

Géologie de la région des Cornettes de Bise (Préalpes du Chablais franco-suisse)

Autor(en): **Girod, François**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **83 (1994-1995)**

Heft 4

PDF erstellt am: **22.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-280534>

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.



Géologie de la région des Cornettes de Bise (Préalpes du Chablais franco-suisse)

par

François GIROD¹

Abstract.—GIROD F., 1995. Geology of the «Cornettes de Bise» area (Chablais Prealps, France and Switzerland). *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 83.4: 317-334.

The stratigraphic column of this part of the «Préalpes médianes» nappe (of North Alpine Tethys margin origin) ranges from Late Triassic to Middle Eocene. During the Lias, a main synsedimentary fault induces important variations in sediment thickness and local synsedimentary breccias. Angular unconformities and sedimentary gaps (intense erosion) between the Toarcian and the Oxfordian are related to transpressive events which affected that part of the Briançonnais realm.

The Tithonian limestones are directly overlaid by the late Cretaceous to Eocene «Couches Rouges» pelagic sediments. A detailed stratigraphy of the «Couches Rouges» was carried out in order to make a refined structural analysis of the Cornettes de Bise syncline.

X-Ray analysis showed clay mineral parageneses which indicate thermal conditions of diagenesis. In addition the neofomed illite/smectite mixed-layered minerals reveal a paleotemperature of 120 to 150°C. These thermal conditions are probably due to overloading following the nappe emplacement of the «Préalpes supérieures».

Keywords: Prealps, Western Alps, Chablais, Briançonnais, paleotectonic, sedimentary gap, synsedimentary breccia, «Couches Rouges», mix-layered clays illite-smectite, diagenesis.

Résumé.—GIROD F., 1995. Géologie de la région des Cornettes de Bise (Préalpes du Chablais franco-suisse). *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 83.4: 317-334.

La colonne stratigraphique de cette partie de la nappe des Préalpes médianes (provenant de la marge nord de la Téthys) comprend des sédiments d'âge Trias supérieur à Eocène. Des variations importantes d'épaisseur des sédiments du Lias ainsi que la formation de brèche synsédimentaire sont interprétées comme étant liés à une importante faille normale (régime distensif). Les importantes lacunes d'érosion et les discordances angulaires observées indiquent une transition à un régime compressif (inversion des failles normales, émergences) à partir du Toarcien jusqu'à l'Oxfordien.

¹Institut de minéralogie et de pétrographie, BFSH2, Université de Lausanne, CH-1015 Lausanne

Une seconde lacune importante sépare les calcaires du Malm des dépôts pélagiques des Couches Rouges (Crétacé supérieur à Tertiaire). L'étude stratigraphique détaillée des Couches Rouges a permis d'analyser la structure du synclinal des Cornettes de Bise. La paragenèse en minéraux argileux est caractéristique de la diagenèse. Les minéraux argileux interstratifiés illite-smectite indiquent une paléotempérature comprise entre 120 et 150°C. De telles conditions thermiques d'enfouissement sont vraisemblablement dues à une surcharge faisant suite à la mise en place des nappes des Préalpes supérieures.

Mots-clefs: Alpes, Préalpes médianes, Chablais, Briançonnais, paléotectonique, lacune, brèche synsédimentaire Couches Rouges, minéraux argileux interstratifiés illite-smectite, diagenèse.

1. INTRODUCTION

1.1. Buts de l'étude

Le présent article traite de plusieurs aspects relatifs à la géologie de la montagne des Cornettes de Bise. Une étude de la stratigraphie a d'abord été entreprise dans le but de préciser les subdivisions de la colonne stratigraphique en fonction des études récemment menées dans les Préalpes romandes et chablaisiennes. La seconde partie est consacrée à l'étude de la tectonique. Afin de comprendre la structure des terrains en tenant compte des nouvelles subdivisions stratigraphiques établies, une coupe perpendiculaire aux axes de plis de premier ordre a été construite. La dernière partie traite de l'étude de la paragenèse des minéraux argileux de chacune des formations (analyses par diffractométrie des rayons-X). L'examen détaillé des minéraux argileux interstratifiés (M.A.I.) illite-smectite (géothermomètres de la diagenèse) à l'aide du programme NEWMOD 1.0 (simulation des spectres de diffraction des M.A.I.) a été conduit dans le but d'estimer les paléoconditions thermiques d'enfouissement.

1.2. Situation géographique

Le terrain d'étude se trouve à la frontière entre la Suisse (Canton du Valais) et la France (Département de Haute-Savoie) dans les Préalpes chablaisiennes (fig. 1). Il comprend la plus haute montagne du Chablais: les Cornettes de Bise (549'625/131'490, alt. 2432 m) située à environ trois kilomètres à l'ouest du Lac de Tanay.

1.3. Situation géologique

Les Préalpes forment le front de l'édifice alpin, au NW des Hautes Alpes Calcaires. Elles résultent de l'empilement de plusieurs nappes dont la plus importante est la nappe des Préalpes médianes. Les roches sédimentaires qui la constituent ont un âge Trias à Eocène. La nature de ces roches varie entre des dolomies, des grès, des argilites et des calcaires alternant souvent avec des marnes (JEANNET 1912-1913, PETERHANS 1926, BADOUX *et al.* 1960, CHAMOT 1961). Elles se sont déposées sur la marge septentrionale de la Téthys alpine (bassin marginal jurassique, STAMPFLI 1993), plus précisément, dans les domaines Sub-Briançonnais et Briançonnais. Le décollement des Préalpes médianes lors de l'orogénèse alpine s'est effectué le long de niveaux évaporitiques du Trias supérieur (partie externe de la nappe) ainsi que ceux du Trias

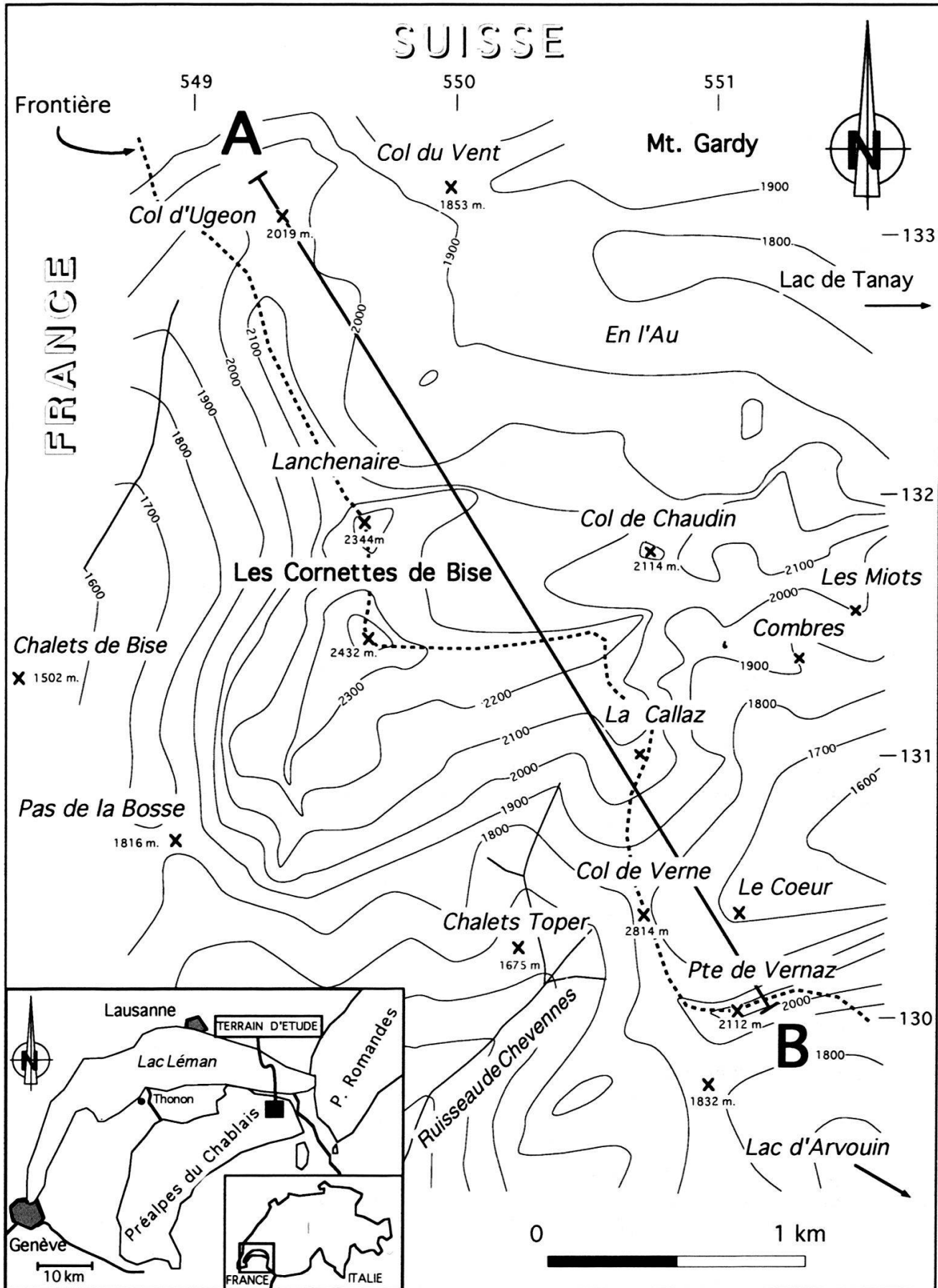


Figure 1.—Carte de situation générale et topographie simplifiée du terrain avec la localisation des lieu-dits. La position de la coupe géologique est illustrée par le trait reliant les points A et B.

moyen (partie interne de la nappe) (BAUD et SEPTFONTAINE 1980). Certaines nappes penniques appartenant à la super-nappe du Grand-Saint-Bernard ont été reconnues comme patrie des Préalpes médianes: la nappe de Siviez-Mischabel constituerait la patrie de la partie interne des Préalpes médianes et la nappe des Pontis celle de la partie externe des Préalpes médianes (SCHARDT 1907, ELLENBERGER 1952, BAUD et SEPTFONTAINE 1980, SARTORI 1990, ESCHER *et al.* 1993, SARTORI et MARTHALER 1994). Les Préalpes ont subi un transport de plus de 100 km (MASSON 1976).

Le style structural des Préalpes médianes est, d'après MOSAR *et al.* (1996, in press), caractéristique d'une mise en place selon une tectonique dite «pelluculaire», typique d'une chaîne d'avant-pays plissé.

Les travaux de BAUD (1987), MOSAR (1988) et JABOYEDOFF et THÉLIN (in press) mettent en évidence une augmentation du métamorphisme de la diagenèse à l'anchizone profonde de NW en SE des Préalpes médianes. Ce faible métamorphisme résulterait essentiellement d'un réchauffement faisant suite à l'enfouissement tectonique des Préalpes médianes dans le prisme d'accrétion lors de la collision entre les plaques apulienne et européenne (JABOYEDOFF and THÉLIN in press, MOSAR *et al.* 1996, in press).

2. STRATIGRAPHIE

2.1. Introduction

La succession des dépôts sédimentaires observée sur le versant sud des Cornettes de Bise (série stratigraphique la plus complète sur le terrain étudié) est illustrée dans la figure 2.

Les noms de formation utilisés pour désigner les unités d'âge Rhétien à Toarcien sont ceux introduits ou repris par METTRAUX (1989).

La Formation des Couches à *Mytilus* (Dogger) a été redéfinie par SEPTFONTAINE (1983). PYTHON DUPASQUIER (1990) a défini la formation de l'Intyamou (Crétacé moyen). Le Groupe des Couches Rouges a été subdivisé en trois formations (Rote Platte, Forclettes et Chaux Rouges) par GUILLAUME (1986).

La caractérisation des roches carbonatées est établie selon la nomenclature de DUNHAM (1962) et FOLK (1962).

La carte géologique au 1:25'000 (Feuille Monthey, BADOUX *et al.* 1960) sert de base géologique. Pour plus de détails concernant la nature macroscopique des roches et leurs fossiles, les ouvrages à consulter sont ceux de JEANNET (1912-1913), PETERHANS (1926) et CHAMOT (1961).

2.2. Description des formations

La formation des Dolomies Blondes

La formation des Dolomies Blondes, épaisse d'une vingtaine de mètres, affleure au cœur des anticlinaux de Verne et de Bise. Elle est formée par des bancs de dolomie séparés par de fins interlits argileux dont l'épaisseur augmente vers le haut de la série. A la base, elle est associée à des cornieules contenant des fragments dolomitiques (0.1 à 5 cm) et siliceux anguleux (0.1 à 0.5 cm).

Le foraminifère benthique *Agathammina austroalpina* KRISTANTOLLMANN et TOLLMANN) a été découvert dans un échantillon de dolomie provenant du Col de Verne (550°750/130°400, alt. 1800 m). Selon R. Martini (comm. pers.), ce foraminifère indique un âge Trias supérieur (Norien-Rhétien).

Les Couches de Plan Falcon

Les Couches de Plan Falcon (METTRAUX 1989) correspondent au niveau *a* de JEANNET (1912-1913).

Le passage entre la formation des Dolomies Blondes et les calcaires bioclastiques et marnes des Couches de Plan Falcon est continu. L'épaisseur de cette formation est d'environ 20 m, elle peut être observée dans le flanc normal de l'anticlinal de Verne (550°800/130°300, alt. 1800 m.), ainsi qu'au cœur de l'anticlinal de Bise, quelques centaines de mètres au nord des Chalets de Bise (548°500/131°900, alt. 1650 m).

Le foraminifère benthique *Hoyenella inconstans* MICHALIK, JENDREJAKOVA, BORZA a été observé dans un des niveaux. Selon R. Martini (comm. pers.) la présence de ce foraminifère indique un âge Norien à Rhétien.

Les Couches du Col de Tompey

Les Couches du Col de Tompey (METTRAUX 1989) correspondent aux niveaux *b* et *c* de JEANNET (1912-1913).

Le passage aux Couches du Col de Tompey est continu, il se marque par la transition des calcaires bioclastiques (niveau *a*) à des marnes jaunâtres (niveau *b*). L'affleurement au col de Verne (550°750/130°350, alt. 1800 m) permet de bien observer cette unité. Il y a, sur une épaisseur de 7 à 8 m, des marnes plus ou moins dolomitiques et de minces bancs calcaires légèrement gréseux (niveau *b*). Quelques bancs de grès calcaire à glauconie constituent le niveau *c*, épais de 1 à 2 m. D'après PETERHANS (1926), ces niveaux appartiennent à l'Hettangien. Aucun critère de datation n'a pu être utilisé. Selon METTRAUX (1989), «*La datation palynologique de la base et du sommet de ces faciès hétérolithiques de marnes et de grès indique un âge hétérochrone dans les deux cas (Rhétien supérieur à Hettangien inférieur) du front à l'arrière de la nappe*».

Les Couches du Bois de Luan

Les Couches du Bois de Luan (METTRAUX 1989) correspondent aux niveaux *d*, *e* et *f* de JEANNET (1912-1913).

Le passage aux Couches du Bois de Luan est continu. Il y a transition des bancs gréseux appartenant aux Couches du Col de Tompey (niveau *c*) à de fins bancs calcaires noduleux riches en coquilles de bivalves (niveau *d*). Ces bancs, présents sur une épaisseur de 2 à 3 m, marquent la base des Couches du Bois de Luan. Les niveaux sus-jacents sont formés par un calcaire biomicritique gris clair (wackestone) à spicules de spongiaires. Des nodules de silex apparaissent au sommet de la série. Une brèche d'une épaisseur d'un à deux mètres y a notamment été découverte sous forme de filon neptunien recoupant la série. Les éléments millimétriques et décimétriques anguleux de cette brèche sont de nature calcaire et siliceuse. Une biomicrite à spicules de spongiaires constitue les fragments calcaires à l'instar de la matrice de cette brèche.

