-métriques généralement grano-classés. Ces corps sont séparés par des niveaux marno-micacés et sont surmontés par

²⁾ A noter que, paléogéographiquement, les niveaux argileux dissociés à blocs et mégablocs correspondent à de véritables paléo-coulées dont l'extension vers le Nord-Ouest et le Sud-Ouest, au-delà de la Clusaz, diminue rapidement en puissance avant de disparaître complètement.

³⁾ Tout au long de la chaîne des Aravis, la continuité stratigraphique observée entre les Grès de Taveyannaz, la formation pélito-gréseuse puis les Grès sommitaux (Chaplet et al. 1986a) condamne, à notre avis, les notions d'unités «des Clefs», «de Manigod» et du «Danay-la Duche» proposées par Moret & Rosset (1953), Rosset et al. (1976) et par Charollais et al. (1977). Seul l'âge de l'Unité de Manigod semble poser un problème (Eocène supérieur?) puisque la base des Grès de Taveyannaz est datée de l'Oligocène inférieur (Rosset et al. 1976; Vitally 1980; Lateltin & Müller 1987). Mais sachant que la série paléogène du secteur de Manigod est fortement détritique, la possibilité d'un remaniement de fossiles anté-oligocènes est fort probable.

des pélites gréuses. Progressivement, vers le Nord (les Frasses: S¹-Jean-de-Sixt), les Grès du Val d'Illiez passent à un faciès «*grès blancs*» (Bois des Raîches: le Chinaillon).

– Les Grès sommitaux du Danay-la Duche sont pétrographiquement semblables aux Grès du Val d'Illiez. Les galets proviennent du socle, de séries sédimentaires et de séries volcaniques (forte proportion d'éléments détritiques diabasiques provenant d'un domaine supra-pennique ou ligure, et faible proportion d'éléments volcaniques dacito-andésitiques). Les grès conglomératiques de fond de chenal du Danay-la Duche possède un faciès «*nougat*» (galets calcaires gris-blanchâtres pris dans une matrice calcaréo-argileuse blanchâtre) ou «*caverneux*» (dû à l'altération lorsque la matrice est gréso-calcaire). Ces niveaux présentent aussi un aspect arkosique (faciès «*grès blancs*»).

2.4 Conclusion sur les différences entre nappe des Aravis et nappe des Bornes externes

Le tableau 1 résume les principales différences observées entre la nappe des Aravis et la nappe des Bornes externes. Elles sont sédimentaires, chronostratigraphiques, minéralogiques ou lithostratigraphiques.

Ces différences soulignent les caractères paléogéographiques distincts entre Aravis et Bornes externes.

Tant au Bérriasien-Valanginien, avec le dépôt de sables bioclastiques provenant de sources nourricières indépendantes, qu'à l'Hauterivien supérieur – Aptien, avec une

| EPOQUE/ETAGE | NAPPE DES BORNES EXTERNES | NAPPE DES ARAVIS | DIFFÉRENCES |
|--------------|---|--|-------------------------|
| OLIGOCENE | Grès du Val d'Illiez | Grès sommitaux | Litho-stratigraphiques |
| | Formations marneuses pélito-gréuses : avec ou sans petits blocs | avec petits et gros blocs | |
| CRETACE SUP. | Marnes à Meletta | Grès de Taveyannaz | Minéralogiques |
| | Smectite héritée dominante | Illite diagénétique dominante | |
| APTIEN | Installation de la plate-forme urgonienne : | | Chrono-stratigraphiques |
| BARREMIEN | Barrémien inférieur Hauterivien terminal | Barrémien supérieur Barrémien inférieur | |
| VALANGINIEN | Sources nourricières de sables bioclastiques située au NW | | Sédimentaire |
| BERRIASIEN | au NE | | |

Tab. 1: Tableau des principales différences observées entre nappe des Aravis et nappe des Bornes externes.

progradation plus tardive de la plate-forme urgonienne dans le secteur Aravis, ou à l'Oligocène inférieur, avec les différences stratigraphiques entre nappe des Aravis et celle des Bornes externes, que par la répartition géographique des paléo-oulées à blocs provenant du démantèlement des nappes internes en mouvement, chaque unité tectonique, bien qu'issue du même bassin delphino-helvétique, affiche bien une origine paléogéographique distincte.

Cette individualité est accentuée lors du charriage des nappes préalpines sur la nappe des Aravis. En atteste l'étude des argiles du Crétacé supérieur dont la smectite héritée est transformée diagénétiquement en illite par enfouissement de la nappe des Aravis sous les nappes plus internes. Quant aux Bornes externes, non impliquées directement par le recouvrement des nappes préalpines, elles conservent une smectite héritée dominante sauf dans les secteurs qui sont encore ou furent recouverts par la nappe des Aravis.

3. Le chevauchement cisaillant de la nappe des Aravis sur les Bornes externes

3.1 *Introduction (fig. 6)*

En 1982, Doudoux et al. interprétèrent de façon nouvelle la structure des massifs subalpins savoyards. Ainsi, une nappe des Aravis, chevauchante sur les Bornes externes, fut proposée. Mais, jusqu'à aujourd'hui, seuls le secteur de la Montagne de Cotagne, au Sud-Ouest du massif des Bornes (Tardy & Doudoux 1984), le secteur Est de Thônes (Sawatzki 1975) et le secteur de Romme, au Nord-Est du massif (Rosset 1957) furent décrits.

Bien que les travaux récents, intégrant les données de forages et sismiques (Guellec et al. 1989; Guellec et al. 1990; Charollais & Jamet 1990), ont clairement montré que tout le massif des Bornes était constitué d'un empilement d'unités tectoniques, l'individualisation d'une nappe des Aravis distincte par rapport à un domaine Bornes externes semble appropriée.

En effet, cette individualisation est non seulement basée sur des différences lithostratigraphiques, minéralogiques, chronostratigraphiques et sédimentaires, elle est également basée sur un contact cisaillant que nous avons suivi, à l'arrière comme au front.

