

<b>Zeitschrift:</b>	Eclogae Geologicae Helvetiae
<b>Herausgeber:</b>	Schweizerische Geologische Gesellschaft
<b>Band:</b>	84 (1991)
<b>Heft:</b>	2
<b>Artikel:</b>	Le métasédiments du Pennique inférieur dans la région de Brigue-Simplon : lithostratigraphie, structure et contexte géodynamique dans le bassin Valaisan
<b>Autor:</b>	Jeanbourquin, Pascal / Burri, Marcel
<b>DOI:</b>	<a href="https://doi.org/10.5169/seals-166785">https://doi.org/10.5169/seals-166785</a>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. 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. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### **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. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### **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. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 23.02.2026

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

# Les métasédiments du Pennique inférieur dans la région de Brigue-Simplon. Lithostratigraphie, structure et contexte géodynamique dans le bassin Valaisan

Par PASCAL JEANBOURQUIN<sup>1)</sup> et MARCEL BURRI<sup>2)</sup>

## RÉSUMÉ

Dans les unités penniques inférieures, affectées d'un métamorphisme élevé (schiste vert-amphibolite) et de fortes déformations, il a été possible de reconnaître certaines formations du Valaisan (Couches du Versoyen, Couches de l'Aroley, Couches des Marmontains et Couches de Saint-Christophe du Valais occidental et de Tarentaise en France) et de les prolonger dans les parties internes du bâti alpin. Outre quelques précisions sur l'évolution structurale de ce domaine dans les Alpes simplo-tessinoises comme la présence de nappes en position renversée, la cartographie rendue possible par ce précieux «fil conducteur», permet – de préciser l'importance de la zone Sion-Courmayeur (ZSC) dans la géodynamique du bassin valaisan et – de discuter les relations de cette ZSC avec les unités avoisinantes au front pennique et dans les Préalpes charriées sur l'avant-pays. Ceci conduit à une image (au moins) bipolaire d'un large bassin valaisan avec une partie interne à tendance océanique (aujourd'hui cicatrisé dans le Pennique inférieur) et une partie externe plus continentale.

## ABSTRACT

In a framework of epizonal and mesozonal metamorphism and highly deformed rocks, the prolongation of Valaisan Formations (“Couches du Versoyen”, “Couches de l’Aroley”, “Couches des Marmontains” and “Couches de Saint Christophe” defined in western Valais (Switzerland) and in Tarentaise (French Alps) has been followed into the area of Brig-Simplon (Central Alps). Geological mapping not only permits some precisions on the structural evolution of this area (e.g., large nappes with only the overturned limb), but also allows to discuss relationships between the lower Penninic units, the flysch of the Sion-Courmayeur zone, the neighbouring flyschs of Valaisan domain in France and the Prealpines nappes thrusted on the foreland basin. Since the Cretaceous, the geodynamic evolution of the Valaisan basin shows two compartments at least, an internal part with an oceanic trend and an external part, more continental, evolving separately in divergent or convergent strike-slip deformation.

## Introduction

Dans le cadre de la rédaction de la carte géologique «Brigue» au 1:25 000 (feuille 1289 de l’Atlas topographique de la Suisse), certaines roches bien caractéristiques du domaine valaisan ont été reconnues systématiquement malgré la très forte déformation ductile qui caractérise les nappes penniques inférieures (LEU 1986, JEANBOURQUIN & BURRI 1989). Ces nouveaux apports permettent:

<sup>1)</sup> Institut de Géologie, Pérrolles, CH-1700 Fribourg.

<sup>2)</sup> Le Chatel, CH-1840 Bex.

- de préciser la lithostratigraphie des couvertures mésozoïques déjà esquissées par BURRI (1967, 1979), BOLLI et al. (1980) et LEU (1986);
- de mieux comprendre les relations géométriques entre les unités sommitales du Pennique inférieur;
- de présenter de nouvelles hypothèses paléogéographiques (régionales) et de les situer dans le contexte du domaine valaisan.

Les résultats de ce travail ont été présentés lors d'une excursion de la Société Géologique Suisse (1989) (ACKERMANN et al. 1991).

#### A. Cadre tectonique (figs. 1, 2 et 3A et 3B)

Le Pennique inférieur est constitué d'un empilement de nappes cristallines comme par exemple les nappes du Monte Leone et d'Antigorio (SCHMIDT & PREISWERK 1905, 1908). Les noyaux cristallins sont séparés par de minces bandes de calcschistes. Ces derniers, attribués classiquement aux «Bündnerschiefer» (SPICHER 1980), sont des roches sédimentaires mésozoïques avec des ophiolites dont la plupart appartiennent, comme le montre cette note, à la zone Sion-Courmayeur (ou zone Valaisanne).

En Haut Valais, le Pennique inférieur recouvre au Nord les racines des nappes helvétiques s. l. (figs. 1, 2, 3A et 3B); au Sud il est chevauché par la nappe des Pontis du Pennique moyen (gneiss de Berisal, THÉLIN 1987; ESCHER et al. 1988). Cette succession d'unités tectoniques est la même qu'en Valais occidental où le Pennique inférieur est représenté par la zone Sion-Courmayeur (TRÜMPY 1955).

L'empilement des nappes est affecté par deux grands plis à vergence Sud-Est (plis «en retour» ou «backfold») dont les axes plongent d'environ 20° vers le Sud-Ouest. Ce plongement axial, couplé à une topographie accidentée, permet de bien observer les unités enfouies sous le Pennique moyen. L'accident du Simplon décapite ces grands plis en retour; il est associé à un cisaillement dextre/normal régional dans un contexte métamorphique rétrograde. Ces problèmes de cisaillement font l'objet de nombreuses études dont les interprétations générales sont encore bien contradictoires (étalement gravitaire ou contraintes tectoniques?), par exemple STECK (1984, 1987), MANCKTELOW (1985), MERLE (1987), MANCEL & MERLE (1987).

Très schématiquement, l'histoire structurale (fig. 2 de ACKERMANN et al. 1991) se résume ainsi:

1. Limite Eocène-Oligocène, premier champ de déformation, étirement transversal (DI, fig. 2 de ACKERMANN et al. 1991).
  - 1a. La mise en place des nappes crée des chevauchements et des plis (isoclinaux?) de première génération (fig. 3A, environ 38–40 Ma? ou avant?). Une activité tectonique antérieure, quoique très hypothétique, semble découler de diverses observations structurales et métamorphiques.
  - 1b. Les structures de première génération sont affectées par des plis isoclinaux de deuxième génération (fig. 3B, «Post-nappe recumbent folds» de MILNES (1974) auxquels sont associés une schistosité ubiquiste et une linéation transversale (orientée NNW). Cette première déformation, très caractéristique, paraît s'estomper avec le pic du métamorphisme aux alentours de 26 ma. (HURFORD 1986);
2. Fin Oligocène-début Miocène (environ 20–25 ma), deuxième champ de déformation, étirement longitudinal (DII, fig. 2 de ACKERMANN et al. 1991).

Il développe un étirement longitudinal avec des structures de cisaillement montrant un déplacement des unités supérieures vers le Sud-Ouest. A cette déformation sont associées les mylonites de la «Simplon Störung» de BEARTH (1956); elles sont facilement observables au Sud du col du Simplon.

Dès le Miocène, le refroidissement des assises s'accompagne de mouvements qui créent de grands plis à vergence Sud-Est («plis en retour») auxquels est associé un clivage de crénelation fruste.

