Bundesamt für Umweltschutz
Office fédéral de la protection de l'environnement
Ufficio federale per la protezione dell'ambiente

Landeshydrologie und -geologie
Service hydrologique et géologique national
Servizio idrologico e geologico nazionale

Geologische Berichte – Rapports géologiques – Rapporti geologici
Nr. 7

Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard entre le val de Bagnes et les Mischabel

Bern, 1988

Bundesamt für Umweltschutz
Office fédéral de la protection de l'environnement
Ufficio federale per la protezione dell'ambiente

Landeshydrologie und -geologie
Service hydrologique et géologique national
Servizio idrologico e geologico nazionale

Geologische Berichte – Rapports géologiques – Rapporti geologici
Nr. 7

Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard entre le val de Bagnes et les Mischabel

Arthur Escher[1)]

[1)] Institut de Géologie, Université de Lausanne
BFSH 2, CH-1015 Lausanne

Bern, 1988

Rapp. géol. Serv. hydrol. et géol. natl. 7 (1988)
(avec 3 figures et 1 planche)

Editeur et diffusion:

Service hydrologique et géologique national, CH-3003 Berne

© 1988

11.88 400 A44737

Préface / Vorwort / Prefazione

La présente publication du Professeur A. Escher, Institut de géologie de l'Université de Lausanne, met à disposition de tous les intéressés les résultats d'investigations géologiques détaillées dans la nappe du Grand St-Bernard. D'entente avec la Commission géologique suisse, il a été décidé de faire paraître dans la série de nos "Rapports géologiques" cette étude qui contribue à une meilleure connaissance de la structure et de l'histoire géologique de cette partie des Alpes.
L'auteur est seul responsable du contenu du texte et des illustrations.

Die vorliegende Publikation von Prof. A. Escher, Geologisches Institut der Universität Lausanne, macht allen Interessierten die Resultate von detaillierten geologischen Untersuchungen in der Bernhard-Decke zugänglich. Im Einvernehmen mit der Schweizerischen Geologischen Kommission wurde beschlossen, diese Studie, welche zur Vertiefung der Kenntnisse über den Aufbau und die geologische Geschichte dieses Teils der Alpen beiträgt, in unserer Reihe der "Geologischen Berichte" erscheinen zu lassen.
Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen ist der Autor allein verantwortlich.

La presente pubblicazione, del Professore A. Escher, Istituto di geologia dell'Università di Losanna, offre a tutti gli interessati i risultati d'investigazioni geologiche dettagliate nella falda del Grand San Bernardo. D'intesa con la Commissione geologica svizzera, è stato deciso di pubblicare nella collana dei nostri "Rapporti geologici" questo studio, che contribuirà ad approfondire le conoscenze della struttura e della storia geologica di questa parte delle Alpi.
L'autore è il solo responsabile sul contenuto del testo e delle illustrazioni.

Service hydrologique
et géologique national
Le chef

Dr. Ch. Emmenegger

Table des matières

	Page
Préface / Vorwort / Prefazione	3
Abstract	5
1. Introduction	6
2. La zone Houillère et sa couverture triasique	8
3. La nappe des Pontis	10
4. La nappe de Siviez-Mischabel	12
4.1 Le socle pré-westphalien	12
4.2 La couverture permo-carbonifère	13
4.3 Le gneiss de Randa et les métagabbros de Tourtemagne	13
4.4 La couverture permo-triasique	14
4.5 La couverture secondaire et tertiaire	14
5. La nappe du Mont Fort	16
5.1 Le Permo-Carbonifère (série du Métailler)	16
5.2 Le Permo-Trias	17
5.3 La couverture mésozoïque carbonatée	18
6. Conclusions générales	20
6.1 Tectonique	20
6.2 Métamorphisme	21
6.3 Paléogéographie	22
Remerciements	23
Bibliographie	23

Abstract

Detailed geological investigations in the Grand St-Bernard nappe have shown that it is composed of the following independant tectonic units:

1) A lower and external zone Houillère made of Upper Carboniferous to Triassic rocks.

2) The nappe des Pontis, forming a narrow and discontinuous monoclinal unit from the western Ruitor massif to the eastern upper Stalden zone. It is made of pre-Triassic basement overlain by Triassic quartzites and marbles.

3) The Siviez-Mischabel nappe, which forms a huge recumbent anticline with a core of pre-Triassic basement. A complete Mesozoic and Tertiary cover is only present in the eastern Barrhorn-Toûno area.

4) The Mont Fort fold-nappe, forming the upper unit of the St-Bernard nappe. It is made of a core of Permo-Carboniferous basement overlain by breccia-type sediments of Mesozoic age.

The two lower units represent the proximal equivalents of the Préalpes médianes plastiques nappe. The Siviez-Mischabel nappe corresponds to the substratum of the Préalpes médianes rigides. Finally, the Mont Fort nappe has a sedimentary cover which may be equivalent to the Brèche nappe. Palinspastic reconstructions show the existence of a marked obliquity between the Alpine basins and the original limits of the Middle Pennine nappes.

1. INTRODUCTION

L'unité géologique du Grand St-Bernard fut reconnue et définie pour la première fois par GERLACH en 1871 (voir aussi GERLACH 1883). ARGAND (1909, 1911), dans son travail magistral sur les Alpes penniques, la redéfinit plus précisément et montre qu'elle constitue une nappe située entre la nappe du Monte Leone et celle du Mont Rose.

STAUB, en 1937, nie l'individualité des nappes du Grand St-Bernard et du Mont Rose et les rassemble dans sa "Mischabel-Decke". Grâce à l'immense travail de BEARTH (1953, 1964, 1978), il apparaît clairement que cette hypothèse n'est pas acceptable et les nappes du Grand St-Bernard et du Mont Rose sont de nouveau reconnues comme unités indépendantes. TRÜMPY (1954, 1955) individualise l'actuelle zone de Sion-Courmayeur comme étant la couverture sédimentaire de nappes penniques inférieures. De ce fait il l'exclut de la nappe du Grand St-Bernard.

En 1963, BEARTH publie un travail de synthèse dans lequel il subdivise cette nappe en trois zones de socle: la zone Houillère, la zone de Siviez-Mischabel et la zone du Métailler. Depuis 1970, plus de 40 travaux de diplôme et de thèse ont été effectués dans la nappe du Grand St-Bernard ainsi qu'un travail de synthèse important (BURRI 1983a) dans sa partie occidentale (cf. planche).

Toutes ces données nous permettent actuellement de proposer une subdivision de la nappe du Grand St-Bernard en quatre unités structurales (fig. 1):

a) La **zone Houillère** en constitue la partie inférieure et externe. Elle est formée de roches carbonifères, permiennes et triasiques. Vers l'est la zone Houillère correspond probablement aux zones de **Stalden inférieure** et de **Visperterminen.**

b) La **nappe des Pontis** affleure dans une étroite zone monoclinale discontinue au front de la nappe du Grand St-Bernard. Elle est constituée d'importantes masses de marbres et dolomies du Trias moyen (calcaires des Pontis), de quartzites permo-triasiques et des socles permo-carbonifères et pré-westphaliens de Niouc, Ruitor et Stalden supérieur. Vers l'est, elle se prolonge par la zone de Berisal.

c) la **nappe de Siviez-Mischabel** forme la partie centrale de la nappe du Grand St-Bernard. Elle est très bien représentée à l'est, tandis que vers l'ouest elle s'amincit considérablement. Des études récentes ont montré que cette nappe forme un grand pli couché isoclinal d'une