Ainsi, à l'arrière, le contact cisaillant se rapproche de la limite du socle de Belledonne près de Megève. À l'avant, il chemine par la Montagne de Cotagne, au Sud-Ouest, et les localités de Thônes, la Clusaz, le Grand-Bornand, le Reposoir, Romme avant de déboucher dans la vallée de l'Arve, au Nord-Est, où il enserre en demi-fenêtre la nappe des Bornes externes.

3.2 *Le contact sur Belledonne (fig. 6)*

Un décollement cisaillant met en contact le Jurassique des Aravis sur le tégument triasique du massif de Belledonne. Dans les soubassements méridionaux de la chaîne des Aravis, l'Aalénien décollé, très déformé et schistosé, repose sur des lambeaux de Lias ou, plus généralement, sur le Trias (Permo-Trias) (Carfantan 1975).

Le contact se poursuit vers le Nord-Est, entre Flumet et Praz-sur-Arly. Il sépare alors les terrains chevauchants de la chaîne des Aravis de ceux, chevauchés, de la nappe inférieure décrite par Triboulet (1980), Eltchaninoff (1980) et Eltchaninoff & Triboulet

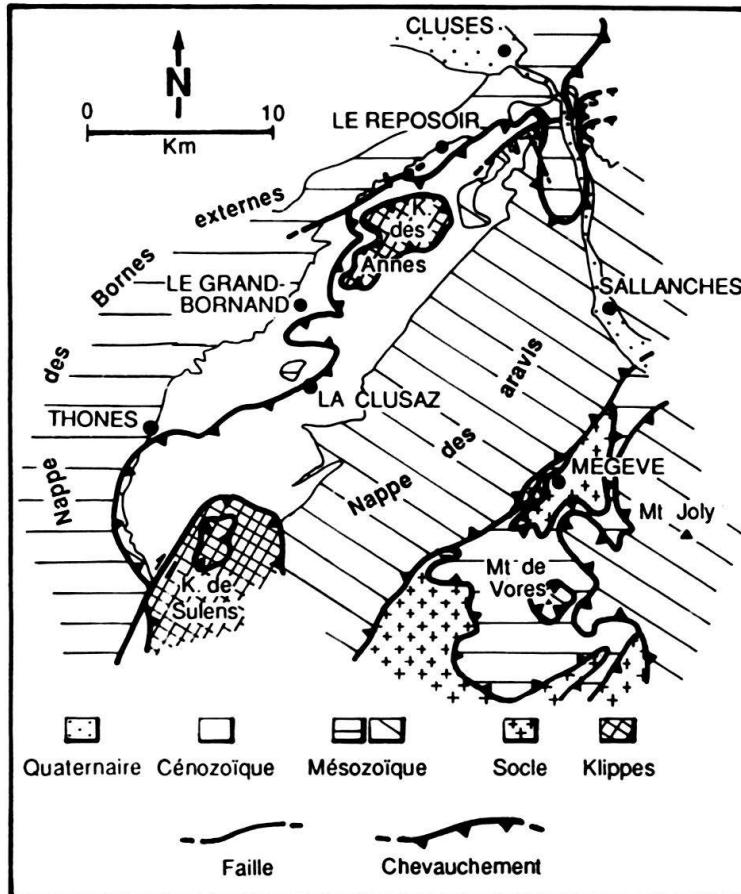


Fig. 6. Schéma tectonique simplifié du contact basal de la nappe des Aravis.

(1980). Par corrélation de superposition, cette nappe inférieure (Hauteluce, col des Saisies, Notre Dame de Bellecombe, ...) appartiendrait à la nappe des Bornes externes et la nappe supérieure (M^t de Vores, Aiguilles Croche, M^t Joly) à la nappe des Aravis.

Puis le contact longe par le Nord-Ouest la fenêtre de Megève. Aux abords du ruisseau le Foron, à la Mottaz près de Megève, un lambeau de granite (granite qui n'existe pas dans le rameau externe) représente probablement une écaille arrachée au rameau interne de Belledonne, entraînée lors de la mise en place de la nappe des Aravis et coincée dans son contact basal (Eltchaninoff & Triboulet 1980).

3.3 Le front de la nappe des Aravis (fig. 7)

Le front de la nappe des Aravis se présente comme un contact cisaillant qui débute, au Sud, contre la faille décrochante dextre d'Arcalod.

- A l'arrière de la Tournette et dans la Montagne de Cotagne, jusqu'à Thônes, le contact a été reconnu par Tardy & Doudoux (1984). Il fait chevaucher l'Hauterivien ou l'Urgonien de la nappe des Aravis sur le Mésozoïque des Bornes externes. Les terrains secondaires chevauchant sont surmontés par une série tertiaire à Grès de Taveyannaz.
- De Thônes à la Clusaz, le contact a été signalé par Sawatzki (1975). Il est responsable du chevauchement des Grès de Taveyannaz plissés et déversés vers le Nord-Nord-Ouest sur la formation marno-micacée et les Grès du Val d'Illiez du synclinal de S^t-Jean-de-Sixt

(Doudoux et al. 1987). Il contourne par le Nord le bois des Monts, suit le nant Bruyant jusqu'au lieu-dit les Frasses puis longe le flanc oriental de l'anticlinal du Mont Durand, au Nord du plateau de Beauregard.

– De la Clusaz au Grand-Bornand, le contact contourne par l'Est l'anticlinal du Mont Durand appartenant aux Bornes externes et par l'Ouest la Tête du Danay appartenant à la nappe des Aravis. Il file ensuite vers Frasse Longue en direction de la vallée du Bouchet (le Grand-Bornand).

– Du Grand-Bornand au Reposoir, le contact est souvent masqué par le Quaternaire. Il se déduit de l'étude stratigraphique et reprend, à l'Ouest de la klippe des Annes, le tracé de l'ancienne nappe inférieure décrit par Moret (1934). Puis le contact bute contre une des failles subverticales tardives⁴⁾ d'orientation NE-SW avant de se poursuivre jusqu'à la commune du Reposoir. Il sépare les terrains à olistolithes de la nappe des Aravis (par exemple: Pointe de la Botte) de la série marno-micacée (parfois à petits blocs) de la nappe des Bornes externes (par exemple: col de la Colombière).