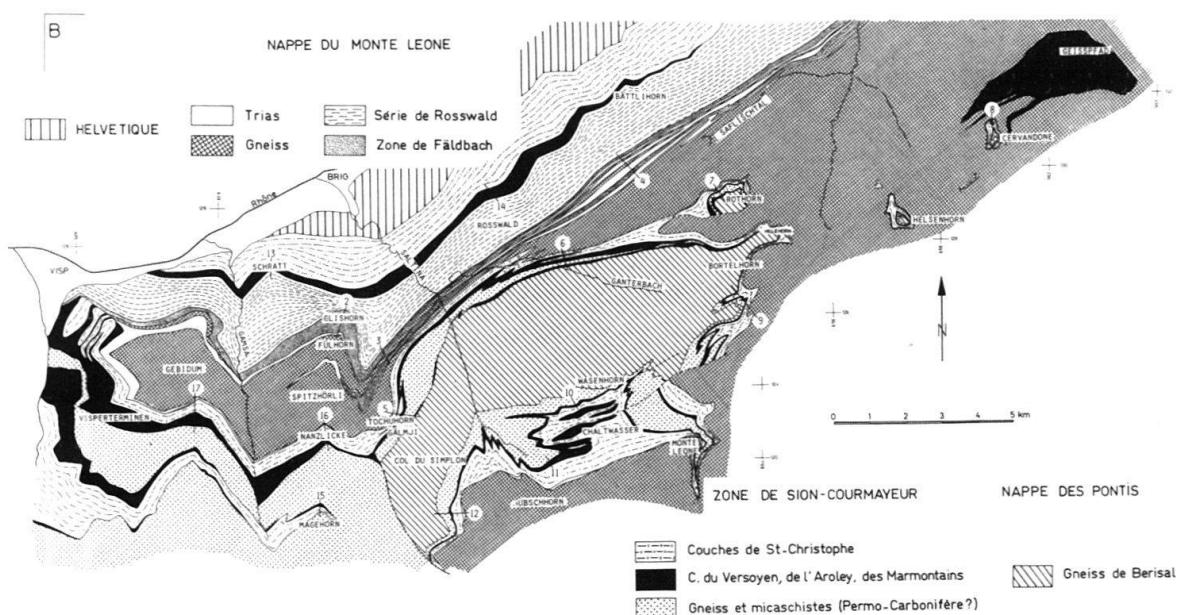
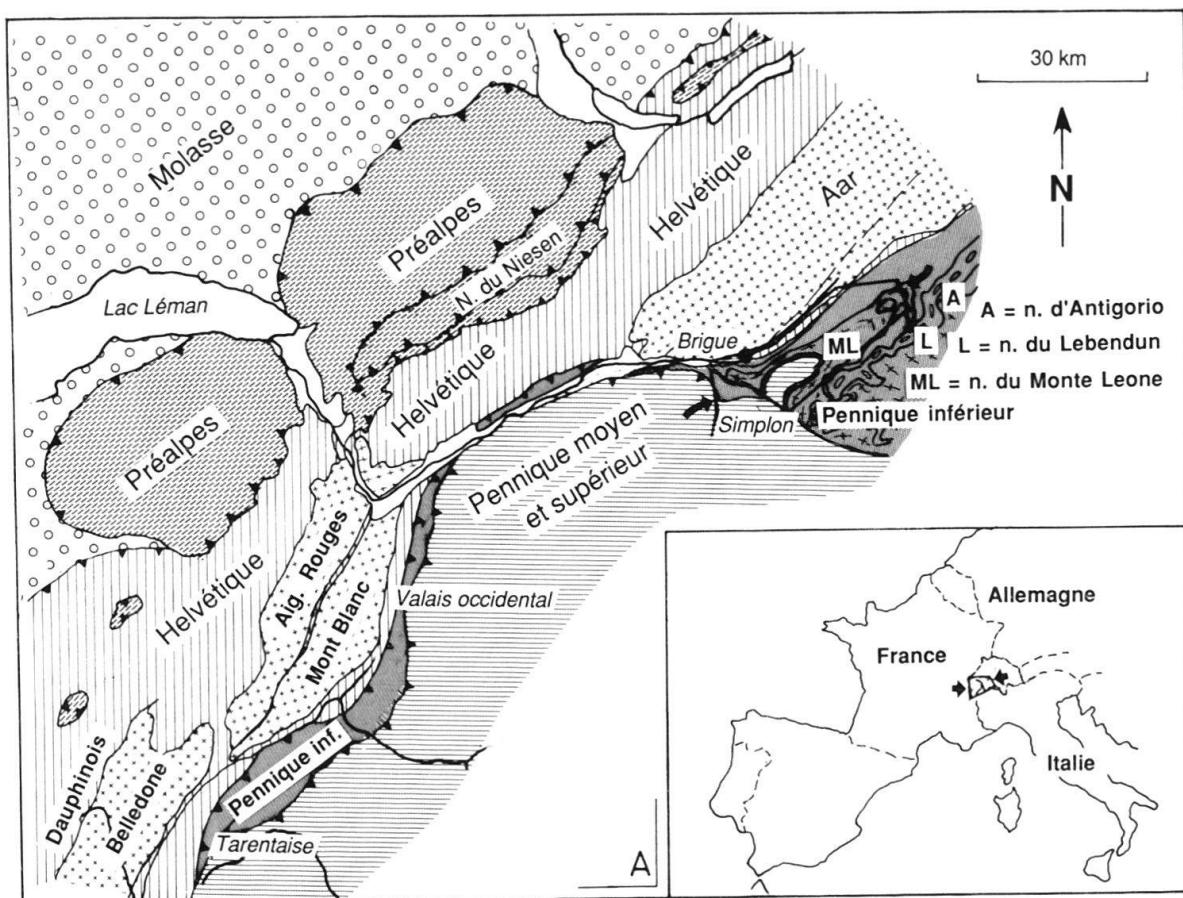
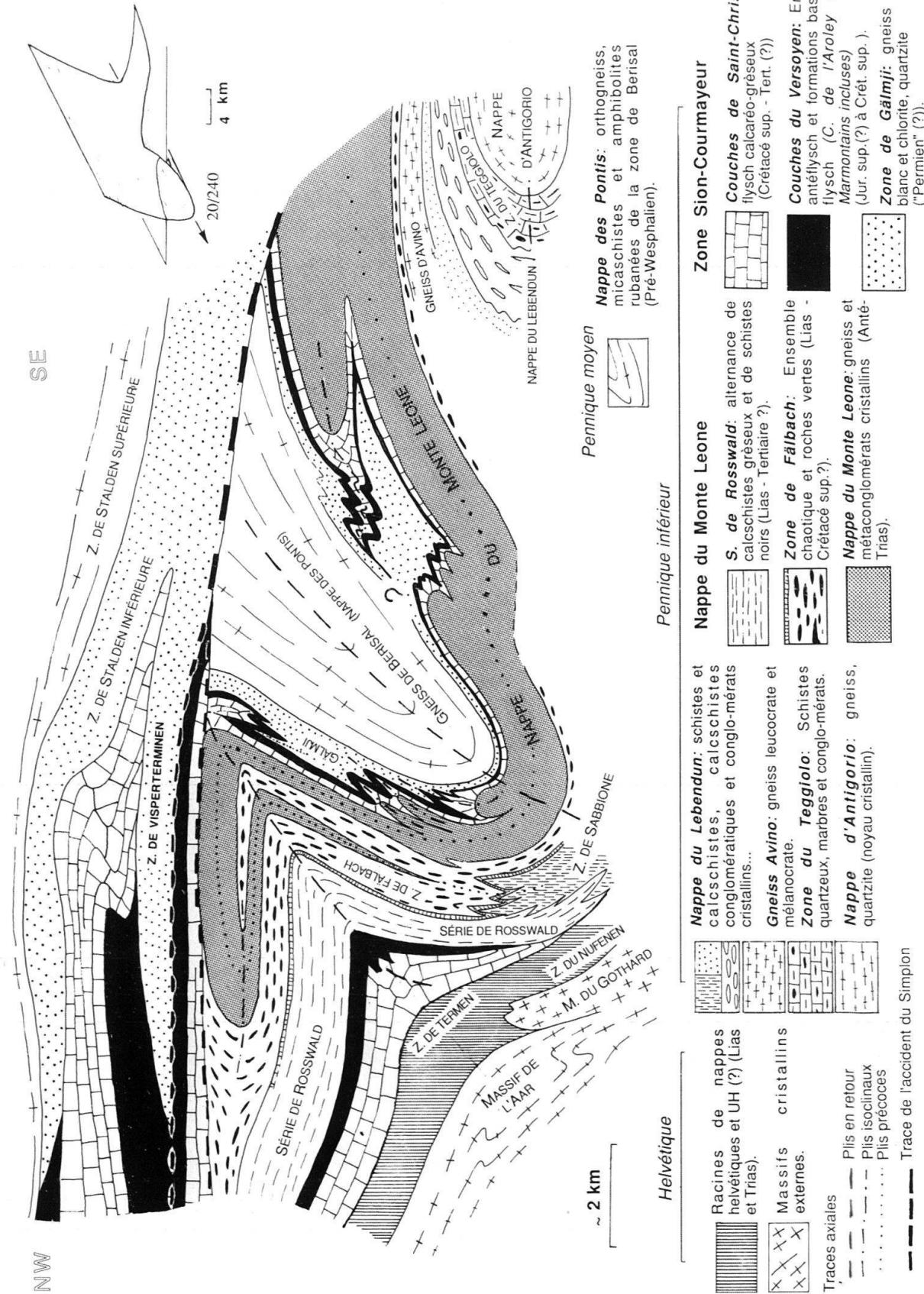


Fig. 1. A: cadre tectonique de la région étudiée et situation de la carte géologique de la figure 1B; B: carte géologique entre Viège (Visp) et le Binntal. Extrait de JEANBOURQUIN & BURRI (1989), les numéros 1-17 se réfèrent à leurs profils détaillés.



Finalement, une déformation cassante à rejet normal vers le Sud-Ouest avec une légère composante décrochante sénestre (backthrusting, MANCEL & MERLE 1987), est surimposée aux mylonites dans la région du col du Simplon («accident du Simplon» de JEANBOURQUIN & BURRI 1989).

La surrection du massif s'accompagne aussi de nombreuses failles normales parallèles à la chaîne.