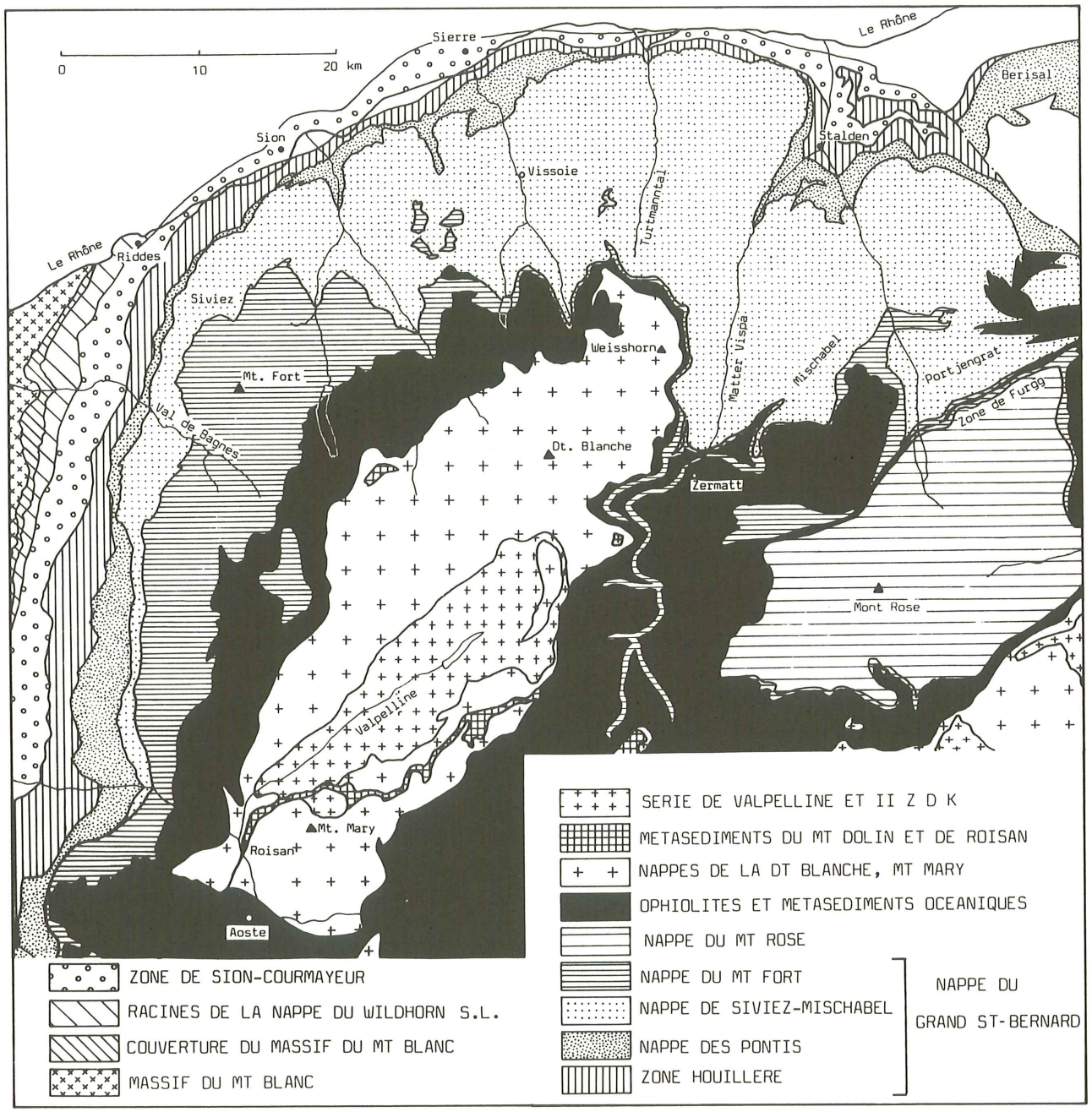


Fig. 1: Carte structurale générale des principales unités alpines entre Aoste et Berisal.

amplitude de plus de 40 km. Son coeur constitué par des gneiss pré-westphaliens possède une couverture en flanc normal et inverse formée de métasédiments d'âge Carbonifère supérieur à Trias inférieur. A l'est cette couverture comprend en plus une série mésozoïque et tertiaire complète mais réduite (**zone du Barrhorn**). Une importante masse d'orthogneiss, dérivée de granitoïdes permiens (gneiss de Randa), occupe le flanc inverse de la nappe. Les zones du Portjengrat et de Camughera représentent probablement les équivalents internes de la nappe de Siviez-Mischabel.

d) La **nappe du Mont Fort** affleure dans la partie occidentale, entre le lac de Moiry et le val de Bagnes, où elle atteint des dimensions considérables. Elle forme l'unité supérieure de la nappe du Grand St-Bernard. Sa géométrie correspond à un complexe de plis isoclinaux couchés, déversés vers l'est et le nord. Le coeur de la nappe est formé de gneiss permo-carbonifères, et la couverture de métasédiments permo-triasiques, de brèches calcaires et de marbres gréseux mésozoïques. Vers l'est la nappe du Mont Fort se termine par une zone complexe, fortement étirée de couvertures sédimentaires carbonatées.

Chacune de ces quatre unités structurales possède ses propres caractéristiques tectoniques, stratigraphiques et métamorphiques. Il n'est pas possible de les expliquer toutes comme représentant simplement des digitations de la nappe du Grand St-Bernard. Le terme de "nappe du Grand Saint-Bernard" peut éventuellement être maintenu pour désigner l'assemblage complexe des quatre unités; il manque cependant de précision et de signification.

2. LA ZONE HOUILLERE ET SA COUVERTURE TRIASIQUE

La zone Houillère est subdivisée en deux unités longitudinales séparées par une bande discontinue de gypse et de cornieule (BURRI 1983a): une partie interne se situant à l'ouest le long de la base de la nappe du Grand St-Bernard, de Verbier à Sierre, et une partie externe qui affleure surtout à l'est.

La **partie interne** (supérieure) est en position normale. Elle débute par une épaisse série de schistes noirs à rares lentilles d'anthracite et des quartzites gris, le tout étant daté localement du Westphalien supérieur (JONGMANS 1960). La série se poursuit par des méta-arkoses micacées, localement albitiques, des conglomérats et des métatufs volcaniques. Cet ensemble est recouvert par des quartzites, des métagrès et des conglomérats du Permo-Trias, surmontés dans sa partie

centrale par des marbres et des dolomies du Trias moyen. Ces dernières roches sont particulièrement bien développées dans la région au sud-est de Sierre ou elles forment l'**écaille de Beauregard**. Un horizon de gypse et cornieule du Trias supérieur termine ici la séquence séparant celle-ci de la nappe des Pontis. Ces gypses représentent d'une part les sédiments les plus jeunes trouvés actuellement au-dessus de la zone Houillère et d'autre part la cicatrice tectonique d'où est issue partiellement la nappe des Préalpes médianes plastiques. La série stratigraphique de celle-ci se trouve être complémentaire de celle de Beauregard. Ainsi dans sa partie interne, la zone Houillère représente ici probablement le substratum du domaine subbriançonnais. Vers le sud-ouest, bien en dehors des limites de la nappe du Grand St-Bernard et de ce travail, la zone Houillère interne s'élargit considérablement en se poursuivant jusqu'à Briançon. Dans cette région il est probable qu'elle correspondait au socle de la plateforme briançonnaise (DEBELMAS 1980).

La **partie externe** (inférieure) est constituée de schistes et grès permo-carbonifères surmontés rarement par des quartzites et des dolomies du Trias. Les zones de **Stalden inférieure** et de **Visperterminen** représentent la continuation de la zone Houillère externe vers l'est (BEARTH 1972). Elles sont constituées essentiellement par des schistes et des gneiss à quartz-albite-chlorite contenant à la base des lentilles de schistes noirs graphiteux. L'âge de ces roches est considéré comme permo-carbonifère et permo-triasique. Les travaux récents de LEU (1986) suggèrent que les zones de Stalden inférieure et de Visperterminen formaient le soubassement stratigraphique d'une partie des sédiments de la zone de Sion-Courmayeur. A son extrémité orientale, la zone Houillère appartenait donc probablement au domaine Valaisan.

En conclusion on peut dire que la zone Houillère est constituée de deux écailles superposées à stratigraphie normale. Son étendue longitudinale considérable est de plus de 200 km. Il est logique de penser qu'elle représente le remplissage détritique d'un important graben permo-carbonifère, séparé de son socle par les mouvements alpins. Comme l'avait déjà suggéré TRÜMPY (1955), ce sillon possédait originellement une orientation hercynienne (NNE) qui était discordante avec celle des bassins mésozoïques alpins (NE à E). Ceci explique pourquoi la zone Houillère représente successivement, du sud-ouest au nord-est, trois domaines palinspastiques alpins différents: briançonnais, subbriançonnais et valaisan. Il est intéressant de noter que les limites des unités tectoniques dans cette partie du Pennique sont contrôlées par des anciennes structures paléozoïques et non par l'orientation des bassins mésozoïques alpins.

