

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL
INSTITUT DE GÉOLOGIE

**STRUCTURES
DEFORMATION ET
METAMORPHISME
DANS LES PRÉALPES ROMANDES
(SUISSE)**

Thèse de Doctorat ès Sciences
présentée à la Faculté des Sciences
de la Terre
de l'Université de Neuchâtel

par

JON MOSAR

Février 1988

Jury de thèse:

J.P. Schaer	Président
B. Kübler	Examineur
A.O. Pfiffner	Examineur
R. Plancherel	Examineur

**Ce dossier de quatre tirés à part,
publiés entre 1988 et 1991, constitue
une forme réduite de la thèse
présentée à l'Institut de Géologie de
l'Université de Neuchâtel pour
l'obtention du grade de Docteur ès
Sciences.**

IMPRIMATUR POUR LA THÈSE

Structures, déformation et métamorphisme
dans les Préalpes romandes

de Monsieur Jon Mosar

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL

FACULTÉ DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel
sur le rapport des membres du jury,

Messieurs J.-P. Schaer, B. Kübler, A. Pfiffner
(Berne) et R. Plancherel (Fribourg)

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 24 avril 1992

Le doyen :



A. Robert

LISTE DES PUBLICATIONS ET LIEU DE PARUTION

Métamorphisme transporté dans les Préalpes

JON MOSAR

Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 68, 77-94, 1988

Tectonique alpine et paléotectonique liasique dans les Préalpes Médiannes
en rive droite du Rhône

MONIQUE METTRAUX et JON MOSAR

Eclogae geol. Helv. 82, 512-540, 1989

Déformation interne dans les Préalpes médianes (Suisse)

JON MOSAR

Eclogae geol. Helv. 765-793, 1989

Géologie structurale dans les Préalpes médianes (Suisse)

JON MOSAR

Eclogae geol. Helv. 84, 689-725, 1991

TITRE DE LA THÈSE ET LIEU DE DÉPÔT

Structures, déformation et métamorphisme dans les Préalpes Romandes (Suisse)

JON MOSAR

Université de Neuchâtel, Institut de Géologie

11 rue E. Argand, CH - 2007 Neuchâtel, non publiée, 122 pp, 1988

Résumé général

Résumé: Les Préalpes sont constituées par plusieurs nappes dont la plus importante, la nappe des Préalpes médianes, fait l'objet de ce travail. L'ensemble de ces unités forme des Klippes totalement allochtones. Classiquement la nappe principale, d'origine pennique, est subdivisée en *Préalpes médianes plastiques* de position frontale et en *Préalpes médianes rigides* situées à l'arrière de la nappe. La partie frontale (septentrionale) est formée par une succession de grands plis orientés E-W à SSW-NNE, avec des anticlinaux faillés chevauchants. Ces plis, d'extension latérale limitée, se relayent au niveau de structures en échelons. L'arrière de la nappe est formée par une, voire deux ou même trois écailles tectoniques imbriquées, inclinées vers le N/NW. Le métamorphisme (étudié par la cristallinité de l'illite) et la déformation interne (quantifiée grâce à l'observation de pellets et de macles de la calcite) de la roche sont associés et vont en augmentant depuis le front de la nappe (diagenèse; mécanismes de déformations transgranulaires) vers l'arrière de la nappe (épizone; mécanismes de déformations intragranulaires). Dans la chaîne, d'Est en Ouest, on remarque un changement de l'orientation des structures (plis, chevauchements) d'une direction ENE-WSW dans la partie orientale à NNE-SSW, voire N-S dans la partie occidentale des Préalpes médianes.

L'étude et la distribution de facies associés à des failles normales synsédimentaires, révèle l'importance de deux directions prédominantes: l'une NNE-SSW l'autre E-W.

Le métamorphisme (transporté), la déformation, l'âge des sédiments et la chronologie relative nous ont permis de proposer un modèle de l'évolution temporelle et cinématique des Préalpes médianes, dans lequel la déformation (interne et à grande échelle) se fait de manière diachrone de l'arrière de la nappe (Sud) vers l'avant (Nord). Cette structuration tectono-métamorphique se fait avant l'arrivée des Préalpes médianes sur le front septentrional de l'Helvétique.

Zusammenfassung: Die Voralpen, in der Schweiz *Préalpes romandes* genannt, bestehen aus mehreren tektonischen Deckeneinheiten. Zusammen bilden diese Decken ein System allochtoner Klippen. Vor allem die Préalpes médianes, penninischer Herkunft und wichtigste dieser Decken, wurden hier genauer untersucht. Sie werden allgemein in *Préalpes médianes plastiques* (der frontale, im NW gelegene Teil der Decke) und *Préalpes médianes rigides* (der rückwärtige, im SE gelegene Teil der Decke) unterteilt. Die Préalpes médianes plastiques bestehen aus einer Abfolge grosser E-W bis NNE-SSW gerichteter Falten. Antiklinalstrukturen sind häufig über Brüche nach Norden hin aufgeschoben. Seitlich sind diese Falten von geringer Ausdehnung (km Bereich), lösen sich jedoch in *en échelon* Art ab. Der rückwärtige Teil der Decke (Préalpes médianes rigides) besteht aus einer, verschiedenenorts aus zwei oder gar drei, nach N/NW hin einfallender Schuppen. Die Metamorphose (gemessen anhand von Illit-Kristallinitäten) und die interne Gesteinsverformung (gemessen an Calcit Verzwilligungen und Pellet Verformung) sind eng miteinander verstrickt. Beider Intensität nimmt vom frontalen Teil der Decke (Diagenese, transgranulare Verformungsmechanismen) zum rückwärtigen Teil hin zu (Epizone, vorwiegend intragranulare Verformungsmechanismen). Parallel zur Ausdehnung der Préalpes

Gebirgskette von Osten nach Westen, beobachtet man eine Veränderung der Streichrichtungen der Grossfalten und der Aufschubflächen. Während jene Streichrichtungen in den östlichen *Préalpes médianes* ENE-WSW sind, sind solche in den westlichen *Préalpes médianes* NNE-SSW bis hin zu N-S.

Untersuchungen an Faziesveränderungen im Zusammenhang mit extensiver synsedimentärer Tektonik haben es ermöglicht zwei bevorzugte paläotektonische Bruchsysteme hervorzuheben: ein NNE-SSW und ein E-W streichendes System. Die Metamorphose - welche transportiert ist -, die Gesteinsverformung, das Alter der Sedimente und die relative Altersabfolge verschiederner tektonischer Elemente haben es möglich gemacht ein neues kinematisches Entstehungsbild der *Préalpes médianes* vorzuschlagen. In diesem Modell geht die tektono-metamorphe Entwicklung diachron von S (rückwärtiger Teil der Decke) nach N hin vor (frontaler Teil der Decke). Die Hauptdeformationphase ist dabei abgeschlossen bevor die *Préalpes médianes* die nördliche Front des Helvetikums erreichen.

Abstract: The investigation area covers the *Préalpes médianes* of pennine origin. They are the most important of several tectonic nappes forming the Prealpine fold and thrust belt in Switzerland and France along the NW edge of the Alps. These klippen are completely allochthonous and are classically subdivided into *Préalpes médianes plastiques*, forming the frontal (NW) part of the nappe and *Préalpes médianes rigides*, forming the trailing (SE) part of the nappe. The *Préalpes médianes plastiques* consist of a succession of large scale folds oriented E-W to SSW-NNE, the anticlines being frequently faulted and overthrust northward. Folds tend to die out laterally and are relayed by other folds, thus forming *en échelon* structures. The trailing part of the nappe (*Préalpes médianes rigides*) is formed by one major, in some places one or two minor, imbricated thrust slices dipping to the N/NW. Metamorphism (determined using illite crystallinity) and internal deformation (determined from pellets and calcite twinning) are closely associated and both grow when going from the frontal to the rear part of the nappe. Diagenesis and transgranular deformation mechanisms prevail in the *Préalpes médianes plastiques*, whereas in the *Préalpes médianes rigides* we have epizonal conditions with intragranular deformation mechanisms becoming more important. From E to W the main differences occur in changes of the orientation of large tectonic features such as folds and thrusts, turning from ENE-WSW directions in the oriental part of the nappe to NNE-SSW and even N-S directions in the occidental part of the nappe.

Studies on facies distribution associated with synsedimentary normal faults reveal the prevalence of two dominant paleofault directions: approximately NNE-SSW and E-W.

Using data from studies on metamorphism - which is a transported feature in the *Préalpes* - deformation, sediment ages and arguments on relative chronology it was possible to propose a model for the kinematic evolution of the *Préalpes médianes*. In this model large and small scale deformation proceeds continuously from S (trailing edge of the nappe) to N (frontal part of the nappe), the main tectono-metamorphic structures being achieved before the *Préalpes médianes* reach the northern border of the Helvetic domain.

Métamorphisme transporté dans les Préalpes

par Jon Mosar¹

Abstract

Metamorphism in the Prealps has been studied using illite crystallinity and the evolution of the argillaceous mineral parageneses. Samples have been taken in the limestones of the Préalpes médianes and the surrounding units in the Chablais Prealps (France), the Préalpes Romandes (W-Switzerland) and the Stanserhorn-Arvisgrat Klippen (Central Switzerland). We found evidence for an increase in the degree of metamorphism from diagenesis in the frontal part of the nappe (Préalpes médianes plastiques) to epizone conditions in the trailing part of the nappe (Préalpes médianes rigides). The increasing degree of metamorphism goes hand in hand with a change in the chemical composition of the white micas which have a tendency to an evolution from an illite type to a muscovite type. Studying the metamorphism of the units underlying the Préalpes médianes shows that the metamorphism of the Préalpes médianes is transported.

Keywords: Prealps, transported metamorphism, illite crystallinity, diagenesis, epizone.

Resumé

Le métamorphisme des Préalpes est étudié par le biais de l'évolution de la paragenèse des minéraux argileux et de la cristallinité de l'illite. L'échantillonnage s'est fait dans les calcaires des Préalpes médianes et des unités encadrantes et ceci dans les Préalpes du Chablais (France), les Préalpes Romandes (Suisse) et les Klippes du Stanserhorn-Arvisgrat (Suisse). Nous avons ainsi pu mettre en évidence une augmentation de l'intensité métamorphique depuis la diagenèse au front de la nappe (Préalpes médianes plastiques), jusqu'à l'épizone à l'arrière de la nappe (Préalpes médianes rigides). Avec le métamorphisme croissant les micas blancs originellement du type illite montrent une tendance à l'évolution vers le type muscovite. L'étude du métamorphisme des unités encadrant les Préalpes médianes permet d'affirmer que le métamorphisme des Préalpes médianes est transporté.

Zusammenfassung

Die Metamorphose der Voralpen wurde mit Hilfe der Illit-Kristallinität und der Veränderung der Tonmineral-Paragenese in Kalkgesteinen studiert. Die Proben stammen aus den Préalpes der Schweiz und Frankreichs (Préalpes du Chablais, Préalpes Romandes) sowie aus den Stanserhorn-Arvisgrat-Klippen der Zentral-Schweiz. Es konnte bewiesen werden, dass die Metamorphose von der Diagenese, in den frontalen Teilen der Decke (Préalpes médianes plastiques) bis in die Epizone, in den rückwärtigen Teilen der Decke (Préalpes médianes rigides) ansteigt. Mit ansteigender Metamorphose zeigen die Hellglimmer vom Illit-Typus eine Tendenz in Richtung Muskovit-Typus. Die Untersuchungen in den unterliegenden Einheiten beweisen, dass die Metamorphose der Préalpes transportiert ist.

¹ Institut de Géologie, Université de Neuchâtel, 11 rue Emile Argand, CH-2000 Neuchâtel, Switzerland.
Adresse actuelle: Princeton University, Dept. of Geophysical & Geological Sciences, Guyot Hall, Princeton,
New Jersey 08544, USA.

1. Introduction

Les Préalpes, en France et en Suisse, forment un ensemble de nappes tectoniques d'origine paléogéographique pennique et austroalpine. Elles sont actuellement situées au Nord des nappes helvétiques et des massifs cristallins externes (fig. 1). Dans cette pile de nappes on peut distinguer trois grands ensembles: A) la nappe Supérieure et la nappe de la Brèche, B) la nappe des Préalpes médianes et C) la nappe du Niesen (CARON, 1972 et 1973; TRÜMPY, 1980) (fig. 2). Les différentes nappes reposent sur les flyschs ultrahelvétiques, les flyschs sub-alpins ou la molasse subalpine.

Les Préalpes médianes, qui font l'objet de cette étude, forment l'ossature de l'ensemble des Préalpes avec leurs épaisses séries calcaires du Trias moyen, Lias et Malm et leurs séries à alternances marno-calcaires du Dogger, Néocomien et Crétacé supérieur-Tertiaire (Cou-

ches Rouges). Classiquement on les subdivise en Préalpes médianes plastiques au Nord, formant la partie frontale de la nappe, et Préalpes médianes rigides au Sud-Sud-Est, formant la partie arrière de la nappe. La chaîne des Gastlosen-Tours d'Aï - située entre le Vanil-Noir et la Gummfluh (fig. 2b) dans la partie Ouest des Préalpes et cachée (non-affleurant) en-dessous du Turnen (fig. 2c) dans les Préalpes orientales - forme une partie intermédiaire entre ces deux ensembles. La géologie structurale des Préalpes médianes plastiques est caractérisée par des grands plis-failles tandis que dans les Préalpes médianes rigides on observe des structures chevauchantes imbriquées (fig. 2). Pour de plus amples détails sur la géologie structurale des Préalpes on se rapportera à BADOUX (1962), BADOUX et MERCANTON (1962), PLANCHEREL (1979) et MOSAR (1988).

Peu d'études ont été faites sur le métamorphisme des Préalpes et surtout des Préalpes mé-

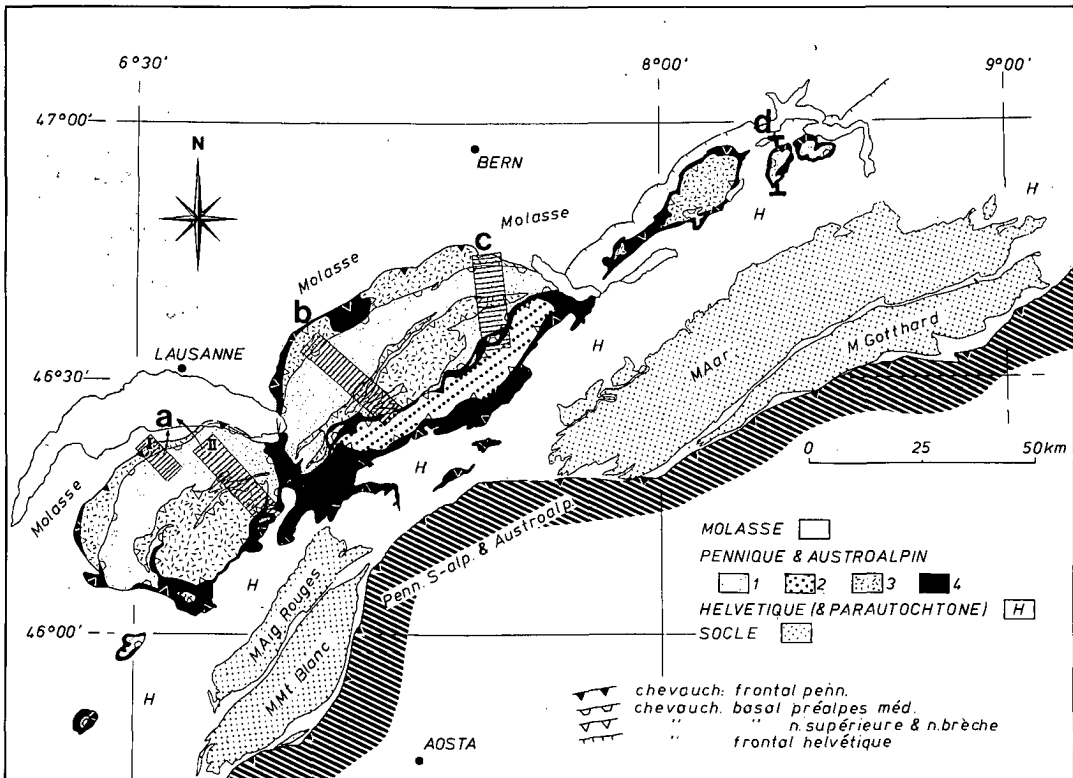
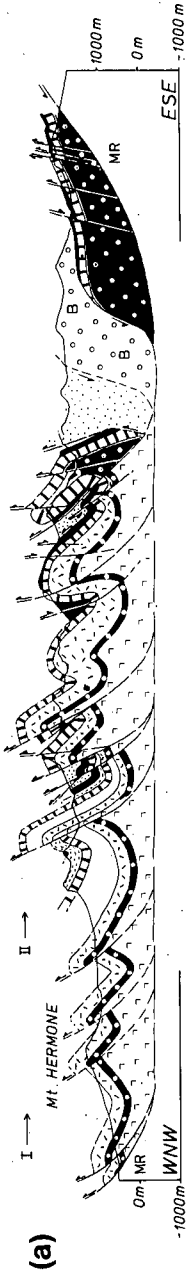


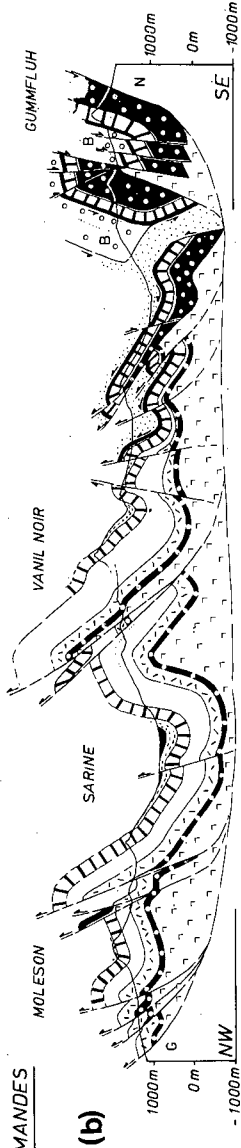
Fig. 1 Schéma structural simplifié. 1: nappe des Préalpes médianes; 2: nappe des flysch du Niesen; 3: nappe Supérieure et nappe de la Brèche; 4: Ultrahelvétique. Les aires désignées par les lettres a (I, II), b, c, et d indiquent les secteurs qui ont permis de construire les coupes de la figure 3.

PREALPES CHABLAISANNES

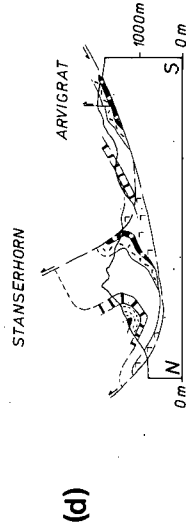
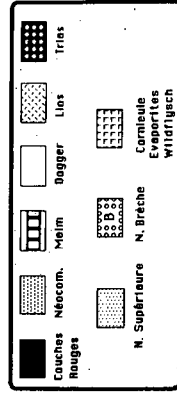
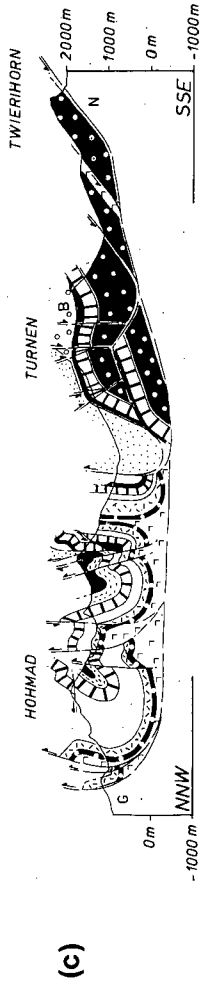
DENT D'OCHE Mt. CHAUFFE Pt. DREVEVEUSE



PREALPES ROMANDES



KLIPPES du STANSERHORN-ARVIGRAT



(d)

0 5 km

Fig. 2 Profils tectoniques synthétiques. Localisation voir fig. 1. MR = Molasse Rouge (Chattien), G = Flyschs de la nappe du Gurnigel, N = Flyschs de la nappe du Niesen. Le chevauchement basal des Préalpes se fait sur des niveaux fortement tectonisés de l'Ultraschelvétique accompagnés des gypses et cornéules des Préalpes. Les coupes sont construites en compilant les données des régions signalées sur la fig. 1.

dianes. Les différents auteurs admettent généralement que les Préalpes ne sont pas ou que très peu métamorphiques, à l'exception de la nappe du Niesen où certaines parties ont atteint l'anchizone. Nous allons, dans ce travail, étudier l'intensité du métamorphisme le long de quatre coupes (plus de 200 échantillons) dans les Préalpes du Chablais, les Préalpes Romandes de l'Ouest, les Préalpes Romandes de l'Est et les Klippes du Stanserhorn-Arvisgrat (fig. 1 et 2).

Des études sur la géologie structurale et la déformation interne des calcaires ont permis de montrer le parallélisme entre le changement du style tectonique, plis et plis-failles dans la partie frontale et structures en rampes et plats dans la partie arrière de la nappe (MOSAR, 1988), et l'augmentation de la déformation interne des calcaires (MOSAR, 1988) dans les Préalpes médianes romandes. Sachant que la déformation dans les Préalpes médianes augmente des zones frontales vers l'arrière (MOSAR, 1988), il a paru intéressant d'examiner si cette évolution était accompagnée d'une augmentation du métamorphisme. Pour analyser celui-ci dans des ensembles qui ont été soumis à des effets thermiques modestes ou faibles, nous avons utilisé l'évolution de la cristallinité de l'illite dans des calcaires du Trias, du Malm et du Crétacé supérieur-Tertiaire (Couches Rouges). Et, afin de situer ces analyses dans un contexte tectonique régional plus étendu, nous étudierons le métamorphisme des unités encadrantes, à savoir la Molasse Rouge, la nappe du Niesen et les nappes dites supérieures.

2. Métamorphisme

Depuis les travaux de KÜBLER (1964, 1967 et 1986) et de DUNOYER (1969 et 1970), entre autres, on sait que la fraction argileuse inférieure à $2\ \mu\text{m}$ d'un sédiment enregistre dans ses paramètres cristallographiques et cristallochimiques l'évolution subie depuis la diagenèse jusqu'au métamorphisme, alors que les fractions plus grandes (p. ex. $2\text{--}16\ \mu\text{m}$) reflètent probablement l'héritage détritique. Avec l'élévation de la température les paragenèses minérales de surface sont peu à peu déstabilisées et remplacées par des minéraux néoformés stables dans les nouvelles conditions. Pour suivre cette évolution, nous avons utilisé l'analyse par diffrac-

tion RX sur des fractions argileuses orientées $< 2\ \mu\text{m}$ et de $2\text{--}16\ \mu\text{m}$ (fig. 3).

2.1 MINÉRALOGIE DES ARGILES (ILLITES-CHLORITES)

Dans les calcaires des Préalpes les fractions argileuses $< 2\ \mu\text{m}$ et de $2\text{--}16\ \mu\text{m}$ sont essentiellement composées d'illites et dans une proportion moindre de chlorites. A cette association s'ajoutent dans les échantillons provenant des régions peu métamorphiques des Préalpes médianes plastiques (diagenèse), des interstratifiés, de la kaolinite et des smectites qui disparaissent avec le métamorphisme croissant au profit de la seule association illite-chlorite. En dehors des minéraux phylliteux, il faut noter la présence, dans de nombreux échantillons, de quartz et de feldspaths (plagioclases).

2.1.1 Illites

Afin de caractériser le type de minéraux et de mettre en évidence des variations régionales, nous avons étudié les intensités des pics de réflexions. REY et KÜBLER (1983) montrent qu'on peut utiliser les intensités du premier, deuxième et cinquième pics de l'illite rapportées à leur somme, afin de représenter les différentes familles de micas sur un diagramme ternaire. Les analyses (fig. 4 et 5) révèlent que dans les échantillons étudiés il s'agit surtout d'illites, aussi bien dans les Couches Rouges, le Malm et Trias des Préalpes médianes que dans les flyschs de la nappe du Niesen et la Molasse Rouge. Font exception uniquement les échantillons de l'Aalénien des nappes Helvétiques (fig. 5f, BURKHARD, données non publiées) où la tendance muscovite est très claire. D'une manière générale on remarque que les fractions de $2\text{--}16\ \mu\text{m}$ sont plus près du domaine des muscovites (fig. 4 et 5), donc des micas sans substitutions de H_2O par K et de Fe par Al, que les fractions fines $< 2\ \mu\text{m}$.

Nous constatons, en passant des régions peu métamorphiques des Préalpes médianes plastiques (diagenèse) (fig. 4a, 4d et 5a) aux régions plus métamorphiques des Préalpes médianes rigides (anchi-, épizone) (fig. 4b, 4c, 4e et 5b), que la substitution de H_2O par K et de Fe par Al devient plus importante caractérisant ainsi une tendance vers les muscovites. Il faut cependant se rappeler que l'étude de ces dia-

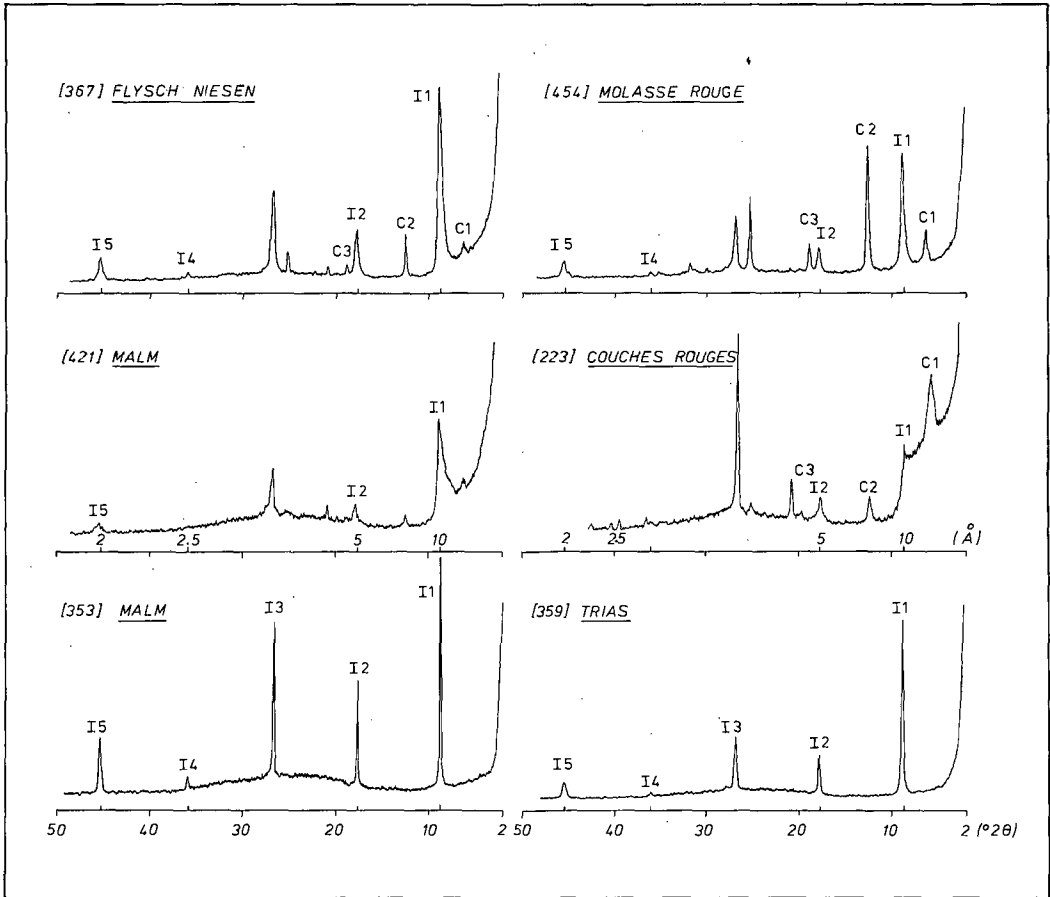


Fig. 3 Exemples de diffractogrammes rayons-X de fractions argileuses $< 2 \mu\text{m}$, orientées et séchées à l'air. [421] MALM: numéro d'échantillon et type de roche. I1, I2, I3 etc. correspond aux différents pics de l'illite, C1, C2 etc. aux pics de la chlorite. Les échelles sont en Angström (\AA) et en degrés 2θ (rayonnement $\text{CuK}\alpha$ filtré Ni, détail voir texte).

grammes ternaires n'équivaut pas à une analyse chimique mais reflète uniquement des tendances.

La valeur du rapport des pics (001)/(002) en tant qu'indicateur du changement du rapport $\text{Fe} + \text{Mg}/\text{Al}$ est très discutable (ESQUEVIN, 1969 et HUNZIKER et al., 1986). Ainsi dans les Préalpes ces rapports restent stables, avec toutefois une légère tendance à des valeurs plus petites si on va des Préalpes médianes plastiques vers les - rigides, c'est-à-dire avec le métamorphisme croissant. Nous avons utilisé dans la suite des diagrammes (001)/(002) en fonction

de l'IA (indice d'aigu IA ou indice de cristallinité IC) uniquement afin de montrer les variations de l'intensité du métamorphisme (chap. 2.2).

2.1.2 Chlorites

L'étude de l'intensité des pics (001) à 14\AA , (002) à 7\AA et (003) à 4.7\AA , sur des pâtes orientées des fractions argileuses $< 2 \mu\text{m}$ et de $2-16 \mu\text{m}$, permet d'évaluer la composition chimique des chlorites en les reportant dans des

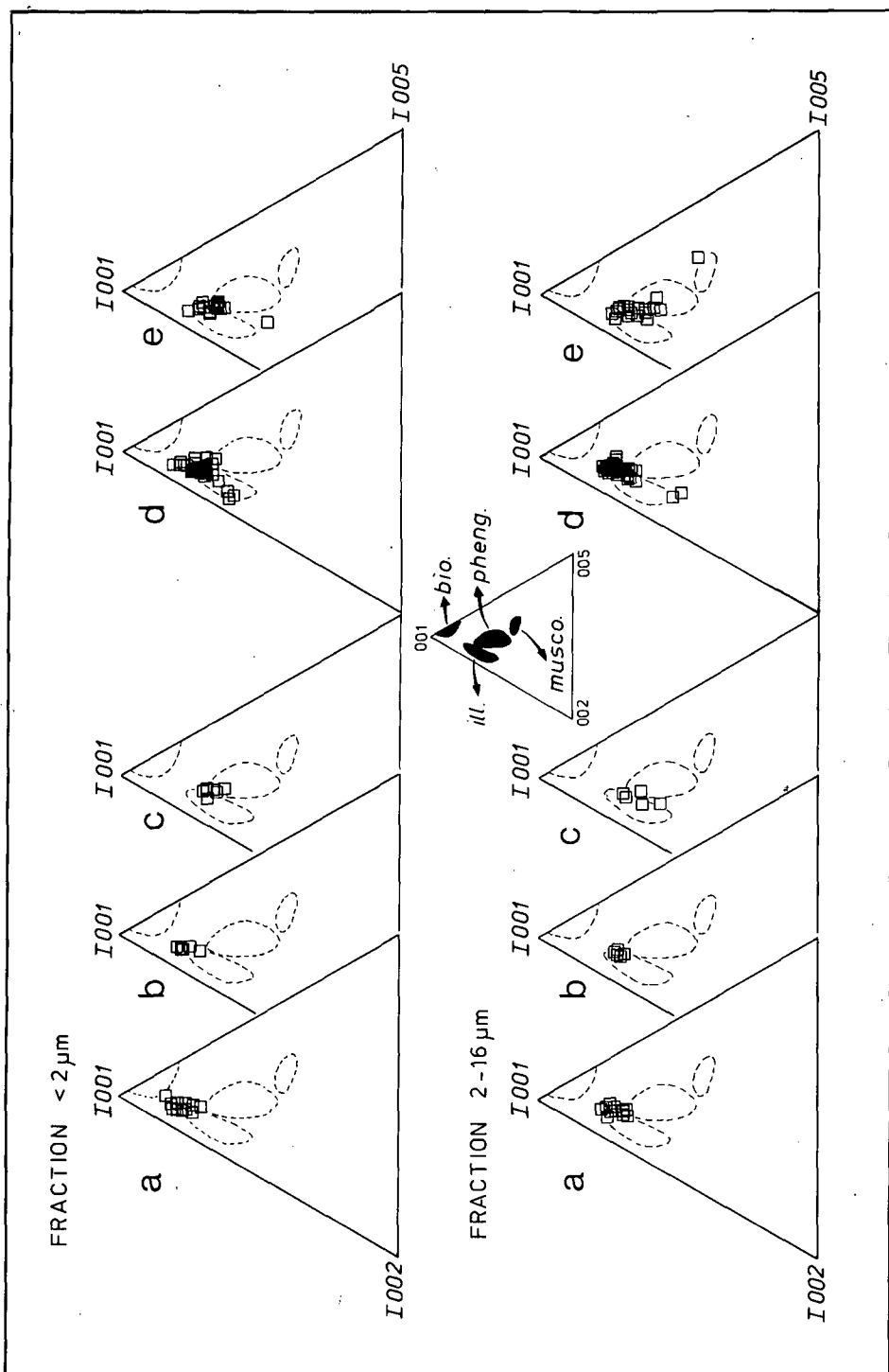


Fig. 4 Diagramme ternaire de REY et KUBLER (1983) pour les micas. Malm des Préalpes médianes. (a) Préalpes médianes plastiques entre Moléson et Vanil Noir (fig. 3b); (b) Préalpes médianes: Laitemaire (fig. 3b); (c) Préalpes médianes rigides entre Rübli et Gummfluh (fig. 3b); (d) Préalpes médianes plastiques et Klippes; (e) Préalpes médianes rigides.

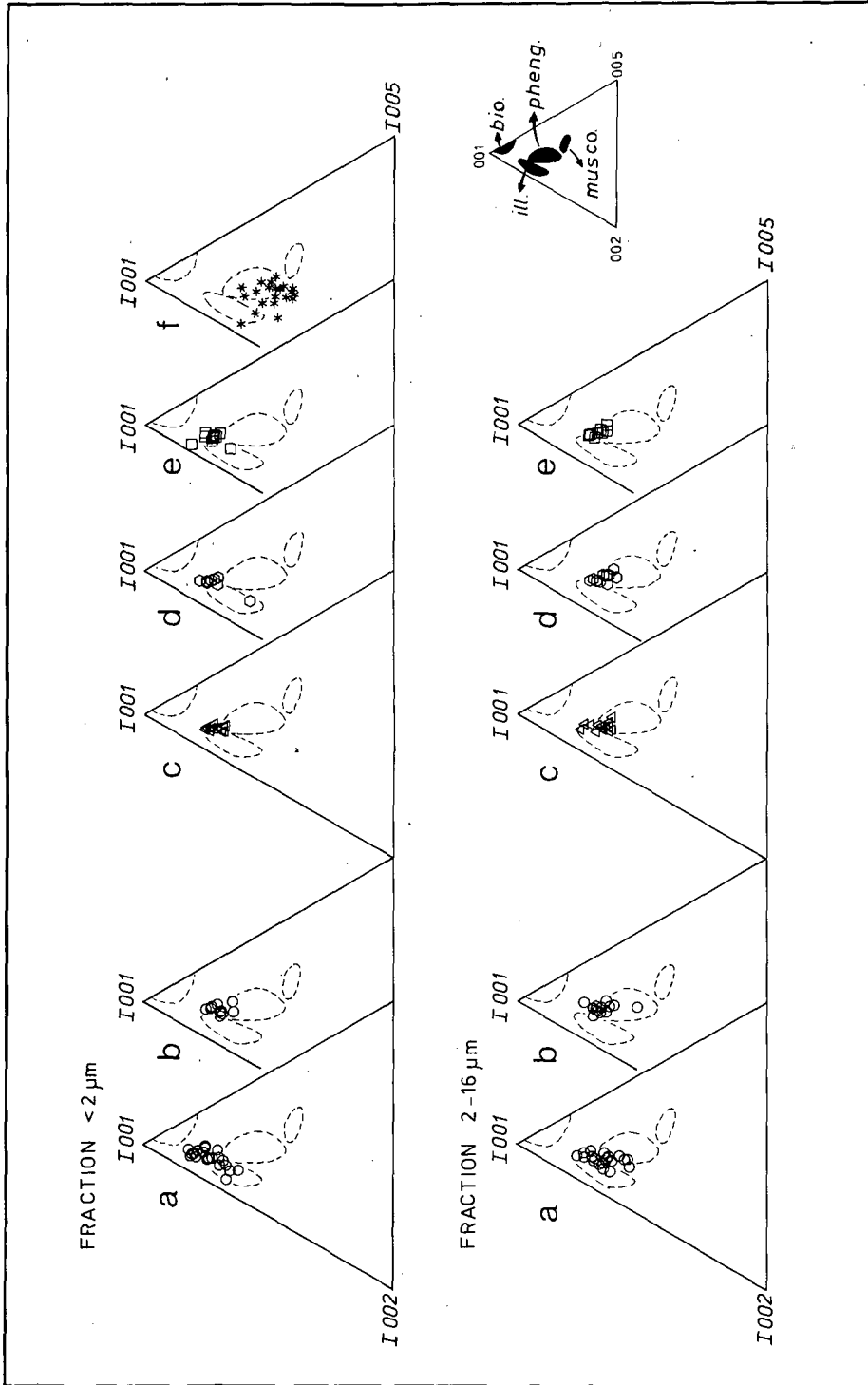


Fig. 5 Diagrammes ternaires REY et KUBLER (1983) pour les micas: (a) Couches Rouges des Préalpes médianes plastiques; (b) Couches Rouges des Préalpes médianes rigides; (c) Trias des Préalpes médianes rigides; (d) Molasse Rouge du Chablais; (e) flysch de la nappe du Niesen; (f) Aalénien des nappes Helvétiques (d'après BURKHARD, inédit.). bio. = biotites, ill. = illites, musco. = muscovites, pheng. = phengites.

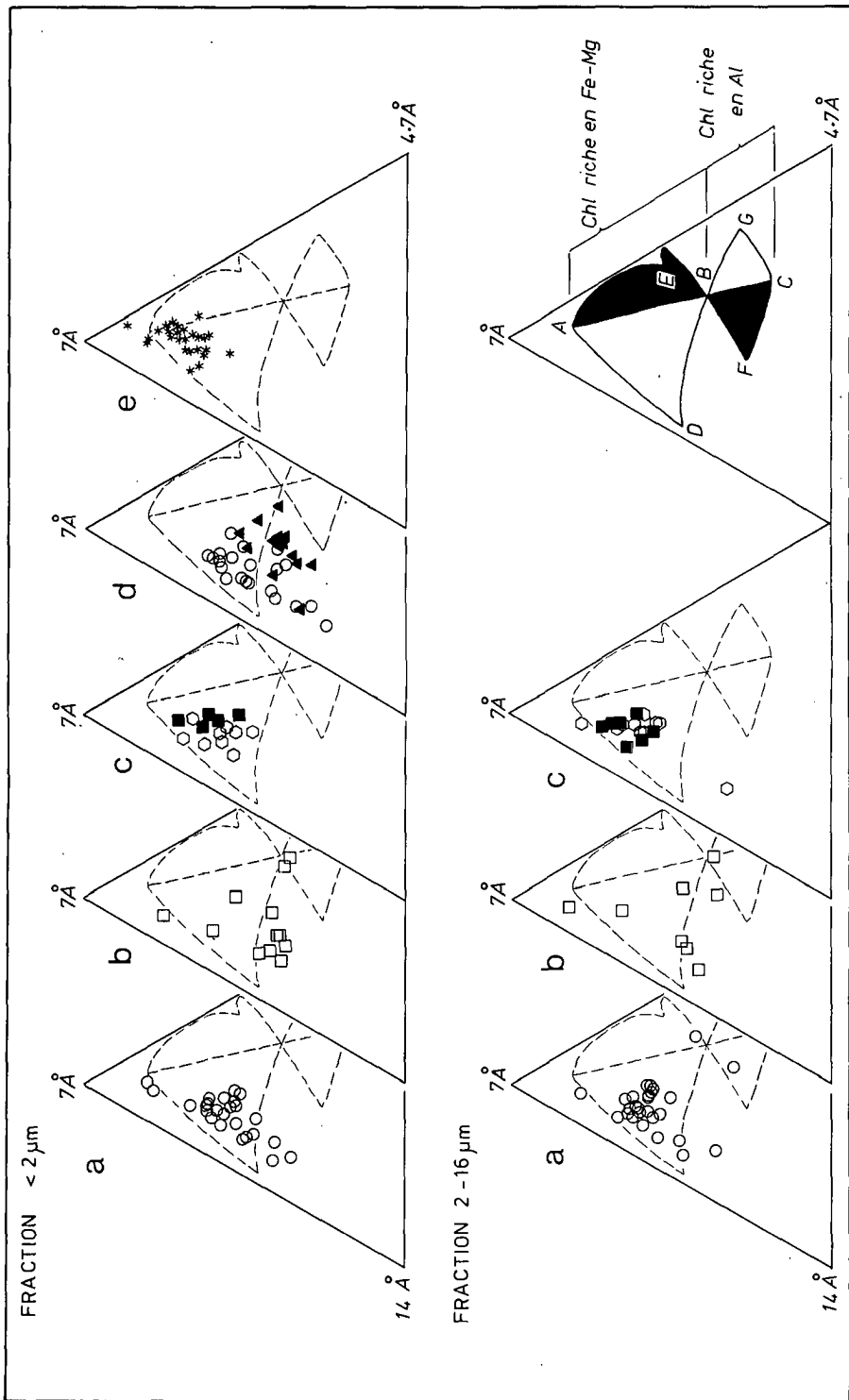


Fig. 6 Diagramme ternaire d'OINUMA (1972) pour les chlorites. On sait que la structure des chlorites dérive de celle du talc combiné à des feuillets hydroxyliés de type brucite avec la possibilité de remplacements par des ions di- et trivalents (GRIM, 1953). Sur le diagramme ternaire la plage ABDE est caractéristique de chlorites riches en Fe-Mg alors que la plage BFCG représente les chlorites riches en Al. Les plages ABD montrent un excès de Fe, les plages BCG un excès de Al dans les couches silicatées, alors que les plages ABE indiquent un excès de Fe, les plages BCF un excès de Al dans les couches hydroxylées. (a) Couches Rouges des Préalpes médianes; (b) Malm des Préalpes médianes; (c) Molasse Rouge du Chablais et flysch de la nappe du Niesen; (d) nappe de la Brèche (d'après SAUDAN, 1986) et Trias des Préalpes médianes rigides (d'après SAUDAN, 1987); Aalénien des nappes Helvétiques (d'après BURKHARD, inédit); (e) diagramme explicatif, détails voir texte.

diagrammes triangulaires (OINUMA et al., 1972) (fig. 6). Il faut cependant noter que le diagramme triangulaire d'OINUMA n'est valable que pour des conditions d'analyse bien particulières et ne semble s'appliquer qu'aux uniques échantillons étudiés par son auteur. Néanmoins en appliquant cette méthode à des analyses de chlorites décrites dans la littérature et dont on connaît la composition chimique et l'intensité des pics de réflexion aux RX (BRINDLEY et BROWN, 1980; BROWN et BAILEY, 1962; CHATTERJEE, 1966; FRENZEL et SCHEMBRA, 1965; LISTER et BAILEY, 1967; SHIROZU, 1958), on peut généraliser l'interprétation que donne OINUMA (1972) en admettant que le pôle à 14 Å représente la tendance Mg, le pôle à 7 Å la tendance Fe et le pôle à 4.7 Å la tendance Al.

Les échantillons étudiés dans les Préalpes (fig. 6) montrent, et ceci dans toutes les lithologies et apparemment indépendamment de toute évolution métamorphique, des chlorites trioctaédriques riches en Fe-Mg avec un excès de Fe dans les couches silicatées. Dans différents niveaux de la nappe de la Brèche (fig. 6d, SAUDAN, 1986) et dans le Trias des Préalpes médianes (fig. 6d) l'analyse révèle une tendance vers les chlorites riches en Mg, alors que dans les niveaux Aaléniens de l'Helvétique (fig. 6e, BURKHARD, données non publiées) la tendance Fe domine. Les analyses des divers échantillons sont réparties sur différentes plages selon leur appartenance stratigraphique. On n'a pas pu mettre en évidence d'évolution avec le métamorphisme croissant. Par ailleurs les fractions argileuses de 2-16 µm ont une tendance plus prononcée vers le pôle Fe que les fractions fines < 2 µm. Comme il s'agit probablement dans le cas des fractions de 2-16 µm de l'héritage détritique, on peut attribuer cet enrichissement en Fe à l'altération (WETZEL, 1973).

2.2. CRISTALLINITÉ DE L'ILLITE

La cristallinité de l'illite (indice d'aigu IA ou indice de cristallinité IC) proposé par KÜBLER (1964 et 1967) est défini par la largeur en degrés 2θ à mi-hauteur du pic (001) à 10 Å de l'illite. De nombreux travaux (DUNOYER, 1969 et 1970; ESQUEVIN, 1969; FREY, 1970; KÜBLER et al., 1979; WEAVER, 1960; WEBER, 1972) ont montré que cet indice varie avec le métamorphisme subi par la roche et qu'il est donc un bon indicateur de l'intensité du métamor-

phisme. On peut donc l'intégrer dans une zono-graphie du métamorphisme (fig. 7) subdivisée en: diagenèse ($IC > 0.42$), anchizone ($0.42 > IC > 0.25$) et épizone ($IC < 0.25$). Ces valeurs sont fonction de l'appareillage utilisé, dans notre cas (laboratoire de l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel) il s'agit d'un diffractomètre Philips, 40 kV, 20 mA, à rayonnement CuKα filtré Ni, des fentes 1°, 0.2 mm, 1°, une vitesse de 2°/min. et sans monochromateur (KÜBLER, 1986).

Trois observations générales s'imposent sur les résultats obtenus. Premièrement: après comparaison des IA des préparations traitées à l'éthylèneglycol et des préparations séchées à l'air, on constate que l'IA est systématiquement plus faible après saturation à l'éthylèneglycol (fig. 8A). Cette diminution est mise en relation avec l'existence d'interstratifiés gonflants accompagnant les couches micacées non gonflantes (KÜBLER, 1987). Dès l'anchizone profonde ces interstratifiés gonflants disparaissent (fig. 8A). C'est là une confirmation indirecte de l'évolution de la paragenèse minérale avec le métamorphisme croissant. Nous avons utilisé dans les représentations graphiques de la cristallinité de l'illite, les valeurs des préparations traitées à l'éthylèneglycol. Deuxièmement, l'IA des fractions de 2-16 µm est généralement meilleur que celui des fractions < 2 µm (fig. 8B) et ceci pour les différents types de lithologies. KÜBLER (1986) associe cette constatation, qui est générale, à l'influence des associations détritiques héritées dans ces granulométries. Troisièmement, dans les Préalpes, comme dans d'autres régions, la fluctuation de l'IA pour des échantillons pris au même endroit peut être importante (fig. 9). Avec le métamorphisme croissant cette dispersion tend à disparaître (fig. 9).

Les illites des fractions < 2 µm analysées dans les niveaux du Malm des Préalpes, montrent que l'intensité du métamorphisme augmente depuis les Préalpes médianes plastiques (front de la nappe), qui sont dans la diagenèse, vers les Préalpes médianes rigides (arrière de la nappe) qui atteignent l'épizone (IA jusqu'à 0.16; fig. 9), voir surtout l'exemple des Préalpes médianes Romandes de l'Ouest (fig. 9b). Dans les Préalpes médianes Romandes de l'Est, les micas des Couches Rouges ont subi une évolution identique. Les niveaux du Trias des Préalpes médianes rigides ont atteint l'anchi-, épizone (fig. 7d d'après BAUD, 1987). Les fractions

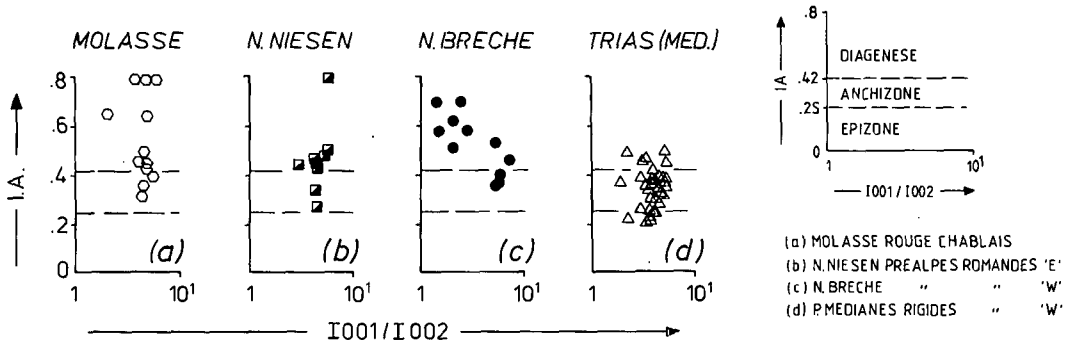


Fig. 7 Diagrammes de la cristallinité de l'illite (IA) en fonction du rapport de l'intensité des pics (001)/(002) de l'illite. (a) Echantillons de la région entre St. Gingolph et Troistorrents; (b) Partie supérieure de la nappe du Niesen, région du Twierhorn; (c) d'après SAUDAN, (1986), région de la Gummfluh; (d) d'après BAUD, (1987), Trias des calcaires de St. Triphon.

de 2-16 μm (influence sédimentaire) montrent une évolution identique bien que dans les Préalpes médianes plastiques la cristallinité indique déjà l'anchizone et que dans les Préalpes médianes rigides on est clairement dans l'épizone.

Pour compléter notre étude et placer le métamorphisme des Préalpes dans le contexte régional et celui de la mise en place des nappes, nous avons étendu notre analyse du métamor-

phisme aux formations de la Molasse (Molasse Rouge du Chattien des Préalpes du Chablais, échantillons provenant de la région St. Gingolph - Troistorrents) (fig. 2a) situées sous les Préalpes médianes rigides et plastiques et aux flyschs de la nappe du Niesen (fig. 2c) qui eux se retrouvent uniquement sous les Préalpes médianes rigides. Dans les deux cas le métamorphisme reste faible (diagenèse à anchizone sup.) pour les fractions < 2 μm (fig. 7a et b).

