

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Band: 81 (1988)

Heft: 1

Artikel: L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique)

Autor: Burkhard, Martin

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-166171>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 15.10.2024

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique)

Par MARTIN BURKHARD¹⁾

ABSTRACT

A new palinspastic map of the Helvetic domain of western Switzerland is proposed. A restored cross-section gives an estimate of the at least 50 km width NNW–SSE of the Helvetic domain, separated into three main basins corresponding to the Doldenhorn nappe (plus Plammis and Jägerchrüz imbricates), the Gellihorn and the Wildhorn nappes.

Based on geometric relationships between the thrustplanes of the major tectonic units, 5 deformation phases of regional significance are distinguished:

1. Plaine Morte: emplacement of ultrahelvetetic units on top of the Wildhorn nappe.
2. Prabé: main internal deformation and emplacement of the Wildhorn and Gellihorn nappes.
3. Trubelstock: folding of the basal thrustplane and second deformation of the internal structure in the southern part of the Wildhorn nappe, correlated with isoclinal folds and a first penetrative schistosity in the southern part of the Doldenhorn nappe which leads to the formation of the Jägerchrüz and Plammis imbricates.
4. Kiental (GÜNZLER-SEIFFERT 1943): Main deformation and emplacement of the Doldenhorn nappe together with its crystalline core the Aar massiv, leads to the folding of the basal thrustplanes and a second deformation within the Gellihorn and Wildhorn nappes in their frontal part. In the rear part of the nappe, the basal thrust of the Plammis imbricate is folded and the Trubelstock structures are overprinted by a second penetrative deformation.
- 5a. Grindelwald (GÜNZLER-SEIFFERT 1943): Updoming of the crystalline basement, formation of the Rawil depression inbetween the Aar, Gastern and the Mt. Blanc–Aiguilles Rouges massivs.
- 5b. Simplon–Rhône (STECK 1984): Dextral strike slip deformation on a major shearzone cutting obliquely through the helvetic root zone in the Rhône valley.

The metamorphic grade as determined by the Illite crystallinity and the presence of index minerals increases from very low grade in the north (Wildhorn nappe) over lowgrade to lower greenschist facies in the south (Doldenhorn nappe, Plammis and Jägerchrüz imbricates). The metamorphism is syntectonic (phases 2–4) but older than the formation of the Rawil depression (5a). A large scale tectonic model of the temporal evolution since the upper Eocene integrates sedimentological, geometrical, metamorphic and radiometric data.

RÉSUMÉ

Une nouvelle carte palinspastique du domaine helvétique de la Suisse occidentale est proposée. Une coupe déroulée donne une estimation minimale de la largeur NNW–SSE de 50 km du domaine helvétique, subdivisée en trois bassins principaux, correspondants aux nappes du Doldenhorn (avec les écaillés de Plammis et du Jägerchrüz), du Gellihorn et du Wildhorn.

Par l'étude des relations géométriques entre les chevauchements des différentes unités tectoniques, on arrive à distinguer 5 phases de déformation à signification régionale:

¹⁾ Université de Neuchâtel, 11, rue E. Argand, CH–2000 Neuchâtel.

1. Plaine Morte: Emplacement des unités ultrahelvétiques sur la nappe du Wildhorn.
2. Prabé: Déformation interne et charriage des nappes du Wildhorn et du Gellihorn.
3. Trubelstock: plissement du chevauchement basal et deuxième plissement des structures internes dans la partie sud de la nappe du Wildhorn corrélé avec l'écaillage, le plissement isoclinal et une première schistosité pénétrative dans le domaine au sud de la nappe du Doldenhorn, conduisant à la formation des écailles de Plammis et du Jägerchrüz.
4. Kiental (GÜNZLER-SEIFFERT 1943): Déformation principale, formation et charriage de la nappe du Doldenhorn y inclus son cœur cristallin, le massif de l'Aar, conduisent au plissement des chevauchements basaux des nappes du Gelli- et du Wildhorn dans leur partie frontale ainsi qu'au plissement du chevauchement basal des écailles de Plammis et du Jägerchrüz et une deuxième déformation pénétrative dans ces écailles.
- 5a. Grindelwald (GÜNZLER-SEIFFERT 1943): Bombement des massifs cristallins et formation de l'ensellement du Rawil.
- 5b. Simplon-Rhône (STECK 1984): Zone de cisaillement dextre dans la vallée du Rhône recoupant les racines des nappes helvétiques d'une manière oblique.

Le degré du métamorphisme, déterminé par l'étude des cristallinités de l'illite et de la présence de différents minéraux indicateurs, va de la diagenèse au nord (nappe du Wildhorn) jusqu'à l'épizone au sud (nappe du Doldenhorn, écailles). Le métamorphisme est syntectonique (phases 2-4) mais antérieur au bombement des massifs (5).

Un modèle de l'évolution tectonique du front alpin depuis l'Eocène supérieur intègre des données sédimentologiques, géométriques, métamorphiques et radiométriques.

TABLE DES MATIÈRES

1. Introduction	65
2. Situation générale de la coupe étudiée	65
2.1 Structure des nappes helvétiques	65
2.2 Palinspastique de l'Helvétique	67
3. Phases de déformation	75
3.1 Présentation et définition des phases	76
3.2 Les nappes du Wildhorn et du Gellihorn	77
3.3 Les écailles de Plammis et du Jägerchrüz	85
3.4 La nappe du Doldenhorn	86
3.5 Les massifs cristallins	87
3.6 La vallée du Rhône	92
3.7 Résumé	96
4. Le métamorphisme	96
4.1 La coupe de la Gemmi	96
4.2 Les régions avoisinantes	100
4.3 Considérations générales	102
4.4 Conclusions	104
5. Evolution tectonique	104
5.1 Les données considérées	104
5.2 Les hypothèses	107
5.3 Le modèle tectonique	107
Bibliographie	110

1. Introduction

L'Helvétique de la Suisse occidentale est une des régions classiques de la géologie des Alpes. Dès la parution de l'ouvrage de LUGEON (1914) sur les «Hautes Alpes calcaires», les grandes lignes tectoniques en sont connues dans le secteur est et central. A la suite, les recherches se concentrent surtout sur les problèmes stratigraphiques. FURRER (1938) décrit le massif du Lohner, met au point la carte de la Gemmi (FURRER et al. 1956) et publie plusieurs articles concernant la région (FURRER 1949, FURRER et HÜGI 1952). SCHAUB (1936) décrit l'évolution tectonique et sédimentaire de la nappe du Wildhorn dans l'ensellement du Rawil. BADOUX (1946, 1965, 1967, 1972, BADOUX et al. 1959, 1962, 1971) publie plusieurs cartes et analyse le domaine helvétique dans et à l'ouest de l'ensellement du Rawil. GÜNZLER-SEIFFERT (1941, 1943 et 1945) s'intéresse particulièrement aux environs de Grindelwald et évoque le premier l'existence de failles synsédimentaires. BAER (1959) reprend cette idée et met en évidence des failles synsédimentaires dans le cœur de la nappe du Doldenhorn. Dans la même région TAYLOR (1976) distingue plusieurs phases de déformations hercyniennes et alpines. DOLIVO (1982) analyse l'histoire complexe du synclinal de Raron. Deux nouvelles écaïlles dans les racines helvétiques à Leuk sont décrites par BUGNON (1981). Une synthèse structurale sur tout le domaine du massif de l'Aar et du Simplon est présentée par STECK (1984). Du côté nord des massifs, c'est surtout l'école de Berne qui a repris l'étude des nappes helvétiques dans plusieurs travaux de diplômés et thèses: KÜNZI (1975), SCHLÄPPI (1980), STEFFEN (1981), ZWAHLEN (1983), MOSER (1985). FERRAZZINI dans sa thèse (1981) sur l'Ultrahelvétique aboutit à de nouvelles conclusions en ce qui concerne le mécanisme de mise en place de ces unités. L'historique de l'Ultrahelvétique est résumé par MASSON (1976b) et FERRAZZINI (1981).

Les recherches de DURNEY (1972) marquent le début d'une série de travaux amorcés par BADOUX (1965 et 1967), qui prennent principalement en considération les microstructures et la déformation quantitative: RAMSAY (1981), RAMSAY et al. (1985), DIETRICH (1982), SIDDANS (1983), CASEY & HUGGENBERGER (1983), BURKHARD (1987).

Alors que les descriptions stratigraphiques et géométriques devenaient de plus en plus minutieuses, les interprétations cinématiques et tectoniques d'ensemble sont restées très prudentes. A l'opposé, BOYER & ELLIOTT (1982) ont choisi cette région comme exemple type d'un «thrust system». C'est sous cette optique que nous allons discuter les relations tectoniques, métamorphiques et structurales.

Le but du présent travail vise à présenter des résultats obtenus dans le cadre d'une étude régionale. Nous avons essayé d'y intégrer les observations de la déformation à toutes les échelles, de placer celle-ci dans le cadre du métamorphisme pour dégager un modèle tectonique qui parvienne à décrire l'évolution dans le temps et dans l'espace de l'Helvétique depuis l'Eocène supérieur.

2. Situation générale de la coupe étudiée

2.1 Structure des nappes helvétiques

La région étudiée se situe à la bordure occidentale du massif de l'Aar entre Frutigen, Siere et Raron. L'esquisse tectonique de la figure 1 montre l'arrangement des unités tectoniques et situe les structures et les lieux géographiques les plus importants.

De par le plongement axial de 15 à 25 degrés du massif de l'Aar vers le SW, il est possible d'étudier les relations structurales entre les nappes helvétiques qui représentent un empilement de 4–6 km de sédiments charriés. Le profil de la planche 1 présente une projection axiale de ces unités sur un plan non vertical (perpendiculaire aux axes des pils), dressé sur une ligne de base située à 2000 m d'altitude entre le Lohner et Goppenstein en passant par la terminaison ouest du massif du Gastern. La distance de projection est maximale pour les unités supérieures (synclinal du Prabé: 20 km).

Il faut noter que la direction du plongement axial des massifs est légèrement oblique par rapport à la direction des axes des plis dans les nappes helvétiques (ARBENZ 1922).

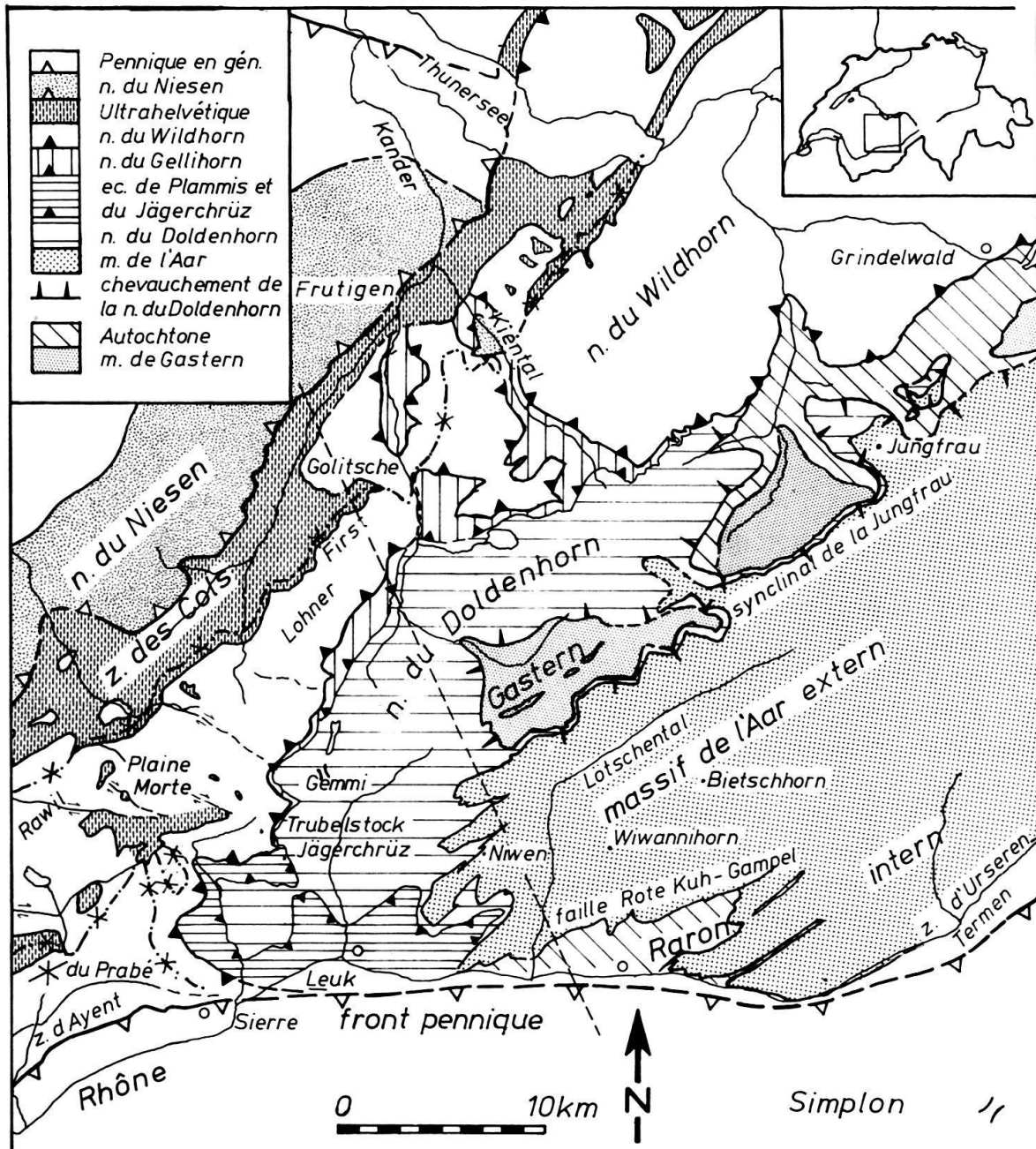


Fig. 1. Esquisse tectonique de la bordure occidentale du massif de l'Aar situant les unités tectoniques et lieux géographiques utilisés dans le texte. La ligne pointillée indique la trace du profil de la planche 1.

Cette obliquité rend difficile la construction de coupes synthétiques; de ce fait, les racines de la nappe du Wildhorn apparaissent dans la coupe de la planche 1 en position subhorizontale.

2.2 Palinspastique de l'Helvétique

La reconstitution du domaine helvétique, d'où sont issues les nappes, se heurte à un certain nombre de difficultés dont les plus importantes sont:

- la déformation tectonique,
- les lacunes d'information résultant de l'érosion,
- les lacunes dues aux recouvrements tectoniques,
- l'incertitude des directions et distances de transport.

Comme base de discussion nous utilisons la carte palinspastique de FERRAZZINI & SCHULER (1979) en y incluant les nouvelles données de:

- MASSON et al. (1980a): nappe d'Ardon
- BUGNON (1981): écaillés de Plammis et du Jägerchrüz
- FERRAZZINI (1981): paléogéographie complexe du domaine ultrahelvétique
- ZWAHLEN (1983): seuil crétacé dans le sud de la nappe du Gellihorn
élément du Bundstock

Nos recherches sur la déformation quantitative (fig. 2) permettent d'estimer l'influence de la tectonique sur les reconstitutions palinspastiques.

2.2.1 La largeur du domaine helvétique

Malgré la découverte de nouvelles nappes, la carte de FERRAZZINI et SCHULER (1979) ne nécessite pas de changements majeurs. Les espaces laissés entre Morcles–Doldenhorn et Diablerets–Gellihorn sont suffisants pour y placer Ardon, Jägerchrüz et Plammis, si l'on tient compte de la déformation de ces unités qui n'est pas négligeable. Comme leur épaisseur actuellement est réduite à 10%, leur largeur originale devrait être le dixième de la largeur actuelle, si l'on admet une déformation plane, ou d'un tiers, si celle-ci est un aplatissement uniaxial (fig. 2).

Le tableau ci-dessous compare nos estimations de la *largeur paléogéographique NW–SE* des différentes nappes avec des données publiées récemment:

Nappe	FERRAZZINI (1979)	SCHLÄPPI (1980)	DOLIVO (1982)	STECK (1984)	BURKHARD
Doldenhorn	16 km	18–22 km		18 km	12–15 km
Jägerchrüz					2– 4 km
Gellihorn	6,5 km			15 km	6 km
Plammis				3 km	3 km
Raron			10 km	8 km	4 km
Wildhorn	17 km			(40?km)	20 km

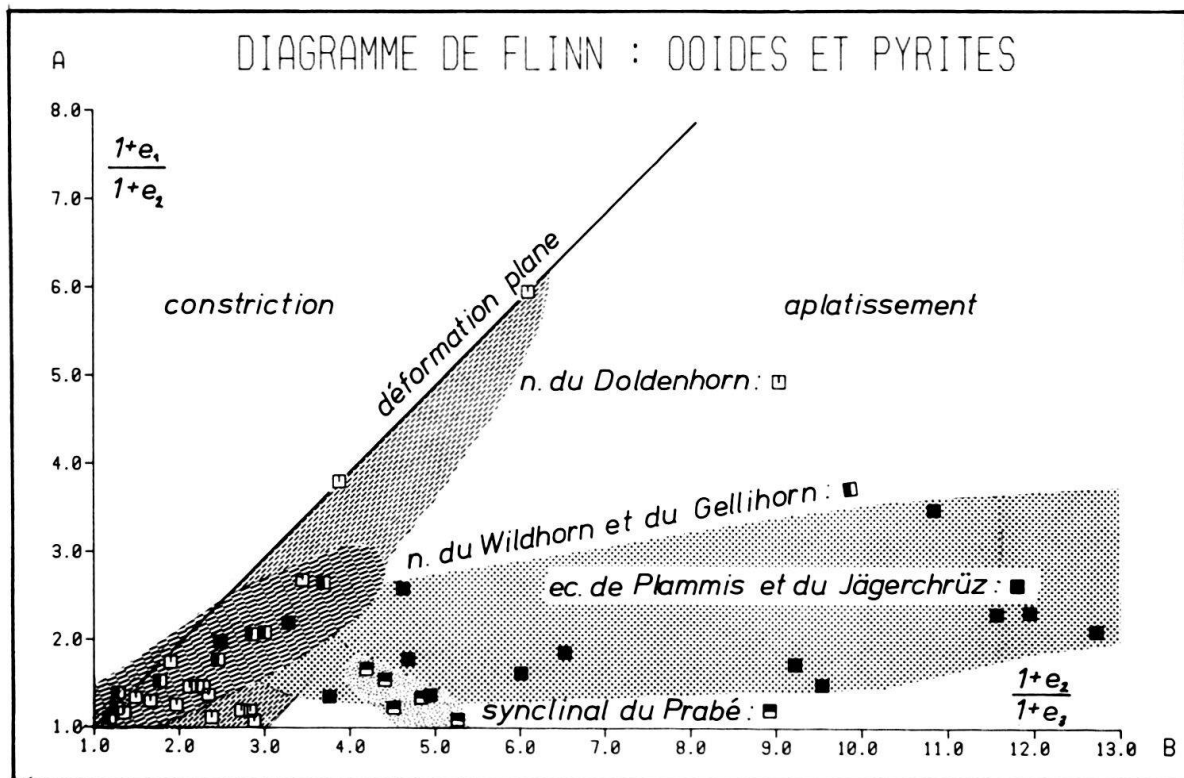


Fig. 2. Diagramme de Flinn: sur l'axe horizontal est reporté le rapport entre le moyen et le petit axe, à la verticale le rapport entre le grand et le moyen axe de l'ellipsoïde de déformation. Il s'agit des résultats de 50 analyses de déformation dans les différentes nappes (BURKHARD 1986). Les valeurs supérieures à 4 proviennent principalement de halos d'étirement de pyrites, donnant des estimations minimales de la déformation finie (RAMSAY & HUBER 1983, p. 265ff.). Les valeurs inférieures à 4 proviennent d'analyses de peloïdes (3 sections perpendiculaires) qui peuvent avoir subi une perte de volume.

Nos valeurs tiennent compte de l'estimation des aires transversales des différentes unités, de l'appréciation de la déformation et de quelques hypothèses sur les épaisseurs des unités avant la déformation. Une coupe schématique reconstituée est présentée en figure 3c. Pour l'ensemble du domaine helvétique, nous proposons une distance minimale de 50 km entre le synclinal de la Jungfrau au NW, et le synclinal du Prabé au SE. Le fait d'ignorer la direction exacte de transport, n'a pas d'influence sur cette donnée, puisque la nappe de Morcles-Doldenhorn est chevauchée par la nappe du Wildhorn sur une distance longitudinale suffisamment grande (Diablerets-Schilthorn supérieur à 50 km) pour exclure un arrangement initial latéral des deux nappes.

En considérant les points suivants, il serait possible d'envisager une augmentation de la largeur du domaine helvétique.

