

# Le métamorphisme

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **81 (1988)**

Heft 1

PDF erstellt am: **29.06.2024**

## **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.

Les étirements longitudinaux (10–30%) observés dans l'ensellement du Rawil et dans certaines parties frontales de la nappe du Doldenhorn ne sont pas en relation directe avec cette zone de cisaillement Simplon–Rhône. Selon nous, ils sont à mettre en relation avec le bombement des massifs qui se forment en «position en échelon» entraînant ainsi un étirement qui s'exprime par des déformations cassantes (failles transversales dans l'ensellement) et des déformations ductiles associées à ces failles. Dans le front de la nappe du Doldenhorn, une structure en arc pourrait être la cause de faibles étirements longitudinaux.

### 3.7 Résumé

Cinq phases de déformations sont proposées pour suivre le développement des structures de l'Helvétique en Suisse occidentale. Les quatre premières décrivent la mise en place et la déformation interne des nappes. On note une propagation des mouvements et des déformations du haut vers le bas des structures et du sud-est vers le nord-ouest. La cinquième phase décrit les déformations qui font suite à la mise en place des nappes. Une large zone de décrochement dextre passant dans la vallée du Rhône marque de son empreinte les racines des nappes helvétiques. En même temps(?), le charriage des massifs cristallin externes sur l'avant pays provoque le bombement des massifs et la formation de l'ensellement du Rawil.

La comparaison des phases de déformations présentées ici avec celles reconnues en Suisse orientale (MILNES & PFIFFNER 1980) n'est pas aisée. La phase Ruchi, qui décale la zonation métamorphique, reste liée dans l'espace au chevauchement de Glaris, chevauchement «marqueur» qui représente une particularité de l'Helvétique de la Suisse orientale. Par le fait que ce *chevauchement helvétique* (correspondant à celui de la nappe du Gelli- et Wildhorn?) reste active pendant et après la déformation de l'*Infrahelvétique* (correspondant à la nappe du Doldenhorn?), les équivalences entre les deux coupes ne sont pas faciles à faire. La situation est comparable à celle du chevauchement pennique de la Suisse occidentale, qui serait d'après nous active pendant toute la mise en place de l'Helvétique.

Notons cependant que bien des similitudes existent, notamment entre la phase Pizol et la phase Plaine Morte. De même, la phase Calanda (MILNES & PFIFFNER 1980, planche) pourrait être comparée aux phases Prabé (correspondant au plissement de la nappe du Säntis) et Kiental (correspondant aux déformations Calanda de la localité type). Ces parallélisations sont d'autant plus justifiées que la phase Calanda est considéré comme diachrone par PFIFFNER (1985, 1986).

L'âge des phases (tabl. 3) peut être estimé par l'âge des sédiments les plus jeunes rencontrés sur les nappes et sous leurs chevauchements. La montée des massifs, la phase Grindelwald, est grossièrement fixée par les datations radiométriques (voir chap. 4.4) dans l'échelle absolue des temps.

## 4. Le métamorphisme

### 4.1 La coupe de la Gemmi

Pour analyser l'intensité du métamorphisme des roches rencontrées entre Frutigen, Sierre et Raron, nous avons fait appel à la méthode de la mesure de la cristallinité de

Tableau 3:  
Contraintes chronologiques  
pour le modèle tectonique.

	EOCENE			OLIGOCENE			MIOCENE		PLIOCENE
	Yprés	moyen Lutét.	Bartonien	inf Rupélien	sup Chattien	inf Aquitan-Burdigal	sup Helvét/Tortonien		
age (m.a.)	50	40	40	30	30	20	10	0	
ULTRAHELVÉTIQUE									
NAPPE DU WILDHORN									
NAPPE DU GELLIHORN									
NAPPE DU DOLDENHORN									
AUTOCHTHONE									
FLYSCHS NORDHELVÉTIQUES ET MOLASSE SUBALPINE									
BASSIN MOLASSIQUE									
SOCLE CRISTALLIN									
PHASES DE DEFORMATION (déduction hypothétique)									
age (m.a.)	50	40	40	30	30	20	10	0	