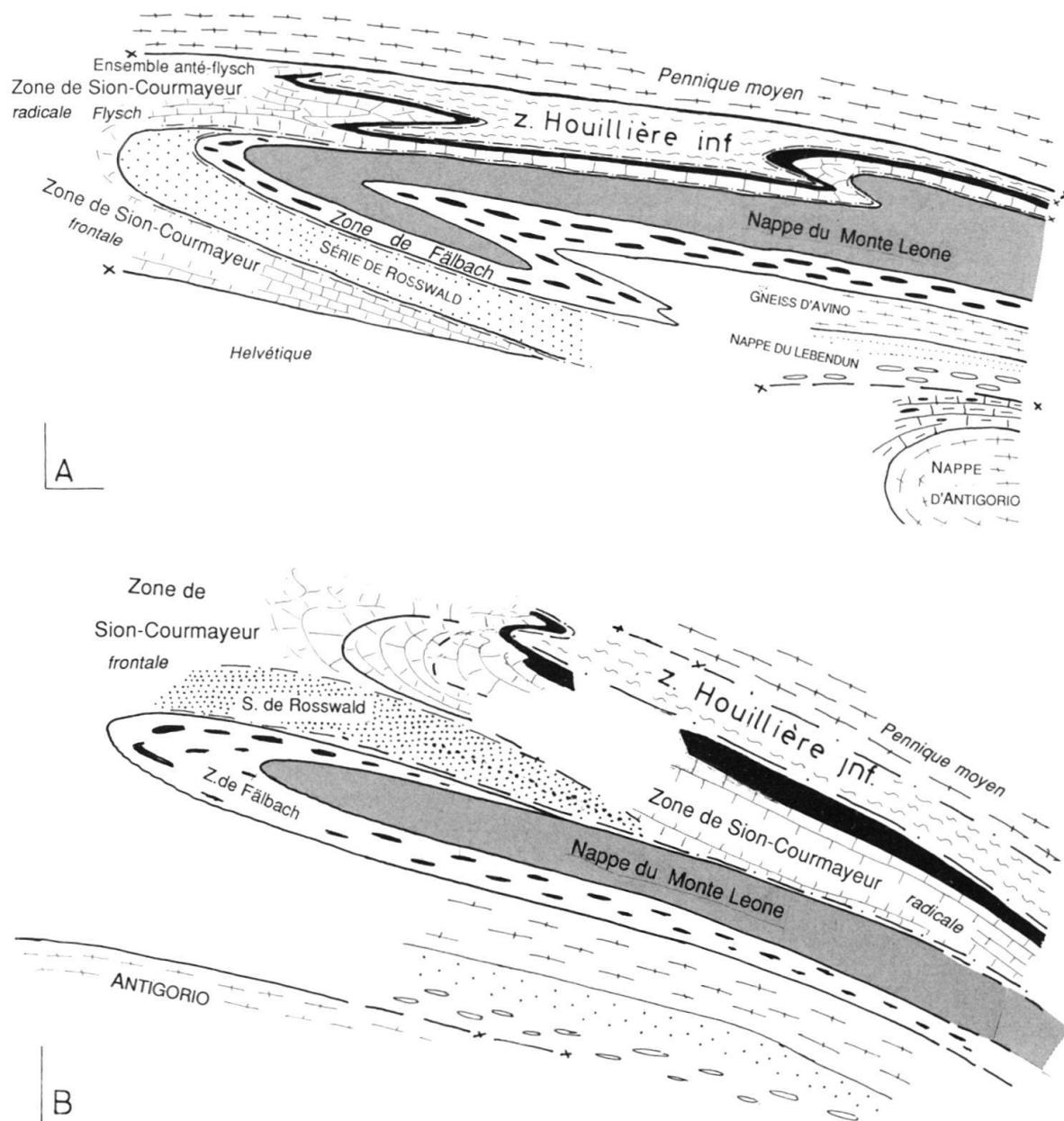


Fig. 3. Arrangement présumé; A: avant la déformation DII (fig. 2, ACKERMANN et al. 1991); B: avant la formation des «Post-nappe recumbent folds».

Fig. 2. Coupe géologique transversale synthétique à l'Est de Brigue (Brig). En médaillon: flexure du flanc sud de la synforme de Bérisal.

## B. Lithostratigraphie des unités sommitales du Pennique inférieur: la zone Sion-Courmayeur et la nappe du Monte Leone

Seuls les caractères généraux des séries sont repris ici, pour plus de détails il faut se référer à JEANBOURQUIN & BURRI (1989).

### 1. La zone Sion-Courmayeur (figs. 1 et 2)

La zone Sion-Courmayeur (ZSC) n'est pas définie formellement. Par exemple, ce terme a été utilisé en Valais occidental par TRÜMPY (1955, p. 316 et 317) pour rassembler les écailles isoclinales de roches mésozoïques (d'affinité helvétique de la zone de Courmayeur et pennique de la zone de Sion) situées entre le massif cristallin externe du Mont Blanc et le chevauchement du Pennique moyen. Dans ce sens les racines des nappes helvétiques y sont incluses.

Depuis, une conception plus restrictive de la ZSC est apparue pour décrire le Pennique inférieur en Valais occidental: Unités de la Pierre Avoi, du Roignais-Versoyen et de Ferret (par exemple BURRI & JEMELIN 1983). Les racines helvétiques en sont exclues. C'est dans ce sens plus restreint qu'il est utilisé ici.

SPICHER (1980) introduit le terme «zone Brig-Sion-Courmayeur» (ZBSC) ou «zone Valaisanne» pour désigner:

- en Valais occidental la ZSC avec l'Unité de Moûtiers;
- en Valais oriental une suite d'écailles aux assises typiquement valaisannes. C'est dans ce sens que l'utilise LEU (1986).

Suite aux travaux de BOLLI et al. (1980), de LEU (1986) et de BURRI et al. (sous-presse) dans le Haut-Valais, la ZBSC devrait aussi inclure au moins la couverture mésozoïque de la nappe du Monte Leone (et peut être de quelques autres unités du Pennique inférieur comme le gneiss du Monte Leone et la nappe du Lebendun).

Dans la région du Simplon, il est possible de subdiviser la ZSC en «ensemble anté-flysch» et en «Flysch» comme ANTOINE (1971, 1972) l'a fait en France.

#### 1.1 L'ensemble anté-flysch

L'ensemble anté-flysch regroupe des sédiments plus ou moins chaotiques dans lesquels deux types principaux se détachent (fig. 4).

— Le premier type est un mélange (au sens descriptif du mot) de schistes noirs, souvent très siliceux avec des blocs de roches très variées où dominent les roches vertes (métabasaltes en coussin, prasinites, amphibolites, serpentinites et talcschistes) parfois en masses colossales (par exemple le massif du Geisspfad). Aux amphibolites s'associent parfois des quartzites sombres à patine vitreuse pouvant être assimilées à des radiolarites. Les minéraux manganésifères y sont abondants (par exemple spessartine, piédmontite). Les traits caractéristiques des Couches du Versoyen en Haut-Valais (Unité du Roignais-Versoyen) ont été confirmés sur le terrain par Pierre ANTOINE.

— L'autre type est représenté par des schistes gris-jaunâtre, des métagrès et des métaconglomérats arkosiques qui prennent une allure de gneiss avec le métamorphisme et la déformation. En l'absence de Trias, il est souvent difficile de les distinguer des socles paléozoïques. Les galets sont essentiellement des marbres dolomitiques et calcaires (du Trias; éventuellement du Lias?) ainsi que des métagrès quartzitiques. Les caractères du Versoyen sont ici moins nets et il faut souligner la grande similitude de ce

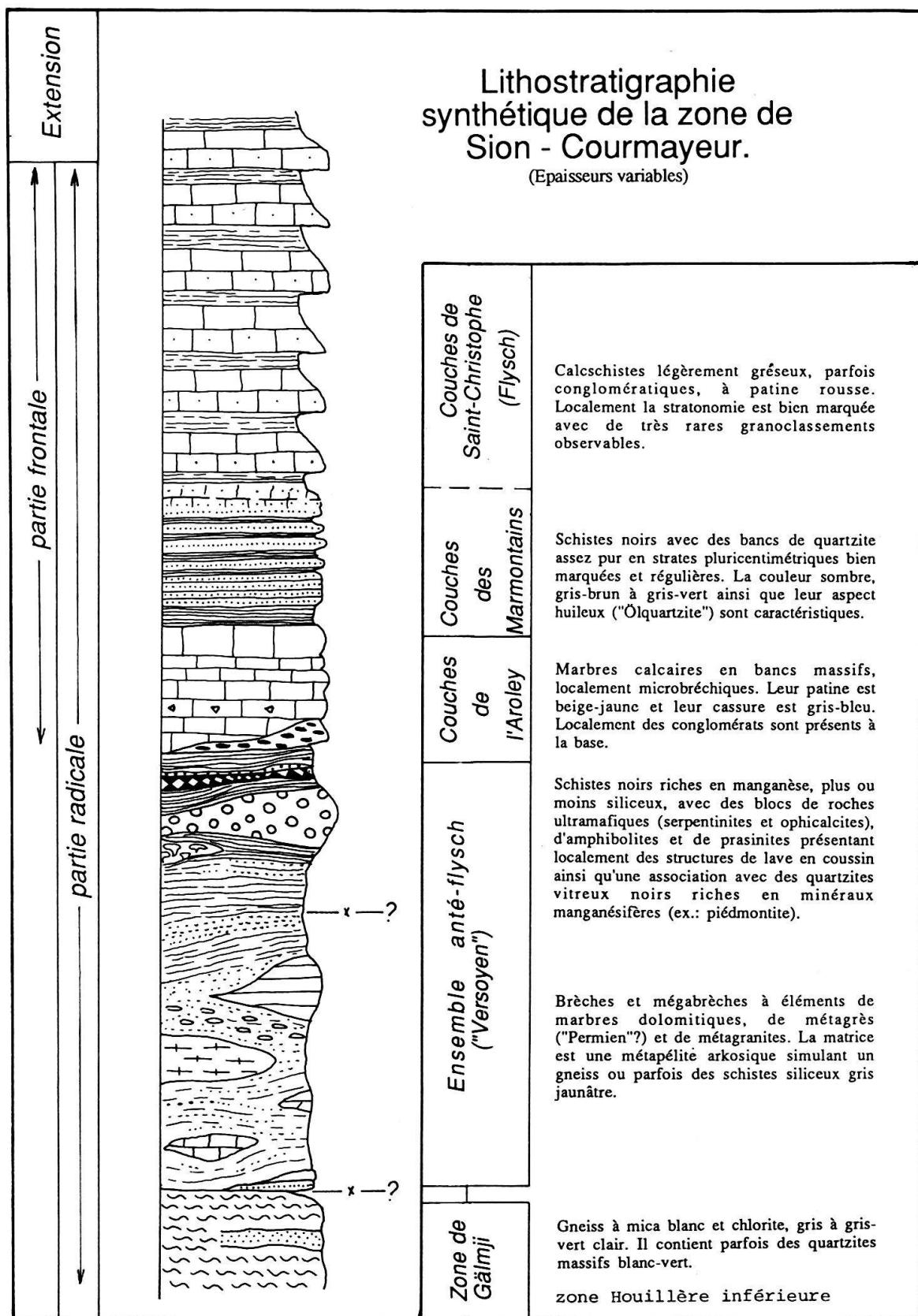


Fig. 4. Description synthétique des roches de la zone de Sion-Courmayeur et des gneiss de la zone Houillère inférieure.

faciès avec la «série schisto-quartzitique» et la «série conglomératique» de l'Unité de la Pierre Avoi.