COLONNE STRATIGRAPHIQUE, VERSANT SUD DES CORNETTES DE BISE

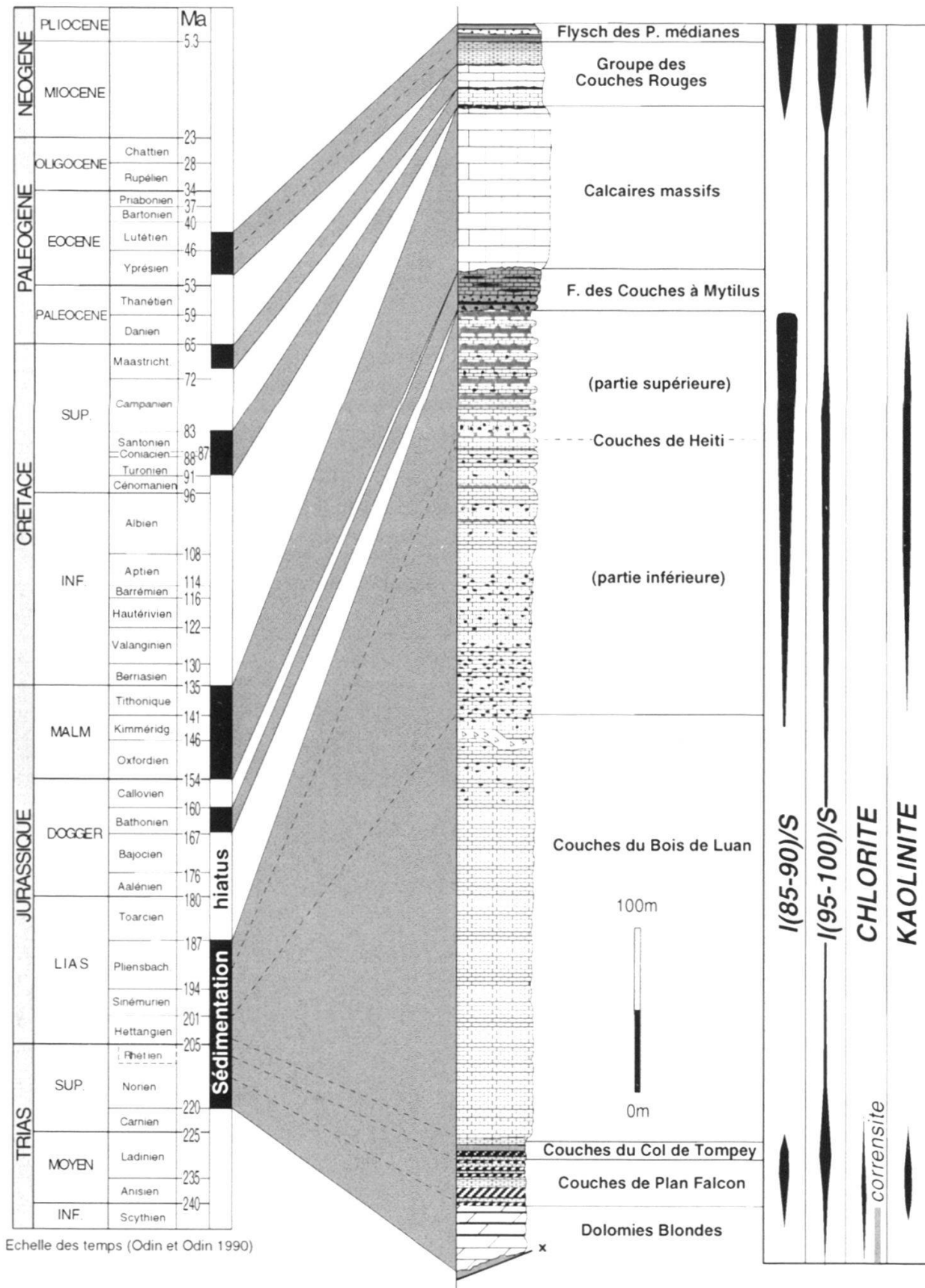
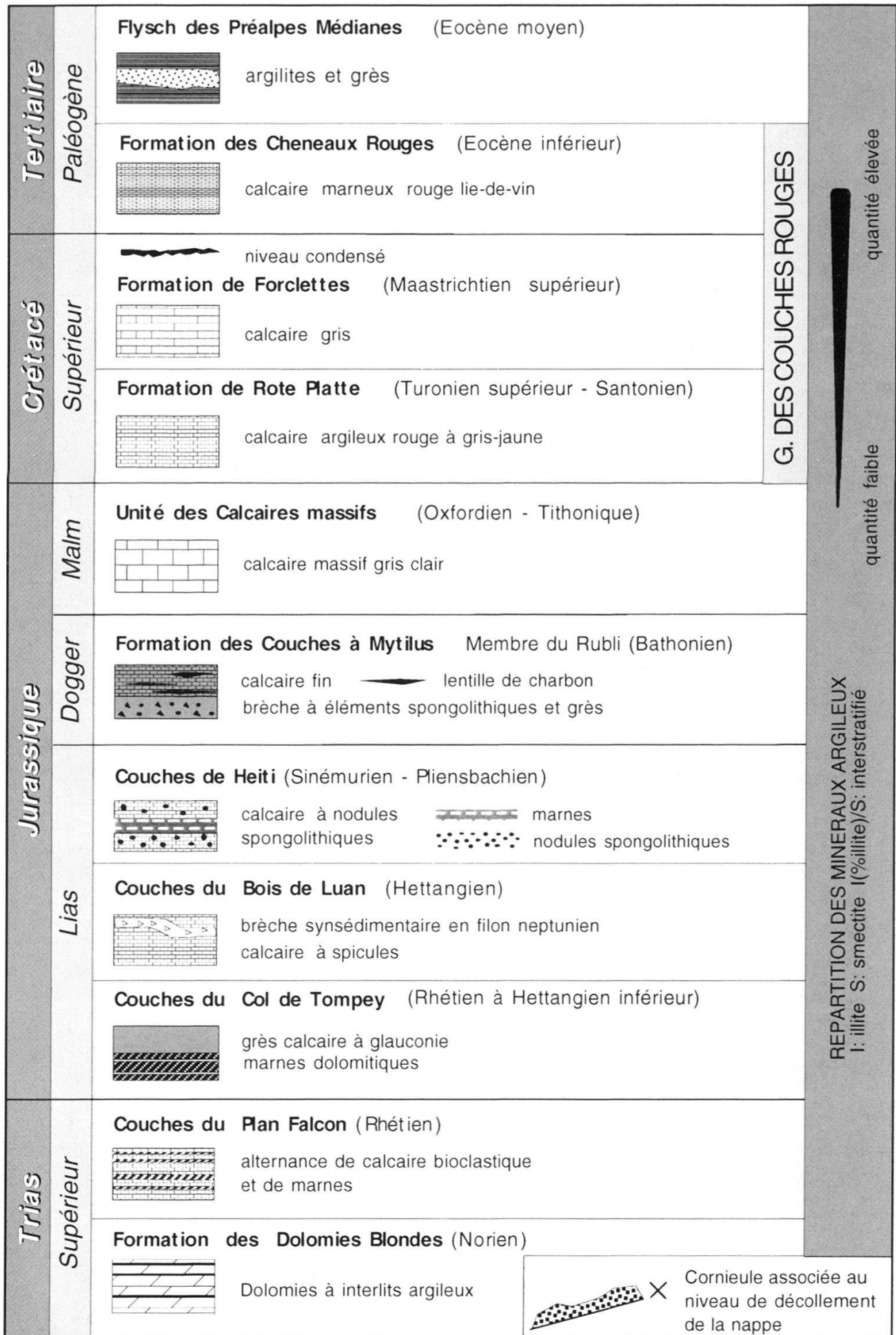


Figure 2.—Colonne stratigraphique du versant sud des Cornettes de Bise, âge des dépôts sédimentaires, durée des hiatus et paragenèses argileuses.