3. LA NAPPE DES PONTIS

La nappe des Pontis est formée essentiellement par une série normale comprenant un socle polymétamorphique d'âge pré-westphalien (zone du Ruitor, Niouc et Stalden sup.) et une couverture métasédimentaire dont l'âge va du Carbonifère au Trias (fig. 2).

Les socles des zones du Ruitor, de Niouc et de Stalden supérieure présentent dans leurs grandes lignes la même composition: paragneiss à mica blanc, staurotide, grenat et chlorite, gneiss à hornblende associés à des amphibolites et gneiss quartzitiques. Localement, ces socles contiennent d'importantes masses d'orthogneiss oeillés (THÉLIN 1987). Toutes ces roches ont subi au moins deux phases de métamorphisme, la dernière étant d'âge alpin (BEARTH 1980; BURRI 1983a). Dans la zone de Stalden supérieure, on trouve localement des prasinites et des filons prasinitiques d'âge probablement permien.

Les socles pré-westphaliens sont surmontés de schistes et méta-arkoses permo-carbonifères et de quartzites et conglomérats permo-triasiques. Les sédiments carbonatés triasiques faisant suite à ces dépôts détritiques affleurent surtout dans les régions au sud de Sierre et de Sion (SAVARY 1979) où ils forment une zone épaisse et continue. Ils surmontent de minces niveaux de gypse et de pélites du Trias inférieur et sont constitués d'épaisses séries de marbres dolomitiques et de dolomies du Trias moyen (calcaires des Pontis, décrits par JÄCKLI 1950), le tout étant recouvert de gypse et cornieule. Ces derniers forment la cicatrice tectonique d'où se sont décollées les séries secondaires et tertiaires formant actuellement la partie interne à faciès briançonnais de la nappe des Préalpes médianes plastiques (BAUD & SEPTFONTAINE 1980). La "patrie" de cette nappe est donc partiellement représentée par la zone Houillère interne et partiellement par la nappe des Pontis (fig. 3). Vers l'est, la nappe des Pontis se poursuit dans la zone de Bérisal.

Structuralement la nappe des Pontis est formée d'une série normale fortement écaillé dans sa partie frontale. Ainsi les travaux récents de WEIDMANN ont démontré l'existence d'au moins trois écailles superposées dans les marbres triasiques de la région des Pontis (fig. 2). La position frontale de ces marbres par rapport aux socles Ruitor et Stalden supérieur, suggère qu'ils ont été déplacés vers le nord-ouest par décollement sur les gypses et cornieules du Trias inférieur. En réalité ils représentent déjà une "nappe" intermédiaire entre les Préalpes médianes plastiques et les socles restés en arrière.

Vers l'est, le synclinal de Saint-Nicolas pourrait constituer le raccord entre la nappe des Pontis et le flanc renversé de la nappe de Siviez-Mischabel.

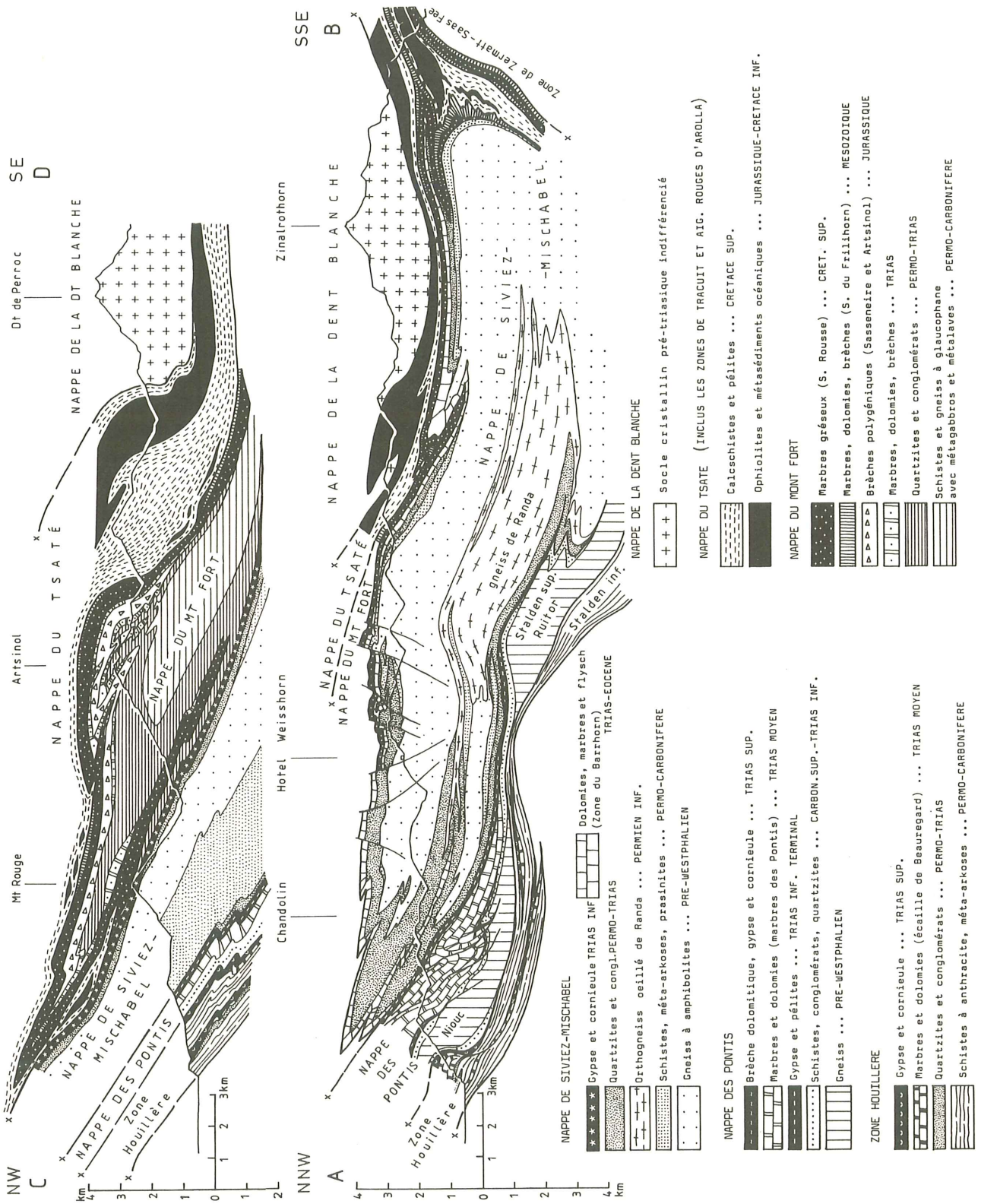


Fig. 2: Coupes géologiques simplifiées à travers la nappe du Grand St-Bernard.

4. LA NAPPE DE SIVIEZ-MISCHABEL

La nappe de Siviez-Mischabel constitue la masse principale de la nappe du Grand St-Bernard. Elle forme une nappe-pli de plus de 40 km d'amplitude avec un coeur de gneiss pré-westphalien et une enveloppe métasédimentaire incomplète à l'ouest et complète à l'est (fig. 2, planche). L'âge de ces sédiments varie entre le Westphalien et l'Eocène. L'idée de relier les socles de Siviez et des Mischabel en une zone continue revient à BEARTH (1963). Les travaux de BERNASCONI & GILLY (1979), NEIPP (1980), THÉLIN (1983, 1987), BURRI (1983a), MARTHALER (1984) et SARTORI (1987) démontrent l'existence d'un flanc normal, d'une zone frontale et d'un flanc inverse continus. Nous proposons d'inclure dans la dénomination "Nappe de Siviez-Mischabel" les couvertures d'âge post-westphalien, y compris la zone du Barrhorn, car ce sont celles-ci qui permettent la reconstitution géométrique de la nappe. Une importante masse de gneiss oeillés (Randa) occupe le flanc inverse de la nappe. Vers le sud-est, la nappe de Siviez-Mischabel comporte probablement les zones de Portjengrat, Verosso et Camughera.

4.1 Le socle pré-westphalien

Les roches pré-westphaliennes sont essentiellement des gneiss, des schistes et des amphibolites qui ont subi un métamorphisme antéalpin de faciès amphibolite avant d'être en grande partie rétromorphosés dans le facies schiste vert alpin. Des assemblages reliques typiques du faciès amphibolite sont: grenat-hornblende-plagioclase pour les amphibolites et grenat-biotite-plagioclase (localement avec microcline et muscovite) pour les gneiss et les schistes. Les minéraux caractéristiques du métamorphisme de faciès schiste vert alpin sont: phengite, chlorite, albite, quartz, ankérite. La plupart des anciennes roches du socle sont probablement d'origine sédimentaire et volcanique. La partie supérieure du socle est caractérisée par la présence de nombreuses amphibolites.