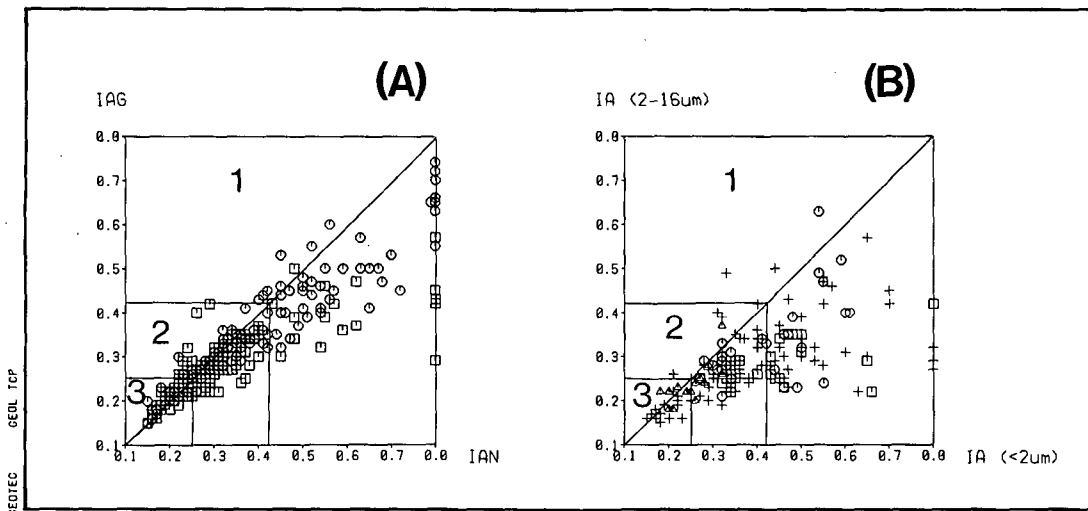


Fig. 8 (A) Indice d'aigu des préparations séchées à l'air (IAN) en fonction de l'indice d'aigu des préparations traitées à l'éthylèneglycol (IAG). Ronds: Fractions < 2 μm , carrés: fractions de 2-16 μm . La forte proportion d'interstratifiés gonflant, responsable de la dispersion des points dans la plage de la diagenèse, disparaît avec le métamorphisme croissant. (B) Indice d'aigu des fractions < 2 μm en fonction des fractions de 2-16 μm . Triangles: Trias, carrés: Malm, ronds: Couches Rouges, croix: flysch de la nappe du Niesen et de la Molasse Rouge. Les cristallinités des fractions de 2-16 μm sont meilleures que pour les fractions < 2 μm . C'est là une indication de l'influence des associations détritiques héritées dans les granulométries de 2-16 μm . 1) zone de la diagenèse, 2) anchizone, 3) épizone.

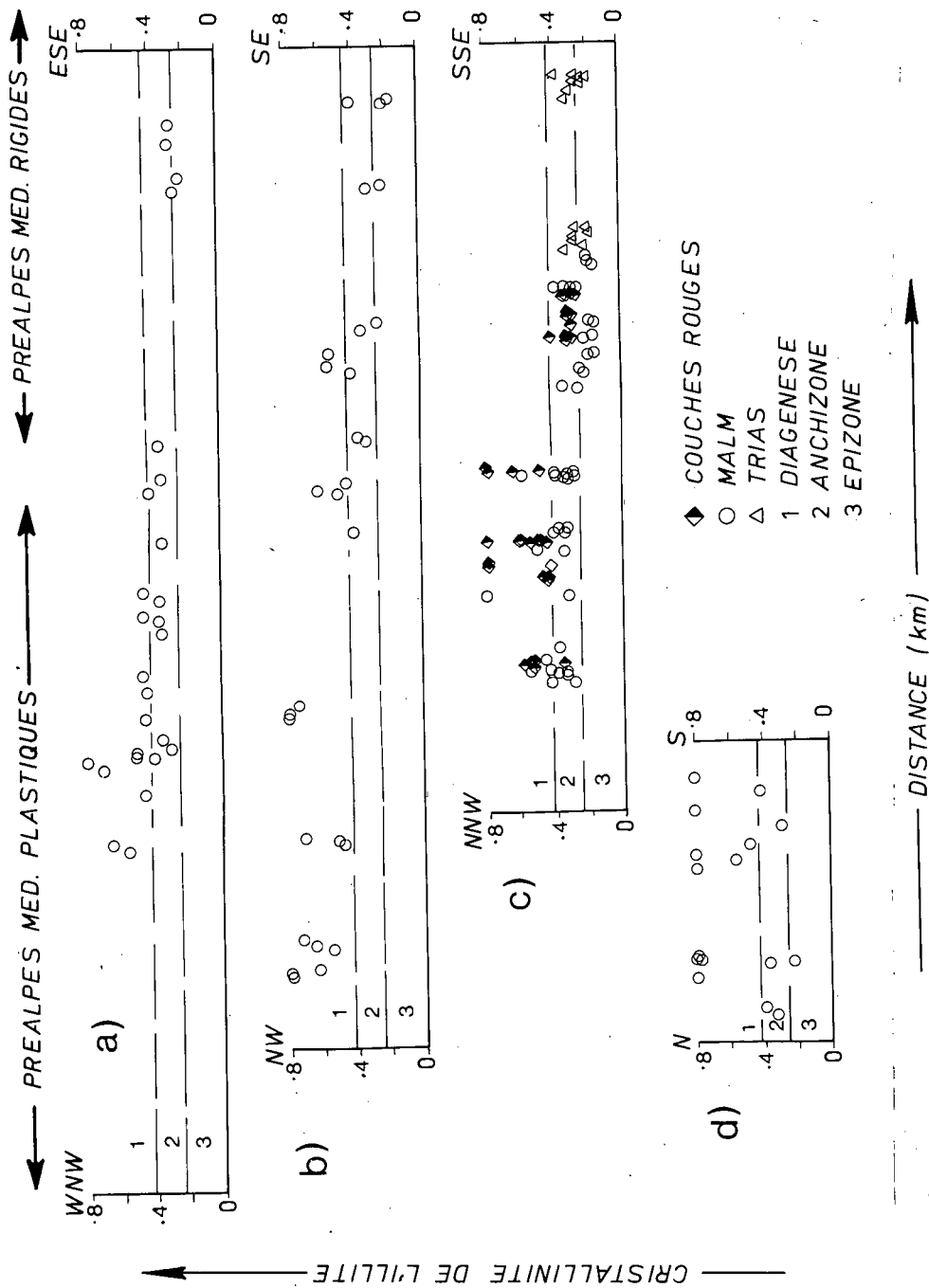


Fig. 9 Cristallinité de l'illite des divers échantillons en fonction de leur position le long des coupes. On peut voir qu'on passe de manière continue de la diagenèse dans les Préalpes médianes plastiques à l'épizone dans les Préalpes médianes rigides. Ces coupes correspondent exactement aux coupes géologiques de la fig. 2 et peuvent y être superposées (longueur de profils identique).

Nous avons également étudié l'évolution de la cristallinité de l'illite dans un profil vertical à l'arrière de la nappe des Préalpes médianes rigides allant des Couches Rouges des Préalpes médianes jusque dans les flyschs de la nappe du Niesen (fig. 10). La cristallinité montre que le métamorphisme est d'anchizone profonde à épizone jusqu'au chevauchement basal des Préalpes médianes. Dès qu'on passe dans la nappe du Niesen par contre, on retrouve le faciès diagénétique (fig. 10). Le même phénomène s'observe entre les Préalpes médianes rigides du Chablais (fig. 7a) et la Molasse Rouge chevauchée par ces mêmes Préalpes médianes rigides (fig. 9a). Il y a donc un saut très net dans l'intensité du métamorphisme entre les Préalpes médianes rigides et les unités sous-jacentes, ce qui nous oblige à admettre que le métamorphisme des Préalpes médianes est transporté.

3. Études analogues dans l'ensemble des Préalpes

On ne compte actuellement qu'un nombre restreint d'études concernant d'une manière ou d'une autre les Préalpes, que ce soit en étudiant la réflectance de la vitrinite, les minéraux indexés (évolution des argiles), la cristallinité de l'illite ou les inclusions fluides. Nous allons brièvement résumer les travaux les plus importants et considérer leurs résultats dans le cadre tectono-métamorphique général des nappes des Préalpes. Pour une discussion approfondie sur les relations entre réflectance de la vitrinite et cristallinité de l'illite le lecteur pourra se référer entre autres à FREY et al. (1980), KÜBLER et al. (1979) et TEICHMÜLLER et al. (1979).

3.1. LES PRÉALPES MÉDIANES ET LES KLIPPES

Les travaux récents dans les Préalpes médianes et les Klippes (APRAHAMIAN et PAIRIS, 1981; BAUD, 1987; BAUD et MASSON, 1976; BERTHERIN, 1980; BREITSCHMID, 1982; CHATEAUNEUF et al., 1973; DECONINCK et CHAROLAIS, 1986; DUNOYER, 1969; FREY, 1986; FREY et al., 1974; KÜBLER et al., 1979; MARTINI, 1972; MASSON et al., 1980; MÜLLIS, 1979; OBERHÄNSLI et al., 1985; STALDER et TOURAY, 1970; TEICHMÜLLER et TEICHMÜLLER, 1978) s'accordent pour

identifier un métamorphisme faible (diagénèse). Dans les Préalpes médianes rigides on a localement pu mettre en évidence de la pyrophyllite (BAUD, 1987; BERTHERIN, 1980) qui est un indicateur du métamorphisme d'anchizone et on a pu obtenir, grâce à des mesures de cristallinité de l'illite, des indications sur un métamorphisme d'épizone (BAUD et MASSON, 1976).

Les travaux sur la réflectance de la vitrine (surtout KÜBLER et al., 1979; TEICHMÜLLER, et al., 1979), montrent le faible degré d'évolution de la matière organique, donc un métamorphisme faible, qui est en accord avec les anciennes analyses (composés volatils purs secs et carbone pur sec), faites sur des charbons de diverses mines des Préalpes (GENGE, 1942; LETSCH et RITTER, 1925; WEHRLI, 1919).

3.2. NAPPES SUPÉRIEURES, DE LA BRÈCHE, DU NIESEN ET MOLASSE ROUGE

Dans les flyschs de la nappe du Gurnigel au front NW des Préalpes médianes plastiques, DE KAENEL (1986), MOREL (1980), WINKLER (1983) et STUIJVENBERG (1979) ont pu montrer que les minéraux argileux n'ont pas subi de transformation notable. On est dans le domaine de la diagénèse supérieure.

WICHT (1984) et CLÉMENT (1986), dans des analyses des minéraux argileux de la nappe de la Simme s.l., indiquent que l'on passe de la limite diagénèse-anchizone dans le bas de la nappe à des conditions de diagénèse supérieure dans les parties sommitales de la nappe.

La nappe de la Brèche reste pour SAUDAN (1986) dans le domaine de la diagénèse (fig. 7c et ce travail fig. 10). FREY et NIGGLI (1971), DORTMANN (1982) et ACKERMANN (1986) ont montré, à l'aide de la réflectance de la vitrinite et de la cristallinité de l'illite que la base de la nappe du Niesen peut atteindre l'anchizone profonde, alors que le sommet de la même nappe est diagénétique (fig. 10 et fig. 11).

La Molasse Rouge et les flyschs subalpins n'ont subi qu'un faible métamorphisme (KÜBLER et al., 1979; ce travail fig. 7a).

Dans les faciès de l'Ultrasubalpétique de la zone des Cols, MASSAAD (1973) montre que le métamorphisme ne dépasse guère la diagénèse profonde (voir aussi ZINGG, 1983).

La Molasse Rouge, les flyschs subalpins comme l'Ultrasubalpétique ne montrent pas d'évolution métamorphique importante (dia-

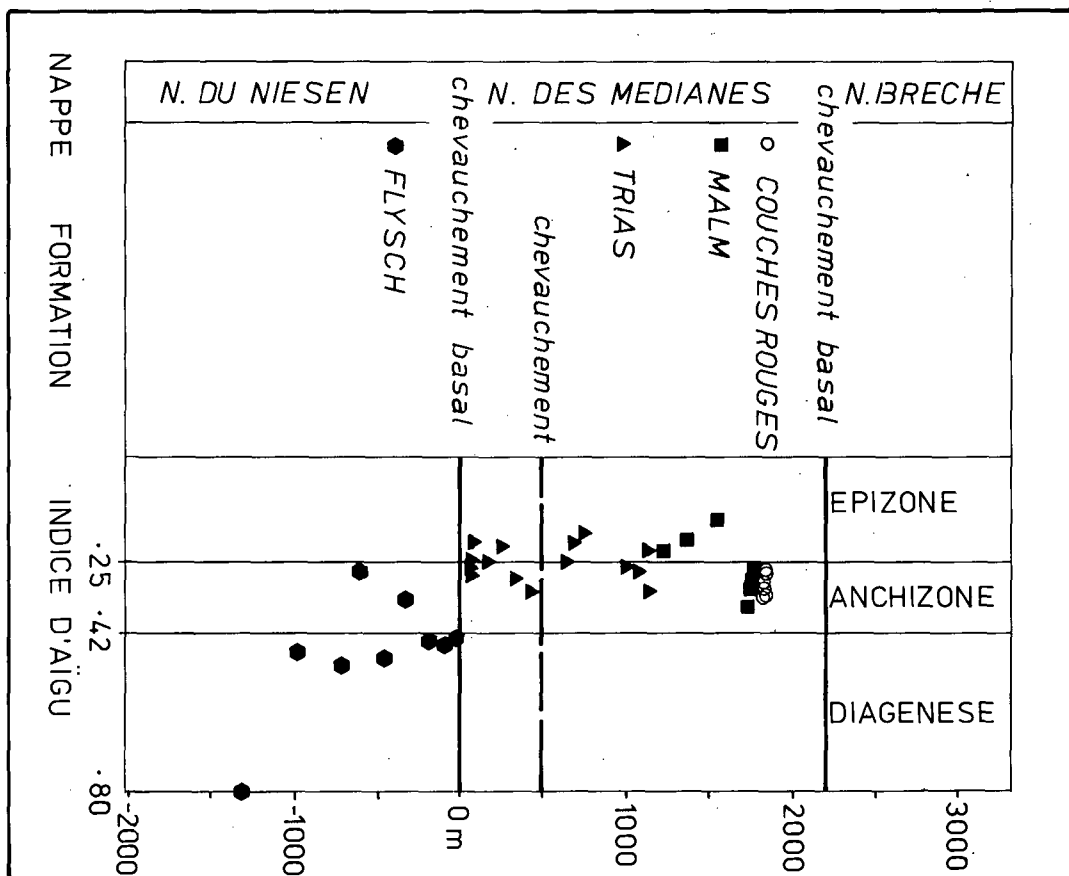


Fig. 10 Cristallinité de l'illite dans un profil vertical à travers l'arrière de la nappe des Préalpes médianes rigides (région du Diemtigtal) jusque dans la nappe des flysch du Niesen. Le saut du métamorphisme d'anchi- à épizone dans les Préalpes médianes rigides à un métamorphisme de diagenèse dans la nappe du Niesen montre que le métamorphisme des Préalpes médianes est transporté.

genèse peu profonde). La présence d'un métamorphisme régional dans les Préalpes médianes avec des indications d'une évolution prograde de l'avant vers l'arrière de ces unités chevauchantes implique que ce métamorphisme est transporté.

4. Discussion - Conclusion

1- L'étude générale du métamorphisme des Préalpes médianes montre une augmentation de l'intensité de ce métamorphisme et une évolution de la paragenèse des argiles du front de la nappe (Préalpes médianes plastiques) vers l'arrière de la nappe (Préalpes médianes rigides). On passe de la diagenèse-anchizone su-

périeure à l'épizone. Cette évolution se marque dans diverses lithologies et est interprétée comme marque d'un métamorphisme régional affectant tout le corps des Préalpes médianes et non seulement la zone en contact avec le chevauchement basal comme l'ont postulé BAUD et MASSON (1976) et MASSON et al. (1980). Une variation latérale par rapport à la chaîne n'a pas pu être mise en évidence dans ce travail. Au cours du métamorphisme on peut estimer que des températures voisines de 300°C (voir p. ex. FREY, 1986 qui met la limite anchi-, épizone vers environ 300°C) ont été atteintes dans les Préalpes médianes rigides. Cette proposition se trouve en accord avec les données provenant de l'étude des mécanismes de déformation dans les calcaires (MOSAR, 1988), où on peut

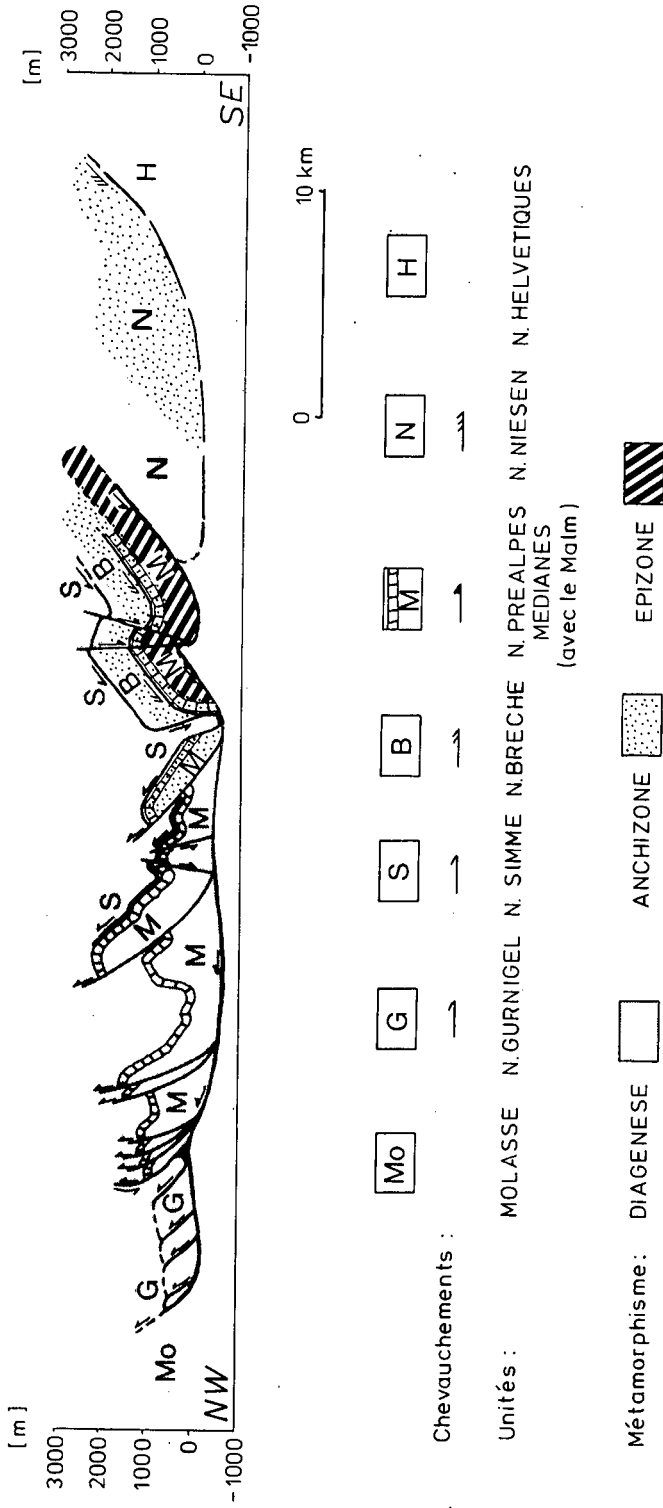


Fig. 11 Coupe simplifiée des Préalpes Romandes et des unités encadrantes, avec en surcharge l'intensité du métamorphisme (compilation des données présentées dans cet article).

observer de la recristallisation dynamique dans les calcites, recristallisation dynamique qui selon les travaux de GROSHONG et al. (1984) et BURKHARD (1986), par exemple, intervient aux alentours de 300°C.

2- Le métamorphisme croissant s'accompagne d'une évolution de la composition des micas blancs. Le métamorphisme progressif fait évoluer les micas du type illite vers des micas du type muscovite. Exprimé autrement, on dira qu'avec le métamorphisme croissant la substitution de Fe par Al et de H₂O par K devient de plus en plus importante (voir aussi HUNZIKER et al., 1986). Il s'agit là d'une tendance à une évolution vers le pôle des muscovites et non d'une transformation en muscovites.

L'analyse des chlorites a montré qu'il s'agit essentiellement de chlorites trioctaédriques riches en Fe-Mg avec un excès en Fe dans les couches silicatées.

3- Les unités allochtones des Préalpes médianes apparaissent, au vu de l'analyse de la cristallinité de l'illite, comme un ensemble faiblement métamorphique à non métamorphique à l'avant, plus nettement métamorphique à l'arrière, pris en sandwich entre des unités moins métamorphiques: en position chevauchée la Molasse Rouge et la nappe du Niesen et en position chevauchante la nappe de la Brèche. Le saut dans l'intensité du métamorphisme au niveau du chevauchement basal des Préalpes médianes se répète au niveau du chevauchement basal de la nappe du Niesen en contact avec les nappes Helvétiques (fig. 11), (DORTMANN, 1982; BURKHARD, 1986). Cette situation implique que le métamorphisme des Préalpes est transporté (fig. 11) (voir aussi FREY, 1986).

Les âges voisins de 57 Ma obtenus par datations radiométriques sur K-Ar et Rb-Sr dans des niveaux du Trias des Préalpes médianes rigides (MASSON et al. 1980; HUNZIKER, 1986) ne peuvent donc plus être interprétés comme âges liés aux premiers chevauchements. Des travaux en cours sur la composition des micas analysés et la distribution des âges en fonction de la nature exacte et de la taille de ceux-ci permettrait de rajeunir d'une dizaine de Ma l'âge de 57 Ma obtenu précédemment (HUNZIKER, HUON, com. orale). Il est alors possible de réinterpréter ces datations en tant qu'indicateurs de l'âge du métamorphisme des Préalpes médianes.

4- Au-delà de l'observation, il paraît nécessaire de rechercher les causes du métamorphisme des Préalpes. Dans le contexte régional des charriages des zones frontales des Alpes il paraît difficile d'envisager des gradients géothermiques supérieurs à 30°C par km. Pour réchauffer les Préalpes médianes on est donc amené à rechercher des éléments chevauchants d'une puissance de 10 km. Les unités des Préalpes supérieures (nappe de la Brèche et nappe Supérieure) préservées aujourd'hui par l'érosion atteignent tout au plus 4 à 5 km. La surcharge manquante pourrait être constituée par les unités de la nappe du Grand St. Bernard (ESCHER, sous presse, MARTHALER, 1984).

Des travaux récents (SARTORI, 1987) montrent que les séries de Toûno et du Barrhorn (couverture de la nappe de Siviez-Mischabel) sont les équivalents latéraux des Préalpes médianes rigides (côté oriental), plutôt que leur prolongation vers le Sud. Le socle de la nappe de Siviez-Mischabel constituerait la patrie des Préalpes médianes rigides, alors que la patrie des Préalpes médianes plastiques se trouverait dans la nappe des Pontis et la zone Houillière. Ces mêmes travaux montrent qu'actuellement la patrie des Préalpes médianes plastiques est chevauchée par la nappe de Siviez-Mischabel et que celle des Préalpes médianes rigides est chevauchée par la nappe de Mont Fort, du Tsaté et de la Dent Blanche (SARTORI, op. cit.). Le métamorphisme puis le décollement des Préalpes médianes ont donc dû se faire avant ou pendant l'arrivée de la nappe du Mont Fort et des unités supérieures, à savoir nappe du Tsaté et nape de la Dent Blanche. Cette vision paraît satisfaisante pour expliquer le métamorphisme des Préalpes médianes rigides. Pour le métamorphisme des Préalpes médianes plastiques la seule surcharge de la nappe Supérieure est probablement suffisante.

5- Le fait que dans les Préalpes médianes plastiques on ne dépasse pas la diagenèse profonde et que les nappes supérieures reposent directement sur les Préalpes médianes (la nappe de la Brèche ne se retrouve que dans le secteur des Préalpes médianes rigides, CARON, 1972 et 1973), montre que la partie frontale de la nappe des Préalpes médianes n'a subi, pendant son histoire, qu'un enfouissement modéré. Les nappes supérieures les plus frontales (nappe du Gurnigel) et les Préalpes médianes plastiques constituent donc la partie frontale des nappes penniques.

(Des tableaux avec l'ensemble des données sur l'IA, les intensités de pics des illites et des chlorites et la localisation précise des échantillons peuvent être obtenus par demande à l'auteur de l'article.)

Remerciements

J'aimerais témoigner ma reconnaissance à M. J.P. Schaer, qui est à l'origine de ce travail, MM. B. Kübler, F. Persoz, A. Pfiffner, A. Baud, J.C. Hunziker, R. Plancherel et M. Sartori pour leur aide et leurs nombreux conseils. Je remercie aussi M. M. Frey pour la lecture critique de ce texte. Ce travail a pu être réalisé grâce au soutien financier du Fonds national Suisse (requête FN n° 2.837-0.85) et de l'Université de Neuchâtel, je leur témoigne ma gratitude.

Références

- ACKERMANN, T. (1986): Le flysch de la nappe du Nielsen. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 79/3, p. 641-684.
- APRHAMIAN, J. and PAIRIS, J.-L. (1981): Very low-grade metamorphism with a reverse gradient induced by an overthrust in Haute-Savoie (France). In: *Thrust and Nappe Tectonics*, Geol. Soc. London spec. publ., vol. 9, p. 159-166.
- BADOUX, H. (1962): Géologie des Préalpes valaisannes. *Mat. carte géol. Suisse*, N.S. 133.
- BADOUX, H. et MERCANTON, C.H. (1962): Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 55/1, p. 135-188.
- BAUD, A. (1987): Stratigraphie et sédimentologie des calcaires de Saint-Triphon (Trias, Préalpes, Suisse et France). *Mém. géol. Lausanne*, 1, 322 pp.
- BAUD, A. et MASSON, A. (1976): Déformation ductile et bréchification le long du plan de chevauchement de l'écaillé de la Gummfluh (Préalpes médianes rigides, Suisse), Résumé. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 69/2, p. 471-472.
- BERTHERIN, G. (1980): Bauxites siliceuses dans le paléokarst jurassique des Spillgarten. *Travail de Diplôme*, Univ. de Lausanne, 45 pp., inédit.
- BREITSCHMID, A. (1982): Diagenese und schwache Metamorphose in den sedimentären Abfolgen der Zentralschweizer Alpen (Vierwaldstätter See, Urirotstock). *Eclogae geol. Helv.*, vol. 75/2, p. 331-380.
- BRINDLEY, G.W. and BROWN, G. (1980): Crystal structures of clay minerals and their X-Ray identification. *Mineral. Soc. London, monogr.*, vol. 5, 495 pp.
- BROWN, B.E. and BAILEY, S.W. (1962): Chlorite polytypism: I, regular and semi-random one-layer structures. *J. mineral. Soc. Amer.*, vol. 47/7-8, p. 819-850.
- BURKHARD, M. (1986): Déformation des calcaires de l'Helvétique de la Suisse occidentale (Phénomènes, mécanismes et interprétations tectoniques). *Rev. géol. dyn. géograph. phys.*, vol. 27/5, p. 281-301.
- CARON, CH. (1972): La nappe supérieure de Préalpes: subdivisions et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 65/1, p. 47-73.
- CARON, CH. (1973): Survol géologique des Alpes occidentales. *Bull. Soc. Frib. Sc. Nat.*, vol. 62/2, p. 73-81.
- CHATEAUNEUF, J.-J., DEBELMAS, J., FEYS, R., LEMOINE, M. et RAGOT, J.-P. (1973): Les premiers résultats d'une étude des charbons jurassiques de la zone briançonnaise. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 276, p. 1649-1652.
- CHATTERJEE, N.D. (1966): On widespread occurrence of oxidized chlorites in the Pennine zone of the western Alps. *Contr. Mineral. and Petrol.* 12, p. 325-339.
- CLÉMENT, J.-P. (1986): Les sédiments pélagiques de la nappe de la Simme (Préalpes Romandes). Thèse de doctorat Univ. Fribourg, no. 906, 138 pp.
- DECONINCK, J.-F. et CHAROLAIS, J. (1986): Minéraux argileux des formations crétacées et tertiaires du domaine Ultrahelvétique (Unité de Nantbellet, klippe de Sulens: Haute-Savoie): diagenèse et paléoenvironnement. *Géologie alpine*, 62, p. 11-31.
- DE KAENEL, E. (1986): Géologie de la nappe du Gurnigel entre Schwyberg et Hellstätt, les nouvelles données sur la limite Crétacé-Tertiaire. *Trav. Dipl. Univ. Neuchâtel*, 103 pp., inédit.
- DORTMANN, T. (1982): Ein Querprofil durch die Niesendecke. *Sedimente, Tektonik, Metamorphose und ihre Bedeutung für die Gebirgsbildung*. *Dipl. Univ. Bonn*, 105 pp., inédit.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1969): Les minéraux argileux dans la diagenèse, passage au métamorphisme. *Mém. serv. géol. Alsace-Lorraine*, vol. 29, 320 pp.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1970): The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review. *Sedimentology*, 15, p. 281-246.
- ESCHER, A. (en prép.): Rapport du Serv. hydrol. géol. Suisse.
- ESQUEVIN, J. (1969): Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 3/1, p. 147-153.
- FRENZEL, G. et SCHEMBRA, F.W. (1965): Ein dioktaedrischer Chlorit vom Kaiserbachtal. *N. Jahrb. Mineral., Monatsh.* p. 108-114.
- FREY, M. (1970): The steps from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during alpine orogenesis. *Sedimentology*, 15, p. 261-279.
- FREY, M. (1986): Very low-grade metamorphism of the Alps - an introduction. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 66, p. 12-27.
- FREY, M. et NIGGLI, E. (1971): Illit-Kristallinität, Mineralfazien und Inkohlungsgrad. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 51, p. 229-234.
- FREY, M., TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R., MULLIS, J., KÜNZI, B., BREITSCHMID, A., GRUNER, U. et SCHWIZER, B. (1980): Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illity crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 73/1, p. 173-203.
- GENGE, E. (1942): Über die Kohlenvorkommen im Ostende der Gastlosenschuppe. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 35, p. 293-311.
- GRIM, R.E. (1953): *Clay mineralogy*. Ed. McGraw-Hill, London, 384 pp.

- GROSHONG, R. H., PFIFFNER, O. A. and PRINGLE, L. R. (1984): Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of eastern Switzerland from the leading edge to the internal zone. *J. struct. Geol.* vol. 6/1-2, p. 5-18.
- HUNZIKER, J. C. (1986): The Alps: a case of multiple collision. *Geol. Soc. London, spec. publ.*, n° 19, p. 221-227.
- HUNZIKER, J. C., FREY, M., CLAUER, N., DALLMEYER, R. D., FRIEDRICHSEN, H., FLEHMIG, W., HOCHSTRASSER, K., ROGGWILLER, P. and SCHWANDER, H. (1986): The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 92, p. 157-180.
- KÜBLER, B. (1964): Les argiles, indicateurs de métamorphisme. *Rev. Inst. Pétrole*, 10, p. 1093-1113.
- KÜBLER, B. (1967): La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. In: *Etages tectoniques, Colloques Neuchâtel*, p. 105-122.
- KÜBLER, B. (1986): Cristallinité de l'illite, largeur de Scherrer des micas. Méthodes normalisées de préparation des mesures. *Cahiers de l'Inst. Géologie Neuchâtel*, 27, 9 pp.
- KÜBLER, B. (1987): Cristallinité de l'illite. Influence du monochromateur et influence de la saturation à l'éthylène-glycol sur la largeur de Scherrer, l'intensité des pics, la distinction illite-phengite-muscovite. *Cahiers de l'Inst. Géologie Neuchâtel*, 30 pp.
- KÜBLER, B., MARTINI, J. and VUAGNAT, M. (1974): Very low-grade metamorphism in the Western Alps. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 54/2-3, p. 461-469.
- KÜBLER, B., PITTION, J.-L., HÉROUX, Y., CHAROLAIS, J. et WEIDMANN, M. (1979): Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des nappes préalpines, helvétiques et penniques. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 72/2, p. 347-373.
- LETSCH, E. and RITTER, E. (1925): Die schweizerischen Molassekohlen III. *Beitr. geol. Karte Schweiz, geotech. Ser.*, 12, p. 94-104.
- LISTER, J. and BAILEY, S. W. (1967): Chlorite polytypism: IV, regular two-layer structures. *Amer. mineral.*, vol. 52, p. 1614-1631.
- MARTHALER, M. (1984): Géologie des unités penniques entre le val d'Anniviers et le val de Tourtemagne (Valais, Suisse). *Eclogae geol. Helv.*, vol. 77/2, p. 395-448.
- MARTINI, J. (1972): Le métamorphisme dans les chaînes alpines externes et ses implications dans l'orogénèse. *Bull. Suisse minéral. pétrogr.*, 52/2, p. 257-275.
- MASSAAD, M. (1973): Pétrographie de quelques shales de l'Aalénien de l'Helvétique et de l'Ultraschévétique. *Bull. lab. Géol. minéral. géophys. Univ. Lausanne*, 203, 11 pp.
- MASSON, H., BAUD, A., ESCHER, A., GABUS, J. et MARTHALER, M. (1980): Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse: coupe Préalpes-Helvétique-Pennique en Suisse occidentale. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 73/1, p. 331-349.
- MOREL, R. (1980): Géologie du Massif du Niremont (Préalpes Romandes) et de ses abords. *Bull. Soc. Frib. Sc. Nat.*, 69/2, p. 99-207.
- MOSAR, J. (1988): Structure, déformation et métamorphisme dans les Préalpes romandes. Thèse de doctorat, Univ. Neuchâtel, 123 pp.
- MULLIS, J. (1979): The system methane-water as a geologic thermometer and barometer from the external part of the Central Alps. *Bull. Minéral.*, 102, p. 526-536.
- OBERHÄNSLI, R., HOFMANN, B. und GRÜNER, U. (1985): Ein Massivsulfidvorkommen in der Trias der Préalpen. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 65, p. 95-110.
- OINUMA, K., SHIMODA, S. and SUDO, T. (1972): Triangular diagrams for surveying chemical compositions of chlorites. *J. Tokyo Univ.*, Tokyo, 15, p. 1-13.
- PLANCHEREL, R. (1979): Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes médianes plastiques entre Rhône et Arve. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 72/1, p. 145-214.
- REY, J.-P. et KÜBLER, B. (1983): Identification des micas des séries sédimentaires par diffraction X à partir de la série harmonique (001) des préparations orientées. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 63, 13-36.
- SARTORI, M. (1987): Blocs basculés briançonnais en relation avec leur socle originel dans la nappe de Siviez-Mischabel (Valais, Suisse). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 305, Série II, p. 999-1005.
- SAUDAN, F. (1986): Etude des nappes de la Brèche et des Préalpes médianes rigides: région de la Vide-manette. *Dipl. Univ. Lausanne*, inédit, 122 pp.
- SHIROZOU, H. (1958): X-Rax powder patterns and cell dimensions of some chlorites in Japan with a note on their interference colors. *Mineral. J.*, vol. 2/4, p. 209-223.
- STALDER, H. A. und TOURAY, J. C. (1970): Fensterquarze mit Methan-Einschlüssen aus dem westlichen Teil der Schweizer Kalkalpen. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 50/1, p. 109-130.
- STUIJVENBERG, J. VAN (1979): Geology of the Gurnigel area. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N. S. 151.
- TEICHMÜLLER, M. (1971): Anwendung kohlenpetrographischer Methoden bei der Erdöl- und Erdgasprospektion. *Erdöl & Kohle*, 24, p. 69-76.
- TEICHMÜLLER, M. and TEICHMÜLLER, R. (1978): Coalification studies in the Alps. In: Cloos, Roeder & Schmidt (Eds.): *Alps, Appenines, Hellenides*. *Schweizbart, Stuttgart*, p. 49-55.
- TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. und WEBER, K. (1979): Inkohlung und Illit-Kristallinität (Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen). *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.*, vol. 27, p. 201-276.
- TRÜMPY, R. (1980): Geology of Switzerland: a guidebook, part A. Ed.: *Schweiz. Geol. Kommission*, 104 pp.
- WEAVER, C. E. (1960): Possible uses of clay minerals in search for oil. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 44, p. 1505-1518.
- WEBER, K. (1972): Kristallinität des Illits in Ton-schiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 141, p. 333-363.
- WEHRLI, L. (1919): Die postkarbonischen Kohlen der Schweizer Alpen. *Beitr. geol. Schweiz. geotech. Ser.*, 7.

- WETZEL, R. (1973): Chemismus und physikalische Parameter einiger Chlorite aus dem Grünschieferfazies. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 53, p. 273-298.
- WICHT, J.M. (1984): Les flysch de la nappe de la Simme dans les Préalpes romandes. Thèse de Doctorat, Univ. Fribourg, n° 877, 166 pp.
- WINKLER, W. (1983): Stratigraphie, Sedimentologie und Sedimentpetrographie des Schlieren-Flysches (Zentral-Schweiz). Mat. carte géol. Suisse, N.S. 158, 105 pp.
- ZINGG, M. (1983): Geologie und Metamorphose der Subniesenzone in der Gegend von Adelboden-Achseten. Diplomarb. Diplom, Univ. Bern.

Manuscrit reçu le 19 janvier 1988; manuscrit révisé accepté le 18 avril 1988.

Tectonique alpine et paléotectonique liasique dans les Préalpes Médiannes en rive droite du Rhône

Par MONIQUE METTRAUX¹⁾ et JON MOSAR²⁾

Mots clefs: Préalpes Médiannes, Rhétien-Toarcien, paléotectonique, failles listriques en «escalier», bassins suspendus, analyse dynamique de failles.

RÉSUMÉ

L'étude de la nappe des Préalpes Médiannes romandes, en rive droite du Rhône, nous a permis de mettre en évidence l'évolution des paléocontraintes puis la dynamique du bassin sédimentaire, et ce, en conjuguant l'étude des faciès, de leur répartition et de leurs épaisseurs (surtout du Rhétien au Toarcien), ainsi que l'orientation et la dynamique des failles. Deux directions de paléo-failles autour de NNE-SSW et E-W prédominent. La morphologie du bassin de cette partie de la marge Nord-téthysienne (domaine briançonnais s.l.) est établie lors de la phase distensive du Rhétien au Toarcien par des mouvements sur des plans de failles listriques en «escalier» inclinés en gros au S-SE et au N-NW. Ces failles synsédimentaires provoquent une subsidence et un comblement différentiel qui se marquent par des hauts-fonds et des «bassins suspendus». L'extension à laquelle sont associées ces failles est probablement de direction NW-SE depuis le Lias, et se transforme en compression NW-SE à WNW-ESE dès le Crétacé supérieur-Tertiaire sous l'effet de la fermeture de la Téthys.

ABSTRACT

The Rhaetian and Toarcian sediments of the "Préalpes Médiannes romandes" nappe, in the Alpine front ranges of Western Switzerland, give good evidence for the dynamics and the evolution of the "Briançonnais" s.l. sedimentary basin.

In this paper we discuss the distribution and sedimentology of the facies as well as the dynamics of sedimentary faults. Two major directions of paleofaults can be measured: approximately NNE-SSW and E-W. Early Jurassic basin morphology, within this part of the passive margin of the northern Tethys, is the result of an extensional phase between the Rhaetian and Toarcian. Listric paleofaults dipping N-NW and S-SE controlled differential subsidence and basin infill and provoked rotated fault blocks forming highs and hangingwall basins. This NW-SE extensional regime appears to have changed, in the Cretaceous-Tertiary to a NW-SE to WNW-ESE compressive regime during closure of the Tethys.

Introduction

Le région étudiée forme la partie SW de la nappe des Préalpes Médiannes (Suisse romande), plus précisément des Médiannes Plastiques (LUGEON & GAGNEBIN 1941). Cette nappe de chevauchement d'origine pennique, forme l'ossature des unités préal-

¹⁾ Institut de Géologie, Univ. Fribourg, Pérolles, CH-1700 Fribourg, Suisse, adresse actuelle: Institut de Géologie, Univ. Louis Pasteur, 1, rue Blessig, 67 084 Strasbourg Cedex, France.

²⁾ Institut de Géologie, Univ. Neuchâtel, 11, rue E.-Argand, CH-2000 Neuchâtel, Suisse, adresse actuelle: Princeton Univ., Dep. of Geophysical & Geological Sciences, Guyot Hall, Princeton, New Jersey 08544 USA.

pinés (TRÜMPY 1980) (fig. 1). Elle est chevauchée dans cette région par les unités de la nappe Supérieure. La série stratigraphique étudiée ici va du Rhétien au Toarcien. Elle enregistre l'évolution de la marge continentale Nord-téthysienne. Son développement est étroitement lié à la phase distensive qui affecte ce domaine à cette époque. Cette «phase» distensive liasique a par ailleurs déjà été documentée grâce à l'étude de failles et veines conjugués et de paléokarsts, à Saint-Triphon et dans les rochers des Spillgerten (BAUD & MASSON 1975; GENGE, 1958), sans que ces auteurs précisent l'évolution de l'orientation des contraintes.

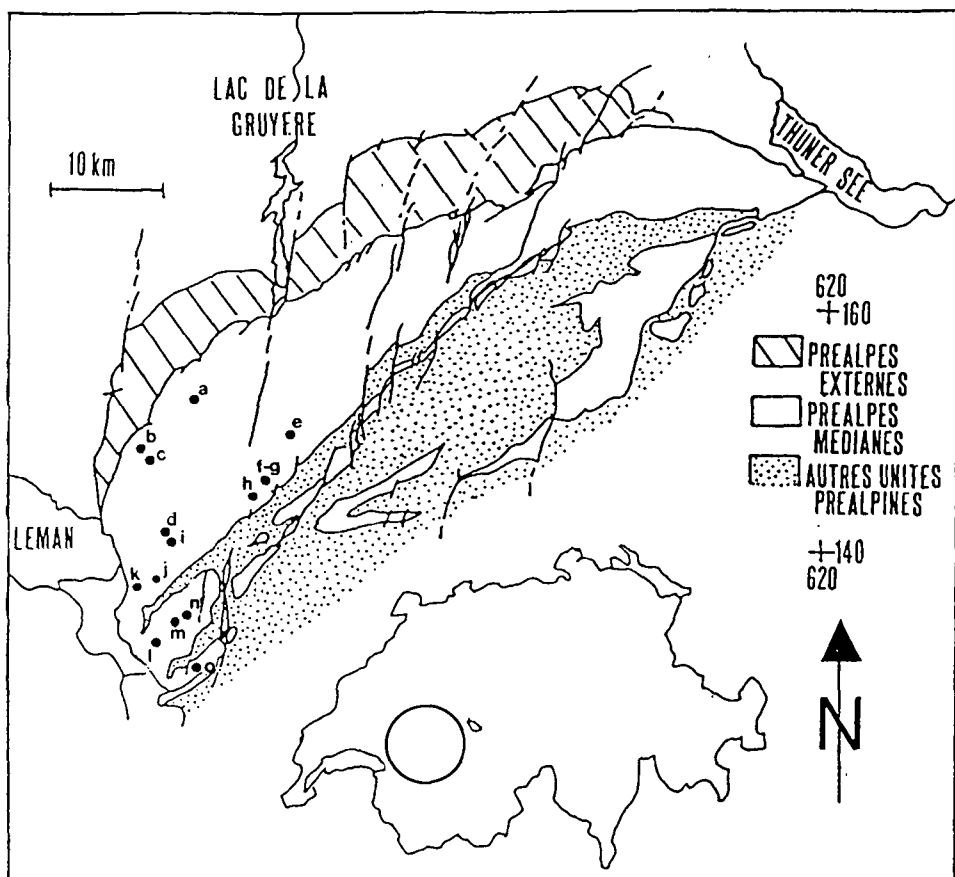


Fig. 1. Carte générale des Préalpes; localisation des sites étudiés.

- | | |
|---|--|
| a) Pétère (568.100/154.200) | i) Tinière-col de Chaude (141.150 à 300/565.000 à 500) |
| b) Agreblierai (Ecaïlle B) (562.280/149.300) | j) Malatraix (564.000/139.400) |
| c) Grande-Bonavau (Ecaïlle C) (563.100/149.200) | k) Villeneuve-Arvel (561.825/137.800) |
| d) Rochers-de-Naye (564.500/142.500) | l) Corbeyrier (563.000/133.000) |
| e) Vanil-Noir (578.000/153.000) | m) Plan-Falcon (565.275 à 566.000/135.225 à 136.000) |
| f) Drudzes (573.740/148.430) | n) Tours-d'Aï (566.500/135.825) |
| g) Gros Linsert (573.750/149.150) | o) Leysin-Grande-Eau (569.000/132.000) |
| h) Rossinière (571.310/145.850) | |

Le but de notre analyse est de mettre en évidence l'évolution des paléocontraintes et de proposer un modèle pour la dynamique du bassin sédimentaire. Des propositions antérieures ont été avancées d'abord par PETERHANS (1922) puis par BADOUX & MERCANTON (1962), alors que BAUD & SEPTFONTAINE (1980) invoquent des blocs rigides basculant. LEMOINE (1984) intègre la stratigraphie des Préalpes Médiannes (Trias-Tertiaire) dans un modèle de blocs basculés le long de failles listriques normales. Tous ces travaux sont basés, pour l'essentiel, sur des analyses stratigraphiques. Partant de voies d'analyses différentes (quantification de la déformation, J.M.; quantification de l'histoire sédimentaire, M.M.) mais sur les mêmes terrains, nous nous sommes rendus compte de la nécessité d'intégrer ces deux approches, pour mieux atteindre nos objectifs individuels. Ce travail comporte donc deux volets, l'un plutôt «structural», l'autre plutôt «sédimentaire», dont les philosophies et les méthodologies diffèrent quelque peu. Sans vouloir pas trop alourdir le texte, nous devons ainsi fournir pour chaque partie les éléments de base nécessaires à leurs développements thématiques.

1. Analyse tectonique

1.1 Géologie structurale régionale

1.1.1 Généralités

Dans le secteur pris en compte, soit l'extrémité SW de l'arc préalpin romand, la nappe des Médiannes Plastiques est formée, du front à l'arrière, par la succession de structures suivante (fig. 2 et fig 3): trois Ecailles imbriquées A, B et C (BADOUX 1965) dans la partie frontale; puis une suite de grands plis souvent faillés (failles chevauchantes) forment la masse principale (BADOUX 1965). Parmi ces plis, le synclinal de Corbeyrier, où des éléments de la nappe Supérieure se trouvent pincés, montre la structure la plus complexe. Enfin l'anticlinal des Tours-d'Aï forme la grande structure anticlinale la plus méridionale. Son flanc Nord qui fait suite au synclinal de Corbeyrier, est redressé et les horizons de Malm y sont fortement amincis. Cette réduction de l'épaisseur est attribuée par PLANCHEREL (1979) à une double origine sédimentaire et tectonique.

1.1.2 Plis à grande et petite échelle

Les plis développés dans la puissante barre de calcaires du Malm (environ 200 m) sont d'envergure hectométrique à kilométrique. Ces grands plis sont disposés en échelon et se relayent latéralement au niveau de terminaisons périclinales où le plongement axial peut atteindre 40° (fig. 4). L'anticlinal de la Tinière-Rossinière, décrit par PLANCHEREL & WEIDMANN (1972) et PLANCHEREL (1979), illustre parfaitement ces structures en relief fréquentes dans les Médiannes Plastiques (fig. 4.). La présence de cornieules au cœur de la structure est une caractéristique commune à la plupart des anticlinaux. Dans les Préalpes ces roches sont souvent associées à des chevauchements.

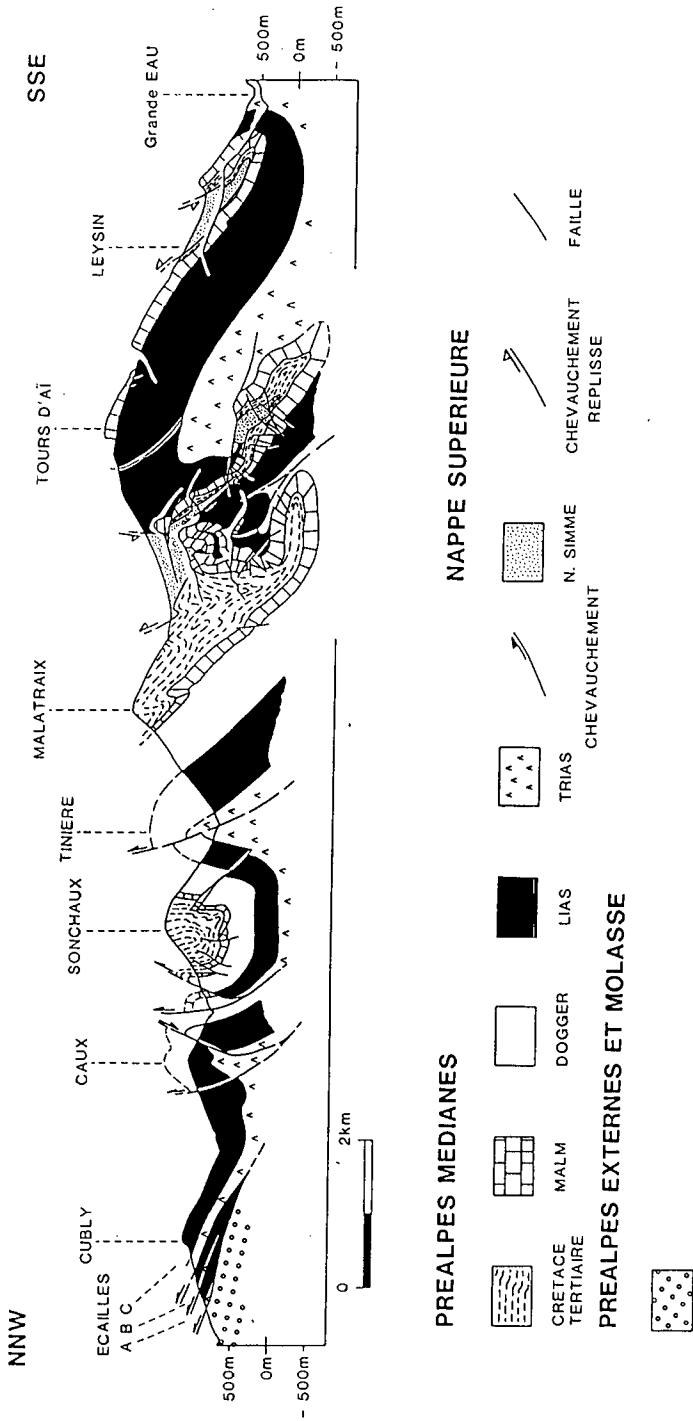


Fig. 2. Profil géologique simplifié dans les Médiannes Plastiques le long de la rive droite du Rhône (modifié d'après Baouix 1965 & Trümpy 1960).