Comme dans le Valais occidental, aucun substratum ne peut leur être attribué avec certitude. Certaines lames de gneiss permo-carbonifères (?) de la zone Houillère inférieure (ESCHER et al. 1988) pourraient éventuellement représenter localement un substrat (zone de Gälmi, de Visperterminen, de Stalden inférieur).

Aucun âge précis n'est obtenu pour cet ensemble, même en Tarentaise. Selon ANTOINE (1972, 1978) l'âge de l'ensemble antéflysch paraît compris dans une fourchette allant du Malm à la base du Crétacé supérieur avec une forte présomption pour le Crétacé inférieur.

## 1.2 Le Flysch (fig. 4)

La trilogie du flysch «**Aroley – Marmontains – St. Christophe**» constitue dans la région du Simplon un précieux repère cartographique.

– **Les Couches de l'Aroley** (ou formation basale du flysch d'ANTOINE 1972) sont des marbres calcaires à patine claire et cassure gris-bleu souvent gréseux qui laissent entrevoir parfois une structure finement bréchique. Localement sont observés des métaconglomérats grossiers à galets essentiellement triasiques ou à matériel ophiolitique (entre le Kaltwasser et l'Alpe de Veglia). L'épaisseur de l'Aroley varie de quelques centimètres à plusieurs dizaines de mètres. Ces variations résultent essentiellement de la déformation.

Aucun fossile n'a été observé en Haut Valais. TRÜMPY (1955, p. 334) leur donne un âge crétacé «moyen» (Orbitolines du Barrémo-Aptien, remaniées?) en les comparant au «Tristelkalk» des Grisons. Cependant, en France, ANTOINE (1978) donne un âge crétacé supérieur compris entre le Turonien et le Campanien attesté par des *Globotruncanidae*.

– **Les Couches des Marmontains** (ou schistes noirs à quartzites verts) sont formés de schistes noirs non carbonatés dans lesquels alternent fréquemment des bancs de quartzites très caractéristiques. La patine est sombre avec des reflets rouille ou verdâtres; la cassure vert-noir a un aspect huileux très typique («Ölquarzite») ainsi que parfois des reflets légèrement rosés. Les quartzites sont assez purs, régulièrement organisés en microbancs de quelques centimètres (exceptionnellement quelques décimètres), parfois amalgamés en unités plurimétriques. Il s'y intercale parfois des bancs plus polymictes, granoclassés.

Les schistes noirs ont fourni au-dessus de Brigue, quelques radiolaires pyritisés et un fantôme de *Globotruncanidae* (BURRI 1967). C'est dans des roches semblables que BURRI (1955) a pu extraire des radiolaires dont l'âge présumé est crétacé moyen à supérieur.

La constance de l'organisation et des caractéristiques sédimentaires de ces roches, conservées sur de très grandes distances (plus de 200 km) malgré la déformation, parle en faveur de dépôts associés à des courants de fond ou de contour.

– **Les Couches de Saint Christophe** (ou Flysch s.str.) apparaissent graduellement au sommet des Couches des Marmontains. Ce sont des calcschistes gréseux en général très carbonatés. Leur aspect et leur patine varient beaucoup, probablement à cause de différences de déformation et d'exposition. Seule la partie frontale présente encore une

stratonomie visible, alternance de bancs gréseux et microconglomératiques avec des schistes noirs où il est parfois encore possible de voir des structures sédimentaires (granoclassement, structures de charge).

Puisqu'il suit les formations de l'Aroley et des Marmontains, ce flysch est généralement considéré comme d'âge crétacé terminal. Cependant, GÉLY (1989) lui attribuerait un âge Eocène supérieur (même Priabonien) sur la base de données géochimiques; ceci reste à étayer et à confirmer.

## 2. *La nappe du Monte Leone* (fig. 5)

La nappe du Monte Leone comporte essentiellement un socle cristallin paléozoïque. Classiquement, on admet que la couverture stratigraphique de ce socle est constituée par les roches métasédimentaires de la «zone» de Fälbach et la «Série» de Rosswald. Les roches du Trias et les deux unités de ci-dessus, sont regroupées par LEU (1986) dans la zone du Binntal.

Le tégument de Trias de la nappe du Monte Leone comprend essentiellement des dolomies avec quelques schistes quartzitiques feuillettés à la base. Les évaporites qui séparent les Gneiss des assises valaisannes à Gebidem (fig. 1B) y sont également attribués.

Avec son Trias tégumentaire, le noyau cristallin montre une structure isoclinale symétrique (KRAMERS 1965). Le reste de la couverture mésozoïque n'a pas de répartition symétrique; elle est concentrée dans les parties frontales et inférieures de la nappe. Cette répartition transcrit probablement une disposition sédimentaire originelle.

### 2.1 La «zone» de Fälbach

LEU (1986) attribue à cette zone de bas en haut:

- un horizon à blocs, très hétérogène (type A),
- des calcschistes (types B, C et D),
- des métabasites.

– Dans la région de Brigue, le complexe lithologique chaotique (type A) est très développé au Nord du Gneiss du Monte Leone. Il comprend des lentilles de toute taille: – de marbre calcaire (Trias?, Lias?), – de marbre dolomitique (Trias?), – d'évaporite (Trias?), – de quartzite massif (Permo-Trias?), – de gneiss, – de granite ainsi que – de diverses variétés de conglomérats (en général très cristallins, dont des brèches de type «Permien régénéré» très caractéristiques).

La distribution des blocs est hétérogène. Il n'est pas exclu que certains conglomérats, notamment à la base, soient des corps sédimentaires et non des blocs dans le mélange.

La matrice de ce complexe chaotique est difficile à discerner, d'une part à cause de son caractère hétérogène, d'autre part en raison de la forte déformation. Elle est constituée en général soit par des schistes noirs, soit par des schistes jaunâtres, dans lesquels s'intercalent des passées brunâtres carbonatées.

La patine jaune de l'ensemble chaotique résulte probablement de l'importante quantité de matériel triasique remobilisé, soit en bloc, soit grain par grain dans la matrice.