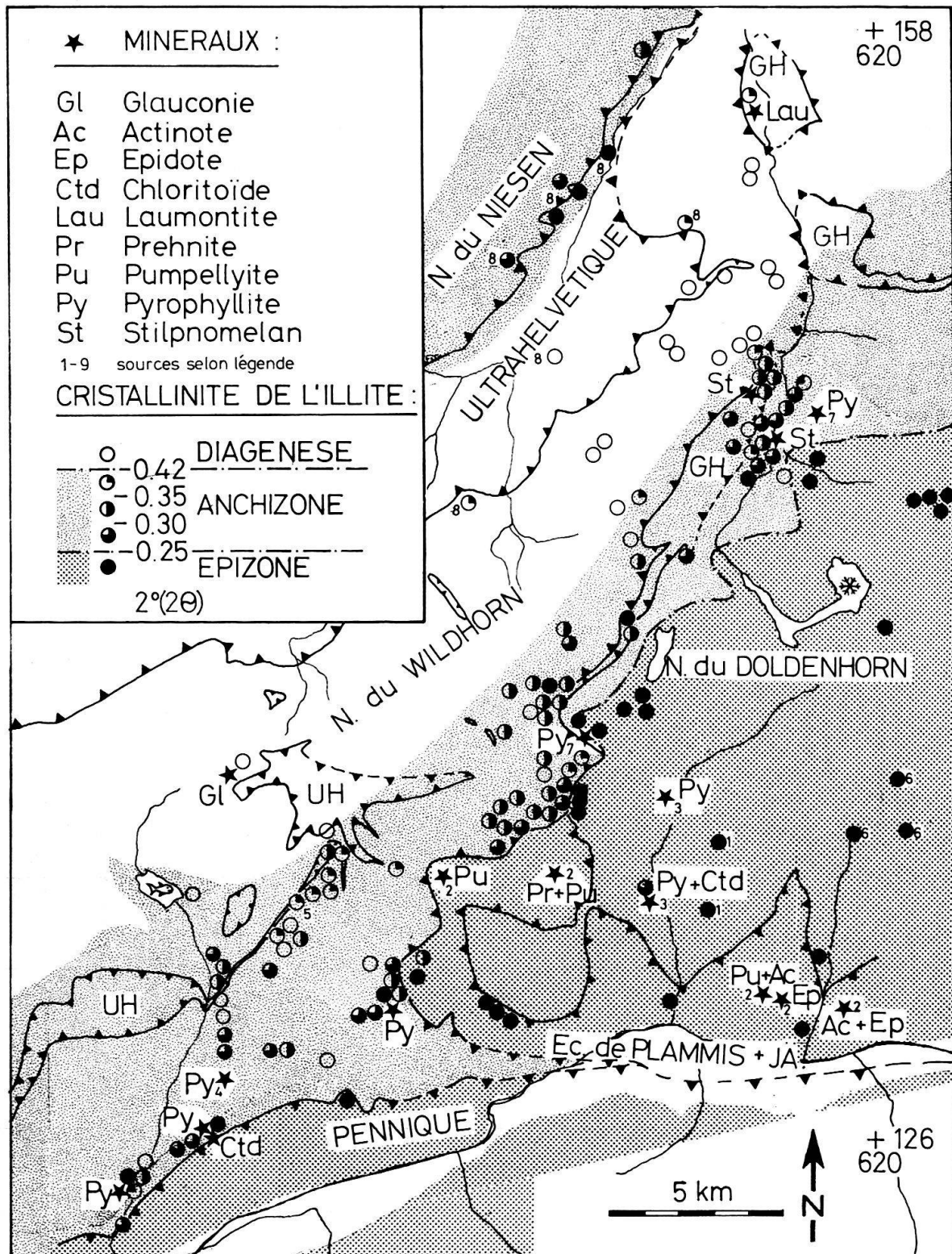


Fig. 12. Carte du métamorphisme à la bordure occidentale du massif de l'Aar; distribution géographique des valeurs de l'indice de cristallinité de l'illite et des minéraux index les plus importants d'après le tableau 2 et les auteurs suivants: 1: BAER dans REY & KÜBLER (1983), 2: BUSSY & EPARD (1984), 3: FREY & WIELAND (1975), 4: MASSAAD (1973), 5: REY (1981), 6: TAYLOR (1976), 7: WIELAND (1976), 8: ZINGG (1983). Une extrapolation des domaines de la diagenèse, de l'anchizone et de l'épizone est donnée par différents figurés.