- a) front de la nappe du Gellihorn
- b) front de la nappe du Wildhorn
- c) flanc renversé du synclinal du Prabé
- d) racines des écailles de Plammis et du Jägerchrüz
- e) érosion complète de la couverture avant le plissement alpin
- f) terrains autochtones crétacés plus internes que Raron

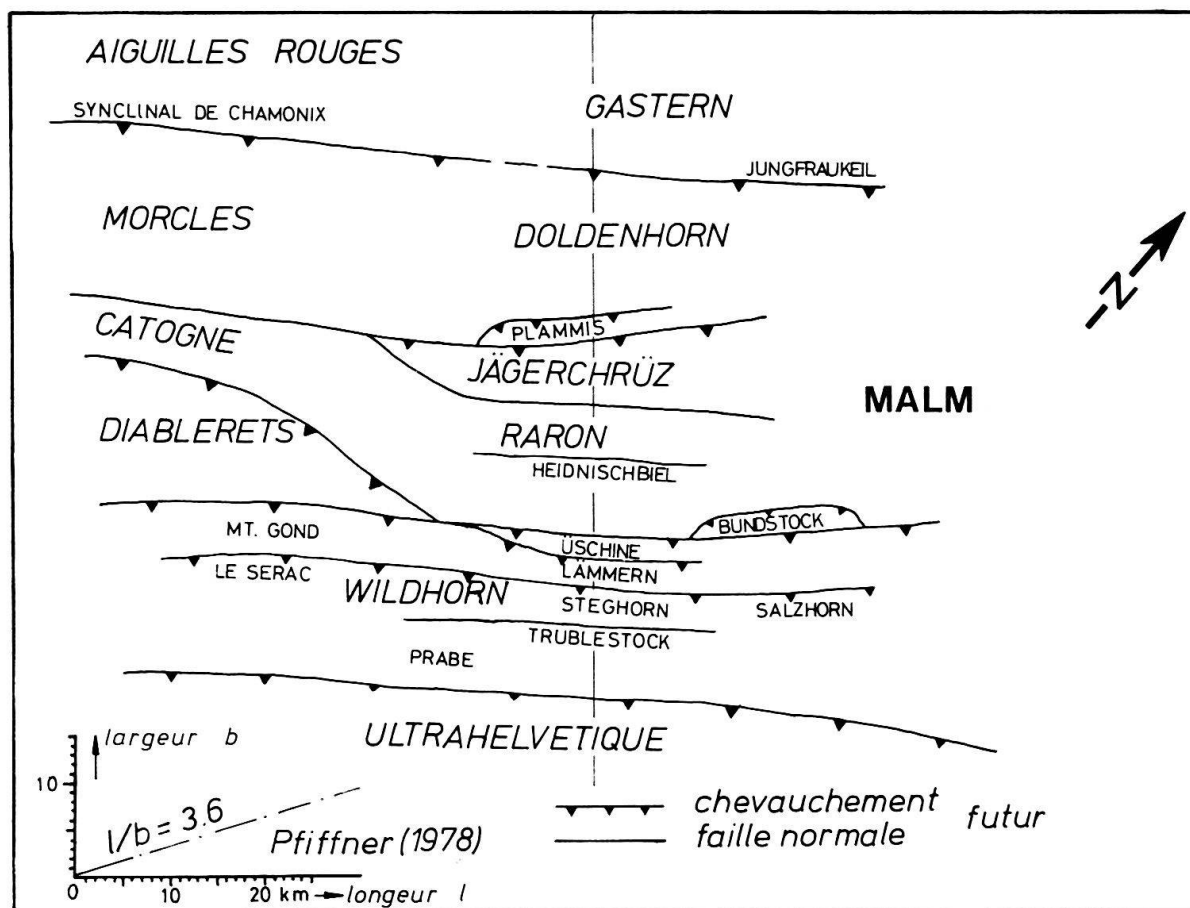


Fig. 3a. Carte palynostratigraphique du Malm de l'Helvétique de la Suisse occidentale. La ligne verticale situe la position de la coupe étudiée. Les largeurs sont estimées selon les aires transversales et les mesures de déformation (fig. 2). La parallélisation avec les unités à l'ouest est une spéculation basée sur des arguments structuraux discutés dans le texte. L'arrangement actuel des écaïlles de la nappe du Wildhorn est schématisé par la figure 5. Le contact entre la nappe du Doldenhorn et l'écaïlle de Plammis fait l'objet de la figure 4.

a) On place traditionnellement le front de la nappe du Gellihorn à Kandersteg où elle butte contre le Kieselkalk du flanc inverse du synclinal de Golitsche. On pourrait cependant envisager l'existence d'une écaïlle frontale placée sous la nappe du Wildhorn (fig. 5). Dans la vallée de la Kander, sous les écaïlles crétaées de la nappe du Wildhorn, on trouve des grès de Taveyannaz, ainsi qu'un petit affleurement de Kieselkalk qui ont été attribués à la nappe du Gellihorn par ADRIAN (1915). ZWAHLEN (1983) interprète ces roches comme écaïlle tectonique indépendante, qui ne peut pas être considéré comme nappe du Gellihorn se prolongeant au nord de Kandersteg (voire Kandergrund).

b) De la même manière on pourrait envisager que des éléments frontaux crétaées de la nappe du Wildhorn pourraient exister au-delà des affleurements les plus septentrionaux de cette unité (sous les Préalpes). On doit cependant admettre, qu'au niveau du Malm et du Dogger supérieur, les données existantes permettent une bonne appréciation de la largeur du domaine de cette unité.

c) L'incertitude liée à l'érosion partielle du flanc inverse du synclinal du Prabé ne semble pas modifier de façon sensible notre reconstitution.

d) Il existe une incertitude quant aux racines des écaïlles du Jägerchrüz et de Plammis qui se perdent dans le synclinal du socle de la Feselalp (BUGNON 1981). Même si ces unités

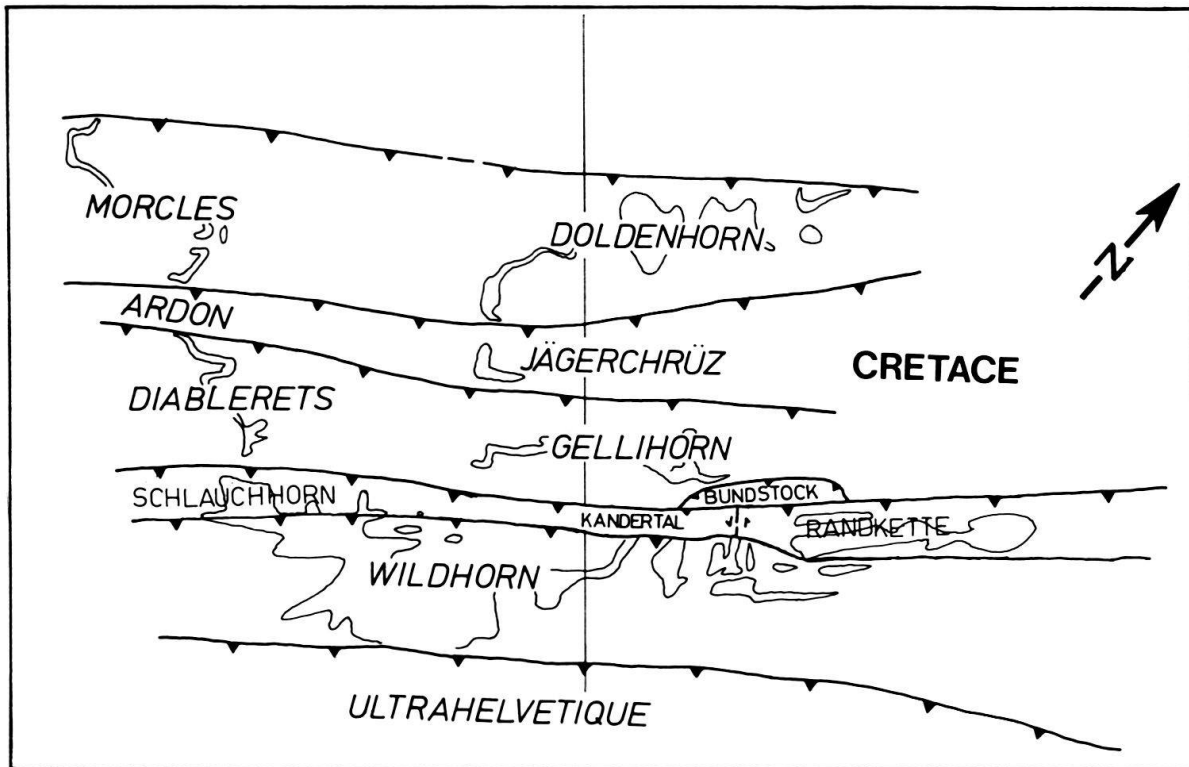


Fig. 3b. Carte paléogeographique du Crétacé de l'Helvétie de la Suisse occidentale selon les données de FERRAZZINI & SCHULER (1979), modifiée dans le domaine entre Morcles–Doldenhorn et Wildhorn et dessinée pour l'Urgonien ou Valanginien calcaire.

se poursuivaient au sud-est du synclinal de Raron, sur 10 km en profondeur, la forte déformation dans ces unités conduit à ne rajouter qu'un km à la coupe restaurée. Cette solution modifierait cependant la position relative des nappes et de leur patrie et par là l'estimation de la largeur initiale du domaine helvétique.

e) Au NW du domaine helvétique voire du synclinal de la Jungfrau, nous postulons une érosion de la couverture autochtone précédant le chevauchement de la nappe du Doldenhorn (fig. 3c). Une proposition similaire est faite par BOYER & ELLIOTT (1982) pour la coupe de la nappe de Morcles. Cette érosion permet d'expliquer le manque de couverture autochtone sous les chevauchements des nappes de Morcles et du Doldenhorn, ainsi que la présence de galets granitiques dans le Tertiaire des deux nappes (BADOUX 1972, KÜNZI et al. 1979). La preuve directe d'une surface d'érosion sur les deux massifs n'existe pas. Notons cependant que la largeur initiale des synclinaux de la Jungfrau et de Chamoni reste une grande inconnue. LAUBSCHER (1973 et 1983), interprète cette lacune par une substitution de la couverture et pense, que le chevauchement basal du Jura pourrait s'enraciner ici. Dans ce modèle, l'ensemble de l'autochtone/parautochtone, et le bassin molassique auraient été poussés au NW par la nappe de Morcles–Doldenhorn. La coupe de la nappe de Morcles montre cependant, que le chevauchement basal de cette nappe passe au-dessus de la couverture (par-)autochtone du massif des Aiguilles-Rouges et qu'il est par conséquent indépendant des chevauchements qu'on peut éventuellement postuler à ce niveau. Une situation semblable existe dans le Kiental et dans la vallée de Lauterbrunnen pour la coupe de la nappe du Doldenhorn. Mise à part ces arguments structuraux, des problèmes temporels sévères résulteraient de la solution proposée par

LAUBSCHER, car l'écaillage et le soulèvement des massifs cristallins devrait être simultané, sinon postérieure au plissement du Jura. Les datations existantes de la montée des massifs (voir chapitre 4.3) montrent, que cette solution est peu probable. La montée des massifs commence nettement plus tôt que le plissement du Jura.

Des lacunes d'érosions semblables à celle postulée sur le massif du Gastern pourraient être envisagées en position plus interne que le synclinal de Raron, par exemple l'existence d'un horst eocène entre les nappes du Gellihorn et du Wildhorn. On peut aussi proposer l'existence d'un autochtone crétacé au sud du synclinal de Raron. Ces propositions extrémistes, mais qui ne sont pas nécessairement déraisonnables entraîneraient des répercussions graves pour tout essai de reconstitution du domaine helvétique par coupes équilibrées.

2.2.2 *La position relative des différentes nappes*

L'arrangement initial des nappes Morcles–Doldenhorn, Diablerets–Gellihorn, Wildhorn du NW au SE s'impose en fonction de la règle, selon laquelle toute nappe supérieure provient d'une position plus interne. Ce raisonnement ne peut pas être appliqué dans le cas des unités du Gellihorn et du Jägerchrüz, car les deux unités ne sont pas superposées. C'est dans la région située à l'est du Trubelstock (fig. 6 et 7) que les relations spatiales existantes entre ces unités peuvent être analysées. Plusieurs auteurs ont déjà abordé cette question (LUGEON 1914, FURRER 1938, BAER 1959, BUGNON 1981). Dans la solution que nous proposons (Gellihorn plus interne que Jägerchrüz), nous considérons la nappe du Gellihorn comme une «écaille» inférieure de la nappe du Wildhorn. Le chevauchement basal de la nappe du Gellihorn au sud du Trubelstock, est, dans notre interprétation, identique à celui de la nappe du Wildhorn. Le degré de métamorphisme (diagenèse) et le peu de déformation dans la nappe du Gellihorn soutiennent cette solution.

Cette proposition, visant à établir une équivalence entre la nappe des Diablerets (Malm et Crétacé) et celle du Gellihorn (surtout Crétacé), préconisée par LUGEON (1914), implique l'existence de rampes latérales (décrochements sénestres), ou obliques, au niveau du Malm sous l'ensellement du Rawil. Cet amincissement se poursuit vers l'est où la nappe du Gellihorn se perd dans la vallée de Lauterbrunnen. Le changement de style tectonique entre la nappe des Diablerets, fortement plissée et écaillée, et la nappe du Gellihorn, dont la structure est plutôt simple, s'expliquerait par cet amincissement.

La reconstitution spatiale proposée (fig. 3a et b) implique que les structures s'écartent d'un cylindrisme parfait; elle semble tout de même acceptable. A cet égard, PFIFFNER (1978) décrit dans une même position structurale, en Suisse orientale, des nappes et écailles aussi peu «cylindriques».

La parallélisation Ardon = Gellihorn, Diablerets = Jägerchrüz (MASSON et al. 1980a), déjà préconisée par FURRER et al. (1956, légende tectonique), est séduisante par la correspondance stratigraphique. Sur le plan tectonique, elle exige cependant une structure et une cinématique très compliquée: rotation d'env. 20 degrés (sens horaire) du front de la nappe des Diablerets–Jägerchrüz par rapport à l'arrière de la nappe d'Ardon–Gellihorn. Si l'arrière de la nappe d'Ardon s'étendait au-delà des affleurements observables (sous les alluvions du Rhône), cette rotation serait encore plus considérable. L'intensité du métamorphisme des deux unités est également très différente (voir 4.1): diagenèse dans la nappe des Diablerets au front, épizone dans l'écaille du Jägerchrüz. La rampe frontale

formée par l'écaïlle du Jägerchrüz, et certains plis frontaux de la nappe des Diablerets, qui ont une orientation comparable WSW–ENE (par rapport à l'orientation SW–NE des autres nappes) parleraient pourtant pour la version de MASSON (op. cit.).

L'endroit critique pour vérifier ces hypothèses se cache hélas sous la nappe du Wildhorn, dans la dépression du Rawil.

2.2.3 *La patrie des nappes*

Le massif de l'Aar, entre le Niwen et le synclinal de la Jungfrau (fig. 1), est généralement considéré comme étant la patrie de la nappe du Doldenhorn. Si les sédiments du synclinal de Raron sont supposés être «autochtones» et non substitués, il reste trois solutions raisonnables pour placer la *patrie des écaïlles de Plammis et du Jägerchrüz* :

1. entre l'arrière de la nappe du Doldenhorn et Raron
2. hors de la coupe (plus à l'est que Raron p. ex.)
3. plus interne que Raron

La version 1 demande un raccourcissement horizontal du massif de l'Aar de 60% (25 km de sédiments pour 10 km de socle). Cette valeur paraît élevée, mais correspond à l'estimation du raccourcissement proposée par STECK (1984, fig. 9). La surface cristalline du massif de l'Aar, extrêmement plissée dans la région du Torrenthorn, peut être considérée comme l'expression de la déformation envisagée.

Les fortes déformations longitudinales observées dans les écaïlles de Plammis et du Jägerchrüz parlent en faveur de la version 2. Il reste cependant difficile d'estimer l'ampleur d'un tel chevauchement E–W des écaïlles sur la nappe du Doldenhorn. Le contact entre l'écaïlle de Plammis et le flanc normal de la nappe du Doldenhorn (BUGNON 1981), pourrait être interprété comme rampe latérale («Hangingwall ramp») de l'écaïlle de Plammis, qui se termine à l'ouest dans la pente structurale à l'ouest de Varen. La composante W du vecteur de translation de l'écaïlle de Plammis mesurerait alors 5 km environ (fig. 4).

Si l'on admet l'intensité de la déformation du socle préconisée par STECK ou si l'on propose que les écaïlles de Plammis et du Jägerchrüz proviendraient de secteurs situés en dehors de la coupe, on est conduit à envisager que la nappe du *Gellihorn représente la couverture crétacée du synclinal de Raron*.

La patrie de la nappe du Wildhorn est complètement couverte par les nappes penniques. Bien que son équivalent sort probablement 30 km plus à l'est sous la forme des massifs de Goms et du Gotthard, l'information provenant de ces positions latérales (Lias de Termen et du Nufenen) est difficile à intégrer dans la coupe étudiée.

2.2.4 *La paléogéographie*

Depuis les travaux de GÜNZLER-SEIFFERT (1941) on admet, que durant le Mésozoïque, le domaine helvétique a été le siège d'une modeste «tectonique d'extension synsédimentaire». Même si la localisation de failles synsédimentaires reste souvent douteuse (GÜNZLER-SEIFFERT 1941, fig. 1 et 2), les brusques changements de faciès et d'épaisseurs sont l'un des aspects les plus explicites de cette proposition. Le tableau ci-dessous donne les endroits pour lesquelles un *seuil ou haut fond* a été signalé, éventuellement déterminé par des failles.

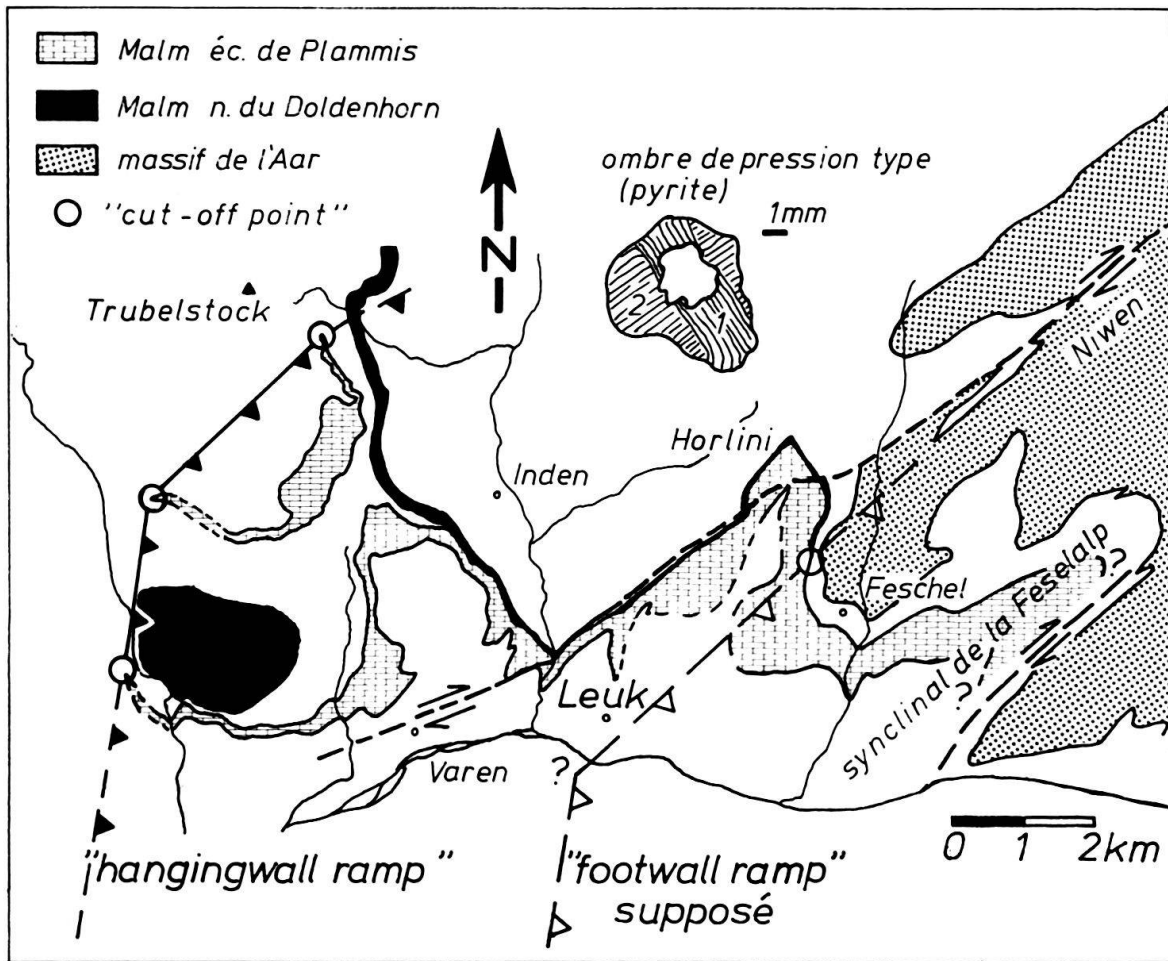


Fig. 4. Relations spatiales entre le Malm de la nappe du Doldenhorn et celui de l'écaïlle de Plammis. L'écaïlle de Plammis («hangingwall»), constituée essentiellement de Malm, chevauche la nappe du Doldenhorn («footwall»). Un seul «cut-off-point» pour le Malm, dans le mur «footwall», se situe entre le Horlini et Feschel. Trois «cut-off-points» dans le toit «hangingwall» définissent une «hangingwallramp». Les fortes déformations (enregistrées surtout dans l'écaïlle), avec deux directions d'étirement (pyrites), ainsi que l'incertitude quant à l'orientation de la «footwallramp» ne permettent pas de préciser le vecteur de translation de l'écaïlle de Plammis. Celui-ci pourrait avoir une composante ouest de 5 km!

Unité, lieu	Epoque	Auteur
Massif du Gastern	Lias, Dogger, Malm?	HERB et al. (1978)
Presqu'île du Bietschhorn (Wiwannihorn)	Lias, Dogger	BAER (1959)
Ec. du Jägerchrüz	Cretacé inf.	BUGNON (1981)
Nappe du Gellihorn au sud	Cretacé Hauterivien	ZWAHLEN (1983)
Wildhorn chaîne bordière	Cretacé Hauterivien	ZIEGLER (1967)
Wildhorn au sud	Cretacé moyen	SCHAUB (1936)
Ultrahelvétique au sud	Cretacé sup.	FERRAZZINI (1981)
Wildhorn au nord	Eocène	STEFFEN (1981)
Idem, faille de Sundlauenen	Eocène	HERB et al. (1978)
Massif du Gastern	Eocène sup.	KÜNZI et al. (1979)

Une subsidence irrégulière doit aussi être postulée pour expliquer la forte variation d'épaisseurs entre le Malm de la nappe du Doldenhorn (env. 400 m dans la région du Daubensee), et celui de la nappe du Wildhorn qui n'atteint guère que 150 m.

Dans tout le domaine helvétique, on reconnaît une lacune stratigraphique entre le Crétacé moyen à supérieur et l'Eocène. La préservation des couches de Wang (Maestrichien, SCHAUB 1936) dans la partie méridionale de la nappe du Wildhorn, constitue la seule exception. Le substratum de la transgression éocène est schématisé dans la figure 3c (partie supérieure). On voit que l'Eocène repose sur des sédiments allant du Kieselkalk (Hauterivien) au Seewerkalk (Turonien). En regard de la largeur du domaine helvétique, ces discordances sont étonnamment petites. Il semble que c'est essentiellement lors de l'Eocène qu'un jeu de failles normales (listriques?, inclinées au sud?) ait provoqué des approfondissements qui commencent au sud se poursuivant progressivement au nord.

Dans la reconstitution globale du domaine helvétique que nous présentons en figure 3c, nous avons essayé de localiser les trois principaux seuils et leur fonctionnement aux différentes époques. Nous proposons de subdiviser le domaine helvétique en trois bassins plus ou moins individualisés, séparés par des haut-fonds temporaires. Du nord-ouest au sud-est nous distinguons: un seuil représenté par les massifs de Gastern et des Aiguilles-Rouges, un bassin Doldenhorn–Morcles limité au sud-est par la presqu'île du Wiwanihorn, au sud-ouest par un seuil du Catogne; un bassin Raron–Gellihorn–Diablerets limité au nord-est par la faille Rote Kuh–Gampel (RKG) et au sud par un seuil qui se situerait dans la partie la plus interne du massif de l'Aar. Ce dernier se manifeste principalement au Crétacé inférieur dans ce qui viendra la partie sud de la nappe du Gellihorn, et la chaîne bordière de la nappe du Wildhorn.

3. Phases de déformation

Introduction

Le profil de la planche 1 montre les relations géométriques des nappes, ainsi qu'une interprétation de la chronologie relative (phases) des différents plissements et chevauchements. Les déformations sont groupées en phases à signification tectonique régionale.

Tableau 1: Phase de déformations et leurs effets sur les différentes unités tectoniques.