A l'est le contact entre ce vieux socle et le Permo-Carbonifère est souligné par un important horizon de schistes oeillés à porphyroblastes d'albite, dont l'âge pourrait être carbonifère inférieur. Dans la région de Zinal, du Turtmanntal et de Saint-Nicolas, ces schistes ne forment pas la partie supérieure du socle pré-westphalien; ils y sont surmontés, peut-être tectoniquement, par un socle polycyclique très riche en amphibolites et metagabbros. Ceci pourrait impliquer des chevauchements importants d'âge carbonifère inférieur. L'ensemble des schistes oeillés et du socle basique (ensemble de Barneuza) est décrit par SARTORI & THÉLIN (1987).

A l'ouest, l'ancien socle contient des niveaux de gneiss (gneiss de Tion, SCHAER 1959, VALLET 1948) qui, d'après THÉLIN (1983), seraient dérivés d'arkoses d'âge carbonifère supérieur.

4.2 La couverture permo-carbonifère

Les roches permo-carbonifères comportent essentiellement des schistes à quartz-albite-chlorite, des méta-arkoses, des conglomérats et des prasinites riches en albite-chlorite-épidote. On y trouve de minces lentilles d'ankérite. Les conglomérats et méta-arkoses sont localement très bien développés. Les dépôts permo-carbonifères sont donc essentiellement des sédiments détritiques continentaux. Une origine volcano-détritique semble probable pour la majorité des prasinites. L'ensemble du Permo-Carbonifère forme une enveloppe discontinue autour du coeur de socle. Au front de la nappe de Siviez-Mischabel ces dépôts sont présents surtout dans le flanc inverse et dans la partie occidentale, entre Sion et le val de Bagnes. Ils y correspondent à la zone de Mille définie et décrite par BURRI (1983a,b), Vers l'est, on retrouve le Permo-Carbonifère dans la zone synclinale de Saint-Nicolas, décrite par BEARTH (1967).

La distribution discontinue et la variation d'épaisseur considérable de ces dépôts sont dues soit à des bassins permo-carbonifères individualisés sur le vieux socle, soit à une redistribution tectonique par déformation et déplacement ductile, soit aux deux phénomènes combinés.

4.3 Le gneiss de Randa et les métagabbros de Tourtemagne

Le gneiss de Randa occupe un volume important dans la partie orientale de la nappe de Siviez-Mischabel. Il est formé de gneiss oeillés à mégaclastes de feldspath alcalin. Selon BEARTH (1963, 1967) cette roche représente une intrusion de granite porphyrique alcalin d'âge paléozoïque supérieur, qui a subi ensuite une gneissification lors de l'orogenèse alpine. Le travail récent de THÉLIN (1987) indique un âge permien inférieur pour cette intrusion qui aurait pu être accompagnée par des mouvements tectoniques contemporains.

Le gneiss de Randa occupe principalement le flanc inverse de la nappe de Siviez-Mischabel où il forme un corps allongé situé entre le socle pré-westphalien et les couvertures permo-carbonifères. Son épaisseur maximale atteint localement 1000 m. De nombreuses apophyses de gneiss oeillé pegmatitique de Randa se trouvent dans la région frontale de la nappe, souvent très loin de l'intrusion principale. Aussi bien le corps principal de Randa que ses apophyses ont été fortement déformés durant l'orogenèse alpine. C'est pour cela qu'actuellement la plupart des filons de gneiss oeillé

sont subparallèles l'un à l'autre et au corps principal de Randa ainsi qu'aux schistosités principales. Une faible discordance angulaire entre les gneiss oeillés et les structures du socle s'observe cependant localement. Il est probable que le gneiss oeillé de Randa est l'équivalent de ceux qui affleurent dans les zones de Portjengrat, Verosso et Camughera, comme cela a été suggéré partiellement par MÜLLER (1983).

D'importantes masses de metagabbros ont été observées, dans la région du Turtmanntal, où elles s'intercalent dans les anciens gneiss pré-westphaliens. Il est probable qu'il s'agit d'intrusions d'âge permien inférieur. Localement des gabbros sont fortement tectonisés par les déformations alpines et se présentent sous la forme de gneiss basiques contenant des boudins de gabbro.

4.4 La couverture permo-triasique

En apparente continuité stratigraphique avec les dépôts permo-carbonifères, on trouve d'importantes séries détritiques continentales d'âge permo-triasique. Ce sont essentiellement des conglomérats de type Verrucano contenant des éléments de quartz rose caractéristiques et des quartzites massifs. Ces derniers sont souvent fortement tectonisés dans des zones de cisaillement. A l'ouest, le Permo-Trias est représenté par la zone du Mont Gond (VALLET 1950) et par la zone de la Ly (BURRI 1983a,b). Dans toute la partie nord et ouest de la nappe de Siviez-Mischabel, le Permo-Trias forme l'enveloppe externe de la nappe. Les seules formations plus jeunes que l'on y trouve sont les gypses, pélites et cornieules du Trias inférieur.

4.5 La couverture secondaire et tertiaire

Ce n'est que dans la partie sud-est du flanc normal de la nappe, de Zinal à Zermatt, qu'existe une couverture sédimentaire d'âge triasique à éocène. Elle forma la **zone du Barrhorn** qui contient les séries du Barrhorn et du Toûno.

La **série du Barrhorn** affleure entre le Turtmanntal et Zermatt. Elle a été décrite d'abord par ARGAND (1911) et plus tard par ITEN (1948) comme étant essentiellement formée de roches carbonatées triasiques. En 1953, ELLENBERGER découvrit pour la première fois la ressemblance frappante entre les séries mésozoïques de la Vanoise et les sédiments de la série du Barrhorn. En plus il y trouva des fossiles qui confirmèrent cette coorélation (ELLENBERGER 1958). Depuis lors, une stratigraphie détaillée a été reconstruite dans la série du Barrhorn par WEIDMANN (1973), BEARTH (1980) et SARTORI (1987). Elle débute par un Trias formé de quartzites, marbres dolomitiques et dolomies sur lesquels se sont déposés

en discordance stratigraphique des calcschistes noirs du Dogger et d'épais horizons de marbres gris-bleu du Malm. La série se termine par un marbre phylliteux orange daté du Crétacé supérieur et des schistes noirs de type flysch d'âge probable éocène. Les récentes investigations de CRESPO (1984) et de SARTORI (1987) ont montré que vers le sud, dans la région de Zermatt, la série du Barrhorn est fortement réduite stratigraphiquement: des marbres siliceux du Jurassique supérieur reposent directement sur les quartzites du Trias inférieur.

La série du Barrhorn est autochtone par rapport à son substratum dans sa partie nord-est et allochtone à l'ouest dans la région du Barrhorn et le Turtmanntal, où elle forme même un pli couché complexe, avec un flanc inverse fortement étiré qui la sépare du socle.

La **série du Toûno** a été étudiée ces dernières années par BERNASCONI & GILLY (1979), PILLOUD & SARTORI (1981) et surtout très en détail par MARTHALER (1981, 1984). Sa stratigraphie est la suivante: le Trias débute par des quartzites, surmontés par des marbres dolomitiques; directement pardessus, en discordance stratigraphique, viennent des marbres gris-bleu du Jurassique supérieur. La série se termine par des marbres phylliteux orange d'âge cénomanien-coniacien surmontés par une épaisse séquence de métaflysch à olistolithes, d'âge probablement éocène. Cette dernière contient surtout des blocs de marbre phylliteux cénomanien. Comme les marbres phylliteux représentent probablement l'équivalent métamorphique des Couches rouges des Préalpes, le flysch à blocs de la série du Toûno pourrait bien être l'équivalent du flysch à lentilles de Couches rouges décrit par BADOUX (1962) et WEIDMANN (1972) dans la partie interne des Préalpes médianes. La série du Toûno est en général beaucoup plus réduite en épaisseur que celle du Barrhorn. Elle semble être partout en continuité stratigraphique avec le socle permien.

