

Le métamorphisme dans les chaînes alpines externes et ses implications dans l'orogénèse

Autor(en): **Martini, J.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **52 (1972)**

Heft 2

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-40604>

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

Le métamorphisme dans les chaînes alpines externes et ses implications dans l'orogénèse

Par *J. Martini* (Genève)*)

Avec 4 figures dans le texte

Abstract

The very low-grade to low-grade metamorphism is studied in the autochthonous tectonic units, the Helvetic and Prealpine nappes of the northwestern Alps (Savoy and Switzerland). It appears that the Mesozoic and Tertiary sediments of some of these units had been weakly metamorphosed during the Alpine Orogeny before the formation of the nappes, since it can be observed that more metamorphic units overthrust less-metamorphic ones.

With regard to the Alpine Orogenesis, this implies that the sediments of the Helvetic and Prealpine nappes were variously buried (to maximum depth of more than 15 km) just before the overthrusting movements. Initial subductions engulfed sediments of the nappes to considerable depths, where they became metamorphic and were followed by uplift and gravity sliding.

One compares the metamorphism of the external parts of the Alps with the stronger metamorphism of the Penninic Area, which is classically known as post-tectonic. Finally the tectonic evolution of the Alps from upper Cretaceous to present times is explained taking in account the significance of metamorphism.

1. INTRODUCTION

Le domaine classique du métamorphisme alpin comprend essentiellement les zones penniques et, dans une moindre mesure, l'Austro-alpin externe et les massifs hercyniens centraux. En revanche, la partie externe des Alpes, géographiquement connue sous le nom de Préalpes, Chaînes subalpines et Hautes Alpes calcaires, ne montre guère que des roches sédimentaires mésozoïques et tertiaires peu recristallisées ou déformées à petite échelle, c'est à dire qu'elle a échappé à un métamorphisme structuralement intense.

Par l'étude minéralogique, il est cependant possible de détecter des trans-

*) Laboratoire de Minéralogie de l'Université, 11 rue des Maraîchers, CH-1211 Genève 4.
Adresse actuelle: Dr J. Martini, Geological Survey of South Africa, Private Bag 112,
Pretoria, Rep. of South Africa.

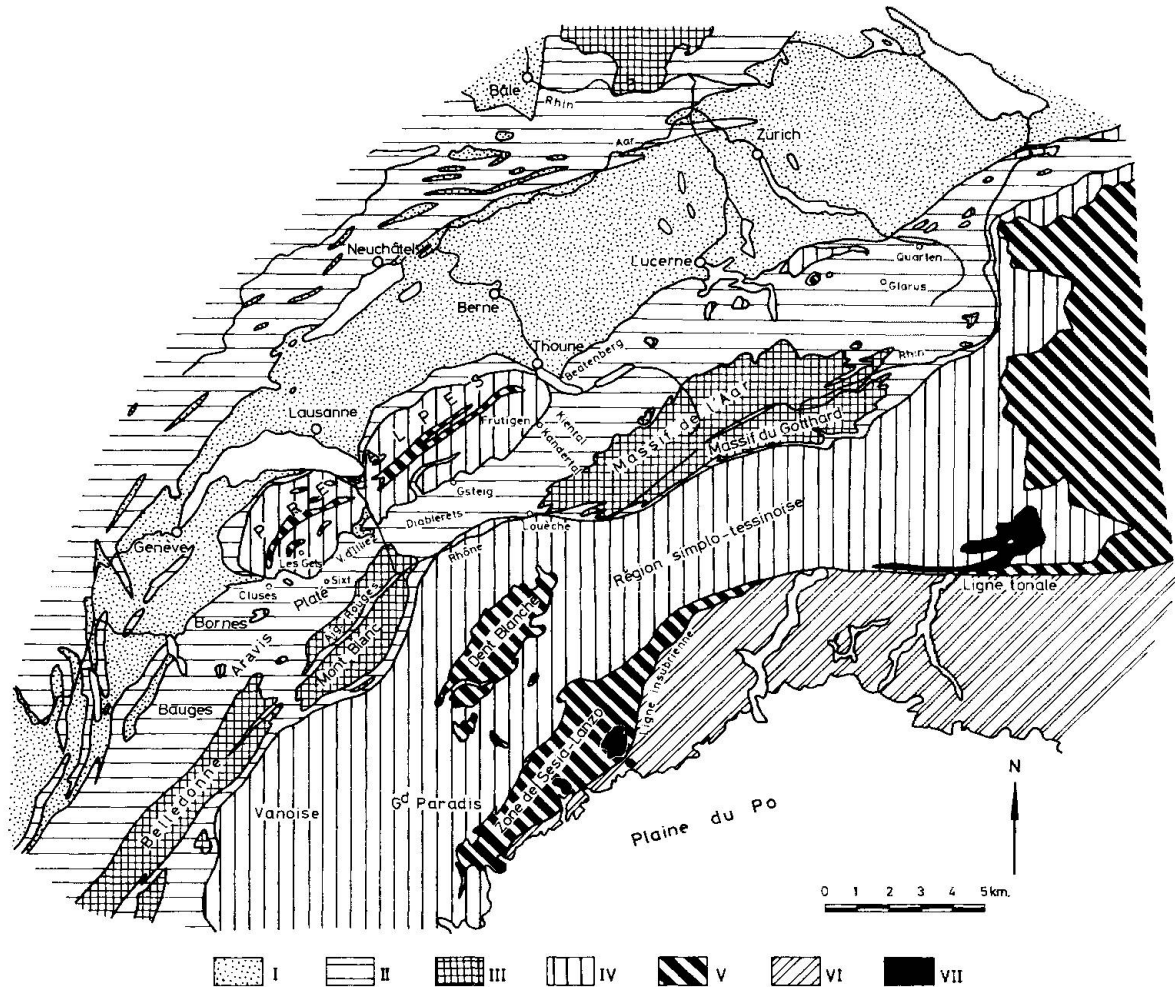


Fig. 1. Schéma géologique général.

I Molasse; II Jura, chaînes subalpines, nappes helvétiques et ultrahelvétiques; III soubassement cristallin des Alpes externes; IV nappes penniques; V nappes austroalpines; VI domaine sud-alpin; VII batholithes tertiaires.

formations plus ou moins poussées par rapport à la nature primitive des sédiments et de déterminer les conditions de pression et de température qui ont régné lors de l'enfouissement.

Dans ce travail nous n'envisageons guère que le segment de l'arc alpin comprenant la Suisse et la Savoie (France).

2. MÉTHODES D'INVESTIGATION

Entre le stade d'un sédiment fraîchement déposé et celui d'une roche transformée au degré schiste vert, soit le début du métamorphisme classiquement admis, des zonations minéralogiques ont été mises en évidence¹⁾. Dans les

¹⁾ Plutôt que d'utiliser une nomenclature compliquée (diagenèse profonde, etc.), dans ce travail nous attribuons le qualificatif «métamorphique» à toute transformation due à l'augmentation de pression et de température.

