

Structure de la zone du Combin entre les Diablons et Zermatt (Valais)

Autor(en): **Sartori, Mario**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **80 (1987)**

Heft 3

PDF erstellt am: **17.05.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-166026>

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

Structure de la zone du Combin entre les Diablons et Zermatt (Valais)

Par MARIO SARTORI¹⁾

RÉSUMÉ

Définie en 1909 par E. Argand pour désigner l'ensemble des terrains mésozoïques compris entre les socles des nappes du Grand Saint-Bernard et du Mont Rose et la nappe de la Dent Blanche, la zone du Combin a par la suite été l'objet de nombreuses interprétations différentes. De nouveaux levés géologiques ainsi que des observations stratigraphiques et structurales entre le Turtmantal et le Mattertal rendent possible une révision des subdivisions de cette zone ainsi que de celles de la nappe du Grand Saint-Bernard.

Au stade actuel des recherches, les terrains qui forment la partie orientale de la zone du Combin (au sens d'Argand) sont divisés en quatre unités indépendantes. Deux d'entre elles, structurellement les plus élevées, sont des nappes ophiolitiques: la zone Zermatt–Saas Fee et la nappe du Tsaté. Les deux autres sont les couvertures mésozoïques (et tertiaires: SM) des nappes de Siviez–Mischabel et du Mont Fort.

Ces unités ont été superposées lors du principal épisode de déformation tertiaire (méso-alpin). Les plans de chevauchement issus de ce procharriage synschisteux (D1, S1) ont ensuite été replissés par plusieurs phases de déformation. Les deux principaux types de mégastructures «post-nappes» sont d'abord des plis couchés vers l'WNW inscrits dans une zone de cisaillement recoupant le contact des nappes (D2), puis des plis déversés vers le sud (plis en retour) à caractère très disharmonique (D3). Des figures d'interférence à grande échelle résultent de cette superposition de déformations.

A la lumière de ces nouvelles données, il s'avère que les subdivisions classiques de la zone du Combin (Theodul–Rothorn-Zone, Obere Zermatter Schuppenzone) n'ont pas de véritable signification ni stratigraphique ni structurale. En outre, le rôle des rétrocharriages dans l'édification des structures de cette zone pourrait avoir été largement surestimé.

ABSTRACT

As defined in 1909 by E. Argand, the Combin zone contains the entire sequence of Mesozoic sediments and ophiolites comprised between the Grand St-Bernard–Monte Rosa and Dent Blanche basements. Since then, this term has been used in many different ways. Geological mapping, together with stratigraphical and structural work between the Turtmantal and Zermatt are leading to a new subdivision of this zone.

At the present stage, four independent units are assumed to build up the Combin zone. The two highest structural units are ophiolitic nappes: the Zermatt–Saas Fee zone and the Tsaté nappe. The two lower ones are represented by the Mesozoic–Tertiary cover rocks of the Siviez–Mischabel and Mont Fort nappes.

All these units have been superposed during the main phase of Tertiary deformation (meso-Alpine). This event (D1) is associated with the main pervasive schistosity (S1). Two subsequent generations of megastructures have affected the thrust planes. The first consists of isoclinal recumbent folds (D2) displaying a WNW vergence. They are associated with a flat lying ductile shear zone cutting upwards through the nappe boundaries. The second is distinguished by disharmonic south-facing folds (D3). Some interference patterns are produced by the successive deformations.

According to these new results, the classic subdivisions of the Combin zone (Theodul–Rothorn-Zone, Obere Zermatter Schuppenzone) have no real signification, neither stratigraphic, nor structural. Furthermore, it seems that the importance of the backthrusting in the building up of this zone has been widely over-estimated.

¹⁾ Institut de géologie de l'Université de Lausanne, UNIL-BFSH 2, CH–1015 Lausanne.

1. Introduction

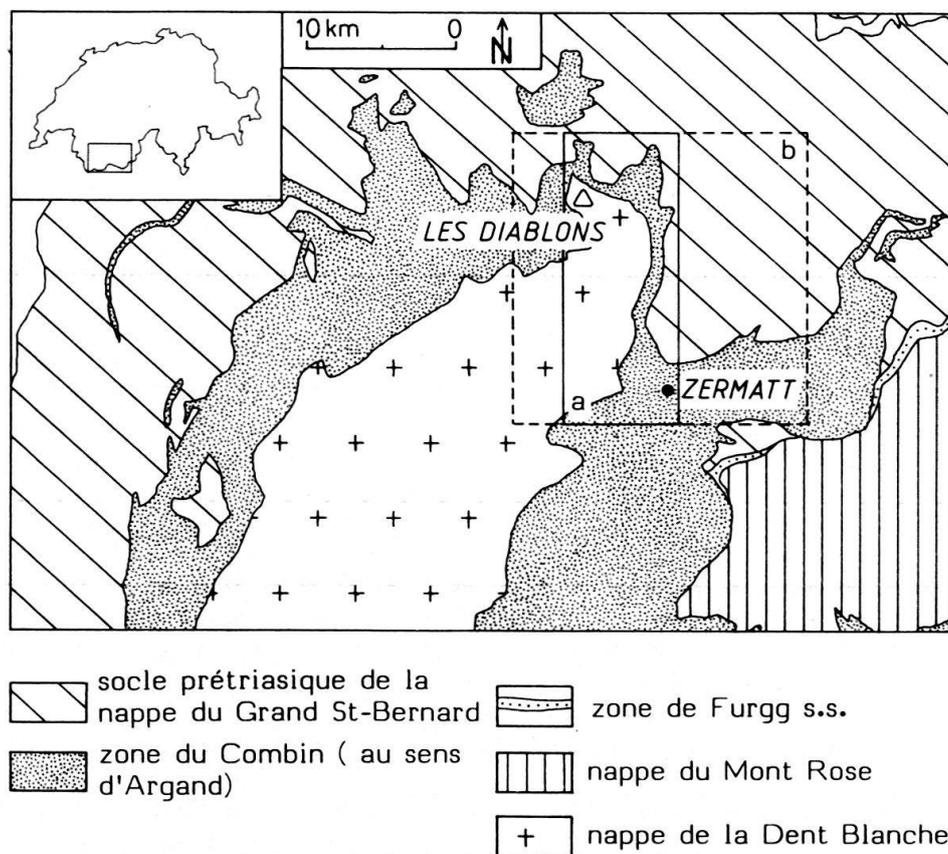
Dans la littérature géologique, le terme de «zone du Combin», introduit par ARGAND (1909), est pratiquement utilisé avec un sens différent par chaque auteur. Ce fait traduit les difficultés que présente la subdivision des terrains intercalés entre les socles penniques supérieurs et austroalpin dans les Alpes valaisannes.

Pour tenter de préciser la nature des unités formant cette zone et la trajectoire des déformations alpines qui ont forgé sa géométrie actuelle, un important effort stratigraphique et cartographique était nécessaire.

Cette tâche touche à son terme au pourtour nord-est de la nappe de la Dent Blanche. Elle représente un travail d'équipe basé sur la cartographie détaillée de secteurs contigus. La compilation de ces travaux relativement ponctuels permet ensuite de tester la valeur régionale des résultats qu'ils fournissent. Le secteur étudié ici (fig. 1) couvre la zone du Combin de la crête qui sépare le Val d'Anniviers et le Turtmanntal (Les Diablons) aux pentes sud de l'Unter Gabelhorn (Mattertal). Il inclut donc le versant nord-ouest du Mattertal près de Zermatt dont le levé géologique est l'œuvre de J. C. Tièche et de A. Crespo.

2. Historique des subdivisions de la zone du Combin dans la région de Zermatt

La vallée de la Mattervispa offre à l'ouest de Zermatt une coupe naturelle à travers près de 800 m de métasédiments de la zone du Combin. Ce profil a joué, pour cette rai-



a: zone étudiée

b: carte de la fig.5

Fig. 1. Situation du secteur étudié dans le cadre tectonique général des Alpes Valaisannes.

son, un rôle prépondérant dans la subdivision de ces «schistes lustrés» au cours de ce siècle.

Le but n'est pas de procéder à l'historique complet des recherches sur cette région (voir pour cela MÜLLER 1982, ESCHER & MASSON 1984), mais de commenter brièvement les modèles et la nomenclature qui ont successivement servi de référence.

Cette revue s'impose car, au fil des travaux, le même terme s'est souvent appliqué à des objets différents, ou à l'inverse des noms différents ont servi à désigner le même objet.

Pourtant, l'image cartographique a peu changé depuis le levé d'ARGAND au 1:50 000 (carte Dent Blanche 1908), voire même celui de GERLACH (1869). Les quelques niveaux repères (bandes de quartzites, de marbres, de dolomies et de prasinites) ressortant de la monotone masse des schistes lustrés sont connus et cartographiés de la même façon, à quelques détails près, par chaque auteur.

Les figures 2 et 3 illustrent ces modèles au moyen d'une coupe schématique Weiss-hornhütte–Mettelhorn–Triftbach.

La carte 1:50 000 Dent Blanche et les coupes qui s'y rapportent permettent de visualiser les idées d'ARGAND (1908, 1909, 1911, 1923) sur un secteur qui a largement inspiré sa vision cinématique du domaine pennique (fig. 2a). Il définit la *zone du Combin* comme étant une unité tectonique entièrement formée de terrains secondaires: la série pennique supérieure.

«Elle repose sur les formations primaires de la nappe du Grand Saint-Bernard et sert de substratum au noyau prétriasique de la nappe de la Dent Blanche.» Cette zone structurale composite comprend:

1. «un groupe inférieur, ou couverture secondaire normale de la nappe du Grand Saint-Bernard»
2. «un groupe moyen, entièrement formé de plis couchés venus du Sud-Est» (faisceau vermiculaire)
3. «un groupe supérieur, qui comprend le flanc mésozoïque renversé de la nappe de la Dent Blanche en contact anormal sur le groupe précédent.»

Pour Argand, chaque branche du faisceau vermiculaire est formée par un anticlinal isoclinal de marbres et de dolomies à cœur de quartzites. A Zermatt, sous l'effet du pli de la Mischabel, ces structures sont elles-mêmes dédoublées et forment les deux flancs d'un pli déversé vers le S: les faisceaux vermiculaires inférieur et supérieur.

Un nouveau modèle va naître vers le milieu du siècle des idées de R. Staub. Il sera inspiré d'abord par des comparaisons avec le système rhétique, puis appuyé sur les travaux de thèse de ses élèves à l'Ecole Polytechnique Fédérale de Zürich.

STAUB (1937) nie l'individualité des nappes du Grand Saint-Bernard et du Mont Rose et les rassemble dans la «Mischabel-Decke».

Il affirme le caractère austro-alpin de la nappe de la Dent Blanche (1936, 1938, hypothèse déjà formulée par SCHMIDT 1907). Il considère dès lors (1942) la zone du Combin comme une unité pennique supérieure indépendante, charriée sur la Mischabel-Decke.

La première image cartographique de la région de Zermatt basée sur ces subdivisions est l'œuvre de GÜLLER (1947) (fig. 2b). Il définit l'*Ophiolith-Decke*, reprend pour la zone du Combin les subdivisions de Staub: *Hörnli-Zone* (Untere Zermatter Schuppenzone), *Oberer Würmlizug* (Obere Zermatter Schuppenzone) et crée la *Hühnerknubelzone* pour les