Dans les deux séries, les marbres phylliteux oranges et les blocs des métaflysch ont été datés du Crétacé supérieur à l'aide de foraminifères planctoniques découverts par MARTHALER (1981, 1984).

Il est intéressant de noter l'absence totale de gypse dans le Trias de la zone du Barrhorn. Ceci peut expliquer sa position essentiellement autochtone. Excepté dans cette partie limitée tout le reste de la nappe de Siviez-Mischabel n'est recouvert que d'une mince cicatrice formée d'un mélange tectonique de gypse, pélites, grès dolomitiques et cornieule, posé directement sur les quartzites du Trias inférieur. Ce niveau représente d'une part la limite avec les autres unités tectoniques de la nappe du Grand St-Bernard et d'autre part le niveau de décollement d'où sont parties vers le nord-ouest les roches secondaires et tertiaires complémentaires. Il est probable qu'une partie de celles-ci forme actuellement la nappe des Préalpes médianes rigides (BAUD &

SEPTFONTAINE 1980). Il existe en effet une ressemblance stratigraphique frappante entre les séries des Préalpes médianes rigides et celles, restées en arrières, de la zone du Barrhorn. Paléogéographiquement la nappe de Siviez-Mischabel appartenait donc essentiellement à la plateforme briançonnaise.

5. LA NAPPE DU MONT FORT

Grâce aux travaux de WEGMANN (1923), SCHAER (1959), MOIX & STÄMPFLI (1981), BURRI (1983b), et ALLIMANN & GOUFFON (1984) il est apparu de plus en plus clairement que la partie supérieure de la nappe du Grand St-Bernard forme une unité structurale indépendante (fig. 2). Elle est constituée par une série de replis isoclinaux à coeurs permo-carbonifères (série du Métailler), et flancs permo-triasiques et mesozoïques (quartzites, dolomies, marbres, brèches calcaires et marbres gréseux). Nous proposons le nom de **nappe du Mont Fort** pour cette unité structurale qui montre toutes les caractéristiques d'un empilement de plis isoclinaux couchés, déversés vers le nord-est. Cette nappe affleure surtout à l'ouest, entre le val de Moiry et le val de Bagnes, où elle atteint une amplitude de 10 km. Il est intéressant de noter que dans la région de Grimentz le synclinal frontal de la nappe du Mont Fort contient des ophiolites et schistes lustrés appartenant à la nappe sus-jacente du Tsaté (fig. 2). Ceci implique la superposition des roches des nappes du Mont Fort et du Tsaté (SARTORI 1987) avant la formation des plis isoclinaux frontaux.

5.1 Le Permo-Carbonifère (série du Métailler)

Le Permo-Carbonifère de la nappe du Mont Fort est constitué surtout de gneiss à albite - mica blanc - quartz - chlorite - glaucophane et grenat. Il contient des niveaux de schistes à grenat, chloritoïde et glaucophane, ainsi que des intercalations de gneiss à épidote et glaucophane. L'ensemble est caractérisé par la présence de nombreuses lentilles et niveaux de métalaves (pillows), métatufs volcaniques et métagabbros, souvent transformés en prasinites. Il est probable que les laves en coussins représentent des coulées basaltiques lacustres (THÉLIN & AYRTON 1983). Dans sa partie supérieure, le Permo-Carbonifère contient d'épaisses séries de conglomérats polygéniques ainsi que des niveaux de schistes à graphite.

On peut imaginer que l'ensemble permo-carbonifère de la nappe du Mont Fort s'est formé en deux phases:

1) Dépôt d'épaisses séries détritiques (arkoses, conglomérats, pélites) pendant le Carbonifère supérieur.
2) Intrusion et extrusion de roches basiques (gabbros, laves en pillows, tufs volcaniques) et continuation de la sédimentation détritique pendant le Permien inférieur (THÉLIN & AYRTON 1983).

L'ensemble de ces roches a ensuite subi deux phases de métamorphisme alpin:

a) dans le faciès schistes à glaucophane, probablement lors de la phase éoalpine (crétacée?),
b) dans le faciès schiste vert au Tertiaire.

Dans les grandes lignes, les roches permo-carbonifères de la nappe du Mont Fort correspondent à la "série du Métailler", décrite par SCHAER en 1959. Par contre BURRI (1983a) a utilisé le terme "Zone du Métailler" en y incluant toutes les formations permo-carbonifères et permo-triasiques.

Contrairement aux socles des nappes sous-jacentes de Siviez-Mischabel, des Pontis et de la zone Houillère, celui du Mont Fort a donc probablement subi un métamorphisme éoalpin au Crétacé. Cette donnée, ainsi que sa position directement sous la nappe ophiolitique du Tsaté, suggèrent que **la "patrie" de la nappe du Mont Fort pourrait être la nappe du Mont Rose.** On peut émettre l'hypothèse d'une relation directe entre les roches permo-carbonifères de la zone de Furgg et celles de la nappe du Mont Fort.

5.2 Le Permo-Trias

Une épaisse série détritique permo-triasique se trouve essentiellement dans la partie frontale (NE) et sur le flanc inverse de la nappe du Mont Fort. Elle est localement séparée du Permo-Carbonifère stratigraphiquement sous-jacent par un mince niveau de porphyre quartzifère (SCHAER 1959). Les métasédiments permo-triasiques se présentent actuellement sous la forme de quartzites, conglomérats et de schistes à quartz-séricite-albite. L'ensemble contient de nombreux niveaux de prasinites s.l., surtout vers le haut de la série.

Le Permo-Trias de la nappe du Mont Fort contient partiellement la série du Greppon Blanc de VALLET (1950), CALAME (1954) et SCHAER (1959); elle comprend également les quartzites d'Evolène.

5.3 La couverture mésozoïque carbonatée

Une couverture carbonatée mésozoïque forme l'enveloppe discontinue de la nappe du Mont Fort (fig. 2). Elle est étirée et boudinée dans les régions d'Evolène et de Moiry. Elle affleure également sur le flanc normal de la nappe au nord du Pic d'Artsinol et dans le haut du val de Bagnes.

On peut distinguer trois divisions essentielles, basées surtout sur les travaux de thèse en préparation de VIREDAZ et ALLIMANN:

1) La **série d'Evolène**, formée de dolomies et calcaires dolomitiques du Trias moyen et localement d'un mince niveau de dolomies noires et de gypse du Trias supérieur. Dans les régions de Sasseneire et d'Artsinol cette série se termine par des importantes masses de brèches polygéniques d'âge inconnu.

2) La **série du Frilihorn** (MARTHALER 1984), comprend essentiellement des quartzites, des dolomies, des calcaires dolomitiques et des brèches dolomitiques du Trias. A l'est, dans le Turtmanntal, la série se termine par des marbres blancs (Malm ?) surmontés par des marbres phylliteux orangés (Crétacé supérieur).

3) La **série Rousse,** constituée de marbres gréseux roux à niveaux de microbrèches et de marbres phylliteux. L'âge de cette série a pu être déterminé, grâce à la présence de nombreux foraminifères planctoniques, comme étant essentiellement du Crétacé supérieur, probablement du Cénomanien-Turonien (MARTHALER 1981, 1984).

Toutes ces roches ont été décrites par VIREDAZ (1979-1982), MOIX & STÄMPFLI (1981) SCHNEIDER (1981), MARTHALER (1984) et SARTORI (1987). De nombreux travaux sont actuellement en cours (ALLIMANN, thèse en prép.) et permettront d'apporter davantage de précisions, surtout dans la partie ouest (Evolène - Val de Bagnes) où les données ne sont que fragmentaires.

La série d'Evolène occupe probablement une position autochtone par rapport au socle de la nappe du Mont Fort. Elle est le plus souvent recouverte en continuité stratigraphique apparente par la série Rousse. Celle-ci serait l'équivalent interne des Couches rouges. La série du Frilihorn est par contre toujours en position allochtone, surmontant tectoniquement l'ensemble formé par la série d'Evolène et la série Rousse (fig. 2). Elle pourrait représenter l'équivalent interne de la série d'Evolène, décollée lors de phases tectoniques précoces et charriée sur la série Rousse. C'est à cette série que se rattache le "faisceau vermiculaire" d'Argand (ESCHER & MASSON 1984).