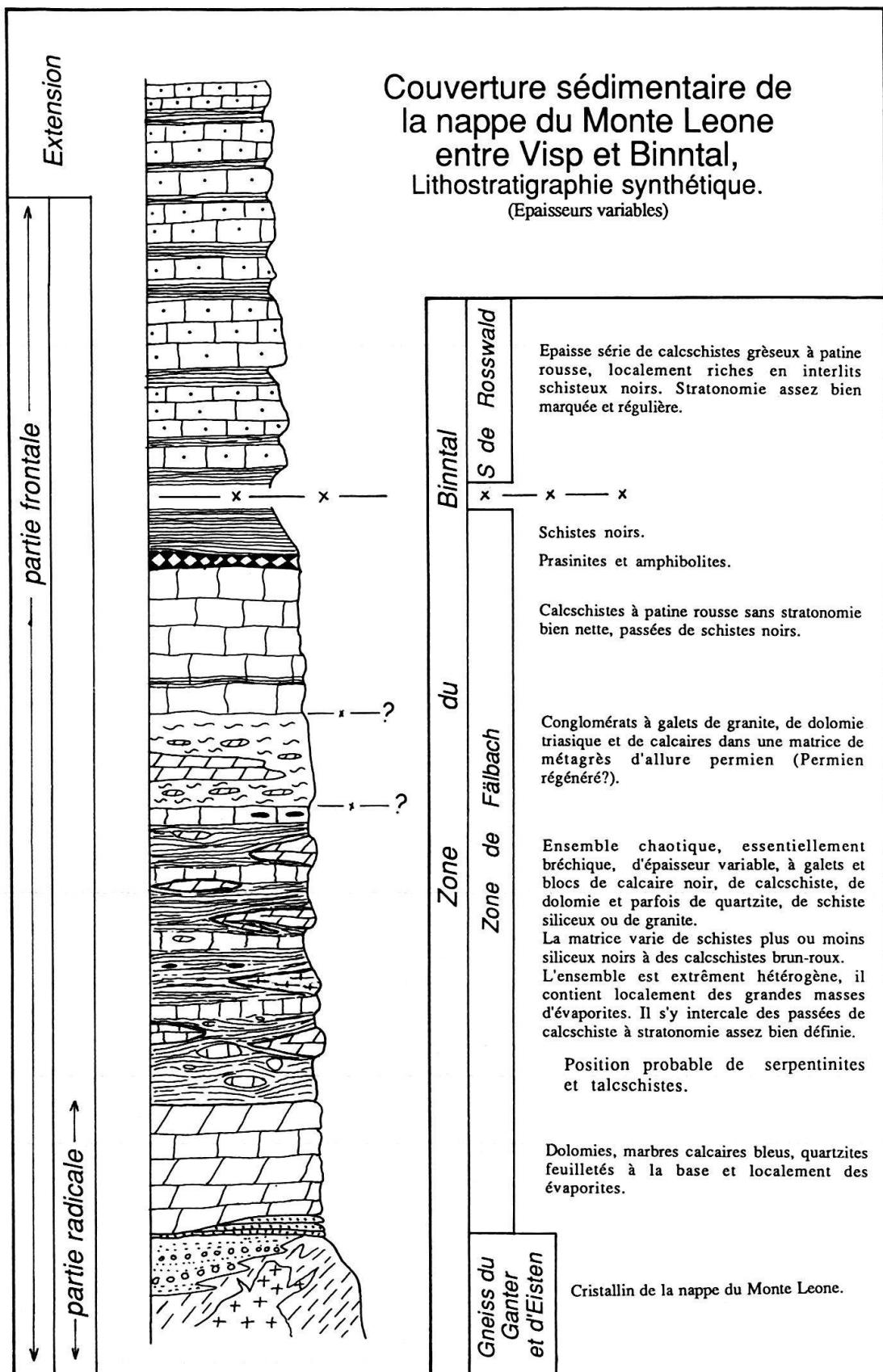


Fig. 5. Description synthétique des métasédiments de la nappe du Monte Leone et de son cristallin.

– Sur cet ensemble chaotique reposent localement des calcschistes à patine rousse sans stratonomie bien marquée; ils s'enrichissent en schistes noirs vers le sommet (types B, C et D). Aucune distinction de faciès n'a pu être faite dans le secteur étudié.

– Les métabasites, prasinites, spilites et rares roches ultramafiques, sont en général associées aux schistes sombres du sommet de la zone de Fälbach (Fälbachtal). Leur position dans l'édifice est constante de Visp au fond du Binntal, donc sur près de 40 kilomètres. Par places, on en trouve aussi avec des roches triasiques du sommet de l'ensemble chaotique (par exemple: Saflischpass, Glishorn, Corno di Ban). Ces métabasites pourraient rappeler certains épisodes volcaniques du Trias supérieur-Jurassique inférieur des massifs externes (par exemple les spilites et les dolérites dans le massif du Pelvoux, DEBELMAS et al. 1980).

Ainsi, malgré le bon contrôle structural dans la région de Brigue, la subdivision de LEU (1986) en quatre types A, B, C et D n'est pas observée; seules deux tendances générales se détachent, l'un chaotique, l'autre de sédimentation plus régulière.

La similitude avec les formations de la ZSC n'est donc pas évidente, les seuls parallèles se résumant à la comparaison de deux ensembles chaotiques dont le matériel est autre. La principale différence est marquée par le matériel ophiolitique que contient un des faciès du Versoyen.

Parallèlement, des équivalents sûrs des formations de l'Aroley et des Marmontains (pourtant bons marqueurs lithologiques dans la ZSC sur 200 km!) n'y sont pas observés.

Comme les caractères lithostratigraphiques de la zone de Fälbach sont très hétérogènes, il n'est pas exclu qu'elle représente un mélange de plusieurs formations ou unités tectoniques; la séparation en différents ensembles que suggère la figure 5, reflète ce fait.

## 2.2 La «Serie» de Rosswald

C'est une importante masse plissée de calcschistes souvent très gréseux avec une stratonomie localement bien marquée par une alternance de schistes noirs et de métagrès carbonatés. Les bancs conglomeratiques sont assez fréquents, quelques rares granoclassemens y ont été observés. L'aspect général est bien celui d'un flysch.

Le contact avec la zone de Fälbach est présumé stratigraphique par LEU (1986). Cependant, ce dernier précise bien que les relations cartographiques plus à l'Est montrent une individualité tectonique de la «Série» de Rosswald par rapport à la «zone» de Fälbach. Il semble bien que ce soit une unité tectonique indépendante associée vers l'Est avec les «Sosto-Schiefer». Seule la relation avec ces derniers permet de soupçonner un âge pour la série de Rosswald, à savoir Jurassique supérieur à Crétacé inférieur (PANTIĆ & ISLER 1978, 1981).

## C. Tectonique

Les nouveaux apports cartographiques concernent principalement les épisodes précoce de la déformation (DI, fig. 2 de ACKERMANN et al. 1991 et fig. 3 de cet article), c'est à dire tous ceux qui ont précédé la déformation longitudinale de l'Oligo-Miocène (DII, fig. 2 de ACKERMANN et al. 1991).

Tout d'abord, la cartographie détaillée des unités lithostratigraphiques décrites ci-dessus confirme l'existence des «post-nappe recumbent folds» de MILNES (1974) et montre leur importance géométrique. Ces derniers replissent les chevauchements pré-coces. A l'affleurement, ils interfèrent fréquemment avec d'anciens plis isoclinaux schisteux. Cependant, à l'échelle régionale, la carte ne montre que très rarement des structures plissées anciennes. Les seuls cas observés sont: – une suite de plis très isoclinaux dans le flanc Est du Tochuhorn (643875/123500) dont la vergence est opposée à toutes celles de mise en place (F1, F2, fig. 2 de ACKERMANN et al. 1991), – probablement le synclinal du Magenhorn. Les «post-nappe recumbent folds» forment, avec les plis en retour («backfolds»), des structures d'interférence proches de celles du type III de RAMSAY (1967) à toutes les échelles, de l'échantillon à la carte au 1:50 000. Les plus spectaculaires sont celles du Chaltwasser (figs. 3 et 4 de ACKERMANN et al. 1991) et du Glishorn (figs. 1 et 2). De telles interférences permettent aussi d'expliquer la géométrie complexe du fond de la synforme de Berisal (région du Rothorn, Steintal et Gantertal).

Le deuxième point très important que les levés sur la feuille Brigue mettent en évidence concerne les relations des différentes couvertures mésozoïques entre elles ainsi qu'avec leurs socles.

1. La trilogie de la ZSC était connue en position frontale, superposée à la série de Rosswald et au-dessus de l'accident du Simplon (BURRI 1967, 1979). Plus à l'Est, la ZSC pénètre entre les coeurs cristallins de la nappe du Monte Leone et de la nappe des Pontis (Gneiss de Berisal) où l'«Ensemble antéflysch» et la trilogie «Couches de l'Aroley – Couches des Marmontains – Couches de St. Christophe» représentent l'essentiel des roches mésozoïques (fig. 2).

2. Les formations de la ZSC constituent **une nappe en position systématiquement renversée** sur l'ensemble du Monte Leone. La flèche du chevauchement atteint plusieurs dizaines de kilomètres. La mise en place est précoce (fig. 3).

3. Les sédiments de la ZSC sont liés tectoniquement à des lambeaux de gneiss (Visperterminen, Gälmjji) de la zone Houillère inférieure (ESCHER et al. 1988).

4. Les sédiments mésozoïques attribués à la nappe du Monte Leone (la zone de Fälbach et série de Rosswald) sont concentrés au front et dans le flanc inverse de la nappe. Dans sa partie radicale, la nappe du Monte Leone est dépourvue de couverture mésozoïque à l'exception de quelques lambeaux de dolomie triasique (?), de conglomérats et d'amphibolites (3, fig. 7 de JEANBOURQUIN & BURRI 1989).

Cette disposition peut s'expliquer de différentes manières:

- la partie interne de la nappe du Monte Leone était un haut-fond ou bien elle a été érodée jusqu'au cristallin;
- il y a eu substitution de couverture. En effet, il n'est pas exclu que la série de Rosswald soit une unité tectonique indépendante de la zone de Fälbach, unité dont l'origine serait, par exemple, la partie dénudée de la nappe.

Globalement, dans la situation actuelle, la nappe du Monte Leone a une polarité renversée.

5. Selon SPRING (1988), un troisième et dernier élément du Pennique inférieur sommital aurait aussi une position globalement renversée: la nappe de Lebendun (avec les gneiss d'Avino). Cet empilement de structures renversées parle en faveur de l'hypothèse d'ESCHER et al. (1988). En effet, ces derniers séparent les nappes penniques des

nappes helvétiques au dos de la nappe d'Antigorio. La zone entre les nappes de Lebendun et d'Antigorio est alors une cicatrice importante.

#### D. Les unités de la feuille Brigue dans le domaine valaisan des Alpes occidentales.

##### 1. Contexte régional

On attribue classiquement au domaine valaisan les unités de la zone Brig-Sion-Courmayeur ou zone valaisanne (SPICHER 1980) ainsi que des unités préalpines charriées sur l'avant-pays comme la nappe du Niesen et la zone submédiane (SPICHER 1980).

##### 1.1 La zone valaisanne

En direction de l'Ouest, la trilogie du flysch de la zone valaisanne, notamment les assises basales «Aroley, Marmontains» présente des caractères remarquablement homogènes et typés. Ceci permet de reconnaître ces assises jusqu'en Tarentaise (Alpes françaises, ANTOINE 1972). Plus au Sud, elles disparaissent et les nappes subbriançonnaises chevauchent directement les unités ultradauphinoises.