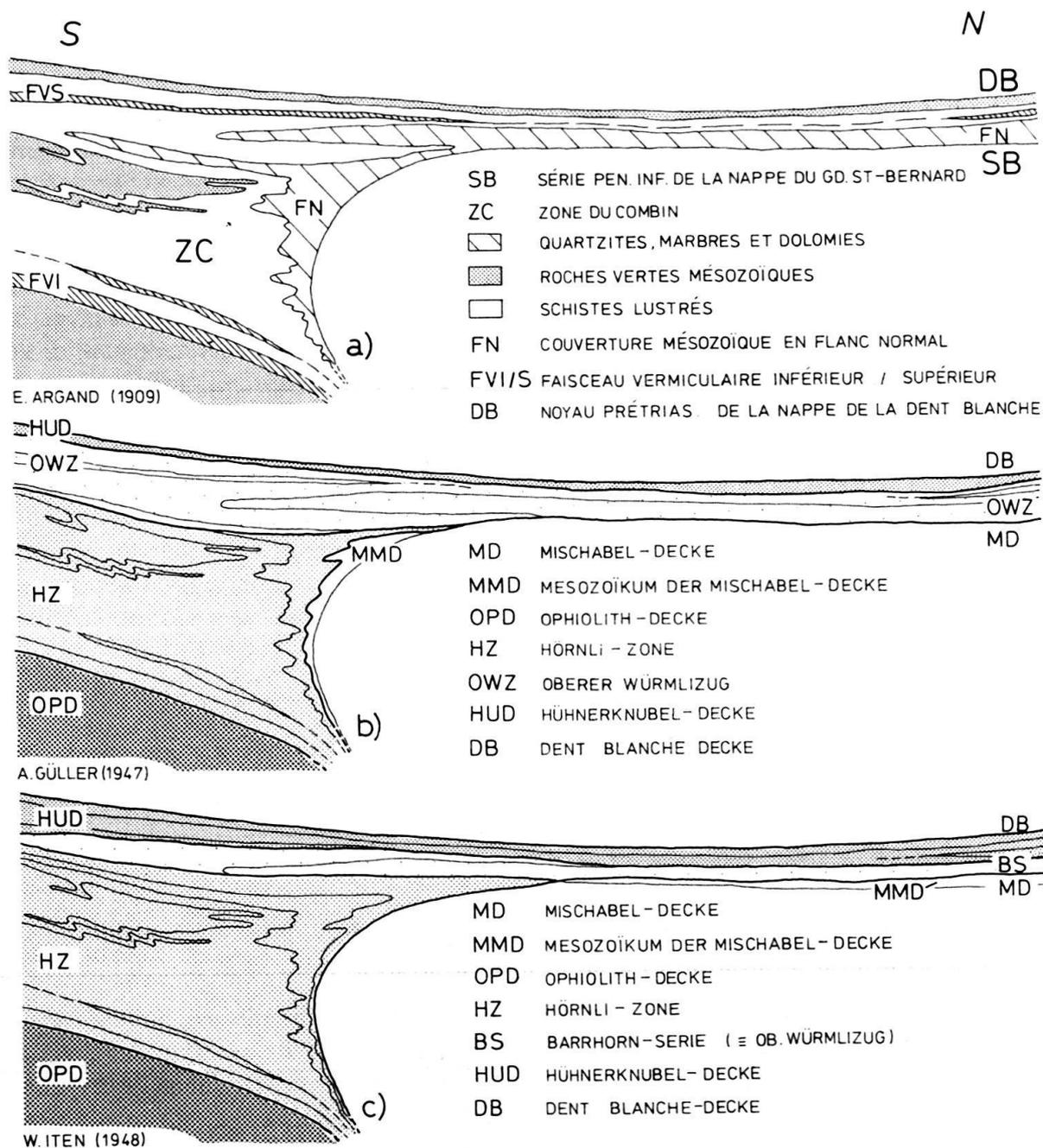


Fig. 2. Coupes schématiques du pli de la Mischabel (Zermatt) illustrant les subdivisions de la zone du Combin adoptées par différents auteurs: a) E. Argand, b) A. Güller, c) W. Iten (sans échelle).

ophiolites qui jalonnent le contact de la nappe de la Dent Blanche (groupe de Tracuit et groupe de Bies d'Argand).

Il faut remarquer que Güller procède à une mauvaise interprétation des idées d'Argand, puisqu'il englobe dans l'Oberer Würmlizug (faisceau vermiculaire supérieur) la puissante série de marbres et de quartzites qui représentait pour Argand la couverture normale de la nappe du Grand Saint-Bernard (groupe inférieur de la zone du Combin).

Cette erreur, probablement déjà commise par STAUB (1942), va s'amplifier dans les travaux de ITEN (1948) sur la zone du Combin entre Mettelhorn et Turtmantal (fig. 2c).

Ce dernier, en effet, annexe le vrai faisceau vermiculaire d'Argand à la Hühnerknubel-Decke. Il désigne alors uniquement par Oberer Würmlizug (ou *Barrhorn-Serie*) ce qui constituait le groupe inférieur d'Argand et non pas le faisceau vermiculaire.

Selon Iten, la Hörnli-Zone (qui se pince vers le nord) et la Barrhorn-Serie chevauchent la Mischabel-Decke sur laquelle subsiste parfois une mince couverture mésozoïque.

Pour Staub et ses élèves, la zone du Combin est donc formée d'écailles superposées. Chacune d'elle est constituée par une série mésozoïque en position normale comportant un «Trias basal».

L'affinité briançonnaise de la série du Barrhorn est démontrée par ELLENBERGER (1953a) grâce à son analogie avec les séries de Vanoise occidentale. Il découvre des restes de fossiles et reconnaît les niveaux caractéristiques allant du Trias moyen à l'Eocène.

Poussant la comparaison au cadre structural, ELLENBERGER (1953b) décrit le chevauchement des «schistes lustrés» sur la couverture de la nappe du Grand Saint-Bernard (série du Barrhorn), puis le décollement et le rôtrocharriage de celle-ci au sein des schistes lustrés à faciès piémontais.

Grâce à l'immense travail de BEARTH (1953, 1964, 1980), ce périmètre est entièrement couvert par les feuilles 1:25 000 de l'Atlas géologique de la Suisse. Les données les plus importantes concernent la zone Zermatt-Saas Fee dans laquelle il décrit un socle océani-

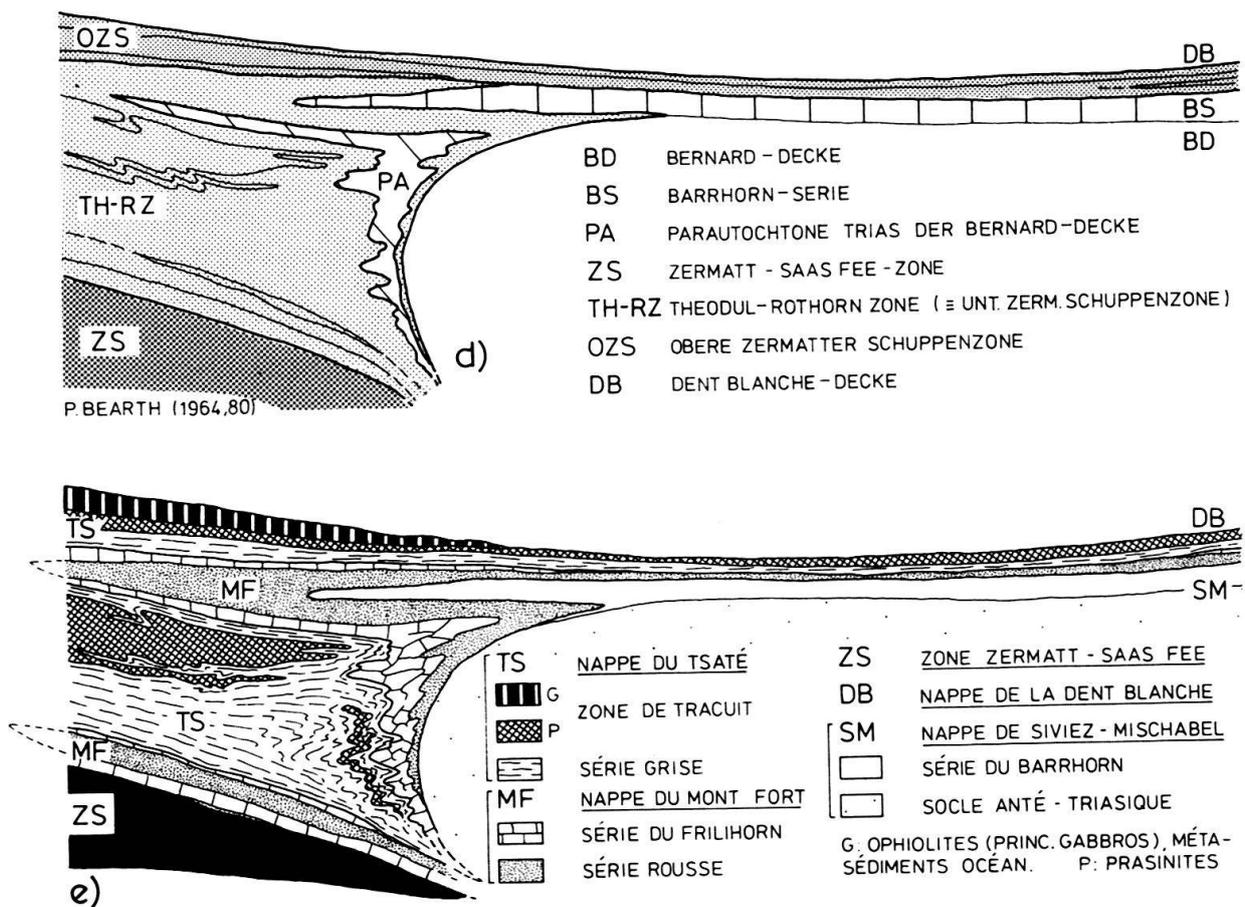


Fig. 3. Coupes schématiques du pli de la Mischabel illustrant le mode de subdivision de la zone du Combin proposé: d) par P. Bearth, e) dans cet article (sans échelle).

que et sa couverture sédimentaire ayant subi une histoire métamorphique alpine polyphasée (1967, 1973).

Exception faite des modifications entraînées par les observations d'Ellenberger, l'image qu'il donne de la zone du Combin à l'ouest de Zermatt (1976, in TRÜMPY 1980) (fig. 3d) reste proche des modèles précédents. Le découpage en écailles: *Theodul-Rothorn-Zone* (= Hörnli-Zone) et *Obere Zermatter Schuppenzone* (= Hühnerknubel-Decke) repose sur l'existence de deux niveaux de Trias «basal» (les faisceaux vermiculaires inf. et sup. d'Argand).

Au sud-ouest de Zermatt (Val Tournanche) DAL PIAZ (1965, DAL PIAZ & ERNST 1978) distingue l'unité de Zermatt-Saas Fee, formée de lambeaux de croûte océanique et de leurs couvertures sédimentaires, de l'unité du Combin (au sens restreint) constituée par une série basale d'âge principalement triasique et liasique surmontée par une séquence turbiditique à intercalation de niveaux prasinitiques. L'unité du Combin constituerait une séquence ophiolitique d'un type particulier, déposée sur une croûte continentale amincie.

C'est par d'importantes découvertes micropaléontologiques, mais également par des observations cartographiques et stratigraphiques minutieuses entre le Val d'Anniviers et le Turtmantal que MARTHALER (1981, 1984) a relancé l'intérêt des recherches dans ces sédiments réputés azoïques. Deux séries distinctes, la série rousse et la série grise, formant ensemble la plus grande partie des «schistes lustrés» de la zone du Combin dans cette région, sont datées du Crétacé supérieur.

3. Entités cartographiques

Dans cet article, le terme de zone du Combin est utilisé dans son sens historique et désigne l'ensemble des terrains (essentiellement mésozoïques) compris entre les socles des nappes du Grand Saint-Bernard et du Mont Rose et la nappe de la Dent Blanche. Il correspond ainsi à la définition originale d'ARGAND (1909). On ne lui attribue ici aucune connotation paléogéographique, étant bien entendu que cette zone est constituée d'unités d'origines très diverses.

Le sens restreint dans lequel le terme de zone (ou unité) du Combin est fréquemment employé (zone Zermatt-Saas Fee et série du Barrhorn exclues) ne se justifie pas. Les terrains qu'il désigne étant encore, à nos yeux, formés d'au moins deux unités totalement indépendantes, il n'a en effet pas davantage de sens paléogéographique.

L'interprétation des nouvelles données stratigraphiques et cartographiques permet de subdiviser la zone du Combin (au sens d'Argand) en quatre unités indépendantes (fig. 3e):

- la couverture mésozoïque et tertiaire de la nappe de Siviez-Mischabel (série du Barrhorn, série du Toûno)
- la couverture mésozoïque présumée du socle cristallin interne (Mont Rose) décollée et divisée en plusieurs unités distinctes (série d'Evolène, série du Frilihorn, série rousse) constituant la fraction mésozoïque de la nappe du Mont Fort
- la nappe ophiolitique de Zermatt-Saas Fee
- la nappe ophiolitique du Tsaté

Ces subdivisions répondent également à une révision de la structure de la nappe du Grand Saint-Bernard (ESCHER en prép.), elle-même divisée en sous-nappes indépendantes (zone Houillère, nappe des Pontis, nappe de Siviez–Mischabel, nappe du Mont Fort).

Les unités présentes dans le secteur étudié sont brièvement passées en revue ci-dessous, et les principaux types de séries mésozoïques qu'elles contiennent sont schématisées dans la fig. 4. Les attributions stratigraphiques reposent sur des découvertes (micro-)paléontologiques ou sur des analogies de faciès. Certaines séries possèdent encore des noms informels (série rousse, série grise) et attendent d'être plus strictement définies et datées pour recevoir un label définitif.

La **nappe de Siviez–Mischabel** (SM) est formée d'un socle anté-triasique (zone Mischabel–Siviez, THÉLIN & AYRTON 1983) et de sa couverture partiellement décollée: la série du Barrhorn. Cette dernière est relayée vers l'ouest par une série plus condensée: la série du Toûno, puis par une zone à quartzites, gypses et cornieules considérée comme le tégument triasique inférieur dont s'est décollée la nappe des Préalpes médianes rigides. La similarité entre la série du Barrhorn et ces dernières ainsi que les attributions proposées par ELLENBERGER (1953b) n'ont cessé de se vérifier. L'analogie des faciès et la découverte de restes de foraminifères planctoniques (de type *Globorotalia* sp.?) dans des niveaux de remaniement permettent de considérer l'âge éocène du flysch sommital comme probable.