La présence de nombreuses brèches dans la couverture mésozoïque de la nappe du Mont Fort suggère qu'elle faisait partie du domaine piémontais externe ou prépiémontais (TRÜMPY 1960, 1980). Ceci fournit un autre indice de son rattachement probable à la nappe du Mont Rose. Si on accepte l'hypothèse que la série Rousse est l'équivalent interne des Couches rouges, le domaine d'origine de la **nappe de la Brèche** devait être situé entre celui de la nappe de Siviez-Mischabel et celui de la nappe du Mont Fort (fig. 3).

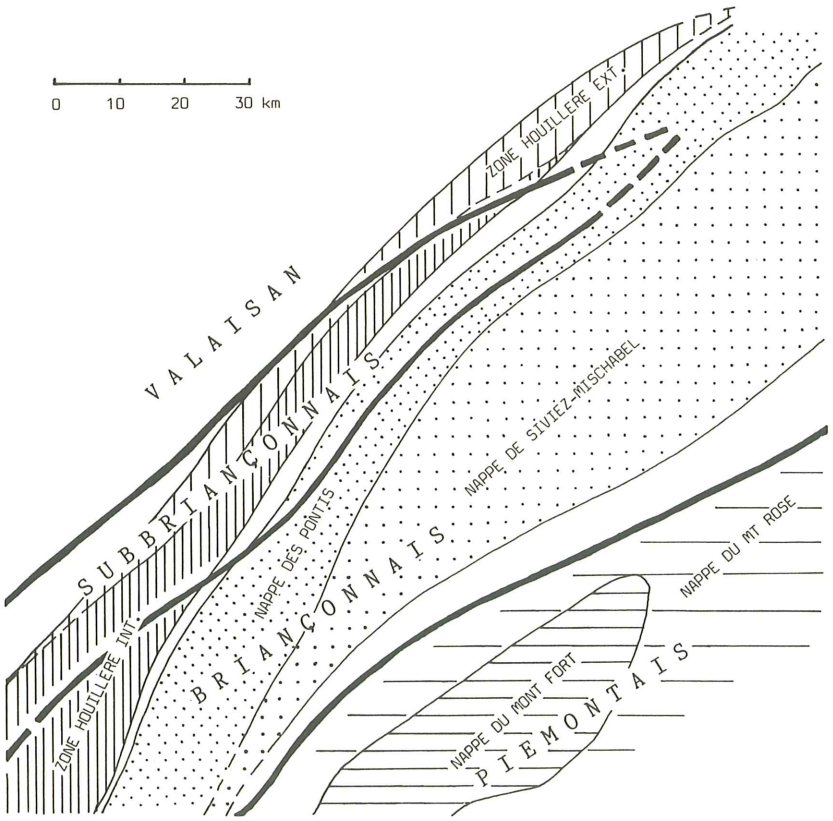


Fig. 3: Reconstitution palinspastique montrant les relations possibles entre les régions d'origine des unités tectoniques du Grand St-Bernard et les bassins alpins. La surface d'origine de chaque nappe à été construite par soustraction approximative des déformations.

6. CONCLUSIONS GENERALES

Les observations de terrain (planche et fig. 2) montrent clairement que la nappe du Grand St-Bernard est composée de quatre unités superposées bien distinctes (de bas en haut):

1) La zone Houillère

2) La nappe des Pontis

3) La nappe de Siviez-Mischabel

4) La nappe du Mont Fort

Chacune de ces unités possède ses propres caractéristiques stratigraphiques, tectoniques et métamorphiques. Il n'est pas possible de les expliquer toutes comme de simples digitations d'une même nappe. Le terme "nappe du Grand Saint-Bernard" peut être utilisé pour désigner l'ensemble des quatre unités; il manque cependant de précision et de signification.

6.1 Tectonique

La stratigraphie et la géométrie montrent que la zone Houillère externe, la zone Houillère interne et la nappe des Pontis sont composées d'écailles ductiles monoclinales, en position normale. Les nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort possèdent au contraire une structure en plis isoclinaux déversés vers le N et NE avec des flancs normaux et inverses bien développés. Les observations tectoniques de détail (directions d'étirement) indiquent partout une direction de transport principale vers le N et le NW, pré- et syn-métamorphique. Dans la partie frontale des nappes ainsi que dans une zone limitée au sommet des nappes supérieures, on observe en plus des étirements E-W plus jeunes. Le manque d'observations tectoniques ne permet pas encore d'établir la succession détaillée des déformations et translations. Il semble cependant que les deux phases observées correspondent aux déformations D_1 et D_2 démontrées par STECK (1984) dans le domaine avoisinant à l'est. Toutes les unités du Grand Saint-Bernard sont affectées par des plis en retour plus jeunes, et finalement par des failles normales.

Il est intéressant de noter que les limites des unités tectoniques dans cette partie du Pennique sont contrôlées par d'anciennes structures paléozoïques (graben permo-carbonifère de la zone Houillère) et non par l'orientation des bassins alpins. Il est probable qu'il faut envisager deux mécanismes différents et successifs pour la formation des nappes pennique moyennes:

1. **Les nappes penniques moyennes des préalpes:** Translation par décollement superficiel sur les évaporites du Trias dans un stade pré-métamorphique à faiblement métamorphique (éventuellement démontré dans l'écaille de la Gummfluh des Rigides internes, où le métamorphisme lié au chevauchement initial est daté de 56 Ma, MASSON et al. 1980): les limites des nappes sont contrôlées par l'orientation des bassins alpins.

2. **Les nappes penniques moyennes internes:** Formation synmétamorphique, essentiellement de **nappes-plis**, par flexion suivie de cisaillement simple et d'aplatissement. Les couvertures mésozoïques ne comprenant pas d'évaporites dans leur Trias (zone du Barrhorn) sont restées en arrière et sont inclues dans ces nappes métamorphiques: les limites des nappes sont surtout contrôlées par l'orientation des bassins permo-carbonifères (fig. 3).

6.2 Métamorphisme

La zone Houillère est caractérisée par les assemblages quartz-albite-chlorite-muscovite qui correspondent à un métamorphisme du faciès schiste vert de basse pression/température. Ce métamorphisme est essentiellement discordant. Il correspond à la phase mésoalpine qui a suivi directement la mise en place de la zone Houillère.

Les nappes des Pontis et de Siviez-Mischabel montrent dans leurs socles une minéralogie relique d'âge antéalpin avec des paragenèses du faciès amphibolite. Toutes ces roches, ainsi que leurs couvertures restées en arrière, ont ensuite subi un métamorphisme mésoalpin du faciès schiste vert moyen à élevé. Celui-ci était probablement actif pendant et juste après la formation des nappes. Aucune trace décisive d'un métamorphisme éoalpin n'a pu être prouvée dans ces roches.

Le socle permo-carbonifère de la nappe du Mont Fort a probablement subi un métamorphisme éoalpin du faciès schistes à glaucophane pendant qu'il faisait encore partie de la nappe du Mont Rose. Ensuite, après l'individualisation et la translation vers le nord-ouest de la nappe du Mont Fort, ses roches ont subi un métamorphisme mésoalpin du faciès schiste vert moyen. Si on accepte l'autochtonie relative de la série Rousse, l'âge du métamorphisme éoalpin d'environ 100 Ma. (HUNZIKER & BEARTH 1969, HUNZIKER 1969, 1970, 1974, CHOPIN & MONIÉ 1984) signifie que le socle de la nappe du Mont Fort subissait le métamorphisme éoalpin pendant que se déposait la série Rousse.

Le schéma ci-après résume les relations entre les nappes et le métamorphisme qu'elles ont subi:

	M E T A M O R P H I S M E		
	ANTEALPIN	EOALPIN 100 Ma.?	MESOALPIN 38-40 Ma.
Zone Houillère			———
Nappe des Pontis	———		———
Nappe de Siviez-Mischabel	———		———
Nappe du Mont Fort		———	———

6.3 Paléogéographie (fig. 3)

Comme l'a déjà suggéré TRÜMPY (1955), la **zone Houillère** appartenait successivement du SW au NE à trois domaines paléogéographiques différents: briançonnais, subbriançonnais et valaisan.

La **nappe des Pontis** faisait probablement partie des domaines subbriançonnais interne et briançonnais externe. Les séries triasiques des Pontis ont dû être, lors de leur dépôt, relativement éloignées de celles de Beauregard (zone Houillère) car elles appartiennent à deux nappes différentes. Il semble donc probable que si la nappe des Pontis formait le complément de la nappe des Préalpes médianes plastiques interne à faciès briançonnais (BAUD & SEPTFONTAINE 1980), la zone Houillère interne, avec l'écaille de Beauregard, devait correspondre aux Préalples médianes plastiques externes. Ceci d'autant plus que la zone Houillère appartient à l'est au domaine valaisan (LEU 1986).