G. DES COUCHES ROUGES



REPARTITION DES MINÉRAUX ARGILEUX
I: illite S: smectite I(%illite)/S: interstratifié

Les fragments siliceux sont des spiculites analogues aux nodules spongolithiques des niveaux encaissants. Le seul affleurement contenant cette brèche est situé en-dessus des pâturages de Combres au lieu-dit «Les Miots» (551'525/131'525, alt. 2000 m). Des fragments vraisemblablement issus du même niveau ont été trouvés dans des éboulis près du lieu-dit Le Cœur (551'150/130'600, alt. 1700 m), ainsi que sur le sentier menant à l'alpage de la Callaz (550'600/130'850, alt. 2020 m), ce qui porte à croire que le niveau en question s'étend vers le SW. Notons qu'aucune brèche du même type n'a été observée sur le flanc nord des Cornettes de Bise.

L'épaisseur de cette formation passe d'environ 100 m au sud (versant S de l'anticlinal de Verne) à près de 300 m au nord (versant N de l'anticlinal de Bise, cf. fig. 3).

Aucun critère de datation n'a pu être utilisé. Selon JEANNET (1912-1913) et METTRAUX (1989), les Couches du Bois de Luan appartient à l'Hettangien.

Les Couches de Heiti

Le contact entre les Couches du Bois de Luan et les Couches de Heiti (METTRAUX 1989) étant continu, la limite a arbitrairement été fixée aux premiers bancs très riches en nodules spongolithiques. La transition entre les deux formations peut être observée en amont des Chalets Toper (550'050/130'500, alt. 1750 m). Les bancs de cette unité sont souvent séparés par de fins interlits marneux qui s'épaississent fortement vers le haut de la série. Une distinction entre la partie supérieure riche en marnes et la partie inférieure a été effectuée (cf. fig. 2).

Les bancs calcaires de la partie inférieure sont des calcaires biomicritiques (wackestone) riches en spicules de spongiaires. Les bancs calcaires biomicritiques (wackestone) de la partie supérieure contiennent quelques spicules, des entroques, des ostracodes ainsi que quelques foraminifères benthiques. Selon M. Septfontaine (comm. pers.), les foraminifères identifiés (*Spirillina sp.*, *Nodosaria sp.*, Lagenidés) n'ont aucune valeur biostratigraphique, mais indiquent un milieu de mer ouverte. L'âge des Couches de Heiti dans ce secteur serait compris entre le Sinémurien et le Pliensbachien (SEPTFONTAINE 1983). D'importantes variations d'épaisseur de cette unité peuvent être observées du S vers le N de ce terrain (cf. fig. 3). L'épaisseur de cette formation est d'un peu plus de 100 m sur le versant sud de l'anticlinal de Verne et environ 500 m dans le flanc N de l'anticlinal de Bise.

La Formation des Couches à Mytilus

La Formation des Couches à Mytilus (SEPTFONTAINE 1983) n'est présente que dans le flanc sud des Cornettes de Bise. Les descriptions qui suivent sont basées sur les observations de l'affleurement situé en amont des Chalets Toper (549'900/130'670, alt. 1870 m).

La base de la série est caractérisée par un conglomérat d'une épaisseur d'environ un mètre contenant des éléments siliceux noduleux (taille de 3 à 15 cm) et quelques lentilles de charbon, le tout dans une matrice gréseuse. La suite de la série est constituée de calcaires bioclastiques sombres (wackestone et mudstone). Un niveau à oolites a été observé dans la première moitié de la série. Les dépôts de cette série contiennent des foraminifères benthiques. D'après SEPTFONTAINE (1983), l'association des foraminifères benthiques *Nautiloculina sp.* et *Pseudocyclamina maynci* HOTTINGER identifiés dans

plusieurs niveaux de cette série caractérise les cénozones I et IIA du Membre du Rubli, l'âge correspondant est Bajocien supérieur à Bathonien. La présence du foraminifère benthique *Koskinobullina socialis* CHERCHI et SCHROEDER à la base de cette série indique cependant un âge Bathonien inférieur (M. Septfontaine, comm. pers.). L'apparition de *Pfenderina salernitana* SARTONI et CRESCENTI dans les derniers bancs caractérise la cénozone IIA du Bathonien supérieur.

L'âge de la Formation des Couches à *Mytilus* de ce secteur est donc Bathonien.

Notons encore que *Cladocoropsis* sp. a été observé dans un échantillon provenant du lieu-dit Sex de la Calle (550°575/131°275, alt. 2150 m).

L'épaisseur maximale de cette formation est d'une vingtaine de mètres, elle disparaît par érosion de SW à NE et du S vers le N (cf. fig. 3).

Les Calcaires massifs

La formation des Calcaires massifs comprend une épaisse barre calcaire qui forme la plupart des arêtes et falaises. Cette formation est dans l'ensemble formée de calcaires micritiques gris clair de type mudstone, contenant à la base des protoglobigérines et au toit de nombreux éléments biogéniques: calpionelles (*C. alpina*, *Crassicolaria* sp.), lenticulines, spores d'algues, fragments de corail, plaquettes d'échinodermes, coquilles de bivalves et quelques petites ammonites (taille: 0.5 à 1 cm). Un fin banc gréseux (5 à 15 cm) contenant quelques concrétions siliceuses et ferrugineuses ainsi que des bélemnites caractérise la base des Calcaires massifs du flanc nord de l'anticlinal de Bise. Ce banc peut par exemple être observé dans le secteur dit En l'Au (549°600/133°000, alt. 1995 m).

Des concrétions de silice (taille: 3-10 cm) à encroûtement stromatolithique ont été observées à la surface sommitale de la formation au col de Chaudin (550.700/131.750, alt. 2100 m).

D'après HEINZ (1985), la présence à la base des Calcaires massifs de protoglobigérines non associées à *Saccocoma* est typique de l'Oxfordien.

Le sommet de cette unité contient les calpionelles *Tintinopsella* et *Crassicolaria*. Selon J. Remane (comm. pers.), la présence de ces calpionelles indique un âge Tithonique supérieur.

La Formation de l'Intyamou

Les sédiments de la Formation de l'Intyamou (PYTHON DUPASQUIER 1990) n'ont été observés que très localement et sur une faible épaisseur (20 cm) au col de Chaudin (550°850/131°780, alt. 2100 m). Pour cette raison, cette formation n'est pas représentée dans les figures 2 et 3. Ce sont des calcaires gris clair à jaunâtres, biomicritiques (wackestone à packstone riches en foraminifères) et bioclastiques (bélemnites et brachiopodes). Selon R. Hable (comm. pers.), la formation a dans ce secteur un âge Albien supérieur à Turonien moyen.

Un seul échantillon de cette Formation a été prélevé. Les foraminifères planctoniques identifiés dans cet échantillon sont *Praehelvetica helvetica* ainsi que *Helvetoglobotruncana*. Ils indiquent un âge Turonien inférieur.

La Formation de Rote Platte

La Formation de Rote Platte (GUILLAUME 1986) repose en concordance sur la Formation de l'Intyamon par l'intermédiaire d'un très fin niveau minéralisé (épaisseur: quelques mm). Les calcaires de cette formation sont biomicritiques (wackestone) riches en foraminifères et tests de bivalves (*Inoceramus*), légèrement argileux et généralement de couleur rouge à gris verdâtre selon le degré d'oxydation des composés ferrifères.

Le sommet de cette formation est marqué par un niveau condensé correspondant au niveau appelé «Hardground du Pra du Pont» dans les Préalpes romandes (GUILLAUME 1986).

Les foraminifères planctoniques identifiés, *Dicarinella concavata* et *Dicarinella asymetrica*, sont caractéristiques du Santonien.

L'épaisseur de cette formation varie de quelques mètres, au Col de Chaudin, à quelques dizaines de mètres dans le flanc ouest des Cornettes de Bise.

La Formation de Forclettes

La Formation de Forclettes (GUILLAUME 1986) repose en concordance sur la Formation de Rote Platte par l'intermédiaire d'un niveau minéralisé (cf. Formation de Rote Platte). Les calcaires de cette formation contrastent généralement avec ceux des unités encaissantes car ils sont moins argileux et de couleur gris clair. Le calcaire est un packstone riche en foraminifères et contenant des tests de bivalves, quelques calcisphères ainsi que des entroques. Le sommet de cette formation est caractérisé par un niveau à la surface duquel on observe des variations de couleur (rouge rouille à gris) sur de petites plages (0.5 à 1 cm), elles pourraient correspondre à l'activité d'organismes fousseurs dans le sédiments. Ce niveau contient, en plus des éléments décrits dans le cœur de la formation, quelques dents de poissons et des grains de quartz.