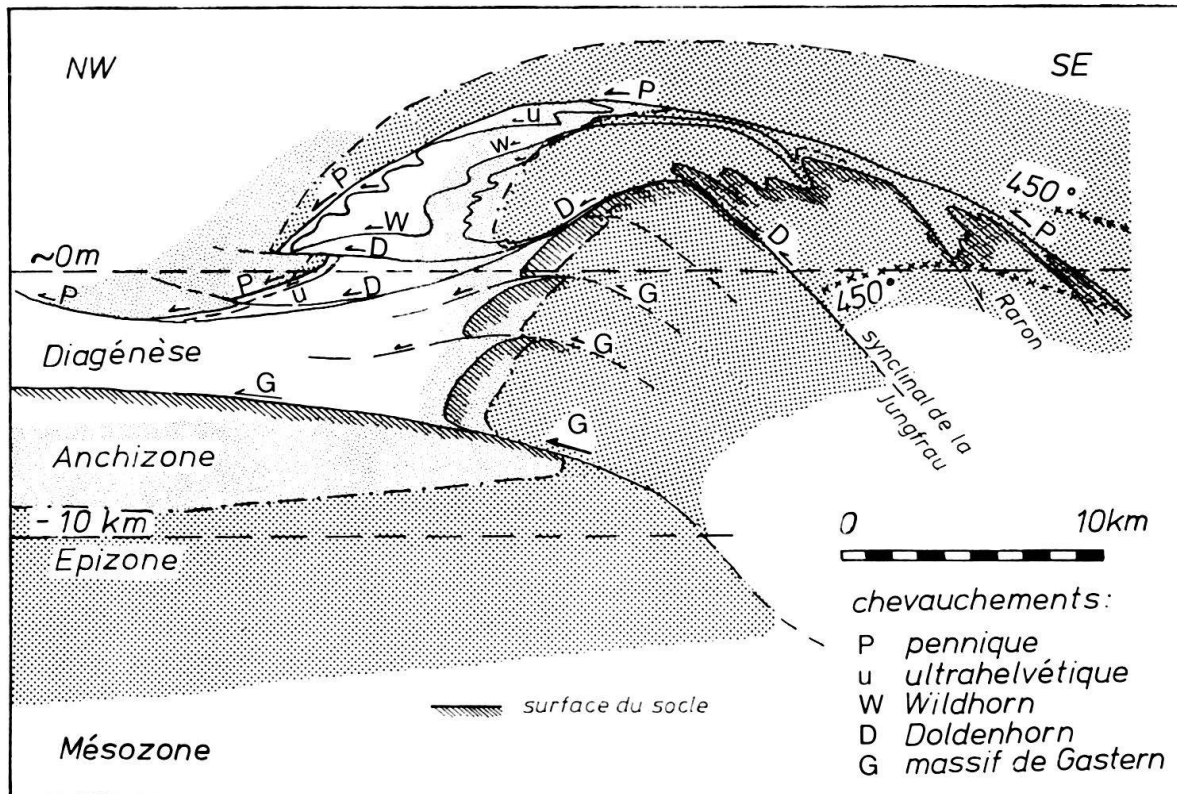


Fig. 13. Coupe du métamorphisme à la bordure occidentale du massif de l'Aar. Les limites diagénèse-anchizone et anchizone-épizone dans les nappes sont celles de la figure 12. En profondeur, elles sont représentées avec l'hypothèse d'un gradient géothermique de 30 °C/km et des températures de transition d'une zone à l'autre à 200 °C, 300 °C et 500 °C pour la mésozone.