La **nappe de Siviez-Mischabel** appartient entièrement à la plateforme briançonnaise. Ceci est indiqué par la stratigraphie lacunaire typique de la zone du Barrhorn (MARTHALER 1984, SARTORI 1987) qui ressemble beaucoup à celle des Préalpes médianes rigides. Partout où la zone du Barrhorn manque (à l'ouest du val d'Anniviers) le tégument du socle n'est constitué que de Trias inférieur, qui est complémentaire des séries des Rigides. Il est donc probable que celles-ci représentent une partie des couvertures originales du socle Siviez-Michabel.

La **nappe du Mont Fort**, ensemble avec celle du Mont Rose, faisait probablement partie du domaine piémontais externe. Le domaine d'origine de la nappe de la Brèche devait être situé entre celui de la nappe de Siviez-Mischabel et celui de la nappe du Mont Fort.

Remerciements

Mes remerciements sincères vont d'abord aux nombreux géologues qui, par leurs levés géologiques de diplôme ou de thèse, ont rendu possible la compilation de la carte tectonique de la nappe du Grand St-Bernard. Plus particulièrement je tiens ensuite à exprimer ma gratitude à M. Burri, M. Weidmann, M. Marthaler, M. Sartori et Ph. Viredaz, pour leurs idées originales, critiques et conseils lors de l'élaboration de ce travail. Finalement je remercie vivement M. Allimann, A. Baud, D. Bernoulli, H. Masson, St. Schmid, M. Septfontaine, Ph. Thélin, A. Steck et R. Trümpy pour la lecture critique du manuscrit et pour leurs suggestions constructives.

BIBLIOGRAPHIE

ALLIMANN, M. & GOUFFON, Y. (1984): Les unités penniques entre Gd St-Bernard et Mt Vélan. — Diplôme Univ. Lausanne (inéd.).

ARGAND, E. (1909): L'exploration géologique des Alpes pennines centrales. — Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *45*, 217-276.

— (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. — Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] *31*/I.

BADOUX, H. (1962): Géologie des Préalpes valaisannes (Rive gauche du Rhône). — Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] *113*.

BAUD, A. & SEPTFONTAINE, M. (1980): Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes médianes en Suisse occidentale. — Eclogae geol. Helv. *73*/2, 651-660.

BEARTH, P. (1953): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt 29: Zermatt. — Schweiz. geol. Komm.

— (1963): Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand-St-Bernard dans le Valais (Suisse). Dans: Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot (Mém. h.s. [1960-1963], tome II, p. 407-418). — Soc. géol. France.

— (1964): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt 43: Randa. — Schweiz. geol. Komm.

— (1967): Visp-St. Niklaus-Zermatt-Gornergrat (Excursion Nr. 10). In: Geologischer Führer der Schweiz (Fasc. 3, S. 146-157). — Wepf, Basel.

— (1972): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt 61: Simplon. — Schweiz. geol. Komm.

— (1978): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt 71: St. Niklaus. — Schweiz. geol. Komm.

— (1980): Erläuterungen zu Blatt St. Niklaus (Atlasblatt 71). Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000. — Schweiz. geol. Komm.

BERNASCONI, R. & GILLY, M. (1979): Etude géologique et pétrographique du flanc oriental du moyen Val d'Anniviers. — Diplôme Univ. Lausanne (inéd.).

BURRI, M. (1983a): Le front du Grand Saint-Bernard du Val d'Hérens au Val d'Aoste. — Eclogae geol. Helv. *76*/3, 469-490.

— (1983b): Description géologique du front du Saint-Bernard dans les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais). — Bull. Géol. Lausanne *270*.

CALAME, J.-J. (1954): Etude géologique de la région de Nendaz (Valais). — Thèse Univ. Genève.

CHOPIN, C. & MONIÉ, P. (1984): A unique magnesiochloritoid-bearing high-pressure assemblage from the Monte-Rosa, Western Alps: petrologic and ^{40}Ar-^{39}Ar radiometric study. — Contr. Mineral. Petrol. *87*, 388-398.

CRESPO, A. (1984): Géologie des unités penniques au NW de Zermatt (Valais, Suisse). — Diplôme Univ. Lausanne (inéd.).

DEBELMAS, J. (1980): Alpes, bassin rhodanien, Provence et Corse. — Géol. alp. (Grenoble) *56*.

ELLENBERGER, F. (1953): Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides. — Eclogae geol. Helv. *45*/2 (1952), 285-286.

— (1958): Etude géologique du pays de Vanoise. — Mém. Carte géol. France.

ESCHER, A. & MASSON, H. (1984): Le Cervin: un dessin géologique inédit d'Emile Argand (1929) et son interprétation actuelle. — Bull. Géol. Lausanne *284*.

GERLACH, H. (1871): Das südwestliche Wallis mit den angrenzenden Landestheilen von Savoien und Piemont. — Beitr. geol. Karte Schweiz *9*.

— (1883): Die Penninischen Alpen. — Beitr. geol. Karte Schweiz *27*.

HUNZIKER, J.C. (1969): Rb/Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen, Hellglimmer- und Gesamtgesteinsalterswerte. — Eclogae geol. Helv. *62*/2, 527-542.

— (1970): Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps. — Eclogae geol. Helv. *63*/1, 151-161.

— (1974): Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the western Alps. — Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova *31*, 1-55.

HUNZIKER, J.C. & BEARTH, P. (1969): Rb/Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen, Biotitalterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose. — Eclogae geol. Helv. *62*/1, 205-222.

ITEN, W.B. (1948): Zur Stratigraphie und Tektonik der Zone du Combin zwischen Mettelhorn und Turtmanntal (Wallis). — Eclogae geol. Helv. *41*/2, 141-246.

JÄCKLI, R. (1950): Geologische Untersuchungen in der Stirnzone der Mischabeldecke zwischen Réchy, Val d'Anniviers und Visp (Wallis). — Eclogae geol. Helv. *43*/1, 31-93.

JONGMANS, W.J. (1960): Die Karbonflora der Schweiz. — Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *108*.

LEU, W. (1986): Lithostratigraphie und Tektonik der nordpenninischen Sedimente in der Region Bedretto-Baceno-Visp. — Eclogae geol. Helv. *79*/3, 769-824.

MARTHALER, M. (1981): Découverte de foraminifères planctoniques dans les "Schistes lustrés" de la Pointe de Tourtemagne (Valais). — Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *75*/3 (359), 171-178 (de même: 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.

MASSON, H., BAUD, A., ESCHER, A., GABUS, J. & MARTHALER, M. (1980): Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse du 1 au 3 octobre 1979: coupe Préalpes-Helvétique-Pennique en Suisse occidentale. — Eclogae geol. Helv. *73*/1, 331-349.

MOIX, J.-R. & STÄMPFLI, E. (1981): Description géologique et pétrographique du massif du Pic d'Artsinol (Valais Central). — Bull. Murithienne, Soc. valais. Sci. nat. *98*, 23-32.

MÜLLER, R. (1983): Die Struktur der Mischabelfalte (Penninische Alpen). — Eclogae geol. Helv. *76/2*, 391-416.

NEIPP, S.-A. (1980): Etude géologique et pétrographique du flanc W du moyen Turtmanntal. — Diplôme Univ. Lausanne (inéd.).

PILLOUD, C. & SARTORI, M. (1981): Etude géologique et pétrographique de la région des Diablons (Val d'Anniviers, Valais). — Diplôme Univ. Lausanne (inéd.).

SARTORI, M. (1987): Structure de la zone du Combin entre les Diablons et Zermatt (Valais). — Eclogae geol. Helv. *80/3*, 789-814.

SARTORI, M. & THÉLIN, Ph. (1987): Les schistes oeillés albitiques de Barneuza (Nappe de Siviez-Mischabel, Valais, Suisse). — Bull. suisse Minéral. Pétrogr. *67/3*, 229-256.

SAVARY, B.-Ph. (1979): Evolution structurale du front de la zone du Grand St-Bernard aux environs de Sion. — Eclogae geol. Helv. *72/1*, 271-278.