La **nappe du Mont Fort** (MF) regroupe un socle permo-carbonifère et des éléments qui appartiennent à la zone du Combin au sens d'Argand: des quartzites triasiques et plusieurs séries mésozoïques.

Le premier – la **zone du Métailler** (SCHAER 1959, BURRI 1983) – n'est développé que dans la partie occidentale de la nappe du Grand Saint-Bernard, à l'ouest du Val d'Hérens. En raison de ses caractéristiques pétrographiques et structurales, la zone du Stockhorn (Zermatt) pourrait en constituer un équivalent oriental.

Différentes séries mésozoïques, souvent associées à des quartzites permo-triasiques, se relayent ou sont superposées à l'intérieur de la nappe du Mont Fort:

La **série d'Evolène** (Trias à Jurassique(?)) (SCHNEIDER 1982, ALLIMANN thèse en prép.) semble adhérente sur les quartzites et la zone du Métailler.

La **série du Frilhorn** constitue un remarquable niveau marqueur au cœur de la zone du Combin. Elle forme un ou plusieurs niveaux continus, parfois très minces (faisceaux vermiculaires d'Argand). Elle est très fortement démembrée tectoniquement. On reconnaît des termes du Trias moyen et supérieur associés à des quartzites dans la région de Zermatt (fig. 4: type a), des termes du Jurassique et du Crétacé supérieur (type b) dans le Turtmantal, alors que des séries plus complètes (type c) existent entre le Turtmantal et le Val d'Anniviers (PILLOUD & SARTORI 1981, MARTHALER 1984).

Les niveaux de quartzites, de marbres, de dolomies et de brèches qui surmontent directement la zone Zermatt–Saas Fee (faisceau vermiculaire inférieur d'Argand) du Val Tournanche à l'Ober Rothorn sont généralement corrélés à ceux de la Gornergrat-Serie (BEARTH 1976, MÜLLER 1983). Ces niveaux, souvent très intensément laminés (particulièrement dans la région de Zermatt), correspondent à ceux de la partie basale de la série du Frilhorn. La seule différence réside dans la position du niveau de décollement qui inclut des quartzites et des gneiss albitiques permo-triasiques à la base de la série mésozoïque (type d). L'étude tectonique qui suit montre que tous les terrains attribués ici à la série du Frilhorn peuvent correspondre également à un seul et même niveau structural.

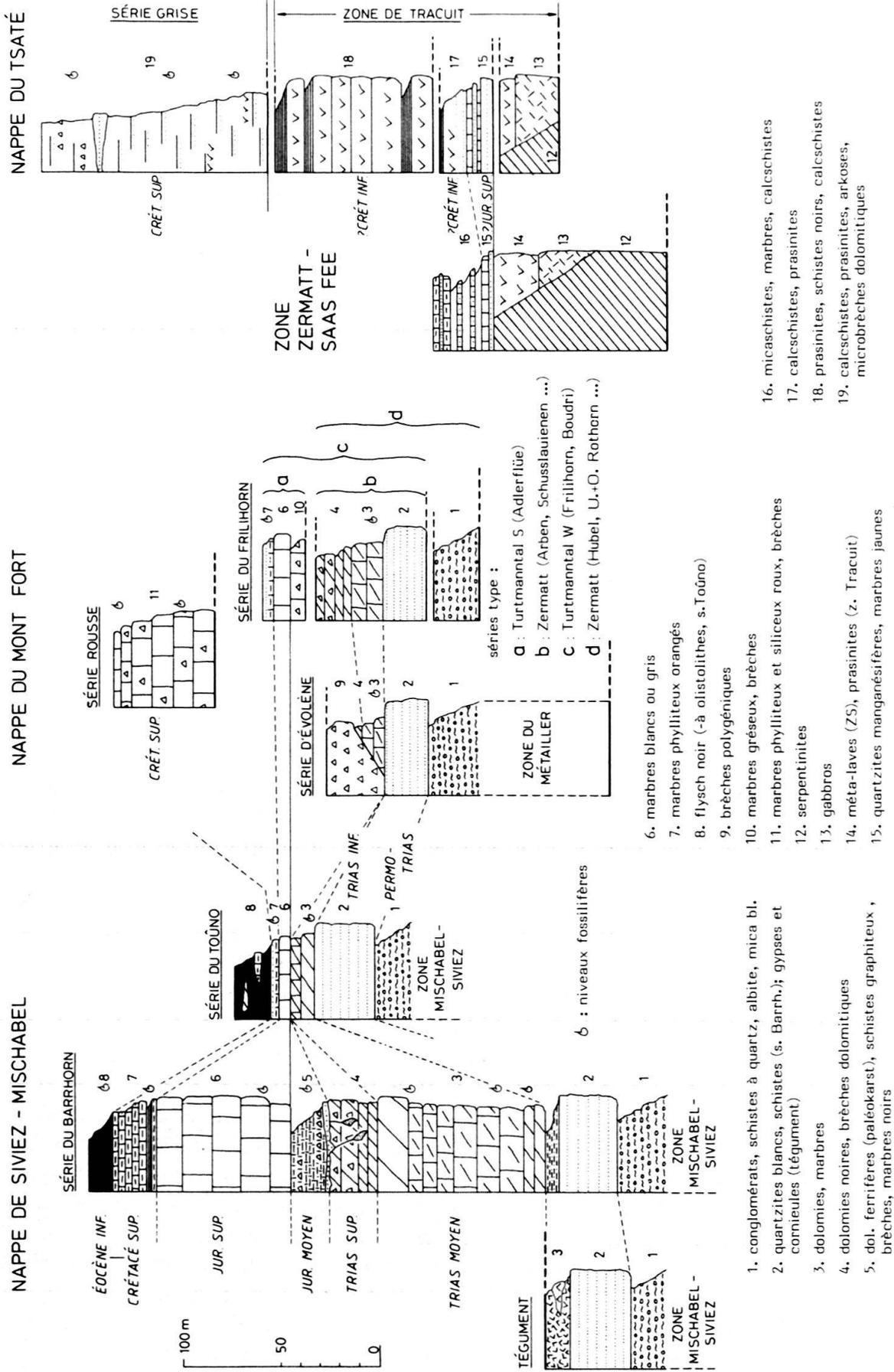


Fig. 4. Colonnes stratigraphiques des unités formant la zone du Combin du Val d'Anniviers à Zermatt.

La *série rousse* est le lien qui unit les différents éléments de la nappe du Mont Fort. Il s'agit de niveaux massifs de marbres siliceux et phylliteux souvent bréchiques à patine rousse caractéristique. Leur âge est considéré comme crétacé supérieur (Turonien?) depuis la découverte de reste de foraminifères planctoniques épigénisés (MARTHALER 1981, 1984, SAVARY 1982, CRESPO 1984). L'existence de ces microfossiles a été mise en doute par RAOULT (1986), notamment sur la base d'arguments ayant trait aux relations cristallisation – déformation. Des observations faites dans la série du Barrhorn (déformations et métamorphisme comparables) sur les différents modes de préservation de microfossiles et de microfossiles (dont certains sont ici indubitables malgré la recristallisation complète de la calcite) nous font tenir, au contraire, comme très vraisemblable la conservation sous cette forme de globotruncanidés dans la série rousse.

La nature exacte des relations entre les séries regroupées au sein de la nappe du Mont Fort est encore spéculative. Il faut considérer que si ces différents terrains constituent une nappe par rapport à un important épisode de déformation (procharriage), ils peuvent néanmoins présenter entre eux des liens de nature tectonique correspondant à un empilement précoce d'unités plus ou moins indépendantes.

Le terme de *zone de Zermatt–Saas Fee (ZS)* (BEARTH 1967) désigne une nappe ophiolitique désormais classique. Sur un substratum océanique (serpentinites, gabbros, méta-laves) repose une couverture (quartzites manganésifères, marbres, calcschistes) qui peut être comparée à certaines séries ligures de l'Apennin septentrional (BEARTH 1973, 1976).

La *nappe du Tsaté (TS)* est l'élément structurellement le plus élevé de la zone du Combin sur lequel repose toujours la nappe de la Dent Blanche. Elle regroupe la plus grande partie de ce qui a souvent été désigné comme «schistes lustrés ophiolitifères». En fait, et particulièrement dans le secteur étudié ici, on peut distinguer deux unités cartographiques:

La *zone de Tracuit* jalonne le contact de la nappe de la Dent Blanche. On y trouve, associés à des masses discontinues de gabbros, de serpentinites et de prasinites, des quartzites manganésifères (probablement méta-radiolarites et méta-cherts), des marbres, des schistes noirs, des calcschistes et un horizon épais (jusqu'à 100 m) et continu de prasinites à rares intercalations de schistes quartzeux noirs ou de calcschistes. Cette suite de faciès, bien que très malmenée tectoniquement, s'apparente de très près à la couverture océanique de la zone de Zermatt–Saas Fee (DAL PIAZ et al. 1979). La comparaison avec certaines séries océaniques de l'Apennin ligure (DECANDIA & ELTER 1972) ou des Alpes Occidentales (LAGABRIELLE et al. 1984) est légitime et motive les attributions stratigraphiques proposées.

La *série grise* consiste en un flysch calcaro-gréseux d'âge crétacé supérieur (Cénomaniens-Turonien, MARTHALER 1984, remarques identiques à celles formulées pour la série rousse). La monotone alternance de niveaux calcschisteux et de bancs de marbres quartzeux est parfois rompue par quelques niveaux marqueurs: passées talcschisteuses, passées prasinitiques, microbrèches dolomitiques, arkoses.

La nature des relations entre zone de Tracuit et série grise peut faire l'objet de différentes hypothèses:

- la nappe du Tsaté est issue d'un domaine océanique, la série grise constituant le membre cénomaniens-turonien d'une couverture de type ligure

- la série grise repose en discordance stratigraphique sur la zone de Tracuit (croûte océanique et sédiments jurassiques et crétacés) déjà structurée lors d'événements éo-alpins
- la série grise et la zone de Tracuit sont des unités indépendantes superposées tectoniquement (éo-alpin ou méso-alpin précoce) avant d'être entraînées ensemble en nappe de charriage.

Le cadre de cette étude est limité par la bordure N-E de la *nappe de la Dent Blanche* (DB). Les gneiss rubanés qui en forment la base appartiennent à l'unité des gneiss d'Arolla.

La figure 5 présente la répartition de ces différentes unités entre le Val d'Anniviers et le haut Mättertal.

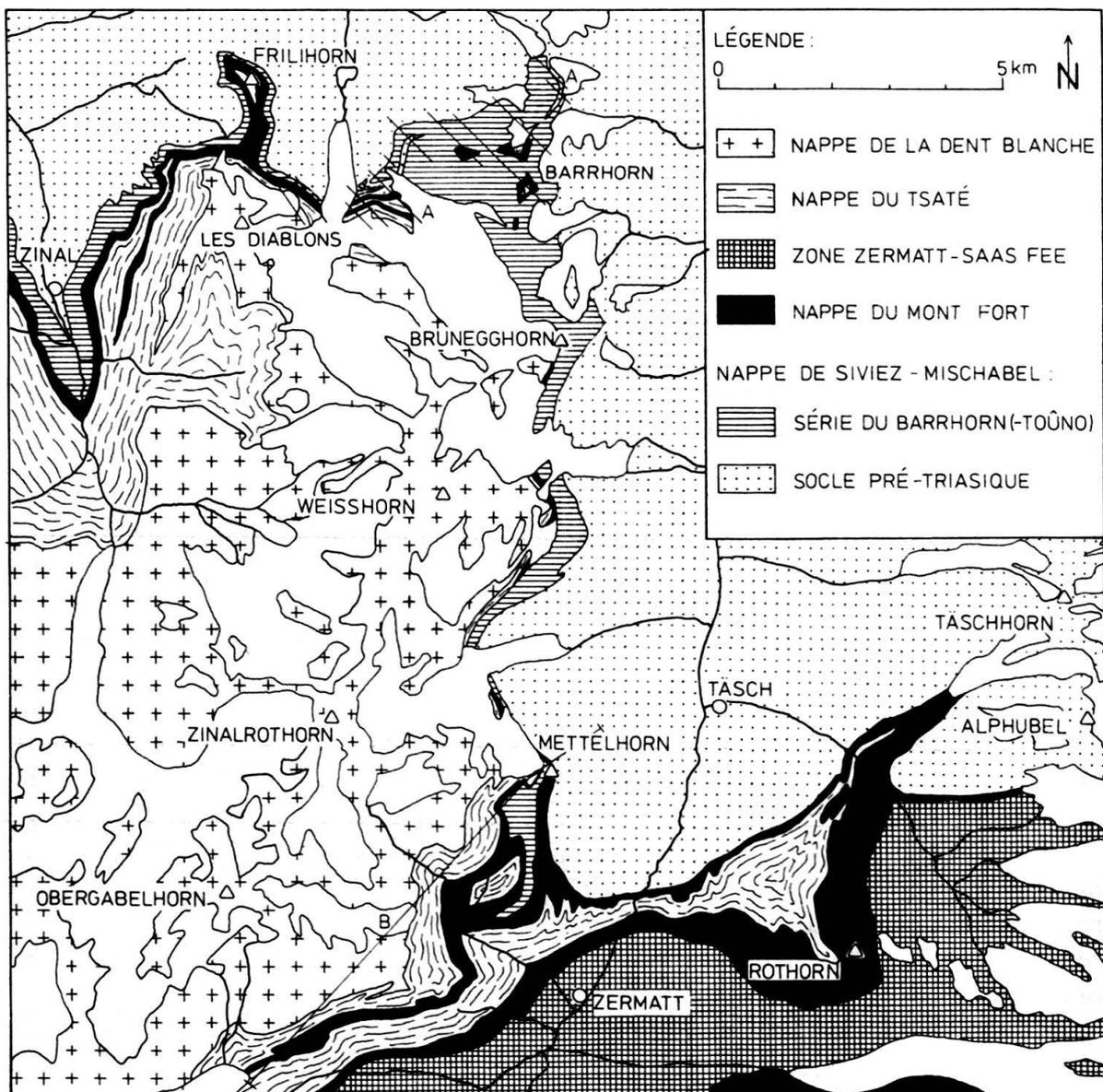


Fig. 5. Carte tectonique du secteur Val de Zinal - Turtmanntal - Mättertal. A: tracé des coupes sériées (fig. 6) B: tracé de la coupe (fig. 9). Modifié d'après ESCHER (en prép.).