l'illite (KÜBLER 1964, 1968). Les limites dessinées dans les figures 12 et 13 se basent sur l'étude de 120 échantillons répartis sur toutes les unités tectoniques et la plupart des lithologies (tabl. 2). Elles sont confirmées par la présence de divers minéraux indicateurs (KÜBLER et al. 1979, tabl. 3) tels la laumontite, la pumpellyite, la préhnite, l'actinote, l'épidote (BUSSY & EPARD 1984), la pyrophyllite, le chloritoïde (FREY & WIELAND 1975, MASSAAD 1973), la glauconie, le stilpnomélane, la corrensité, l'illite-montmorillonite et l'interstratifié paragonite-phengite.

Au nord, la limite anchi-épizone, définie par une valeur inférieure à 0,25 de l'index de la cristallinité, se situe dans la nappe du Doldenhorn (limite Malm-Crétacé). A partir de la région du Trubelstock, elle suit le chevauchement basal de la nappe du Wildhorn. Cette nappe reste anchimétamorphique, même dans ses parties les plus méridionales (pyrophyllite).

La méthode utilisée ne permet pas de suivre avec trop de précision la limite anchi-zone-diagénèse (située à la valeur de 0,42 de l'index de la cristallinité). Elle apparaît cependant presque verticale à Kandersteg, traverse la nappe du Wildhorn en direction du Wildstrubel et recoupe l'Ultrahelvétique dans les Faverges. On trouve de la glauconie non-transformée dans les grès tertiaires de la région du glacier de la Plaine Morte. Au niveau de la dépression du Rawil le métamorphisme est donc diagénèse dans cette position méridionale.

La figure 13 regroupe dans un profil spéculatif nos interprétations des relations tectono-métamorphiques.

#### 4.2 Les régions avoisinantes

La figure 14, de l'Helvétique de la Suisse occidentale, réunit l'ensemble de nos données métamorphiques et de celles provenant de la littérature. Les sources sont indiquées et les points les plus importants seront repris ci-dessous. Bien que tous les auteurs n'utilisent pas les mêmes méthodes, ni les mêmes échelles pour caractériser les différentes zones métamorphiques (diagenèse, anchi-épizone), nous avons reporté les données originales. Au niveau de la limite diagenèse/anchizone, il subsiste trop d'incertitude (méthodes et comparaison des données provenant de laboratoires différents) pour qu'il soit possible de souligner ce passage par un trait précis. Au niveau anchi/épizone, nous avons estimé que cela pouvait être tenté.

Pour affiner notre présentation, nous avons récolté et étudié env. 50 échantillons supplémentaires, provenant d'endroits clefs. Un échantillon (W702) avec du chloritoïde (RX et microscope), de l'Aalénien du flanc inverse de la nappe de Morcle à Saillon, permet d'établir une symétrie de l'intensité du métamorphisme entre cette unité et la nappe du Doldenhorn (FREY & WIELAND 1975).

D'après les indices de cristallinité de l'illite rencontré dans les roches des flancs inverse et normal de la nappe de Morcles dans la vallée du Rhône, la nappe d'Ardon et la racine de la nappe des Diablerets, ces unités doivent être placées dans l'épizone. A Mex, l'autochtone du massif des Aiguilles-Rouges montre des valeurs anchizonales et épizonales. Des valeurs anchizonales typiques sont rencontrées dans toute la zone des racines de la nappe du Wildhorn et la partie centrale de la nappe de Morcles. La zone diagénétique caractérise le front de la nappe de Morcles, l'Ultrahelvétique et la nappe des Diablerets entre Solalex et le sommet des Diablerets.

Le front Pennique est généralement considéré comme épimétamorphique (BURRI 1955, ESCHER [en prép.], JORNET 1978, SCHAER 1959).