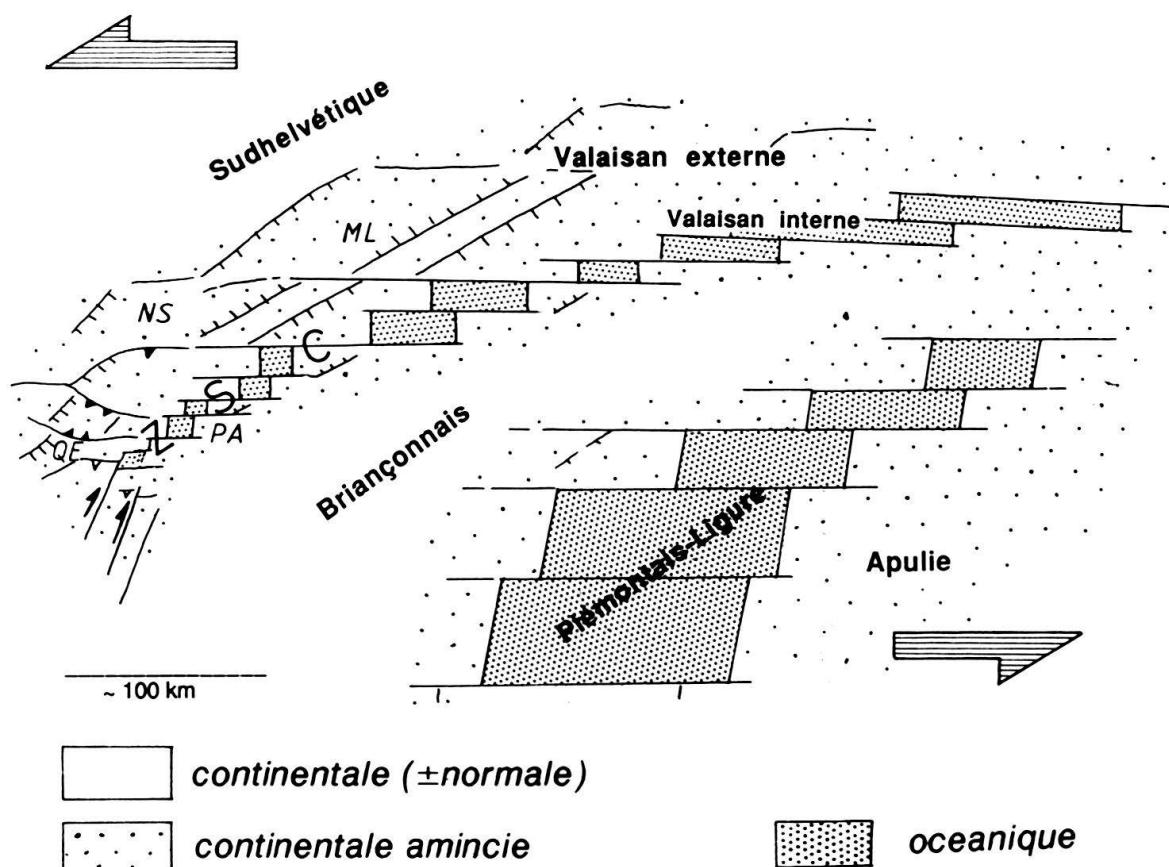


Fig. 6. Le bassin valaisan replacé dans un schéma palinspastique des Alpes occidentales au Jurassique supérieur-Créacé inférieur, inspiré de KELTS (1981) pour le Valaisan et de WEISSERT & BERNOLLI (1985) pour le Piémontais-Ligure; «strike slip» dans un contexte divergent (ALLEN & ALLEN 1990). ZSC = «Ensemble antéflysch» ou Versoyen, ML = Monte Leone, NS Niesen, PA = Pierre Avoi, QE = Quermoz, continentale, océanique = différents types de croûte.

Le flysch transgresse un substratum accidenté, hétérogène (par exemple dans les unités de la Pierre Avoi, du Roignais-Versoyen ou de Moutiers) qui atteste d'une activité tectonique en «strike slip» associée à une transformante nord-pennique (TRÜMPY 1988). Seul le Versoyen, est suffisamment caractéristique et cohérent pour être reconnu le long de la zone valaisanne (fig. 6). Cet ensemble témoigne probablement d'une croûte océanique (jurassique supérieur à crétacé inférieur) dont l'importance a été très sous-estimée (TRÜMPY 1980, 1988) à cause de la déformation qu'elle a subie par la suite. Il est tentant d'y voir une cicatrice importante. WEIDMANN et al. (1976) arrivent à des conclusions similaires à partir de considérations sur la zone submédiane des Préalpes (la zone submédiane représente donc un accident majeur à la base des Préalpes médianes).

Vers l'Est, LEU (1986) ainsi que BURRI et al. (sous presse) montrent qu'il faut intégrer une bonne partie des «Bündnerschiefer» simplé-tessinois (SPICHER 1980) dans la zone valaisanne. Les corrélations classiques avec les flyschs nord-penniques des Grisons et les flyschs rhéno-danubiens (NABHOLZ 1945, NÄNNY 1948, BOLLI et al. 1980) sont moins évidentes. Un travail en cours permettra de fournir des précisions.

## 1.2 Préalpes

Les flyschs, tels qu'ils apparaissent dans la trilogie de la ZSC, n'y ont jamais été signalés.

Des roches isolées dans les mélanges préalpins rappellent de loin l'Aroley, par exemple l'«Urgonien détritique» des Diablerets de BADOUX (1975) ou certaines brèches calcaires sous le flysch du Gurnigel (TERCIER 1928). Ces comparaisons n'ont pour l'instant que peu de valeur. Parallèlement, des points de comparaisons directs et probants avec la zone submédiane manquent (WEIDMANN et al. 1976).

Les flyschs valaisans des Préalpes sont présents, selon les conceptions classiques (HOMEWOOD 1977), dans la nappe du Niesen (fig. 7) et dans les mélanges de la zone submédiane (WEIDMANN et al. 1976).

ACKERMANN (1986) a montré que les deux extrémités radicales de la nappe du Niesen (Frutigen et le Sepey), correspondent à des régions d'apport de matériel peu mature. Des failles actives lors de la sédimentation (au Crétacé supérieur), semblent rejouer lors du découpage de la nappe par la suite (figs. 7 et 8A).

Le substratum des flyschs Niesen est aussi découpé par la tectonique. L'activité de failles jurassiques (fig. 6) est témoignée par les brèches turbiditiques du Sépey datées par BADOUX & HOMEWOOD (1978). Cette disposition a conduit HOMEWOOD et al. (1984) à comparer la nappe du Niesen avec la partie externe des Brèches de Tarentaise, en l'occurrence la zone du Quermoz (âge ?); ces auteurs séparent les flyschs valaisans des flyschs ultrahelvétiques par «la cordillière tarine».

Or, un tel substratum, affecté de mouvements anté-Eocène (ou/et parfois anté-Crétacé sup. ou plus vieux) caractérise aussi les diverticules ultrahelvétiques («ultrahelvétique» doit être pris au sens de position tectonique, HEIM 1921) possédant un flysch (nappe de Meilleret, nappe du Sex-Mort) (fig. 7). Simultanément, les flyschs ultrahelvétiques de Meilleret (HOMEWOOD 1974), de Höchst (FERRAZZINI 1981), de Valerette (HOMEWOOD 1976) ou les brèches de Châtillon (KINDLER 1988) montrent de nombreuses affinités avec les roches de la nappe du Niesen (HOMEWOOD 1974) comme