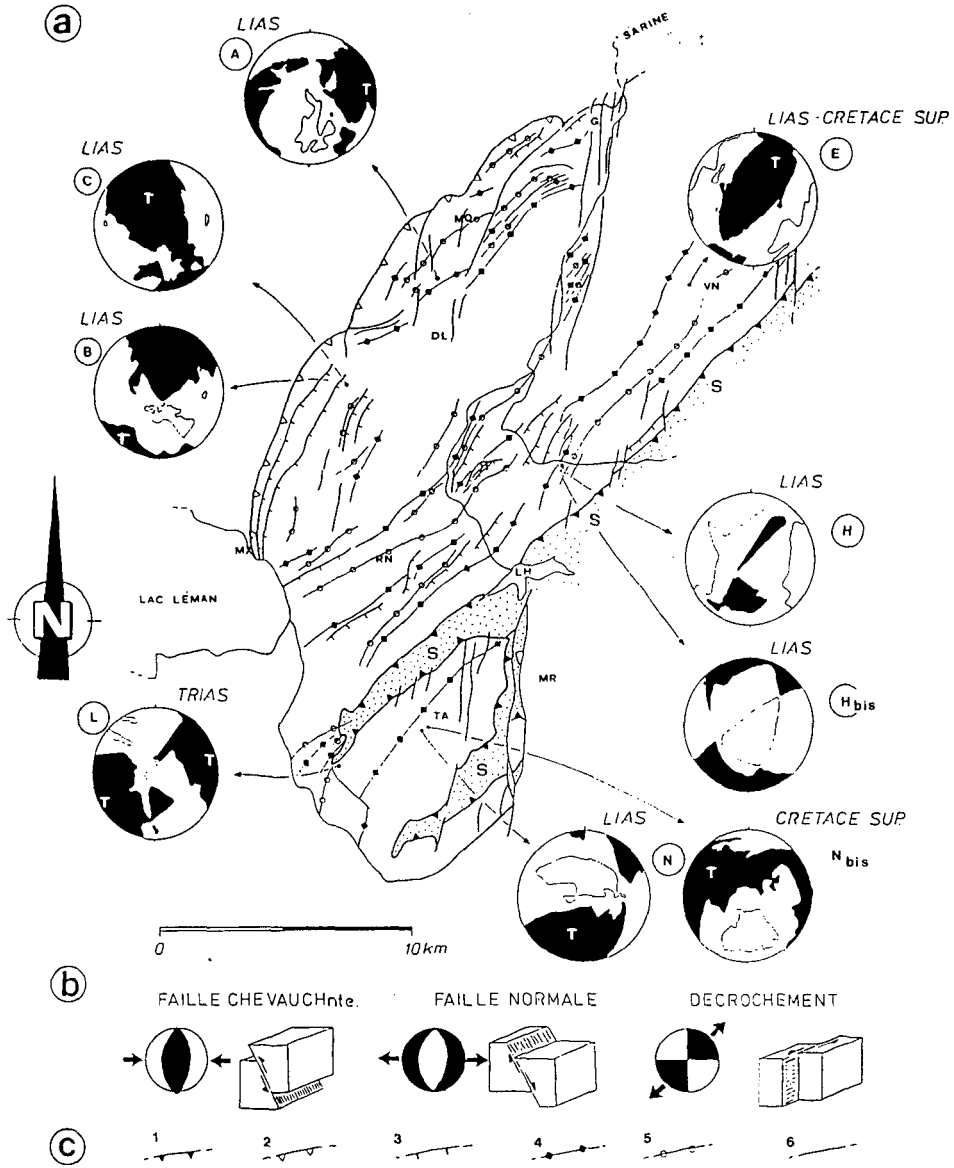


Fig. 3. a) Carte tectonique avec diagrammes simplifiés des analyses dynamiques de failles. L'âge des niveaux dans lesquelles ont été mesurées les failles est indiqué à côté des stéréogrammes. Le figuré en pointillé et désigné par la lettre S indique la Nappe supérieure. DL = Dent-de-Lys; G = Gruyère; MO = Moléson; MR = Mont-d'Or; MX = Montreux; RN = Rochers-de-Naye; TA = Tours-d'Aï; VN = Vanil-Noir. Les lettres des stéréogrammes correspondent aux localités indiquées sur la figure 1.

b) Modèles de trois cas simples de failles et leurs expressions sur un stéréogramme de densité simplifié obtenu par analyse dynamique de failles.

c) Légende des structures tectoniques: 1 = chevauchement basal de la Nappe supérieure; 2 = chevauchement basal des Préalpes Médiannes; 3 = chevauchements internes des Préalpes Médiannes; 4 = trace des surfaces axiales anticlinales; 5 = trace des surfaces axiales synclinales; 6 = failles.

Des plis métriques caractérisent les niveaux peu compétents à alternances de bancs marneux et calcaires du Crétacé-Tertiaire et du Dogger. C'est le cas par exemple du Crétacé supérieur à Sonchoux et Malatraix (fig. 2). Ces plis sont disharmoniques et de deuxième ordre par rapport à la structure majeure. Leur orientation est NE-SW avec des plongements axiaux jusqu'à 40° soit au NE, soit au SW (fig. 4). Dans les régions des Rochers-de-Naye et de Rossinière le plongement axial est surtout SW alors qu'au Vanil-Noir et au col de Chaude il se fait vers le NE. Ce changement du sens de plongement des axes de plis reflète, à une autre échelle, les structures en échelon décrites précédemment (MOSAR 1988a).

1.1.3 Failles

Plusieurs familles d'accidents cassants sont associées aux plis; ce sont essentiellement des failles normales et des failles inverses chevauchantes (fig. 4). Ces dernières affectent surtout les anticlinaux, entre autres l'anticlinal de la Tinière (fig. 2) et sont orientées parallèlement aux axes de plis. Latéralement ces chevauchements peuvent disparaître et être relayés par un pli (fig. 3 et 4). Un autre groupe d'accidents comporte les failles transverses obliques, voire perpendiculaires aux axes de plis. La succession de plusieurs failles normales peut considérablement accentuer le plongement axial régional d'un pli comme dans le cas de l'anticlinal au sud du Vanil-Noir (fig. 4). Dans d'autres cas la composante décrochante des failles transverses prévaut sur la composante normale ou inverse. Par exemple dans la région des Rochers-de-Naye, au lieu dit Naye-d'en-Haut, un ensemble de failles décrochantes dextres de direction N90 à N110, subverticales nous semble être à l'origine d'un changement de l'orientation de la stratification dans les niveaux du Néocomien d'une direction N40 vers une direction N160 (MOSAR 1988a, fig. 11B/8; voir aussi les décrochements sénestres, orientés N10, décrits par PLANCHEREL (1979).

1.1.4 Déformation interne

La déformation interne quantifiable de la roche reste très faible dans l'ensemble des Médiannes Plastiques (MOSAR 1988a, b) qui, de ce point de vue, portent ainsi très mal leur nom. Les analyses de déformation, faites par observations en lames minces de pellets déformés et du mûlage de la calcite, donnent des intensités de déformation très faibles. Il semble que l'essentiel de la déformation dans les Médiannes Plastiques s'accomode par des processus de dissolution-cristallisation difficiles à quantifier.

1.2 Analyse tectonique de failles

L'analyse du type de failles, leur orientation et leur dynamique nous a permis d'émettre des hypothèses sur l'évolution de la direction des contraintes depuis le Lias jusqu'au moment du plissement/chevauchement des Préalpes Médiannes. Nous avons distingué pour les besoins de cette étude deux types de failles: des failles dites «alpines» survenues pendant le plissement et chevauchement des Préalpes Médiannes. Ensuite des failles qu'on observe associées à des brèches polyphasées et des remplissages de fissures synsédimentaires indiquant une extension originelle. Failles et

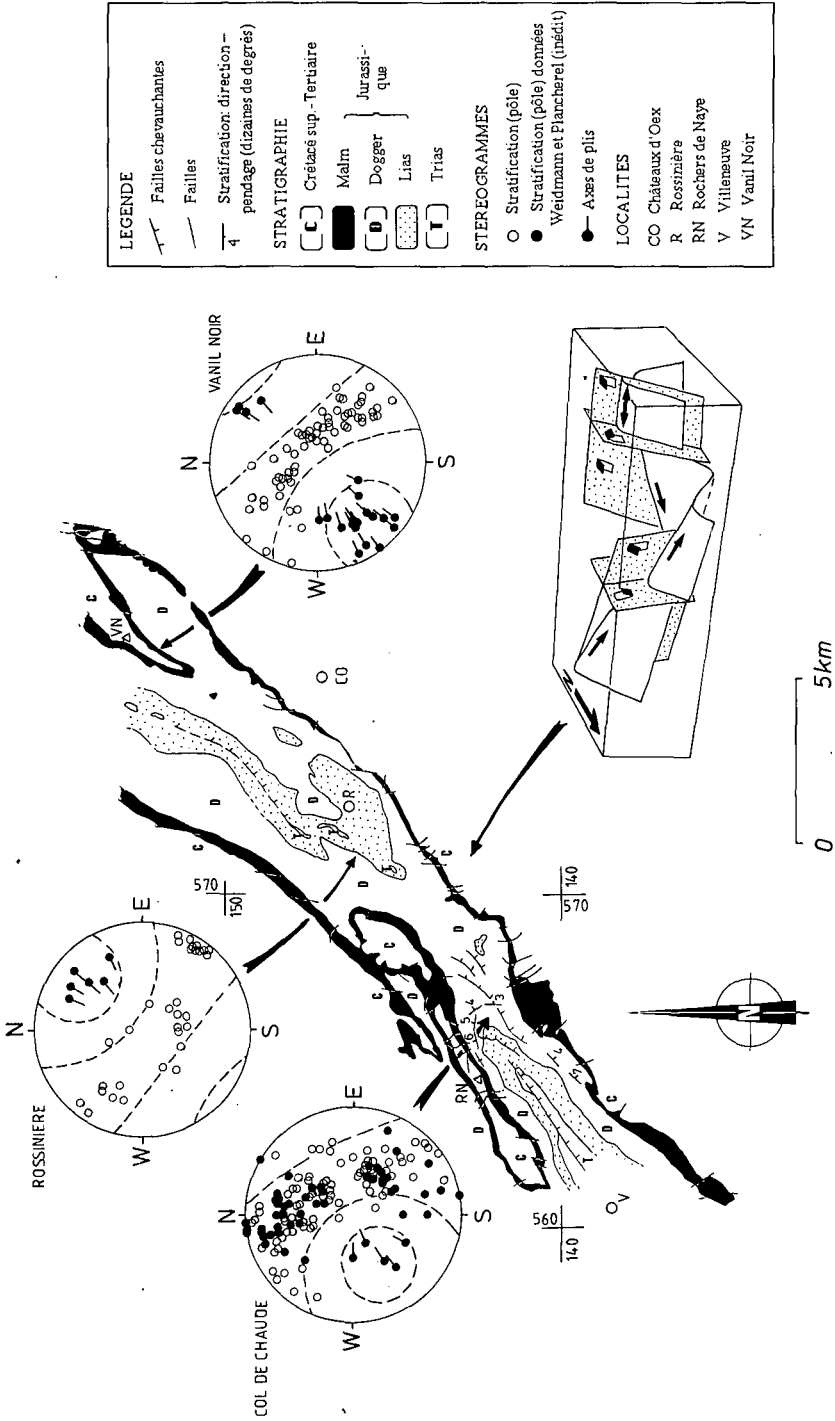
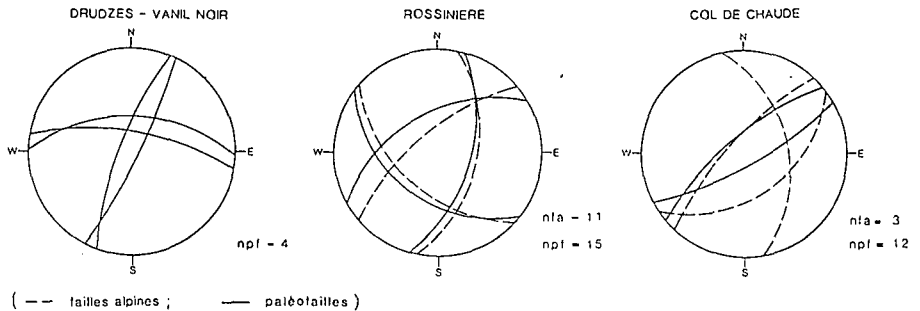


Fig. 4. Carte tectonique simplifiée avec bloc diagramme et stéréogrammes (canevas de Wulff, hémisphère sup.) (carte modifiée d'après BABOUX 1965; LOMBARD 1975; PLANCHEREL 1979 et MULLER & PLANCHEREL 1982).

brèches forment une structure sécante sur la roche encaissante, saine. Les failles sont interprétées ici comme des failles synsédimentaires associées à des phénomènes se déroulant sur des escarpements du bassin de sédimentation (fig. 9). Nous avons de ce fait choisi de les appeler ici «paléo-failles». Comme hypothèse de travail nous admettons que ces «paléo-failles» sont originellement en extension et que lors de la phase alpine de plissement elles sont reprises en compression. L'existence de paléo-failles listriques a pu être démontrée par l'analyse sédimentologique et cartographique (chap. 2), cependant, nous n'avons pas pu (jusqu'à présent) les mesurer directement. Les deux groupes de failles portent des stries de glissement, qui résultent des mouvements occasionnés lors de la «phase» alpine de plissement des Préalpes, sous la surcharge des unités supérieures des Préalpes (nappe Supérieure et nappe de la Brèche; CARON 1973; TRÜMPY 1980).

a) FAILLES ALPINES et PALEOFAILLES :



b) PALEOFAILLES en position originelle (basculées) :

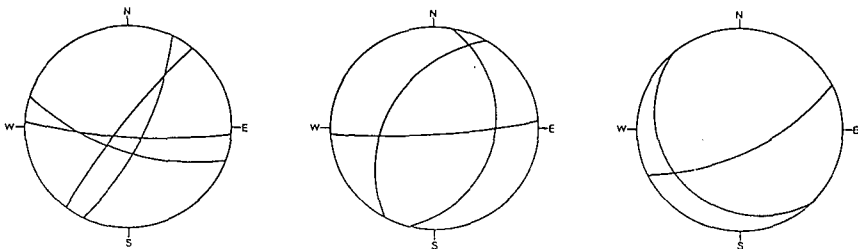


Fig. 5. Stéréogrammes de failles alpines et de paléo-failles (Canevas de Wulff, hémisphère supérieure). nfa = nombre de failles alpines; npf = nombre de paléo-failles.

1.2.1 Analyse directionnelle

L'orientation de diverses populations de failles a été déterminée dans les niveaux du Lias de trois localités différentes de l'anticlinal Tinière-Rossinière: Drudzes-Vanil-Noir, Rossinière et col de Chaude (fig. 1 et fig. 2). Les orientations préférentielles de

ces différents groupes ont été déterminées par des comptages statistiques (fig. 5). A Rossinière (fig. 7) les failles alpines sont orientées NNE-SSW, NE-SW et NW-SE. Au col de Chaude ce sont les directions N-S et NE-SW qui dominent (fig. 5a). Dans ces deux localités les «paléo-failles» sont parallèles aux failles alpines. Au Drudzes-Vanil-Noir deux directions de «paléo-failles» prévalent: NNE-SSW et E-W (fig. 5a).

Afin de retrouver les orientations originelles des «paléo-failles» nous avons basculé à l'horizontale successivement l'axe du pli régional et la stratification locale (orientation moyenne, l'axe du pli étant l'axe de rotation pour la stratification fig. 5b). On remarque que pour les trois localités deux directions prédominent: ENE-WSW à NE-SW et ENE-WSW à ESE-WNW. A l'exception d'un ensemble de failles NW-SE au col de Chaude, les paléo-failles sont généralement très redressées.

1.2.2 Analyse dynamique

La méthode d'analyse dynamique employée ici (PFIFFNER & BURKHARD 1987) utilise des failles portant des indicateurs du sens de mouvement (dans notre cas des stries de glissements). Elle associe à chaque couple faille/strie un dièdre de compression et un dièdre de tension. En analysant un certain nombre de ces couples, on arrive à déterminer des axes de tension et de compressions compatibles avec la plupart des données. Les résultats sont présentés sous forme de stéréogrammes de densités (tab. I). En plus des trois principaux cas de figures qui peuvent se présenter, à savoir (fig. 3b): 1. un système en faille inverse ou en chevauchement, 2. un système en faille normale et 3. un système en décrochement; on retrouve dans la nature fréquemment des combinaisons de ces trois possibilités. Si on connaît le plan de mouvement régional on peut déterminer le sens des mouvements associé à chaque système de failles. Nous avons reporté des versions simplifiées de ces stéréogrammes sur une carte tectonique simplifiée (fig. 3). Les domaines en extension – moins de 50% des axes de tensions – sont en noir (données complètes voir tableau I).

Failles alpines

Les mesures faites dans l'anticlinal au N du Vanil-Noir (fig. 3aE; données provenant des horizons du Lias jusqu'au Crétacé supérieur) indiquent un système en chevauchement avec une légère composante décrochante sénestre (voir aussi PLANCHEREL 1979), l'extension est parallèle aux axes des plis régionaux. Dans l'anticlinal de Pétère, au NW de la Dent-de-Lys, l'extension est au contraire fortement oblique à l'axe de pli régional (fig. 3aA). Le système de failles montre un mouvement décrochant sénestre. Dans les écailles externes B et C, au N de Montreux, les chevauchements sont orientés environ NNE-SSW et inclinés vers le SE. L'analyse dynamique des failles dans ces deux écailles révèle des mouvements chevauchants avec une forte composante décrochante sénestre (fig. 3aB et aC). A Rossinière au cœur de l'anticlinal, les failles alpines indiquent une compression perpendiculaire aux axes de plis, les mouvements sont chevauchants (fig. 3aH). Le flanc N redressé de l'anticlinal des Tours-d'Ai constitue un cas particulier. Le chevauchement de la nappe Supérieure, subvertical et orienté NE-SW, est contigu aux lentilles de Malm qui forment le flanc septentrional de l'anticlinal. Le système de failles, analysées dans la partie SW de cette structure (région de Corbey-

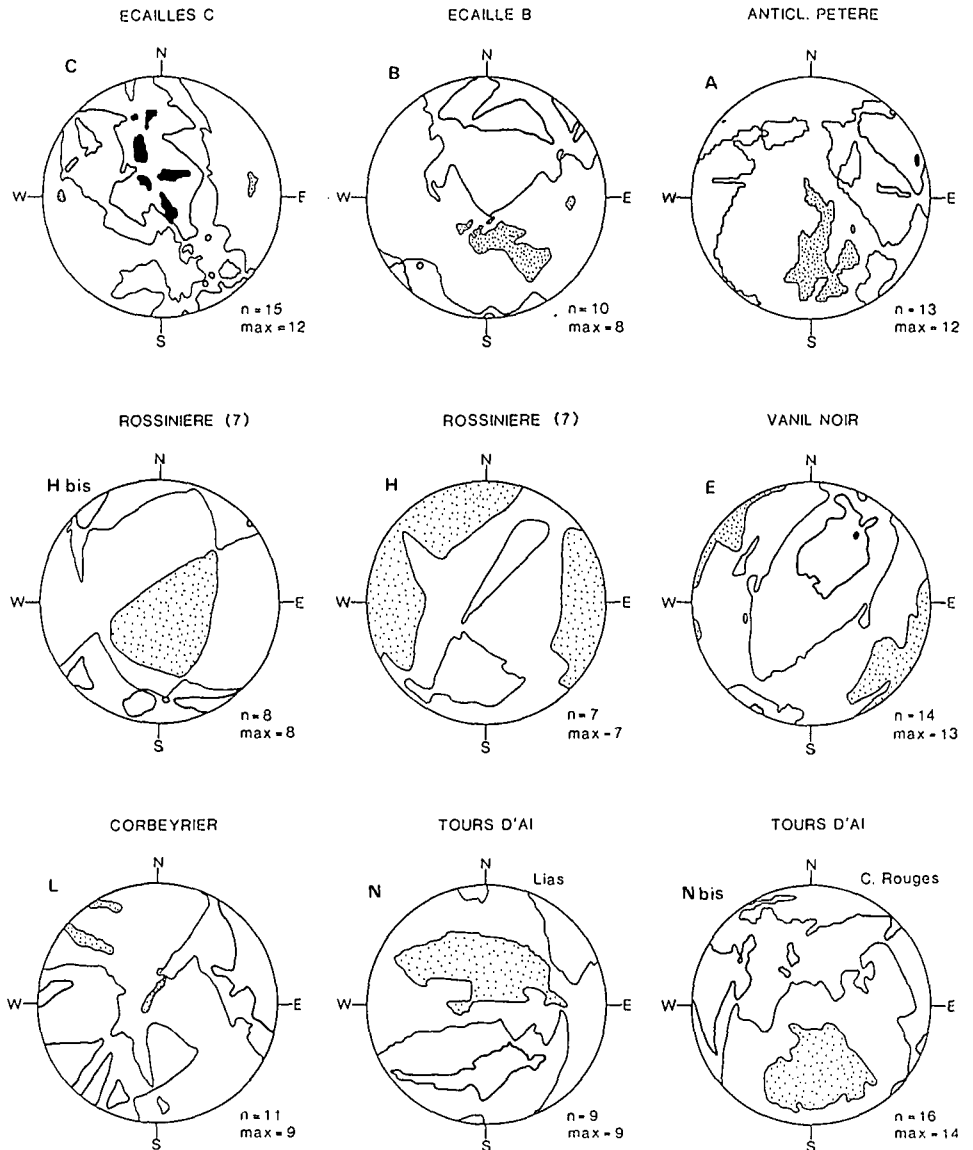


Tableau I. Analyse dynamique: stéréogrammes de densité en tension (Canevas de Schmidt-Lambert, hémisphère supérieur). Les diagrammes sont en Tension, les lignes d'isointensités sont à 25%, 50%, 75% et 90% du nombre «n» total des mesures. max. = le nombre maximum de mesures compatibles entre elles. Les lettres renvoient aux localités de la figure 1.

rier) indique un système en décrochement sénestre (fig. 3aL). Or comme on est dans un flanc Nord d'anticlinal, on aurait pu s'attendre par analogie aux autres anticlinaux dans les Médiannes Plastiques à un mouvement chevauchant. Une éventuelle relation avec des décrochements sénestres N10, décrits par PLANCHEREL (1979), n'est pas à exclure, mais nécessitera des investigations complémentaires.

«Paléo-failles» reprises par la déformation alpine

Dans le Lias de l'anticlinal Tinière-Rossinière, près de la localité de Rossinière (fig. 7), les «paléo-failles» indiquent un système en décrochement avec une compression subverticale (fig. 3aHbis). Cette situation diffère de celle observée sur les failles liées à la formation de cet anticlinal (fig. 3aH). En tenant compte des orientations locales des axes de plis et de la stratification, nous avons basculé les axes des contraintes dans une position où la stratification est horizontale. Après basculement la compression est subhorizontale de direction NW-SE. Dans notre hypothèse, où lors du plissement il y a permutation des axes de compression et d'extension, cela conduit à admettre qu'originellement il existait une extension NW-SE. Les stries se développeraieent dès les stades précoces du plissement-chevauchements (reprise en compression) des Médiannes Plastiques. L'ensemble du système de paléo-failles serait ensuite réorienté à un moment ultérieur du plissement, pour prendre sa position actuelle. On est donc amené à concevoir une histoire en plusieurs étapes continues du plissement (voir aussi MOSAR 1988a, b).

Cas particuliers

Une situation particulière a pu être mise en évidence aux Tours-d'Ai. En analysant des failles (alpines?) dans des niveaux du Lias et des Couches Rouges (Crétacé supérieur-Tertiaire), les deux au contact avec le Malm, dans deux localités très voisines, nous avons trouvé un angle de 90 degrés entre les deux directions d'extension (fig. 3aN et aNbis). Au Lias on a un système où la composante en décrochement prédomine avec une extension de direction NE-SW. Dans les Couches Rouges aussi la composante en décrochement prévaut, par contre l'extension est WNW-ESE. Cette différence de direction de contrainte dans des niveaux géographiquement très proches (de l'ordre de la centaine de mètres), nous fait penser qu'il pourrait s'agir là aussi de paléo-failles ou du moins du reflet d'une structuration originelle réactivée lors du plissement-chevauchement. Si tel est le cas, sachant que la stratification est ici inclinée vers le SE de 35° à 45° et toujours dans l'hypothèse d'une permutation des contraintes lors de la tectonique alpine, on est amené à admettre qu'au Lias (tout comme à Rossinière) on a eu une extension NW-SE, alors qu'au Crétacé supérieur-Tertiaire l'extension aurait été NNE-SSW. Ce changement de direction pourrait signaler le début de la fermeture du bassin de sédimentation téthysien (voir aussi le modèle de GUILLAUME 1986 qui propose une transpression avec cisaillement NE-SW sénestre lors du Crétacé supérieur-Tertiaire des Préalpes Médiannes).

En résumé l'analyse dynamique des failles «alpines» associées aux chevauchements et plis faillés des Médiannes Plastiques y met en évidence non seulement une composante chevauchante, mais aussi une composante décrochante sénestre. Il faut en tenir

compte dans les reconstitutions palinoplastiques: il ne suffit pas de dérouler «cylindriquement» les plis, mais il y a lieu d'incorporer des déplacements coulissants. De plus il semble qu'il y a parallélisme entre les failles alpines et les paléo-failles. Cela pourrait être la conséquence d'une préstructuration paléotectonique. Les résultats obtenus par analyse dynamique des failles de la région des Tours-d'Aï tendent à confirmer cette proposition. Ensuite l'analyse dynamique des failles alpines révèle dans de nombreux cas l'existence d'une composante décrochante dans les chevauchements. Enfin, si on admet que l'ensemble des Préalpes Médiannes n'aurait pas subi de rotation pendant le transport depuis sa patrie jusqu'à sa position actuelle, on peut non seulement proposer une histoire de la dynamique du bassin de sédimentation, mais aussi de l'orientation des contraintes.

2. Analyse stratigraphique et évolution des faciès

Généralités

L'évolution des paléocontraintes et la dynamique du bassin sédimentaire sont mises en évidence à l'aide de cartes géologiques existantes et en dépliant les structures actuelles. Les relations stratigraphiques entre les différentes unités (du Rhétien ou Toarcien) sont présentées au moyen d'un profil déplié (fig. 6) établi sur la base des coupes géologiques de BADOUX (1965), dont nous reprenons les termes lithostratigraphiques. Les unités dessinées sur la coupe regroupent parfois plusieurs entités lithologiques.

Certains affleurements permettent une analyse ponctuelle, avec un inventaire de faciès plus particuliers (fig. 7), tels que des mégabrèches et des brèches polyphasées, des remplissages de paléokarst et des niveaux de pédogène siliceuse.

2.1 Les faciès, association de faciès et structures sédimentaires

Les faciès et associations de faciès (au sens de GRESSLY 1838 dans WEGMANN 1962-1963 & REAFING 1986) donnent des renseignements sur les mécanismes de dépôt agissant dans différents milieux. Il est important de connaître les milieux et les mécanismes de dépôt pour estimer les paléobathymétries nécessaires à la construction d'un profil déplié (fig. 6), et pour réaliser les courbes de subsidences (fig. 8).

– La première unité décrite est celle des Calcaires lumachelles, oolithiques, Dolomies et Marnes (Rhétien) de la fig. 6. Cette unité est présente du front à l'arrière de la nappe de Préalpes Médiannes romandes. Plusieurs associations de faciès différentes la caractérisent. Une association composée de dolomicrites fréquemment parcourues de fentes de dessiccations (elles-mêmes remplis ultérieurement de matériel bioclastique) alterne avec des marnes gris foncé, des argilites noires et des marnes dolomitiques. D'autres associations (METTRAUX 1987) sont constituées d'alternances de marnes et de calcaires bioclastiques aux bases érosives et lamines granoclassées parallèles à légèrement obliques entrecroisées. L'épaisseur de cette unité varie: de 200 m à Plan Falcon (cœur anticlinal des Tours-d'Aï), elle ne mesure plus que 90 m dans la région d'Arvel (tab. II).

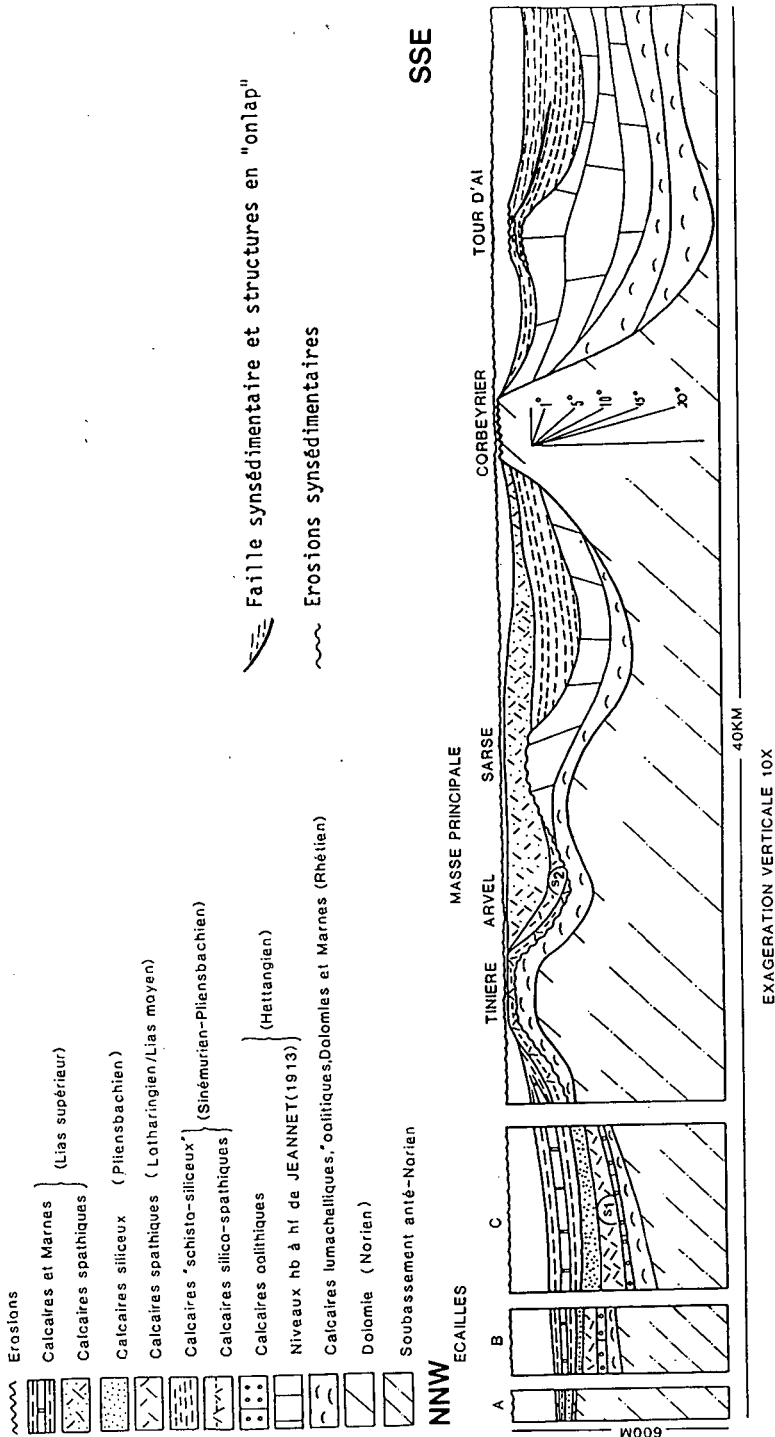


Fig. 6. Profil stratigraphique déplié dans les Médiannes Plastiques en rive droite du Rhône (données basées selon BADOUX 1965).

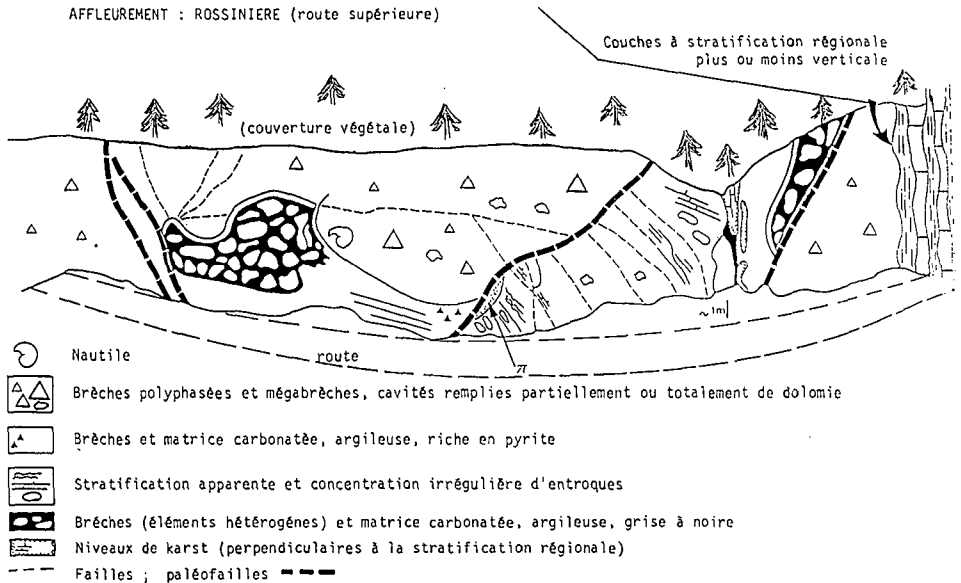


Fig. 7. Rossinière: dessin de l'affleurement avec les faciès particuliers de brèches et mégabrèches avec dyke neptunien (π sur le dessin) rempli de quartz imprégné de goethite, avec figure de slumps.

- L'Hettangien (fig. 6) est représenté par deux ensembles distincts: d'une part les niveaux hb à hf de JEANNET (1913), et d'autre part les Calcaires oolithiques (Formation oolithique, SPICHER 1966, p. 630).

- Les niveaux hb et hc de JEANNET (1913) représentent une sédimentation de type détritique terrigène encadrée par des séquences carbonatées. Le niveau hb est à dominance de marnes avec de petits niveaux de grès dont les bases contiennent de nombreux sillons d'érosion. La partie supérieure de cette séquence est composée d'une alternance de marnes et d'arénites ou de siltites à ciment carbonaté argileux, à bases érosives et lamines granoclassées se terminant par des rides de vagues (METTRAUX 1987). Les niveaux ont une épaisseur de 28 mètres à Plan Falcon, et sont également présents (quelques mètres) dans la Masse principale et dans les Ecailles B, C. Les niveaux hd et he de JEANNET (1913) sont assez homogènes; les calcaires bioclastiques, wackestones (DUNHAM 1962) à matrice micritique carbonatée alternent avec des marnes gris foncé. Dans la partie supérieure, les marnes disparaissent et les bancs de calcaires micritiques, bioclastiques se succèdent. Des nodules de silice de forme très irrégulières, disposés à la base, au sommet ou au milieu des bancs sont fréquents à partir des deux tiers de cette unité. Ils recoupent et masquent les structures sédimentaires primaires. L'épaisseur et la répartition de cet ensemble varie beaucoup. Totalement absent de la zone frontale, il n'apparaît dans la masse principale qu'à partir de la région Tinière-Rossinière (de manière discontinue). Il atteint son développement maximal (355 mètres) à Plan-Falcon (fig. 6).

Unités (12)	LEYSIN				PLAN FALCON				ARVEL				TINIÈRE				MASSE PRINCIPALE				AGE (MY)
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	
Flysch	1.030	0.50	0.40	0.20	1.030	0.50	0.40	0.20	1.030	0.50	0.40	0.20	1.030	0.50	0.40	0.20	1.030	0.50	0.40	0.20	- 42
Couches Rouges	1.050	0.70	0.35	0.20	1.050	0.70	0.35	0.20	1.070	0.70	0.35	0.20	1.05	0.70	0.35	0.20	1.230	0.70	0.35	0.20	- 49
Complexe schis- teux intermédiaire	1.050	0.70	0.35	0.10	1.050	0.70	0.35	0.10	1.090	0.70	0.35	0.10	1.08	0.75	0.35	0.20	1.300	0.75	0.35	0.30	- 90
Néocomien	1.050	0.70	0.35	0.10	1.050	0.70	0.35	0.10	1.126	0.70	0.35	0.10	1.28	0.70	0.35	0.50	1.500	0.70	0.35	1.0	-131
MaIm	1.300	0.70	0.35	0.05	1.250	0.70	0.35	0.10	1.296	0.70	0.35	0.05	1.40	0.70	0.35	0.50	1.800	0.70	0.35	1.0	-152
"dogger"	1.330	0.70	0.35	0.03	1.250	0.70	0.35	0.10	1.716	0.75	0.35	0.03	2.00	0.75	0.35	0.30	2.400	0.75	0.35	0.6	-179
"Toarcien"	1.330	0.75	0.35	0.07	1.250	0.70	0.35	0.07	1.800	0.70	0.35	0.02	2.05	0.70	0.35	0.01	2.500	0.75	0.35	0.20	-186
Pliensbachien	1.330	0.75	0.35	0.07	1.300	0.75	0.35	0.07	1.850	0.70	0.35	0.02	2.06	0.70	0.35	0.01	2.650	0.75	0.35	0.06	-194
Sinémurien	1.430	0.75	0.35	0.07	1.450	0.75	0.35	0.07	1.880	0.75	0.35	0.03	2.06	0.70	0.35	0.01	2.800	0.75	0.35	0.03	-201
Hettangien	1.580	0.70	0.35	0.04	1.805	0.70	0.35	0.04	1.882	0.70	0.35	0.03	2.08	0.70	0.35	0.01	2:830	0.70	0.35	0.02	-211
Rhétien	1.720	0.75	0.35	0.03	2.035	0.75	0.35	0.03	1.972	0.75	0.35	0.01	2.170	0.75	0.35	0.01	2.900	0.70	0.35	0.02	-215
Norien	1.840	0.70	0.35	0	2.135	0.70	0.35	0	2.072	0.7	0.35	0	2.270	0.75	0.35	0	2.990	0.70	0.35	0	-223

Tableau II. Valeurs utilisées pour la réalisation des courbes de subsidence, la surcharge maximale est estimée à 1 km (à partir des données de cristallinité de l'illite).

- 1) Epaisseur cumulée des unités lithologiques (en kilomètres)
- 2) Coefficient porosité/profondeur (données bibliographiques diverses)
- 3) Coefficient porosité de surface
- 4) Paléobathymétrie au sommet de l'unité (en kilomètre)

- Les Calcaires oolithiques (fig. 6) sont bien représentés dans les Ecailles B (Agreblierai) et C (Grande-Bonavau). Ce sont des Calcaires oolithiques roux à la base, recouverts de niveaux de micrites à gastéropodes et de Calcaires oolithiques gris clair. Ce sont généralement des packstones avec 70% d'éléments figurés (essentiellement des oïdes) avec des ciments ménisques occasionnels. Dans les Ecailles frontales, l'épaisseur de cette unité varie de 0 à 30 m et est totalement absente à partir de la région d'Arvel.

– Les Couches de Heiti ou «Heitischichten» (SEPTFONTAINE 1983, p. 19–20) sont généralement formées d'une alternance de bancs de 10 à 20 centimètres de marnes calcaires et de calcaires argileux. Les structures sédimentaires primaires sont des laminations faiblement obliques, caractéristiques de la stratification oblique mamelonnée; les longueurs d'onde et amplitudes des dômes sont de 100 cm/10 cm. L'analyse de la matière organique donne des valeurs de carbone organique total de 0,29 à 0,97% pour les Tmax de 428° à 444 °C (METTRAUX 1988). Cette unité est datée du Sinémurien-Pliensbachien dans la région des Tours-d'Äi (JEANNET 1913; PETERHANS 1926; METTRAUX 1983). Ces couches de Heiti montrent également (cœur anticlinal des Tours-d'Äi: juste avant le sommet 2178,6 m) des structures en «onlap» cachetant des failles synsédimentaires. Elles sont développées surtout dans la région située au sud d'Arvel, avec une épaisseur maximale de 200 m aux Tours-d'Äi.

– Les Calcaires silico-spathiques (fig. 6) sont composés de bancs de calcaires spathiques de 20 à 30 centimètres d'épaisseur avec des joints ondulés renfermant de fins délités pélitiques. Les structures sédimentaires primaires visibles sont des bancs aux surfaces inférieures et supérieures «mamelonnées». La granulométrie varie d'une strate à l'autre, mais est assez homogène à l'intérieur d'un même banc (wackestone à débris d'entroques, de taille millimétrique). Cette unité est surtout présente dans la région Tinière-Rossinière et varie en épaisseur 0,30 voir 200 m (BADOUX 1965).

– Les Calcaires spathiques (fig. 6: S₁) présents dans les Ecailles B et C sont d'âge Sinémurien (SPICHER 1966; DOMMERMUES & MEISTER 1987 et travaux en cours). Ces calcarénites dont les éléments figurés (40 à 80%) sont composés de lithoclastes dolomitiques (2 à 5 mm), de débris d'échinodermes (1 à 5 mm) et de glauconie (1 à 2 mm). Les structures sédimentaires sont les mêmes pour toute cette unité et la stratification est de type oblique mamelonnée (GUILLOCHEAU 1983); les bancs sont toujours amalgamés et les lamines internes légèrement obliques entrecroisées. La granulométrie moyenne varie d'un banc à l'autre témoignant ainsi de la variation d'énergie liée au dépôt d'un paquet de sédiments. Cette unité est surtout développée dans la zone des écailles frontales. L'épaisseur maximale avoisine 50 mètres.

– Le Pliensbachien est représenté par différentes unités:

- Les Calcaires siliceux («Formation siliceuse», SPICHER 1966, p. 652 ou «Formation des Brassés», SEPTFONTAINE 1983). Cet ensemble marque un enrichissement relatif en Marnes au détriment des bancs de Calcaires siliceux. Les structures sédimentaires primaires montrent aussi une stratification de type oblique mamelonnée. Les Marnes (centimétriques à la base de l'unité) deviennent dominantes au sommet. Le faciès est représenté au front de la nappe (Ecailles B et C), avec des variations d'épaisseur de 0 à 100 mètres.
- Les Calcaires spathiques d'âge Pliensbachien (DOMMERMUES et al. travaux en cours) localisés dans la région d'Arvel (et dans la «zone anticlinale de la Tinière»

comprennent en réalité quatre associations de faciès. Le faciès le plus commun (S_2) comprend des calcarénites bioclastiques avec des entroques, des lithoclastes dolomitiques et des grains de glauconie. Ces éléments figurés sont bien triés et ont un diamètre moyen de 500 μm . Les structures sédimentaires primaires sont de type HCS ou stratification oblique mamelonnée, avec des stratifications entrecroisées tabulaires de faible angle. Un faciès rare de brèches polyphasées et de mégabrèches (fig. 7) est localisé ponctuellement le long de l'axe anticlinal Tinière-Jaun-Stockhorn. Des poches et remplissages karstiques rouges (lamina-tions stromatolitiques ou matériel calcarénitique rouge (Rossinière-Drudzes) sont fréquemment associées à ces brèches. De même des remplissages de dykes neptuniens (fig. 7): Rossinière), composés de quartz imprégné de goethite sont localisés le long des failles visibles sur le terrain. Des croûtes siliceuses (Gros Linsert) très riches en fer (hématite) forment un autre faciès (METTRAUX 1988). Ces niveaux sont très semblables par leur structure «en choux-fleur» et leur minéralogie à des niveaux pédogénétiques décrits par THIRY (1978), FREYDET & PLAZIAT (1982), SUMMERFIELD (1983). Localement (Drudzes-Gros Linsert), des calcaires bioclastiques se distinguent par leur contenu en phosphates (apatite).

L'épaisseur maximale de cet ensemble est de 90 mètres.

– Les Calcaires et Marnes du Lias supérieur (fig. 6) sont représentés par plusieurs faciès.

- L'extrême base d'une épaisseur de 0 (localement: Rossinière-Drudzes); 2 m (région d'Arvel) à une quinzaine de mètres (Ecailles B et C essentiellement), est caractérisée par deux faciès. Le premier faciès est composé (dans la région d'Arvel) de Calcaires argileux en alternance avec des Marnes, interrompus par des calcarénites occasionnelles (centimétriques, granoclassées, légèrement bioturbées). Cette unité lithologique contient de nombreux Bivalves (ASTARTE & PLEUROMYA) et de rares Bélemnites. Le second faciès (représenté dans les Ecailles) est composé de schistes bitumineux avec plus de 3% de carbone organique total (METTRAUX et al. 1986). Ce sont des Marnes argileuses laminées brunes à noires sans bioturbation. Certaines couches contiennent de très nombreuses ammonites du Toarcien inférieur (PUGIN 1985), et parfois des squelettes d'Ichthyosaure (WEIDMANN 1981). De rares niveaux de Calcaires siliceux à stratification oblique mamelonnée sont intercalés dans ces couches.
- Les Calcaires spathiques-siliceux du Lias supérieur forment une unité, très localisée, dans la région d'Arvel-Sarse (fig. 6) et dans la zone anticlinale Tinière-Jaun-Stockhorn. Il s'agit d'une succession monotone de bancs de Calcaires très finement spathiques-siliceux amalgamés. Ce sont des wackestones à packstones dont les éléments figurés sont des lithoclastes dolomitiques, des fragments d'échimodermes et de nombreux spicules de spongiaires de taille millimétrique. Les structures sédimentaires primaires sont de type stratification oblique mamelonnée. Vers la partie médiane (Arvel) des faisceaux de stratifications obliques diminuant latéralement d'épaisseur sont proches du type de stratification oblique tabulaire de barres de marées («bundles»). Cette unité, présente dans la région Tinière-Rossinière-Jaun, varie de 0 à 150 mètres d'épaisseur.

2.2 Interprétation des processus de dépôt – discussion des paléobathymétries

A l'aide des données précédemment décrites, l'interprétation des milieux de dépôt peut être discutée. Comme les séquences observées sont pour la plupart des séquences de tempêtes (METTRAUX 1987) la signification de ces dernières est d'abord envisagée. L'état actuel des connaissances montre que les séquences de tempêtes nous permettent de caractériser l'hydrodynamique des épandages, leur environnement et les paléobathymétries (AIGNER 1982; GUILLOCHEAU 1983).

- Les associations de faciès des Calcaires lumachelliques, oolithiques, Dolomies et Marnes du Rhétien, sont des dépôts de tempêtes en milieu supra- à infratidal, et permettent d'estimer une paléobathymétrie variant de 0 à une trentaine de mètres.

- Les associations de faciès à stratification oblique mamelonnée dominante se réalisent dans les «Couches de Heiti», dans les Calcaires spathiques, les Calcaires silico-spathiques et les Calcaires siliceux. La répartition spatiale de ces unités et l'estimation des profondeurs de dépôt pour chacune (de l'ordre de 20 à 30 m pour les Calcaires spathiques; légèrement plus profond, peut-être 40 mètres pour les Calcaires silico-spathiques et les Calcaires siliceux alors que les Couches de Heiti atteignent probablement 70 mètres) montrent que cette plate-forme est plus différenciée que dans le cas précédent, et que des hauts-fonds doivent séparer des zones plus déprimées (bassin de moyenne profondeur). Selon l'intensité des tempêtes (GUILLOCHEAU 1983) les séquences se situent de part et d'autre de la limite d'action des vagues, aussi les nombres indiqués ne sont pas absolus.

- Les faciès particuliers tels les brèches polyphasés et mégabrèches, les remplissages de fissures et les niveaux silicifiés sont liés à des cassures affectant localement une partie de cette plate-forme (fig. 9). La géométrie et l'intensité des mouvements pourront être véritablement interprétées (fig. 10) lorsque toutes les données (analyse structurale, cartographie) seront rassemblées.

2.3 Dynamique du bassin

A l'échelle du bassin la stratigraphie permet de déduire la chronologie des mouvements (fig. 6) mais ces derniers ont pu se poursuivre ultérieurement sans que les sédiments enregistrent de manière aussi marquée ces phénomènes. Les courbes de subsidence prises en plusieurs secteurs le long de cette coupe de la vallée du Rhône, permettent d'estimer plus précisément le déplacement des zones de subsidence au cours du temps. Pour établir les courbes de subsidence on tient compte de l'histoire postliassique, ce qui permet de mieux comprendre l'évolution de l'ensemble du bassin.

- Courbes de subsidence décompactées

La réalisation de ces courbes est effectuée grâce à un programme qui calcule l'épaisseur décompactée de chacune des unités. Le programme a été établi par ALLEN (in: HOMEWOOD et al. 1986) et adopté par R. Mayoraz (Univ. Fribourg). Les coefficients de porosités sont tirés de RICKEN (1987) pour les carbonates et de PERRIER & QUIBLIER (1974) pour les grès et les marnes. Pour chaque unité les données chiffrées sont:

- la profondeur de la base de l'unité (en kilomètres),
- la profondeur de son sommet (en kilomètres),

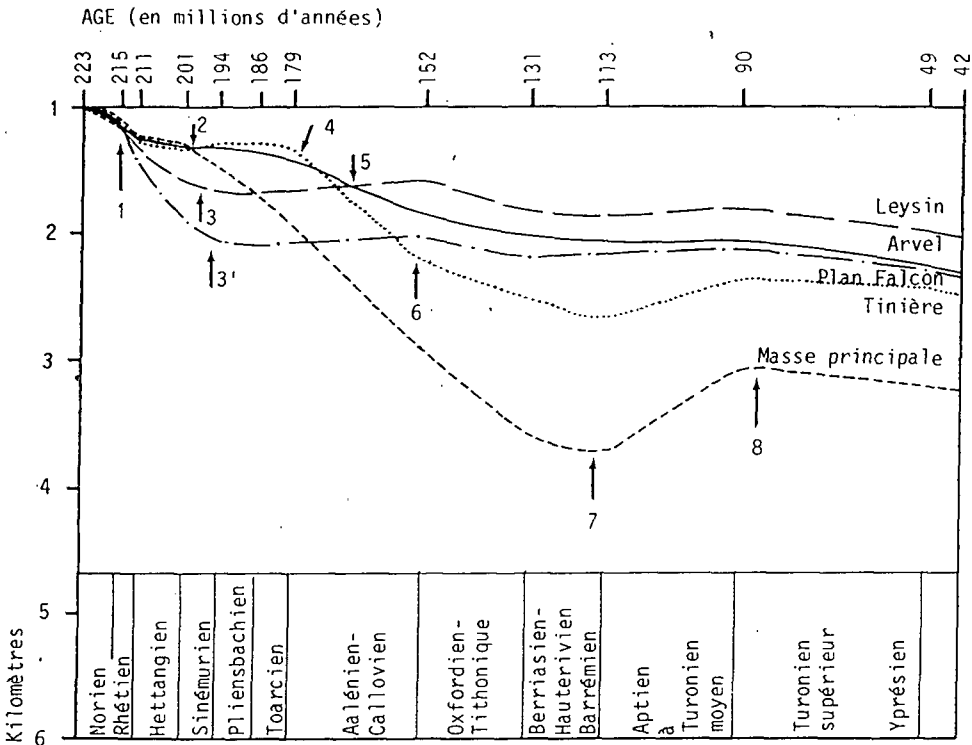


Fig. 8. Courbes de subsidences le long de la transversale dessinée dans la fig. 6 (voir explications dans le texte).

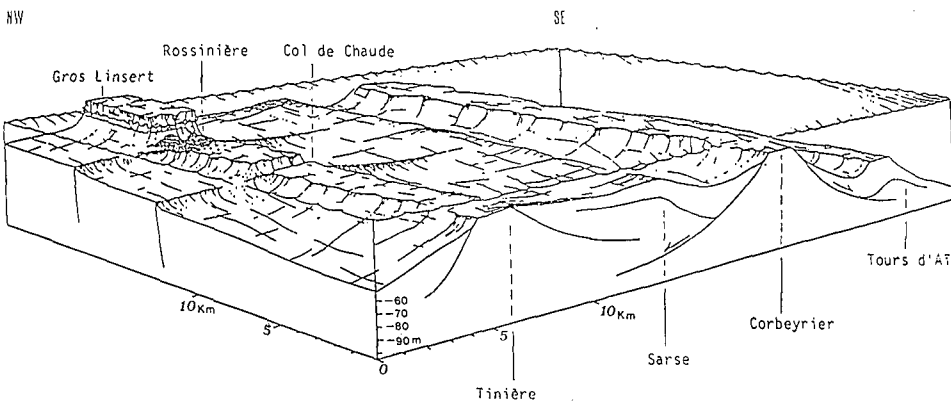


Fig. 9. Reconstitution du milieu de dépôt au Pliensbachien-Toarcien basal. Les milieux de dépôts sont différenciés. Des hauts-fonds émergents sont le site de pédogène siliceuse, ou de karst. Les hauts-fonds submergés et balayés par les tempêtes sont colonisés par les crinoïdes. Les débris de crinoïdes et les bancs carbonatés sont acheminés dans les bassins entre les hauts-fonds, par des courants de tempêtes. Des mégabrèches s'accumulent au pied des escarpements dont le relief est dû à des failles transverses aux lignes générales.