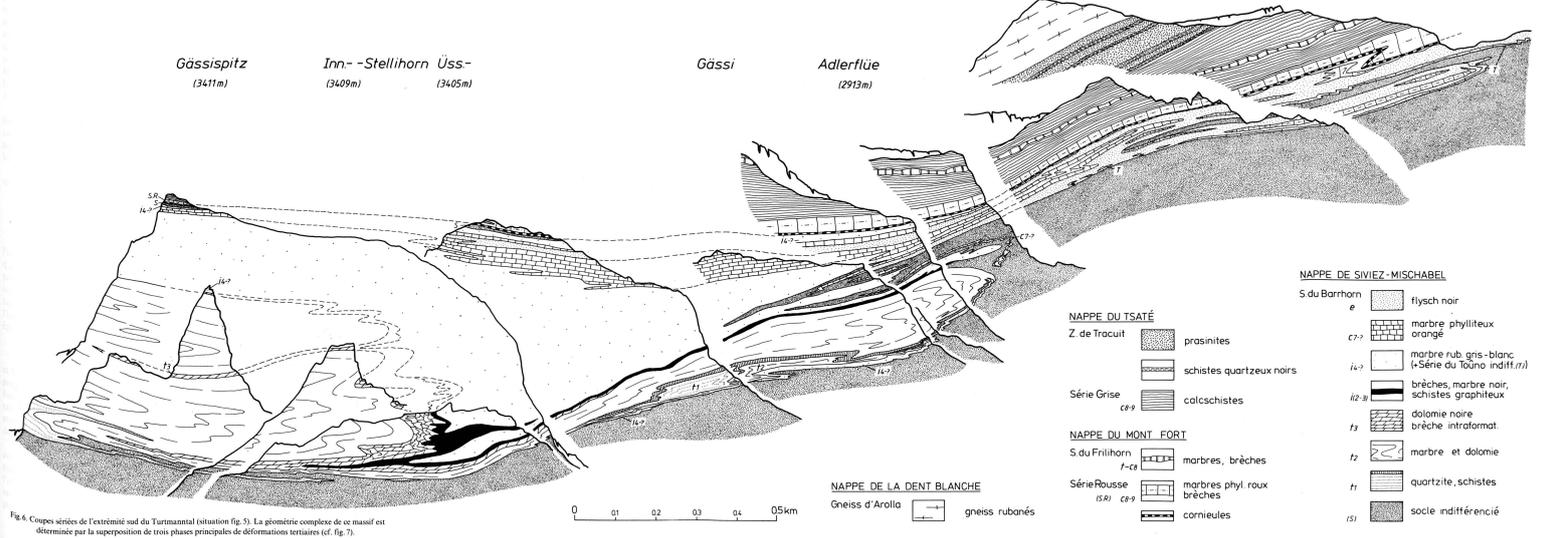


Fig. 6 Coupes séries de l'extrémité sud du Turmanental (situation fig. 5). La géométrie complexe de ce massif est déterminée par la superposition de trois phases principales de déformations tertiaires (cf. fig. 7).

- NAPPE DU TSATÉ**
 Z. de Tracuit
 Série Grise
 S. du Frilithorn
 Série Rousse
- NAPPE DU MONT FORT**
 S. du Frilithorn
 Série Rousse
- NAPPE DE LA DENT BLANCHE**
 Gneiss d'Arolla
 gneiss rubanés
- NAPPE DE SIVIEZ-MISCHABEL**
 S. du Barrhorn
- e flysch noir
 - cp-2 marbre phylliteux orange
 - 14-7 marbre rub. gris-blanc (+Série du Tounio indiff. n)
 - 112-8 brèches, marbre noir, schistes graphiteux
 - f3 dolomie noire brèche intrafomat.
 - f2 marbre et dolomie
 - f1 quartzite, schistes
 - (S) socle indifférencié

4. Structures mégascopiques

Ces différentes unités sont constituées de types de roches variés dont le comportement face aux contraintes tectoniques est très hétérogène. Certaines déformations ne sont exprimées que dans des zones de cisaillement bien délimitées ou présentent un caractère très disharmonique. Dans certains matériaux (marbres purs, calcschistes p.ex.) une nouvelle déformation pénétrative peut effacer complètement la trace des précédentes. Il est donc très délicat de procéder au dénombrement des phases de déformation par l'étude des structures méso- à microscopiques. Les travaux de ce type portant sur les métasédiments de la zone du Combin sont rares et très ponctuels (WILSON 1978, LACASSIN 1984, MAZUREK 1986). Les modèles structuraux proposés pour cette région reposent plutôt sur l'examen des socles (KLEIN 1978, MILNES et al. 1981, MÜLLER 1983, STECK 1984, LACASSIN 1984) ou des ophiolites de la zone Zermatt-Saas Fee (MARTIN 1982).

Une approche différente consiste à tirer parti de la richesse de la zone du Combin en discontinuités: limites de formations ou de faciès, limites tectoniques, qu'il est possible de cartographier de façon très détaillée. Cette tâche a permis de mettre en évidence de nombreuses structures d'amplitude kilométrique et d'en établir une «stratigraphie» sur la base de critères géométriques (traces axiales).

Dans le Turtmanntal, il a été possible de faire le lien entre ces différentes générations de plis mégascopiques et les structures pénétratives qui leurs sont associées.

a) Extrémité sud du Turtmanntal

Cette région a été couverte par un levé géologique au 1:2500. La carte obtenue révèle l'existence de figures d'interférence dues à des déformations superposées qu'il est possible d'analyser par l'examen des traces axiales. Quittée cette échelle de travail, d'épineux problèmes graphiques surgissent lorsqu'il s'agit de représenter des objets tels que des plis isoclinaux d'extension kilométrique et d'épaisseur métrique. Ainsi, sur le profil d'orientation NW-SE (coupes sériées) de la fig. 6 qui illustre les données cartographiques et sur l'interprétation structurale de la figure 7, certains niveaux ont dû être considérablement épaissis.

Dans l'ordre chronologique, les phases de déformation suivantes ont été distinguées:

A. La structure interne de la nappe du Tsaté et les relations entre la série du Frilihorn et les autres éléments de la nappe du Mont Fort pourraient constituer des événements précoces par rapport au processus de transport des nappes. Dans le Turtmanntal, en fonction des hypothèses stratigraphiques retenues (cf chap. 3), la nappe du Tsaté formerait une série complète renversée ou un empilement d'unités tectoniques au contenu stratigraphique partiel. L'évolution de la configuration interne de cette nappe vers l'ouest donne plus de crédit à cette seconde hypothèse.

Des structures ou des reliques minérales éo-alpines ne sont encore connues dans aucune des unités formant la zone du Combin dans le Turtmanntal. On ne peut exclure toutefois que d'hypothétiques paragenèses éo-alpines aient été complètement effacées par l'assemblage schistes verts méso-alpin ou soient confondues avec lui. Mais les contacts anormaux mentionnés plus haut pourraient aussi bien résulter de déformations méso-alpines précoces (anté- ou syn-schisteuses?).

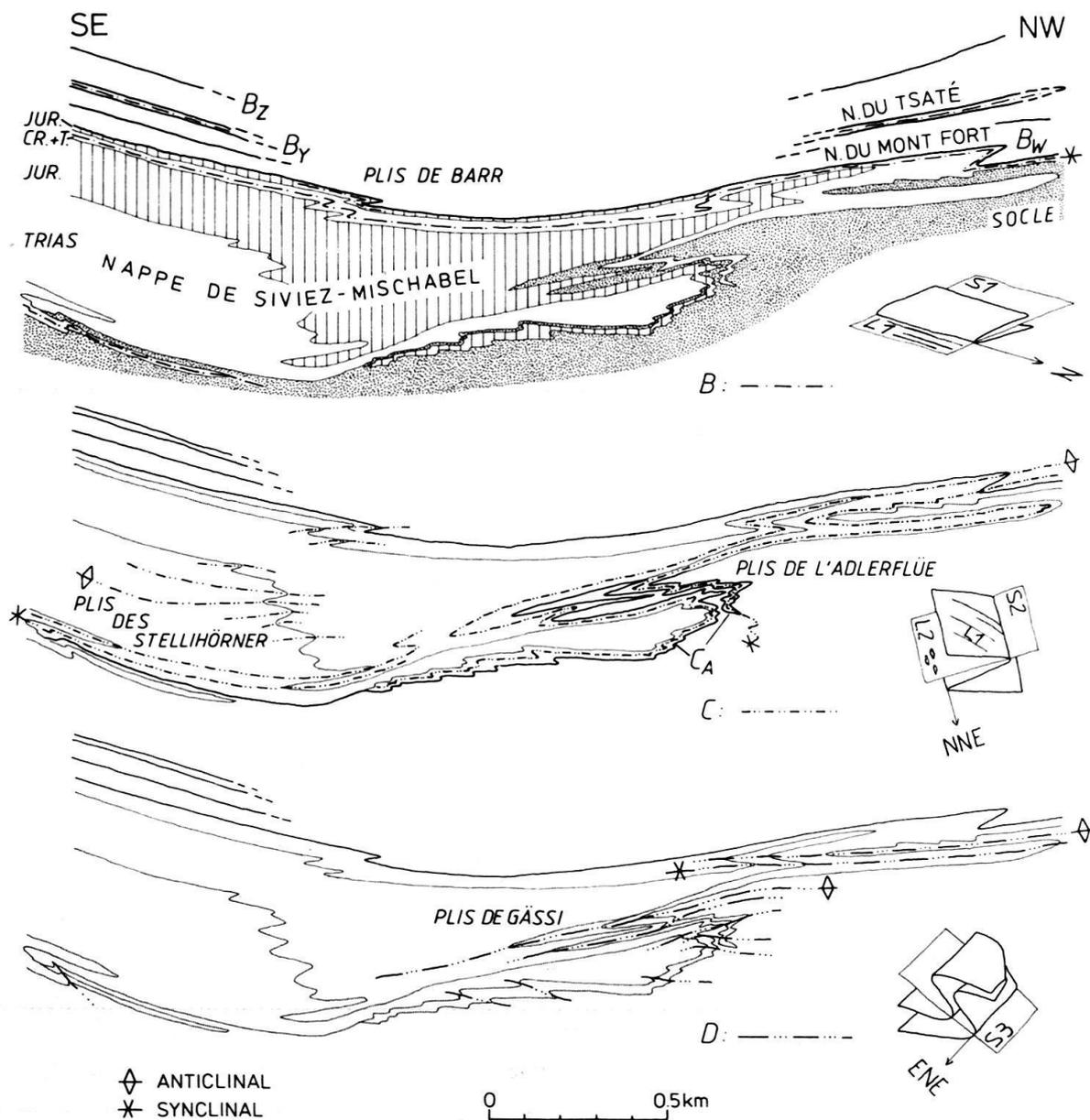


Fig. 7. Analyse structurale du secteur Barrhorn-Diablons (sur la base des coupes de la fig. 6). La mise en évidence des phases de déformation repose sur la géométrie des structures mégascopiques (traces axiales) et de leurs relations avec les différentes générations de structures méso- à microscopiques. B: mise en place des nappes associée à des plis isoclinaux synschisteux C: plis couchés vers l'WNW inscrits dans une zone de cisaillement qui affecte ici particulièrement la série du Barrhorn en la décollant partiellement de son socle prétriasique (Ca) D: plis rétrodéversés disharmoniques associés à une zone de cisaillement guidée par le contraste de compétence entre Trias et Jurassique au sein de la série du Barrhorn.