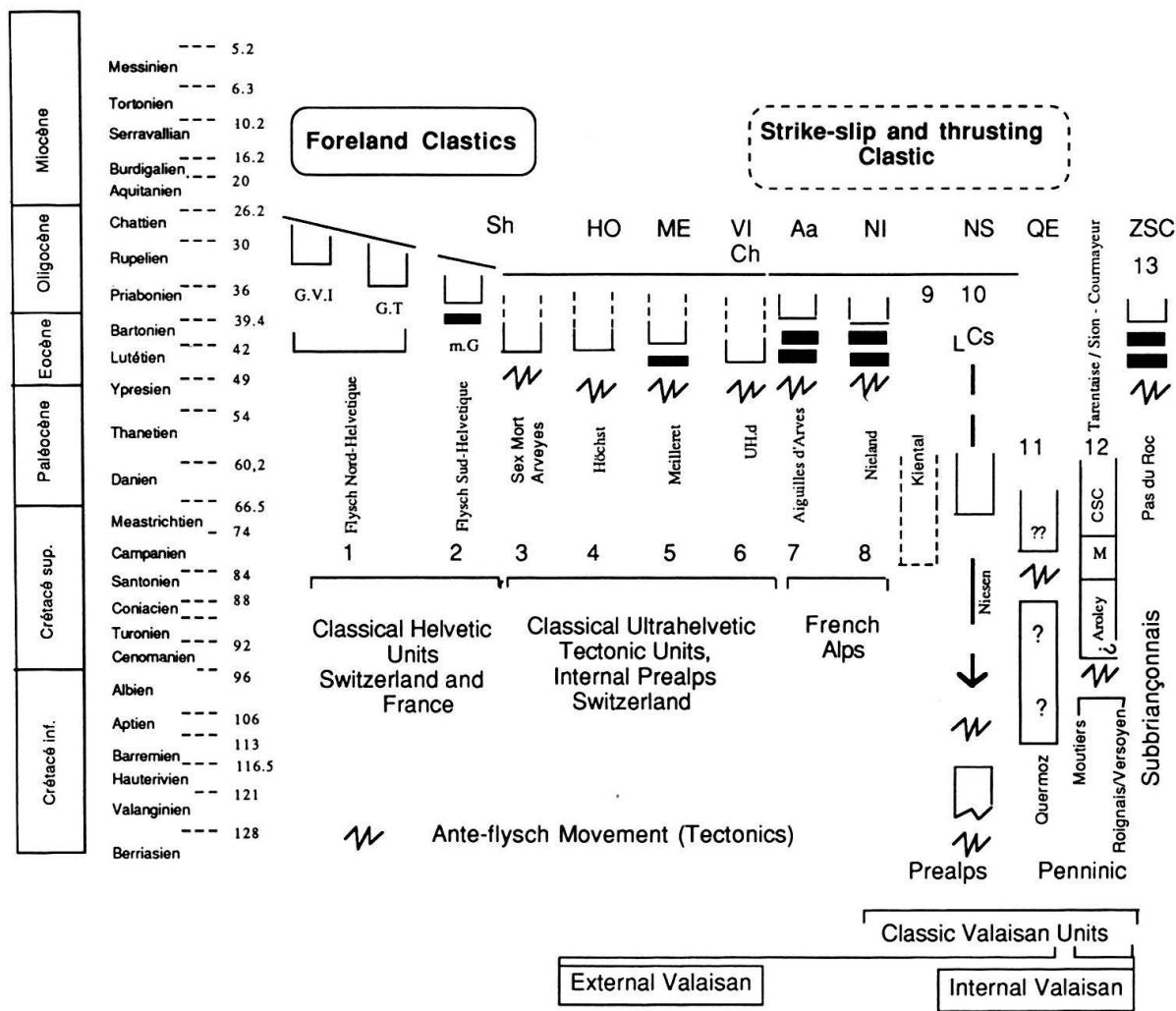


Fig. 7. Extension stratigraphique des flyschs valaisans et des unités encadrantes. Sh, HO, ME, Ch, VI, Aa, NI, NS (Cs), QE ZSC: abréviations des unités utilisées dans les figures 6 et 8. Données d'après ANTOINE 1972 (11, 12), ANTOINE et al. 1980 (7 et 8), HERB 1988 (1, 2, 3), HOMEWOOD 1974, 1976, 1977 (3, 4, 5, 6), LATELTIN 1988 (1 et 2).

un détritisme de matériel cristallin peu mature, une influence de plateforme carbonatée au Tertiaire inférieur.

Il est donc proposé de rassembler ces flyschs, avec celui de la nappe du Niesen, dans un domaine valaisan externe marqué par une importante activité tectonique dès le Crétacé moyen à supérieur (fig. 8).

Ces unités peuvent être comparées en Tarentaise avec le flysch du Nielard ou celui de Aiguilles d'Arves, tout deux éocènes (fig. 7). Dans la région de Brigue, des équivalents possibles sont très hypothétiques: couverture Monte-Leone, nappe du Lebendun?

## 2. Contexte géodynamique

Au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, les conceptions classiques de la paléogéographie alpine, montrent le «Valaisan» comme un bassin développé dans un système de rides et de sillons qui sépare l'«Helvétique» du «Briançonnais» (par exemple

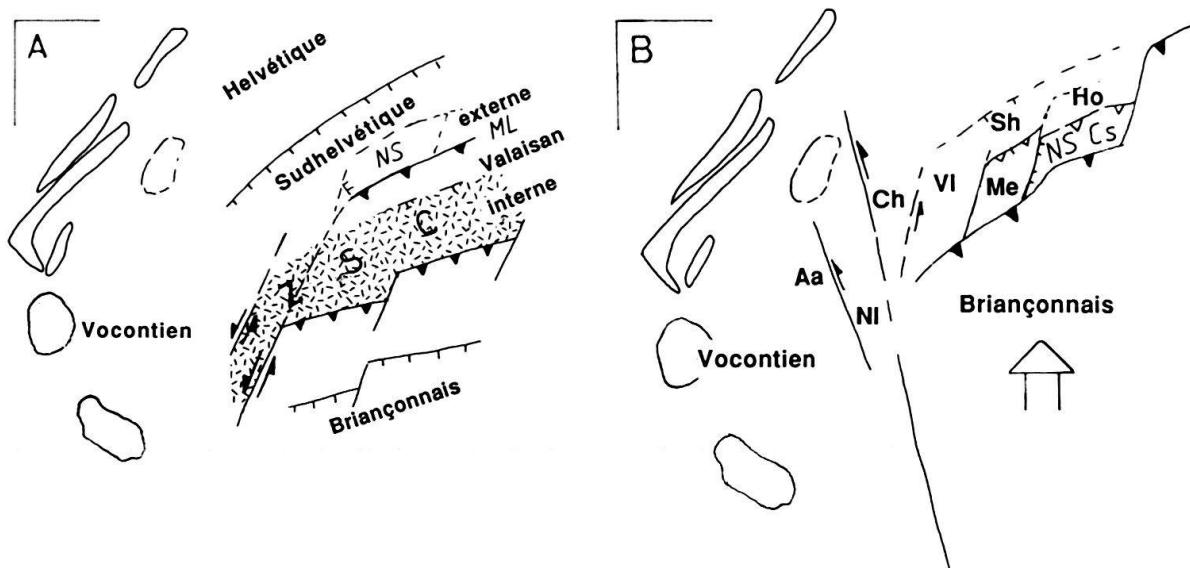


Fig. 8. Schémas palinspastiques du bassin valaisan durant l'orogenèse alpine inspirés de RICOU & SIDDANS (1986). A: à la fin du Crétacé; B: à la fin de l'Eocène; «Strike-slip» et chevauchement en contexte convergent. ZSC = flysch de la zone Sion-Courmayeur, Aa = Aiguilles d'Arves, Ch = Châtillon (Hte Savoie), Cs = Chesselbach (Niesen), Ho = Höchst, NS = Niesen, Me = Meilleret, ML = Monte Leone, VI = Val d'Illiez, Sh = Sudhelvétique.

ANTOINE et al. 1980, TRÜMPY 1988, CARON et al. 1989). KELTS (1981) compare même cette marge nord-pennique avec le modèle du bassin en «pull apart» du golfe de Californie. La figure 6, inspirée de ce modèle, montre qu'il est très délicat de paralléliser des séries stratigraphiques dans ce contexte géodynamique. Par exemple, étendre la «Cordillère Tarine» (de la transversale de Tarentaise en France) jusqu'aux Alpes centrales via la nappe du Niesen, n'a pas de sens. Le morcellement géométrique lié au «strike slip» en contexte divergent (ALLEN & ALLEN 1990) permet seulement une subdivision très grossière en un domaine valaisan externe à tendance plutôt continentale et un domaine valaisan interne à tendance océanique.

Dès le Crétacé moyen (fig. 8A), les deux domaines s'individualisent et leur comportements géodynamiques se différencient.

Au Sud-Est, la constance des flyschs de la ZSC sur plus de 200 km (témoignés principalement par les Couches de l'Aroleys et Couches des Marmontains mais aussi Couches de Saint-Christophe) atteste d'un remplissage de sillon dans un contexte géodynamique de compression.

Au Nord-Ouest le valaisan externe, en position actuelle dans les Préalpes, dans les racines de Tarentaise (Alpes françaises) et les Alpes Centrales (Série de Rosswald ?, conglomérats de Lebendun?), subit encore une tectonique cloisonnée en «strike-slip» avec une sédimentation localement très active (par exemple la nappe du Niesen). Cette situation se poursuit jusqu'à l'Eocène supérieur (fig. 8B) à la limite des domaines sudhelvétiques et valaisans externes.

## E. Conclusion

- La zone de Sion-Courmayeur est un élément majeur du bassin valaisan. Dans les Alpes Centrales, le substratum anteflysch (Jurassique supérieur? – Crétacé inférieur?)

et le flysch (Crétacé supérieur – Tertiaire inférieur?) bien connus en Valais occidental (Suisse) et en Tarentaise (France), s'insinuent entre le chevauchement du Pennique moyen et la nappe du Monte Leone.

– Dans cette partie radicale, la ZSC forme une nappe en position renversée, aucune trace du flanc normal n'est connue.

– La couverture de la nappe du Monte Leone et la nappe du Lebendun semblent présenter aussi une répartition renversée en grand. Ceci confirme la présence d'un accident majeur au dos de la nappe d'Antigorio.

Dans les Alpes occidentales, les approches par les Préalpes ou par le Pennique inférieur, donnent une image très différente du bassin valaisan. Aucun élément typique de la ZSC n'a été décrit dans les Préalpes (unités charriées sur l'avant-pays); réciproquement, il est difficile de trouver des équivalents des unités préalpines dans la ZSC. Il faut donc admettre un Valaisan interne représenté par la zone Sion-Courmayeur (avec ses ophiolites et ses flyschs) et un Valaisan externe exprimé par des unités externes du Pennique inférieur, la nappe du Niesen ainsi que certains flyschs dits «ultrahelvétiques».

## Remerciements

Nous remercions très chaleureusement R. Trümpy et M. Lemoine pour leurs conseils et leurs propositions constructives dont la pertinence et la précision nous furent très précieuses. Le Fonds national suisse de la recherche scientifique a partiellement subsidié ce travail (projet: 2-5.567 «Sédimentation syn-orogénique et tectonique superficielle dans les Alpes», Fribourg).

## BIBLIOGRAPHIE

ACKERMANN, T. 1986: Le Flysch de la nappe du Niesen. *Eclogae geol. Helv.* 79, 641–684.

ACKERMANN, T., BURRI, M., JEANBOURQUIN & MANCKTELOW, N. 1991: La zone Sion-Courmayeur en Haut-Valais et comparaison avec les flyschs valaisans dans les Alpes occidentales. *Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse* (1989) du 20.–22.8.1990 et le 15.9.1990. *Eclogae geol. Helv.* 84, 255–263.

ALLEN, P.A. & ALLEN, J.R. 1990: *Basin Analysis: Principles and Applications*. Blackwell Scientific Publ. London.

ANTOINE, P. 1971: La zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-St-Maurice (Vallée de l'Isère) et la frontière Italo-Suisse. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci., Grenoble, Mém. No. 9*.

— 1972: Le domaine pennique externe entre Bourg-Saint-Maurice (Savoie) et la frontière italo-suisse. *Géol. alp.* 48, 5–40.

— 1978: Carte géol. de la France 1:50 000, feuille 704 XXXVI-31 Mont-Blanc. *Bur. Rech. géol. min.*

ANTOINE, P., BARBIER, R., BARFETY, C. & DEBELMAS, J. 1980: Précisions sur la formation des flyschs des Aiguilles de l'Arve entre l'Arc et l'Isère (Savoie). *C.R. Acad. Sci. (Paris)*, série D, 290, 1451–1453.

BADOUX, H. 1975: L'Urgonien détritique du village des Diablerets. *Eclogae geol. Helv.* 68, 281–284.

BADOUX, H. & HOMEWOOD, H. 1978: Le soubassement de la nappe du Niesen. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 74/353, 15–23.

BEARTH, P. 1956: Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen. *Eclogae geol. Helv.* 49, 279–290.

BOLLI, H., BURRI, M., ISLER, A., NAHBOLZ, W., PANTIC, N. & PROBST, P. 1980: Der nordpenninische Saum zwischen Westgraubünden und Brig. *Eclogae geol. Helv.* 73, 779–797.

BURRI, M. 1955: La zone de Sion-Courmayeur au Nord du Rhône. *Matér. carte géol. Suisse, N.S.* 105.

— 1967: Prolongation de la zone de Sion dans le Haut-Valais. *Eclogae geol. Helv.* 60, 614–617.

— 1979: Les formations valaisannes dans la région de Visp. *Eclogae geol. Helv.* 72, 789–802.

BURRI, M. & JEMELIN, L. 1983: *Atlas géol. de la Suisse 1:25 000. Feuille 77: Sembrancher, carte et notice*.

BURRI, M., FRANK, E., JEANBOURQUIN, P., LABHART, P., LISZKAY, N. & STRECKEISEN, A. sous presse: *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt 90 Brig (mit Erläuterungen). Landeshydrologie und -geologie*.

CARON, C., WILDI, W. & HOMEWOOD, P. 1989: The Original Swiss Flysch: a Reappraisal of the Type Deposits in the Swiss Prealps. *Earth-Sci. Rev.* 26, 1–45.

DEBELMAS, J. 1980: Carte géologique de la France à 1:50 000, feuille 846 XXXIV-37 Orcières. *Bur. Rech. géol. min.*

HERB, R. 1988: Eocaene Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums. *Eclogae geol. Helv.* 81, 611–657.

ESCHER, A., MASSON, H. & STECK, A. 1988: Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. *Rapp. géol. Serv. hydrol. et géol. natl.* 2.

FERRAZZINI, B. 1981: Zur Geologie des Ultrahelvetikums zwischen Adelboden und Lenk, Berner Oberland. *Thèse Univ.*, Berne.

GÉLY, J.P. 1989: Stratigraphie, tectonique et métamorphisme comparés de part et d'autre du front pennique en Tarentaise (Alpes de Savoie, France). Premières applications cristallochimiques, géochimiques et isotopiques dans les reconstitutions paléogéographiques. *Thèse Univ. Savoie, Chambéry.*

HEIM, ARN. 1921: Das helvetische Deckengebirge. In Alb. HEIM: *Geologie der Schweiz* (II/4). Tauchnitz, Leipzig.

HOMEWOOD, P. 1974: Le flysch du Meilleret (Préalpes romandes) et ses relations avec les unités l'encadrant. *Eclogae geol. Helv.* 67, 349–401.

- 1976: Sur les faciès des flyschs ultrahelvétiques dans les Préalpes Internes romandes. *Eclogae geol. Helv.* 69, 281–296.
- 1977: Ultrahelvetic and North-Penninic Flysch of the Prealps: a general account. *Eclogae geol. Helv.* 70, 627–641.

HOMEWOOD, P., ACKERMANN, T., ANTOINE, P. & BARBIER, R. 1984: Sur l'origine de la nappe du Niesen et la limite entre les zones ultrahelvétiques et valaisannes. *C.R. Acad. Sci. (Paris)*, série II, 299/15, 1055–1059.

HURFORD, A.J. 1986: Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps (South Central Switzerland) and age of vertical movement on the Insubric Fault Line. *Contrib. Mineral. Petro.* 92, 413–427.

JEANBOURQUIN, P. & BURRI, M. 1989: La zone de Sion-Courmayeur dans la région du Simplon. *Rapp. géol. Serv. hydrol. et géol. natl.* 11.

KELTS, K. 1981: A comparison of some aspects of sedimentation and translational tectonics from the Gulf of California and the Mesozoic Tethys, Northern Penninic Margin. *Eclogae geol. Helv.* 74, 317–338.

KINDLER, P. 1988: Géologie des wildflyschs entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). *Publ. Dépt. géol. paléont. Univ. Genève* 6.

KRAMERS, J. 1965: Die Stirnpartie der Monte-Leone-Decke zwischen Heiligkreuz (Längtal bei Binn) und dem Gantertal (Simplonstrasse). *Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.)*.

LATELTIN, O. 1988: Les dépôts turbiditiques oligocènes d'avant-pays entre Annecy (Haute-Savoie) et le Sanetsch (Suisse) – Grès de Taveyannaz et du Val d'Illiez. *Thèse Univ. Fribourg.*

LEU, W. 1986: Lithostratigraphie und Tektonik der nordpenninischen Sedimente in der Region Bedretto-Baceno-Visp. *Eclogae geol. Helv.* 79, 769–824.

MANCEL, P. & MERLE, O. 1987: Kinematics of the northern part of the Simplon line (Central Alps). *Tectonophysics* 135, 265–275.

MANCKTELOW, N. 1985: The Simplon Line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. *Eclogae geol. Helv.* 78, 73–96.

MERLE, O. 1987: Histoire de la déformation dans les Alpes lépontines occidentales. *Bull. Soc. géol. France* (11) 1, 183–190.

MILNES, A.G. 1974: Post-nappe folding in the western Alps. *Eclogae geol. Helv.* 67, 333–348.

NABHOLZ, W.K. 1945: Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. *Eclogae geol. Helv.* 38, 4–119.

NÄNNY, P. 1948: Zur Geologie der Prättigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur. *Gebr. Fretz Druckerei, Zürich.*

PANTIĆ, N. & ISLER, A. 1978: Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (II). *Eclogae geol. Helv.* 71, 447–465.

- 1981: Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (III). *Eclogae geol. Helv.* 74, 1027–1063.

RAMSAY, J. 1967: *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York.

RICOU, L.E. & SIDDANS, A.W.B. 1986: Collision tectonics in western Alps. In: *Collision Tectonics* (Ed. by COWARD, M.P. & RIES, A.C.). *Spec. Publ. geol. London* 19, 229–244.

SCHMIDT, C. & PREISWERK, H. 1905: Geologische Karte der Simplongruppe. 1:50 000. *Spez. Karte* 48. *Schweiz. geol. Komm.*

- 1908: Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe (Spez.-Karte Nr. 48). *Schweiz. geol. Komm.*

SPICHER, A. 1980: *Carte tectonique de la Suisse. 1:500 000*. *Schweiz. geol. Komm.*

SPRING, L. 1988: Etudes géologiques et pétrographiques dans le haut val Cairasca (Italie). *Diplôme inéd.*, Univ. Lausanne.

STECK, A. 1984: Structures de déformations tertiaires dans les Alpes Centrales. *Eclogae geol. Helv.* 77, 55–100.

— 1987: Le massif du Simplon – Réflexions sur la cinématique des nappes de gneiss. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 67, 27–45.

TERCIER, J. 1928: Géologie de la Berra. Matér. Carte géol. suisse N.S. 60.

THÉLIN, P. 1987: Nature originelle des gneiss œillés de Randa (Nappe de Siviez-Mischabel, Valais). *Mém. Soc. vaud. Sci. nat. (Lausanne)* 18/1, 1–75.

TRÜMPY, R. 1955: La zone Sion-Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan. *Eclogae geol. Helv.* 47, 223–243.

— 1980: Geology of Switzerland, Part A. Wepf, Basel.

— 1988: A possible Jurassic-Cretaceous transform system in the Alps and Carpathians. *Geol. Soc. Amer., Special Paper* 218, 93–109.

WEIDMANN, M., HOMWOOD, P., CARON, C. & BAUD, A. 1976: Réhabilitation de la «Zone Submédiane». *Eclogae geol. Helv.* 69, 265–277.

WEISSERT, H.J. & BERNOUILLI, D. 1985: A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. *Geol. Rdsch.* 74, 665–679.

Manuscrit reçu le 22 octobre 1990

Révision acceptée le 9 mars 1991