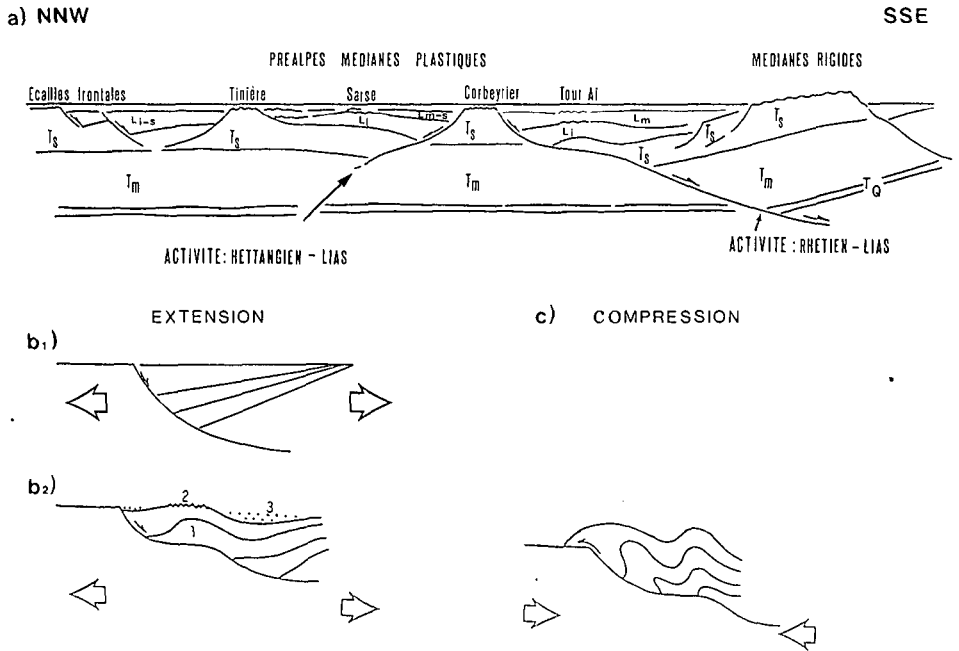


Fig. 10. Modèle (en coupe) du bassin de sédimentation des Préalpes Médiannes en rive droite du Rhône au Lias.

a) Ls = Lias supérieur; Lm = Lias moyen; Li = Lias inférieur.

Ts = Trias supérieur; Tm = Trias moyen; Ti = Trias inférieur.

b) Modèles théoriques d'un système en extension selon LEMOINE (1984); GIBBS (1987) et McCLAY & ELLIS (1987)

b1): simple faille listrique; 2b): Faille en rampe et plat

1. Zone de surépaisseur de sédiments; 2. Zone de surrection (antiforme), siège d'érosions synsédimentaires; 3. Création de bassins suspendus (structures en «onlap»).

c) Modèle théorique d'un système en compression avec décollement: au niveau des évaporites (lorsqu'il y en avait) lors de la compression – sans échelle.

- la porosité initiale de la roche,
- le coefficient de porosité-profondeur,
- le paléobathymétrie du sommet de l'unité.

Les valeurs de porosités utilisées (à partir de données dans la littérature) figurent dans le tableau II, de même que le coefficient de porosité-profondeur. Le calcul de la correction eustatique est basé sur les données de HAQ et al. (1986). La précision de cette correction est de plus ou moins 10 mètres. Pour obtenir une courbe de subsidence correcte, il est important de connaître la paléobathymétrie au moment du début de la subsidence. Le calcul tient compte de la correction eustatique également pour cette valeur. Les âges de la base et du sommet de l'unité sont donnés en millions d'années.

Il n'est pas possible de dessiner une seule courbe de subsidence pour tout le bassin, puisque celui-ci n'évolue pas de manière uniforme. Pour cette raison, cinq régions ont

été choisis: Leysin-Grand-Eau, Plan-Falcon, Arvel au sud de la Tinière; la Tinière, et la Masse principale au Nord.

La fig. 8 montrent qu'il y a une forte subsidence dès le Rhétien (première rupture de pente), subsidence qui est différentielle jusqu'au Toarcien (ruptures 2, 3, 3' et 4) en fonction des régions. Des ruptures plus générales sont mises en évidence au Callovo-Oxfordien, à l'Aptien et au Turonien Supérieur.

L'interprétation de ces courbes permet de confirmer le déplacement des zones de subsidence dans le temps (du Sud vers le Nord). Ceci est marqué (fig. 8) par le décalage des points de rupture 1 à 5 pour la période étudiée. La phase Callovo-Oxfordienne de SEPTFONTAINE (1983) coïncide avec la rupture 6 de la figure 8. Elle est suivie d'une subsidence continue du Dogger au Malm. Si les données paléobathymétriques du «Complexe Schisteux Intermédiaire» (DUPASQUIER, communication orale) se révèlent exactes, il y aurait une inversion marquée dès l'Aptien. Les données du Turonien Supérieur à l'Yprésien sont tirées de GUILLAUME (1986). Les Ecailles sont dépourvues de sédiments plus jeunes que le Lias, il n'est de ce fait pas possible d'établir des Courbes de subsidence pour celles-ci.

Ainsi la succession stratigraphique des Ecailles A, B et C constitue dans chaque cas un paquet de sédiments dont l'épaisseur diminue vers le Sud. Elle peut être interprétée comme une accumulation de sédiments sur un système de failles de croissance synsédimentaire (BRUN et al. 1985) sans mouvement «cassants», par opposition à des failles «cassantes» engendrant la formation de brèches. La masse principale, quand à elle, illustre un développement compatible avec des failles de croissance de «mur d'escalier» (GIBBS 1987, «down-stepping footwall»). Lors de l'extension liasique, l'excès de volume de sédiments accumulés grâce aux mouvements sur un «mur de faille» incliné aurait provoqué une «structure anticlinale de croissance» lors de son passage sur un replat (région des Tours-d'Aï, TANKARD & WELSINK 1987). Cette zone serait le siège d'une érosion sous-marine avec dépôts («onlaps») dans les zones adjacentes sans qu'il y ait besoin d'émersion. La disposition des zones de surépaisseurs (par ex. niveau «hb» à «hf» de l'Hettangien dans la région des Tours-d'Aï; fig. 6), le déplacement dans le temps des dépôts-centres (bassins suspendus ou «hangingwall basins») et l'âge des strates nous donnent des indications quant à la direction des mouvements sur des plans de failles listriques (du NW au SE). Les zones de surrection (antiforme: Tour-d'Aï, fig. 6 et fig. 10) sont le siège d'érosions synsédimentaires, alors que les sédiments reposent en «onlap» sur les failles actives.

Discussion et conclusion

Plutôt que d'invoquer des mouvements de bascule de «blocs rigides», comme le font BAUD & SEPTFONTAINE (1980), nous proposons d'envisager un mouvement plus «souple» (BADOUX & MERCANTON 1962) sur des plans de failles listriques en escalier (fig. 10a et b) provoquant une «subsidence différentielle» cf. JEANNET 1913; PETERHANS 1926). Cela permet de nuancer l'hypothèse de LEMOINE (1984) qui propose l'action de failles listriques simples au cours du mésozoïque. Ce même auteur incline toutes les failles de la région considérée ici vers le SE. Nos propres observations montrent que pour la période étudiée une première grande faille listrique, au sud de Corbeyrier, de

pendage SE et affectant probablement le socle prétriasique (cf. SARTORI 1987), était active du Rhétien jusqu'au Toarcien et probablement au-delà. Cet accident permettrait d'expliquer les particularités des sédiments déposés dans cette partie du bassin (sud de Corbeyrier jusqu'à la Grande Eau) (fig. 10a). Cette même faille expliquerait l'exondation des Préalpes Médiannes rigides et l'érosion du Trias supérieur. La faille qui affecte la région Timière-Arvel, à pendage NW, serait active dès l'Hettangien. Depuis le Lias et probablement jusque dans le Dogger (MOSAR 1988a) voire le Malm il y a extension NW-SE avec des paléo-failles et paléo-pentes de direction NNE-SSW et E-W prédominantes.

Au Crétacé supérieur-Tertiaire l'extension est NNE-SSW et annonce probablement la fermeture du bassin dans un système en transpression (GUILLAUME 1986). Dès le début du plissement-chevauchement alpin des Préalpes Médiannes la compression devient NW-SE. Les anciens systèmes de failles sont réactivés, souvent avec une composante en décrochement sénestre (PLANCHEREL 1979 et ce travail). La reprise en compression des structures originellement en extension avec leurs particularités stratigraphiques permettraient d'expliquer l'anticlinal chevauchant des Tours-d'Aï (illustré dans la figure 10b).

Remerciements

Nous aimerions remercier tous ceux qui par leurs conseils et une lecture critique du manuscrit ont contribué à réaliser ce travail et tout particulièrement MM. Ch. Caron, P. Homewood, R. Plancherel, J.P. Schaer et M. Hoffert. Nous remercions également MM. M. Buri et P. Homewood, R. Plancherel et M. Weidmann qui ont eu l'amabilité de mettre à notre disposition leurs documents inédits, ainsi que O.A. Pfiffner et un lecteur anonyme pour une révision critique du manuscrit et A. Braun pour la dactylographie. Merci à R. Mayoraz pour l'adaptation des programmes de décompaction, et à L. Reggiani qui a perfectionné la fig. 9. L'un d'entre nous (J.M.) témoigne sa reconnaissance au FNRS (requête N° 2.686-0.82) pour son soutien financier.

BIBLIOGRAPHIE

- AIGNER, T. 1982: Calcareous tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk Limestones (Middle Trias, SW-Germany). In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (Ed.): Cyclic and event stratification (p. 181-198). Springer Verlag Berlin, Heidelberg.
- BADOUX, H. 1965: Feuille Montreux 1264 et notice explicative, Atlas géol. Suisse au 1:25 000, avec notice Comm. géol. Suisse, Bâle.
- BADOUX, H. & MERCANTON, C.H. 1962: Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes Médiannes du Chablais. *Ecol. Geol. Helv.* 55/1, 135-188.
- BAUD, A. & MASSON, H. 1975: Preuves d'une tectonique de distension dans le domaine briangonnais: failles conjuguées et paléokarst à Saint-Triphon (Préalpes Médiannes, Suisse). *Ecol. Geol. Helv.* 68/1, 131-145.
- BAUD, A. & SEPTFONTAINE, M. 1980: Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes Médiannes en Suisse occidentale. *Ecol. Geol. Helv.* 73/2, 651-660.
- BRUN, J.P., CHOUKROUNE, P. & FAUGÈRES, E. 1985: Les discontinuités significatives de l'amincissement crustal: application aux marges passives. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t.1, n° 1, 139-144.
- CARON, Ch. 1973: Survol géologique des Alpes occidentales. *Bull. Soc. Frib. Sc. Nat.* 62/2, 73-81.
- DOMMERGUES, J.L. & MEISTER, C. 1987: Succession des faunes d'ammonites au Langeneggrat (Préalpes Médiannes; région de Thoune, Suisse): une série de référence dans le Sinémurien supérieur. *Geobios*, n° 20/3, 313-335.
- DUNHAM, R.J. 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol.* 1, 108-121.

- FREYET, P. & PLAZIAT, J.C. 1982: Continental carbonate sedimentation and pedogenesis, Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. Contribution to Sedimentology, n°12 (B.H. Purser, Ed.) E. Schweizerbart'sche Verlagsbuch., Stuttgart.
- GENGE, E. 1958: Ein Beitrag zur Stratigraphie der südlichen Klippendecke im Gebiet Spillgerten-Seehorn. *Eclogae geol. Helv.* 51, 151–211.
- GIBBS, A. 1987: Development of extension and mixed-mode sedimentary basins. In: COWARD, M.P., DEWEY, J.F. & HANCOCK, P.L. (Ed.): Continental extensional Tectonics. Spec. Publ. geol. Soc. London, 28, 19–33.
- GRESSLY, A. 1983: Observations géologiques sur le Jura soleurois. *Nouv. Mém. Soc. Rech. Sc. Nat. Neuchâtel*, 11.
- GUILLAUME, M. 1986: Révision stratigraphique des Couches-Rouges de la nappe des Préalpes Médiannes romandes. Thèse doctorat, Univ. Fribourg n° 910, inédit.
- GUILLOCHEAU, F. 1983: Les dépôts de tempêtes. Le modèle de l'Ordovicien moyen Ouest-armoricain. Thèse 3^e cycle Univ. Bretagne occidentale, Brest.
- HAO, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL P.R. 1987: The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science Washington DC* 235, 1156–1167.
- HOMWOOD, P., ALLEN, P.A. & WILLIAMS G.D. 1986: Dynamics of the Molasse Basin of western Switzerland. In: ALLEN, P.A. & HOMWOOD, P. (Ed.): Foreland basins. *Int. Assoc. Sedim. Spec. Publ.* 8, 199–218.
- JEANNET, A. 1912–1913: Monographie géologique des Tours-d'Aï. 1. Stratigraphie de la nappe rhétique, du Trias et du Lias des Préalpes Médiannes et de la zone interne. *Mat. carte géol. Suisse, N.L.* 34.
- LEMOINE, M. 1984: La marge occidentale de la Téthys ligurienne. In: Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France, G. BOILLOT, coord., Masson éd., Paris, 158–217.
- LOMBARD, A. 1975: Feuille Mosses, 64, Atlas géol. Suisse 1:25 000. *Comm. géol. Suisse*.
- LUGEON, M. & Gagnebin, E. 1941: Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. *Bull. lab. géol. minéral. géophys. Univ. Lausanne*, n° 72.
- MCCLAY, K.R. & ELLIS, P.G. 1987: Analogue models of extensional fault geometries. In: COWARD, M.P., DEWEY, J.F. & HANCOCK, P.L. (Ed.) Continental extensional tectonics, Spec. Publ. geol. Soc. London n° 28.
- METTRAUX, M. 1983: Etude géologique des Préalpes Médiannes dans la région des Tours-d'Aï. Travail de dipl. inédit, Univ. Fribourg.
- 1987: Séquences de tempêtes dans les Préalpes Médiannes (Suisse romande), du Rhétien au Toarcien. *Géol. alpine, Mém., h.s.*, n° 13, 157–165.
- 1989: Sédimentologie, paléotectonique et paléoocéanographie des Préalpes Médiannes (Suisse romande) du Rhétien au Toarcien. Thèse de doctorat, Univ. Fribourg, inédit.
- METTRAUX, M., DUPASQUIER, C. & HOMWOOD P. 1986: Conditions de dépôt et diagenèse précoce du Toarcien inférieur des Préalpes Médiannes romandes (Suisse) *Docum. Bur. Rech. géol. min.* n° 110, 231–237.
- MOSAR J. 1988a: Structures, déformation et métamorphisme dans les Préalpes romandes. Thèse de doctorat, Univ. Neuchâtel, inédit.
- 1988b: Déformation interne dans les Préalpes Médiannes (Suisse). *Eclog. Geol. Helv.*, en prép.
- MULLER I. & PLANCHEREL R. 1982: Contribution à l'étude de l'hydrogéologie karstique du massif du Vanil-Noir et de la chaîne des Gastlosen (Préalpes fribourgeoises, Suisse). *Bull. Soc. Frib. Sc. Nat.* 71/2, 102–132.
- PERRIER, R. & QUIBLIER, J. 1974: Thickness changes in sedimentary layers during compaction history; methods for quantitative evaluation. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.* 58/3, 507–520.
- PETERHANS, E. 1926: Etude du Lias et des ganticlinaux de la nappe des «Préalpes Médiannes» entre la vallée du Rhône et le lac d'Annecy. *Mém. Soc. helv. Sci. nat.* LXII/2.
- PIFFNER O.A., & BURKHARD M. 1987: Determination of paleo-stress axes orientations from fault, twin an earthquake data. *Ann. tectonicae* 1/1, 48–57.
- PLANCHEREL R. 1979: Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes Médiannes Plastiques entre Rhône et Arve. *Eclogae Geol. Helv.* 72/1, 145–214.
- PLANCHEREL, R. & WEIDMANN, M. 1972: La zone anticlinale de la Tinière (Préalpes Médiannes vaudoises). *Eclogae Geol. Helv.* 65/1, 75–91.
- PUGIN, L. 1985: Le Toarcien inférieur au Creux-de-l'Ours. Rapport interne (inédit).
- READING, H.G. 1982: Sedimentary basins and global tectonics. *Proc. Geol. Assoc.* 93/4, 321–350.
- RICKEN, W. 1987: The Carbonate compaction law: a new tool. *Sedimentology* 34/4, 571–584.
- SARTORI, M. 1987: Blocs basculés en relation avec leur socle originel dans la nappe de Siviez-Mischabel (Valais, Suisse). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 305, sér., II, 999–1005.
- SEPTFONTAINE, M. 1983: Le Dogger des Préalpes Médiannes suisses et françaises. *Stratigraphie, évolution paléogéographique et paléotectonique. Mém. Soc. hel. Sci. nat.*, 97.
- SPICHER, J.P. 1966: Géologie des Préalpes Médiannes dans le massif des Bruns. *Eclogae Geol. Helv.* 58/2, 591–742.

- SUMMERFIELD, M.A. 1983: Silcrete as palaeoclimatic indicator: evidence from southern area. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 41, 65–79.
- TANKARD, A.J. & WELSINK, H.J. 1987: Extension tectonics and stratigraphy of Hibernia Oil Field, Grand Banks, Newfoundland. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 70, 1210–1232.
- THIRY, M. 1978: Silicification des sédiments sablo-argileux de l'Yprésien du Sud-Est du bassin de Paris. Genèse et évolution des dalles quartzitiques et silerètes. *Bull. Rech. géol. mim., sect. 1/1*, 19–46.
- TRÜMPY, R. 1960: Palcotectonic evolution of the Central and Western Alps. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 71, n° 6, 843–908.
- 1980: *Geology of Switzerland: a guide-book, part A*. Ed.: Schweiz. Geol. Kommission.
- WEGMANN, E. 1962–1963: L'exposé original de la notion des faciès par A. GRESSLY (1814–1865). *Sci. de la Terre (Nancy)*, t. IX/1, 85–119.
- WEIDMANN, M. 1981: Un Ichtyosaure dans le Lias supérieur des Préalpes Médiannes vaudoises. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 75/3, 165–170.

Manuscrit reçu le 3 mai 1988

Révision acceptée le 12 février 1989

Déformation interne dans les Préalpes médianes (Suisse)

Par Jon Mosar¹⁾

Mots clefs: Préalpes médianes, déformation interne, dissolution – cristallisation, maclage de la calcite, déformation précoce, métamorphisme transporté, plissement, cisaillement.

Key words: Préalpes médianes, internal deformation, pressure solution, calcite twinning, early deformation, transported metamorphism, folding, shearing.

ABSTRACT

The Swiss "Préalpes romandes" are a stack of several nappes of Penninic and Ligurian origin, located on the NW border of the Helvetic nappes. The most important of these are the "Préalpes médianes", which are the subject of this study and are classically divided into the frontal "Préalpes médianes plastiques" dominated by large fault-propagation folds and the interior "Préalpes médianes rigides" dominated by large fault-bend folds.

The internal deformation of limestones from the "Préalpes médianes" has been measured using the distortion of pellets as well as twinning of sparitic calcite. The strain intensity in the frontal "Préalpes médianes plastiques" is very low and dominated by transgranular deformation mechanisms, mainly pressure solution, with weak development of calcite twins. This deformation is an "early" shortening parallel to bedding emphasized by the development of tectonic stylolites and an early rock cleavage. The strain increases going into the more internal "Préalpes médianes rigides" where intragranular deformation mechanisms prevail, such as twinning (numerous large, curved and twinned twins) and dynamic recrystallisation. The most intense strain is associated with large scale shearing due to thrusting on the basal décollements of the "Préalpes médianes" nappe and of the overlying Brèche nappe. The calculated finite extension is parallel to the general NW transport direction in the vicinity of the thrust planes. Elsewhere in the nappe the extension dips at a high angle to the thrustplanes.

The metamorphism of the "Préalpes médianes", which is transported relative to the underlying nappes, is closely associated with the deformation. It is studied by means of illite crystallinity and increases from diagenesis in the "Préalpes médianes plastiques" to epizone in the "Préalpes médianes rigides", probably reaching 350 °C. Both, the metamorphism and the internal deformation have taken place before the "Préalpes médianes" were emplaced onto the Helvetic nappes.

RÉSUMÉ

Les Préalpes romandes de Suisse sont formées par une pile de nappes de chevauchement d'origines penniques et ligures, actuellement situées sur le bord NW des nappes Helvétiques. La plus importante de ces nappes forme les Préalpes médianes, qui constituent le sujet de cet article. Classiquement on les subdivise en Préalpes médianes plastiques dans la partie frontale, dominées par des plis failles, et en Préalpes médianes rigides à l'arrière de la nappe, dominées elles par des écailles tectoniques avec rampes et paliers.

La déformation interne a été étudiée sur des roches calcaires des Préalpes médianes en utilisant la distorsion de pellets et le maclage de grains de calcite sparitique. A l'avant de la nappe (Préalpes médianes plastiques), où la déformation est faible, ce sont surtout les mécanismes de déformation transgranulaires, principalement la dissolu-

¹⁾ Institut de Géologie, Université de Neuchâtel, 11 rue Emile Argand, CH-2000 Neuchâtel, Switzerland.
Adresse actuelle: Princeton University, Dept. of Geophysical & Geological Sciences, Guyot Hall, Princeton, New Jersey 08544, U.S.A.

tion – cristallisation, qui prédominent. Cette déformation «précoce» est soulignée par la formation de joints stylolithiques tectoniques et d'un clivage schisteux précoce. L'intensité de déformation augmente lorsqu'on va vers l'arrière, dans les Préalpes médianes rigides, où prédominent les mécanismes de déformation intragranulaires tels que le maclage de la calcite (nombreuses macles larges, courbes et maclées) et la recristallisation dynamique. La déformation est ici associée à un cisaillement à grande échelle dû aux mouvements chevauchants sur les décollements basaux de la nappe des Préalpes médianes et de la nappe de la Brèche sus-jacente. L'extension finie calculée est parallèle à la direction générale de transport vers le NW à proximité des plans de chevauchements. Ailleurs dans la nappe l'extension plonge avec un fort angle par rapport aux plans de chevauchements.

Le métamorphisme des Préalpes médianes, qui est transporté par rapport aux unités sous-jacentes, est étroitement associé à la déformation interne. Son étude, par le biais de la cristallinité de l'illite, révèle une intensité métamorphique augmentant depuis la diagenèse dans les Préalpes médianes plastiques jusqu'à l'épizone dans les Préalpes médianes rigides, atteignant probablement 350 °C. Le métamorphisme et la déformation interne se sont faits avant l'arrivée des Préalpes médianes sur les nappes Helvétiques.

1. Introduction

Le présent article constitue en fait la seconde partie de ma thèse de doctorat concernant les structures, la déformation et le métamorphisme dans les Préalpes médianes romandes (Suisse) (MOSAR 1988a). La première partie traite du métamorphisme transporté (MOSAR 1988b) et la troisième concerne la géologie structurale (MOSAR en prep.).

Les Préalpes Romandes de Suisse sont formées par un ensemble de nappes allochtones d'origine paléogéographique pennique et ligurienne. Cet ensemble, actuellement situé au NW des nappes Helvétiques (fig. 1), en position frontale du système alpin, se compose de plusieurs unités: A) la nappe Supérieure (ligurienne) dont font partie entre autres la nappe de la Simme et la nappe du Gurnigel; B) la nappe de la Brèche; C) la nappe des Préalpes médianes et D) la nappe du Niesen (fig. 1) (CARON 1972, 1973; TRÜMPY 1980). Ces unités reposent soit sur la Molasse subalpine ou autochtone, soit sur les nappes de l'Helvétique par l'intermédiaire d'un coussin d'Ultrasch Helvétique et d'un wildflysch à lentilles d'Ultrasch Helvétique, de gypses et cornièules.

Les Préalpes médianes, d'origine briançonnaise et subbriançonnaise, constituent l'ossature de l'édifice préalpin. Classiquement on les subdivise en *Médianes Plastiques* au NW, constituant la partie frontale, et en *Médianes Rigides* au SE (LUGEON & GAGNEBIN 1941), constituant la partie arrière de la nappe (fig. 1 et fig. 2). Ces deux ensembles sont séparés, dans les Préalpes médianes de l'W, par l'échelle des Gastlosen (fig. 1). Cette échelle n'affleure plus dans la partie E des Préalpes, mais pourrait être enfouie, en retrait, sous les Médianes Rigides de la région du Niederhorn-Turnen (fig. 2). Les Préalpes médianes sont formées de roches allant du Trias moyen jusqu'au Crétacé supérieur – Tertiaire, et de flyschs éocènes formant le sommet de la série. Ce sont essentiellement des calcaires et des marnes. Des niveaux épais de calcaires se rencontrent surtout au Trias, Lias et Malm, alors que le Dogger et le Crétacé – Tertiaire (Néocomien et Couches Rouges) sont composés d'alternances de marnes et calcaires (PLANCHEREL 1979; BAUD & SEPTFONTAINE 1980; TRÜMPY 1980). Dans les Médianes Plastiques, la série va du Trias supérieur jusqu'au Crétacé supérieur – Tertiaire, suivie des flyschs éocènes. Dans les Médianes Rigides la série débute avec le Trias moyen (BAUD 1972) suivi d'un Dogger très réduit et se termine par le Crétacé sup. – Tertiaire recouvert des flyschs éocènes (fig. 2). Le Lias et le Crétacé inférieur (Néocomien) y sont absents.

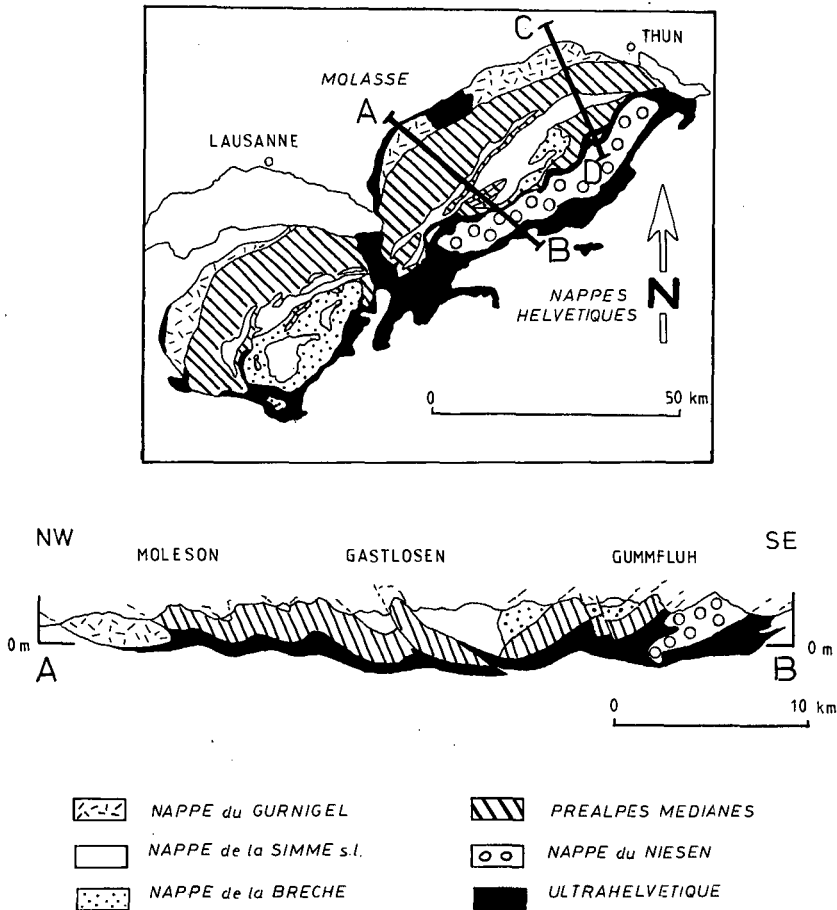


Fig. 1. Carte tectonique et coupe structurale simplifiées des Préalpes (modifiées d'après Caron, 1972). AB et CD désignent le tracé des coupes de la fig. 1 respectivement de la fig. 2.

Tectoniquement les Médianes Plastiques sont caractérisées par une suite de plis à grande échelle disposés en échelon (SCHARDT 1884; JEANNET 1922; BIERI 1925; UMIKER 1952; NICOL 1956; PLANCHEREL & WEIDMANN 1972; PLANCHEREL 1976, 1979) (fig. 2). Ils sont accompagnés de plis métriques de second ordre dans les niveaux incompetentes des alternances de marnes et calcaires. La dispersion des plis, plongeant soit vers l'W à SW soit vers l'E à NE selon le secteur étudié, reflète à une autre échelle la structure en échelon des grands plis (fig. 2 stéréogrammes synthétiques). Dans les Médianes Rigides on observe un ensemble d'écaillés tectoniques, localement imbriquées et caractérisées par des rampes et paliers tectoniques ainsi que des failles en retour (fig. 2). Les axes de plis métriques (presque exclusivement développés dans les niveaux des Couches Rouges) ont une dispersion analogue à celle rencontrée dans les Médianes Plastiques (fig. 2, stéréogrammes synthétiques).

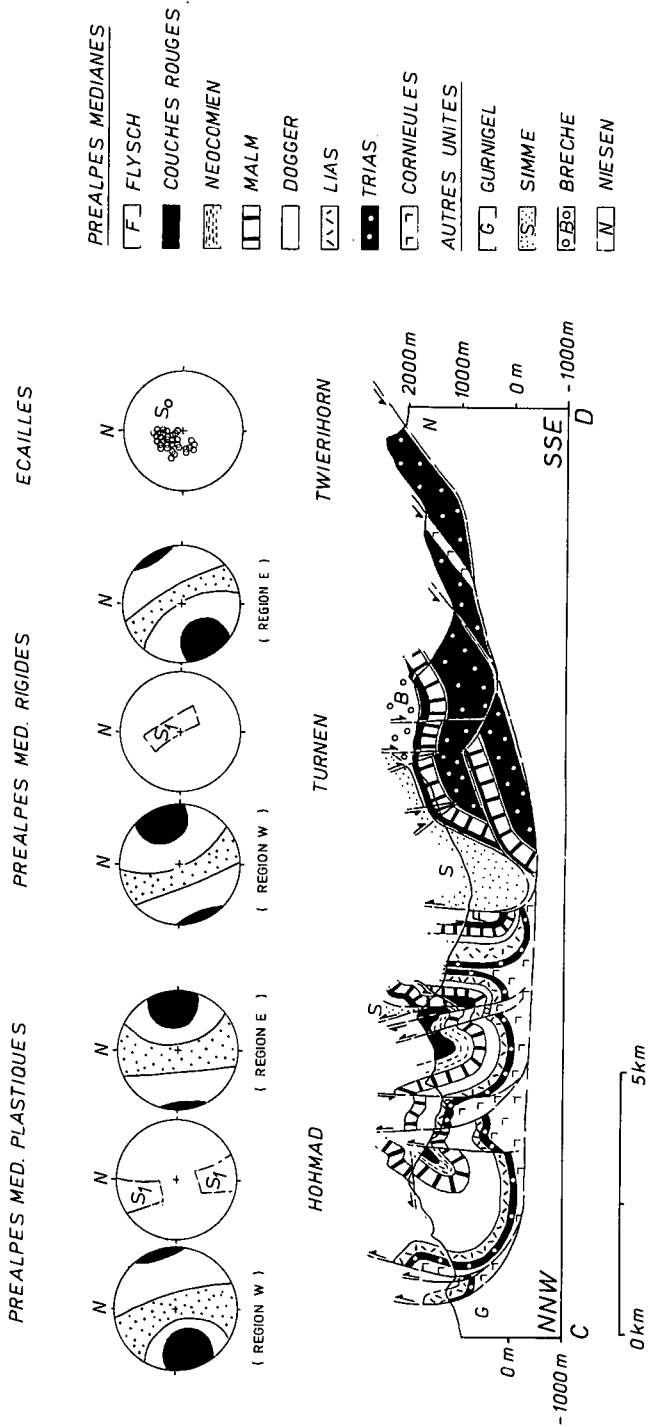


Fig. 2. Coupe structurale dans les Préalpes médianes Romandes de l'Est. Au dessus de la coupe sont présentés les stéréogrammes synthétiques construits à partir de nombreux relevés de terrain (Mosar 1988a). Les plages en noir représentent les axes de plis, les plages pointillées les pôles de la stratification. S₁ correspond à la schistosité, S₀ aux pôles de la stratification. Les canevass sont des représentations équiangulaires (Wulff) en hémisphère supérieure. Associés au chevauchement basal des Préalpes médianes, et non représentés sur cette coupe sont des wildflysch à olistolithes d'Ultraschweiz et des gypses.

Dans les niveaux incompetents à alternances de calcaires et marnes on observe un clivage schisteux espacé, parallèle au plan axial des plis métriques. Le fort éventail qu'on observe dans l'orientation du clivage est occasionné par les différences de compétence entre les différents niveaux, mais aussi par l'inclinaison très variable des plans axiaux des plis métriques (parfois subhorizontaux) par rapport aux plans axiaux des plis à grande échelle en général fortement redressés. Dans l'ensemble ce clivage schisteux est très redressé dans les Médiannes Plastiques, mais subhorizontal dans les Médiannes Rigides, (fig. 2 stéréogrammes synthétiques). Il fait ici un angle faible avec la stratification et le plan de chevauchement séparant les Médiannes Rigides de la nappe de la Brèche sus-jacente (MOSAR 1988a).

Le *changement de style tectonique* entre les Médiannes Plastiques et Rigides coïncide avec un *changement de l'intensité du métamorphisme*. Grâce à une étude de la cristallinité de l'illite dans les niveaux du Malm et des Couches Rouges (Crétacé sup.-Tertiaire) nous avons pu montrer qu'on passe de la diagenèse au front de la nappe (Médiannes Plastiques) à des faciès d'épizone à l'arrière de la nappe (Médiannes Rigides) (MOSAR 1988a,b). Nous avons pu déduire de ces observations non seulement que la couverture des Médiannes Plastiques est restée faible pendant toute leur histoire, alors qu'elle devait atteindre environ 10 km dans les Médiannes Rigides, mais aussi que le *métamorphisme est transporté!*

Paramètres descriptifs des divers types d'ellipses et mode de calcul:

rapports axiaux de l'ellipsoïde de déformation:

$$R_{xy} = \frac{x}{y} = \frac{1 + e_1}{1 + e_2} \quad R_{yz} = \frac{y}{z} = \frac{1 + e_2}{1 + e_3}$$

Ri = rapport axial initial

Rf = rapport axial final (de forme)

Rs = rapport axial de l'ellipse de déformation

Paramètres de forme:

$$v = \frac{2\epsilon_2 - \epsilon_1 - \epsilon_3}{\epsilon_1 - \epsilon_3} \quad (\text{LODE 1926, HOSSACK 1968})$$

Paramètres d'intensité de déformation:

$$\gamma_0 = (2/3)[(\epsilon_1 - \epsilon_2)^2 + (\epsilon_2 - \epsilon_3)^2 + (\epsilon_3 - \epsilon_1)^2]^{1/2} \quad \text{Natural octahedral unit shear} \\ (\text{NADAI, 1963})$$

$$\bar{\epsilon}_s = \frac{\sqrt{3}}{2} \bar{\gamma}_0 \quad \text{Amount of strain} \quad (\text{NADAI 1963, HSÜ 1966})$$

$$r = R_{xy} + R_{yz} - 1 \quad \text{Deformation intensity} \quad (\text{WATTERSON 1968})$$

Tableau I: Formulations mathématiques des divers paramètres utilisés dans le texte.

Contrairement aux nappes Helvétiques avoisinantes (fig. 1) qui sont aujourd'hui des régions classiques de l'étude de la déformation interne des roches, aucune étude n'a été entreprise dans cette direction jusqu'à ce jour dans les Préalpes, si ce n'est quelques observations isolées sur des ammonites aplaties. Nous avons étudié de façon quantitative et qualitative la déformation interne des calcaires par l'intermédiaire de lames minces prises dans divers niveaux le long d'un profil orienté NNW-SSE dans les Préalpes médianes de l'Est (fig. 2).

La description qualitative et quantitative de la déformation passe par la notion d'ellipsoïde de déformation, dont l'aspect peut être formulé et représenté graphiquement de diverses manières. Indépendamment des méthodes utilisées pour calculer la déformation, de nombreux paramètres, dont les plus importants sont donnés dans le tableau I, permettent de décrire les résultats obtenus (pour plus de détail le lecteur pourra se référer à RAMSAY (1967) et RAMSAY & HUBER (1983, 1987). Ainsi, pour présenter un ellipsoïde de déformation finie (EDF) donné, on utilise des paramètres de forme permettant de distinguer les formes aplaties des formes allongées. Pour décrire la quantité de déformation, on utilise des paramètres d'intensité et des paramètres de variation de volume (tableau I). Nous avons, dans ce travail et pour des raisons pratiques, choisi d'utiliser le paramètre «v» de LODÉ (1926; HOSSACK 1968) pour décrire la forme de l'ellipsoïde de déformation et les paramètres «r» de WATTERSON (1968) et « ϵ_s » de NADAI (1963) pour décrire l'intensité de la déformation.

2. Etude qualitative et quantitative de la déformation

2.1 Pellets et oïdes

Presque toutes les formations stratigraphiques des Préalpes médianes contiennent des niveaux à pellets permettant de quantifier la déformation. Nous avons ainsi pu faire une série continue d'analyses le long d'une coupe NNW-SSE (fig. 2) en travaillant sur des échantillons de roches calcaires du Néocomien, du Malm, du Dogger, du Lias et du Trias (tableaux IV-V). La majorité de ces échantillons sont des roches à matrice micritique ou finement sparitique englobant des pellets eux-mêmes de constitution micritique. Plus rares sont les oïdes au cœur formé par un grain de sparite et montrant une gaine bien développée.

Les pellets étudiés sont rarement sphériques mais essentiellement de forme ovoïde (fig. 3A) et assimilables à des ellipsoïdes. Leurs rapports axiaux initiaux R_i (en deux dimensions) varient entre 1.000 et 4.167 avec une moyenne arithmétique de 1.322 et

Mean:	Std. Dev.:	Std. Error:	Variance:	Coef. Var.:	Count:
1.332	.282	.009	.079	21.144	903

Mode:	Geo. Mean:	Har. Mean:	Kurtosis:	Skewness:
1	1.306	1.284	12.268	2.106

Tableau II: Paramètres statistiques concernant les mesures de rapports axiaux faites sur les échantillons n° 81, 91, 99 et 100, qui ont une déformation $R_s=1$ (pas de déformation) d'après la méthode R_i/\emptyset de LISLE (1985).

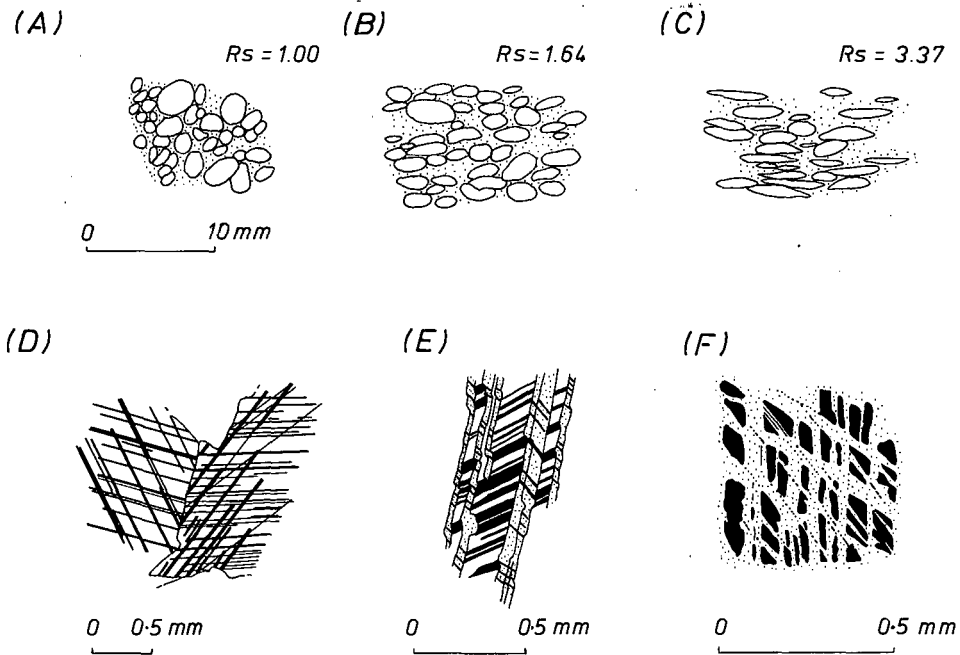


Fig. 3. Figures et témoins de la déformation observés en lame mince dans les Préalpes médianes. A – C. Pellets déformés à divers degrés. R_s = rapport de l'ellipse de déformation calculée par la méthode de LISLE. En pointillé la matrice micritique. D – F: Macles de la calcite à divers stades de la déformation. Détail voir tableau III.

un écart de 0.282 (tableau II). Ces valeurs ont été obtenues pour une population de 903 pellets considérés comme non déformés (échantillons n° 81, 91, 99 et 100, où l'une des méthodes R_f/\varnothing utilisée plus loin a donné une déformation $R_s=0$). BURKHARD (1986a, b, 1988) donne des valeurs entre 1.3 et 1.4 pour des pellets non déformées provenant de calcaires du Dogger du Jura bâlois.

2.2 Quantification de la déformation des pellets

La quantification de la déformation des objets ellipsoïdaux implique que les objets étudiés sont déformés de manière homogène au moins à l'échelle de la lame mince. Il est nécessaire de savoir s'il existe dans la roche des structures sédimentaires originales, car elles peuvent introduire des erreurs non négligeables (SIDDANS 1971; PATERSON 1983; LISLE 1985; BORRADAILE 1987). La méthode polaire d'ELLIOTT (1970) nous a permis de montrer que dans nos échantillons il n'y a pas de fabrique sédimentaire originale. Afin de déterminer l'ellipsoïde de déformation finie (EDF), nous avons calculé des ellipses moyennes de déformation en deux dimensions pour trois faces mutuellement perpendiculaires d'un même échantillon. Ces résultats ont ensuite été combinés à l'aide du programme PASE5 de ROBERTS & SIDDANS (1971) afin d'obtenir un ellipsoïde de déformation finie.

Peu de travaux indiquent le nombre d'objets qu'il faut mesurer afin d'obtenir un résultat «réaliste» le plus «correct» possible, au moins du point de vue des calculs statistiques. Ainsi DUNNET (1969) suggère un minimum de 40 oolithes et de 40–100 galets pour sa technique RF/Ø. TOBISH et al. (1977), en utilisant la méthode polaire d'ELLIOTT (1970) considèrent que 42–70 marqueurs sont nécessaires. La méthode d'analyse statistique sur le nombre de mesures requises, présentée par ROBIN & TORRANCE (1987, fig. 2 p. 315), montre que dépassé 50 marqueurs, la différence (écart type) entre la moyenne «vraie» et la moyenne «calculée» pour un intervalle de confiance donné (p.ex. 95%), ne change qu'insensiblement. Dans nos échantillons nous avons, dans la mesure du possible, essayé d'avoir entre 40 et 100 mesures par face analysée. Font exception quelques échantillons avec seulement 25 à 35 mesures. Ce sont exclusivement des échantillons où la déformation est élevée et les pellets allongés bien réglés, permettant ainsi un contrôle visuel.

Afin de calculer R_s nous avons utilisé la technique R_f/\varnothing introduite par CLOOS (1947) et RAMSAY (1967) et développée par DUNNET (1969) et DUNNET & SIDDANS (1971). Nous avons employé la version de LISLE (1977a, b) décrite dans PEACH & LISLE (1979) et PFIFFNER (1986c) introduisant les courbes theta. Une autre technique employée est la méthode des graphiques polaires d'ELLIOTT (1970). Une troisième méthode appliquée est la technique centre à centre présentée par HANNA & FRY (1979) et FRY (1979a, b). Cette méthode, qui renseigne sur la déformation totale de la roche n'a cependant pas pu être appliquée à tous les échantillons. R_s et \varnothing ont été déterminés visuellement et les résultats sont essentiellement qualitatifs. Les valeurs obtenues sont en faible accord avec celles obtenues par les autres méthodes, p.ex. la technique RF/Ø de Lisle (fig. 4). En effet dans quelques cas la déformation est plus élevée dans l'ensemble de la roche (R_s Fry) que dans les pellets plus rigides (R_s Lisle)

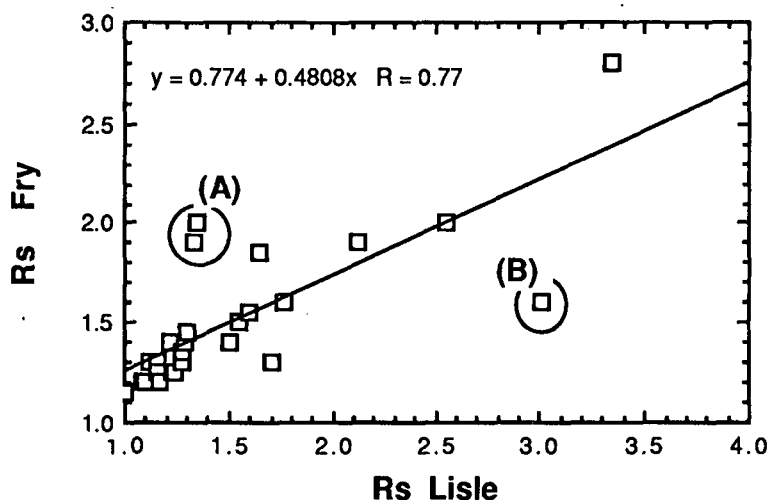


Fig. 4. Rapports de l'ellipse de déformation obtenus par la méthode R_f/\varnothing de LISLE et la méthode centre à centre de FRY. Sont inscrits dans le diagramme la corrélation linéaire et le coefficient de corrélation R . (A) et (B) réfèrent à des types de déformation décrits dans le texte.

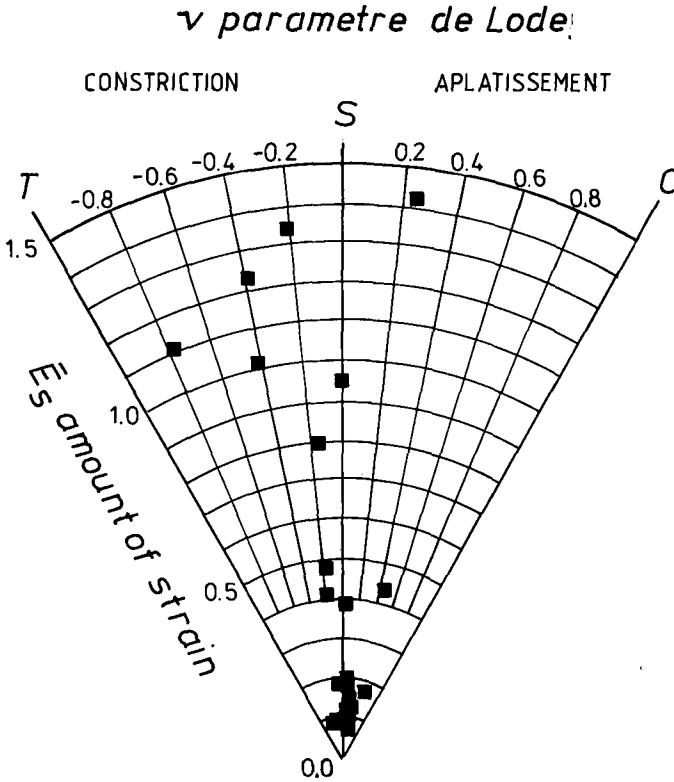


Fig. 5. Diagramme de Hsü (1966) pour les pellets. T = axe de tension, S = axe de déformation plane, C = axe de compression (formulation mathématique des paramètres v et ϵ_s , voir tableau I).

(fig. 4, points désignés par A). Il y a aussi un exemple bien marqué où les pellets se déforment nettement plus que l'ensemble de la roche, donnant l'image d'un «fromage troué» (fig. 4, point désigné par B). Ces quelques observations contredisent le prémisses de l'absence de contraste de ductilité entre matrice et marqueurs. On peut cependant penser que les conditions permettant d'appliquer la méthode de Fry, à savoir une distribution statistiquement uniforme (RAMSAY & HUBER 1983, p. 109) ne sont pas données dans nos échantillons et ne permettent donc pas d'avoir des résultats probants.

Les résultats obtenus par la méthode Rf/\varnothing (tableau IV) montrent que nous sommes en présence d'ellipsoïdes du type constriction et du type aplatissement. Reportés dans un diagramme des Hsü (1966) les résultats semblent indiquer qu'avec une déformation croissante on passe d'un ellipsoïde de déformation en aplatissement (voire plane) vers des ellipsoïdes en constriction (fig. 5).

2.3 Macles de la calcite

De nombreux auteurs dont GRIGGS (1953), TURNER et al. (1954) et FRIEDMANN et al. (1976) pour n'en citer que quelques uns, ont utilisé le maclage de la calcite comme

indicateur de la contrainte et de la déformation dans les roches. Les principaux éléments cristallographiques de la calcite sont décrits par exemple chez WENK (1985). Leurs relations avec les paramètres de la déformation sont données dans TURNER (1953), GROSHONG (1972, 1974) et LAURENT et al. (1981). D'après SCHMID (1982), SCHMID et al. (1987) et WENK (1985) l'importance du maclage de la calcite diminue avec la diminution de la taille des grains mais aussi avec l'augmentation de la température. GROSHONG et al. (1984a) suggèrent qu'à partir d'environ 300 °C, température qui correspond à un métamorphisme à la limite anchizone-epizone (FREY 1986), le maclage n'est plus compétitif en tant que mécanisme de déformation intracristallin. Il est relayé par d'autres mécanismes tel p.ex. le fluage-dislocation.

2.3.1 Etude qualitative du maclage de la calcite

L'ubiquité des grains sparitiques de calcite dans les roches des Préalpes médianes et dans les unités à flyschs encaissantes, a permis de réaliser des observations continues sur une coupe NNW-SSE (fig. 2). Dans les divers horizons lithologiques du Trias,

INTENSITE DEFORMATION	MACLAGE DE LA CALCITE	TEMOINS DE LA DEFORMATION	METAMORPHISME (MOSAR, 1988a)
très faible	macles rectilignes et fines, les 3 systèmes peuvent être développés (fig. 3D)	extinction onduleuse	Diagenèse
faible moyenne	nombreuses macles fines et rectilignes macles larges et rectilignes		Anchizone
forte	Macles très nombreuses difficulté à différencier macle et hôte. On trouve des macles maclées et des macles courbes (fig. 3E)	recristallisation dans les macles	Epizone
très forte		fantômes d'anciennes macles entièrement recristallisées (fig. 3F)	

Tableau III: Correspondances entre intensité de déformation observée au microscope optique (maclage de la calcite et autres témoins de la déformation interne de la roche) et intensité métamorphique.