– A partir du Reposoir, le Mésozoïque de la nappe des Bornes externes est directement en contact sous la série pélito-gréseuse de la nappe des Aravis, comme dans le ruisseau des Ouarapaz situé plus au Nord-Est du Reposoir (Rosset 1957).

– Puis le contact continu vers Romme où il contourne par le Nord le Rocher Blanc. Le Sénonien de la nappe des Aravis surmonte alors les calcaires priaboniens de la nappe des Bornes externes.

– Dans la vallée de l'Arve, le contact se poursuit vers le Sud où il est recoupé par la faille du Rocher Blanc – Barey d'orientation NE-SW (Villars 1986).

L'étude effectuée dans cette vallée subméridienne a permis de noter des similitudes entre les deux versants. De plus, les observations de terrain amènent à concevoir un système en rampes et paliers de chevauchement (Butler 1982; Boyer & Elliott 1982; Mitra & Boyer 1986; Graham et al. 1987) pour le contact basal de la nappe des Aravis. Ce contact présente en effet, dans la vallée de l'Arve, deux écailles frontales. C'est également dans cette vallée que la nappe des Bornes externes apparaît en demi-fenêtre (Chaplet 1988); contact qui d'ailleurs a déjà été esquissée, en ce qui concerne la rive gauche de l'Arve, par Gidon (1964) sur la carte de Vallorcine-Mont Blanc.

Nous observons donc, dans la vallée de l'Arve et du Nord vers le Sud (fig. 8):

La nappe des Bornes externes (anticlinal de Cluses, synclinal de la Plagne ou de Balme) chevauchée de part et d'autre de la vallée par une écaille frontale de la nappe des Aravis (écaille du Rocher blanc – le Sangle) composée d'une lame urgonienne à tête anticlinale enveloppée par le «Gault» et le Crétacé supérieur.

Plus au Sud, l'écaille du Bouatet – Rochers de Balme chevauche, à l'Est (rive droite), l'écaille frontale alors qu'à l'Ouest (rive gauche), le contact chevauchant est repris par la faille du Rocher Blanc – Barey. Cette faille dextre de direction N50°E, ayant joué antérieurement aux dépôts nummulitiques, a rejoué postérieurement verticalement (Pairis 1975; Pairis & Pairis 1978).

⁴⁾ Au col de la Colombière, la faille d'orientation NE-SW, bien visible de part et d'autre du col, est masquée du fait du rapprochement de la Formation marno-micacée à petits galets, appartenant à la nappe des Bornes externes, et de la Formation pélito-gréseuses à olistolithes appartenant à la Nappe des Aravis.

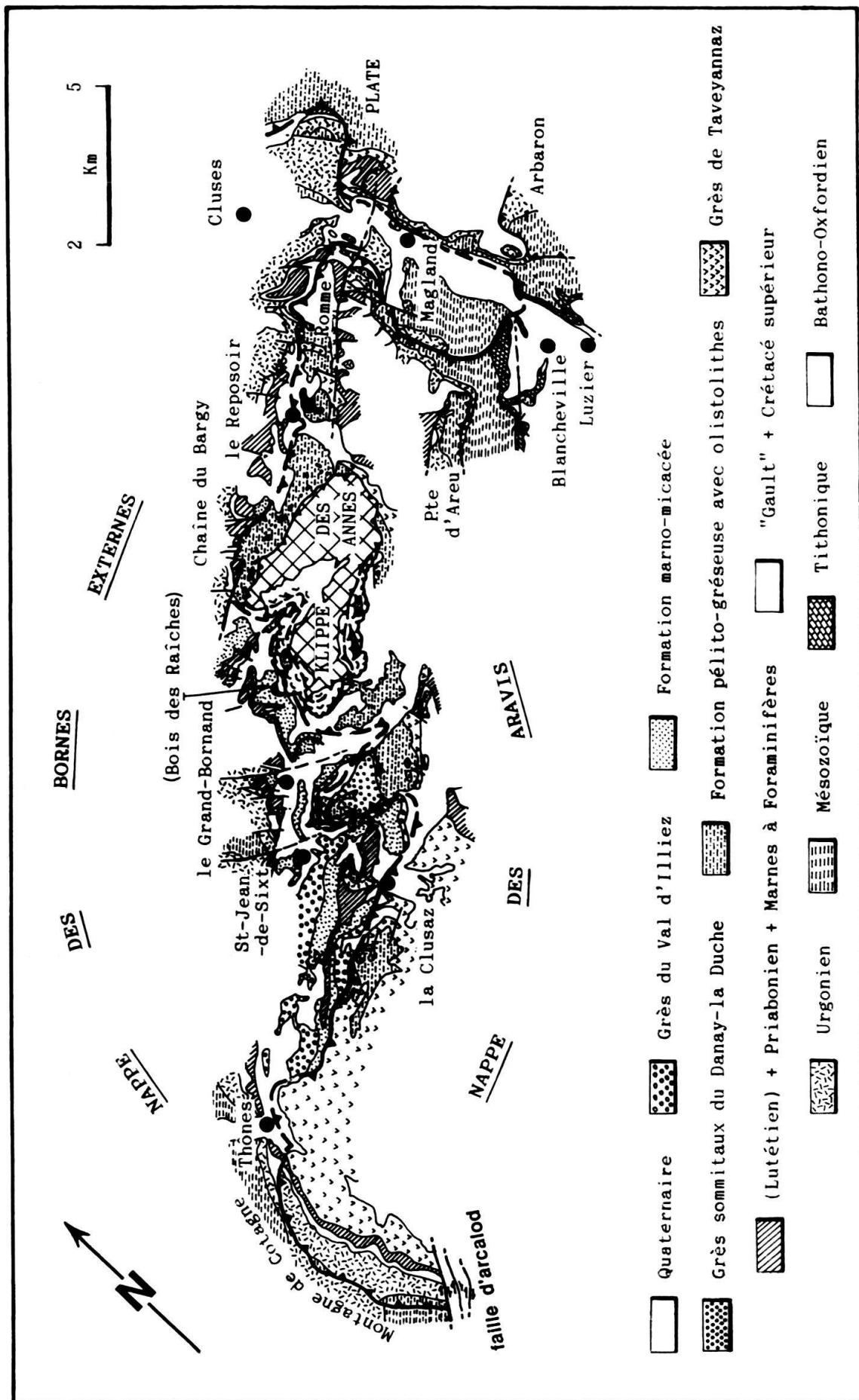


Fig. 7. Carte géologique simplifiée de part et d'autre du contact basal de la nappe des Aravis entre la faille d'arcalod (au Sud-Ouest) et Cluses (au Nord-Est).