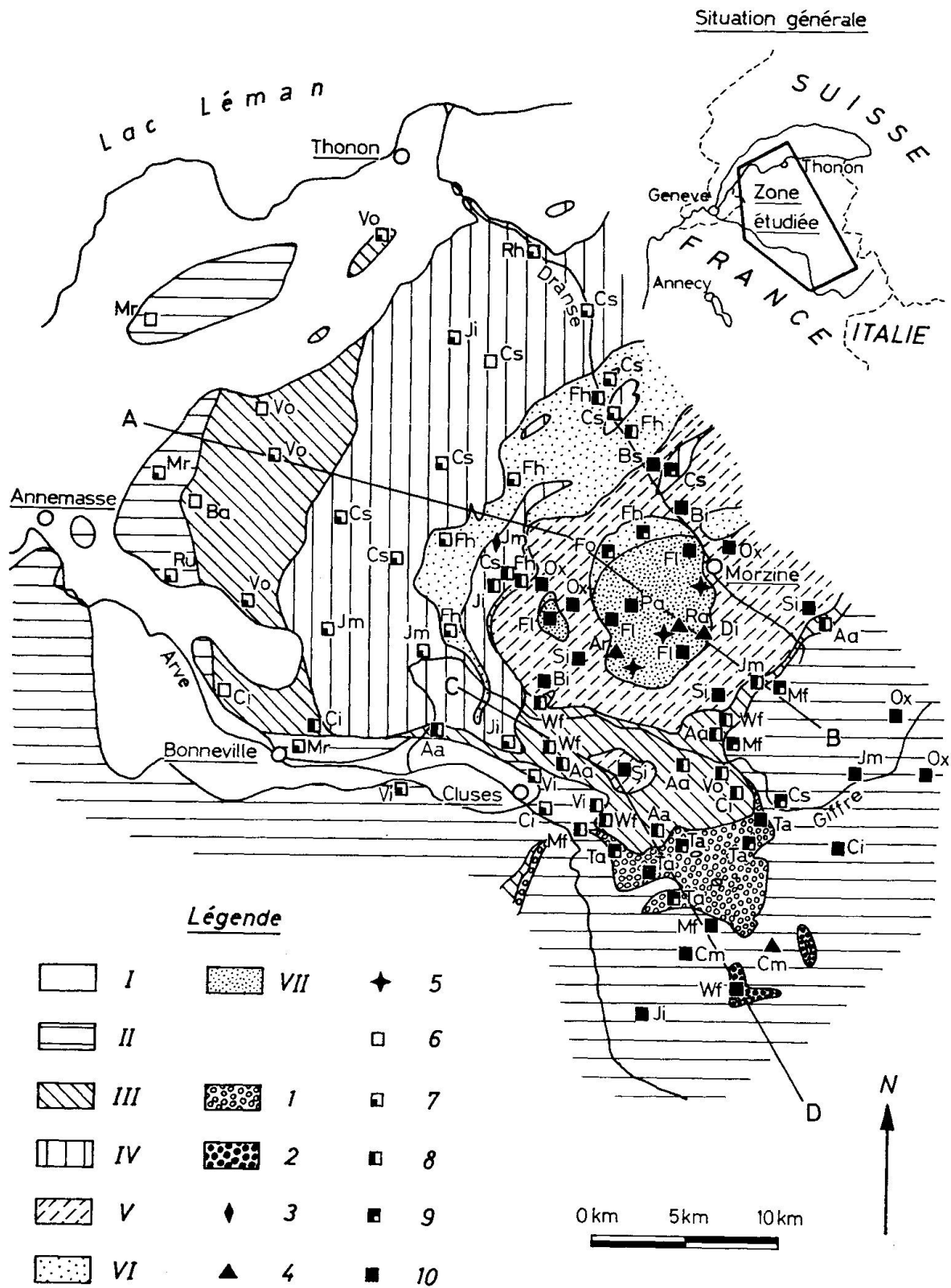
roches renfermant des débris volcaniques basiques (tufs, grauwackes) on distingue plusieurs faciès caractérisés par des néoformations d'aluminosilicates calciques. De haut en bas on a: 1. zone à heulandite, 2. zone à laumontite, 3. zone à pumpellyite et prehnite, 4. zone à pumpellyite et actinote, 5. zone à épидote et actinote (= faciès schiste vert). Dans le détail, selon le gradient géothermique et en fonction des cas particuliers, cette zonation s'avère plus complexe et peut différer considérablement (p. ex. COOMBS et al. 1959, LIU 1971a et b).

Les phyllosilicates des roches argileuses fournissent également des indications; les sédiments primitivement riches en montmorillonite sont les plus intéressants. On distingue ainsi une zone supérieure où la montmorillonite subsiste, puis une zone plus profonde où elle se transforme le plus souvent en un minéral interstratifié illite-montmorillonite. Dans ce dernier intervalle, on observe souvent une évolution continue caractérisée par une diminution progressive vers le bas du pouvoir gonflant à l'éthylène-glycol (BURST, 1959, DUNOYER DE SEGONZAC, 1969, WEAVER, 1959). Après la disparition de cet interstratifié, l'association minérale la plus communément rencontrée ne comprend plus que de l'illite et de la chlorite, association qui persiste jusqu'au faciès schiste vert.

La zone à illite-chlorite peut se subdiviser à son tour selon le degré de cristallinité de l'illite (KUBLER, 1966, 1968; WEAVER, 1960); dans sa partie inférieure on distingue une zone dite «anchimétamorphique» précédant la zone métamorphique proprement dite (épizone classique). Au point de vue faciès minéralogique, il est possible que cette anchizone coïncide avec la partie inférieure du faciès à pumpellyite-prehnite, le faciès à pumpellyite-actinote et probablement aussi, selon les cas, avec le sommet du faciès schiste vert.

Pour un observateur expérimenté, il est facile de se faire sur le terrain déjà une idée du degré de métamorphisme d'après l'induration des roches argileuses. Ainsi celles qui correspondent aux zones à montmorillonite et à illite-montmorillonite, à condition qu'elles ne soient pas trop calcaires, siliceuses ou gréseuses, paraissent plus ou moins tendres et se désagrègent sous l'action des mouillants (p. ex. Désogène, produit Geigy S.A., Bâle). Lorsque les argilites ne contiennent plus que des traces d'interstratifiés, l'induration augmente et l'effet des mouillants devient nul. L'aspect lustré et satiné, dû à l'orientation et à l'accroissement des cristaux micacés, apparaît plus bas encore et caractérise en gros l'anchizone.

La teneur en matières volatiles des charbons s'utilise également (KISCH, 1969), de même que les inclusions fluides (p. ex. POTY, 1969). Cette dernière méthode permet de se faire une idée des conditions minimum de pression et de température qui ont régné dans la roche; elle ne s'applique généralement qu'à des cristaux qui ont crû secondairement dans des fissures.



3. DESCRIPTION RÉGIONALE

3.1. Autochtone subalpin et nappes helvétiques

Il semble que les chaînes subalpines savoyardes situées au NW du synclinal de Thônes n'ont pratiquement pas subi de transformations métamorphiques: les roches sensiblement argileuses sont toujours désagrégées par les mouillants; dans quelques échantillons provenant de l'anticlinal de Cluses, les interstratifiés à montmorillonite sont bien représentés (voir fig. 2). De plus les charbons de l'Eocène supérieur des massifs des Bauges et des Bornes appartiennent à la catégorie des houilles grasses et des flénus (CHAROLLAIS, 1963, MORET, 1925).

Une indication plus précise nous est fournie par l'association minérale observée dans les Grès de Taveyanne qui affleurent sur le flanc NW du synclinal de Thônes, au Sud de la localité du même nom. Il s'agit de grauwackes à éléments andésitiques renfermant de la heulandite et de la laumontite, ce qui indique un terme de passage entre les deux faciès (SAWATZKI et VUAGNAT, 1971).

Plus à l'intérieur structuralement, c'est à dire dans le pli des Aravis, le métamorphisme s'affirme: par les mouillants il n'est plus guère possible de désagréger les marnes et les argilites; de plus, le faciès à laumontite se développe largement dans les Grès de Taveyanne. Dans le massif de Platé, il s'avère que les niveaux argileux intercalés dans ces derniers ne renferment plus que des traces d'interstratifiés gonflants ou même plus que l'association illite-chlorite (voir fig. 2). Les charbons de Pernant, immédiatement sous-jacents à des grauwackes à laumontite, appartiennent à la catégorie des houilles maigres, soit 17% de matières volatiles (renseignement aimablement fourni par le service des mines à Annecy). Toujours dans le massif de Platé, une étude de détail a montré que le développement de la laumontite dans les Grès de

Fig. 2 Répartition des minéraux de néoformation dans le NE de la Savoie.

I Quaternaire; II domaine subalpin (Grès de Taveyanne exceptés), jurassien et molassique: Ji = Lias, Jm = Dogger, Ox = Callovo-oxfordien, Ci = Néocomien, Cm = Gault, Cs = Sénonien, Mf = Schistes à Globigérines, Ta = Grès de Taveyanne, Vi = Grès du Val d'Illicz, Ru = Molasse rupélienne, Mr = Molasse rouge; III nappes ultrahelvétiques: Aa = Aalénien, Jm = Dogger, Ci = Néocomien, Ba = Barrémien, Vo = Flysch des Voirons, Wf = Wildflysch; IV nappe des Préalpes médianes: Rh = Rhétien, Ji = Lias, Jm = Dogger, Cs = Couches rouges; V nappe de la Brèche: Si = Schistes inférieurs, Ox = Schistes ardoisiers, Bi = Brèche inférieure, Bs = Brèche supérieure; VI nappe de la Simme et Flysch à Helminthoïdes: Fo = série du Fouyet, Fh = Flysch à Helminthoïdes; VII nappe des Gets: Ar = Arkoses granitiques, Di = diabases, Ra = Schistes rouges associés aux diabases, Pa = Schistes à palombini, Fl = Flysch.

1) Grès de Taveyanne à laumontite, 2) Grès de Taveyanne à laumontite-prehnite-pumpellyite, 3) diaspore, 4) stilpnomélane, 5) clinozoïsite et actinote. *Minéraux argileux*: 6) 001 à plus de 16,5 Å après traitement à l'éthylène-glycol, gonflement supérieur à 2 Å et désagrégation sous l'action des mouillants; 7) 001 compris entre 13,5 et 16,5 Å après traitement, gonflement supérieur à 2 Å et désagrégation sous l'action des mouillants; 8) 001 inférieur à 13,5 Å après traitement, gonflement inférieur à 2 Å, désagrégation sous l'action des mouillants; 9) traces de minéraux gonflants et mouillants inopérants; 10) pas de minéraux gonflants et mouillants inopérants.

Taveyanne s'est produit après le charriage des nappes ultra-helvétiques qui les recouvrent, mais vraisemblablement avant le plissement et le soulèvement des chaînes subalpines (MARTINI, 1968).

Plus à l'intérieur encore, dans la partie Sud du massif de Platé, les Grès de Taveyanne contiennent de la pumpellyite et de la prehnite à côté de la laumontite (voir fig. 2). Ceci indique la transition avec la zone à pumpellyite et prehnite. Dans cette même région, on observe du stilpnomélane dans les grès glauconieux du Gault (MARTINI et VUAGNAT, 1970). Ce minéral s'est développé dans un niveau situé stratigraphiquement seulement 200 m plus bas que les Grès de Taveyanne mentionnés plus haut. Au point de vue zonéographique, il apparaît donc que dans les Alpes le stilpnomélane monte en tout cas jusqu'à la transition des zones à laumontite et à pumpellyite-prehnite.

Dans les massifs cristallins qui bordent vers l'intérieur les chaînes subalpines savoyardes, le métamorphisme s'accroît. Ainsi le granit du Mont-Blanc, d'âge hercynien, montre un développement d'épidote secondaire, de même que du stilpnomélane (VON RAUMER, 1971). Les âges potassium-argon sont fortement rajeunis (KRUMMENACHER et EVERNDEN, 1960) et dans les cristaux de quartz des fissures alpines, l'étude des inclusions fluides indique un enfouissement minimum de 10 km environ (POTY, 1969). L'ensemble de ces faits milite en faveur du degré schiste vert.

Dans l'autochtone du Val d'Iliez (Valais), les roches argileuses du Tertiaire sont fortement indurées et quelques analyses minéralogiques du Rupélien de la carrière des Illettes ne nous ont montré que de l'illite et de la chlorite. Des cristaux de quartz développés dans des fissures affectant les bancs de la molasse rupélienne renferment des inclusions fluides. Leur étude a montré que la température de formation du quartz était supérieure à 200° C (STALDER et TOURAY, 1970). Il semble donc que les conditions de formation du faciès à laumontite étaient en tout cas réalisées.

Entre le Rhône et le lac de Thoune, la nappe des Diablerets et du Gellihorn montre des Grès de Taveyanne à laumontite-pumpellyite-prehnite dans sa partie frontale (région des Diablerets, du bas Kiental et du bas Kandertal), à pumpellyite-prehnite dans une partie plus interne (haut Kandertal et haut Kiental) et à pumpellyite-épidote-actinote dans la zone des racines (près de Loèche). Cette dernière association est caractéristique du faciès pumpellyite-actinote, soit le passage au faciès schiste vert (COOMBS, 1960).

Les parties externes des nappes helvétiques qui se développent très largement au-delà du lac de Thoune, en direction de l'Est, ne semblent pratiquement pas métamorphiques. Ceci se déduit de la facilité d'extraction de la microfaune (p. ex. ECKERT, 1963, HERB, 1962) et de la forte teneur en matières volatiles des charbons éocènes du Beatenberg (M. FREY et E. NIGGLI, 1971).

Dans la nappe de l'Axen (Alpes glaronnaises) on peut suivre l'augmentation du métamorphisme en direction du Sud. D'après les études de M. FREY (1969),

il apparaît que le sommet du Trias, près de Quarten, renferme l'association illite-chlorite mais avec une basse cristallinité du mica, n'atteignant pas l'anchizone. Quelques kilomètres plus au Sud, ce même niveau montre une cristallinité de l'illite atteignant la limite supérieure du faciès schiste vert et de la pyrophyllite est présente dans le Lias immédiatement sus-jacent. Dans la région du Kärpf, le Verrucano renferme des coulées de laves acides et basiques montrant un début de schistosité²⁾. Cette caractéristique, alliée à l'abondance de l'épidote développée dans les roches basiques et l'absence de l'association pumpellyite-prehnite, suggère le début du faciès schiste vert (MARTINI et VUAGNAT, 1970). Signalons que dans cette région d'autres minéraux de métamorphisme ont été décrits dans la nappe de l'Axen: stilpnomélane, rhodosite (E. NIGGLI et C. R. NIGGLI, 1965) et paragonite (KUBLER, 1969).

Il est important de relever que le Verrucano de la nappe de l'Axen chevauche les Grès de Taveyenne parautochtones, lesquels sont nettement moins métamorphiques: absence de schistosité dans les grauwackes et développement de l'association pumpellyite-prehnite. Il est donc évident que le métamorphisme de la nappe de l'Axen s'est produit avant sa mise en place définitive (MARTINI et VUAGNAT, 1970).

3.2. Préalpes

3.2.1. Nappes ultrahelvétiques. Nous ne possédons d'indications précises que pour le secteur savoyard. Les minéraux argileux de la partie externe renferment des interstratifiés dont le pouvoir gonflant est supérieur à 2 Å ce qui indique l'équivalence avec le faciès à heulandite (voir fig. 2). Plus à l'intérieur, là où l'Ultrahelvétique est chevauché par les Préalpes médianes et plus au Sud encore, jusque dans la partie Nord du massif de Platé, on observe des interstratifiés abondants mais dont le pouvoir gonflant est inférieur à 2 Å. Dans un domaine un peu plus interne (fig. 2), à la pointe de Platé, le métamorphisme augmente encore et ces interstratifiés disparaissent.

On peut suggérer que les terrains ultrahelvétiques ont subi une action métamorphique après leur mise en place sur l'Helvétique. Par la suite, lors du plissement des chaînes subalpines et des nappes helvétiques, les masses ultrahelvétiques ont été quelque peu déplacées par rapport aux unités tectoniques sous- et sus-jacentes (voir fig. 3).

3.2.2. Nappe du Niesen. Cette unité, montrant surtout un flysch créacé supérieur, ne s'observe que dans les Préalpes comprises entre le Rhône et le lac de Thoune. Elle présente très souvent un aspect métamorphique qui a été

²⁾ Nous ne tenons pas compte ici du dynamométamorphisme développé seulement au voisinage immédiat du plan de charriage de la nappe (TRÜMPY, 1969).

signalé par les auteurs (p. ex. TRÜMPY, 1960). Cet aspect caractérise le soulèvement pré-Flysch et le Flysch lui-même sur sa plus grande épaisseur. Le métamorphisme se traduit par un lustre satiné des roches argileuses et un certain étirement des galets et blocs de roches cristallines que renferment les niveaux très grossiers. Quelques analyses minéralogiques de schistes récoltés dans le Sackgraben (près de Frutigen) et à Gsteig, ne nous ont révélé que de la chlorite et de l'illite, cette dernière bien cristallisée. Au point de vue morphologique, les reliefs vigoureux caractérisant les sommets constitués de flysch sont dûs en grande partie à la forte induration des roches argileuses. Près de Frutigen, ces dernières sont exploitées comme ardoise.

Dans des coupes minces de grès, nous n'avons pas repéré de minéraux caractéristiques au point de vue métamorphisme. Toutefois, d'après ce que nous avons vu plus haut, il est très probable que le sommet du faciès schiste vert soit atteint. D'autre part, la possibilité d'un métamorphisme de haute pression n'est pas exclue: LUGEON aurait observé d'abondants grains de glaucophane dans le Flysch du Niesen (cité dans A. HEIM, 1922). Il serait intéressant de retrouver ce gisement et d'établir s'il s'agit d'un minéral détritique ou de néoformation.

Ce métamorphisme, manifestement antérieur à la mise en place de la nappe, ne caractérise pas uniformément tout le Flysch du Niesen. Par exemple on n'observe pas de schistes satinés, ni de galets étirés dans le Flysch de la terminaison Sud-Ouest de la nappe (poudingues d'Aigremont et coupe le long de la voie du chemin de fer Aigle-Les Diablerets).

3.2.3. Nappe des Préalpes médianes. Dans la plus grande partie des Préalpes médianes de Savoie, nous n'avons détecté que des minéraux argileux gonflant à plus de 2 Å. Du diaspore a été signalé par VERNET (1964) dans un sidérolithique jurassique (voir fig. 2). Ce même minéral se retrouve dans les Préalpes valaisannes (BADOUX et DE WEISSE, 1959). Il indique une température de formation supérieure à 100° C environ (SCHREYER, 1970).

Dans la partie interne, chevauchée par la nappe de la Brèche et dans le Flysch à lentilles de Couches rouges (BADOUX et MERCANTON, 1962), le métamorphisme semble croître: certains prélèvements montrent des interstratifiés gonflant à moins de 2 Å, ayant parfois même tendance à disparaître (fig. 2).

Dans les Préalpes suisses, les conditions générales semblent similaires, bien qu'on ne possède que des indications fragmentaires: deux échantillons de Couches rouges analysés par DUNOYER DE SEGONZAC (1969) indiquent l'absence de métamorphisme et les charbons du Dogger entrent généralement dans la catégorie des houilles grasses et à gaz (M. FREY et E. NIGGLI, 1971, MORET, 1925).

3.2.4. Nappe de la Brèche. En Haute Savoie, les roches argileuses rattachées à cette unité sont bien indurées mais ne présentent pas de lustre satiné net.

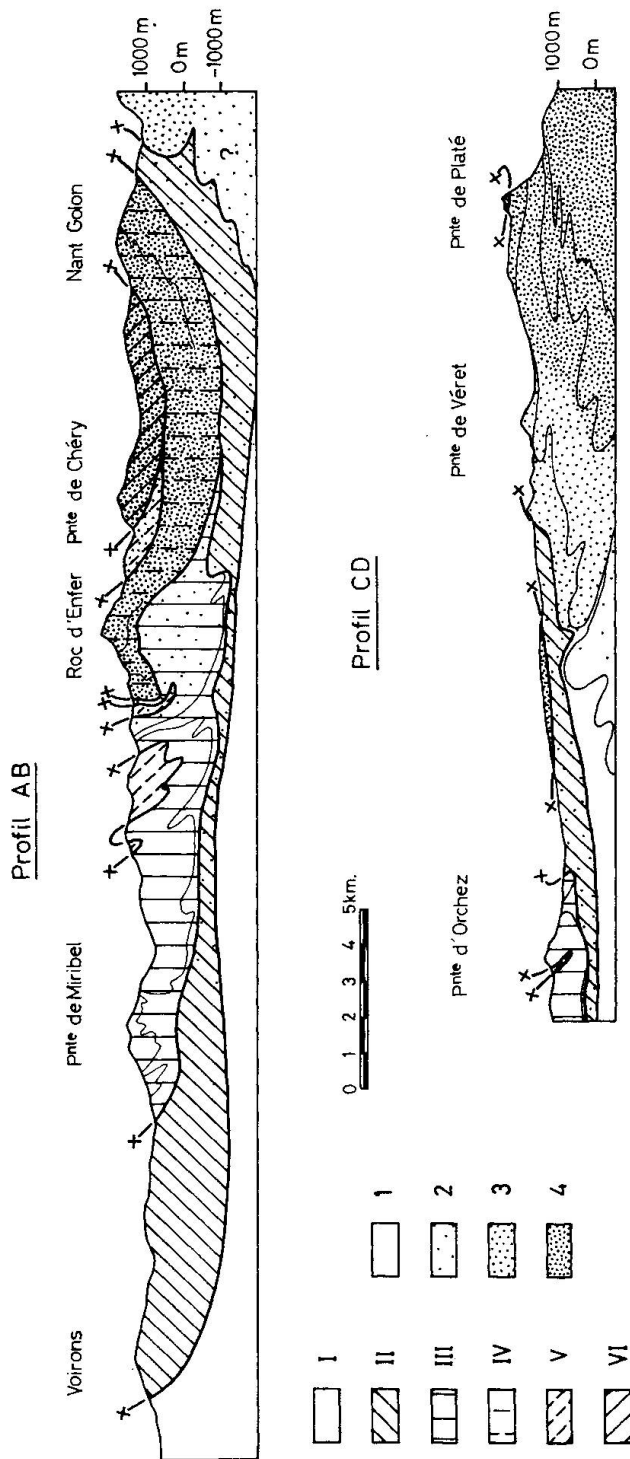


Fig. 3. Profils dans les Préalpes et chaînes subalpines savoyardes (voir positions à la fig. 2).
 I Domaine subalpin et Molasse; II Ultrahelvétique; III Préalpes médianes; IV Brèche; V nappe de la Simme et Flysch à Helminthoïdes; VI nappe argileux à gonflement supérieur à 2 Å; 2) à gonflement inférieur à 2 Å; 3) traces de minéraux gonflants; 4) absence de minéraux gonflants.

Près de Morzine elles sont exploitées comme ardoise. Les minéraux argileux ne montrent que l'association illite-chlorite (fig. 2). Il est donc probable que la nappe de la Brèche a subi une action métamorphique correspondant à la partie inférieure de la zone à laumontite ou à la partie supérieure de celle à pumpellyite et prehnite. Il est possible qu'en Suisse la nappe de la Brèche présente les mêmes caractéristiques.

3.2.5. Nappe des Gets. Les minéraux argileux de cette unité ne nous ont révélé que l'association illite-chlorite (fig. 2), mais le lustre satiné des schistes semble indiquer un métamorphisme plus poussé que dans la nappe de la Brèche sous-jacente. D'après KUBLER (cité dans CARON et WEIDMANN, 1967), la cristallinité de l'illite paraît montrer l'anchizone.

Les minéraux développés dans les olistolithes fournissent des indications supplémentaires. D'après BERTRAND (1971), le stilpnomélane est présent dans des diabases, dans des schistes siliceux rouges et dans des arkoses granitiques. La clinozoïsite, avec parfois de la zoïsite, se développe dans certains gabbros et dans les inclusions rodingitiques des serpentinites (ophisphérites). Dans ces dernières on observe parfois un peu de pumpellyite et très rarement de la prehnite. L'actinote est présente dans les serpentinites et, en quantité moindre, dans les gabbros et les diabases. BERTRAND signale également un peu d'amphibole bleue secondaire dans les gabbros.

Il faut cependant remarquer qu'il est difficile d'être absolument sûr que la formation de ces minéraux soit due au métamorphisme alpin proprement dit: si l'on admet que les ophiolithes représentent plus ou moins les restes d'une croûte océanique, on ne peut pas exclure totalement qu'il se soient développés lors d'une phase distensive. Le faciès schiste vert que l'on observe actuellement dans la Ride médio-atlantique en est un exemple (MELSON et VAN ANDEL, 1966).

En résumé, il est probable que le métamorphisme de la nappe des Gets se soit développé dans des conditions voisines de celles de la limite supérieure du faciès schiste vert. Bien que représentant l'unité la plus élevée de l'empilement des nappes préalpines de Savoie, elle en constitue le terme le plus transformé.

Nous ne possédons guère de données sur le métamorphisme de cette nappe dans les Préalpes suisses; le stilpnomélane signalé par SALIMI (1965) ne constitue pas une indication suffisamment précise (voir plus haut).

3.2.6. Nappe de la Simme. Pour des raisons de commodité, nous englobons sous cette dénomination les unités tectoniques de la Simme *s. l.* (G. ELTER et al., 1967) qui ne se rattachent pas à la nappe des Gets. En Savoie, la nappe de la Simme est en grande partie représentée par le Flysch à Helminthoïdes, lequel forme surtout la couverture allochtone des Préalpes médianes. Ses minéraux argileux montrent plus ou moins des caractères communs avec cette dernière unité, soit présence abondante d'interstratifiés gonflants.

Dans le complexe frontal de la cuvette des Gets, on observe différents termes, dont du Flysch à Helminthoïdes. Sur le terrain déjà, le métamorphisme apparaît moins poussé que dans la nappe des Gets sus-jacente. Les schistes ne sont pas satinés et renferment encore des traces de minéraux gonflants (fig. 2). Par comparaison avec les Grès de Taveyanne, ce stade correspond à une partie de la zone à laumontite. Le pouvoir réflecteur de débris charbonneux récoltés dans un de ces Flysch (CARON et WEIDMANN, 1967) confirme ce degré de métamorphisme.

3.3. Domaines alpins internes

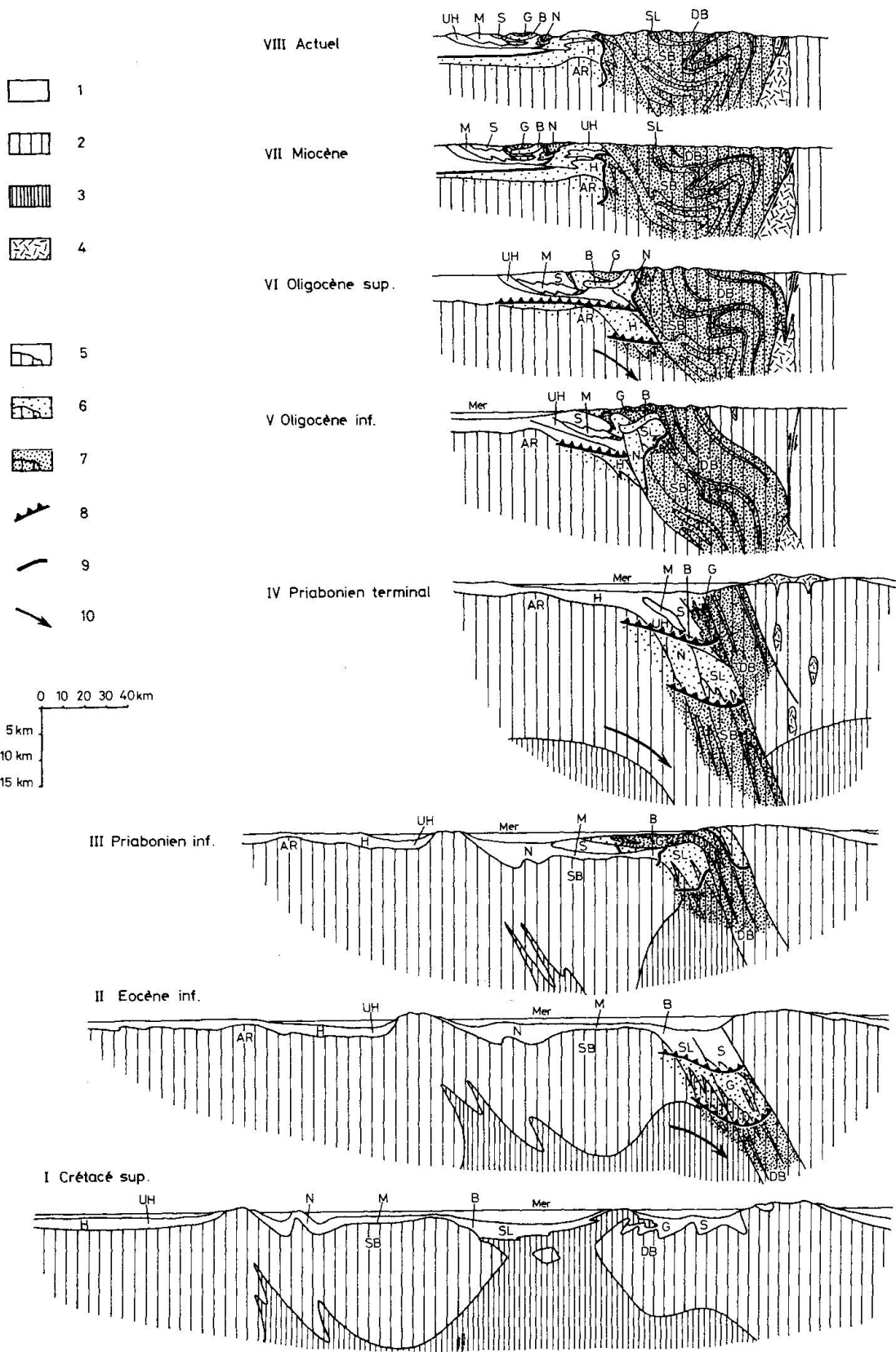
Ici nous n'esquisserons que les grandes lignes et nous renvoyons le lecteur aux nombreuses publications traitant le sujet (p. ex. BOCQUET, 1971, E. NIGGLI, 1970). Dans les régions classiquement considérées comme métamorphiques, soit surtout le domaine pennique, les transformations sont en grande partie épizonales. On distingue une phase initiale caractérisée par des paragenèses à haute pression, comprenant de la lawsonite et de la jadéite; partout le faciès schiste vert se surimpose à cette première phase.

Principalement dans la région simplon-tessinoise, on voit se développer des minéraux de mésozone: plagioclase calcique, disthène, staurotide et même sillimanite. Comme les zones minérales recourent les nappes penniques, il apparaît clairement que le métamorphisme de cette région est essentiellement post-tectonique. On a également prouvé que les roches du Simplon n'ont que très récemment été remontées dans des conditions de surface (HUNZIKER, 1970). En direction du Sud, le métamorphisme alpin épizonal ou mésozonal cesse brusquement au-delà de la ligne insubrienne-Tonale.

4. IMPLICATIONS GÉOTECTONIQUES

Le degré de métamorphisme régional d'une roche représente une indication de la profondeur maximum à laquelle elle a été enfouie à un moment donné. Pour une même paragenèse, cette profondeur peut varier en fonction du gradient géothermique. D'après ZWART (1967), il a été relativement bas dans les Alpes: faciès schistes à glaucophane bien développé, disthène à la place de l'andalousite et rareté des intrusions magmatiques.

Dans ces conditions et pour se fixer une échelle des profondeurs, on peut admettre que la première des transformations dûes à l'enfouissement, soit la disparition de la montmorillonite *s. str.*, se serait effectuée à partir de 2 km environ; la zone à laumontite se serait développée dès 5-7 km, la zone à pumpellyite-prehnite dès 10 km environ, le faciès à pumpellyite-actinote dès 15 à 17 km et le faciès schiste vert *s. str.* dès 18 à 20 km (p. ex. LIU, 1971 a et b). Les schistes à glaucophane ont dû nécessiter des profondeurs comprises



entre 20 et 30 km pour des températures voisines de 200° C (RICHARDSON, 1970).

Ces données sont importantes pour reconstituer un modèle des différents stades du plissement alpin. Avant de tenter cette reconstitution, il faut préciser que certains points de la géologie alpine sont toujours très controversés et que parmi les diverses hypothèses émises, nous avons dû parfois choisir arbitrairement. L'évolution proposée ici ne constitue certainement pas l'unique qui soit possible en fonction de l'état actuel des connaissances. Ainsi par exemple, si l'on n'admettait pas que la nappe de la Simme *s. l.* se soit mise en place dans les bassins de sédimentation de la Brèche et des Médiannes, la phase exprimée par le schéma III (fig. 4) n'aurait plus sa raison d'être.

Les numéros des paragraphes ci-dessous correspondent aux profils de la fig. 4.

I. Du Trias au Crétacé, le domaine alpin est caractérisé par des distensions de l'écorce terrestre (p. ex. R. TRÜMPY, 1960) ayant amené la formation d'une croûte océanique dans le domaine pennique interne et, partiellement semble-t-il, externe. Surtout dès le Crétacé supérieur, des contractions amènent la surrection de cordillères livrant un abondant matériel détritique (flysch).

On suppose un enfoncement du manteau sous le continent africano-apulien (masse sialique Sud) et un détachement d'une partie de la croûte océanique qui chevauche ce dernier (LAUBSCHER, 1970). Il s'en suit la formation d'une ride ophiolithique fournissant le matériel détritique et les olistolithes de la nappe des Gets (G. ELTER et al., 1967). Il est possible que des phénomènes de métamorphisme se soient déjà produits durant le Crétacé (p. ex. JÄGER, 1970). Ils ne figurent pas sur le profil I.

II. A l'Eocène inférieur, le domaine océanique est résorbé et le noyau sialique briançonnais entre en collision avec la masse continentale Sud. Les massifs cristallins de Sesia-Lanzo et du Canavese sont écrasés et enfoncés tandis que la nappe des Gets est entraînée par subduction sous celle de la Simme. La nappe des Gets est alors enfouie à une profondeur maximum atteignant 15 km et métamorphisée dans le sommet de l'épizone. Sous-jacente, la nappe de la Simme subit évidemment des transformations moindres.

Fig. 4. Modèle général de l'évolution du métamorphisme dans les Alpes.

Lithologie: 1) sédiments secondaires et tertiaires; 2) socle cristallin (Sial); 3) croûte océanique et manteau; 4) vulcanites et plutons tertiaires. *Métamorphisme:* 5) nul (zone à heulandite) ou indéterminé (dans les roches cristallines); 6) zones à laumontite et à pumpellyite-prehnite; 7) faciès schiste vert (zone à pumpellyite-actinote incluse), à glaucophane (en développement dans les profils 2 et 4 seulement) et amphibolite; 8) front de métamorphisme en progression; 9) ancien front de métamorphisme; 10) mouvement de subduction.

AR = Aiguilles rouges, H = domaine helvétique, UH = domaine ultrahelvétique, N = flysch nordpenniques, SB = cristallin du Grand Saint Bernard, M = nappe des Préalpes médianes, B = nappe de la Brèche, SL = Schistes lustrés, DB = cristallin de la Dent Blanche, G = nappe des Gets, S = nappe de la Simme et Flysch à Helminthoïdes.

III. Au Lutétien, la subduction se déplace vers l'extérieur de la chaîne, ce qui amène un réajustement isostasique, soit la surrection de la zone de Sesia-Lanzo et du Canavese. Les Flysch de la Simme, puis de la nappe des Gets, s'écoulent par gravité dans le bassin de sédimentation de la Brèche et des Médiannes (CARON, 1966).

IV. Vers la fin de l'Éocène, le mouvement de subduction atteint son paroxysme; tout le domaine pennique est aspiré en profondeur et comprimé, à l'exception des nappes des Préalpes médianes et de la Brèche (avec leurs couvertures allochtones) qui se décollent de leur substratum et échappent partiellement à l'engloutissement. Les Schistes lustrés, refoulés vers le haut, se substituent à elles sur le cristallin du Grand Saint Bernard.

Le rapide enfoncement de l'écorce terrestre détermine un gradient géothermique exceptionnellement bas, conditions favorables au développement général des minéraux des schistes à glaucophane et des éclogites (p. ex. ERNST, 1971, RICHARDSON, 1970). Ce métamorphisme affecte les roches cristallines anciennes, les restes de la couverture mésozoïque et tertiaire du Briançonnais, les Schistes lustrés *s. l.* et les ophiolithes.

C'est plus ou moins à cette époque que les nappes de la Brèche, des Préalpes médianes et du Niesen subissent les effets atténués du métamorphisme. La plus profondément enfouie a été celle du Niesen: les parties les plus métamorphiques ont dû atteindre une profondeur de 15 km. Vient ensuite la nappe de la Brèche avec un enfouissement maximum de 10 km environ. Seules les parties internes des Médiannes montrent un début de métamorphisme dont la surcharge responsable n'a pas dû dépasser 5-7 km.

Selon certaines théories du volcanisme (p. ex. RINGWOOD et GREEN, 1966, HAMILTON, 1969), on peut supposer que des magmas se développent en profondeur sous la zone insubrienne, le long du plan de subduction séparant le domaine pennique du domaine austro-alpin. Les volcans andésitiques qui s'édifient alors fournissent un abondant matériel détritique dont l'accumulation donne naissance aux Grès de Taveyanne. Il faut remarquer qu'à ce moment là, le domaine pennique était probablement plus contracté que de nos jours; le domaine helvétique *s. l.* où affleurent actuellement les Grès de Taveyanne n'était peut-être pas très éloigné des sources de matériel détritique (70 km environ).

V. Au début de l'Oligocène, le mouvement de subduction cesse dans le domaine pennique et se déplace dans le domaine helvétique (phénomène indirectement mis en évidence par microtectonique: CHADWICK (1968)). Le gradient géothermique tend à redevenir normal ce qui détermine le développement du faciès schiste vert, métamorphisme qui se superpose au faciès schiste à glaucophane. En conséquence de l'arrêt de la subduction, un soulèvement général du domaine pennique s'amorce.

Les nappes préalpines commencent leur migration vers le Nord-Ouest et

repoussent le sillon marin vers l'extérieur. Le flysch déposé dans ce dernier, soit les Grès du Val d'Illiez, est alimenté par les restes de Grès de Taveyanne reposant sur les nappes préalpines et par la nappe des Gets qui était alors bien développée: des galets issus de ces deux formations abondent dans les Grès du Val d'Illiez (p. ex. MARTINI, 1968, VUAGNAT, 1952).

Il faut remarquer que dans les Alpes franco-italiennes, les Schistes lustrés et les ophiolithes métamorphiques sont déjà la proie de l'érosion: Oligocène transgressif en Ligurie, glaucophane dans les molasses piémontaises, de Savoie et de Hte Provence (p. ex. DEBELMAS, 1963, MARTINI, 1968). En Suisse il est probable que ces mêmes roches soient restées plus longtemps enfouies et n'aient été érodées que plus tard. L'important développement des nappes austroalpines en est sans doute responsable.

VI. A l'Oligocène supérieur, la surrection du domaine pennique s'accroît et les nappes préalpines continuent leur progression. L'érosion, après avoir fait disparaître une grande partie de la nappe des Gets, s'attaque maintenant surtout à la nappe de la Simme. Durant l'Oligocène supérieur, cette dernière semble constituer la nappe préalpine affleurant le plus largement en Suisse (p. ex. TRÜMPY et BERSIER, 1954).

Le domaine helvétique et autochtone, recouvert par les unités préalpines, est aspiré en profondeur. Cette subduction est plus modérée que celle qui a affecté la zone pennique. L'enfouissement varie fortement selon les points. Il dépasse 20 km dans les massifs cristallins internes (p. ex. Gothard) où le métamorphisme est parfois mésozonal. Souvent la surcharge est comprise entre 5 et 15 km: faciès à laumontite et à pumpellyite-prehnite de l'autochtone, des nappes de Morcles et des Diablerets. Par contre dans la majeure partie des chaînes subalpines de Savoie et dans la partie frontale des nappes helvétiques entre le lac de Thoune et le Rhin, elle est inférieure à 5 km.

Il faut noter que ce métamorphisme affecte aussi la molasse rupélienne (et très probablement aussi la molasse chattienne) du Val d'Illiez, une formation dont le dépôt est contemporain du début de l'érosion de la zone métamorphique pennique dans les Alpes franco-italiennes.

VII. Au Miocène la subduction du domaine helvétique cesse. La surrection consécutive amène le charriage des nappes helvétiques, la montée des massifs cristallins centraux et le plissement final des chaînes subalpines. En Suisse, la zone pennique est atteinte par l'érosion ce qui se traduit par une seconde invasion de débris ophiolithiques dans les épandages molassiques de l'avant-pays (p. ex. DIETRICH, 1969). Cependant nous avons vu qu'à la fin du Miocène, certaines parties du domaine pennique lépontain, y-compris une partie des massifs de l'Aar et du Gothard, sont encore enfouies à des profondeurs supérieures à 10 km. Cette persistance de l'enfouissement est responsable du caractère tardif et post-tectonique du métamorphisme de cette partie centrale des Alpes.

VIII. Au Miocène la structure tectonique générale se rapprochait déjà fortement de l'actuelle. Après une stagnation de l'érosion durant la fin du Pliocène, une reprise vigoureuse de cette dernière au Pleistocène, due à un soulèvement récent, donne aux Alpes leur physionomie actuelle (R. TRÜMPY, 1960).

Remerciements

Nous tenons ici à remercier Messieurs les professeurs R. Chessex et M. Vuagnat qui ont relu le manuscrit, ainsi que M. Ed. Lanterno, conservateur au Muséum d'histoire naturelle de Genève, qui nous a permis d'utiliser le matériel des collections. MM. G. Sawatzki et D. Steen, assistants à l'Institut de minéralogie de l'Université de Genève nous ont aidé dans l'étude des minéraux par diffraction.

BIBLIOGRAPHIE

- SMPM = Schweiz. Mineral. u. Petrogr. Mitteilungen. Eclogae = Eclogae geol. Helv.
- AMSTUTZ, A. (1971): Formation des Alpes dans le segment Ossola-Tessin. *Eclogae* 64/1, 149-150.
- AYRTON, S. (1969): Déformation des séries autochtones et helvétiques au SE du massif du Mont-Blanc. *Eclogae* 62/1, 95-104.
- BADOUX, H. (1963): Les unités ultrahelvétiques de la zone des Cols. *Eclogae* 56/1, 1-13.
- BADOUX, H. et MERCANTON, CH.-H. (1962): Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais. *Eclogae* 55/1, 135-188.
- BADOUX, H. et DE WEISSE, G. (1959): Les bauxites siliceuses de Dréveneuse. *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne*, 126, 1-9.
- BEARTH, P. (1962): Versuch einer Gliederung alpin metamorpher Serien der Westalpen. *SMPM* 42, 127-137.
- (1970): Zur Eclogitbildung in den Westalpen. *Fortschr. Mineral.* 47/1, 27-33.
- BERTRAND, J. (1971): Etude pétrographique des ophiolithes et des granits du Flysch des Gets (Hte Savoie, France). *Arch. Sci., Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 23/2, 279-542.
- BOCQUET, J. (1971): Carte de la répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes. *Eclogae* 64/1, 71-103.
- BURST, J. F. (1959): Postdiagenetic clay mineral environmental relationships in the Gulf Coast Eocene. *Clays and Clay Min. Proc. 6th Nat. Conf., London*, Pergamon Press, 327-341.
- CARON, C. (1966): Sédimentation et tectonique dans les Préalpes: «Flysch à lentilles et autres complexes chaotiques.» *Eclogae* 59/2, 950-957.
- CARON, C. et WEIDMANN, M. (1967): Sur les flysch de la région des Gets (Hte Savoie). *Eclogae* 60/2, 357-398.
- CHADWICK, B. (1968): Deformation and Metamorphism in the Lukmanier Region, Central Switzerland. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 79, 1123-1150.
- CHAROLLAIS, J.-J. (1963): Recherches stratigraphiques dans l'Est du massif des Bornes (Hte Savoie). *Arch. Sci., Soc. Phys. nat. Genève*, 15/4, 631-732.
- COOMBS, D. S. (1960): Lower grade mineral facies in New Zealand. *Int. Geol. Congr., Copenhagen, Part XIII*, 339-351.
- COOMBS, D. S., ELLIS, A. G., FYFE, W. S. and TAYLOR, A. M. (1959): The zeolite facies. With comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 17, 53-107.

- DEBELMAS, J. (1963): Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 39, 125–171.
- DEBELMAS, J. and LEMOINE, M. (1970): The Western Alps: Palaeogeography and structure. *Earth-Sci. Rev.*, 6, 221–256.
- DERCOURT, J. (1970): L'expansion océanique actuelle et fossile, ses implications géotectoniques. *Bull. Soc. géol. France*, 11/2, 261–317.
- DIETRICH, V. (1969): Die Ophiolithe des Oberhalbstein (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich. *Verl. H. Lang & Cie. AG, Bern*.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1969): Les minéraux argileux dans la diagenèse, passage au métamorphisme. *Mém. Serv. carte géol. Alsace Lorraine*, n° 29.
- ECKERT, H. R. (1963): Die obereozänen Globigerinen-Schiefer (Stad- und Schimbergschiefer) zwischen Pilatus und Schratzenfluh. *Eclogae* 56/2, 1001–1072.
- ELTER, G., ELTER, P., STURANI, C. et WEIDMANN, M. (1967): Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Montferrat et les Alpes et sur l'origine de la nappe de la Simme *s. l.* des Préalpes romandes et chablaisiennes. *Arch. Sci., Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 19/3, 279–377.
- ELTER, P., GRATZIU, C., MARTINI, J., MICHELUCCHINI, M. et VUAGNAT, M. (1969): Remarque sur la ressemblance pétrographique entre les Grès de Petriagnacola et les Grès de Taveyenne des Alpes franco-suissees. *C. R. séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 4/2, 150–156.
- ERNST, W. G. (1971): Do mineral parageneses reflect unusually high-pressure conditions of Franciscan Metamorphism? *Amer. J. Sci.*, 270, 81–108.
- FREY, M. (1969): Die Metamorphose des Keupers von Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N.F. 137.
- FREY, M. und NIGGLI, E. (1971): Illit-Kristallinität, Mineralfazien und Inkohlungsgrad. *SMPM* 51/1, 229–234.
- GASSER, U. (1967): Erste Resultate über die Verteilung von Schwermineralien in verschiedenen Flyschkomplexen der Schweiz. *Geol. Rdsch.* 56, 443–466.
- GWINNER, M. P. (1971): *Geologie der Alpen*. Stuttgart.
- HAMILTON, W. (1969): The volcanic Central Andes – A modern model for the cretaceous batholiths and tectonics of western North America. *Int. Upper Mantel Project, Rep. 16*, 175–184.
- HEIM, A. (1922): *Geologie der Schweiz*, Bd. II. Tauchnitz, Leipzig.
- HERB, R. (1962): *Geologie von Amden*. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N.F. 114.
- HUNZIKER, J. C. (1970): Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps. *Eclogae* 63/1, 151–161.
- JÄGER, E. (1970): Radiometrische Altersbestimmung in der Erforschung metamorpher Prozesse. *Fortschr. Mineral.* 47/1, 77–83.
- KISCH, H. J. (1969): Coal-rank and burial-metamorphic mineral facies. *Advance in Organic Geochemistry 1968*, Pergamon Press, Oxford, 407–425.
- KOSSOVSKAYA, A. G. and SHUTOV, V. D. (1961): The correlation of zones of regional epigenesis and metagenesis in terrigenous and volcanic rocks. *Akad. Nauk. S.S.S.R. Doklady*, 139/3, 677–680.
- (1963): Facies of regional epigenesis and metagenesis. *Akad. Nauk. S.S.S.R. Izv., Ser. geol.*, 28/7, 3–18.
- KRUMMENACHER, D. et EVERNDEN, J. F. (1960): Détermination d'âges isotopiques faite sur quelques roches des Alpes par la méthode Potassium-Argon. *SMPM* 40/2, 267–277.
- KUBLER, B. (1966): La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. *Etages tectoniques, La Baconnière, Neuchâtel*, 105–122.

- (1968): Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bull. Centre Rech. Pau-S.N.P.A.*, 2/2, 385–397.
- (1969): Cristallinity of illite. Detection of metamorphism in some frontal parts of the Alps. *Referate der Vorträge auf der 47. Jahrestagung der deutsch. Mineral. Ges.*, 29–30.
- LAUBSCHER, H. P. (1969): Mountain building. *Tectonophysics*, 7, 551–568.
- (1970): Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese. *SMPM* 50/3, 566–596.
- (1970): Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspatik der südlichen Thethys. *Geol. Rdsch.* 60/3, 813–833.
- LEMOINE, M., STEEN, D. et VUAGNAT, M. (1970): Sur le problème statigraphique des ophiolithes piémontaises et des roches sédimentaires associées: observations dans le massif de Chabrière en Hte Ubaye (B. A. France). *C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 5/1, 44/59.
- LIBORIO, G. and MOTTANA, A. (1971): Distribution of paragonite in the mesozoic calc-schists of the Alps. *Nature*, 231, 39–40.
- LIU, J. G. (1971): Synthesis and stability relations of prehnite. *Amer. Mineral.* 56/3–4, 507–531.
- (1971): Stilbite-Laumontite Equilibrium. *Contr. Mineral. Petrol.* 31/3, 171–177.
- LOMBARD, AUG. (1971): La nappe du Niesen et son flysch. *Mat. Carte géol. Suisse*, N.S. 141.
- MARTINI, J. (1968): Etude pétrographique des Grès de Taveyanne entre Arve et Giffre (Hte Savoie, France). *SMPM* 48/2, 539–654.
- MARTINI, J. et VUAGNAT, M. (1970): Metamorphose niedrigst temperierten Grades in den Westalpen. *Fortschr. Mineral.* 47/1, 52–64.
- MELSON, W. G. and VAN ANDEL, T. H. (1966): Metamorphism in the Mid-atlantic Ridge, 22° N Latitude. *Marine Geology*, 4/3, 165–186.
- MORET, L. (1925): Ressources minérales de la province de Savoie. Allier, Grenoble.
- MUFFLER, L. J. P. and WHITE, D. E. (1969): Active metamorphism of upper cenozoic sediments in the Salton Sea geothermal field and the Salton trough, southeastern California. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 80, 157–182.
- NIGGLI, E. (1970): Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. *Fortschr. Mineral.* 47/1, 16–26.
- NIGGLI, E. und NIGGLI, C. R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). *Eclogae* 58, 335–368.
- NICOLAS, A. (1969): Tectonique et métamorphisme dans les Stura di Lanzo (Alpes piémontaises). *SMPM* 49/2, 359–377.
- POTY, B. (1969): La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de la Gardette (Bourg d'Oisan) et des filons du massif du Mont-Blanc. Thèse, Nancy, Mém. 17.
- VON RAUMER, J. F. (1971): Das Mont-Blanc-Massiv – Altkristallin im Bereich schwacher alpiner Metamorphose. *SMPM* 51/1, 193–225.
- RICHARDSON, S. W. (1970): The relation between a petrogenetic grid, facies series' and the geothermal gradient in metamorphism. *Fortschr. Mineral.* 47/1, 65–76.
- RINGWOOD, A. E. and GREEN, D. H. (1966): An experimental Investigation of the Gabbro-Eclogite Transformation and some geophysical Implication. *Tectonophysics*, 3, 383–427.
- RUTTEN, M. G. (1969): The geology of western Europe. Elsevier, Amsterdam.
- SALIMI, F. (1965): Etude pétrographique des roches ophiolithiques des Préalpes romandes. *SMPM* 45, 189–280.
- SAVATZKI, G. et VUAGNAT, M. (1971): Sur la présence des faciès à zéolithes dans le synclinal de Thônes, Hte Savoie, France. *C. R. scéances Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 6/1, 69–79.

- SCHREYER, W. (1970): Metamorphose pelitischer Gesteine im Modellsystem $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Fortschr. Mineral. 47/1, 124-165.
- STALDER, H. A. und TOURAY, J. C. (1970): Fensterquarze mit Methan-Einschlüssen aus dem westlichen Teil der schweizerischen Kalkalpen. SMPM 50/1, 109-130.
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. Geol. Soc. Amer. Bull. 71, 843-908.
- (1969): Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspatischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. Eclogae 62/1, 105-142.
- TRÜMPY, R. et BERSIER, A. (1954): Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pèlerin. Pétrographie, statistique, origine. Eclogae 47/1, 119-166.
- VERNET, J.-P. (1958): Etudes sédimentologiques et pétrographiques des formations tertiaires et quaternaires de la partie occidentale du Plateau suisse. Eclogae 51/3, 1115-1152.
- (1964): Formation latéritique dans la nappe des Préalpes médianes rigides du Chablais. C. R. Acad. Sci. Paris, 238, 6483-6485.
- VUAGNAT, M. (1952): Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique. Mat. carte géol. Suisse, N. S. 97.
- WEAVER, C. E. (1959): The clay petrology of sediments. Clays and Clay Min., Proc. 6th nat. Conf., Pergamon, London, 154-187.
- (1960): Possible uses of clay minerals in search for oil. Clays and Clay Min., Proc. 8th Conf., 214-227.
- WENK, E. (1970): Zur Regionalmetamorphose und Ultrametamorphose im Lepontin. Fortschr. Mineral. 47/1, 34-51.
- WENK, E. und KELLER, F. (1969): Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. SMPM 49, 157-198.
- ZWART, H. J. (1967): Orogenesis and Metamorphic Facies Series in Europe. Medd. Dansk Geol. Forening. København, 17, 504-516.

Manuscrit reçu le 11 février 1972.