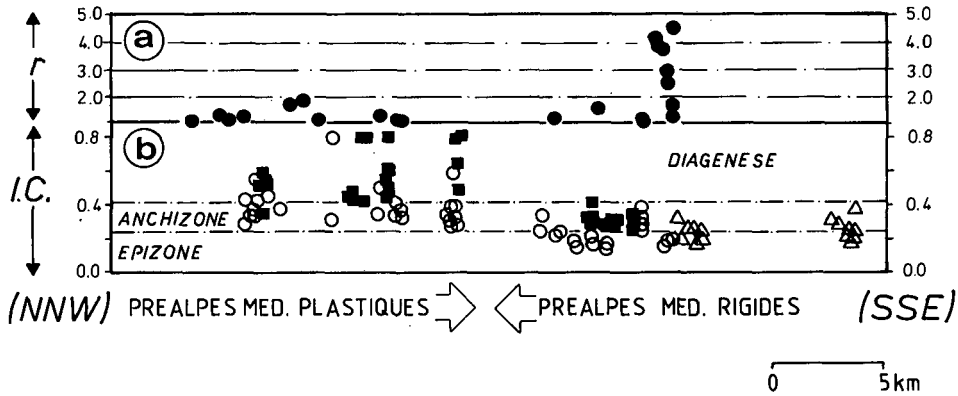


Fig. 6. Evolution de l'intensité de la déformation et du degré de métamorphisme associé en fonction de la position structurale de chaque échantillon analysé dans la nappe des Préalpes médianes. (a) intensité de déformation $r = R_{xy} + R_{yz} - 1$ (WATTERSON, 1968) mesurée sur des pellets; (b) cristallinité de l'illite (I.C. = index d'après KÜBLER, voir MOSAR, 1988a, b); triangles = échant. du Trias des Préalpes médianes rigides, carrés = échant. du Malm, cercles = échant. de Couches Rouges (Crétacé sup. - Tertiaire). Les limites NNW et SSE de ce diagramme correspondent aux limites de la coupe de la fig. 2.

Lias, Dogger, Malm et Néocomien, la sparite apparaît sous forme de matrice ou ciment ou encore comme claste dans une matrice micritique. Dans les différents types de veines la calcite apparaît sous forme fibreuse ou équigranulaire. Fréquemment il s'agit de veines à ouvertures multiples comme l'indiquent des traces de «crack and seal» et des études par thermoluminescence (METTRAUX, comm. orale). Le fait que bon nombre de fibres sont courbes montre que les ouvertures successives (incrément de l'extension) ne se sont pas produites de manière coaxiale.

Le type, la forme et l'aspect des macles changent au fur et à mesure que la déformation devient plus intense (fig. 3 D-F). Cette évolution est esquissée dans le tableau III. L'augmentation de la déformation dans les Préalpes médianes est intimement liée à l'augmentation de l'intensité du métamorphisme (fig. 6, concernant les pellets; tableau III, concernant le maillage de la calcite). Nos observations semblent confirmer la proposition de GROSHONG et al. (1984a) que le relais du maillage de la calcite par d'autres mécanismes de la déformation se fait à la limite anchizone-épizone, soit environ vers 300 °C.

2.3.2 Quantification de la déformation par le maillage de la calcite

La méthode base sur le principe qu'à chaque macle on peut attribuer une direction de compression (C) et de tension (T) pour former cette macle (TURNER 1953; TURNER & WEISS 1963). Si pour un nombre élevé de grains on peut mettre en évidence une orientation préférentielle de C et T, ces maxima peuvent être interprétés comme direction de compression (raccourcissement) respectivement de tension (allongement). Alors que la méthode de TURNER se base sur une orientation «optimale» (45° entre l'axe de compression et le plan de cisaillement), celle proposée par PFIFFNER & BURKHARD (1987) tient compte du dièdre de compression entier. D'autres méthodes per-

N°	GEO. COORD.		R	DEFORMATION						T	AZIMUTH/PENDAGE					
				X	Y	Z	E ₁	E ₂	E ₃		X	Y	Z	E ₁	E ₂	E ₃
NAPPE DES PREALPES MEDIANES PLASTIQUES																
41	569.556	147.000	M	1.09	1.05	0.87	5.12	0.60	-5.72	M	197/40	86/28	327/38	225/07	132/28	328/62
47	569.800	152.150	M	1.15	1.00	0.87	2.71	0.94	-3.64	M	34/15	129/20	269/65	29/20	254/62	126/18
61	607.920	170.240	M	1.00	1.00	1.00	2.81	-0.93	-1.88	V	—	—	—	117/55	222/10	318/33
82	607.776	176.036	D	1.07	1.01	0.93	2.50	-0.37	-2.13	V	150/24	318/65	058/04	167/69	73/02	343/21
84	608.060	168.810	M	—	—	—	3.73	1.10	-4.83	M	—	—	—	297/08	198/46	35/43
85	608.450	168.020	F	—	—	—	3.87	-0.34	-3.53	M	—	—	—	86/10	346/44	179/44
85	"	"	F	—	—	—	3.90	-0.11	-3.80	V	—	—	—	67/03	335/33	162/57
65	"	"	F	—	—	—	3.25	0.13	-3.38	MV	—	—	—	69/10	329/44	169/45
86	602.220	168.570	N	—	—	—	2.88	0.39	-3.27	M(V)	—	—	—	274/42	140/38	29/26
87	602.050	168.650	N	1.07	0.98	0.96	1.86	0.36	-2.18	M	38/42	189/45	294/14	309/01	216/74	39/16
88	602.600	169.280	N	—	—	—	7.68	-1.11	-6.57	M(V)	—	—	—	90/28	185/09	292/61
69	602.830	171.100	L	—	—	—	5.36	0.62	-5.98	M	—	—	—	68/19	180/06	287/70
90	604.000	172.740	M	1.00	1.00	1.00	2.81	-0.67	-2.14	V	—	—	—	189/47	311/27	59/31
91	604.120	172.880	D	1.13	1.00	0.88	3.99	-0.51	-3.48	V	86/10	353/20	202/68	70/46	193/27	301/31
92	604.060	173.030	D	1.08	1.00	0.92	1.95	1.17	-3.52	V	225/35	124/14	16/52	240/05	149/09	156/80
93	603.000	173.940	D	1.07	0.99	0.95	1.21	1.13	-4.34	M	16/02	283/60	107/10	7/05	274/33	104/57
98	604.320	171.140	D	1.10	1.02	0.90	4.32	-1.73	-2.58	M	296/54	147/32	48/16	129/24	15/43	239/38
99	604.380	171.600	L	1.00	1.00	1.00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
100	604.450	171.790	L	1.00	1.00	1.00	3.35	-0.08	-3.27	V	—	—	—	165/27	262/12	14/60
102	601.950	168.550	D	—	—	—	4.91	-0.50	-4.40	M	—	—	—	231/35	88/48	335/19
105M	602.250	168.220	F	—	—	—	5.61	1.29	-6.91	M	—	—	—	121/24	224/26	355/54
105V	"	"	F	—	—	—	6.17	1.25	-7.42	V	—	—	—	273/22	122/65	7/11
105T	"	"	F	—	—	—	5.41	0.26	-5.67	MV	—	—	—	275/10	163/65	10/23
53	587.690	164.780	**	—	—	—	2.46	0.05	-2.51	V	—	—	—	169/40	44/35	289/31
94	588.150	164.900	L **	—	—	—	6.26	0.05	-6.30	M	—	—	—	65/04	331/46	159/43
96	588.150	164.900	L **	1.05	1.00	0.95	—	—	—	—	294/52	71/39	181/24	—	—	—
NAPPE DES PREALPES MEDIANES RIGIDES																
64	597.610	154.850	M	1.43	0.96	0.73	3.75	-0.33	-3.42	M	35/10	294/44	134/44	312/05	47/44	217/46
65	597.790	155.070	M	1.36	0.96	0.77	—	—	—	—	46/14	288/60	142/25	—	—	—
72	606.160	159.290	T	—	—	—	1.85	0.48	-2.33	M	—	—	—	189/49	88/09	350/40
73	"	"	T	—	—	—	2.72	0.05	-2.77	V	—	—	—	144/62	41/07	308/27
76	599.610	156.740	F	—	—	—	2.00	1.05	-3.05	V	—	—	—	285/41	163/31	50/34
106	606.750	162.850	T	—	—	—	5.48	-1.03	-4.45	M	—	—	—	225/09	103/74	317/14
107	607.030	163.370	D	2.49	1.18	0.34	—	—	—	—	46/08	140/32	302/57	—	—	—
109	605.200	164.330	M	1.29	1.01	0.76	13.05	2.80	-15.86	V	337/06	245/21	80/69	193/03	102/07	304/82
110	606.750	163.970	M	2.74	0.88	0.42	8.38	-1.67	-6.71	MV	287/35	190/11	85/83	262/17	10/45	157/40
111	606.600	163.780	M	2.61	0.81	0.48	—	—	—	—	306/36	204/09	100/55	—	—	—
113	598.210	161.590	M	1.07	1.02	0.91	—	—	—	—	14/55	106/03	200/18	—	—	—
129	600.800	156.000	D	1.26	1.11	0.71	9.70	3.26	-12.96	M	206/29	314/31	81/47	267/36	8/07	102/33
130	600.880	156.220	D	1.14	1.00	0.88	—	—	—	—	253/30	350/12	98/58	—	—	—
132b	606.440	154.850	M	2.24	0.82	0.54	9.05	1.40	-7.65	M	163/26	261/14	22/59	306/09	210/36	48/53
133	600.360	154.950	M	2.46	0.69	0.59	9.48	-1.53	-7.95	M	57/50	301/17	198/33	256/24	354/16	113/61
134	600.250	155.090	M	1.96	1.00	0.51	—	—	—	—	184/96	281/02	8/34	—	—	—
135	600.280	155.190	M	1.82	0.94	0.59	7.33	-2.55	-5.08	M	189/25	286/14	39/59	256/37	127/39	10/29
136	601.600	155.930	T	—	—	—	3.04	1.62	-4.66	V	—	—	—	283/47	163/25	56/32
137	601.190	155.710	T	—	—	—	7.54	-1.71	-5.82	MV	—	—	—	164/13	266/39	59/48

Tableau IV: Résultats de l'analyse de la déformation par les méthodes R/\emptyset de Lisle sur les pellets (axes de l'EDF: $X=1+E_1$, $Y=1+E_2$, $Z=1+E_3$) et le maillage de la calcite de Groshong (axes de l'EDF: E_1 , E_2 , E_3 , en %). N° = numéro d'échantillon; GEO. COORD. = coordonnées géographiques d'après le système Suisse; R = appartenance stratigraphique de l'échantillon; T = Trias, L = Lias, D = Dogger, M = Malm, N = Néocomien (Crétacé inférieur), F = flysch, ** = échantillons provenant du décrochement Bellegarde-Lac Noir. T = type de matériau dans lequel le maillage de la calcite a été analysé: M = matrice, V = veine, MV = matrice et veine, M(V) = surtout matrice et peu de mesures dans la veine. Déformation: allongements = X et E₁, axe intermédiaire = Y et E₂, raccourcissements = Z et E₃. Azimuth/pendage: orientations des trois axes des EDF calculés pour les pellets et les maclés de la calcite.

mettent de calculer, en plus des orientations, l'intensité de la déformation en utilisant le nombre et la largeur des macles dans chaque grain de calcite (GROSHONG 1972, 1974; SPANG 1972). Nous avons dans ce travail employé les méthodes de PFIFFNER & BURKHARD (1987), de SPANG (1972) et celle de GROSHONG (1972, 1974). Vu la similitude des résultats nous avons choisi de ne présenter ici que les résultats obtenus par la méthode de GROSHONG. Les fondements mathématiques et la méthodologie, ainsi que des considérations détaillées sur la précision, l'acuité et les erreurs de la méthode sont discutés dans GROSHONG (1972, 1974), TEUFEL (1980) et GROSHONG et al. (1984a, b).

La déformation maximale qu'on peut obtenir par maclage 'e' de la calcite est de 41% d'élongation et 29% de raccourcissement d'après WENK (1985), 36% respectivement 26% d'après TURNER & WEISS (1963). Avec 17% de déformation cisailante on maclé 50% du grain de calcite et on atteint la limite de mesure significative de la méthode de GROSHONG (1972). TEUFEL (1980) et WENK (1985) montrent que la méthode est le plus performant entre 0% et 11% de déformation. Elle prend en considération des systèmes de macles incompatibles avec le tenseur de déformation général calculé, c'est-à-dire des macles cisillées dans le sens opposé au système général qu'on appelle des «negativ expected values» (N.E.V.; tableau V). Le pourcentage de N.E.V. permet de juger de l'homogénéité de la déformation au niveau de l'échantillon. La méthode donne la valeur de cisaillement calculée à partir de chaque maclé. En enlevant 15% des données les plus écartées de la valeur théorique (LD = largest deviation) on réduit l'erreur de calcul de 50% et le pourcentage de N.E.V. diminue (tableau V; voir aussi GROSHONG 1972 et 1974). Les valeurs des intensités de déformation et l'orientation de l'EDF ne sont qu'insensiblement affectées par ces corrections.

2.3.3 Résultats de la quantification du maclage de la calcite

Les résultats des analyses du maclage de la calcite sont résumés dans les tableaux IV-V. Nous ne discuterons ici que les données obtenues après avoir enlevé 15% de LD. Les intensités de déformation calculées varient entre 1,85 et 13,05% d'allongement et -1,88 et -15,86% de raccourcissement. Ces mesures ont été faites sur des sparites de la matrice et/ou dans des veines. Dans les échantillons 85 et 105 (tableau IV-V) nous avons analysé les grains de calcite appartenant à la matrice (85M et 105M) et ceux provenant de veines (85V et 105V). La déformation est légèrement plus importante dans les veines que dans la matrice (environ 0,17% à 0,58%). Ceci peut s'expliquer par la taille des grains qui sont plus grands dans les veines, et se maclent plus aisément que ceux, plus petits, de la matrice. Les valeurs obtenues en combinant les deux ensembles de mesures sont inférieures à celles obtenues pour les deux groupes séparément. Les orientations d'axes, calculées pour les deux groupes et pour l'ensemble des mesures, sont très proches les unes des autres. On peut donc penser que la formation des veines est antérieure à la déformation par maclage. Des mesures faites sur un ensemble de calcites fibreuses et un ensemble de calcites équigranulaires dans un système de veines parallèles montrent des résultats analogues. L'intensité de la déformation et l'orientation des axes de l'EDF sont semblables. Calcites fibreuses et calcites équigranulaires enregistrent la déformation de la même manière.

Reportées dans un diagramme de Hsü (1966) les résultats ne montrent pas de tendance marquée pour un type d'ellipsoïde de déformation donné (fig. 7). Il n'y a

LOC	TOTAL des MACLES						TOTAL des MACLES - 15% L.D.					
	E ₁	E ₂	E ₃	NBR ₁ NEV	SSE	SV	E ₁	E ₂	E ₃	NBR ₁ NEV	SSE	SV
41	4.76	-1.14	-3.62	53	3.4	0.0616	5.12	0.6	-5.72	35	17	0.0362
47	4.97	0.07	-5.04	51	4.3	0.0672	2.71	0.94	-3.64	43	40	0.0233
53	2.44	0.76	-3.19	57	3.9	0.0804	2.46	0.05	-2.51	48	31	0.0308
61	6.42	-1.36	-5.07	50	3.8	0.1022	7.05	-2.84	-4.21	42	38	0.0474
64	1.87	-0.03	-1.85	41	4.4	0.1263	3.75	-0.33	-3.42	35	37	0.0344
69	6.72	-0.86	-5.86	56	2.7	0.1541	7.14	-1.65	-5.5	48	19	0.0525
72	1.72	0.47	-2.19	52	2.5	0.0079	1.95	0.48	-2.33	44	18	0.0028
73	2.1	1.06	-3.16	51	3.3	0.0778	2.72	0.05	-2.77	43	35	0.0286
74	2.29	0.33	-2.62	54	3.5	0.0422	3.2	0.18	-3.38	47	30	0.0185
78	2.36	0.44	-2.8	57	3.2	0.0491	2.7	1.05	-3.05	47	31	0.0181
80	2.08	-0.59	-1.49	53	2.6	0.0064	2.01	-0.13	-2.04	45	18	0.0016
81	5.9	1.42	-7.2	51	3.3	0.1767	4.35	2.02	-6.38	43	33	0.0644
82	3.04	-0.91	-2.14	52	2.9	0.0289	2.81	-0.93	-1.88	44	32	0.0075
84	3.89	0.02	-3.91	54	3.0	0.0612	2.5	-0.37	-2.13	45	27	0.0085
85T	2.46	0.19	-2.64	110	3.5	0.2028	3.25	0.13	-3.38	48	26	0.0199
85M	1.51	-0.3	-1.22	52	4.4	0.1264	3.87	-0.34	-3.53	44	32	0.0535
86	2.79	0.74	-3.53	55	1.8	0.0239	2.88	0.39	-3.27	47	13	0.0088
87	1.81	0.95	-2.76	55	4.8	0.0531	1.86	0.38	-2.18	47	32	0.0236
88	5.55	0.84	-6.19	56	2.0	0.0719	7.68	-1.11	-6.57	47	9	0.0242
89	5.31	0.79	-6.09	59	3.6	0.1735	5.36	0.82	-5.98	50	34	0.0816
90	2.69	-0.72	-	73	3.3	0.032	2.81	-0.87	-2.14	82	27	0.0158
91	3.72	-0.44	-3.28	52	2.5	0.0371	3.99	-0.51	-3.48	44	25	0.0152
92	3.05	1.13	-4.18	57	1.9	0.0402	1.95	1.17	-3.52	48	23	0.0085
93	5	0.85	-5.84	54	3.2	0.0609	3.21	1.13	-4.34	48	28	0.0235
94	5.09	0.49	-5.57	50	2.8	0.0416	6.26	0.05	-6.3	42	19	0.0154
98	2.62	-1.08	-1.56	51	2.9	0.0483	4.32	-1.73	-2.58	43	19	0.0203
100	3.8	0.32	-4.12	48	3.5	0.0493	3.35	-0.08	-3.27	39	28	0.0143
102	4.55	0.54	-5.09	53	1.1	0.0257	4.91	-0.51	-4.4	45	13	0.0081
105M	3.18	1.62	-4.8	48	3.3	0.1204	5.61	1.29	-6.91	41	29	0.0427
105V	6.98	0.63	-7.59	51	1.0	0.0457	6.17	1.25	-7.42	43	5	0.0175
105T	4.42	1.08	-5.5	99	2.4	0.1877	5.41	0.26	-5.57	84	21	0.0675
106	3.98	-0.92	-3.06	50	3.4	0.0639	5.48	-1.03	-4.45	42	29	0.0254
109	13.37	-0.11	-13.26	40	3.5	0.3397	13.05	2.8	-15.26	39	36	0.1535
110	8.39	-1.83	-6.77	45	4.2	0.2227	8.38	-1.67	-6.71	38	40	0.0727
129	9.75	3.92	-13.67	47	2.1	0.0593	9.7	3.26	-12.98	40	17	0.0236
132	11.17	-2.48	-8.71	48	2.3	0.1324	9.05	1.4	-7.95	41	19	0.0408
133	11.16	-0.94	-10.22	48	1.3	0.0812	9.48	-1.53	-7.95	41	12	0.02
135	8.05	-2.79	-5.25	48	3.8	0.1188	7.33	-2.25	-5.08	41	37	0.0495
136	2.72	1.82	-4.54	48	3.1	0.039	3.04	1.82	-4.66	41	24	0.0081
137	6.72	-1.02	-5.71	48	2.6	0.0488	7.54	-1.71	-5.82	39	15	0.0172

Tableau V: Résultats sur l'étude du maillage de la calcite. Loc. = numéro de l'échantillon. E₁ = allongement, E₂ = axe intermédiaire, E₃ = raccourcissement, les valeurs sont exprimées en % de déformation: $x=1+E/100$. NBR. = nombre de macles analysées sur deux lames perpendiculaires. NEV = nombre de négativ expected values exprimé en %. SSE = sum of squares of errors. SV = sample variance. LD = largest deviations.

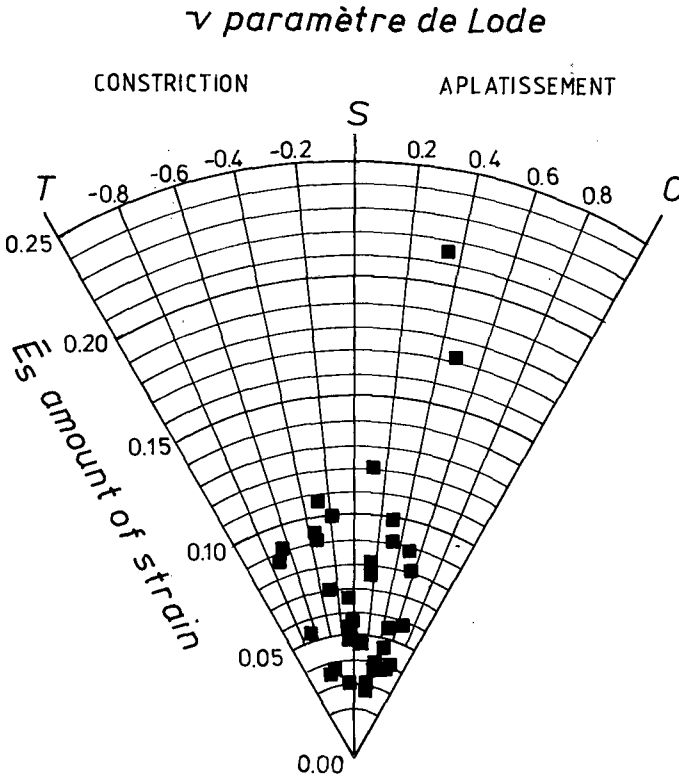


Fig. 7. Diagramms de Hsü (1966) pour les macles de la calcite. T = axe de tension, S = axe de déformation plane, C = axe de compression (formulation mathématique des paramètres v et E_s , voir tableau I).

apparemment pas de relation simple entre l'évolution de la forme de l'ellipsoïde et l'intensité de la déformation.

GROSHONG (1972, 1974) estime que 40% de N.E.V. est un maximum au-delà duquel on ne peut plus affirmer que la déformation est homogène. Dans des essais en laboratoire avec superposition de deux déformations TEUFEL (1980) observe plus de 40% de N.E.V. Pour une déformation unique et coaxiale il admet jusqu'à 15% de N.E.V. Si GROSHONG et al. (1984a), dans une étude dans les nappes Glaronnaises de Suisse orientale, observent entre 8% et 23% de N.E.V., BURKHARD (1986a, b) dans les unités Helvétiques de Suisse occidentale donne des valeurs entre 8% et 43% pour les N.E.V. Dans notre étude sur les Préalpes nous avons entre 5% et 40% de N.E.V. (tableau V). Peut-on de ce fait encore considérer que la déformation est homogène? Il peut en effet s'agir de plusieurs déformations successives plus ou moins coaxiales, comme le suggère l'existence de deux clivages schisteux distincts dans les Médianes Rigides (MOSAR 1988a). Il ne nous a cependant pas été possible de séparer pour les macles de la calcite différents incréments de déformation (voir TEUFEL 1980). Un autre facteur dont il faut tenir compte est l'influence d'une possible déformation rotationnelle, contribuant elle aussi à augmenter le % de N.E.V. En effet la possibilité d'un cisaille-

ment important est donnée au toit des Médiannes Rigides par le chevauchement basal de la nappe de la Brèche, ainsi qu'au mur par le chevauchement basal des Préalpes médianes. Il semble raisonnable d'envisager, pour certaines parties tout au moins, un effet combiné de ces deux facteurs.

La comparaison des résultats calculés à partir du maillage de la calcite avec ceux de la distorsion des pellets montre que dans les Médiannes Plastiques la déformation enregistrée par les pellets est du même ordre de grandeur (0 à 10% d'allongement) que celle enregistrée par les macles de la calcite (tableau IV). Dans les Médiannes Rigides au contraire la déformation par maillage est moins importante que celle enregistrée par la distorsion des pellets (tableau IV). Il faut noter que de manière générale la déformation enregistrée par maillage de la calcite est peu importante et ne constitue qu'une partie de la déformation totale enregistrée par la roche. Ainsi les mesures faites dans les Médiannes Rigides reflètent probablement les derniers incréments de la déformation. L'existence de macles maclées, recristallisation de macles, etc. prouve cependant que le maillage a déjà été actif pendant des étapes précédentes de la déformation. Il nous a cependant été impossible de quantifier ces événements antérieurs de la déformation.

2.4 Dissolution – cristallisation

Les témoins des phénomènes de dissolution – cristallisation, discutés par de nombreux auteurs, dont par exemple SIDDANS (1972), McCLAY (1977), ROBIN (1979), RUTTER (1983) et GRATIER (1983, 1984), sont abondants dans les calcaires des Préalpes médianes, aussi bien à l'échelle macroscopique que microscopique. Les types de figures les plus fréquents sont: les pellets et oïdes dissous aux contacts les uns avec les autres; les pics et joints stylolithiques et le clivage schisteux illustrant la dissolution, et les veines à remplissage de calcite, plus rarement de quartz, illustrant la cristallisation. On ne trouve que rarement des remplissages fibreux de quartz ou de calcite dans des zones d'ombres de pression.

La disposition à l'intérieur des plis des joints stylolithiques, du clivage schisteux et des veines va nous permettre de comprendre la cinématique de formation de ces plis. A cet effet nous avons étudié deux plis de taille centimétrique sur plusieurs coupes successives perpendiculaires à l'axe, espacées de 2 à 4 centimètres (fig. 8 et fig. 9 Néocœmien du Vanil Noir). Sur le pli de la fig. 8a on remarque de nombreuses petites veines à remplissages calcitiques. Dans la charnière de pli le nombre de veinules et fractures augmente à tel point qu'il devient impossible de les figurer toutes (grisé de la fig. 8a). On observe des joints stylolithiques perpendiculaires à la stratification (fig. 8b), mais aussi des joints stylolithiques parallèles à la stratification. Ces derniers sont fréquemment confondus avec les parois des veines et ne sont pas spécifiés sur les figures. Dans le second exemple (fig. 9) on observe à l'extrados du pli une forte extension cassante donnant lieu à de nombreuses veines avec remplissage calcitique (fig. 9a). Ces veines sont larges à l'extérieur du pli et disparaissent vers l'intrados pour être relayées par des joints stylolithiques souvent parallèles au plan axial (fig. 9b). Les coupes successives permettent de souligner que les veines n'ont qu'une continuité réduite parallèlement à l'axe.

Ces deux exemples mettent en évidence deux types de joints stylolithiques: ceux parallèles à la stratification qu'on peut rattacher à une origine diagénétique et ceux per-

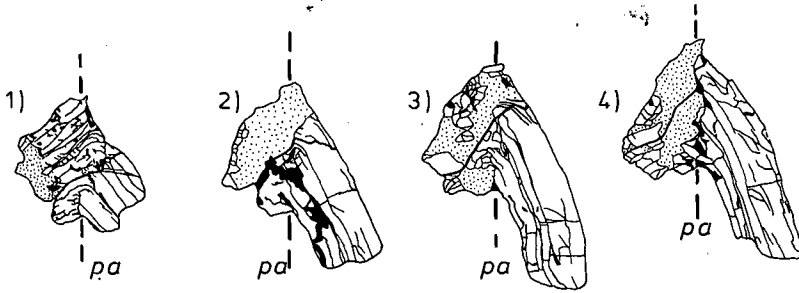
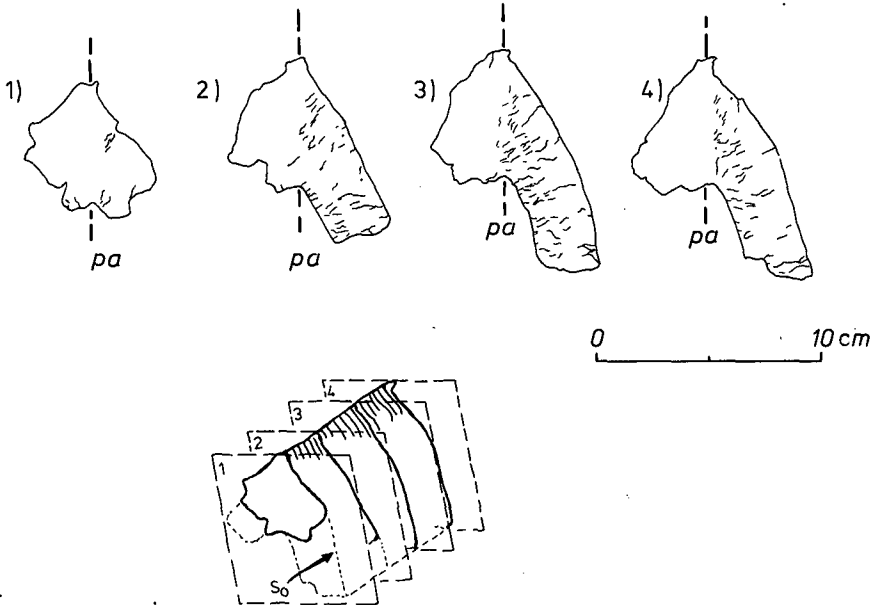
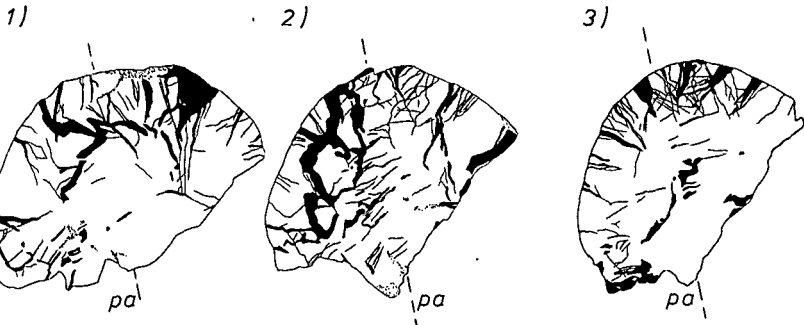
a) VEINES et FRACTURESb) STYLOLITHES

Fig. 8. Analyse de veines et de joints stylolithiques sur un pli provenant du Néocomien du sommet du Vanil Noir. En (a) le figuré en pointillé indique les zones intensément fracturées avec de nombreuses veines; les zones en noir indiquent des veines avec leur remplissage calcitique. So = stratification, pa = trace du plan axial.

pendiculaires à la stratification. Ces derniers sont d'origine tectonique (voir aussi DROXLER & SCHAEER 1979) et témoignent d'un raccourcissement parallèle à la stratification indiquant par là même une déformation interne précoce.

L'extension à l'extrados de ces plis (veines) accompagnée d'un raccourcissement à l'intrados indiquent un mode de plissement par déformation longitudinale – tangentielle (RAMSAY 1967). L'existence de joints stylolithiques perpendiculaires à la stratification indique un raccourcissement initial parallèle à la stratification et prédatant la formation du pli.

a) VEINES et FRACTURES



b) STYLOLITHES

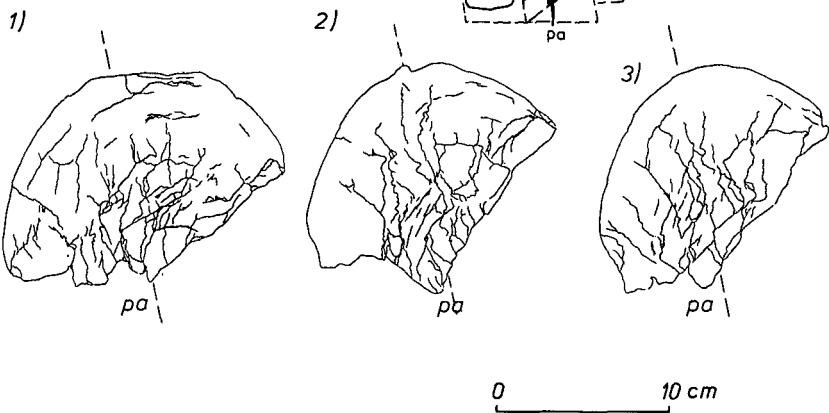


Fig. 9. Analyse de veines et de joints stylolithiques sur un pli du Néocomien du Vanil Noir. En (a) le figuré en pointillé indique les zones intensément fracturées avec de nombreuses veines. Les zones en noir indiquent les veines à remplissage calcitique. So = stratification, pa = trace du plan axial. Détail voir texte.

3. La déformation dans le cadre de la géologie régionale

3.1 Répartition spatiale de l'intensité de déformation

L'intensité de déformation «r» calculée à partir des *pellets* est faible dans les Médiannes Plastiques. Elle augmente légèrement dans la partie NW des Médiannes Rigides pour devenir très importante dans la partie arrière des Médiannes Rigides (fig. 6a). Elle atteint $e_1=174\%$ d'extension (avec X grand axe de l'EDF = $1+e_1/100$) et jusqu'à $e_3=-66\%$ de raccourcissement (avec Z axe court de l'EDF = $1+e_3/100$).

La déformation par *maclage de la calcite* est en général plus faible que celle mesurée sur les *pellets* et ne montre pas de gradient d'intensité de déformation aussi

net. Les différents indicateurs de la déformation qu'on observe au microscope optique (fig. 3; tableau III) montrent une déformation faible dans les Médianes Plastiques et une déformation plus intense et qui va croissante vers l'arrière dans les Médianes Rigides. De grains peu et finement maclés on passe à des grains entièrement maclés par des macles larges fréquemment courbes et elles-mêmes maclées. On observe dans la partie méridionale des Médianes Rigides de nombreuses macles entièrement recristallisées. Cette recristallisation semble être du type dynamique avec migration aux joints de grains, comme c'est le cas dans des échantillons provenant de la base de l'écaïlle de la Gummfluh à proximité du chevauchement basal des Préalpes médianes (comm. orale SCHMID; HUNZIKER et al. 1987). Les mécanismes transgranulaires (dissolution-cristallisation) dominant dans les Médianes Plastiques sont relayés par des mécanismes intragranulaires dans les Médianes Rigides.

3.2 Orientation des ellipsoïdes de déformation finie

L'orientation spatiale de l'ellipsoïde de déformation finie est examinée en fonction du cadre tectonique (failles, chevauchements, stratification, schistosité et plis).

3.2.1 Analyse bidimensionnelle

Nous avons calculé la forme et l'orientation d'une section de l'EDF parallèle à la coupe de la fig. 2, à l'aide du programme STRELL mis au point par PFIFFNER (1986a, b). Nous avons ensuite reporté pour chaque échantillon le grand axe de l'ellipse correspondante dans la coupe de la fig. 2 (fig. 10). Les résultats obtenus pour les pellets sont semblables à ceux déterminés à partir des macles de la calcite.

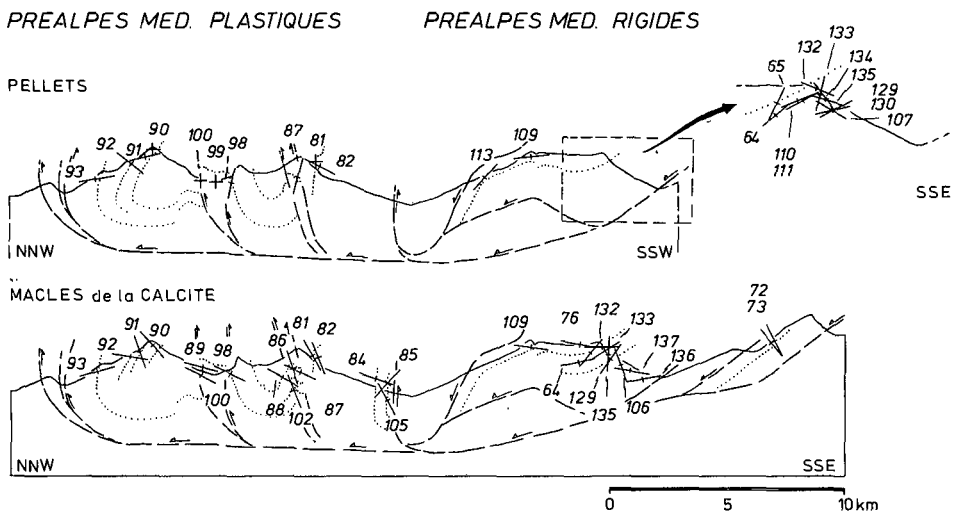


Fig. 10. Distribution de l'orientation bidimensionnelle de la déformation (allongement) le long de la coupe de la fig. 2. En pointillé la trace de la stratification, en traitillé les chevauchements importants. Les chiffres réfèrent aux divers échantillons.

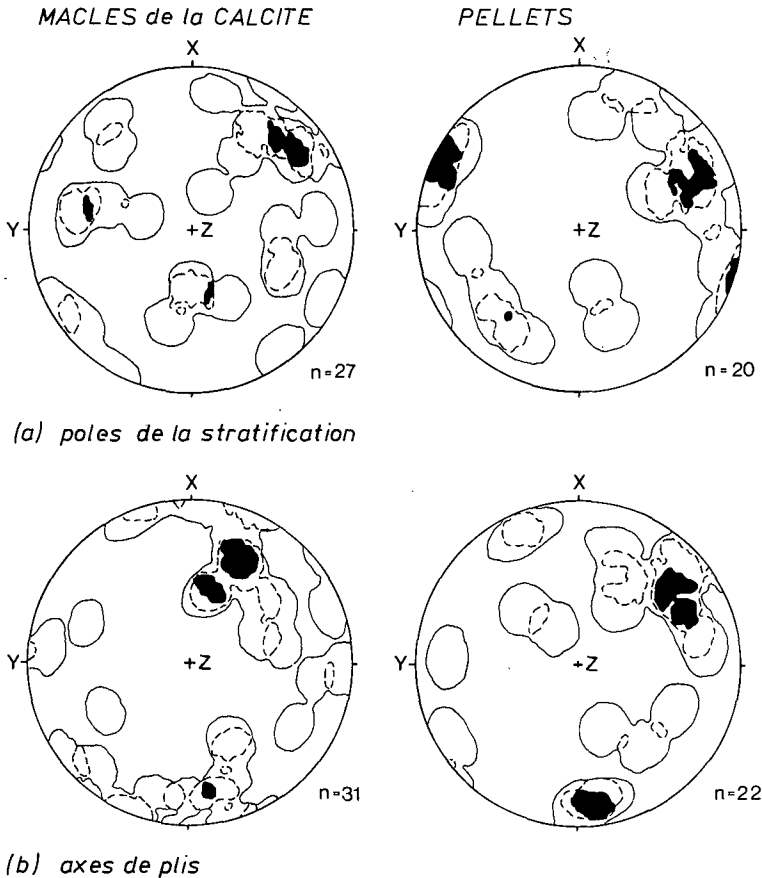
Dans les *Médianes Plastiques* le raccourcissement est plus ou moins parallèle à la stratification (fig. 10). La trace de l'allongement est subperpendiculaire à la stratification, rappelant l'orientation d'un clivage schisteux naissant (comparer aussi avec les joints stylolithiques perpendiculaires à la stratification), avec raccourcissement parallèle à la stratification dans un stade précoce de la déformation. Les échantillons 89 et 100, analysés par la technique du maillage, constituent une exception. Ils sont situés près d'une importante faille chevauchante. Leur raccourcissement est parallèle à la trace de cette faille.

La situation est différente dans les *Médianes Rigides*. Dans la partie supérieure de la nappe, près du chevauchement basal de la nappe de la Brèche et de la nappe Supérieure, ainsi qu'à la base de la première écaïlle des Médianes Rigides, l'extension est subparallèle à la stratification respectivement aux plans de chevauchements (fig. 10) (stratification et plans de chevauchements sont dans les Médianes Rigides plus ou moins subparallèles, Mosar 1988a). Le parallélisme entre allongement et stratification rappelle l'orientation du clivage schisteux qui, dans la partie supérieure de la nappe (fig. 2), est subhorizontal et parallèle à la stratification et au plan de chevauchement basal de la nappe de la Brèche. Au centre de la nappe des Médianes Rigides et dans l'écaïlle inférieure (échantillons 72 et 73) par contre, l'allongement fait un angle plus fort avec la stratification.

3.2.2 Analyse tridimensionnelle

Afin de saisir les *relations tridimensionnelles* entre les plis, la stratification et l'EDF nous avons utilisé des diagrammes inverses (fig. 11) représentant la position des pôles de la stratification et des axes régionaux de plis pour chaque échantillon en fonction d'un repère orthonormé formé par les trois axes x , y , et z de l'EDF. Dans les Médianes Plastiques et Rigides le raccourcissement est essentiellement subparallèle à la stratification. Cette tendance est plus marquée pour l'EDF calculé à partir des pellets que pour celui obtenu à partir des macles de la calcite (fig. 11). L'absence d'aplatissement parallèle à la stratification indique que l'effet de la compaction était négligeable. Deux tendances ressortent dans les relations entre EDF et axes régionaux de plis. Un premier ensemble d'EDF ont leur extension (x) parallèle à l'axe du pli régional. Le raccourcissement (z) y est subperpendiculaire à l'axe du pli. Dans un second groupe l'extension (x) et le raccourcissement (z) sont obliques à la direction de l'axe du pli. Cet angle est plus important pour les résultats obtenus sur pellets (fig. 11).

Afin de considérer chaque mesure séparément, nous les avons reportées dans des stéréogrammes comportant également la stratification locale et le clivage schisteux s'il est observable (fig. 12a et b). Dans les *Médianes Plastiques* il est difficile de voir une relation constante entre EDF et éléments tectoniques, si ce n'est que dans bon nombre de cas le raccourcissement est parallèle ou subparallèle au plan de stratification. Dans les échantillons 87 et 102 (fig. 12b) le raccourcissement (z) fait un angle très élevé avec le pôle de la schistosité, alors qu'on pourrait s'attendre à ce qu'il y soit parallèle, comme pour les échantillons 41 et 47 (fig. 13a). Dans les *Médianes Rigides* les observations de l'étude bidimensionnelle semblent se confirmer avec quelques nuances cependant. Dans la partie supérieure de la nappe, près du chevauchement basal de la nappe de la Brèche, nous observons un allongement (x) dirigé vers l'W-NW. C'est ici qu'on



(SCHMIDT NET, UP. HEM.)

Fig. 11. Diagrammes inverses des ellipsoïdes de déformation pour la stratification et les axes régionaux des plis. (n = nombre de données)

trouve quelques échantillons (n° 109, 110 p.ex) où le raccourcissement (z) se rapproche du pôle de la stratification. Plus bas dans la nappe et vers la base de la première écaïlle, l'allongement (x) est parallèle ou oblique à l'axe régional des plis (NE-SW). Le raccourcissement (z), là aussi, s'écarte de son parallélisme avec le plan de stratification. Au centre de la nappe au contraire le plongement de l'axe de l'allongement (x) est fort. Le raccourcissement est parallèle au plan de la stratification ou s'en rapproche (p.ex. échantillons 72, 73, 135 et 137).

De l'étude de l'orientation des EDFs il ressort que: 1) dans les Médiannes Plastiques le raccourcissement se fait parallèlement à la stratification et est en relation avec la formation des plis; 2) dans les Médiannes Rigides les allongements au toit et au mur de l'écaïlle principale semblent indiquer la direction de transport de cette partie de la nappe et de la nappe de la Brèche sus-jacente. Nous avons pu montrer (sur l'ensemble

(b) MACLES de la CALCITE :

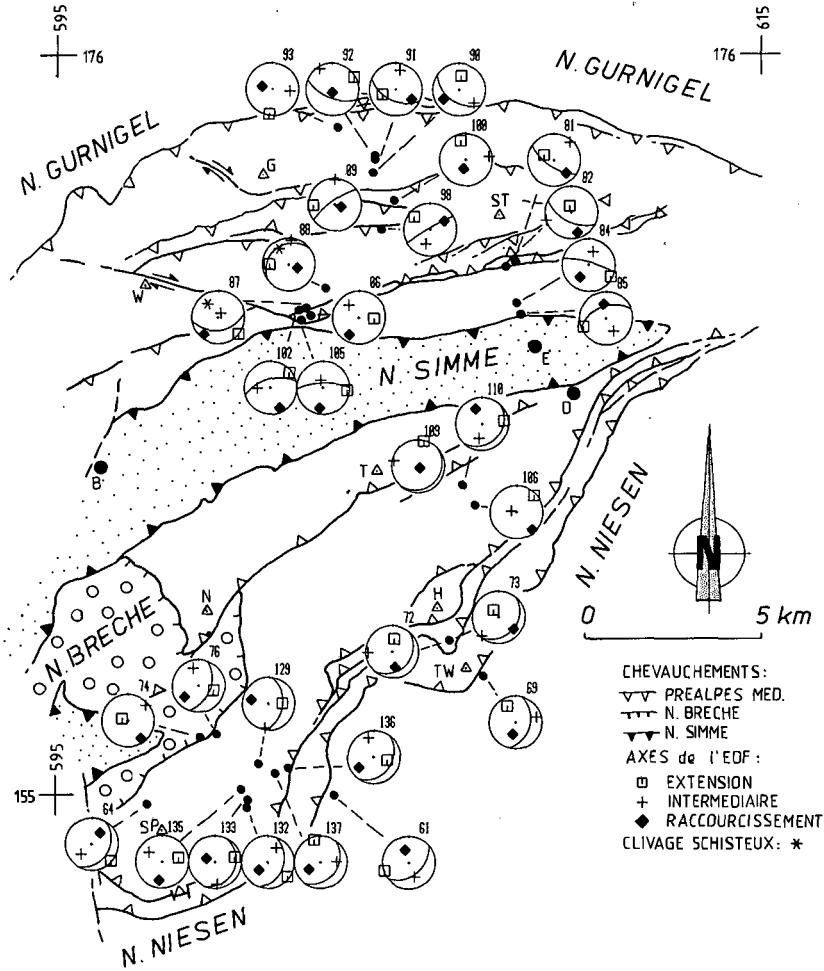
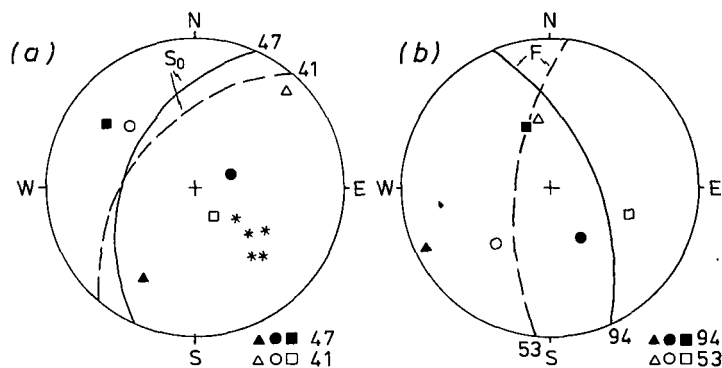


Fig. 12b. Carte tectonique simplifiée des Préalpes médianes de l'Est avec, représentée dans des stéréogrammes, la position des divers EDF calculés à partir du maillage de la calcite. Les grands cercles représentent la stratification locale. (Canevas de Schmidt-Lambert hémisphère supérieure).

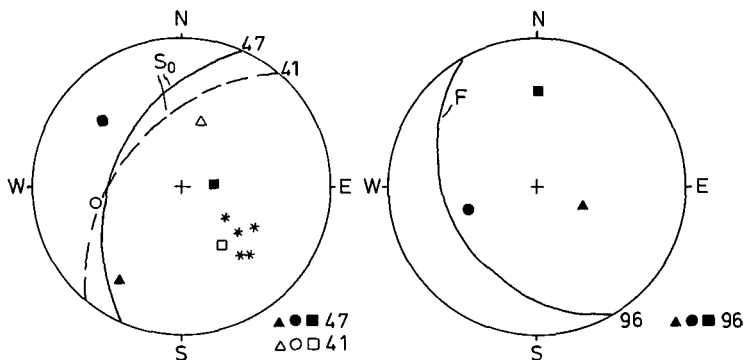
sion latérale, différentielle qui survient lors de la propagation latérale de plis du type «fault-propagation» (SUPPE 1985). En effet cette propagation crée une courbure de l'axe du pli qui entraîne une extension parallèle à l'axe. Cette hypothèse est soulignée par l'existence de veines d'extension perpendiculaires aux axes de plis et par l'orientation NE-SW, c'est-à-dire parallèle aux axes, de fibres de calcite constituant le remplissage des veines (MOSAR 1988a). Si ce même type de veines et fibres existe dans les Médianes Rigides, l'absence de grands plis y exclut cependant la même explication que dans les Médianes Plastiques.

Outre les plis à grande échelle et les chevauchements, les *grands décrochements sénestres N-S* constituent des structures majeures dans les Préalpes médianes. Afin d'étudier les relations de ces derniers avec la déformation interne, nous avons pris comme exemple la zone de Neuschels (Bellegarde-Lac Noir), décrite en détail par PLANCHEREL (1976 et 1979). La fig. 13b résume les résultats obtenus pour trois échantillons pris en association avec trois failles dans la zone de décrochement. Si deux échantillons donnent un raccourcissement N-S, le troisième (53) a son allongement

MACLES DE LA CALCITE



PELLETS



AXES DE L'E.D.F

- △ ▲ EXTENSION
- ● INTERMEDIAIRE
- ■ COMPRESSION

S_0 STRATIFICATION

F FAILLES

* SCHISTOSITE

(Canevas de Wulff hemisphere sup.)

Fig. 13. Représentations stéréographiques (canevas de Wulff, hémisphère supérieure) des EDF: (a) des Préalpes médianes de l'Ouest: vallée de la Sarine (41: pont de la Tine, 47: carrière à l'W d'Albeuve), (b) de décrochement de Bellegarde-Lac Noir (53, 94, 96).

dans cette direction. L'hétérogénéité dans l'enregistrement de la déformation est ici, comme sur l'ensemble des Médiannes Plastiques, très marquée. De façon générale elle ressort aussi si on compare les résultats obtenus par la méthode des pellets et celle du maclage de la calcite sur un même échantillon. Si, dans de nombreux cas, au moins un des axes principaux (x ou z) a une direction semblable, il y a des cas où les axes des deux EDF ont des orientations différentes (p.ex. les échantillons 98, 82 et 64).

4. Discussion – Conclusions

1) L'analyse quantitative de la déformation et l'étude des mécanismes de la déformation ont montré un changement progressif depuis le front (Médiannes Plastiques) vers l'arrière de la nappe (Médiannes Rigides). Dans les Médiannes Plastiques la déformation des pellets est faible et les grains de calcite ne sont que peu maclés. Dans cette région la déformation semble surtout s'accomoder par dissolution – cristallisation. Le style de déformation peut être comparé à celui observé par DROXLER & SCHAEER (1979) dans les calcaires du Jura (Suisse), par ENGELDER & LOWRIE (1976) dans les calcaires d'Umbria (Italie du Nord), par GROSHONG et al. (1984a) dans les calcaires des nappes Glaronnaises supérieures de Suisse orientale, ou par KILSDONK & WILTSCHKO (1988) dans les calcaires du Tennessee Pine Mountain (Appalaches, USA). Dans les Médiannes Rigides, les pellets sont fortement étirés et le maclage de la calcite devient très important (plus de 16% de déformation). L'extinction onduleuse des grains de calcite, les macles courbes et maclées, la recristallisation dans les macles de la calcite et la recristallisation dynamique par migration aux joints de grains dans les grains de calcite (SCHMID, comm. orale concernant des échantillons de Trias pris à proximité du chevauchement basal des Médiannes Rigides à la Gummfluh) sont ici autant d'indicateurs de mécanismes de déformation intragranulaire.