Les foraminifères planctoniques identifiés sont les suivants: *Globotruncanita conica*, *Gansserina gansseri* et *Abathomphalus mayaroensis*. Ils indiquent, selon M. Caron (comm. pers.), l'âge Maestrichtien supérieur.

L'épaisseur de cette formation varie de quelques mètres au Col de Chaudin à près de 100 m au Cornettes de Bise où elle en constitue le sommet.

La Formation des Chenaux Rouges

La Formation des Chenaux Rouges (GUILLAUME 1986) repose normalement sur la Formation de Forclettes. La présence des calcaires marneux rouges lie-de-vin de cette formation se marque morphologiquement par une dépression, les calcaires marneux étant moins résistants que les calcaires clairs de la Formation de Forclettes. Des plages décolorées similaires à celles de la Formation de la Rote Platte ont été observées surtout au voisinage de failles.

Ce calcaire, un wackestone biomicrosparitique, contient des radiolaires spumellaires et quelques foraminifères planctoniques. L'association des foraminifères suivants: *Globorotalia pusilla* et *Globorotalia chapmanni* indiquerait, selon R. Wernli (comm. pers.), un âge correspondant à la partie supérieure du Paléocène moyen. Or, selon GUILLAUME (1986), l'espèce *Globorotalia pusilla* est remaniée et la Formation des Chenaux Rouges a un âge Eocène inférieur (Yprésien à Lutétien).

L'épaisseur de cette formation est de l'ordre de 3 à 20 m.

Le flysch des Préalpes médianes

Le passage avec la formation sous-jacente est continu. Il y a transition graduelle entre les calcaires argileux et les argilites et grès du flysch des Préalpes médianes (le contact entre ces deux formations s'observe au Col de Chaudin 550°900/131°750, alt. 2000 m). Ce flysch est constitué d'argilites rouges à vertes et de quelques bancs gréseux à structures sédimentaires entrecroisées (épaisseur des bancs: 20 à 100 cm). Le grès est micacé, il contient quelques bioclastes ainsi que des foraminifères et radiolaires remaniés. Aucune datation n'est possible, la microfaune étant remaniée. Selon GUILLAUME (1986), le flysch des Préalpes médianes date de l'Eocène moyen.

L'épaisseur de cette unité est difficile à mesurer étant donné sa position tectonique (cœur des synclinaux), il est cependant possible d'en estimer une épaisseur minimale de 7 à 8 mètres.

2.3. Interprétations et conclusions

La colonne stratigraphique des Cornettes de Bise a été subdivisée en onze formations comprises entre le Trias supérieur et l'Eocène (cf. fig. 2). Sur les 180 millions d'années (Ma) écoulées entre le Trias supérieur et l'Eocène, près de 100 Ma correspondent à des épisodes de non-dépôt ou d'érosion.

L'histoire de la sédimentation dans le secteur des Cornettes de Bise peut être présentée de la façon suivante:

La base de la série stratigraphique est constituée par des dolomies (formation des Dolomies Blondes) associées aux cornieules caractéristiques du plan de décollement de la nappe. Ces dolomies témoignent d'une sédimentation homogène en milieu marin peu profond (1 à 30 m) sur une large plate-forme en lente subsidence (BAUD et SEPTFONTAINE 1980, BAUD 1987). Les foraminifères benthiques trouvés dans les dolomies ainsi que dans les calcaires de la base des Couches de Plan Falcon semblent n'avoir jamais été décrits ailleurs dans les Préalpes. Leur occurrence permet d'une part de confirmer l'âge Norien à Rhétien de ces deux formations, et d'autre part d'apporter de nouveaux renseignements d'ordre paléogéographique (MARTINI et GIROD, in prep).

La transition à des dépôts de marnes, puis de grès (Rhétien à Hettangien inférieur) témoigne d'une augmentation du détritisme. Le passage continu aux calcaires micritiques des Couches du Bois de Luan (Hettangien) indique un léger approfondissement des milieux de dépôt. Selon SEPTFONTAINE (1995), l'épaississement vers le nord de cette formation est dû à l'activité d'une faille normale (paléofaille du Mt Gardy-Grammont). Le niveau de brèche synsédimentaire en filon néptunien observé au sommet de cette formation pourrait être lié à l'activité d'une petite faille (quelques dizaines de mètres) du même type que les failles décrites par METTRAUX et MOSAR (1989).

Les calcaires spongolithiques et marnes de la formation des Couches de Heiti (Sinémurien-Pliensbachien) caractérisent un milieu de plateforme externe. Les foraminifères benthiques identifiés au sommet de cette formation indiquent, selon M. Septfontaine (comm. pers.), une profondeur de sédimentation comprise entre 100 et 500 m. La forte épaisseur de cette formation dans la partie septentrionale par rapport à la partie méridionale (cf. fig. 3) implique à nouveau un taux de sédimentation différentiel associé à l'activité de la faille normale du Mt Gardy-Grammont située au nord du terrain étudié. La première lacune de cette colonne stratigraphique sépare les Couches de Heiti de la

Formation des Couches à Mytilus (Dogger) sur le versant sud des Cornettes de Bise, puis les Couches de Heiti de l'unité des Calcaires massifs (Malm) sur le versant nord (cf. fig. 3).

La Formation des Couches à Mytilus, formée par des dépôts de lagon, contient à sa base un conglomérat à éléments siliceux spongelithiques de nature identique à ceux contenus dans la formation des Couches de Heiti, ce qui témoigne de l'érosion partielle de cette dernière formation. D'après SEPTFONTAINE (1995), un mouvement compressif a affecté la bordure du bassin de sédimentation des Préalpes à partir du Toarcien. Ce mouvement aurait provoqué l'érosion partielle des Couches de Heiti au sud suite à leur émergence, ainsi que la transgression de la Formation des Couches à Mytilus vers le nord. Ces dernières se sont ensuite partiellement érodées dans la partie méridionale, et complètement dans la partie septentrionale, où les Calcaires massifs reposent directement sur les Couches de Heiti de manière discordante. Selon SEPTFONTAINE (1995), ces périodes d'érosion sont dues à des mouvements transpressifs affectant la bordure externe du domaine Briançonnais.

La transgression au Malm des Calcaires massifs correspond à un épisode de sédimentation en plateforme ouverte (tranche d'eau de 50 à 200 m). Les concrétions siliceuses observées à certains endroits du sommet des Calcaires massifs pourraient correspondre à des reliques de calcaire siliceux du Néocomien (M. Caron, comm. pers.). La Formation de l'Intyamon (Albien-Turonien) n'a été observée que localement sur une très faible épaisseur. Les dépôts du Groupe des Couches Rouges (Crétacé-Paléogène) reposent généralement directement sur les Calcaires massifs du Malm, ce qui implique une lacune de près de 45 Ma entre les deux unités. Les dépôts du Groupe des Couches Rouges représentent une succession sporadique d'épisodes de sédimentation condensée (présence de niveaux minéralisés) dans un bassin sous-alimenté (GUILLAUME 1986). Le passage continu entre les calcaires à radiolaires et les argilites siliceuses peut être interprété comme un approfondissement des milieux de dépôts jusqu'à une profondeur avoisinant celle de la CCD. Les argilites et grès fins du flysch des Préalpes médianes sont typiques de dépôts de turbidites distales en milieu marin profond (deep sea fan).

Une étude de la subsidence ainsi que les implications géodynamiques sont discutés dans les travaux de GIROD (1995), BOREL (1995), MOSAR *et al.* (1996, in press).

3. TECTONIQUE

3.1. Les plis

Les structures observées dans la région des Cornettes de Bise ont déjà été décrites par BADOUX (1962). Quelques précisions, dont notamment le caractère chevauchant de certains plis, sont illustrées dans la figure 3. Elles consistent en une succession d'anticlinaux et de synclinaux déversés vers le nord, dont les axes de plis subhorizontaux ont une orientation E-W au nord des Cornettes de Bise, puis ENE-WSW à partir du sud. Les plis de premier ordre sont du sud vers le nord: l'anticlinal de Verne, le synclinal des Cornettes de Bise, l'anticlinal de Bise et le synclinal de Tanay.