Pour la nappe du Niesen, ACKERMANN (1984), FREY et al. (1980) y reconnaissent un métamorphisme d'anchizone supérieur à épizone. FERRAZZINI (1981, p. 63) interprète des biotites observés comme étant des néoformations alpines. KÜBLER et al. (1979) donnent une valeur de reflectance de la vitrinite  $R_o = 2,48$  qui correspond seulement à la diagenèse profonde. Ce degré de maturation est cependant nettement plus élevé que celui rencontré dans le front de la nappe sous-jacente du Wildhorn ( $R_o = 0,8$ , op. cit.).

Dans les Préalpes Médiannes Rigides, BERTHERIN (1980) et BAUD (1984) signalent de la pyrophyllite (anchizone) dans des poches karstiques triasiques.

Dans le Kiental, les limites établies par FREY et al. (1980) rejoignent celles que nous proposons (fig. 12, 13). KÜNZI (1975), à Kien, en fenêtre sous la nappe du Wildhorn, a mis en évidence une écaïlle anchi- à épimétamorphique. D'après ZWAHLEN (comm. orale), il s'agit de flyschs penniques (Niesen p. ex.) plutôt que d'éléments ultrahelvétiques, mais en tout cas pas de flyschs helvétiques. Cette découverte pourrait signifier que la nappe de Niesen n'a pas seulement été transportée sur le dos de la nappe du Wildhorn, mais qu'elle serait partiellement affectée par la déformation interne de la nappe du Wildhorn.

Dans l'Aalénien de l'Ultrahelvétique de la Zone des Cols à Lauenen (unité de Bex-Laubhorn), MASSAAD (1973) décrit de la pyrophyllite qui est considérée dans ce contexte comme indicateur de l'anchizone. ZINGG (1983) est conduite à proposer une zone «sub-niesen» (anchizonale) qui se distinguerait de l'Ultrahelvétique «normal» de la zone des Cols (diagenèse) par son intensité de métamorphisme plus élevé.

Du chloritoïde est signalé dans la Zone d'Ayent, et dans des parties méridionales de la nappe du Wildhorn (MOSER 1985). Nous avons également trouvé du chloritoïde dans un échantillon d'Aalénien au contact avec le Pennique à Lens, mais nous ne pouvons pas confirmer cette présence dans la nappe du Wildhorn s.s. La présence de pyrophyllite dans la région de Montana ainsi que les valeurs de l'indice de la cristallinité du flanc normal de la nappe du Wildhorn, ne nous permettent pas de dessiner l'isograde pyrophyllite/chloritoïde depuis Inden (FREY & WIELAND 1975) à travers les contacts tectoniques. Nous pensons qu'il s'agit là aussi d'une zonation inverse, créée par le charriage pennique.

Dans la Zone des Racines entre Leuk et Raron, MORARIOU (conférence com. à l'Université de Berne) détermine pour le pic du métamorphisme des températures de 350°C et des pressions de 2–3 kbar (paléothermométrie calcite-dolomite).

Dans le Massif de l'Aar, BAMBAUER & BERNOTAT (1982) et BAMBAUER (1984) ont étudié l'isograde Sanidine/Microcline auquel ils attribuent une température de 450°C. Dans la région du Grimsel cet isograde montre actuellement une pente inclinée d'environ 15 degrés au NNW. Les auteurs proposent des pentages plus forts pour la bordure occidentale du massif et la région du Simplon. Même si dans ces régions le nombre d'analyses n'est pas suffisant pour une détermination exacte de la pente de l'isograde, on doit admettre que celui-ci ne peut pas être orienté en direction de Raron, mais doit s'infléchir vers le sud pour quitter le massif au plus tôt vers Brigue (op.cit. 1984, fig. 1, comparer aussi avec FRANK (1979)).

L'intensité de métamorphisme du massif du Gastern est encore inconnue. NIGGLI (1978) indique qu'il n'y a «pas de métamorphisme» par opposition au massif de l'Aar qui est «épizonal». Nous proposons de placer le massif du Gastern dans l'anchizone, sachant bien, que la zonation inverse qui en résulte (nappe du Doldenhorn épimétamorphique sur anchizone) n'est pas encore documentée.