Ce changement dans l'intensité de déformation accompagne le changement structural du front jusqu'à l'arrière des Préalpes médianes (on passe de plis failles à des écailles tectoniques) et se fait parallèlement à l'augmentation du métamorphisme qui passe de la diagenèse dans la zone frontale à l'épizone dans la zone arrière (MOSAR 1988b). Le relais de la dominance des mécanismes de déformation transgranulaires par des mécanismes de déformation intragranulaires coïncide avec le passage anchi-zone – épizone, soit environ vers 300 °C (Tableau III, fig. 6).

2) Dans les Médiannes Plastiques l'étude des EDF coupés perpendiculairement aux axes régionaux des plis révèle que le raccourcissement se fait plus ou moins parallèlement à la stratification. Ces orientations sont celles auxquelles on s'attend si les plis sont formés par compression longitudinale, ainsi que l'a montré DIETERICH (1970) par des modèles sur ordinateur. L'analyse tridimensionnelle montre que si cette explication est en partie justifiée, il y a cependant un certain nombre de cas où le plan d'aplatissement (xy) n'est pas parallèle à l'axe régional des plis. Il est en effet fort probable que la distribution locale des contraintes puisse présenter des différences notables avec le champ régional et soit liée à des structures tectoniques locales (p.ex. des failles). De plus le fort pourcentage de N.E.V. dans le maclage de la calcite suggère une histoire de déformation complexe, non-coaxiale. Nous pensons qu'une partie du maclage de la calcite résulterait d'un aplatissement ultime des plis, expliquant les fort % de N.E.V. et les joints stylolithiques parallèles aux plans axiaux dans les cœurs des plis. Cette hypo-

thèse est renforcée par l'observation que la majorité des plis dans les Médiannes Plastiques appartiennent aux classes 1C, 2 et 3, mais sont tous très proches des plis du type similaire (classe 2; MOSAR 1988a). C'est vers ce type que convergent les plis des différentes classes lorsqu'ils sont soumis à un aplatissement (RAMSAY 1967).

3) Dans les Médiannes Rigides, c'est la distance normale aux chevauchements qui semble déterminer l'orientation de l'EDF. Dans la partie supérieure de la nappe, c'est le chevauchement des nappes de la Simme et de la Brèche qui provoque un cisaillement important. L'extension parallèle au plan de chevauchement de la nappe de la Brèche pourrait matérialiser la direction de mouvement sur ce plan (variant de E-W à S-N). Le même phénomène semble se produire à la base de l'écaille principale des Médiannes Rigides (fig. 2 et fig. 10). Les plans de chevauchements ne constituent cependant pas des surfaces planes, mais ils sont gauchis (MOSAR 1988a). Les variations de l'orientation de la stratification, subparallèle aux chevauchements (fig. 10), reflètent ces courbures. Ce sont ces variations qu'on peut invoquer afin d'expliquer les différentes directions d'extension observées dans la partie supérieure de la nappe.

Nous suggérons que l'écaille des Médiannes Rigides est prise en cisaillement entre le chevauchement basal des Préalpes médianes et celui de la nappe de la Brèche. Ce cisaillement entraîne une déformation plus intense et une orientation des allongements des EDF parallèles à la direction de transport (sens du cisaillement) dans les roches à proximité du chevauchement. Au centre de l'écaille par contre l'orientation de l'EDF pourrait refléter un clivage schisteux naissant, perpendiculaire à la stratification (analogue aux Médiannes Plastiques). Le passage progressif de la nappe sur une rampe créerait un, voire deux clivages schisteux successifs (SANDERSON 1982). La complexité de la superposition de ces événements est illustrée par la juxtaposition dans des veines et dans la matrice de grains de calcite faiblement maclés, de grains avec des macles courbes et des macles maclées et de grains avec de la recristallisation dynamique. De même le fort % de N.E.V. suggère une déformation complexe rotationnelle qui peut s'intégrer dans un modèle avec cisaillement.

4) Si la déformation interne des Préalpes médianes est le résultat d'une compression générale de ses niveaux sédimentaires, son expression et son histoire ne sont pas les mêmes dans les Médiannes Plastiques et les Médiannes Rigides. Dans les premières cette déformation est associée au plissement. Elle s'est faite après la mise en place de la nappe Supérieure sur les Médiannes Plastiques, car on sait que le chevauchement basal de la nappe Supérieure est replissé avec les plis des Médiannes Plastiques. Dans les Médiannes Rigides nous pensons qu'une première partie de la déformation résulte de la mise en place de la nappe de la Brèche, qui elle supporte la nappe Supérieure, sur les Médiannes Rigides. Une prochaine «phase» de la déformation intervient lors de la formation d'une rampe et de paliers de chevauchement dans les Médiannes Rigides. Ce sont les mouvements sur ce plan de chevauchement qui occasionneraient un bombement et faillage du chevauchement basal de la nappe de la Brèche (MOSAR 1988a).

La déformation se fait donc de manière diachrone depuis les Médiannes Rigides (depuis l'arrivée de la nappe de la Brèche et de la nappe Supérieure) vers les Médiannes Plastiques (après l'arrivée de la nappe Supérieure). L'intime association entre la déformation interne et le métamorphisme et le fait que ce dernier est transporté (MOSAR 1988a, b) nous amène à dire que la déformation est précoce, c'est-à-dire antérieure au transport des Préalpes médianes par dessus les nappes Helvétiques.

5) Si à nos yeux la structure, la déformation et le métamorphisme des Préalpes médianes sont ainsi le résultat d'un événement tectono-métamorphique diachrone précoce, il faut noter que d'autres approches, notamment celle de PLANCHEREL (1979), conçoivent qu'une partie, voire toute, la déformation, au moins dans les Médianes Plastiques, est post-emplacement (d'âge mio-pliocène). Des études sur la géométrie et la cinématique des plis-failles dans les Médianes Plastiques, actuellement en cours, semblent en effet indiquer que le style tectonique actuel peut, au moins partiellement, s'expliquer par la formation et l'activité par exemple de failles et rampes tectoniques dans le soubassement des Préalpes (molasse et/ou socle).

Alors que dans l'interprétation de nos résultats sur le métamorphisme (MOSAR 1988b) le passage diagenèse-épizone entre Médianes Plastiques et Rigides est considéré comme continu et progressif, des conclusions différentes sur la chronologie de la structuration s'imposent évidemment si on admet qu'il ne s'agit pas d'un gradient, mais d'un saut brusque. Notamment la structuration des Médianes Plastiques et celle des Médianes Rigides pourraient alors constituer deux événements différents.

(Des tableaux avec l'ensemble des données sur la déformation interne peuvent être obtenus par demande à l'auteur de l'article).

Remerciements

J'aimerais témoigner ma reconnaissance à M.J.P. Schaer, qui est à l'origine de ce travail, MM.M. Burkhard, J.C. Hunziker, B. Kübler, F. Persoz, A. Pfiffner, R. Plancherel et S. Schmid pour leur aide et leurs nombreux conseils. Ce travail a pu être réalisé grâce au soutien financier du Fonds national Suisse (requête FN n°2.837-0.85) et de l'Université de Neuchâtel, je leur témoigne ma gratitude.

BIBLIOGRAPHIE

- BAUD, A. 1972: Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes. *Eclogae géol. Helv.* 65/1, 43-55.
- BAUD, A. & SEPTFONTAINE, M. 1980: Présentation d'un profil palinostatique de la nappe des Préalpes médianes en Suisse occidentale. *Eclogae géol. Helv.* 73/2, 651-660.
- BIERI, P. 1925: Der Bau der Klippendecke zwischen Gantrisch und Simmental (Berner Oberland). *Jb. phil. Fak. II Univ. Bern* 5, 89-109.
- BORRADAILE, G.J. 1987: Analysis of strained sedimentary fabrics: a review and tests. *Can. J. Earth Sci.* 24, 442-455.
- BURKHARD, M. 1986a: Déformation des calcaires de l'Helvétique de la Suisse occidentale (Phénomènes, mécanismes et interprétation tectoniques). *Rev. géol. dyn. géograph. phys.* 27/5, 281-301.
- 1986b: L'Helvétique de la bordure occidentale du Massif de l'Aar. Thèse de doctorat Univ. Neuchâtel, inédit.
- 1988: L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique). *Eclogae géol. Helv.* 81/1, 63-114.
- CARON, Ch. 1972: La nappe supérieure de Préalpes: subdivisions et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin. *Eclogae géol. Helv.* 65/1, 47-73.
- 1973: Survol géologique des Alpes occidentales. *Bull. Soc. Frib. Sc. Nat.* 62/2, 73-81.
- CLOOS, E. 1947: Oolite deformation in the South Mountain Fold, Maryland. *Bull. Geol. Soc. Am.* 58, 843-918.
- DIETERICH, H.J. 1970: Computer experiments on mechanics of finite amplitude folds. *Can. J. Earth Sci.* 7, 467-476.
- DROXLER, A. & SCHAER, J.P. 1979: Déformation cataclastique plastique lors du plissement sous faible couverture de strates calcaires. *Eclogae géol. Helv.* 72/2, 551-570.
- DUNNET, D. 1969: A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics* 7/2, 117-136.
- DUNNET, D. & SIDDANS, A.W.B. 1971: Non-random sedimentary fabrics and their modification by strain. *Tectonophysics* 12, 307-325.
- ELLIOTT, D. 1970: Determination of finite strain and initial shape from deformed elliptical objects. *Bull. Geol. Soc. Am.* 81, 2221-2236.

- ENGELDER, T.W.A. & LOWRIE, W. 1976: Formation of spaced cleavage and folds in brittle limestone by dissolution. *Geology* 4, 698–701.
- FREY, M. 1986: Very low-grade metamorphism of the Alps- an introduction. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 66, 13–27.
- FRIEDMANN, M., TEUFEL, L.W. & MORSE, J.D. 1976: Strain and stress analysis from calcite twin lamellae in experimental buckles and faulted drape-folds. *Phil. Trans. R. Soc. London, A* 283, 87–197.
- FRY, N. 1979a: Random point distributions and strain measurements in rocks. *Tectonophysics* 60, 89–105.
- 1979b: Density distribution techniques and strained length methods for determination of finite strain. *J. Struct. Geol.* 1/3, 221–229.
- GRATIER, J.P. 1983: Estimation of volume changes by comparative chemical changes in heterogeneously deformed rocks (folds with mass transfer). *J. Struct. Geol.* 5, 329–339.
- 1984: La déformation des roches par dissolution-cristallisation. Thèse d'état, Univ. Grenoble, inédit.
- GRIFFS, D.T. 1953: Deformation of Yule marble. *Bull. Geol. Soc. Am.* 64, 1385–1406.
- GROSHONG, R.H. 1972: Strain calculated from twinning in calcite. *Bull. geol. Soc. Amer.* 82, 2025–2038.
- 1974: Experimental test of least-squares strain gage calculations using twinned calcite. *Bull. geol. Soc. Amer.* 85, 1855–1864.
- GROSHONG, R.H., PFIFFNER, O.A. & PRINGLE, L. 1984a: Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of eastern Switzerland from the leading edge to the internal zone. *J. struct. Geol.* 61/1–2, 5–18.
- GROSHONG, R.H., TEUFEL, L.W. & GASTEIGER, C. 1984b: Precision and accuracy of calcite strain-gage technique. *Bull. Geol. Soc. Am.* 95, 357–363.
- HANNA, S.S. & FRY, N. 1979: A comparison of methods of strain determination in rocks from southwest Dyfed (Pembrokeshire) and adjacent areas. *J. Struct. Geol.* 1/2, 155–162.
- HOSSACK, J.R. 1968: Pebble deformation and thrusting in Bygdin area (Southern Norway). *Tectonophysics* 5/4, 315–339.
- HSÜ, T.C. 1966: The characteristics of coaxial and non-coaxial strain paths. *J. Strain Anal.* 1, 216–222.
- HUNZIKER, J., BAUD, A., HUON, S., KÜBLER, B., MASSON, H., MOSAR, J. & SCHMID, S. 1987: Datations du métamorphisme transporté dans les Préalpes médianes: données minéralogiques et isotopiques K-Ar et Rb-Sr. Abstract et poster à la 5e Réunion du Groupe Tectonique Suisse, Fribourg, 5/6 Décembre, 1987.
- JEANNET, A. 1922: Das romanische Deckengebirge, Préalpes und Klippen. In: HEIM, A.: *Geologie der Schweiz*, Bd. II/2, 589–676, ed. Tauschniz, Leipzig.
- KILSDONK, B. & WILTSCHKO, D.V. 1988: Deformation mechanisms in the southeastern ramp region of the Pine Mountain block, Tennessee. *Bull. Geol. Soc. Am.* 100, 653–664.
- LAURENT, Ph., BERNARD, Ph., VASSEUR, G. & ETCHÉCOPAR, A. 1981: Stress tensor determination from the study of c-twins in calcite. *Tectonophysics* 78/1, 651–660.
- LISLE, R.J. 1977a: Clastic grain shape and orientation in relation to cleavage from the Albersystwyth grits, Wales. *Tectonophysics* 39, 381–397.
- 1977b: Estimation of the tectonic strain ratio from the mean shape of deformed elliptical markers. *Geol. Mijnbouw* 56/2, 140–144.
- 1985: *Geological strain analysis. A manual for the Rf/Ø technique.* Pergamon Press.
- LODE, W. 1926: Versuche über den Einfluss der mittleren Hauptspannung auf das Fließen der Metalle Eisen, Kupfer und Nickel. *Z. Physik.* 36, 189–201.
- LUGEON, M. & GAGNEBIN, E. 1941: Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. *Bull. lab. géol. minéral. géophys. Univ. Lausanne*, n° 72.
- MCCLAY, K.R. 1977: Pressure solution and coble creep in rocks and minerals: a review. *J. Geol. Soc. London*, 134, 57–70.
- MOSAR, J. 1988a: Structures, déformation et métamorphisme dans les Préalpes Romandes (suisse). Thèse de Doctorat ès sciences, Université de Neuchâtel.
- 1988b: Métamorphisme transporté dans les Préalpes. *Bull. Suisse Minéral. Pétr. 68/1*, 77–94.
- (en prép.): *Géologie structurale des Préalpes médianes (Suisse).*
- NADAI, A. 1963: *Theory of flow and fracture of solids.* Engen. Soc. Monogr., McGraw-Hill, New-York.
- NICOL, G. 1956: *Geologie der östlichen Stockhorn-Kette (Berner Oberland).* *Mitt. natf. Ges. Bern*, N.F. 13, 53–243.
- PATERSON, S.R. 1983: A comparison of methods used in measuring finite strains from ellipsoidal objects. *J. Struct. Geol.* 5/6, 611–618.
- PEACH, C.J. & LISLE, R.J. 1979: A Fortran IV program for the analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. *Computers in Geoscience* 5, 325–334.
- PFIFFNER, O.A. 1986a: Le programme Strell et Ellipse. *Cahiers de l'Inst. Géol. Neuchâtel, Série T*, 8.

- 1986b: Determination of strain in any directions from the strain ellipsoid. *Cahiers de l'Inst. Géol. Neuchâtel, Série T*, 9.
- 1986c: Le programme RFPHI. *Cahiers de l'Inst. Géol. Neuchâtel, Série T*, 4.
- PIFFNER, O.A. & BURKHARD, M. 1987: Determination of paleo-stress axes orientations from fault, twin and earthquake data. *Ann. Tectonicae* 1/1, 48–57.
- PLANCHEREL, R. 1976: Essai d'interprétation de la dislocation transversale Bellegarde-Lac Noir (Préalpes médianes Fribourgeoises). *Eclogae geol. Helv.* 69/2, 461–469.
- 1979: Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes médianes plastiques entre Rhône et Aar. *Eclogae geol. Helv.* 72/1, 145–214.
- PLANCHEREL, R. & WEIDMANN, M. 1972: La zone anticlinale de la Tinière (Préalpes médianes vaudoises). *Eclogae geol. Helv.* 65/1, 75–91.
- RAMSAY, J.G. 1967: *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New-York.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, I.M. 1983, 1987: *The techniques of modern structural geology*, volume 1 & 2 Ed. Academic Press.
- ROBERTS, B & SIDDANS, A.W.B. 1971: Fabric studies in the Llwyd Mawr ignimbrite, Caernarvonshire, North Wales. *Tectonophysics* 12, 283–306.
- ROBIN, P.-Y.F. 1979: Theory of metamorphic segregation and related processes. *Geochem. Cosmochim. Acta* GBR, 43/10, 1587–1600.
- ROBIN, P.-Y.F. & TORRANCE, J.G. 1987: Statistical analysis of the effect of sample size on paleostain calculation. I. single face measurements. *Tectonophysics* 138, 311–317.
- RUTTER, E.H. 1983: Pressure solution in nature, theory and experiment. *J. Geol. Soc. London* 140, 725–740.
- SANDERSON, D.J. 1982: Models of strain variation in nappes and thrust sheets: a review. *Tectonophysics* 88, 201–233.
- SCHARDT, H. 1884: *Etudes géologiques sur le Pays-d'Enhaut Vaudois*. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 20/90.
- SCHMID, S.M. 1982: Laboratory experiments on rheology and deformation mechanisms in calcite rocks and their application to studies in the field. *Mitt. Geol. Inst. ETH Univ. Zürich, N.F.* 241.
- SCHMID, S.M., PANOZZO, R. & BAUER, S. 1987: Simple shear experiments on calcite rocks: rheology and micro-fabric. *J. Struct. Geol.* 9, 5/6, 747–778.
- SIDDANS, A.W.B. 1971: Non-random sedimentary fabrics: their modifications by strain. *Tectonophysics* 12, 307–325.
- 1972: Slaty cleavage – a review of research since 1815. *Earth Sci. Rev.* 8, 205–232.
- SPANG, J.H. 1972: Numerical method for dynamic analysis of calcite twin lamella. *Bull. Geol. Soc. Am.* 83, 467–472.
- SUPPE, J. 1985: *Principles of structural Geology*. Ed. Prentice-Hall, Inc. New-Jersey.
- TEUFEL, L.W. 1980: Strain analysis of experimentally superposed deformation using calcite twin lamellae. *Tectonophysics* 65, 291–309.
- TDRISH, O.T., FISKE, R.S., SACKS, S. & TANIGUCHI, D. 1977: Strain in metamorphosed volcanoclastic rocks and its bearing on the evolution of orogenic belts. *Bull. Geol. Soc. Am.* 88, 23–40.
- TRÜMPY, R. 1980: *Geology of Switzerland: a guide-book*, part A. Ed.: Schweiz. Geol. Kommission.
- TURNER, F. 1953: Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. *Am. J. Sci.* 251, 276–298.
- TURNER, F., GRIGGS, D.T. & HEARD, H. 1954: Experimental deformation of calcite crystals. *Bull. Geol. Soc. Am.* 65, 9, 883–934.
- TURNER, F. & WEISS, L. 1963: *Structural analyses of metamorphic tectonites*. Intern. serie Earth Sci. McGraw Hill, New York.
- UMIKER, R. 1952: *Geologie der westlichen Stockhornkette (Berner Oberland)*. Diss. Univ. Bern.
- WATTERSON, J. 1968: Homogeneous deformation of the gneisses of Vesterland, South West Greenland. *Medd. Gronland* 175/6, 272.
- WENK, H.R. 1985: *Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis*. Academic press, Orlando.

Manuscript received 8 September 1988

Revision accepted 8 February 1989

Géologie structurale dans les Préalpes médianes (Suisse)²⁾

Par JON MOSAR¹⁾

Scribitur ad narrandum, non ad probandum
(Quintillien, *Instit. orat.*, X,1,31)

Mots-clefs: Préalpes médianes romandes, Médianes plastiques, Médianes rigides, plis-failles, chevauchements, écailles imbriquées, décrochements, déformation diachrone, déformation précoce.

RÉSUMÉ

La partie frontale (septentrionale) des Préalpes médianes romandes (en Suisse) est formée par une succession de plis-failles, essentiellement du type fault-propagation fold, orientés E-W dans la partie orientale et NNE-SSW, voire N-S dans la partie occidentale. Les plis et les chevauchements, génétiquement liés, ont une extension latérale limitée et se relayent au niveau de structures en échelons. L'arrière de la nappe est formée par une, voire deux ou même trois écailles tectoniques imbriquées, inclinées vers le N/NW. Ces écailles se sont développées sur des rampes et plats en adoptant une géométrie du type fault-bend fold. Deux directions de transport S-N et SE-NW vers l'avant pays alpin ont pu être mises en évidence. La géométrie des structures des Préalpes médianes, leur relations avec les unités encaissantes et l'âge des sédiments les plus jeunes dans les différentes unités préalpines permettent de proposer un nouveau modèle du développement structural des Préalpes médianes. Cette structuration tectono-métamorphique se fait de manière diachrone depuis l'arrière de la nappe (Sud) vers l'avant (Nord) et avant l'arrivée des Préalpes médianes sur le front septentrional de l'Helvétique.

ABSTRACT

The Préalpes médianes plastiques romandes (Switzerland) consist of a succession of large scale fault related folds, mainly of fault-propagation fold type, oriented E-W in the oriental part of the nappe to NNE-SSW and even N-S in the occidental part of the nappe. Folds and their genetically linked thrustplanes die out laterally and are relayed by other folds, thus forming "en échelon" structures. The trailing part of the nappe (Préalpes médianes rigides) is formed by one major, in some places one or two minor, imbricated thrust slices dipping to the N/NW. These imbrications have developed on ramp and flat structures and acquired a fault-bend fold geometry. Two major transport directions, S-N and SE-NW, towards the alpine foreland have been determined. Information on the fold geometry in the Préalpes médianes, their relation with neighboring units and the age of the youngest sediments in the different prealpine units have made it possible to propose a new model for the structural evolution of the Préalpes médianes. Thus the large and small scale tectono-metamorphic events proceed continuously and diachronically from S (trailing edge of the nappe) to N (frontal part of the nappe). The structures being achieved before the Préalpes médianes reach the northern border of the Helvetic domain.

¹⁾ Musée Géologique, Université de Lausanne-BFSH2, CH-1015 Lausanne, Switzerland.

²⁾ Extrait d'un travail de thèse réalisé à l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel.

1. Introduction

1.1 Les unités préalpines

Par Préalpes on entend les deux arcs de montagnes entre les vallées de l'Arve, du Rhône et de l'Aar et qui se trouvent au front NW des Hautes Alpes calcaires. En fait il s'agit d'un empilement de plusieurs unités provenant de la marge continentale européenne (Sub-briançonnais, Briançonnais, Piémontais), du domaine valaisan, du domaine océanique téthysien (Liguro-Piémontais) et de la marge continentale apulo-adriatique (Austro-alpin) (voir CARON 1972, 1973; CARON et al. 1980a, b; TRÜMPY 1980; BOILLOT et al. 1984, STAMPFLI & MARTHALER 1990). A leur front elles reposent sur la Molasse autochtone et la Molasse subalpine par l'intermédiaire d'un Wildflysch et de l'Ultrasch. Ce dernier est considéré ici comme ne faisant pas directement partie de l'ensemble des unités tectoniques des Préalpes à proprement dire. De même en direction des Hautes Alpes Calcaires elles reposent sur les nappes Helvétiques par l'intermédiaire de l'Ultrasch. Les klippes en Suisse centrale et orientale (Stanserhorn et Mythen entre autres, voir aussi FELBER 1984) et en France (Annes et Sulens) constituent des équivalents latéraux des Préalpes (fig. 1). Parmi les nappes préalpines on distingue tectoniquement du haut vers le bas (fig. 1): [i] la Nappe Supérieure,

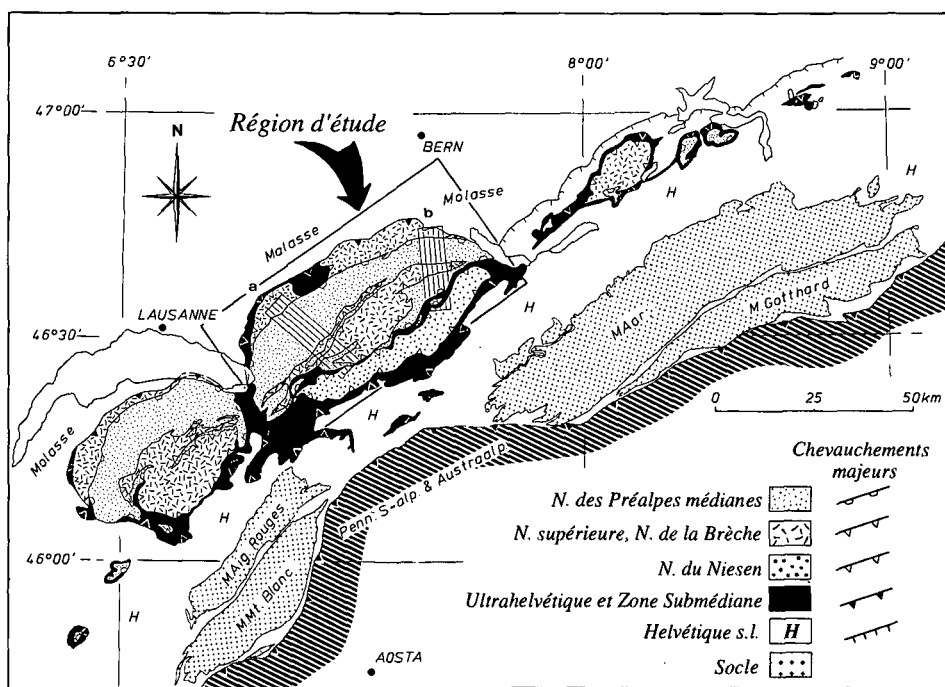


Fig. 1. Carte structurale simplifiée montrant les Préalpes, les Klippes et leur position par rapport aux structures alpines majeures. La zone submédiane qui sépare la N. du Niesen et les Préalpes médianes est regroupée avec le même figuré que les terrains de l'Ultrasch. Les aires désignées par les lettres a, b, indiquent les secteurs pris en considération pour construire les coupes de la figure 2 (modifié d'après SPICHER 1980).

elle-même subdivisée en quatre unités: la nappe des Gets, la nappe de la Simme, la nappe des Dranses et la nappe du Gurnigel (à laquelle on associe aussi la nappe de la Sarine; CARON 1972; TRÜMPY 1980); [ii] la nappe de la Brèche; [iii] la nappe des Préalpes médianes et [iv] la nappe du Niesen, qui existe uniquement dans les Préalpes romandes, constitue l'unité actuellement la plus méridionale (CARON 1972, 1973; BERNOULLI et al. 1979; MATTER et al. 1980; ACKERMANN 1986; CARON et al. 1989). Il est à noter que les Préalpes médianes sont séparées de la nappe du Niesen par une unité désignée de «Zone Submédiane» (voir WEIDMANN et al. 1976) et dont l'origine paléogéographique se situe entre le domaine valaisan et le domaine briançonnais.

Depuis qu'on s'est attaché à leur étude, les Préalpes ont été le lieu de découvertes telles que le caractère chevauchant des Préalpes par SCHARDT (1898) et LUGEON (1902), la tectonique de gravité (LUGEON & GAGNEBIN 1941) et la diverticulation (LUGEON 1943). Depuis cette époque les travaux d'analyse tectonique appliquant les méthodes qualitatives et quantitatives de la géologie structurale restent peu nombreux dans les Préalpes (BADOUX & MERCANTON 1962; BAUD & MASSON 1976; PLANCHEREL 1976, 1979; MASSON et al. 1980; DORTMANN 1982; MÜLLER & PLANCHEREL 1982). Un aperçu historique de l'évolution des travaux de recherche menés dans les Préalpes est donné par MASSON (1976).

Nous allons ici tenter d'analyser l'histoire structurale des Préalpes médianes en nous appuyant sur les résultats obtenus par l'analyse structurale de données de terrain recueillies nouvellement et disponibles dans la littérature. Ensuite, nous allons proposer une histoire cinématique des Préalpes médianes dans le contexte des autres unités préalpines. Les résultats d'études sur le métamorphisme transporté et la déformation interne sont discutés ailleurs (MOSAR 1988b, 1989) et ne seront que brièvement résumés ici.

1.2 Géologie générale des Préalpes médianes

Les Préalpes médianes forment la plus importante des nappes préalpines. D'origine briançonnaise et sub-briançonnaise on la subdivise en Médianes plastiques au NW, formant la partie frontale de la nappe, et en Médianes rigides au SE et à l'E, formant la partie arrière de la nappe (LUGEON & GAGNEBIN 1941). Dans l'arc romand on distingue en plus les chaînes ou zones des Gastlosen avec des caractères intermédiaires (fig. 2). Son attribution aux Médianes rigides ou plastiques reste discutée (LUGEON & GAGNEBIN 1941; BAUD 1972; PLANCHEREL 1979, p. 155).

On ne peut parler des Préalpes médianes sans évoquer leur patrie. Les travaux de ELLENBERGER (1953), plus récemment ceux de BAUD & SEPTFONTAINE (1980), de SARTORI (1987, 1988a, b) et d'ESCHER (1988), montrent les correspondances entre les diverses parties des Préalpes médianes et les séries observées dans la nappe de Siviez-Mischabel. Alors que les Préalpes médianes se sont détachées de leur substratum et ont subi une tectonique tégumentaire, leur homologue oriental est resté solidaire de son socle anté-triasique et a subi une déformation plastique avec celui-ci. Avant d'atteindre leurs position actuelle au Nord des unités helvétiques, les Préalpes ont été transportées sur plus de 100 km (MASSON 1976).

Les Préalpes médianes sont formées de séries carbonatées, dolomies, calcaires, marno-calcaires, argiles et marnes en alternance ou en bancs massifs allant du Trias

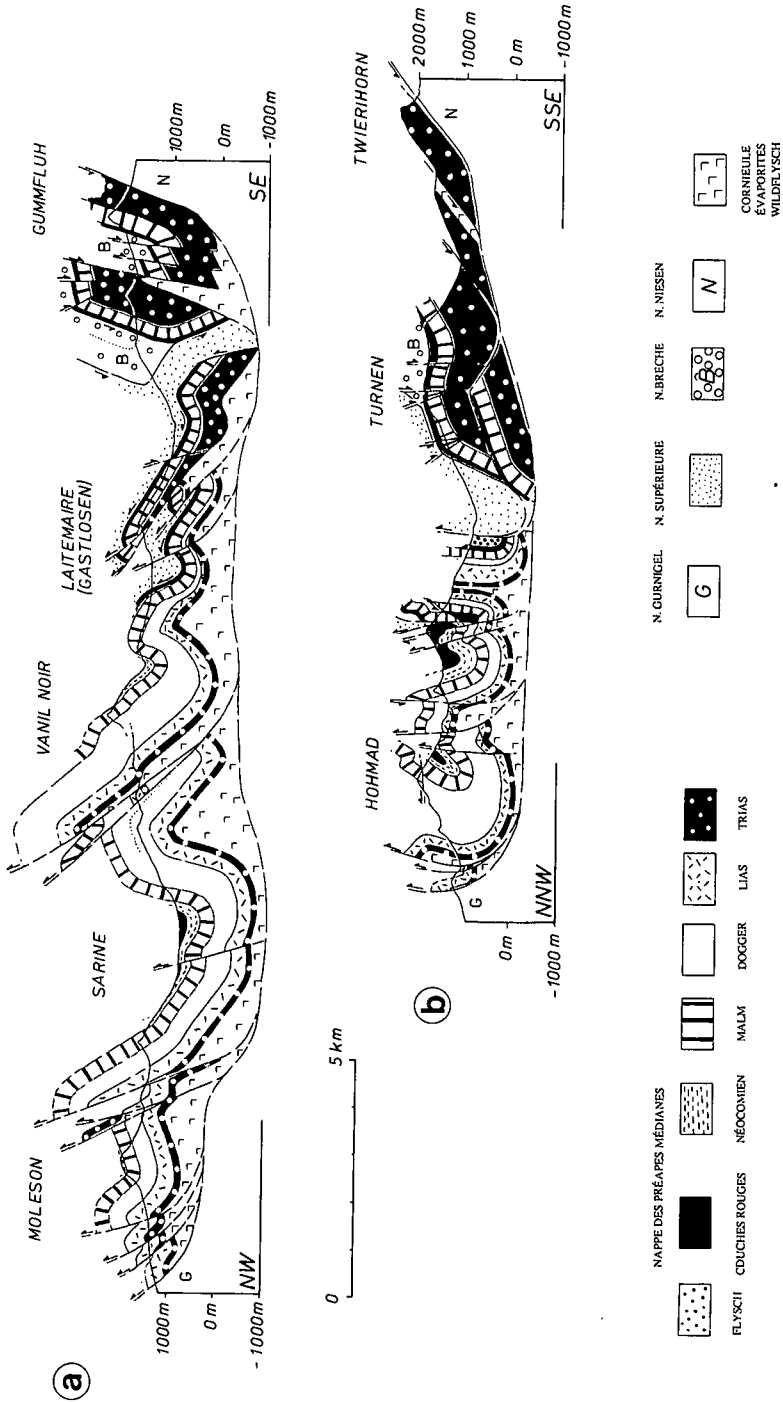


Fig. 2. Profils tectoniques synthétiques. Le chevauchement basal des Préalpes se fait sur des niveaux fortement tectonisés de l'Ultrahelvétique accompagnés des gypses et cornièules des Préalpes. Notez que les terrains de la zone Submédiane, séparant les Préalpes médianes de la Nappe du Niesen, et les terrains ultrahelvétiques sont regroupés indifféremment dans le même figuré de *cornièule, évaporites, wildfysch*. Localisation voir fig. 1.

jusqu'au Tertiaire. Des descriptions synthétiques des successions lithologiques et de la stratigraphie sont données par: BADOUX & MERCANTON (1962), PLANCHEREL (1979, 1990), BAUD & SEPTFONTAINE (1980), TRÜMPY (1980) et BAUD et al. (1989).

Dans les Médiannes plastiques la série stratigraphique commence par les formations argilo-dolomitiques du Trias supérieur. Elle est complète jusqu'au Crétacé supérieur et se termine par des flyschs schisto-gréseux et des wildflyschs tertiaires. Dans les Médiannes rigides, en revanche, la série commence avec le Trias moyen, mais est lacunaire dans le Trias supérieur, le Lias, le Dogger et le Crétacé inférieur. La colonne stratigraphique se termine là aussi avec des flyschs schisto-gréseux tertiaires. Le lecteur trouvera des descriptions de ces séries dans BAUD (1972, 1987) pour le Trias, METTRAUX (1988) et THÜRY (1973, inédit) pour le Lias, SEPTFONTAINE (1976, 1979), FURRER & SEPTFONTAINE (1977) et FURRER (1979) pour le Dogger, WEISS (1949), ISENSCHMID (1983), HEINZ (1985) et HEINZ & ISENSCHMID (1988) pour le Malm, BOLLER (1963) pour le Néocomien et GUILLAUME (1986), CARON & DUPASQUIER (1989) ainsi que PYTHON-DUPASQUIER (1990) pour le Crétacé.

Associé aux chevauchements dans les niveaux du Trias on rencontre d'importantes masses de cornieule (BAUD 1972, MASSON 1972, JEANBOURQUIN 1988). Leur épaisseur, voire leur volume total reste discutable, mais peut atteindre 1000 m dans nos coupes (fig. 2). Il ne s'agit probablement pas uniquement de cornieules et d'évaporites, mais d'un «mélange tectonique» dans lequel sont incorporés des blocs d'Ultrahelvétique (BADOUX & NORBERT 1952). Pour la construction des coupes, nous avons attribué des épaisseurs moyennes mais variables pour les différents niveaux.

1.3 Métamorphisme transporté et déformation interne

L'évolution de la paragenèse des minéraux argileux et de la cristallinité de l'illite, dans des roches du Trias moyen, du Malm et du Crétacé sup.-Tertiaire, fait ressortir une augmentation progressive de l'intensité métamorphique depuis la diagenèse au front de la nappe (Médiannes plastiques), jusqu'à l'épizone à l'arrière de la nappe (Médiannes rigides; pour des références complètes voir MOSAR 1988a). Afin d'expliquer les températures dépassant les 300 °C dans les Médiannes rigides, et dans l'hypothèse d'un gradient géothermique de 30 °C/km, il faut admettre l'existence d'une surcharge d'enfouissement d'environ 10 km à un moment donné de l'histoire géologique des Préalpes médianes. La nappe de la Brèche, qui n'existe que sur le dos des Médiannes rigides, est dans l'anchizone à sa base et dans la diagenèse au sommet. La Nappe supérieure, dans l'ensemble des Préalpes, ne dépasse pas la diagenèse profonde. On observe un gradient métamorphique horizontal du front des Préalpes médianes vers l'arrière en passant de la diagenèse à l'épizone. Dans la partie méridionale des Préalpes on note de plus un gradient vertical du sommet vers la base, depuis la diagenèse (N. supérieure) par l'anchizone (base de la N. de la Brèche et le sommet des Médiannes rigides) jusqu'à l'épizone (base des Médiannes rigides).

L'étude de l'évolution de la cristallinité de l'illite dans un profil vertical à l'arrière des Médiannes rigides montre un métamorphisme progressif de l'anchizone profonde, dans les Couches Rouges du sommet, jusqu'à l'épizone près du chevauchement basal des Médiannes rigides. On retombe ensuite dans la diagenèse dès que l'on passe dans la nappe du Niesen. Ce saut dans l'intensité du métamorphisme entre les Médiannes

rigides et les unités sous-jacentes s'explique si on l'admet *transporté* dans les Préalpes médianes et acquis avant que celles-ci ne se mettent en place sur la nappe du Niesen.

La déformation interne a été étudiée en utilisant la distorsion de pellets et le maillage de grains de calcite sparitique (Mosar 1989). A l'avant des Préalpes médianes plastiques, où la déformation est faible, ce sont surtout les mécanismes de déformation transgranulaires, principalement la dissolution-cristallisation, qui prédominent. L'intensité de déformation augmente lorsqu'on va vers l'arrière, dans les Médianes rigides, où prédominent les mécanismes de déformation intragranulaires tels que le maillage de la calcite accompagnés d'une recristallisation dynamique. L'extension finie calculée est parallèle à la direction générale de transport vers le NW à proximité des plans de chevauchements. Ailleurs dans la nappe, l'extension plonge avec un fort angle par rapport aux plans de chevauchements.

Dans les Médianes plastiques, la déformation est associée au plissement. Elle s'est faite après la mise en place de la Nappe supérieure sur les Médianes plastiques, car le chevauchement basal de la Nappe supérieure est replissé avec les plis des Médianes plastiques. Dans les Médianes rigides, la déformation est associée aux chevauchement basal au mur des écaïlles et au chevauchement de la nappe de la Brèche au toit des écaïlles. L'intime association entre la déformation interne et le métamorphisme ainsi que le fait que ce dernier est transporté (Mosar 1988b), nous amène à dire que la *déformation est précoce*, c'est-à-dire antérieure au transport des Préalpes médianes par dessus les nappes Helvétiques.

2. Géologie structurale des Préalpes médianes

Nous allons traiter dans ce chapitre les différents aspects macro- et mésoscopiques de la géologie structurale des Préalpes médianes et tenter de les intégrer dans un schéma global de la cinématique des chevauchements. Les documents cartographiques, les résultats de nombreuses études publiées et non publiées et les données recueillies sur le terrain nous ont permis de construire deux coupes dans les Préalpes médianes romandes (fig. 2).

La réalisation de ces coupes s'inspire de techniques de construction de *coupes équilibrées*. Ces techniques se fondent sur la *loi de conservation de volume* (GOGUEL 1952, LAUBSCHER 1962, 1965, DAHLSTROM 1969, 1990) et la *méthode des kink* ou *parallel folding* (COATES 1945, FAILL 1973, SUPPE 1983, 1985, SUPPE & MEDWEDEFF

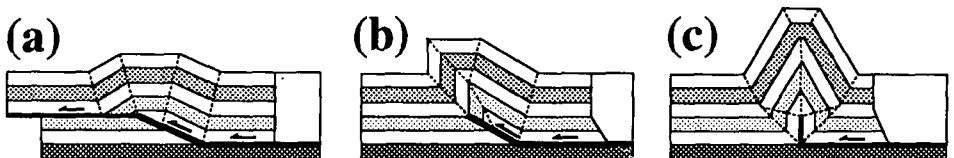


Fig. 3. Modèles de plis rétrodéformables. (a) *Fault-bend fold*, modèle avec simple rampe et sans cisaillement; (b) *fault-propagation fold*, modèle avec simple rampe et cisaillement dans les niveaux inférieurs; (c) pli de décollement (*detachment-* ou *lift-off fold*), modèle symétrique avec cisaillement dans les niveaux inférieurs. Les lignes en pointillé-tiré marquent les surfaces axiales, les flèches indiquent le sens de mouvement sur les surfaces de chevauchement.

1991). Elles sont appliquées à des structures où plis et failles sont génétiquement reliés (BOYER & ELLIOTT 1982; BUTLER 1982; DIEGEL 1986; JAMISON 1987; MITRA & NAMSON 1989; MITRA 1990; MOSAR 1991). Les structures rencontrées le plus fréquemment dans les Préalpes médianes sont des types suivants: «fault-bend folding», «fault-propagation folding» et «detachment» ou «lift-off folding» (fig. 3). Comme les roches des Préalpes médianes n'ont subi que peu de déformation, sous des conditions de métamorphisme faible uniquement – corollaire des méthodes évoquées – l'utilisation des-dites techniques se justifie.

2.1 Plis: allure et orientation

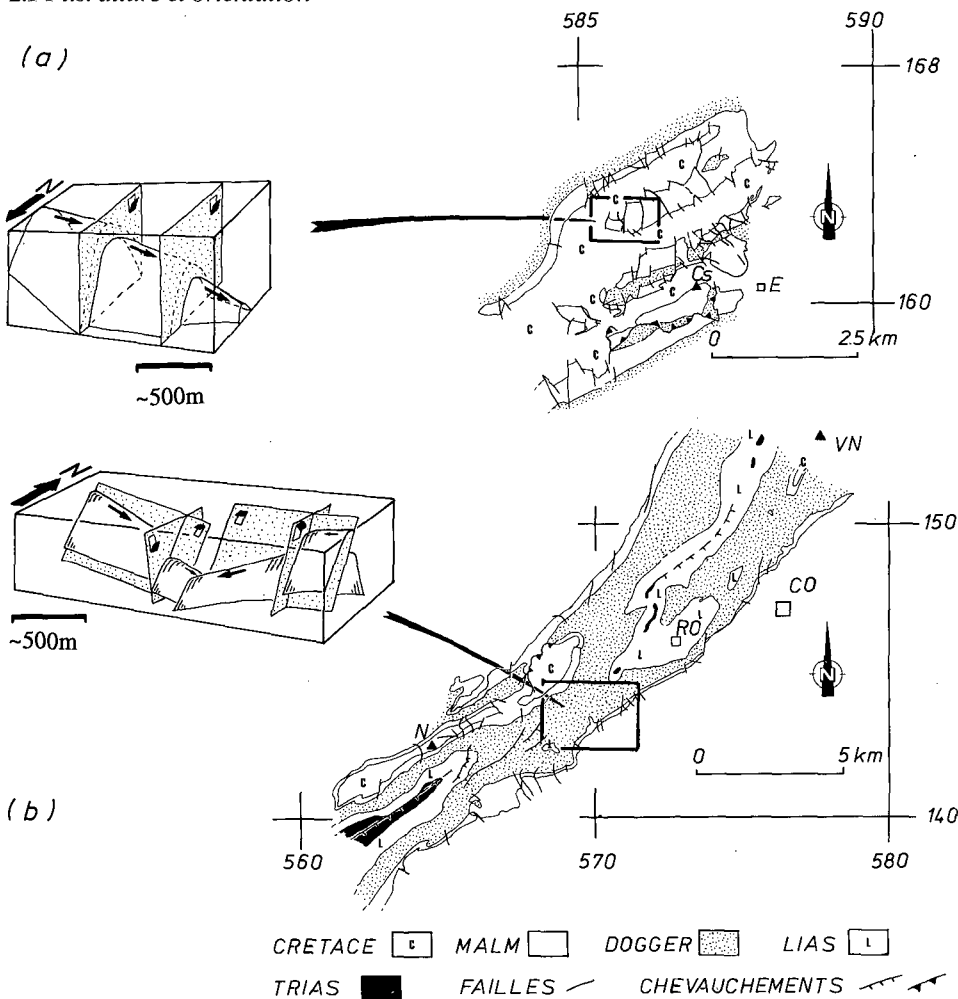


Fig.4. Ecorchés tectoniques et cartes simplifiées. (a) Région à l'W du décrochement Bellegarde-Lac Noir; (b) Anticlinal de Tinière-Rossinière-Vanil Noir. Co = Château d'Oex; Cs = Chörblspitz; E = Euschelpass; N = Rochers de Naye; RO = Rossinière; VN = Vanil Noir.

Plis à grande échelle

La description des plis à grande échelle a été entreprise dès les premières études géologiques dans les Préalpes. Parmi les nombreux auteurs, citons plus particulièrement ceux qui se sont attachés à l'étude de l'allure des plis: SCHARDT (1884), JEANNET (1922), BIERI (1925), UMIKER (1952), NICOL (1956), PLANCHEREL & WEIDMANN (1972), PLANCHEREL (1976, 1979), MÜLLER & PLANCHEREL (1982).

Les *Médianes plastiques* sont formées d'une succession de synclinaux et anticlinaux de grande envergure (longueur d'onde kilométrique, fig. 2). Les plans axiaux sont redressés et inclinés vers le SE à ESE dans la partie ouest des Préalpes médianes, verticaux et à pendage vers la N-NW dans la partie E (région du Hohmad-Stockhorn).

C'est la puissante barre de calcaires du Malm (environ 200 m) qui forme l'ossature des Médianes plastiques avec des plis d'envergure hectométrique à kilométrique (fig. 2). Ces plis sont disposés en échelon et se relayent latéralement au niveau de terminaisons périclinales où le plongement axial peut atteindre 40°. L'anticlinal de Rossinière-la Tinière, décrit par PLANCHEREL & WEIDMANN (1972) et PLANCHEREL (1979), illustre ces structures en relais, fréquentes dans les Médianes plastiques (fig. 4b). D'autres exemples sont l'anticlinal au S du Vanil Noir, et le synclinal perché du Moléson.

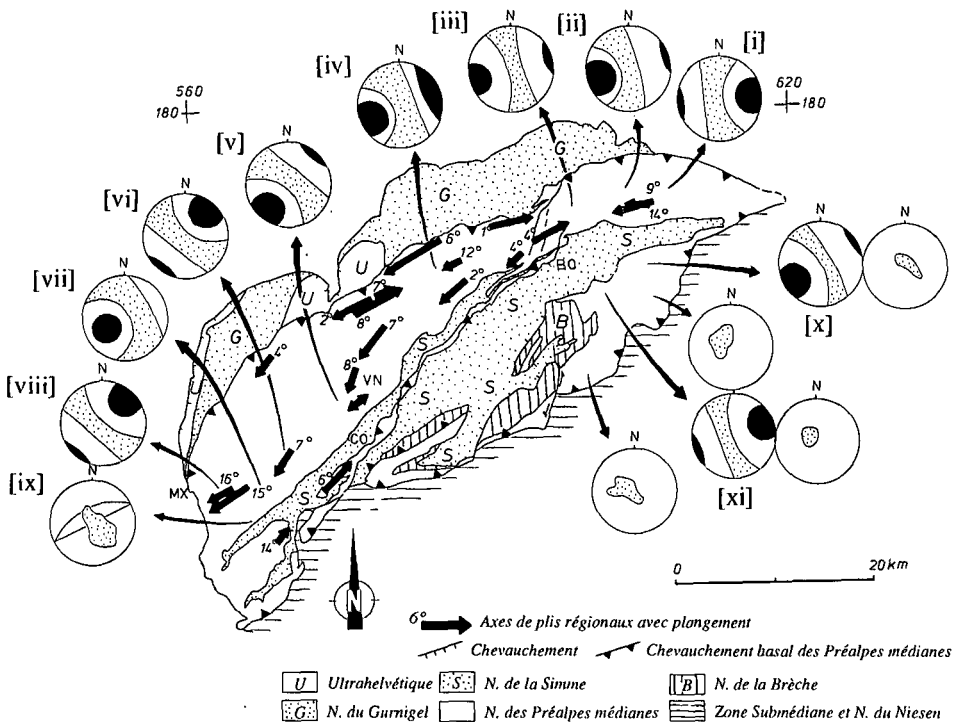


Fig. 5. Carte simplifiée des Préalpes avec stéréogrammes synthétiques et axes de plis régionaux. Les chiffres des canevas réfèrent à la fig. 11. Les stéréogrammes sans numérotation correspondent à la fig. 9 (Canevas de Wulff, hémisphère supérieure).

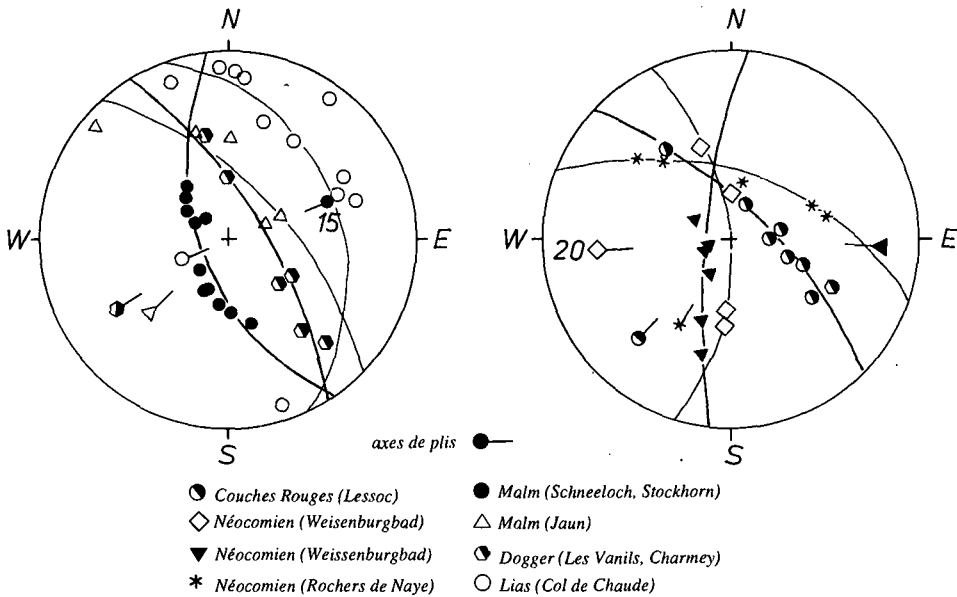


Fig. 6. Géométrie (allure des grands cercles) de quelques plis à petite et grande échelle des Préalpes médianes en projection stéréographique. Les chiffres à côté des axes de plis indiquent le demi-angle d'ouverture du cône pour les plis coniques (Canevas de Wulff, hémisphère supérieure).

BIERI (1925, p. 95) illustre dans un bloc diagramme l'allure en échelon de ces plis dans la région du Gantrisch. L'inclinaison régionale des axes de plis (mesure de l'inclinaison entre deux affleurements de terminaison périclinale d'une même structure) est cependant modérée, entre 0° et 16° (fig. 5). Leur orientation varie entre E-W et ENE-WSW dans la partie orientale et SW-NE à SSW-NNE dans la partie occidentale. Généralement de forme cylindrique (fig. 6: Lias, Col de Chaude et Malm, Jaun), ces plis évoluent vers des formes coniques dans les terminaisons périclinales (fig. 6: Malm, Schneeloch-Stockhorn).