L'anticlinal de Verne est un pli-faille, la base de la série sédimentaire est incomplète dans le flanc renversé: les Couches de Plan Falcon et du Col de Tompey manquent (voir secteur a de la figure 3).

Le synclinal des Cornettes de Bise est un pli couché et faillé. Le cœur de la structure est caractérisé par un dédoublement des séries d'âge Crétacé à Tertiaire (voir secteur b de la figure 3). Ce dédoublement s'observe au Col de Chaudin ainsi que sur le flanc ouest des Cornettes de Bise. Les lambeaux appartenant au flanc normal ont vraisemblablement été mobilisés lors du chevauchement du flanc inverse sur le flanc normal de ce synclinal.

L'anticlinal de Bise est un pli déjeté à l'intérieur duquel on observe un fort épaissement des unités du Lias du sud vers le nord.

Le synclinal de Tanay est un pli dont le cœur est faillé. Un contact tectonique sépare les Calcaires massifs des calcaires marneux du Tertiaire (Formation des Cheneaux Rouges), les dépôts du Crétacé manquant dans le flanc nord (voir secteur c de la figure 3).

3.2. Les failles

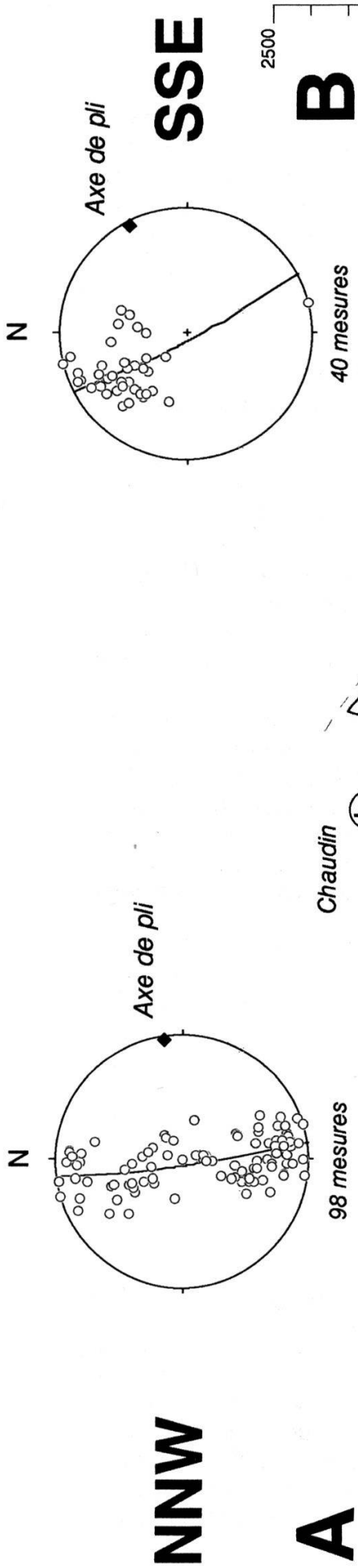
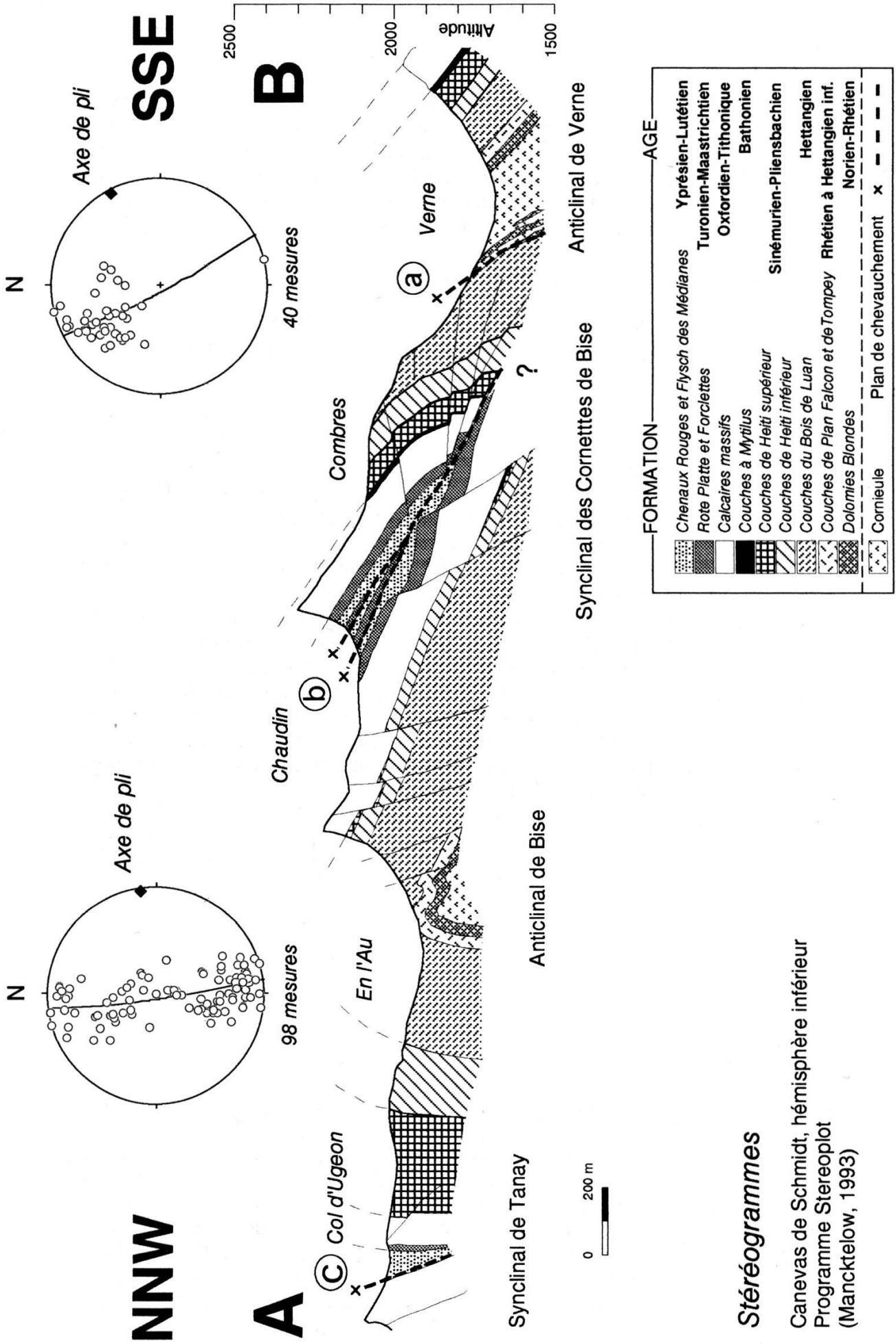
De nombreuses failles affectent ce terrain. La plus grande partie d'entre-elles appartiennent à un système de failles conjuguées. L'orientation des failles dextres est de 50° par rapport au N, et les failles senestres, 130° par rapport au N. Leur rejet horizontal varie de quelques mètres à une centaine de mètres. Une famille de failles normales et inverses dont la direction est parallèle aux structures est bien visible sur le flanc ouest des Cornettes de Bise. Le rejet de ces failles peut atteindre 100 m. Le flanc inverse du synclinal des Cornettes de Bise est aussi recoupé par des failles. Ces dernières pourraient constituer un système conjugué aux failles normales et inverses recoupant le flanc normal. Quelques failles normales perpendiculaires aux structures recoupent le massif. Leur rejet vertical varie de quelques mètres à une cinquantaine de mètres. Les plans de chevauchement recoupant le cœur des synclinaux se marquent sur le terrain par une forte tectonisation des Couches Rouges (zones décolorées, stries, veines de calcite, etc.).

4. ETUDE DES MINÉRAUX ARGILEUX

4.1. Introduction

L'étude de la paragenèse des minéraux argileux (fraction granulométrique $< 2 \mu$) permet de caractériser les paléoconditions thermiques d'enfouissement. Vingt échantillons caractéristiques des différentes formations ont été récoltés puis analysés par diffractométrie des rayons-X. La préparation des échantillons (décarbonatation par HCl 2M, séparation des différentes fractions granulométriques, sédimentation sur plaquettes de verre, glycolage, chauffage) a été faite selon les méthodes décrites par HOLTZAPFFEL (1985) et MOORE and REYNOLDS (1989).

Les diffractogrammes de cinq échantillons dont la paragenèse argileuse est représentative des différentes formations ont été confrontés à des spectres théoriques calculés sur la base d'un modèle structural (programme NEWMOD 1.0, REYNOLDS 1985). Lorsque le diffractogramme de chaque phase a été correctement simulé (nombreux paramètres à ajuster), les courbes sont additionnées les unes aux autres afin d'obtenir un spectre théorique mixte qui est ajusté au spectre expérimental. Cette méthode permet de caractériser les minéraux



FORMATION	AGE
Chenaux Rouges et Flysch des Médiannes	Yprésien-Lutétien
Rote Platte et Forclettes	Turonien-Maastrichtien
Calcaires massifs	Oxfordien-Tithonique
Couches à Mytilus	Bathonien
Couches de Heiti supérieur	Sinémurien-Pliensbachien
Couches de Heiti inférieur	Hettangien
Couches du Bois de Luan	Hettangien inf.
Couches de Plan Falcon et de Tompey	Rhétien à Hettangien inf.
Dolomies Blondes	Norien-Rhétien
Cornieule	Plan de chevauchement

Séréogrammes

Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur
 Programme Stereoplot
 (Mancktelow, 1993)



Figure 3.—Coupe à travers le massif des Cornettes de Bise et stéréogrammes des plans de stratification des anticlinaux.

argileux (e.g. pourcentage d'illite dans l'interstratifié illite-smectite (I/S), mode d'empilement des feuillets, etc.), ainsi que l'estimation de leurs proportions.

De nombreux auteurs ont montré que dans le cadre de l'étude de la maturation des sédiments, les interstratifiés illite/smectite sont de bons indicateurs thermiques des conditions d'enfouissement diagénétique (KÜBLER 1984, MOORE and REYNOLDS 1989, LANSON 1992, POLLASTRO 1993).

4.2. Présentation des résultats et interprétation

Les minéraux argileux identifiés dans les différentes formations sont les suivants: minéraux argileux interstratifiés illite-smectite (M.A.I. I/S), chlorite, corrensite et kaolinite. La répartition ainsi que les proportions relatives de ces minéraux le long du profil stratigraphique sont représentées dans la figure 2. Les cornieules de la base de la colonne stratigraphique n'ont pas été analysées. Notons que la corrensite n'est présente que dans les dolomies du Trias, du fait du contrôle lithologique.

Deux groupes de M.A.I. ont pu être mis en évidence. Un groupe de M.A.I. I/S contenant 95 à 99% d'illite interstratifiée de manière aléatoire avec la smectite. Ce groupe, noté I(95-99)/S, est présent dans toutes les formations indépendamment de la nature de la roche. Selon KÜBLER (1984), il peut être interprété comme étant issu de la dégradation d'un mica détritique.

Dans les niveaux riches en argiles, les M.A.I. I(95-99)/S sont associés à des M.A.I. contenant 85 à 90% d'illite interstratifiée de manière ordonnée à la smectite (ils sont notés I(85-90)/S). Les M.A.I. I(85-90)/S sont interprétés comme étant néoformés (POLLASTRO 1985, EBERL 1993), d'après JABOYEDOFF and THÉLIN (in press), ils indiquent une température d'enfouissement de l'ordre de 120 à 150°C. Leur présence dans les roches riches en argiles de chaque formation (cf. fig. 2) indique que les conditions thermiques peuvent être globalement considérées comme homogènes.

Une température de 120-150°C témoigne d'un enfouissement d'environ 5 km si l'on prend en considération un gradient thermique compris entre 25 et 30°C/km. L'épaisseur de la colonne stratigraphique étant inférieure à un kilomètre, la seule accumulation des sédiments ne peut expliquer un tel enfouissement. Il est cependant fort probable que la surcharge des nappes supérieures des Préalpes, lors de leur mise en place sur la Nappe des Préalpes médianes, ait accentué la diagenèse jusqu'aux conditions thermiques décrites précédemment.

5. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Onze formations comprenant des roches d'âge Trias supérieur à Eocène ont été identifiées dans la colonne stratigraphique lacunaire des Cornettes de Bise. Sur les 180 Ma écoulées entre la sédimentation de la première et de la dernière formation, 100 Ma correspondent à des périodes de non-dépôt ou d'érosion. Les dépôts du Trias supérieur au Pliensbachien semblent continus. Les fortes variations d'épaisseur des formations du Lias, vraisemblablement dues à la paléofaïlle normale du Mt Gardy-Grammont (SEPTFONTAINE 1995), témoignent d'un régime distensif. La brèche synsédimentaire observée dans les Couches du Bois de Luan (Hettangien) pourrait être associée à cette disten-

sion. Les importantes lacunes à partir du Toarcien jusqu'à l'Oxfordien caractériseraient un régime compressif (SEPTFONTAINE 1995). Les discordances angulaires entre la formation des Calcaires massifs et les niveaux sous-jacents du Lias ou du Dogger marquent la transgression au Malm (Oxfordien) de la formation des Calcaires massifs. Le dépôt des Couches Rouges (Crétacé-Paléogène) sépare les calcaires du Malm par une lacune de près de 45 Ma. Ces dépôts caractérisent une sédimentation sporadique dans un bassin sous-alimenté, dont l'approfondissement pourrait se marquer au Paléogène par la transition, observée sur le terrain étudié, entre les marnes de la Formation des Chenâux Rouges (Eocène inférieur) et les argilites du flysch des Préalpes médianes (Eocène moyen). La distinction des formations du Groupe des Couches Rouges ainsi que du flysch des Préalpes médianes a permis de mettre en évidence des dédoublements tectoniques de série liés à des plans de chevauchement recoupant le cœur du synclinal des Cornettes de Bise.

Les paragenèses argileuses des différentes formations sont caractéristiques de la diagenèse. Les M.A.I. du groupe I(85-90)/S, considérés comme géothermomètres, indiquent une paléotempérature comprise entre 120 et 150°C, ce qui implique un enfouissement de l'ordre de 5 kilomètres pour un gradient géothermique de 25 à 30°C/km. Un tel enfouissement est interprété comme étant dû à la surcharge faisant suite à la mise en place des nappes des Préalpes supérieures sur les Préalpes médianes.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier sincèrement Ph. Thélin, G. Stampfli et M. Septfontaine pour m'avoir guidé durant cette étude. L'étroite collaboration à l'Université ou sur le terrain avec J. Mosar, G. Borel, R. Hable et M. Jaboyedoff m'a été très précieuse. Je remercie aussi L. Dufresne pour son soutien et ses conseils pratiques. Merci à R. Martini, M. Caron, J. Remane ainsi qu'à R. Wernli qui ont identifié certains microfossiles. J.-L. Epard a attentivement relu mon manuscrit, je l'en remercie.

BIBLIOGRAPHIE

- BADOUX H., 1962. Géologie des Préalpes valaisannes (Rive gauche du Rhône). *Matér. Carte géol. Suisse. N.S. 113.*
- BADOUX H., CHESSEX R., JEANNET A., LUGEON M. et RIVIER F., 1960. Feuille 37 Monthey de l'Atlas géol. Suisse 1:25'000, avec notice. *Comm. géol. suisse.*
- BADOUX H. et MERCANTON Ch.-H., 1962. Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais. *Eclogae geol. Helv. 55/1: 135-188.*
- BAUD A., 1987. Stratigraphie et sédimentologie des calcaires de Saint-Triphon (Trias, Préalpes, Suisse et France). *Mémoires Géol. (Lausanne) 1. 322 p.*
- BAUD A. et SEPTFONTAINE M., 1980. Présentation d'un profil palinospastique de la nappe des Préalpes médianes en Suisse occidentale. *Eclogae geol. Helv. 73/2: 651-660.*
- BOREL G., 1995. Préalpes médianes plastiques: courbes de subsidence et implications géodynamiques. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 83.4: 293-315.*
- CHAMOT G., 1961. La Nappe des Préalpes médianes entre les Cornettes de Bise et le col du Corbier (Chablais français). *Bull. Lab. Géol. etc. Mus. géol. Univ. Lausanne 131.*
- CHERCHI A. et SCHROEDER R., 1979. *Koskinobullina* n. gen. Microorganisme en colonie incertae sedis (Algues ?) du Jurassique-Crétacé de la région méditerranéenne. Note préliminaire. *Bull. Centres de Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine 3/2: 519-523.*

- DUNHAM R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In HAW W.E., (ed.), Classification of carbonate rocks. *Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol. 1*: 108-121.
- EBERL D.D., 1993. Three zones for illite formation during burial diagenesis and metamorphism. *Clays and Clay Miner. 41*: 26-37
- ELLENBERGER F., 1952. Sur l'extension des faciès Briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides. *Eclogae geol. Helv. 45/2*: 285-286.
- ESCHER A., MASSON H. et STECK A., 1993. Nappe geometry in the Western Swiss Alps. *J. struct. geol. 15*: 501-509.
- FOLK R.L., 1962. Spectral subdivision of limestone types. In HAW W.E., (ed.), Classification of carbonate rocks. *Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol. 1*: 62-84.
- GIROD F., 1995. Géologie et minéralogie dans la région des Cornettes de Bise. Diplôme Univ. Lausanne, inédit. 178 p.
- GUILLAUME M., 1986. Révision stratigraphique des Couches Rouges de la nappe des Préalpes médianes romandes. Thèse Fac. Sc. Univ. Fribourg. N° 910. 152 p.
- HEINZ R.A., 1985. Mikrofazielle Untersuchungen des Massivkalks (Malm) der Préalpes Médianes im Querschnitt Moléson Ruebli/Gummfluh. Thèse Fac. Sc. Univ. Berne. 190 p.
- HOLTZAPFFEL Th., 1985. Les Minéraux Argileux: Préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Publ. Soc. géol. du Nord 12*. 136 p.
- HOTTINGER L., 1967. Foraminifères imperforés du Mésozoïque marocain. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc 209*. 168 p.
- JABOYEDOFF M. and THÉLIN Ph., in press. New data on low metamorphism in the Briançonnais domain of the Préalpes, Western Switzerland. *Europ. J. Miner.*
- JEANNET A., 1912-1913. Monographie géologique des Tours d'Aï. 1. Stratigraphie de la nappe rhétique, du Trias et du Lias des Préalpes médianes et de la zone interne. 1^{ère} partie. *Mat. Carte géol. Suisse N.S. 32/1*. 466 p.
- KRISTAN-TOLLMANN E., 1964. Das mittelostalpine Rhät-Standardprofil aus dem Stangalm-Mesozoikum (Kärnten). *Mitt. Geol. Ges. Wien 56/2*: 539-589.
- KÜBLER B., 1984. Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagenèse. Température et calorimétrie. In LAGACHE M. (éd.) Thermométrie et barométrie géologiques. Soc. franç. Minéral., Cristallogr., Paris, vol. 2: 486-596.
- LANSON B.V., 1992. Decomposition of X-ray diffraction patterns: a convenient way to describe complex I/S diagenetic evolution. *Clays and Clay Miner. 40*: 629-643.
- MANCKTELOW N., 1993. Stereoplot. Programme d'analyse et représentation stéréographique pour ordinateur Apple. ETH, Zürich. Inédit.
- MARTINI R. et GIROD F., in prep. Découverte des foraminifères benthiques *Agathammina austroalpina* et *Hoyenella inconstans* dans le domaine Briançonnais s.l. (Préalpes médianes plastiques du Chablais).
- MASSON H., 1976. Un siècle de géologie des Préalpes: de la découverte des nappes à la recherche de leur dynamique. *Eclogae geol. Helv. 69/2*: 527-575.
- METTRAUX M., 1989. Sédimentologie, paléotectonique et paléoocéanographie des Préalpes médianes (Suisse romande) du Rhétien au Toarcien. Thèse Fac. Sc. Univ. Fribourg n° 947. 135 p.
- METTRAUX M. et MOSAR J., 1989. Tectonique alpine et paléotectonique liasique dans les Préalpes Médianes en rive gauche du Rhône. *Eclogae geol. Helv. 82/2*: 517-540.
- MICHALIK J., JENDREJKOVA O. and BORZA K. 1979. Some new foraminifera species of the Fatra-Formation (Uppermost Triassic) in the West Carpathians. *Geologia Carpathica 30/1*: 61-91.
- MOORE D.M. and REYNOLDS R.C., 1989. X-Ray Diffraction and Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press, Inc., New York. 327 p.
- MOSAR J., 1988. Métamorphisme transporté dans les Préalpes. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 68/1*: 77-94.

- MOSAR J., STAMPFLI G. et GIROD F., 1996, in press. Western Préalpes Médiannes Romandes: timing and structure. A Review. *Eclogae geol. Helv.* 89.
- ODIN S.G. et ODIN C. 1990. Echelle numérique des temps géologiques. *Géochronique* 35: 12-21.
- PETERHANS E., 1926. Etude du Lias et des géanticlinaux des Préalpes médianes entre la vallée du Rhône et le lac d'Annecy. *Mém. Soc. helv. Sc. nat.* 69: 191-344.
- POLLASTRO R.M., 1985. Mineralogical and morphological evidence for the formation of illite at the expense of illite-smectite. *Clays and Clay Miner.* 41: 265-274.
- POLLASTRO R.M., 1993. Considerations and applications of the illite-smectite geothermobarometer in hydrocarbon-bearing rocks of Miocene to Mississippian age. *Clays and Clay Miner.* 41: 119-133.
- PYTHON DUPASQUIER C., 1990. La Formation de l'Intyamon (Crétacé moyen) des Préalpes médianes romandes. Thèse Fac. Sc. Univ. Fribourg n° 978. 196 p.
- REYNOLDS R.C., 1985. NEWMOD ©, a Computer Program for the Calculation of the One-Dimensional X-Ray Diffraction Patterns of Mixed-Layered Clays. R.C. Reynolds, Jr., & Brook Dr., Hanover, New Hampshire.
- SARTONI S. et CRESCENTI U., 1962. Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale. *Giorn. Geol. ser. 2a*, 29: 159-302.
- SARTORI M., 1990. L'unité du Barrhorn (Zone pennique, Valais, Suisse). *Mém. Géol. (Lausanne)* 6. 156 p.
- SARTORI M. et MARTHALER, M., 1994. Exemples de relations socle-couverture dans les nappes penniques du Val d'Hérens. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74: 503-509.
- SCHARDT H., 1907. Les vues modernes sur la tectonique et l'origine de la chaîne des Alpes. *Arch. Sc. phys. nat. (Genève)* 4/23: 356-385 et 483-496.
- SEPTFONTAINE M., 1983. Le Dogger des Préalpes médianes suisses et françaises. *Mém. Soc. helv. Sc. nat.* 97: 1-121.
- SEPTFONTAINE M., 1995, in press. Large-scale progressive unconformities in jurassic strata of the Prealps S of lake Geneva: interpretation as synsedimentary inversion structures; paleotectonic implications. *Eclogae geol. Helv.* 88.
- STAMPFLI G.M., 1993. Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes? *Eclogae geol. Helv.* 86/1: 1-45.

Manuscrit reçu le 16 octobre 1995

© Société vaudoise des Sciences naturelles, CH-1005 Lausanne.
Droits de reproduction réservés.

Rédaction:

Pierre Gex, Institut de Géophysique. bâtiment du collège propédeutique, CH-1015 Lausanne

Composition: Société vaudoise des Sciences naturelles, 1005 Lausanne.

Imprimerie: IRL S.A CH-1020 Renens-Lausanne.