KÜBLER et al. (1979) signalent du métamorphisme épizonal aux endroits suivants: Synclinal carbonifère de Dorenaz, Parautochtone du massif des Aiguilles-Rouges, flanc inverse de la nappe de Morcles, massif des Aiguilles-Rouges entre St-Gervais et Sixt ainsi que dans tout le front pennique du Valais. Dans les Dents-du-Midi, RUCH (1983) détermine l'anchizone pour le front de la nappe de Morcles et l'anchizone profonde pour le Parautochtone sous-jacent du Val d'Illicz.

Le faciès schiste vert est bien documenté pour le massif du Mt. Blanc, sa couverture autochtone et le synclinal de Chamonix (AYRTON 1980, LEIKINE et al. 1983, KÜBLER & GRETILLAT 1985).

Dans le massif des Aiguilles-Rouges et sa couverture autochtone/parautochtone il existe un certain désaccord entre les paragénèses de l'anchizone, observées par VON RAUMER (1974), et les valeurs de reflectance  $R_o$  et de l'indice de la cristallinité de l'illite de KÜBLER et al. (1979) qui indiquent l'épizone.

Les études de compaction d'argilites effectuées par DURNEY (1972), montrent qu'un véritable saut de densité existe à la limite Helvétique–Pennique de la région de Sion. Dans l'Helvétique la densité décroît légèrement de la base de la nappe de Morcles vers le toit de la nappe du Wildhorn. Des zonations inverses pourraient exister au-dessus de la nappe de Morcles.

DURNEY (1972), POTY et al. (1974) et MULLIS (1979), apportent des résultats intéressants à l'aide de l'étude des inclusions fluides dans le quartz. Les études de MULLIS (1979, fig. 6) permettent de reconnaître une absence de métamorphisme (diagenèse) pour le front

des nappes helvétiques. L'anchizone s'observe pour les nappes helvétiques internes et inférieures ainsi que pour la base de Préalpes. Cet auteur propose des «paléo»-gradients géothermiques entre 25 et 45 °C/km (op. cit., fig. 8).

### 4.3 *Considérations générales*

#### Relations tectonique/métamorphisme

La zonation métamorphique dans l'Helvétique de la Suisse occidentale est conforme aux grandes structures. On trouve les mêmes indices de métamorphisme dans des positions comparables des mêmes unités tectoniques. Les nappes helvétiques supérieures (Wildhorn, Diablerets et Gellihorn) sont dans la zone diagénétique dans les parties frontales, dans l'anchizone dans les parties inférieures et internes. Les unités helvétiques inférieures (Morcles, Doldenhorn, écaïlles de Plammis et du Jägerchrüz, Ardon et les couvertures (par-)autochtones des massifs cristallins) sont anchi- à épimétamorphiques.

Les «isogrades» dans les nappes helvétiques sont donc parallèles à la chaîne alpine et indépendants d'un «dôme tessinois». L'ensellement du Rawil provoque un arrangement concentrique de la zonation métamorphique autour des culminations des massifs. Cette image s'explique le plus facilement par la formation des culminations postérieures au métamorphisme (phase Grindelwald).

Une importante zonation inverse existe au niveau du chevauchement pennique (des Préalpes voire de la nappe du Niesen). Le décalage de la limite diagenèse-anchizone lié à un transport postmétamorphique, mesure 15 km au minimum. Une zonation inverse semble également exister dans certaines unités de l'Ultrahelvétique de la zone des Cols. Même si les analyses restent encore sommaires, on est en présence d'un très fort argument contre la mise en place de ces unités par la «diverticulation gravitaire». Dans cette théorie la masse glissée devrait montrer le même métamorphisme que son substratum. Un échauffement ultérieur pourrait éventuellement être envisagé. La nappe du Niesen encore chaude pendant les premiers stades du chevauchement, aurait provoqué un «métamorphisme de contact».

Des zonations inverses mineures pourraient exister à l'intérieur des nappes helvétiques dans le cas des chevauchements de la nappe des Diablerets et de Morcles–Doldenhorn. Le fort pendage des «isogrades» dans la partie frontale de la nappe du Doldenhorn est lié aux déformations postmétamorphiques (phase Grindelwald).