B. Sur la base des subdivisions présentées dans le chapitre précédent, les contacts majeurs sont:

- B_w : Plan de chevauchement de la nappe du Mont Fort
- B_x : Chevauchement interne de la nappe du Mont Fort (s. rousse-s. du Frilihorn)
- B_y : Plan de chevauchement de la nappe du Tsaté
- B_z : Plan de chevauchement de la nappe de la Dent Blanche

Des mylonites (particulièrement Bz (MAZUREK 1986), Bw) et des cornieules (Bw, Bx, By) jalonnent ces plans de chevauchement.

Les *plis de Barr*, qui affectent le sommet de la série du Barrhorn, sont associés au chevauchement de la nappe du Mont Fort (Bw). Leur plan axial est parallèle au contact des nappes. La série du Barrhorn en position normale est surmontée par un synclinal couché à cœur de flysch éocène puis par un anticlinal à cœur de quartzites et de schistes quartzeux (Permo-Trias) dont le flanc normal est raboté par Bw (Brunegghorn, Barrhörner, Adlerflüe, Tierwäng). Le développement de ces plis est donc anté- à syn- chevauchement Bw.

L'ensemble de ces déformations correspond à la phase de procharriage des nappes. Elle enregistre la formation de la schistosité principale S1 qui est parallèle aux plans de chevauchement et forme la structure de surface axiale des plis de Barr. Elle est porteuse d'une très nette linéation d'étirement d'orientation N-S à NNW-SSE (L1).

C. les plis mégascopiques les plus spectaculaires de cette région déforment les contacts entre unités et sont bien marqués dans la série du Barrhorn.

Il s'agit d'anticlinaux d'axe NNE-SSW couchés vers l'WNW et séparés par des synclinaux très pincés. Les *plis des Stellihörner* sont particulièrement bien développés à la limite Trias-Malm qui correspond à un très fort contraste de compétence entre dolomies d'un côté, schistes et marbres purs de l'autre.

La digitation anticlinale inférieure s'avance de près d'un kilomètre vers le nord-ouest où se trouve la charnière isoclinale au niveau du Crétacé supérieur et du Tertiaire. Dans le flanc renversé de cet anticlinal, qui conduit à un synclinal très aigu constituant le raccord entre série du Barrhorn et série du Toûno, est intercalée une écaille de socle limitée par des plans de chevauchement mineurs (Ca). Ces différentes structures forment les *plis de l'Adlerflüe*.

Dans leur prolongement (NW), le plan de chevauchement de la nappe du Mont Fort (Bw) est replissé. Les traces axiales ne peuvent ensuite plus être suivies exactement, mais aboutissent dans un secteur où la série rousse, la série du Frilihorn et la série grise sont replissées de façon complexe: la région Col des Arpettes, Wängerhorn, Frilihorn.

L'ensemble des plis de phase C appartient à une zone de cisaillement ductile d'environ 400 m d'épaisseur, légèrement discordante aux contacts des unités et qui recoupe d'est en ouest la zone Mischabel-Siviez, la série du Barrhorn, la nappe du Mont Fort et la nappe du Tsaté.

La structure de surface axiale des plis de cette génération est une schistosité (S2) plus ou moins pénétrative selon le type de roche et l'intensité de la déformation. Une linéation d'étirement (L2) d'orientation NE-SW lui est associée.

D. A l'échelle mésoscopique, des plis d'axe ENE-WSW et de vergence SSE sont particulièrement bien développés dans les terrains ductiles, le long des contacts préexistants ou à l'intérieur de zones de cisaillement bien délimitées. Leur expression à grande échelle est limitée au front et à la surface supérieure d'un grand volume dolomitique très compétent qui a contrarié la propagation de cette déformation. Les *plis de Güssi*, dont on peut suivre la trace axiale de l'Inners Wängertälli au Pipjitälli, affectent la zone Mischabel-Siviez, la série du Barrhorn et la série rousse. Leur géométrie (axes ENE-WSW à NNE-SSW) et la position de la zone de cisaillement à laquelle ils appartiennent sont

déterminées par les structures (C) préexistantes, et témoignent de l'influence accrue du contraste de compétence entre marbres et dolomies dans la répartition des déformations. Les plis de Güssi déforment de façon spectaculaire les traces axiales C et induisent des figures d'interférence du type 3 de RAMSAY (1967).

Une schistosité de crénulation (S4) est associée aux plis en retour. Elle est particulièrement bien exprimée dans les plis de Güssi où la déformation est intense.

E. Une grande flexure d'axe WSW–ENE affecte les unités d'un plongement vers le sud atteignant 20–30°.

F. Le versant est du Turtmanntal montre un plongement généralisé vers l'ouest pouvant atteindre 30°. Ces deux déformations tardives (E et F) engendrent une figure d'interférence de type 1 qui détermine la forme de la klippe Dent Blanche. Leurs relations avec le réseau de grandes failles d'orientation E–W qui affecte le massif ne sont pas établies.

b) Flanc ouest du Mattertal près de Zermatt

Des données cartographiques comparables à celles recueillies dans le Turtmanntal couvrent le flanc ouest du Mattertal, de la région du Weisshorn à celle du Hühnerknubel. Elles émanent des travaux de TIÈCHE (1976), de CRESPO (1984) et d'observations personnelles. Une compilation de ces données (1:5000, 1:10000) a permis l'élaboration d'un écorché tectonique (fig. 8) et d'une coupe (fig. 9a) qui en donnent une image simplifiée.

Cartographiées en continuité depuis le Turtmanntal, les mêmes subdivisions lithostratigraphiques ont été reconnues et utilisées ici. On remarque que:

- la zone du Combin comprend un élément supplémentaire: la zone Zermatt–Saas Fee
- la succession des unités qui forment la zone du Combin dans le Turtmanntal est répétée plusieurs fois au sud du pli de la Mischabel, et ceci en position normale ou renversée, créant des symétries indiscutables.

Ces nouvelles données cartographiques permettent de préciser la géométrie des unités dans ce secteur. Elles mettent en évidence des structures mégascopiques dont il est possible de rechercher la chronologie par l'étude des traces axiales. Toutefois, contrairement au secteur décrit dans le Turtmanntal, les relations entre micro- et mégastructures ne sont pas encore clairement établies.

Le modèle présenté ci-dessous relève donc de l'hypothèse de travail. On peut le représenter par une séquence de déformations dont les structures à grande échelle sont décrites dans l'ordre chronologique (fig. 9b):

a) Les remarques émises à propos du Turtmanntal s'appliquent également à ce secteur. Celui-ci compte toutefois avec la zone Zermatt–Saas Fee une unité dotée d'une histoire tectono-métamorphique plus complexe (ou mieux documentée?) comportant une phase éo-alpine à faciès HP/BT. Aucune structure mégascopique pouvant être attribuée à cet événement ne ressort dans cette zone que les cartes compilées ne font qu'effleurer.

b) Les contacts majeurs entre unités Bw, Bx, By, et Bz ont été reconnus et cartographiés ainsi que les mylonites et les cornieules qui leurs sont associées. Ils correspondent aux surfaces de charriage des nappes et constituent des marqueurs par rapport aux déformations postérieures.

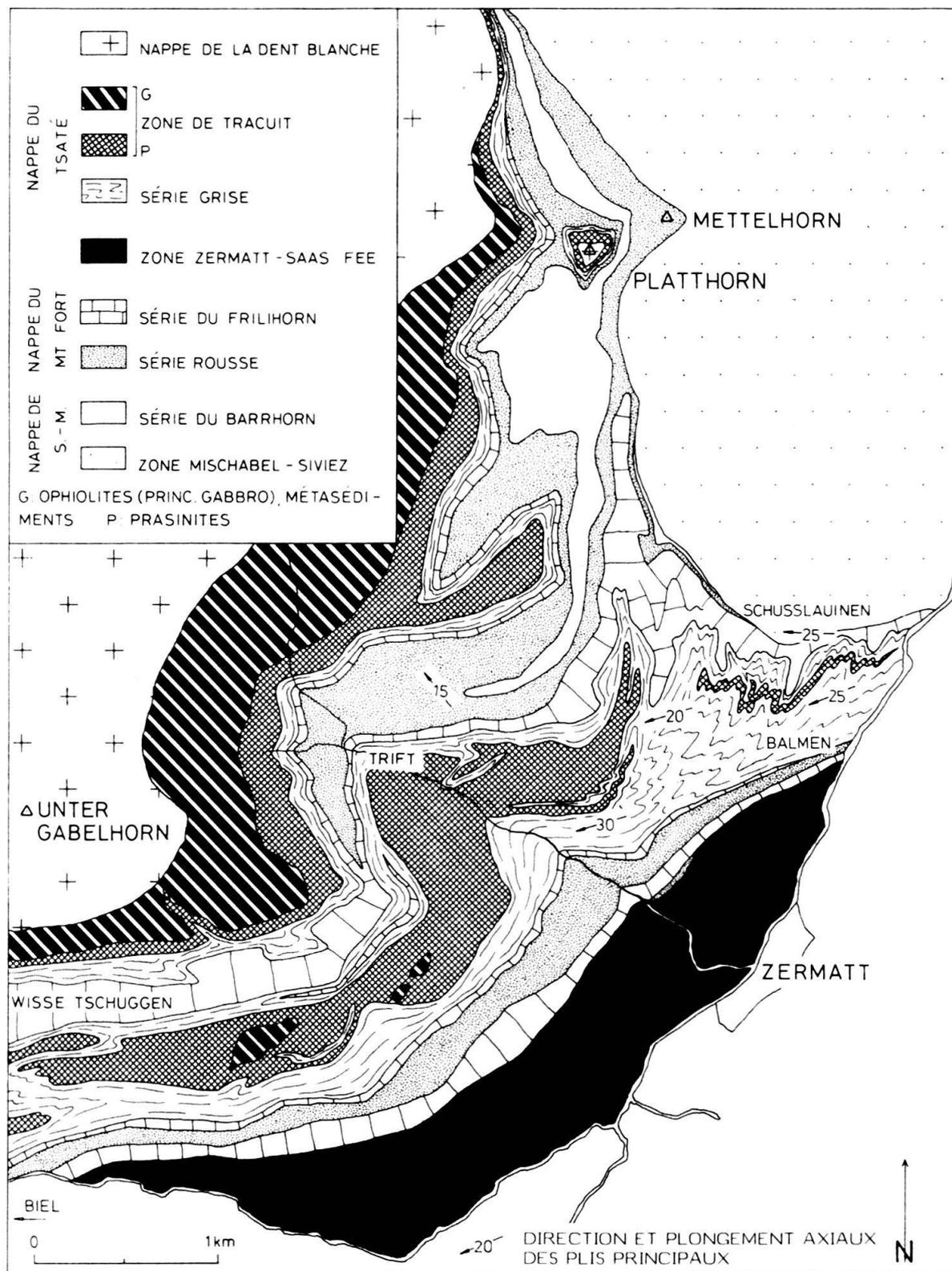


Fig. 8. Carte tectonique du secteur Mettelhorn–Unter Gabelhorn (Zermatt) établie principalement d’après les levés géologiques de TIËCHE (1976) et CRESPO (1984).

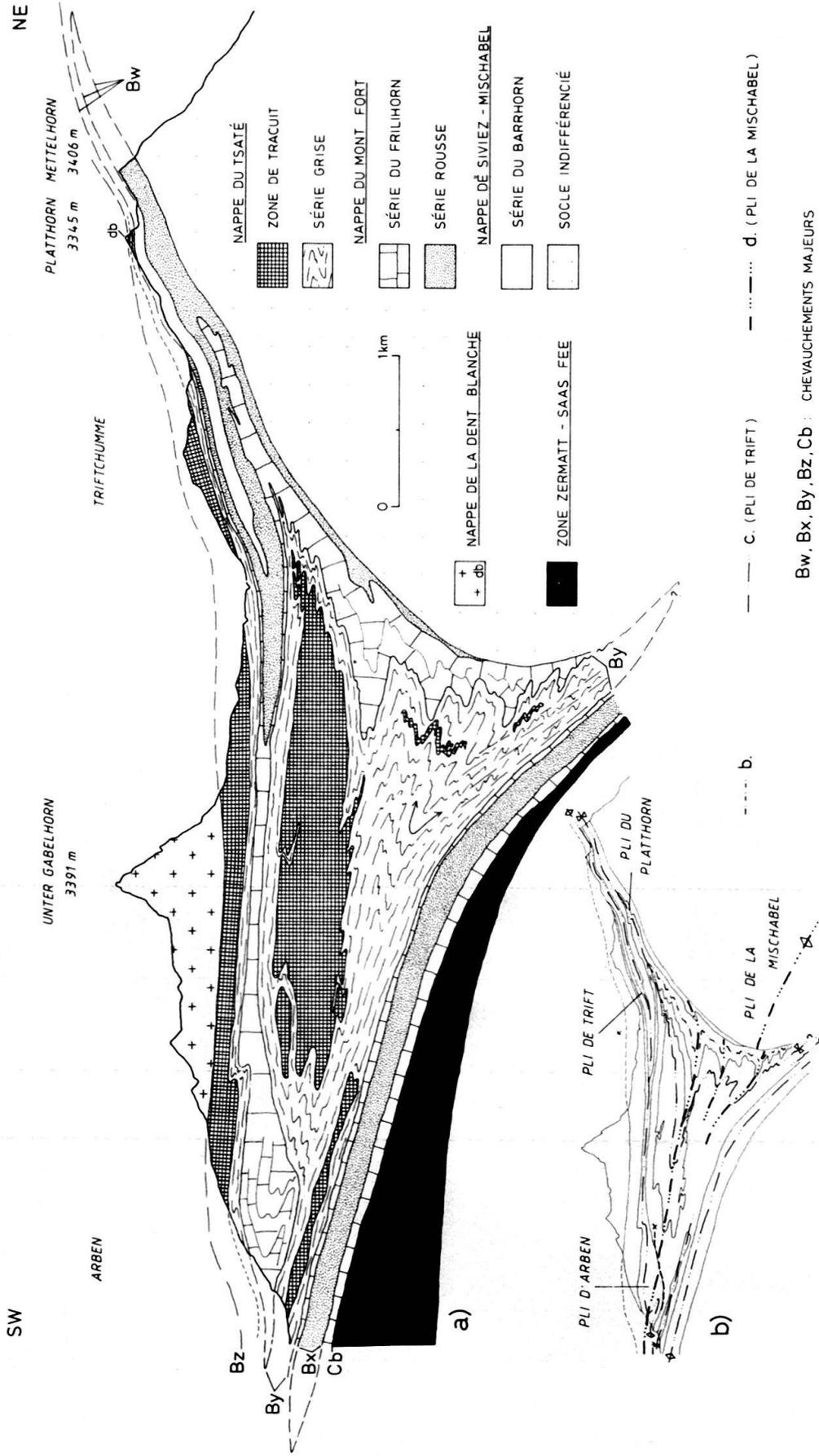


Fig. 9. a) coupe simplifiée Mettelhorn-Unter Gabelhorn-Zmutgletscher (localisation sur la fig. 5) b) interprétation des structures mégascopiques. Les figures d'interférence résultent de trois phases de déformation principales: b. mise en place des nappes c: plis couchés vers le SW d: plis en retour.

La série du Frilihorn est replissée isoclinale sur elle-même, ce que souligne la polarité donnée par la séquence quartzites (Trias inf.) – marbres et dolomies (Trias moyen). Dans la région du Schusslauinen (fig. 10), malgré la superposition de déformations ultérieures (c, d), les traces axiales de ces plis peuvent être mises en évidence. Elles sont légèrement tronquées par les contacts tectoniques qui limitent la série. Ce fait est interprété comme résultant du développement anté- à syn-chevauchement de ces plis.

c) Les plans de chevauchement Bw, Bx et By sont replissés par de grandes structures d'axe NW-SE: le pli de Trift (anticlinal) et le pli du Platthorn (synclinal). Leurs charnières sont bien marquées par les marbres de la série du Barrhorn (Trift) et par ceux de la série du Frilihorn (Platthorn). Ces plis sont à l'origine de la plupart des symétries entre unités que l'on peut relever dans ce secteur et notamment de la répétition des prasinites et des gabbros de la nappe du Tsaté de part et d'autre de la bande de quartzites, marbres et de dolomies du Wisse Tschuggen (série du Frilihorn, MF) (fig. 8).

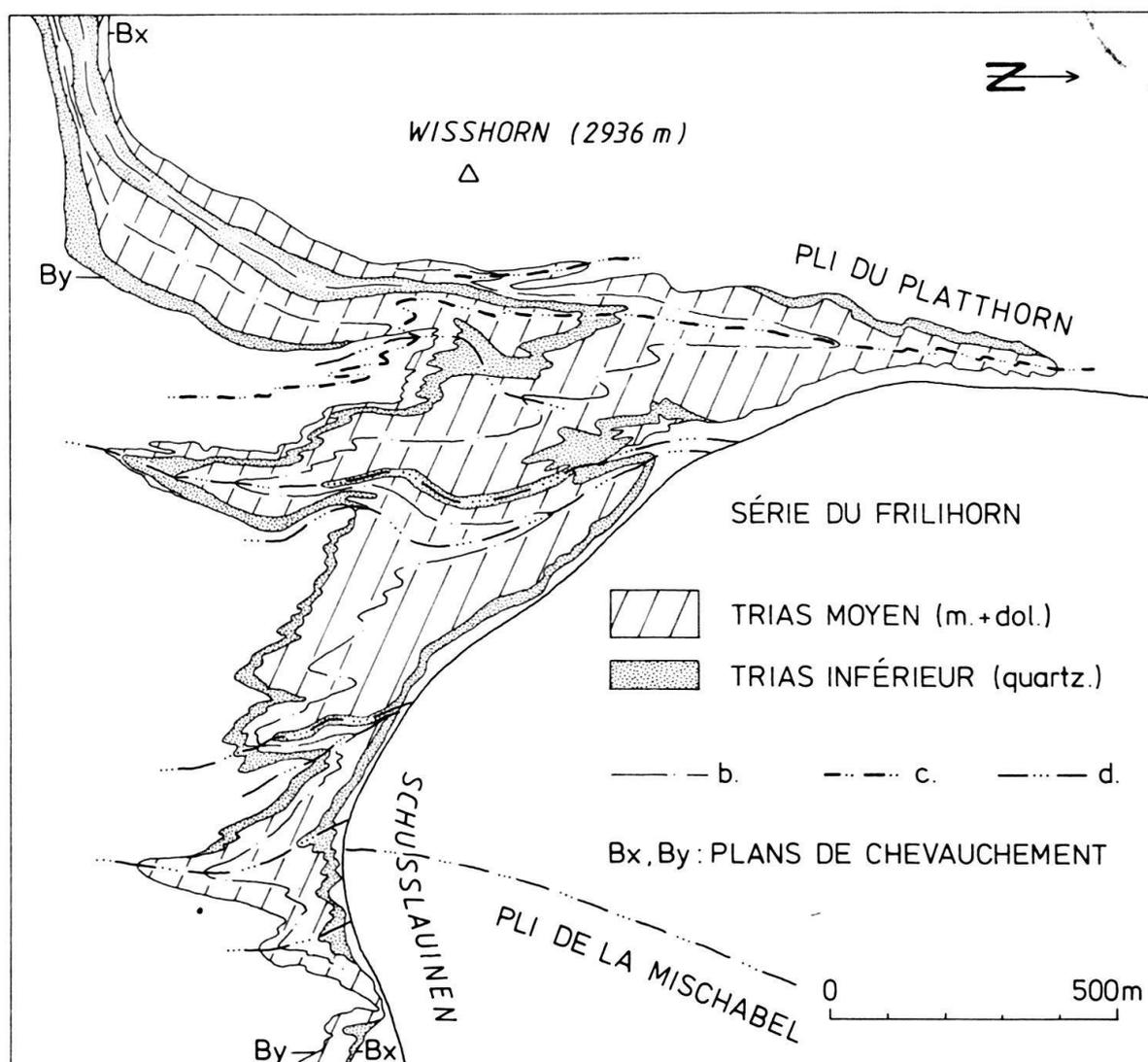


Fig. 10. Relations structurales à l'intérieur de la série du Frilihorn au front du pli de la Mischabel (Zermatt). La polarité marquée par les faciès du trias inférieur (quartzites) et du Trias moyen à supérieur (marbres et dolomies) permet de mettre en évidence trois phases de déformation ductiles. b: plis isoclinaux anté- à syn-chevauchements. c: synclinal du Platthorn d'axe NW-SE. d: cascade de plis en retour d'axes E-W.

Au sein de la bande de terrains assimilés à la nappe du Mont Fort qui surmonte la zone Zermatt–Saas Fee de la région de Biel à Balmen, existe une symétrie entre série rousse et série du Frilihorn identique à celle créée par l'anticlinal de Trift. Cette tranche de nappe du Mont Fort pourrait donc correspondre à un anticlinal couché de cette génération chevauchant les ophiolites de la zone Zermatt–Saas Fee (Cb) (fig. 12a).

d) Le *pli de la Mischabel* d'axe W–E constitue la structure la plus spectaculaire de ce secteur. Il représente l'exemple-type des plis à vergence sud (plis en retour). Le parcours de sa trace axiale dans le socle est décrit par MÜLLER (1983). Elle se ramifie à l'intérieur de la zone du Combin, notamment dans la cascade de plis du Schusslauinen. Mais la trace axiale principale semble rejoindre la masse centrale de prasinites là où s'en détache un niveau discontinu plongeant également dans la vallée (fig. 9). Elle se poursuit vraisemblablement dans le *pli d'Arben* (MAZUREK 1986) d'axe NW–SE qui déforme la trace axiale du pli de Trift (c).

Durant cet épisode de déformation, les métasédiments qui reposent sur le toit de la zone Zermatt–Saas Fee ont encore été le siège d'importants cisaillements (WILSON 1978) qui ont pour effet de rendre méconnaissables certains niveaux de la série du Frilihorn.

e) L'ensemble des unités est basculé de 20 à 30° vers l'ouest dans ce secteur.

Par rapport au modèle tectonique classique de la région de Zermatt (ELLENBERGER 1953b, BEARTH in TRÜMPY 1980, MÜLLER 1983) selon lequel toutes les structures postérieures à la mise en place des nappes appartiennent à une phase de déformation unique: le rétrocharriage des schistes lustrés et de la série du Barrhorn entre la nappe de la Dent Blanche et la zone Zermatt–Saas Fee, cette solution polyphasée présente l'avantage:

- d'intégrer toutes les symétries qui se dégagent de la cartographie détaillée
- d'expliquer les figures d'interférence que dessine la série du Frilihorn entre le pli du Plathorn (c) et les plis d'Arben (d) (trace axiale c) replissée).

L'orientation axiale des plis mentionnés ci-dessus (tous NW–SE) pose des problèmes quelle que soit la génération de déformations à laquelle on les attribue. La forte divergence des axes de plis des phases post-chevauchement, déjà constatée par MARTHALER (1984), rend délicate toute corrélation basée sur ce critère. On attachera donc ici plus d'importance aux relations établies au moyen des traces axiales.

5. Corrélations

Entre les deux secteurs décrits ci-dessus (extrémité du Turtmanntal et région de Zermatt), la zone du Combin ne forme qu'une mince bande de métasédiments entre le socle prétriasique de la nappe de Siviez–Mischabel et la nappe de la Dent Blanche. Au sein de cette bande, les unités présentent toujours le même ordre de superposition: série du Barrhorn, nappe du Mont Fort, nappe du Tsaté. Les plans de chevauchement ne sont que peu déformés. Au nord (Turtmanntal) et au sud (Zermatt) de cette zone, la série du Barrhorn est décollée de son socle et forme des anticlinaux couchés déversés respectivement vers l'WNW (plis de l'Adlerflüe) et l'WSW (plis de Trift et du Plathorn). Ils affectent également les contacts des nappes du Mont Fort et du Tsaté. Il est tentant, sans faire preuve d'un cylindrisme outrancié, de relier ces structures sous la nappe de la Dent Blanche. Cette hypothèse est illustrée dans le schéma de la figure 12 et correspond aux

TURTMANNTAL S		Structures méso- à microscopiques				ZERMATT W	
Structures mégascopiques	Axes	Phase	Schist. surf. ax.	Axes	Lin. ét.	STECK 1984	Axes Structures mégascopiques
F	PLONGEMENT VERS L'W						PLONGEMENT VERS L'W
E	PLONGEMENT VERS LE S						PLI DE LA MISCHABEL PLI D'ARBEN
D	PLIS DE GÄSSI	D 3	S3	ENE- SSW		X _{III} ?	PLI DE TRIFT PLI DU PLATTHORN CHEVAUCHEMENT Cb
C	PLIS DE L'ADLERFLUE PLIS DES STELLHÖRNER CHEVAUCHEMENT Ca	D 2	S2	NNE- SSW	L2 NE-SW	X _{II}	CHEVAUCHEMENTS : Bw Bx By Bz PLIS ISOCL. (S. FRIL.)
B	PLIS DE BARR	D 1	S1	N-S à NW-SE	L1 N-S à NW-SE	X _I	
A		DEFORMATIONS TERTIAIRES ANTE - S1 (N. TSATE , N. MONT FORT ?)				a	
		DÉFORMATIONS ET MÉTAMORPHISME ÉO-ALPINS (Z. ZERMATT - SAAS FEE)					

Fig. 11. Tableau de récapitulation des structures observées dans le haut Turtmannal et dans la région de Zermatt. Une corrélation est tentée avec le modèle cinématique basé sur l'étude des linéations d'éirement proposé par STECK (1984).