A l'ensemble de ces structures sont associées des failles plus ou moins perpendiculaires à l'axe du pli. Elles ont pour effet de créer des compartiments et peuvent contribuer à accentuer le plongement axial des zones périclinales (fig. 4a). De plus, il existe des failles chevauchantes parallèles à l'axe du pli (fig. 2, 4b). Ces chevauchements peuvent disparaître latéralement et sont relayés par des plis (voire p.ex. l'anticlinal du Stockhorn dans les Médiannes plastiques de l'Est, fig. 7).

L'étroite association entre anticlinaux, failles, chevauchements qui viennent mourir latéralement, et terminaisons périclinales, correspond à la description d'un *fault-propagation fold* (fig. 3b). En effet, dans ce type de plis, un anticlinal se développe au-dessus et en avant d'un chevauchement aveugle, en réponse à la propagation de ce dernier. L'aspect de ces plis est cependant altéré dans les Médiannes plastiques par le fait que bon nombre de failles se propagent ultérieurement jusqu'en surface (fig. 2a, plis-failles autour du Moléson, voir aussi SUPPE & MEDWEDEFF 1991). Lorsque ces plis ne

sont pas faillés, ils peuvent prendre l'allure de *plis de détachement* ou *lift-off folds* (fig. 3c; LAUBSCHER 1977; MITRA & NAMSON 1989), dont un exemple serait l'anticlinal sur la rive SE de la Sarine (fig. 2a).

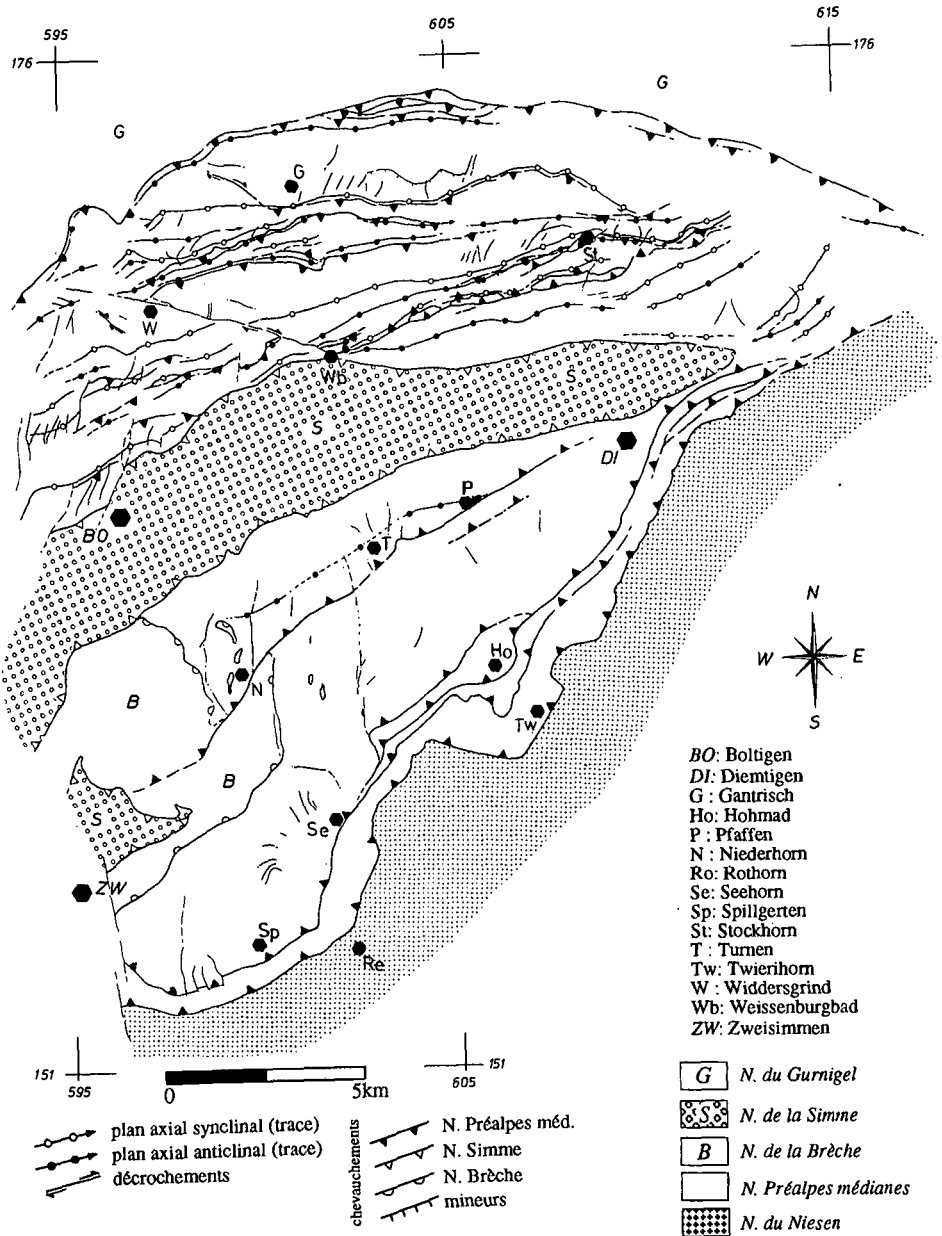


Fig. 7. Carte tectonique des Préalpes médianes orientales (voir aussi RABOWSKI 1912, BECK & GERBER 1925, TERCIER & BIERI 1961).

Dans les *Médianes rigides* les structures sont en forme d'écailles monoclinales. L'écaille la plus importante, en volume (écaille principale), est fortement inclinée au NW dans sa partie septentrionale, moins inclinée dans sa partie méridionale où elle est séparée en deux segments par un, voire plusieurs, grands accidents. Ces failles verticales, orientées NE-SW, affaissent le bloc Sud de quelques 200 à 400 mètres (fig. 2b, 8; JACCARD 1904; RABOWSKI 1912).

Suivant le secteur étudié, l'orientation et le pendage de la stratification montrent des différences notables, comme p.ex. entre l'écaille du Tierlaufhorn (fig. 9, Trias a) et du Twierihorn (fig. 9, Trias b). Les Médianes rigides ne forment donc pas une structure uniformément inclinée vers le NW, mais un ensemble de blocs à pendages variables vers le N, NW, W, voire SW. Ces différents fragments sont séparés les uns des autres par des accidents cassants essentiellement subverticaux. La discordance angulaire, sédimentaire entre le Trias et le Malm des Médianes rigides (GENGE 1958; BAUD 1972) contribue à créer des différences d'orientation locales.

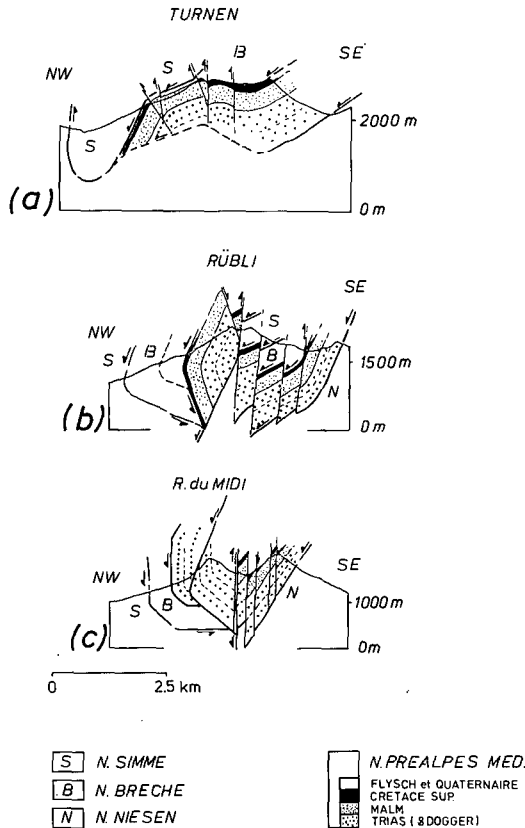


Fig. 8. Coupes tectoniques simplifiées (a) dans les Médianes rigides orientales (vallée de Diemtigen) et (b, c) dans les Médianes rigides occidentales (au S de Château d'Oex).

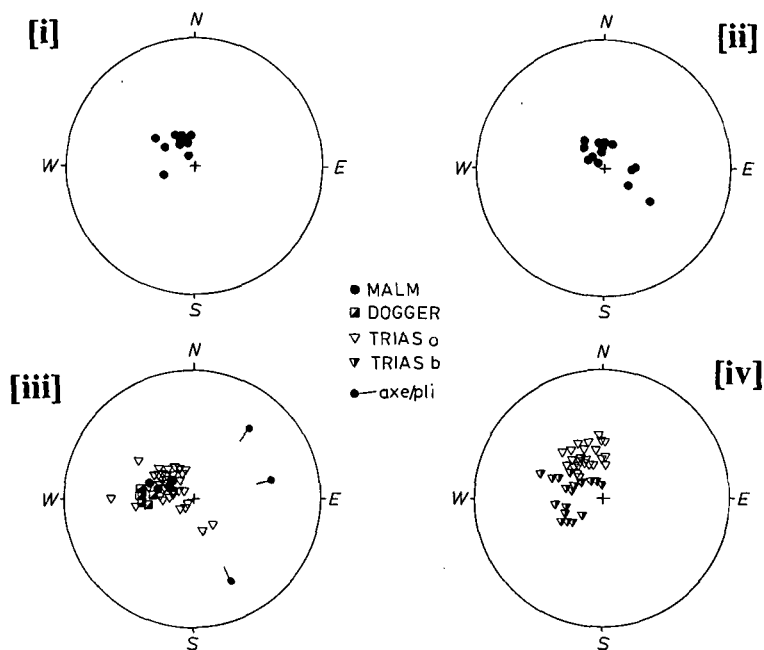


Fig. 9. Stéréogrammes figurant les pôles des plans de stratification (Canevas Wulff, hémisphère supérieure). [i] Niederhorn; [ii] Turnen-Pfaffen; [iii] Rothorn-Fromatt; [iv] Tierlaufhorn-Twierihorn. (I) stratification; (II) axes de pli; (III) linéation d'intersection entre la stratification et la clivage schisteux. Trias a: Trias du Tierlaufhorn; Trias b: Trias du Twierihorn-Filderich.

L'ensemble des observations et l'analyse cartographique dans les Médiannes rigides nous permet de mettre en évidence des structures chevauchantes en rampes et paliers (structures chevauchantes imbriquées; fig. 2, 7, 8). En association avec l'allure des chevauchements, nous parlerons de *fault-bend folds* (fig. 3a).

Plis à petite échelle

Dans les niveaux peu compétents, à alternances décimétriques et centimétriques de bancs marneux et calcaires du Crétacé-Tertiaire et du Dogger, sont développés *des plis métriques et décimétriques disharmoniques, de deuxième ordre* par rapport aux plis majeurs décrits précédemment (fig. 2, 10). Ce sont en majorité des plis en forme de genou et des plis coffrés aussi bien cylindriques (fig. 6: Dogger, Charmey; Néocomien, Weissenburg et Rochers de Naye; Couches Rouges, Lessoc) que faiblement coniques.

Quoique fortement dispersés les zones définies par les pôles de stratification permettent de définir des axes de plis dont la direction et le sens de plongement diffèrent selon la région (fig. 11). Des stéréogrammes synthétiques – définis en regroupant la majorité des pôles de la stratification et des axes de plis en plages (fig. 11, lignes en traitillé sur les canevas) – permettent de mettre en évidence des tendances régionales (fig. 5). Ces variations de l'orientation des plis mésoscopiques reflètent, à une autre échelle, la *structure en échelon* des plis à grande échelle.

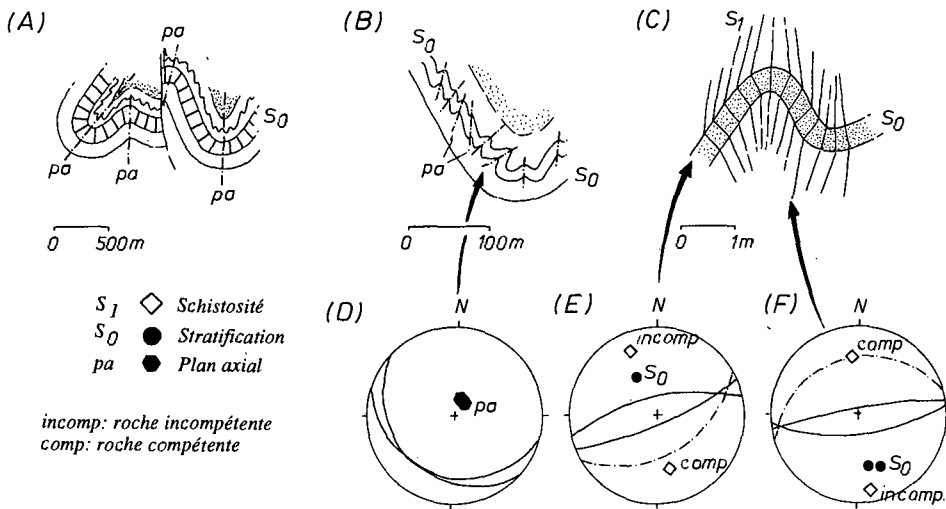
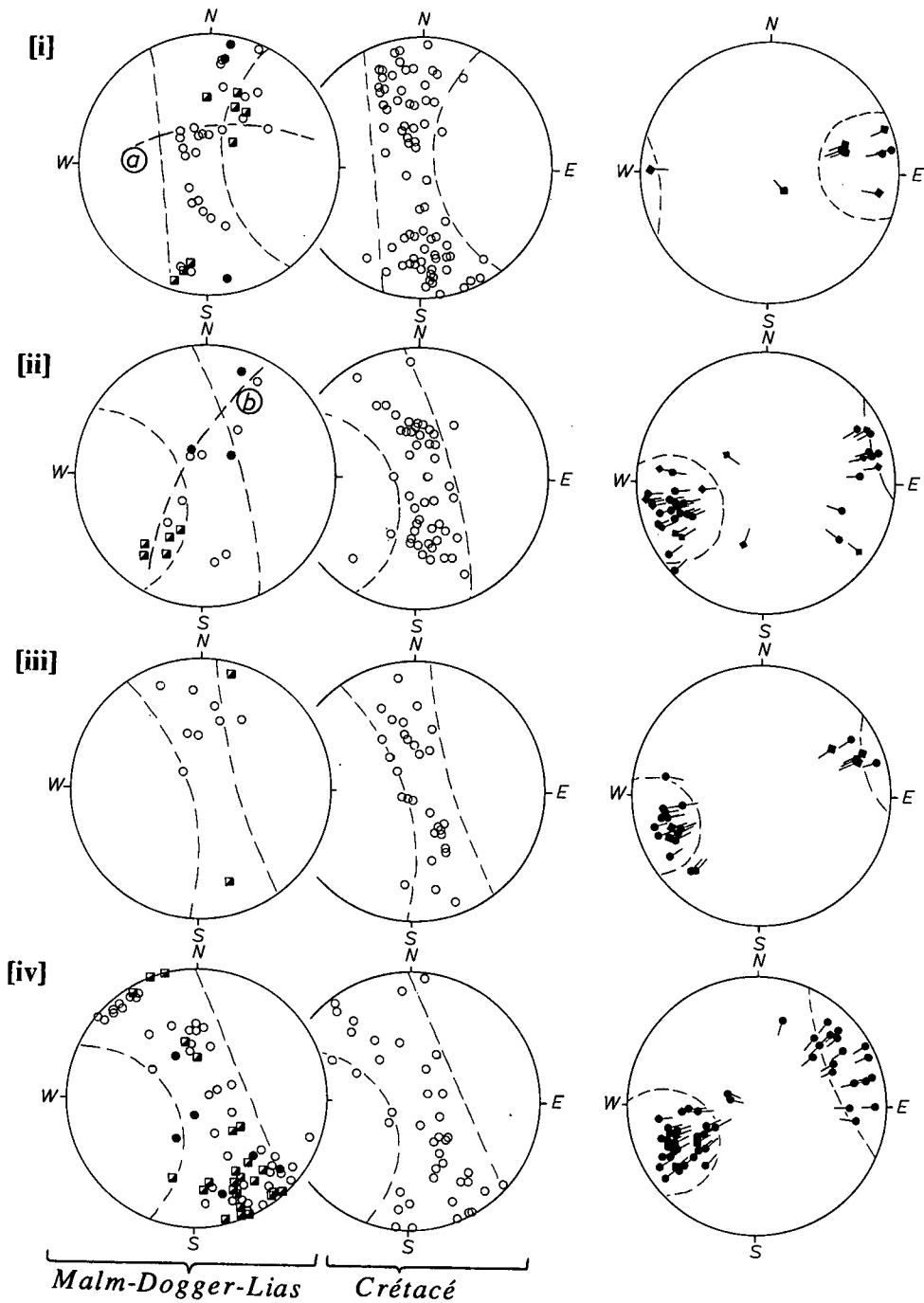
PLIS; PLANS AXIAUX et SCHISTOSITE :

Fig. 10. Cadre structural des plans axiaux de plis et du clivage schisteux. (A) Position des plans axiaux dans les plis de grande envergure (schéma simplifié). (B) Orientation des plans axiaux des plis métriques disharmoniques par rapport à la grande structure (schéma simplifié). (C) Réfraction du clivage schisteux dans des niveaux compétents des plis métriques disharmoniques (schéma simplifié). (D) Orientation de deux plans axiaux dans les niveaux du Néocomien au Widdersgrind (Préalpes médianes plastiques, Boltigen). (E) et (F) Exemples d'orientations de clivages schisteux, réfractés dans des niveaux de Couches Rouges entre Weissenburgbad et Beret (Préalpes médianes plastiques, Boltigen).

Dans les *Médianes plastiques*, l'orientation des axes des plis métriques change progressivement d'une direction ENE-WSW à une direction NE-SW, en allant de l'Est vers l'Ouest (fig. 5). Régionalement les axes plongent soit vers le NE, soit vers le SW, localement avec un plongement jusqu'à 40° (fig. 11). Dans la région du Stockhorn-Hohmad-Erlenbach par ex. (fig. 11 [i]) le plongement axial régional se fait vers l'WSW, alors que dans la région voisine de Weissenburg-Hohmad (fig. 11 [ii]), il se fait vers l'ENE. Dans le cas de l'anticlinal de la Tinière-Rossinière entre les régions du Vanil Noir-Sarine, Rossinière-Col des Gaules et le Col de Chaude, l'axe régional plonge d'abord vers le NE, ensuite vers le SW et puis de nouveau vers le NE (fig. 11 [v, vi, vii], fig. 5). Dans la région de Malatraix, seuls les axes de plis du Dogger ont une orientation constante NNE-SSW. Les plis des niveaux du Crétacé-Tertiaire de la partie S de la crête de Malatraix (flanc S de l'anticlinal de Tinière) ont des directions moins constantes et semblent être arrangés sur un grand cercle de direction N65 et incliné de 50° vers les SE (fig. 11 [ix], grand cercle désigné par la lettre «d»). Soit il s'agit d'un cas particulièrement «tourmenté» de dispersion des axes de plis due aux structures en échelon des plis régionaux, soit c'est une conséquence des mouvements induits par la proximité du plan de chevauchement de la Nappe supérieure. En effet, le Crétacé-Tertiaire est, dans cette région, très proche de ce chevauchement, dont le plan basal est plus ou moins parallèle au plan représenté par le grand cercle sur lequel sont disposés les axes de plis.

STRATIFICATION

AXES DE PLIS



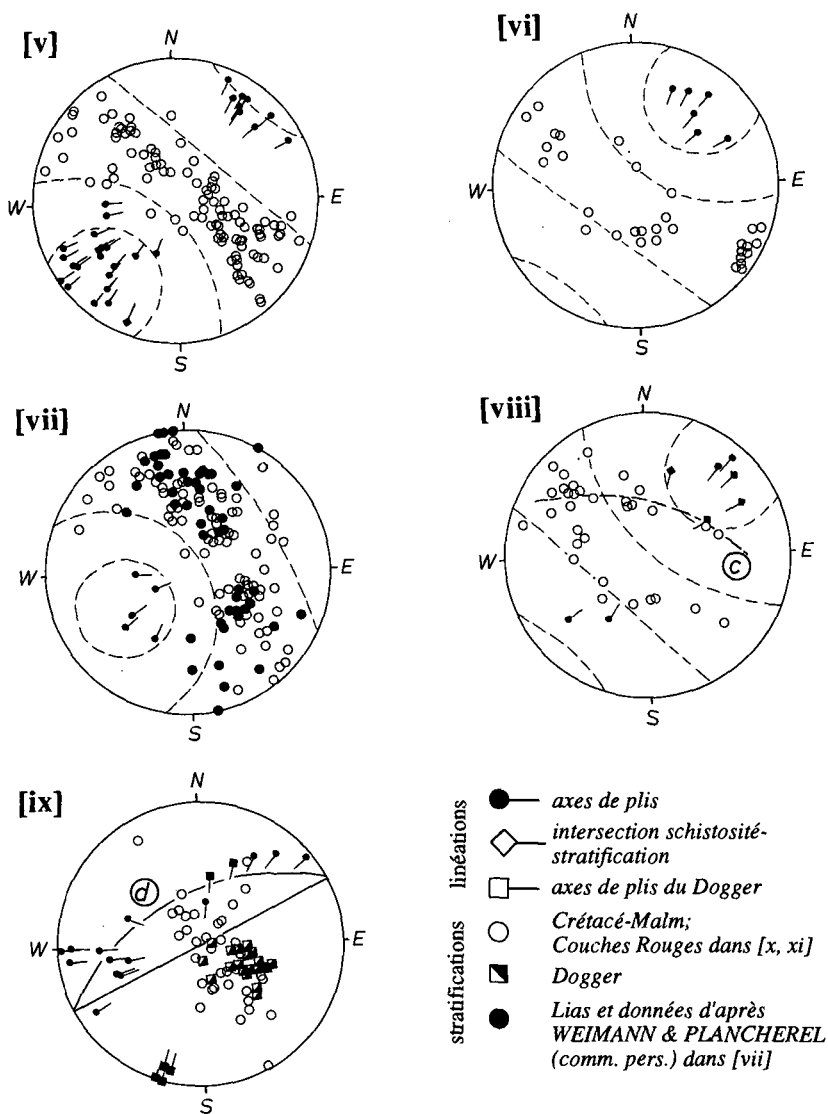
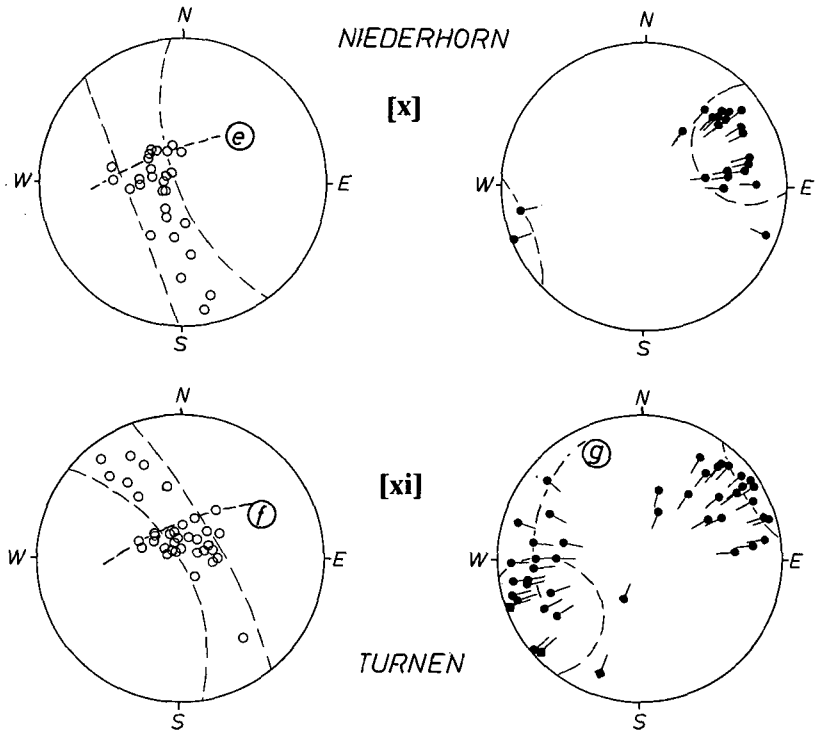


Fig. 11. Stéréogrammes figurant les pôles des plans de stratification, les axes de plis, ainsi que les limites des plages définissant les stéréogrammes synthétiques (Canevas Wulff, hémisphère supérieure). a, b, c, d, e et f: orientation anormales, détails voir texte. Localités [j] Stockhorn-Hohmad-Erlenbach; [ij] Weissenburg-Hohmad;

COUCHES ROUGES PREALPES MED. RIGIDES



[iii] Widdersgrind; [iv] Charmey-Jaun; [v] Vanil Noir-Sarine; [vi] Rossinière-Col des Gaules; [vii] Col de Chaude; [viii] Rochers de Naye; [ix] Col de Chaudc-Malatraix; [x] Nicderhorn; [xi] Turnen-Pfaffen.

Dans la partie orientale des Préalpes romandes de la région de Zweisimmen-Diemtingtal, les seuls plis qu'on peut observer dans les *Médianes rigides* se trouvent dans les niveaux incompetents des Couches Rouges (Crétacé sup.-Tertiaire). Dans la région de Pfaffen et de Turnen ils sont orientés NE-SW avec un plongement axial vers le NE, et dans la région occidentale (Niederhorn-Spillgarten) ils sont orientés ENE-WSW avec un plongement vers le SW (fig. 11 [x, xi]). Les accidents cassants qui affectent toutes les couches des Médianes rigides sont localement responsables de la forte dispersion des axes de plis.

2.2 Chevauchements, failles et structures associées

Chevauchements

L'ensemble des nappes préalpines a été transporté depuis son origine vers sa position actuelle sur un coussin de wildflysch à blocs d'ultrahelvétique (fig. 1, 2). Ce chevauchement passe par dessus les nappes Helvétiques et se rattache aux unités penni-

ques de la rive gauche du Rhône. Le chevauchement basal et le chevauchement lié à la Zone Submédiane se forment dans des niveaux de décollements associés à des cornieules, gypses et wildflyschs emballant des olistholithes de provenances diverses. Les blocs incorporés dans la Zone Submédiane trouveraient leur origine dans un domaine paléogéographique nord-pennique entre l'aire d'origine de la nappe du Niesen et celle des Médiannes plastiques (WEIDMANN et al. 1976).

Médiannes rigides: Rappelons que l'écaille principale des Médiannes rigides est plus fortement inclinée dans sa partie frontale que dans sa partie arrière. Les falaises de Malm et de Trias des Spillgarten-Seehorn-Abendberg constituent, dans la région du Diemtigtal-Zweisimmen, l'arrière de l'écaille principale (fig. 2, 7, 8). Sous cette écaille, le Trias de la falaise du Rothorn-Tierlaufhorn-Twierihorn forme une importante écaille imbriquée. À l'est, le Trias de la montagne du Hohmad forme une écaille imbriquée supplémentaire moins importante (fig. 7; BAUD 1972). Elle est limitée du côté ouest par une faille verticale (décrochante?) orientée N-S à NNW-SSE. Dans cette région du Diemtigtal-Zweisimmen, l'ensemble des écailles est faiblement incliné vers le N-NW, alors que dans la région du Rübli-Gummfluh (Préalpes médianes de l'ouest) l'écaille principale est redressée et plonge fortement vers le NW. Dans sa partie septentrionale l'écaille du Rübli-Gummfluh est dédoublée par une écaille de Trias d'extension latérale d'environ 3000 m qui peut être interprétée comme une lentille tectonique imbriquée. Au Mont d'Or, à l'W de la Gummfluh, la situation est en cela particulière que l'écaille principale, où ne subsiste que le Trias, est «détachée» du reste des Médiannes rigides et est en position renversée (DOUSSE 1965; LONFAT 1965; LOMBARD 1975).

Dans les Médiannes rigides les pendages de la stratification sont généralement subparallèles aux divers plans de chevauchements. Ces décollements ne sont pas plans et peuvent avoir différentes orientations. Plus au nord, le chevauchement basal de l'écaille principale devient subhorizontal, ensuite du côté septentrional d'une importante faille verticale (faille au S de la falaise du Niederhorn) il reprend à peu près le même pendage vers le N/NW que dans le secteur méridional (fig. 8). Nous pensons qu'il s'agit là de deux paliers de décollement séparés par une rampe tectonique.

Chaîne des Gastlosen: Dans a partie méridionale elle forme une structure monoclinale inclinée vers le S-SE, alors que la partie nord se présente sous forme d'une tête de pli à flanc N faillé (fig. 2a). Le chevauchement basal de cette écaille plonge vers le SE. Nous nous associons à l'idée de PLANCHEREL (1979; voir aussi JACCARD 1908; LUGEON 1943) d'une écaille intermédiaire indépendante entre les Médiannes plastiques et Rigides.

Médiannes plastiques: Dans l'anticlinal le plus méridional des Médiannes plastiques de la région au S du Stockhorn («Heitigewölbe» de NICOL 1956), le Malm du flanc septentrional («Walper-Schuppenzone» de NICOL 1956) se présente sous forme d'une puissante barre verticale caractérisée par une suite de lentilles d'extension latérale limitée, qui dédoublent la succession lithologique normale (fig. 7, 12c). Il s'agit en fait de lentilles tectoniques imbriquées, présentant la particularité d'être actuellement dans une position subverticale, plongeant vers le N (fig. 12a). On retrouve des structures semblables dans le flanc N de l'anticlinal des Tours d'Al (TRÜMPY 1960; BADOUX 1965). La discontinuité latérale de ces flancs de plis peut avoir des raisons tectoniques (décrochements?), mais il semble probable que ces horizons étaient déjà discontinus pour des raisons sédimentologiques.

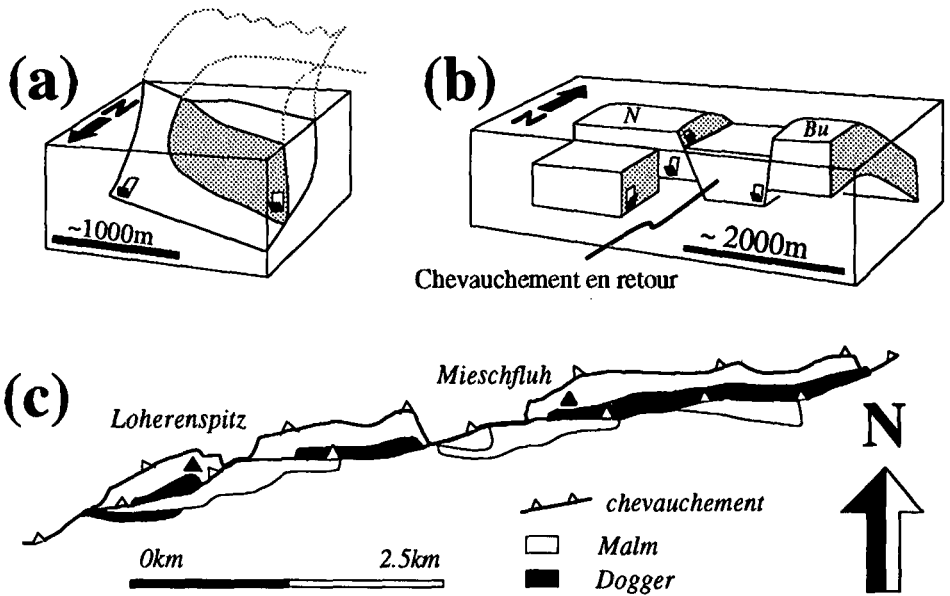


Fig. 12. Schémas simplifiés de différentes structures tectoniques (a et b sont des blocs diagrammes simplifiés de situations réelles): (a) structure en «horse» plongeant. (b) chevauchement en retour et failles N-S, région du Niederhorn (N), Buntelgabel (Bu) Médianes rigides. (c) carte de la structure en «horse» de l'anticlinal méridional des Médianes plastiques de l'Est, région du Stockenflueh.

La partie septentrionale des Médianes plastiques, depuis le Stockhorn à l'est jusqu'aux Rochers de Naye à l'ouest, est formée par une suite de plis-faillés (fig. 2). Ce sont des failles inverses chevauchantes affectant souvent le flanc N/NW des anticlinaux. Elles sont fortement redressées et parallèles aux axes de plis avec une vergence vers le N/NW. Parfois, comme dans la région du Hohmad-Stockhorn, les plans de chevauchements sont subverticaux, voire avec un pendage vers le N (fig. 2b). Leur extension latérale est généralement limitée. Ils sont résorbés et relayés par les charnières des plis qu'ils affectent (fig. 4b).

Dans la partie frontale des Médianes plastiques se trouve une succession d'écaillés imbriquées avec des plans de chevauchements vers le S à SE comme par exemple les écaillés de Lias et Trias dans la région des Paccots au N de Montreux ou encore au N du Hohmad à l'W de Thouné.

Orientation des chevauchements, direction de transport

La direction générale des plans de chevauchements dans les *Médianes plastiques*, et de nombreux auteurs l'ont déjà constaté (voir p.ex. PLANCHEREL 1979), varie d'une extrémité des Préalpes médianes à l'autre. Dans la région au nord du Simmental elle est E-W, alors que dans les vallées de la Sarine et de l'Hongrin elle est NE-SW, voire N-S dans les écaillés au nord de Montreux. La direction de mouvement sur les plans de chevauchements peut être déterminée à l'aide d'axes de plis réorientés sur des plans de

mouvements comme des marqueurs linéaires passifs (fig. 13 A, B). Sur ces plans et des plans associés, les stries de glissements indiquent la direction de mouvement.

Dans les *Médianes rigides* orientales, à la base de l'écaïlle inférieure, au contact avec la nappe du Niesen (localité du col du Grimi, en dessous du Rothorn, SE de Zweisimmen), nous avons observé dans les niveaux du Trias plusieurs plis avec des directions variant de NNW-SSE, à E-W et jusqu'à SW-NE. Reportés sur des canevas stéréographiques, on note qu'ils sont distribués sur un grand cercle (fig. 13 C). Le plan de mouvement reflété par ce grand cercle, et les stries observées sur des plans de failles parallèles, indiquent une direction de mouvement qui est NW-SE à cet endroit.

Des relevés analogues ont pu être faits dans les *Médianes plastiques* (fig. 13). Pour l'ensemble des Préalpes médianes, deux populations de plans s'individualisent: l'une inclinée vers l'W et le NW, l'autre vers le SE avec des directions de mouvements respectivement NW-SE et N-S (fig. 13 D). Ainsi, dans la région de Diemtigtal-Zweisimmen, les directions des chevauchements de la partie méridionale de l'écaïlle principale et de l'écaïlle imbriquée du Rothorn-Twierihorn (fig. 7) varient entre NE-SW et E-W, avec des pendages entre 16° et 31° vers le N/NW (fig. 13 E; données obtenues par construction d'isohypses de la surface de chevauchement).

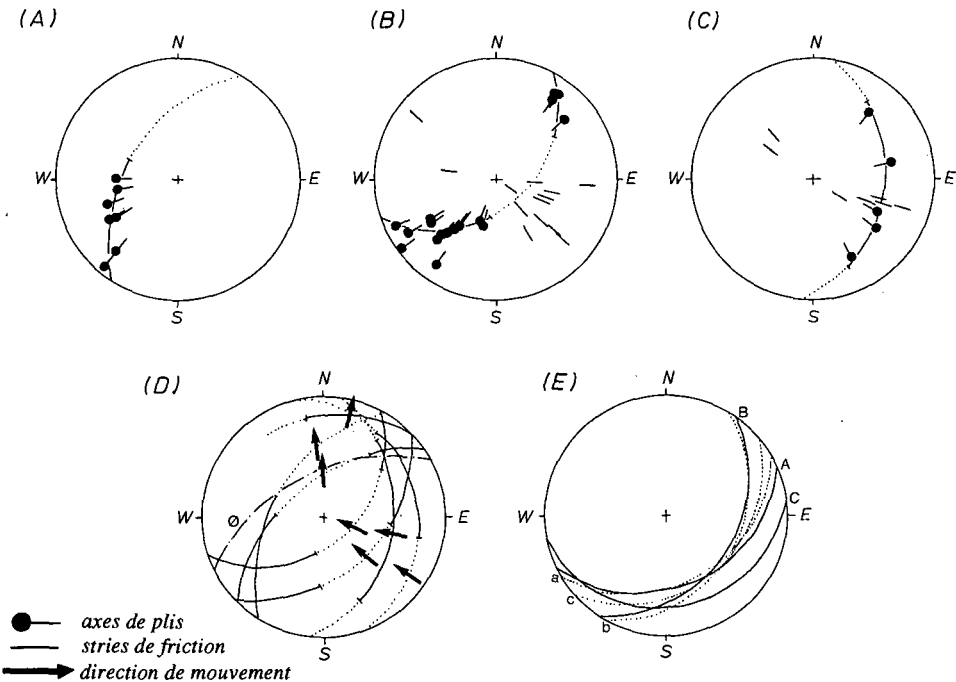


Fig. 13. Chevauchements, plans de mouvements et directions de transport. (A) vallée de la Sarine, Médianes plastiques; (B) Vanil Noir, Médianes plastiques; (C) Rothorn, Col du Grimi, Médianes rigides; (D) ensemble des données; (E) orientations des chevauchements au SE de Zweisimmen, dans les Médianes rigides. Constructions faites à partir d'isohypses. Les lignes pleines représentent le chevauchement basal de l'écaïlle principale (A, B, C), les lignes en pointillé l'écaïlle sous-jacente (a, b, c). Les stries de friction sont sans indication de sens de mouvement, la direction de mouvements sur les plans associés est donnée par la répartition des populations de stries.

Failles normales et inverses

Dans les *Médianes plastiques* on observe, associé aux plis, un ensemble d'accidents cassants englobant des failles transverses, voire perpendiculaires aux axes de plis (fig. 4a). Ces failles provoquent un découpage des grands plis. La succession de plusieurs failles normales peut considérablement accentuer le plongement axial régional d'un pli, comme dans le cas de l'anticlinal au Sud du Vanil Noir. Dans d'autres cas, la composante décrochante des failles transverses prévaut sur la composante normale ou inverse ce qui peut alors changer l'orientation de la stratification. Par exemple, dans la région des Rochers de Naye, au lieu dit Naye d'en Haut, un ensemble de failles décrochantes dextres de direction N90 à N110, subverticales nous semble être à l'origine d'un changement d'orientation de la stratification dans les niveaux du Néocomien d'une direction N40 vers une direction N160 (fig. 11 [viii] grand cercle désigné par la lettre «a»).

Dans les *Médianes rigides*, déjà JACCARD (1904, 1908) attire l'attention sur deux grandes failles verticales orientées NE-SW, dont une dans les Médianes rigides de l'est, l'autre dans les Médianes rigides de l'ouest. Elles découpent les Médianes rigides en deux compartiments: une partie nord, surélevée de 200 à 400 m par rapport à une partie sud affaissée (fig. 8, 12b). Dans la région du Diemtigtal-Zweisimmen, cette faille passe au sud du Turnen, puis au pied de la falaise du Niederhorn et file ensuite à l'ouest vers Zweisimmen. Dans l'écaille de la Rübli-Gummluh elle passe au Sud du Rübli, puis par Videmanette pour se perdre au SW du Col de Base (au S du Rocher du Midi). Il est probable que dans les deux cas il s'agisse de la même faille à laquelle est associé une série de failles parallèles. L'ensemble de ces failles affecte à la fois les Médianes rigides, la nappe de la Simme et la nappe de la Brèche (fig. 2, 8). Si l'écaille principale est représentée dans une position originelle, c'est-à-dire avec ses paliers de décollement subhorizontaux, nous nous apercevons qu'il s'agit en réalité de failles inverses localisées au-dessus de ce que nous avons décrit précédemment comme rampe tectonique. Nous interprétons ces failles comme chevauchements en retour associés à la rampe tectonique. Le fait qu'elles affectent aussi la nappe de la Brèche et la nappe de la Simme indique que ces nappes étaient déjà en place lors de la formation de l'écaille principale des Médianes rigides.

Une étude détaillée de la faille en retour principale, au Sud du Turnen-Niederhorn (Médianes rigides de l'est), révèle une zone de 50–100 cm de largeur de roche fortement cataclasée, avec de nombreux plis centimétriques. Les axes de ces plissements sont subhorizontaux et/ou fortement inclinés. La direction E-W de leurs plans axiaux est légèrement oblique à la direction de la faille (fig. 14c). L'asymétrie des plissements à axes faiblement inclinés indique un affaissement du bloc S par rapport au bloc N. Par contre les plis à axes plus raides semblent indiquer une composante décrochante sénestre (fig. 14c).

Les effets de ces failles sur les Couches Rouges situées au SE du Pfaffen (région du Turnen) s'expriment dans une crénulation de la stratification ou du clivage schisteux. Les plans de crénulation sont subverticaux avec des directions E-W légèrement obliques à la faille en retour. De plus, l'action de la faille en retour provoque la formation de failles inverses (antithétiques) de direction NE-SW avec des pendages vers le SE et de failles inverses (synthétiques) de directions E-W à pendages vers le N (grands cer-

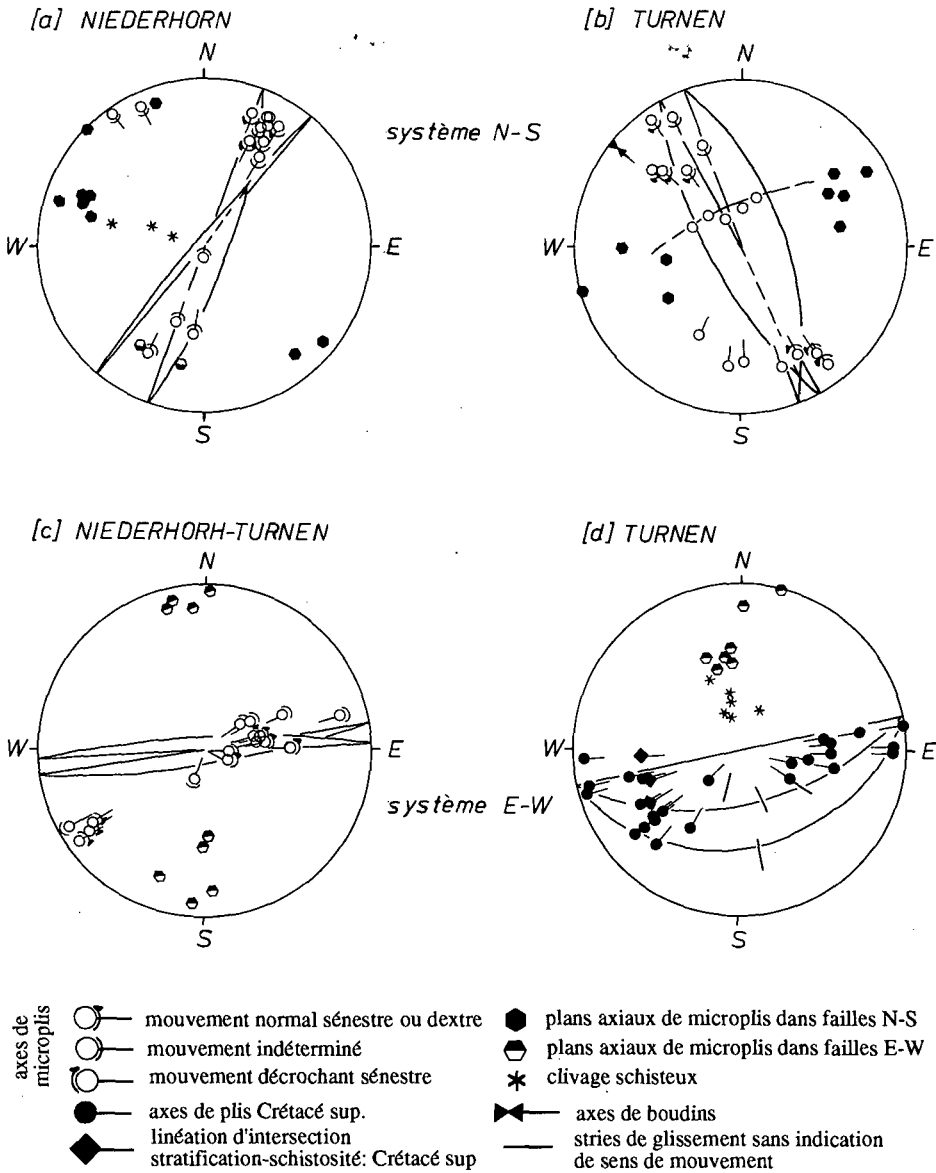


Fig. 14. Stéréogrammes des plis, plissements, crénelations et plans axiaux associés aux différents systèmes de failles (canevas de Wulff, hémisphère supérieure). Les grands cercles représentent l'orientation et le pendage des systèmes de failles dominants. Dans le stéréogramme (b) les cercles et la ligne en traitillé montrent la réorientation de la stratification par crénelation (Sud du Pfaffen). Le stéréogramme (d) montre l'influence de la grande faille en retour du stéréogramme (c) sur les niveaux du Crétacé supérieur 200–500 m plus au Sud de la faille.

cles sur la fig. 14d). Les mouvements sur ces dernières sont probablement responsables de la rotation des plans axiaux d'une position verticale vers une position à pendage faible, subparallèle aux failles (fig. 14d). En même temps, les axes des plis se réorientent et sont distribués sur des plans de mouvements (grand cercles) assimilables aux plans des failles synthétiques (fig. 14d; voir aussi la dispersion des axes dans la fig. 11 [xi] le long de la ligne indiquée par la lettre «g»).

De plus on rencontre des failles verticales de directions NNE-SSW à NNW-SSE (fig. 8). Surtout bien développées dans la région du Niederhorn-Turnen (Médianes rigides de l'Est, fig. 7) elles créent à grande échelle des compartiments en position effondrée et blocs surélevés (fig. 12b). Ces structures en «touches de piano» existent aussi à une échelle plus petite comme par ex. au NW du Fromattgrat et du Seehorn (région du Diemtigtal, voir MOSER 1980). Associée à ces failles on trouve une cataclasite où sont développés des plis centimétriques à axes parallèles aux failles (fig. 14a, b). L'asymétrie des plis à axes faiblement inclinés indique des mouvements normaux et inverses. Leurs plans axiaux sont subparallèles aux systèmes de failles, dans les couches adjacentes desquelles, on note des réorientations de la stratification, comme l'indiquent les grand cercles «a, b, c, e, f» fig. 11 [i, ii, xiii, x, xi].

Décrochements

Déjà évoqués dans le paragraphe précédent, ils sont amplement décrits et étudiés par PLANCHEREL (1976, 1979). Rappelons qu'ils forment un groupe de failles qu'on retrouve dans l'ensemble des Préalpes médianes. Deux directions sont prédominantes: une direction N-S à NNE-SSW regroupant les grands décrochements sénestres, qui découpent les Préalpes médianes en plusieurs parties comme, par ex., les décrochements de Bellegarde-Lac Noir et de Gantrisch-Boltigen-Zweisimmen (fig. 7), et une direction W-E à NW-SE avec des mouvements dextres comme dans le cas du décrochement de Weissenburgbad (BOREL 1991).

Le même type de cataclasite et d'indicateurs cinématiques que ceux décrits précédemment pour les autres types de failles se trouve le long des décrochements. Ensemble, les chevauchements et les décrochements sont responsables de la formation de structures aussi disloquées que celles qui sont situées autour du Stockhorn dans les Médianes plastiques (fig. 7).

2.3 Clivage schisteux et joints stylolithiques

Dans les *Médianes plastiques*, le développement du clivage schisteux est lié à la nature lithologique de la roche et a généralement un pendage très raide (fig. 15), alors que dans les niveaux calcaires très épais et compétents, comme le Malm, le Lias et le Trias, il est absent. Par contre, dans les niveaux à alternances de bancs calcaires (10 à 50 cm d'épaisseur) et de bancs marneux et argileux se développe un clivage schisteux peu pénétratif et espacé, surtout dans les niveaux marneux et marno-calcaires (à l'affleurement les microlithons sont espacés d'environ 0,5 cm). Le clivage schisteux dans les plis mésoscopiques des Médianes plastiques est généralement subparallèle au plan axial (fig. 10C). L'orientation des plans axiaux de ces plis peut être très différente de celle du plan axial du pli à grande échelle (fig. 10A-C). Dans un pli à grand rayon de

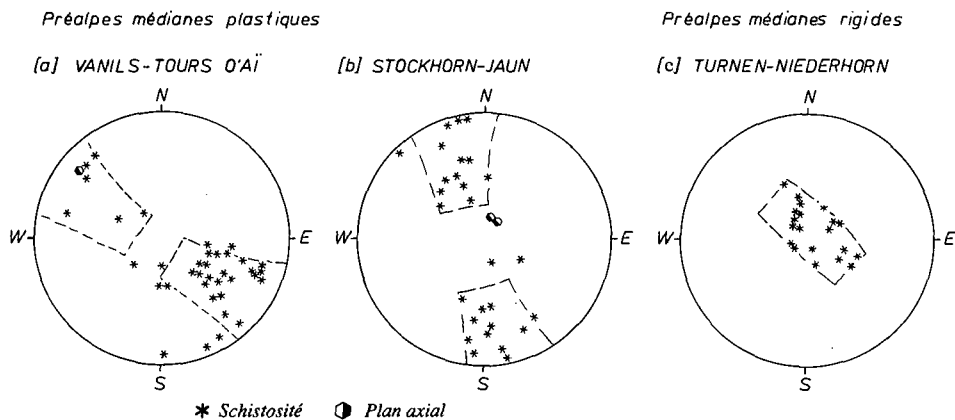


Fig. 15. Stéréogrammes avec orientation du clivage schisteux (1) et quelques plans axiaux de plis (2) dans les Préalpes médianes (Canevas de Wulff, hémisphère supérieure).

courbure (premier ordre) et à plan axial subvertical, des plis métriques à plans axiaux presque subhorizontaux peuvent être observés, comme dans les niveaux du Néocomien dans la falaise Est du Widdersgrind (Médianes plastiques, au N de Boltigen; fig. 10B, D). Cette variabilité des orientations des plans axiaux est, entre autre, responsable du fort éventail observé sur le pendage de la schistosité (fig. 15a, b). Il s'ajoute à cette observation une forte réfraction de la schistosité entre les niveaux marneux et les niveaux plus calcaires, comme dans les niveaux de Couches Rouges entre Weissenburgbad et le lieu dit Beret (Médianes plastiques au N de Weissenburg; fig. 10C, E, F).

Un changement dans la direction du clivage schisteux s'opère entre les Médianes plastiques de l'Est (entre Stockhorn et Jaun), avec une orientation ENE-WSW (fig. 15b), et les Médianes plastiques de l'Ouest (entre Vanil-Noir et Tours d'Ài), avec des orientations NW-SW à NNE-SSW (fig. 15a).

Dans les *Médianes rigides*, le clivage schisteux ne s'observe que dans les Couches Rouges peu épaisses qui forment le toit de cette partie de la nappe. D'une manière générale le clivage schisteux est très faiblement incliné, voire subhorizontal (fig. 15c). Il se développe plus ou moins parallèlement au pendage général de la stratification dans les niveaux sous-jacents du Malm et au plan de chevauchement de la nappe de la Brèche sur les Médianes rigides, subparallèles entre eux. Localement, deux clivages schisteux S_1 et S_2 d'orientation différentes peuvent être observés, comme dans la région du Seebergsee (Niederhorn), où on peut mesurer un S_1 avec un azimuth et pendage de 251,47 qui est repris par un S_2 orienté 142,15.

En plus du clivage schisteux on peut voir des *joints stylolithiques* dans les Préalpes médianes (voir MOSAR 1989). Deux sous-groupes de joints peuvent être mis en évidence: (i) ceux parallèles au plan de la stratification qui peuvent être rattachés à une origine diagénétique précoce, et (ii) ceux perpendiculaires à la stratification, parfois disposés en éventail dans les plis métriques, dont on peut dire qu'ils sont post-diagénétiques et reliés à une tectonique précoce (VIDAL & SOULAS 1978; DROXLER & SCHAER 1979).

2.4 Interprétation

Les changements du style tectonique dans les Préalpes médianes se font non seulement depuis les Médiannes plastiques au front (N/NW) vers les Médiannes rigides à l'arrière de la nappe (S/SE), mais aussi transversalement par rapport à la chaîne, c'est-à-dire entre le Lac de Thoune à l'Est et le Léman à l'Ouest. De manière générale, le chevauchement basal des Préalpes médianes ne dépasse guère -1000 mètres de profondeur (fig. 2). Il apparaît très plane, subhorizontal sous les Médiannes plastiques, incliné sous les Médiannes rigides ainsi qu'au front septentrional au contact avec la nappe du Gurnigel (fig. 2). Nous observons dans les Préalpes médianes essentiellement deux types de chevauchements, tout les deux intimement liés à la formation des plis:

1) à l'arrière de la nappe (Médiannes rigides), ce sont des chevauchements à paliers et rampes (fault-bend folds) qui affectent les épaisses séries calcaires du Malm et Trias moyen et qui donnent son allure en écaille «rigide» à cette partie de la nappe. Le chevauchement basal est incliné en gros vers le N/NW, si on fait toutefois abstraction des variations locales. Des écailles imbriquées et des structures en «horse» (DIEGEL 1986) sont associées à l'écaille principale.

2) la partie avant de la nappe (Médiannes plastiques) est, quand à elle, constituée d'une succession de plis-failles (failles chevauchantes, fault-propagation et detachment folds) avec des plans de faille très redressés et en général inclinés vers le S/SE. La partie la plus septentrionale est formée par plusieurs écailles imbriquées. Deux directions de mouvements ont pu être mises en évidence en relation avec les chevauchements dans les Préalpes médianes: l'une N-S, l'autre NW-SE (fig. 13D).

Avec les chevauchements, on observe de nombreuses failles verticales transverses aux directions axiales. Dans les Médiannes rigides c'est une importante faille (chevauchement) en retour qui forme l'élément tectonique le plus remarquable. A proximité des failles, la roche est intensément broyée (cataclasite) et forme de nombreux microplis dont l'asymétrie renseigne sur le sens de mouvement des failles. Les décrochements, surtout N-S, forment un autre groupe d'accidents important, qui est à l'origine d'une séparation des Préalpes médianes en plusieurs segments. Contrairement à PLANCHEREL (1976, 1979) qui suggère que ces accidents affectent l'ensemble des nappes préalpines, nous pensons qu'ils sont un attribut lié aux seules Préalpes médianes et aux nappes qui les chevauchent, c'est-à-dire la nappe de la Brèche et la Nappe supérieure. Cela n'exclut pas que, par ex., dans la nappe du Niesen des décrochements semblables puissent exister, mais à notre avis indépendamment de ceux des Préalpes médianes.

D'est en ouest les éléments structuraux dans les écailles des *Médiannes rigides* des régions de Zweisimmen-Diemtigen (E) jusqu'au Rübli-Gummluh (W) ont une direction plus ou moins constante. Ces écailles sont fortement inclinées vers l'avant pays alpin, au Rübli-Gummluh, voire renversées comme au Mont d'Or, alors que dans la région E aux Spillgerten-Niederhorn-Turnen leur inclinaison est moins prononcée (fig. 2, 8).

Une différence E-W remarquable s'observe dans l'écaille intermédiaire de *Gastlosen-Laitemaire*. Dans la région Laitemaire-Dent de Ruth-Gastlosen l'écaille se présente sous sa forme type de pli-faillé, avec une faille chevauchante inclinée vers le SE. A l'E de Boltigen, le chaînon des Gastlosen disparaît totalement. Nous avançons l'hy-



Fig. 16. Bloc diagramme simplifié montrant le changement de direction des plis et plis-faillés dans les Médiannes plastiques entre le domaine oriental (partie droite du schéma, environs entre Charmey et Stockhorn, le décrochement pourrait par ex. correspondre à celui de Bellegarde-Lac Noir) et le domaine Ouest (partie gauche du schéma, région du Vanil Noir-Montreux).

pothèse que cette écaïlle est restée en retrait, cachée sous la partie frontale de l'écaïlle principale des Médiannes rigides du Turnen-Spillgerten (fig. 2b).

Dans les *Médiannes plastiques*, c'est la direction des structures qui change. Dans la partie est des Préalpes, entre Charmey et Thoune, mais surtout dans la région du Gant-risch-Stockhorn, les plis-chevauchants sont orientés E-W. Dans la vallée de la Sarine, par contre, ils ont une direction NE-SW, voire N-S dans les écaïlles externes au Nord de Montreux (fig. 16). Si les décrochements N-S sont nettement sécants sur les structures en pli-faïlle dans la région orientale, dans la partie occidentale les plans de décrochements et de chevauchements semblent se confondre (fig. 16; PLANCHEREL 1976, 1979; METTRAUX & MOSAR 1989). Dans les Médiannes plastiques de l'est on a des mouvements chevauchants et décrochants sénestres N-S, mais sur des plans de mouvements distincts, alors qu'à l'W on a des mouvements chevauchants vers le NW, voire l'W, et des mouvements décrochants sénestres NE-SW à N-S sur la même surface (fig. 16).

Dans les Médiannes plastiques, le développement du clivage schisteux est en relation avec le plissement – chevauchement de la partie frontale de la nappe. Les joints stylolithiques perpendiculaires à la stratification témoignent d'une déformation précoce lors d'un raccourcissement des strates. Ils préfigurent le développement d'un clivage schisteux précoce lié à la formation des plis, clivage qui s'affirme avec la formation et, ultérieurement, l'applatissage de ces plis. Dans les Médiannes rigides, l'existence de deux clivages schisteux sécants s'explique par le fait que: [i] l'arrivée de la nappe de la Brèche, supportant la Nappe supérieure, sur les Médiannes rigides donne naissance à un clivage schisteux S_1 grossièrement subparallèle au plan de charriage; [ii] le passage ultérieur des Médiannes rigides sur une rampe tectonique expliquerait la formation d'un clivage schisteux S_2 faisant un faible angle avec la stratification.

3. Chronologie générale

Nous passons brièvement en revue les données essentielles qui nous sont apparues indispensables, afin de reconstituer une chronologie relative des événements tectono-métamorphiques qui ont affectés les Préalpes médianes.

3.1 Paléogéographie des nappes préalpines et âge des sédiments

L'ensemble des nappes préalpines est d'origine paléogéographique des marges continentales européenne et apulo-adriatique (voir FLÜCK 1973; HOMEWOOD 1977, 1983; BERNOULLI et al. 1979; BAUD & SEPTFONTAINE 1980; CARON et al. 1980a, b, 1989; HOMEWOOD et al. 1980; TRÜMPY 1980; HOMEWOOD & CARON 1982; LEMOINE & TRÜMPY 1987; WILDI 1985; LEMOINE 1988; STAMPFLI & MARTHALER 1990). La nappe du Niesen, en position valaisane, au S de l'Ultraschweiz, était originellement l'unité la plus septentrionale (ACKERMANN 1986). Plus au S, dans le Briançonnais et le Subbriançonnais, se situent les Préalpes médianes. Au N de cette unité se trouverait le domaine des dépôts qui constituent actuellement la zone submédiane (WEIDMANN et al. 1976). La nappe de la Brèche est située au sud des Médianes rigides dans le domaine Prépiémontais. Les unités de la Nappe supérieure sont d'origine ultrabriançonnaise et proviennent des domaines liguro-piémontais (nappes de la Simme, des Gets, des Dranses et de la Sarine; CARON 1972, 1976; CARON et al. 1980b; WILDI 1985) (fig. 17).

L'âge des sédiments les plus récents observés sur le terrain permet de dater le recouvrement possible de ces sédiments par des unités allochtones chevauchantes. Ceci peut se justifier puisque les sédiments les plus jeunes dans les différentes unités préalpines sont des flyschs, et que dans le domaine alpin les flyschs sont alimentés par des sources orogéniques actives (HOMEWOOD & CARON 1982; HOMEWOOD & LATELTIN 1988; LATELTIN 1980; CARON et al. 1989).

Disposant de ces informations, établir un schéma spatio-temporel de la position des différentes nappes est possible (fig. 17):

- Les flyschs les plus jeunes des nappes des Gets et de la Simme sont probablement d'âge Santonien (environ 83 Ma; WICHT 1984). Dans la nappe des Dranses, les sédiments les plus jeunes datent du Maestrichtien (environ 70 Ma; CARON et al. 1980b). Un début de structuration tectonique et un décollement de ces unités vers 83 à 70 Ma est donc envisageable (fig. 17; voir CARON 1965, 1966, 1972).

- On peut situer l'arrivée de la Nappe supérieure sur la nappe de la Brèche et les Préalpes médianes au Lutétien-Bartonien vers 42 Ma, âge donné aux sédiments les plus récents de la nappe de la Brèche (CARON 1966, 1972; CARON et al. 1980b).

- Le décollement de la nappe de la Brèche, qui porte sur son dos la Nappe supérieure et qui vient chevaucher les Préalpes médianes peut se faire dès le Bartonien (41-40 Ma; FLÜCK 1973).

- Le recouvrement de la nappe du Niesen par les unités préalpines plus méridionales peut se faire à partir de la fin du Lutétien (ACKERMANN 1986).

- L'arrivée des Préalpes sur l'Ultraschweiz est possible dès la fin du Bartonien, début Lutétien (environ 39 Ma; HOMEWOOD 1974).

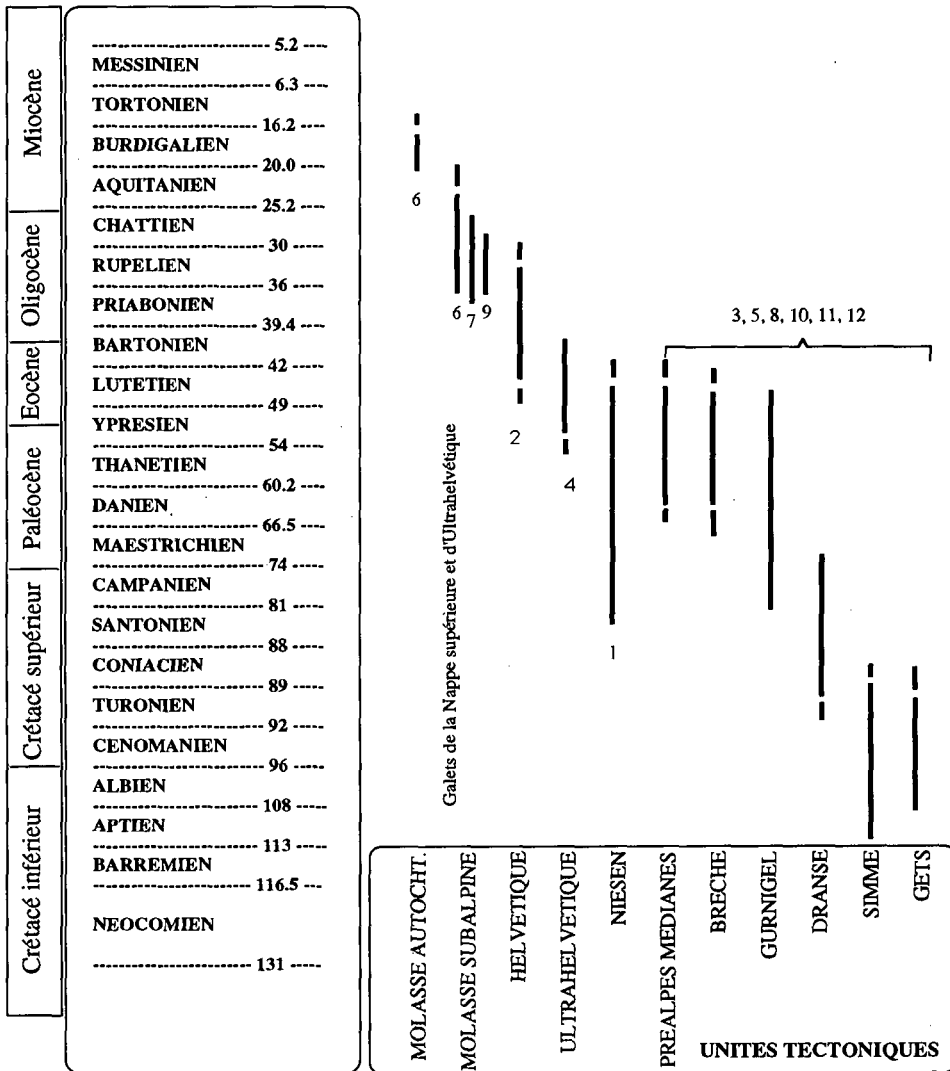


Fig. 17. Schéma simplifié des âges des flyschs et de leurs positions paléogéographiques. 1) ACKERMANN (1986); 2) BURKHARD (1986); 3) CARON et al. (1980); 4) HOMEWOOD (1974); 5) HOMEWOOD (1983); 6) SCHMID (1970); 7) TRÜMPY & BERSIER (1954); 8) WILLOI (1985); 9) LATÉLTIN (1988); 10) CARON et al. (1989); 11) WICHT (1986); 12) DE KAENEL et al. (1989). Information complémentaire dans BERNOUILLI et al. (1979) et BOILLOT et al. (1984). Echelle et âges stratigraphiques d'après HAQ et al. (1987).

– Reste ensuite à transporter l'ensemble des Préalpes et de l'Ultrahelvétique par dessus les unités Helvétiques jusque sur la molasse parautochtone au front N des Alpes. A la base de la Molasse (flysch subalpin) les galets en provenance des différentes unités de la Nappe supérieure, permettent de situer l'arrivée des Préalpes sur la bord septentrional de la marge helvétique à l'Oligocène inférieur – moyen (LATÉLTIN

1988). Ce transport peut donc se faire depuis le Priabonien (39 Ma) et se poursuivre jusqu'au Burdigalien (environ 18 Ma; PFIFFNER 1986, BURCKHARD 1988).

3.2 Chronologie à partir de recoupements d'éléments tectoniques

– Les paléofailles sont comptées parmi les éléments structuraux les plus anciens dans les Préalpes médianes. L'analyse de paléofailles et de failles alpines a permis de mettre en évidence plusieurs étapes dans l'évolution temporelle des contraintes (BADOUX & MERCANTON 1962; BAUD & MASSON 1975; METTRAUX & MOSAR 1989). Du Lias au Dogger, voire jusqu'au Malm on aurait une extension NW-SE. Au Crétacé supérieur une extension NNE-SSW annonce la fermeture du bassin de sédimentation. Enfin, dès le début du plissement des Préalpes intervient une compression SE-NW.

– Les plans de chevauchement de la Nappe supérieure (CARON 1966, 1972) et de la nappe de la Brèche sont replissés par les plis, chevauchements et failles en retour des Préalpes médianes. Leur mise en place précède ou accompagne la formation des écailles et donc le chevauchement des Préalpes médianes. Cependant, comme le note CARON (1972 p. 64) dans les Médiannes plastiques: «... la Nappe des Dranses ... ne s'enfoncé pas dans les synclinaux les plus étroits ...» au contraire de la Nappe du Gurnigel (Sarine) sousjacent. Il en conclut que la Nappe du Gurnigel s'est mise en place avant les unités plus hautes de la Nappe supérieure.

– Les parties frontales des Médiannes plastiques recouvrent vers le NW la nappe du Gurnigel qui, localement, est renversée (DE KAENEL et al. 1989). Or cette dernière est une unité de la Nappe supérieure, qui elle se trouve en position chevauchante sur les Préalpes médianes. La mise en place de la Nappe supérieure sur et en avant du front des Préalpes médianes a donc précédé le chevauchement et la formation des plis-failles des Médiannes plastiques.

– Le chevauchement basal des Médiannes rigides décapite localement les structures de la nappe du Niesen, qui a par conséquent acquis sa structuration tectonique avant d'être chevauchée par la nappe des Préalpes médianes.

– Dans les Médiannes plastiques, le clivage schisteux est localement crénelé par des décrochements sénestres N-S ou dextres E-W. Dans les Médiannes rigides il est crénelé par des failles N-S et par des chevauchements en retour. Ces accidents sont responsables de la réorientation des axes de plis. Ces accidents sont donc postérieurs à la formation des plis et des clivages schisteux.

3.3 Chronologie et cinématique de la structuration des Préalpes médianes

L'ensemble des données discutées permet de reconstituer les étapes successives de la formation des Préalpes médianes comme suit (fig. 18):

[j] Depuis le Lias, la sédimentation est régie par une paléotectonique en extension NW-SE. Le bassin de sédimentation des Préalpes médianes se ferme dès le Crétacé supérieur en régime d'extension NNE-SSW.

Fig. 18. Schéma de l'évolution tectonique des Préalpes médianes depuis leur patrie jusque dans leur position actuelle (les profils sont sans échelle). B = nappe de la Brèche; H = nappes Helvétiques; MO = molasse; N = nappe du Niesen; S = Nappe supérieure; U = Ultrahelvétique; en noir = Préalpes médianes.

1) SANTONIEN (~83Ma) → LUTETIEN (~45Ma)
INDIVIDUALISATION STRUCTURATION N SUPERIEURE

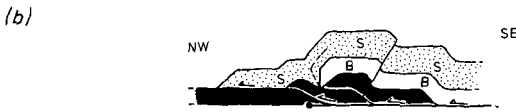
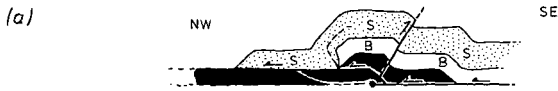
2) BARTONIEN (~42Ma)



3) BARTONIEN (~41-40Ma)



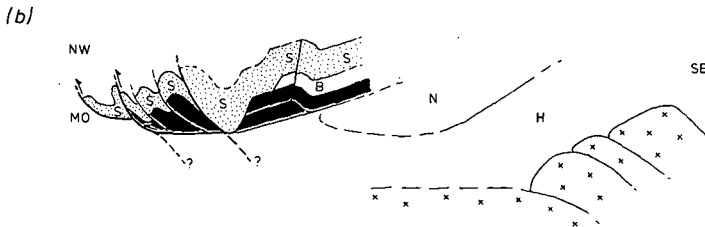
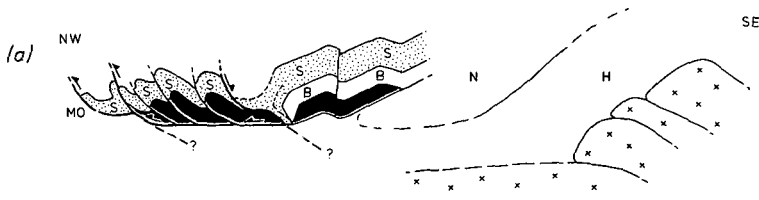
4) BARTONIEN (~40Ma) → PRIABONIEN (~39Ma)



DEFORMATION INTERNE
METAMORPHISME

5) CHATTIEN (~30Ma)
ARRIVEE SUR UNITES HELVETIQUES

6) BURDIGALIEN (~18Ma)



[ii] Décollement et structuration des unités de la nappe supérieure dès le Santonien (vers 83 Ma; fig. 18-1; voir aussi CARON 1966, 1972; STAMPFLI & MARTHALER 1990). Puis, arrivée de la Nappe supérieure sur la nappe de la Brèche et les Médiannes rigides dès 42 Ma (Bartonien; Eocène; fig. 18-2). La structuration de la Nappe supérieure sort du cadre de ce travail et le lecteur peut se référer entre autres à CARON (1972) et STAMPFLI & MARTHALER (1990). Sous l'ensemble de cette surcharge, le métamorphisme commence à se développer dans les Médiannes rigides et la nappe de la Brèche.

[iii] La nappe de la Brèche, supportant la Nappe supérieure, commence à chevaucher les Préalpes médianes à partir de 41–40 Ma (Bartonien; Eocène). La déformation interne et le clivage schisteux S_1 commencent à se développer dans les Médiannes rigides. La partie septentrionale de la Nappe supérieure poursuit sa progression sur les Médiannes plastiques (fig. 18-3), alors que sa partie méridionale est transportée passivement sur la nappe de la Brèche.

[iv] Le chevauchement de la nappe de la Brèche se bloque. Dans les Médiannes rigides se développe une rampe tectonique qui donne naissance à l'écaille principale (fig. 18-4a). La partie méridionale des Médiannes rigides se décolle de son substratum. La déformation interne s'affirme et le passage sur la rampe provoque la formation d'un clivage schisteux S_2 . La partie frontale de la Nappe supérieure continue à avancer sur les Médiannes plastiques sous l'effet du raccourcissement dans les Médiannes rigides. Les chevauchements en retour sur la rampe de l'écaille principale affectent les trois nappes. Le clivage schisteux est crénelé, les axes de plis repris. Dans la partie E des Médiannes rigides, un scénario particulier aboutit à la formation des écailles basales imbriquées de Trias.

[v] Le chevauchement de l'écaille des Médiannes rigides se fige et l'écaille des Gastlosen se forme (fig. 18-4b). Le décollement basal des Préalpes médianes monte des évaporites de la base du Trias moyen vers celles du sommet du Trias moyen. La Nappe supérieure est remplissée lors de la formation de cette écaille. Sa partie frontale continue d'avancer sur les Médiannes plastiques et la nappe du Gurnigel atteint probablement le front septentrional des Médiannes plastiques (?).

[vi] De l'intérieur vers l'avant de la nappe, les différents plis-failles des Médiannes plastiques se mettent progressivement en place (fig. 18-4c). Le clivage schisteux et la déformation interne associés au plissement des Médiannes plastiques, se développent durant les stades précoces de la formation des plis.

[vii] Le front du chevauchement basal des Préalpes médianes a atteint la partie septentrionale du domaine des Préalpes. L'ensemble va venir chevaucher le domaine de dépôt de la Zone Submédiane. La Nappe supérieure, ensemble avec la nappe de la Brèche et la nappe des Préalpes médianes se met en place sur l'Ultraschweizer dès la fin Bartonien, début Lutétien (vers 39 Ma). Le métamorphisme a atteint son paroxysme. L'évolution tectonique de la nappe du Niesen semble se faire soit indépendamment et parallèlement à celle des Préalpes médianes, soit «sous» l'influence des unités préalpines les plus septentrionales, mais dans les deux cas, et à cette époque là, au front de l'édifice préalpin. Ce n'est qu'ultérieurement qu'elle se fait rattraper et dépasser par les autres unités préalpines.

[viii] Le transport des Préalpes par-dessus les massifs cristallins vers leur emplacement actuel (fig. 18-6) se fait, à notre avis, de manière plus ou moins passive sur le dos des nappes helvétiques. Il peut se faire dès le Priabonien (39 Ma) jusqu'au Burdigalien

(environ 18 Ma), voire jusqu'à l'actuel. Les Préalpes médianes atteignent le front septentrional du domaine helvétique probablement dès le Chattien (environ 30 Ma; TRÜMPY & BERSIER 1954, LATELTIN 1988). C'est lors de cette phase de mise en place finale que la partie frontale des Préalpes médianes vient chevaucher la nappe du Gurnigel (Préalpes médianes romandes, orientales) et même ces propres écailles (écaille de Locum, Préalpes médianes du Chablais; BADOUX & MERCANTON 1962) et que certains plans axiaux des plis de grande échelle se redressent (région du Gantrisch-Stockhorn). On ne peut pas exclure que ces derniers mouvements soient à mettre au compte de chevauchements ou de bombements dans le soubassement (dans le socle? ou associés aux soulèvements des massifs cristallins externes) qui réactivent certains chevauchements en failles inverses (p.ex. la nappe du Gurnigel qui est chevauchée, fig. 18-6b) ou en failles normales (?) (ce qui pourrait expliquer la position très redressée des écailles de la Gummfluh, fig. 18-6a).

Il reste à remarquer, que pour tenir compte de la diachronie entre l'arrivée de la Nappe du Gurnigel des Nappes des Dranses, de la Simme et des Gets (trois unités supérieures de la Nappe supérieure) sur les Médianes plastiques (CARON 1972) il faudrait envisager de former des plis – tout au moins dans la partie la plus méridionale des Médianes plastiques – à un stade précoce (dès les étapes [ii] et [iii]). Notons que les critères structuraux de terrain sont loins d'être clairs et des recherches plus approfondies nous permettront de préciser ce point.

4. Conclusions

Les nouvelles données sur le métamorphisme, la déformation, l'orientation et la géométrie des éléments structuraux nous permettent d'apporter de nouvelles propositions concernant l'histoire tectono-métamorphique des Préalpes. Si les différences de style tectonique entre les Médianes plastiques et les Médianes rigides, ainsi que les changements de directions des axes de plis et des chevauchements depuis le lac de Thoune jusqu'au Léman ont déjà été mis en évidence dès le début de l'étude des Préalpes par de nombreux auteurs, il nous a été possible de préciser leur géométrie et d'établir des relations de causalité entre les différents types de structures.

[ij] Dans les *Médianes plastiques* les plis à grande échelle sont associés aux chevauchements d'anticlinaux. Ces plis, qui sont fréquemment recoupés par des failles transverses, se relayent latéralement au niveau de terminaisons périclinales. La courbure de l'axe qui se développe ainsi est probablement en partie responsable d'un étirement parallèle à l'axe. Nous proposons d'expliquer le développement de ces plis par un modèle du type *fault-propagation folding*. Dans les *Médianes rigides* la grande structure est formée par une écaille tectonique principale, accompagnée d'écailles imbriquées. L'écaille principale s'est développée sur une rampe tectonique et des paliers de décollements qui s'apparentent à un modèle du type *fault-bend folding*. Sur l'ensemble des Préalpes médianes les plis métriques disharmoniques de second ordre miment, par leur allure régionale, la structure à grande échelle.

Dans la partie frontale de la nappe, le clivage schisteux et la déformation interne sont liés au plissement, alors qu'à l'arrière de la nappe, ils sont en relation avec l'arrivée de la nappe de la Brèche et le passage des Médianes rigides sur une rampe tectonique.

[ii] Les différences entre la partie orientale et occidentale des Préalpes médianes se marquent, dans les *Médianes plastiques*, par des changements d'orientation des plis et des chevauchements. Sensiblement E-W à l'est, elles deviennent NE-SW, voire N-S à l'ouest. De plus dans les Préalpes médianes orientales, les chevauchements et les décrochements sénestres se font sur des surfaces distinctes et indiquent tous deux des directions de transport N-S. Dans les régions occidentales, ces deux types de mouvements se font sur des surfaces communes où la direction de chevauchement semble être NW-SE et celle de décrochement N-S.

Absente à l'affleurement à l'Est de Boltigen, l'écaïlle des Gastlosen se présente sous sa forme type de structure essentiellement monoclinale, entre Boltigen et la vallée de la Sarine. Plus à l'Ouest encore, aux Tours d'Aï, elle prend l'allure d'un vaste pli, plongeant vers le NE, avec un flanc nord redressé et fortement disloqué.

Dans les *Médianes rigides*, les différences structurales entre l'est et l'ouest se reflètent surtout par un changement dans l'inclinaison de la structure majeure. A l'est, l'écaïlle principale est faiblement inclinée vers l'avant pays alpin, alors que dans la partie occidentale des Préalpes, cet inclinaison s'accroît (Rochers de Châteaux d'Oex), et l'écaïlle peut même être renversée, comme au Mont d'Or.

[iii] Un regard sur la cinématique des Préalpes médianes nous a permis de relever que le métamorphisme transporté et la déformation interne qui forment un même événement tectono-métamorphique continu, ainsi que la majeure partie de la structuration tectonique, se sont faits de manière diachrone depuis l'arrière vers l'avant de la nappe. Ces événements se sont produits entre l'arrivée de la nappe de la Brèche sur les Médianes rigides (dès le Bartonien, vers 41–40 Ma) et la mise en place des Préalpes médianes sur le domaine de l'Helvétique (vers 39–30 Ma). Les Préalpes sont ensuite transportées passivement sur les nappes helvétiques, par-dessus les massifs cristallins externes pour atteindre leur emplacement actuel.

Si dans notre interprétation, la phase principale de structuration tectono-métamorphique des Préalpes médianes se fait avant l'arrivée de celles-ci au front septentrional du domaine helvétique, il faut cependant rappeler que d'autres interprétations, notamment celle de PLANCHEREL (1979), favorisent la thèse d'une structuration tardive. C'est ainsi que pour PLANCHEREL, les structures, du moins celles des Médianes plastiques, se sont développées après l'arrivée des Préalpes dans leur position actuelle, et ceci à la faveur d'un système d'accidents décrochants sénestres subméridiens.

[iv] Il apparaît, et d'autres auteurs l'ont déjà souligné (BADOUX & MERCANTON 1962; PLANCHEREL 1979; RICOU 1980, 1984; WILDI 1985; GUILLAUME 1986; METTRAUX & MOSAR 1989), que les décrochements et chevauchements suivent de près les structures originelles du bassin de sédimentation. Dans la partie occidentale des Préalpes médianes, les surfaces combinant des mouvements décrochants N-S sénestres et chevauchants NW-SE, leur orientation NE-SW, voire N-S, tout comme l'orientation des plis, suggèrent que la déformation, dans cette région des Préalpes médianes romandes, s'est faite en fonction de cette préstructuration. On peut penser que des accidents N-S ont donné lieu à des rampes tectoniques latérales, qui elles permettraient d'expliquer l'orientation subméridienne de certains plis et chevauchements. Comme les Préalpes médianes, dans leur position actuelle, sont entièrement allochtones, et que la majorité de la déformation a été achevée avant la mise en place finale, ces rampes «fossiles» seraient à chercher dans la patrie des Préalpes médianes.

Dans les Médiannes plastiques les anticlinaux chevauchants orientés E-W à NE-SW se calquent eux aussi sur des structures préexistantes. En l'occurrence il s'agirait de failles normales synsédimentaires comme celle mise en évidence au Tours d'Ai par METTRAUX & MOSAR (1989) ou encore celle dans les séries du Barrhorn explicitée par SARTORI (1987, 1988a). Comme les plis faillés sont associés à d'importantes quantités de gypses et cornieules, on est tenté de penser que ces masses d'évaporites jouent déjà un rôle dans la configuration du bassin sédimentaire, configuration qui va, plus tard déterminer l'orientation et la localisation des structures tectoniques des Préalpes médianes.

Remerciements

J'aimerais témoigner ma reconnaissance à M.J.P. Schaer, qui est à l'origine de ce travail, MM. A. Baud, M. Burkhard, B. Kübler, F. Persoz, A. Pfiffner, R. Plancherel, M. Sartori, M. Septfontaine et J. Suppe pour leur aide et leurs nombreux conseils. Merci à C. et G. Borel d'avoir amélioré et corrigé mon français. Je remercie les correcteurs qui sont MM. A. Escher et W. Wildi pour leur lecture attentive et leurs suggestions et discussions. Cet article reprend de larges extraits de mon travail de thèse fait à l'Université de Neuchâtel. Sa réalisation a été rendue possible grâce au soutien financier de l'Université de Neuchâtel, du Fonds national Suisse (requêtes n° 2.837-0.85, 21-29011.90) et du Programme R & D du Gouvernement du Luxembourg (requête n° BFR/89012-A1).

BIBLIOGRAPHIE

- ACKERMANN, T. 1986: Le flysch de la nappe du Niesen. *Eclogae geol. Helv.* 79, 641-684.
- BADOUX, H. 1965: Feuille Montreux, 47, et notice explicative, Atlas Géol. Suisse au 1:25 000, avec notice. *Comm. Géol. Suisse*, Bâle.
- BADOUX, H. & MERCANTON, C.H. 1962: Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais. *Eclogae geol. Helv.* 55, 135-188.
- BADOUX, H. & NORBERT, J. 1952: Une fenêtre d'Ultraschweiz dans les Préalpes médianes du Chablais (région de Vacheresse). *Bull. Lab. géol. Lausanne* 104, 1-5.
- BAUD, A. 1972: Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes. *Eclogae geol. Helv.* 65, 43-55.
- 1987: Stratigraphie et sédimentologie des calcaires de Saint-Triphon (Trias, Préalpes, Suisse et France). *Mém. géol. Lausanne* 1.
- BAUD, A. & MASSON, H. 1975: Preuves d'une tectonique de distension dans le domaine briançonnais: failles conjuguées et paléokarst à Saint-Triphon (Préalpes médianes, Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 68, 131-145.
- 1976: Déformation ductile et bréchification le long du plan de chevauchement de l'écaille de la Gummfluh (Médiannes Rigides, Suisse)-Résumé. *Eclogae geol. Helv.* 69, 471-472.
- BAUD, A. & SEPTFONTAINE, M. 1980: Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes médianes en Suisse occidentale. *Eclogae géol. Helv.* 73, 651-660.
- BAUD, A., HEINZ, R. & SEPTFONTAINE, M. 1989: Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse dans les Préalpes, du 2 au 4 octobre 1988. *Eclogae geol. Helv.* 81, 359-377.
- BECK, P. & GERBER, E. 1925: Geologische Karte Thun-Stockhorn, 1:25 000 (Spezialkarte 96). *Ed. Geol. Kom. schweiz. natf. Ges.*
- BERNOULLI, D., CARON, CH., HOMEWOOD, P., KÄLIN, O. & STUIJVENBERG, J. 1979: Evolution of continental margins in the Alps. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 59, 165-170.
- BIERI, P. 1925: Der Bau der Klippendecke zwischen Gantrisch und Simmental (Berner Oberland). *Jb. phil. Fak. II Univ. Bern* 5, 89-109.
- BOILLOT, G., MONTADERT, L., LEMOINE, M. & BIJU-DUVAL, B. 1984: Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. *Masson*, Paris.
- BOLLER, K. 1963: Stratigraphische und Mikropaläontologische Untersuchungen im Neocom der Klippendecke (östlich der Rhône). *Eclogae geol. Helv.* 56, 16-102.
- BOREL, G. 1991: Etudes géologiques et minéralogiques de la région du Widdersgrind (Préalpes romandes). *Dipl. Univ. Neuchâtel*.

- BOYER, S.E. & ELLIOTT, D. 1982: Thrust systems. *Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull.* 66, 1196–1230.
- BURKHARD, M. 1988: L'Helvétique de la bordure occidentale du Massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique). *Eclogae geol. Helv.* 81, 63–114.
- BUTLER, R.W.H. 1982: The terminology of structures in thrust belts. *J. Struct. Geol.* 4, 239–245.
- CARON, CH. 1965: L'appartenance tectonique des flyschs du Kalberhöni (Préalpes romandes, Suisse); Considérations sur la nappe de la Simme. *Soc. géol. France, Bull.* 7. série, t. VII, 921–928.
- 1966: Sédimentation et tectonique dans les Préalpes: flysch à lentilles et autres complexes chaotiques. *Eclogae geol. Helv.* 59, 950–957.
- 1972: La nappe supérieure de Préalpes: subdivisions et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin. *Eclogae geol. Helv.* 65, 47–73.
- 1973: Survol géologique des Alpes occidentales. *Bull. Soc. Frib. Sc. Nat.* 62, 73–81.
- 1976: La nappe du Gurnigel dans les Préalpes. *Eclogae geol. Helv.* 69, 297–308.
- CARON, M. & DUPASQUIER, CH. 1989: Litho- et biostratigraphie des dépôts du Crétacé moyen dans les Préalpes médianes. *Geobios, Mém. spéc.* 11, 49–58.
- CARON, CH., HOMEWOOD, P., MOREL, R. & STUIJVENBERG, J. 1980a: Témoins de la nappe du Gurnigel sur les Préalpes médianes: une confirmation de son origine ultrabriançonnaise. *Bull. Soc. Frib. Sc. Nat.* 69, 64–79.
- CARON, CH., HOMEWOOD, P. & STUIJVENBERG, J. 1980b: Les flyschs Préalpins. In: *Sédimentation détritique, 3ième cycle romand en Sc. de la Terre, documents complémentaires* (Ed. by P. Homewood).
- COATES, J. 1945: The construction of geological sections. *Quat. J. Geol. Min. Metall. Soc. India* 17, 1–11.
- DAHLSTROM, C.D.A. 1969: Balanced cross sections. *Can. J. Earth Sci.* 6, 743–757.
- 1990: Geometric constraints derived from the law of conservation of volume and applied to evolutionary models for detachment folding. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.* 74, 336–344.
- DE KAENEL, E., PERCH-NIELSEN, K. & LINDINGER, M. 1989: The Cretaceous/Tertiary boundary in the Gurnigel flysch (Switzerland). *Eclogae geol. Helv.* 82, 555–581.
- DIEGEL, F.A. 1986: Topological constraints on imbricate thrust networks, examples from the Mountain City window, Tennessee, U.S.A. *J. Struct. Geol.* 8, 269–279.
- DORTMANN, T. 1982: Ein Querprofil durch die Niesendecke. Sedimente, Tektonik, Metamorphose und ihre Bedeutung für die Gebirgsbildung. *Dipl. Univ. Bonn*, inédit.
- DOUSSE, B. 1965: Géologie des Rochers de Château d'Oex. *Mat. Carte géol. Suisse, N.S.* 119.
- DROXLER, A. & SCHAER, J.P. 1979: Déformation cataclastique plastique lors du plissement sous faible couverture de strates calcaires. *Eclogae geol. Helv.* 72, 551–570.
- ELLENBERGER, F. 1953: Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides. *Eclogae geol. Helv.* 45, 285–286.
- ESCHER, A. 1988: Rapport du Serv. hydrog. géol. Suisse No. 2 et Mém. Géol. Lausanne No. 2.
- FAILL, R.T. 1973: Kink-band folding, Valley and Ridge Province, Pennsylvania. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 84, 1289–1341.
- FELBER, P.J. 1984: Der Dogger der Zentralschweizer Klippen. *Diss. ETH Zürich* 7506.
- FLÜCK, W. 1973: Die Flysche der prealpinen Decken im Simmental und Saanenland. *Mat. carte géol. Suisse, N.S.* 146.
- FURRER, U. 1979: Stratigraphie des Doggers der östlichen Préalpes (Bern). *Eclogae geol. Helv.* 72, 623–672.
- FURRER, U. & SEPTFONTAINE, M. 1977: Nouvelles données biostratigraphiques dans le Dogger à faciès briançonnais des Préalpes médianes romandes (Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 70, 717–737.
- GENGE, E. 1958: Ein Beitrag zur Stratigraphie der südlichen Klippendecke im Gebiet Spillgarten-Seehorn. *Eclogae geol. Helv.* 51, 151–211.
- GOGUEL, J. 1952: *Tectonics*. Ed. H. Freemann and Co. (translated from french 1962).
- GUILLAUME, M. 1986: Révision stratigraphique des Couches Rouges de la nappe des Préalpes. *Thèse, Univ. Fribourg* 910.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. 1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235, 1156–1166.
- HEINZ, R. 1985: Mikrofazielle Untersuchungen des Massivkalkes (Malm) der Préalpes médianes im Querschnitt Moléson-Rübli/Gummfluh. *Inauguraldiss. Univ. Bern*.
- HEINZ, R. & ISENSCHMIO, CH. 1988: Mikrofazielle und stratigrafische Untersuchungen im Massivkalk (Malm) der Préalpes Médianes. *Eclogae geol. Helv.* 81, 1–62.
- HOMEWOOD, P. 1974: Le flysch du Meilleret (Préalpes Romandes) et ses relations avec les unités l'encadrant. *Eclogae geol. Helv.* 67, 349–401.

- 1977: Ultrahelvetie and North-Penninic flysch of the Prealps: a general account. *Eclogae geol. Helv.* 70, 627–641.
- 1983: Paleogeography of Alpine flysch. *Paleogeogr. paleoclim. paleoecol.* 44, 169–184.
- HOMEWOOD, P. & CARON, CH. 1982: Flysch of the Western Alps. In *Mountain building processes*, Ed. by K.J. Hsü, 157–168, Academic Press.
- HOMEWOOD, P. & LATELTIN, O. 1988: Classic Swiss clastics. Flysch and Molasse. The Alpine connection. *Acta Geodynamica* 2, 1–11.
- HOMEWOOD, P., GOSSO, G., ESCHER, A. & MILNES, A. 1980: Cretaceous and tertiary evolution along the Besançon-Biella traverse (W Alps). *Eclogae geol. Helv.* 73, 635–649.
- ISENSCHMID, CH. 1983: Der Malm im Mittelabschnitt der Préalpes médianes zwischen Thuner- und Genfersee. Diss. Univ. Bern, inédit.
- JACCARD, F. 1904: La région de la Brèche de la Hornfluh (Préalpes Bernoises). *Bull. Lab. geol. géograph. phys., mineral. paleant. Univ. Lausanne* 5.
- 1908: La région Rübli-Gummfluh (Préalpes médianes, Suisse). *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* vol. 43/161.
- JAMISON, W.R. 1987: Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *J. Struct. Geol.* 9, 207–219.
- JEANBOURQUIN, P. 1988: Nouvelles observations sur les cornieules en Suisse occidentale. *Eclogae geol. Helv.* 81, 511–538.
- JEANNET, A. 1922: Das romanische Deckengebirge, Préalpes und Klippen. In: Heim, A.: *Geologie der Schweiz*, Bd. 11/2, 589–676, ed. Tausehnitz, Leipzig.
- LATELTIN, O. 1988: Les dépôts turbiditiques oligocènes d'avant-pays entre Annecy (Haute-Savoie) et Sanetsch (Suisse). Thèse, Université de Fribourg 949.
- LAUBSCHER, H.P. 1962: Die Zweiphasenhypothese der Jurafaltung. *Eclogae geol. Helv.* 55, 1–22.
- 1965: Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. *Eclogae geol. Helv.* 58, 231–318.
- 1977: Fold development in the Jura. *Tectonophysics* 37, 337–362.
- LEMOINE, M. 1988: Des nappes embryonnaires aux blocs basculés: Evolution des idées et des modèles sur l'histoire mésozoïque des Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. France* (8), t.IV, 787–797.
- LEMOINE, M. & TRÜMPY, R. 1987: Pre-oceanic rifting in the Alps. *Tectonophysics* 133, 305–320.
- LOMBARD, A. 1975: Feuille Mosses, 64, Atlas géol. Suisse 1:25 000. *Comm. géol. Suisse*.
- LONFAT, F. 1965: Géologie de la partie centrale des Rochers de Château d'Oex: Rübli-Gummfluh. *Mat. carte géol. Suisse*, NS120.
- LUGEON, M. 1902: Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. *Bull. Soc. géol. France* (4), 1, 723–825.
- 1943: Une nouvelle hypothèse tectonique: la diverticulation. *Bull. Soc. vaud. Sc. Nat.* 62, 301–303.
- LUGEON, M. & GAGNEBIN, E. 1941: Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. *Bull. lab. géol. minéral. géophys. Univ. Lausanne* 72.
- MASSON, H. 1972: Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. *Eclogae geol. Helv.* 65, 27–41.
- 1976: Un siècle de géologie dans les Préalpes: de la découverte des nappes à la recherche de leur dynamique. *Eclogae geol. Helv.* 69, 527–575.
- MASSON, H., BAUD, A., ESCHER, A., GABUS, J. & MARTHALER, M. 1980: Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse: coupe Préalpes-Helvétique-Pennique en Suisse occidentale. *Eclogae geol. Helv.* 73, 331–349.
- MATTER, A., HOMEWOOD, P., CARON, CH., RIGASSI, D., STUIJVENBERG, J., WEIDMANN, M. & WINKLER, W. 1980: Flysch and Molasse of Western and Central Switzerland. In: *Geology of Switzerland: a guide-book. Part B: geological excursions, excursion IV*. Ed. Schweiz. Geol. Kommission, 261–293.
- METTRAUX, M. 1988: Sédimentologie, paléotectonique et paléoocéanographie des Préalpes Médianes (Suisse romande) du Rhétien au Toarcien. Thèse, Univ. Fribourg 947.
- METTRAUX, M. & MOSAR, J. 1989: Tectonique alpine et paléotectonique liasique dans les Préalpes Médianes en rive droite du Rhône. *Eclogae geol. Helv.* 82, 517–540.
- MITRA, S. 1990: Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. *Amer. Ass. Petrol. Geol.* 74, 921–945.
- MITRA, S. & NAMSON, J. 1989: Equal-area-balancing. *Amer. J. Sci.* 289, 563–599.
- MOSAR, J. 1988a: Structures, déformation et métamorphisme dans les Préalpes romandes. Thèse de doctorat, Univ. Neuchâtel, inédit.
- 1988b: Métamorphisme transporté dans les Préalpes. *Bull. Soc. Suisse Minéral. pétrogr.* 68, 77–94.
- 1989: Déformation interne dans les Préalpes Médianes (Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 82, 765–793.

- 1991: Role of shear in fault-propagation folding. *Special Proceedings of Thrust Tectonics*, London (in press).
- MOSER, H.J. 1980: *Geologie der Spillgerten (östlich Zweisimmen)*. Liz. Univ. Bern.
- MÜLLER, I. & PLANCHEREL, R. 1982: Contribution à l'étude de l'hydrogéologie karstique du massif du Vanil Noir et de la chaîne des Gastlosen (Préalpes fribourgeoises, Suisse). *Bull. Soc. Frib. Sc. Nat.* 71, 102–132.
- NICOL, G. 1956: *Geologie der östlichen Stockhorn-Kette (Bern Oberland)*. *Mitt. natf. Ges. Bern N.F.* 13, 153–243.
- PIFFNER, O.A. 1986: Evolution of the northalpine foreland basin in the Central Alps. *Spec. Publ. IAS* 8, 309–318.
- PLANCHEREL, R. 1976: Essai d'interprétation de la dislocation transversale de Bellegarde-Lac Noir (Préalpes médianes Fribourgeoises). *Eclogae geol. Helv.* 65, 461–469.
- 1979: Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes médianes plastiques entre Rhône et Arve. *Eclogae geol. Helv.* 72, 145–214.
- 1990: Les Préalpes du Chablais – Présentation générale. In: Suisse Lémanique, pays de Genève et Chablais, *Col. guides géol. rég. ed. Guide Masson*.
- PLANCHEREL, R. & WEIDMANN, M. 1972: La zone anticlinale de la Tinière (Préalpes médianes vaudoises). *Eclogae geol. Helv.* 65, 75–91.
- PYTHON-DUPASQUIER, CH. 1990: La formation de l'Intyamon (Créacé moyen) des Préalpes médianes romandes. Thèse, Univ. Fribourg 978.
- RABOWSKI, F. 1912: Feuille Simmental et Dientigal, carte spéc. N° 69, 1:50 000.
- 1920: Les Préalpes entre le Simmental et le Dientigal. *Mat. carte Géol. Suisse*, NS35.
- RICOU, L.E. 1980: Sub-briançonnais; un ample décrochement sénestre subméri dien. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.290/13 serie D, 835–838.
- 1984: Les Alpes occidentales: chaîne de décrochement. *Bull. Soc. géol. France* (7), t.XXVI/5, 861–874.
- SANDERSON, D.J. 1982: Models of strain variation in nappes and thrust sheets: a review. *Tectonophysics* 88, 201–233.
- SARTORI, M. 1987: Blocs hasculés briançonnais en relation avec leur socle originel dans la nappe de Siviez-Mischabel (Valais, Suisse). *C.R. Acad. Sc., Paris*, t.305, Série II, 999–1005.
- 1988a: L'unité du Barrhorn (zone pennique, Valais, Suisse). Un lien entre les Médiannes Rigides et leur socle paléozoïque. Thèse Univ. Lausanne, inédit.
- 1988b: Structure de la zone du Combin entre les Diablons et Zermatt (Valais). *Eclogae geol. Helv.* 80, 789–814.
- SAUDAN, F. 1986: Etude des nappes de la Brèche et des Préalpes médianes rigides: région de la Videmanette. *Dipl. Univ. Lausanne*, inédit.
- SCHARDT, H. 1884: Etudes géologiques sur le Pays-d'Enhaut Vaudois. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 20/90.
- 1898: Les régions exotiques du versant N des Alpes suisses. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 34, 114–219.
- SCHMID, G. 1970: *Geologie der Gegend von Guggisberg und der angrenzenden subalpinen Molasse*. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N.S. 139.
- SEPTFONTAINE, M. 1976: Microfaciès et diagenèse de quelques niveaux jurassiques des Préalpes médianes du Chablais occidental (Haute-Savoie, France). *Eclogae geol. Helv.* 61, 39–61.
- 1979: Interprétation paléotectonique de la bordure septentrionale du domaine Briançonnais (Préalpes médianes) au Jurassique d'après des nouvelles données bio- et lithostratigraphiques- note préliminaire. *Notes Lab. paléant. Univ. Genève* 3, 25–35.
- SPICHER, A. 1980: Carte tectonique de la Suisse 1:500 000. *Commission Géol. Suisse*.
- STAMFFELI, G.M. & MARTHALER, M. 1990: Divergent and convergent margins in the north-western Alps, confrontation to actualistic models. *Geodyn. Acta* 4, 159–184.
- SUPPE, J. 1983: Geometry and kinematics of fault bend folding. *Amer. J. Sci.* 283, 648–721.
- 1985: *Principles of structural Geology*. Ed. Prentice-Hall, Inc., New Jersey.
- SUPPE, J. & MEDWEDEFF, D.A. 1991: Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae geol. Helv.* 83, 409–454 (Laubscher volume).
- TERCIER, J. & BIERI, P. 1961: Feuille Gurnigel, 36, *Atlas Géol. Suisse* 1:25 000. *Comm. géol. Suisse*.
- THÜRY, M. 1973: Der Lias der östlichen Préalpes médianes zwischen Boltigen und Spiez (inédit).
- TRÜMPY, R. 1960: Palaeotectonic evolution of the Central and Western Alps. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 71, 843–908.
- 1980: *Geology of Switzerland: a guide-book*, part A. Ed.: Schweiz. Geol. Kommission.
- TRÜMPY, R. & BERSIER, A. 1954: Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pélerin. *Pétrographic, statistique, origine*. *Eclogae geol. Helv.* 141, 119–166.
- UMIKER, R. 1952: *Geologie der westlichen Stockhornkette (Bern Oberland)*. *Diss. Univ. Bern*.

- VIDAL, J.L. & SOULAS, J.C. 1978: Rôle et signification de stylolithes dans un processus de plissement. C.R. Acad. Sci. Paris série D, 286, 667-670.
- WEIDMANN, M., HOMEWOOD, P., CARDN, C. & BAUD, A. 1976: Réhabilitation de la «Zone Submédiane» des pré-alpes. *Eclogae geol. Helv.* 69, 265-277.
- WEISS, H. 1949: Stratigraphie und Mikrofauna des Klippenmalm. Diss. Univ. Bern.
- WICHT, J.M. 1984: Les flysch de la nappe de la Simme dans les Préalpes romandes. Thèse, Univ. Fribourg, n° 877.
- WILDI, W. 1985: Heavy mineral distribution and dispersal pattern in penninic and ligurian flysch basins (Alps, northern Apennines). *Giorn. Geol. Bologna*, ser. 3, 47, 77-99.

Manuscrit reçu le 5 décembre 1990

Révision acceptée le 3 juillet 1991