#### L'âge du métamorphisme helvétique

L'utilisation conjointe des données de la biostratigraphie et des datations radiométriques permet de proposer pour les différents domaines de la zone frontale alpine, des évolutions où les incertitudes tendent à se réduire.

Pour le massif de l'Aar, WAGNER et al. (1977) ont proposé que les roches, qui sont actuellement en surface, se trouvaient à une température de près de 300 °C il y a environ 12 m. a. Depuis cette date elles se seraient refroidies à une vitesse assez régulière. On sait (voir tabl. 3), qu'il y a quelques 40 m. a., ces mêmes roches étaient proches de la surface puisque au moment de la sédimentation des derniers flyschs (nord-)helvétiques elles étaient situées peu en-dessous du fond marin. Pour la période qui s'étend entre ces



datations assez précises, on peut proposer l'itinéraire suivant. Entre 40 et 30 m. a. la subsidence a été forte. Elle s'est ensuite ralentie pour aboutir vers 20 m.a. au réchauffement maximal, proche de 400°C. Cette proposition est illustrée sur la figure 15. Elle est raisonnable (pas obligatoirement juste), dans la mesure où elle n'implique pas des vitesses de subsidence ou d'ascension extraordinaires, qui actuellement ne sont justifiées par aucune donnée dans ce secteur.

### Datations radiométriques

Plusieurs auteurs ont analysé des roches et des minéraux dans le massif de l'Aar et du Gotthard: PURDY & STALDER (1973), PURDY & JÄGER (1976), WAGNER et al. (1977). On dispose ainsi d'une documentation abondante qui permet de bien suivre la montée du massif de l'Aar (Aa dans la fig. 15) depuis que ses roches ont successivement traversées l'isotherme 300 (K–Ar) puis 120°C (apatite, traces de fission). L'analyse des mouvements récents (GUBLER 1984 et 1985), comparée avec les données de SCHAEER et al. (1975), qui décrivent la montée dans une coupe transversale du Gotthard, complète et renforce cette image. Considérons donc une roche de la bordure occidentale du massif de l'Aar, par exemple le Wiwannahorn, qui se trouve actuellement à plus de 3000 m d'altitude, point assez externe du massif (proche du contact sédimentaire) et intermédiaire entre les différents points de mesure des datations radiométriques (Kummenalp, Massa, WAGNER et al. 1977). En extrapolant vers le passé la courbe (Aa) de la figure 15 jusqu'à une température de 400°C environ (l'isograde 450 reste à l'intérieur du massif, BAMBAUER 1984) on arrive aux environs de 20 à 15 m. a. pour le début du refroidissement (de la montée). En admettant une subsidence très rapide ( $> 5$  mm/an), les 400°C pourraient avoir été atteints vers 35 m.a. au plus tôt. En tenant compte de l'inertie thermique vis-à-vis de l'enfouissement et/ou des vitesses de subsidence moins rapides, on est conduit à placer le «pic métamorphique» dans le massif de l'Aar entre 30 et 20 m.a.

Des courbes de l'évolution thermique probables par rapport au temps d'autres unités tectoniques sont dessinées sur la figure 15. La partie gauche prend le niveau de la mer comme référence. Moins deux km ont été choisis comme moyenne pour le point de départ (à l'Eocène sup.) dans la nappe du Wildhorn (Wh) ainsi que  $-3$  km (FUNK 1985) pour le toit du socle des massifs (Aa, Go). La partie droite est calée par rapport à une croûte continentale normale (30°C/km) en estimant que la température  $T = 0$  degrés C se situe à 2000 m (notons que les  $-30$ °C à 3000 m obtenu ainsi n'ont pas de signification réelle).