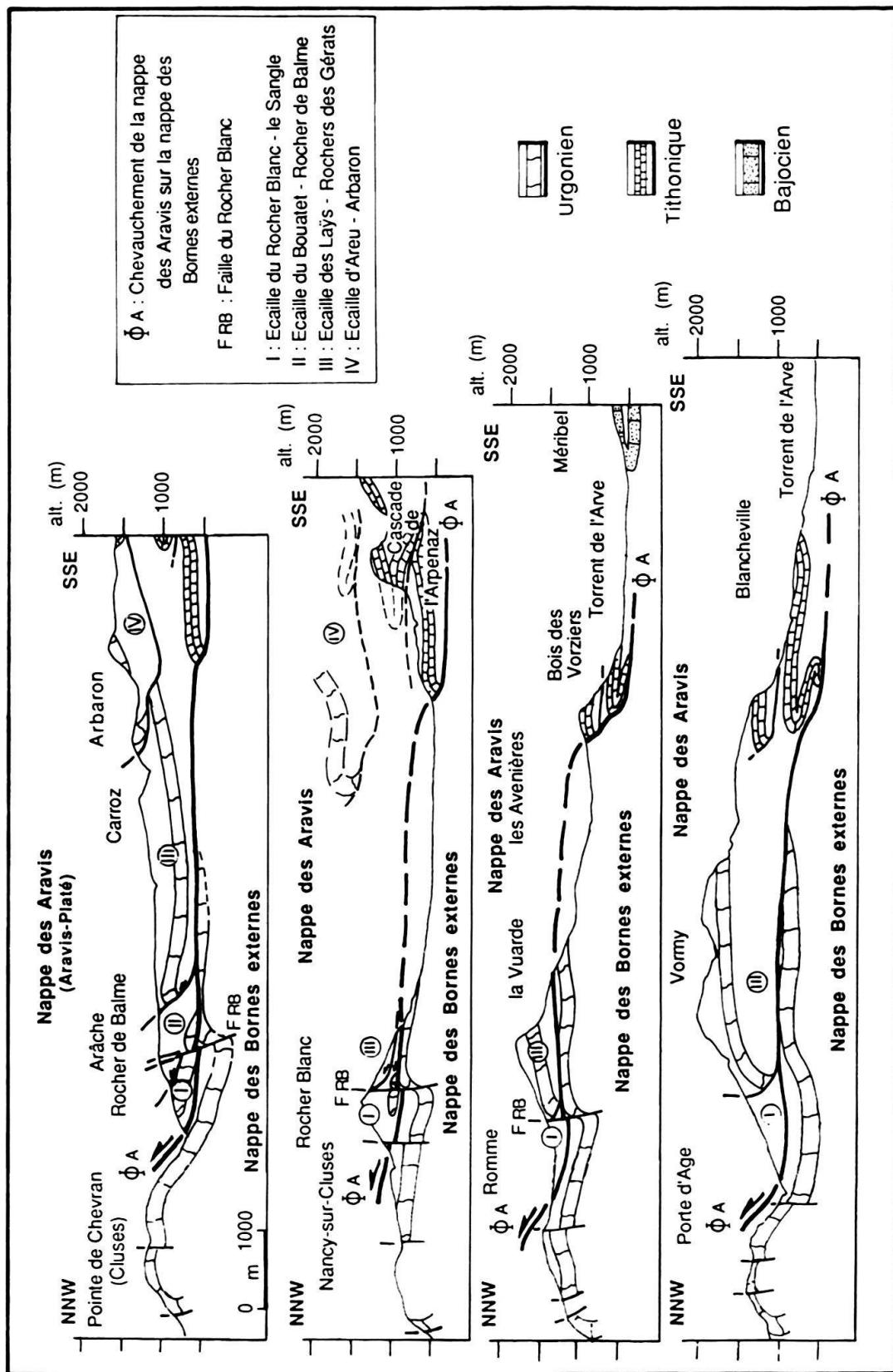


Fig. 8. Coupes simplifiées de part et d'autre de la vallée de l'Arve.

A l'arrière de ces écailles, le corps principal de la nappe Aravis-Platé chevauche à son tour l'écaille du Bouatet – Rocher de Balme. En rive gauche de l'Arve, son contact basal rejoint vers le Nord la faille du Rocher Blanc – Barey.

Vers le Sud, en rive gauche de l'Arve, le contact basal (palier de chevauchement) est facilement décelable. En revanche, en rive droite, il se perd sous le Quaternaire. Nous l'avons retrouvé, dans le secteur de la Grangeat, sous la forme d'une faille N55°E subverticale à base pentée vers le Sud. Cet accident sépare alors les derniers témoins méridionaux du Berriasien de la nappe des Bornes externes des derniers témoins septentrionaux (dans la vallée de l'Arve) du Tithonique de la nappe des Aravis. Cette faille appartenant au réseau N50°E post-Sénonien de Pairis & Pairis (1978) aurait fonctionné en rampe de chevauchement lors de la mise en place de la nappe des Aravis sur la nappe des Bornes externes.

Tout comme dans la région de Thônes (Tardy & Doudoux 1984), la flèche minimum de recouvrement mesurée atteint au moins 5 km dans la vallée de l'Arve.