PHASE UNITE TECTONIQUE	PLAINE MORTE vergence: NNW?	PRABE NW	TRUBELSTOCK NNW	KIENTAL NW	SIMPLON-RHONE dextre	GRINDELWALD NW
ULTRAHELVETIQUE	emplacement clivage de diss. plis mineurs	plissement clivage planaxial	clivage de créén. plissement			failles transversales
N. DU WILDHORN N. DU GELLIHORN		charriage écaillage le plissement le clivage failles longit.	2e plissement 2e clivage schistosité au Sud	serrage 2e clivage au front	clivage de créén. étirement NE-SW failles ENE-WSW kinks au Sud	bombement failles transv. WNW-ESE clivage de créén
EC. DU JAEGER- CHRUEZ ET DE PLAMMIS		le clivage veines strati- formes	charriage,écaill. plissement le schistosité planaxiale étirement NNW-SSE	2e plissement 2e schistosité étirement NW-SE	schistosité étirement NE-SW failles ENE-WSW	clivage de créén redressement
N. DU DOLDENHORN			le clivage veines strati- formes	plissement schistosité charriage étirement NW-SE	schistosité étirement NE-SW	bombement clivage de créén
MASSIF DE L'AAR				plis du socle schistosité étirement NW-SE	étirement NE-SW ?	bombement clivage de créén
MASSIF DE GASTERN				écaillage clivage		bombement clivage de créén "Sedimentkeile"

Ces phases sont définies à l'aide des chevauchements basaux des nappes et leurs déformations (plissements) ultérieures. On essaie ensuite de placer les structures à moyenne et petite échelle dans cette chronologie relative. Pour l'ensemble de la région nos recherches nous conduisent à distinguer cinq phases de déformation. Remarquons cependant qu'on n'en identifie jamais plus de trois en un seul point d'observation. Ces phases ne sont pas séparées par des «intervalles de temps calme» mais des événements qui permettent de mieux suivre une évolution continue. L'analyse des phases de déformation et leur effet sur les différentes unités tectoniques est résumé dans le tableau 1 et sera discuté pour des régions clés dans les sous-chapitres suivants.

3.1 *Présentation et définition des phases*

1. *La phase Plaine Morte*

Elle correspond à la mise en place des unités ultrahelvétiques sur la nappe du Wildhorn.

Lors des déformations ultérieures, le chevauchement basal des unités ultrahelvétiques se comporte comme un contact stratigraphique de la nappe du Wildhorn. Le synclinal du Prabé avec son cœur d'Ultrahelvétique est probablement l'exemple le plus spectaculaire de ce type de relation et est choisi comme localité type de la deuxième phase.

2. *La phase Prabé*

Déformation interne, écaillage, plissement, schistosité de plan axial et failles associées (et autres structures liées au charriage) des nappes du Wildhorn et du Gellihorn.

3. *La phase Trubelstock*

Dans la région du Trubelstock, le chevauchement basal ainsi que toute la structure interne de la nappe du Wildhorn sont replissés à l'échelle hectométrique. Cette deuxième phase affectant la nappe du Wildhorn est corrélée avec la mise en place des écailles de Plammis et du Jägerchrüz, ainsi qu'au premier plissement de ces unités. Cette déformation est accompagnée d'une forte schistosité à linéation NNW-SSE.

4. *La phase Kiental*

Cette phase «... bei welcher die Wildhorndecke stellenweise von der Doldenhorndecke eingewickelt wurde ...» a été définie par GÜNZLER-SEIFFERT (1941, p. 176). Le plissement et le charriage de la nappe du Doldenhorn doit être associé au plissement du massif de l'Aar qui en représente le cœur cristallin. Ces plis de socle replissent les écailles de Plammis et du Jägerchrüz alors que les plis frontaux de la nappe du Doldenhorn replissent le chevauchement basal des nappes du Gellihorn et du Wildhorn.

5a. *La phase Grindelwald*

«... bei welcher Teile der Doldenhorndecke und der Wildhorndecke gemeinsam unter vorstossende Autochthonlappen gerieten und mit ihrer Unterfläche überkippt wurden»,

est aussi définie par GÜNZLER-SEIFFERT (1941, p. 176 et 1943). Sachant que le chevauchement basal de la nappe du Doldenhorn (phase Kiental) s'est formé sous conditions épizonales (environ 10 km de profondeur), sa position actuelle qui culmine à plus de 3500 m d'altitude est l'effet de déformations ultérieures. GÜNZLER-SEIFFERT insistait sur la nature tectonique de cette montée et proposait de l'appeler «Grindelwaldphase» d'après le village où «l'ampleur» de ce pli de socle est la plus marquée (> 10 km!). Près de Grindelwald le chevauchement basal des nappes helvétiques est redressé à la verticale par la montée du massif.

Pour des raisons qui seront développées plus loin, la formation de l'ensellement du Rawil doit être rattachée à cette phase, qui a été accompagnée d'importantes failles transversales qui recoupent surtout la nappe du Wildhorn.

5b. La phase Simplon–Rhône

De fortes déformations à étirement ENE–WSW (parallèles à la chaîne) s'observent surtout le long de la vallée du Rhône, dans une zone qui recoupe toutes les nappes dans la région de leurs racines. STECK (1984) et BURKHARD (1986) attribuent ces étirements à une large zone de cisaillement dextre qui serait en relation avec la faille du Simplon. Ces déformations sont très probablement contemporaines à la phase Grindelwald. Nous les distinguons pourtant pour en souligner leur nature décrochante et la direction d'étirement qui s'oppose d'environ 90 degrés à la direction de mouvement des autres phases.

Deux grands groupes de phases sont donc à distinguer: dans un premier temps les nappes helvétiques sont déformées et charriées vers le NW (phases 1–4). Après cette mise en place, le complexe helvétique subit une déformation à grande échelle qui élève les massifs cristallins (5a) en même temps qu'un accident décrochant recoupe les racines (5b).

Dans les sous-chapitres suivants, les effets des différentes phases de déformation des nappes et des massifs seront discutés.

3.2 Les nappes du Wildhorn et du Gellihorn

3.2.1 Le cadre tectonique

La nappe du Wildhorn est limitée à son toit par le chevauchement basal ultrahelvétique. Comme ce contact se place dans un ensemble schisteux, marqué par un fort clivage de dissolution, il ne peut que rarement être précisé au mètre (MOSER 1985). Le recouvrement du domaine Wildhorn par l'Ultrahelvétique est rattaché à ce que nous nommons ici phase Plaine Morte.

Le contact pennique

Du fait d'une érosion avancée même dans l'ensellement du Rawil, il n'existe que peu d'endroits où l'on peut étudier le contact entre le Pennique et l'Ultrahelvétique. Il semble cependant qu'il présente une allure toute à fait différente de celui qu'on observe entre l'Ultrahelvétique et la nappe du Wildhorn: la nappe du Niesen possède un plan de chevauchement basal régulier et non affecté par les plissements de la nappe du Wildhorn.

Dans l'Ultrahelvétique de la zone des Cols, FERRAZZINI (1981) distingue entre écaillés à style helvétique (plissées) et écaillés à style Niesen (écaillées).

Le contact entre la zone de Sion–Courmayeur et la nappe du Wildhorn, la zone d'Ayent, n'est pas affecté par les fortes déformations internes de la nappe du Wildhorn. Il est incertain si le chevauchement pennique est ployé par le synclinal de Raron, mais comme toutes les autres structures, il est courbé par la culmination des massifs.

Ces faits s'expliquent lorsqu'on envisage que la nappe du Wildhorn est un duplex pris entre le chevauchement pennique à son toit et son propre chevauchement à la base. La mise en place des unités ultrahelvétiques peut devenir ainsi un événement très hétérochrone (cf. chap. 5.3). Il apparaît également, qu'une chronologie relative basée sur le chevauchement pennique n'est pas possible puisque celui-ci a été probablement actif pendant toutes les déformations dans l'Helvétique et ne s'arrête qu'avec la montée des massifs (BOYER & ELLIOTT 1982), (phase Grindelwald), ou lors du charriage de la nappe du Doldenhorn, (phase Kiental).

KÜNZI (1975) et ZWAHLEN (comm. orale) signalent dans le Kiental des flyschs de provenance nordpennique (Niesen?) sous la nappe du Wildhorn. Il semble qu'il ne peut s'agir que de chevauchements qui sont à lier à la déformation de la nappe du Doldenhorn (phase Kiental). Le profil interprété (pl. 1) ressemble au niveau de la nappe du Niesen à celui dessiné par HOMEWOOD (1974) à travers le col du Pillon, où la nappe du Niesen est également affectée par des chevauchements qui postdatent sa mise en place.

3.2.2 *La structure interne*

Généralités

Dans la figure 5, l'organisation de la nappe du Wildhorn est schématisée en faisant abstraction des failles normales listriques et des effets des phases Trubelstock, Kiental et Grindelwald. L'Aalénien forme le niveau de décollement basal de la nappe. A l'intérieur, à la faveur du «Valanginien schisteux», il existe une disharmonie totale entre l'ensemble crétacé et celui du Jurassique. Dans ce dernier on distingue du sud au nord (du haut en bas) cinq écaillés: zone d'Ayent et écaillé du Prabé (inverse), écaillés du Trubelstock, du Steghorn, de Lämmern et d'Üschinen. L'empilement de ces écaillés, auquel s'ajoute la nappe du Gellihorn (antiformal stack dans la terminologie de BOYER & ELLIOTT (1982) provoque dans l'ensemble crétacé une paire anticlinal-synclinal (anticlinal du First-synclinal de Golitsche). Cette structure, contrairement à celles situées plus au NW, peut être suivie depuis le Wildhorn jusqu'au First et se poursuit bien au-delà de la vallée de la Kander (Dreispietz–Interlaken).

Admettons que le Crétacé du synclinal du Prabé soit non décollé de son Malm. Par le fort écaillage de l'étage jurassique au nord du synclinal du Prabé, qui n'a pas son équivalent dans l'étage crétacé, il est évident que ce dernier doit être plus ou moins décalé du premier sur tout le reste de la coupe du Wildhorn au nord. Cette affirmation est confirmée par la présence en maints endroits, de minces lambeaux de Malm supérieur (Thitonique à calpionelles) intercalés dans le Valanginien décollé. Les lambeaux qui se trouvent au toit de l'écaillé du Steghorn (détail fig. 5, esquisse tectonique fig. 9) pourraient p. ex. représenter la prolongation du chevauchement de l'écaillé du Trubelstock. Ceux qui

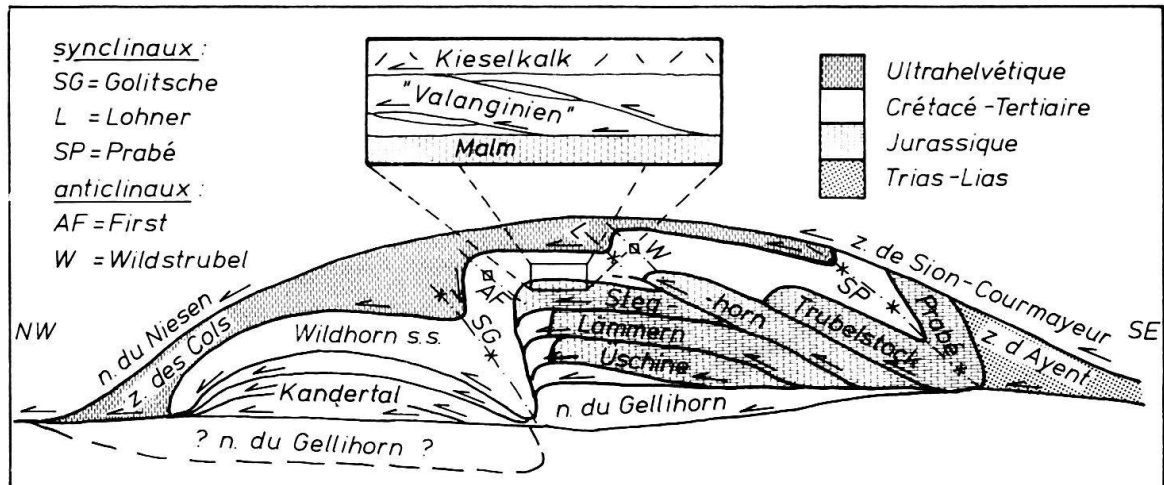


Fig. 5. Schéma des relations entre les différentes écaïlles de la nappe du Wildhorn. Les écaïlles jurassiques, décollées au niveau de l'Aalénien sont toutes en position normale sauf celle du Prabé. Le «Valanginien schisteux» (deuxième niveau de décollement), permet le comportement disharmonique des ensembles crétacés de la nappe du Wildhorn. Pour le grand pli du First et de Golitsche, dans le Crétacé de la nappe du Wildhorn, on perd les traces des plans axiaux anticlinale et synclinale, au front des écaïlles jurassiques. La nappe du Gellihorn sous-jacente peut être considérée comme écaïlle inférieure de la nappe du Wildhorn. Son extension au nord, sous les écaïlles du Kandertal, n'est pas connue.

se trouvent au front de l'écaïlle d'Ûschinen et qui «s'enracinent» sous celle-ci, représentent également des éléments de chevauchements anciens qui ont été repris par l'écaillage du Jurassique de la nappe du Wildhorn (il pourrait là s'agir d'un équivalent latéral du «Bundstockelement» de ZWAHLEN (1983)).

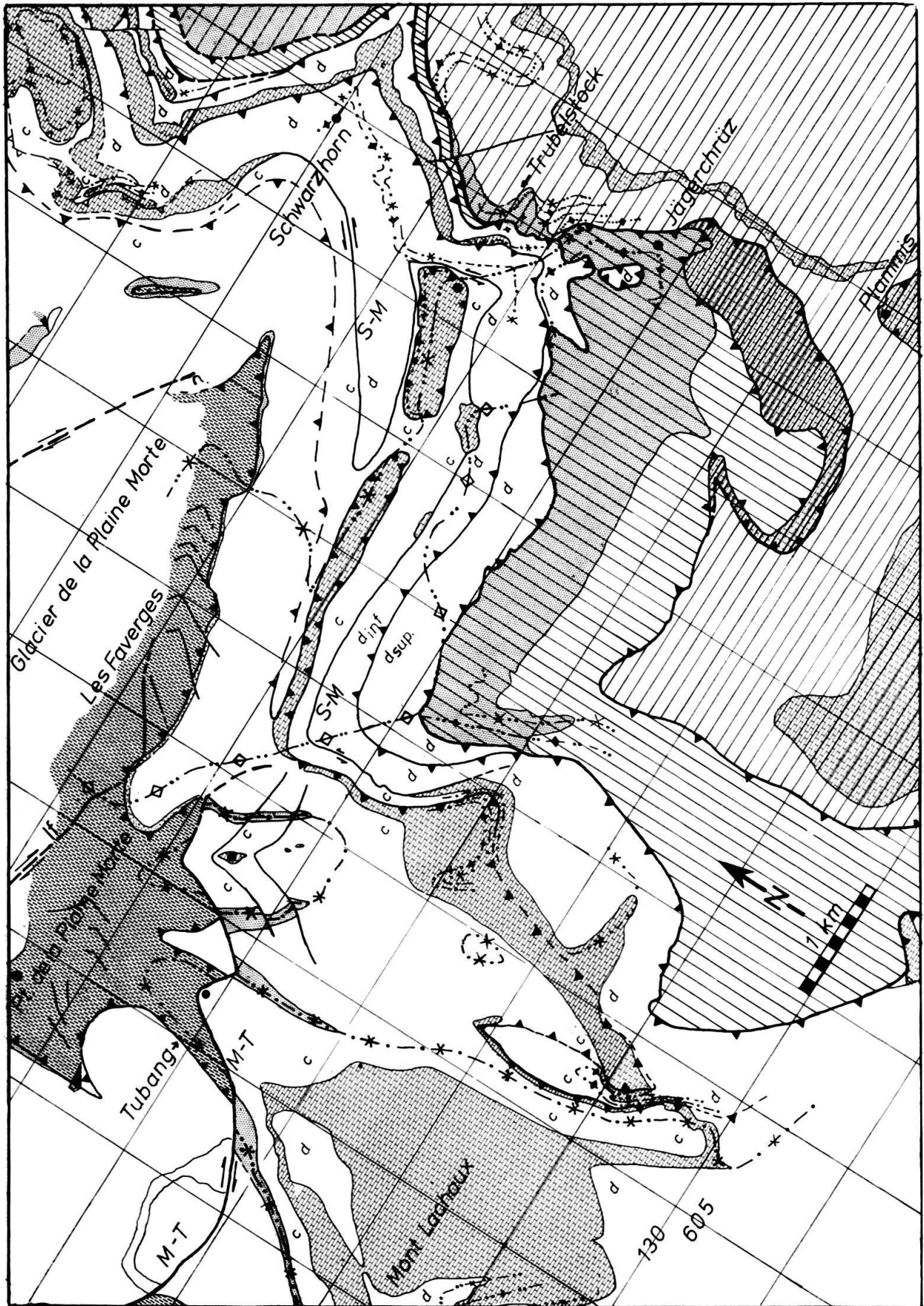
Dans ces zones, il serait très certainement possible d'introduire des divisions à l'intérieur de la phase Prabé; nous y renonçons du fait qu'il n'est pas certain que ces épisodes puissent être transposés en dehors des points où ils sont observés.

La partie frontale

Le flanc inverse du synclinal de Golitsche est marqué par deux clivages. L'un souligne l'éventail de la schistosité de plan axial du synclinal, l'autre, tardif, souvent plus pénétratif et plus redressé que la stratification semble donc être postérieur à la formation du synclinal. Le synclinal de Golitsche, élément structural né avec le transport et l'écaillage de la nappe du Wildhorn, est donc associé à deux phases de déformation, définies chacune par son clivage. Le deuxième clivage de la partie frontale de la nappe du Wildhorn est attribué au plissement de la nappe du Doldenhorn sous-jacente, donc à la phase Kiental.

La partie centrale

La partie centrale des nappes du Wildhorn et du Gellihorn possède une géométrie assez simple. De fréquentes failles normales listriques subparallèles aux axes des plis, y sont caractéristiques. Elles sont particulièrement bien développées dans les flancs normaux des plis. L'une d'elles (B II de FURRER 1938) recoupe le Malm de l'écaïlle du Steghorn.



Bien que pour certaines, on puisse envisager une origine synsédimentaire, les rejets actuellement visibles, le fait que ces failles recoupent souvent des plis mineurs ainsi que le clivage de plan axial, nous conduisent à lier leur développement au plissement. RAMSAY et al. (1985, fig. 10a) les mettent en relation avec le cisaillement et le plissement de la nappe; elles appartiendraient donc à la phase Prabé. Elles pourraient aussi être l'expression d'un étirement sur l'extrados du grand pli de la nappe du Doldenhorn et seraient alors à rattacher à la phase Kiental.

Une complication structurale s'observe dans l'écaïlle du Steghorn entre le Steghorn (LUGEON 1914, fig. 152) et la cabane de Lämmern. Le Malm de l'écaïlle du Steghorn est redoublé par un chevauchement qui est lui-même replissé (fig. 6) pour aboutir à une structure qui forme le cœur jurassique de l'antiforme du Wildstrubel. Ici aussi il semble plus sage de renoncer à introduire des épisodes à signification locale et à rattacher cet ensemble à la phase Prabé.

3.2.3 La région des « racines »

Les sédiments liasiques et triasiques situés à l'arrière de la nappe du Wildhorn sont traditionnellement considérés comme étant ultrahelvétiques (SPICHER 1972, 1980). MASSON et al. (1980a) et MOSER (1985) les rattachent à la nappe du Wildhorn. Nous nous rallions à cette interprétation et considérons ces roches comme le cœur d'une antiforme d'un stade précoce de la formation du synclinal du Prabé. La figure 8 schématise l'évolution conduisant à cette interprétation. La zone d'Ayent, limitée à sa base par le chevauchement basal de la nappe du Wildhorn devient ainsi une zone très interne de la nappe du Wildhorn (fig. 3c). MOSER (1985, fig. 4) compare ce Lias au Lias de Termen par son faciès schisteux. Il faut cependant penser, que dans la coupe étudiée, il existe une lacune importante (env. 20 km) entre le Lias du synclinal de Raron et celui de la zone d'Ayent. Le Lias de Termen et du Nufenen pourraient représenter des équivalents latéraux de cette lacune et la zone d'Ayent serait d'origine encore plus interne.

Les relations structurales du flanc normal du synclinal du Prabé et de son mur sont dessinées dans la coupe synthétique de la figure 7. La figure 6 représente la carte tectonique de la région correspondante. Sous le Trubelstock, nous interprétons une importante lacune stratigraphique comme la conséquence d'une faille normale plate

Fig. 6. Esquisse tectonique de la région au sud du glacier de la Plaine Morte (symboles voir fig. 7): C'est une région clé pour la compréhension des relations entre les différentes unités tectoniques et les phases de déformation:

- 1: Phase Plaine Morte: Les unités ultrahelvétiques sont mises en place sur la nappe du Wildhorn.
- 2: Phase Prabé: Déformation interne de la nappe du Wildhorn, avec notamment: la formation du synclinal du Prabé, des écaïlles jurassiques et de la faille normale plate du Schwarzhorn–Merdechon (S–M).
- 3: Phase Trubelstock: Mise en place de l'écaïlle du Jägerchrüz corrélée avec des plis isoclinaux frontaux, qui provoque un repli hectométrique de toutes les structures internes de la nappe du Wildhorn. Les traces axiales de ce deuxième plissement de la nappe du Wildhorn peuvent être suivies jusque dans l'Ultrahelvétique des Faverges.
- 4: Phase Kiental: La déformation interne de la nappe du Doldenhorn ne se manifeste pas par de grandes structures dans ce secteur, mise à part quelques petits plis dans la nappe du Doldenhorn, sous le Trubelstock.
- 5: Phase Grindelwald: Le bombement général (fig. 7) et la présence de failles dextres normales (de l'Iffigensee: If, et du Retzligetscher: Re) sont dus à la formation des massifs cristallins qui est postérieure la mise en place de nappes.
- 6: Phase Simplon–Rhône: La faille du Mondralèche–Tubang (normale et dextre) ainsi qu'un aplatissement général (deuxième étirement SW–NE) des régions au sud d'une ligne Tubang–Schwarzhorn environ, sont attribués à une large zone de cisaillement dextre qui passerait dans la vallée du Rhône (STECK 1984, BURKHARD 1987) voir texte.