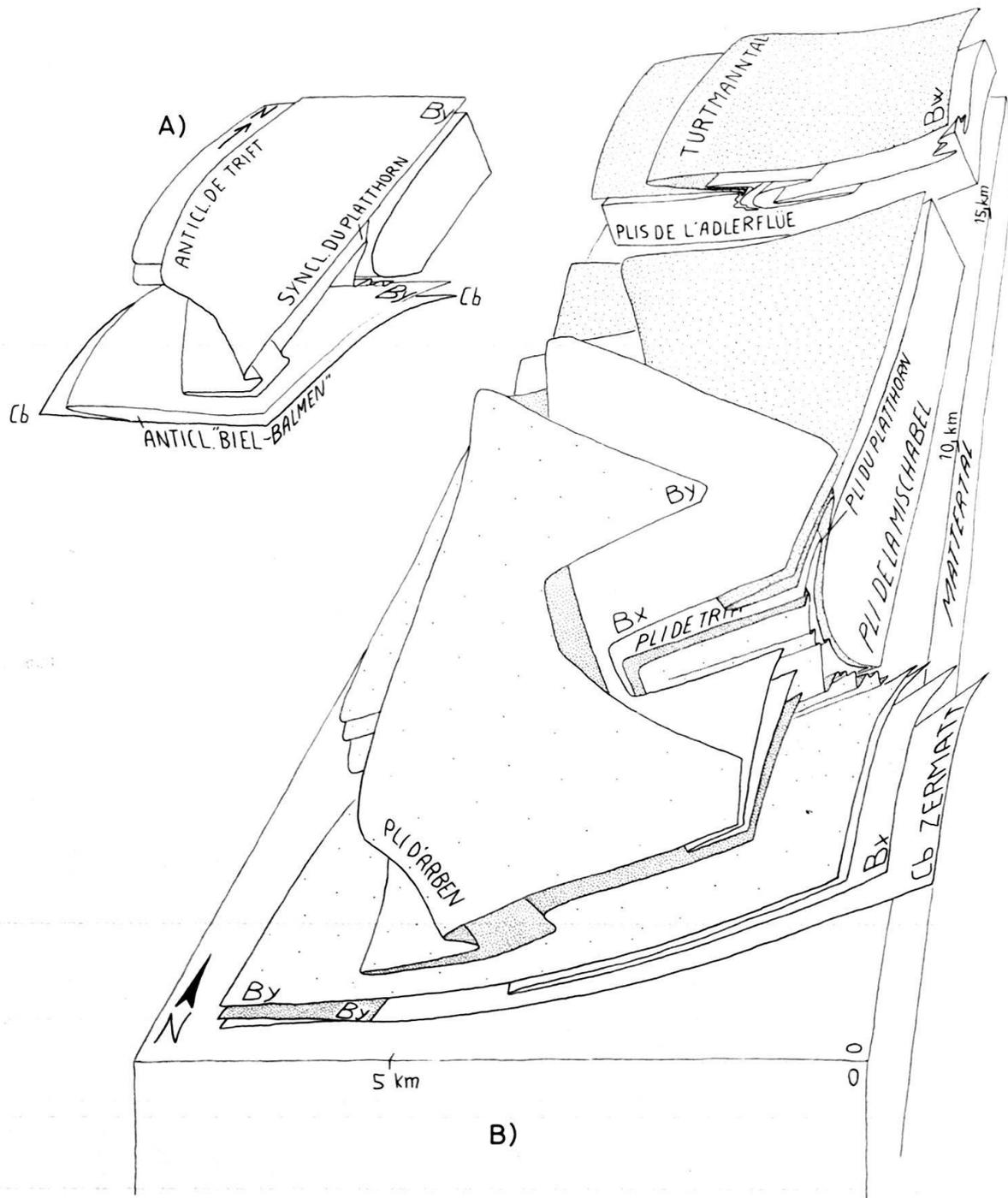


Fig. 12. Modèles tridimensionnels des structures de la zone du Combin A: dans la région de Zermatt (sans échelle)

B: corrélation des mégastructures entre Turtmanntal et Mattertal.

A l'ouest de Zermatt (A), les plans de chevauchement (Bw, Bx, By) sont replissés de façon complexe. Ils dessinent des figures d'interférence dues à l'existence d'une génération de plis couchés (Trift, Platthorn, «Biel-Balmen») à axes transversaux repris par des plis en retour dont les axes montrent une forte dispersion. Les plis de Trift et du Platthorn peuvent être raccordés aux structures observées dans le Turtmanntal (Adlerflüe) et constituent de vastes plis couchés déversés vers l'W (axes courbés). Ce type de mégastructures, postérieures à la mise en place des nappes et antérieures aux classiques plis en retour, joue un rôle important dans la géométrie des unités de la zone du Combin. Le chevauchement de niveaux triasiques sur la zone Zermatt-Saas Fee (Cb) semble notamment être lié à cette phase de déformation (anticlinal «Biel-Balmen) plutôt qu'à un vaste rétrocharriage.

corrélations entre structures mégascopiques qui sont proposées dans le tableau de la figure 11. Un parallèle peut également être tiré entre les linéations d'étirement observées dans le Turtmantal et le modèle régional proposé par STECK (1984).

6. Cinématique

Ces considérations permettent d'esquisser un modèle cinématique fragmentaire de cette petite portion du domaine pennique. Le cadre de cette étude étant restreint, il ne permet de mettre en évidence que des événements d'un contexte spatio-temporel bien défini. Les remarques suivantes permettent de fixer des repères:

- Les structures qui impliquent la série du Barrhorn ne peuvent être plus vieilles que son flysch terminal d'âge éocène.
- Les générations de structures 2–4 énumérées ci-dessous sont associées au métamorphisme méso-alpin et montrent la cristallisation syncinématique de paragenèses du faciès schistes verts. Les assemblages minéraux liés à S1 (et qui marquent la linéation d'étirement L1) témoignent des conditions P/T maximales atteintes dans ce secteur et doivent correspondre à la culmination métamorphique méso-alpine située sur la base de datations radiométriques à 35–38 ma. (HUNZIKER & JÄGER in FREY et al. 1974). Les paragenèses associées à S2 et S3 attestent ensuite de conditions rétrogrades.

Les étapes de la déformation matérialisées par des structures à grande échelle sont les suivantes:

1. Dans la zone Zermatt–Saas Fee, des minéraux reliques de paragenèses HP/BT témoignent d'un épisode tectono-métamorphique éo-alpin. Toutefois, dans le secteur étudié, aucune des mégastructures observées ne peut être attribuée à coup sûr à cet épisode de déformation.

La structure interne de la nappe du Tsaté présente d'autres caractéristiques que celles que l'on peut mettre en évidence dans les nappes de Siviez–Mischabel et du Mont Fort (cf. 2 ci-dessous). Sa complexité semble être liée à la structuration précoce (éo-alpine ou méso-alpine?) de l'ensemble croûte et sédiments océaniques.

2. Le procharriage est le fait dominant de la phase méso-alpine (D1). Le processus qui conduit à l'empilement des nappes relève de déformations progressives, mais les critères qui permettraient d'en isoler les différents stades sont rares.

Dans le référentiel choisi, cet événement correspond au chevauchement de l'ensemble des nappes de la Dent Blanche, du Tsaté et du Mont Fort, déjà impliquées ensembles dans des plis synschisteux, sur la nappe de Siviez–Mischabel elle-même déjà affectée par des plis superficiels. Ces derniers ont été accentués en plis isoclinaux admettant S1 comme schistosité de surface axiale (plis de Barr, fig. 7) et légèrement tronqués par l'avancée de la masse chevauchante.

Certains aspects de la géométrie de la nappe du Mont Fort (fig. 10) donnent à penser que ce scénario peut être transposé dans le temps (plus tôt) et dans l'espace (plus interne) pour décrire son chevauchement par les nappes de la Dent Blanche et du Tsaté.

La linéation d'étirement L1 (XI de STECK 1984) de direction S–N à SE–NW correspond à ce charriage vers le N–NW des unités penniques supérieures et austro-alpines. L'âge du flysch sommital de la série du Barrhorn et de la culmination métamorphique

méso-alpine sont des repères qui permettent de situer ces déformations à la limite Eocène–Oligocène.

3. Les plans de chevauchement des nappes sont replissés à l'intérieur d'une zone de cisaillement ductile subhorizontale légèrement discordante (elle traverse les nappes en montant vers l'ouest) (D2).

Dans le Turtmantal, les grands plis couchés vers l'WNW qu'elle détermine sont associés à une schistosité S2 relativement fruste et à une linéation d'étirement NE–SW discrète. Cette phase de déformation est de même type que la zone de cisaillement simple dextre (D2, XII) décrite par Steck dans la région du Simplon. Elle pourrait en constituer le prolongement ou représenter un satellite parallèle.

Dans la région de Zermatt, des structures de ce type (pli de Trift, pli du Plathorn, bande de nappe du Mont Fort «Biel-Balmen») et appartenant à la même zone de cisaillement (?) auraient précédé la formation des plis en retour et formeraient avec eux des figures d'interférence. Leurs axes (NW–SE), déterminant un déversement vers le SW de l'anticlinal de Trift, présenteraient une forte dispersion par rapport à ceux mesurés plus au nord.

4. Les plis en retour déforment de façon spectaculaire le contact des nappes (D3). Ils sont fréquemment disharmoniques et leur position et souvent déterminée par l'existence de structures préexistantes (qu'ils ont tendance à masquer). C'est ce qui explique peut-être la forte dispersion axiale existant entre le pli d'Arben (NW), le pli de la Mischabel (W) et les plis de Güssi (SSW). Dans tous les cas les marqueurs polarisés montrent que ces structures, associées à une schistosité de crénulation, sont rétro-déversées. La parenté de ces plis (D3) avec la zone de cisaillement à étirements E–W (XIII) de Steck (1984) n'a pu être ni confirmée ni infirmée dans cette étude.

5. Une grande flexure d'axe NE–SW (Turtmannhütte–Zinal) détermine un plongement des unités au front actuel de la nappe de la Dent Blanche. Elle pourrait correspondre au deuxième épisode de plis rétro-déversés des zones internes.

6. La culmination axiale du Toce induit encore sur la rive gauche du Mattertal un plongement vers l'ouest qui forme avec la structure précédente une figure d'interférence en cuvette marquée par l'ensellement de la nappe de la Dent Blanche.

6. Discussion et conclusions

Cartographiée de façon très détaillée des Diablons à Zermatt, la zone du Combin (au sens d'Argand) révèle la structure suivante:

— les terrains qu'elle recouvre peuvent être subdivisés en quatre unités tectoniques indépendantes.

Deux d'entre elles constituent, en association avec deux zones de socle prétriasique englobées classiquement dans la nappe du Grand Saint-Bernard, les nappes de Siviez–Mischabel et du Mont Fort.

Les deux autres sont des nappes ophiolitiques comprenant des éléments de substratum et de couverture océaniques: la zone Zermatt–Saas Fee et la nappe du Tsaté.

Le mode de subdivision tectonique présenté correspond donc à une redistribution des terrains de la zone du Combin et de la nappe du Grand Saint-Bernard dont la clé est la suivante:

Zone du Combin

Nappe du Tsaté
 Zone Zermatt–Saas Fee
 couverture de la –
 couverture de la –

**Nappe du Grand
St-Bernard**

socle de la –
 socle de la –
 Nappe des Pontis
 Zone Houillère

Nappe du Mont Fort
 Nappe de Siviez–Mischabel

— *Les structures mégascopiques qui peuvent être dégagées de la carte obtenue résultent de déformations méso-alpines* (elles affectent dans la série du Barrhorn un flysch d'âge éocène). Le procharriage synschisteux (faciès schistes verts) des nappes en constitue le fait principal. Les contacts anormaux qui en découlent ont été replissés une première fois dans une zone de cisaillement ductile générant des plis couchés vers l'WNW, puis par des plis en retour souvent guidés par les structures antérieures. Différents bombements tardifs ont parachevé la géométrie de l'ensemble.

Ces conclusions reposent sur des hypothèses de travail stratigraphiques. Elles concernent d'une part l'âge des éléments de la zone de Tracuit et la nature de ses relations avec la série grise. Elles postulent d'autre part l'indépendance de deux séries à faciès «calcschistes»: la série rousse et la série grise, au demeurant bien différentes pétrographiquement (cf. fig. 4) et séparées généralement par la série du Frilihorn.

