

La nappe de Morcles au sud-ouest du Mont-Blanc

par Jean-Luc Epard



Université de Lausanne
Faculté des Sciences

Institut de Géologie
et de Paléontologie

La nappe de Morcles au sud-ouest du Mont-Blanc

thèse de doctorat
présentée à la Faculté des Sciences
de l'Université de Lausanne

par **Jean-Luc Epard**

Jury de thèse:
Prof. Henri Masson (Directeur)
Prof. Jean Charollais, Genève
Prof. Arthur Escher, Lausanne
Prof. Maurice Gidon, Grenoble
Prof. Albrecht Steck, Lausanne

Mémoires de Géologie (Lausanne) No. 8, 1990



Ce(tte) création est mise à disposition selon les termes de la
Licence Creative Commons 4.0 International
<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, je désire remercier vivement toutes les personnes qui, par leurs conseils et leurs encouragements, m'ont apporté une aide tant matérielle que morale.

Ma gratitude va plus particulièrement à Henri Masson qui m'a confié ce travail de recherche. Il s'est toujours montré disponible malgré les lourdes tâches d'enseignement et d'administration qui lui incombent. Il m'a fait profiter de son esprit logique et critique, et de sa connaissance approfondie du domaine helvétique.

Avec Albrecht Steck, j'ai eu de longues discussions, dont certaines étaient d'avantage consacrées à l'ornithologie qu'à la géologie. Je garderai un excellent souvenir d'une excursion dans la région du Prarion au cours de laquelle linéations alternaient avec bec-croisés.

J'ai apprécié l'aide d'Arthur Escher, ses conseils pour les figures et ses encouragements réconfortants.

Je remercie Maurice Gidon et Jean Charollais d'avoir accepté d'être membre du Jury de thèse. Par leur remarques et leur critiques, ils ont contribué à l'amélioration du manuscrit.

Jean Guex et Christian Meister ont eu la patience d'examiner les quelques ammonites découvertes sur mon terrain, sans trop faire de commentaires sur leur état de conservation. Christian Meyer (Berne) a bien voulu déterminer une entroque et Louise Zanimetti (Genève) a tenté d'identifier un foraminifère du Trias. Georges Gorin (Genève) a essayé de réaliser une analyse palynologique et Lukas Hottinger (Bâle) a pu déterminer un foraminifère provenant de la nappe de Roselette. Je remercie tous ces spécialistes de leur aide précieuse.

Je sais gré à Jacques Bellière, grand connaisseur de la région, de m'avoir fourni une copie de ses levés géologiques concernant le secteur du Prarion.

François Bussy, m'a parfois accompagné sur le terrain. J'ai toujours pu compter sur son amitié indéfectible.

Un merci général aux professeurs et collègues des instituts de Géologie et de Minéralogie de l'Université de Lausanne, auprès desquels j'ai trouvé une porte ouverte. Je remercie plus particulièrement Monsieur Héli Badoux pour ses intéressantes discussions et controverses sur la nappe de Morcles et ses racines. Gérard Stampfli m'a fait part d'utiles remarques sur les blocs basculés. Aymon Baud a lu et critiqué la partie stratigraphique de ce travail.

Quiconque fréquente les instituts de Géologie et de Minéralogie de Lausanne sait la place qu'y prend Anne-Marie Magnenat. Toujours aimable, elle sait nous seconder dans toutes les démarches administratives. Son bureau ne possède pas de porte, ce qui traduit parfaitement son désir d'être toujours disponible et accueillante.

Raymond Ansermoz et Laurent Nicod m'ont livré des lames minces et des lames polies d'une qualité exceptionnelle. Cette qualité, je l'ai retrouvée également dans leur amitié qui m'est chère.

Philippe Thélin m'a permis de faire quelques analyses aux RX, Liliane Dufresne m'a apporté dans ce domaine une aide efficace. Qu'ils en soient tous deux remerciés.

Jacques Gaillard puis Edouard Sottaz m'ont rendu de nombreux services qu'il s'agisse de faire des photocopies, des tirages hélios, ou une course en ville. Ils se sont montrés toujours d'une grande disponibilité.

Mon collègue et néanmoins ami Jean Savary a su démystifier pour moi l'ordinateur. Il est le créateur des programmes Fullpage et Projo que j'ai utilisés à de nombreuses reprises.

Je tiens à remercier Popoff, expert en paris et en pizza, pour ses nombreux débats contradictoires. Je lui souhaite de nombreuses interférences.

L'aide efficace de Mario Sartori et de Popoff a permis la publication de ce manuscrit dans les meilleurs délais.

Je garde un excellent souvenir des savantes discussions avec mon voisin Edgar Stutz. Bien que la recherche de l'expression française équivalente à "Tümpflischiesser" ne m'ait guère fait progresser dans ma thèse, ces conversations ont su me détendre et me mettre de bonne humeur. J'ai grandement apprécié les traits d'union entre Luzern et Lausanne, et entre Nyimaling et Mont Joly.

Finalement, je tiens à formuler mes meilleurs vœux aux radiolaristes, Ruth, Luis, Spella; aux isotopistes Luckas, et Lucia, à Agnieszka, ma collègue de bureau, et à tous les autres thésards. Leur amitié m'est précieuse.

Ce travail a été réalisé dans le cadre des projets 2.530-0.82 et 2.656-0.85 du Fonds national suisse de la recherche scientifique que je remercie vivement. L'Université de Lausanne a apporté un soutien financier à l'impression de ce volume.

...

*No vitia su la frontire
O! O! qe lo mond' é gran!
No no poran bin morfondre;
Ne no-z avanchon po tan.
Halte-là! gàra, gàra, gàra!
Halte-là, gàra de devan*

...

*Tiran tô contre la France
Et, to drê, fuyan no-z an,
"Cé, di lo Du de Savoya:
Vo-z éto de brova zan
Tot è mour! gàra, gàra, gàra!
Tot è mour, gàra de devan!*

...

La Chanson du Duc de Savoie
(Rrrz T., 1910: Les chansons populaires de la Haute-Savoie. Abry)

A mes parents

Légende de la photo de couverture:

La nappe de Morcles vue de l'Aiguille du Midi en direction de l'ouest.

Le socle cristallin du massif du Mont-Blanc forme les pentes rocheuses et partiellement recouvertes de glaciers du premier plan. Sa partie externe constitue la patrie de la nappe de Morcles. Le secteur boisé au relief plus doux du premier plan à droite est principalement occupé par le Lias du flanc inverse de la nappe de Morcles. Le massif du Prarion (extrémité sud-ouest du massif cristallin des Aiguilles-Rouges) constitue la butte au sommet aplati et parcourue de téléskis du centre droite de la photo.

Le massif du Mont Joly, cœur liasique de la nappe de Morcles, occupe le deuxième plan de l'image. On reconnaît le flanc est de cette montagne, abrupte et exempt de végétation, et dans lequel des barres calcaires subhorizontales trahissent la présence de la Fm du Mont Joly (Lias moyen). Ce relief contraste avec les pentes douces et boisées du centre de la photo, occupées par des marnes et argilites du Toarcien-Aalénien. La vallée qui sépare le premier du deuxième plan est creusée par le Bont-Nant qui arrose Saint-Gervais-les-Bains.

L'arrière-plan (massif des Aravis) est composé d'un secteur boisé, constitué de Dogger, et surmonté de barres calcaires formant des falaises (Jurassique supérieur à Tertiaire de la nappe de Morcles). La dépression qui sépare le deuxième plan de l'arrière-plan est creusée par l'Arly et le torrent d'Arbon. Elle abrite la célèbre station de Megève.

TABLE DES MATIERES

RESUME	1
ABSTRACT	2
INTRODUCTION	3
STRATIGRAPHIE	7
1. INTRODUCTION	7
2. LE TRIAS	10
2.1. <i>Introduction: la base de la couverture sédimentaire</i>	10
2.2. <i>La Formation du Vieux Emosson</i>	12
2.2.1. <i>Les faciès</i>	12
2.2.2. <i>Les limites</i>	12
2.2.3. <i>Le milieu de dépôt</i>	12
2.2.4. <i>L'âge</i>	14
2.2.5. <i>Corrélations avec d'autres coupes</i>	14
2.2.6. <i>Caractères généraux et discussion</i>	14
2.3. <i>La Formation des Arandellys</i>	18
2.3.1. <i>Introduction</i>	18
2.3.2. <i>Membres dolomitiques inférieur et supérieur</i>	18
2.3.3. <i>Le membre de la Griaz</i>	19
■ <i>définition et description</i>	19
■ <i>répartition géographique</i>	19
■ <i>couches des Arandellys</i>	19
2.3.4. <i>Description générale</i>	20
■ <i>Limites</i>	20
■ <i>Age</i>	20
2.3.4 <i>Variations latérales</i>	22
■ <i>Couverture des Aiguilles-Rouges et de Belledonne externe</i>	22
■ <i>Couverture du Mont-Blanc externe et de</i>	
<i>Belledonne interne</i>	22
■ <i>Calcaires spathiques noirs</i>	22
2.5. <i>La Formation des Besoëns</i>	23
2.5.1. <i>Introduction</i>	23
2.5.2. <i>Définition et description</i>	24
2.6. <i>Conclusion</i>	26
3. LE LIAS	29
3.1. <i>Introduction</i>	29
3.2. <i>La Formation des Tierces</i>	29
3.2.1. <i>Localité type</i>	29

3.2.2. <i>Constitution</i>	30
3.2.3. <i>Age</i>	32
3.2.4. <i>Epaisseur</i>	32
3.3. <i>La Formation du Mont Joly</i>	32
3.3.1. <i>Localité type</i>	32
3.3.2. <i>Constitution</i>	32
3.4. <i>Les Grès Singuliers</i>	35
3.4.1. <i>Historique et nomenclature</i>	35
3.4.2. <i>L'âge des Grès Singuliers</i>	36
3.5. <i>Le "Lias supérieur"</i>	36
3.5.1. <i>Introduction et localités types</i>	36
3.5.2. <i>La Formation des Monts Rosset</i>	37
3.5.3. <i>La Formation de Dugny</i>	37
3.6. <i>Evolution latérale des faciès et corrélation avec d'autres régions</i>	39
3.6.1. <i>Introduction</i>	39
3.6.2. <i>Variations longitudinales (fig 10)</i>	39
3.6.3. <i>Variations transversales</i>	41
3.6.4. <i>Vue d'ensemble</i>	44
4. CONCLUSIONS	46
TECTONIQUE	47
1. INTRODUCTION	47
1.1. <i>Unités tectoniques</i>	47
1.2. <i>Phases de déformation</i>	48
2. UNITE DE BELLEDONNE EXTERNE ET DES AIGUILLES- ROUGES	50
2.1 <i>Introduction</i>	50
2.2 <i>Massif du Prarion</i>	50
2.2.1. <i>Introduction</i>	50
2.2.2. <i>La faille du Bon Nant</i>	52
2.2.3. <i>Les failles NW-SE</i>	59
2.2.4. <i>Les plis</i>	59
■ <i>Les plis du versant ouest du Prarion</i>	59
■ <i>Le pli de l'Hôtel du Prarion</i>	59
■ <i>Phases de déformation</i>	60
■ <i>Cristallin du Nant de l'Ile</i>	60
2.2.5. <i>Déformations alpines et antérieures.</i>	62
2.4. <i>Conclusions</i>	62
3. L'UNITE DE VERVEX	68
3.1. <i>Introduction</i>	68

3.2. <i>Lame Houillère</i>	68
3.2.1. <i>Introduction</i>	68
3.2.2. <i>La controverse</i>	70
3.2.3. <i>Secteur du Prarion</i>	71
■ <i>Carbonifère supérieur et inférieur</i>	71
■ <i>Les racines</i>	72
■ <i>Les ardoisières du Prarion</i>	72
3.2.4. <i>Couverture</i>	73
3.2.5. <i>Phases de déformation et structures.</i>	73
3.3. <i>La Lame Triasique de Vervex</i>	75
3.3.1. <i>Introduction</i>	75
3.3.2. <i>Les affleurements de Cassioz</i>	75
3.3.3. <i>Origine de la Lame Triasique de Vervex et lien avec la Lame Houillère: la fenêtre de Domancy.</i>	78
3.4. <i>Le Coin Granitique de la Mottaz</i>	80
3.4.1. <i>Introduction</i>	80
3.4.2. <i>Position tectonique du Coin Granitique de la Mottaz</i>	81
3.4.3. <i>Origine du granite de la Mottaz</i>	83
3.5. <i>L'unité de Vervex, vue d'ensemble</i>	84
4. <i>NAPPE DE MORCLES</i>	87
4.1 <i>Introduction</i>	87
4.2 <i>L'unité du Sangle</i>	89
4.2.1. <i>Introduction</i>	89
4.2.2. <i>La vallée du Bon Nant</i>	89
4.2.3. <i>Le secteur du Prarion</i>	92
4.2.4. <i>Le Planay</i>	93
4.2.5. <i>Rochebrune</i>	93
4.2.6. <i>Le Chard du Beurre</i>	95
4.2.7. <i>La région de Hauteluce et la vallée du Dorinet</i>	98
4.2.8. <i>L'unité du Sangle, de la Girotte au col de Voza : vue d'ensemble</i>	104
4.2.9. <i>Région de Megève et rive droite de l'Arly</i>	106
■ <i>les affleurements de Héry</i>	106
4.3. <i>Synclinal du Mont d'Arbois, synclinal de Manant</i>	108
■ <i>le synclinal du Mont d'Arbois</i>	108
■ <i>le synclinal de Manant</i>	108
4.4. <i>Unité du Mont Joly</i>	110
4.4.1. <i>Extrémité SW de la zone de Chamonix; relations avec le massif du Mont Blanc</i>	110
4.4.2. <i>Le massif du Mont Joly</i>	112
■ <i>le pli digité du Mont Joly</i>	114
■ <i>le pli de l'Aiguille Croche</i>	116
■ <i>les racines de l'unité du Mont Joly</i>	118

4.4.3. <i>l'extrémité SW du Mont-Blanc et NE de Belledonne interne</i>	120
4.4.4. <i>Le flanc normal</i>	121
■ <i>couverture de Montjoie</i>	121
■ <i>série du Bois de la Rollaz</i>	121
■ <i>les calcaires de la Tête du Lac de Roselette</i>	123
4.4.5. <i>Limite interne de la nappe</i>	123
4.4.6. <i>Conclusions</i>	126
5. LES UNITES D'ORIGINE INTERNE, COMPRISES ENTRE MONT-BLANC ET BELLEDONNE	127
5.1. <i>Introduction</i>	127
5.2. <i>unité de Roselend</i>	127
■ <i>coupe du col du Joly à l'Aiguille de Roselette</i>	127
5.3. <i>unité de Roselette</i>	130
5.4. <i>Déformation</i>	133
6. DEFORMATIONS	134
6.1. <i>Introduction</i>	134
6.2. <i>1ère phase D1</i>	134
6.2.1. <i>axe de plis</i>	134
6.2.2. <i>schistosité et linéation</i>	135
6.3. <i>2ème phase D2</i>	135
■ <i>généralités</i>	135
■ <i>Les plis de socle</i>	137
■ <i>orientation des plis P2</i>	139
■ <i>linéations</i>	139
■ <i>déformation continue, formation de P2' et S2'</i>	139
6.4. <i>3ème phase</i>	141
SYNTHESE ET CONCLUSIONS SUR L'ENRACINEMENT DES NAPPES	142
1. UNITE DES AIGUILLES-ROUGES ET DE BELLEDONNE EXTERNE	142
2. UNITE DE VERVEX	142
3. LA NAPPE DE MORCLES ET SA PATRIE	143
■ <i>au niveau du socle du Trias et du Lias</i>	143
■ <i>corrélations avec le massif des Aravis; la nappe de Morcles au niveau du Dogger, Malm, Crétacé et Tertiaire.</i>	145
■ <i>passage d'une nappe pli à une nappe chevauchante</i>	147
■ <i>dimension du socle par rapport à la couverture</i>	150
4. MONT-BLANC INTERNE	150

5. INFLUENCE DU SOCLE PALEOZOIQUE	150
6. NAPPE DE ROSELETTE	151
BIBLIOGRAPHIE	159

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Situation du terrain étudié.	5
Figure 2: Carte tectonique du secteur du Mont Joly et schéma synthétique des relations entre socles et couverture.	11
Figure 3: Carte des principales localités où sont définies les formations. 13	
Figure 4: Trias, coupe synthétique.	15
Figure 5: Formation du Vieux Emosson, comparaison de différentes coupes.	17
Figure 6: Partie sommitale de la Formation des Arandellys, variations latérales.	21
Figure 7: Formation des Besoëns, comparaison de la coupe type avec celle des Arandellys (zone de Chamonix) et du Sat (racines du Mont Joly).	25
Figure 8: Comparaison des séries triasiques des couvertures des Aiguilles-Rouges, de Belledonne externe et du Mont Blanc externe.	27
Figure 9: Lias, coupe synthétique.	31
Figure 10: Lias, variation longitudinale.	42
Figure 11: Attribution stratigraphique des terrains du Lias.	43
Figure 12: Lias, variations transversales.	45
Figure 13: Schéma des trois phases principales de déformation.	49
Figure 14: Ecorché géologique du massif du Prarion (extrémité SW des Aiguilles-Rouges).	51
Figure 15: Secteur de St-Nicolas-de-Véroce, coupe montrant la disposition des grès de la Fm du Vieux Emosson.	53
Figure 16: Projection stéréographique de décrochements sénestres observés dans le massif du Prarion.	54
Figure 17: carte géologique du secteur des ardoisières du Prarion, entre la Tête de la Charme et l'Hôtel du Prarion.	56
Figure 18: Esquisse tectonique de la carte géologique de la fig. 17.	57
Figure 19: Coupe transversale du secteur des ardoisières du Prarion	58
Figure 20: Coupe longitudinale du secteur de la Tête de la Charme à l'Hôtel du Prarion.	58
Figure 21: Carte de l'orientation des structures hercyniennes et alpines dans le massif du Prarion.	61
Figure 22: Projection stéréographique des schistosités alpines (S2) et antéalpines du secteur du Prarion.	64
Figure 23: Traces axiales de plis de phase D2, oblique au massif des Aiguilles-Rouges.	65
Figure 24: Schéma des affleurements de la rive gauche du Nant de l'Île.	66

Figure 25: Projection stéréographique des schistosités S2 et des axes de plis relevés dans la Fm du Vieux Emosson de la couverture du Prarion.	67
Figure 26: L'unité de Vervex: carte schématique montrant l'extension de cette unité et les principales localités mentionnées dans le texte.	69
Figure 27: La Lame Houillère et sa couverture mésozoïque.	74
Figure 28: Les affleurements de Cassioz.	77
Figure 29: Les affleurements du Torrent d'Arbon.	79
Figure 30: Le granite de la Mottaz.	82
Figure 31: Unité de Vervex, schéma paléogéographique.	85
Figure 32: Unité du Sangle: carte schématique des principales localités citées dans le texte.	90
Figure 33: Schéma de trois schistosités dans le Lias moyen (Fm du Mont Joly) de l'unité du Sangle du Nant de l'Ile.	92
Figure 34: Figure d'interférence entre 1ère (unité du Sangle) et 2ème phase dans le secteur des Châteaux.	96
Figure 35: L'unité du Sangle et couverture de Belledonne externe au nord du Chard du Beurre.	97
Figure 36: Unité du Sangle: écorché géologique simplifié du secteur compris entre la forêt du Revers et le Mont de Vorès (rive droite du Dorinet).	99
Figure 37: Coupe géologique à travers la structure d'interférence de la figure 36.	101
Figure 38: Schéma paléogéographique (situation au Lias supérieur) expliquant la variation d'épaisseur des flancs de l'unité du Sangle.	103
Figure 39: Représentation schématique de l'unité du Sangle, de sa racine (Belledonne interne) à son front, en annulant les plis P2. L'amplitude de ce pli est d'environ 10 km.	105
Figure 40: Représentation schématique du synclinal de Manant, structure d'interférence entre un pli P1 et des plis P2.	109
Figure 42: Secteur de Tricot, plis affectant le contact entre le socle Mont Blanc externe et sa couverture.	113
Figure 43: Plis du Mont Joly, vus des flancs du Mont Vorassey en direction du SW.	115
Figure 45: Les racines du Mont Joly, la terminaison SW du Mont-Blanc externe et la nappe de Roselette, vus des flanc du Vorassay en direction du SSW.	119
Figure 46: Série du Nant de l'Arête.	122
Figure 47: Schéma du massif du Mont-Blanc.	125
Figure 48: Coupe de l'unité de Roselend des abords du col du Joly à l'Aiguille de Roselette.	128

Figure 49: Unité de Roselend, tableau résumant les principales attributions stratigraphiques et tectoniques proposées.	131
Figure 50: Carte de l'orientation des principales structures affectant le secteur du Mont Joly.	136
Figure 51: Projection stéréographique (Lambert, hémisphère inférieur) des plis et schistosités de deuxième phase.	138
Figure 52: Projection stéréographique (Lambert, hémisphère inférieur) des différentes linéations d'étirement.	140
Figure 53: Schéma paléogéographique montrant le bassin de la nappe de Morcles séparé du bassin helvétique par le seuil du Mont-Blanc interne (situation au Jurassique inférieur et moyen).	144
Figure 54: Tableau des relations originelles des socles et de leur couvertures pour la partie NE des massifs des Aiguilles-Rouges - Mont-Blanc.	146
Figure 55: Tableau des relations originelles des socles et de leur couvertures pour la partie SW des massifs Aiguilles-Rouges - Mont-Blanc.	148
Figure 56: Tableau des relations originelles des socles et de leur couvertures pour la partie NE des massifs de Belledonne externe et interne.	149
Figure 57: Coupe schématique des chaînes subalpines du massif des Bornes au secteur du Mont Joly.	153
Figure 58: Coupe géologique du secteur du Mont Joly.	155
Figure 59: Coupe géologique du secteur de l'Aiguille Croche.	157

RÉSUMÉ

Cette étude porte sur la géologie des terrains sédimentaires situés aux confins des massifs cristallins du Mont-Blanc, des Aiguilles-Rouges et de Belledonne (Alpes françaises, Savoie).

En remplacement d'une terminologie traditionnelle utilisant abusivement des termes chronostratigraphiques, nous proposons des noms de formations pour les différents terrains du Trias et du Lias de ce secteur. Nous donnons une description de leur lithostratigraphie, un inventaire des faunes connues et des schémas synthétiques des variations stratigraphiques longitudinales et transversales. Le Lias de la région du Mont Joly fait le lien entre la série liasique nord-helvétique de la nappe de Morcles-Doldenhorn en Suisse et celle du Lias dauphinois classique des Alpes françaises.

Plusieurs unités tectoniques sont définies: 1) les massifs de Belledonne externe et des Aiguilles-Rouges et leurs couvertures; 2) l'unité parautochtone de Vervex; 3) la nappe de Morcles, divisée en deux unités: l'unité du Sangle et celle du Mont Joly, qui sont de grands anticlinaux reliés par le synclinal du Mont d'Arbois; 4) la partie interne du massif du Mont-Blanc et sa couverture.

L'unité du Sangle et l'unité du Mont Joly constituent la suite de la nappe de Morcles en France. Celle-ci s'enracine sur la partie externe du Mont-Blanc et sur Belledonne interne, qui forment les coeurs cristallins de ces grands anticlinaux.

Au niveau des terrains post-liasiques, l'unité du Mont-Joly correspond au massif des Aravis, l'unité du Sangle à celui des Bornes. Le synclinal du Mont d'Arbois se suivrait alors dans le synclinal de Thônes. Ainsi, Bornes et Aravis font partie d'un même ensemble tectonique, ils se rattachent tous deux à la nappe de Morcles. Les nappes des Diablerets ou du Wildhorn n'existent pas dans les chaînes subalpines contrairement à ce qu'ont prétendu récemment certains auteurs.

Le prétendu "chevauchement du Mont-Blanc" de la littérature récente, supposé séparer ce massif des terrains sédimentaires de la zone de Chamonix, n'existe pas. Les failles N-S séparant l'ensemble Aiguilles-Rouges - Mont-Blanc de Belledonne ("zone failleuse du Bon Nant") n'ont pas de rejet alpin important; leur mouvement est paléozoïque.

La nappe de Roselette, située entre Mont-Blanc et Belledonne interne ne doit pas être qualifiée d'Ultrahelvétique. Il pourrait s'agir d'une continuation des nappes helvétiques des Diablerets et du Wildhorn.

ABSTRACT

This study concerns the geology of the sedimentary units situated between the crystalline basements of the Mont-Blanc, Aiguilles-Rouges, and Belledonne Massifs (French Alps, Savoie).

Formation names are proposed for Triassic and Liassic rocks of the Dauphiné zone in this area. Descriptions of their lithostratigraphic content, an inventory of their faunas, and synthetic schemes of longitudinal and transversal stratigraphic variations are given. The Liassic formations of the Mont Joly area mark the transition from the North-Helvetic domaine (Morcles-Doldenhorn) nappe in Switzerland to the classical Dauphinois Lias of the French Alps

The following tectonic units have been defined: 1) the Aiguilles-Rouges and the external part of the Belledonne Massifs together with their autochthonous sedimentary cover; 2) the parautochthonous Unit of Vervex; 3) the Morcles Nappe, which can be divided into two units: the Sangle Unit and the Mont Joly Unit which form large recumbent anticlines, linked by the Mont d'Arbois Syncline; and 4) the internal part of the Mont-Blanc Massif together with its sedimentary cover.

The Sangle Unit and the Mont Joly Unit are extensions of the Morcles Nappe in France. The external part of the Mont-Blanc Massif and the internal part of the Belledonne Massif form the crystalline cores of these anticlines and therefore represent the homeland of these units.

The Mont Joly Unit corresponds to the Aravis Massif (middle Jurassic to Tertiary Subalpine Chain), the Sangle Unit to the Bornes Massif (frontal part of the Subalpine Chain). The Mont d'Arbois Syncline can be related to the Thônes Syncline. This means that the Aravis and Bornes Massifs belong to one single tectonic element which corresponds to the Morcles Nappe. The Diablerets and Wildhorn Nappes are not present in the Subalpine Chain to the contrary of what has been claimed in some recent papers.

The hypothetical "Mont-Blanc Thrust" which should separate this crystalline massif from the Mesozoic rocks of the Chamonix Zone, does not exist. The vertical faults of N-S direction mapped by some authors at the SW end of the Aiguilles-Rouges and Mont-Blanc Massifs show no alpine movement.

The Roselette Nappe, which lies between the Mont-Blanc and Belledonne Massifs, does not belong to the Ultrahelvetic but could be a continuation of the helvetic Diablerets and Wildhorn Nappes.

INTRODUCTION

La nappe de Morcles est l'une des nappes helvétiques de Suisse occidentale. Elle forme, en rive droite du Rhône, un magnifique pli couché de plus de 12 km d'amplitude recouvrant le massif des Aiguilles-Rouges et sa couverture (p. ex. BADOUX 1972). Elle est chevauchée par les nappes ultrahelvétiques et, dans sa partie radicale, par la nappe d'Ardon (MASSON et al. 1980). L'ensemble constitué par Diablerets et Wildhorn surmonte cet édifice (p. ex. ESCHER et al. 1987). Les limites de la nappe de Morcles sont bien connues en rive droite du Rhône, où d'excellents documents cartographiques existent (atlas géologique de la Suisse au 1:25'000, feuilles Morcles, BADOUX et al. 1971, et Diablerets, LUGEON 1940). Pourtant le problème de sa racine soulève encore des controverses car les relations de la nappe avec le massif cristallin du Mont-Blanc ne sont pas claires. Cette incertitude est essentiellement due au Quaternaire de la plaine du Rhône. Cette vallée coupe obliquement les structures géologiques, si bien que les corrélations ne se font pas perpendiculairement à l'axe de la vallée mais avec un très faible angle. Ainsi, parallèlement aux structures, la distance recouverte par le Quaternaire, s'élève à près de 10 km. Les corrélations entre les deux rives du Rhône sont donc délicates, d'autant plus que l'on peut suspecter, dans la vallée même, la présence d'un important décrochement dextre (STECK et al. 1989). L'importante lacune d'affleurements laisse la porte ouverte à différentes hypothèses que l'on peut classer en deux catégories:

- celles qui enracinent la nappe *sur tout ou partie du massif du Mont-Blanc* (LUGEON 1914, TRÜMPY 1963, MASSON et al. 1980). Ces hypothèses s'appuient sur la corrélation, entre Saillon et Martigny, du flanc inverse de la nappe de Morcles avec la couverture, en position renversée également, du massif du Mont-Blanc dans la zone de Chamonix;
- celles qui enracinent la nappe *entre Mont-Blanc et Aiguilles-Rouges*, sur un socle actuellement enfoui en profondeur (p. ex. AYRTON 1980). Certains auteurs (p. ex. BUTLER 1983, 1985, ELTCHANINOFF-LANCELOT et al. 1982) enracinent entre Aiguilles-Rouges et Mont-Blanc, non seulement la nappe de Morcles, mais également les nappes helvétiques des Diablerets et du Wildhorn.

Le choix entre ces différentes solutions ne peut se faire que par l'étude précise des relations entre le socle du Mont-Blanc et la couverture mésozoïque. Cette étude, nous l'avons vu, ne peut se mener au NE du Mont-Blanc, c'est donc vers la terminaison SW du massif que notre intérêt s'est porté.

Au problème de la corrélation transversale entre Morcles et Mont-Blanc s'ajoutent les problèmes de corrélations longitudinales, du NE vers le SW, soit du massif de

Morcles aux massifs subalpins. La nappe de Morcles existe-t-elle encore en France?

Non, répondent GOGUEL (1951) et DEBELMAS & USELLE (1966) qui admettent une autochtonisation progressive de la nappe de Morcles en France. Ils sont ainsi en désaccord avec l'opinion de LUGEON (1914), PAREJAS (1925), COLLET (1943) et MORET (1934), qui suivent la nappe de Morcles dans le massif de Platé et des Aravis.

Entre Arve et Rhône, l'allochtonie du massif de Platé a été définitivement démontrée par AYRTON (1972) et PAIRIS et al. (1973). Ces auteurs prouvent paléontologiquement la présence d'une série réduite, comprenant du Jurassique supérieur ou du Crétacé supérieur, adhérente au socle Aiguilles-Rouges. Le Jurassique moyen (Aalénien) qui la surmonte et qui forme la base du massif de Platé, fait donc partie d'une unité allochtone.

La limite NW (externe) de ces terrains allochtones n'est pas établie clairement. Pour LUGEON (1914), MORET (1934) et COLLET (1943), le massif des Bornes, auquel on peut rattacher le pli de Cluses, est autochtone. Ils placent la limite NW de la nappe de Morcles dans le synclinal de Thônes, importante synforme à coeur de Tertiaire et dans laquelle deux klippes de terrains préalpins et ultrahelvétiques (klippes des Annes et de Sullens) sont préservées de l'érosion.

Récemment, certains auteurs (p. ex. DOUDOUX et al. 1982, RAMASAY 1989), ont vu dans le massif des Aravis et de Platé, non pas la suite de la nappe de Morcles mais l'équivalent de la nappe des Diablerets et du Wildhorn. C'est le massif des Bornes, qui, pour eux, correspond à la nappe de Morcles. Ces hypothèses s'appuient sur quelques indices tendant à montrer l'allochtonie du massif des Bornes, du moins de sa partie frontale (p. ex. CHAROLLAIS & LIERMIER 1967). Pour établir les corrélations à longue distance, DOUDOUX et al. 1982 se basent sur la composition des flyschs tertiaires (présence de Grès de Taveyenne ou de Grès du Val d'Illicz).

Quant au massif liasique du Mont Joly que les anciens auteurs (p. ex. LUGEON 1914, PAREJAS 1925) rattachent à la nappe de Morcles, son statut n'est pas très clair dans la littérature récente. ELTCHANINOFF & TRIBOULET (1980) considèrent qu'il se relie au massif des Aravis (Dogger-Oligocène), mais ne se prononcent pas quant à sa connection avec les nappes helvétiques. DOUDOUX et al. (1982), ainsi qu'ELTCHANINOFF-LANCELOT et al. (1982) pensent que le massif du Mont Joly constitue une part des racines des nappes dites "delphino-helvétiques" dans leur ensemble. Il pourrait s'agir tout aussi bien des racines de la nappe du Wildhorn que de celles de la nappe de Morcles.

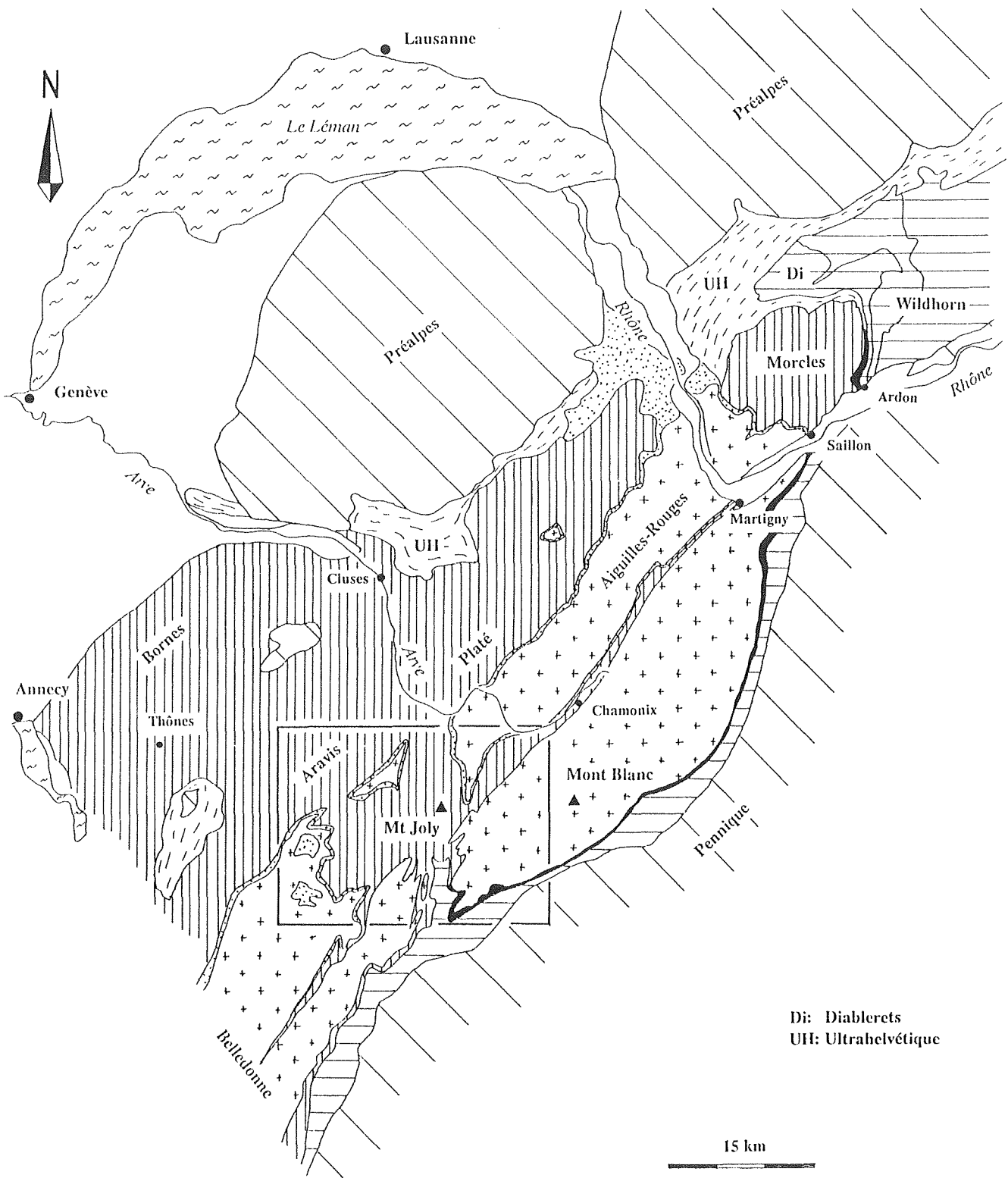


Fig. 1. Situation du terrain étudié. Le cadre correspond également à la limite de la feuille St-Gervais-les-Bains de la carte géologique de la France au 1:50'000.

Enfin, les relations entre le massif du Mont Joly et celui du Mont-Blanc sont également contestées. Les auteurs récents cités ci-dessus, ainsi que MENNESSIER (1976) les séparent par une faille inverse très importante ("chevauchement du Mont-Blanc"), en contradiction avec les auteurs plus anciens (PAREJAS 1922, BELLIERE 1956) qui voyaient là un contact stratigraphique. Dans une note préliminaire (Epard 1986), nous avons montré que ce chevauchement n'existait pas et que le contact est bien stratigraphique (voir aussi ESCHER et al. 1987 et BELLIERE 1988).

La controverse quant aux limites et à l'origine des nappes qui forment les chaînes subalpines au SW du Mont Blanc est donc toujours d'actualité. Le massif du Mont Joly, qui constitue un maillon entre les socles paléozoïques et les chaînes subalpines, mérite donc un réexamen détaillé.

Les travaux traitant, de près ou de loin, de la géologie du secteur du Mont Joly sont nombreux, il serait fastidieux d'en dresser ici une liste exhaustive et d'en retracer l'historique. Un tel historique se trouve d'ailleurs dans PAREJAS (1925) et dans ELTCHANINOFF & TRIBOULET (1980). Nous ne citerons que quelques travaux d'ordre général, que nous avons fréquemment consultés et auxquels nous faisons souvent référence. Il s'agit des cartes et publications de:

- PAREJAS traitant soit de la zone de Chamonix (1922) ou du Mont Joly (1925). Nous tenons à rendre ici un hommage à ce géologue pour l'exactitude et la précision de ses observations;
- CORBIN & OULIANOFF pour leur cartes géologique du Mont-Blanc au 1:20'000, en particulier les feuilles Miage (1959), Servoz les Houches (1927) et Pormenaz (1969)
- BORDET (1961) sur la partie septentrionale du massif de Belledonne.
- MENNESSIER (1976), coordinateur de la feuille St-Gervais de la carte géologique de la France au 1:50'000. Cette carte comporte de nombreuses erreurs, mais elle est d'une grande utilité malgré tout. Les limites de cette feuille sont reportées sur la figure 1;
- ELTCHANINOFF (1980) et TRIBOULET (1980). Ces auteurs fournissent une carte géologique au 1:25'000 couvrant un vaste secteur compris entre le Lac de Roselend et St-Gervais-les-Bains.

La toponymie employée est celle des cartes topographiques au 1:25'000, de l'Institut Géographique National de France.

STRATIGRAPHIE

1. INTRODUCTION

La connaissance stratigraphique des terrains mésozoïques situés entre les massifs cristallins externes du Mont-Blanc, des Aiguilles-Rouges et de Belledonne (fig. 1 et 2) s'est précisée au cours de ces dernières années. Malheureusement, ces terrains peu fossilifères sont toujours décrits suivant une nomenclature désuète et imprécise qui abuse de la terminologie chronostratigraphique (tableau 1). Il est vrai que le souci principal de la majorité des auteurs qui travaillent dans ce secteur est plus orienté vers la tectonique que vers la stratigraphie pure, ce qui est aussi notre cas. Cependant, une nomenclature par trop approximative aboutit à des contradictions et à des contresens qu'il serait souhaitable d'éviter. Deux exemples l'illustrent:

- le "Lias supérieur" de PARÉJAS (1925) comprend, outre des marnes attribuées au Toarcien, des argilites datées de l'Aalénien. L'attribution de cet étage au Dogger a rendu cette appellation impropre; elle est pourtant encore utilisée;
- les variations latérales de faciès créent des problèmes plus sérieux. Par exemple, les faciès du "Lias moyen" disparaissent vers le SW; avec cette nomenclature, nous serions conduits à exprimer que le "Lias supérieur" y repose stratigraphiquement et sans lacune apparente sur du "Lias inférieur".

Ces inconséquences montrent qu'il vaut mieux éviter d'utiliser des termes chronostratigraphiques et les remplacer par des noms de formations lithostratigraphiques, même si cela peut coûter un effort pour changer de vieilles habitudes. D'autre part l'application à notre région de noms de formations définies dans l'Helvétique de Suisse orientale n'est pas recommandable en raison des variations latérales qu'il serait dangereux de sous-estimer, et du fait que nous ne nous trouvons ni dans les mêmes grandes unités tectoniques, ni probablement dans le même bassin paléogéographique. Il était donc nécessaire de créer une nomenclature lithostratigraphique nouvelle.

Conformément à l'usage courant, les noms de formations proposés se rapportent à des localités où l'ensemble lithologique considéré peut être observé de sa base à son sommet. Naturellement la présence de fossiles a également été prise en considération.

		terminologie proposée	PAREJAS 1925	RITTER 1897
DOGGER	Aalénien	Formation de Dugny	Lias	Lias supérieur
	Toarcien	Formation des Monts Rosset	supérieur	schisteux
LIAS	Pliensbachien	Formation du Mont Joly	Lias moyen	Lias inférieur
	Sinémurien	Formation des Tierces	Lias	calcaire
	Hettangien		inférieur	
	Rhétien ?	Formation des Besoëns	"Rhétien"	
TRIAS	Norien ?	Formation des Arandellys	membre dolomitique supérieur	dolomies et calcaires dolomitiques
			membre de Griaz	
			membre dolomitique inférieur	dolomies et calcaires dolomitiques
	Carnien	Formation du	membre argilitique	argilites argilites gréseuses multicolores argilites vertes et rouges
Ladinien	Vieux Emosson	membre gréseux	quartzites "Trias inférieur" "Permo-Trias"	
			PAREJAS, 1925; COLLET, 1943 AMBERGER, 1960; etc...	

Tab. 1. Nouvelle et anciennes nomenclatures

La succession lithologique variant d'une unité tectonique à l'autre, l'étude stratigraphique ne peut être abordée indépendamment de la géologie structurale.

Les terrains sédimentaires de la région étudiée (feuille Saint-Gervais-les-Bains de la carte géologique de la France au 1:50'000 (MENNESSIER 1976)) constituent les ensembles tectoniques suivants (fig. 2):

- 1) la couverture des massifs cristallins de Belledonne externe et des Aiguilles-Rouges;
- 2) l'unité de Vervex comprenant la *Lame houillère* ou *Lame de Carbonifère du Prarion* (PARÉJAS 1925), la *Lame triasique de Vervex* (PARÉJAS 1925) et "l'écaille" constituée par le *granite de la Mottaz* et sa couverture. Il s'agit d'une unité parautochtone détachée des arrières des massifs de Belledonne externe et des Aiguilles-Rouges;
- 3) la nappe de Morcles, subdivisée en deux sous-unités:
 - l'unité du *Sangle* qui s'enracine sur la partie externe de Belledonne interne,
 - l'unité du *Mont Joly* qui s'enracine sur la partie externe du Mont-Blanc et sur la partie interne de Belledonne interne.Du Dogger au Tertiaire, ces deux subdivisions de la nappe se poursuivent dans le massif des Bornes-Aravis;
- 4) la couverture de la partie interne du Mont-Blanc.

La justification des corrélations tectoniques proposées ici est l'objet du chapitre tectonique de ce travail.

2. LE TRIAS

2.1. Introduction: la base de la couverture sédimentaire

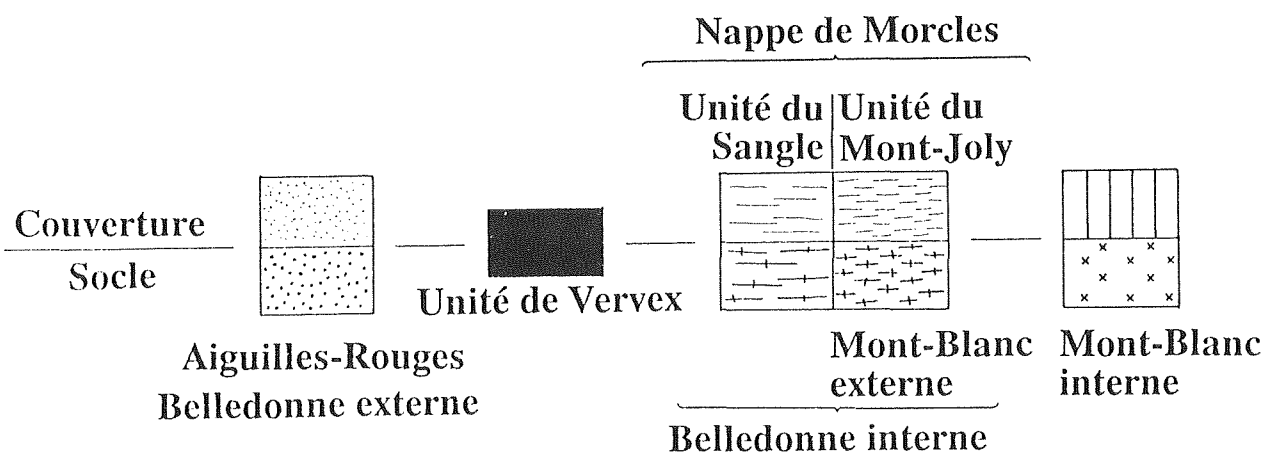
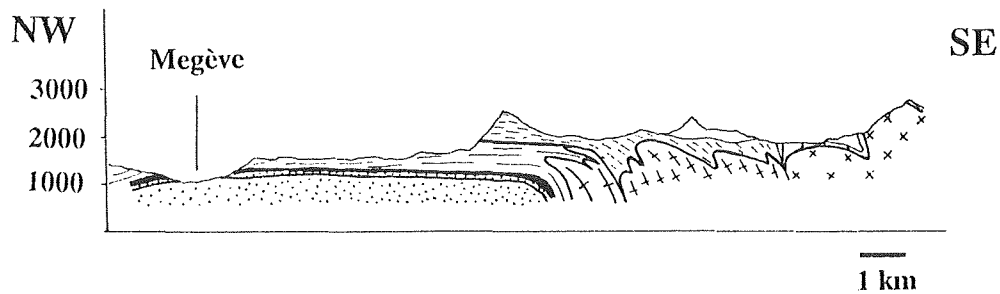
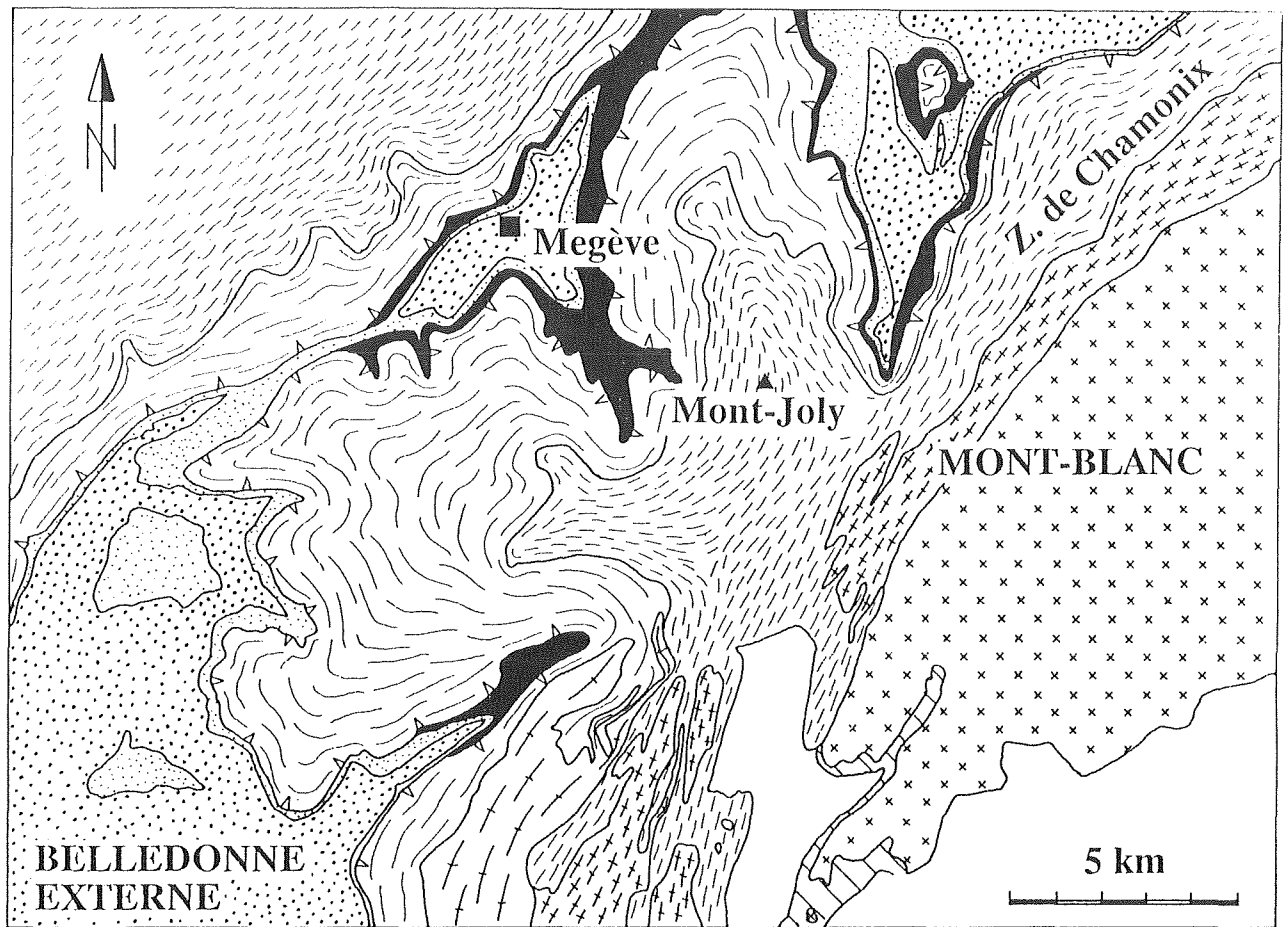
La couverture sédimentaire mésozoïque transgressive débute par une assise détritique, gréseuse à argileuse, où l'on connaît depuis peu un point d'accrochage biostratigraphique qui permet de lui attribuer un âge proche de la limite Ladinien-Carnien (DEMATHIEU & WEIDMANN 1982). Elle était connue jusqu'ici sous les noms les plus divers: Permo-Trias, Trias inférieur, Quartzites de base, etc.... Nous la définissons ici comme Formation du Vieux Emosson, du nom de la localité (située dans la couverture du massif des Aiguilles-Rouges) qui a fourni les précieuses traces fossiles.


Habituellement, la Formation du Vieux Emosson repose directement sur le socle paléozoïque qui est constitué selon les endroits, de gneiss, de granite ou de sédiments carbonifères. Entre socle et couverture, la discordance est généralement bien marquée.

Sous la surface de transgression, le socle est souvent rubéfié par l'altération continentale (LUGEON 1916). Cette altération peut être également marquée par la présence de nodules carbonatés brunâtres, interprétés comme les témoins d'une pédogenèse (DEMATHIEU & WEIDMANN 1982; EPARD 1986) ou par une arénisation plus ou moins importante des gneiss, qui tend à rendre indistincte la limite entre la Formation du Vieux Emosson et le socle. Cette difficulté avait conduit PERRIN & ROUBAULT (1941, 1944, 1945, 1946) à voir dans ce passage progressif un "front" de métamorphisme régional. Cette idée a provoqué une célèbre controverse (LUGEON 1946).

Des concrétions siliceuses de couleur rouge ou plus rarement blanche se développent par endroits dans le socle arénisé. Elles sont parfois zonées et sont accompagnées d'un carbonate brunâtre ou beige. Il s'agit des *Jaspes de Saint-Gervais*, célèbres au siècle dernier, qui ont été exploités comme pierre de construction et d'ornementation. Douze colonnes du premier étage de l'Opéra de Paris ont été extraites des carrières de St-Gervais (REVON 1869).

Fig. 2. Carte tectonique du secteur du Mont Joly et schéma synthétique des relations entre socles et couverture. En blanc: unités d'origine plus interne que celles étudiées ici.



 Chevauchement de la nappe de Morcles

Des dépôts sporadiques de faible épaisseur (max 50 cm) apparaissent entre le socle et la Formation du Vieux Emosson, en concordance avec cette dernière. Il s'agit essentiellement de dolomies gréseuses, parfois de brèches dolomitiques à éléments variés qui représentent des restes de la phase continentale antérieure à la transgression de la Formation du Vieux Emosson. L'âge de ces dépôts est inconnu, mais il est compris entre le Carbonifère supérieur et le Carnien.

2.2. La Formation du Vieux Emosson

2.2.1. Les faciès

La Formation du Vieux Emosson est une série détritique que nous divisons en deux membres (fig. 4 & 5). Elle comprend à la base un membre gréseux composé de conglomérats, arkoses et grès, passant progressivement vers le haut à un membre argilitique, formé de pélites vertes, noires, jaunes ou rouges. La Formation du Vieux Emosson correspond à la série décrite comme grès conglomératique, grès calcaires et quartzitiques, grès fins et argilites vert-jaune, et argilites rouges de la fig. 3, p. 727 de DEMATHIEU & WEIDMANN (1982). Ces sédiments montrent des figures sédimentaires telles que rides d'oscillation et stratifications entrecroisées, polygones de dessiccation.

2.2.2. Les limites

La Formation du Vieux Emosson repose, soit directement sur le socle, par endroits rubéfié et altéré, soit sur une mince couche de dolomie ferrugineuse et gréseuse d'âge incertain. Sa limite supérieure est marquée par l'apparition de bancs dolomitiques. Le passage aux dolomies peut être net ou graduel. Dans ce dernier cas, il est formé d'une alternance de pélites et de bancs dolomitiques. Au Vieux Emosson, le sommet de cette alternance est affecté par un décollement qui perturbe ses relations avec les dolomies sus-jacentes. Nous excluons ces termes de transition de la Formation du Vieux Emosson.

2.2.3. Le milieu de dépôt

Si nous nous référons à DEMATHIEU & WEIDMANN (1982), le milieu de dépôt du membre gréseux de la Formation du Vieux Emosson est variable: tranche d'eau faible avec vagues, nappe d'eau très calme, émerision temporaire, courants violents et localisés. Ces auteurs interprètent ces sédiments comme des dépôts de plage et de lagune côtière très peu profonde et fréquemment émergée. Le membre argilitique correspond à des sédiments de baie protégée.

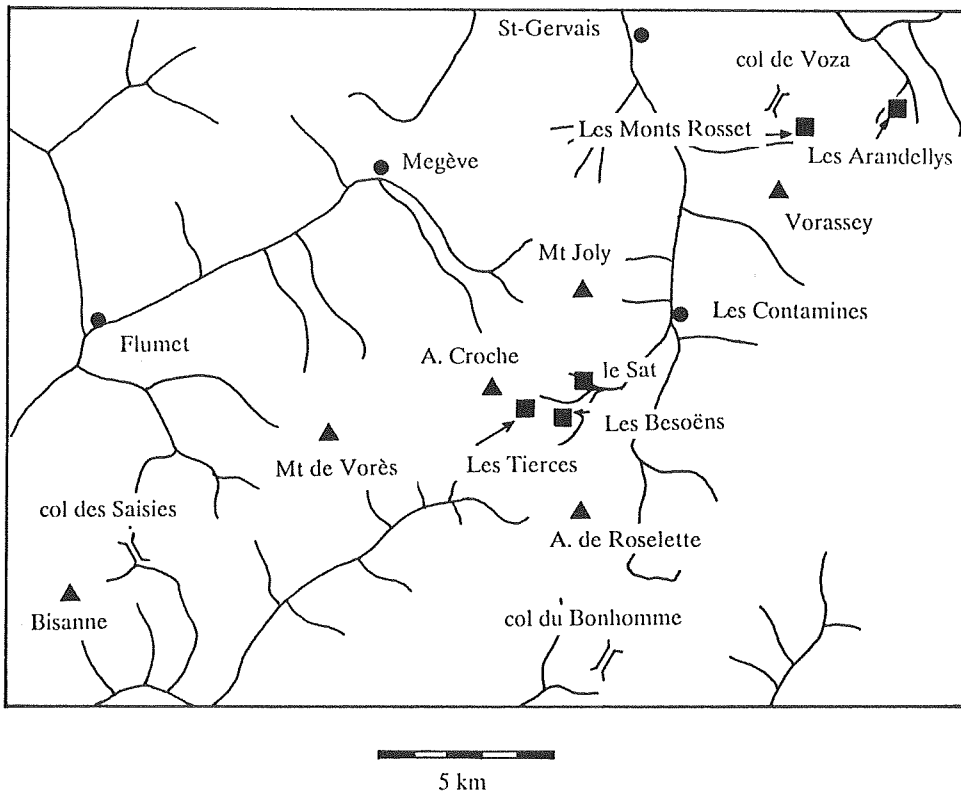


Fig. 3. Carte des principales localités

2.2.4. *L'âge*

La seule localité ayant livré des fossiles abondants est le Vieux Emosson (couverture du massif des Aiguilles-Rouges), où DEMATHIEU & WEIDMANN (1982) ont étudié des empreintes de pas de reptiles archosauriens. Cette ichnofaune indique le Ladinien terminal ou, plus probablement, le Carnien. De telles traces ont été également retrouvées en d'autres sites (p. ex. PILLOUD 1989)

La découverte de ces traces fossiles permet de mettre en doute l'attribution traditionnelle au Permien de certains faciès détritiques, comme les Grès de Flumet (GAND 1973) et les Bésimaudites (PARÉJAS 1925), datés seulement par leur position à la base de la série sédimentaire.

2.2.5. *Corrélations avec d'autres coupes*

La Formation du Vieux Emosson correspond aux conglomérats et quartzites arkosiques et aux argilites gréseuses et multicolores de AMBERGER (1960, p. 17 et ss). Nous la corrélons également (fig. 5) avec les niveaux:

- 1, 2 et 3 de PAIRIS (1975, p. 10) au pas de la Forclette (massif des Aiguilles-Rouges), où la Formation du Vieux Emosson transgresse sur du Carbonifère, avec une discordance de 70°;
- I à IV, soit avec l'ensemble des Grès de Flumet, de GAND (1973) (massif de Belledonne externe);
- 2 à 11 de la coupe du versant SW du col de Tricot (massif du Mont-Blanc) (EPARD 1986).