– Plus au Sud, le redoublement de la Pointe d'Areu (chaîne des Aravis) est dû à un contact plat, à l'arrière, devenant subvertical à son front. En rive droite de l'Arve, étudiée par Pairis (1975), le même dispositif se retrouve avec le redoublement de l'Urgonien et du Tithonique dans secteur de la cascade de l'Arpennaz et de l'Arbaron. Cette tectonique chevauchante, conséquence de plis et de plis-failles dont le modèle géométrique en rampes et paliers semble bien adapté, est à rattacher à la phase tectonique de mise en place de la nappe des Aravis sur la nappe des Bornes externes.

3.4 Age de la mise en place: la phase tangentielle

Quatre événements post-mésozoïques importants affectent, au cours du temps, le massif des Bornes. Si les deux premiers sont relativement bien datés (émersion et plissements post-Crétacé supérieur – (Lutétien) – anté-Priabonien: Pairis 1975; distension en horsts et grabens à la limite Eocène-Oligocène: Doudoux et al. 1987), en revanche, la phase tangentielle de mise en place des nappes Aravis et Bornes externes puis la phase radiale tardive, essentiellement plicative et décrochante (Chaplet 1989), ne le sont pas (lacune d'information stratigraphique: absence du Néogène dans la partie sud-orientale du massif des Bornes). Les corrélations de ces événements, locaux, avec ceux, régionaux, observés par d'autres auteurs, peuvent permettre une datation éventuelle des déformations.

La structure actuelle du massif subalpin des Bornes résulte, pour une grande part, de la mise en place tectonique tardive du massif de Belledonne. Cette phase tangentielle qui associe des plis couchés et des décollements de couverture, aboutit au chevauchement de la nappe des Aravis sur la nappe des Bornes externes, puis au chevauchement de cette dernière unité sur les molasses du plateau suisse. Ce qui suit détaille ces événements successifs.

– Les études géologiques effectuées à l'arrière du massif subalpin des Bornes, entre Belledonne et Mont Blanc (Triboulet 1980; Eltchaninoff & Triboulet 1980), ont montré que la phase tangentielle correspond à un raccourcissement de socle du rameau interne impliquant deux événements successifs:

a – des plis couchés, dans la couverture sédimentaire, orientés N30–N50°E; puis, par accentuation de l'écaillage du socle et par apparition de grands cisaillements horizontaux:

b – la diverticulation et le charriage de la couverture vers le Nord-Ouest;

– Dans notre secteur d'étude, l'évolution de mise en place de la nappe des Aravis sur la nappe des Bornes externes permet de préciser la succession (b ci-avant) des événements post-Oligocène inférieur (fig. 9).

a – apparition des plis couchés dans le Bajocien et le Tithonique;

b 1 – rejeu des failles post-sénoniennes en failles-plis;

b 2 – évolution des failles-plis en rampes et paliers de chevauchement;

b 3 – écaillage au front de la nappe des Aravis et plissement en grands rouleaux dans la nappe des Bornes externes.

La déformation se propageant de l'intérieur vers l'extérieur, c'est probablement à ce dernier événement qu'il faut rattacher la mise en place finale du domaine externe des Bornes avec son chevauchement sur les molasses du plateau suisse (Charollais et al. 1977; Rampnoux & Carrillo-Martinez 1978; Doudoux et al. 1987).

Faisant suite à cette phase tangentielle, la tectonique est essentiellement plicative et décrochante (phase radiale).

– Dans le massif des Bornes, cet événement tardif correspond tout d'abord à un plissement orienté N20–N30°E, notamment responsable du synclinal de nappes de Thônes et de l'anticlinal du Mont Durand. Le serrage orienté N110°E et l'extension N20°E provoquent des décrochements N40–N80°E dextres et N120–N175°E senestres.

– Dans le domaine de Platé et sous l'action de la surrection des Aiguilles Rouges (Pairis 1975), l'épisode radial correspond à la création de plis orientés N20°E, de grands décrochements N145°E senestres et N80°E dextres, ainsi qu'une nette schistosité de fracture.

– Entre Belledonne et Mont Blanc, une schistosité et des plis de même orientation (N30°E) se développent sous l'effet de la surrection du rameau interne. Cet événement se termine par le bombement du rameau externe de Belledonne. Eltchaninoff & Triboulet (1980) datent cet épisode du Miocène moyen à supérieur (épisode métamorphique ayant produit les chloritoïdes dans certains niveaux de la nappe de Roselette qui est issue d'un bassin ultra Mont Blanc et qui chevauche actuellement le rameau interne de Belledonne).

En conclusion, la phase tangentielle (événements a et b), responsable de la structuration principale du massif subalpin des Bornes, s'étendrait entre l'Oligocène inférieur (derniers niveaux stratigraphiques datés) et avant, voire pendant, le Miocène moyen à supérieur (âge attribué par Eltchaninoff & Triboulet (1980) à la phase radiale).

4. Corrélation tectonique possible avec les nappes helvétiques

Géologiquement, en accord avec l'étude effectuée plus au Nord-Est par Lepinay (1981), la nappe des Bornes externes à Grès du Val d'Illiez semble prolonger l'unité des Dents du Midi (nappe de Morcles) tandis que la nappe des Aravis à Grès de Taveyannaz prolonge le massif de Platé.

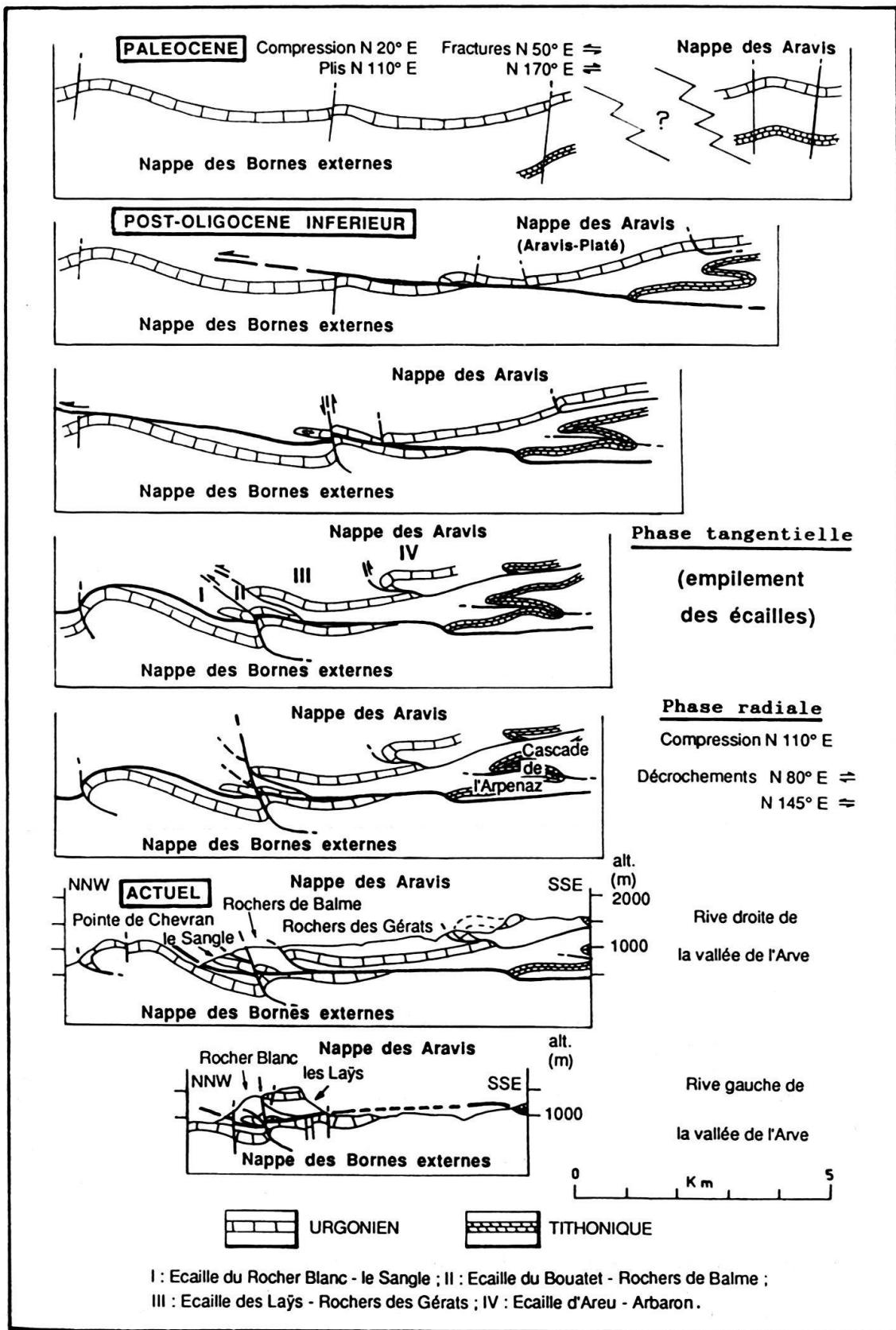


Fig. 9. Modèle cinématique des structures dans le secteur nord de la Chaîne des Aravis.

Dans ce cas, la flèche de recouvrement minimum de la nappe des Aravis sur la nappe des Bornes externes (5 km) mesurée au Sud du massif des Bornes, dans le secteur de Thônes, et au Nord, dans la vallée de l'Arve, pourrait provenir d'une variation décroissante de l'ampleur de chevauchement des nappes vers le Sud-Ouest.

La notion de nappe de Morcles-Aravis (Lugeon 1914) évoluerait donc encore: Nappe des Bornes externes = Nappe de Morcles et Nappe des Aravis = Nappe des Diablerets.

5. Conclusion

En plus des klippes préalpines d'origine ultrahelvétique ou subbriançonnaise, le massif subalpin des Bornes comprend, au minimum, deux unités tectoniques d'origine delphino-hélvétiques: la nappe des Bornes externes chevauchée par la nappe des Aravis.

Le contact cisaillant responsable du chevauchement a été suivi, à son front, entre la klappe de Sulens, au Sud, et la vallée de l'Arve, au Nord, où il dessine une demi-fenêtre laissant apparaître la nappe des Bornes externes. A l'arrière, le contact cisaillant correspond à la limite occidentale du socle de Belledonne et se correlerait, plus à l'Est, avec le contact cisaillant de la nappe du M^t de Vores – M^t Joly.

Ces deux unités tectoniques, Aravis et Bornes externes, présentent des différences stratigraphiques qui concernent :

- les sources nourricières en sables bioclastiques durant le Berriasien-Valanginien: la nappe des Bornes externes serait sous influence de la plate-forme jurassienne, au Nord-Ouest, alors que la nappe des Aravis serait sous influence d'une source nourricière située au Nord-Est.
- la progradation de la plate-forme urgonienne: celle-ci débute à l'Hauterivien terminal – Barrémien inférieur dans la nappe des Bornes externes et au cours du Barrémien inférieur dans la nappe des Aravis.
- les argiles contenues dans les calcaires sublithographiques du Crétacé supérieur: la smectite est héritée dans la nappe des Bornes externes alors que l'illite semble diagénétique dans la nappe des Aravis (due à l'enfouissement sous les nappes préalpines).
- les formations flyschoides tertiaires: les Marnes à Meletta, la formation marno-micacée et les Grès du Val d'Illiez représentent la succession stratigraphique paléogène de la nappe des Bornes externes alors que, dans la nappe des Aravis, ce sont les Grès de Taveyannaz, la formation pélito-gréseuse et les Grès sommitaux du Danay-la Duche.

A noter que vers le Sud, la continuité de la nappe des Aravis reste encore sujet à discussion. Soit la nappe des Aravis se termine sous la klappe de Sulens, dans le secteur du Charvin (Doudoux et al. 1982), soit se poursuit-elle plus au Sud, englobant ainsi le secteur du Charvin-Dent de Cons (Villars et al. 1988). Dans toutes les hypothèses, les deux unités tectoniques delphino-hélvétiques, Aravis et Bornes externes, sont bien al-lochtones et semblent prolonger les célèbres nappes helvétiques.

Remerciements

Je tiens à remercier M. Tardy pour toutes les discussions et corrections concernant cet article et M.M. Charollais et Burkhard qui ont relu le manuscrit en apportant critiques constructives.

BIBLIOGRAPHIE

- BOYER, S.E. & ELLIOTT, D. 1982: Thrust systems. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 66, 1196–1230.
- BUTLER, R.W.H. 1982: The terminology of structures in thrust belts. J. struct. Geol. 4/3, 239–245.
- CARFANTAN, J.-C. 1975: Les terrains anté-oxfordiens de la chaîne du Charvin (massif des Bornes – Savoie). Caractères stratigraphiques et structuraux. Ann. Cent. Univ. Savoie (Chambéry) II, 59–67.
- CARON, C., CHAROLLAIS, J. & ROSSET, J. 1967: Éléments autochtones et éléments allochtones du soubassement des klippes des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). Trav. Lab. Géol. Grenoble 43, 47–62.
- CHAPLET, M. 1988: Structures subalpines au Nord-Est du massif des Bornes et dans la vallée de l'Arve entre Cluses et Sallanches (Haute-Savoie – France). 12 ème Réun. Sc. de la Terre – Lille, Publ. par Soc. géol. Fr. – Paris.
- 1989: Etude géologique du massif subalpin des bornes (Haute-Savoie). Relations structurales entre unité des Aravis et Bornes externes dans le synclinal de nappes de Thônes. Trav. Dépt. Sci. de la Terre 11, Publ. par Univ. Savoie – Chambéry.
- CHAPLET, M., DOUDOUX, B., MERCIER de LEPINAY, B. & TARDY, M. 1986a: Lithostratigraphie de la série paléogène à Grès de Taveyannaz de la chaîne des Aravis (massif subalpin des Bornes). 11 ème Réun. Sci. de la Terre – Clermont-Ferrand, Publ. par Soc. géol. Fr. – Paris.
- CHAPLET, M., DOUDOUX, B. & TARDY, M. 1986b: Les séries détritiques paléogènes des trois unités delphino-helvétiques du massif subalpin des Bornes. Signification de leurs formations à blocs. A.G.S.E. Colloque sur le détritisme dans le SE de la France, du Carbonifère à l'Actuel – Grenoble.
- CHAPLET, M. & TARDY, M. 1987: Le front de l'Unité des Aravis entre Thônes et Cluses – massif des Bornes (Haute-Savoie). Abstr. 5 ème Réun. du Groupe tect. Suisse – Fribourg.
- CHAROLLAIS, J.J. 1963: Recherches stratigraphiques dans l'Est du massif des Bornes (Haute-Savoie). Arch. Sci. Soc. Phys. et Hist. nat. (Genève) 15 (1962), 631–733.
- CHAROLLAIS, J., BRÖNNIMANN, P. & NEUMANN, M. 1966: Deuxième note sur les foraminifères du Crétacé inférieur de la région genevoise. Signification stratigraphique et extension géographique de *Sabaudia minuta* (Hofker). Arch. Sci. Genève 18, 624–642.
- 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.
- CHAROLLAIS, J., HOCHULI, P.A., OERTLI, H.J., PERCH-NIELSEN, K., TOUMARKINE, M., RÖGL, F. & PAIRIS, J.-L. 1980: Les Marnes à Foraminifères et les Schistes à Meletta des chaînes subalpines septentrionales (Haute-Savoie – France). Eclogae geol. Helv. 73, 9–69.
- CHAROLLAIS, J., BUSNARDO, R., CARDIN, M., CLAVEL, B., DECROUEZ, D., DELAMETTE, M., GORIN, G., LEPILLER, M., MONDAIN P.-H., ROSSET, J. & VILLARS, F. 1988: Notice explicative de la carte géologique de la France à 1/50 000: Annecy-Bonneville. 678, 1 : 50 000, Publ. par Bur. Rech. géol. min.
- CHAROLLAIS, J. & JAMET, M. 1990: Principaux résultats géologiques du forage Brizon 1 (BZN 1) Haute-Savoie, France. In: Deep structure of the Alps. (Ed. by Roure, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R.) Mém. Soc. Géol. France (Paris) 156: Mém. Soc. géol. suisse (Zürich) 1; Vol. spec. Soc. Geol. It. (Roma) 1, 185–202.
- 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. Sci. (Paris) II, 302, 583–586.
- CLAVEL, B., CHAROLLAIS, J. & BUSNARDO, R. 1987: Données biostratigraphiques nouvelles sur l'apparition des faciès urgoniens du Jura au Vercors. Eclogae geol. Helv. 80, 59–68.
- DECONINCK, J.-F. 1984: Sédimentation et diagenèse des minéraux argileux du Jurassique supérieur – Crétacé dans le Jura méridional et le domaine subalpin (France – S.E.). Comparaison avec le domaine atlantique nord. Thèse 3^{ème} cycle Univ. Sci. Tech. (Lille).
- 1987: Identification de l'origine détritique ou diagénétique des assemblages argileux: le cas des alternances marne-calcaire du Crétacé inférieur subalpin. Bull. Soc. géol. France (8), III, 1, 139–145.
- DETRAZ, H., CHAROLLAIS, J. & REMANE, J. 1987: Le Jurassique supérieur – Valanginien des chaînes subalpines septentrionales (massifs des Bornes et de Platé, Haute-Savoie, Alpes occidentales): Analyse des resédimentations, architecture du bassin et influences des bordures. Eclogae geol. Helv. 80, 69–108.
- DOUDOUX, B., MERCIER de LEPINAY, 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. Sci. (Paris) II, 295, 63–68.
- DOUDOUX, B., CHAROLLAIS, J. & TARDY, M. 1987: Les séries marines paléogènes post-lutétien des massifs subalpins des Bornes (Alpes occidentales). Mém. Géol. alp. (Grenoble) 13, 299–312.
- ELTCHANINOFF, C. 1980: Etude géologique entre Belledonne et Mont Blanc. La terminaison méridionale du massif du Mont Blanc et les terrains de son enveloppe. Trav. Dép. Géotect. (Paris) & Sci. de la Terre (Chambéry), Publ. par Univ. Savoie – Chambéry (1985).