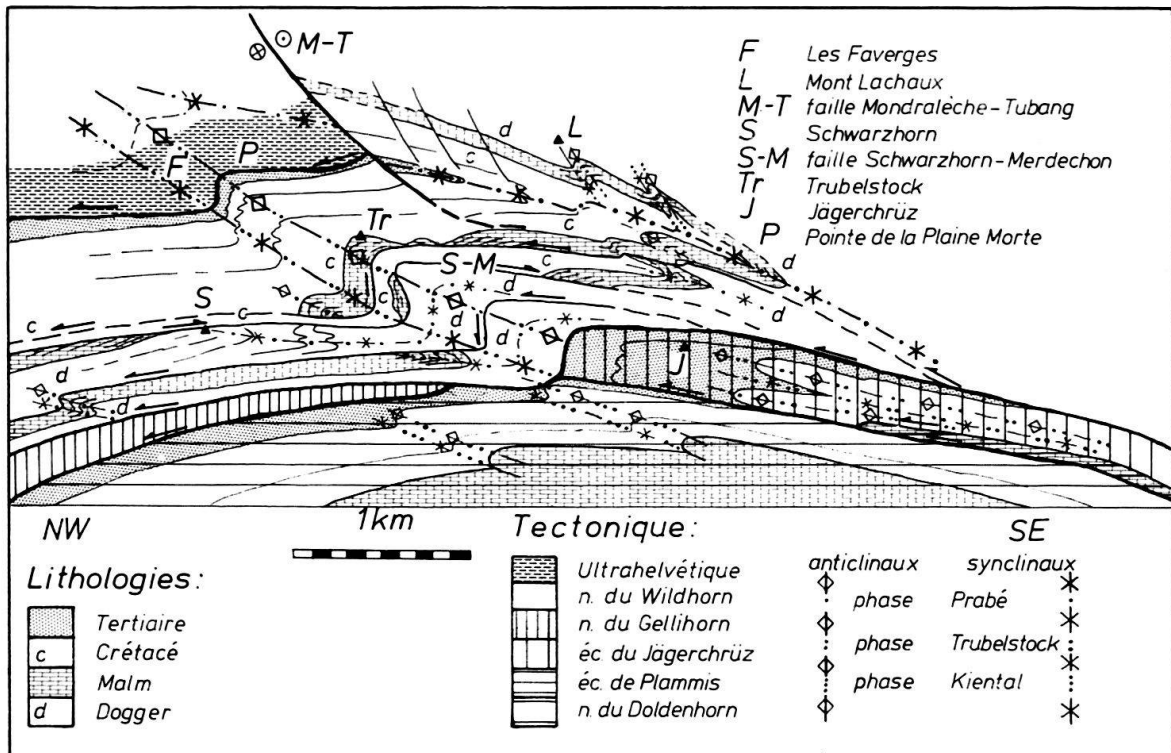


Fig. 7. Coupe synthétique du synclinal du Prabé de la région de Montana. Projection axiale de la région présentée sur la figure 6.

(faille du Schwarzhorn–Merdechon). Cet accident avec un rejet apparent d'un km au minimum dans une direction SSE–NNW prive l'écaïlle du Steghorn de son Malm. Comme cette faille décapite des plis isoclinaux du Dogger supérieur (voir aussi LUGEON 1914, p. 261), elle postdate ce plissement. Bien que non contemporaine, nous proposons ici aussi de placer toute cette évolution (plissement, écaillage et faille) dans la phase Prabé.

Dans la région du Trubelstock (BESTENHEIDER 1983), toute la structure interne de la nappe du Wildhorn est replissée (phase Trubelstock). Une paire anticlinal-synclinal hectométrique replisse notamment: le chevauchement basal de la nappe du Wildhorn, la faille Schwarzhorn–Merdechon, l'écaïlle du Trubelstock et le chevauchement basal de l'Ultrahelvétique des Faverges. Ce plissement est accompagné par un clivage de crénulation généralement plus redressé que la schistosité de plan axial de la phase Prabé. L'axe du pli principal du Trubelstock est orienté 260/10, le plan axial 190/30 environ. Comme le plan axial de ce pli est identique (dans sa position et orientation dans l'espace) au pli frontal de l'écaïlle du Jägerchrüz, nous attribuons ce plissement à la mise en place de celle-ci.

Les plis du Dogger du Mont-Lachaux (écaïlle du Prabé) sont postérieurs à la phase Prabé du fait que leur vergence est de flanc normal et que leur schistosité de plan axial est plus redressée que celle du synclinal du Prabé. Dans les charnières le recoupement des deux schistosités provoque un débitage en crayons très marqué. Sur les flancs, c'est la deuxième schistosité qui est la plus développée. Si elle appartient à la phase Trubelstock, Kiental ou Simplon–Rhône reste incertain.

Tout le flanc inverse du synclinal du Prabé, ainsi que la zone d'Ayent (BADOUX 1965, MOSER 1985) ne présentent guère de microstructures de flanc renversé. Nous pensons, que la formation du synclinal du Prabé est un évènement précoce dans l'évolution tectonique

(fig. 8). Ce modèle permet d'expliquer la préservation du flanc inverse du synclinal du Prabé (sur deux km!), l'absence de charnière synclinale dans les ensembles jurassiques et le principe de «saute mouton» (LUGEON 1941, p. 302) des unités ultrahelvétiques. Dans les déformations ultérieures (Trubelstock, Kiental et Simplon–Rhône), le flanc inverse et normal sont déformés de la même manière.

L'ensemble de la région des racines entre les Faverges au nord, la nappe du Doldenhorn au mur, et le Pennique dans le toit, est affecté par la phase Simplon–Rhône, qui se traduit par un fort étirement ENE–WSW (> 30% indiqué par halos d'étirement de pyrites), subparallèle aux axes des plis (BURKHARD 1986). Pour imaginer l'état de la région avant cette déformation, il faut augmenter l'échelle verticale de la coupe d'environ 30% ce qui rend les structures moins isoclinales! En plus de cette déformation ductile, on observe un grand nombre de failles normales dextres qui compliquent encore la tectonique. La faille du Mondralèche–Tubang (M–T de la fig. 6) en est un exemple. Le rejet de cette faille est normal et dextre, elle fait que notre interprétation de la coupe du Mont-Bonvin (fig. 7) diffère de celle proposé par FURRER (1949), qui interprète la discordance entre l'Ultrahelvétique et le Crétacé du flanc renversé du synclinal du Prabé au nord du

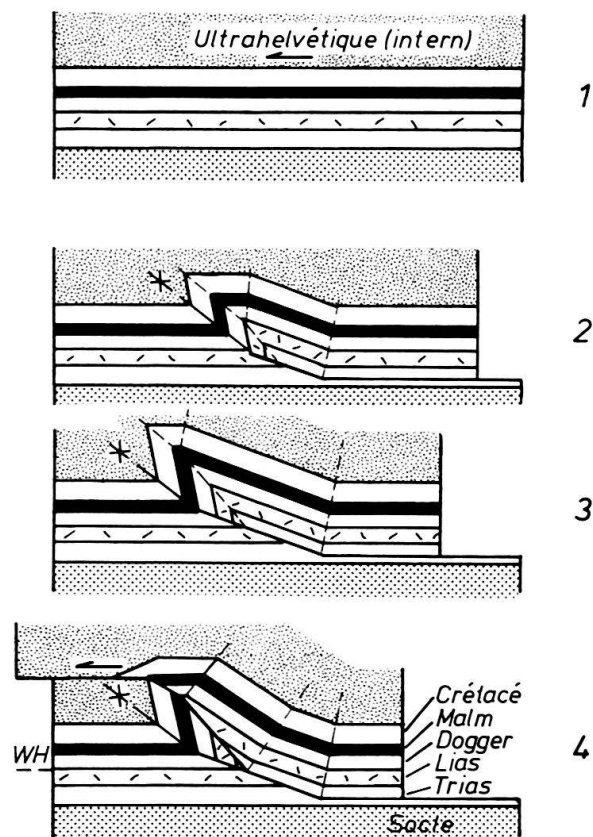
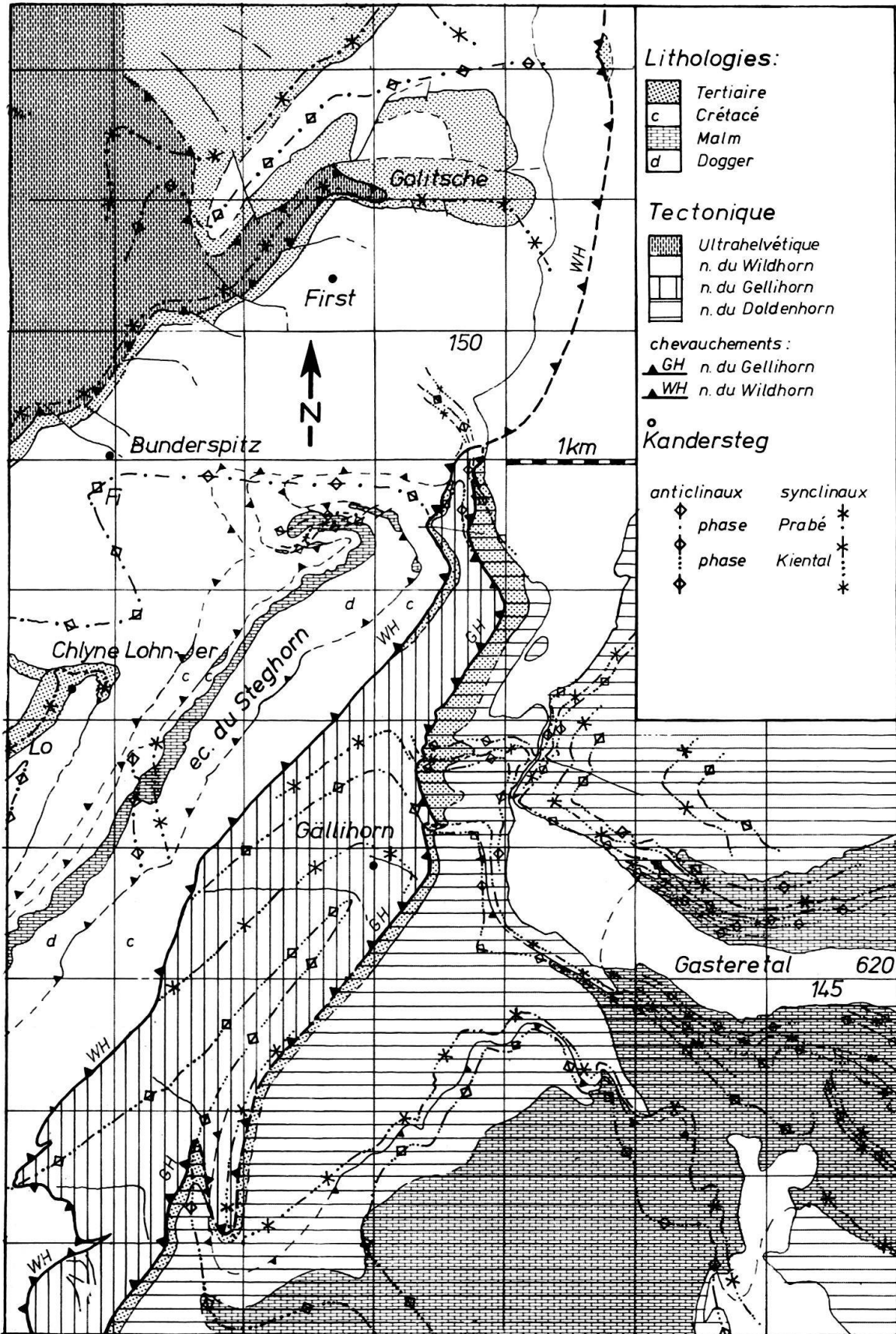


Fig. 8. Modèle cinématique du synclinal du Prabé, envisagé comme «fault-propagation-fold» selon SUPPE (1985, p. 350):

1: La région du futur synclinal du Prabé est recouverte par des unités ultrahelvétiques de provenance interne.

2, 3: stades progressifs de la formation du synclinal du Prabé.

4: Le chevauchement se propage dans le plan axial de l'anticlinal; les unités ultrahelvétiques externes (Préalpes externes p.ex.) chevauchent l'ensemble helvétique sur le cœur ultrahelvétique du synclinal. Le chevauchement suivant à être activé, est celui de la base de la nappe du Wildhorn, noté «WH».



Tubang comme chevauchement ultrahelvétique renversé. Dans notre interprétation, ce contact est dû à la faille M–T et le chevauchement même au nord du Tubang se trouverait en l'air, environs cents mètres en-dessus des Faverges.

La faille (M–T), élément structural important, peut être tracée en direction ouest, jusque dans la région du Sex Rouge (PAVONI 1980, fig. 1). Au-delà, elle suit probablement les niveaux peu compétents du Crétacé inférieur du flanc oriental de la vallée de la Mora.

3.3 Les écailles de Plammis et du Jägerchrüz

Comme les plans axiaux du repli du Trubelstock sont identiques (orientation et position dans l'espace) à ceux des plis frontaux de l'écaille du Jägerchrüz (fig. 7 et 8), nous correlons ce deuxième plissement de la nappe du Wildhorn avec le charriage des écailles de Plammis et du Jägerchrüz.

Dans ces écailles au moins deux phases de très fortes déformations peuvent être distinguées. Une première schistosité, en général parallèle à la stratification porte une linéation minérale de direction SSE–NNW. C'est la schistosité de plan axial de très rares plis isoclinaux (Varnerchumme, plis frontaux de l'écaille du Jägerchrüz).

La «trace axiale anticlinale» de la Hohe Brücke (MASSON et al. 1980a, p. 135) se situe dans une roche extrêmement déformée avec plusieurs schistosités replissées (mylonite?), et peut aussi être interprétée comme chevauchement. Il nous semble difficile d'établir une suite de phases de signification régionale à l'aide des schistosités dans une pareille structure.

Nous attribuons la première schistosité de plan axial, l'étirement SSE–NNW et l'écaillage des écailles de Plammis et du Jägerchrüz à la mise en place de ces unités: phase Trubelstock.

Cette phase ne peut cependant être reconnue qu'aux alentours des écailles de Plammis et du Jägerchrüz, elle n'a donc à ce jour qu'une signification locale pour la coupe étudiée. On notera, qu'au nord du Trubelstock, le chevauchement basal de ces écailles joint le chevauchement basal de la nappe du Gellihorn. Le raccourcissement dû au repli du Trubelstock n'absorbe qu'une très faible partie du chevauchement des écailles, et s'expli-

Fig. 9. Esquisse tectonique du front de la nappe du Doldenhorn à Kandersteg avec les traces axiales des plis des phases successives. Région clé pour l'établissement des relations entre les nappes du Doldenhorn, du Gellihorn et du Wildhorn.

- 1: Phase Plaine Morte: Mise en place de l'Ultrahelvétique sur la nappe du Wildhorn, conservé notamment dans le synclinal de Golitsche.
- 2: Phase Prabé: Déformation interne de la nappe du Wildhorn et du Gellihorn. Des lambeaux de Malm supérieur (Tithonique à calpionelles) intercalés dans le «Valanginien schisteux», au-dessus de l'écaille du Steghorn, témoignent d'un décollement entre le Crétacé et les unités jurassiques de la nappe du Wildhorn. L'écaille du Steghorn et la nappe du Gellihorn buttent au nord-ouest contre le flanc renversé du synclinal de Golitsche, formant le cœur de l'anticlinal du First.
- 3: Phase Trubelstock: cette phase ne se manifeste pas dans cette région.
- 4: Phase Kiental: déformation interne de la nappe du Doldenhorn. Les grands plis isoclinaux du Gasteretal (Malm) replissent dans les zones frontales, le chevauchement basal de la nappe du Gellihorn (GH) et de celui de la nappe du Wildhorn (WH).
- 5: Phase Grindelwald: montée des massifs cristallins. Les grandes structures (plongement des plans axiaux au NW dans le Gasteretal et au SE au front de la nappe du Doldenhorn et dans les nappes du Gellihorn et du Wildhorn ainsi que des failles normales NW–SE) sont très probablement liées à l'effet du bombement des massifs.

que peut-être par un stade précoce de leur formation (montée sur une rampe frontale qui s'atténuerait très rapidement avec la déformation progressive). Ainsi, au nord du Trubelstock il n'est plus possible de distinguer entre phase Prabé et phase Trubelstock.

3.4 *La nappe du Doldenhorn*

Structure générale

La nappe du Doldenhorn se présente comme un très large pli couché à cœur cristallin (massif de l'Aar entre le synclinal de la Jungfrau et le Niwen). Le flanc renversé de ce pli est extrêmement réduit et déformé, et s'enracine dans le synclinal dit de la «Jungfrau». Celui-ci enveloppe le massif du Gastern, et en marque la limite sud. La partie frontale de la nappe, intensément plissée, est couchée ou plongeante vers le NW. Le flanc normal décrit une grande voûte au SW de la Gemmi. En direction du sud il perd successivement ses unités stratigraphiques les plus jeunes et va «s'enraciner» à Leuk et plus à l'est, dans la région du Niwen.

Relations avec les nappes du Gellihorn et du Wildhorn

Toute la nappe est marquée par une schistosité de plan axial (phase Kiental) qui porte une linéation minérale orientée très régulièrement SE–NW. L'intensité de la déformation (schistosité et linéation) décroît du flanc inverse au flanc normal et des parties internes aux zones frontales. Les plis isoclinaux du Malm (Gasterntal) deviennent plus ouverts au front de la nappe et perdent leur amplitude hectométrique. Conjointement à ce changement du style des plis, on constate que la schistosité pénétrative de plan axial est remplacée dans les niveaux crétacés et tertiaires frontaux, par un clivage de dissolution. Ces plis frontaux ainsi que quelques chevauchements mineurs associés, replissent le chevauchement basal de la nappe du Gellihorn. Le clivage de plan axial de la nappe du Doldenhorn peut ainsi être corrélié avec un deuxième clivage qui traverse la nappe du Gellihorn, et accompagne les plis du Gellihorn et du Hellhore. Le chevauchement basal de la nappe du Wildhorn est lui-même encore replissé et des clivages anormaux sur le flanc inverse du synclinal de Golitsche sont à ce niveau le témoignage de la phase Kiental. On conclue de ces relations, que la déformation principale de la nappe du Doldenhorn est postérieur à la mise en place des nappes du Gelli- et du Wildhorn.

Relations avec l'écaille du Jägerchrüz et le socle cristallin

Au sud de la nappe du Doldenhorn des plis de socle replissent la première schistosité et les plans de chevauchements basaux des écaillés de Plammis et du Jägerchrüz. A Ober Getwig (coord. 129.100/620.150), dans des calcaires siliceux du Dogger, la première schistosité pénétrative, parallèle à la stratification, et la linéation minérale, orientée S à SE de la phase Trubelstock sont replissées par des plis de style similaire. Ces plis qui correspondent au synclinal de socle de la Feselalp, sont également accompagnés par une très forte schistosité de plan axial. L'étirement défini par des ombres de pression aux bordures des pyrites fréquemment observées, montre une direction subparallèle aux axes de plis (260/40). Signalons encore la présence d'un pli (antiforme) qui se trouve dans le Malm à l'entrée du deuxième tunnel des CFF à l'est de Varen (coord. 129.000/611.950).

Dans cette structure une première schistosité est plissée et recoupée par une deuxième schistosité qui s'accompagne d'un étirement subparallèle à l'axe du pli (260/30). Des plis centi- à décimétriques s'observent dans les pentes structurales de Malm de la région de Leuk. Leurs axes sont généralement orientés SW (240/30); ici aussi il s'agit d'une première schistosité pénétrative plissée. A l'échelle de la lame mince, la forme fortement aplatie des cristallites de calcite définit un clivage de plan axial de ces microplis. Une première linéation d'étirement (SSE–NNW) est également plissée par ces plis.

Nous interprétons ces rares plis de deuxième phase (H2 de MASSON et al. 1980a) avec les plis du socle du massif de l'Aar. Comme les plis du socle plus septentrionaux correspondent à la déformation principale de la nappe du Doldenhorn, nous attribuons également la formation du synclinal de la Feselalp à la phase Kiental. La forte linéation qui est subparallèle aux axes de ces plis est cependant mise en relation avec la phase Simplon–Rhône, et dans la figure 4, nous postulons un accident décrochant qui passerait à l'intérieur de ce synclinal. Que ce pli du socle soit une structure préexistante (de la phase Kiental) reprise, ou seulement l'effet de cet accident décrochant, demeure incertain. DOLIVO (1982) a pu montrer que le synclinal de Raron est une structure précoce, dans laquelle les sédiments n'ont pas été charriés vers le nord. C'est pourtant là qu'on observe les plus fortes linéations SW–NE et nous sommes alors tenté de suggérer une évolution comparable pour le synclinal de la Feselalp. Les plis de la phase Kiental dans la partie sud du massif de l'Aar auraient donc subi une forte surimpression par la phase Simplon–Rhône.

3.5 *Les massifs cristallins*

La structure actuelle de la surface antétriasique est présentée dans la figure 10a. Le dessin au niveau de l'ensellement du Rawil est contrôlé par les informations de surface en tenant compte des plongements axiaux déterminés à l'échelle de la carte (voir aussi les coupes de LUGEON 1914). Pour le bassin molassique différentes versions ont été publiées: RYBACH et al. (1980), MENARD (1979), BODMER (1982). La figure 10a retient l'hypothèse du chevauchement des massifs cristallins externes sur l'avant-pays.

L'enveloppe des isohypses qui entoure l'ensemble Aiguilles-Rouges et Mont-Blanc apparaît nettement décalée par rapport à celle qui entoure les massifs de l'Aar et du Gastern. Ce décalage se retrouve aussi dans la structure que dessinent les isohypses du plan de chevauchement basal des nappes helvétiques (fig. 10b). La topographie de ces surfaces est l'expression à ce niveau des phases Kiental et surtout Grindelwald.

Dans la coupe étudiée, en dehors des déformations d'ensemble que fait ressortir la figure 10, on constate, que seules de rares structures à petite échelle peuvent être attribuées à la phase Grindelwald. Le massif du Gastern dans sa partie occidentale est très peu écaillée. Un synclinal de Dogger se trouve au fond de la vallée de Gastern (coord. 624.500/146.000, KREBS 1925). Un autre synclinal, affectant les grès de base du Trias, mais qui serait rempli de carbonifère? (d'après BRÜCKNER 1943), a été rencontré dans le tunnel du Lötschberg. Les deux synclinaux n'affectent pas le chevauchement basal de la nappe du Doldenhorn et ne sont donc pas franchement postérieurs à ce dernier. Plus à l'est, dans la région de Grindelwald, le bord septentrional du massif de Gastern est fortement écaillé et plissé. Malheureusement le chevauchement basal de la nappe du Doldenhorn est large

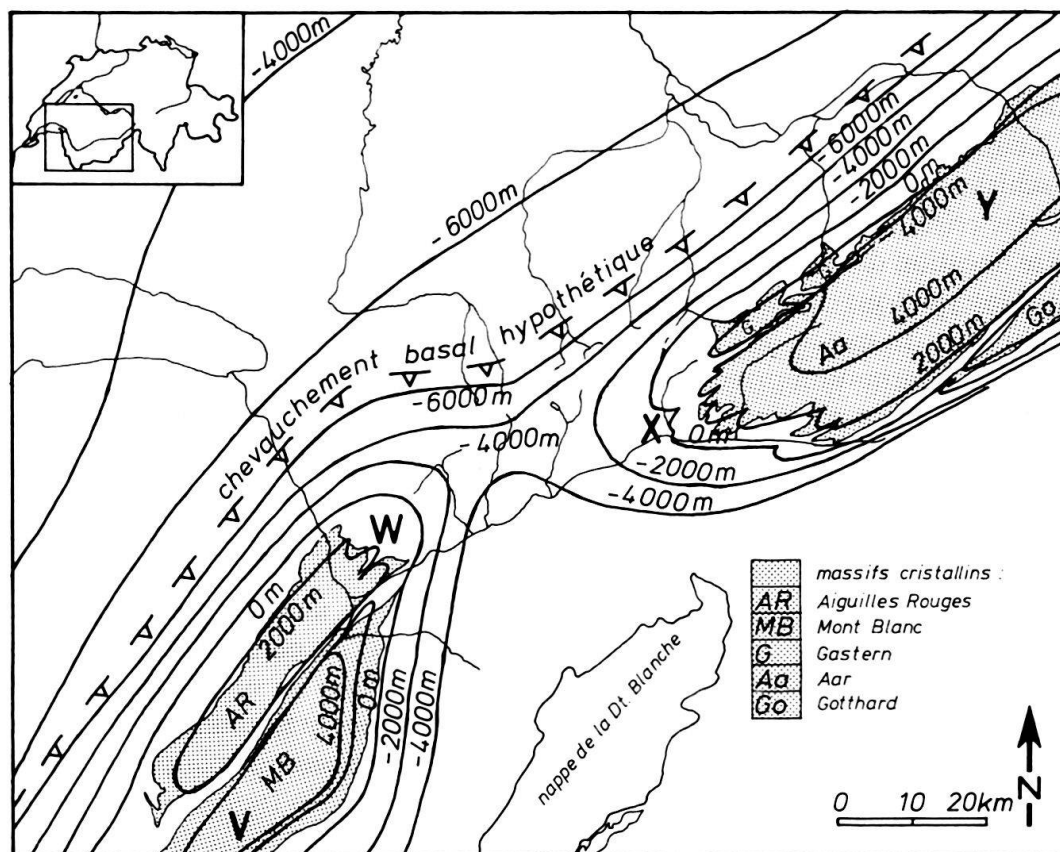


Fig. 10a. Isohypses du socle antétriasique, construites en fonction des données de la géologie de surface et en utilisant les plongements régionaux sous la couverture sédimentaire. L'avant-pays est représenté selon MENARD (1979) pour la région lémanique et BODMER (1982) pour la région du lac de Thoune. La profondeur de la dépression préalpine indiquée est une estimation minimale. La position d'un chevauchement basal hypothétique est indiquée par la ligne pointillée. Les points V-W et X-Y indiquent la ligne de crête des massifs et servent de repères dans la figure 10c.

ment érodé dans ces régions et il n'existe pas de relation directe permettant d'établir une chronologie relative des déformations.

Malgré l'absence de microstructures correspondantes, il est évident que la forte courbure des plans de chevauchement des nappes helvétiques (en particulier celui de la nappe du Doldenhorn), ainsi que la topographie de la surface des massifs cristallins sont l'expression de mouvements tectoniques de grande envergure.

La signification tectonique de cette culmination des massifs cristallins est cependant toujours ouverte. Tandis que les uns y voient l'expression d'un raccourcissement crustal voire des massifs allochtones chevauchantes sur un avant-pays autochtone (BOYER & ELLIOTT 1982 et de nombreux auteurs récents), les autres expliquent la culmination par un pur soulèvement vertical qui serait la réaction isostatique suivant le charriage des nappes helvétiques (NEUGEBAUER et al. 1980).

De par la géométrie de la surface du socle cristallin, la question n'est pas facile à répondre. L'interprétation dépend fortement de cette géométrie, toujours inconnue pour le bord septentrional des massifs en profondeur. Manque de données plus précises, différentes coupes plus ou moins spéculatives ont déjà été dessinées. Les deux versions opposées sont illustrées dans TRÜMPY (1980, p. 29 et profil 2).

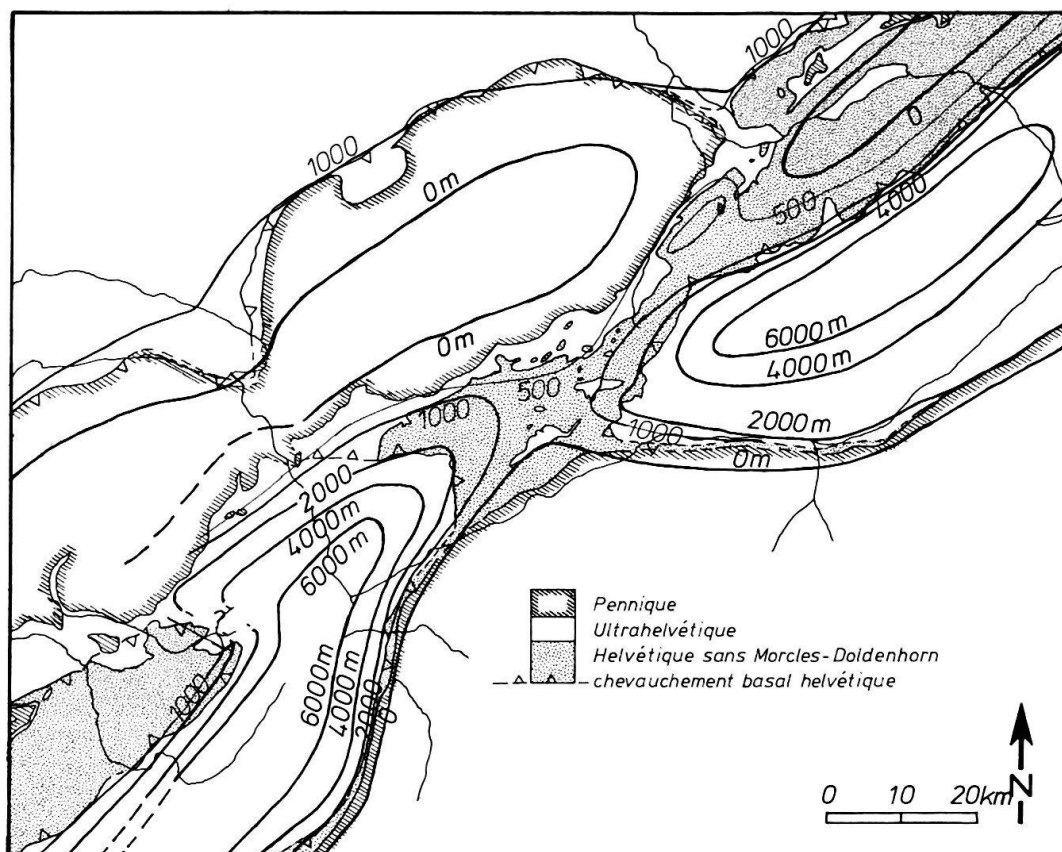


Fig. 10b. Isohypses du plan de chevauchement basal des nappes helvétiques (nappes du Wildhorn, des Diablerets, du Gellihorn et unités équivalentes); même principe de construction que pour la figure 10a. Au sud, la trace du chevauchement helvétique est jalonnée d'affleurements de Lias. Au nord, les isohypses sont dessinées en faisant l'hypothèse, que le chevauchement helvétique rejoint celui des Préalpes. La parallélisation des «massifs subalpins savoyards» avec les nappes des Diablerets et du Wildhorn (DOUBDOUX et al. 1982), crée un «genou» important dans la surface du plan de chevauchement basal au SW du massif des Aiguilles-Rouges, qu'il reste à expliquer. Une solution minimale est représentée par les isohypses au-dessus des massifs cristallins tandis qu'une dépression minimale est proposée sous les Préalpes et les lacs de Thoune et de Brienz.

Dans la coupe de Grindelwald, le soulèvement vertical du chevauchement basal de la nappe du Doldenhorn (épizonal) dépasse 10 km et atteint probablement 15 km. A une distance horizontale de seulement 15 km plus au nord, la base de la nappe du Wildhorn (diagenétique) se trouve dans une dépression (à Interlaken), environ au niveau de la mer. A cet endroit, le soulèvement vertical, depuis l'emplacement de cette unité, n'a donc guère dépassé 6 km. A notre avis, ce fort gradient dans le soulèvement vertical s'explique difficilement par des réajustements isostatiques et parle pour la version des massifs chevauchants. Cette interprétation est adoptée dans les figures 13 et 16. Ce modèle implique de raccourcissements horizontaux considérables dépendants de la géométrie du chevauchement basal et de la déformation interne des massifs chevauchants. Trop de facteurs inconnus interdisent pour l'instant de chiffrer ce raccourcissement qui doit se manifester dans la couverture sédimentaire par des chevauchements inférieurs à celui de la nappe du Doldenhorn. Les écaïlles de la molasse subalpine (PFIFFNER 1985) et/ou le chevauchement basal du Jura pourraient représenter l'expression distale de ces chevauchements. Un raccourcissement de 25 km pour le Jura à la hauteur de Neuchâtel

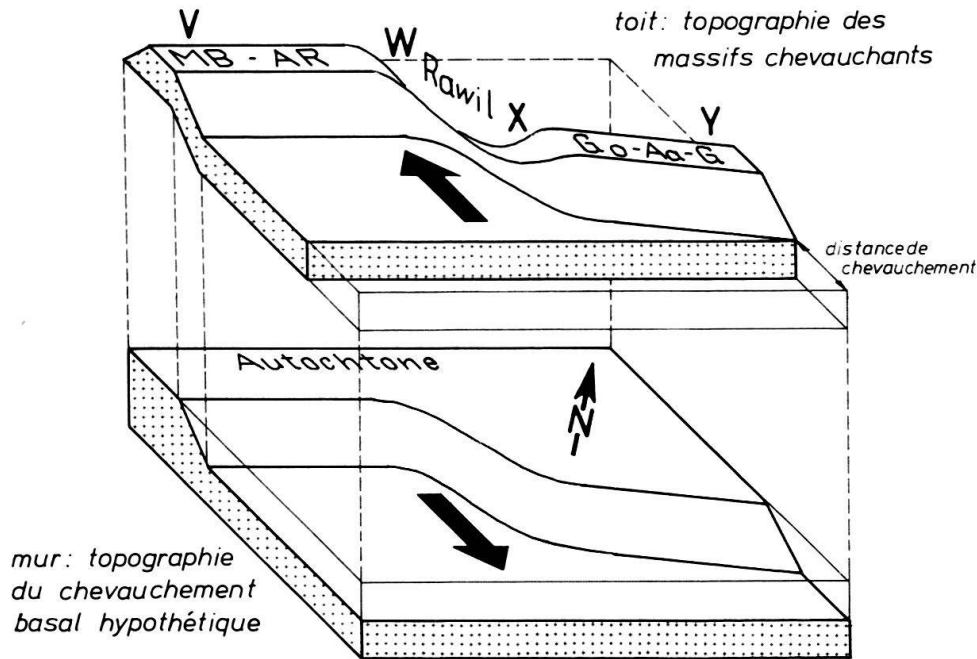


Fig. 10c. Modèle de socle sous l'ensellement du Rawil: Pour faciliter la représentation, le toit du bloc-diagramme est soulevé d'une certaine distance (lignes pointillées). Pour créer les grandes dénivellations (d'ampleur supérieure à 6 km) entre les massifs cristallins et l'ensellement du Rawil il doit exister une structure profonde, qui se trouve essentiellement dans le socle cristallin. Le modèle proposé tient compte de la nature compressive de la chaîne. Pour un tel modèle de chevauchement profond sous les massifs cristallins, la présence d'une rampe latérale ou oblique, située sous l'ensellement du Rawil, permettrait d'expliquer le décalage de la ligne des crêtes au-dessus des massifs cristallins, la dépression du Rawil, l'absence d'une dépression correspondante dans l'avant-pays, et d'une «zone à forts pendages» entre les deux massifs. Les zones de «rétrocharriage» se limitent aux régions qui se trouvent en arrière des rampes frontales: bord méridional du massif du Gotthard–Aar–Gastern (Go–Aa–G) et bord oriental du massif du Mont-Blanc–Aiguilles-Rouges (MB–AR).

(MENARD & MUGNIER 1986), signifie, que le massif du Gastern serait allochtone par rapport au socle «Autochtone» d'au moins 25 km. Ce modèle de «Fernschub» (LAUBSCHER 1961) permettrait d'expliquer la montée générale des massifs cristallins externes (SCHAER et al. 1975, WAGNER et al. 1977) et celle du bassin molassique depuis le miocène («Resthebung», LEMCKE 1974, interprété comme déplacement en bloc du bassin molassique par LAUBSCHER 1974) par une même cause tectonique. Du point de vue de la chronologie, les deux chevauchements (Jura, massifs), pourraient aussi être envisagés comme contemporains (fig. 16 et tabl. 3).

En Suisse orientale une montée générale par soulèvement vertical différentiel, qui ferait ressortir les massifs cristallins sans raccourcissement, est envisagée par MILNES & PFIFFNER (1980) et PFIFFNER (1986) pour les derniers six millions d'années. Les mouvements verticaux actuels (GUBLER 1985), peuvent être interprétés différemment et à ce jour, la géophysique ne permet pas de choisir entre les deux hypothèses (NEUGEBAUER et al. 1980 (soulèvement vertical), MUGNIER & MENARD 1986 (chevauchement)). DIEBOLD & MÜLLER (1985) présentent les conséquences des deux «scénarios».

La phase Grindelwald, dans la définition de GÜNZLER-SEIFFERT (1941), est limitée dans l'espace. Vers l'est, à Grindelwald déjà, elle est confondue avec la phase Kiental, parce que la nappe du Doldenhorn n'affleure plus à ce niveau. Ceci montre le caractère

local des phases de déformation telles que nous les présentons ici. La montée du massif de l'Aar–Gastern est cependant un événement tectonique dont la dimension englobe une extension dépassant en surface l'extension latérale de la nappe du Doldenhorn. Pour exporter cette phase au-delà de sa patrie, on pourrait utiliser comme «marqueur» la géométrie de l'enveloppe des massifs cristallins. Soulignons encore que le massif de l'Aar subit un raccourcissement, et monte dès la phase Kiental, mais que le bombement actuel, qui porte le chevauchement basal de la nappe du Doldenhorn jusqu'à 3500 m d'altitude, est l'effet de la phase Grindelwald. Il est important à noter, que le «dôme de Gastern» (STECK 1984) ne présente pas une culmination séparée de celle du massif Aar–Gastern. Il n'existe pas non plus d'argument géométrique pour attribuer une direction E–W à la culmination de l'Aletsch (op. cit., fig. 14).

Un modèle très schématique, expliquant le décalage entre les massifs des Aiguilles-Rouges–Mont-Blanc et ceux du Gastern–Aar–Gotthard, est proposé dans la figure 10c. Ce modèle permet d'expliquer le décalage des massifs, leur position oblique par rapport aux nappes helvétiques, et l'absence de dépression correspondante dans l'avant-pays.

L'ensellement du Rawil

Dans l'ensellement du Rawil une série de failles transversales de direction WNW–ESE recoupent toutes les structures internes de la nappe du Wildhorn (p.ex. la faille de l'Iffigensee ou Iffigensee-Querbruch de SCHAUB 1936). Le vrai rejet demeure difficile à déterminer, car aucun marqueur linéaire (charnière de pli de l'Urgonien p.ex.) n'affleure de part et d'autre de la faille. En construisant des coupes parallèles à la faille des deux côtés il est malgré tout possible d'estimer le rejet effectif (BECKWITH 1941). Ainsi pour la faille de l'Iffigensee, on obtient un rejet horizontal dextre de 600 m et un rejet vertical de 100 à 200 m. Pour la faille du Retzligletscher on estime le rejet horizontal à environ 300 m avec une composante verticale de 200 m (le compartiment oriental est soulevé). Ces failles conduisent à un étirement régional subparallèle aux axes des plis qui est accompagné d'un faible étirement (20–30%) ductile, documenté par des halos d'étirement autour des pyrites orientés dans la même direction. Toutes ces failles semblent être limitées à la nappe du Wildhorn. On ne les retrouve pas dans la zone des cols. Dans la nappe du Niesen, PLANCHEREL (1979) signale seulement un jeu de failles verticales, N–S, sénestres. Bien que le champ de déformation des deux systèmes soit mutuellement compatible, leur simultanéité aurait dû provoquer des complications géométriques considérables dans la zone des cols. A l'est, dans la nappe du Wildhorn, les failles se perdent sous le glacier de la Plaine Morte. Au-delà, au toit de la nappe du Doldenhorn, aucun décalage ne permet de tracer la suite de ces accidents. Par contre, à l'intérieur de la nappe du Doldenhorn, deux grandes failles (Torrenthorn et Majinghorn), recoupent les structures d'une manière oblique. Elles forment à peu près la continuité des failles de l'Iffigensee et du Retzligletscher (feuille Gemmi, FURRER et al. 1956). SCHAUB (1936) interprète les failles transversales de l'ensellement du Rawil comme étant la conséquence de la montée des massifs. La carte des isohypses du plan de chevauchement des nappes helvétiques montre, que les failles se situent à l'endroit où les culminations des massifs se relaient latéralement. A l'ouest, les nappes helvétiques (Diablerets et Wildhorn) se situent sur la ligne de crête des massifs Aiguilles-Rouges–Mont-Blanc. A l'est par contre, elles se trouvent dans une dépression au nord des massifs du Gastern et de l'Aar.

Le schéma géométrique de la figure 10c suggère que les failles transversales de l'ensellement du Rawil pourraient descendre dans le socle jusqu'au plan de chevauchement basal postulé sous les massifs cristallins. Faudrait-il les mettre en relation avec le «telemagmatischer Gang im Nummulitenkalk bei Trublen» de FURRER et HÜGI (1952) et en faire l'expression dans les nappes d'une fissure profonde?

3.6 La vallée du Rhône

STECK (1984, fig. 21 et 22) postule l'existence d'une large zone de cisaillement longitudinale dextre entre le Simplon et le massif de l'Aar. Sa terminaison ou continuation vers l'ouest, le nord et en profondeur doit se situer dans la région présentée ici.

Deux linéations se superposent dans le synclinal de Raron, dans les écaillés de Plammis et du Jägerchrüz, et dans les racines de la nappe du Wildhorn. La mesure de déformation à l'aide de halos d'étirement et sur des ooïdes montre presque toujours un aplatissement dans ces unités. L'étude des fibres antitaxiales autour de pyrites montre que généralement la déformation débute par un étirement NW-SE, qui par la suite subit une rotation souvent antihoraire (vu sur le plan de schistosité), pour se terminer avec un étirement SW-NE (RAMSAY et al. 1985).

Cette déformation pénétrative longitudinale est accompagnée par plusieurs failles de direction ENE-WSW. Le long de la route Inden-Varen, on observe toute une série de failles subverticales (fig. 4). Des plis cataclastiques métriques témoignent de la nature transpressive de ces accidents. Vu le faible rejet vertical au sommet du Malm, nous postulons ici un déplacement essentiellement horizontal. Vers l'est, une cataclase avancée est d'après BAER (1959) à l'origine de l'éboulement de Leuk au Horlini. Les déformations cassantes sont très fréquentes tout le long de la vallée du Rhône. Des plans de failles à stries subhorizontales démontrent leur nature décrochante (Gampel, carrière de Malm p. ex.).

Le Heidnischbiel (GASSER & DOLIVO 1980) et le Lias de la colline de Saillon (BADOUX 1972) sont des affleurements qui ont toujours posé un problème de raccordement par rapport aux terrains voisins. Ce problème trouve une solution satisfaisante si on envisage ces deux affleurements dans la perspective d'une translation liée à des décrochements les séparant latéralement de leur voisinage.

Malheureusement on doit admettre que la structure la plus spectaculaire de cet important cisaillement dextre dans la vallée du Rhône se trouve cachée sous les alluvions du Rhône et ne peut être construite qu'en coupes géologiques: il est néanmoins probable que le rapprochement des deux flancs du pli de la nappe de Morcles soit en relation avec ce phénomène. On constate en effet que la nappe qui mesurerait 5 à 6 km d'épaisseur en zone frontale (d'après les coupes de BADOUX (1972) et RAMSAY et al. (1985)) se réduit à moins de deux km entre Ardon, Saillon, Saxon et Martigny. Pour expliquer cette situation, deux solutions peuvent être envisagées:

- a) La nappe de Morcles a été extrudée entre des blocs rigides (massifs Aiguilles-Rouges et Mont-Blanc, ou nappes penniques, AYRTON 1980)
- b) Elle a été «décrochée» après sa mise en place.

Cette deuxième version nous paraît plus réaliste. A notre avis elle explique mieux les différences entre la nappe de Morcles et celle du Doldenhorn. Celle-ci possède en parti-

culier un cœur cristallin qui n'a pas d'équivalent direct dans la nappe de Morcles. En même temps, de nombreuses mesures de déformations qui indiquent des étirements parallèles à la vallée du Rhône (BADOUX 1963 et 1965, DURNEY 1972, SIDDANS 1983, RAMSAY et al. 1985), trouvent ainsi une explication satisfaisante dans une zone de cisaillement passant au SE de la nappe du Doldenhorn dans la vallée du Rhône et qui marquerait de son empreinte la partie arrière de la nappe de Morcles. Le décalage (apparent) horizontal dextre du flanc normal de la nappe de Morcles entre la Lizerne (Haut du Cry) et le col des Planches (et le Mont-Catogne) peut ainsi être estimé à 10 km. Vers l'ouest, la trace de ce décrochement se situerait dans le synclinal de Chamonix, où GOURLAY (1984 et 1986) évoque des déformations tardives de type «*décrochevauchantes*».

Interprétation des structures longitudinales

Comme STECK (1984) nous raccordons les déformations longitudinales observées dans la vallée du Rhône à une grande zone de cisaillement dextre. Par contre, nos observations et les mesures de déformation (cités ci-dessus et fig. 2) nous conduisent à proposer une solution modifiée (fig. 11) pour l'extension en profondeur et vers le Nord de cet accident. La liaison avec la faille du Simplon reste incertaine. MANCKTELOW (1985, fig. 7) suggère que cette dernière, à partir du col du Simplon, se poursuit en direction est. Cette allure, liée à la culmination tardive du Toce (STECK 1984), n'exclut cependant pas une continuité des déformations en direction ouest et donc liées à la zone de décrochement du Rhône.

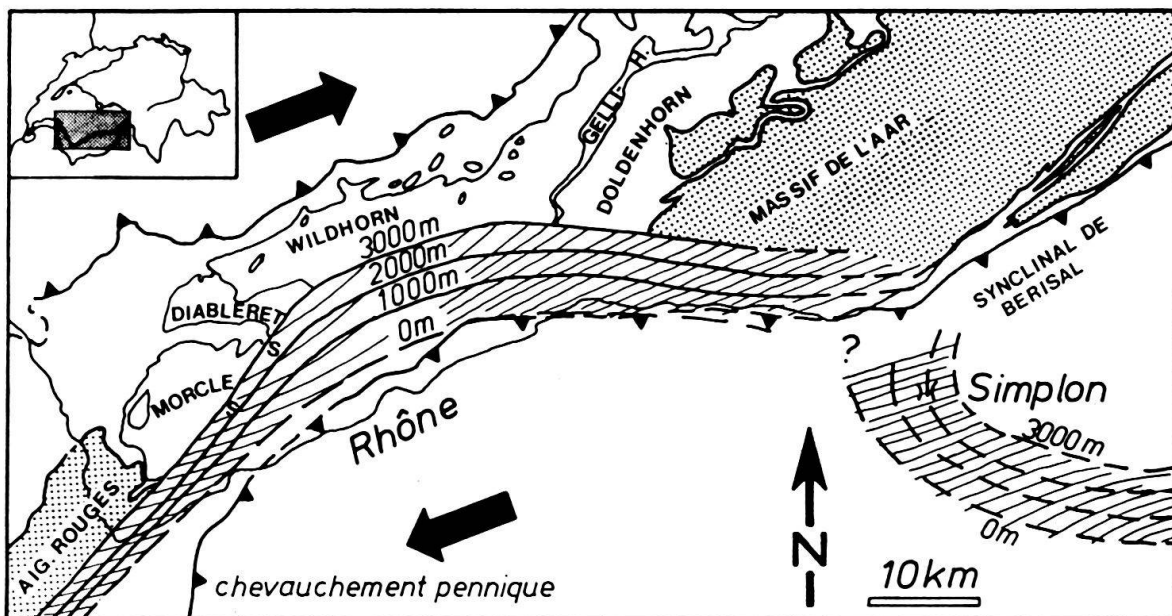


Fig. 11. Zone de cisaillement Simplon-Rhône avec les isohypses de la base de la zone. On a figuré sur ce plan les directions d'étirement tardif, obtenues en interprétant les mesures de déformation. Le long de la faille du Simplon, les isohypses du plan de faille et l'orientation des déformations décrites par MANCKTELOW (1985), ne correspondent pas directement à une continuité en direction ouest avec la zone de cisaillement du Rhône. Si une telle continuité existait entre les deux accidents, ils seraient alors affectés par le rétroplissement du massif du Gotthard (synclinal de Berisal, STECK 1984).

Tableau 2: Données des analyses.

ECH.	CRISTALLINITE 16µm 2µm 2µmglyc.	COORDONNEES	LIT.	TEC.	MINERAUX (INDEX)	LIEU GEOGR. 1:100 000	ECH.	CRISTALLINITE 16µm 2µm 2µmglyc.	COORDONNEES	LIT.	TEC.	MINERAUX (INDEX)	LIEU GEOGR. 1:100 000
G001	.27 .25 .31	616 050/145 900	OK	GH		Gällhorn	W129	.27 .25 .31	616 600/146 200	OK	DH		Spittelmatte
G005	.32 .31 .31	610 700/138 550	OK	GH		Lämmerenalp	W132	.28 .28 .28	616 200/144 900	OK	DH		Spittelmatte
G010(15)	.52 .48 .48	616 300/146 650	OM	GH		Stock	W135	.29 .30 .30	617 050/146 900	OK	DH		Eggeschwand
W005	.25	610 400/136 200	DO	WH		Trubie	W139	.38 .41 .41	616 400/146 650	T	DH		Stock
A007	.20 .20	613 300/138 500	Ms	DH		Gemmi pass	W142	.49 .55 .55	616 300/146 500	OM	GH		Üss. Üschene
A008	.25 .26 .24	611 700/137 800	NU	WH		Daubenhorn	W143	.25 .25 .21	615 800/146 650	OK	GH		Stock
W012	.26 .24	610 350/138 250	M	WH		Lämmeren-H.	W144	.36 .31 .32	616 560/146 850	KK	DH		GL, ST
W013	.36 .32 .30	610 500/138 400	M1	WH		Lämmeren-H.	W151	.67 .47 .36	611 850/145 750	T	WH		Gr. Lohner
W014	.30 .31	610 450/138 300	M	WH	DO	Lämmeren-H.	W152	.56 .47 .38	611 850/145 750	T	WH		Gr. Lohner
W016	.23 .24 .22	610 350/138 400	M1	WH		Lämmeren-H.	W172(5)	.20 .20 .25	618 100/145 000	M	DH		Gasteretal
W018	.31 .29 .25	609 550/138 250	M	WH	AB, BA	Lämmeren-H.	W173	.19 .19 .19	618 200/145 700	M	DH		Gasteretal
W022	.32 .32 .27	610 550/138 800	M	WH		Lämmeren-H.	W178	.34 .32 .28	609 550/138 680	OM	WH		Lämmeren-H.
G022	.26 .26 .24	610 750/135 700	OK	GH	PA	Trubie	W181	.26 .28 .34	610 200/137 000	OM	WH		Schwarzhorn
A039	.24 .24 .24	611 400/135 400	OK	DH	PA	Trubie	W188	.32 .31 .32	609 300/137 000	DB	WH		Schneehorn
W040	.32 .29 .32	610 400/135 700	DO	WH		Trubie	W191	.28 .27 .25	611 650/138 200	OK	DH		Lämmerenalp
A041	.24 .23 .19	611 400/135 400	OK	DH	PA	Trubie	W192	.29 .25 .22	612 700/138 450	Ms	DH		Lämmerenalp
W044	.34 .34 .32	610 310/135 550	OM	WH	PA	Trubelstock	W198	.32 .32 .24	612 900/140 900	OM	GH		Lämmerenalp
W045	.48 .37 .36	610 950/134 700	DO	WH	BA	Trubie	W201	.24 .23 .21	612 900/141 050	OK	GH		Rote Chume
W050	.33 .25 .31	610 790/135 300	M	WH		Trubie	W201	.32 .31 .30	613 220/142 800	Mi	WH		Rote Chume
G050	.24 .25 .23	613 350/138 300	M1	DH	SM	Gemmi pass	W206	.65 .55 .62	613 200/142 800	Mi	WH		Inn. Üschene
W051	.26 .23 .28	610 800/135 200	DO	WH		Trubie	W216	.18 .20 .20	620 400/140 700	AL	DH		Gitzfurggü
W052	.37 .33 .29	610 910/135 900	M	WH	BA	Trubie	W230	.18 .18 .17	617 950/128 920	OM	JA		Erschmatt
W056	.35 .37 .35	610 600/135 750	M	WH	PL	Trubie	W233	.24 .24 .27	614 150/129 650	OM	JA		Varen
W060	.28 .28 .22	611 370/140 600	M	WH		Steghorn	W245	.26 .29 .29	614 600/143 500	T	DH		Schwarzenbach
W061	.32 .29 .34	611 300/140 600	M	WH		Steghorn	W278	.36 .36 .27	616 300/155 600	TT	GH		Kandergründ
W070	.40 .37 .34	612 500/144 200	Ms	WH		Inn. Üschene	W300	.21 .22 .24	611 100/135 400	GL	DH		Trubie
W071	.42 .37 .38	613 200/144 480	MS	WH	PL, DO, PA	Inn. Üschene	W350	.33 .32 .33	607 150/129 810	OM	JA		Mollens
W072	.42 .38 .22	617 200/150 800	SR	WH		Gollitsche	W355	.31 .30 .28	605 950/130 070	DO	WH		Mollens
W073	.41 .37 .25	616 800/151 240	T	WH		Gollitsche	W361	.22 .22 .18	606 710/130 680	OM	JA		L'Aminona
W079	1.25 .64 .65	615 650/150 600	DB	WH		First	W363	.30 .31 .28	605 460/128 180	AL	WH		Venthone
W082	.63 .49 .41	616 500/154 300	KK	WH		Kandergrund	W364	.41 .49 .31	604 260/128 120	AL	WH		Montana-Village
W088	2.2 .55 3.0	616 400/148 300	DB	WH		Kandergrund	W365	.20 .21 .23	604 800/127 130	TR	WH		Montana-Village
W090	.31 .32 .25	616 750/147 900	OK	GH		Eggeschwand	W404	.31 .30 .38	606 000/131 000	AL	WH		L'Aminona
W093	.57 .50 .52	614 000/149 000	DB	WH	PA	Bunderspitz	W405	.44 .44 .30	605 450/130 850	OM	JA		L'Aminona
W094	.35 .47 .75	614 000/148 750	KK	WH		Allme	W424	.26 .26 .26	605 580/130 000	M	WH		Randogne
W098	.47 .43 .24	615 400/148 500	Ms	WH		Allme	W425	.26 .29 .21	605 580/130 000	M	WH		Randogne
W099	.39 .37 .32	616 600/148 700	KK	GH		Allme	W426	.40 .41 .27	598 800/125 000	AL	WH		Lens (Liène)
W100	.28 .28 .28	617 200/147 800	KK	DH	DO, PL, BA	Eggeschwand	W427(2)	.31 .33 .33	598 800/125 000	AL	WH		Lens (Liène)
W102	.47 .43 .31	616 750/148 600	M	GH		Bütschels	W428(3)	.33 .33 .33	598 800/125 000	AL	WH		Lens (Liène)
W108	.28 .31 .27	616 400/147 400	OK	DH	SM	Eggeschwand	W431	.25 .25 .26	598 850/124 130	TR	WH		St.-Léonard
W109	.27 .27 .29	616 400/147 520	KK	GH	PH	Bütschels	W440(3)	.29 .28 .25	613 450/132 800	AL	DH		Inden
W112	.91 .63 1.02	616 300/148 300	OM	WH	PA	Allme	W441	.20 .19 .27	609 120/129 410	M	JA		Salgesch
W115	.86 .54 .54	616 700/148 600	OM	GH	IN	Bütschels	W442	.22 .20 .21	609 200/129 300	OM	JA		Salgesch
W117	.29 .32 .40	616 750/148 600	M	DH	AB, IN	Bütschels	W446	.19 .18 .24	608 880/129 670	M	JA		Miege
W121	.31 .29 .27	616 800/148 800	T	DH	AB, PA	Bütschels	W449	.56 .38 .46	602 200/137 000	T	WH		Wildstrubel-H.
W122	.31 .29 .27	616 700/148 750	KK	GH	GL, ST	Bütschels	W453(3)	.24 .24 .27	606 300/130 400	AL	WH		L'Aminona
W124	.27 .27 .25	617 250/146 900	OK	DH		Eggeschwand	W454	.22 .22 .22	606 300/130 390	AL	WH		L'Aminona
W125	.20 .20 .24	616 050/146 700	KK	DH	GL, ST	Walldhus	W510(3)	.65 .6 .58	577 750/126 900	LI	WH		Anzeindaz
W127	.44 .39 .34	617 200/145 200	OM	DH	PA	Walldhus	W511(3)	1.93 1.07 1.07	577 750/125 500	T	MO		C. des Essets
W128	.25 .24 .19	617 100/145 200	OM	DH	SM, AB, DO	Walldhus	W512(2)	1.46 1.21 .68	578 200/127 500	DB	DI		Tête Ronde

ECH.	CRISTALLINITE 16µm 2µm 2µmglyc.	COORDONNEES	LIT.	TEC.	MINERAUX (INDEX)	LIEU GEOGR. 1:100 000	ECH.	CRISTALLINITE 16µm 2µm 2µmglyc.	COORDONNEES	LIT.	TEC.	MINERAUX (INDEX)	LIEU GEOGR. 1:100 000
W513	.79	578 200/127 500	OK	DI	SM, PA	Tête Ronde	W698	.18	579 600/113 260	SR	MO		Saillon
W515(2)	1.07	616 400/148 700	OM	WH	AL	Allime	W699	.15	579 600/113 260	OK	MO		Saillon
W516(2)	.27	616 800/148 250	FL	DH	AB	Bütschels	W700	.21	579 600/113 260	M	MO		Saillon
W527(5)	.29	611 550/139 400	AL	WH	PL	Lammeralp	W701	.22	579 770/113 250	AL	MO	PA	Saillon
W530(2)	.48	610 560/138 700	AL	WH	BA, PL	Lammeren-H.	W702(4)	.24	579 770/113 250	AL	MO	CT, PA	Saillon
W532	.45	610 600/136 800	Mi	WH		Schwarzhorn	W703	.21	579 700/113 250	M	MO		Saillon
W536(2)	.31	609 350/135 720	AL	WH		Les Outannes	W704	.25	565 700/114 350	T	AU		Mex
W538	.31	609 400/135 620	OM	WH	AB, SM	Les Outannes	W705	.22	566 100/114 500	Ms	AU		Mex
W544(2)	.31	609 800/135 600	AL	WH	GY	Les Outannes	W706	.21	566 300/114 800	M	AU		Mex
W650(2)	.34	614 200/157 800	T	NI		Ried	W707	.19	566 350/115 050	M	AU		Mex
W651	.25	616 350/158 300	TT	GH	IA, PL	Telleburg	W709	.26	566 400/114 500	TR	AU		Mex
W652	.16	624 900/146 050	LI	DH		Alpetli Gl.	W710	.29	566 400/114 500	TR	AU		Mex
W653	.19	624 900/146 000	TR	AU		Alpetli Gl.	W711(2)	.22	566 400/114 500	TR	AU		Mex
W654	.21	625 000/146 000	DO	AU		Alpetli Gl.	W712(2)	.31	566 400/114 500	TR	AU		Mex
W655	.26	625 100/146 000	DO	AU		Alpetli Gl.	W713	.27	554 600/ 95 800	AL	MO	PA	Le Buet
W656	.20	625 150/146 000	DO	AU	PA	Alpetli Gl.	W714	.25	554 600/ 95 800	AL	MO	PA	Le Buet
W658(4)	.27	625 600/147 400	AL	DH		Alpetli Gl.							
W663	.22	622 600/132 800	AL	AU		Und. Fasilapu							
W664	.27	601 050/129 400	M	WH		Crans(Pas de l'Ours)							
W665	.24	601 050/129 400	Ms	WH		Crans							
W666	.48	601 050/129 700	OM	WH		Crans							
W667	.44	601 150/129 800	OM	WH		Crans							
W668	.27	601 150/130 200	T	WH		Crans							
W669	.30	601 200/130 250	DB	WH		Crans							
W670	.28	601 250/130 550	DB	WH		Crans							
W671	.24	601 250/128 450	AL	WH	PA	Montana							
W672(2)	.24	600 710/125 770	AL	WH	CT, PA	Lens							
W674	.32	600 100/132 900	M	WH		Lac de Tseuzier							
W675(2)	.24	590 550/122 200	DO	WH		Chandolin							
W676	.20	590 700/123 000	Mi	WH		Chandolin							
W677	.19	591 000/124 350	M	WH		Pt. du Diable							
W678	.20	582 550/125 750	SR	MO	PA	Derborence							
W679	.24	582 000/127 200	M	DI		Derborence							
W680	.23	581 400/123 300	OK	MO		Derbon (pt.1761)							
W681	.30	581 400/123 200	KK	MO		Derbon							
W682	.41	580 000/121 500	OM	MO		Derbor.							
W683(3)	.26	579 500/121 800	M	MO	DO, PL	Derbon (pt.2220)							
W684(2)	.41	585 150/123 000	OM	MO	PA	Servaplaine							
W685	.27	585 600/122 000	Mi	UH		Servaplaine							
W686	.31	586 200/120 600	M	UH		Servaplaine							
W687	.44	586 200/120 600	Mi	UH	PA	Servaplaine							
W688	.21	586 200/120 000	M	DI		Aven							
W689	.16	586 200/120 000	M	DI		Aven							
W690	.16	585 900/118 450	OK	AR	PA	Ardon							
W691	.16	585 900/118 450	OK	AR	PA	Ardon							
W692	.21	585 850/118 500	OM	AR		Ardon							
W694	.24	584 900/117 150	OK	MO		Ardon							
W695	.20	584 900/117 150	M	MO	AB	Ardon							
W696	.23	584 900/117 150	OM	MO		Ardon							
W697	.33	583 500/117 200	AL	MO	GY, PA	Chamonson							

LEGENDE:
 LITHOLOGIES (LIT.):

 FL Plysch
 GL schistes a Globigérines
 NU calcaire nummulitique
 TT Gres de Taveyannaz
 T Tertaire en Général
 SR Urgonien "Schrattenkalk"
 DB "Barremien" (Drusbergsschichten)
 KK "Hauterivien" (Kieselskalk)
 OK "Valarginien calc." (Ohrlikalk)
 OM "Val. schisteux" (Ohrlimergel et Zementsteinschichten)
 M Malm en général
 Ms Malm supérieur
 Mi Malm inf. (Schiltschichten)
 DO Dogger en Général
 AL "Aalénien" schisteux
 LI Lias
 TR Trias

 UNITES TECTONIQUES (TEC.):

 NI nappe du Nieser
 UH Ultrahelvetique
 WH nappe du Wildhorn
 GH nappe du Gellhorn
 DI nappe des Diablerets
 DH nappe du Doldenhorn
 MO nappe de Morcles
 JA éc. de Plammis, Jägerchrüz
 AR écaille d'Ardon
 AU Autochtone

MINERAUX:

 AB Albite
 AL Allévardite
 BA Baryte
 BI Biotite
 CT Chloritoïde
 CO Corrensite
 DO Dolomite
 GL Glaucanie
 GY Gypse
 IN Interstratifié
 LA Laumontite
 PA Paragonite/Phengite
 PY Pyrophyllite
 SM Smectite
 ST Stilpnomélane

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

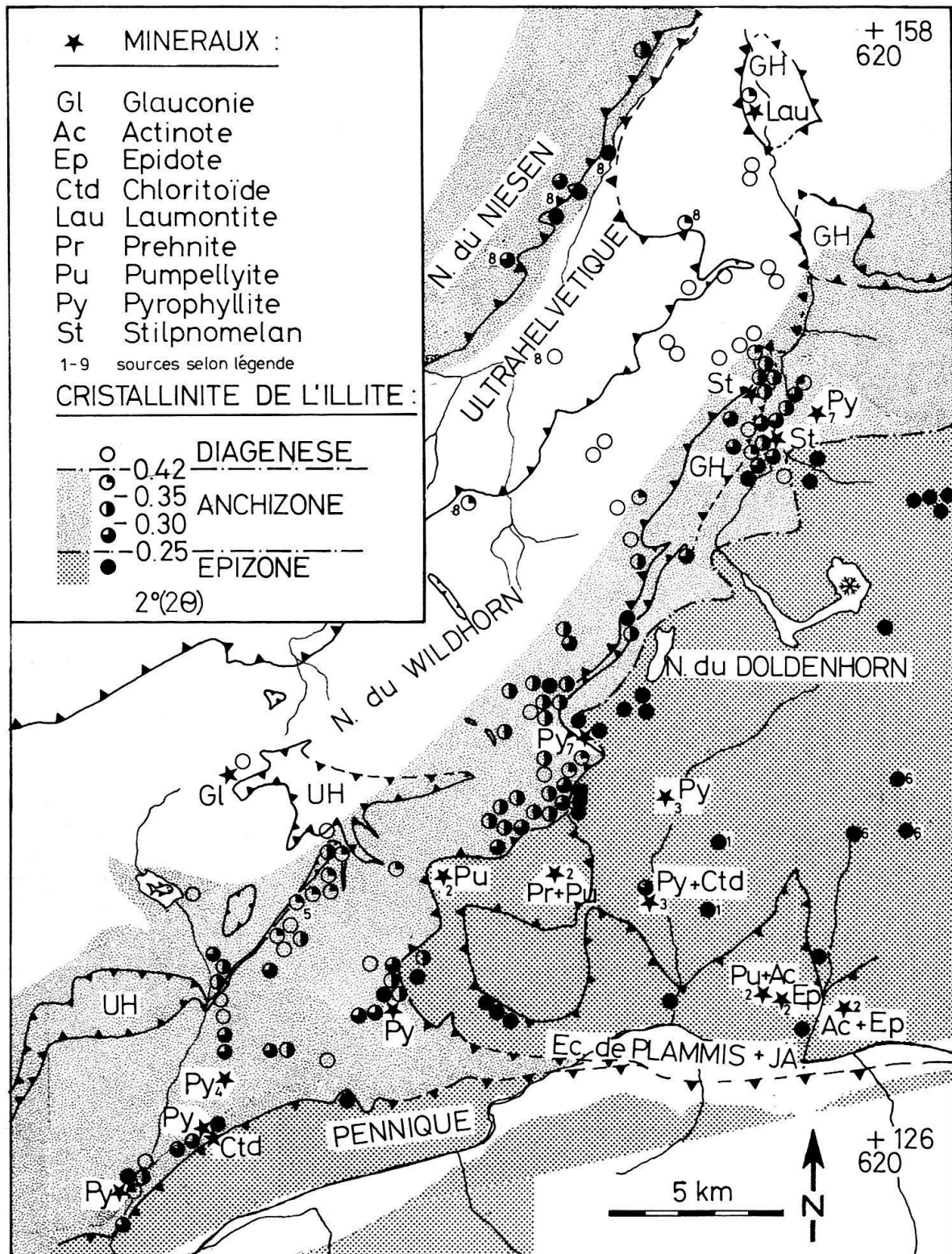


Fig. 12. Carte du métamorphisme à la bordure occidentale du massif de l'Aar; distribution géographique des valeurs de l'indice de cristallinité de l'illite et des minéraux index les plus importants d'après le tableau 2 et les auteurs suivants: 1: BAER dans REY & KÜBLER (1983), 2: BUSSY & EPARD (1984), 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.

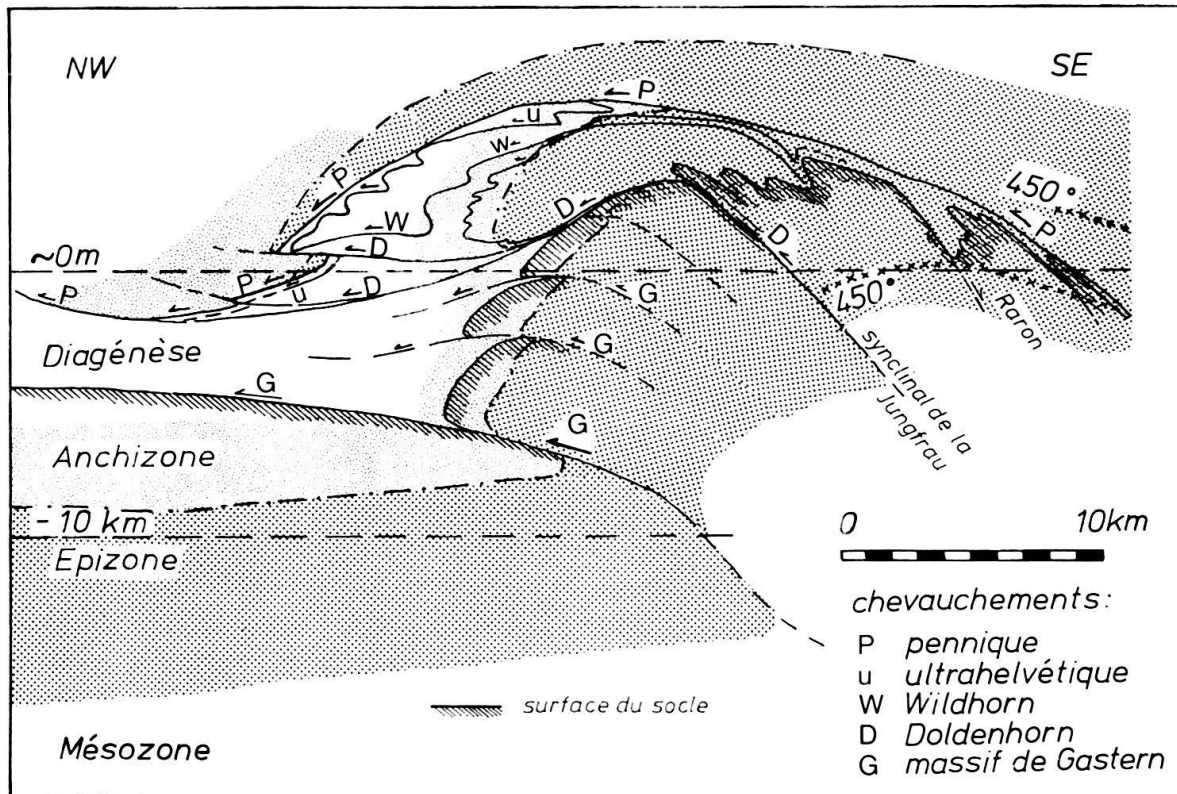


Fig. 13. Coupe du métamorphisme à la bordure occidentale du massif de l'Aar. Les limites diagénèse-anchizone et anchizone-épizone dans les nappes sont celles de la figure 12. En profondeur, elles sont représentées avec l'hypothèse d'un gradient géothermique de $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ et des températures 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 écaille 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 pentes plus fortes 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 paragenèses 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 ± 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:

- âge des flyschs et leur répartition paléogéographique
- relations géométriques entre les différents corps tectoniques
- intensité du métamorphisme des différents corps tectoniques
- datations radiométriques

Comme les points b, c et d ont déjà été présentés, nous n'insistons ci-dessous que sur les premières contraintes. Bien que l'âge des différents sédiments tertiaires soit relativement bien connu, leur rattachement paléogéographique pose encore un problème (fig. 3c). Les grès de Taveyannaz p. ex. sont limités vers le sud et au toit par le chevauche

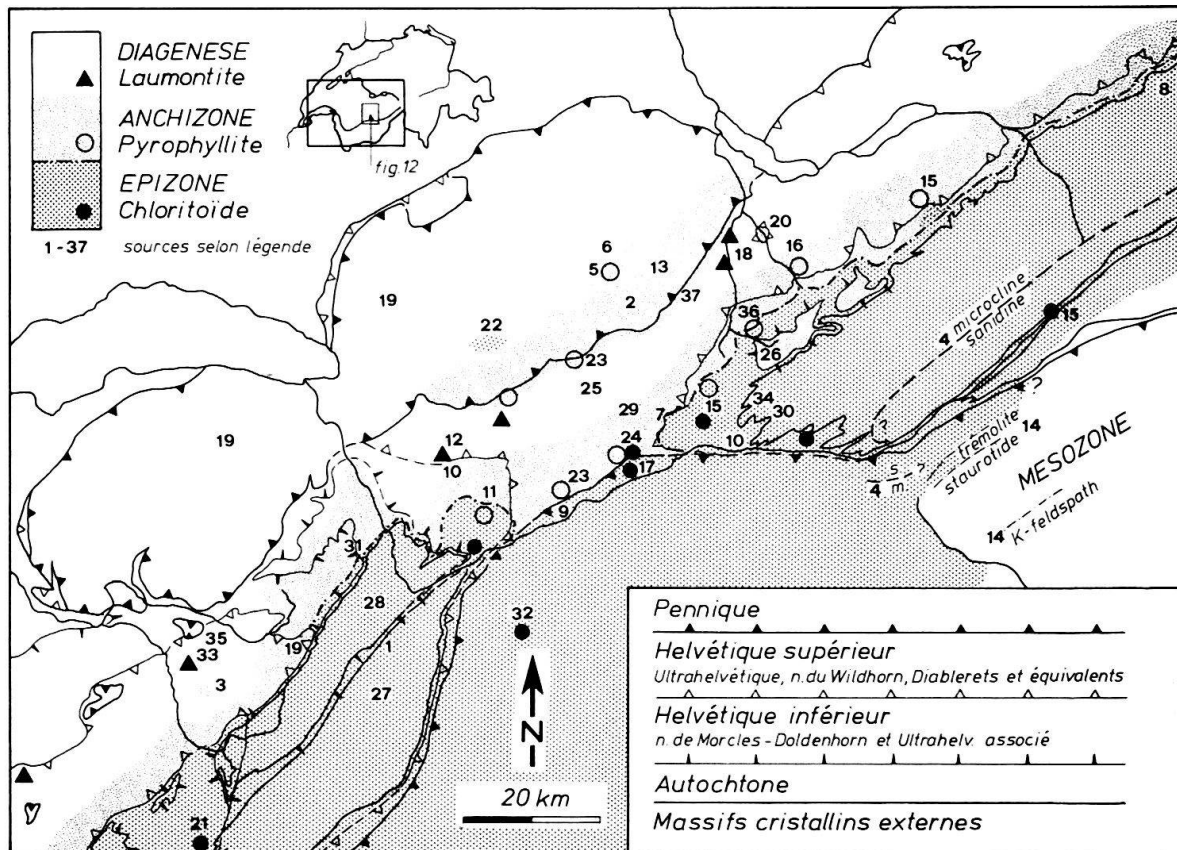


Fig. 14. Carte du métamorphisme alpin de l'Helvétique de la Suisse occidentale et des régions avoisinantes.

Extrapolation d'une compilation des auteurs suivants:

- | | | |
|-------------------------------|---------------------------|-----------------------------------|
| 1: AYRTON (1980) | 14: FRANK (1979), (1983) | 27: POTY et al. (1974) |
| 2: ACKERMANN (1984) | 15: FREY & WIELAND (1975) | 28: RAUMER (1974) |
| 3: APRAHAMIAN & PAIRIS (1981) | 16: FREY et al. (1980) | 29: REY (1981) |
| 4: BAMBAUER (1984) | 17: JORNET (1978) | 30: BAER dans REY & KÜBLER (1983) |
| 5: BAUD (1984) | 18: KISCH (1980) | 31: RUCH (1983) |
| 6: BERTHERIN (1980) | 19: KÜBLER et al. (1979) | 32: SCHAER (1959) |
| 7: BESTENHEIDER (1983) | 20: KÜNZI (1975) | 33: STALDER (1979) |
| 8: BREITSCHMID (1982) | 21: LEIKINE et al. (1984) | 34: TAYLOR (1976) |
| 9: BURRI (1955) | 22: MASSON et al. (1980b) | 35: VUAGNAT (1952) |
| 10: BUSSY & EPARD (1984) | 23: MASSAAD (1973) | 36: WIELAND (1976) |
| 11: DURNÉY (1972) | 24: MOSER (1985) | 37: ZINGG (1983) |
| 12: FAVRE (1984) | 25: MULLIS (1979) | |
| 13: FERRAZZINI (1981) | 26: NIGGLI (1978) | |

ment basal de la nappe du Wildhorn. Du côté nord, les relations sont moins claires. Les affleurements les plus importants sont apparemment liées aux nappes des Diablerets, du Gellihorn et à l'écaille du Jägerchrüz. Leur présence est également signalée dans des flyschs sous la chaîne bordière (SCHERRER 1966) et dans le Wildflysch associé à la nappe de Morcles (MASSON 1976a). Selon VUAGNAT (1952), les grès du val d'Illiez représenteraient la suite stratigraphique voire l'équivalent latéral des grès de Taveyannaz. Dans les deux cas, il est difficile d'expliquer l'absence de grès de Taveyannaz sur les nappes de Morcles et du Doldenhorn. Il pourrait donc s'agir de deux formations bien distinctes par leur paléogéographie et par leur âge. Cette hypothèse est soutenue par le fait que les grès de Taveyannaz du type II et III de VUAGNAT (1952) sont restreints aux occurrences internes et tectonisées.

Tandis que les relations géométriques entre les différentes nappes helvétiques sont assez bien connues, le bord nord des massifs du Gastern et des Aiguilles-Rouges l'est moins et laisse une place aux spéculations. Il pourrait p. ex. s'y cacher une nappe entière du style nappe de Morcles-Doldenhorn! Pour la paléogéographie du Tertiaire, il existe également une lacune à cet endroit entre les Grès du val d'Illiez et les flyschs et la molasse subalpine dont la patrie est inconnue. Les diverses possibilités sont évoquées par TRÜMPY (1980, p. 30), qui pense que l'écaille de Lavaux (Molasse rouge et conglomérats Oligocène supérieur) aurait probablement une origine plus interne que la fenêtre du val d'Illiez. C'est-à-dire qu'il faudrait la rapatrier sur la partie affleurante du massif des Aiguilles-Rouges. La lacune d'information correspondante du côté du massif du Gastern est encore plus grande à cause de l'absence d'une entaille profonde comme celle de la vallée du Rhône entre Martigny et le Léman.

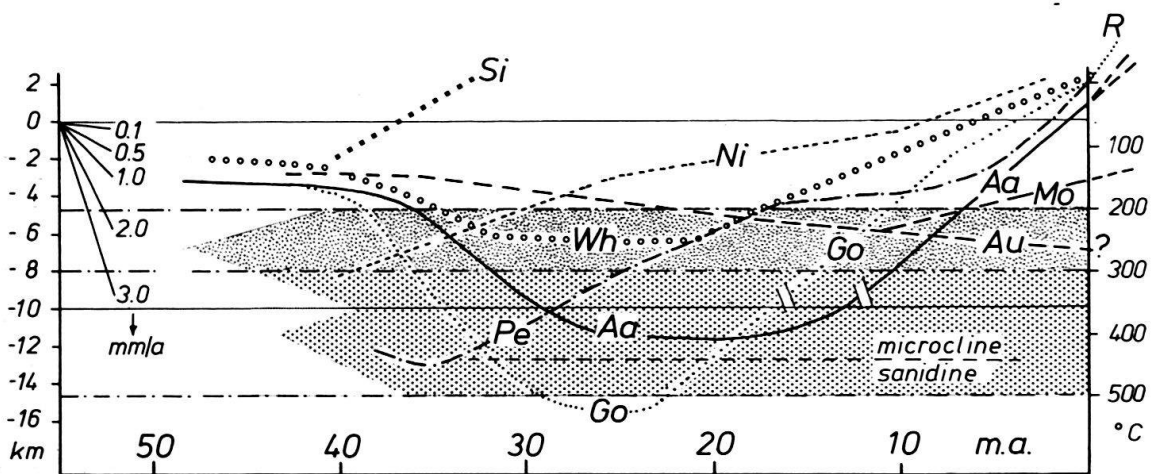


Fig. 15. Diagramme schématisant l'enfouissement de différentes unités tectoniques dans l'échelle du temps (de gauche à droite). Pour les unités helvétiques, le point de départ de l'évolution tient compte de l'âge des sédiments les plus jeunes rencontrés dans l'unité et de l'estimation de la profondeur du dépôt. Chaque courbe passe par un maximum d'enfouissement déterminé par l'intensité du métamorphisme. Pour la remontée on s'est inspiré de courbes publiées (datations isotopiques): Aa: massif de l'Aar, WAGNER et al. (1977, fig. 2e, échantillons 65, 168, 315, 360), Go: massif du Gotthard, idem (fig. 2c), Pe: Pennique, MANCKTELOW (1985, fig. 12, Simplon hangingwall path A), ou d'autres sources: Au: Autochtone, socle sous Thoune selon RIGASSI (1977), Mo: Molasse «Resthebung» selon LEMCKE (1974), R: mouvements récents selon GUBLER (1985). La nappe de la Simme livre les premiers galets dans la molasse marine inférieure (SCHMID 1970). Le point (Si) = déterminé à la surface n'est cependant pas très représentatif pour ce qu'il reste aujourd'hui de cette nappe. Des hypothèses basées sur des arguments géométriques sont faites pour la nappe du Niesen (Ni) et du Wildhorn (Wh).

5.2 Les hypothèses

Pour pouvoir intégrer les informations du tableau 3 dans un modèle tectonique, et afin de combler les lacunes d'information évoquées ci-dessus, les hypothèses suivantes sont faites:

1. Le domaine helvétique, entre le synclinal de la Jungfrau au NW et le synclinal du Prabé au SE, s'étendait sur 50 km. Le domaine du massif du Gastern entre le synclinal de la Jungfrau au SW et le chevauchement basal (au NW) postulé faisait 40 km.
2. Les Flyschs helvétiques sont des sédiments déposés immédiatement en aval d'une cordillère formée par l'empilement de nappes de provenance interne. Nous interprétons comme formations successives du sud au nord, le flysch de Meilleret et de Höchst, les grès de Tavayannaz, les grès du Val d'Illicz, les grès des carrières et la molasse marine inférieure.
3. La progression de cette cordillère vers l'extérieur de l'arc alpin se fait à une vitesse inférieure à 5 cm/an.
4. Les mouvements verticaux sont inférieurs à 3 mm/an.
5. Les gradients géothermiques restent normaux (30°C/km), mais peuvent atteindre 20°C/km en régions de subsidence et 40°C/km lors des phases de remontée.
6. La limite diagenèse/anchizone se situe à 200, celle d'anchizone/épizone à 300°C.

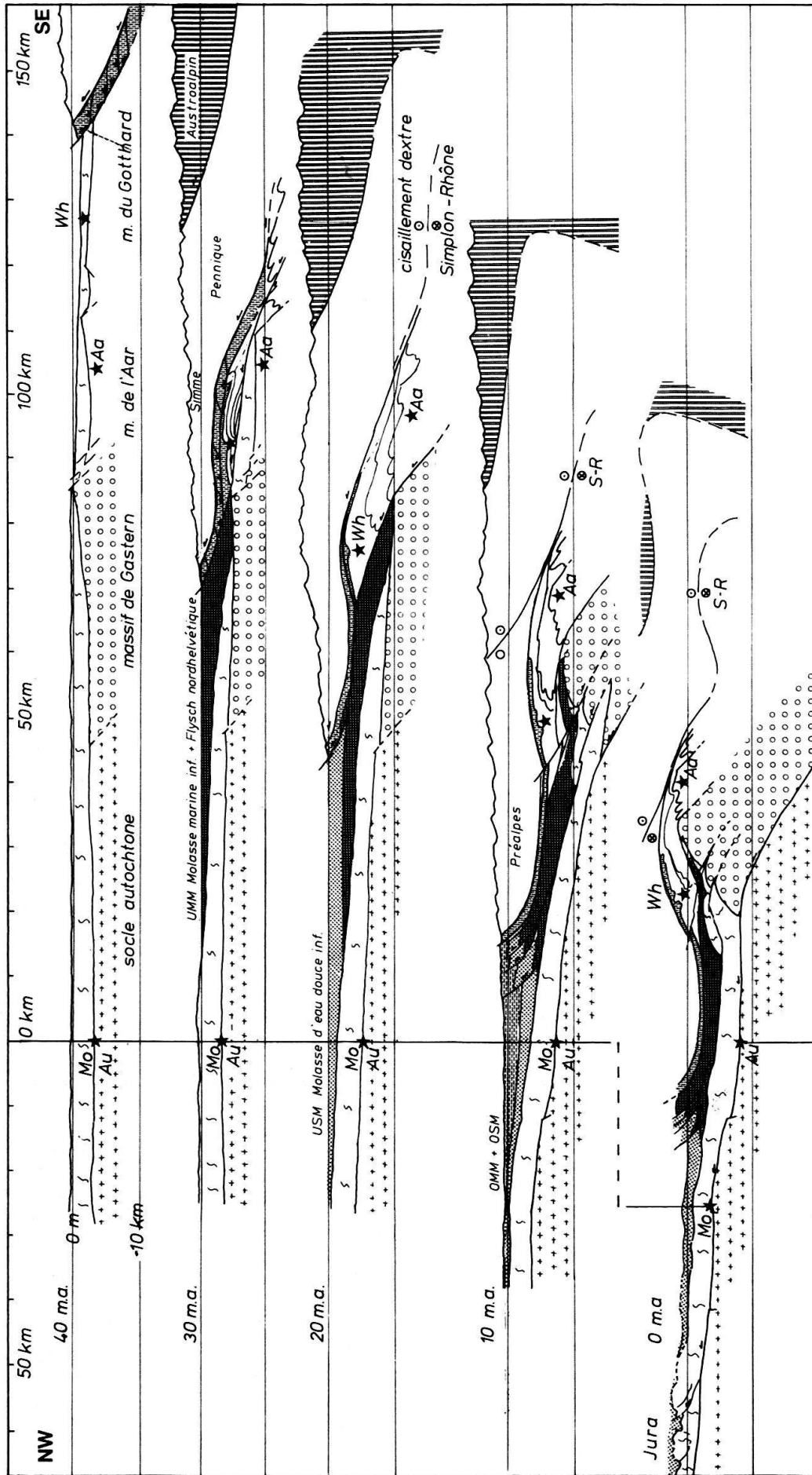
5.3 Le modèle tectonique

La figure 16 est un essai de visualisation des données du tableau 3 sous forme de 5 étapes depuis la fin de l'Eocène.

Les points essentiels qui peuvent être soulignés sont les suivants:

Les Flyschs marquent l'arrivée du «front orogénique» dans l'Ultrahelvétique au cours de l'Eocène supérieur (FERRAZZINI 1981). La nappe du Doldenhorn se trouve à cette époque encore à une très faible profondeur (calcaires à lithothammia, HERB et al. 1978). Nous suivons la proposition de FERRAZZINI pour la mise en place de l'Ultrahelvétique sur la nappe du Wildhorn. Elle explique la «diverticulation» d'une manière tectonique. Ceci évite surtout le problème temporel qui résulte du modèle de «diverticulation par gravité»: A la fin de l'Eocène la pente de l'Helvétique à grande échelle est inclinée vers le sud (voir plus haut). Pour permettre le glissement gravitatif il faudrait donc inverser cette tendance. Dans le cas du Doldenhorn la pente était toujours au sud lors de la formation du Wildflysch (galets de granite de Gastern, KÜNZI et al. 1979). La même situation est décrite pour la nappe de Morcles (BADOUX 1972, fig. 2). Des grès de Tavayannaz sont également repris à la base de l'Ultrahelvétique (MASSON 1976a). D'autre part il est évident que l'Ultrahelvétique sous les Préalpes ne peut être arrivé dans sa position actuelle (sur la molasse) par le même événement de «diverticulation gravitaire» que pour sa mise en place sur les nappes helvétiques.

Dans le modèle dessiné, la mise en place de l'Ultrahelvétique sur les différentes nappes est un événement extrêmement hétérochrone. Nous pensons que cette mise en place marque la position du front des Préalpes dans le temps et dans l'espace. TRÜMPY & BERSIER (1954) décrivent des galets de la nappe de la Simme, des Préalpes et de l'Ultrahelvétique dans les conglomérats chattiens du Pèlerin. D'après ces auteurs, le front alpin



aurait à ce moment dépassé de 10 à 15 km la future ligne de crête du massif des Aiguilles-Rouges.

La «diverticulation» dans le sens de BADOUX (1967, p. 405) est expliquée par le modèle d'un «forward dipping duplex» (BOYER & ELLIOTT 1982).

Pour expliquer l'intensité de métamorphisme dans les différentes nappes, il faut admettre un charriage de la nappe du Wildhorn et du Gellihorn qui précède le plissement et le chevauchement de la nappe du Doldenhorn. Cette dernière atteint le pic du métamorphisme sous la surcharge des nappes supérieures et se met en place encore sous ces conditions épizonales. Ceci est confirmé par les relations structurales.

Le bombement des massifs est expliqué par des chevauchements plus profonds qui provoquent la surrection des structures supérieures. Ces chevauchements pourraient être à l'origine des écaillés de la molasse subalpine et éventuellement de complications dans les Préalpes.

Selon MÜLLER et al. (1984), le chevauchement basal du Jura serait actif à partir de 12 m. a. A ce moment les massifs cristallins devraient déjà être en bonne partie individualisés. Si l'on accepte la théorie du «Fernschub» (LAUBSCHER 1961), ce chevauchement ne peut donc que s'enraciner dans un chevauchement basal de ces massifs, ou alors en position intermédiaire, p. ex. à mi-chemin entre le Jura et le front des Alpes (DIEBOLD & MÜLLER 1985, Beilage 2, Szenarium B). Le modèle du chevauchement basal des massifs est compatible avec la montée générale du bassin molassique qui débute au Miocène supérieur (LEMCKE 1974, LAUBSCHER 1974). La propagation du chevauchement frontal des Alpes jusque au-delà du Jura provoquait une montée différentielle, dépendante de la géométrie du chevauchement basal, de la vitesse de chevauchement, de la déformation interne et des réactions isostatiques (LAUBSCHER 1974, MUGNIER & MENARD 1986). Les mouvements verticaux récents (GUBLER 1986) montrent, que ce chevauchement pourrait être actif jusqu'à nos jours.

Fig. 16. Evolution tectonique du front alpin depuis l'Eocène supérieur (hypothèse de travail):

40 m.a.: La bordure sud du domaine helvétique est recouverte par les unités ultrahelvétiques. Sur la nappe du Wildhorn, se déposent les derniers schistes à Globigérines pendant que sur la nappe du Doldenhorn sédimentent des calcaires à Lithothamnium. Le massif du Gastern est émergé et la couverture mésozoïque est alors complètement érodée. Le futur bassin molassique est également soumis à l'érosion.

30 m.a.: Le front alpin s'est avancé jusque dans la région du massif du Gastern avec la sédimentation du sud au nord dans son «fossé précurseur»: des flyschs de Höchst, des Grès de Taveyannaz, des Grès du val d'Illiez et ensuite la molasse marine inférieure. La nappe du Wildhorn est déjà en place sur le domaine du Doldenhorn. Dans ce dernier, les déformations commencent au sud par un écaillage.

20 m.a.: La nappe du Doldenhorn est plissée, et en bonne partie charriée sur le massif du Gastern, mais se trouve toujours à une profondeur importante. La subsidence du bassin molassique se fait sentir jusque dans la région du Jura où sédimentaient d'abord la molasse d'eau douce inférieure puis la molasse marine supérieure.

10 m.a.: Le front alpin s'est avancé jusque dans la région de Thoun, où même la molasse marine supérieure est écaillée. Ces chevauchements sont probablement enracinés dans le massif du Gastern et provoquent la remontée des massifs et une surrection des structures dans la zone des «racines». Cette région est touchée par une zone de cisaillement dextre qui passe dans la vallée du Rhône et dont le vecteur de translation pointe en dehors du plan de la coupe.

0 m.a.: Dans l'état actuel de l'évolution tectonique, un chevauchement frontal basal va au-delà des chaînes plissées du Jura et s'enracine vraisemblablement sous le massif du Gastern. Ce chevauchement aurait encore transporté l'ensemble des Alpes sur quelques 25 km au NW par rapport à un point donné du socle autochtone (Au) ce qui s'est traduit par une montée générale (différentielle). Cette montée et peut-être aussi le chevauchement sont toujours actifs. (Le bassin molassique et le Jura sont dessinés selon RIGASSI 1977.)

Remerciements

Je tiens à remercier les MM. Prof. J.-P. Schaer, O. A. Pfiffner, J. Mosar, F. Persoz, S. M. Schmid et A. Steck pour de nombreuses discussions, leurs conseils et la lecture critique de plusieurs versions du manuscrit.

Ce travail représente une partie de thèse de doctorat qui a pu être réalisée grâce au soutien financier du Fonds national suisse de la Recherche scientifique (Requêtes no. 2.686-0.82 et 2.867-0.85) et de l'Université de Neuchâtel auxquels je témoigne ma gratitude.

BIBLIOGRAPHIE

- ACKERMANN, A. (1984): Le Flysch de la nappe du Niesen. – Thèse Univ. Fribourg 873.
- ADRIAN, H. (1915): Geologische Untersuchungen der beiden Seiten des Kandertals im Berner Oberland. – Thèse Univ. Berne.
- APRAHAMIAN, J., & PAIRIS, J. L. (1981): Very low grade metamorphism with a reverse gradient induced by overthrust in Haute Savoie (France). In: Thrust and nappe tectonics. – Geol. Soc. London.
- ARBENZ, P. (1922). Die tektonische Stellung der grossen Doggermassen im Berner Oberland. – Verh. schweiz. natf. Ges. Bern, Teil 2, 216–218.
- AYRTON, S. N. (1980): La Géologie de la Zone Martigny–Chamonix et l'origine de la nappe de Morcles. – *Eclogae geol. Helv.* 73, 137–172.
- BADOUX, H. (1946): L'Ultrahelvétique au Nord du Rhône valaisan. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 143.
- (1963): Les bélemnites tronçonnées de Leytron (Valais). – *Bull. Lab. Géol. Minéral. Géoph. Univ. Lausanne* 138.
- (1965): Déformation du Lias inférieur de la nappe du Wildhorn à Drôme (Valais). – *Eclogae geol. Helv.* 58/2, 999.
- (1967): De quelques phénomènes sédimentologiques et gravifiques liés aux orogénèses. – *Eclogae geol. Helv.* 60/2, 399–406.
- (1972): Tectonique de la nappe de Morcles entre Rhône et Lizerne. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 143.
- BADOUX, H., BONNARD, E. G., BURRI, M., & VISCHER, A. (1959): Atlas géol. Suisse 1:25000, feuille 35, St-Léonard. – *Comm. géol. Suisse*.
- BADOUX, H., GAGNEBIN, E., LOMBARD, A., CONNELL, R. B., DE RAAF, M., SCHAUB, H. P., & VISCHER, A. (1962): Atlas géol. Suisse 1:25000, feuille 41, Lenk. – *Comm. géol. Suisse*.
- BADOUX, H., BURRI, M., GABUS, J. H., KRUMMENACHER, D., LOUP, G., & SUBLET, P. (1971): Atlas géol. Suisse 1:25000, feuille 58, Dt. de Morcles. – *Comm. géol. Suisse*.
- BAER, A. (1959): L'extrémité occidentale du Massif de l'Aar. – *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* 82/3.
- BAMBAUER, H. U., & BERNOTAT, W. H. (1982): The Microcline/Sanidine Transformation Isograd in Metamorphic Regions. – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 62/2, 185–244.
- BAMBAUER, H. U. (1984): Das Einfallen der Mikroklin/Sanidin-Isogradenfläche in den Schweizer Zentralalpen. – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 64, 288.
- BAUD, A. (1984): Histoire naturelle des calcaires de St-Triphon, Thèse Univ. Lausanne, non publ.
- BAYER, A. A. (1982): Untersuchungen im Habkernmelange («Wildflysch») zwischen Aare und Rhein. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N. F.]* 240.
- BECKWITH, R. H. (1941): Trace slip faults. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 25/12, 2181–2193.
- BERTHERIN, G. (1980): Bauxites siliceuses dans le Paléokarst jurassique des Spillgerten. – *Trav. diplôme, Univ. Lausanne*, non publ.
- BESTENHEIDER, J. C. (1983): La géologie de la région des Faverges et Raspille. – *Trav. diplôme, Univ. Neuchâtel*, non publ.
- BLAU, R. V. (1966): Molasse und Flysch im östlichen Gurnigelgebiet. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 125.
- BODMER, Ph. (1982): Beiträge zur Geothermie der Schweiz. – *Diss. ETH Nr.* 7034.
- BOYER, W. S., & ELLIOTT, D. (1982): Thrust Systems. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 66/9, 1196–1230.
- BREITSCHMID, A. (1982): Diagenese und schwache Metamorphose in den sedimentären Abfolgen der Zentral-schweizer Alpen. – *Eclogae geol. Helv.* 75/2, 331–380.
- BRÜCKNER, W. (1943): Über Karbon und Trias auf der Nordseite des Gasternmassivs im Lötschbergtunnel. – *Eclogae geol. Helv.* 36/1, 35–53.
- BUGNON, P. C. (1981): Géologie des racines helvétiques dans la région de Loèche (Valais). – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 359/75, 201–206.

- BURKHARD, M. (1986): L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar la déformation des calcaires. – *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.* 281–301.
- BURRI, M. (1955): La zone Sion Courmayeur au Nord du Rhône. – Thèse Univ. Lausanne.
- BUSSY, F., & EPARD, J.L. (1984): Essai de zonéographie métamorphique entre Diablerets et le massif de l'Aar Suisse occidentale, basée sur l'étude des Grès de Taveyanne. – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 64, 131–150.
- CASEY, M., & HUGGENBERGER, P. (1985): Numerical modelling of finite amplitude similar folds developing under general deformation histories. – *J. struct. Geol.* 7/1, 103–114.
- DIEBOLD, P., & MÜLLER, W.H. (1985): Szenarien der geologischen Langzeitsicherheit: Risikoanalyse für ein Endlager für hochaktive Abfälle in der Nordschweiz. – *Nagra Tech. Ber.* 84-26, Baden.
- DIETRICH, D., SONG, H., & CASEY, M. (1981): An attempt at kinematic interpretation of the root zone of the Helvetic nappes, Western Switzerland. – *J. struct. Geol.* 3, 185–195.
- DIETRICH, D., & SONG, H. (1984): Calcite fabrics in a natural shear environment, the Helvetic nappes of Western Switzerland. – *J. struct. Geol.* 6/1–2, 19–32.
- DOLIVO, E. (1982): Nouvelles observations structurales au SW du massif de l'Aar entre Visp et Gampel. – *Matér. Carte géol. Suisse [n.s.]* 157.
- DOUDOUX, B., MERCIER DE LEPINAY, B., & TARDY, M. (1982): Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales): nappes de charriages oligocènes et déformations superposées. – *C. R. Acad. Sci. (Paris)* 295/2, 63–68.
- DURNEY, D. (1972): Deformation History of the Western Helvetic nappes. – Ph. D. thesis, Imperial College, London.
- ESCHER, A. (en prép.): Carte tectonique de la nappe du Grand Saint Bernard entre le Val de Bagnes et les Mischabel.
- FAVRE, R. (1984): Etude géologique et minéralogique de la région de Taveyannaz. – *Trav. diplôme, Univ. Neuchâtel*, non publ.
- FERRAZZINI, B. (1981): Zur Geologie des Ultrahelvetikums zwischen Adelboden und Lenk, Berner Oberland. – *Diss. Univ. Bern.*
- FERRAZZINI, B., & SCHULER, P. (1979): Eine Abwicklungskarte des Helvetikums zwischen Rhone und Reuss. – *Eclogae geol. Helv.* 72/2, 439–454.
- FRANK, E. (1979): Metamorphose mesozoischer Gesteine im Querprofil Brig–Verampio. – *Diss. Univ. Bern.*
- (1983): Alpine Metamorphism of calcareous rocks along a cross-section in the central Alps: occurrence and breakdown of muscovite, margarite and paragonite. – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 63, 37–93.
- FRANK, E., & STETTLER (1979): K–Ar and ³⁹Ar–⁴⁰Ar systematics of white K-mica from an Alpin metamorphic profile in the Swiss Alps. – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 59, 375–394.
- FREY, M., & WIELAND, B. (1975): Chloritoid in autochthon-parautochthonen Sedimenten des Aarmassivs. – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 55, 407–418.
- FREY, M., TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R., MULLIS, J., KÜNZI, B., BREITSCHMID, A., GRUNER, U., & SCHWITZER, B. (1980): Very low grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. – *Eclogae geol. Helv.* 73/1, 173–203.
- FUNK, H. (1985): Mesozoische Subsidenzgeschichte im helvetischen Schelf der Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 78/2, 249–272.
- FURRER, H. (1938): Geologische Untersuchungen in der Wildstrubelgruppe, Berner Oberland. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 35–177.
- (1949): Die Geologie des Mont Bonvin nördlich Sierre, Wallis. – *Eclogae geol. Helv.* 42/1, 14–21.
- FURRER, H., & HÜGI, T. (1952): Telemagmatischer Gang im Nummulitenkalk bei Trublen westlich Leukerbad (Kanton Wallis). – *Eclogae geol. Helv.* 45/1, 42–51.
- FURRER, H., BADOUX, H., HUBER, K., & TAVEL, H.V. (1956): Atlas géol. Suisse 1:25 000, feuille 32, Gemmi. – *Comm. géol. Suisse.*
- GASSER, U., & DOLIVO, E. (1980): Nouvelles observations sur la géologie du Heidnischbiel (Raron, Valais). – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 75/1.
- GOURLAY, P. (1984): La déformation alpine des massifs cristallins externes (Mt. Blanc, Aiguilles Rouges, Belle-donne) et celle de leur couverture mésozoïque (Alpes occidentales). – Thèse Acad. Paris, Univ. P. et M. Curie.
- (1986): La déformation du socle et des couvertures delphino-helvétiques dans la région du Mt. Blanc (Alpes occidentales). – *Bull. Soc. géol. France* 8/2, 1, 159–169.
- GROSHONG, R. H., PFIFFNER, O. A., & PRINGLE, L. (1984): Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of eastern Switzerland from the leading edge to the internal zone. – *J. struct. Geol.* 6/1–2, 5–18.
- GUBLER, E. (1984): Höhenänderungen im Lötschbergtunnel. – *Profil inéd.*

- (1985): Karte der rezenten Hebungen in der ganzen Schweiz, Stand 1985. – Carte inéd.
- GUBLER, E., SCHNEIDER, D., & KELLERHALS, P. (1984): Bestimmung von rezenten Bewegungen der Erdkruste mit geodätischen Methoden. – *Nagra Tech. Ber.* 84-11, Baden.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. (1941): Persistente Brüche im Jura der Wildhorndecke des Berner Oberlandes. – *Eclogae geol. Helv.* 34/2, 164–172.
- (1943): Beweise für passive Tektonik im Berner Oberland. – *Eclogae geol. Helv.* 36/2, 219–223.
- (1945): Probleme der Gebirgsbildung. – *Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.]* 3, 15–31.
- HERB, R., BREITSCHMID, A., MATTER, A., MOJON, A., & NABHOLZ, W. (1978): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft ins Helvetikum des Berner Oberlands vom 9. und 10. Oktober 1977. – *Eclogae geol. Helv.* 71/1, 233–254.
- HOMWOOD, P. (1974): Le Flysch du Meilleret et ses relations avec les unités l'encadrant. – *Eclogae geol. Helv.* 67/2, 349–401.
- HUNZIKER, J. C. (1969): Rb–Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen: Hellglimmer- und Gesamtgesteinsalterswerte. – *Eclogae geol. Helv.* 62/2, 527–542.
- (1974): Rb–Sr and K–Ar age determination and the Alpine tectonic history of the Western Alps. – *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova* 31, 1–54.
- HUNZIKER, J., & BEARTH, P. (1969): Rb–Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen. Biotitalterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose. – *Eclogae geol. Helv.* 62, 205–222.
- HUON, S. (1985): Clivage ardoisier et réhomogénéisation isotopique K–Ar dans des schistes paléozoïques du Maroc (étude microstructurale, conséquences régionales). – Thèse Univ. Strasbourg.
- JORNET, A. (1978): Sur le Pennique valaisan entre St-Léonard et Montana. – *Trav. diplôme, Univ. Fribourg*, non publ.
- KAMMER, A. (1985): Bau und Strukturen des nördlichen Aarmassivs und seiner Sedimente zwischen dem Sustenpass und Grindelwald (Berner Oberland). – Thèse, Univ. Neuchâtel, non publ.
- KISCH, H. J. (1980): Illite crystallinity and coal rank associated with lowest grade metamorphism of the Tavayanne greywacke in the Helvetic zone of the Swiss Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 73/3, 753–777.
- KREBS, J. (1925): Stratigraphie der Blümlisalpgruppe. – *Matér. Carte géol. Suisse [n.s.]* 54.
- KÜBLER, B. (1964): Les argiles, indicateurs de métamorphisme. – *Rev. Inst. franç. Pétrole* 10, 1093–1113.
- (1968): Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'Illite, état des progrès réalisés ces dernières années. – *Bull. Cent. Rech. Pau – SNPA* 2, 385–397.
- KÜBLER, B., PITTION, J. L., HEROUX, Y., CHAROLLAIS, J., & 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.* 72/2, 347–375.
- KÜBLER, B., & GRETILLAT, C. (1984): Reconnaissance et distinction du Chloritoïde. – *Cah. Inst. Geol. Univ. Neuchâtel, sér. AX*.
- KÜNZI, B. (1975): Geologie im hintersten Kiental. – *Trav. diplôme, Univ. Bern*, non publ.
- KÜNZI, B., HERB, R., EGGER, A., & HÜGI, Th. (1979): Kristallin-Einschlüsse im nordhelvetischen Wildflysch des Zentralen Berner Oberlandes. – *Eclogae geol. Helv.* 72/2, 425–437.
- LAUBSCHER, H. P. (1961): Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. – *Eclogae geol. Helv.* 54/1, 221–281.
- (1973): Jura Mountains. In: *Gravity and Tectonics*. – Kees, A. de Jong and Scholten, R.
- (1974): Basement uplift and decollement in the Molasse Basin. – *Eclogae geol. Helv.* 67, 531–537.
- (1983): Detachment, shear and compression in the Central Alps. In: *Contr. to the Tectonics and Geophysics of Mountain Chains*. – *Mem. geol. Soc. Amer.* 158, 191–211.
- LEIKINE, M., KIENAST, J. R., ELTCHANINOFF-LANCELOT, C., & TRIBOULET, S. (1983): Le métamorphisme polyphasé des unités dauphinoises entre Belledonne et Mont Blanc (Alpes occidentales). Relations avec les épisodes de déformation. – *Bull. Soc. géol. France* 25/4, 575–587.
- LEMCKE, K. (1974): Vertikalbewegungen des vormesozoischen Sockels im nördlichen Alpenvorland vom Perm bis zur Gegenwart. – *Eclogae geol. Helv.* 67, 121–133.
- LUGEON, M. (1914): Les hautes alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. – *Matér. Carte géol. Suisse [n.s.]* 30.
- (1941): Une nouvelle hypothèse tectonique: la Diverticulation. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 62/260, 301–303.
- MANCKTELOW, N. (1985): The Simplon Line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 78/1, 73–96.
- MANGE, M. R., & OBERHÄNSLI, R. (1982): Detrital Lawsonite and Blue Sodic Amphibole in the Molasse of Savoy, France and their significance in Assessing Alpine Evolution. – *Bull. suisse Minéral. Pétr. 62*, 415–436.
- MASSAAD, M. (1973): Pétrographie de quelques shales de l'Aalénien de l'Helvétique et de l'Ultraschweiz. – *Bull. Lab. Géol. Mineral. Géophys. Musée géol. Univ. Lausanne* 203.

- MASSON, H. (1976a): Sur le Wildflysch et l'Ultrasch helvétique liés à la nappe de Morcles. – *Eclogae geol. Helv.* 69/2, 279.
- (1976b): Un siècle de géologie des Préalpes. – *Eclogae geol. Helv.* 69/2, 527–575.
- MASSON, H., HERB, R., & STECK, A. (1980a): Helvetic Alps of Western Switzerland, excursion no. 1. In: TRÜMPY, R.: *Geology of Switzerland, part II.* – Wepf, Basel.
- MASSON, H., BAUD, A., ESCHER, A., GABUS, J., & MARTHALER, M. (1980b): Compte rendu de l'excursion de la Soc. géol. Suisse du 1er au 3 octobre 1979: coupe Préalpes–Helvétique–Pennique en Suisse occidentale. – *Eclogae geol. Helv.* 73/1, 331–349.
- MENARD, G. (1979): Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le sud-est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. – Thèse Univ. Grenoble IRIGM.
- MENARD, G., & MUGNIER, (1986): The relation between the Molasse development and the alpine thrust belt evolution. – *Spec. Publ. IAS* 8.
- MILNES, A. G., & PFIFFNER, O. A. (1980): Tectonic evolution of the Central Alps in the cross section St. Gallen–Como. – *Eclogae geol. Helv.* 73, 619–633.
- MONIÉ, P. (1985): La méthode ^{39}Ar – ^{40}Ar appliquée au métamorphisme alpin dans le massif du Mont Rose (Alpes occidentales) (Chronologie détaillée depuis 110 Ma). – *Eclogae geol. Helv.* 78/3, 517–536.
- MOSER, H.-J. (1985): *Strukturgeologische Untersuchungen in der Rawil-Depression.* – Diss. Univ. Bern.
- MUGNIER, J. L., & MENARD, G. (1986): Le développement du bassin molassique suisse et l'évolution des Alpes externes un modèle cinématique. – *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine* 10/1, 167–180.
- MÜLLER, W. H., HUBER, M., ISLER, A., & KLEBOTH, P. (1984): Erläuterung zur «Geologischen Karte der zentralen Nordschweiz 1:100000». – Nagra Tech. Ber. 84-25, Baden.
- MULLIS, J. (1979): The system methane-water as a geologic thermometer and barometer from the external part of the Central Alps. – *Bull. Mineral.* 102, 526–536.
- NEUGEBAUER, H. J., BRÖTZ, R., & RYBACH, L. (1980): Recent crustal uplift and the present stress field on the Alps along the Swiss Geotransverse Basel–Chiasso. – *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 489–500.
- NIGGLI, E. (1978): *Metamorphic map of the Alps.* – Subcommission for the cartography of the metamorphic belts of the world, Leiden, UNESCO, Paris.
- PAVONI, N. (1980): Comparison of focal mechanism of earthquakes and faulting in the Helvetic zone of Central Valais, Swiss Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 551–558.
- PFIFFNER, O. A. (1978): *Der Falten und Kleindeckenbau im Infrahelvetikum der Ostschweiz.* – *Eclogae geol. Helv.* 71, 61–84.
- (1985): Displacements along thrust faults. – *Eclogae geol. Helv.* 78/2, 313–333.
- (1986): Evolution of the northalpine foreland basin in the Central Alps. – *Spec. publ. IAS* 8, 309–318.
- PLANCHEREL, R. (1979): Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes médianes plastiques entre Rhône et Aare. Implications cinématiques et dynamiques. – Thèse Univ. Fribourg, p. 778.
- POTY, P., STALDER, A., & WEISBROD, A. (1974): Fluid Inclusions Studies in Quartz from Fissures of Western and Central Alps. – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 54/2–3, 717–752.
- PURDY, J. W., & STALDER, H. A. (1973): K–Ar Ages of Fissure Minerals from the Swiss Alps. – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 53, 79–98.
- PURDY, J. W., & JÄGER, E. (1976): K–Ar Ages on rockforming minerals from the central Alps. – *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova* 30.
- RAMSAY, J. (1981): *Tectonics of the Helvetic Nappes.* In: *Thrust and nappe tectonics.* – *Spec. Publ. Geol. Soc. London* 9.
- RAMSAY, J. G., & HUBER, M. I. (1983): *The techniques of Modern Structural Geology, Vol. 1, Strain Analysis.* – Academic Press, London.
- RAMSAY, J. G., DIETRICH, D., & CASEY, M. (1985): Structural transect of the Swiss Alps, Field excursion C. – *Int. Symp. on Foreland Basins, Fribourg, 2–4 Sept. 1985, Excursion Guidebook*, Ed.: ALLEN, P., HOMEWOOD, P., & WILLIAMS, G.
- RAUMER, J. F. von (1974): Zur Metamorphose amphibolitischer Gesteine im Altkristallin des Mt.-Blanc- und Aiguilles-Rouges-Massivs. – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 54, 471–488.
- REY, J. Ph. (1981): *Etude géologique et structurale du Tubang.* – *Trav. diplôme, Univ. Neuchâtel*, non publ.
- REY, J. Ph., & KÜBLER, B. (1983): Identification des micas des séries sédimentaires par diffraction X à partir de la série harmonique (001) des préparations orientées. – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 63, 13–36.
- RIGASSI, D. (1977): *Genèse tectonique du Jura. Une nouvelle hypothèse.* – *Paléolab News* 2, Terreaux du Temple, Genève.
- RUCH, D. (1983): De Champéry à Susafte: relations stratigraphiques, structurales, métamorphiques entre l'Autochtone, le Parautochtone et la nappe de Morcles. – *Trav. diplôme, Univ. Neuchâtel*, non publ.

- RYBACH, L., MÜLLER, S., MILNES, A. G., ANSORGE, J., BERNOULLI, D., & FREY, M. (1980): The Swiss Geotraverse Basel–Chiasso, a review. – *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 437–462.
- SCHAER, J. P. (1959): Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes. – *Arch. Sci.*, p. 473–620.
- SCHAER, J. P., REIMER, G. M., & WAGNER, G. A. (1975): Actual and ancient uplift rate in the Gotthard region, Swiss Alps: A comparison between precise levelling and fission track Apatite age. – *Tectonophysics* 29, 293–300.
- SCHAUB, H. P. (1936): Geologie des Rawilgebietes (Berneralpen). – Diss. Univ. Basel.
- SCHERRER, F. (1966): Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Flysch und in der Molasse zwischen Thunersee und Eriz.-Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 127.
- SCHLÄPPI, E. (1980): Geologische und tektonische Entwicklung der Doldenhorndecke und zugehöriger Elemente. – Diss. Univ. Berne, non publ.
- SCHMID, G. (1970). Geologie der Gegend von Guggisberg und der angrenzenden subalpinen Molasse. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 139.
- SIDDANS, A. (1983): Finite strainpattern in some Alpine nappes. – *J. struct. Geol.* 3/4, 441–448.
- SIEGENTALER, C. (1970): Die nordhelvetische Flyschgruppe im Sernftal. – Diss. Univ. Zürich.
- SPICHER, A. (1972, 1980): Tektonische Karte der Schweiz. – Schweiz. Geol. Komm.
- STALDER, P. J. (1979): Organic and inorganic metamorphism in the Taveyannaz Sandstone of the Swiss Alps and equivalent Sandstones in France and Italy. – *J. sediment. Petrol.* 49/2, 463–482.
- STECK, A. (1984): Structures et déformations tertiaires dans les Alpes centrales. – *Eclogae geol. Helv.* 77/1, 55–100.
- STEFFEN, P. (1981): Zur Stratigraphie und Paläontologie des helvetischen Eozäns in der Wildhorndecke des Berner Oberlandes. – Diss. Univ. Bern.
- SUPPE, J. (1985): Principles of Structural Geology. – Prenticehall Inc. Englewood Cliffs, New Jersey.
- TAYLOR, C. (1976): Tectonic Studies at the SW End of the Aar massif, Switzerland. – Ph. D. thesis, Luton College, London.
- TRÜMPY, R. (1980): The Geology of Switzerland. – Wepf, Basel.
- TRÜMPY, R., & BERSIER, A. (1954): Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont Pèlerin. – *Eclogae geol. Helv.* 47, 119–166.
- VUAGNAT, M. (1952): Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 97.
- WAGNER, G. A., REIMER, G. M., & JÄGER, E. (1977): Cooling ages derived by Apatite fission track, Mica Rb–Sr and K–Ar dating. The uplift and cooling history of the Central Alps. – *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova* 30, 1975–1977.
- WIELAND, B. (1976): Petrographie eozäner siderolitischer Gesteine des Helvetikums der Schweiz: Ihre Diagenese und schwache Metamorphose. – Diss. Univ. Bern.
- ZIEGLER, M. A. (1967): A study of the lower cretaceous facies development in the Helvetic Border chain, north of the lake of Thun (Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.* 60/2.
- ZINGG, M. (1983): Geologie und Metamorphose der Subniesenzone in der Gegend von Adelboden–Achseten. – Diplomarb. Univ. Bern, non publ.
- ZWAHLEN, P. (1983): Die Gellihorndecke im Kiental. – *Eclogae geol. Helv.* 76/3, 491–506.

Manuscrit reçu le 14 décembre 1986

Révision acceptée le 8 septembre 1987