2.2.6. *Caractères généraux et discussion*

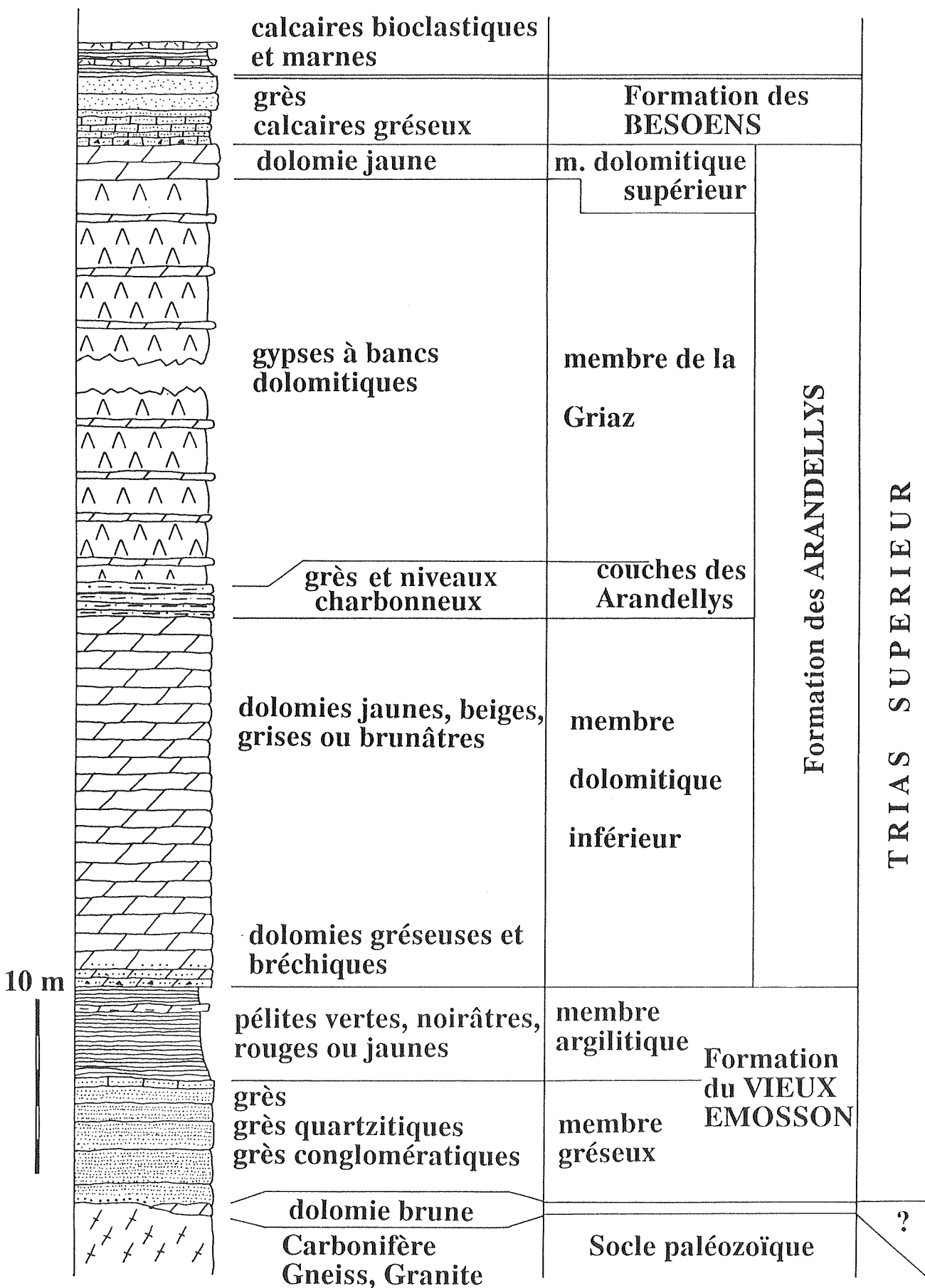
La Formation du Vieux Emosson est donc une série détritique de la fin du Trias moyen et du début du Trias supérieur, reposant sur le socle paléozoïque (gneiss, granite, Carbonifère) avec une discordance plus ou moins importante suivant les cas. On l'observe dans la couverture du massif des Aiguilles-Rouges (où se trouve la localité type), dans celle du massif de Belledonne externe, dans l'Unité de Vervex et dans la nappe de Morcles.

Les grès du membre inférieur marquent le début de la transgression mésozoïque. Leur faciès varie verticalement, exprimant le passage d'un milieu continental à un milieu marin littoral. On observe de bas en haut les évolutions suivantes:

- augmentation de la maturité du sédiment se traduisant par une diminution de l'abondance des feldspaths et une augmentation du degré de tri et de l'arrondi;

Fig. 4. Trias, coupe synthétique

TRIAS



- diminution de la granulométrie;
- remplacement de la matrice séricitique par un ciment carbonaté (cette substitution entraîne une variation de la patine qui passe du gris-blanc verdâtre au brunâtre);
- disparition des indices d'altération continentale (nodules carbonatés, rubéfaction). Remarquons que les nodules carbonatés se rencontrent à plusieurs niveaux des grès et non seulement à leur base ou dans le socle altéré;
- apparition de rides de courant ainsi que d'interlits argileux souvent verdâtres.

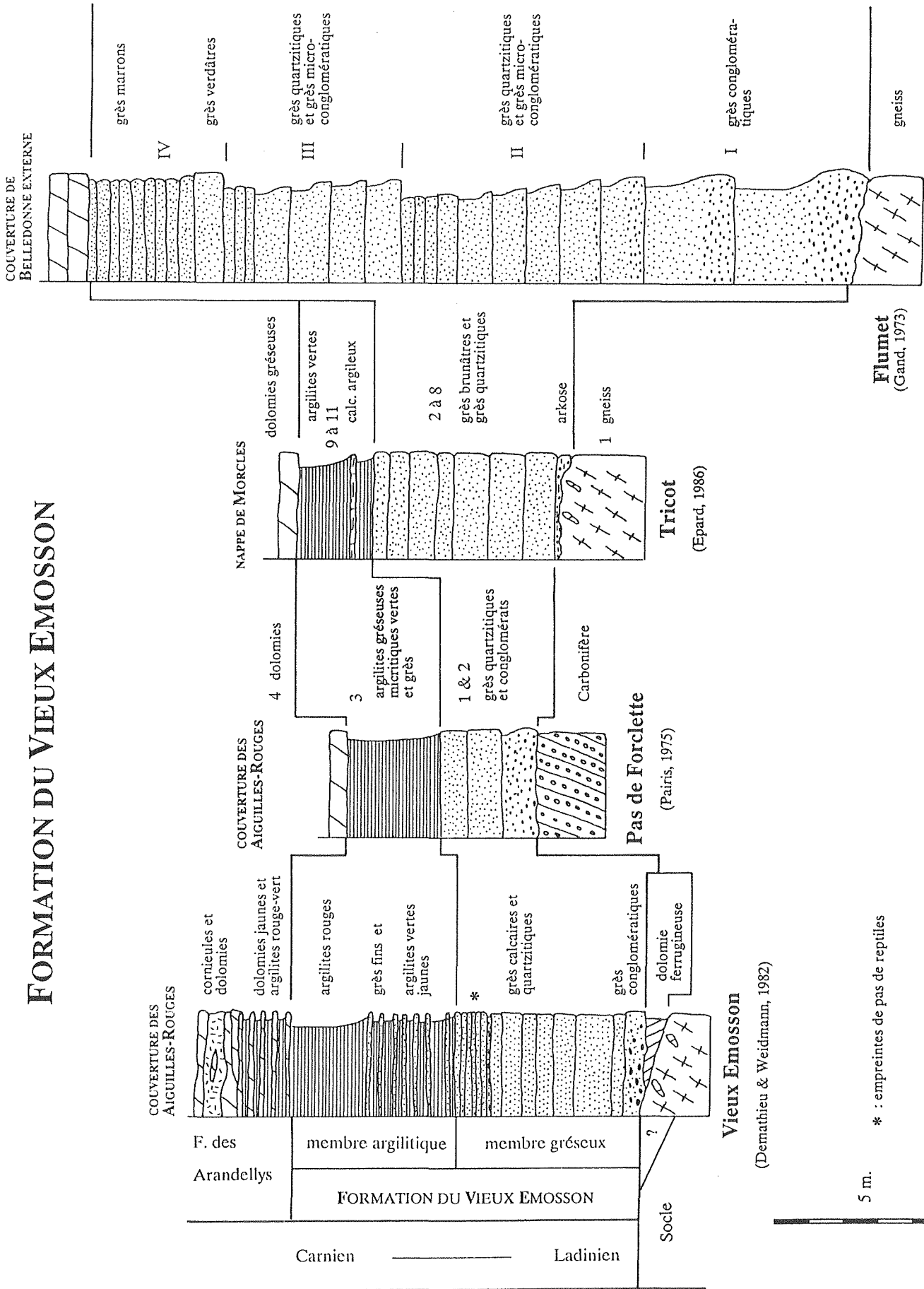
Les grès et les argilites sont réunis dans la même formation, car ils constituent un cycle sédimentaire unique, bien défini, et parce que le passage des uns aux autres est progressif dans la coupe type. Leur séparation systématique poserait des difficultés pratiques pour la cartographie.

Dans la région de Flumet et sur la majeure partie de Belledonne interne, des dolomies surmontent directement le membre gréseux.

Au Vieux Emosson, les faciès marins littoraux prédominent nettement, et seul le grès conglomératique de base (50 cm) pourrait se rapporter à un milieu de dépôt continental. Par contre, dans la région de Flumet, les dépôts continentaux sont mieux représentés et constituent, selon GAND (1973), le niveau I et (au moins en partie) le niveau II des Grès de Flumet, soit 10 m environ de sédiments.

La distinction entre ces deux types de grès ne peut reposer que sur une interprétation sédimentologique qui nous semble difficile à effectuer pour chaque affleurement. Leur séparation en deux membres nous semble donc problématique. Ces considérations nous font regrouper au sein de la Formation du Vieux Emosson certains dépôts peut-être continentaux préservés localement sous la transgression des faciès marins littoraux. Le passage fréquemment progressif entre ces deux types de dépôt indique qu'il s'agit du même cycle transgressif et suggère que les dépôts détritiques continentaux occasionnellement préservés ne sont pas très antérieurs aux faciès littoraux du Trias supérieur.

FORMATION DU VIEUX EMOSSON



2.3. La Formation des Arandellys

2.3.1. Introduction

La Formation des Arandellys fait suite à la Formation du Vieux Emosson. Elle est divisée en trois membres (fig. 4):

- le membre dolomitique inférieur
- le membre de la Griaz
- le membre dolomitique supérieur.

Le membre de la Griaz, constitué d'évaporites, se présente sous la forme de lentilles au sein d'une série dolomitique. Sa présence permet de subdiviser localement les dolomies de la Formation des Arandellys en un membre dolomitique inférieur et un membre dolomitique supérieur. Lorsque le membre de la Griaz est absent, ce qui est le cas dans la majorité des affleurements, il n'est plus possible d'opérer cette distinction.

Située à 3 km au SSE des Houches (extrémité SW de la vallée de Chamonix), la localité des Arandellys ¹⁾ (fig. 3) tire son nom d'un torrent affluent de la Griaz, formant un ravin qui entaille le flanc NE du Mont Lachat. Les trois membres énumérés ci-dessus, ainsi que les limites inférieure et supérieure de la formation peuvent y être observés, c'est pourquoi nous l'avons choisie comme localité type. Géologiquement cette séquence sédimentaire se rattache à la couverture du massif du Mont-Blanc externe (nappe de Morcles) qui affleure dans la zone de Chamonix.

2.3.2. Membres dolomitiques inférieur et supérieur

Dans la localité type des Arandellys, le membre dolomitique inférieur est formé de 30m de dolomies, jaunes à la base et virant au beige vers son sommet. Il surmonte le membre argilitique de la Formation du Vieux Emosson. Le membre dolomitique supérieur est plus mince, et se compose de 2 m de dolomie jaune. Ces deux membres sont séparés par le membre de la Griaz.

1) Nous nous devons de mettre en garde le géologue qui voudrait visiter ces affleurements contre les dangers des avalanches de neige mouillée et des chutes de pierres fréquentes dans le ravin des Arandellys. Le torrent de la Griaz est aussi tristement célèbre pour ses crues dévastatrices dont on a tenté d'atténuer les terribles effets par la construction de solides barrages en pierres et par le reboisement des pentes. Ce reboisement a été entrepris à la fin du siècle passé, date à laquelle la commune des Houches cédait gratuitement à l'Etat français 180h. 79a. 50c. de terrains communaux situés au-dessous du plateau des Rognes. L'acte de cession date du 31 décembre 1892. Les travaux exécutés par l'Office national des forêts ont coûté, jusqu'au 31 décembre 1908, 419'058 francs et 7 centimes (MOUGIN 1914).

2.3.3. *Le membre de la Griaz*

■ *définition et description*

Nous désignons par membre de la Griaz les évaporites du Trias supérieur. Il s'agit de gypses blancs dans lesquels peuvent s'intercaler des bancs décimétriques de dolomie beige et des lits d'argilites parfois bréchifiés.

Le nom de Griaz désigne à la fois un glacier accroché aux pentes escarpées de l'Aiguille du Goûter, le torrent qui en est issu et un petit hameau de la vallée de Chamonix, bâti sur son cône de déjection. On présume que le toponyme de "Griaz" dérive d'un terme patois signifiant plâtre, gypse (BOSSARD & CHAVAN 1986). Il convient donc très bien pour désigner notre série évaporitique. Le gypse de la Griaz a été exploité pour les besoins locaux (DE MORTILLET 1858).

Le gypse est visible sur les deux rives du torrent de la Griaz, mais c'est en rive gauche, au fond d'un ravin creusé par un affluent nommé torrent des Arandellys que les affleurements sont les meilleurs. Ils permettent d'observer, en série inverse, la base du membre (contact avec le membre dolomitique inférieur) et son sommet (passage à la dolomie supérieure). Le gypse lui-même est, comme c'est la règle pour une roche aussi ductile, affecté de nombreux plis. L'épaisseur apparente dépasse 100 m.

■ *répartition géographique*

Le gypse forme des affleurements discontinus qui s'égrainent de la zone de Chamonix au col du Joly, soit dans la couverture des massifs du Mont-Blanc externe et de Belledonne interne. Les affleurements de la région de Vervex, situés géographiquement au front de Belledonne externe, appartiennent en fait à un élément tectonique allochtone (lame triasique de Vervex, PARÉJAS 1925) dont l'origine est à rechercher au SE des Aiguilles-Rouges et de Belledonne externe. Le gypse n'a jamais été signalé dans la couverture des Aiguilles-Rouges, ni dans la partie Nord de Belledonne externe. Il faut se déplacer plus au sud, en rive droite de l'Arc, près du village de Bonvillaret, pour trouver du gypse dans la couverture de ce massif (BORDET 1961; KILIAN & RÉVIL 1908).

■ *couches des Arandellys*

Une série détritique arkosique de 4,5 m d'épaisseur, comprenant des lits noirs, argileux et charbonneux (EPARD 1986 p. 241) apparaît dans le ravin des Arandellys à la base stratigraphique du gypse. N'ayant pas retrouvé ailleurs ces couches particulières, il ne nous semble pas judicieux d'en faire une formation séparée. Nous les désignons par le terme de couches des Arandellys, et les associons aux gypses de la Griaz. La possibilité d'une corrélation avec les "Grès à Roseaux" (ou "Schistes à Equisetum") décrits en Suisse (voir par ex. FREY 1968) reste ouverte.

Une analyse pollinique a été tentée sur le niveau le plus charbonneux par le Prof. G. Gorin (Genève). Elle n'a pas fourni de palynomorphes déterminables en raison du métamorphisme trop élevé de ces couches.

2.3.4. Description générale

Les roches dolomitiques sont dominantes dans la Formation des Arandellys. Il s'agit d'une part de calcaires dolomitiques dont les textures ont été effacées à des degrés divers par une dolomitisation secondaire plus ou moins prononcée, et d'autre part de dolomicrites et de dolomicrosparites parfois légèrement gréseuses, dans lesquelles les feldspaths authigènes ne sont pas rares, et qui peuvent être interprétées comme des dolomies "primaires". Ces roches jaunes, beiges, grises ou brunâtres se présentent en bancs massifs de 20 cm à 1 m.

La présence de cornieules au sein des membres dolomitiques est fréquente. Ces roches résultent de la transformation des dolomies par des processus complexes et controversés qui détruisent les structures sédimentaires et masquent les relations entre faciès. Elle est souvent une gêne pour le stratigraphe.

L'identification de la Formation des Arandellys ne pose pas de problèmes. Il s'agit en effet des seules dolomies affleurant dans notre secteur, à l'exception des dolomies ferrugineuses sporadiques situées sous la Formation du Vieux-Emosson. Mais celles-ci sont si particulières par leur aspect et leur mode de gisement que les risques de confusion sont pratiquement nuls.

L'épaisseur de la Formation des Arandellys varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Ces variations sont dues pour une part aux déformations alpines, mais aussi à des érosions mésozoïques.

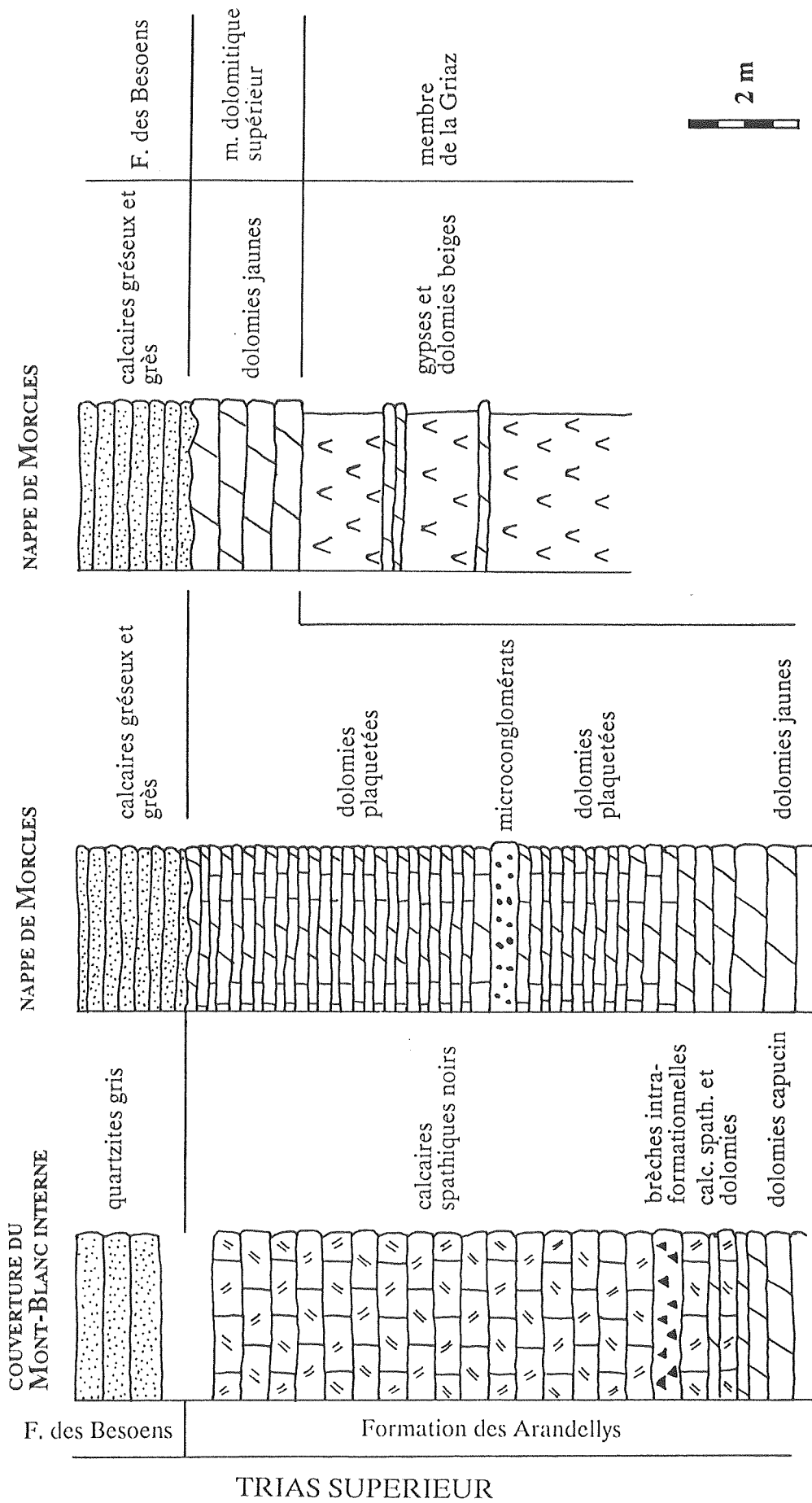
■ *Limites*

La Formation des Arandellys surmonte le membre argilitique de la Formation du Vieux Emosson ou, en l'absence de celui-ci, repose directement sur le membre gréseux. Comme déjà noté (2.2.2) le passage entre ces deux formations peut être tranché ou progressif; dans ce dernier cas la Formation des Arandellys comprend à sa base l'alternance de bancs argileux et dolomitiques. Le passage à la Formation des Besoëns est tranché.

■ *Age*

La Formation des Arandellys ne nous a fourni pour l'instant que des débris de fossiles indéterminables. Elle est comprise entre la Formation du Vieux Emosson (limite Ladinien-Carnien à Carnien) et des roches classiquement attribuées au Rhétien, elles-mêmes surmontées de calcaires et marnes datés de l'Hettangien. Elle est donc datée par encadrement du Trias supérieur.

Partie sommitale de la Formation des Arandellys



Les Arandellys

col du Joly

Rocher du Bonhomme

(Eltchaninoff, 1980)

TRIAS SUPERIEUR

2.3.4 Variations latérales

■ *Couverture des Aiguilles-Rouges et de Belledonne externe*

La Formation des Arandellys dans la couverture des Aiguilles-Rouges et de Belledonne externe est caractérisée par l'absence du membre de la Griez et par l'abondance des calcaires dolomitiques. Par endroits, les textures originelles de la roche sont encore identifiables malgré la dolomitisation. Dans le massif du Prarion (Hôtel du Prarion, ligne du Tramway du Mont Blanc, ravin du Nant du Tarchet) il s'agit de peldolomicrites et peldolosparites dont les péloïdes semblent issus d'une micritisation de bioclastes et d'ooïdes (bahamites). Nous avons aussi observé localement une texture loféritique. Ces microfaciès évoquent une plate-forme restreinte, peu profonde, voire un milieu intertidal. Ces roches ont été dénommées calcaires pseudo-oolithiques par AMBERGER (1960).

■ *Couverture du Mont-Blanc externe et de Belledonne interne*

Les textures préservées dans les dolomies des massifs de Belledonne interne et du Mont-Blanc sont beaucoup plus rares. Les dolomies y sont souvent micritiques ou microsparitiques.

Au col de Tricot, la base des dolomies montre des niveaux gréseux et bréchiques (EPARD 1986). Sur le rameau interne de Belledonne (Grande Pierrière), 2 à 3 mètres de dolomies brun-rouge ("capucin") font directement suite au membre gréseux de la Formation du Vieux-Emosson. Ces dolomies légèrement gréseuses contiennent quelques fragments de lamellibranches et sont surmontées par 20 m au moins de dolomies jaunes qui contiennent quelques minces bancs riches en débris de coquilles. La limite entre les deux types de dolomies est marquée par une zone riche en petits silex ou plus précisément en petites géodes siliceuses.

Le sommet de la Formation des Arandellys peut également varier (cf fig. 6). Aux Arandellys, deux mètres de dolomie massive surmontent des évaporites, alors que dans le secteur du Col du Joly et de la vallée de Hauteluze, la partie sommitale de la formation est constituée d'une dolomie plaquetée, par endroits riche en pyrites centimétriques, dans laquelle s'intercale localement un banc de 50 cm d'un microconglomérat à éléments essentiellement dolomitiques. Ces dolomies plaquetées ont été signalées par RITTER (1897) sous le nom de "schistes dorés".

■ *Calcaires spathiques noirs*

Le sommet des dolomies est localement marqué par un calcaire noir très grossièrement spathique, à grands cristaux de calcite noire, subcirculaires, pouvant atteindre 1,5 cm de diamètre. Le ciment sparitique de couleur blanche est par endroits un peu siliceux. Cette roche s'observe dans la couverture du massif du Mont-Blanc, dans le secteur de Montjoie et de l'Anery, ainsi que sur le versant SW du col du Lachat.

La position stratigraphique de ces calcaires permet de les corrélérer avec la "formation noire" décrite dans la couverture de Belledonne interne (vallon de la

Gittaz, Grande Pierrière; TRIBOULET 1980) et du Mont-Blanc interne (Rocher du Bonhomme et col des Fours; ELTCHANINOFF 1980), à moins de 10 km de nos localités.

Les affleurements du Rocher du Bonhomme sont instructifs. ELTCHANINOFF (1980) décrit un passage progressif des dolomies à la "formation noire". Cette transition nous porte à rattacher les calcaires spathiques noirs aux dolomies sous-jacentes plutôt qu'au Rhétien (Formation des Besoëns) dont la base est franche. La découverte de dents de poissons du "Trias supérieur et plus probablement du Rhétien" (ELTCHANINOFF 1980) dans des couches situées au-dessus de la "formation noire" n'est pas en contradiction avec ce point de vue.

L'interprétation de l'origine de cette roche est délicate. ELTCHANINOFF (1980) et TRIBOULET (1980) y voient d'anciens calcaires oolithiques ou à peloïdes largement recristallisés. Effectivement, des traces fantômes d'une micrite à peloïdes peuvent être détectées au sein de certains monocristaux de calcite. Mais la raison de la formation des cristaux de calcite noire de grande dimension reste encore mystérieuse.

Dans la dolomie, on trouve occasionnellement des lentilles d'un calcaire spathique blanc ou d'une brèche non tectonique à éléments dolomitiques et ciment de calcite spathique blanche. Ces niveaux s'observent au Nord du col du Joly, près d'un monument funéraire sis à proximité du chalet du Joly, de même que le long de la route du versant SW du col, vers 1700 m d'altitude. Cette calcite est le produit d'une recristallisation, car les éléments de la brèche ne sont pas jointifs. Son origine est énigmatique (calcitisation de sulfates?).

Un remplacement d'anhydrite par de la dolomite pourrait également expliquer les grandes plages rectangulaires et polycristallines de dolosparite comprises dans une matrice dolomicritique que nous avons observées dans le secteur du ravin de Souays (massif des Aiguilles-Rouges) et à la Mottaz (unité de Vervex). Ces microfaciès évoquent une structure en "cage à poule" décrite par ELF-AQUITAINE (1975).

2.5. La Formation des Besoëns

2.5.1. Introduction

Entre les dolomies du Trias supérieur et les calcaires et marnes du Lias inférieur datés par des ammonites, nous trouvons dans la zone de Chamonix et dans le secteur du Mont Joly une formation de grès, calcaires et pélites qui a été désignée comme "Rhétien" (ou incluse dans l'"Infralias" des anciens auteurs). Nous la nommons Formation des Besoëns.

2.5.2. Définition et description (fig. 7)

La Formation des Besoëns tire son nom des chalets d'alpage situés 1,5 km au NE du col du Joly. Son faciès gréseux, qui contraste avec les roches environnantes, résiste mieux à l'érosion et forment un guide précieux pour la cartographie de ces régions souvent couvertes de dépôts récents. La localité des Besoëns a été choisie pour son accès facile et pour l'étendue (à défaut de la qualité) de ses affleurements.

Le contenu de cette formation est très variable dans le détail, si bien qu'on est tenté d'en donner une définition négative. Nous y rangeons tout ce qui ne peut être aisément rattaché au Trias dolomitique et qui ne présente pas le faciès du Lias franc (calcaires et marnes noirs, datés en plusieurs points par des ammonites)! Heureusement, il est localement possible d'être plus précis, grâce aux observations et critères suivants:

- a) le contact entre la formation dolomitique et la Formation des Besoëns est tranché. La base de la Formation des Besoëns est légèrement érosive et quelques galets dolomitiques sont parfois remaniés dans le premier banc de calcaire gréseux;
- b) la Formation des Besoëns est principalement formée de deux types de roches:
 - des calcaires et calcaires gréseux, souvent riches en bioclastes;
 - des grès, quartzites et pélites noires.

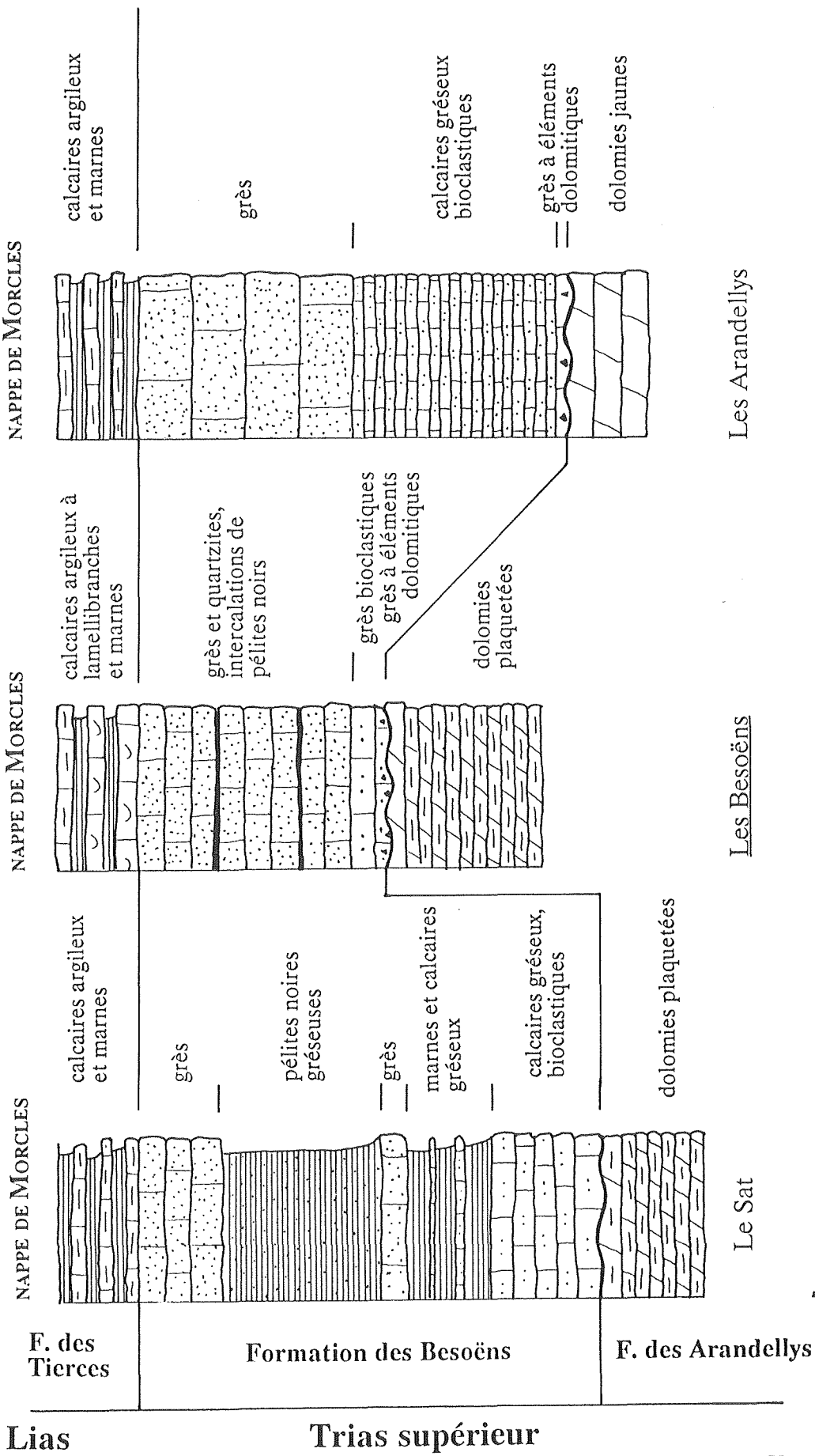
En règle générale, les calcaires se trouvent à la base de la série, alors que les faciès détritiques se situent à son sommet.

Au-dessus des grès viennent des marnes et des calcaires noirs, par endroits riches en débris de lamellibranches indéterminables. Or la transition de ces calcaires bioclastiques aux niveaux à ammonites de l'Hettangien est progressive. Inclure ces couches dans la Formation des Besoëns rendrait sa limite supérieure peu nette, c'est pourquoi nous préférons placer cette limite au sommet des grès.

En résumé, la Formation des Besoëns, constituée de niveaux à caractère détritique marqué, inaugure un nouveau cycle transgressif qui se poursuivra dans le Lias.

Fig. 7. Formation des Besoëns, comparaison de la coupe type avec celle des Arandellys (zone de Chamonix) et du Sat (racines du Mont Joly).

FORMATION DES BESOENS



2.6. Conclusion

La série triasique que nous venons de décrire n'est pas uniforme; elle varie en épaisseur et par la répartition de ses faciès. L'étude de ces variations se heurte à deux difficultés majeures:

- celle de distinguer les variations d'épaisseur originelle de celles dues à la tectonique. L'absence de marqueur nous empêche notamment de quantifier la déformation homogène. Les épaisseurs indiquées sur les coupes tiennent donc compte au mieux des redoublements dus au plissement;
- celle provenant de l'érosion que la partie sommitale du Trias a pu subir au Lias moyen, au Dogger ou au Crétacé. Ce sont elles qui, par exemple près du Lac de Pormenaz, font reposer du Crétacé supérieur directement sur les grès de la Formation du Vieux Emosson (PAIRIS 1975). On doit donc se baser sur des séries complètes, qui comprennent la Formation des Besoëns.

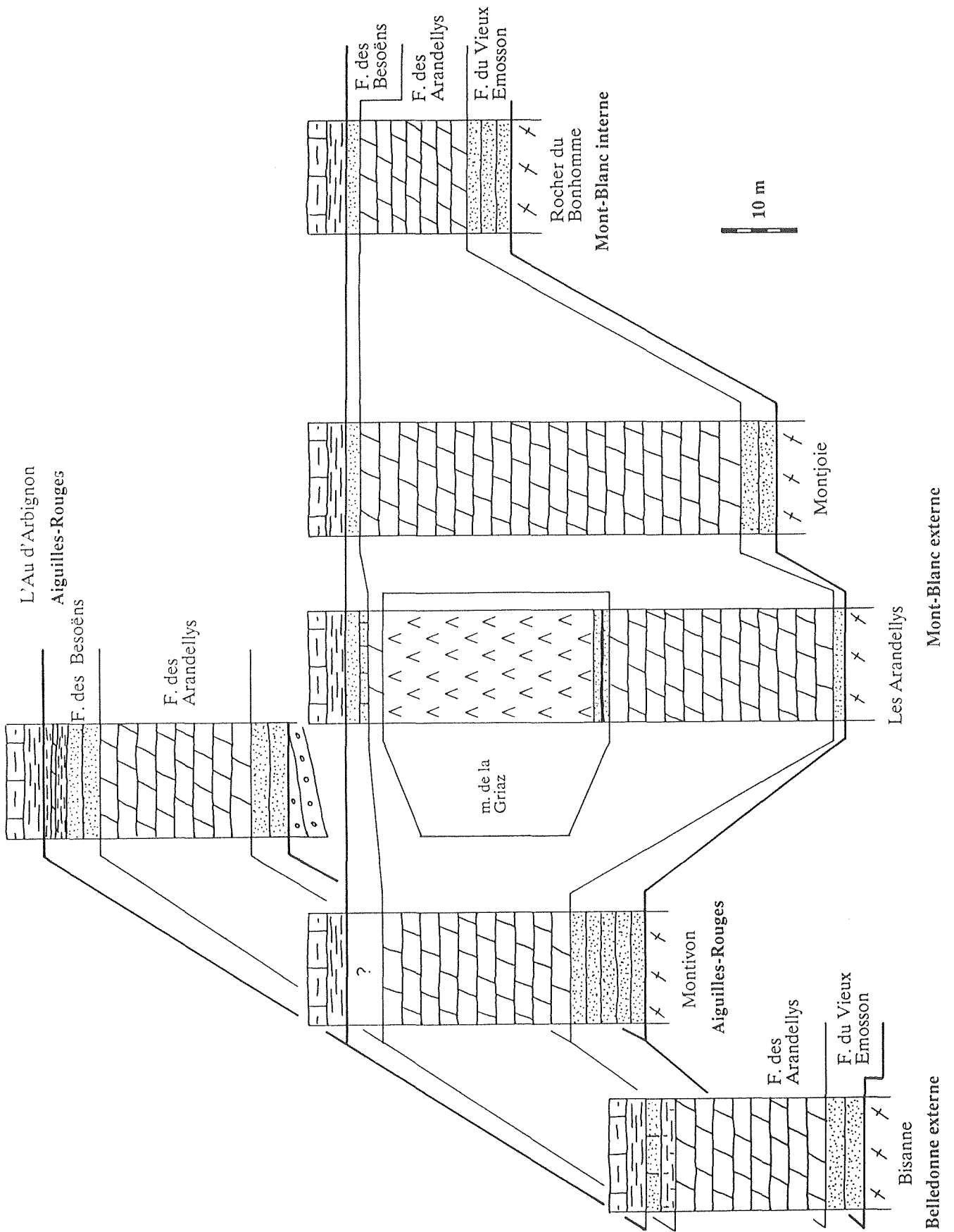
Suivant ces critères, nous avons choisi des coupes caractéristiques (fig. 8) levées dans les secteurs suivants:

- l'Au d'Arbignon (massif de Morcles, rive droite du Rhône) et de Montivon (environs de St-Gervais) pour le massif des Aiguilles-Rouges;
- Bisanne (au Sud du col des Saisies) pour Belledonne externe;
- les Arandellys (zone de Chamonix, EPARD 1986) et Montjoie (au Sud des Contamines) pour le massif du Mont-Blanc externe;
- le Rocher du Bonhomme (ELTCHANINOFF 1980) pour le massif du Mont-Blanc interne.

La comparaison de ces coupes montre une légère différence entre:

- les séries triasiques associées au domaine du Mont-Blanc externe, d'où sera issue la nappe de Morcles;
- et celles des couvertures des massifs des Aiguilles-Rouges, Belledonne externe, et du Mont-Blanc interne, qui constitueront au Jurassique les seuils limitant le bassin de la nappe de Morcles au NW et au SE.

Fig. 8. Comparaison des séries triasiques des couvertures des Aiguilles-Rouges, de Belledonne externe et du Mont Blanc externe.



Ces différences, bien que ténues, semblent significatives. Il s'agit d'abord de l'épaisseur, toujours inférieure à 50 m dans le domaine Aiguilles-Rouges - Belledonne externe, contrairement au domaine Mont-Blanc externe - Belledonne interne. De plus, la nature de la sédimentation n'est pas identique; les évaporites sont absentes du domaine Aiguilles-Rouges - Belledonne externe, alors qu'elles sont présentes sur le Mont-Blanc et Belledonne interne, où elles sont accompagnées de dolomicrites "primaires". Il semble donc que le domaine Mont-Blanc - Belledonne interne ait subi une subsidence légèrement plus forte (permettant la formation de sortes de lagunes favorables au dépôt des évaporites) que le domaine Aiguilles-Rouges - Belledonne externe qui lui, restait presque continuellement en milieu très peu profond, souvent intertidal.

3. LE LIAS

3.1. Introduction

Le Lias du secteur compris entre Aiguilles-Rouges, Mont-Blanc et Belledonne est divisé par RITTER (1897), probablement par analogie avec les travaux de HAUG (par ex. 1891, 1895), en un "Lias inférieur calcaire" et un "Lias supérieur schisteux", plus argileux. KILIAN & RÉVIL (1917, tableau p. 152) tentent d'affiner cette stratigraphie en proposant trois subdivisions:

- 1) "Calcaires à Entroques et à *Arietites Ceras* GIEB. sp. du col du Bonhomme, Lias calcaire de la vallée de l'Arly",
- 2) "ardoises des Côtes de Flumet",
- 3) "schistes ardoisiers du Nanchard près la Giëttaz à *Harpoceras serpentinum* REIN. sp."

Si le terme 1 correspond de toute évidence au Lias inférieur calcaire de RITTER, il est plus délicat de proposer une interprétation des subdivisions 2 et 3.

PARÉJAS (1922) apporte l'étude stratigraphique qui servira de base aux travaux plus récents. Il définit à son tour trois ensembles:

- le Lias inférieur (Rhétien, Hettangien, Sinémurien), composé de marnes schisteuses et de marno-calcaires;
- le Lias moyen (Charmouthien et Domérien), formé de calcaires gréseux et échinodermiques;
- le Lias supérieur, constitué de marnes (Toarcien) passant à des schistes à nodules (Aalénien).

Ces subdivisions sont toujours utilisées par les auteurs récents tels que MENNESSIER ET AL. (1976) et ELTCHANINOFF & TRIBOULET (1980).

BARFÉTY & MOUTERDE (1978, 1980) et BARFÉTY (1985) précisent l'étude de PARÉJAS et apportent quelques données biostratigraphiques nouvelles.

Pour notre part, nous divisons aussi les terrains du Lias en trois ensembles qui correspondent approximativement, dans le secteur du Mont Joly, aux subdivisions de PARÉJAS (fig. 9).

3.2. La Formation des Tierces

3.2.1. Localité type

Située dans la partie interne des plis couchés du Mont Joly, la localité des Tierces se trouve entre les Contamines-Montjoie et le col du Joly. Un chalet d'alpage (alt. 2013m) et un télésiège portent ce nom. Nous l'avons choisie pour l'étendue des

affleurements et la variété de la faune découverte par BARFÉTY & MOUTERDE (1978). Le contact basal avec la Formation des Besoëns et la transition aux calcaires du Mont Joly sont facilement observables.

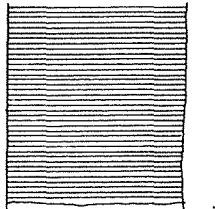
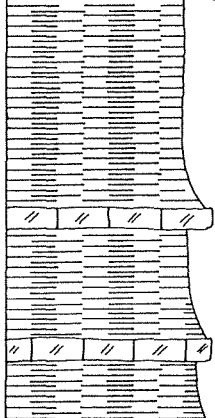
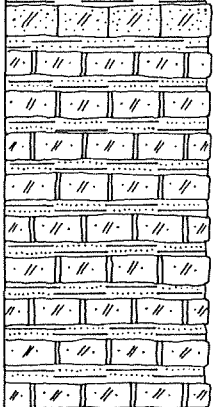
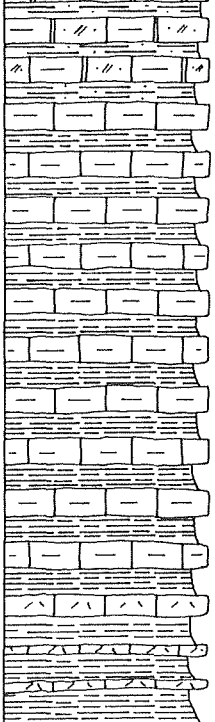
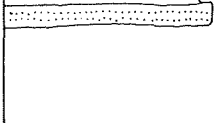
3.2.2. Constitution

La Formation des Tierces débute par 2 à 5 m de marnes noires dans lesquelles s'intercalent des bancs calcaires de 5 à 10 cm d'épaisseur. Ces premiers niveaux sont par endroits très riches en débris d'organismes. Les lamellibranches sont souvent concentrés dans des lits de quelques cm d'épaisseur. DUMAS (1964) signale *Pecten valoniensis* dans le Nant de l'Arête au sud des Contamines. On trouve aussi des débris d'échinodermes (dont des radioles) et de gastéropodes. La roche peut contenir de fins lits gréseux.

La série se poursuit par une alternance, assez régulière, de marnes noires et de calcaires à patine grise et cassure noire en bancs de 20 à 50 cm. Les calcaires sont micritiques et non gréseux vers le bas de la série, et passent progressivement vers le haut à des calcaires finement spathiques et légèrement gréseux. La puissance des niveaux marneux décroît vers le haut, alors que les horizons calcaires deviennent plus grossiers et plus riches en quartz détritique. Le passage à la Formation du Mont Joly est graduel.

Fig. 9. Lias, coupe synthétique

LIAS

		<p>pélites noires non-calcaires</p>	<p>Formation de DUGNY</p>	<p>AALÉNIEN</p>
<p>50 - 200 m</p>		<p>marnes noires calcaires échinodermiques</p>	<p>Formation des MONTS ROSSET</p>	<p>TOARCNIEN</p>
<p>50 - 100 m</p>		<p>grès échinodermiques calcaires échinodermiques et gréseux grès grès argileux</p>	<p>Formation du MONT JOLY</p>	<p>PLIENSBACHNIEN</p>
<p>~ 150 m</p>		<p>calcaires argileux et marnes</p>	<p>Formation des TIERCES</p>	<p>SINEMURIEN</p>
		<p>marnes et calcaires bioclastiques</p>	<p>Formation des BESOENS</p>	<p>HETTANGNIEN</p>

3.2.3. Age

La Formation des Tierces a fourni une faune d'ammonites relativement abondante. Sa base, marquée par des marnes noires, est datée par *Caloceras langei* de l'Hettangien inférieur (BARFÉTY & MOUTERDE 1978). L'alternance de marnes et calcaires a fourni des ammonites de l'Hettangien et du Sinémurien. L'âge de la limite supérieure de la formation est difficile à préciser, les ammonites étant plus rares et moins variées qu'à la base. D'après les données de la littérature, il n'est pas possible de déterminer si la Formation des Tierces se termine au Sinémurien inférieur ou si elle se poursuit dans le Lotharingien (Sinémurien sup.). En effet, le genre *Arnioceras*, délicat à déterminer au niveau de l'espèce, peut être présent dans tout le Sinémurien. La littérature ne mentionne que deux ammonites, non déterminables au niveau spécifique, qui pourraient être attribuées au Sinémurien supérieur: un exemplaire pouvant se rapporter soit au genre *Echioceras* (Loth. sup.) soit à *Arnioceras* (Sin.), et un *Asteroceras* sp. (Loth. inf.) douteux (ELTCHANINOFF 1980); mais la détermination et donc l'âge de ces fossiles est incertain. Actuellement, l'existence du Lotharingien dans la Formation des Tierces n'est pas prouvée. Le tableau 2 donne la liste des ammonites signalées dans la littérature.

3.2.4. Epaisseur

L'épaisseur maximale de la Formation des Tierces est rencontrée dans les racines des plis couchés du Mont Joly où, malgré les nombreux replis, elle peut être estimée à 150 m environ. Dans la zone de Chamonix, au ravin des Arandellys, elle est moins épaisse (100 m), elle se réduit à 20 m au col de Balme. Dans la région du Nant de l'Arête (vallée des Contamines), elle est de 30 m. Les quelques mètres de calcschistes noirs signalés par DUMAS (1964), LANDRY (1976) et ELTCHANINOFF (1980) sous les Grès Singuliers du Rocher du Bonhomme peuvent également lui être rattachés.

3.3. La Formation du Mont Joly

3.3.1. Localité type

Ce nom se réfère au sommet (alt. 2525 m) qui en est constitué et aussi à l'ensemble du massif, dont la structure en plis couchés est soulignée par les calcaires de cette formation.

3.3.2. Constitution

La Formation du Mont Joly se compose de calcaires siliceux, échinodermiques, parfois grossiers, en bancs de 20 à 50 cm, alternant avec des lits plus gréseux et souvent plus argileux. Elle contraste avec la Formation des Tierces par son

caractère plus massif. Sa présence est parfois marquée par des reliefs abrupts. Hormis cette meilleure résistance à l'érosion, les critères qui permettent de la distinguer de la Formation des Tierces sont les suivants:

- les bancs calcaires de la Formation du Mont Joly sont plus grossièrement échinodermiques, plus siliceux que ceux de la Formation des Tierces. Leur patine est brunâtre;
- les bancs calcaires de la Formation des Tierces sont séparés par des marnes noires ou gris foncé, alors que les ceux de la Formation du Mont Joly alternent avec des grès ou des pélites gréseuses.

Le passage de la Formation des Tierces à celle du Mont Joly est progressif et se fait sur 20 à 30 m. Où fixer la limite? La disparition des bancs de marnes, remplacés par des bancs de grès, fournit un critère utilisable.

La Formation du Mont Joly varie latéralement, contrairement à la celle des Tierces dont le faciès est assez constant.

Dans la zone de Chamonix (Mont Vorassay), les roches de la Formation du Mont Joly ont été décrites par PARÉJAS (1922) sous le nom de "Lias moyen". Comme dans le Mont Joly, la série est essentiellement composée de calcaires échinodermiques et siliceux et de grès. La partie basale de cette séquence est formée d'une alternance de calcaires échinodermiques fins et de grès, d'aspect rubané, que PARÉJAS appelle "calcaires zonés". Plus haut, il signale des calcaires échinodermiques grossiers et des quartzites qu'il attribue au Domérien à l'aide de bélemnites. Globalement, la série paraît ici plus massive, moins argileuse que dans le Mont Joly.

Au Sud du Mont de Vorès (fig. 3), la Formation du Mont Joly diminue en épaisseur. Elle est même absente d'une partie du flanc normal de l'unité du Sangle, où les argilites de la Formation de Dugny reposent directement sur la Formation des Tierces. Cette variation de faciès est déjà signalée dans ce secteur par ELTCHANINOFF & TRIBOULET (1980) qui, au SW de l'Aiguille Croche, ne distinguent plus Lias inférieur et Lias moyen, et regroupent ces deux termes en un seul ensemble sur leur carte au 1:25'000.

HETTANGIEN

- Caloceras sp. (Hettangien)
 - *Caloceras* sp. BARFÉTY & MOUTERDE, 1978, p.113 & 114
 - *Caloceras* sp. PARÉJAS, 1922, p. 392
- Caloceras langei (Hettangien inf.)
 - *Caloceras langei* JUNGST BARFÉTY & MOUTERDE, 1978, p. 114
- Schlotheimia sp. (Hettangien)
 - *Schlotheimia* PARÉJAS, 1925, p. 484
 - *Schlotheimia* sp. ELTCHANINOFF, 1980, p. 33
 - *Schlotheimia* sp. ? TRIBOULET, 1980, p. 22
 - *Schlotheimia* sp. DUMAS, 1964, p. 26
- Schlotheimia angulata (Hettangien sup.)
 - *Schlotheimia angulata* SCHIL. PARÉJAS, 1922, p. 392
 - *Schlotheimia* gr. *angulata* (SCHIL.) BARFÉTY & MOUTERDE, 1978, p.113 & 114
 - *Schlotheimia angulata* (?) LANDRY, 1976, p. 48
- Waehneroceras sp. (Hett. moyen à sup.)
 - *Waehneroceras* sp. BARFÉTY & MOUTERDE, 1978, p.114
 - *Waehneroceras* sp. ELTCHANINOFF, 1980, p. 33
- Alsatites laqueus (Hettangien moyen à sup.)
 - *Alsatites laqueus* (?) (Qu.) BARFÉTY & MOUTERDE, 1978, p.114
- Phylloceras sp. (Hettangien)
 - *Phylloceras* sp. BARFÉTY & MOUTERDE, 1978, p.114
- Psiloceratidae (?)
 - *Psiloceras helmstedtense* DUMAS, 1964, p. 26

SINEMURIEN

- Coroniceras sp. (Sinémurien inf.)
 - *Coroniceras* sp. TRIBOULET, 1980, p. 22
- Coroniceras cf. rotiforme (Sinémurien inf.)
 - *Arietites* (*Coroniceras*) cf. *rotiformis* D'ORB. PARÉJAS, 1922, p.393
- Arietites sp. (Sinémurien)
 - *Arietites* PARÉJAS, 1925, p.485 & 488
 - *Arietites* sl. BARFÉTY & MOUTERDE, 1978, p.114
- Arietites cf. bucklandi (Sinémurien inf.)
 - *Coroniceras* aff. *Bucklandi* SOW. PARÉJAS, 1920, p.58-59
 - *Arietites* (*Coroniceras*) cf. *Bucklandi* SOW. PARÉJAS, 1922, p. 393
- Amioceras sp. (Sinémurien)
 - *Amioceras* BARFÉTY & MOUTERDE, 1978, p. 114
 - *Amioceras* TRIBOULET, 1980, p. 22
- Amioceras semicostatum (Sinémurien inf.)
 - *Arietites semicostatum* TRIBOULET, 1980, p. 22
- ? Amioceras ceras (Sinémurien)
 - *Arietites* (*Amioceras*) *ceras* GIEBEL PARÉJAS, 1922, p. 393
- Paramioceras sp. (Sinémurien)
 - *Arietites* sp. (*Paramioceras*) ELTCHANINOFF, 1980, p. 33
- Asteroceras sp. (Sinémurien sup.)
 - *Asteroceras* sp. ? ELTCHANINOFF, 1980, p. 47
- Echioceras sp. (Loth. sup.) ou Amioceras sp. (Sinémurien)
 - *Echioceras* sp. ou *Amioceras* sp. ELTCHANINOFF, 1980, p. 47
- Charmasseiceras charmassei (Sinémurien)
 - *Schlotheimia Charmassei* D'ORB. PARÉJAS, 1920, p.58-59
 - *Schlotheimia Charmassei* D'ORB. PARÉJAS, 1922, p. 392

Tab. 2. Liste des ammonites trouvées dans la Formation des Tierces établie d'après la littérature.

3.4. *Les Grès Singuliers*

3.4.1. *Historique et nomenclature*

La description du Lias entre Mont-Blanc et Belledonne interne ne serait pas complète sans la mention de ces grès et conglomérats qui ont attiré l'attention de nombreux auteurs. Ils constituent une série détritique d'une trentaine de mètres d'épaisseur, parfois grossière, en bancs métriques, appartenant à la couverture de la partie interne du massif du Mont-Blanc dans le secteur du col du Bonhomme et du col des Fours. Ils ont la particularité d'être superposés à du Jurassique daté et doivent donc être distingués des couches de grès du Trias (Formation du Vieux-Emosson) qu'on peut observer ailleurs sur le cristallin du Mont-Blanc.

Ces Grès Singuliers sont signalés pour la première fois par DE SAUSSURE (1779) qui, à l'alinéa 763 du Voyage dans les Alpes, leur consacre un paragraphe intitulé "Grès remarquables" et les décrit comme suit: "*Quelques-uns de ces grès m'ont paru remarquables par leur ressemblance avec des roches feuilletées; ils sont compactes, mêlés de mica; un suc quartzeux remplit tous les interstices de leurs grains, & leur donne une dureté & une solidité singulière;...*" . FAVRE (1867) reprend le terme de grès remarquables; sur la foi des travaux de LORY & VALLET (1864 et 1866), il les attribue à l'Infralias, alors qu'il les avait considérés comme triasiques sur sa carte de 1862. RITTER (1897), suivant LORY & VALLET (1864), nomme cette formation "*grès singuliers*" tout en affirmant paradoxalement qu'il conserve le nom que leur a donné DE SAUSSURE. Il s'agit pour cet auteur de grès très quartzeux à galets roulés pouvant atteindre la dimension d'un oeuf, compris entre des dolomies et des schistes noirs.

Notons encore que pour DE SAUSSURE, la caractéristique remarquable de ces grès tient à leur ressemblance avec les "roches feuilletées" (les gneiss du socle). Lorsque ils renferment des galets roulés, il s'agit de grès "indubitables"! Grès remarquables et grès indubitables font partie des Grès Singuliers au sens de RITTER.

Il est clair que les auteurs de la deuxième moitié du 19^e siècle étaient davantage frappés par la position stratigraphique et les faciès parfois grossiers de cette série détritique que par leur aspect compact et massif.

Ces grès ont donc été qualifiés des deux adjectifs remarquable et singulier, qui sont certes voisins mais dont seul le dernier s'est propagé dans la littérature géologique et est utilisé aujourd'hui. L'usage semble maintenant établi d'écrire Grès Singuliers avec des majuscules.

ELTCHANINOFF (1980) en a entrepris une étude sédimentologique qui lui permet de proposer un milieu de dépôt deltaïque.

3.4.2. *L'âge des Grès Singuliers*

Les Grès Singuliers semblent azoïques à l'exception de quelques fossiles remaniés qui les ont fait attribuer par erreur à l'Infralias. Le seul élément de datation est un âge maximal fixé par la découverte d'ammonites de l'Hettangien et du Sinémurien dans les marnes noires sous-jacentes (Formation des Tierces) (LANDRY 1976, ELTCHANINOFF 1980). Les Grès Singuliers sont donc sinémuriens ou plus jeunes.

Selon ELTCHANINOFF (1980), des schistes callovo-oxfordiens d'une unité tectonique plus interne chevauchent les Grès Singuliers, alors que LANDRY (1976) y voit un contact stratigraphique avec des argilites qu'il attribue à l'Aalénien. En l'état des données, il n'est donc pas possible de proposer avec certitude un âge minimum pour les Grès Singuliers.

3.5. *Le "Lias supérieur"*

3.5.1. *Introduction et localités types*

Les molles pentes boisées et souvent marécageuses séparant le massif du Mont Joly de celui des Aravis sont formées d'une série tendre, très épaisse: le "Lias supérieur" ou "Lias schisteux" des anciens auteurs. Il s'agit de marnes noires entrelardées à la base de quelques bancs calcaires, passant progressivement à des argilites noires, non calcaires, dans lesquelles apparaissent vers le haut des nodules de calcaires siliceux et pyriteux qui ont livré des ammonites de l'Aalénien.

Sur la base de leur teneur en carbonate, nous divisons cet important ensemble en deux parties: une série marneuse à la base et une série non carbonatée au sommet. Cette limite, fréquemment utilisée dans l'Helvétique pour distinguer "Toarcien" et "Aalénien", est pratique pour la cartographie. Elle n'est pas identique à la limite qu'utilisait PARÉJAS: cet auteur se basait sur l'absence ou la présence de nodules dans les schistes.

Nous avons choisi le lieu-dit les Monts Rosset comme localité de référence pour définir la série marneuse basale. Les Monts Rosset se situent dans la zone de Chamonix, 500 m au SE du Col de Voza. Des ravines permettent d'observer localement cette formation dans d'assez bonnes conditions, alors que d'habitude ces couches marneuses sont recouvertes par la végétation ou le Quaternaire. Le contact avec la Formation du Mont Joly peut s'observer au Mont Lachat, et la transition aux argilites non calcaires est visible au col de Voza.

Il est beaucoup plus délicat de proposer une localité type pour les argilites noires non calcaires. Dans notre région, il est difficile de trouver dans une même localité des affleurements de la base et du sommet de cette formation, car ces argilites ont servi de niveau de décollement tectonique induisant une translation de plusieurs kilomètres du sommet de la série par rapport à sa base. Notre terrain d'étude se montre ainsi peu favorable au choix d'une localité type. Il faut se rendre au NE, en

rive droite du Rhône, dans le massif de Morcles lui-même, pour que les décollements au niveau des argilites noires deviennent moins importants. A l'W de l'Ardèche, la niche d'arrachement du glissement de Montagnon-Produit détermine une série d'affleurements relativement continue s'étalant de l'Ardèche (contact avec le Lias) à la gorge de la Salentse (passage au Bajocien du flanc inverse de la nappe de Morcles, BADOUX ET AL. 1971). Malgré l'important replissement de la série, il s'agit du meilleur endroit pour définir une localité type (relativement bonne qualité des affleurements, et surtout, présence de la base et du sommet de la formation). Pour nous son seul inconvénient est son éloignement. Mais les faciès y sont très semblables, de plus nous nous trouvons dans la même unité tectonique et paléogéographique. Nous nommerons donc Formation de Dugny, du nom d'un village bâti en bordure de la niche d'arrachement (580250/580300), les argilites noires non calcaires constituant ce qui est traditionnellement appelé l'"Aalénien".

Formation des Monts Rosset et Formation de Dugny sont donc les deux termes choisis pour dénommer les schistes du "Lias supérieur" des anciens auteurs.

3.5.2. *La Formation des Monts Rosset*

La Formation des Monts Rosset est une série de marnes noires. Elle comprend par endroits des bancs de calcaires échinodermiques de 20 à 30 cm, parfois riches en bélemnites. Des variations dans la teneur en carbonate des marnes peuvent provoquer l'apparition d'un litage assez flou. La présence de ces lits calcaires mime parfois l'alternance marno-calcaire de la Formation des Tierces, mais cette dernière est beaucoup plus régulière et la limite des bancs beaucoup plus tranchée. De plus, la Formation des Monts Rosset est nettement plus argileuse dans son ensemble.

L'épaisseur de la Formation des Monts Rosset est tellement influencée par la tectonique que sa valeur originelle est difficile à déterminer: probablement plusieurs centaines de mètres près du col de Voza et dans le massif du Mont Joly, apparemment moins vers le Sud, à l'W de l'Aiguille Croche, où elle ne semble pas dépasser 100 m. Les marnes finissent par disparaître dans les racines de l'élément A, où la Formation de Dugny repose directement sur la Formation des Tierces.

3.5.3. *La Formation de Dugny*

La Formation de Dugny est un ensemble d'argilites non calcaires, sombres, d'aspect parfois gras et luisant, et de patine grise ou brunâtre. Elle peut contenir des concrétions (ou miches) siliceuses et pyriteuses, qui ont livré des fossiles de l'Aalénien.

Ludwigia sp. (Aalénien)

<i>Ludwigia</i> sp.	ANTAL (1971), p. 5
<i>Ludwigia</i> sp.	MASSAAD (1973) p.381
<i>Ludwigia</i> sp. ?	EPARD (présent travail) 1)
<i>A</i> 2). <i>murchisonae</i> OU <i>A. variabilis</i> 3)	FAVRE (1867), p. 164
<i>Harpoceras Murchisonae</i> 4)	RITTER (1897), p. 549

Tmetoceras sp. (Aalénien)

<i>A. Scissus</i> ou <i>A. niortensis</i>	FAVRE (1867), p. 164
---	----------------------

Leioceras sp. (Aalénien)

<i>Leioceras</i> sp.	PARÉJAS (1925), p. 475
<i>Leioceras</i> sp.	MASSAAD (1973) p.381
<i>Leioceras comptum</i>	PARÉJAS (1925), p. 429
Leiocératiné ou Harpocératiné aalénien	H. MASSON (comm. pers.) 5)

Graphoceras concavum (Aalénien-Bajocien).

<i>Leioceras concavus</i>	RITTER (1897), p. 548
---------------------------	-----------------------

Pleydellia sp. (Toarcien-Aalénien)

<i>Pleydellia</i> sp ?	MASSAAD (1973) p.381
<i>Pleydellia</i> sp ?	EPARD (présent travail) 6)
<i>Pleydellia aalense</i> (Toarcien sup.)	BADOUX (1971)

1) Mayens de Chamoson - Ardèche, 50 m au dessus de la base de la formation (dét. J. Guex, Lausanne)

2) *A* = *Ammonites*

3) = *Haugia variabilis* (Toarcien)

4) = *Ludwigia murchisonae*

5) Les Places /Montagnon, sommet de la formation (dét. J. Guex, Lausanne)

6) Mayens de Chamoson - Ardèche, base de la formation (dét. J. Guex, Lausanne)

Dans le secteur du Mont Joly, on peut relever la succession des lithologies suivantes:

- argilites noires non calcaires. Une *Posydonomia bronni* trouvée par PARÉJAS (1922) au col de Voza semble montrer que cette lithologie débute déjà dans le Toarcien;
- "schistes à nodules", composés d'argilites noires, souvent finement gréseuses et parfois micacées, contenant des nodules siliceux. Certains niveaux gréseux peuvent être légèrement carbonatés. Une description détaillée des schistes à nodules se trouve dans PAIRIS (1975) (coupe de St-Martin-sur-Arve).

Le tableau 3 donne la liste des ammonites trouvées dans la Formation de Dugny.

3.6. Evolution latérale des faciès et corrélation avec d'autres régions

3.6.1. Introduction

Le lien entre les séries liasiques nord-helvétiques de la nappe de Morcles-Doldenhorn en Suisse, où les faciès néritiques sont fréquents, et les séries classiques du Lias dauphinois, est à rechercher dans le secteur du Mont Joly. C'est ce que nous allons illustrer et commenter dans les lignes suivantes. Ceci nous permettra de préciser un schéma paléogéographique dont les grandes lignes ont déjà été figurées par TRÜMPY (1971).

Nous présentons dans les figures 10 et 12 une série de coupes schématiques du Lias relevées dans la nappe de Morcles-Doldenhorn en Suisse et dans la région du Mont Joly, ainsi que dans les couvertures des massifs cristallins proches. Les fossiles étant rares, hormis à la base de la Formation des Tierces, les attributions stratigraphiques (fig. 11) des différents faciès demeurent largement hypothétiques.

Malgré l'imprécision des données, il est possible d'établir que les variations latérales de faciès s'opèrent suivant deux directions:

- des variations longitudinales, parallèles à l'axe NE-SW du bassin d'où sera issue la nappe de Morcles;
- des variations transversales NW-SE, des bords vers le centre de ce bassin.

3.6.2. Variations longitudinales (fig 10)

Les coupes qui servent classiquement de référence à l'étude du Lias de la nappe de Morcles-Doldenhorn sont relevées dans le secteur du Torrenthorn-Ferdenrothorn (couverture du massif de l'Aar externe), où plusieurs gisements fossilifères ont permis de caler stratigraphiquement les différents faciès (LUGEON 1914; COLLET 1947; SCHLÄPPI 1980). Le Lias y est caractérisé par deux niveaux détritiques grossiers: les "grès du Lotharingien" et ceux du "Domérien", datés par encadrement (COLLET 1947, LOUP & MEISTER 1989). Nous utiliserons ces deux épisodes détritiques comme fil conducteur, car nous pensons qu'ils résultent

d'événements d'une valeur générale pour le domaine considéré, qu'ils soient liés à des variations eustatiques du niveau de la mer ou plus probablement à des mouvements épirogéniques.

En rive droite du Rhône, le Lias de la nappe de Morcles affleure dans la montagne de l'Ardèche et dans la colline de Nombieux (Longeraie sur les cartes actuelles), près de Saillon. Les descriptions d'ANTAL (1971) et de BADOUX (1971) permettent d'identifier également deux événements détritiques qui correspondent à ceux de la couverture du massif de l'Aar et qui, par analogie, peuvent donc être aussi attribués au Lotharingien et au Domérien. La transition des marnes et calcaires de l'Hettangien-Sinemurien inférieur aux "grès du Lotharingien" est progressive.

Le Lias de la colline de Saillon proprement dite, qu'il faut rattacher à la partie interne du massif du Mont-Blanc (Badoux 1971), présente également les deux épisodes détritiques en question.

Les "grès du Lotharingien" se retrouvent aussi à l'Au d'Arbignon, dans la couverture du massif des Aiguilles-Rouges (TRÜMPY 1945); le "Domérien" prend ici l'aspect de calcaires échinodermiques dont un niveau est particulièrement gréseux et grossier.

Plus au SW, dans la zone de Chamonix, les affleurements du col de Balme constituent le prochain jalon vers le Mont Joly. Ils ont été étudiés par AYRTON (1980), BARFÉTY (1985), SCHOUWEY (1988), qui signalent tous quelques mètres de quartzites ocres qu'ils attribuent au Lotharingien, contrairement à PARÉJAS (1922) qui les rattache au Domérien.

C'est la dernière mention de ces grès si typiques dans le domaine Nord-Helvétique de Suisse et qui semblent disparaître vers le SW.

Il est possible que les "grès du Lotharingien" passent latéralement à la partie inférieure de la Formation du Mont Joly (les "calcaires zonés" de PARÉJAS (1922)). Cette hypothèse est compatible avec les données biostratigraphiques connues à ce jour. Quelques arguments plaident en sa faveur:

- les "grès du Lotharingien" et les "calcaires zonés" font suite aux marnes et calcaires de l'Hettangien-Sinemurien inférieur (notre Formation des Tierces), ils ont donc la même position stratigraphique;
- dans la colline de Nombieux, la base des grès du Lotharingien, bien litée, est formée d'une alternance de grès quartzitiques et de grès calcaires présentant une forte analogie avec les "calcaires zonés" de PARÉJAS. Il semble donc y avoir une parenté entre les grès du Lotharingien et les "calcaires zonés", ceux-ci représentant un faciès moins grossier et plus distal que ceux-là.

Quant au "Domérien", nous voyons son équivalent dans les calcaires échinodermiques particulièrement grossiers et gréseux qu'on rencontre sporadiquement au sommet de la Formation du Mont Joly, ceci par analogie avec la coupe de l'Au d'Arbignon (TRÜMPY 1945) où les faciès sont mieux datés.

Il y aurait également un passage latéral partiel entre la Formation du Mont Joly et la Formation des Tierces. La transition progressive verticale est un indice dans ce sens, de même que l'évolution des épaisseurs des deux formations. Les épaisseurs absolues sont difficiles à comparer du fait des différents degrés de déformation, mais si l'on considère les épaisseurs relatives, la Formation du Mont Joly (ou ses équivalents latéraux) perd de son épaisseur vers le SW, alors que, proportionnellement, la Formation des Tierces prend de la puissance. Nous ne prétendons pas ici que le passage latéral soit prouvé, mais il est vraisemblable vu la succession observée dans le secteur du Mont de Vorès. Selon cette interprétation, l'âge du sommet de la Formation des Tierces serait plus jeune (Domérien) dans le secteur du Mont de Vorès que dans les régions situées plus au NE. Sur notre terrain, les preuves paléontologiques d'un tel fait nous manquent, mais CARFANTAN (1975) signale au Sud d'Albertville un *Aegoceras* sp. du Carixien récolté dans une alternance marno-calcaire, très probablement équivalente à la Formation des Tierces. Cette trouvaille semble confirmer notre hypothèse.

Nous admettons également un passage latéral entre les marnes de la Formation des Monts Rosset et les argilites non calcaires de la Formation de Dugny. Il est même possible que ces faciès soient interdigités dans l'unité du Sangle au sud de Megève où, aux calcaires échinodermiques de la Formation du Mont Joly, succèdent d'abord des argilites noires non calcaires avec localement un banc de calcaire échinodermique grossier puis des marnes. Bien qu'il soit difficile d'évaluer la part que la tectonique peut avoir sur une telle succession, il semble qu'il s'agisse de relations stratigraphiques.

3.6.3. Variations transversales

La série de coupes de la fig. 12 comprend deux tronçons. Le premier est constitué par les affleurements du col des Saisies (couverture du massif de Belledonne externe), et par les sections relevées dans le flanc inverse de l'unité du Sangle et dans son flanc normal, dans la vallée de Hauteluce. Le second tronçon est situé légèrement au NE du précédent: il comprend les coupes du Mont Joly et de Montjoie (couverture de la partie externe du Mont-Blanc) ainsi que celle du col du Bonhomme (couverture de la partie interne du Mont-Blanc).

La couverture du massif de Belledonne externe est caractérisée par la faible épaisseur des formations des Tierces et du Mont Joly. Cette dernière, composée de calcaires échinodermiques, gréseux et grossiers, n'est présente que sporadiquement.

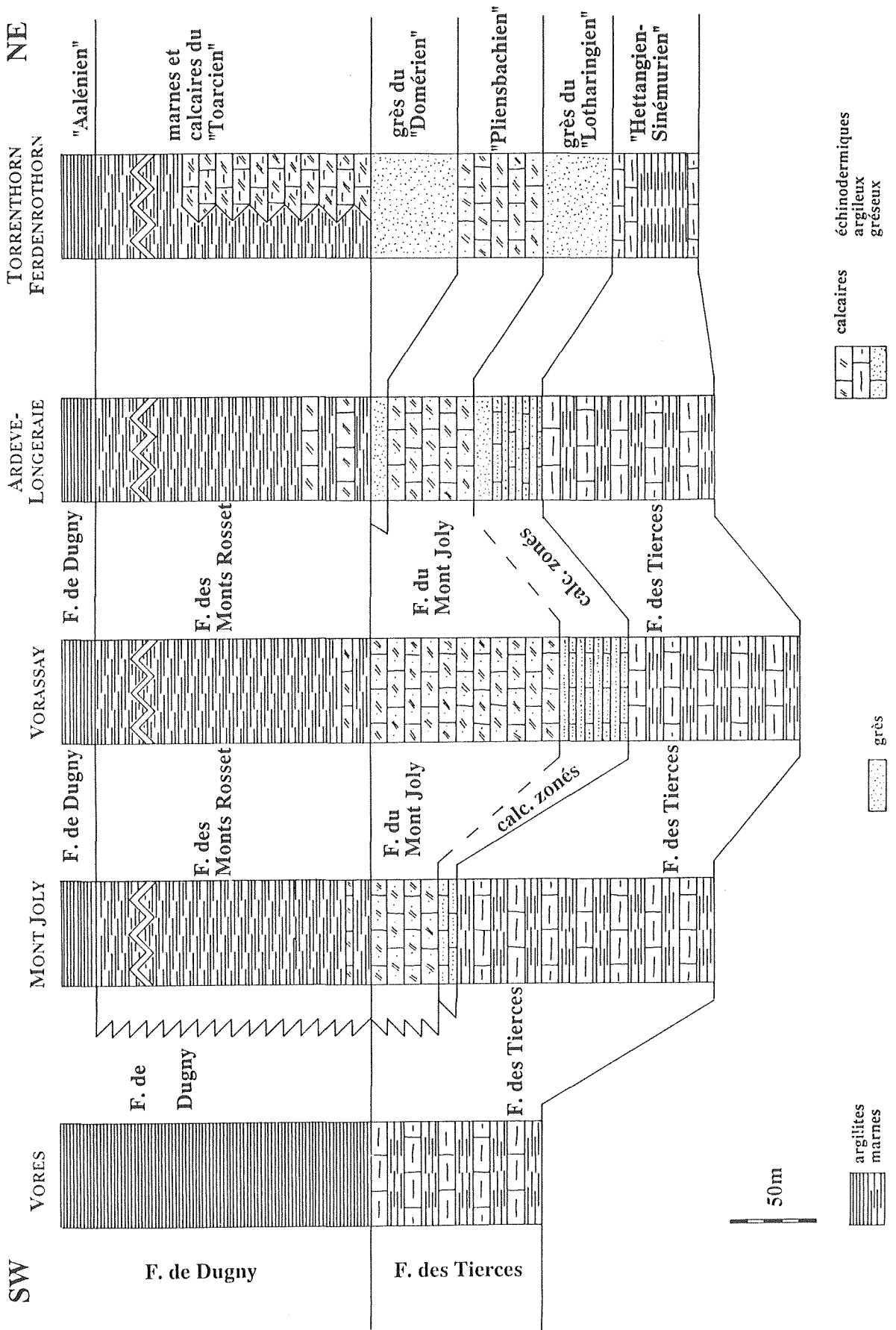


Fig. 10. Lias, variation longitudinale (échelle épaisseur)

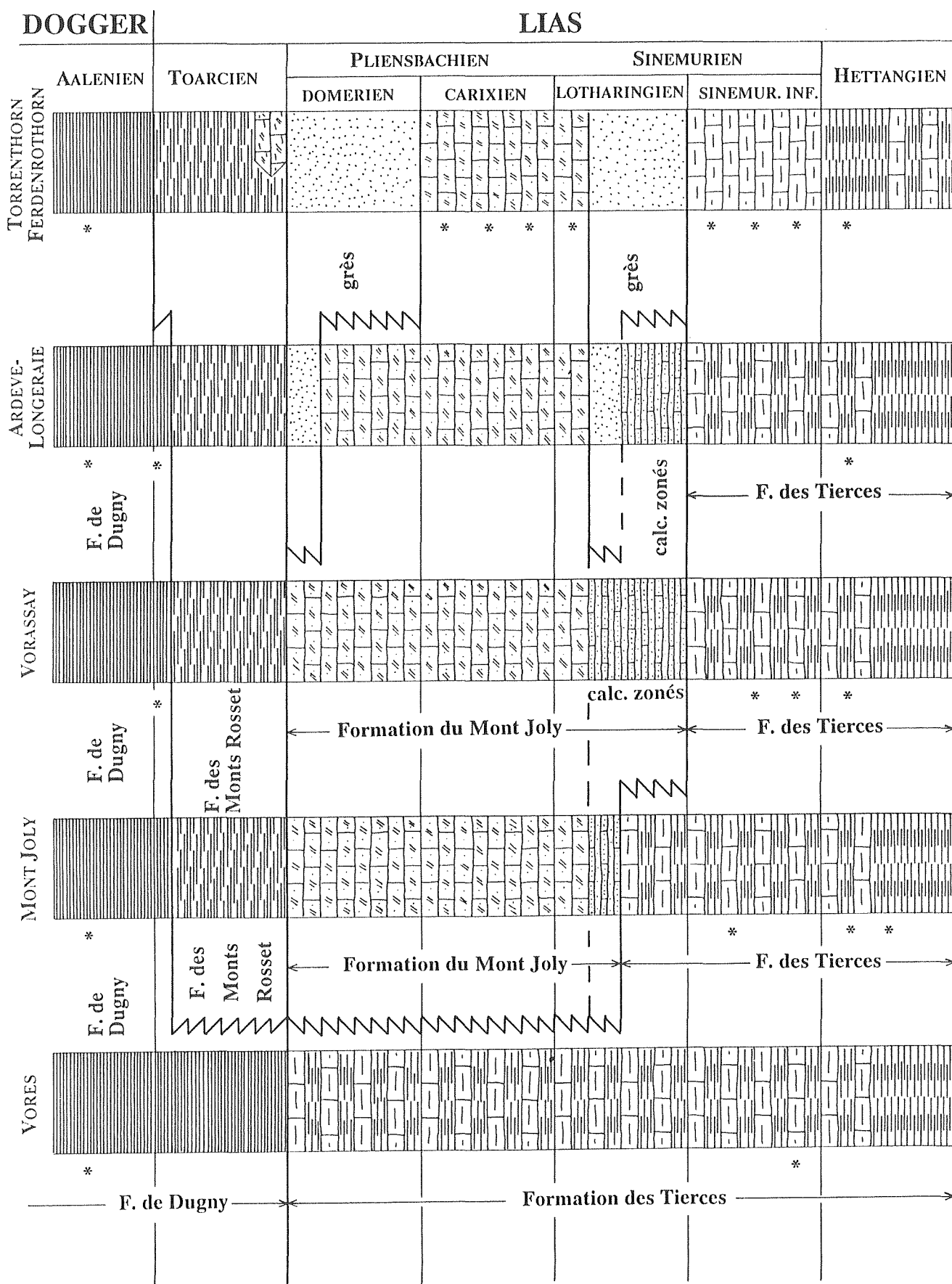


Fig. 11. Attribution stratigraphique des terrains du Lias. Les astérisques désignent les points d'accrochage biostratigraphiques (échelle temps)

Le flanc inverse de l'unité du Sangle comprend des termes lithologiques bien développés, alors que dans le flanc normal la Formation du Mont Joly manque généralement.

Du Mont Joly à Montjoie, l'épaisseur de la série diminue fortement et celle-ci devient lacunaire au col du Bonhomme.

Il y a donc un contraste entre les séries peu épaisses, parfois lacunaires, des seuils de Belledonne externe et du Mont-Blanc interne, et les séries mieux développées de Belledonne interne et du Mont-Blanc externe. Celles-ci sont la suite du bassin Nord-Helvétique de Suisse.

Quant aux Grès Singuliers, correspondent-ils à l'épisode Lotharingien ou Domérien ? La comparaison avec les données de SCHLÄPPI (1980) dans la nappe du Doldenhorn (couverture du massif de l'Aar) est instructive. Toute la série du Lotharingien au Domérien passe latéralement, dans une zone de seuil, à un ensemble gréseux unique. Si la situation sur le massif du Mont-Blanc est similaire, on peut envisager que les Grès Singuliers sont l'équivalent latéral réduit de la Formation du Mont Joly dans son ensemble. Rappelons que ces Grès sont mal datés et que leur âge liasique n'est même pas rigoureusement démontré.

3.6.4. *Vue d'ensemble*

La Formation des Tierces frappe par son homogénéité. En effet, son faciès est très uniforme tant dans le secteur du Mont Joly que dans la zone de Chamonix ou dans la couverture du massif des Aiguilles-Rouges. Dans l'Ardèche, elle semble légèrement moins argileuse. A la fin du Trias, le domaine considéré a probablement subi une subsidence généralisée sur une paléogéographie peu contrastée.

La Formation du Mont Joly est sujette à de plus grandes fluctuations qui s'expriment surtout par une variation de la granulométrie de la phase détritique minérale. Non seulement la granulométrie diminue des zones de seuils (Aiguilles-Rouges - Belledonne externe au NW, Mont-Blanc interne au SE) vers le centre du bassin, mais également longitudinalement du NE (fermeture orientale du bassin Nord-Helvétique de la nappe Morcles - Doldenhorn) vers le SW.

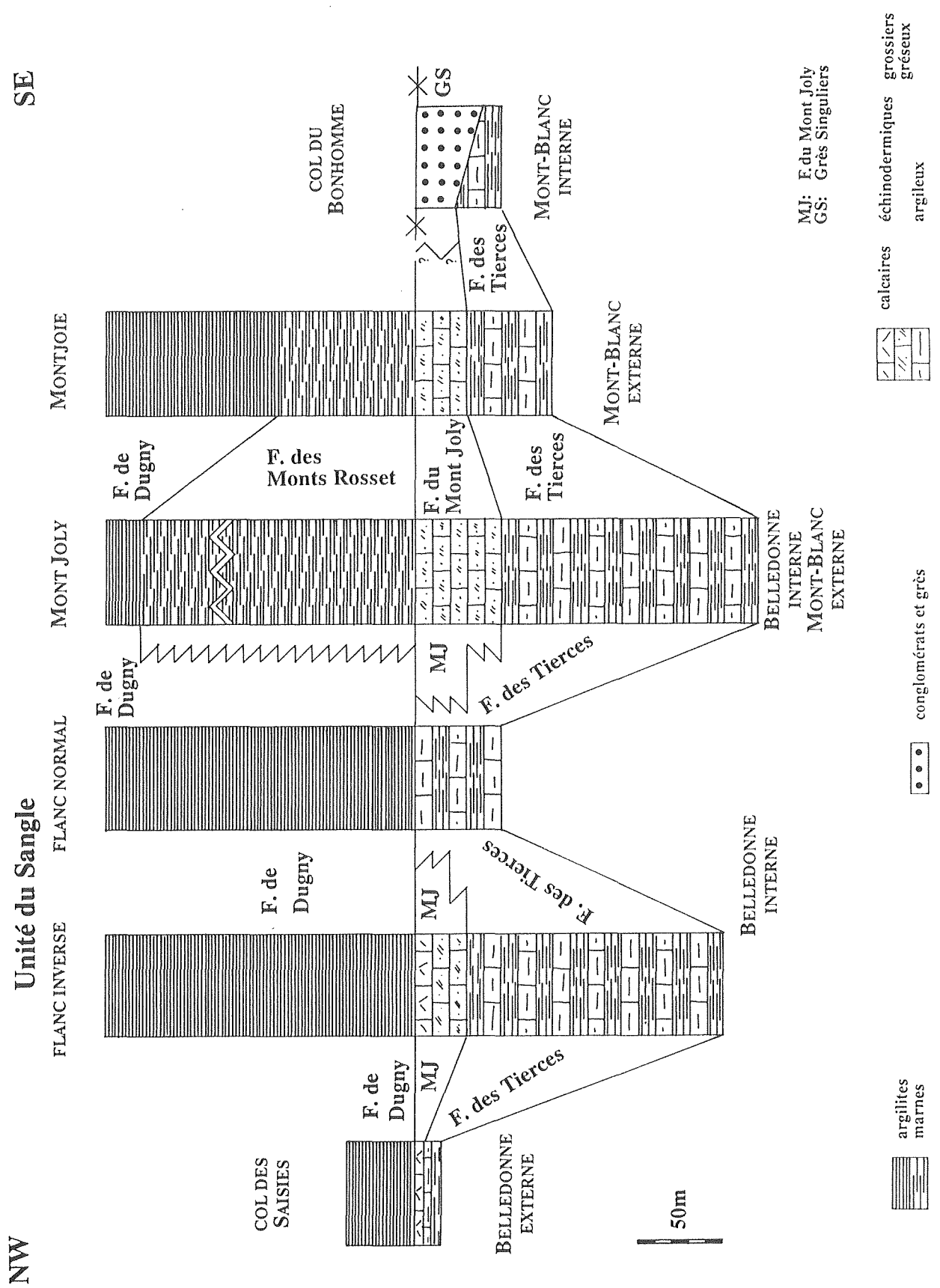


Fig. 12. Lias, variations transversales

4. CONCLUSIONS

Les terrains sédimentaires du secteur étudié se composent de séries provenant:

- d'un bassin, *le bassin dauphinois*, d'où sera issue la nappe de Morcles. Il se continue en Suisse dans le *bassin nord-helvétique* au sens de MASSON & AL. (1980).
- de deux seuils qui le limitent au NW et au SE et qui sont représentés par les couvertures des massifs des Aiguilles-Rouges - Belledonne externe pour le premier, et du Mont-Blanc interne pour le second.

Cette paléogéographie semble s'esquisser déjà dès le Trias supérieur, lors du dépôt de la Formation des Arandellys (fig. 8). L'abondance des dolomies primaires et la présence d'évaporites dans la nappe de Morcles contrastent avec la faible épaisseur des dolomies, présentant parfois dès faciès intertidaux, qui caractérise les couvertures des Aiguilles-Rouges et de Belledonne externe.

Dans notre secteur, l'individualisation du bassin dauphinois est nette durant le Lias inférieur et moyen (fig. 12). La Formation des Tierces et la Formation du Mont Joly y sont bien développées, contrairement au seuil Aiguilles-Rouges - Belledonne externe qui est caractérisé par la faible puissance de ces formations. Le seuil Mont-Blanc interne se distingue par le dépôt de grès et conglomérats d'origine deltaïque (Grès Singuliers).

L'étude de la variation longitudinale de la Formation du Mont Joly (fig. 10 et 11) permet de mettre en évidence une diminution de la granulométrie et de l'abondance du quartz détritique du NE (terminaison du bassin nord-helvétique) vers le SW. L'apport de ces détritiques est donc essentiellement longitudinal; leur source principale se situe à l'extrémité NE du bassin et non sur les seuils. Les sédiments liasiques de la nappe de Morcles peuvent alors se diviser en deux groupes:

- ceux influencés par les apports longitudinaux (Ardèche et zone de Chamonix), aux épisodes détritiques bien marqués. Ces séries proximales sont caractéristiques du bassin nord-helvétique;
- ceux à l'écart de ces influences, situés au SW des premiers, constitués essentiellement de marno-calcaires (Mont de Vorès). Ces séries plus distales sont typiques du bassin dauphinois.

Le secteur du Mont Joly constitue la zone de transition entre les deux types de séries.

TECTONIQUE

1. INTRODUCTION

1.1. *Unités tectoniques*

Nous allons décrire et justifier ici les différentes unités tectoniques déjà mentionnées dans le chapitre stratigraphique. Nous les rappelons ici pour mémoire:

- l'unité des Aiguilles-Rouges et de Belledonne externe comprenant les massifs cristallins et leur couverture sédimentaire;
- l'unité de Vervex, ensemble parautochtone, issu du SE des massifs des Aiguilles-Rouges et de Belledonne externe;
- le massif du Mont Blanc, que l'on subdivise en un Mont-Blanc externe et un Mont-Blanc interne (MASSON et al, 1980 ESCHER et al. 1986; STECK et al., 1989)). Le Mont Blanc interne est essentiellement constitué du granite du Mont-Blanc, il est séparé du Mont-Blanc externe par une importante zone mylonitique qui marque la bordure NE du granite. Cette faille a été reconnue par N. OULIANOFF qui la fait figurer sur sa carte géologique du Mont-Blanc au 1:20'000, feuille Plan de l'Aiguille par exemple (CORBIN & OULIANOFF, 1926). Cette structure est nommée dans le jargon lausannois "faille Oulianoff", mais le nom de faille de l'Angle proposé par BELLIERE (1988) doit lui être préféré.
- le massif de Belledonne interne qui, comme le massif du Mont-Blanc se divise en deux: une partie externe et une partie interne séparées par une faille qui passe par le col du Sallestet.
- la nappe de Morcles que nous divisons en deux:
 - l'unité du Sangle s'enracinant sur la partie externe de Belledonne interne.
 - l'unité du Mont-Joly, s'enracinant sur la partie interne de Belledonne interne et sur le Mont-Blanc externe;
- la couverture du Mont-Blanc interne.

Une série d'unités, d'origine plus interne que celles mentionnées ci-dessus, sont préservées à la faveur de la dépression axiale entre Belledonne interne et Mont-Blanc. Leur dénomination est variable dans la littérature. Ne les ayant pas examinées en détail, nous adopterons la nomenclature proposée par ELTCHANINOFF & TRIBOULET (1980) qui les ont récemment réexaminées. Il s'agit de:

l'unité de Roselend, l'unité de Roselette, l'unité du Rocher du Vent, et l'unité de la Crête des Gittes.

Certains termes fréquemment employés désignent à la fois une structure géologique et un emplacement géographique; il s'agit de:

- la zone de Chamonix, appelée autrefois "synclinal de Chamonix", mince bande de terrains mésozoïques séparant le massif des Aiguilles-Rouges de celui du Mont-Blanc. Cette zone est formée de plusieurs unités tectoniques: la couverture du massif des Aiguilles-Rouges, l'unité de Vervex, le flanc inverse de la nappe de Morcles (couverture de Mont-Blanc externe).
- le Synclinal Médian, parfois nommé "accident médian", sépare Belledonne externe de Belledonne interne. Nous montrerons qu'il est tectoniquement équivalent à la zone de Chamonix, car il sépare les terrains de la nappe de Morcles de l'unité de Belledonne externe. Sa structure est plus complexe que le terme de synclinal ne le laisserait supposer. Il est formé de la couverture du massif de Belledonne externe et de la nappe de Morcles.

1.2. Phases de déformation

Une phase de déformation se caractérise par un ensemble de structures tectoniques (plis, schistosités, linéations, ...) que l'on peut distinguer aisément d'un autre ensemble de structures tectoniques. Ces phases de déformation ont donc une signification chronologique locale. Un point donné peut subir une déformation D1, puis éventuellement D2, puis D3, etc.

Cette chronologie locale n'a pas forcément une signification absolue. Autrement dit, une phase de déformation peut ne pas se produire simultanément dans tout le domaine étudié.

Le contrôle chronologique absolu nous manque pour l'instant. Cependant, la division de l'histoire tectonique d'une région en phases de déformation discrètes est utile à sa compréhension, pour autant que l'on garde à l'esprit qu'il ne s'agit là que d'une simplification, peut-être extrême.

Plusieurs grandes phases de déformation peuvent être reconnues dans les unités énumérées plus haut. Nous décrivons dans l'ordre chronologique (fig. 13):

- la phase de déformation D1, caractérisée par des plis isoclinaux déversés vers le nord ou le nord-ouest. Une linéation d'étirement très pénétrative et une schistosité lui sont associées. Elle correspond à la phase principale de mise en place des nappes. Par exemple, la création de l'unité de Vervex et de l'unité du Sangle lui est imputable;
- la phase de déformation D2, caractérisée par des plis de vergence NW à W. Elle induit dans la roche une schistosité S2 qui fait souvent figure de schistosité dominante. Cette déformation semble s'être produite

principalement sous un régime de cisaillement simple. Suivant l'intensité de la déformation, un ou plusieurs clivages de crénulation S_2' , S_2'' , ... ! peuvent voir le jour. Ils sont également associés à cette phase de déformation dont ils représentent des stades successifs;

- nous regroupons au sein de la phase de déformation D3, les grandes structures liées au rétroplissement. Il s'agit par exemple du bombement du massif des Aiguilles-Rouges ou, hors de notre terrain, du renversement des structures au SE du Mont Blanc, dans le val Ferret italien. Nous ne connaissons pas de schistosité que nous pourrions associer directement à cette déformation.

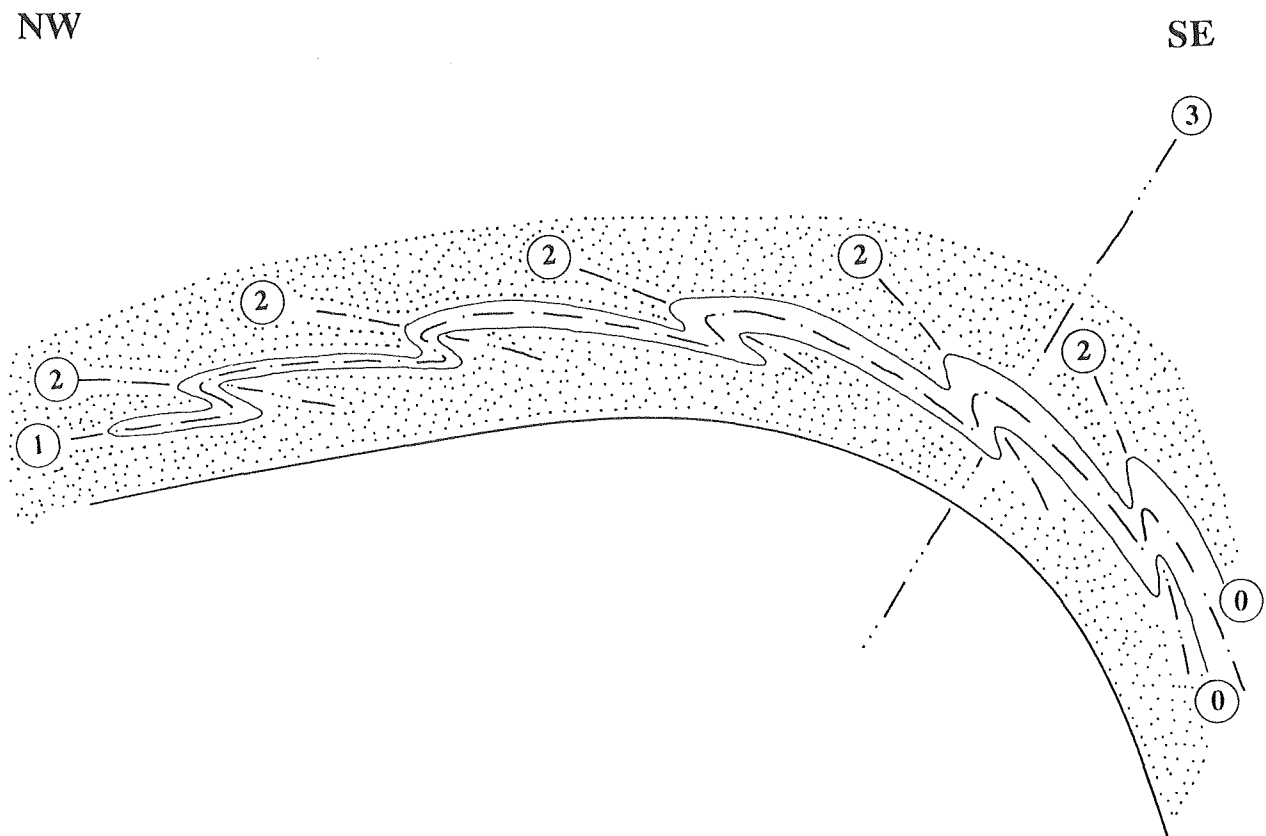


Fig. 13. Schéma des trois phases principales de déformation. 0 indique la stratification. Le pli 1 pourrait être l'unité du Sangle par exemple.

2. UNITE DE BELLEDONNE EXTERNE ET DES AIGUILLES-ROUGES

2.1 Introduction

L'unité de Belledonne externe et des Aiguilles-Rouges est constituées d'un socle paléozoïque (les "massifs") et d'une couverture mésozoïque de faible épaisseur. Avant la déformation alpine, ils représentaient la partie la plus externe du domaine sur lequel porte notre étude. Ces massifs ont souvent été qualifiés d'autochtones. Cependant, cette dénomination est à prendre avec prudence depuis le travail de MENARD (1979) qui suggère un chevauchement frontal du massif de Belledonne sur l'avant-pays. Une telle disposition est également postulée pour le massif des Aiguilles-Rouges par ESCHER et al. (1988) par exemple.

Par analogie avec le massif de Gastern (leur équivalent oriental), dont le bombement est provoqué selon STECK (1984) par un pli de grand rayon de courbure, déversé vers le SE (rétropli), nous interprétons de la même façon le bombement qui affecte les massifs des Aiguilles-Rouges et de Belledonne externe. Ce pli provoque un fort pendage des structures vers le SE dans la zone de Chamonix et le Synclinal Médian qui contraste avec les plus faibles pendages observés sur le bombement lui-même ou plus au NW, dans les parties externes.

Longitudinalement, une série de culminations et de dépressions axiales affectent ces massifs. La dépression du Rawil entre Aiguilles-Rouges et Gastern a été récemment réinvestiguée dans la cadre du PNR20 (STECK et al. 1989). Une dépression comparable, mais moins profonde, sépare les Aiguilles-Rouges et Mont-Blanc de Belledonne.

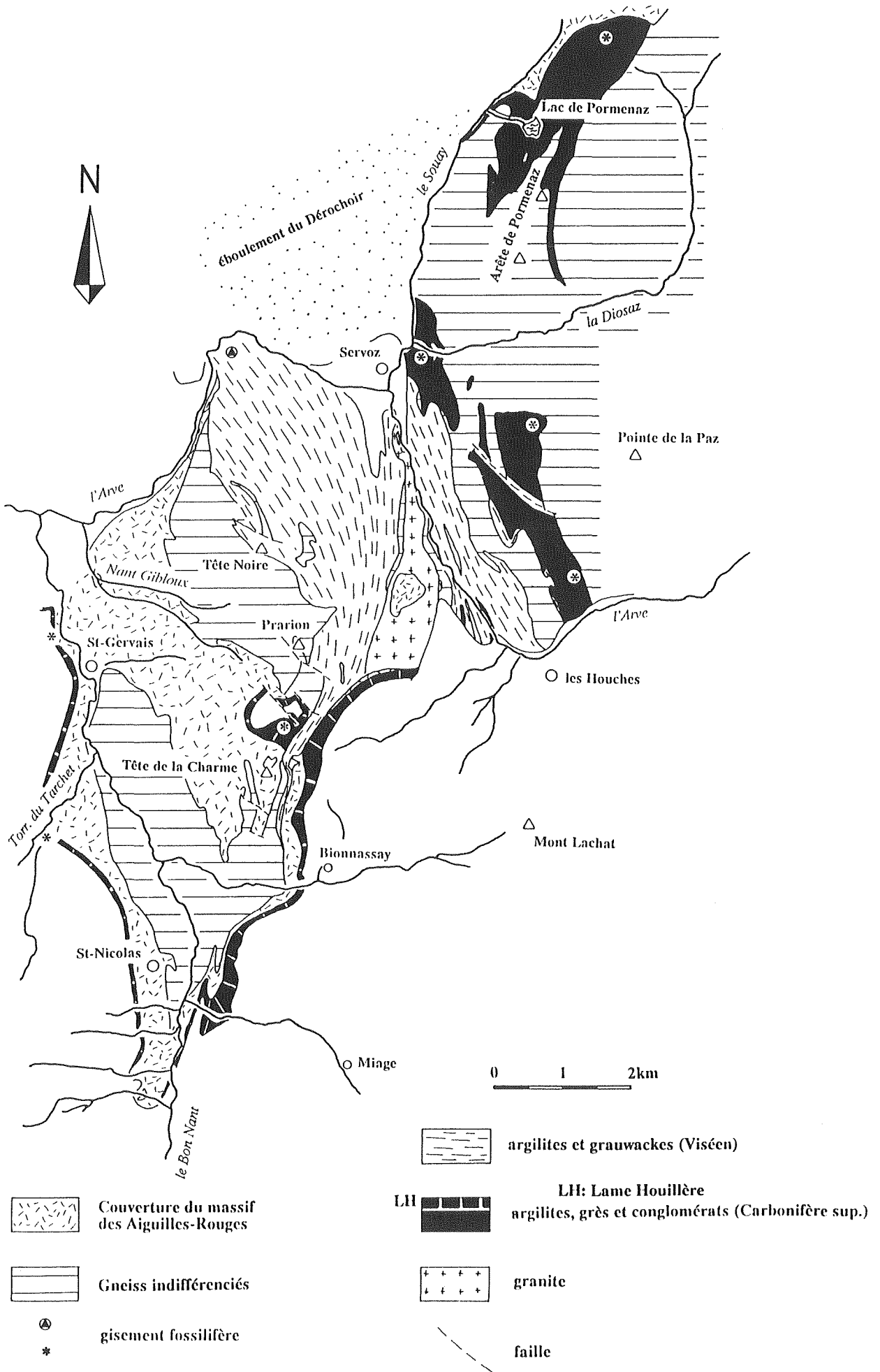
L'extrémité SW du massif des Aiguilles-Rouges, désignée traditionnellement sous le nom de massif du Prarion, présente quelques particularités que nous allons décrire.

2.2 Massif du Prarion

2.2.1. Introduction

L'Arve, coulant de Chamonix à Sallanches, entaille transversalement le massif des Aiguilles-Rouges, sur un tronçon allant des Houches à Servoz. En sa rive gauche, cette rivière isole ainsi un petit massif du corps principal du massif des Aiguilles-Rouges: le massif du Prarion. Celui-ci est donc limité à l'est et au nord par l'Arve, à l'ouest par le Bon Nant et au Sud par le torrent de Bionnassay.

Fig. 14. Ecorché géologique du massif du Prarion (extrémité SW des Aiguilles-Rouges)



Les documents cartographiques sur le massif du Prarion sont anciens ou partiels. Il s'agit de:

- la carte géologique de France au 1:80'000, feuille 160bis, Annecy, 3ème éd. (1969) ou 160ter, Vallorcine (1966);
- la carte géologique de la France au 1:50'000, feuille St-Gervais-les-Bains (1976), (elle ne concerne que la partie sud du massif);
- la carte géologique du massif du Mont-Blanc au 1:20'000 de CORBIN & OULIANOFF, feuille Servoz-les Houches (1927) et Pormenaz (1969) (ne concerne que la partie est du massif).

Aucun document récent ne permet d'embrasser d'un seul coup d'oeil l'ensemble du massif. C'est pourquoi nous donnons ici un écorché géologique schématique (fig. 14) basé sur une compilation des cartes existantes réinterprétées à la lumière des travaux de BELLIERE & STREEL (1980) et de BUJAN (1989). Mes propres levés ainsi que des données inédites de J. Bellière ont également été intégrés à cette compilation.

Ces éléments permettent de proposer une nouvelle interprétation tectonique des cartes existantes.

2.2.2. *La faille du Bon Nant*

La carte géologique au 1:50'000, feuille St-Gervais, et son schéma structural (MENNESSIER 1976) montrent une série de failles d'orientation N-S à NNE-SSW qui découpent le massif du Prarion en plusieurs "compartiments". Ces failles, invoquées par d'autres auteurs récents (p. ex. GOURLAY 1982, 1984), seraient l'expression d'une structure importante: "la zone failleuse du Bon Nant", qui affecterait non seulement la terminaison SW du massif des Aiguilles-Rouges, mais également une partie du massif du Mont-Blanc et les terrains mésozoïques associés; "... bien que le synclinal médian et celui de Chamonix soient en prolongement l'un de l'autre, il ne semble pas y avoir continuité entre eux du fait de la zone failleuse du Bon Nant." (MENNESSIER 1976, p.21). Les failles du Bon Nant constitueraient donc un trait structural majeur interdisant les corrélations directes entre les deux rives de cette vallée. Quelques arguments contredisent ce point de vue:

- ces failles sont le plus souvent placées dans le Quaternaire; elles ne sont donc pas directement observées;
- en certains points, leur inexistence peut même être démontrée, comme par exemple à l'ouest de la Tête de la Charme où l'une d'elles est censée séparer le tégument triasique (Fm du Vieux Emosson) des gneiss sous-jacents;

- à l'est de St-Nicolas-de-Véroce, de nouveaux affleurements créés par le déracinement d'un grand nombre d'arbres lors d'un ouragan, ont permis de suivre le tégument triasique de part et d'autre de l'une de ces failles supposées, sans rejet apparent, montrant qu'une telle structure ne se justifie aucunement (fig. 15). Ici, les grès de la Fm du Vieux Emosson se relient aisément et simplement par une charnière synclinale, d'orientation approximativement N-S, semblable à celles que l'on observe en de nombreux autres endroits dans le massif du Prarion;
- ces failles supposées ne se marquent en aucune façon dans les régions limitrophes du massif de Platé et du Mont-Blanc;
- l'unité de Vervex (représentée par le Lame Houillère), l'unité du Sangle et l'unité du Mont-Joly qui affleurent dans la zone de Chamonix et dans le massif du Mont-Joly ne sont ni interrompues ni décalées par l'hypothétique zone failleuse du Bon Nant.

Conclusions: ces hypothétiques failles N-S n'existent en tout cas pas en tant que structures alpines ayant affecté sérieusement les couvertures mésozoïques. Nous sommes sur ce point beaucoup plus en accord avec les conceptions de PAREJAS (1925) qu'avec celles de MENNESSIER (1976).

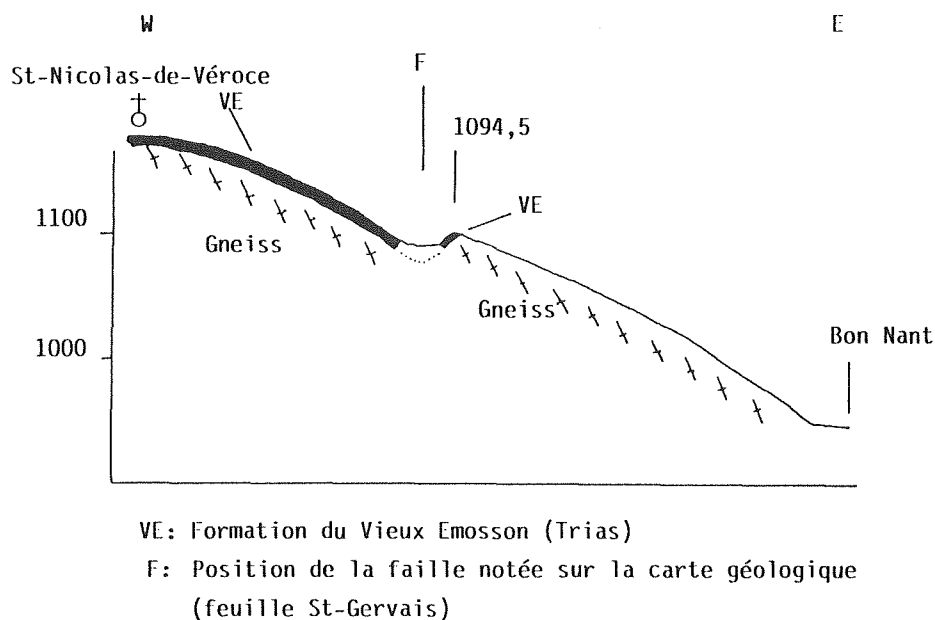


Fig. 15. Secteur de St-Nicolas-de-Véroce, coupe montrant la disposition des grès de la Fm du Vieux Emosson. F: position de la faille notée sur la carte géologique au 1:50'000, elle ne se justifie pas.

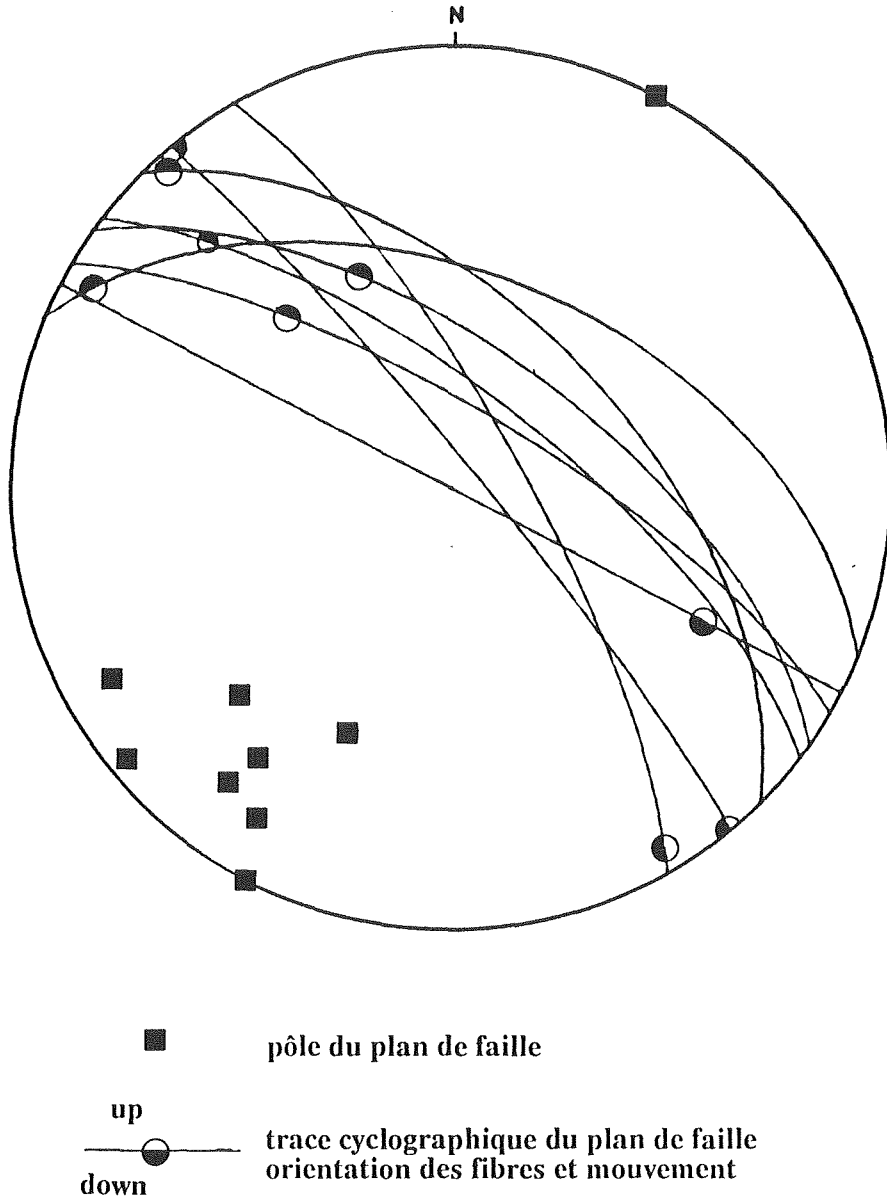


Fig. 16. Projection stéréographique (hémisphère inférieur) de décrochements sénestres, avec composante normale ou inverse, observés dans le massif du Prarion.

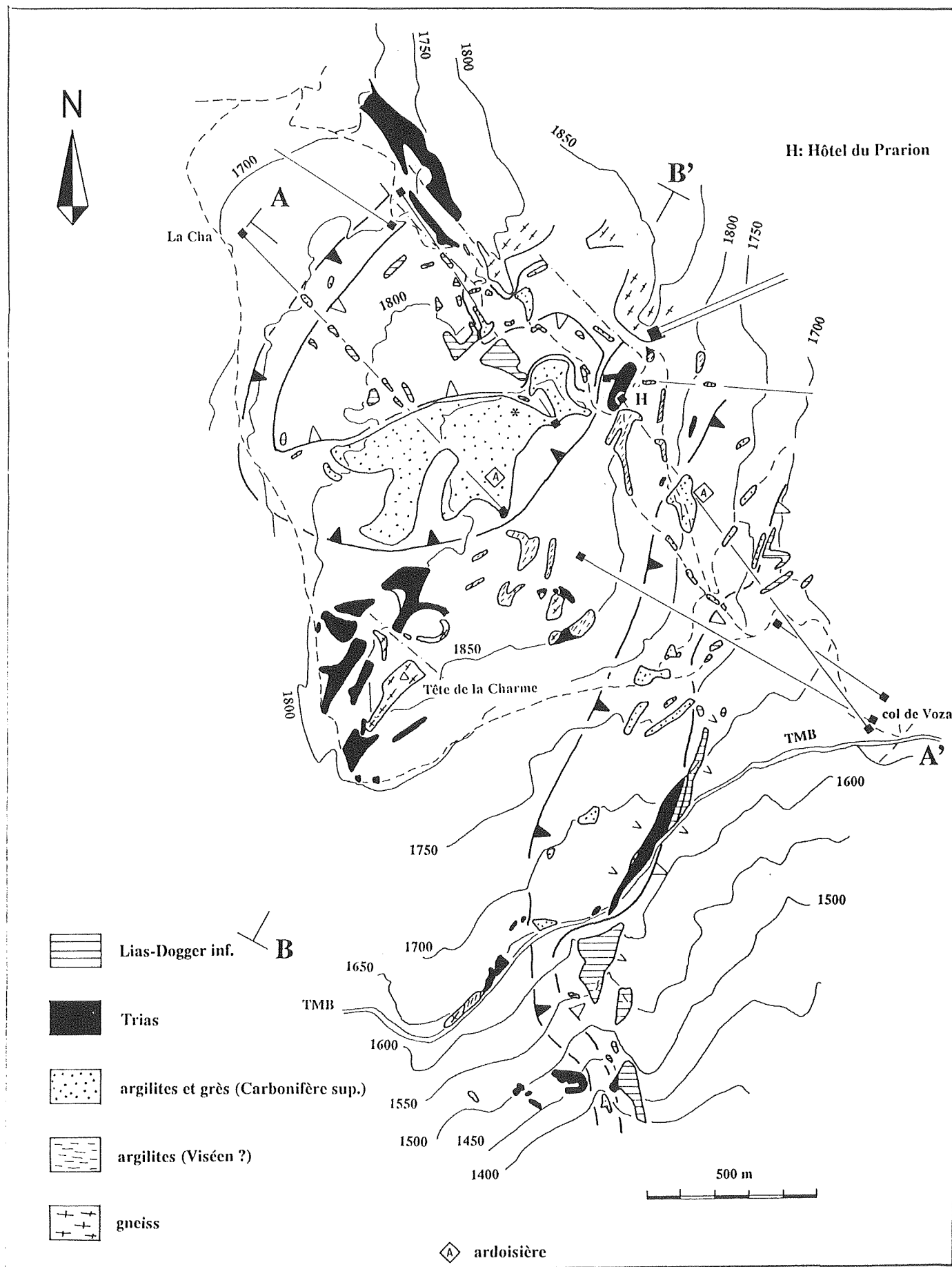
En revanche, au niveau du socle paléozoïque, le contenu lithologique du massif des Aiguilles-Rouges et de Belledonne interne présentent une certaine similitude. Cette parenté est plus grande qu'avec Belledonne externe, formé presque uniquement de la Série satinée (BORDET 1961). La corrélation des socles des Aiguilles-Rouges et de Belledonne interne est donc tentante. Cette hypothèse implique un important décrochement sénestre dans la vallée du Bon Nant. Or nous venons de voir qu'il ne pouvait s'agir d'un décrochement d'âge alpin. Nous sommes donc conduits à postuler l'existence d'une zone décrochante antérieure à l'orogénèse alpine. Nous allons préciser à quelle époque une telle structure a pu fonctionner.

Les jaspes que l'on trouve sporadiquement dans la Fm du Vieux Emosson ou dans le socle altéré, juste sous la surface de transgression mésozoïque, sont relativement abondants dans un secteur allant de la carrière du Feug ¹⁾ (PAREJAS 1925) au Prarion, soit à cheval sur la zone failleuse du Bon Nant. Ces jaspes ne semblent pas se retrouver dans la couverture du massif de Belledonne interne. Au Trias déjà, Belledonne externe était donc juxtaposé au massif des Aiguilles-Rouges (Prarion); un éventuel décrochement du Bon Nant doit être antérieur à cette époque. Ainsi, nous proposons de l'intégrer aux événements tardi-varisques (Permien). En effet, à cette époque, les structures coulissantes sont fréquentes et bien connues dans les domaines extra-alpins (ZIEGLER 1986, 1989).

Cependant, GOURLAY (1984) mentionne l'existence, dans les grès du Trias (Fm du Vieux Emosson), d'une linéation horizontale portée par des plans de schistosité verticaux de direction N-S, qui serait l'indice d'un décrochement alpin. Pour nous, la présence d'une telle linéation est exceptionnelle; elle n'est en tout cas pas pénétrative. Nous ne l'avons observée qu'en un endroit (Tête de la Charme), où elle est liée à une petite faille alpine de faible amplitude.

Selon nous, les structures dominantes (rubanage, schistosité) du socle du Prarion, particulièrement dans le secteur du Bon Nant, ont une orientation N-S dès la fin du Paléozoïque. Ces plans, qui portent déjà une linéation horizontale, peuvent être localement réactivés à l'Alpin. Quelques petites failles méridiennes dont le rejet n'excède pas quelques mètres ont probablement cette origine. Les sources thermales de St-Gervais, par exemple, semblent situées sur une structure de ce type (MORET 1932).

1) Le Feu, IGN 1:25'000, entre Combloux et Megève (933750/2107100)



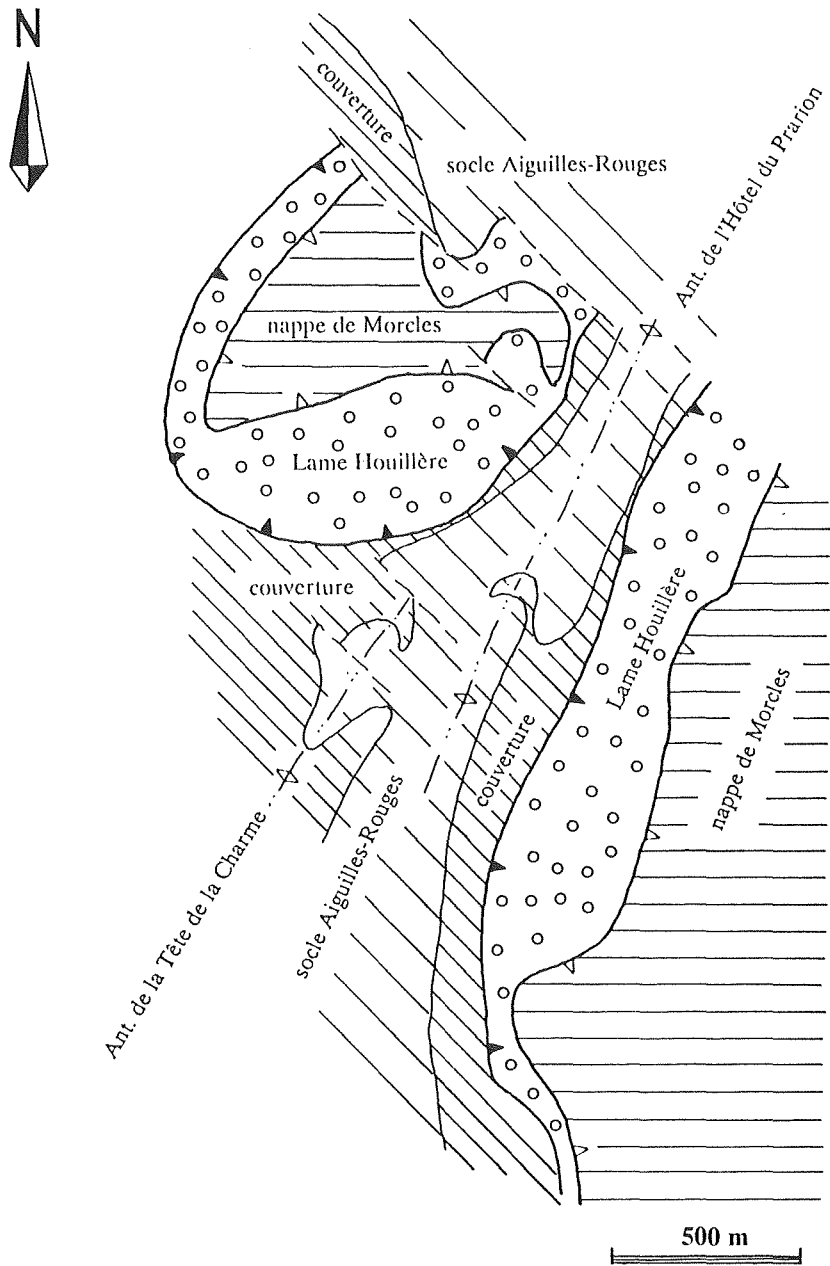


Fig. 18. Esquisse tectonique de la carte géologique de la fig. 17.

◀ Fig. 17. Carte géologique du secteur des ardoisières du Prarion, entre la Tête de la Charme et l'Hôtel du Prarion. A-A', B-B': tracés des coupes des figures 19 et 20.

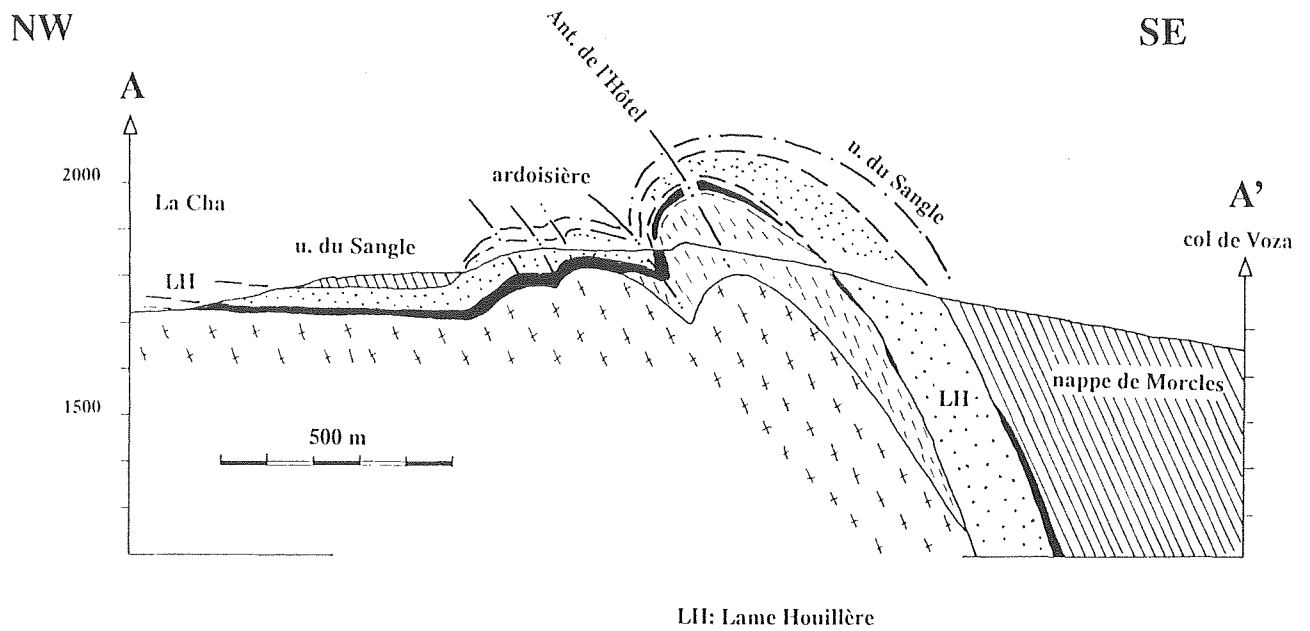


Fig. 19. Coupe transversale du secteur des ardoisières du Prarion (même figurés que la figure 17)

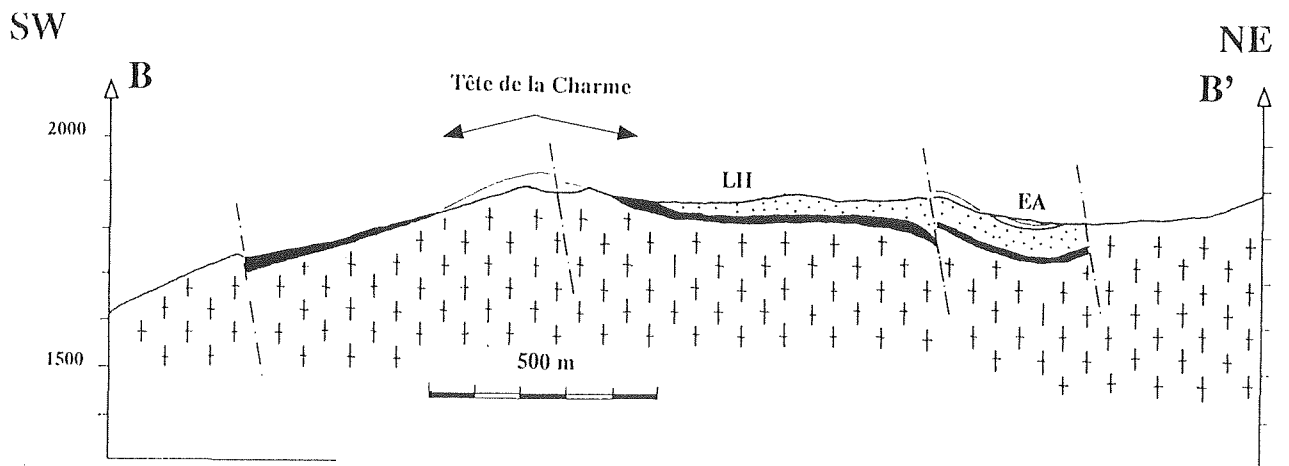


Fig. 20. Coupe longitudinale du secteur de la Tête de la Charme à l'Hôtel du Prarion (même figuré que la figure 17)

2.2.3. Les failles NW-SE

Contrairement aux failles N-S, des failles d'orientation NW-SE semblent jouer un rôle plus important dans l'orogénèse alpine. Elles s'observent aussi bien à l'échelle de la carte (fig. 14) que de l'affleurement. Elles déterminent souvent des dépressions allongées bien marquées dans la morphologie. Leur miroir présente fréquemment des fibres et des gradins (fig. 16) qui permettent d'en déduire le mouvement. Ce sont des décrochements sénestres avec une composante parfois importante de mouvement normal. Ces décrochements sénestres sont décrits par GOURLAY (1984) qui leur associe une famille conjuguée de décrochements dextres de direction 050, parallèle à la zone de Chamonix.

2.2.4. Les plis

■ *Les plis du versant ouest du Prarion*

Les grès de la Fm du Vieux Emosson, qui affleurent près de la Tête de la Charme vers 1800 m, sont abaissés jusqu'au niveau des bains de St-Gervais (600 m) par une série de plis "en escalier", révélés par une alternance de secteurs à fort pendage W et de secteurs à pendage modéré (vers l'E ou l'W). Cette disposition a été illustrée par MORET (1932). Elle est décrite également par GOURLAY (1984).

Dans le secteur de l'Hôtel du Prarion et de la Tête de la Charme les plis sont plus accentués. Ils peuvent même être déjetés vers le nord-ouest comme le montre la coupe de la figure 19.

■ *Le pli de l'Hôtel du Prarion*

Entre l'Hôtel du Prarion et l'arrivée du téléphérique des Houches, l'aménagement de pistes de ski a permis d'observer, en position renversée, la succession suivante:

- argilites du Viséen (BUJAN, 1989)
- grès de la Fm du Vieux Emosson (Trias)
- dolomies et cornieules (Fm des Arandellys, Trias).

Les argilites du Viséen sont légèrement rubéfiées à proximité de la limite avec les grès de la Fm du Vieux Emosson, ce qui démontre la nature stratigraphique du contact.

Les dolomies et cornieules sont dans le prolongement de celles qui affleurent près de l'Hôtel lui-même. Le pli de l'Hôtel est donc un anticlinal à coeur de Viséen, dont le flanc NW à fort pendage vers le SE, est renversé. Nous nous écartons ici de l'interprétation de PAREJAS (1925), p. 449, qui voyait dans ces affleurements la trace du contact entre la Lame Houillère (unité de Vervex) et la couverture du massif des Aiguilles-Rouges. Ce contact passe selon nous plus au sud.

La Tête de la Charme, située au SW de l'Hôtel, constitue la culmination axiale d'un anticlinal orienté NE-SW (fig. 20)

■ *Phases de déformation*

Les plis que nous venons de décrire replissent la Lame Houillère (unité de Vervex) charriée dans une phase antérieure sur le massif du Prarion (fig. 17). Ils correspondent donc à la phase D2. La mise en place de l'unité de Vervex (Lame Houillère) se corrèle à D1.

La schistosité S1, contemporaine de la déformation D1, est très peu présente dans le massif des Aiguilles-Rouges et dans sa couverture. Elle est parfois détectée dans certains niveaux argileux de la Fm du Vieux Emosson, de même que localement dans la partie supérieure du socle. Ce dernier cas s'observe peut-être dans le Nant de l'Île.

■ *Cristallin du Nant de l'Île*

Le Nant de l'Île ²⁾ est un affluent de la rive gauche du Bon Nant. Un affleurement isolé de gneiss s'observe vers 1100 m d'altitude. Il a déjà été décrit par PAREJAS (1925, p.437). GOURLAY (1984, p. 48 et 50) en donne une interprétation structurale. La figure 24 illustre schématiquement la disposition des différentes structures qui peuvent y être observées. Il s'agit de plis d'amplitude décamétrique, présentant une schistosité de surface axiale S2. Cette schistosité crénule une schistosité antérieure (S1), approximativement parallèle au contact socle-Trias, et distincte du rubanage ou des structures subverticales habituellement attribuées à l'Hercynien. Nous attribuons S1 à la première phase de déformation alpine D1. Les surfaces S1 portent une linéation d'étirement pénétrative L1 d'orientation approximative NW-SE; S2 montre une linéation d'intersection S1-S2 plongeant de 10° vers 200-210 et des fibres de pitch variable (L2) montrant une rotation antihoraire du glissement. Les plis du Nant de l'Île sont dans le prolongement des plis de l'hôtel du Prarion ou de la Tête de la Charme, avec lesquels nous les corrélons.

2) Nant Devant de PAREJAS (1925)

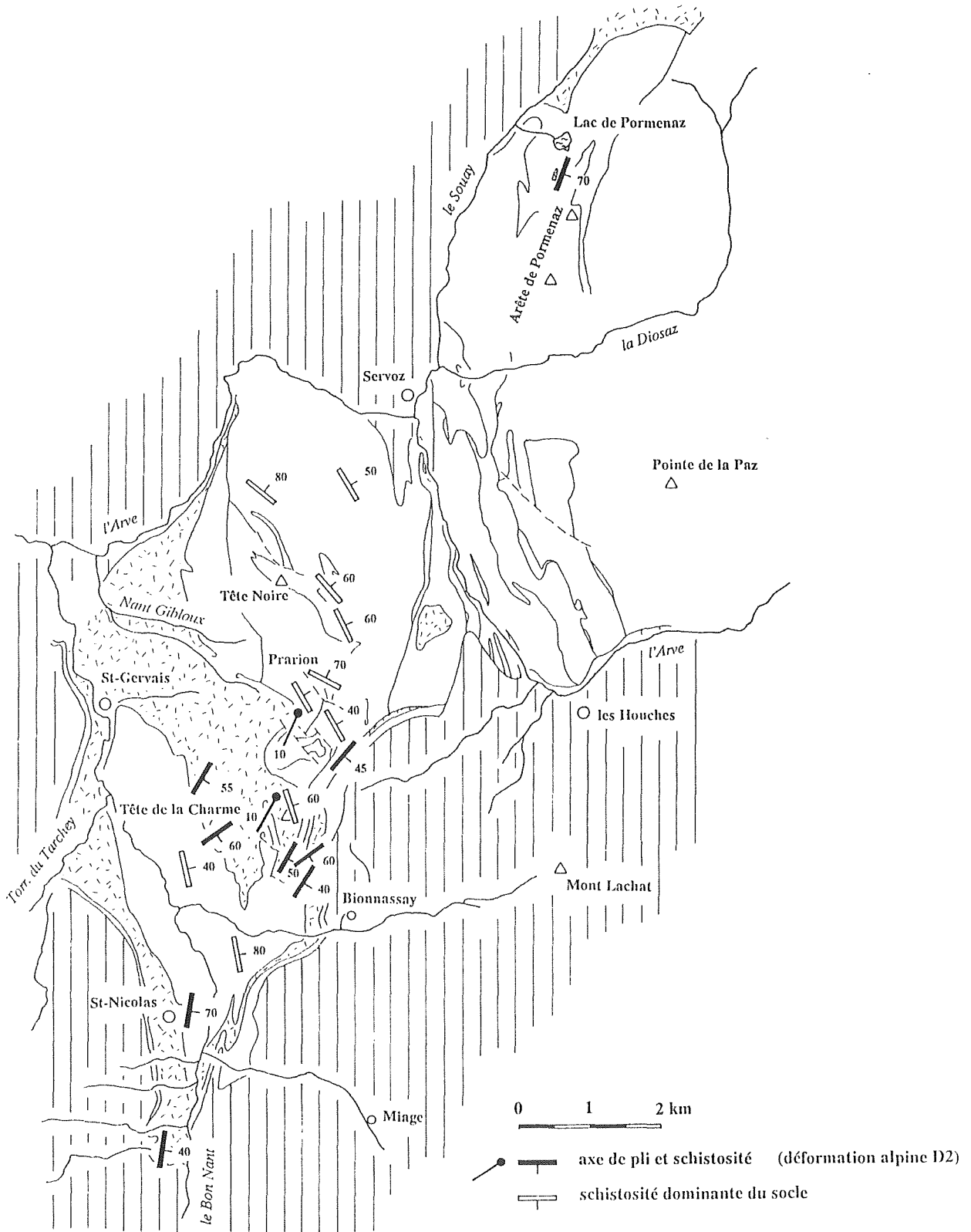


Fig. 21. Carte de l'orientation des structures hercyniennes et alpines dans le massif du Prarion.

2.2.5. *Déformations alpines et antérieures.*

La distinction entre les structures d'âge alpin et celles de cycles orogéniques antérieures peut être délicate.

Au nord de Montivon, petit hameau sur le flanc ouest du Prarion, la ligne du Tramway du Mont-Blanc (TMB) coupe vers 1300 m le contact socle-couverture. On y voit le membre gréseux de la Fm du Vieux Emosson, ici épais de 8 à 10 m, reposant sur des gneiss micacés, légèrement rubéfiés. Une schistosité grossière, présentant un pendage de 50-60 degré vers le SW, peut être détectée dans ces grès triasiques. Elle se poursuit dans les gneiss sous-jacents, démontrant ainsi de manière indubitable la présence d'une schistosité alpine dans les gneiss du socle. Celle-ci ne semble pourtant pas constituer la structure dominante du socle, contrairement à ce que suggère GOURLAY (1984). La discordance entre l'orientation des structures alpines et la structure dominante du socle est mise en évidence sur les figures 21 et 22. Nous y avons reporté la schistosité alpine S2 de phase D2, mesurée dans le tégument triasique ou dans le socle immédiatement adjacent, et la schistosité dominante du socle paléozoïque. Nous obtenons une image fort différente de celle proposée à la planche II de GOURLAY (1984) ("trajectoire de la déformation") où schistosités alpine, hercynienne ou antérieure ont été confondues.

Localement, il peut y avoir un parallélisme entre les structures alpines et antéalpines. Ceci rend naturellement leur distinction délicate. C'est le cas dans la vallée du Bon Nant où les deux familles prennent une orientation approximativement N-S.

Les plis alpins de phase D2 sont obliques (NNE-SSW) à l'orientation générale (050) du massif des Aiguilles-Rouges (fig 23 et 25).

Nous interprétons la dépression qui sépare le Prarion du reste du massif des Aiguilles-Rouges comme contemporaines à la déformation D3. Il n'est pas besoin d'imaginer ici des failles dont on n'observe pas les traces dans les régions voisines.

2.3. *Conclusions*

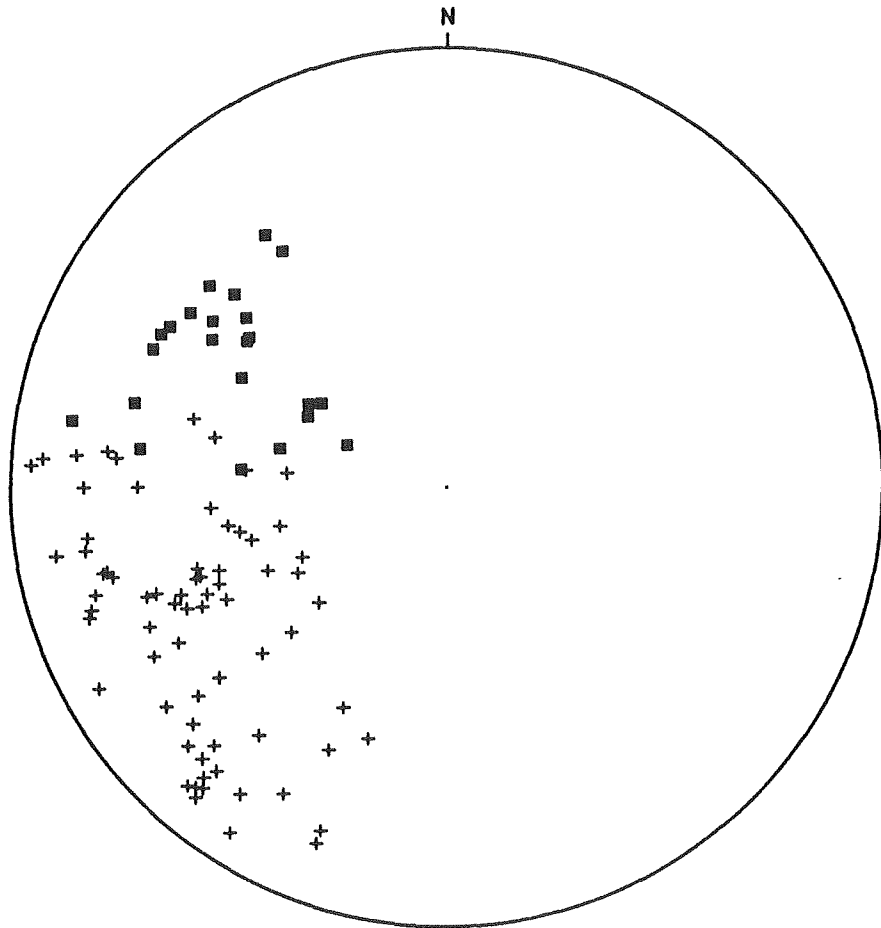
La zone failleuse du Bon Nant (MENNESSIER, 1976) n'existe pas en tant que structure alpine. Les unités tectoniques telles que la nappe de Morcles et l'unité de Vervex traversent la vallée du Bon Nant sans aucun rejet. Du point de vue de l'orogénèse alpine, le massif des Aiguilles-Rouges se poursuit dans Belledonne externe. Par contre, une zone décrochante sénestre est envisageable au Paléozoïque supérieur (Permien ?) pour expliquer la parenté du Paléozoïque de Belledonne interne et de celui des Aiguilles-Rouges. La linéation horizontale observée par GOURLAY (1984) dans les gneiss du Bon Nant se rattache peut-être à cet épisode.

La structuration méridienne du socle influence l'orientation des plis alpins. Un léger rejeu de ces structures N-S sous la forme de failles alpines s'observe localement (Bains de St-Gervais).

Les plis qui affectent le contact socle-couverture (déformation D2) replissent des unités tectoniques telles que l'unité de Vervex (Lame Houillère) et l'unité du Sangle (nappe de Morcles), charriées lors d'une déformation antérieure (D1). Celle-ci n'affecte que très superficiellement le massif des Aiguilles-Rouges et sa couverture.

Les plis D2, d'orientation NNE-SSW, sont obliques par rapport à l'allongement général du massif des Aiguilles-Rouges. La dépression axiale qui sépare le massif du Prarion du reste des Aiguilles-Rouges est de phase D3. Il n'est pas nécessaire de faire intervenir ici des failles importantes.

Tardivement, le massif du Prarion fut affecté par des décrochements sénestres d'orientation NW-SE.



- schistosité alpine S2
- + schistosité dominante du socle

Fig. 22. Projection stéréographique des schistosités alpines (S2) et antéalpines du secteur du Prarion.

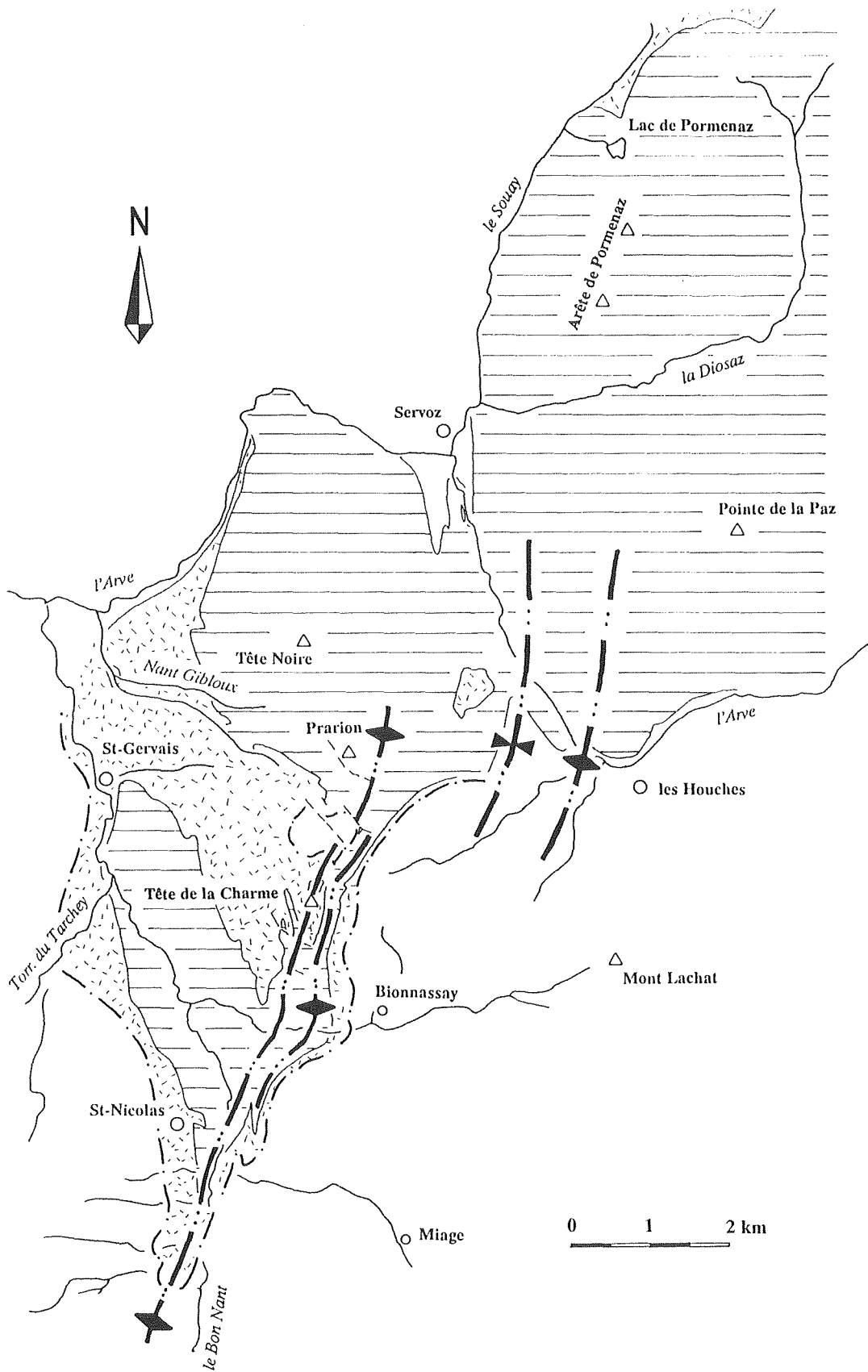


Fig. 23. Traces axiales de plis de phase D2, oblique au massif des Aiguilles-Rouges.

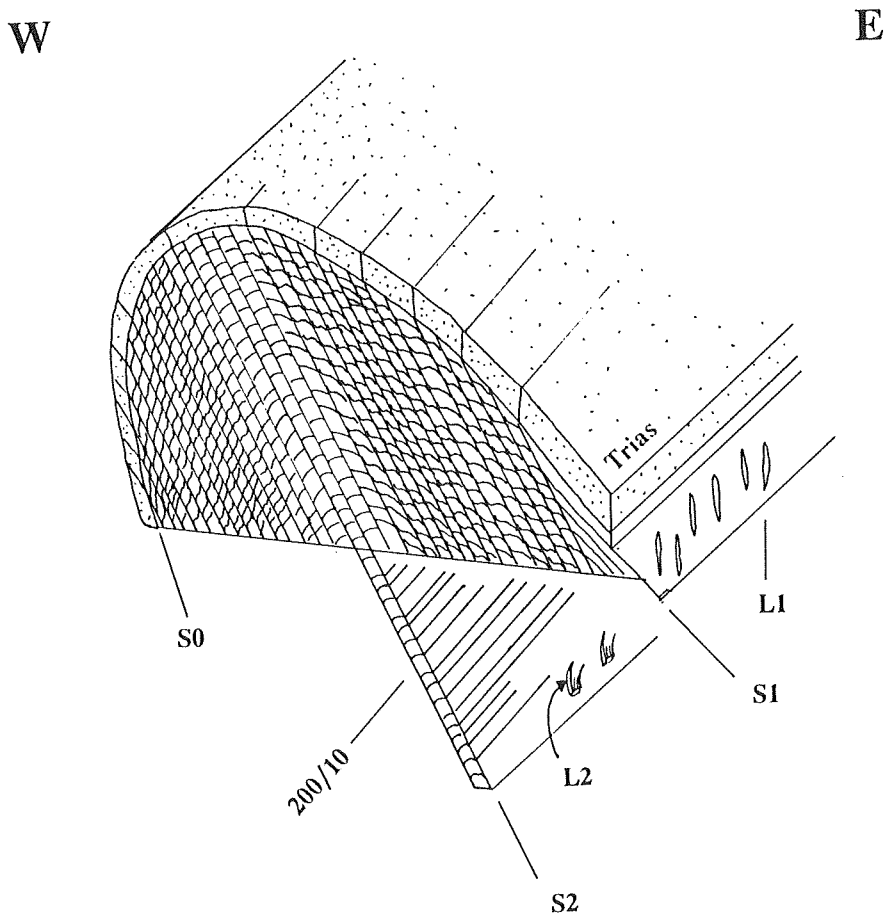


Fig. 24. Schéma des affleurements de la rive gauche du Nant de l'île montrant les relations entre les structures des déformations D1 et D2.

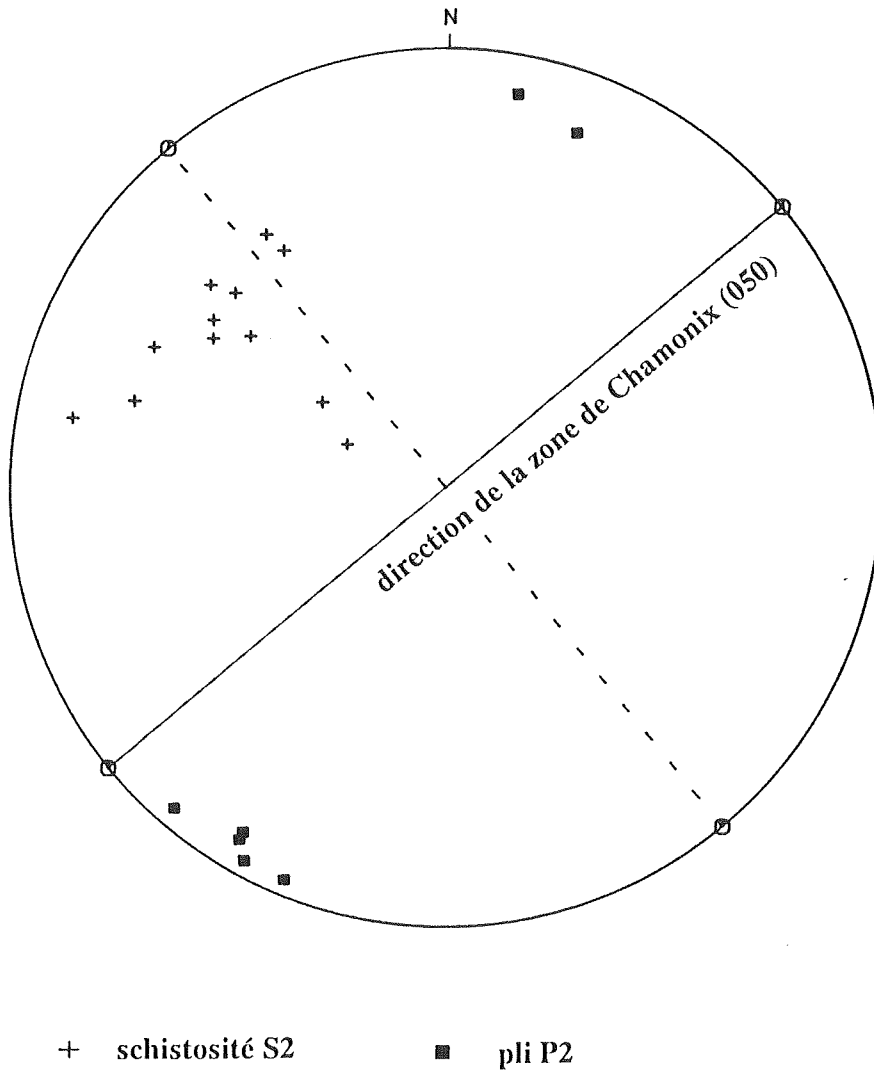


Fig. 25. Projection stéréographique des schistosités S2 et des axes de plis relevés dans la Fm du Vieux Emosson de la couverture du Prarion. Le grand cercle symbolise la direction générale du massif des Aiguilles-Rouges (NE-SW).

3. L'UNITE DE VERVEX

3.1. Introduction

Une série d'éléments parautochtones sépare la nappe de Morcles de la couverture des massifs de Belledonne externe et des Aiguilles-Rouges. Malgré leur composition variée (Carbonifère supérieur, granite, Trias), la similitude de leur position tectonique, ainsi que d'autres parentés qui seront exposées ci-dessous, permet de les regrouper en une seule unité: *l'unité de Vervex*. Le nom de cette unité provient d'un éléments qui la compose et qui a été décrit par PAREJAS (1925): *la Lame Triasique de Vervex*. Les autres éléments qui lui sont associés sont (fig 24B):

- la *Lame Houillère* ou *lame de Carbonifère du Prarion* (PAREJAS, 1921, 1925)
- le *Coin Granitique de la Mottaz* ¹⁾ (PAREJAS, 1925).

3.2. Lame Houillère

3.2.1. Introduction

L'existence d'un élément tectonique superposé au massif des Aiguilles-Rouges et distinct de la nappe de Morcles a été reconnue par PAREJAS (1921). Il s'agit d'une structure formée de grès et de "schistes argileux" du Carbonifère supérieur auxquels est associée une couverture de Trias (Fm du Vieux Emosson et des Arandellys), accompagné peut-être localement de Lias. Epaisse de quelques dizaines de mètres au maximum, cette unité enveloppe la terminaison SW du massif des Aiguilles-Rouges (massif du Prarion). Elle peut être observée des environs du col de Voza au torrent d'Arbon (près de Domancy) en passant par la vallée du Bon Nant.

De nombreux affleurements permettent d'observer la superposition anormale de Carbonifère sur du Trias, par exemple (fig. 14 et 16): (1) le long de la ligne du Tramway du Mont Blanc (TMB), 2km en aval du col de Voza, (2) sur le chemin forestier menant du Champel à Ormei ²⁾, (3) dans le lit du torrent du Tarchet, le long de la route menant de St-Gervais à St Nicolas de Véroce, (4) en rive gauche du Bon Nant, près des bains de St-Gervais (Le Fayet). Une description détaillée de ces affleurements parmi d'autres se trouve dans PAREJAS (1925), p. 449 et sq.

1) La Motte (PAREJAS 1925)

2) Ormai (PAREJAS 1922)

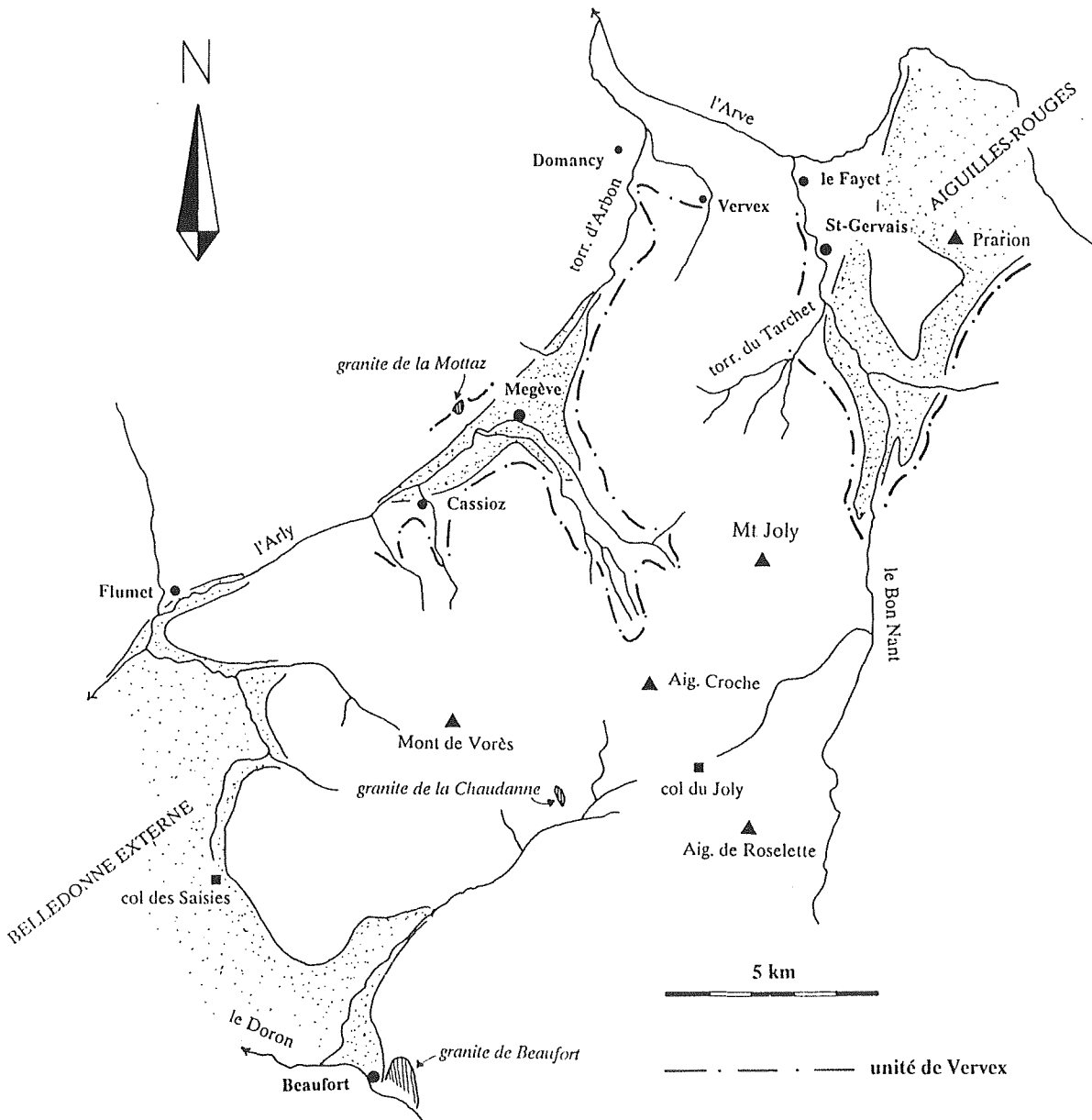


Fig. 26. L'unité de Vervex: carte schématique montrant l'extension de cette unité et les principales localités mentionnées dans le texte.

L'étude de ces affleurements avait déjà incité certains auteurs antérieurs à PAREJAS à introduire des complications tectoniques. Dans le secteur du Prarion par exemple, MICHEL LEVY (1892) avait détecté la présence d'un anticlinal faillé dont la position (du moins localement) correspond à celle de la Lame Houillère (Cf coupe 3 planche V et fig 16 p. 418). RITTER (1897) voyait dans le Nant du Tarchet ³⁾ un anticlinal à coeur de Carbonifère s'enracinant à l'Ouest du Prarion (comparer sa fig. 30 p. 630 avec la fig. 4 p 454 de PAREJAS (1925). Mais aucun n'avait donné jusqu'alors une image d'ensemble qui nous paraisse correcte.

3.2.2. *La controverse*

L'existence de la Lame Houillère postulée par E. PAREJAS, a été contestée par N. OULIANOFF, et une excursion commune à laquelle se sont joints quelques "arbitres", Messieurs Lugeon, Collet, Déverin, Gagnebin et Peterhans, a été organisée. Les résultats de cette confrontation sur le terrain furent consignés dans une note que PAREJAS présente en 1926, et dans laquelle il revenait sur ses conclusions antérieures et se ralliait (à tort !) à l'opinion de ses contradicteurs.

La controverse portait sur plusieurs points, mais dont un est crucial: l'âge de la série gréseuse et argileuse, parfois charbonneuse, qui semble incluse dans les dolomies de la couverture du massif des Aiguilles-Rouges (Fm des Arandellys, Trias) ou qui s'y superpose.

L'âge de cette série a été longtemps l'objet d'interrogations. La présence même d'antracites, qui ont été exploitées localement, est connue depuis fort longtemps. Elles sont signalées par DELAHARPE (1857), DE MORTILLET (1858), FAVRE (1867), RITTER (1897), DOUXAMI (1910), mais elles ont souvent été considérées comme triasiques (parfois rhétiennes) puisqu'elles surmontent des dolomies et des cornieules (Fm des Arandellys, Trias sup) ou y sont incluses. C'était également l'avis d'OULIANOFF qui s'appuyait sur les travaux de LUGEON (1918) démontrant l'existence, dans le domaine helvétique, de charbons non carbonifère. Cependant, des flores du Carbonifère supérieur avaient déjà été découvertes par RITTER (1897) dans le torrent du Tarchet, mais le lien des ces affleurements avec la Lame Houillère était contesté.

De même, dans les affleurements litigieux du torrent du Tarchet, DOUXAMI (in BERTRAND, 1926) trouve, lors de la construction en 1911 de la route de St-Gervais à St-Nicolas, un niveau charbonneux qui livre une flore du Carbonifère supérieur. Mais ces renseignements, alors non publiés, n'avaient probablement pas été portés à la connaissance des protagonistes de la controverse.

3) Torrent d'Orcin (RITTER 1897)

Par la suite, des flores du Carbonifère supérieur ont également été découvertes aux Bains de St-Gervais par MORET (1932) ainsi que par H. BADOUX (comm. pers.) travaillant pour le compte d'OULIANOFF.

En résumé, de nombreux gisements fossilifères démontrent que les grès et argilites noires surmontant la Fm des Arandellys, ou paraissant compris dans celle-ci, doivent être attribués au Carbonifère supérieur. Leur position actuelle est d'origine tectonique. La Lame Houillère de PAREJAS existe bel et bien.

La validité des premières observations de PAREJAS a été confirmée par quelques auteurs postérieurs à 1927 (par exemple MORET (1932, 1934), ELTCHANINOFF (1980)). Notons que la carte géologique au 1:50'000, feuille St-Gervais (MENNESSIER 1976) n'est pas très explicite. Elle reconnaît l'existence en rive droite du Bon Nant d'un élément tectonique nommé "lame carbonifère du Mont" (notice explicative, p.21 et carte tectonique) dont les limites ne correspondent pas tout à fait à celles de la Lame Houillère. Les relations avec les affleurements de la rive gauche, qualifiés d'écaillés sans plus de précisions, sont laissées dans l'ombre.

3.2.3. Secteur du Prarion

■ *Carbonifère supérieur et inférieur*

La mise en évidence dans le massif des Aiguilles-Rouges, de deux séries distinctes d'âge carbonifère a été proposée pour la première fois par BELLIERE & STREEL (1980). Ces auteurs démontrent paléontologiquement l'existence du Carbonifère inférieur (Viséen) composé de sédiments matures (sans feldspath, ni biotite détritiques) contrastant avec les sédiments du Carbonifère supérieur, immatures.

Le Carbonifère supérieur, lui, est daté en de nombreux endroits. En rive droite de l'Arve, nous pouvons citer les gisements de Moëde (secteur de Pormenaz), de la montagne de Fer, exploités par FAVRE (1867) et par MICHEL LEVY (1892)), ceux de Coupeau, signalé par BERTRAND (1926), LAURENT (1968), celui de Servoz (COLLET 1924). En rive gauche de l'Arve, nous rappellerons les gisements du Nant du Tarchet et des Bains de St-Gervais compris dans la Lame Houillère et que nous avons déjà mentionnés plus haut. A cette liste, il faut ajouter un gisement que nous avons découvert récemment, localisé dans les anciennes ardoisières du Prarion.

Dans le massif du Prarion, une grande partie des roches qui ont été cartographiées en Carbonifère supérieur sont en fait à rattacher au Carbonifère inférieur. C'est le cas des affleurements compris entre le sommet du Prarion et l'Arve (BELLIERE & STREEL, 1980, BUJAN, 1989) (fig. 14). Cette distinction est importante dans la recherche des racines de la Lame Houillère, formée exclusivement de Carbonifère supérieure.

Deux zones d'affleurements de Carbonifère supérieur peuvent être distinguées:

a) la première, située en rive droite de l'Arve, forme une bande discontinue et oblique par rapport au massif des Aiguilles-Rouges, s'étirant de Pormenaz aux Houches en passant par la partie avale des Gorges de la Diosaz;

b) la deuxième est limitée à la rive gauche de l'Arve et constitue la Lame Houillère.

Ces observations nous mènent à des conclusions qui diffèrent des hypothèses de PAREJAS concernant d'une part les relations entre la Lame Houillère et les plis du secteur de l'Hôtel du Prarion (problèmes des racines de cette structure), d'autre part la position tectonique du Carbonifère supérieur des ardoisières comprises entre l'Hôtel du Prarion et la Tête de la Charme.

■ *Les racines*

PAREJAS (1925) reliait la Lame Houillère à l'anticlinal de l'Hôtel du Prarion. Il faisait correspondre ainsi cette structure à une large bande de Carbonifère bordant le flanc Est du massif du Prarion. Ce Carbonifère était alors considéré comme du Houiller. Nous avons vu plus haut que cette attribution est erronée, et qu'il faut rattacher ces roches, de même que celles du coeur de l'anticlinal de l'Hôtel du Prarion, au Carbonifère inférieur (Viséen) (BELLIERE & STREEL, 1980; BUJAN 1989). La Lame Houillère en est d'ailleurs cartographiquement distincte (fig. 14 et 16). En effet, elle se poursuit plus au sud, dans les anciennes ardoisières, situées vers 1800 m d'altitude au SSE de l'Hôtel. Elle est séparée de l'anticlinal de l'Hôtel par un bande discontinue de Trias (Fm du Vieux-Emosson).

Selon nous, la Lame Houillère se relie au Carbonifère supérieur de la zone de Pormenaz-les Houches, qui coupe obliquement le massif des Aiguilles-Rouges. Cette jonction, qui s'opérerait dans les environs des Houches est malheureusement cachée par l'important revêtement quaternaire de la vallée de Chamonix. La Lame Houillère serait donc le prolongement vers le SW du Carbonifère supérieur de Pormenaz-les Houches, déformé et entraîné vers le NW lors de la déformation alpine.

■ *Les ardoisières du Prarion*

Le secteur de l'Hôtel du Prarion garde les traces de deux anciennes exploitations d'ardoises (fig. 17). Il s'agit premièrement d'une ardoisière située entre le col de Voza et l'Hôtel alt. 1800. Elle est située indubitablement dans la Lame Houillère. Une mince bande de Trias les sépare de l'anticlinal de l'Hôtel.

La deuxième est comprise entre l'Hôtel et la Tête de la Charme. La situation tectonique de ces affleurement est plus délicate à déterminer. Ce Carbonifère est traditionnellement attribué au massif des Aiguilles-Rouges lui-même. La cartographie détaillée de ce secteur ainsi que l'examen des plongements axiaux dans le secteur de la Tête de la Charme nous pousse à proposer une autre hypothèse. Nous proposons de rattacher ces affleurements à la Lame Houillère. Les ardoisières en constitueraient alors une klippe préservée dans une dépression

axiale entre la Tête de la Charme et le sommet du Prarion. Des failles transverses tardives compliquent encore la structure de cette petite dépression.

3.2.4. *Couverture*

Une couverture mésozoïque est généralement associée au Carbonifère de la Lame Houillère (fig. 27). Elle se compose essentiellement de Trias, représenté par la Fm du Vieux EMosson et la Fm des Arandellys. Contrairement à ce qui s'observe dans la couverture des Aiguilles-Rouges, le membre de la Griaz peut être présent dans la Fm des Arandellys de la Lame Houillère. C'est le cas au Fayet, près des Bains de St-Gervais (MORET, 1932). Nous n'avons jamais observé de roches qui puissent être rattachées sans équivoque à la Fm des Besoëns, ni à la Fm des Tierces ou du Mont Joly dans la couverture de la Lame Houillère. L'absence de ces formations, si elle était confirmée, indiquerait que la "Lame Houillère" se rattache paléogéographiquement au seuil Aiguilles-Rouges - Belledonne externe.

Il est possible que la Fm des Monts Rosset, qui fait suite à la Fm des Arandellys, doive être, pour une part, rattachée à la couverture de la Lame Houillère. Elle ne ferait donc pas entièrement partie de la nappe de Morcles (flanc inverse de l'unité du Sangle). Le contact entre ces deux unités tectoniques se situerait alors au sein de marnes ou d'argilites. Sa localisation précise pourrait alors être problématique.

A Ormev, environ 1 m de grès de la Fm du Vieux EMosson s'observe sous le Carbonifère de la Lame Houillère. Il s'agit peut-être d'un témoin de l'existence d'un flanc inverse, à moins que nous ayons affaire à un bloc éboulé. Ailleurs, la Lame Houillère semble reposer directement sur la Fm des Arandellys de la couverture du massif des Aiguilles-Rouges. Dans la partie frontale (fenêtre de Domancy), la Lame Houillère repose non plus sur du Trias, mais sur des marnes et des argilites de la Fm des Monts Rossets et de Dugny. Là également, il est difficile de préciser si la totalité de ces marnes se rattache de la couverture des Aiguilles-Rouges ou si une partie doit être associée au flanc inverse de la Lame Houillère.

3.2.5. *Phases de déformation et structures.*

La Lame Houillère est un structure précoce car elle est replissée par les plis de phase D2 qui affectent le massif des Aiguilles-Rouges et sa couverture (fig. 17). Nous attribuons donc sa mise en place à la phase D1.

Dans les faciès gréseux du Carbonifère supérieur des affleurements des ardoisières du Prarion, une étude structurale a permis de relever la présence d'une schistosité oblique par rapport à la stratification. Nous l'attribuons à la phase D2. Une structure antérieure, parallèle à la stratification semble être recoupée par S2. Mais cette structure est extrêmement ténue dans ces faciès grossier.

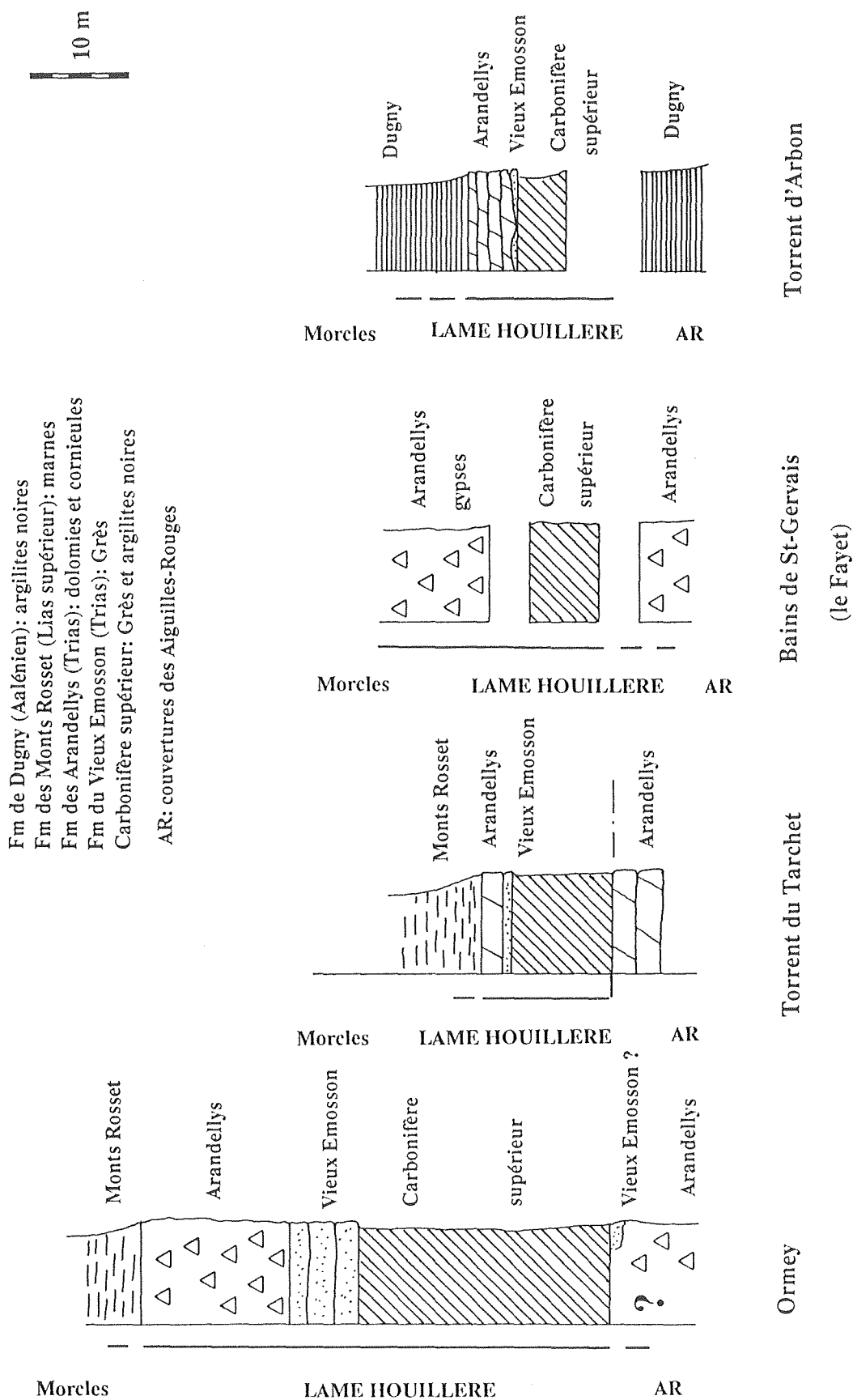


Fig. 27. La Lame Houillère et sa couverture mésozoïque.

Dans les argilites des ardoisières elles-mêmes, une seule schistosité a pu être mise en évidence. Nous l'interprétons comme la réorientation de S1 par S2. Une linéation d'étirement est matérialisée par des amas allongés de pyrites.

Des plis tardifs d'amplitude métrique, auxquels est associée un clivage de crénulation, reprend la schistosité dominante S2.

3.3. *La lame Triasique de Vervex*

3.3.1. *Introduction*

La lame Triasique de Vervex est une structure dont l'importance a été reconnue pour la première fois par PAREJAS (1925). Il s'agit d'une zone de Trias, essentiellement composée de la Fm des Arandellys, tectoniquement incluse dans une série argileuse attribuée aux formations des Monts Rosset et de Dugny. Cette structure se suit de la plaine de l'Arve (secteur de Vervex) aux environs de Megève (fig. 26). Là, elle semble cantonnée à la limite sud de la fenêtre de Megève et se perd à l'est du torrent de Cassioz. La lame de Vervex est donc une structure comprise entre la couverture de Belledonne externe et la nappe de Morcles.

L'épaisseur de la lame Triasique de Vervex ne dépasse guère une dizaine de mètres. Si dans le secteur de Vervex, elle semble affleurer sur une grande surface, c'est qu'elle est ici en dip-slope (PAREJAS, 1925). Au sud de Megève, cette lame prend la forme d'un train de lentilles dolomitiques de 5m d'épaisseur environ, puis se réduit à une bande de 1m dans le ravin de Cassioz, et finit par disparaître dans le torrent suivant (torr. de Varins). Elle n'a jamais été signalée sur le pourtour nord de la fenêtre de Megève, mais peut-être n'est ce dû qu'aux mauvaises conditions d'affleurement.

D'intéressantes observations quant à sa structure peuvent être faites dans le ravin de Cassioz.

3.3.2. *Les affleurements de Cassioz*

Ces affleurements se situent, en rive gauche, dans la partie aval du torrent de Cassioz, vers 1150-1200 m d'altitude. Là, une petite paroi est constituée principalement par les argilites de la Fm de Dugny. Elle est parcourue par une bande de dolomie et de cornieule dont la couleur jaune se détache bien du noir des argilites et qui constituent la lame Triasique de Vervex. Des plis d'amplitude décimétrique affectent cette unité. Ils admettent la schistosité dominante S2 comme schistosité de surface axiale (déformation D2) (fig. 28). La mise en place de la lame Triasique est donc antérieure; nous l'attribuons à D1.

L'examen détaillé de cette lame révèle une structure symétrique par rapport à sa partie centrale (fig 28). Du centre vers la bordure nous trouvons:

- (1) argilites vertes, un peu gréseuse, que nous attribuons au membre argilitique de la Fm du Vieux Emonson (0,2 m);
- (2) dolomies et cornieules, Fm des Arandellys (0,5 m);
- (3) calcaires gréseux, de couleur grise, Fm des Besoëns, présent localement (0-0,2 m);
- (4) marnes noires , Fm des Monts Rosset (?), (0,5 m);
- (5) argilites noires, non carbonatées, Fm de Dugny, (forment la grande partie de l'affleurement).

Les identifications lithologiques sont rendues très délicates par le fort degré de déformation.

La structure symétrique qui peut être observée dans cet affleurement montre sans ambiguïté que nous avons affaire ici à un pli. Celui ci doit être attribué à la phase D1 comme nous l'avons vu plus haut. Le terme de "lame" semble alors peu approprié. Nous l'avons toutefois conservé pour des raisons historiques.

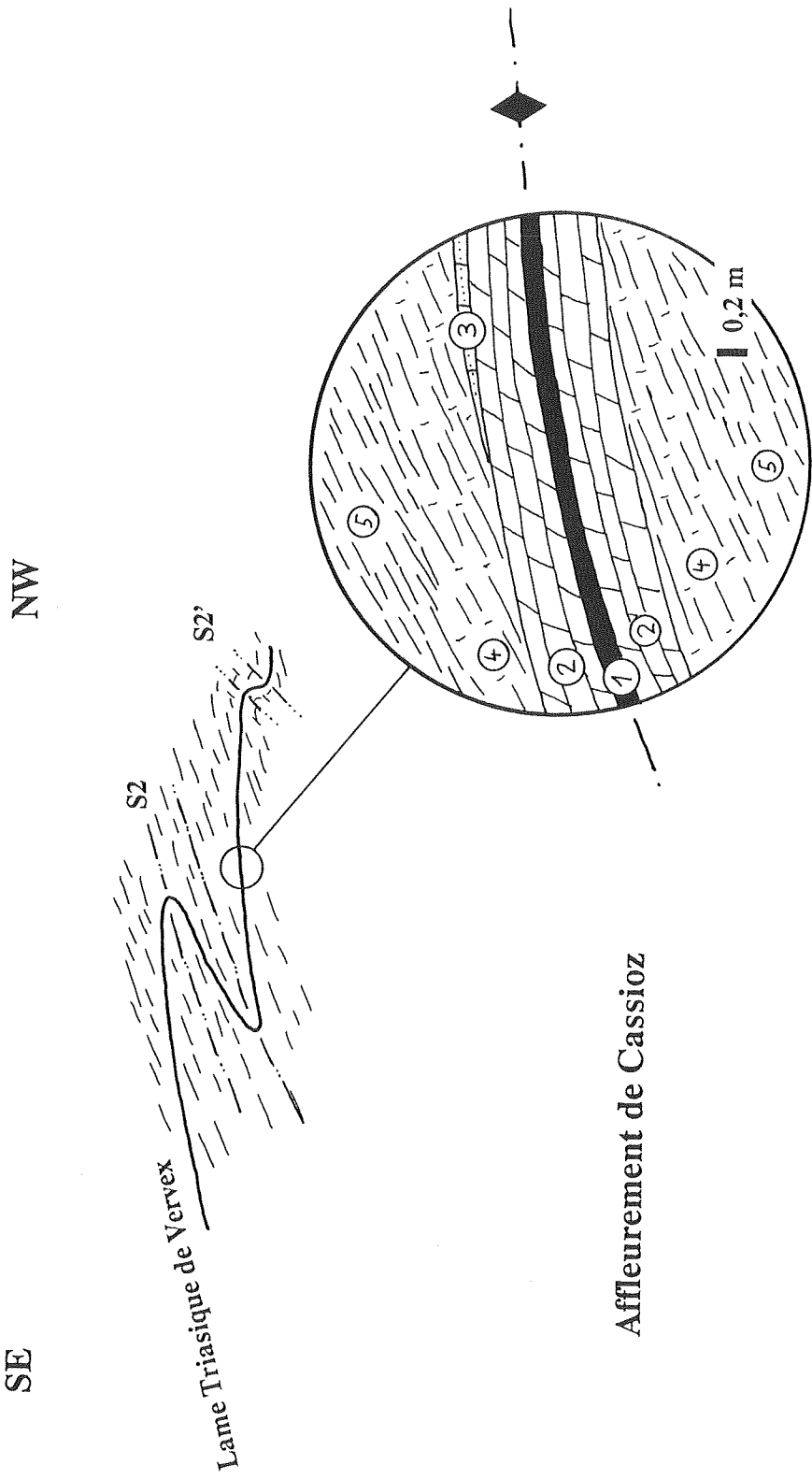


Fig. 28. Les affleurements de Cassioz (légende dans le texte).

3.3.3. *Origine de la Lame Triasique de Vervex et lien avec la Lame Houillère: la fenêtre de Domancy.*

La fenêtre de Domancy est décrite par PAREJAS (1925) p. 457. Il s'agit d'affleurements situés dans le torrent d'Arbon ⁴⁾, vers 700 m d'altitude (934750/109550).

PAREJAS (1925) y a vu la superposition de la Lame de Vervex sur la Lame Houillère dont il s'agirait ici de la portion la plus frontale. Celle-ci montrerait ainsi une portée de plus de 8 km. Malheureusement, nous n'avons pas retrouvé les affleurements de Carbonifère supérieur, car ce secteur, occupé par des pâturages du temps de PAREJAS, est maintenant couvert par de la forêt. Par contre, nous avons pu observer des dolomies du Trias (Fm des Arandellys) qui correspondent très probablement à la couverture de cette Lame Houillère (calcaire dolomitique No 3, fig 6 PAREJAS, 1925), ce qui nous incite à considérer les observations de PAREJAS comme exactes.

Pour PAREJAS (1925) la Lame Houillère et la Lame Triasique de Vervex sont des éléments distincts car:

- leur contenu lithologique est différent (présence ou absence de Carbonifère supérieur !);
- ils sont superposés dans les affleurements du torrent d'Arbon.

Selon cet auteur, la Lame de Vervex doit donc s'enraciner en arrière de la Lame Houillère et en avant de la nappe de Morcles. Si tel était le cas, dans des coupes situées en rive gauche du Bon Nant, sur le flanc Est du Mont Joly, la succession suivante devrait s'observer (de bas en haut): (1) massif des Aiguilles-Rouges et sa couverture; (2) Lame Houillère; (3) Lame Triasique de Vervex; (4) nappe de Morcles.

Dans ce secteur, malgré la relativement bonne qualité des affleurements offertes dans les ravines creusées par quelques torrents, nulle trace de la Lame de Vervex n'a pu être détectée entre la Lame Houillère et la nappe de Morcles. Le schéma de PAREJAS implique donc que la Lame Triasique de Vervex ait été complètement détachée de ses racines, et entraînée dans les parties frontales sans laisser la moindre trace, la plus petite cicatrice, derrière elle. Ceci nous paraît étrange et nous incite à proposer une autre solution.

4) torrent de Darbon selon PAREJAS 1925

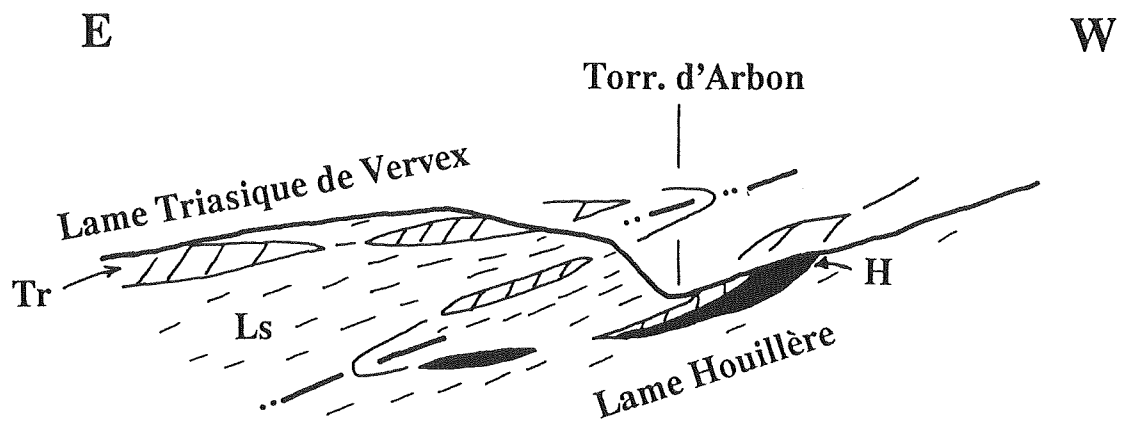


Fig. 29. Les affleurements du Torrent d'Arbon. H: Carbonifère supérieur; Tr: Trias; Ls: "Lias supérieur" (Fm de Dugny, Aalénien)

Pour nous, la *Lame Houillère* et la *Lame Triasique* de Vervex font partie d'une seule unité tectonique (l'unité de Vervex). Autrement dit, la *Lame Triasique* de Vervex n'est rien d'autre que la *Lame Houillère* sans Carbonifère! En effet, hormis le cas de l'affleurement du torrent d'Arbon, ces deux structures occupent la même position tectonique, soit entre la couverture des massifs Aiguilles-Rouges et Belledonne et la nappe de Morcles. De plus, un trait particulier de leur contenu lithologique leur confère une certaine parenté: la présence, dans les deux éléments, du membre de la *Griaz* (gypses) de la *Fm des Arandellys*. En effet, la couverture de la *Lame Houillère* près de Bains de St-Gervais, comme la *Lame Triasique*, à quelques kilomètres de là, dans les affleurements de Vervex contiennent des gypses.

La superposition des deux éléments dans les affleurements du torrent d'Arbon trouve son explication dans des effets de la phase (D2), postérieure à la mise en place de ces éléments (fig 29). Nous avons vu que la *Lame Houillère*, comme la *Lame Triasique* de Vervex, s'est mise en place au cours d'une phase précoce D1 et que ces deux structures peuvent être replissées lors de la phase D2 (par ex. dans le secteur du Prarion ou celui du torrent de Cassioz). De même, nous imaginons que la superposition locale de la *Lame* de Vervex sur la *Lame Houillère* est due à des déformations, plis ou plis failles, de phase D2. De tels plis sont d'ailleurs figurés par PAREJAS (1925, fig 5, p.457) pour expliquer un redoublement local de la *Lame Triasique* de Vervex.

En résumé, le schéma suivant peut être proposé: la *Lame Houillère* a subi, dans sa partie frontale, un étirement, qui a provoqué un boudinage. Par endroit elle est représentée par une série comprenant du Carbonifère supérieur et une couverture de Trias. Ailleurs, seule la couverture triasique est préservée; il s'agit alors de la *Lame Triasique* de Vervex. Cette unité s'est mise en place durant la phase de déformation D1. Des plis plus tardifs, de phase D2, la replissent, provoquant par endroit une superposition ou un dédoublement des structures; c'est le cas dans le torrent d'Arbon.

3.4. *Le Coin Granitique de la Mottaz*

3.4.1. *Introduction*

Les affleurements du granite de la Mottaz se situent dans les environs de Megève, dans le torrent du Foron entre 1150 m et 1250 m m d'altitude. Il s'agit de granite, accompagné de gneiss selon Barféty (1985), complètement isolé dans les schistes satinés du massif de Belledonne externe. Ce granite est encapuchonné d'une couverture triasique. Il est surmonté de marnes de la *Fm des Monts Rosset*, puis de calcaires échinodermiques de la *Fm du Mont Joly* appartenant à la nappe de Morcles (unité du Sangle). Il faut aller 10 km au sud de Megève, dans la vallée du Dorinet près de la Chaudanne, ou jusque dans les environs de Beaufort pour retrouver un granite comparable. L'isolement de cette affleurement de granite, il

faut presque parler de son incongruité, à fait naître des doutes dans l'esprit de certains auteurs quant son autochtonie.

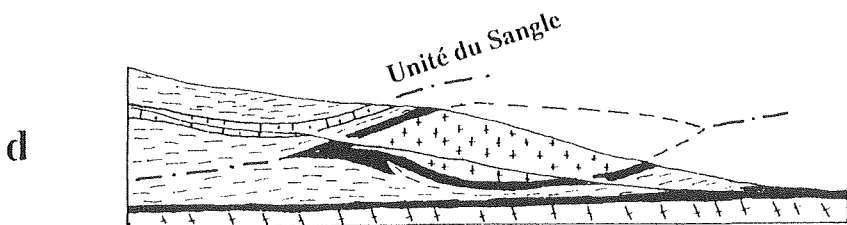
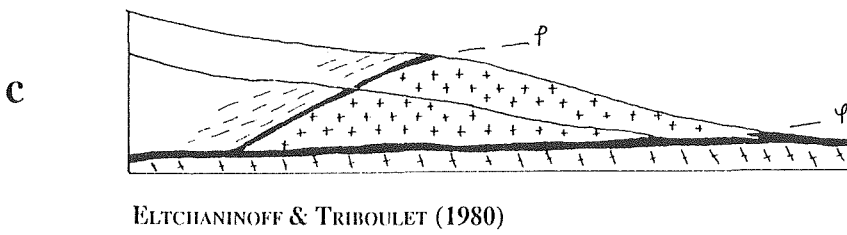
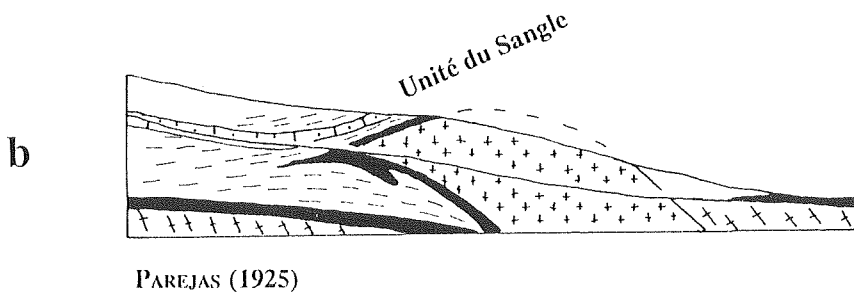
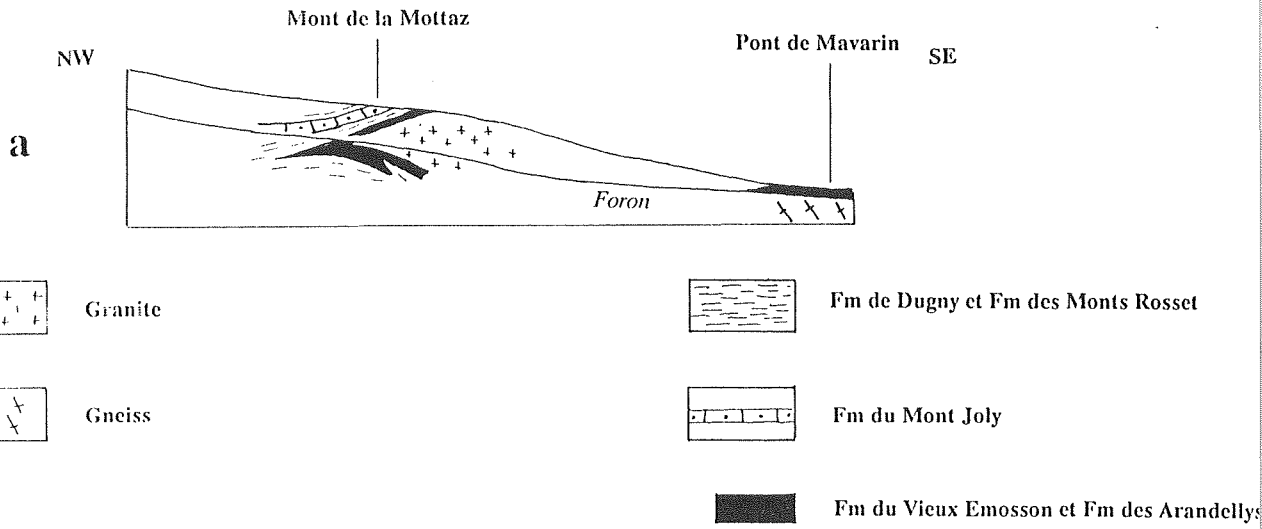
3.4.2. *Position tectonique du Coin Granitique de la Mottaz*

La piètre qualité des affleurements qui caractérise le secteur de Megève, nous donne que peu de renseignements tirés de l'observation directe. La figure 30a illustre les informations dont nous disposons. En grande ligne nous pouvons résumer les faits de la manière suivante:

- le socle de Belledonne externe (série satinée) affleure au bas du torrent vers l'altitude 1080 ; il est rubéfié et recouvert de la Fm du Vieux EMOSSON (Trias) (PAREJAS, 1925) présentant un faible pendage;
- le granite affleure dans le torrent à partir de 1150 m d'altitude;
- le granite possède une couverture constituée de la Fm du Vieux EMOSSON et de la Fm des Arandellys. Celle-ci encapuchonne le granite vers le NW et se prolonge par un anticlinal à coeur de Trias compris dans les marnes de la Fm des Monts Rosset;
- cet édifice est surmonté par la nappe de Morcles ici représentée par l'unité du Sangle.

PAREJAS (1925) envisage aussi bien l'hypothèse de l'autochtonie que celle de l'allochtonie. Il rejette cependant cette dernière sur la base de la constatation suivante: la couverture triasique du granite semble mieux préservée dans le flanc inverse de la structure que dans son flanc normal. Selon lui, si le granite était allochtone, la couverture comprise entre le granite et la couverture de Belledonne externe, en flanc inverse, aurait dû être rabotée et laminée lors de la mise en place du granite et être ainsi moins bien conservée que celle située sur le granite. C'est le contraire qui est observé, PAREJAS en tire un argument pour rejeter l'hypothèse de l'allochtonie.

Nous ne sommes pas d'accord avec cette démonstration, car nous connaissons un pli, non loin de là qui présente les mêmes caractéristiques. Il s'agit de l'unité du Sangle (unité inférieure de la nappe de Morcles dans ce secteur), que nous décrirons plus loin et qui a la particularité de présenter un flanc inverse bien développé et un flanc normal de très faible épaisseur. De telles situations peuvent donc exister.



500 m

PAREJAS (1925) interprétait donc le Coin Granitique de la Mottaz comme autochtone. Il s'agit selon lui d'une sorte de dyke, d'extension limitée, expulsé vers le haut et l'avant durant l'orogénèse alpine (fig 30b). Il reprend ici l'hypothèse de RITTER (1897). Plus récemment, BARFETY (1985) propose également de considérer ce granite comme autochtone ou faiblement déplacé.

TRIBOULET (1980) (fig 30c) voit dans le Coin Granitique de la Mottaz une écaïlle, arrachée au granite de la Chaudanne situé dans le Synclinal Médian. Pétrographiquement le granite de la Chaudanne et celui de la Mottaz semble très proche (Mennessier, 1976).

Nous partageons les vues de TRIBOULET (1980) sur l'allochtonie du Coin Granitique de la Mottaz qui avait déjà été postulée par ROSSET (1957) et BORDET (1961). Mais l'esquisse de la figure 30c ne tient pas suffisamment compte de la structure en anticlinal, si bien mise en évidence par PAREJAS (1925). Nous proposons donc dans la figure 30d une hypothèse qui nous semble intégrer tous les éléments d'observation. Selon nous, le Coin Granitique de la Mottaz forme le coeur boudiné d'une structure anticlinale, comprise entre la couverture de massif de Belledonne et la nappe de Morcles (unité du Sangle).

Le Coin Granitique de la Mottaz a donc exactement la même position tectonique, entre la couverture de Belledonne externe et la nappe de Morcles, que la Lame Houillère et la Lame Triasique de Vervex. De plus nous avons démontré que cette dernière doit être considérée comme un anticlinal (Cf. affleurements de Cassioz). Le Coin Granitique de la Mottaz présente donc une parenté certaine avec la Lame Triasique de Vervex, ce qui nous permet de les inclure, avec la Lame Houillère, dans une même grande unité: l'unité de Vervex.

3.4.3. *Origine du granite de la Mottaz*

Le granite de la Mottaz présente une parenté pétrographique avec un petit pointement granitique situé dans le Synclinal Médian et connu sous le nom de granite de la Chaudanne (MENNESSIER (1976); TRIBOULET, 1980). Ce dernier, est rattaché lui-même au granite de Beaufort, affleurant quelques kilomètres au SE (BORDET, 1961).

Les granites de Beaufort et Chaudanne sont parfois rattachés au massif de Belledonne externe (BORDET, 1961), parfois à Belledonne interne (ELTCHANINOFF & TRIBOULET, 1980).

◀ *Fig. 30.* (p. 82) Le granite de la Mottaz: a) informations tirées de l'observation; b) hypothèse de Paréjas (1925); c) hypothèse de Eltchaninoff et Triboulet (1980); d) interprétation proposée.

3.5. *l'unité de Vervex, vue d'ensemble*

Nous avons regroupé, au sein de l'unité de Vervex, trois éléments tectoniques qui sont: la *Lame Houillère*, la *Lame Triasique de Vervex* et le *Coin Granitique de la Mottaz*. Ils ont une position tectonique identique, soit comprise entre la couverture des massifs des *Aiguilles-Rouges* et de *Belledonne externe* et la *nappe de Morcles*.

L'unité de Vervex est composée de roches du socle paléozoïque (Carbonifère supérieur et granite) auxquelles est associée une couverture mésozoïque formée de Trias (formations du *Vieux Emosson* et des *Arandellys*) et probablement d'un peu de Lias (formations des *Monts Rosset* et de *Dugny*). Les éléments de socle paléozoïque sont issus de l'arrière des massifs des *Aiguilles-Rouges* et de *Belledonne externe*, que nous considérons comme tectoniquement équivalents. Par endroit, le socle paléozoïque manque, et seul le Mésozoïque constitue l'élément tectonique (*Lame Triasique de Vervex*).

La variabilité du contenu lithologique de l'unité de Vervex en une des caractéristiques. Elle peut trouver son explication dans le dispositif paléogéographique tel qu'il est illustré dans la figure 31. La patrie de l'unité de Vervex est située entre celle de la *nappe de Morcles* et les massifs des *Aiguilles-Rouges* et de *Belledonne externe*, tout en bordure de ces derniers. Le contenu lithologique de l'unité de Vervex leur est donc intimement lié. Sa variabilité est due à l'obliquité de certaines structures paléozoïques (zone de Carbonifère supérieur de *Pormenaz-les Houches*, granite de *Beaufort*) sur les directions alpines. En effet ces structures recoupent localement la patrie de l'unité de Vervex et peuvent être impliquées dans cette unité. L'incorporation des éléments du socle paléozoïque peut être tributaire de deux facteurs:

(1) la nature même du socle paléozoïque. C'est le cas du Carbonifère supérieur pouvant aisément se détacher du massif des *Aiguilles-Rouges* à la faveur de certains niveaux argileux;

(2) la présence de paléofailles créées lors de l'ouverture du bassin de la *nappe de Morcles* et localement réactivées lors de l'orogénèse alpine. C'est ce que nous invoquons pour expliquer le détachement du *Coin Granitique de la Mottaz*, mais avouons le, sans observations précises pour étayer une telle hypothèse. Nous dirons seulement que l'existence de telles failles en bordure du bassin de la *nappe de Morcles* nous semble très probable. Il est même très à la mode de les faire figurer dans les reconstitutions paléogéographiques.

En l'absence de ces facteurs, seule la couverture mésozoïque est impliquée dans l'unité tectonique. Il s'agit alors de la *Lame Triasique de Vervex*.

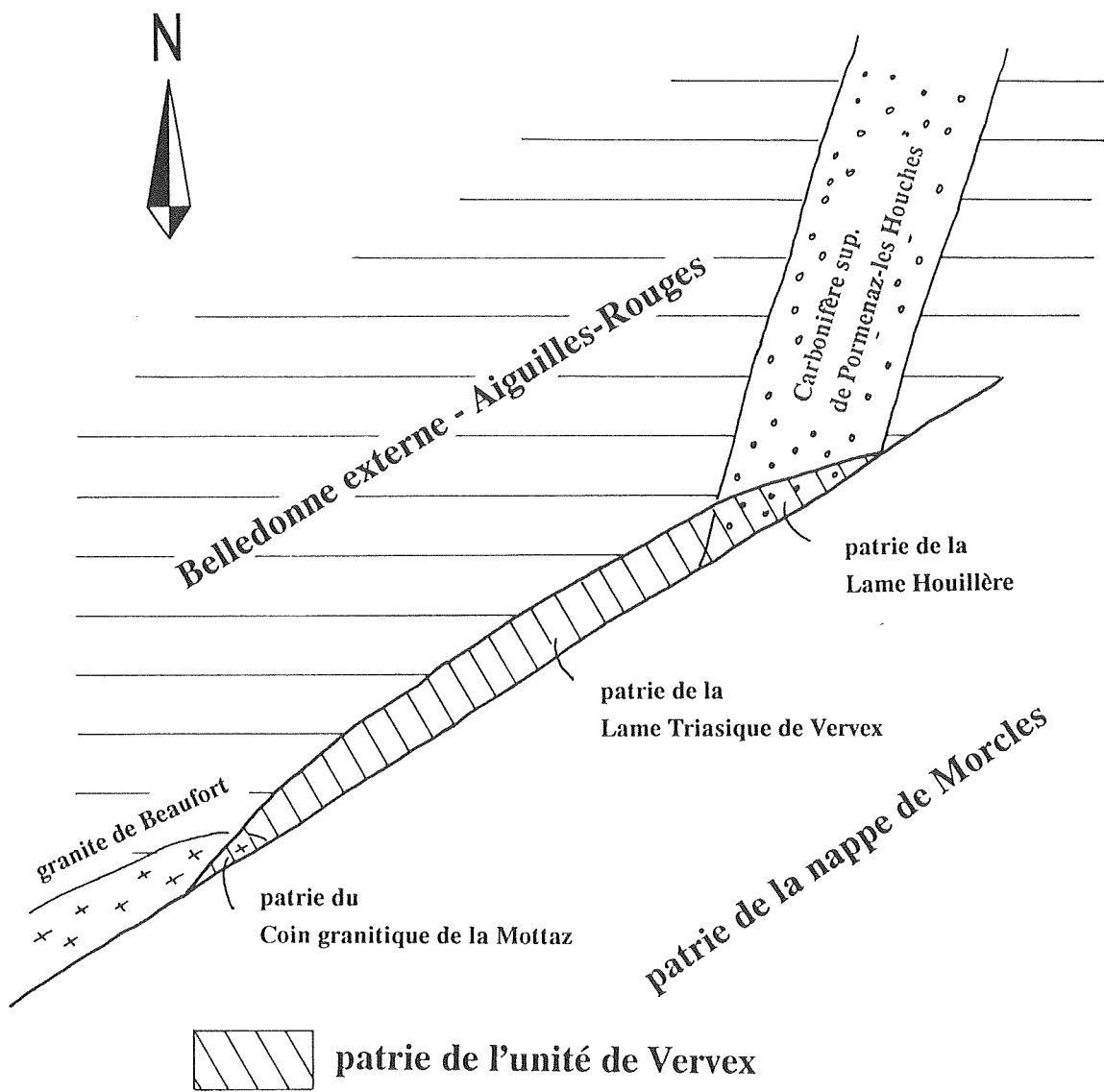


Fig. 31. Unité de Vervex, schéma paléogéographique.

L'unité de Vervex est une structure de 1ère phase (D1). Au moins localement (affleurements de Cassioz et de la Mottaz), il s'agit plus d'un pli isoclinal de grande amplitude que d'une vraie écaille, limitée à la base par un plan de chevauchement. Les termes de "lame" ou de "coin" que nous avons utilisés dans la nomenclature sont alors peu appropriés. Nous les avons cependant conservés car c'est sous cette terminologie que ces éléments tectoniques ont été décrits pour la première fois dans la littérature.

Ainsi que PAREJAS (1925) l'avait très bien compris, la présence même de l'unité de Vervex à la base du Mont Joly et des Aravis démontre sans ambiguïté l'allochtonie de ces massifs. Malgré sa faible importance volumétrique, l'unité de Vervex doit être considérée comme un trait structural important.

4. NAPPE DE MORCLES

4.1 Introduction

Il est nécessaire d'introduire ici quelques éléments de corrélation tectonique entre les parties suisse et française de la nappe de Morcles, particulièrement en ce qui concerne la composition de la zone de Chamonix.

En effet, les avis sur la structure de la zone de Chamonix divergent dans la littérature récente. Par exemple, AYRTON (1980) postule l'existence, entre la couverture du massif des Aiguilles-Rouges et celle du Mont-Blanc, d'une "suture médiane" dans laquelle il enracine la totalité de la nappe de Morcles. ELTCHANINOFF-LANCELOT et al. (1982) ainsi que BUTLER (1985), placent dans la zone de Chamonix non seulement les racines de la nappe de Morcles mais aussi celles de toutes les nappes helvétiques. Celles-ci seraient alors cachées en partie par un hypothétique "chevauchement du Mont-Blanc". Mais cette proposition est à rejeter catégoriquement car ce chevauchement n'existe pas (EPARD, 1986).

TRÜMPY (1963) et MASSON et al. (1980) enracinent le flanc inverse de la nappe de Morcles dans la zone de Chamonix, où il correspond à la couverture du massif du Mont-Blanc. Cette corrélation est basée sur la ressemblance entre les coupes de Saillon (flanc inverse de la nappe de Morcles) et de Martigny (zone de Chamonix). Malgré la dizaine de kilomètres qui séparent ces deux localités, cette similitude est si grande qu'elle nous fait considérer cette corrélation comme extrêmement fiable. Nous adopterons donc le schéma de ces auteurs.

Les terrains sédimentaires qui composent la zone de Chamonix dans sa partie NE sont donc:

- la couverture du bord interne du massif des Aiguilles-Rouges;
- la couverture du bord externe du massif du Mont-Blanc qui correspond au flanc inverse de la nappe de Morcles.

La situation est identique dans le secteur du col de Balme. Dans la région du Vorassay et du col de Voza (extrémité SW de la zone de Chamonix), la succession est comparable. La seule différence consiste en l'apparition de l'unité de Vervex entre la couverture des Aiguilles-Rouges et celle du Mont-Blanc. Plus en détail, l'extrémité SW de la zone de Chamonix est composée des éléments suivants (du NW au SE, soit de bas en haut):

- (a) socle cristallin des Aiguilles-Rouges et sa couverture (Trias)
- (b) unité de Vervex (Lame Houillère)
 - plan de chevauchement de la nappe de Morcles
- (c) mince barre de calcaires de la Fm du Mont-Joly (Lias moyen), entourée d'un peu de marnes et argilites des formations des Monts Rosset et de Dugny (Lias supérieur);

- (d) succession complète de terrains du Trias, du Lias et de la base du Dogger (Aalénien), en contact stratigraphique avec le Mont-Blanc (EPARD, 1986). Bien qu'affectée de nombreux plis (plis du Vorassay), cette série est globalement en position inverse; elle affleure du col de Tricot au col de Voza.
- (e) socle cristallin du Mont-Blanc;

Les éléments (c), (d) et (e) sont situés au-dessus du chevauchement basal de la nappe de Morcles, et ne sont pas séparés les uns des autres par un chevauchement majeur. Ils constituent tous ensemble la nappe de Morcles. La partie externe du socle Mont-Blanc (e) est le soubassement stratigraphique de la série renversée (d). Elle appartient donc à la nappe dont elle constitue le coeur. Quant à la couverture sédimentaire, on voit qu'ici la nappe de Morcles peut être divisée en deux parties:

- la mince bande de calcaires échinodermiques et gréseux (Lias moyen) (c) affleurant à la base de la nappe de Morcles. PAREJAS (1922 et 1925) nomme cette structure pli A, élément externe A, ou Lias moyen basal. Ces calcaires forment le coeur d'une structure que nous l'avons appelé Elément A dans une note précédente (EPARD 1989). Nous proposons ici le terme d'unité du Sangle, du nom d'une montagne située au SW de Megève.
- les plis du Vorassay (plis B et C de PAREJAS (1922) (d) qui se poursuivent dans le massif du Mont Joly dont ils constituent la plus grande partie. Il s'agit de l'unité du Mont Joly ou pli digité du Mont Joly de PAREJAS (1925).

L'unité du Sangle et celle du Mont Joly sont séparées par un synclinal à coeur d'Aalénien (Fm de Dugny): le synclinal du Mont d'Arbois, qui affleure au col de Voza (synclinal couché du Mont d'Arbois - col de Voza de PAREJAS, 1925).

4.2 L'unité du Sangle

4.2.1. Introduction

L'unité du Sangle constitue la partie inférieure de la nappe de Morcles dans le secteur du Mont Joly. Elle prend naissance près du col de Voza (extrémité SW de la zone de Chamonix) et se suit jusque dans la vallée du Dorinet. Elle est superposée à l'unité de Vervex, ou, en l'absence de celle-ci, elle repose directement sur l'unité de Belledonne externe. Elle est limitée vers le haut par la trace axiale du synclinal du Mont d'Arbois. Nous la décrivons de sa partie frontale et septentrionale (col de Voza) à sa racine (la partie externe de Belledonne interne) (fig. 32).

4.2.2. La vallée du Bon Nant

Une coupe levée le long de la ligne du Tramway du Mont-Blanc (TMB), 500 m avant le col de Voza, montre la succession suivante:

- 1) dolomies et cornieules (5m) (couverture de la Lame Houillère, unité de Vervex);
- 2) marnes du Toarcien (quelques mètres)(Fm des Monts Rosset)
- 3) calcaires gréseux du "Lias moyen" (Fm du Mont Joly) (5-10 m). On note la présence d'une barre de calcaire gréseux, grossièrement échinodermique qui forme au dessus de la voie "comme un mur ruiné" (selon l'expression de PAREJAS, 1925);
- 4) marnes toarciennes (20 m) (Fm des Monts Rosset);
- 5) argilites noires de l'Aalénien (Fm de Dugny) dans lesquelles est creusé le col de Voza. Elles forment le coeur du synclinal du Mont d'Arbois.

Ces affleurements sont tassés et l'estimation précise des épaisseurs est délicate.

Les niveaux (2), (3), (4), et en partie (5) constituent l'unité du Sangle, ici très peu puissante (50-100m). Les calcaires du "Lias moyen" (Fm du Mont Joly) (3) correspond au "Lias moyen basal" de .i.PAREJAS (1925). Ils sont plus résistants à l'érosion que les marnes qui l'entourent et forment un bon niveau repère qu'il est possible de suivre dans le massif du Mont Joly.

En rive droite du Bon Nant, le "Lias moyen basal" se suit des environs du col de Voza au secteur de la Gruvaz. Là, il disparaît sous le Quaternaire. On le retrouve en rive gauche, entre le Nant de l'Île et le torrent des Meuniers où il forme une petite falaise; puis il se suit en direction du Nord vers 1450 m d'altitude jusque dans la région de Plan de la Croix.

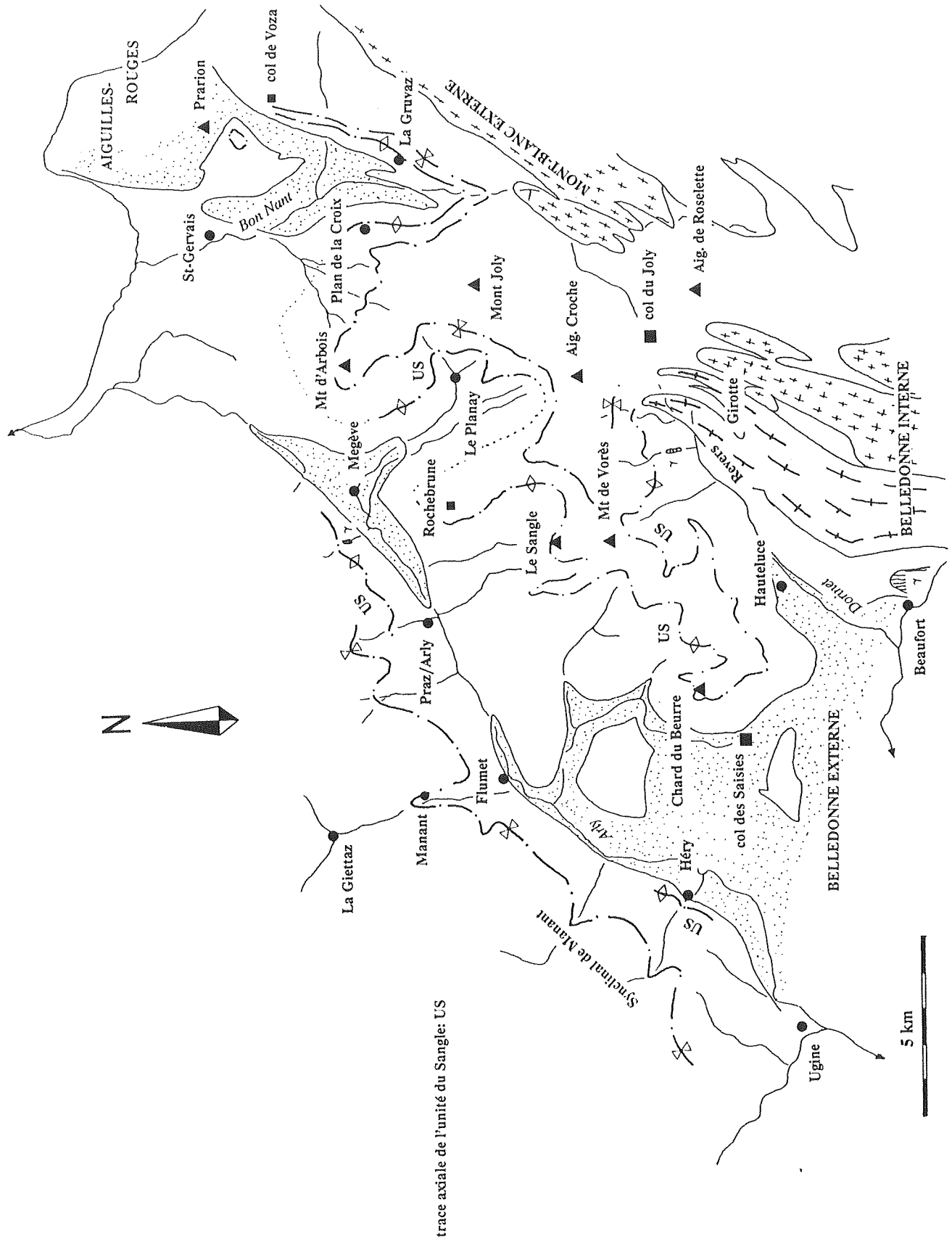


Fig. 32. Unité du Sangle: carte schématique des principales localités citées dans le texte

Ces calcaires gréseux du "Lias moyen" sont continuellement séparés de l'unité de Vervex par des marnes de la Fm des Monts Rosset (Toarcien), ce qui démontre l'allochtonie de "Lias moyen basal". Ces marnes ont été confondues par MENNESSIER (1976) avec celles de la Fm des Tierces (Lias inférieur). Ainsi, la carte géologique de Saint-Gervais note-t-elle une succession normale et autochtone à la base du Mont Joly. Cette erreur d'attribution a été rectifiée par ELTCHANINOFF & TRIBOULET (1980).

Il serait fastidieux de décrire en détail chaque affleurement. Nous nous bornerons à relever ici les observations qui nous semblent les plus marquantes.

L'épaisseur de la barre du "Lias moyen basal" (Fm du Mont Joly) augmente en direction du SW. Elle est réduite à quelques mètres dans le secteur du col de Voza, alors qu'en rive gauche du Bon Nant, elle atteint 20-30 m. De même, la puissance des marnes du Toarcien qui la séparent de l'unité de Vervex croît également. Ainsi, l'unité du Sangle, composée de ces deux terrains, prend de l'importance lorsque l'on se dirige vers le SW.

Au col de Voza, le "Lias moyen basal" est composé essentiellement de calcaires échinodermiques grossiers. Plus au SW d'autres faciès du "Lias moyen" complètent la série.

Dans le Nant de l'Ile, la base topographique de la barre calcaire du "Lias moyen basal" est marquée localement par un banc de calcaire échinodermique grossier de 1 m d'épaisseur. Ce niveau grossier caractérise le sommet stratigraphique de la Fm du Mont Joly telle que nous la connaissons ailleurs. Il correspond au "Domérien" de PAREJAS (1922). Nous déduisons donc qu'une partie au moins du "Lias moyen basal" est en position inverse. Nous sommes ici en désaccord avec PAREJAS (1925) qui voyait dans cette barre calcaire une série uniquement normale, chevauchant un "coussinet" toarcien. Il se basait sur le fait que le contact entre les calcaires du Lias moyen et les marnes toarciennes est tranché à la base alors qu'il est progressif au sommet. L'interprétation de PAREJAS est reprise par ELTCHANINOFF ET TRIBOULET (1980) qui notent sur leur carte un chevauchement à la base du "Lias moyen basal". Pour nous, aussi bien les contacts inférieur que supérieur avec les marnes des Monts Rosset (Toarcien) sont stratigraphiques. Le "Lias moyen basal" forme donc le coeur anticlinal de l'unité du Sangle.

Le "Lias moyen basal" présente une épaisseur anormalement grande entre le Nant de l'Ile et le torrent des Meuniers (80-100 m). Nous expliquons cette surépaisseur locale par des redoublements dus à des plis. Ces plis semblent admettre la schistosité dominante comme schistosité de surface axiale. Ils replissent une schistosité préexistante S1, approximativement parallèle à la stratification. (fig. 33). La schistosité dominante S2 recoupe complètement le coeur de l'unité du Sangle. Elle lui est donc postérieure.

SE

NW

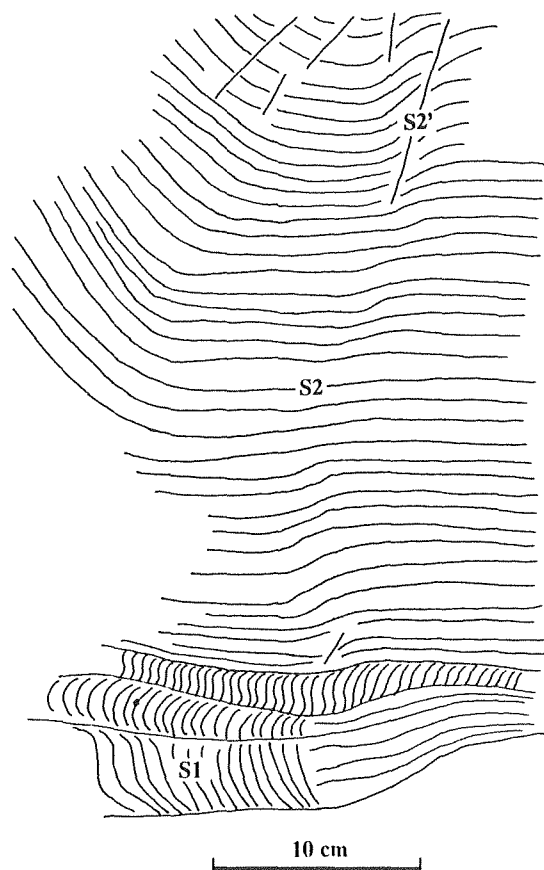


Fig. 33. Schéma de trois schistosités dans le Lias moyen (Fm du Mont Joly) de l'unité du Sangle du Nant de l'Île

4.2.3. Le secteur du Prarion

Nous ouvrons ici une parenthèse concernant la situation tectonique des affleurements de Lias situés dans le secteur du Prarion, à l'Ouest de l'Hôtel. Ce Lias est constitué essentiellement de calcaires de la Fm du Mont Joly et d'argilites de la Fm de Dugny. Les auteurs précédents (CORBIN & OULIANOFF, 1927; MENNESSIER, 1976) le rattachaient à la couverture du massif des Aiguilles-Rouges. Nous pensons que cette attribution est erronée. La cartographie détaillée de ce secteur (fig. 17) montre que ces affleurements sont tectoniquement superposés à la Lamé Houillère. Ils sont donc allochtones et font partie de la base de la nappe de Morcles (unité du Sangle). Il n'y a donc pas de Lias appartenant à l'unité des Aiguilles-Rouges dans le secteur du Prarion, hormis le petit affleurement de

Montivon (941050/2106950) (MENNESSIER, 1976) essentiellement constitué de marnes et calcaires de la Fm des Tierces (Lias inférieur).

4.2.4. *Le Planay*

Le Planay est situé au SE de Megève, au pied du flanc est du Mont Joly. Près de là affleure une barre de Lias moyen (Fm du Mont Joly) que PAREJAS (1925) relie à son "Lias moyen basal", coeur de notre unité du Sangle. En effet, ces calcaires ont la même position tectonique que ceux que nous venons de décrire dans la vallée du Bon Nant, et moins de 4 km séparent ces deux secteurs. Cette corrélation, qui se fait au travers de l'arête reliant le Mont Joly au Mont d'Arbois, ne semble poser aucun problème majeur.

Les remarques que nous avons faites plus haut concernant:

- la confusion par MENNESSIER (1976) du Lias inférieur (Fm des Tierces) avec le Toarcien (Fm des Monts Rosset);
- l'absence de contact tectonique à la base de la barre des calcaires du Lias moyen;
- le replissement de cette barre par des plis de phase D2;

sont également valables pour ces affleurements.

4.2.5. *Rochebrune*

Rochebrune se trouve à 3 km environ au SE de Megève. Une coupe levée entre ces deux localités montre la succession suivante:

- a) unité de Belledonne externe (socle et couverture);
- b) unité de Vervex (ici, la Lame Triasique qui affleure près de Cassioz);
- c) une série inverse comprenant, de bas en haut, du Lias supérieur, puis des calcaires du Lias moyen et du Lias inférieur. Ces calcaires se poursuivent vers le sud et constituent de magnifiques affleurements dans la paroi nord du Sangle. Informellement, nous les nommerons *barre calcaire du Sangle*;
- d) Lias supérieur séparant la *barre calcaire du Sangle* de plis du Mont Joly - Aiguille Croche. Il constitue le prolongement vers le SW du synclinal du Mont d'Arbois.

Pour PAREJAS (1925), la série (c), plus particulièrement la *barre calcaire du Sangle* constitue la suite vers l'W de son "Lias moyen basal". En effet, sa position tectonique est identique. La barre calcaire du Sangle ainsi que les marnes et argilites qui l'environnent forment notre unité du Sangle. Elle est donc limitée vers le bas par l'unité de Vervex (b) et vers le haut par la trace axiale du synclinal du Mont d'Arbois.

ELTCHANINOFF & TRIBOULET (1980) n'admettent pas cette correspondance entre *barre calcaire du Sangle* et "Lias moyen basal". Pour ces auteurs, la *barre calcaire du*

Sangle fait partie de leur "*nappe inférieure du Mont Joly - Aiguille Croche*" alors que le "Lias moyen basal" constitue, dans le secteur du Planay et du Bon Nant, la base de leur "*unité supérieure Mont Joly - Aiguille Croche*". La limite entre ces deux unités serait donc sécante au "Lias moyen basal" de PAREJAS (1925). Une importante lacune d'affleurements entre le secteur du Planay et celui de Rochebrune laisse en effet la porte ouverte à différentes interprétations.

Dans la partie supérieure de la *barre calcaire du Sangle*, le contact de la Fm des Tierces (Lias inférieur) avec la Fm de Dugny (Aalénien) (soit l'absence locale des formations du Mont Joly et des Monts Rosset) est stratigraphique, contrairement à ce que proposent ELTCHANINOFF & TRIBOULET (1980). Aucune trace de mouvements importants n'est visible. Dans la vallée de Hauteluze (4.2.7) où nous retrouvons le prolongement de la barre du Sangle, cette caractéristique est particulièrement nette. Remarquons aussi que l'hypothèse d'un chevauchement qui amènerait du Lias supérieur sur du Lias inférieur en position inverse (soit du plus jeune sur du plus vieux), ainsi que le proposent ELTCHANINOFF & TRIBOULET (1980), pose des problèmes géométriques, cinématiques et paléogéographiques auxquels ces auteurs n'apportent pas d'explication.

Ainsi, le plan de chevauchement séparant l'unité inférieure de l'unité supérieure Mont Joly - Aiguille Croche n'existe pas. Nous nous rallions donc à l'hypothèse de PAREJAS (1925) et nous faisons correspondre la *barre calcaire du Sangle* au "Lias moyen basal". Ces deux structures ont la même position tectonique. Ils font partie d'une même unité: l'unité du Sangle. De plus, la base de la *barre calcaire du Sangle* est marquée par un banc échinodermique grossier tout comme le "Lias moyen basal" dans le Nant de l'Île. Cette analogie est un indice supplémentaire appuyant cette corrélation.

L'absence d'affleurements du Lias moyen entre les secteurs de Planay et de Rochebrune peut s'expliquer par la très mauvaise qualité des affleurements (recouvrement quaternaire important, nombreux glissements). Il pourrait s'agir aussi d'une complication tectonique locale comme pourrait le faire penser le redoublement du "Lias moyen basal" dans le secteur de Rochebrune.

De Rochebrune, la *barre calcaire du Sangle* se suit sans interruption jusque dans le secteur du Chard du Beurre. Du fait des calcaires qui la composent, sa présence est presque continuellement soulignée par de petites falaises ou des ruptures de pentes. Elle contraste ainsi morphologiquement avec les pentes plus douces occupées par les marnes qui l'environnent.

Contrairement à la situation dans la vallée du Bon Nant et au Planay, l'unité du Sangle n'est pas uniquement représentée ici par les calcaires de la Fm du Mont Joly (Lias moyen), mais la série se complète de Lias inférieur (Fm des Tierces), d'où une nette augmentation de son épaisseur (100 m en moyenne). Il est localement replissé, comme au Sangle, où son épaisseur apparente atteint près de 200 m.

En direction du Chard du Beurre, la puissance du Lias moyen (Fm du Mont Joly) décroît en faveur du Lias inférieur (Fm des Tierces). Dès le Sangle, les faciès grossiers qui marquent la base de la barre calcaire semblent disparaître; de plus, la Fm du Mont Joly devient plus argileuse. Cette évolution latérale de faciès déjà décrite dans le chapitre stratigraphique, peut provoquer parfois des difficultés d'attribution stratigraphique et des confusions entre la Fm des Tierces (Lias inférieur) et la Fm du Mont Joly (Lias moyen). ELTCHANINOFF & TRIBOULET (1980) évitent cette difficulté et ne différencient d'ailleurs plus ces deux formations sur leur carte.

L'unité du Sangle, nous le montrerons plus loin, est une structure de 1ère phase. Cette caractéristique permet d'expliquer quelques "bizarreries locales". Nous prendrons comme exemple la synforme anticlinale à coeur de Lias moyen cartographiée par ELTCHANINOFF & TRIBOULET (1980) près des Châteaux (930200/2101100, 1,5 km au SE du Praz sur Arly) mais qui ne figure pas sur leur coupes (TRIBOULET, 1980, pl. II, coupe 19). Cette structure s'explique aisément par une figure d'interférence entre un pli couché de 1ère phase (l'unité du Sangle) et des plis de 2ème phase, déversés vers le NW (fig. 34). Ces plis admettent la schistosité dominante comme schistosité de surface axiale.

4.2.6. *Le Chard du Beurre*

Dans le secteur du Chard du Beurre (à l'est du col des Saisies), les affleurements sont rares et de mauvaise qualité si bien que les cartes existantes souffrent de nombreuses imprécisions. Une coupe levée sur le versant nord du Chard du Beurre montre cependant clairement la superposition de l'unité du Sangle sur la couverture de Belledonne externe (fig. 35). Les calcaires de la Fm du Mont Joly (Lias moyen) de la couverture de Belledonne externe sont massifs, grossièrement échinodermiques et peu gréseux, alors que ceux de l'unité du Sangle sont bien lités, finement gréseux, et plus argileux. Cette distinction nous permet de suivre l'unité du Sangle sans la confondre avec la couverture de Belledonne externe. Ainsi, nous l'avons encore repérée sur le versant W du Chard du Beurre (Covetan), puis, dans la région de Hauteluce, dans le torrent de Chosal.

La schistosité dominante, de 2ème phase, est plus pentée vers le SE que la stratification, ici approximativement horizontale. Cette relation typique des flancs normaux des plis de 2ème phase s'observe dans le flanc inverse de l'unité du Sangle, démontrant ainsi l'antériorité de cette structure.

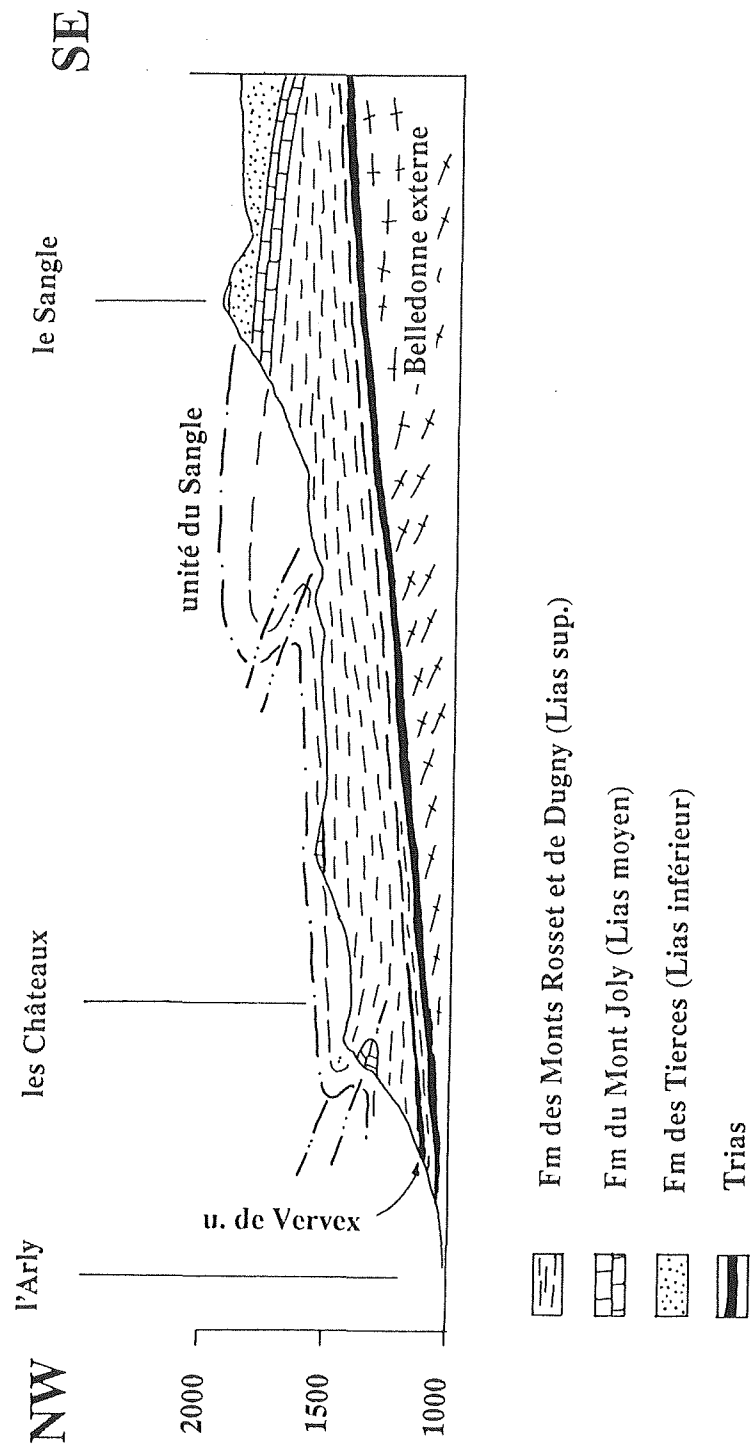


Fig. 34. Figure d'interférence entre 1ère (unité du Sangle) et 2ème phase dans le secteur des Châteaux. (modifié d'après TRIBOULET, 1980)

unité du Sangle couverture de Belledonne externe

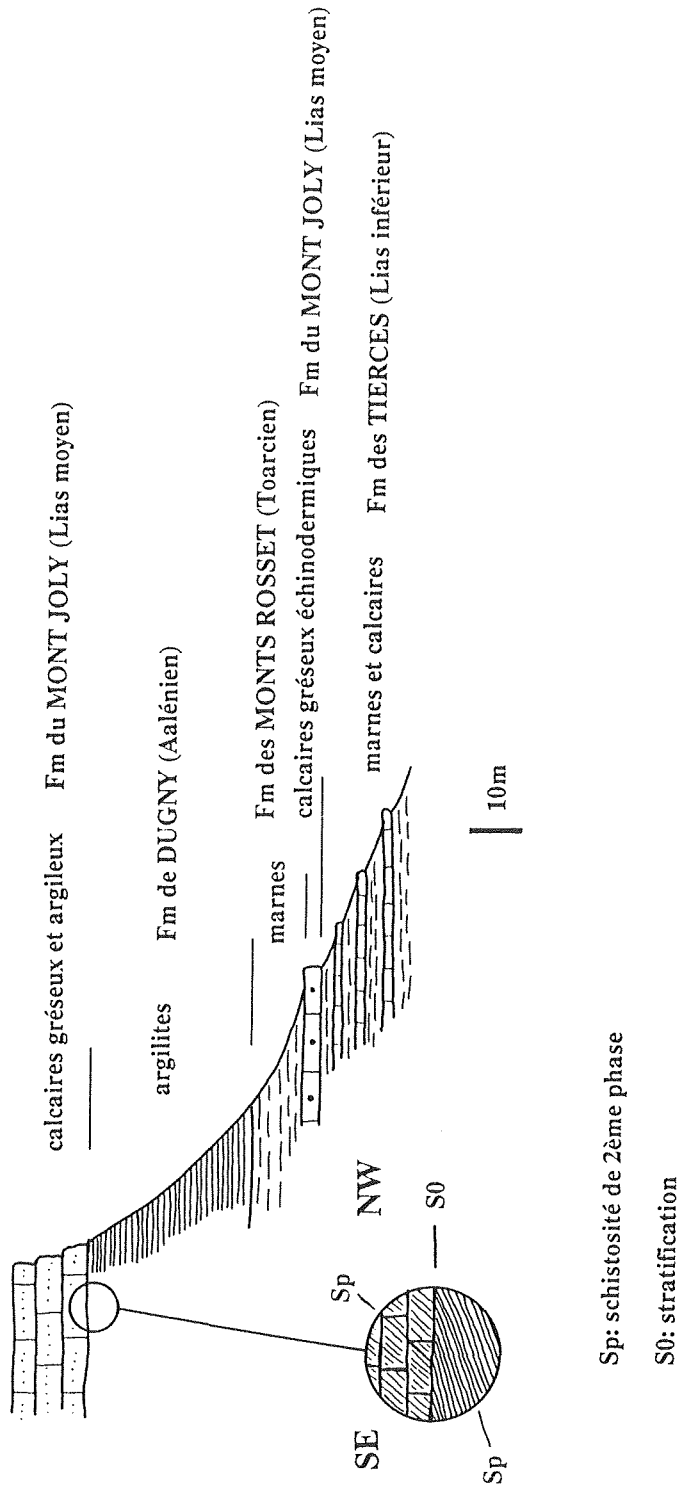


Fig. 35. Unité du Sangle et couverture de Belledonne externe au nord du Chard du Beurre

4.2.7. La région de Hauteluze et la vallée du Dorinet









Le secteur de Hauteluze et plus généralement toute la rive droite du Dorinet jusqu'au col du Joly est crucial pour la compréhension des relations entre l'unité du Sangle et le socle cristallin de Belledonne. Malheureusement les cartes existantes manquent de précision. Par exemple, MENNESSIER (1976) confond localement Fm des Monts Rosset et de Dugny (Toarcien-Aalénien) et Fm des Tierces (Lias inférieur). Il attribue ainsi la quasi totalité des roches affleurant en rive droite du Dorinet à la couverture de Belledonne externe. C'est selon nous inexact. Une coupe levée dans le torrent de Chosal, situé à proximité de Hauteluze, montre la succession suivante:

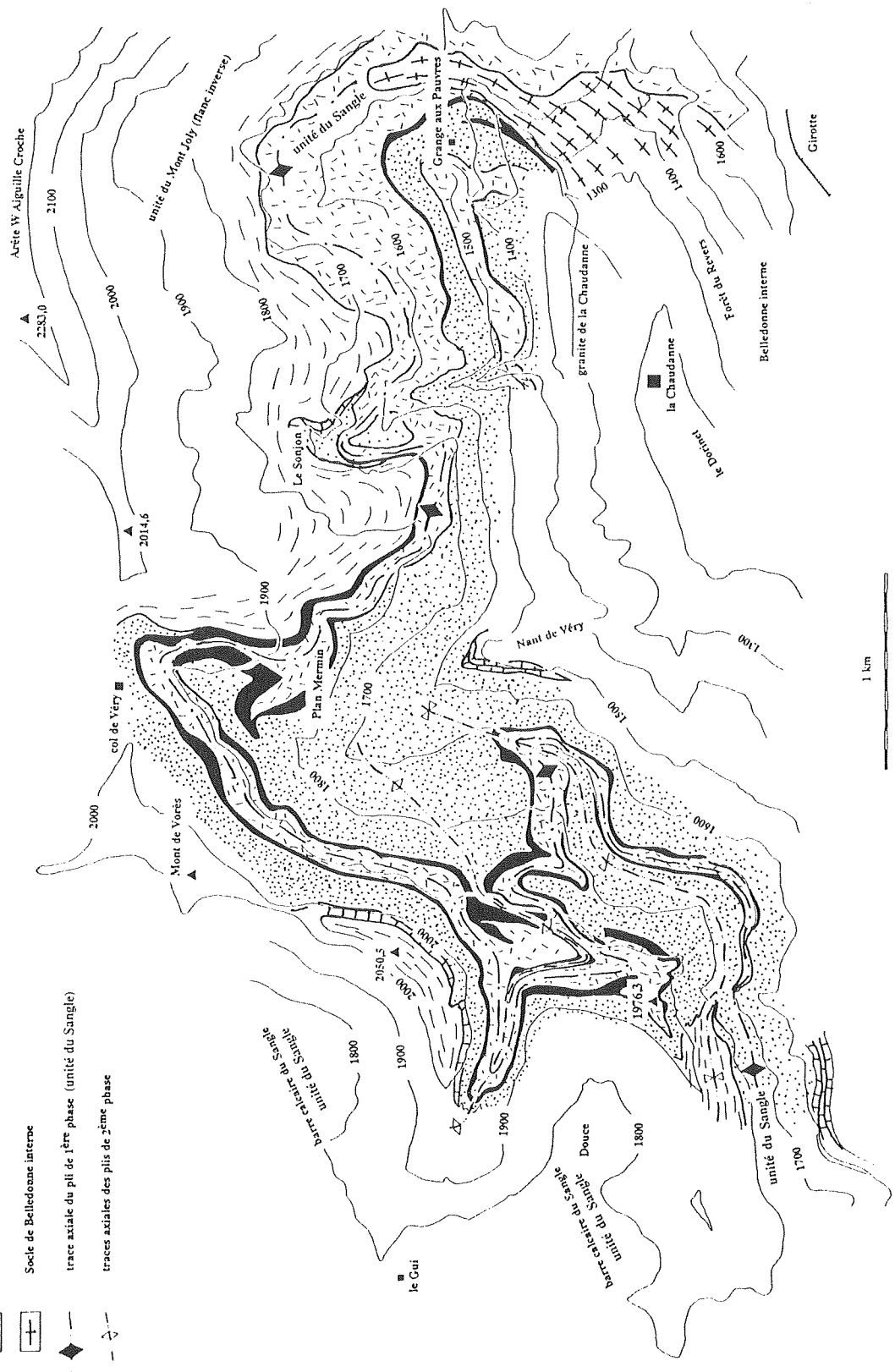
- de 1200 à 1240 m environ: Trias, Fm des Tierces (Lias inférieur) et Fm du Mont Joly (Lias moyen) de la couverture de Belledonne externe. Le Lias moyen présente les mêmes caractéristiques que celui décrit dans la coupe levée au Nord du Chard du Beurre.
- de 1240 à 1400 m: Lias supérieur, essentiellement représenté par la Fm de Dugny (Aalénien);
- de 1400 m à 1700 m : calcaires et marnes de la Fm du Mont Joly (Lias moyen) et des Tierces (Lias inférieur). C'est la suite de l'unité du Sangle que nous avons décrit au Chard du Beurre. Ces calcaires et marnes se poursuivent en direction du NE à la même altitude environ.

Ici comme au Chard du Beurre, il y a clairement superposition des calcaires de l'unité du Sangle sur la couverture du massif de Belledonne externe.

Une cartographie détaillée de tout le secteur apporterait sans doute une foule de précisions intéressantes. Mais il s'agit là d'une entreprise longue et mal aisée du fait des difficultés d'attribution stratigraphique, des complications tectoniques et de la densité de la végétation. Nous nous sommes restreint à un levé au 1:10'000 d'un secteur limité par la crête sud du Mont de Vorès, le col de Véry, la région du col du Joly et le lac de la Girotte. Nous en avons tiré un écorché géologique et une coupe (fig. 36 et 37). Ce secteur englobe approximativement les "klippes" de Trias notées par MENNESSIER (1964, 1976). Nos observations et conclusions sont les suivantes:

Fig. 36. Ecorché géologique simplifié du secteur compris entre la forêt du Revers et le Mont de Vorès (rive droite du Dorinet). L'unité du Sangle (pli de 1ère phase) est replissée ici par des plis kilométriques admettant la schistosité dominante comme schistosité de surface axiale

-  Fm de Dugny (Toarcien-Aléniens)
-  Fm du Mont Joly ("Lias moyen")
-  Fm des Tierres ("Lias inférieur")
-  Fm des Besoëns (Rubézien)
-  Trias (Fm du Vieux Emosson, Fm des Arandellys)
-  Socle de Belledonne interne
-  trace axiale du pli de 1ère phase (unité du Sanglé)
-  traces axiales des plis de 2ème phase



1 km

- Les calcaires et marnes des formations du Mont Joly et des Tierces constituant l'unité du Sangle telle qu'elle a été mise en évidence dans la coupe du torrent de Chosal, s'observent entre 1500 et 1700 m d'altitude, 500 m au S du pt coté 1976,3. Là, des dolomies apparaissent au coeur de la Fm des Tierces. L'unité du Sangle se complète de Trias qui marque ici le coeur d'un anticlinal. Ainsi, comme nous l'avions déjà suggéré dans la vallée du Bon Nant, l'unité du Sangle est un pli.
- L'unité du Sangle est replissée par des plis d'amplitude kilométrique qui admettent la schistosité dominante (S2) comme schistosité de surface axiale. Ces relations s'observent particulièrement nettement au niveau du Rhétien (Fm des Besoëns) dans la charnière de la synforme de 2ème phase. L'unité du Sangle est donc un pli de 1ère phase.
- La trace axiale de l'unité du Sangle se relie aux plis les plus externes du massif de Belledonne interne, plus particulièrement à celui de la forêt du Revers, qui constituent donc la patrie de l'unité. Nous incluons également dans celle-ci les écailles de Carbonifère du lac de la Girotte, car elles se situent tectoniquement sous le flanc inverse de l'unité du Mont Joly. De plus, elles sont bordées au sud-est par un important accident tectonique qui passe par le col du Sallestet, et qui divise en deux le massif de Belledonne interne. Cette faille sépare la série verte de la série satinée de BORDET (1961).
- Le Trias, que MENNESSIER (1964, 1976) interprète comme des klippes, fait partie du coeur de l'unité du Sangle. L'inexistence de ces klippes avait déjà été établie par BARFETY & MOUTERDE (1978).
- La division du massif du Mont Joly en deux unités telle que l'ont proposé ELTCHANINOFF & TRIBOULET (1980) est, dans les grandes lignes, correcte dans ce secteur. Cependant l'unité supérieure ne chevauche pas l'unité inférieure par l'intermédiaire de lambeaux de Trias comme ces auteurs le proposent, ce Trias constitue le coeur de l'unité du Sangle. C'est un synclinal à coeur d'argilites de la Fm de Dugny (Aalénien) qui sépare l'unité du Sangle des plis de l'Aiguille Croche (unité du Mont Joly). Ce synclinal correspond au prolongement vers le SW du synclinal du Mont d'Arbois.
- L'unité du Sangle est asymétrique. Le flanc inverse est bien développé (200 m). Il comprend, outre le Trias, du Lias inférieur (Fm du Tierces) et du Lias moyen (Fm du Mont Joly). Le flanc normal, lui, est très aminci (max 50 m) et se caractérise par l'absence ou par la faible puissance de la Fm du Mont Joly. Ainsi, les argilites de la Fm de Dugny (Aalénien) reposent sur les marnes et calcaires de la Fm des Tierces. Ce contact s'observe particulièrement bien dans la synforme de deuxième phase, juste au sud du point 1976,3. Il y est replissé et n'est donc pas d'origine tardive. Aucune trace de tectonisation (veines ou broyage) le long de ce contact n'est visible si bien que l'absence des formations du Mont Joly et des Monts Rosset semble être d'origine stratigraphique.

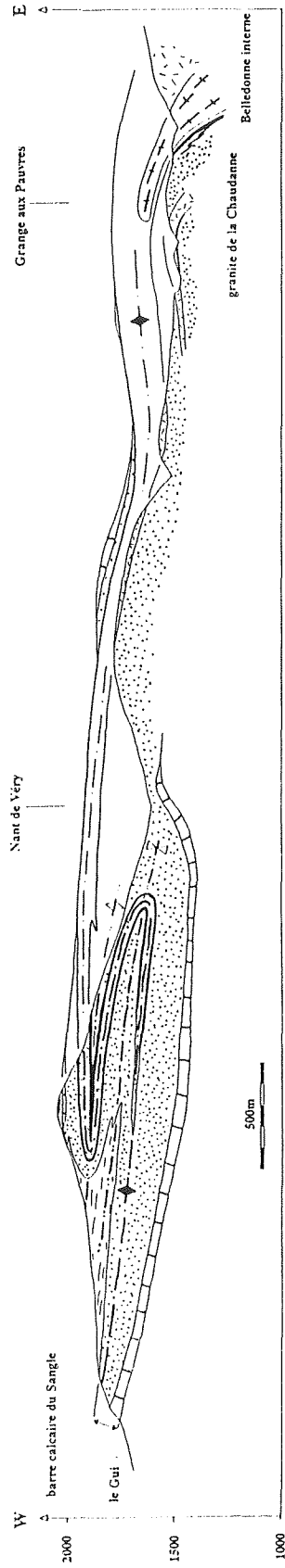


Fig. 37. Coupe géologique à travers la structure d'interférence de la figure 36.

La différence entre le flanc normal et le flanc inverse de l'unité du Sangle n'est donc pas d'origine tectonique. Nous ne voulons pas nier naturellement l'existence de tout effet de la déformation, mais nous proposons un dispositif paléogéographique qui permet d'expliquer aisément cette asymétrie (fig. 38). Nous imaginons une série de compartiments limités par des failles normales synsédimentaires. L'une d'elles serait, par exemple, la faille du col du Sallestet (Cf ci-dessus). Nous les avons dessinées listriques par analogie avec des modèles actualistes. Lors de l'extension, ces blocs sont soumis à une rotation progressive, ainsi la tranche sédimentaire qui se situe au pied des failles est plus épaisse que celle qui se trouve à proximité du "nez" des blocs. Chacun des blocs importants correspond à une unité tectonique

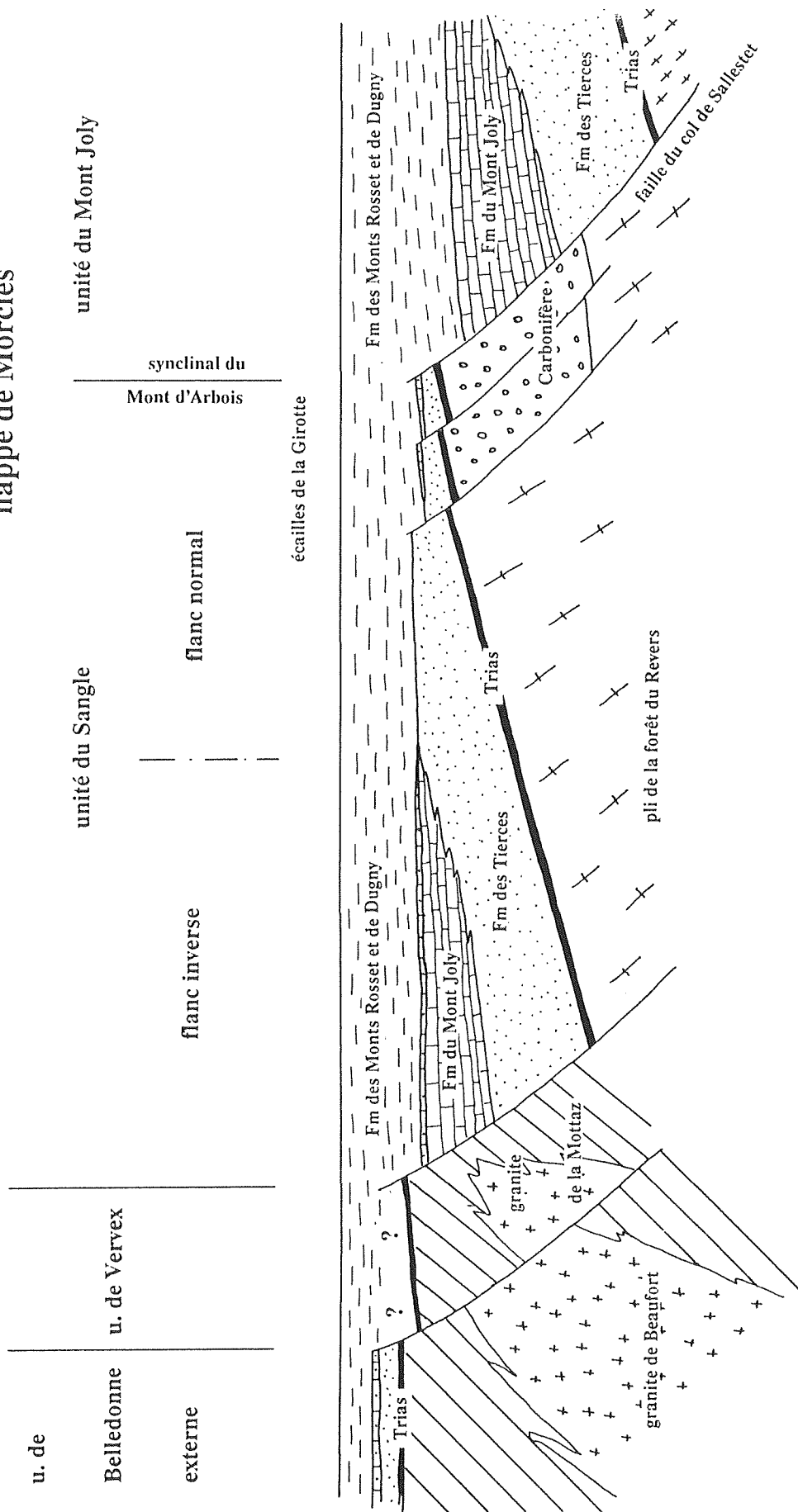
Du NW au SE, nous trouvons:

- l'unité de Belledonne externe, caractérisée par un Trias et un Lias peu épais. Le Lias moyen (Fm du Mont Joly) se distingue par des faciès échinodermiques grossiers, peu gréseux.
- l'unité de Vervex, représentée ici par le Coin Granitique de la Mottaz. Nous avons vu plus haut que la présence des paléofailles peut expliquer le départ de cette unité de socle. La couverture mésozoïque du Coin Granitique nous est encore partiellement inconnue. Nous avons vu que la Lamé Triasique de Vervex ne comporte pas de Lias inférieur (Fm des Tierces) ni de Lias moyen (Fm du Mont Joly), mais il n'est pas établi que cela soit le cas général dans toute l'unité de Vervex. Une étude plus détaillée du secteur de la Mottaz et de la Chaudanne serait nécessaire.
- L'unité du Sangle est caractérisé au NW par une série épaisse de Trias et de Lias qui donnera ensuite le flanc inverse de cette structure. La partie située plus au SE, proche du "nez" du bloc est à l'origine du flanc normal, beaucoup plus mince.
- L'unité du Mont Joly se caractérise par une série épaisse, qui comprend un Lias moyen bien développé. Ce domaine peut s'observer dans le flanc inverse de l'unité du Mont Joly.

Quelques remarques importantes doivent être faites au sujet de ce modèle et de la représentation que nous en avons donnée à la figure 38:

Fig. 38. Schéma paléogéographique (situation au Lias supérieur) expliquant la variation d'épaisseur des flancs de l'unité du Sangle, échelle verticale exagérée.

nappe de Morcles



partie sommitale de la Fm du Mont Joly

- L'échelle verticale est probablement fortement exagérée par rapport à l'échelle horizontale. Par exemple, en se basant sur la portion de socle affleurant, on peut estimer la largeur du bloc qui forme la patrie de l'unité du Sangle à 3 km au moins. Le rapport des épaisseurs maximale (dans le flanc inverse) et minimale (dans le flanc normal) étant de 4/1, le pendage du socle vers le NW au cours du Lias moyen n'excède alors pas 5 degrés; il était probablement même beaucoup plus faible.
- Les ruptures de pentes provoquées par les failles devaient être inférieures à 20-30 m. Des escarpements plus importants, tels qu'ils sont connus ailleurs (p. ex. plus au Sud, au col d'Ornon, BARFETY et al., 1979) auraient provoqué la formation de brèches ou de blocs, ce qui n'a pas été observé.
- Il est très difficile de reporter sur une transversale unique des éléments d'information recueillis du col de Voza au col des Saisies. Une partie des changements de faciès sont dus à des évolutions longitudinales.

Cette reconstitution paléogéographique est donc à considérer avec prudence.

4.2.8. *L'unité du Sangle, de la Girotte au col de Voza : vue d'ensemble*

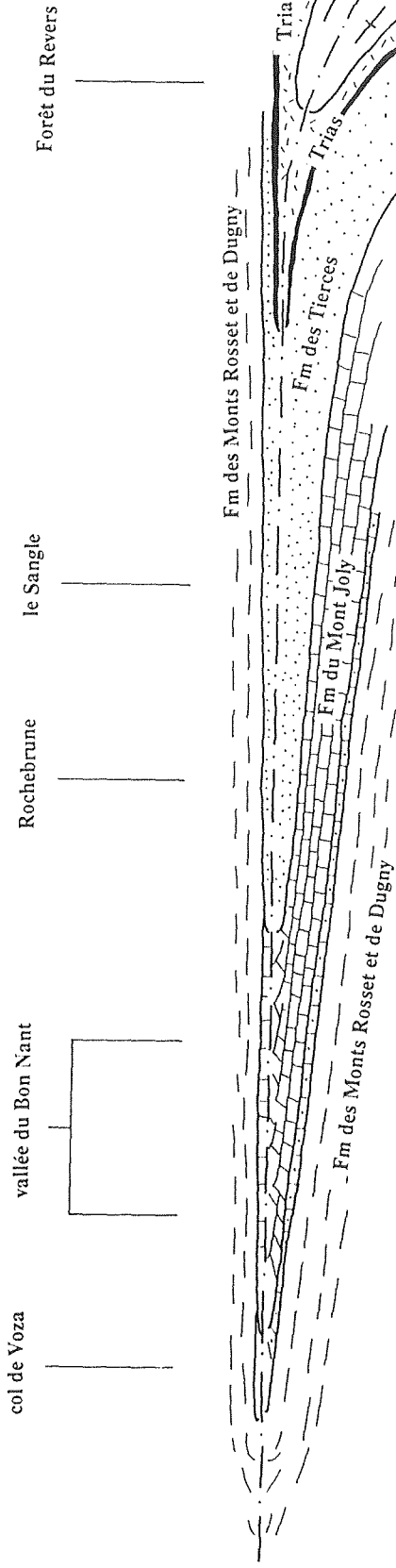
L'unité du Sangle est un pli de 1ère phase qui s'enracine sur la partie externe de Belledonne interne. Il est asymétrique et présente un flanc inverse bien développé contrairement au flanc normal, moins épais (fig. 39). En rive droite du Dorinet, la trace axiale de l'unité du Sangle est située dans le Trias. Plus au Nord, dans le secteur du Sangle et de Rochebrune, cette trace court dans la Fm des Tierces (Lias inférieur). Ici, le flanc normal ne comprend pas de calcaires du Mont Joly (Lias moyen). L'unité du Sangle donne alors la fausse apparence de n'être constitué que d'une série inverse. Dès le Planay, elle n'est plus composée que de Lias moyen (Fm du Mont Joly) environné de Lias supérieur (Fm des Monts Rossets et de Dugny). La présence locale d'un banc échinodermique grossier caractérisant la partie sommitale des calcaires du Mont Joly dans le flanc inverse crée un lien de parenté avec les affleurements de Rochebrune et du Sangle. Finalement, près du col de Voza, l'unité du Sangle n'est presque plus formée que d'un calcaire échinodermique grossier. Il est évident que l'unité du Sangle se poursuit dans le Lias supérieur (Fm des Monts Rossets, Fm de Dugny) de la base des Aravis, mais aucun marqueur lithologique ne permet d'en suivre la trace axiale dans les parties les plus externes.

Fig. 39. Représentation schématique de l'unité du Sangle, de sa racine (Belledonne interne) à son front, en annulant les plis P2. L'amplitude de ce pli est d'environ 10 km.

Unité du Sangle

partie frontale

racine



4.2.9. Région de Megève et rive droite de l'Arly

PAREJAS (1925) décrit, au-dessus du Coin Granitique de la Mottaz, une barre de Lias moyen (Fm du Mont Joly), reposant sur un "coussinet" marneux (Toarcien, Fm des Monts Rosset) qu'il attribue au "Lias moyen basal". MENNESSIER (1976) et BARFETY (1985) rattachent ces marnes au Lias inférieur et, par conséquent, incluent le Lias moyen qui les surmonte dans la couverture du massif de Belledonne externe. Il s'agit là d'une confusion semblable à celle déjà commise dans le secteur du Bon Nant et du Planay. En effet, le long du chemin menant du Villaret au Mont Platard (juste à l'W de Megève), vers 1300 m, il est possible d'observer nettement la superposition de Lias moyen (calcaires gréseux et échinodermiques de la Fm du Mont Joly) sur du Lias supérieur, représenté ici par des argilites de la Fm de Dugny (Aalénien). Ces roches, dépourvues de carbonates, ne peuvent être confondues avec du Lias inférieur, toujours calcaire ou marneux dans notre secteur. Ces affleurements démontrent indubitablement la position anormale de la barre de Lias moyen. Ces roches sont superposées au Coin Granitique (unité de Vervex), elles ont donc la même position tectonique que le "Lias moyen basal" de PAREJAS (1925) dans le secteur du Bon Nant ou du Planay. Leur attribution à l'unité du Sangle nous paraît très vraisemblable.

En se dirigeant vers le SW, ces calcaires de l'unité du Sangle peuvent encore être observés:

- dans le ruisseau de Pautrait, vers 1200 m d'altitude. Il semble qu'ils ne dépassent guère ici 5 à 10 m d'épaisseur;
- en rive gauche du torrent du Praz, au N de Praz/Arly, vers 1200 m d'altitude, 250 m au NW des Colombes. Dans cette affleurement, on peut nettement voir la superposition des calcaires échinodermiques et gréseux du Lias moyen (5 m) sur des argilites du Lias supérieur.

Nous avons vainement recherché, en rive droite de l'Arly, la suite de ces calcaires de l'unité du Sangle vers le SW. De nombreux torrents ont été prospectés sans résultat. Il semble que dans la majorité des cas, les argilites de la Fm de Dugny (Aalénien) reposent directement sur la couverture de Belledonne externe (composée de Trias uniquement). Il faut pourtant ajouter que la qualité des affleurements, particulièrement dans la partie aval des torrents, est très médiocre, et que de nombreux glissements de terrain nous dissimulent la zone de contact entre l'unité de Belledonne externe et les unités allochtones qui lui sont superposées.

■ les affleurements de Héry

Dans les environs de Héry, CARFANTAN (1975) signale du "Lias moyen" formant une "écaille incluse dans les schistes aaléniens". TARDY & DOUDOUX (1984) l'interprètent comme un lambeau marquant le contact entre leur unité des Aravis et Belledonne externe. Ce Lias est formé d'une alternance de calcaires argileux en bancs décimétriques et de marnes que CARFANTAN (1975) attribue au Lias moyen

(Carixien) par analogie avec des faciès datés dans la chaîne du Charvin (au sud d'Albertville).

Nous ne sommes pas parvenu à nous convaincre de l'allochtonie de ce Lias dont les faciès les plus fréquents rappellent plus ceux de la Fm des Tierces (Lias inférieur) que ceux de la Fm du Mont Joly (Lias moyen). Nous n'avons nul part observé sa superposition à des argilites de la Fm de Dugny (Aalénien). Deux hypothèses sont donc plausibles:

- ce Lias fait partie de la couverture de Belledonne externe. C'est ce qu'admet implicitement BARFETY (1985);
- il est allochtone, comme le pensent CARFANTAN (1975) et TARDY & DOUDOUX (1984). Sa position tectonique rend alors possible une corrélation avec le "Lias moyen basal" de l'unité du Sangle.

Nous préférons la première des deux hypothèses.

4.3. *Synclinal du Mont d'Arbois, synclinal de Manant*

■ *le synclinal du Mont d'Arbois*

Le synclinal du Mont d'Arbois est un pli couché à coeur d'Aalénien (Fm de Dugny). Sa surface axiale forme la limite entre l'unité du Sangle et l'unité du Mont Joly (fig. 41). Nous verrons dans le chapitre suivant, que cette dernière, comme l'unité du Sangle, est un anticlinal de 1er ordre et de 1ère phase. Le synclinal du Mont d'Arbois constitue donc le pli complémentaire de ces deux grands anticlinaux. Il est lui aussi un pli de 1ère phase.

Le synclinal du Mont d'Arbois peut se suivre du col de Voza au Mont d'Arbois, comme le dessine PAREJAS (1925). Il se poursuit au pied de l'Aiguille Croche. Au SW de cette montagne, son coeur de Lias supérieur constitue les pentes douces comprises entre l'unité du Sangle et les pentes abruptes de l'Aiguille Croche (unité du Mont Joly). Dans la zone radicales, nous le faisons se pincer dans la faille du Sallestet qui divise le massif de Belledonne interne (Cf B 4.2.7).

Le raccord au niveau du Lias moyen entre l'unité du Sangle et l'unité du Mont Joly n'est visible nul part. A l'extrémité SW de la zone de Chamonix, l'érosion de la vallée du Bon Nant n'est pas assez profonde pour le mettre à jour. Dans le secteur de Belledonne interne, les affleurements sont trop médiocres pour étudier en détail le lien entre le Lias moyen de l'unité du Sangle et celui de l'unité du Mont Joly. Cependant le raccord ne semble pas direct, il est perturbé ici par la paléofaille du Sallestet.

■ *le synclinal de Manant*

Par ce nom, nous désignons le profond synclinal de Dogger (essentiellement Bajocien) qui affleure en rive droite de l'Arly, dans le massif des Aravis. Il peut comprendre en son coeur, comme à Manant même, des marnes du Bathonien-Oxfordien (ROSSET 1956). Ce grand pli se suit du ruisseau du Praz (Praz sur Arly, à l'W de Megève, fig. 32), où il est superposé à l'unité du Sangle, aux environs d'Ugine. Dans sa partie NE, la barre de calcaires du Bajocien qui le souligne se marque bien dans le paysage. Il est donc noté sur les cartes géologiques existantes (p. ex. ROSSET 1956; MENNESSIER 1976). Plus au SW, à partir des environs de Saint-Nicolas-la Chapelle, à l'W de Flumet, et jusqu'à Ugine, il n'est marqué que par une zone calcaire comprise dans les argilites de l'Aalénien. Au delà d'Ugine, sa trace axiale se perd au sein de l'Aalénien.

Le flanc inverse du Synclinal de Manant est affecté de plis d'amplitude hectométrique à vergence NW. Leur symétrie est contraire à celle que l'on s'attend à rencontrer dans le flanc inverse d'un tel pli. (fig. 40). Cette curieuse disposition est déjà signalée par LEJEUNE (1973, in PIJOLAT 1976). Pour expliquer cette particularité, cet auteur imagine une migration, au cours de la déformation, des plis et schistosités du flanc normal de l'anticlinal qui le surmonte, dans le flanc inverse du synclinal. PIJOLAT (1976) nie l'existence du flanc inverse, les calcaires du Bajocien seraient en position normale uniquement. Cette dernière hypothèse ne

repose sur aucun argument stratigraphique. Pour notre part, par analogie avec des situations semblables connues dans le massif du Mont Joly (p. ex. l'unité du Sangle), nous interprétons cette disposition comme une structure d'interférence entre (fig. 40):

- un pli de 1ère phase d'amplitude pluri-kilométrique: le synclinal de Manant lui-même;
- des plis de 2ème phase d'amplitude hectométrique, conformes à la schistosité dominante.

Nous n'avons détecté la présence d'une schistosité S1 que localement, par exemple dans le Callovo-Oxfordien au Nord d'Ugine, ou, près de Manant, préservée à l'abris de veines tectoniques précoces.

Nous interprétons le synclinal de Manant comme l'équivalent, au niveau du Jurassique moyen et supérieur, du Synclinal du Mont d'Arbois. Ces deux plis sont superposés à l'unité du Sangle, ils ont donc la même position structurale, ils sont dans le prolongement l'un de l'autre. En outre, ils se sont formés au cours de la même phase de déformation D1.

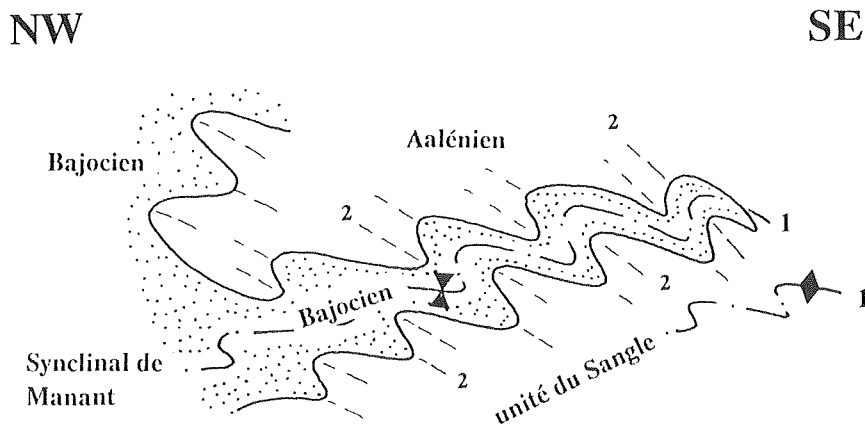


Fig. 40. Représentation schématique du synclinal de Manant, structure d'interférence entre un pli P1 et des plis P2.

4.4. Unité du Mont Joly

4.4.1. Extrémité SW de la zone de Chamonix; relations avec le massif du Mont Blanc

A l'extrémité SW de la zone de Chamonix, l'unité du Mont Joly affleure du col de Voza au socle cristallin du Mont Blanc. Elle constitue les plis du Vorassay. Certains auteurs récents MENNESSIER (1976), ELTCHANINOFF (1980), BUTLER (1983, 1985), ELTCHANINOFF-LANCELOT et al. (1982) GOURLAY 1986) placent un plan de chevauchement majeur entre le socle cristallin du Mont-Blanc et les terrains sédimentaires de la zone de Chamonix. Cet hypothétique chevauchement cacherait toutes les racines des nappes helvétiques pour ELTCHANINOFF-LANCELOT et al. (1982); il aurait une portée minimale de 44,8 km pour BUTLER (1985).

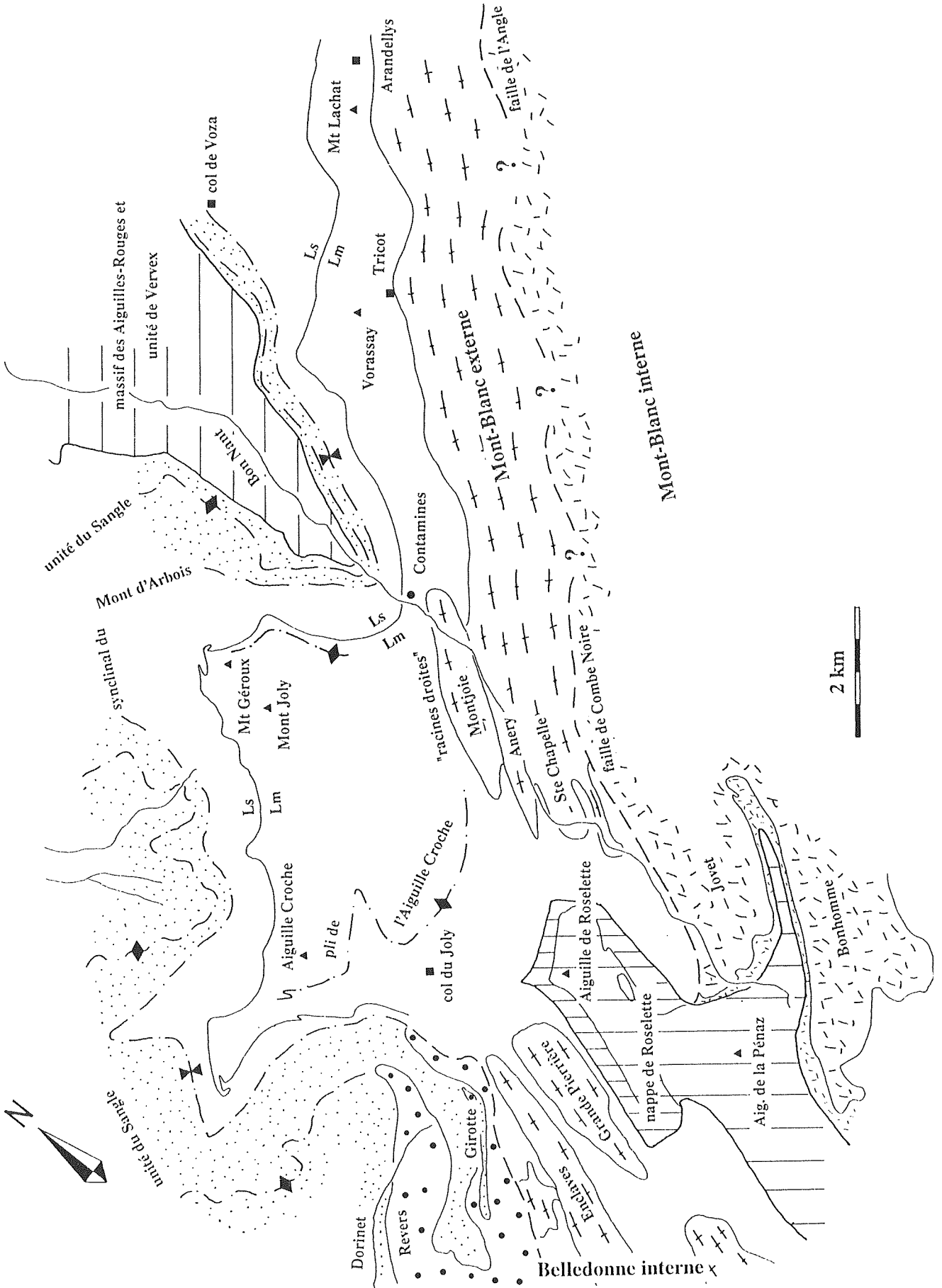
L'étude des affleurements de Tricot (localisation fig. 41) montre une succession que nous avons décrite en détails ailleurs (EPARD 1986), et qui se résume ainsi:

- gneiss du Mont Blanc
- conglomérats, quartzites, grès et argilites de la Fm du Vieux Emosson (Trias)
- dolomies et corneules de la Fm des Arandellys (Trias).

La série est renversée et pend de 70° vers le SE.

Le contact entre les gneiss du Mont-Blanc et le Trias est stratigraphique, car la Fm du Vieux Emosson présente une base irrégulière, conglomératique, typique de la transgression triasique telle qu'elle est connue en bien d'autres points dans la région (par exemple sur le massif des Aiguilles-Rouges). Il ne montre aucune trace de mouvement. De plus, cette surface est replissée par des plis conformes à la schistosité dominante (fig. 42). Contrairement à ce que semble proposer BUTLER (1983), il ne peut pas y avoir ici de chevauchement subparallèle à cette schistosité régionale. Ainsi, à Tricot, les grès de la Fm du Vieux Emosson sont solidaires du socle cristallin du Mont Blanc. Il n'y a pas de chevauchement entre les gneiss et les grès du Trias. Il n'y a pas trace de mouvement au sein de la Fm du Vieux Emosson elle-même, ni entre celle-ci et la Fm des Arandellys (EPARD 1986).

Fig. 41. Unité du Mont Joly: situation des principales localités citées dans le texte.



Les affleurements des Arandellys, situés 4 km au NE des précédents permettent d'observer la succession suivante (du SE au NW): gneiss du Mont-Blanc, Fm du Vieux Eموsson (grès et argilites du Trias), Fm des Arandellys (dolomies, cornieules et gypses), Fm des Besoëns (Rhétien), Fm des Tierces (Lias inférieur), Fm du Mont Joly (Lias moyen). Ici, comme à Tricot, nul trace de mouvement tectonique entre, ou au sein, de ces formations. Nous avons donc affaire à une série stratigraphique complète et continue (EPARD 1986). Les contacts tectoniques notés par MENNESSIER (1976) entre le Lias inférieur et le Lias moyen n'existent pas. Les mêmes observations peuvent être faites au sujet de la limite entre le Lias moyen et le Lias supérieur.

L'unité du Mont Joly est donc formée, dans la partie SW de la zone de Chamonix, d'une série complète et continue allant du Trias à l'Aalénien. Aucun chevauchement ne la sépare du socle du Mont-Blanc externe, qui constitue ici son soubassement stratigraphique.

4.4.2. *Le massif du Mont Joly*

L'unité du Mont Joly forme la partie supérieure du massif que constitue le Mont Joly et l'Aiguille Croche. On y rencontre des terrains du Trias, ainsi que du Lias inférieur, moyen et supérieur. De nombreuses confusions et erreurs d'attribution stratigraphique caractérisent le dessin de la carte géologique au 1:50'000, feuille Saint-Gervais (MENNESSIER 1976). Elles ont été mises en évidence par l'étude stratigraphique de BARFETY & MOUTERDE (1978). Ainsi, le Bajocien noté dans ce secteur par MENNESSIER (1976), et, par conséquent, la klippe formée par les plis couchés du Mont Joly, n'existent pas. C'est aussi l'avis d'ELTCHANINOFF & TRIBOULET (1980).

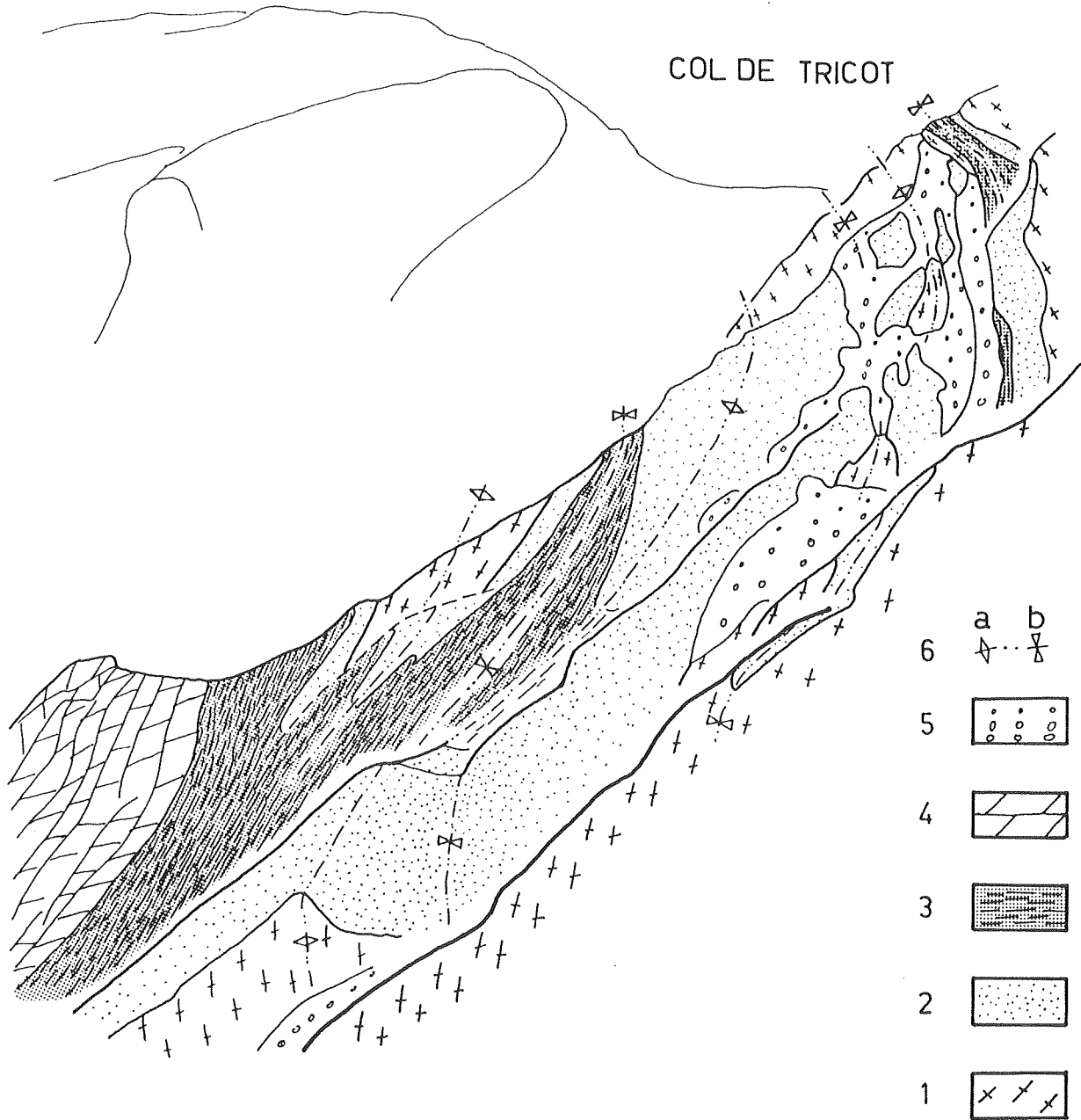
Fig. 42. Secteur de Tricot, plis affectant le contact entre le socle Mont Blanc externe et sa couverture. Légende: socle cristallin du Mont-Blanc (1); Fm du Vieux Eموsson (Trias), membre gréseux (2) et argilitiques (3); Fm des Arandellys (dolomies, Trias) (4); éboulis (5), traces axiales anticlinales (6a) et synclinales (6b).

NW

SE

MONT VORASSAY

COL DE TRICOT



■ *le pli digité du Mont Joly*

L'examen du versant E du Mont Joly révèle l'existence de trois anticlinaux à coeur de Lias inférieur (Fm des Tierces) (fig. 43) très bien décrits par PAREJAS (1925, fig 8) sous le nom de *pli digité du Mont Joly*. Les deux anticlinaux supérieurs admettent la schistosité dominante S2 comme schistosité de surface axiale. Ils sont donc de deuxième phase. Le statut de l'anticlinal inférieur est plus délicat à déterminer. Les charnières au niveau de la limite Lias inférieur - Lias moyen ou dans le Lias moyen lui-même ne sont pas clairement visibles. Le flanc inverse de ce pli inférieur constitue aussi le flanc inverse de toute l'unité du Mont Joly. Il est donc crucial de l'examiner attentivement. Il est schématisé sur la fig. 41 par une ligne représentant le contact renversé entre Fm du Mont Joly (Lm) et Fm des Monts Rosset ou de Dugny (Ls).

Le Lias moyen du flanc inverse du pli digité du Mont Joly se relie au flanc inverse du pli du Vorassay. Il coupe probablement la vallée du Bon Nant peu en aval des Contamines, où il est dissimulé par le Quaternaire. En rive gauche du Bon Nant, il peut s'observer vers 1600 m d'altitude dans les ravins creusés par le Nant de la Chovettaz et le Nant du Cugnonet qui entaillent le versant E du Mont Joly. Ces affleurements sont notés en Lias inférieur par ELTCHANINOFF & TRIBOULET (1980). La schistosité dominante (S2) est ici plus pentée vers le SE que la stratification. Ces relations géométriques ne correspondent pas à celles que l'on s'attend à rencontrer dans le flanc inverse d'un pli de deuxième phase, le renversement est donc antérieur.

Plus au N, le Lias moyen du flanc inverse est masqué par une importante zone de tassement et d'écroulement (fig. 43). Il affleure à nouveau, vers 1800 m d'altitude dans le Nant de l'Île, où il forme une petite cascade, puis il constitue le Mont Géroux, situé sur l'arête N du Mont Joly. Ici, à la base de cet épaulement, vers 2150 m d'altitude, on observe, dans le Lias moyen, un pli d'amplitude décamétrique, de vergence NW et conforme à la schistosité dominante (Ce pli est signalé par une flèche dans la fig. 43). La série est ici clairement renversée, car, non loin de là, les travaux de constructions d'une station d'arrivée d'un nouveau télési ont dégagé des marnes de la Fm des Monts Rosset (Toarcien). La vergence de ce pli est donc opposée à celle que l'on peut rencontrer dans le flanc inverse des plis de deuxième phase. Là aussi, le renversement de la série est antérieur.

Le pli inférieur du Mont Joly est donc de première phase. Les relations anormales entre schistosité dominante et stratification semblent assez systématiques dans le flanc inverse de l'unité du Mont Joly. Elles ne sont pas limitées au pli inférieur du Mont Joly, sur le flanc E de cette montagne. Ceci démontre que l'unité du Mont Joly elle-même est un pli de 1ère phase.

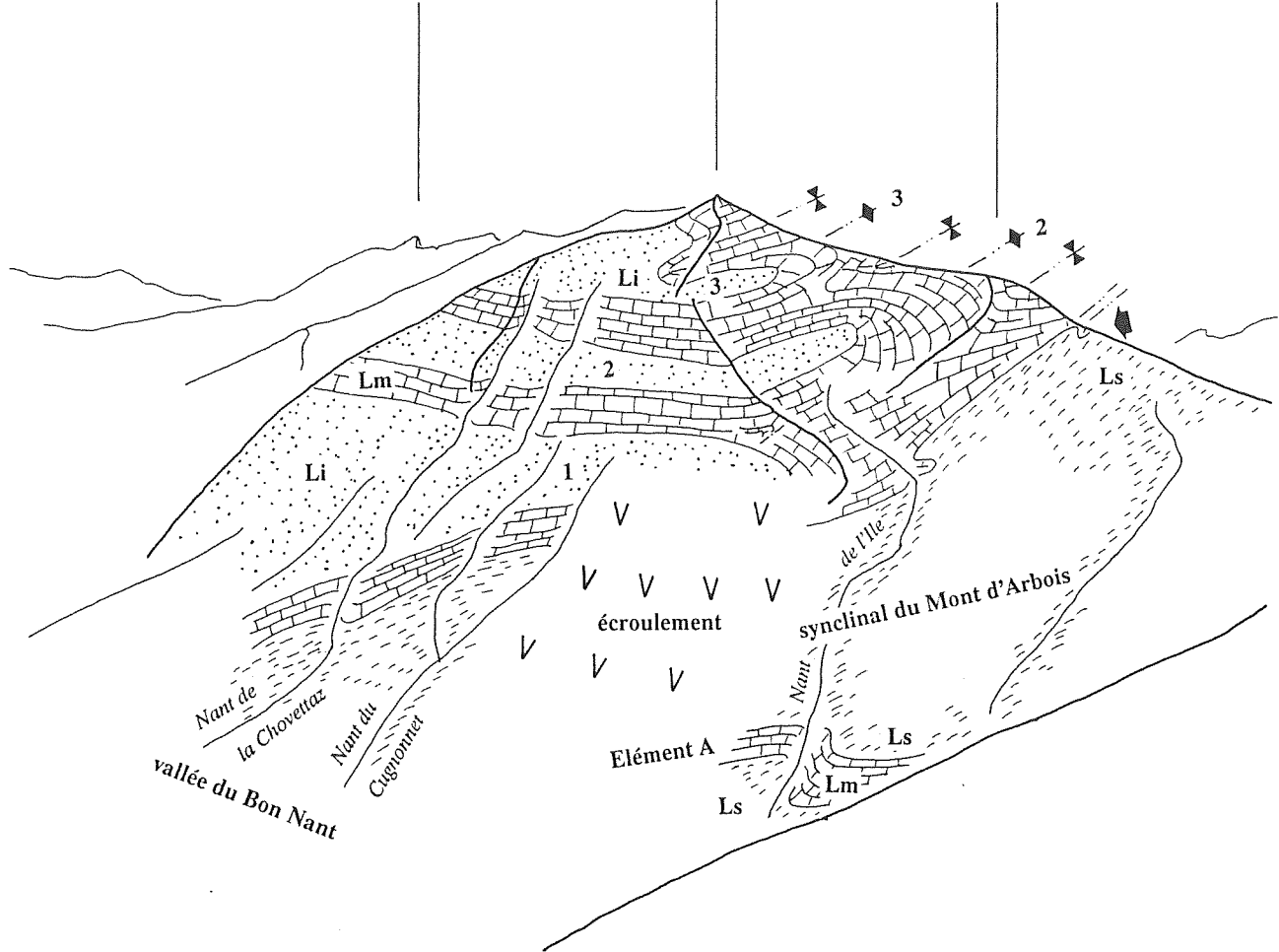
SE

Aiguille Croche

Mont Joly

Mont Géroux

NW



Li: Fm des Tierces (Lias inf.)

Lm: Fm du Mont Joly (Lias moyen)

Ls: Fm des Monts Rosset et Fm de Dugny (Toarcien-Aalénien)

Fig. 43. Plis du Mont Joly, vus des flancs du Mont Vorassey en direction du SW.

Le tracé de la limite entre Lias moyen et Lias supérieur dans le flanc inverse de l'unité du Mont Joly n'est probablement pas aussi simple et rectiligne que la carte d'ELTCHANINOFF & TRIBOULET (1980) le figure. Nous pensons qu'elle est replissée en de nombreux endroits par des plis de deuxième phase. Une cartographie détaillée des pentes abruptes du versant N et NW du Mont Joly et de l'Aiguille Croche apporterait sur ce sujet d'utiles précisions. Ce travail reste à faire.

■ *le pli de l'Aiguille Croche*

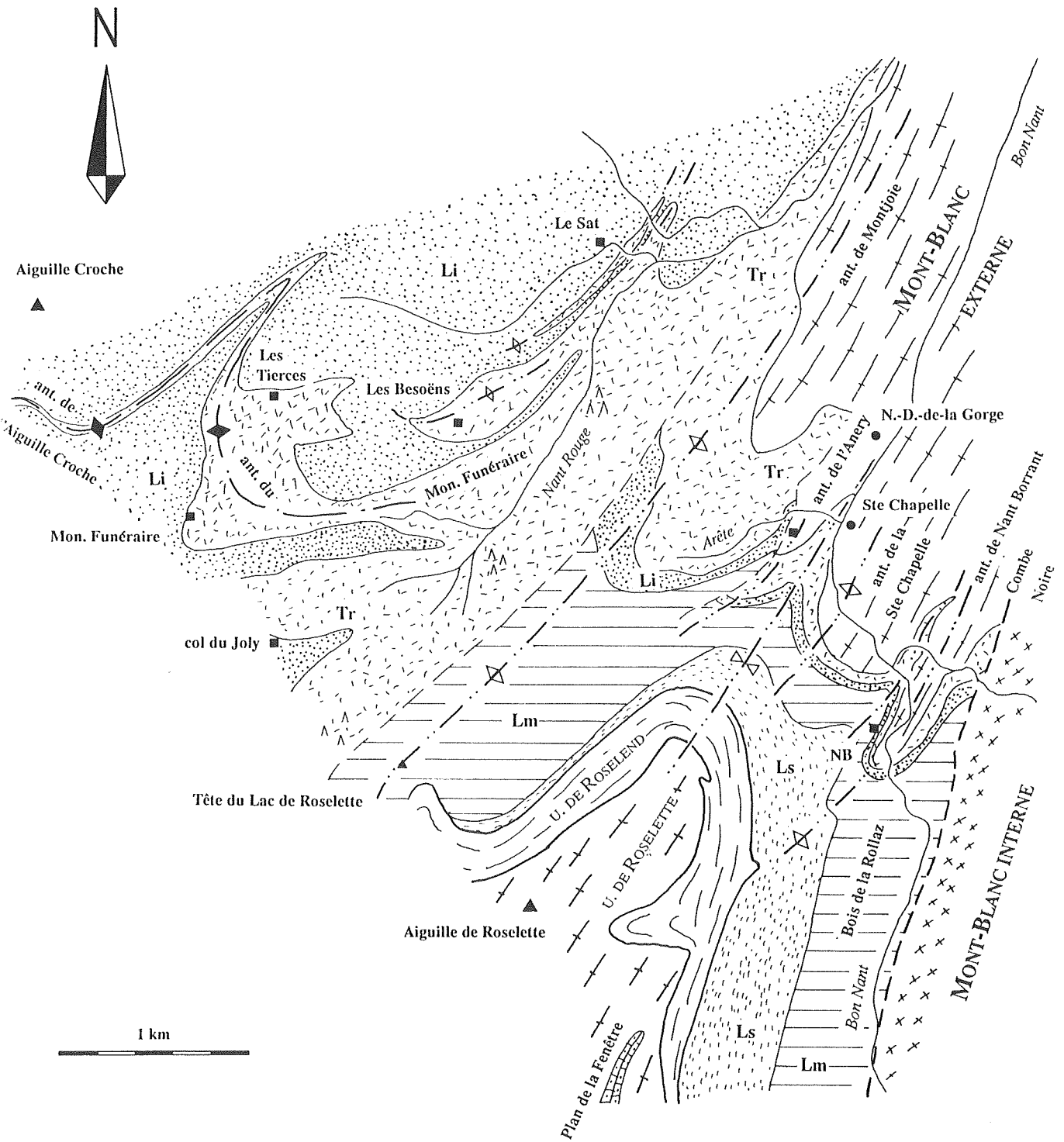
L'unité du Mont Joly, dans le secteur de l'Aiguille Croche, est formée d'un grand pli couché dont le coeur de Trias (dolomies de la Fm des Arandellys) affleure vers 2300-2350 m d'altitude sur l'arête W de cette montagne (MENNESSIER 1976, ELTCHANINOFF & TRIBOULET 1980).

Le Trias qui forme le coeur de ce pli est certainement plus continu et sa structure plus complexe que ne le suggère les cartes de MENNESSIER (1976) ou d'ELTCHANINOFF & TRIBOULET (1980). En effet, nous avons retrouvé du Trias à 2200 m d'altitude, sur l'arête S de l'Aiguille Croche. Entre ces deux affleurements, une large vire herbeuse souligne probablement la trace axiale de ce pli. L'extrémité NW de la bande de Trias semble replissée. Nous n'avons pas pu accéder à ces affleurements escarpés et nous ne pouvons dire s'il s'agit d'un pli conforme à S2 (la schistosité dominante) ou s'il s'agit d'un pli plus tardif.

Le flanc inverse de l'Aiguille Croche est affecté de nombreux plis de vergence NW et admettant la schistosité dominante S2 comme schistosité de surface axiale. La aussi, la vergence de ces plis est contraire à celle que l'on s'attend à trouver dans le flanc inverse des plis de 2ème phase. Le pli de l'Aiguille Croche est antérieur, nous l'attribuons donc à la première phase. Cette conclusion est confirmée par l'étude des schistosités à la base de la bande triasique même.

A chaque extrémité du massif du Mont-Joly - Aiguille Croche nous avons détecté la présence d'un pli de 1ère phase (le pli de l'Aiguille Croche et l'anticlinal inférieur du Mont-Joly). Il serait tentant de les corrélés. Malheureusement, le manque de repère lithologique précis et, surtout, les complications engendrées par la deuxième phase nous empêchent d'établir de façon simple cette corrélation.

Fig. 44. Ecorché géologique du secteur compris entre l'Aiguille Croche, le col du Joly, l'Aiguille de Roselette et la partie externe du solce du Mont-Blanc.



NB: Nant Borrant

Tr: Trias (Δ : gypses)

Li: Fm des Tierces (Lias inférieur)

Lm: Fm du Mont Joly (Lias moyen)

Ls: Fm des Monts Rossets et Fm de Dugny (Toarcien-Analénien)

■ *les racines de l'unité du Mont Joly*

Le secteur compris entre l'arête reliant l'Aiguille Croche au Mont Joly et la partie externe du massif du Mont-Blanc permet d'étudier l'enracinement de la nappe de Morcles. Malheureusement, les cartes existantes sont entachées de nombreuses erreurs. Nous avons repris la cartographie de ce secteur. L'écorché schématique de la figure 44 est le résultat de ce levé, réalisé au 1:10'000. Il nous a permis de mettre en évidence les éléments tectoniques suivants:

- a) pli du Sat et pli des Besoëns; il s'agit de petit anticlinaux de 2ème phase à coeur de Rhétien (Fm des Besoëns) et de dolomies de la Fm des Arandellys pour le deuxième. Ces plis ont une surface axiale fortement pentée vers le SE.
- b) anticlinal du monument funéraire (ce monument se trouve 800 m au NW du col du Joly, près du chalet du Joly); il s'agit d'un pli complexe, se présentant comme une longue bande triasique (Fm des Besoëns et des Arandellys). Ce pli s'enracine à l'arrière du pli des Besoëns. Il s'agit d'un pli de 1ère phase, car il est replissé par des petits plis de deuxième phase. Ainsi, sa structure complexe contraste avec la relative simplicité des anticlinaux du Sat et des Besoëns. Il se situe dans le prolongement du pli de l'Aiguille Croche, avec lequel nous le corrélons. Il est impossible de poursuivre sa trace axiale dans l'importante épaisseur de Trias affleurant au NW de l'anticlinal de Montjoie (secteur du Nant Rouge). La relation de ce pli de 1ère phase avec le cristallin du Mont-Blanc nous est inconnue.
- c) anticlinal de Montjoie; ce pli admet un coeur de cristallin, c'est le pli le plus externe du massif du Mont-Blanc. Il semble conforme à une schistosité, qui constitue une schistosité de deuxième phase dans les calcaires de sa couverture, proches de sa charnière (calcaires de la Tête du Lac de Roselette, Cf B 4.4.4). Il s'agit d'un pli de deuxième phase. Les gypses affleurant au sud du col du Joly doivent lui être associés.

Le pli de l'Aiguille Croche qui forme le coeur de l'unité du Mont Joly correspond au pli du Monument funéraire qui s'enracine au devant de l'anticlinal de Montjoie, dans une zone où les surfaces axiales sont très redressée. On pourrait objecter, qu'étant de 1ère phase, cette trace axiale peut être replissée par des plis de deuxième phase et s'enraciner éventuellement à un tout autre endroit. Cependant, il est possible d'affirmer que le pli de l'Aiguille Croche - Monument funéraire ne peut s'enraciner à l'arrière (au SE) de l'anticlinal de Montjoie, car le socle de celui-ci possède une couverture sédimentaire simple et normale.

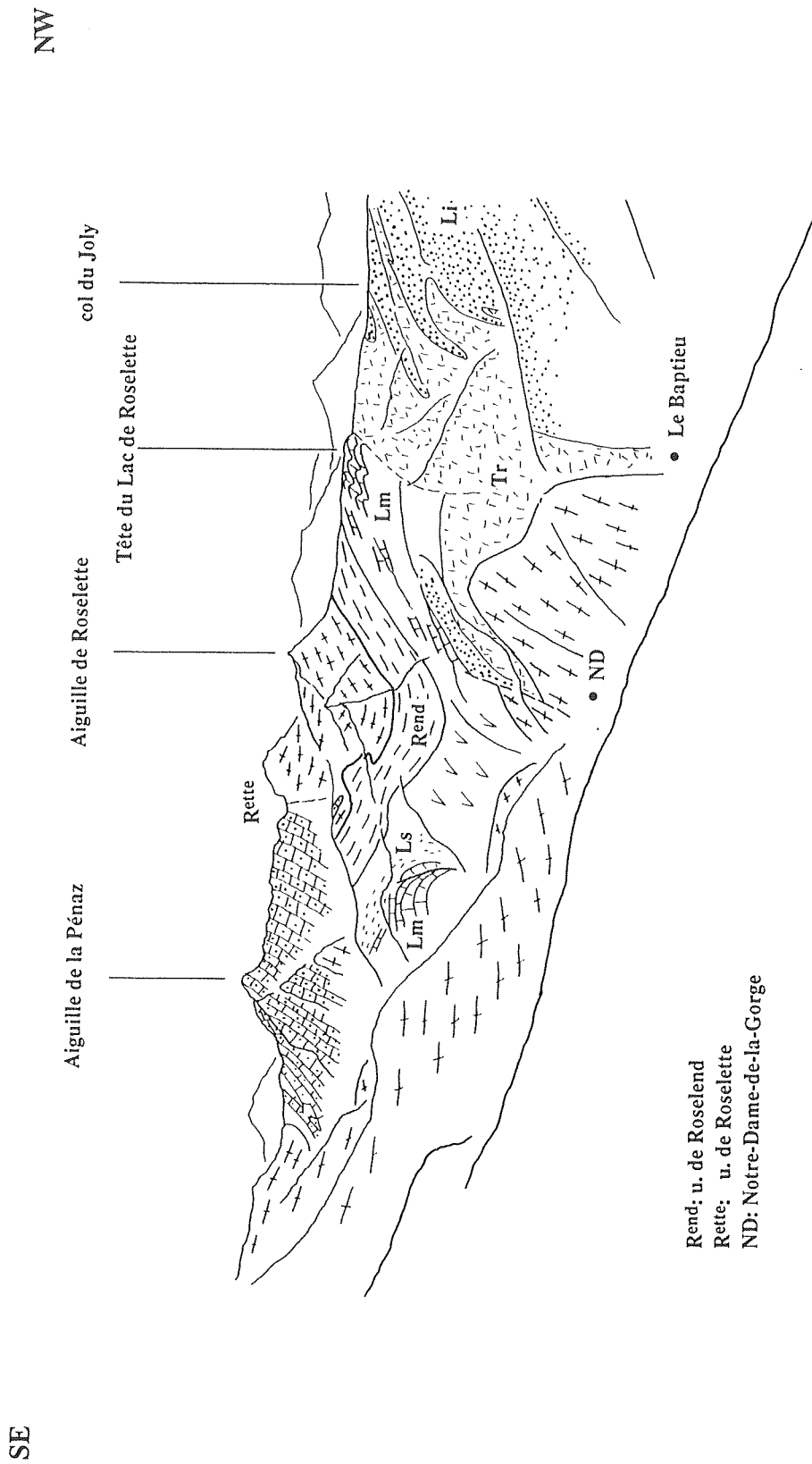


Fig. 45. Les racines du Mont Joly, la terminaison SW du Mont-Blanc externe et la nappe de Roselette, vus des flanc du Vorassey en direction du SSW.

L'étroite zone, située juste au NW de l'anticlinal de Montjoie et dans laquelle les plis (de 1ère et de 2ème phase) ont des surfaces axiales redressées, constitue la zone radicale des plis du Mont Joly et de l'Aiguille Croche. L'expression de *racines droites des plis couchés*, déjà utilisée par RITTER (1897), nous paraît donc conforme à la réalité. Cette conception de l'enracinement du Mont Joly est également partagée par PAREJAS (1925) et par BORDET (1961). Contrairement à ce que proposent ELTCHANINOFF & TRIBOULET (1980), ce secteur n'est pas occupé en partie par une unité d'origine interne (unité de Roselend)

Les plis que l'on observe dans le massif du Mont Joly même, qu'ils soient de 1ère ou de 2ème phase, ont des surfaces axiales assez plates. Ceci contraste avec la situation dans la zone de leurs racines, où ces surfaces sont redressées. C'est l'effet d'un grand pli de troisième phase à vergence SE (pli en retour).

4.4.3. l'extrémité SW du Mont-Blanc et NE de Belledonne interne

L'extrémité du massif du Mont-Blanc, qui s'ennoye vers le SW par plongement axial, montre une série de plis, semblables à ceux que l'on rencontre à la terminaison SW du massif de l'Aar. Du NW au SE deux grandes zones peuvent être distinguées sur la base de leur couverture mésozoïque:

- partie externe, à couverture liasique, divisée en quatre plis:
 - le pli de Montjoie;
 - le pli de l'Anery (claveau de la Sainte Chapelle de BORDET 1961)
 - le pli de la Sainte-Chapelle;
 - le pli de Nant Borrant; ce pli, ainsi que celui de la Sainte Chapelle sont regroupés sous le nom de claveau de Notre-Dame-de-la-Gorge par BORDET (1961)
- partie interne, sans couverture liasique, constituée de deux grands plis
 - le pli de Jovet
 - le pli du Bonhomme

Le massif de Belledonne interne voit, lui aussi, le développement de plis. Dans sa partie externe, patrie de l'unité du Sangle (Cf B 4.2.7), nous avons déjà mentionné le pli de la Forêt du Revers et les écailles de la Girotte. Dans sa partie interne on observe:

- le pli des Enclaves,
- le pli de la Grande Pierrière constitué principalement de Carbonifère supérieur. Ce pli semble correspondre à l'anticlinal de Montjoie du massif du Mont-Blanc externe.

La nomenclature présentée ici est largement inspirée de celle proposée par BORDET (1961). Elle se distingue premièrement par l'emploi du terme de pli en lieu et place de celui de claveau. Le concept de *claveau* (compartiment de socle rigide,

limité par des failles) introduit par cet auteur, est peu approprié à la description des structures de la terminaison méridionale du massif du Mont-Blanc, car il suggère une tectonique principalement cassante. Le style tectonique des massifs du Mont-Blanc et de Belledonne interne est plus souple, plus ductile. Nous avons affaire à des plis déjetés vers l'W ou le NW. La schistosité qu'ils développent correspond à la schistosité dominante dans le couverture. Elle est donc contemporaine de la déformation D2.

4.4.4. *Le flanc normal*

■ *couverture de Montjoie*

Le Nant de l'Arête, qui coule sur le versant SE de la colline de Montjoie, creuse une ravine dans laquelle la succession suivante peut être relevée (fig. 46):

- grès de la Fm du Vieux Emosson (Trias). Ils reposent sur le cristallin de Montjoie;
- dolomies et cornieules de la Fm des Arandellys;
- Fm des Besoëns (Rhétien);
- Fm des Tierces (Lias inférieur) à la base de laquelle nous avons trouvé des ammonites qui "sont difficilement déterminables, mais dont on peut être sûr qu'elles indiquent le Lias inférieur" (Jean Guex, comm. pers.);
- Fm du Mont Joly (Lias moyen).

La succession des terrains est tout à fait identique à celle que l'on connaît dans le massif du Mont Joly. Les épaisseurs semblent ici cependant nettement plus faibles. Cette série constitue indubitablement la couverture du cristallin de Montjoie, comme cela a déjà été démontré par DUMAS (1964) et suggéré par LANDRY (1976). Elle se relie à l'unité du Mont Joly dont elle constitue le flanc normal. Contrairement à la proposition de ELTCHANINOFF & TRIBOULET (1980), il ne s'agit pas de roches du Dogger d'une unité plus interne (unité de Roselend), chevauchant la couverture du Mont-Blanc réduite à son seul Trias.

■ *série du Bois de la Rollaz*

Le Bois de la Rollaz est situé en rive gauche du Bon Nant, entre l'Aiguille de Roselette et les Monts Jovets. A son extrémité Nord, le torrent qui coule à Nant Borrant a creusé une ravine dans laquelle affleure des calcaires gréseux du Lias moyen (Fm du Mont Joly), des marnes noires de la Fm des Monts Rosset (Toarcien) et, dans la partie sommitale, des argilites noires de la Fm de Dugny (Aalénien). Cette série, attribuée par erreur au Dogger de l'unité de Roselend par ELTCHANINOFF & TRIBOULET (1980), fait partie de la couverture du Mont-Blanc externe (anticlinal de Nant Borrant). Elle est le complément du Trias qui est associé à ce cristallin. La Fm des Tierces (Lias inférieur) n'est pas visible, probablement recouverte par le Quaternaire déposé par le Bon Nant.

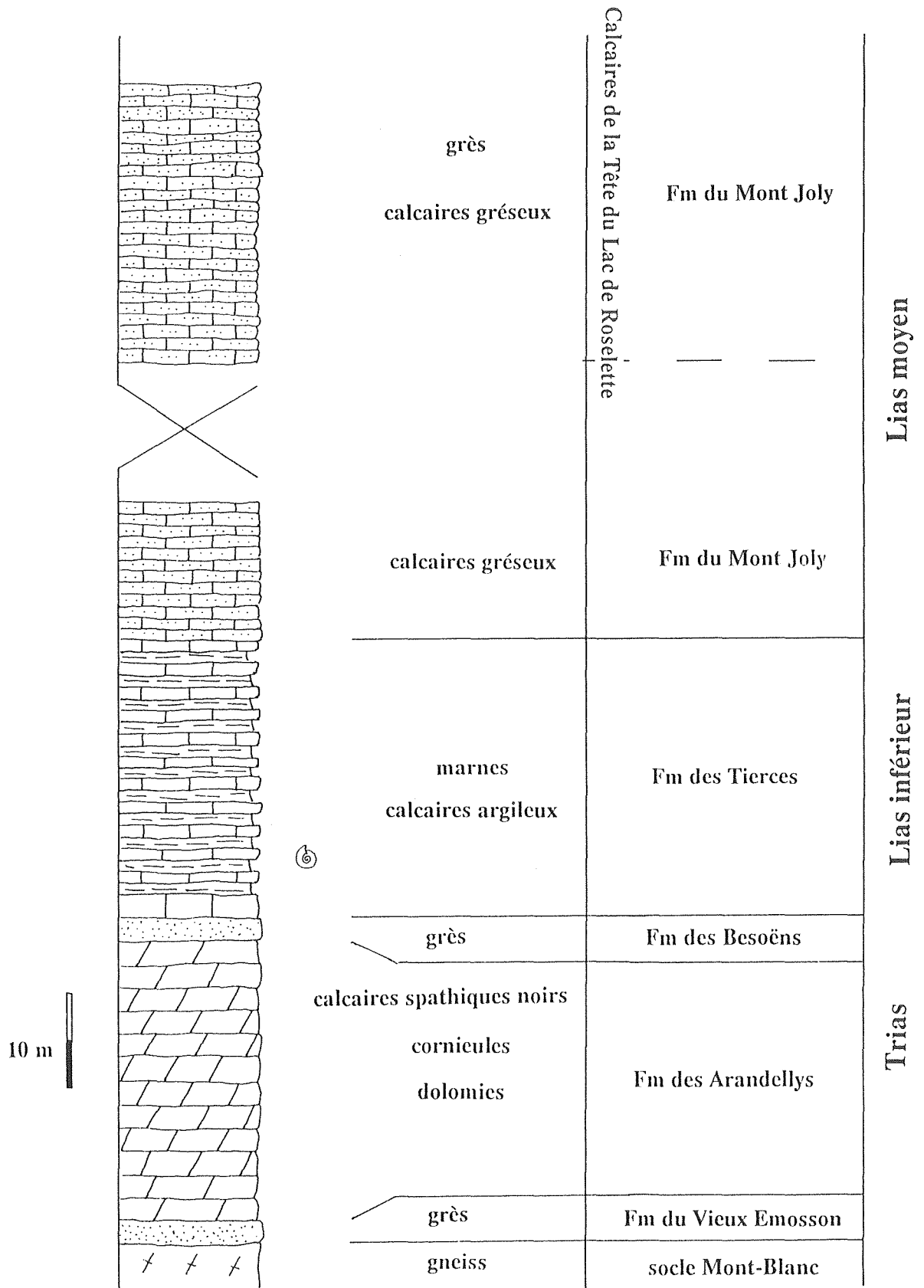


Fig. 46. Série du Nant de l'Arête; couverture du pli de Montjoie (Mont-Blanc externe). Les calcaires de la Tête du Lac de Roselette en constituent la suite stratigraphique.

■ *les calcaires de la Tête du Lac de Roselette*

Nous désignons sous ce terme une série de calcaires gréseux et de grès d'aspect zoné qui affleurent du secteur de Montjoie au flanc interne du pli de la Grande Pierrière. Ils montrent un grand développement dans le secteur de la Tête du Lac de Roselette, sur la coupe naturelle du col du Joly à l'Aiguille de Roselette (fig.48). Ces calcaires sont attribués au Dogger par ELTCHANINOFF (1980) et TRIBOULET (1980) sur la base des arguments suivants:

- ces calcaires sont assez différents de la série liasique du Mont-Joly
- ils passent à des schistes siliceux supposés oxfordiens
- LANDRY (1976) a trouvé des niveaux à petits débris de dolomies semblables à ceux décrits par COLLET (1943), ROSSET (1957) et CARFANTAN (1975) dans le Bajocien daté des Aravis.

Nous réfutons ces arguments car:

- bien que ces calcaires soient assez différents de ceux du massif du Mont Joly, ils ressemblent par contre fortement à ceux du Lias moyen (Fm du Mont Joly) qui affleurent dans la zone de Chamonix et qui sont dans leur prolongement;
- on trouve aussi des niveaux riches en petits débris dolomitiques dans le Lias moyen (Fm du Mont Joly);
- le raccord avec des schistes siliceux supposés oxfordiens n'est pas clairement établis;
- et surtout, nous y avons trouvé une entroque, faisant partie d'un *Isocrinus* (?*Chladocrinus*) sp. indéterminé, déterminé par Ch. Meyer (Univ. de Berne). Selon ce spécialiste, malgré l'indétermination spécifique, il s'agit d'un crinoïde venant plus probablement du Lias; dans le Dogger les formes actuellement connues sont beaucoup plus petites.

Ces arguments montrent que les calcaires de la Tête du Lac de Roselette se rattachent au Lias moyen. Ils se relient aisément à la couverture du pli de Montjoie, ils constituent la suite de la série décrite dans le Nant de l'Arête. Ils se rattachent de même la couverture du flanc SE du pli de la Grande Pierrière. Dans ce secteur, une cartographie détaillée serait indispensable afin de distinguer le Lias moyen de la couverture de Belledonne interne d'un éventuel Dogger d'une unité supérieure (unité de Roselend).

4.4.5. *Limite interne de la nappe*

Si l'on considère sa couverture mésozoïque, le massif du Mont-Blanc peut se diviser en deux parties:

- un secteur externe, comprenant les plis de Montjoie, de l'Anery, de la Chapelle et de Nant Borrant, qui possède une couverture montant jusque dans l'Aalénien (Fm de Dugny);

- une partie interne, qui se caractérise par une couverture formée uniquement de Trias (pli de Jovet), ou par un faciès du Lias bien particulier: les Grès Singuliers (pli du Bonhomme).

L'unité du Mont Joly, représentée ici par les séries du Nant de l'Arête et du Bois de la Rollaz, est donc la couverture de la seule partie externe du socle du Mont-Blanc.

La limite entre ces deux massifs est probablement marquée par une faille importante comme en témoigne le petit affleurement de Lias noté par MENNESSIER (1976) dans le ravin du torrent de Tré la Tête, en contact avec le flanc NW de l'anticlinal de Jovet. Cette faille (faille de Combe Noire), correspond peut-être à l'importante zone mylonitique, décrite par CORBIN & OULIANOFF (1926), et qui divise le massif du Mont-Blanc: la faille de l'Angle. L'examen de photos aériennes et des constructions géométriques simples montrent que ce raccord est possible (il n'est pas prouvé pour autant). Contrairement à ce que propose BELLIÈRE (1988), qui voit dans la faille de l'Angle une structure uniquement hercynienne, cette zone mylonitique aurait fonctionné également lors de l'orogénèse alpine. Cette divergence d'opinion résulte en partie d'une différence de conception dans le tracé de cette faille à l'extrémité NE du massif du Mont-Blanc. Pour BELLIÈRE (1988), la faille de l'Angle change de direction, suit les apophyses granitiques du Mont Chemin (Cf carte géol. de la Suisse au 1:25'000, feuille Sembrancher), où elle est tranchée par la transgression triasique de la couverture du massif du Mont-Blanc interne. Elle est donc anté-mésozoïque. Notons que dans ce secteur, selon WUTZLER (1983) la nature du contact entre le granite et l'encaissant est essentiellement intrusif et non mécanique. Cette conception ressort également du dessin de la feuille Sembrancher de la carte géol. de la Suisse au 1:25'000 où les zones mylonitiques sont tranchées par les apophyses du granite du Mont-Blanc. Elles lui seraient donc antérieures et ne peuvent donc correspondre à la faille de l'Angle.

Le tracé que nous proposons est plus rectiligne (fig. 47). Dans sa partie NE, la faille de l'Angle quitte la limite NW du granite et correspond, entre la vallée de la Drance et celle du Rhône, à la mylonite séparant la zone de Chemin de la zone de Vens de WUTZLER (1983). Elle aboutit dans la plaine du Rhône à la hauteur du petit hameau du Guercet. Malheureusement le Quaternaire cache les relations avec le mésozoïque. L'âge alpin de cette faille n'est donc pas démontrable, mais il est ici dans le domaine de la possibilité. La proposition de tracé que nous présentons ici résulte des travaux menés en collaboration avec le prof. H. Masson (Lausanne) dans le cadre du PNR 20. La construction de la coupe horizontale à 2000 m (STECK et al. 1989) en tient compte.

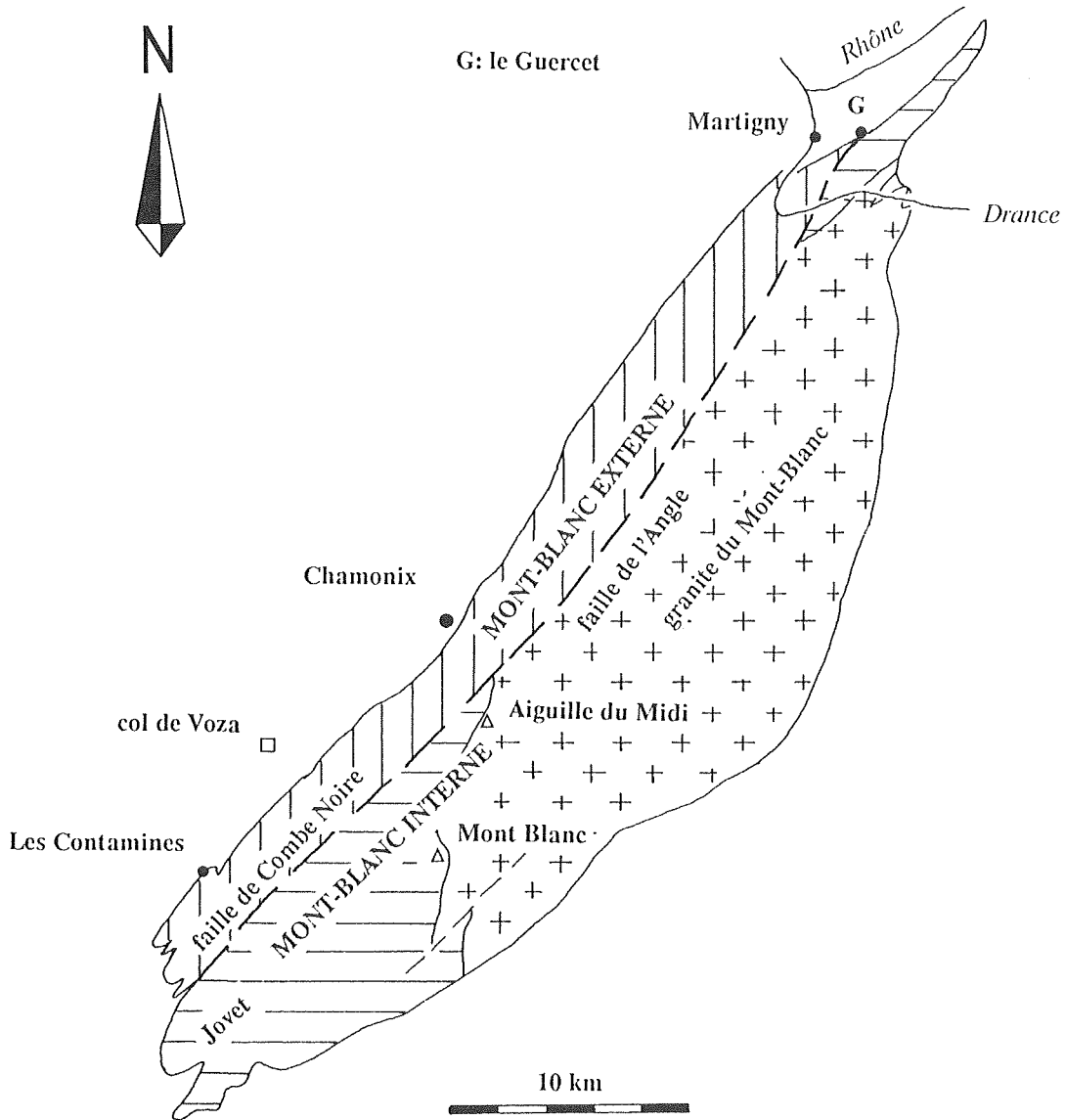


Fig. 47. Schéma du massif du Mont-Blanc. Il est divisé en deux parties par la faille de l'Angle. (Modifié d'après Bellière 1988;)

4.4.6. *Conclusions*

L'unité du Mont Joly est une structure de 1ère phase dont le flanc inverse s'enracine dans la zone de Chamonix et dans une cicatrice au sein même de Belledonne interne (faille du col de Sallestet). Son flanc normal constitue la couverture de la partie externe du massif du Mont-Blanc et de la partie interne du massif de Belledonne interne. Le coeur de cette structure correspond au pli de l'Aiguille Croche.

5. LES UNITES D'ORIGINE INTERNE, COMPRISES ENTRE MONT-BLANC ET BELLEDONNE

5.1. Introduction

Plusieurs unités, d'origine plus interne que les massifs du Mont Blanc et de Belledonne, sont comprises dans la dépression qui sépare ces deux massifs, ou à l'arrière de ceux-ci. Il s'agit des unités de *Roselend*, de *Roselette*, du *Rochers du Vent* et de la *Crête des Gittes* (ELTCHANINOFF & TRIBOULET 1980). Ces unités sont rassemblées sous le nom de *nappe de Roselette* par ces auteurs. En marge de notre travail, nous avons partiellement étudié les unités de Roselend et de Roselette.

5.2. unité de Roselend

■ coupe du col du Joly à l'Aiguille de Roselette

Cette coupe permet d'examiner en détail le contenu stratigraphique de l'unité de Roselend. Elle a été décrite par TRÜMPY (1952), LANDRY (1976), ELTCHANINOFF (1980), TRIBOULET (1980). Les attributions stratigraphiques et tectoniques diffèrent suivant ces auteurs. Nous donnons ci-dessous notre propre interprétation (fig. 48).

Des abords du col du Joly au cristallin de Roselette, nous trouvons:

- 1) gypses et cornieules (Fm des Arandellys, Trias). Ces gypses sont dans le prolongement de ceux connus près des Contamines (MENNESSIER 1976), et plus au NE dans la zone de Chamonix (Miage, les Arandellys, col de Balme). Ils appartiennent donc à l'unité du Mont Joly (nappe de Morcles), et non à une unité plus interne (unité de Roselend) comme le pensent ELTCHANINOFF (1980) et TRIBOULET (1980);
- 2) 50 à 100 m environ de calcaires et grès (*calcaires de la Tête du Lac de Roselette*). Nous avons vu que ces calcaires ne doivent pas être attribués au Dogger, mais au Lias (Cf B 4.4.4.). Ils s'agit du Lias moyen de la couverture des plis de Montjoie (Mont-Blanc externe) et de la Grande Pierrière (Belledonne interne). Le contact entre gypses et calcaires de la Tête du Lac de Roselette se fait probablement par une petite faille subverticale, qui explique ici l'absence de Lias inférieur à l'affleurement.
- 3) 20-30 m de dolomies et cornieules. Ce Trias marque pour nous la base de l'unité de Roselend. TRÜMPY (1952) et LANDRY (1976) signalent la présence de quartzite que nous n'avons pas retrouvé.
- 4) 10-15 m d'argilites noires, non calcaires. Ces argilites nous rappellent fortement l'Aalénien (Fm de Dugny). Elles sont moins aisément fissibles que celles que l'on rencontre dans l'unité du Mont Joly. Ceci leur confère un aspect un peu plus métamorphique. Cette impression de terrain est confirmée par la présence de chloritoïde déjà signalé par ELTCHANINOFF & TRIBOULET 1980, Eltchaninoff-Lancelot et al. (1982). Ce minéral n'est pas signalé dans l'Aalénien de l'unité du Mont Joly.

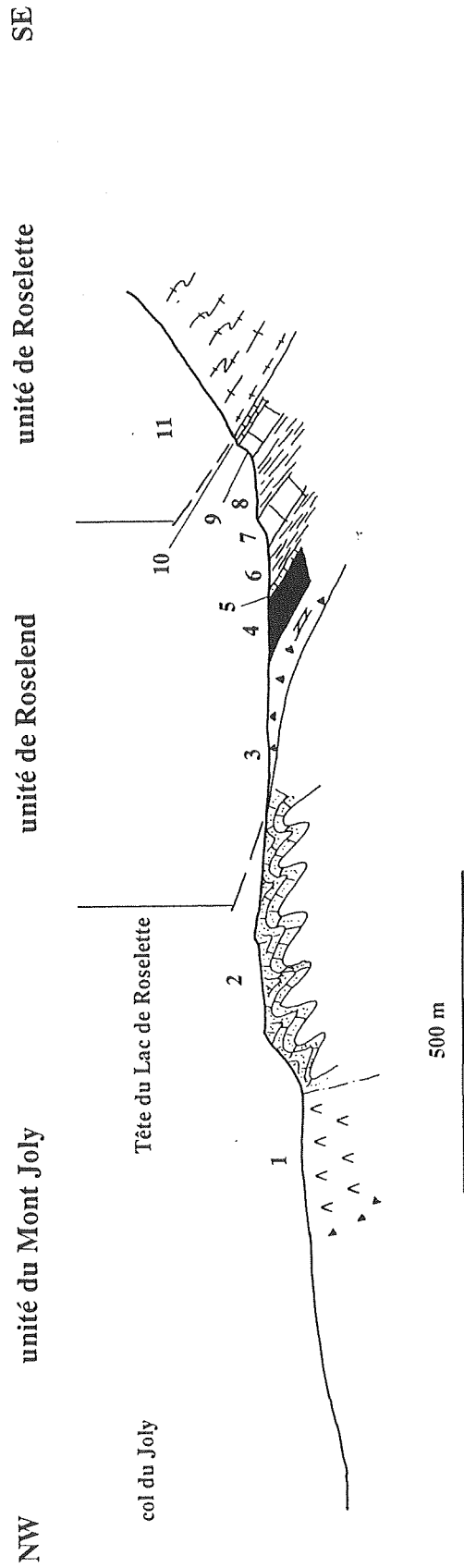


Fig. 48. Coupe de l'unité de Roselend des abords du col du Joly à l'Aiguille de Roselette (légende dans le texte).

- 5) quelques m de calcaires gréseux à débris d'échinodermiques, qui pourraient représenter ici le Bajocien;
- 6) 10-15 m d'une formation argileuse dont il est difficile de préciser la nature exacte car seules des veines tectoniques recouvertes de pellicules argileuses affleurent. Celles-ci ne sont pas forcément représentatives de la composition de l'ensemble. Il pourrait s'agir de Callovo-Oxfordien.
- 7) calcaire blanc massif que tous les auteurs s'accordent à attribuer au Malm.
- 8) marnes et argilites, il peut s'agir soit de Berriasien, soit de Callovo-Oxfordien.
- 9) calcaire blanc massif, semblable (bien que plus marmorisé) au calcaire blanc (7). Nous n'avons pas suffisamment de données pour savoir s'il s'agit de Malm, comme le pensent LANDRY (1976), ELTCHANINOFF (1980) et TRIBOULET (1980) ou de Crétacé inférieur, comme le pense TRÜMPY (1952).
- 10) calcaires se débitant en plaquettes;
- 11) gneiss, cristallin de l'unité de Roselette

Dans notre interprétation, la série stratigraphique de l'unité de Roselend se caractérise par la superposition directe d'argilites de l'Aalénien sur des dolomies du Trias. La lacune du Lias est un indice qui semble montrer que cette série s'est déposée sur un seuil. L'unité de Roselend présente en cela une affinité avec les séries du Mont-Blanc interne, telles que nous les avons observées dans le val Ferret italien. C'est pourquoi nous pensons que cette unité constitue la partie tout à fait interne de la couverture du Mont-Blanc interne, décollée au niveau du Trias, et transportée vers le NW. Elle est ici superposée à l'unité du Mont Joly, qui se confond ici avec la couverture du Mont-Blanc externe. Il s'agit donc d'une unité distincte de l'unité du Mont-Joly (nappe de Morcles).

Nos attributions tectoniques et stratigraphiques diffèrent de celles proposées par TRÜMPY (1952) Cet auteur voyait dans cette coupe une série complète allant du Trias au Crétacé qu'il rattachait, par dessus le Mont-Joly, à l'unité des Aravis; elle aurait donc fait partie du flanc normal de la nappe de Morcles.

Notre interprétation diverge de celle d'ELTCHANINOFF & TRIBOULET (1980) essentiellement sur la position de la base de l'unité (ces auteurs y ont inclus par erreur la couverture liasique du Mont-Blanc externe) et par certaines attributions stratigraphiques.

LANDRY (1976) divise ici l'unité de Roselend en deux parties:

- la série de Roselend au sens strict, qu'il suit de Roselend au secteur de Notre-Dame-de-la-Gorge, via le col du Joly. Il a découvert lui aussi des ammonites pyriteuses de l'Hettangien dans le Nant de l'Arête, ce qui lui fait dire: "L'apparition de ce terme tend donc à prouver l'autochtonie de la série par rapport au massif cristallin de Belledonne". La série de Roselend au sens de LANDRY (1976) correspond donc exactement à ce que nous

avons décrit sous le terme de "couverture normale du Mont-Blanc externe et de Belledonne interne", et que nous avons rattaché à l'unité du Mont Joly (partie supérieure de la nappe de Morcles).

- la série charriée de Roselette, qui correspond aux niveaux 3 à 10 de notre coupe, et qui est donc, son nom l'indique, allochtone.

Notre interprétation tectonique est donc très semblable à celle qu'à proposé LANDRY (1976). La différence majeure réside dans le fait que nous plaçons une coupure plus profonde entre (1) la couverture normale de Mont-Blanc externe et Belledonne interne (sa série de Roselend) et (2) les terrains chevauchants (sa série charriée de Roselette), dont il ne fait pas une unité bien séparée.

La figure 49 résume ces diverses opinions. Elle illustre aussi la grande confusion qui règne actuellement dans la nomenclature de ces unités tectoniques.

Relevons aussi que le métamorphisme de l'unité de Roselend (chloritoïde dans l'Aalénien) est plus intense que celui de l'unité sous-jacente du Mont Joly. Il s'agit donc d'un métamorphisme transporté comme l'ont déjà vu ELTCHANINOFF & TRIBOULET (1980).

5.3. unité de Roselette

L'unité de Roselette se caractérise principalement par une grande klippe de matériel cristallin qui forme, entre autres, l'Aiguille de Roselette. La position anormale de ce cristallin sur du Mésozoïque a déjà été observé par PAREJAS (1922), mais c'est BORDET (1952) qui démontre pour la première fois que ces gneiss ne se rattachent pas au Mont-Blanc, mais sont issus de l'arrière de ce massif. Notons que la carte de la Suisse au 1:500'000 (SPICHER 1980) ou BUTLER (1983) ne tiennent pas compte de ces données et rattachent toujours le cristallin de Roselette au massif du Mont-Blanc

Les gneiss de Roselette sont accompagnés de terrains sédimentaires, en contact stratigraphique pour LANDRY (1976), tectonique pour TRIBOULET (1980).

	EPARD ce travail		ELTCHANINOFF TRIBOULET (1980)		LANDRY (1976)		TRUMPY (1952)					
1 gypse et cornieules	Trias	u. du MONT JOLY	Trias	u. de ROSELEND	Trias	u. de ROSELEND						
2 calcaires de la Tête du Lac de Roselette	Lias moyen		Dogger		Dogger							
3 cornieules et dolomies	Trias	u. de ROSELEND	Trias	u. de ROSELEND, série charriée de Roselette	Trias	u. de ROSELEND, série charriée de Roselette	Trias	flanc normal de la nappe de MORCLES				
4 argilites noires non calcaires	Aalénien								Rhétien			
5 calcaires et grès calcaires	Dogger		Oxfordien		Jurassique		Lias					
6 argilites calcaires et marnes	Callovo- Oxfordien						Dogger					
7 calcaires blancs massifs	Malm		Malm		supérieur		Malm					
8 argilites et argilites calcaires	Crétacé inférieur ? Callovo- Oxfordien ?		Crétacé inférieur ?				Berriasien Valanginien					
9 calcaires massifs, marbres	Urgonien ? Malm ?		Malm				Urgonien					
10 calcaires plaquetés	?		Malm écrasé				?					
11 gneiss	KLIPPE CRISTALLINE DE ROSELETTE											

Fig. 49. Unité de Roselend, tableau résumant les principales attributions stratigraphiques et tectoniques proposées.

■ *série de plan de la Fenêtre*

A Plan de la Fenêtre (SE de l'Aiguille de Roselette) affleure une série de calcaires gréseux, marnes et calcarénites tout à fait particulière. Ces roches sont notées en Lias par MENNESSIER (1976) et associées à la couverture du Mont-Blanc. Nous attribuons cette série à l'unité de Roselette car ces roches sont superposées à des gneiss, non notés par MENNESSIER (1976). Ces gneiss sont reconnus par ELTCHANINOFF & TRIBOULET (1980), mais ces auteurs ignorent les terrains sédimentaires qui lui sont superposé (série de Plan de la Fenêtre).

Dans les calcarénites de Plan de la Fenêtre nous avons trouvé une *Chofatella decipiens* (détermination L. Hottinger, Bâle) qui indique le Crétacé inférieur. Ces roches se relient donc probablement à celles, de même âge, qui forment le massif de l'Aiguille de la Pénaz.

La présence de lames cristallines à la base de l'unité de Roselette fait immédiatement penser aux lames cristallines décrites dans le val Ferret par RABOWSKI (1917) Celles-ci sont interprétées comme marquant la base des nappes helvétiques (GRASMÜCK 1961). Dans le val Ferret, ces lames de "cristallin" pourraient être en fait constituées essentiellement de grès triasiques (H. Masson comm. pers.). Nous pensons cependant que cette analogie reste valable. L'unité de Roselette, ainsi que les unités du rocher du Vent et de la Crête des Gittes qui lui sont liées, feraient alors partie de la nappe helvétique au sens strict (= Wildhorn au sens large de Masson in ESCHER et al. 1988). Il ne s'agit en aucun cas d'Ultrahelvétique, contrairement à ce que proposent ELTCHANINOFF-LANCELOT et al. (1982). Ces auteurs arrivent à ces corrélations car:

- ils enracent toutes les nappes helvétiques dans la zone de Chamonix, où leur racines seraient partiellement recouvertes par l'hypothétique chevauchement du Mont-Blanc. Nous avons vu plus haut que cette conception est complètement erronée;
- la nappe de Roselette contient des calcaires du Barrémien, qui ne sont pas de faciès Urgonien. Cette définition de l'Ultrahelvétique sur la base des faciès du Crétacé (limite d'extension de la plate-forme urgonienne) est inadéquate et mène inévitablement à de grosses contradictions. Elle obligerait par exemple à placer dans l'Ultrahelvétique toute la partie interne de la nappe du Wildhorn, où l'on voit les faciès de l'Urgonien passer latéralement à des faciès de talus et de bassin (couches de Drüsberg). Rappelons que l'Ultrahelvétique est défini sur des critères tectoniques: c'est un ensemble complexe de nappes et écaillés issues de la partie interne du domaine helvétique (s.l.) et charrié par dessus les nappes helvétiques dans une phase précoce (BADOUX 1963).

5.4. Déformation

La structure interne des unités de Roselend et de Roselette est complexe. Plusieurs schistosités peuvent y être observées. Nous n'avons pas entrepris une étude détaillée de ces structures, cependant quelques observations tirées de l'unité de Roselend (plus particulièrement de sa région frontale) seront utiles à la compréhension de la cinématique des nappes dans la région.

En préambule, il est important de signaler que les phases de déformation (D1, D2, D3) telles que nous les avons définies plus haut (B 1.2.) ne sont pas applicables à la nappe de Roselette, car cette dernière a subi une histoire tectonique partiellement différente des unités précédemment décrites. Afin de distinguer les déformations dans les différents domaines, nous adopterons pour cette nappe une nomenclature utilisant les chiffres romains (DI, DII, ...).

Schématiquement, nous avons distingué trois schistosités (SI, SII, SIII) dans l'unité de Roselend. La schistosité SII constitue la schistosité dominante; elle crénule une structure préexistante (approximativement parallèle à la stratification et au contact entre l'unité de Roselend et l'unité de Roselette). Elle est elle-même crénulée par une schistosité tardive SIII.

Le plan de chevauchement de la nappe de Roselette est replissé par les plis qui affectent la terminaison SW du Mont-Blanc et que nous attribuons à la phase D2. Ceci est particulièrement net pour le synclinal des lacs Jovet, compris entre le pli du Bonhomme et le pli de Jovet (fig. 41). Le plan de chevauchement est également replissé près du front de la nappe. La grande épaisseur de cristallin qui constitue l'Aiguille de Roselette, se situe dans le coeur d'une synforme dont la trace axiale est dans le prolongement du synclinal compris entre le pli de Montjoie et celui de la Sainte-Chapelle (fig. 44 et 45). La schistosité SII de l'unité de Roselend est replissée par ce pli P2. Cette synforme est déjà signalée par Bordet (1952) qui écrit : "(le cristallin de Roselette) *repose sur une série sédimentaire suivant une surface en fond de bateau...*". Elle est moins profonde que celle des Lacs Jovet. La couverture liasique du massif du Mont-Blanc externe a peut-être favorisé ici un amortissement de ce pli, ou il peut s'agir d'une question de cinématique; la nappe de Roselette se serait déplacée sur la partie externe du Mont-Blanc au cours de la deuxième phase (D2), et, ainsi, n'aurait pas enregistré la totalité de cette déformation.

La faille de Combe Noire, qui sépare Mont-Blanc externe de Mont-Blanc interne, et qui limite l'unité du Mont Joly au SE, ne semble pas affecter le plan de chevauchement de la nappe de Roselette (fig 41). Le jeu de cette faille est donc précoce (D1).

6. DEFORMATIONS

6.1. *Introduction*

Nous avons divisé l'histoire tectonique du secteur du Mont Joly en trois phases de déformation (D1, D2, D3). L'existence de grandes structures d'interférence est à la base de cette subdivision (fig 13).

L'existence de plusieurs phases de déformation dans le massif du Mont Joly est connue depuis PUJOLAT (1978). Cet auteur s'est livré à une étude détaillée des structures tectoniques de ce massif. Il décrit deux générations de plis et schistosités. La première est générée par un cisaillement s'opérant approximativement parallèlement à la stratification, la deuxième prend le relais de la précédente et s'opère sur la schistosité nouvellement créée qu'elle crénule. Nous sommes en grande partie d'accord avec le modèle de déformation progressive et continue que présente PUJOLAT (1978). Cependant, notre déformation D1, responsable de la mise en place des nappes, semble avoir échappé à son attention. GOURLAY (1984) signale que, dans la zone de Chamonix, la schistosité régionale est une schistosité de deuxième phase. Cependant, il n'établit pas de relation entre cette schistosité et des structures à plus grande échelle. Notons que la mise en évidence des grandes structures de première phase ne fait pas intervenir des arguments uniquement structuraux mais également stratigraphiques.

6.2. *1ère phase D1*

La 1ère phase est responsable de la mise en place des unités tectoniques principales. Elle a notamment créé les grandes structures suivantes:

- unité de Vervex,
- unité du Sangle,
- synclinal du Mont d'Arbois,
- pli de l'Aiguille Croche - Monument Funéraire. Ce pli marque le coeur de l'anticlinal de 1er ordre que constitue l'unité du Mont Joly.

Il s'agit donc d'une déformation importante, mais l'intense développement des structures de 2ème phase a souvent tendance à l'oblitérer entièrement au niveau de la roche. Ainsi, les données sur cette déformation sont fragmentaires.

La déformation D1 n'a pu être individualisée que dans la couverture mésozoïque.

6.2.1. *axes de plis*

La localisation des charnières de 1ère phase est délicate. Nous n'avons jamais observé sur le terrain une charnière qui puisse être attribuée sans équivoque à cette phase. La mesure directe de l'orientation des axes de plis de 1ère phase est donc impossible; elle ne peut se faire qu'indirectement en utilisant des repères

lithologiques. Nous avons représenté sur la figure 50 les positions des lignes charnières au niveau du sommet de la Fm du Mont Joly (Lias moyen) de l'unité du Sangle et du Trias du pli de l'Aiguille Croche. Ces lignes charnières ne sont pas rectilignes; mais en première approximation, on peut dire que leur direction est approximativement NNE-SSW dans le secteur du Mont Joly.

6.2.2. Schistosité et linéation

La schistosité de 1ère phase s'observe localement, par exemple lorsque la schistosité de deuxième phase est moins dense qu'à l'accoutumée. Il s'agit d'une structure très pénétrative, résultant d'un processus de recristallisation et de dissolution. Elle est porteuse d'une linéation d'étirement minéral (Le1) approximativement N-S (fig. 52). Du fait de l'intense replissement par D2, les mesures précises de l'orientation de cette linéation précoce sont rares et délicates.

6.3. 2ème phase D2

■ *Plis de la couverture*

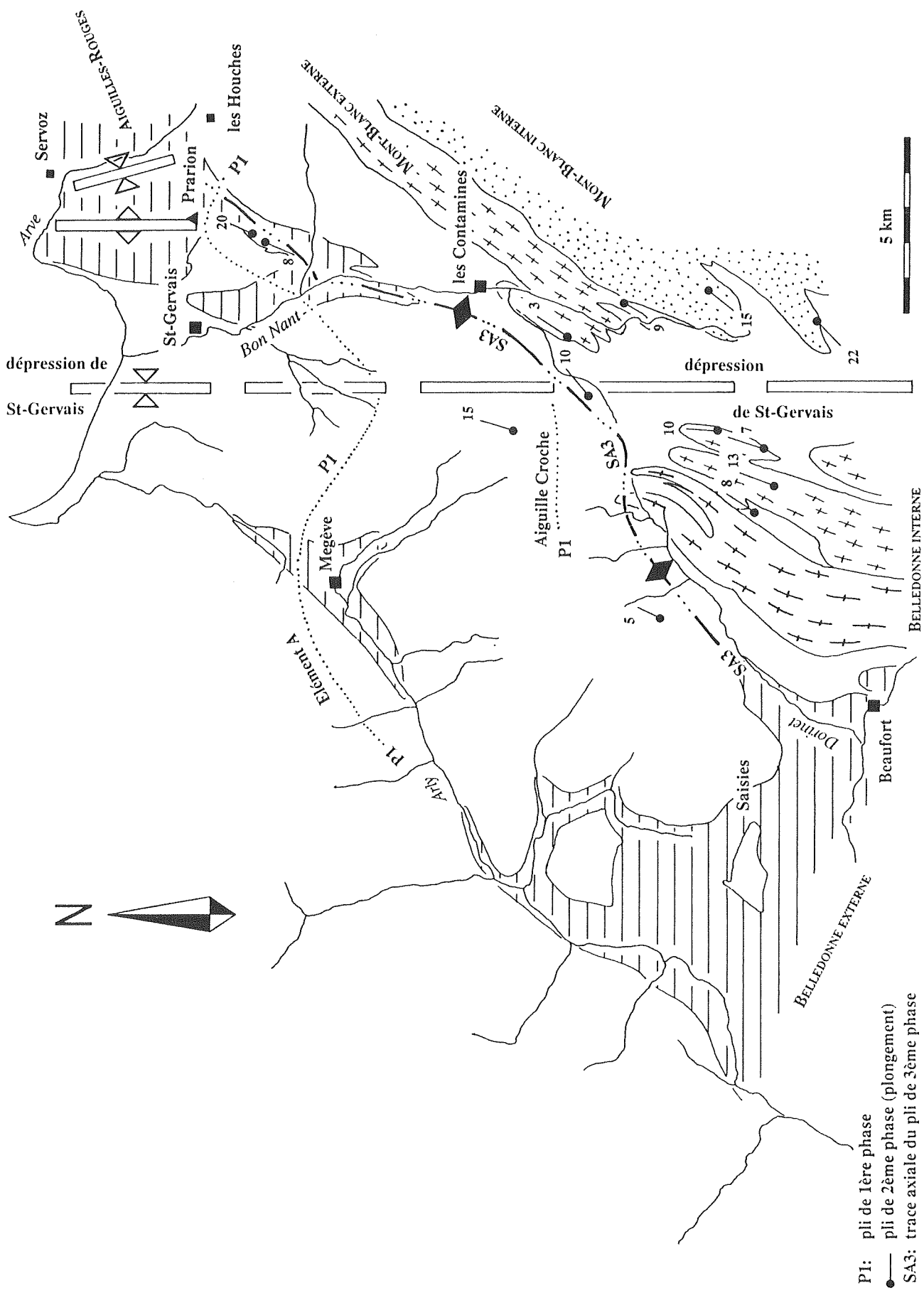
La deuxième phase est responsable de plis déversés vers le NW, d'amplitude kilométrique au maximum. Parmi les nombreux plis d'amplitude déca- à hectométrique, nous citerons par exemple:

- les plis qui replissent l'unité du Sangle dans le secteur de Hauteluze et qui produisent une structure d'interférence que nous avons décrite au chapitre 4.2.7 (Cf. fig 37);
- les plis 2 et 3 du Mont Joly (Cf. 4.4.2. et fig. 43).

■ *Schistosité*

La schistosité qui est liée à ces plis constitue, du moins dans les roches les plus ductiles, la schistosité dominante dans la région. Souvent, la schistosité de première phase S1 n'est plus visible, elle est probablement entièrement transposée dans S2. La schistosité dominante résulte donc de la somme de ces deux schistosités. Elle correspond vraisemblablement en grande partie à la schistosité de première phase au sens de PIOLAT (1978).

S2 prend principalement la forme d'un clivage de dissolution. Dans l'alternance marno-calcaire de la Fm des Tierces (Lias inf.), cette schistosité se caractérise par une forte réfraction dans les bancs calcaires des flancs long des plis P2. Dans les flancs court, l'angle entre schistosité S2 et stratification est plus faible.



P1: pli de 1ère phase
● — pli de 2ème phase (plongement)
SA3: trace axiale du pli de 3ème phase

■ *Les plis de socle*

Nous avons attribué à la deuxième phase les plis qui affectent la terminaison SW du socle Aiguilles-Rouges, car:

- ils replissent la Lame Houillère (structure de 1ère phase);
- ils semblent conformes à la schistosité dominante (de deuxième phase).

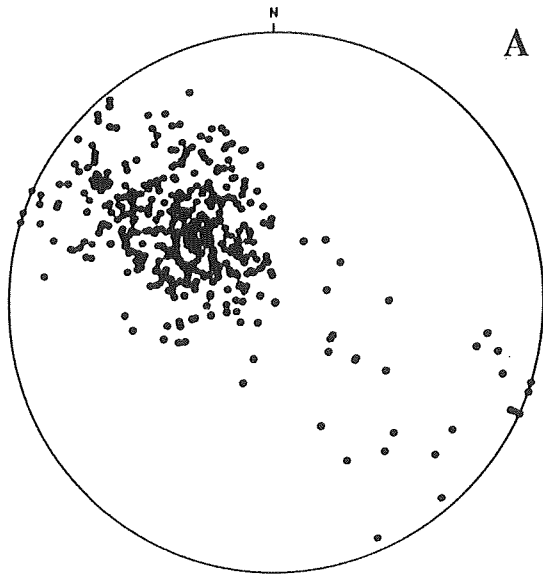
Nous attribuons les plis qui affectent la terminaison SW du massif du Mont-Blanc et l'extrémité NE de Belledonne interne essentiellement à la deuxième phase également. En effet, la schistosité fortement redressée, que l'on peut observer dans les calcaires de la Tête du Lac de Roselette, ou dans le secteur du Bois de la Rollaz est une schistosité de deuxième phase qui semble conforme aux plis de socle. Il est vrai que la corrélation entre les schistosités des couvertures liasiques et les structures du socle cristallin doit se faire à travers le Trias, formé de dolomies et cornieules, peu propices à l'analyse structurale. Ces corrélations ne sont donc pas établies avec certitude.

L'unique schistosité que nous observons dans le socle correspond donc, du moins en partie, à une deuxième schistosité dans les couvertures mésozoïques. Plusieurs interprétations peuvent être avancées pour expliquer l'apparente absence de S1 dans le socle:

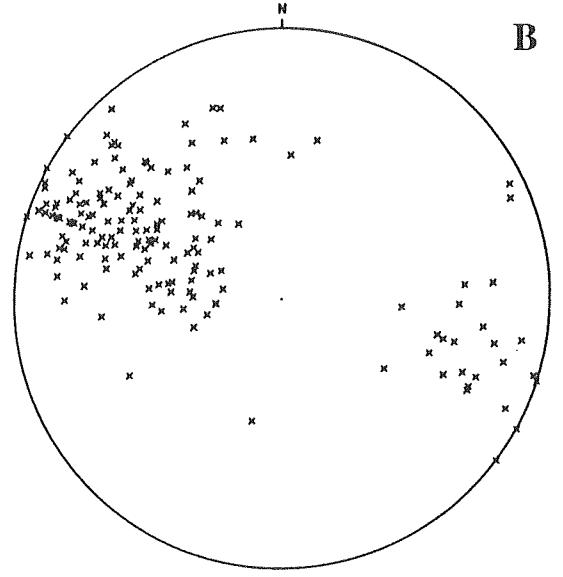
- le cisaillement contemporain de la phase D1 affecte beaucoup plus fortement la couverture ductile. Ceci implique une énorme disharmonie au niveau du Trias entre le socle et la couverture;
- S2, reprend les anciennes structures S1 qu'elle intensifie. La schistosité dans le socle correspondrait alors à la somme de S1 et S2.

Nous ne pensons pas que l'épaisseur du Trias ait été suffisante pour autoriser une complète disharmonie entre les plus grands plis isoclinaux de 1er ordre et de 1ère phase de la couverture et les socles cristallins. Nous sommes enclin à imaginer la présence dans le socle d'anticlinaux de 1ère phase et de 1er ordre (à l'échelle de la partie externe du Mont-Blanc par exemple). La position des charnières de ces grands anticlinaux reste encore à préciser. Pour le cas du massif du Mont-Blanc externe, il est possible que la charnière du grand pli précoce soit maintenant enfouie en profondeur dans la zone de Chamonix.

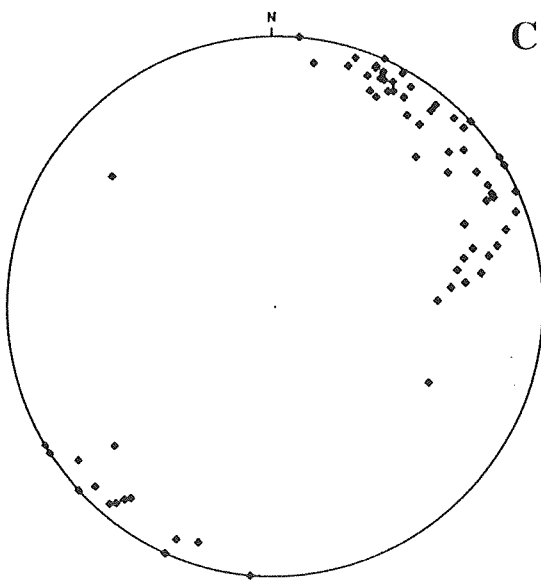
◀ *Fig. 50.* Carte de l'orientation des principales structures affectant le secteur du Mont Joly. La dépression de St-Gervais est probablement moins rectiligne et plus complexe que ce qui est suggéré ici.



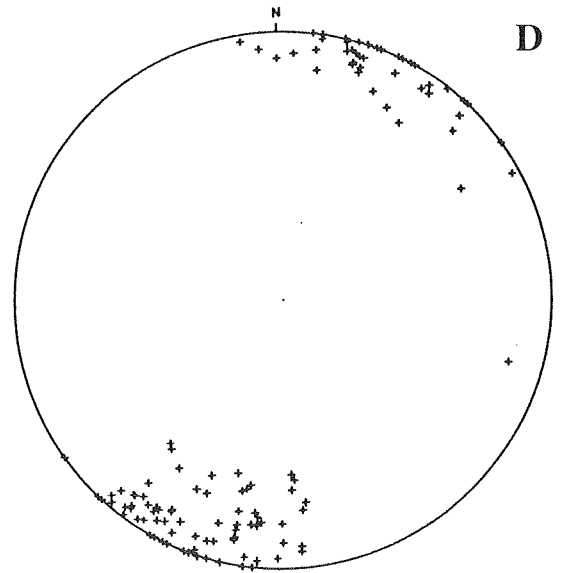
schistosité dominante S2



schistosité de crénulation S2'



pli P2 et linéation d'intersection S2/S0



pli p2' et linéation d'intersection S2'/S2

Fig. 51. Projection stéréographique (Lambert, hémisphère inférieur) des plis et schistosités de deuxième phase.

■ *orientation des plis P2*

L'orientation des axes des petits plis P2 est variable (fig 51 C). Leur direction est généralement comprise entre le NE-SW et le NNE-SSW. Il est important de noter que les plis de socle des massifs des Aiguilles-Rouges, de Belledonne et du Mont-Blanc sont obliques par rapport à l'orientation générale de ces massifs cristallins (fig. 50). Ce fait est particulièrement net aux extrémités SW du massif du Mont-Blanc et NE du massif de Belledonne interne, où, par exemple, l'anticlinal de la Grande Pierrière est approximativement N-S. Cette disposition, alliée au déversement des plis vers le NW, donne au massif du Mont-Blanc l'apparence d'être plus interne que le massif de Belledonne interne. Cet effet a pu faire commettre des erreurs quant à l'enracinement des nappes. Certains auteurs (p. ex. RITTER 1897 ou LANDRY 1976) ont cherché à suivre la zone de Chamonix au SE de Belledonne interne. Mais cette disposition est tardive, les nappes, qui se sont mises en place durant la première phase, ne suivent pas cette direction.

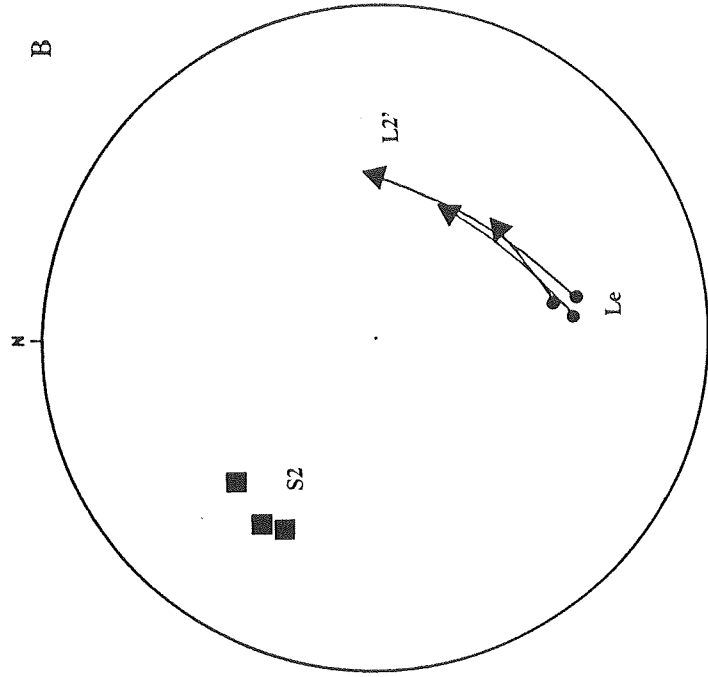
■ *linéations*

La schistosité dominante est porteuse d'une linéation minérale de direction NW-SE (fig 52A) déjà décrite par PIJOLAT (1978) et GOURLAY (1984). Son orientation varie de N-S à E-W, avec un maximum des valeurs vers 120 degré environ. Cette linéation résulte probablement en partie de la transposition de la linéation minérale Le1 de direction N-S. Il est dès lors important d'examiner l'orientation de la linéation d'étirement sur les plans S2 en l'absence de l'influence de Le1. Ceci ne peut se faire que sur des affleurements où S2 et S1 sont présents et distincts. Malheureusement, S2 prend dans ce cas l'aspect d'une schistosité de crénulation, sur laquelle aucune linéation pénétrative n'a pu être observée.

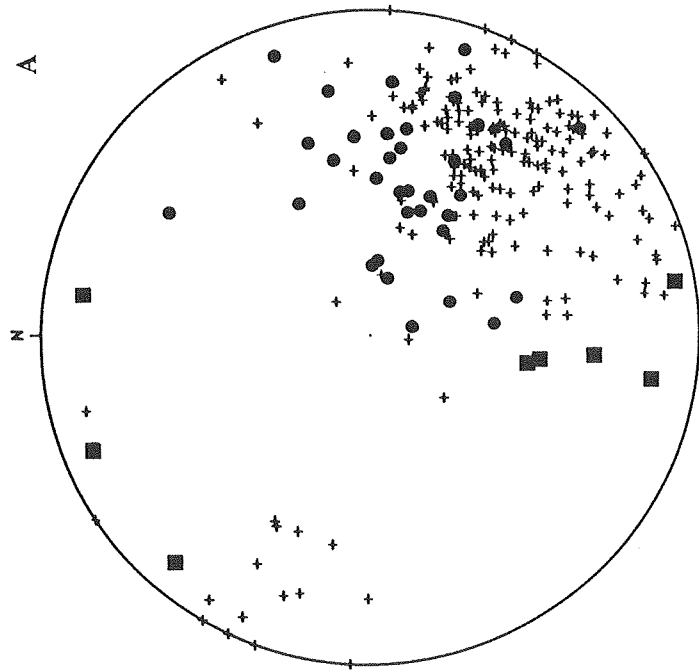
Par endroits, les plans S2 portent une linéation non pénétrative qui se manifeste par des cristallisations asymétriques en ombre de pression (autour des cristaux de pyrites p. ex.). Ces structures sont nommées demi-halos par PIJOLAT (1978). On trouve également de cristallisations à l'abris de gradins (PIJOLAT 1978). Cette linéation tardive est généralement parallèle à la linéation d'étirement pénétrative. Elle résulte d'un cisaillement discret sur le plan S2, et indique un mouvement vers le NW du compartiment supérieur. Par endroit, les demi-halos sont sinueux et traduisent une rotation antihoraire de la direction du mouvement du compartiment supérieur (fig 52B). Cette rotation est déjà postulée par GOURLAY (1984).

■ *déformation continue, formation de P2' et S2'*

Une schistosité de crénulation S2', liée à des plis d'amplitude métrique à décamétrique P2' crénule localement la schistosité S2. Cette schistosité est plus pentée vers l'E ou le SE que S2 (fig. 51B). Elle semble apparaître préférentiellement dans les charnières ou dans les flancs inverses des grands plis P2 et correspond à la schistosité de deuxième phase de PIJOLAT (1978). Cet auteur explique son apparition par le transfert du mouvement cisailant de surfaces parallèles à la stratification (et à notre S1) vers des surfaces parallèle à notre S2.



S2: schistosité
Le: linéation d'éirement
L2': fibres et demi-halos



■ linéation d'éirement portée par S1 (Le1)
+ linéation d'éirement portée par la schistosité dominante (couvertures)
● linéation d'éirement dans le socle

Les plis P2', d'orientation N-S à NNE-SSW (fig 51 D) ne créent pas de structures d'interférence à grande échelle. De plus, ils semblent liés au développement de S2. Nous ne les avons donc pas séparés en un phase distincte.

6.4. 3ème phase

La troisième phase se manifeste par le bombement des massifs des Aiguilles-Rouges et de Belledonne externe. Nous pensons, par comparaison avec le massif de Gastern (leur équivalent oriental) qu'il est provoqué par un grand pli en retour (de vergence SE) (STECK 1984). La trace axiale de ce pli peut être aisément localisée au S du Mont-Joly et de l'Aiguille Croche, où le passage d'un secteur à faible pendage à un secteur à fort pendage ("racines droites") est assez brutal (fig. 50).

Un grand pli analogue affecte le massif du Mont-Blanc. Il provoque même un rétrodéversement bien connu dans le val Ferret italien (p. ex. ANTOINE 1979). Il s'agit du pli de l'Evêque de STECK et al. (1989).

Nous n'avons pas observé de petites structures (schistosité, pli de 2ème ordre) qui puissent être directement et sans ambiguïté liées à ce grand pli, si ce n'est peut-être quelques plis coffrés se développant localement à proximité de sa charnière.

Ces grands plis de 3ème phase présente une dépression axiale de direction N-S (*dépression de St Gervais*) localisée dans le secteur du Bon Nant, à la transition entre le massif de Belledonne et ceux des Aiguilles-Rouges et du Mont-Blanc (fig. 50). La forte structuration paléozoïque et la présence de Carbonifère en cet endroit n'est peut être pas étrangère à cette localisation. Rappelons que nous avons montré (2.2.2) qu'il n'existe pas de décrochements d'âge tertiaire le long de la vallée du Bon Nant. Cette dépression constitue la partie sud de la dépression de Flaine de RAMSAY (1989). Peu à l'E, le massif des Aiguilles-Rouges forme une petite culmination de deuxième ordre (Prarion), suivie de la petite dépression de Servoz - les Houches, localisée sur du Carbonifère supérieur, et dans laquelle l'Arve a creusé sa gorge.

◀ Fig. 52. (A) Projection stéréographique (Lambert, hémisphère inférieur) des différentes linéations d'étirement. (B): représentation de la rotation antihoraire du glissement tardif sur S2. Le mouvement se fait premièrement parallèlement à Le, puis à L2'.

SYNTHESE ET CONCLUSIONS SUR L'ENRACINEMENT DES NAPPES

1. UNITE DES AIGUILLES-ROUGES ET DE BELLEDONNE EXTERNE

Cette unité est la plus externe de celles étudiées ici. Elle se caractérise par une sédimentation lacunaire ou réduite, elle représente donc un domaine de seuil durant le Mésozoïque (fig 53 et 54). Ainsi, la série stratigraphique caractéristique du massif des Aiguilles-Rouges se résume souvent à une succession où les calcaires du Malm sont directement superposés aux dolomies du Trias (COLLET 1943, AMBERGER 1960, AYRTON 1972). Le Lias est donc absent de la plus grande partie du massif des Aiguilles-Rouges, soit qu'il ne se soit jamais déposé soit qu'il ait été érodé par des émergences postérieures. Il ne subsiste qu'en quelques endroits comme à l'Au d'Arbignon (TRÜMPY 1945), à Salanfe (GAGNEBIN et al. 1934) ou à Montivon (extrémité SW du massif) (Cf 4.2.3.).

La couverture de Belledonne externe se caractérise par la présence de Lias (fig. 56), mais il est réduit. Tout comme le massif des Aiguilles-Rouges, le massif de Belledonne externe constitue un seuil (fig. 53). Cependant, nulle part dans la couverture du massif de Belledonne externe n'est signalée la présence de terrain du Dogger ou plus jeune (Malm, Crétacé sup.). Cette couverture se distingue sur ce point de celle du massif des Aiguilles-Rouges.

Nous pensons que cette différence est essentiellement due à la présence des argilites de la Fm de Dugny (Aalénien) dans la couverture de Belledonne externe. Ce niveau ductile a permis le décollement des séries post-aaléniennes. Dans les Aiguilles-Rouges, en l'absence de ce niveau, les successions formées du calcaire massif du Malm (ou du Crétacé sup.) reposant sur des dolomies et des grès du Trias, sont restées adhérentes au socle.

Qu'est donc devenue la série post-aalénienne issue du domaine de Belledonne externe? Nous l'ignorons; tout ce que nous pouvons en dire, c'est que cette série, probablement de faible épaisseur puisqu'issue d'un seuil (du moins au Jurassique), est peut-être maintenant enfouie sous les massifs allochtones des Bornes et des Aravis.

2. UNITE DE VERVEX

L'unité de Vervex est une unité parautochtone. Elle est issue de la partie interne des massifs des Aiguilles-Rouges et de Belledonne externe (fig. 55 et 56). Le socle (granite, Carbonifère supérieur) dont elle est en partie composée, s'est détaché de l'arrière de ces massifs et trahit ainsi son origine. Le Carbonifère supérieur de la

Lame Houillère provient du prolongement du Carbonifère de Pormenaz - les Houches. Le granite de la Mottaz, lui, se relie au granite de Beaufort. La couverture mésozoïque associée à cette unité est mal connue, elle affleure souvent dans de mauvaises conditions.

L'unité de Vervex est d'extension limitée. Nous ne lui connaissons pas d'équivalent au SW. Au NE, par contre, dans la zone de Chamonix, OULIANOFF (1924), AYRTON (1980) signalent un bloc de gneiss, compris entre la couverture du Mont-Blanc et celle des Aiguilles-Rouges, donc dans la même position tectonique, qui pourrait en être l'équivalent. Mais des données supplémentaires seraient ici nécessaires pour établir une corrélation fiable.

3. LA NAPPE DE MORCLES ET SA PATRIE

La nappe de Morcles est issue d'un bassin limité au NW par le seuil Aiguilles-Rouges - Belledonne externe, et au SE par le seuil du Mont-Blanc interne (fig. 53). Elle s'enracine sur la partie externe du massif du Mont-Blanc (fig. 54-56) comme cela a déjà été suggéré par TRÜMPY (1963) et plus précisément proposé par MASSON et al. (1980, fig 3 et 5). Son flanc inverse correspond à la couverture de ce massif dans la zone de Chamonix. Elle ne peut envelopper la totalité du massif du Mont-Blanc car la partie interne de ce dernier correspond à une zone de seuil, lacunaire, et que rien ne traduit cette situation dans le flanc normal de la nappe. Notre travail nous conduit à nous opposer au schémas d'auteurs récents (AYRTON 1980, ELTCHANINOFF-LANCELOT et al. 1982, BUTLER 1983 et 1985) qui veulent enraciner toute la nappe de Morcles (voire toutes les nappes helvétiques dans la zone de Chamonix. Nos observations montrent que cette conception, liée à l'hypothèse d'un chevauchement du socle Mont-Blanc sur la zone de Chamonix est complètement contredite par les faits.

■ *au niveau du socle du Trias et du Lias*

A l'extrémité méridionale du Mont-Blanc, la limite interne (SE) de la nappe correspond à la faille de Combe Noire. Celle-ci se corrèle peut-être à la faille de l'Angle, importante zone mylonitique, qui sépare le granite du Mont-Blanc des gneiss sur plus de 20 km.

La nappe de Morcles se poursuit vers le SW dans le massif du Mont-Joly, où, dès la terminaison méridionale de la zone de Chamonix elle se divise en deux sous-unités:

- l'unité du Sangle, qui s'enracine sur la partie externe de Belledonne interne;
- l'unité du Mont-Joly, qui s'enracine sur la partie interne de Belledonne interne.

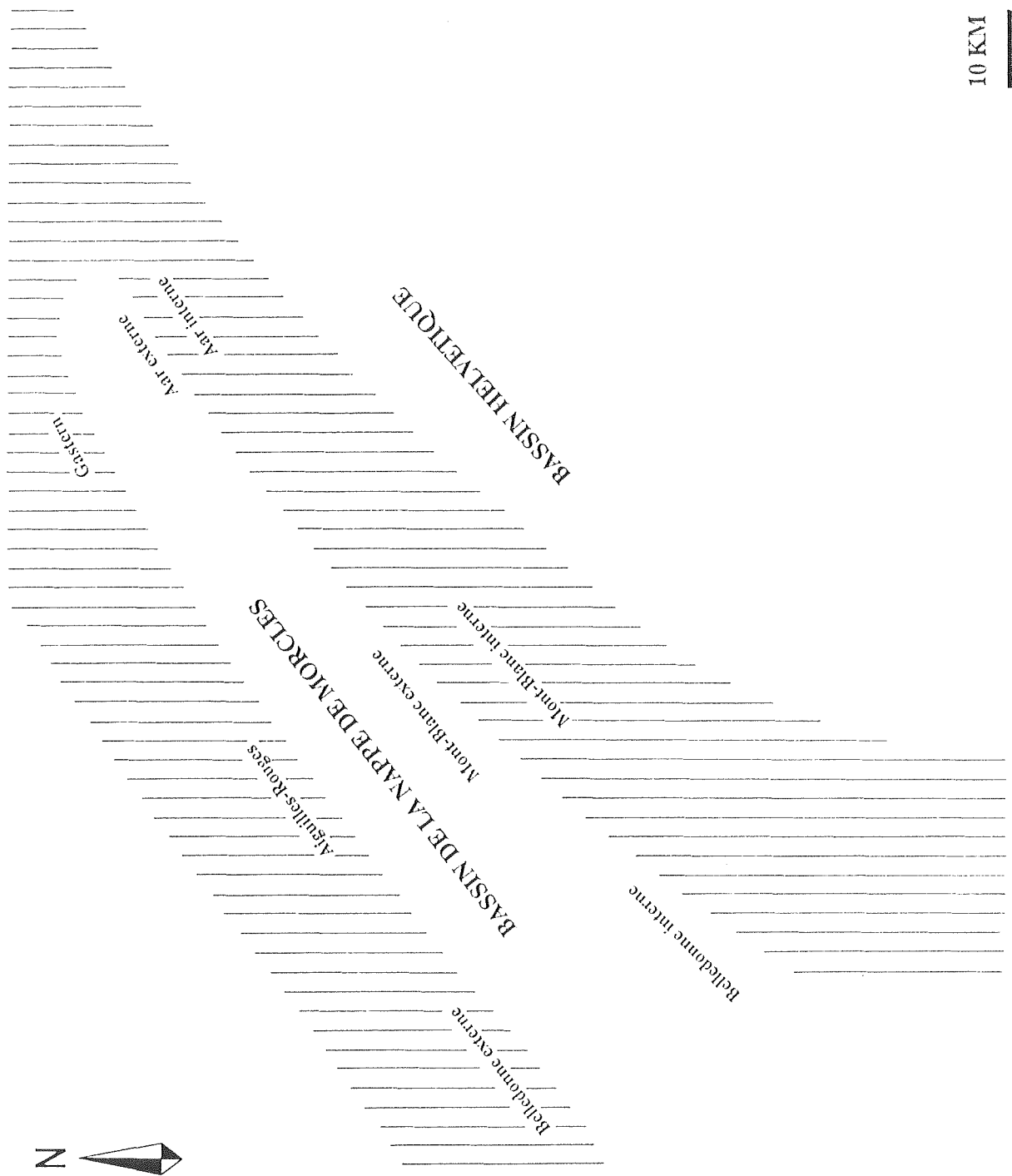


Fig. 53. Schéma paléogéographique montrant le bassin de la nappe de Morcles séparé du bassin helvétique (s. str.) par le seuil du Mont-Blanc interne (situation au Jurassique inférieur et moyen).

Ces deux unités sont séparées par un synclinal à coeur d'Aalénien (synclinal du Mont d'Arbois), qui correspond probablement à une paléofaille normale dans le socle de Belledonne interne (faille du col de Sallestet).

L'unité du Mont Joly, qui forme un pli enveloppant la partie externe du Mont-Blanc, peut être considérée comme l'équivalent latéral du pli de l'Ardèche, coeur liasique de la nappe de Morcles en rive droite du Rhône.

L'unité du Sangle prend de l'importance en direction du SW au détriment de l'unité du Mont-Joly, qui décroît. Il est possible qu'elle disparaisse peu en dehors de notre domaine d'étude.

■ *corrélations avec le massif des Aravis; la nappe de Morcles au niveau du Dogger, Malm, Crétacé et Tertiaire.*

Le synclinal du Mont d'Arbois se poursuit, dans le massif des Aravis par le synclinal de Manant. Nous corrélons ce dernier au synclinal de Thônes. Par conséquent, l'unité du Mont Joly, superposée au synclinal du Mont d'Arbois - Manant - Thônes, correspond aux Aravis. L'unité du Sangle, qui se poursuit à la base du massif des Aravis, correspond au massif des Bornes (fig. 57).

Ces corrélations sont en désaccord avec les récentes attributions de DOUDOUX et al. (1982), qui voient dans le massif des Bornes un équivalent de la nappe de Morcles, et qui font du massif des Aravis le prolongement de la nappe des Diablerets. Ces corrélations se basent essentiellement sur la composition des flyschs tertiaires (présence de Grès de Taveyanne). Ce type de corrélation n'est malheureusement pas fiable, car les bassins tertiaires sont certainement obliques aux unités tectoniques. Le contenu des flyschs n'est donc pas un critère de corrélation. Les grès de Taveyanne ne sont pas limités à la nappe des Diablerets contrairement à ce que postulent DOUDOUX et al. (1982). Par exemple, en rive droite du Rhône, les flyschs de la partie radicale de la nappe de Morcles, contiennent des Grès de Taveyanne typiques (vallée de la Lizerne LUGEON 1914, VUAGNAT 1952, BUSSY & EPARD, 1984).

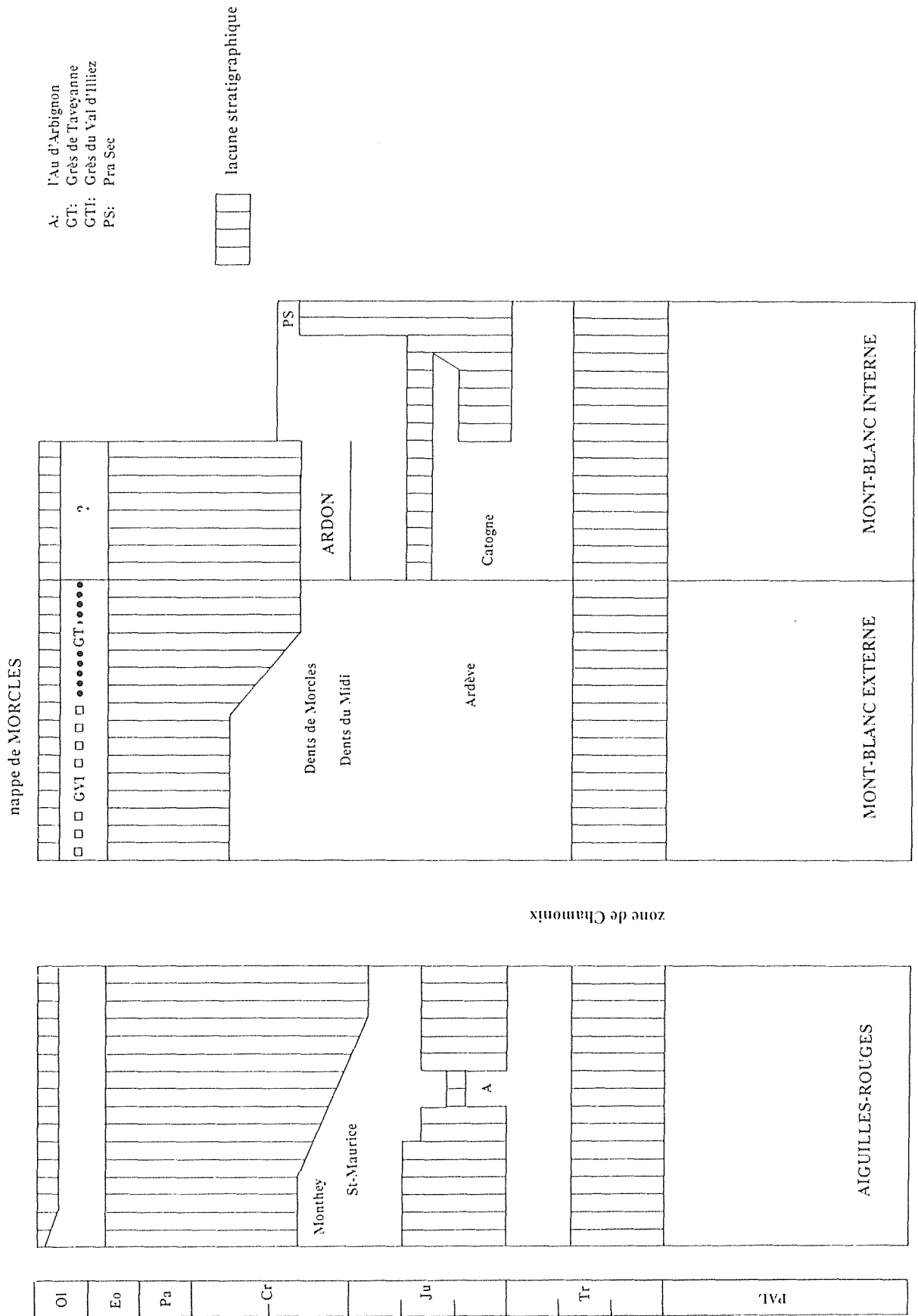


Fig. 54. Tableau des relations originelles des socles et de leur couvertures pour la partie NE des massifs des Aiguilles-Rouges - Mont-Blanc. (Largement inspiré de MASSON et al. 1980)

Nos propositions de corrélations diffèrent également de celles proposées par des auteurs plus anciens comme COLLET (1943) ou MORET (1934), qui restreignaient la nappe de Morcles au seul massif des Aravis. Ils plaçaient dans le synclinal de Thônes (et dans son prolongement septentrional: le synclinal de Balme) le plan de chevauchement frontal de la nappe. Le rocher de Cluses et le massif des Bornes constituant ainsi un parautochtone. Cette interprétation se heurte à certaines difficultés. Premièrement, il ne semble pas y avoir un plan de chevauchement majeur dans le synclinal de Thônes, en effet son extrémité SW, dans le secteur du col de Tamié, correspond à un synclinal relativement simple. De plus, des données stratigraphiques sur la plate-forme urgonienne (CLAVEL et al 1987) montre qu'à la limite Hauterivien-Barrémien, lorsque la plate-forme s'établit dans le massif des Bornes (leur subalpin I) elle alimente des coulées qui se retrouve dans le massif des Aravis (leur Subalpin II). Ces deux domaines étaient contigus, et leur proximité actuelle ne nécessite aucun rapprochement par charriage. Ces données vont dans le sens de notre interprétation.

Notre étude, effectuée essentiellement dans la partie radicale de la nappe de Morcles, amène donc des éléments de discussion et permet de tirer quelques conclusions sur des problèmes de corrélations fortement controversés ces dernières années.

■ *passage d'une nappe pli à une nappe chevauchante*

La nappe de Morcles, en rive droite du Rhône, offre l'un des plus bel exemple d'une nappe à structure de pli. Son flanc inverse implique toute la série de couverture, du Trias au Tertiaire. La situation change en se dirigeant vers le SW. Dès la transversale du col de Balme, le flanc inverse a presque entièrement disparu. Sur la transversale du Mont Joly, seule subsiste une série renversée au niveau du Lias (flanc inverse de l'unité du Sangle).

Pour nous, les argilites de l'Aalénien (Fm de Dugny) constituent un niveau de décollement majeur. Leur épaisseur augmente probablement vers le SW, lorsque l'on se dirige vers le bassin dauphinois. Elles ont donc permis une disharmonie majeur au niveau du front de la nappe. Seule les grandes structures de 1er ordre (et de 1ère phase) comme le synclinal du Mont d'Arbois - Manant restent harmoniques. Durant la deuxième phase de déformation, le glissement de l'ensemble Borne-Aravis vers le NW, sur les argilites de Dugny (Aalénien), se poursuit. Celui-ci, s'éloignant de ses racines tend à se comporter comme une unité tectonique indépendante.

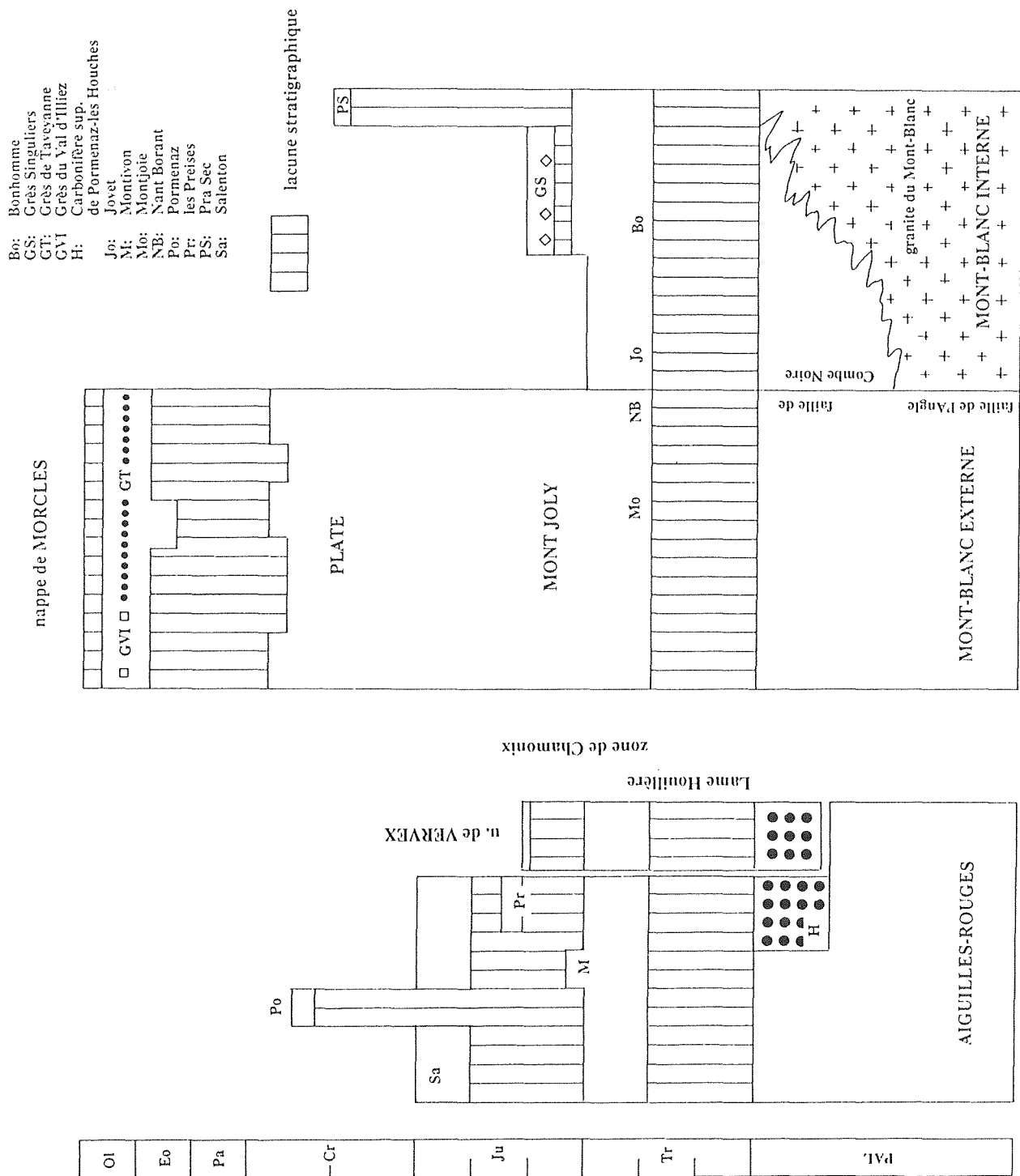


Fig. 55. Tableau des relations originelles des socles et de leur couvertures pour la partie SW des massifs Aiguilles-Rouges - Mont-Blanc.

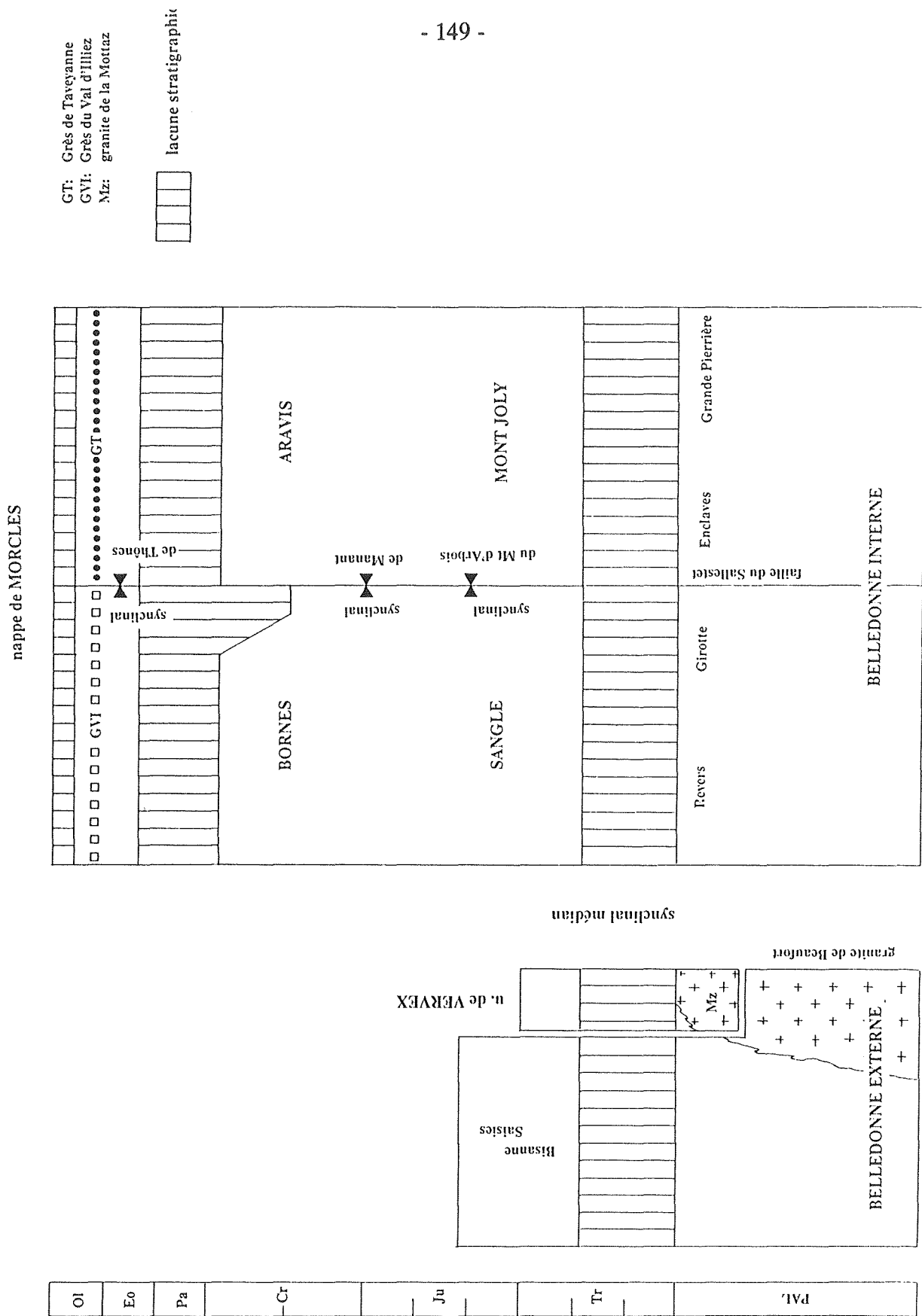


Fig. 56. Tableau des relations originelles des socles et de leur couvertures pour la partie NE des massifs de Belledonne externe et interne.

■ *dimension du socle par rapport à la couverture*

Nous devons relever ici une difficulté concernant nos propositions d'enracinement de la nappe de Morcles sur la partie externe du massif du Mont-Blanc. Une grossière restauration de la dimension initiale du bassin de la nappe de Morcles, obtenue en dépliant la nappe, donne des valeurs comprises entre 15 et 20 km. La dimension du socle Mont-Blanc externe actuellement affleurant, ne dépasse pas 7 km. Elle est donc nettement insuffisante pour y enraceriner la totalité de la nappe. Deux solutions peuvent être suggérées:

- la déformation du socle du Mont-Blanc externe est très importante, ce qui a provoqué un fort raccourcissement du massif. Il n'est malheureusement pas possible de quantifier précisément cette déformation, car les marqueurs de la déformation alpine manquent.
- une partie importante du socle du Mont-Blanc externe a maintenant disparu, enfoui vers la profondeur dans la zone de Chamonix.

Ces deux possibilités ne sont pas contradictoires et peuvent être valables simultanément.

4. MONT-BLANC INTERNE

La couverture du Mont-Blanc interne a été étudiée, dans sa partie NE, par GRASMÜCK (1961) cet auteur décrit une série allant du Trias au Jurassique supérieur, de plus en plus lacunaire à mesure que l'on se dirige vers le SW. A l'Amône (val Ferret suisse), l'Aalénien transgresse directement sur le socle. Dans le val Ferret italien, c'est le Crétacé qui repose stratigraphiquement sur le socle (COMPAGNONI et al. 1964). Le Mont-Blanc interne constitue donc le seuil qui limite au SE le bassin de la nappe de Morcles. Dans la partie NE du massif (fig. 54), la série crétacée, qui reposait initialement sur la couverture de Trias et Jurassique du Mont-Blanc interne, s'est détachée à la faveur des marnes berriasiennes pour former la nappe d'Ardon (MASSON et al. 1980).

Dans la partie SW du massif (secteur du Bonhomme et de Jovet), les Grès Singuliers (Lias) trahissent la présence d'un seuil sur le Mont-Blanc interne. Malheureusement la nature de la couverture qui leur fait suite nous est inconnue, le plan de chevauchement de la nappe de Roselette surmontant directement cette série.

Nous ignorons sous quelle forme le seuil Mont-Blanc interne se poursuit vers le SW, à l'arrière de Belledonne interne.

5. INFLUENCE DU SOCLE PALEOZOIQUE

Les transversales Aiguilles-Rouges - Mont-Blanc et Belledonne externe - Belledonne interne présentent de nettes différences. Le passage d'un massif

cristallin à l'autre ne se fait pas sans modification. En cette endroit, de nouvelles unités tectoniques apparaissent (l'unité du Sangle de la nappe de Morcles, l'unité de Vervex). La nature de la sédimentation sur le seuil Aiguilles-Rouges - Belledonne externe change également. Nous pensons qu'une part de ces différences est à mettre sur le compte plus ou moins lointain d'un héritage paléozoïque qui se manifeste sous la forme du:

- changement de la nature du socle. La composition globale d'un socle, et donc sa densité, peuvent influencer le taux de subsidence. Ainsi, le socle Aiguilles-Rouges, riches en granites légers, aurait subit une subsidence légèrement moins forte que le socle de Belledonne externe, et surtout, la présence de l'importante masse granitique du Mont-Blanc interne explique l'importance du seuil lié à ce domaine.
- rejeu d'anciennes structures. Nous pensons d'une part au rejeu, durant la sédimentation puis lors de l'orogénèse, de failles limitant des grabens de carbonifère supérieur (p. ex. la faille du col de Sallestet), ou d'autres failles hercyniennes (p. ex. la faille de l'Angle), et d'autre part, à l'influence d'une structuration pénétrative du socle sur les directions de déformations alpines. Ici, nous pensons plus particulièrement au "couloir du Bon Nant", linéament paléozoïque dont la direction N-S influence l'orientation des structures alpines (surtout de la phase D2).

6. NAPPE DE ROSELETTE

La nappe de Roselette constitue un ensemble tout à fait distinct de la nappe de Morcles formant le Mont Joly. Elle se différencie par son contenu stratigraphique, l'histoire de sa déformation et probablement par son métamorphisme (ELTCHANINOFF-LANCELOT et al. 1982). Sa provenance paléogéographique est également différente. La nappe de Roselette est issue de l'arrière du massif du Mont-Blanc interne. L'unité de Roselend (élément basal de la nappe) provient peut-être de la partie tout à fait interne du Mont-Blanc interne. L'unité de Roselette est d'origine encore plus interne. La présence d'éléments de socle à sa base rappelle les écaillés signalées dans le Val Ferret suisse et italien par RABOWSKI (1917). Elle constituerait donc l'élément basal de la nappe helvétique au sens strict (nappe du Wildhorn au sens large). Elle serait l'équivalent lointain de la nappe des Diablerets.

Fig. 57 (p. 153). Coupe schématique des chaînes subalpines dans le secteur des Bornes, des Aravis et du Mont Joly (modifié d'après CHAPLET (1989), ROSSET (1957), MORET (1934) montrant les relations possibles entre les Bornes et l'unité du Sangle, les Aravis et l'unité du Mont Joly, le synclinal de Thônes et le synclinal de Manant - Mont d'Arbois.

Fig. 58 (p. 155). Coupe géologique du secteur du Mont Joly.

Fig. 59 (p. 157). Coupe géologique du secteur de l'Aiguille Croche.

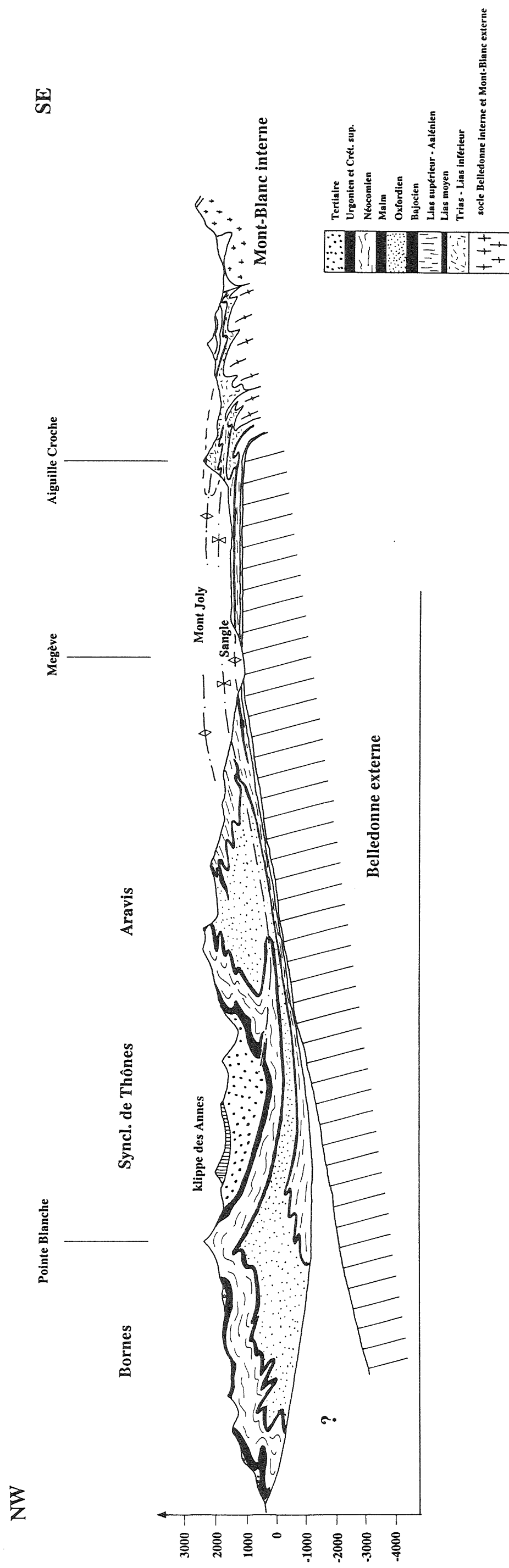


Figure 57

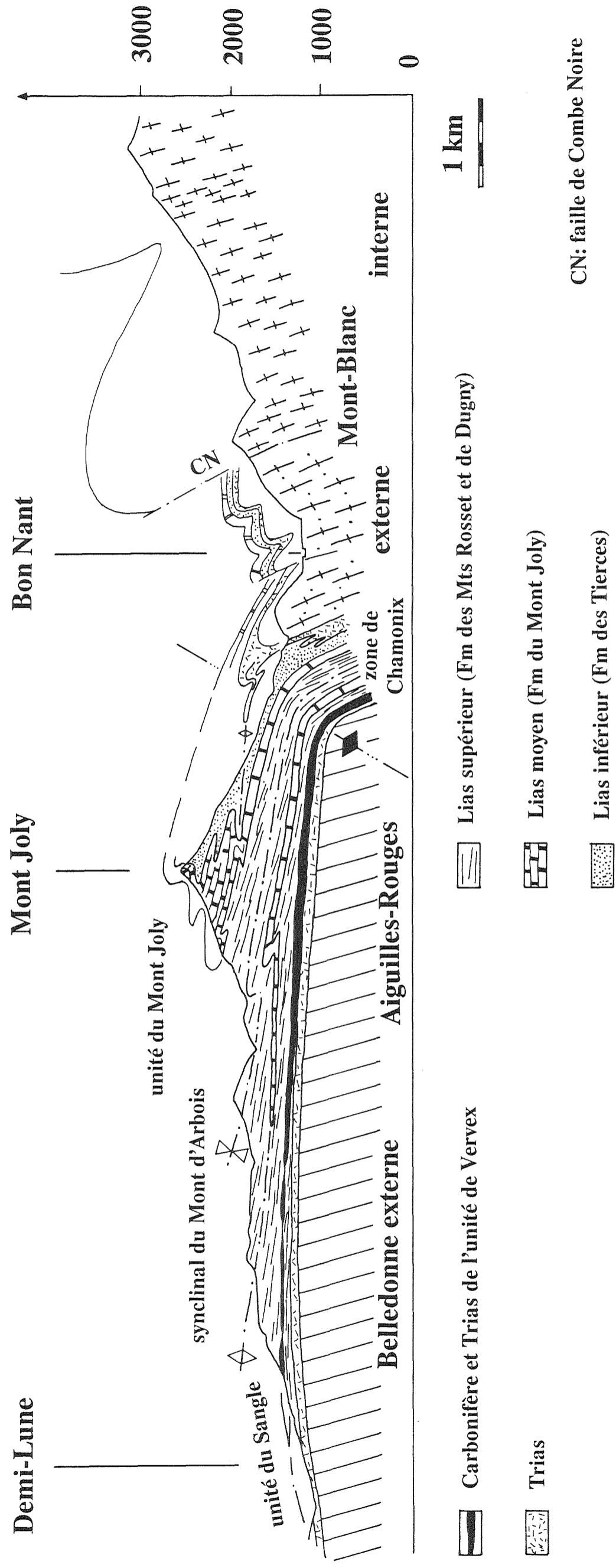


Figure 58



NW

SE

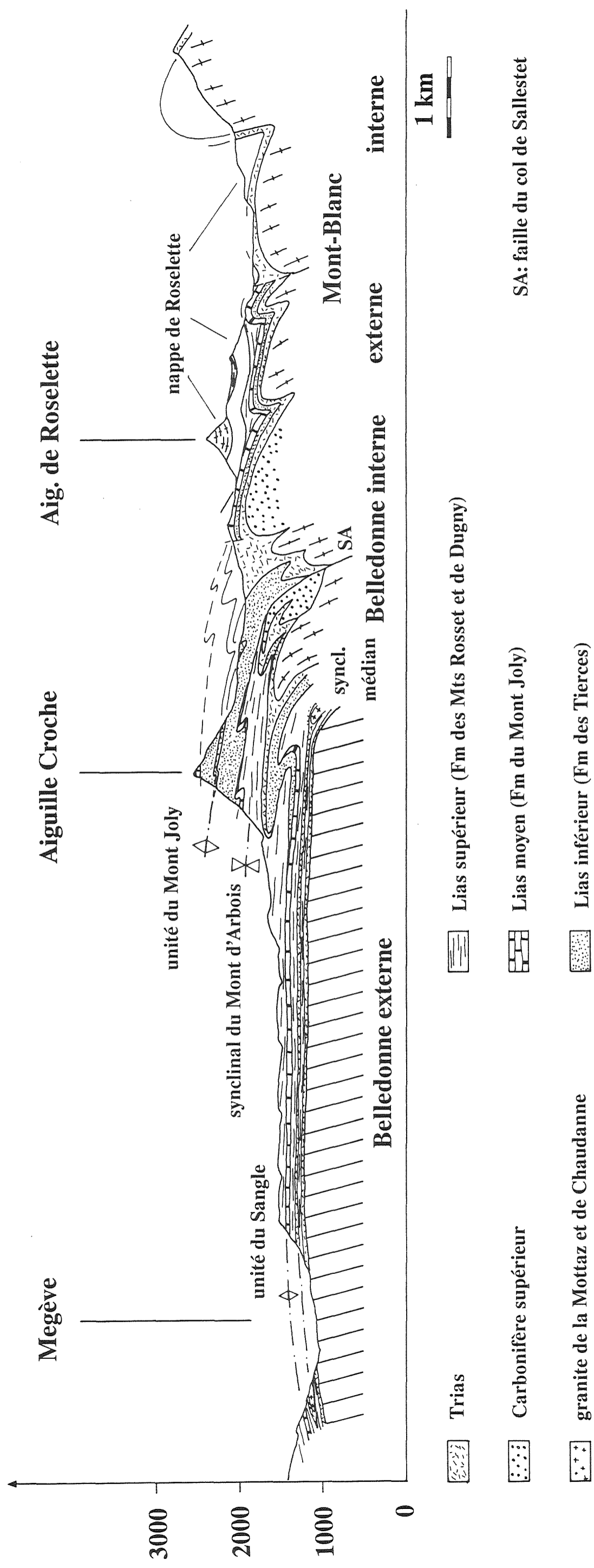


Figure 59

BIBLIOGRAPHIE

- AMBERGER G.-F. (1960): L'autochtone de la partie nord-ouest du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie et Valais). - *Thèse Univ. Genève*.
- ANTAL J.W. (1971): The structure of the core of the nappe de Morcles. - *Thèse Univ. Lausanne*.
- ANTOINE P. (1979): Carte géologique de la France au 1:50'000, feuille Mont-Blanc (704). - *Bur. Rech. géol. min. Orléans*.
- AYRTON S. (1972): Sur la prolongation de la nappe de Morcles en France. - *Eclogae geol. Helv*, 65/2, 321-326.
- AYRTON S. (1980): La géologie de la zone Martigny-Chamonix (versant suisse) et l'origine de la nappe de Morcles (un exemple de subduction continentale). - *Eclogae geol. Helv*, 73/1, 137-172.
- BADOUX H. (1963): Les Unités ultrahelvétiques de la Zone des Cols. - *Eclogae geol. Helv.*, 56/1, 1-13
- BADOUX H. (1971): Notice explicative de la carte géologique au 1:25'000, feuille 1305 Dt de Morcles. - *Comm. géol. suisse*.
- BADOUX H. (1972): Tectonique de la nappe de Morcles entre Rhône et Lizerne. - *Mat. Carte géol. Suisse, [n.s.] 143*.
- BADOUX H., BURRI M., GABUS J.H., KRUMMENACHER D., LOUP G. & SUBLET P. (1971): Atlas géologique de la Suisse au 1:25'000, feuille 1305 Dt de Morcles. - *Comm. géol. suisse*.
- BARFÉTY J.-C. (1985): Le Jurassique dauphinois entre la Durance et le Rhône, étude stratigraphique et géodynamique, évolution d'une portion de la marge nord téthysienne (Alpes occidentales françaises). - *Thèse Univ. Grenoble*.
- BARFÉTY J.-C. & MOUTERDE R. (1978): Présence d'Hettangien fossilifère dans le massif du Mont-Joly (Megève, Haute-Savoie). Implications stratigraphiques et conséquences structurales. - *C. R. Acad. Sci. Paris 287 (D)*, 113-116.
- BARFÉTY J.-C. & MOUTERDE R. (1980): Evolution des faciès du Jurassique dans la zone dauphinoise du Mont Blanc au Pelvoux (Alpes occidentales).- *Bull. Soc. géol. France (7)* 22/4, 557-565
- BARFÉTY J.-C., GIDON M., LEMOINE M. & MOUTERDE R. (1979): Tectonique synsédimentaire liasique dans les massifs cristallins de la zone externe des Alpes occidentales françaises: la faille du col d'Ornon. - *C. R. Acad. Sci. Paris, 289, (D)*, 1207-1210.
- BELLIERE J. (1956): Caractère de la déformation alpine dans les schistes cristallins du massif du Mont-Blanc. *Bull. Soc. géol. France, VI*, 691-698.
- BELLIERE J. (1988): On the age of mylonites within the Mont Blanc massif. - *Geodinamica Acta*, 2,1, 13-16.
- BELLIERE J. & STREEL M. (1980): Roches d'âge viséen supérieur dans le massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie). - *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 290, (D)*, 1341-1343.
- BERTRAND P. (1926): Les gisements à Mixoneura de la région de Saint-Gervais - Chamonix. - *Bull. Soc. géol. France, (4)*, 26, 381-388.

- BORDET C. (1952): Observations sur la tectonique du cristallin dans les massifs de l'Aiguille de Roselette, de la Tête de la Cicle et de l'Aiguille de la Penaz au Sud-Ouest Mont-Blanc. - *C. R. Acad. Sci Paris*, 234, 450-452.
- BORDET C. (1961): Recherches géologiques dans la partie septentrionale de Belledonne. *Mém. Carte. géol. France*.
- BOSSARD M. & CHAVAN J.-P. (1986): Nos lieux-dits. Toponymie romande. *Payot, Lausanne*.
- BUJAN F. (1989): Le Carbonifère de Servoz - les Houches (massif des Aiguilles-Rouges). - *Travail de diplôme inédit, Univ. Lausanne*.
- BUSSY F. & EPARD J.-L. (1984): Essai de zonéographie métamorphique entre les Diablerets et le massif de l'Aar (Suisse occidentale), basée sur l'étude des Grès de Taveyenne. - *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.*, 64, 131-150.
- BUTLER R.W.H. (1983): Balanced cross-sections and their implications for the deep structure of the northwest Alps. - *J. Struct. Geol.*, 5/2, 125-137.
- BUTLER R.W.H. (1985): The restoration of thrust systems and displacement continuity around the Mont Blanc massif, NW external Alpine thrust belt. - *J. Struct. Geol.*, 7/5, 569-582.
- 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*, II, 59-67.
- CHAPLET M. (1989): Etude géologique du massif subalpin des Bornes (Haute-Savoie). - *Trav. Dépt. Sci. Terres, Univ. Savoie*, 11.
- CHAROLLAIS J. & LIERMIER M. (1967): Sur la découverte d'une "fenêtre" dans le massif des Borens (Haute-Savoie, France). - *C.R. Soc. Phys. Hist. nat Genève*, 2/1, 107.
- CLAVEL B., CHAROLLAIS, J. & BUSNARDO, R. (1987): Données biostratigraphiques nouvelles sur l'apparition des faciès urgoniens du Jura au Vercors. - *Eclogae geol. Helv.*, 80/1, 59-68.
- COLLET L.W. (1924): Aperçu sur la géologie du massif du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. - *Guide Vallot, Librairie Fischbacher, Paris*.
- COLLET L.W. (1943): La nappe de Morcles entre Arve et Rhône. - *Matér. Carte géol. Suisse, [n.s.]*, 79.
- COLLET L.W. (1947): Les ammonites du Lias dans le Ferdenrothorn (Nappe de Morcles, Lötschental). - *Eclogae geol. Helv.* 40/1, 1-6.
- COMPAGNONI R., ELTER G. & STURANI C. (1964): Segnalazione di Albiano fossilifero nel tratto vadostano della zona delfinese helvetica. - *Acad. naz. Lincei, Sér. VIII, XXXVI/3*, 2-5.
- CORBIN P. & OULIANOFF N. (1926a): Carte géologique du massif du Mont-Blanc, feuille Plan de l'Aiguille.
- CORBIN P. & OULIANOFF N. (1926b): Les contacts, éruptif et mécanique, de la protogine et leur signification pour la tectonique du massif du Mont-Blanc. - *Bull. Soc. géol. France*, XXVI, 153-162.
- CORBIN P. & OULIANOFF N. (1927): Carte géologique du massif du Mont-Blanc au 1:20'000, feuille Servoz-les Houches.

- CORBIN P. & OULIANOFF N. en coll. avec J. BELLIERE (1959): Carte géologique du massif du Mont-Blanc au 1:20'000, feuille Miage. - *Cent. natl. Rech. Sci.*
- CORBIN P. & OULIANOFF N. (1969): Carte géologique du massif du Mont-Blanc au 1:20'000, feuille Pormenaz. - *Cent. natl. Rech. Sci.*
- DEBELMAS J. & USELLE J.-P. (1966): La fin de la nappe de Morcles dans le massif du Haut-Giffre. - *Bull. Soc. géol. France, VIII*, 337-343.
- DELAHARPE J. (1857): Notice sur la géologie des environs de St Gervais (Savoie). - *Bull. Soc. vaud. Sci. nat., V/40*, 197-208.
- DEMATHIEU G. & WEIDMANN M. (1982): Les empreintes de pas de reptiles dans le Trias du Vieux Emosson. - *Eclogae geol. Helv.* 75/3: 721-757.
- 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*, 295, Sér. 2, 63-68
- DUMAS J.-P. (1964): Contribution à l'étude géologique et minière de la vallée du Bon Nant (Haute-Savoie). *Dipl. études sup. Géol. (DES), Univ. Grenoble.*
- ELF-AQUITAINE (1975): Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. Eléments d'analyse. *Elf-Aquitaine, Centres de Recherches de Boussens et de Pau.*
- ELTCHANINOFF C. (1980): Etude géologique entre Belledonne et Mont Blanc. La terminaison méridionale du massif du Mont Blanc et les terrains de son enveloppe. - *Thèse Univ. Paris VI.*
- ELTCHANINOFF C. & TRIBOULET S. (1980): Etude géologique entre Belledonne et Mont Blanc. Livre synthétique. - *Thèse Univ. Paris VI.*
- ELTCHANINOFF-LANCELOT C., TRIBOULET S., DOUDOUX B., FUDRAL S., RAMPNOUX J.-P. & 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, XXIV/4*, 817-830.
- EPARD J.-L. (1986): Le contact entre le socle du Mont-Blanc et la zone de Chamonix: implications tectoniques. - *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 78/2: 225-245 ou *Bull. Géol. Lausanne* 288.
- EPARD J.-L. (1989):
- ESCHER A., MASSON H. & STECK, A. (1987): Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. *Rapp. géol. Serv. hydrol. géol. natl.* 2, ou *Mém. Géol. Lausanne* 2, (1988).
- FAVRE A. (1862): Carte géologique des parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc. 1:150'000.
- FAVRE A. (1867): Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc. *Masson, Paris*, 3 vol.
- FREY M. (1968): Quartenschiefer, Equisetenschiefer und germanischer Keuper - ein Lithostatigraphischer Vergleich. *Eclogae geol. Helv.* 61/1: 141-156.
- GANEGBIN E., DE LOYS F., REINHARD M., LUGEON M., OULIANOFF N., HOTZ W., POLDINI E. & VON KAENEL F. (1934): Atlas géologique de la Suisse au 1:25'000, feuille Val d'Illiez (1304). - *Comm. géol. Suisse.*

- GAND G. (1973): Contribution à l'étude géologique des formations permo-triasiques de la partie septentrionale de Belledonne - de la vallée de l'Arly au lac de la Girotte - Savoie.- *Thèse Univ. Grenoble.*
- GOGUEL J. (1951): Le passage de la nappe de Morcles aux plis subalpins. - *Bull. Soc. géol. France, VI/1*, 439-451.
- GOURLAY P. (1982): La déformation dans le couloir du Bon Nant entre Mont-Blanc et Belledonne (Alpes françaises). *C. R. Acad. Sci. Paris, 294, II*, 1291-1294.
- GOURLAY P. (1984): La déformation alpine des massifs cristallins externes (Mont-Blanc, Aiguilles Rouges, Belledonne) et celle de leur couverture mésozoïque (Alpes occidentales). - *Thèse de 3ème cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris VI.*
- GOURLAY P. (1986): La déformation du socle et des couvertures delphino-helvétiques dans la région du Mont-Blanc (Alpes occidentales). - *Bull. Soc. géol. France, II/1*, 159-169.
- GRASMÜCK K. (1961): Die helvetischen Sedimenten am Nordostrand des Mont Blanc - Massifs (zwischen Sembrancher und dem Col Ferret) - *Eclogae geol. Helv.*, 54/2, 351-450.
- HAUG E. (1891): Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Contribution à l'histoire géologique des Alpes françaises. *Bull. Carte géol. France 3/21*: 1-197.
- HAUG E. (1895): Etudes sur la tectonique des hautes chaînes calcaires de Savoie.- *Bull. Serv. Carte géol. France 47 VII*, 207-297.
- KILIAN W. & RÉVIL J. (1908-1917): Etudes géologiques dans les Alpes occidentales. Contributions à la géologie des chaînes intérieures des Alpes françaises. - *Mém. Carte géol. France.*
- LANDRY P. (1976): Contribution à l'étude géologique de la région de Roselend (Savoie). - *Thèse Univ. Grenoble.*
- LAURENT R. (1967): Etude géologique et pétrographique de l'extrémité méridionale du massif des Aiguilles-Rouges (Haute-Savoie, France). - *Arch. Sci.Genève, 20/2*, 223-354.
- LORY C. & VALLET P. (1864): Actes et Archives. - *Soc. helv. Sci. nat. XXI*, p.155.
- LORY C. & VALLET P. (1866): Carte géologique de la Maurienne et de la Tarentaise (Savoie). - *Bull. Soc. géol. France 23*, 480-497.
- LOUP B. & MEISTER C. (1989): Les gisements d'ammonites liasiques (Hettangien à Pliensbachien) du Ferdenrothorn (Valais, Suisse): analyses paléontologiques, biostratigraphiques et aspects lithostratigraphiques. - *Eclogae geol. Helv.*, 82/3, 1003-1041.
- LUGEON M. (1914): Sur l'ampleur de la Nappe de Morcles. - *C. R. Acad. Sci. Paris, 158*, 2029-2030.
- LUGEON M. (1914-1918): Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander (Wildhorn, Wildstrubel, Balmhorn et Torrenthorn). - *Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 30/I-III.*
- LUGEON M. (1916): Sur la coloration en rose de certaines roches du massif des Aiguilles-Rouges. - *C. R. Acad. Sci. Paris 162*, 426-428.

- LUGEON M. (1946): A propos du prétendu métamorphisme du Trias autochtone alpin. *Bull. - Soc. géol. France* 16 (5), 609-630.
- MASSAAD M. (1973): Pétrographie de quelques shales de l'Aalénien de l'Helvétique et de l'Ultraschévétique. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 71, 373-383 ou *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne* 203.
- MASSON H., HERB R. & STECK A. (1980): Helvetic Alps of Western Switzerland. - In: *Geology of Switzerland, part B. Wepf, Basel*, 109-153.
- MENNESSIER G. (1964a): Les klippes triasiques du Mont-Joly (Savoie) et leur signification. - *C. R. somm. Soc. géol. France*, 2, 70-71.
- MENNESSIER G. (1964b): Sur la tectonique du Mont Joly (Savoie) feuille de Saint-Gervais-les Bains au 50 000). - *Bull. Serv. Carte géol. France, LX*, 277, 77-84.
- MENNESSIER G. (1976): Carte géologique de la France au 1:50'000, feuille 703, Saint-Gervais-les-Bains. *Bur. Rech. géol. min. Orléans*.
- MICHEL-LEVY AUG. (1892): Note sur la prolongation vers le Sud de la chaîne des Aiguilles Rouges. Montagnes de Pormenaz et du Prarion. - *Bull. Serv. Carte géol. France*, 3/27, 393-428.
- MORET L. (1932): La géologie des environs de Saint-Gervais-les-Bains (Haute-Savoie) et ses relations avec la nature et l'origine des Sources Thermo-Minérales. - *Trav. Lab. Grenoble, XIV/2*, 191-226.
- MORET L. (1934): Géologie du massif des Bornes et des klippes préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). - *Mém. Soc. géol. France*, 22.
- MORTILLET (DE) A. (1858): Géologie et minéralogie de la Savoie. - *Annales Chambre Roy. agriculture commerce Chambéry*. Imprimerie Nationale, Chambéry.
- MOUGIN P. (1914): Les torrents de Savoie. - *Soc. Hist. nat. Savoie, Imprimerie Générale, Grenoble*.
- OULIANOFF N. (1924): Le massif de l'Arpille et ses abords. - *Matér. Carte géol. Suisse, [n.s.]* 54.
- PAIRIS B. (1975): Contribution à l'étude stratigraphique, tectonique et métamorphique du massif de Platé (Haute-Savoie). - *Thèse Univ. Grenoble*.
- PAIRIS B., PAIRIS J.-L. & PORTHULT B. (1973): Présence de Crétacé supérieur reposant sur le socle dans le massif des Aiguilles Rouges, Alpes de Haute-Savoie.. - *C. R. Acad. Sci. Paris, D*, 276, 1131-1134.
- PARÉJAS E. (1920): La partie sud-ouest du synclinal de Chamonix. *C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève* 37/2, 58-60.
- PARÉJAS E. (1921): La géologie du synclinal de Chamonix. - *C. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 38/1, 5-9.
- PARÉJAS E. (1922): Géologie de la zone de Chamonix comprise entre le Mont-Blanc et les Aiguilles-Rouges. - *Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève* 39/7, 373-442.
- PARÉJAS E. (1925): La tectonique du Mont Joly (Haute-Savoie). - *Eclogae geol. Helv.* 19/2, 419-503.
- PARÉJAS E. (1926): Nouvelles observations sur le soubassement du Mont-Joly (Haute Savoie). - *C. R. Séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 43/3, 179-183.
- PERRIN R. & ROUBAULT M. (1941): Observation d'un "front" de métamorphisme régional. *Bull. Soc. géol. France* 11, 183-192.

- PERRIN R. & ROUBAULT M. (1944): Nouvelles observations sur la carrière de Feug (Haute-Savoie). *C. R. Soc. géol. France*, 125-128.
- PERRIN R. & ROUBAULT M. (1945): Observation de métamorphisme de Trias dans les Alpes autochtones au lac de la Girotte (Savoie). *Bull. Soc. géol. France* 15, 171-200.
- PERRIN R. & ROUBAULT M. (1946): Y-a-t-il une coupure ou continuité entre le dynamo-métamorphisme et le métamorphisme régional? A propos d'observations près du glacier de Tré-la-Tête. *Bull. Soc. géol. France* 16, 541-562.
- PIJOLAT B. (1978): Les déformations des terrains secondaires de la région de Megève (Haute-Savoie): mise en évidence d'une zone de cisaillement dans un plan horizontal. - *Thèse de 3ème cycle, Univ. Lyon*.
- PILLOUD C. (1989): Structures de déformation alpines dans le synclinal de Permo-carbonifère de Salvan-Dorénaz (massif des Aiguilles Rouges). Thèse de Doctorat, Univ. Lausanne.
- RABOWSKI F. (1917): Les lames cristallines du Val Ferret et leur analogie avec les lames de la bordure NW des massifs du Mont-Blanc et de l'Aar. - *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.*, 51 (P.V.), 195-198.
- RAMSAY J.G. (1989): Fold and fault geometry in the western Helvetic nappes of Switzerland and France and its implication for the evolution of the arc of the western Alps. - *Alpine Tectonics, Spec. Publ. geol. Soc. London*, 45, 33-45.
- REVON L. (1869): Les jaspes de Saint-Gervais-les-Bains (Haute-Savoie). *Revue savoisiennne, Imprimerie Louis Thésio*.
- RITTER E. (1897): La bordure sud-ouest du Mont-Blanc (les plis couchés du Mont-Joly et de ses attaches). *Bull. Serv. Carte géol. France* 9/60, 1-232.
- ROSSET J. (1957): Description géologique de la chaîne des Aravis entre Cluses et le Col des Aravis (Haute-Savoie). - *Bull. Serv. Carte géol. France*, 247, 341-487.
- SAUSSURE (DE) H.B. (1779): Voyages dans les Alpes. *Fauche, Neuchâtel*.
- SCHLÄPPI E. (1980): Geologische und tektonische Entwicklung des Doldenhorn-D. und zugehöriger Elemente. *Thèse Univ. Berne*.
- SCHOUWEY V. (1988): Géologie du massif de la Croix de Fer entre le Châtelard et Trient (VS). *Dipl. inédit Univ. Fribourg*.
- SPICHER A. (1980): Carte tectonique de la Suisse au 1:500'000. - *Comm. géol. suisse*.
- STECK A. (1984): Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales. Transversale Aar-Simplon-Ossola. - *Eclogae geol. Helv.*, 77/1, 55-100.
- STECK A., EPARD J.-L., ESCHER A., MARCHAND R., MASSON H. & SPRING L. (1989): Coupe tectonique horizontale des Alpes centrales. - *Mém. Géol. Lausanne*, 5.
- TARDY M. & DOUDOUX B. (1984): Structure de la partie sud du massif subalpin des Bornes, arguments en faveur de son allochtonie générale. - *Documents du B.R.G.M.*, 81/5, 1-9.
- TRIBOULET S. (1980): Etude géologique entre Belledonne et Mont Blanc. La terminaison septentrionale du massif de Belledonne et les terrains de son enveloppe. - *Thèse Univ. Paris VI*.

- TRÜMPY R. (1945): Le Lias autochtone d'Arbignon (Groupe de la Dent de Morcles). - *Eclogae geol. Helv.* 38/2, 421-429.
- TRÜMPY R. (1952): Présence probable du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur au SW du massif du Mont-Blanc. - *C. R. somm. Soc. Géol. France*, 9, 149-151.
- TRÜMPY R. (1960-1963): Sur les racines des nappes helvétiques *Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot*. - *Mém. h.s. Soc. géol. France*, II, 419-428.
- TRÜMPY R. (1971): Sur le Jurassique de la zone Helvétique en Suisse. - *Ann. Inst. Geol. Hungarici* 54/2, 369-382.
- VUAGNAT M., (1952): Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique.- *Matér. Carte géol. Suisse [n.s.]* 97.
- WUTZLER B. (1983): Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchung am Mont Chemin (Nordöstliches Mont Blanc-Massiv). - *Clausthaler Geol. Abh.*, 42.
- ZIEGLER P.A. (1986): Geodynamic model for the Palaeozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. - *Tectonophysics*, 126, 303-328.
- ZIEGLER P.A. (1989): Evolution of Laurussia A study in Late Palaeozoic plate tectonics. - *Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London*.