- ELTCHANINOFF, C. & TRIBOULET, S. 1980: Etude géologique entre Belledonne et Mont Blanc. Livre synthétique. Trav. Dép. Géotect. (Paris) & Sci. de la Terre (Chambéry), Publ. par Univ. Savoie – Chambéry (1983).
- GIDON M. 1964: Carte géologique détaillée de la France : Vallorcine – Mont Blanc. Publ. par Serv. Carte géol. France, 160ter, 1 : 80 000, 2ème édit. (1966).
- GRAHAM, R., HOSSACK, J., DERAMOND, J. & SOULA, J.-C. (1987): Géométrie des surfaces de chevauchement. Bull. soc. géol. France (8), III, 1, 169–181.
- GUILLER, S., TARDY, M., ROURE, F. & MUGNIER, J.L. 1989: Une interprétation tectonique nouvelle du massif des Bornes (Alpes occidentales): apports des données de la géologie et de la géophysique profondes. C.R. Acad. Sci. (Paris) II, 309, 913–920.
- GUILLER, S., MUGNIER, J.L., TARDY, M. & ROURE, F. 1990: Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross-section. In: Deep structure of the Alps. Ed. by ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R., Mém. Soc. Géol. France (Paris) 156; Mém. Soc. géol. suisse (Zürich) 1; Vol. spec. Soc. Geol. It. (Roma) 1, 165–184.
- LATELTIN, O. & MÜLLER, D. 1987: EVOLUTION paléogéographique du bassin des Grès de Taveyannaz dans les Aravis (Haute-Savoie) à la fin du Paléogène. Eclogae geol. Helv. 80, 127–140.
- LEPINAY, B. de 1981: Etude géologique de la région des Gêts et de Samoëns (Haute-Savoie). Les rapports entre les Préalpes du Chablais (nappe de la Brèche et nappe des Gêts) et les unités delphino-hélvétiques. Trav. Dép. Géotect. (Paris) & Sci. de la Terre (Chambéry), Publ. par Univ. Savoie – Chambéry (1983).
- LUGEON, M. 1914: Sur l'ampleur de la nappe de Morcles. C.R. Acad. Sci. (Paris) 158, 26, 2029–2031.
- MITRA, G. & BOYER, S.E. 1986: Energy balance and deformation mechanisms of duplexes. J. struct. Geol. 8, 3, 291–304.
- MORET, L. 1934: Géologie du massif des Bornes et des klippes préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie): Mém. Soc. géol. France 22.
- MORET, L. & ROSSET, J. 1953: Sur la bordure orientale du massif exotique des Annes (Haute-Savoie): la klippe de la Duche. C.R. séances Acad. Sci. (Paris) 237, 774–776.
- PAIRIS, B. 1975: Contributions à l'étude stratigraphique, tectonique et métamorphique du massif de Platé (Haute-Savoie). Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Sci. & Médic. (Grenoble).
- PAIRIS, B. & PAIRIS, J.-L. 1975: Précisions nouvelles sur le Tertiaire du massif de Platé (Haute-Savoie). Géol. alp. (Grenoble) 51, 83–127.
- 1978: Mécanismes de déformation dans le massif de Platé (Haute-Savoie). Ann. Cent. Univ. Savoie (Chambéry) III, 37–52.
- RAMPNOUX, J.-P. & CARRILLO-MARTINEZ, M. 1978: Le front des chaînes subalpines au niveau du lac d'Annecy. Le problème de la liaison structurale Bauges-Bornes (Haute-Savoie). C.R. Acad. Sci. (Paris) D, 286, 821–824.
- RAVENNE, C. & BEGHIN, P. 1983: Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins. Rev. Inst. franç. Pétrole 38, 279–297.
- ROSSET, J. (1957): Description géologique de la chaîne des Aravis entre Cluses et le col des Aravis (Haute-Savoie). Thèse Fac. Sci. Univ. Grenoble (1954), Bull. Serv. Cart. géol. France LIII, 247, 341–487 (1956), Publ. par Libr. Polytech. BERANGER – Paris-Liège (1957).
- ROSSET, J., CHAROLLAIS, J., TOUMARKINE, M., MANIVIT, H., CHATEAUNEUF, J.J. & SCHAUB H. 1976: Présentation des différentes unités du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). Eclogae geol. Helv. 69, 359–402.
- SAWATZKI, G.G. 1975: Etude géologique et minéralogique des flyschs à grauwackes volcaniques du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). Grès de Taveyannaz et Grès du Val d'Illiez. Arch. Sci. (Genève) 28, 265–368.
- TARDY, M. & DOUDOUX, B. 1984: Un trait nouveau de la structure du synclinal de nappes de Thônes (massif des Bornes, Haute-Savoie): le chevauchement cisaillant de la montagne de Cotagne. Géol. alp. (Grenoble) 60, 77–84.
- TRIBOULET, S. 1980: Etude géologique entre Belledonne et Mont Blanc. La terminaison septentrionale du massif de Belledonne et les terrains de son enveloppe. Trav. Dép. Géotect. (Paris) & Sci. de la Terre (Chambéry), Publ. par Univ. Savoie – Chambéry (1985).
- TRUYOL, V. 1985: Contribution à l'étude sédimentologique et stratigraphique du Crétacé (Valanginien-Sénonien) de la chaîne des Aravis (Savoie, France). D.E.A. Univ. P. & M. Curie (Paris).
- VILLARS, F. 1986: Structure et cinématique des déformations dans la chaîne des Aravis (zone delphino-hélvétique, Haute-Savoie, France): implications régionales. Géol. alp. (Grenoble) 62, 107–116.
- VILLARS, F., MÜLLER, D. & LATELTIN, O. 1988: Analyse de la structure du Mont Charvin (Haute-Savoie) en termes de tectonique synsédimentaire paléogène. Conséquences pour l'interprétation structurale des chaînes subalpines septentrionales. C.R. Acad. Sci. (Paris) II, 307, 1087–1090.
- VITALLY, G. 1980: Etude géologique de deux manifestations du volcanisme paléogène des Alpes franco-italiennes: les Grès de Taveyannaz et les Porphyres de Biella. Thèse 3^{ème} cycle Univ. Bretagne occidentale (Brest).