Les datations K–Ar sur illites dans la nappe du Doldenhorn ont été interprétées comme âges mixtes (FRANK 1979, FRANK & STETTLER 1979). HUON (1985) dans un autre contexte a pu montrer que des datations sur fractions fines peuvent enregistrer l'âge de la déformation même sous conditions anchizonales. En s'inspirant de ces résultats on peut proposer que les valeurs de 30 à 20 m. a. obtenues au cœur de la nappe du Doldenhorn (FRANK 1979, fig. 73) pourraient correspondre à l'enregistrement de la phase Kiental. Les valeurs de 8 à 13 m. a. observées tout le long du profil de Brigue à Verampio sont interprétées comme âges de refroidissement (passage à 300°C  $\pm$  50).

HUNZIKER (1969 et 1974), HUNZIKER & BEARTH (1969), MONIÉ (1985) déterminent 35 à 40 m. a. pour le «pic» du métamorphisme des nappes du Mischabel et du Mont-Rose. MANCKTELOW (1985) discute deux chemins possibles pour l'évolution thermique du «Simplon hangingwall». Si l'on pense que ces unités penniques frontales (Pe) représen-

tent la patrie des Préalpes, il est difficile d'admettre, que ces dernières auraient été métamorphosées après leur soubassement. Nous postulons donc un métamorphisme d'âge éocène supérieur pour la nappe du Niesen (Ni) et les Préalpes médianes rigides.

A titre de comparaison, nous avons reporté une courbe pour le massif du Gotthard (Go) d'après WAGNER et al. (1977). Nous considérons ce point de la coupe transversale du Gotthard (partie sud, mésozonale) comme patrie d'une nappe helvétique supérieure (Wildhorn ou Ultrahelvétique). Bien que cette unité se situe en dehors de notre zone de recherche, elle permet de montrer que chaque unité tectonique dispose de sa propre évolution tectonique et thermique et qu'on ne peut pas parler d'un «événement métamorphique» qui engloberait obligatoirement plusieurs unités.

STALDER (1979), qui étudie les grès de Taveyannaz du domaine helvétique, interprète des âges autour de 40 m. a. comme représentant un «plafond» qui correspondrait au «métamorphisme lépontin». Ceci ne semble guère possible vu l'âge de sédimentation des Grès de Taveyannaz (Eocène sup. à Oligocène inf. 42–38 m. a.).

#### 4.4 Conclusions

Le métamorphisme et la tectonique des nappes helvétiques sont étroitement liés dans le temps. L'allure des «isogrades» de la zone externe des Alpes occidentales suisses peut être expliquée par l'histoire tectonique. Il est important de souligner que les «isogrades» dans cette partie de l'édifice alpin ne sont pas parallèles au «dôme tessinois», mais parallèles aux structures helvétiques. Dans une représentation cartographique, ils sont subparallèles aux alignements longitudinaux de la chaîne. En même temps, ils sont influencés par l'ensellement du Rawil qui conduit à une géométrie concentrique des isogrades autour des massifs cristallins externes. Cette disposition s'explique mieux par leur culmination postmétamorphique que par l'influence du gradient géothermique ainsi qu'AYRTON (1980, p. 163) l'envisage.

Puisque les nappes du Wildhorn et du Gellihorn ont échappé au métamorphisme épizonal, il faut admettre que leur charriage est antérieur à la déformation et au chevauchement des écailles de Plammis–Jägerchrüz et de la nappe du Doldenhorn. Les relations rencontrées ici ressemblent beaucoup à ce qui est connu à l'est du massif de l'Aar où GROSHONG et al. (1984) placent les nappes helvétiques dans la diagenèse et l'anchizone alors que l'Infrahelvétique se situe dans l'épizone. Dans leur position actuelle, les «isogrades» doivent être considérés comme des enveloppes composées de petits segments dont la formation n'est pas synchrone. La zonation inverse la plus spectaculaire se place au niveau du chevauchement pennique. Elle souligne l'importance de ce chevauchement et du métamorphisme «pennique» transporté.

## 5. Evolution tectonique

### 5.1 Les données considérées

Les différentes données, qui ont été prises en considération pour suivre l'évolution tectonique, sont réunies dans le tableau 3. Elles limitent le choix des scénarios qui doivent en particulier tenir compte des contraintes imposées par les éléments suivants: