

Stratigraphie du Trias et du Lias dauphinois entre Belledonn, Aiguilles-Rouges et Mont-Blanc

Autor(en): **Epard, Jean-Luc**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles**

Band (Jahr): **79 (1988-1989)**

Heft 4

PDF erstellt am: **10.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-279237>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

BULLETIN N° 304 des Laboratoires de Géologie, Minéralogie, Géophysique
et du Musée géologique de l'Université de Lausanne

Stratigraphie du Trias et du Lias dauphinois entre Belledonne, Aiguilles-Rouges et Mont-Blanc

PAR

JEAN-LUC EPARD¹

Résumé.—EPARD J.-L., 1989. Stratigraphie du Trias et du Lias dauphinois entre Belledonne, Aiguilles-Rouges et Mont-Blanc. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 79.4: 301-338. En remplacement d'une terminologie traditionnelle utilisant abusivement des termes chronostratigraphiques, des noms de formations sont proposés pour les différents terrains du Trias et du Lias du secteur compris entre les massifs cristallins de Belledonne, Aiguilles-Rouges et Mont-Blanc (tableau 1). 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 les séries liassiques de la nappe de Morcles-Doldenhorn en Suisse et celles du Lias dauphinois classiques des Alpes françaises.

Abstract.—EPARD J.-L., 1989. Triassic and Liassic stratigraphy of the Dauphinoise Zone between Belledonne, Aiguilles-Rouges and Mont-Blanc massifs. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 79.4: 301-338.

Formation names are proposed (table 1) to describe Triassic and Liassic rocks of the Dauphinoise zone in the area between the Belledonne, Aiguilles-Rouges and Mont-Blanc external crystalline Massifs (French Alps, Savoie). We give a description of their lithostratigraphic content, an inventory of their faunas, and synthetic schemes of longitudinal and transversal stratigraphic variations. The Liassic formations of the Mont Joly area mark the transition from those of the Morcles-Doldenhorn nappe in Switzerland to the classical Dauphinois Lias of the French Alps.

Keywords: Trias, Lias, Dauphinois, Helvetic, Alps

¹Institut de Géologie et Paléontologie, Université de Lausanne, BFSH 2, CH-1015 Lausanne

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. 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».

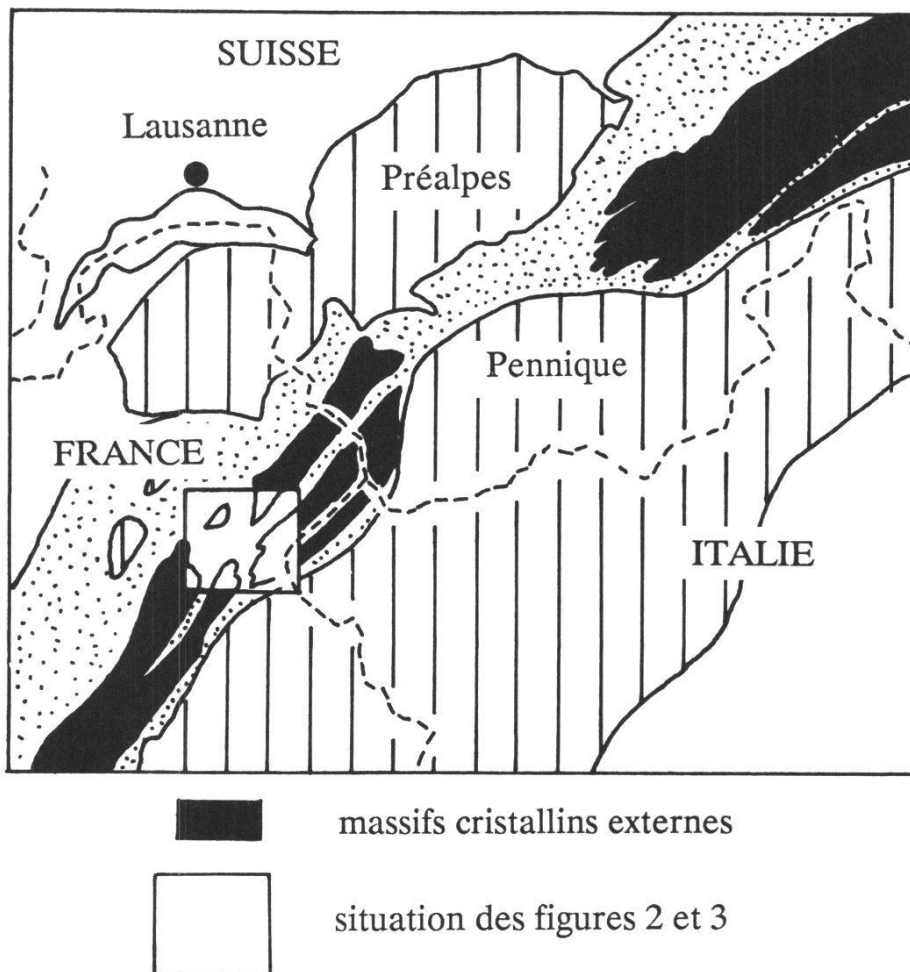


Figure 1.—Carte de situation.

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

Tableau 1.-Nouvelle et anciennes nomenclatures.

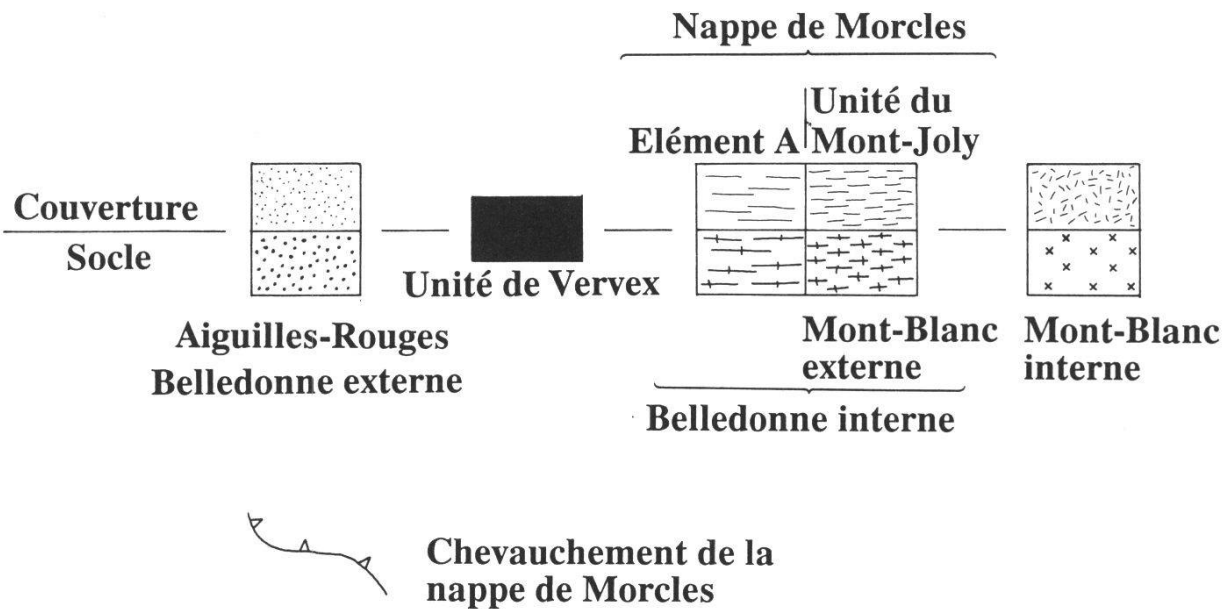
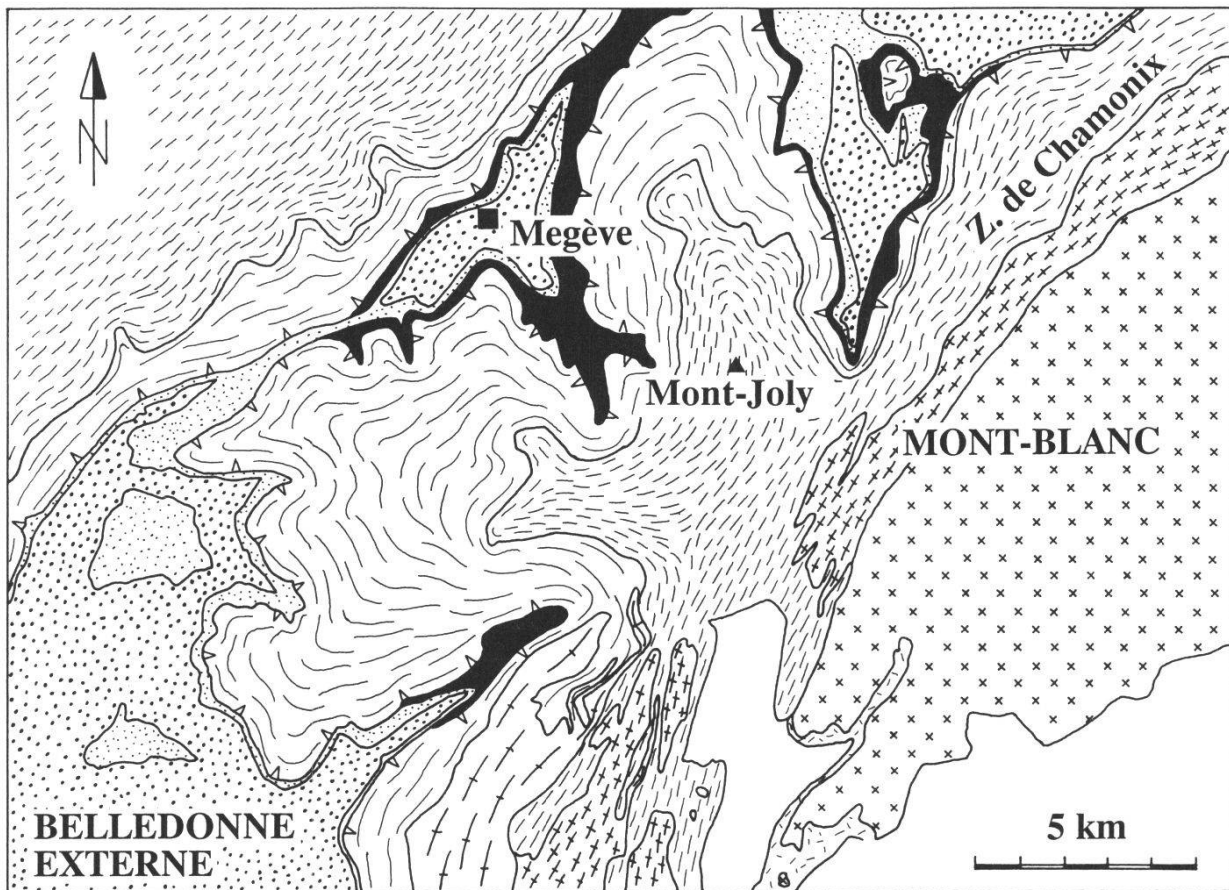


Figure 2.—Carte tectonique du secteur du Mont Joly et schéma synthétique des relations entre socles et couvertures. En blanc: unités d'origine plus interne que celles étudiées ici.

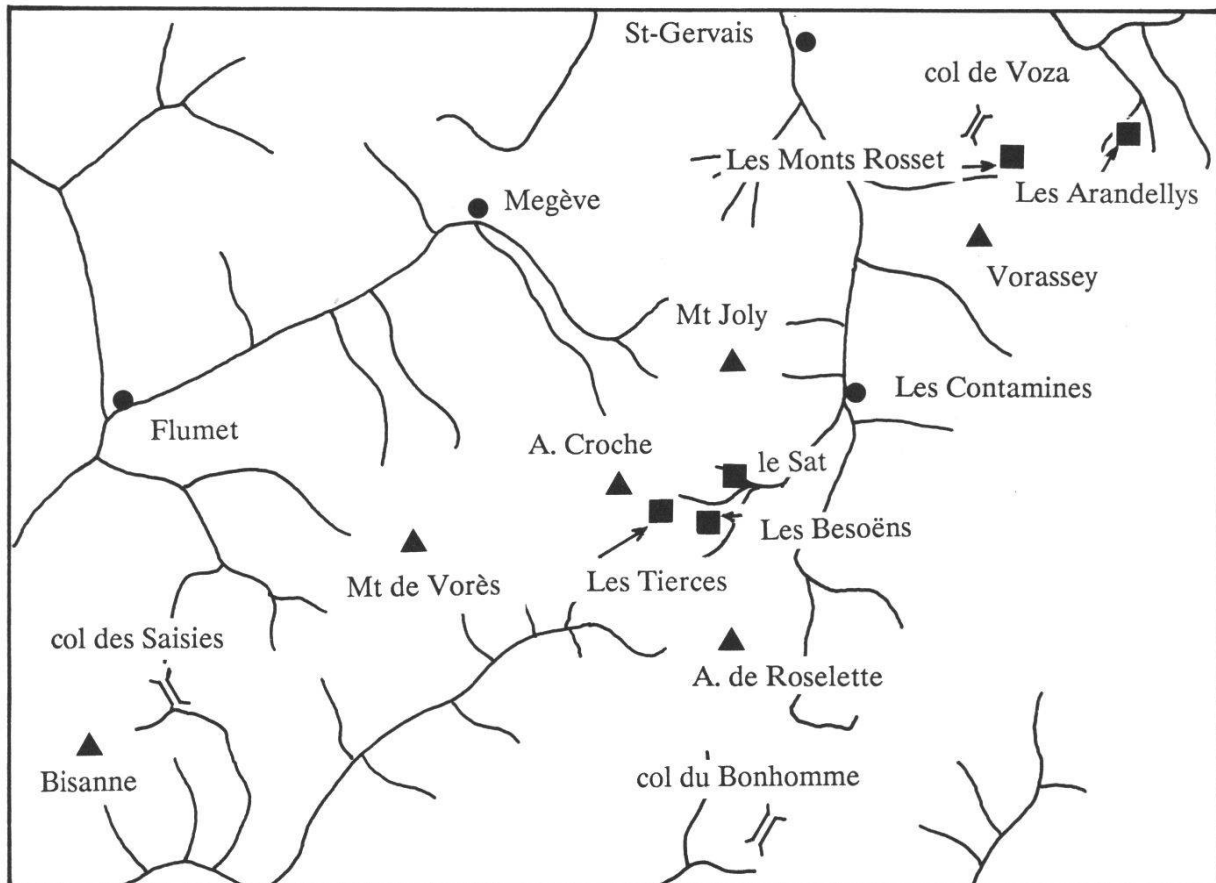


Figure 3.-Carte des principales localités.

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.

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'*Elément A* ou *pli A* (PARÉJAS 1922) 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 détaillée des corrélations tectoniques proposées ici sera l'objet d'un travail ultérieur. Pour l'instant relevons seulement que nos résultats confirment la proposition d'enracinement de la nappe de Morcles établie plus au NE par MASSON *et al.* (1980) et par ESCHER *et al.* (1988).

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 et 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 et 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 et 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).

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 et 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 et WEIDMANN (1982). Ces sédiments montrent des figures sédimentaires telles que rides d'oscillation, stratifications entrecroisées et 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 et 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, émergence 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.

2.2.4. *L'âge*

La seule localité ayant livré des fossiles est le Vieux Emosson (couverture du massif des Aiguilles-Rouges), où DEMATHIEU et WEIDMANN (1982) ont étudié

TRIAS

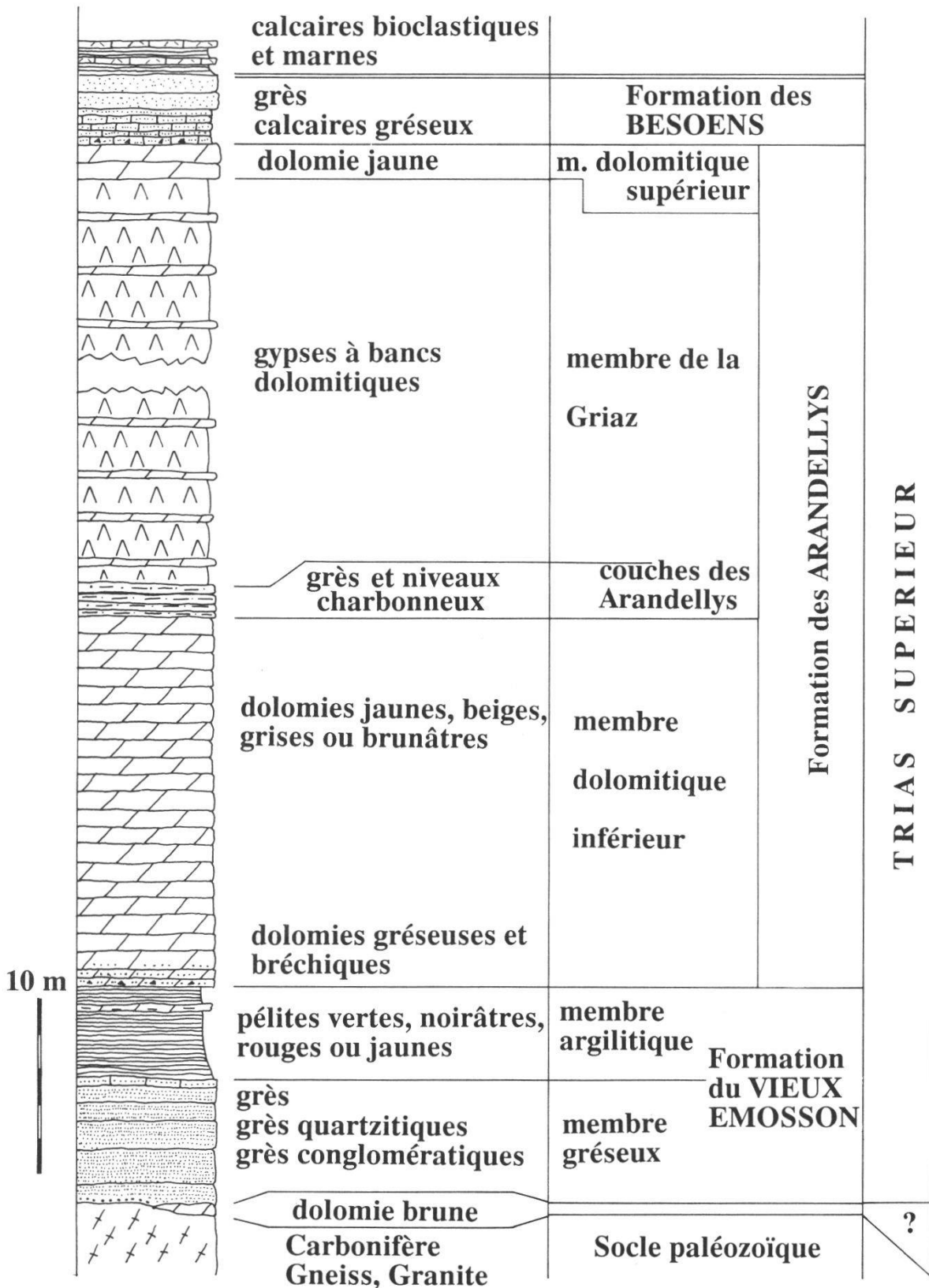


Figure 4.-Trias, coupe synthétique.

FORMATION DU VIEUX EMOSSON

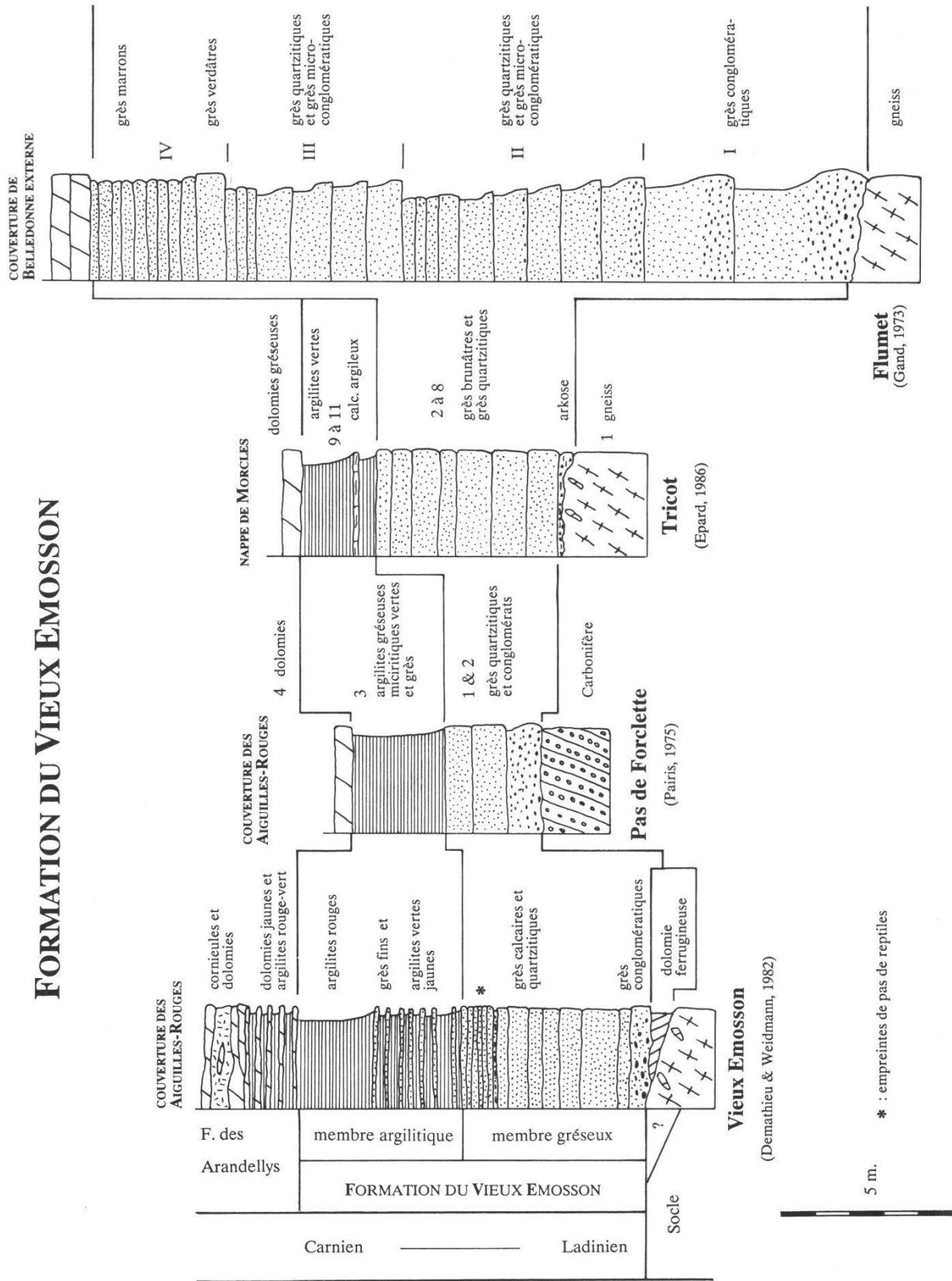


Figure 5.—Formation du Vieux Emosson, comparaison de différentes coupes.

des empreintes de pas de reptiles archosauriens. Cette ichnofaune indique le Ladinien terminal ou, plus probablement, le Carnien.

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 sq). 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;

–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.

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 Griez
- le membre dolomitique supérieur.

Le membre de la Griez, 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 Griez 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 Arandellys² (fig. 3) tire son nom d'un torrent affluent de la Griez, formant un ravin qui entaille le flanc NE du Mont Lachat.

² Nous nous devons de mettre en garde le géologue qui voudrait visiter ces affleurements contre le danger des avalanches de neige mouillée et des chutes de pierres fréquentes dans le ravin des Arandellys. Le torrent de la Griez 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 180 ha 79 a 50 ca 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).

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 30 m 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.

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 et 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 et 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.

*2.3.5 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 Griaz 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).

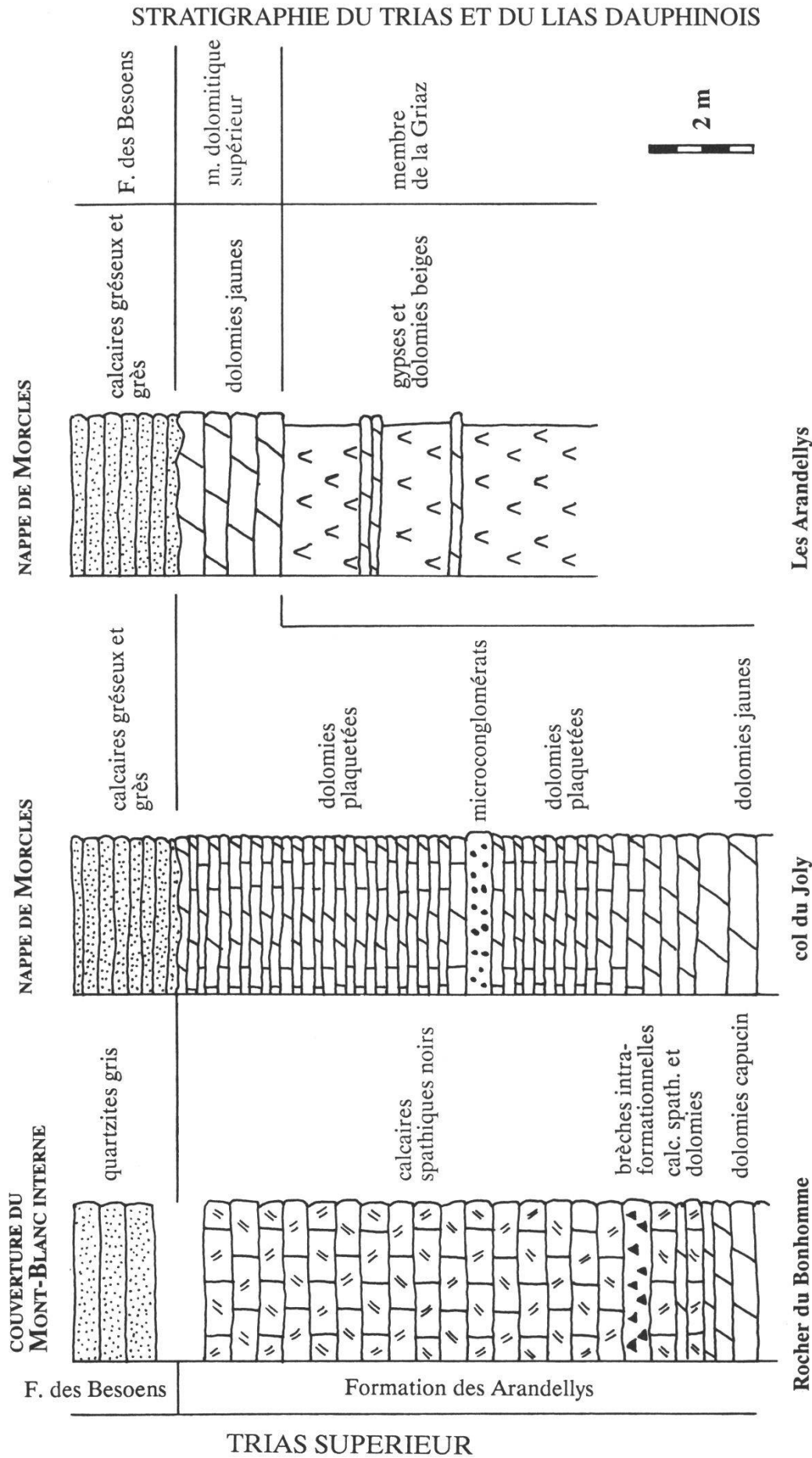
Couverture du Mont-Blanc externe et de Belledonne interne

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 Hauteluce, 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».

Partie sommitale de la Formation des Arandellys



(Eltchaninoff, 1980)

Figure 6.—Partie sommitale de la Formation des Arandellys, variations latérales.

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 corrélés 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 peloides largement recristallisés. Effectivement, des traces fantômes d'une micrite à peloides 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 forme 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 des Arandellys 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.

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 Eموsson (PAIRIS 1975). On doit donc se baser sur des séries complètes, qui comprennent la Formation des Besoëns.

FORMATION DES BESOËNS

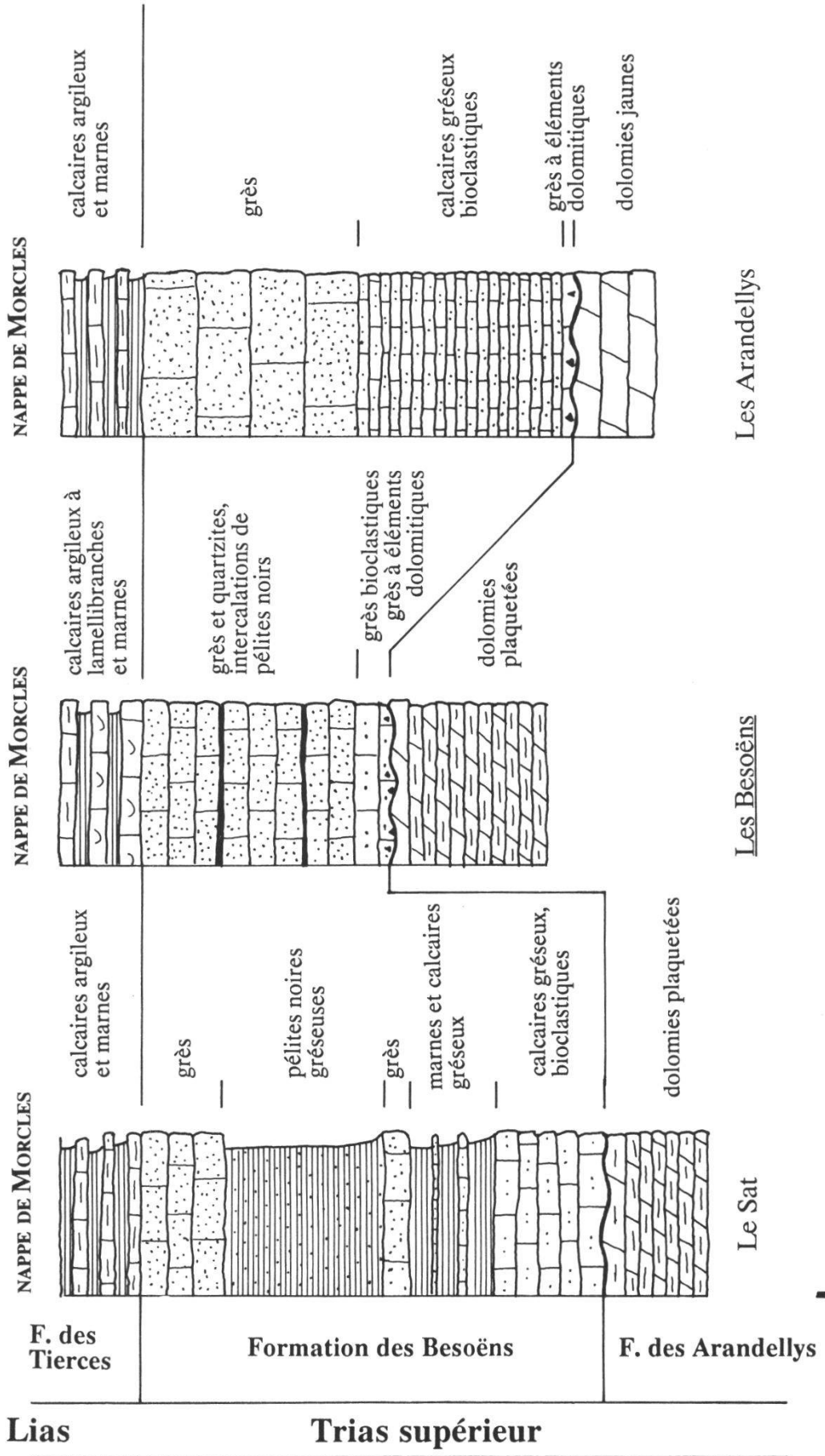


Figure 7.—Formation des Besoëns, comparaison de la coupe type avec celle des Arandellys (zone de Chamonix) et du Sat (racines du Mont Joly).

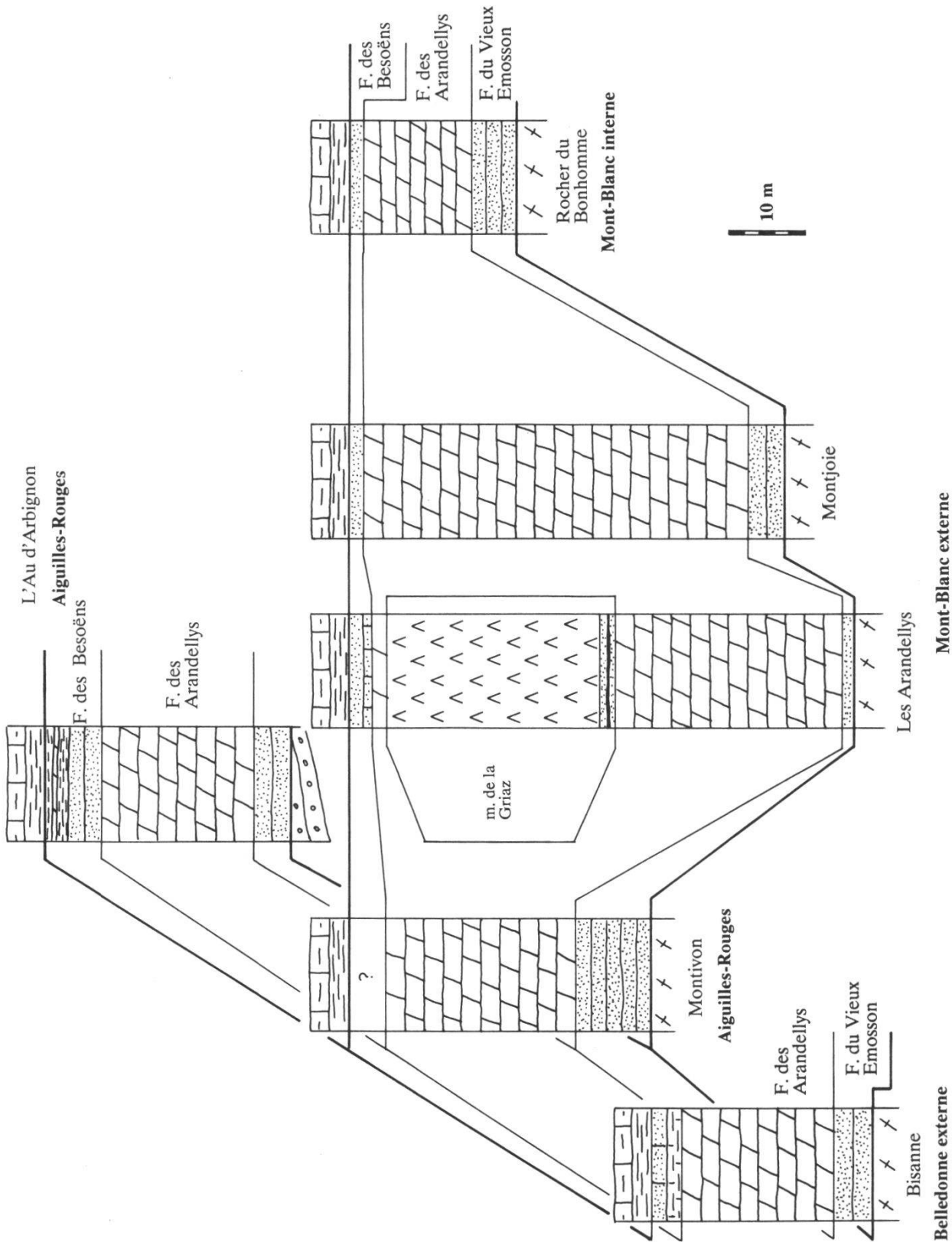


Figure 8.—Comparaison des séries triasiques des couvertures des Aiguilles-Rouges, de Belledonne externe et du Mont-Blanc. Les plus fortes épaisseurs sont rencontrées dans le domaine du Mont-Blanc externe.

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;
- Bisagne (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.

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 et RÉVIL (1917, tableau p. 152) tentent d'affiner cette stratigraphie en proposant trois subdivisions:

- 1.—«Calcaires à Entroques et *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 Giétaz 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 et TRIBOULET (1980).

BARFÉTY et 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. 2013 m) et un télésiège portent ce nom. Nous l'avons choisie pour l'étendue des affleurements et la variété de la faune découverte par BARFÉTY et 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.

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 et MOUTERDE 1978). L'alternance de marnes et calcaires a fourni des ammonites de l'Hettangien et du

LIAS

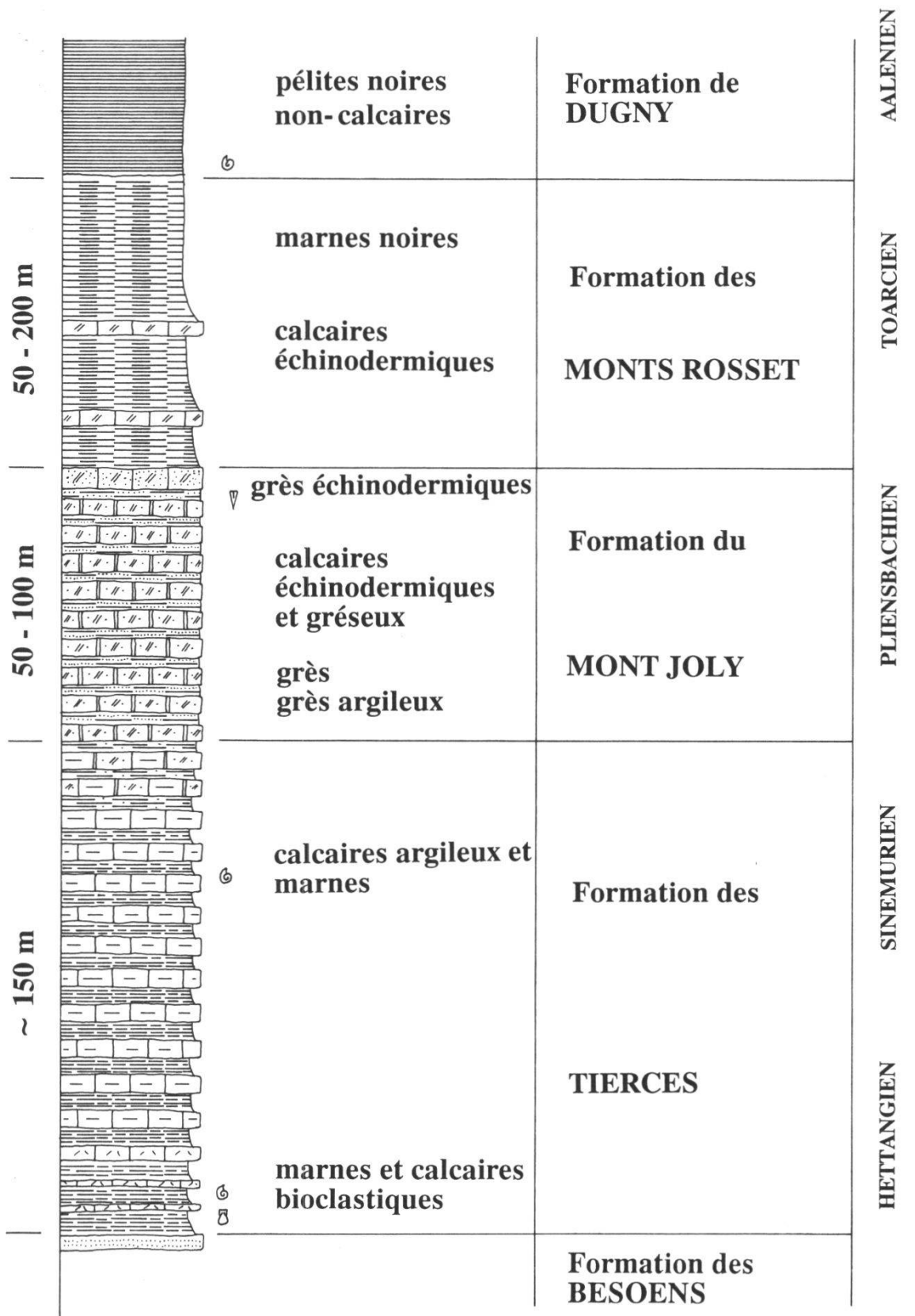


Figure 9.-Lias, coupe synthétique

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 sont incertains. 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.

HETTANGIEN	SINEMURIEN
<p style="text-align: center;"><u><i>Caloceras</i> sp.</u> (Hettangien)</p> <p>- <i>Caloceras</i> sp. BARFÉTY & MOUTERDE, 1978, p.113 & 114</p> <p>- <i>Caloceras</i> sp. PARÉJAS, 1922, p. 392</p> <p style="text-align: center;"><u><i>Caloceras langei</i></u> (Hettangien inf.)</p> <p>- <i>Caloceras langei</i> JUNGST BARFÉTY & MOUTERDE, 1978, p. 114</p> <p style="text-align: center;"><u><i>Schlotheimia</i> sp.</u> (Hettangien)</p> <p>- <i>Schlotheimia</i> PARÉJAS, 1925, p. 484</p> <p>- <i>Schlotheimia</i> sp. ELTCHANINOFF, 1980, p. 33</p> <p>- <i>Schlotheimia</i> sp. ? TRIBOULET, 1980, p. 22</p> <p>- <i>Schlotheimia</i> sp. DUMAS, 1964, p. 26</p> <p style="text-align: center;"><u><i>Schlotheimia angulata</i></u> (Hettangien sup.)</p> <p>- <i>Schlotheimia angulata</i> SCHL. PARÉJAS, 1922, p. 392</p> <p>- <i>Schlotheimia</i> gr. <i>angulata</i> (SCHL.) BARFÉTY & MOUTERDE, 1978, p.113 & 114</p> <p>- <i>Schlotheimia angulata</i> (?) LANDRY, 1976, p. 48</p> <p style="text-align: center;"><u><i>Wahneroceras</i> sp.</u> (Hett. moyen à sup.)</p> <p>- <i>Wahneroceras</i> sp. BARFÉTY & MOUTERDE, 1978, p.114</p> <p>- <i>Wahneroceras</i> sp. ELTCHANINOFF, 1980, p. 33</p> <p style="text-align: center;"><u><i>Alsatites laqueus</i></u> (Hettangien moyen à sup.)</p> <p>- <i>Alsatites laqueus</i> (?) (Qu.) BARFÉTY & MOUTERDE, 1978, p.114</p> <p style="text-align: center;"><u><i>Phylloceras</i> sp.</u> (Hettangien)</p> <p>- <i>Phylloceras</i> sp. BARFÉTY & MOUTERDE, 1978, p.114</p> <p style="text-align: center;"><u><i>Psiloceratidae</i></u> (?)</p> <p>- <i>Psiloceras helmstedtense</i> DUMAS, 1964, p. 26</p>	<p style="text-align: center;"><u><i>Coroniceras</i> sp.</u> (Sinémurien inf.)</p> <p>- <i>Coroniceras</i> sp. TRIBOULET, 1980, p. 22</p> <p style="text-align: center;"><u><i>Coroniceras</i> cf. <i>rotiforme</i></u> (Sinémurien inf.)</p> <p>- <i>Arietites</i> (<i>Coroniceras</i>) cf. <i>rotiformis</i> D'ORB. PARÉJAS, 1922, p.393</p> <p style="text-align: center;"><u><i>Arietites</i> sp.</u> (Sinémurien)</p> <p>- <i>Arietites</i> PARÉJAS, 1925, p.485 & 488</p> <p>- <i>Arietites</i> sl. BARFÉTY & MOUTERDE, 1978, p.114</p> <p style="text-align: center;"><u><i>Arietites</i> cf. <i>bucklandi</i></u> (Sinémurien inf.)</p> <p>- <i>Coroniceras</i> aff. <i>Bucklandi</i> SOW. PARÉJAS, 1920, p.58-59</p> <p>- <i>Arietites</i> (<i>Coroniceras</i>) cf. <i>Bucklandi</i> SOW. PARÉJAS, 1922, p. 393</p> <p style="text-align: center;"><u><i>Arnioceras</i> sp.</u> (Sinémurien)</p> <p>- <i>Arnioceras</i> BARFÉTY & MOUTERDE, 1978, p. 114</p> <p>- <i>Arnioceras</i> TRIBOULET, 1980, p. 22</p> <p style="text-align: center;"><u><i>Arnioceras semicostatum</i></u> (Sinémurien inf.)</p> <p>- <i>Arietites semicostatum</i> TRIBOULET, 1980, p. 22</p> <p style="text-align: center;">? <u><i>Arnioceras ceras</i></u> (Sinémurien)</p> <p>- <i>Arietites</i> (<i>Arnioceras</i>) <i>ceras</i> GIEBEL PARÉJAS, 1922, p. 393</p> <p style="text-align: center;"><u><i>Paramioceras</i> sp.</u> (Sinémurien)</p> <p>- <i>Arietites</i> sp. (<i>Paramioceras</i>) ELTCHANINOFF, 1980, p. 33</p> <p style="text-align: center;"><u><i>Asteroceras</i> sp.</u> (Sinémurien sup.)</p> <p>- <i>Asteroceras</i> sp. ? ELTCHANINOFF, 1980, p. 47</p> <p style="text-align: center;"><u><i>Echioceras</i> sp. (Loth. sup.) ou <i>Arnioceras</i> sp.</u> (Sinémurien)</p> <p>- <i>Echioceras</i> sp. ou <i>Arnioceras</i> sp. ELTCHANINOFF, 1980, p. 47</p> <p style="text-align: center;"><u><i>Charmasseiceras charmassei</i></u> (Sinémurien)</p> <p>- <i>Schlotheimia Charmassei</i> D'ORB. PARÉJAS, 1920, p.58-59</p> <p>- <i>Schlotheimia Charmassei</i> D'ORB. PARÉJAS, 1922, p. 392</p>

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

3.2.4. *Épaisseur*

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'Elément A, 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 et 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.

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 quartzueux 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 et 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 et 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 quartzueux 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'Elément 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.

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.

<i>Ludwigia</i> 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
<i>Tmetoceras</i> sp. (Aalénien)	
<i>A. Scissus</i> ou <i>A. niortensis</i>	FAVRE (1867), p. 164
<i>Leioceras</i> 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⁾
<i>Graphoceras concavum</i> (Aalénien-Bajocien).	
<i>Leioceras concavus</i>	RITTER (1897), p. 548
<i>Pleydellia</i> 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)

Tableau 3.-Liste des ammonites trouvées dans la Formation de Dugny (régions du Mont Joly et de Dugny), établie d'après la littérature.

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 et 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-Sinémurien 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.

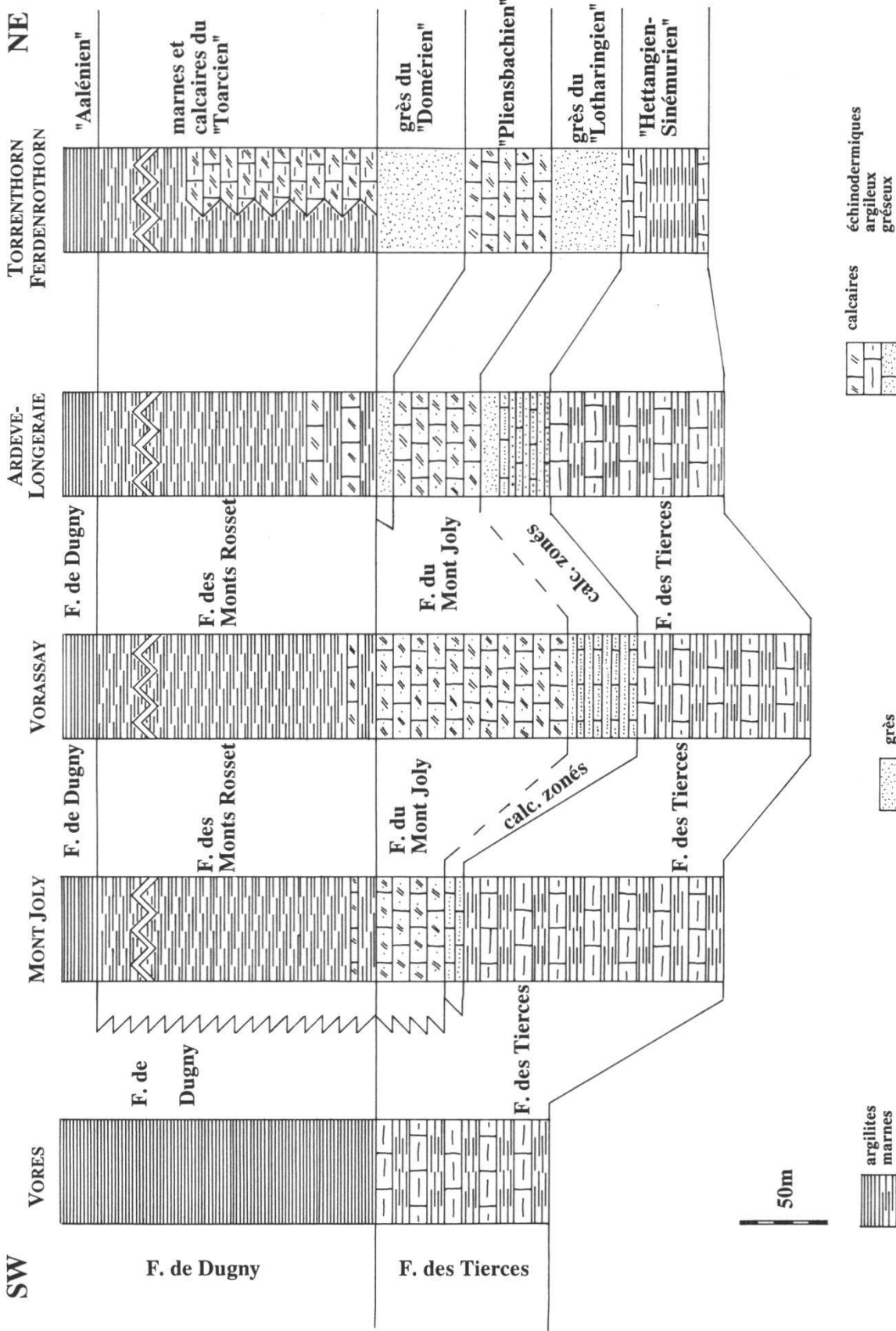


Figure 10.—Lias, variations longitudinales.

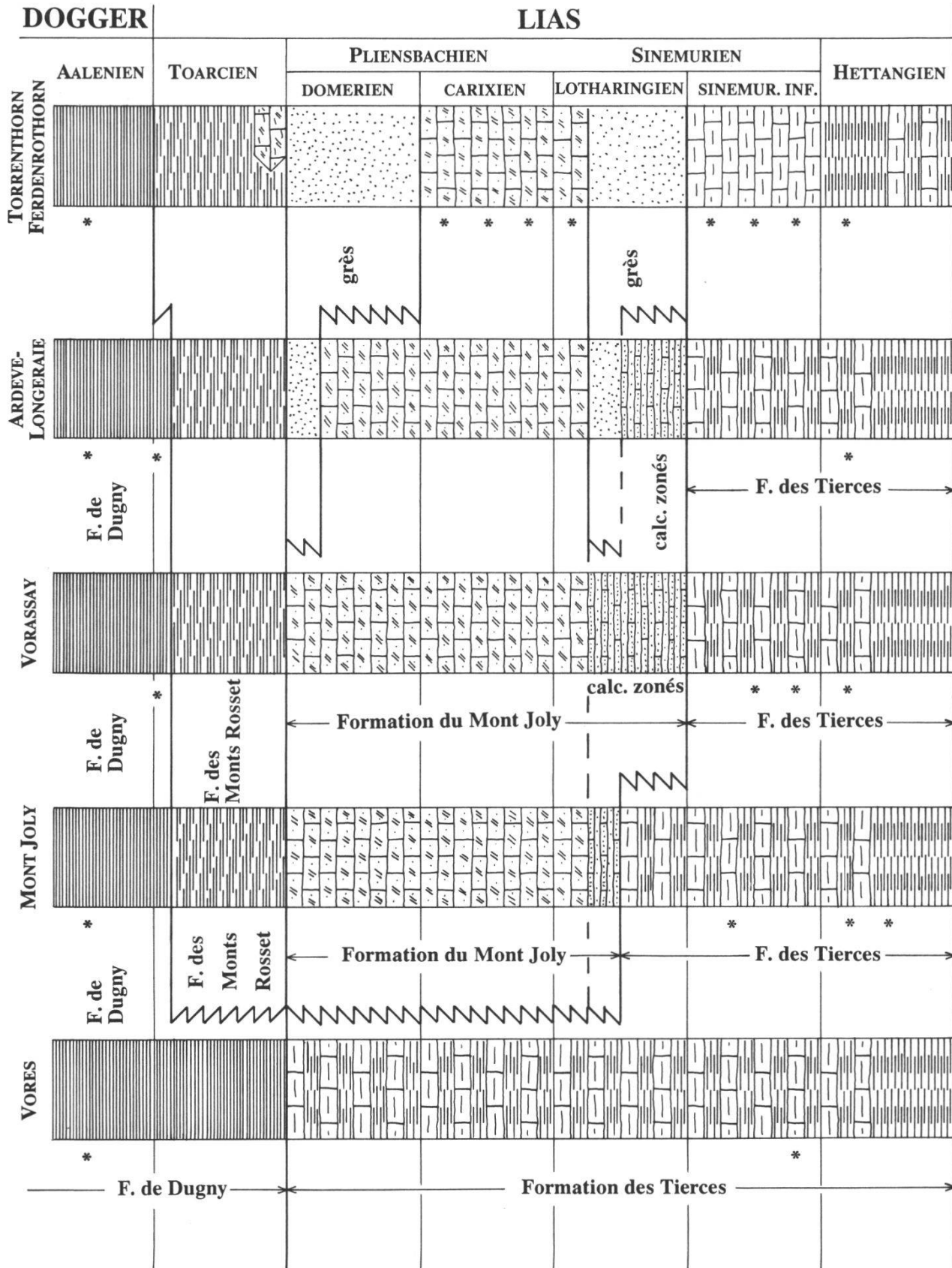


Figure 11.-Attribution stratigraphique des terrains du Lias. Les astérisques désignent les points d'accrochage biostratigraphique.

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-Sinémurien 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'Elément A 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

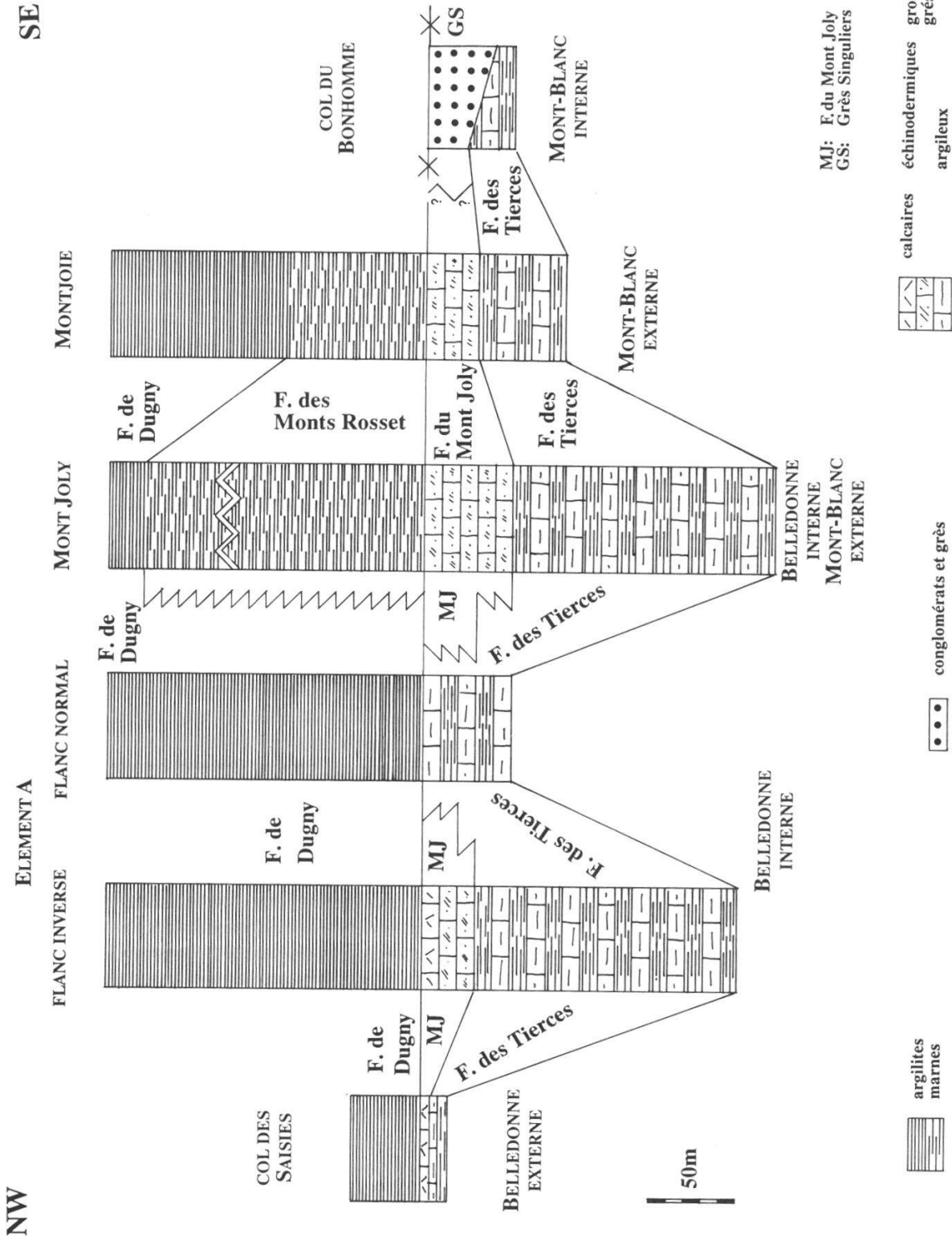


Figure 12.—Lias, variations transversales.

l'Elément A 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.

Le flanc inverse de l'Elément A 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.

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 *et 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 des 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.

REMERCIEMENTS

Le présent travail a été réalisé dans le cadre des projets No 2.530-0.82 et 2.656-0.85 du Fonds national suisse de la recherche scientifique que je remercie vivement.

Ma gratitude va également à MM. H. Masson, H. Badoux, A. Baud, F. Bussy, J. Guex, J. von Raumer et M. Sartori pour leurs encouragements et la lecture critique du manuscrit.

Je remercie M. G. Gorin pour la datation palynologique qu'il a bien voulu tenter ainsi que J. Guex et C. Meister qui ont bien voulu examiner les quelques ammonites glanées dans l'Ardèche et le Mont-Joly.

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.
- 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., 1971. Notice explicative de la carte géologique au 1:25'000, feuille 1305 Dt de Morcles. Comm. géol. suisse.
- BADOUX H., BURRI M., GABUS J.H., KRUMMENACHER D., LOUP G. et SUBLET P., 1971. Atlas géologique de la Suisse au 1:25'000, feuille 1305 Dt de Morcles. Comm. géol. suisse.
- BARFÉTY J.-C. et 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. et 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., 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.
- BORDET C., 1961. Recherches géologiques dans la partie septentrionale de Belledonne. Mém. Carte. géol. France.
- BOSSARD M. et CHAVAN J.-P., 1986. Nos lieux-dits. Toponymie romande. Payot, Lausanne.
- COLLET L.W., 1947. Les ammonites du Lias dans le Ferdenrothorn (Nappe de Morcles, Lötschental). *Eclogae geol. Helv.* 40/1: 1-6.
- DEMATHIEU G. et WEIDMANN, M., 1982. Les empreintes de pas de reptiles dans le Trias du Vieux Emosson. *Eclogae geol. Helv.* 75/3: 721-757.
- 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. et TRIBOULET S., 1980. Etude géologique entre Belledonne et Mont Blanc. Livre synthétique. Thèse Univ. Paris VI.
- 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. Lab. Géol. Univ. Lausanne* 288.
- ESCHER A., MASSON H. et STECK A., 1987. Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. *Rapp. géol. Serv. hydrol. géol. nat.* 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.

- GAND G., 1973. Contribution à l'étude géologique des formations permotriassiques de la partie septentrionale de Belledonne –de la vallée de l'Arly au lac de la Girotte– Savoie. Thèse Univ. Grenoble.
- 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. et 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.
- LORY C. et VALLET P., 1864. Actes et Archives Soc. helv. Sci. nat. XXI: p.155.
- LORY C. et VALLET P., 1866. Carte géologique de la Maurienne et de la Tarentaise Savoie). *Bull. Soc. géol. France* 23: 480-497.
- LOUP B. et MEISTER C., 1989. Lithostratigraphie et biostratigraphie du Lias (Hettangien à Pliensbachien) du Ferdenrothorn (Valais, Suisse). Poster, 105e réunion de la Soc. géol. Suisse, Fribourg.
- 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'Ultrahelvétique. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 71: 373-383 ou *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne* 203.
- MASSON H., HERB R. et STECK A., 1980. Helvetic Alps of Western Switzerland. In: *Geology of Switzerland*, part B. Wepf, Basel, : 109-153.
- MENNESSIER G., 1976. Carte géologique de la France au 1:50'000, feuille 703, Saint-Gervais-les-Bains. Bur. Rech. géol. min. Orléans.
- DE MORTILLET 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.
- PAIRIS B., 1975. Contribution à l'étude stratigraphique, tectonique et métamorphique du massif de Platé (Haute-Savoie). Thèse Univ. Grenoble.
- PARÉJAS E., 1920. La partie sud-ouest du synclinal de Chamonix. *C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève* 37/2: 58-60.
- 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.
- PERRIN R. et ROUBAULT M., 1941. Observation d'un «front» de métamorphisme régional. *Bull. Soc. géol. France* 11: 183-192.
- PERRIN R. et ROUBAULT M., 1944. Nouvelles observations sur la carrière de Feug (Haute-Savoie). *C. R. Soc. géol. France*: 125-128.
- PERRIN R. et 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. et ROUBAULT M., 1946. Y-a-t-il une coupure ou continuité entre le dynamométamorphisme et le métamorphisme régional? A propos d'observations près du glacier de Tré-la-Tête. *Bull. Soc. géol. France* 16: 541-562.

- REVON L., 1869. Les jaspes de Saint-Gervais-les-Bains (Haute-Savoie). Revue savoissienne, 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.
- DE SAUSSURE 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.
- 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., 1971. Sur le Jurassique de la zone Helvétique en Suisse. *Ann. Inst. Geol. Hungarici* 54/2: 369-382.

Manuscrit reçu le 9 octobre 1989