S'il est donc trop tôt pour tirer de véritables conclusions paléogéographiques, il convient néanmoins de formuler les remarques suivantes:

- La série du Barrhorn est un élément de type briançonnais classique.
- La série du Frilihorn (nappe du Mont Fort) ne peut pas être qualifiée définitivement de «briançonnaise» ou de «prépiémontaise». Bien qu'elle présente beaucoup des caractères des premières, l'intense démembrement tectonique qui l'affecte empêche de se faire une idée précise sur l'ensemble de la série et sur son origine paléogéographique.
- La nappe du Tsaté est l'élément tectonique le plus élevé de la zone du Combin. Dans le modèle structural proposé ici pour la région de Zermatt, cette position résulterait directement du procharriage des unités plutôt que d'un rétrocharriage tardif. *Cette nappe devrait donc constituer une unité de provenance plus interne que la zone Zermatt–Saas Fee qu'elle surmonte toujours.* Les observations de BALLÈVRE et al. (1986) dans le Val Tournanche s'accordent avec cette hypothèse. Ces deux nappes ophiolitiques (TS et ZS), qui ne diffèrent que par leur histoire tectono-métamorphique, sont des unités océaniques piémontaises.

La subdivision classique de la «zone du Combin» au sens restreint (série du Barrhorn et zone Zermatt–Saas Fee exclues) en Theodul–Rothorn-Zone et Obere Zermatter Schuppenzone est basée sur l'existence d'écailles superposées en position normale (fig. 3d). Des arguments stratigraphiques et structuraux permettent de critiquer ce modèle:

- Les bandes «triasiques» qui constitueraient la base de ces écailles représentent en fait une même série mésozoïque (série du Frilihorn) comprenant localement, en plus du Trias, des faciès identiques à ceux attribués au Malm et au Crétacé supérieur dans la série du Barrhorn. Les «schistes lustrés ophiolitifères» qui devraient former la suite

stratigraphique jurassique et crétacé du «Trias basal» dans chacune des écaïlles se compose principalement (voire uniquement?) de terrains d'âge crétacé supérieur. Une partie des ophiolites (zone de Tracuit) qui leur sont associées sont des lambeaux de croûte océanique intensément tectonisés. Dans ce contexte, l'existence de relations stratigraphiques entre des niveaux triasiques et la partie ophiolitifère des «schistes lustrés» est improbable.

- Le contact prétendument stratigraphique entre le «Trias basal» (série du Frilihorn) et les «schistes lustrés à ophiolites» (série grise et zone de Tracuit) de chaque écaïlle est souvent de nature indiscutablement tectonique. La série du Frilihorn est fréquemment replissée sur elle-même et c'est alors sur une série renversée terminée par des quartzites que repose la série grise (cf. fig. 10). D'autre part les symétries que déterminent ces différentes séries dans la région de Zermatt (succession d'unités répétées en position normale ou renversée) dénotent une géométrie incompatible avec un simple empilement d'écaïlles en position normale.

Il semble donc que la Theodul–Rothorn-Zone et l'Obere Zermatter Schuppenzone n'aient pas de véritable signification stratigraphique ou structurale. Elles ne peuvent permettre ni de résoudre la structure actuelle de la zone du Combin, ni de reconstituer la paléogéographie des unités qu'elles englobent.

Les subdivisions utilisées dans cette étude ne représentent encore qu'un modèle de travail fragile. Mais cette démarche stratigraphique et cartographique, souvent ingrate dans ce genre de sédiments métamorphisés, n'en demeure pas moins indispensable à tout raisonnement tectonique. Privées de cette base, des observations purement structurales conduisent à des interprétations sans réalité géologique. Tel est le cas, à notre sens, des considérations sur la zone du Combin émises par BAIRD & DEWEY (1986) dans leur recherche d'un modèle d'évolution structurale associant nappes de charriage et mouvement relatif des plaques. Ces auteurs ne tiennent aucun compte des évidences stratigraphiques lorsqu'ils affirment que l'âge du chevauchement des unités de la zone du Combin et de la linéation d'étirement NW qui lui est associée «...can be constrained only to the approximately 100 Ma to 70 Ma (Eo-Alpine) time interval.» Ils ignorent ainsi le fait que ces deux éléments impliquent le flysch terminal de la série du Barrhorn dont personne n'a jusqu'ici contesté l'âge tertiaire (Eocène).

Remerciements

Que tous ceux qui, par leurs propres travaux ou par leurs conseils, ont contribué à ces résultats trouvent ici l'expression de ma gratitude, et tout particulièrement MM. les Prof. A. Escher et A. Steck, A. Crespo, J.-C. Tièche, M. Marthaler et M. Allimann. Je remercie également M. le Prof. R. Trümpy pour ses critiques constructives et le FNRS (subside 2.031-081) pour son soutien financier.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLIMANN, M. (en prép.): Etude géologique de la région d'Evolène (Val d'Hérens). – Thèse Univ. Lausanne.
- ARGAND, E. (1908): Carte géologique du massif de la Dent Blanche. – Matér. carte géol. Suisse (N. S.) 23, carte spéc. 52.
- (1909): L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 166, 217–276.

- (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. – Matér. Carte géol. Suisse (N. S.) 31, 1–26.
- (1923): La géologie des environs de Zermatt. – Actes Soc. helv. Sci. nat. 104/2, 96–110.
- BALLÈVRE, M., KIENAST, J.-R. & VUICHARD, J. P. (1986): La «nappe de la Dent Blanche» (Alpes occidentales): Deux unités austroalpines indépendantes. – *Eclogae geol. Helv.* 79/1, 57–74.
- BAIRD, A. W., & DEWEY, J. F. (1986): Structural evolution in thrust belts and relative plate motion: the upper pennine Piemonte Zone of the internal Alps, southwest Switzerland and northwest Italy. – *Tectonics* 5/3, 375–387.
- BEARTH, P. (1953): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt 29 (Zermatt) mit Erläuterungen. – Schweiz. geol. Komm.
- (1964): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt 43 (Randa) mit Erläuterungen. – Schweiz. geol. Komm.
- (1967): Die Ophiolithe der Zone von Zermatt–Saas Fee. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 132, 1–130.
- (1973): Gesteins- und Mineralparagenesen aus den Ophiolithen von Zermatt. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 53, 299–334.
- (1976): Zur Gliederung der Bündnerschiefer in der Region Zermatt. – *Eclogae geol. Helv.* 69, 149–161.
- (1980): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt 1308 St. Niklaus mit Erläuterungen. – Schweiz. geol. Komm.
- BURRI, M. (1983): Le front du Grand Saint-Bernard du Val d'Hérens au Val d'Aoste. – *Eclogae geol. Helv.* 76.
- CRESPO, A. (1984): Géologie des unités penniques au NW de Zermatt (Valais). – Dipl. inédit Univ. Lausanne.
- DAL PIAZ, G. V. (1965): La formazione mesozoica dei calcescisti con pietre verdi fra la Valsesia e la Valtournanche ed i suoi rapporti con il ricoprimento Monte Rosa e con la Zona Sesia-Lanzo. – *Bull. Soc. geol. Ital.* 84, 67–104.
- DAL PIAZ, G. V., & ERNST, W. G. (1978): Areal geology and petrology of eclogites and associated metabasites of the Piemonte ophiolite nappe, Breuil–St. Jacques area, Italian western Alps. – *Tectonophysics* 51, 99–126.
- DAL PIAZ, G. V., DI BATTISTINI, G., KIENAST J.-R., & VENTURELLI, G. (1979): Manganiferous quartzitic schists of the Piemonte ophiolite nappe in the Valsesia-Valtournanche area (Italian Western Alps). – *Mem. Soc. geol. Ital.* 32, 1–24.
- DECANDIA, F. A., & ELTER, P. (1972): La «zona» ofiolitifera del Bracco nel settore compreso fra Levanto e la Val Graveglia (Appennino ligure). – *Mem. Soc. geol. Ital.* 11, 467–560.
- ELLENBERGER, F. (1953a): Sur l'extension des faciès Briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides. – *Eclogae geol. Helv.* 45/2.
- (1953b): La Série du Barrhorn et les rétrocharriages penniques. – *C. R. Acad. Sci. (Paris)* 236, 218–220.
- ESCHER, A., & MASSON, H. (1984): Le Cervin: un dessin géologique inédit d'Emile Argand (1929) et son interprétation actuelle. – *Trav. comité franç. d'hist. géol. (COFRHIGEO)*, deuxième série, T. II, 1984 No 8.
- ESCHER, A. (en prép.): Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard.
- FREY, M., HUNZIKER, J. C., FRANCK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G. V., JÄGER, E., & NIGGLI, E. (1974): Alpine Metamorphism of the Alps. A review. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54, 247–290.
- GERLACH, H. (1869): Die Penninischen Alpen. – *Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 23.
- GÜLLER, A. (1947): Zur Geologie der südlichen Mischabel- und der Monte-Rosa-Gruppe. Mit Einschluss des Zmutt-Tales westlich Zermatt. – *Eclogae geol. Helv.* 40/1.
- ITEN, W. (1948): Zur Stratigraphie und Tektonik der Zone du Combin zwischen Mettelhorn und Turtmanttal (Wallis). – *Diss. Univ. Zürich.*
- KLEIN, J. A. (1978): Post-nappe folding southeast of the Mischabelrückfalte (pennine Alps) and some aspects of associated metamorphism. – *Leidse geol. Meded.* 51/2, 233–312.
- LACASSIN, R. (1984): Etude des mécanismes de déformation dans le versant nord de la nappe du Mont Rose (Alpes suisses) et relation avec les grands chevauchements. – Thèse 3e cycle, Montpellier.
- LAGABRIELLE, Y., POLINO, R., AUZENDE, J. M., BLANCHET, R., CABY, R., FUDRAL, S., LEMOINE, M., MEVEL, C., OHNENSTETTER, M., ROBERT, D., & TRICART, P. (1984): Les témoins d'une tectonique intraocéanique dans le domaine téthysien: analyse des rapports entre les ophiolites et leurs couvertures métamorphiques dans la zone piémontaise des Alpes Occidentales franco-italiennes. – *Ophioliti* 9, 67–88.
- MARTHALER, M. (1981): Découverte de foraminifères planctoniques dans les «schistes lustrés» de la pointe de Tourtemagne (Valais). – *Bull. géol. Lausanne* 254.
- (1984): Géologie des unités penniques entre le Val d'Anniviers et le Val de Tourtemagne (Valais, Suisse). – *Eclogae geol. Helv.* 77/2, 395–448.
- MARTIN, B. (1982): Structural and metamorphic studies on the ophiolitic envelope of the Monte Rosa nappe, Pennine Alps. – Thesis Univ. Wales.

- MAZUREK, M. (1986): Structural evolution and metamorphism of the Dent Blanche nappe and the Combin zone west of Zermatt (Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.* 79/1, 41–56.
- MILNES, A. G., GRELLER, M., & MÜLLER, R. (1981): Sequence and style of major post-nappe structures, Simplon-Pennine Alps. – *J. struct. Geol.* 3/4, 411–420.
- MÜLLER, R. (1982): Die tektonische Erforschung der Penninischen Alpen. – *Eclogae geol. Helv.* 75/3, 447–479.
- (1983): Die Struktur der Mischabelfalte (Penninische Alpen). – *Eclogae geol. Helv.* 76/2, 391–416.
- PILLOUD, C., & SARTORI, M. (1981): Etude géologique et pétrographique de la région des Diablons (Val de Zinal). – Dipl. inédit Univ. Lausanne.
- RAMSAY, J. G. (1967): Folding and fracturing of rocks. – MacGraw-Hill, New York.
- RAOULT, J. F. (1986): Le problème des microfaunes attribuées au Crétacé supérieur dans les Schistes lustrés piémontais (Alpes occidentales). – *C. R. Acad. Sci. Paris* 303 S. II No 18, 1679–1684.
- SAVARY, J. (1982): Etude géologique, pétrographique et géochimique de la région du Tsaté et de Bréona (Les Haudères, Val d'Hérens). – Dipl. inédit Univ. Lausanne.
- SCHAER, J. P. (1959): Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes. – *Arch. Sci. Genève* 12.
- SCHMIDT, C. (1907): Bild und Bau der Schweizeralpen. – *Beil. Jb. SAC* 42 (1906–07) Birkhäuser, Basel.
- SCHNEIDER, B. (1982): Etude géologique et pétrographique de la région Evolène–Sasseneire (Val d'Hérens). – Dipl. Univ. Lausanne.
- STAUB, R. (1936): Sur la répartition des faciès penniques dans les Grisons. – *C. R. Soc. géol. France.*
- (1937): Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. – *Vjschr. natf. ges. Zürich* 82.
- (1938): Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden. – *Eclogae geol. Helv.* 31/2, 345–353.
- (1942): Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 87.
- STECK, A. (1984): Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales. – *Eclogae geol. Helv.* 77/1, 55–100.
- THÉLIN, P., & AYRTON, ST. (1983): Cadre évolutif des événements magmato-métamorphiques du socle antétriasique dans le domaine pennique (Valais). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 63, 393–420.
- TIÈCHE, J. C. (1976): Carte géologique de la région Zermatt–Mettelhorn. – Doc. inédit Univ. Lausanne.
- TRÜMPY, R. (1980): Geology of Switzerland, Part A: an outline. – Wepf & Co, Basel.
- WILSON, CH. (1978): Deformation in the Theodul–Rothorn-Zone (Zermatt, Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.* 71, 517–549.

Manuscrit reçu le 10 octobre 1986

Révision acceptée le 17 août 1987