SCHAER, J.-P. (1959): Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes entre le Val d'Hérémence et le Val de Bagnes. — Arch. Sci. (Genève) *12/4*, 473-620.

SCHNEIDER, B. (1981): Etude géologique et pétrographique de la région d'Evolène-Sasseneire (Val d'Hérens). — Diplôme Univ. Lausanne (inéd.).

STAUB, R. (1937): Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. — Vjscher., natf. Ges. Zürich *82/3-4*, 197-336.

STECK, A. (1984): Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar-Simplon-Ossola). — Eclogae geol. Helv. *77/1*, 55-110.

THÉLIN, Ph. (1983): Les gneiss oeillés de la nappe du Grand-Saint-Bernard: essai d'évaluation des critères susceptibles d'en préciser l'hérédité prémétamorphique (Alpes valaisannes, Suisse). — Thèse Univ. Lausanne.

— (1987): Nature originelle des gneiss oeillés de Randa (Nappe de Siviez-Mischabel, Valais). — Mém. Soc. vaud. Sci. nat. *18/1* (104), 1-75 (de même: Bull. Géol. Lausanne *290*).

THÉLIN Ph. & AYRTON, S. (1983): Cadre évolutif des événements magmatico-métamorphiques du socle anté-triasique dans le domaine pennique (Valais). — Bull. suisse Minéral. Pétrogr. *63/2-3*, 393-420.

TRÜMPY, R. (1954): La zone de Sion-Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan. — Eclogae geol. Helv. *47/2*, 315-359.

— (1955): Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines. — Bull. Soc. géol. France (6), *5/1-3*, 217-231.

— (1960): Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. — Bull. geol. Soc. Amer. *71*, 843-908.

— (1980): Geology of Switzerland. A guide-book. Part A: An Outline of the Geology of Switzerland. — Wepf, Basel/New York.

VALLET, J.-M. (1948): Sur la nature des "Orthogneiss" de Thion (Val d'Hérens, Valais). — Arch. Sci. (Genève) *1/2*, 409-412.

— (1950): Etude géologique et pétrographique de la partie inférieure du Val d'Hérens et du Val d'Hérémence (Valais). — Bull. suisse Minéral. Pétrogr. *30*, 322-476.

VIREDAZ, P. (1979-1982): Couvertures penniques au nord de la Dent Blanche, entre les Vals d'Anniviers et d'Hérens. — Rapp. annu. thèse, EPF Lausanne (inéd.).

WEGMANN, E. (1923): Zur Geologie der St. Bernharddecke im Val d'Hérens (Wallis). — Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *47* (1922), 3-63.

WEIDMANN, M. (1972): Le front de la Brèche du Chablais dans le secteur de Saint-Jean-d'Aulph (Haute-Savoie). Quelques remarques générales sur la nappe de la Brèche. — Géol. alp. (Grenoble) *48/2*, 229-246.

— (1973): Sur quelques récentes découvertes de fossiles en Valais. — Bull. Murithienne, Soc. valais. Sci. nat. *90*, 27-34.

Carte tectonique de la nappe du Grand Saint-Bernard

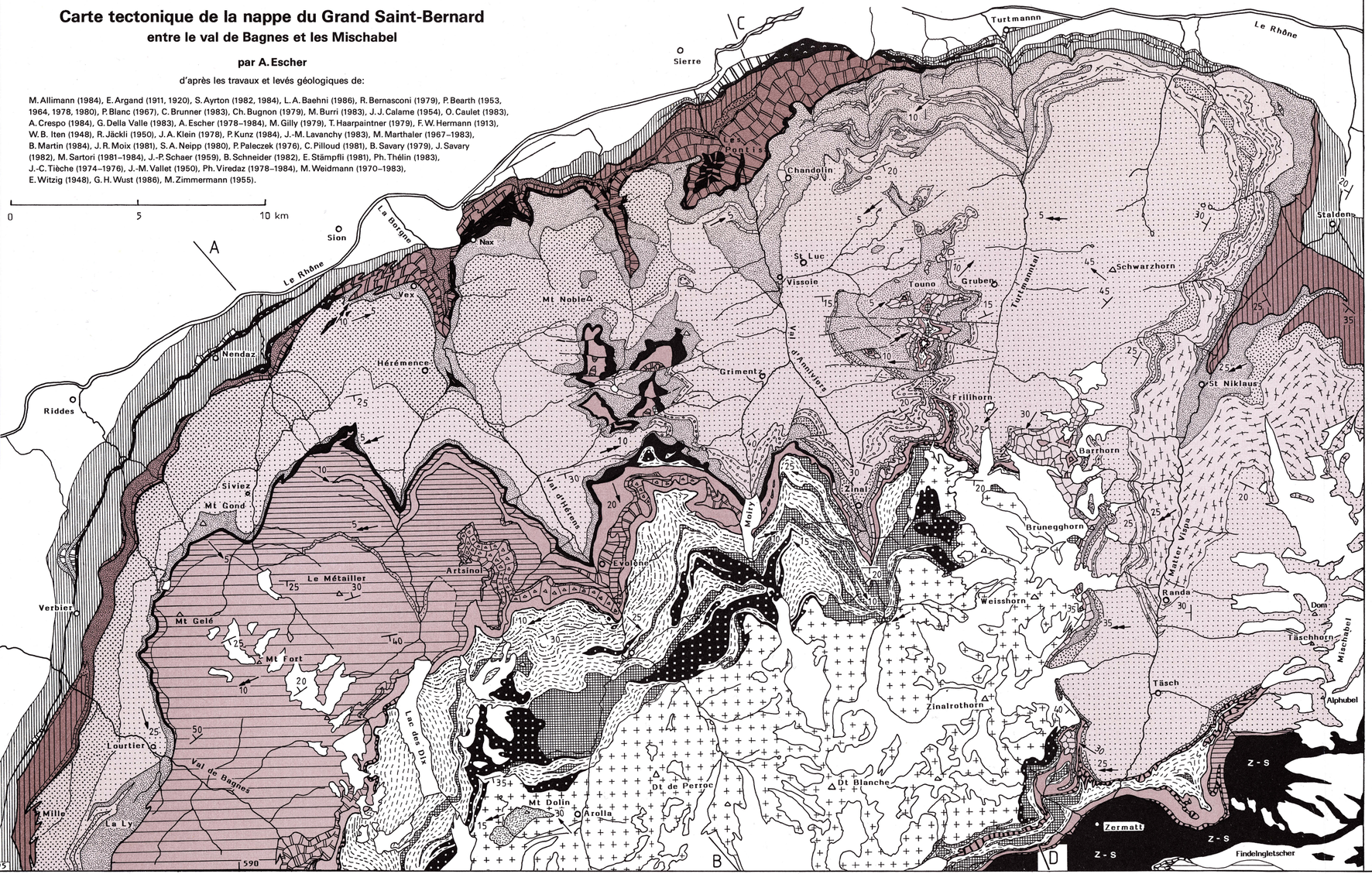
entre le val de Bagnes et les Mischabel

par A. Escher

d'après les travaux et levés géologiques de:

M. Allimann (1984), E. Argand (1911, 1920), S. Ayrton (1982, 1984), L. A. Baehni (1986), R. Bernasconi (1979), P. Bearth (1953, 1964, 1978, 1980), P. Blanc (1967), C. Brunner (1983), Ch. Bugnon (1979), M. Burri (1983), J. J. Calame (1954), O. Caulet (1983), A. Crespo (1984), G. Della Valle (1983), A. Escher (1978–1984), M. Gilly (1979), T. Haarpaintner (1979), F. W. Hermann (1913), W. B. Iten (1948), R. Jäckli (1950), J. A. Klein (1978), P. Kunz (1984), J.-M. Lavanchy (1983), M. Marthaler (1967–1983), B. Martin (1984), J. R. Moix (1981), S. A. Neipp (1980), P. Paleczek (1976), C. Pilloud (1981), B. Savary (1979), J. Savary (1982), M. Sartori (1981–1984), J.-P. Schaer (1959), B. Schneider (1982), E. Stämpfli (1981), Ph. Thélin (1983), J.-C. Tièche (1974–1976), J.-M. Vallet (1950), Ph. Viredaz (1978–1984), M. Weidmann (1970–1983), E. Witzig (1948), G. H. Wust (1986), M. Zimmermann (1955).

0 5 10 km



NAPPE DE LA DENT BLANCHE

- Série du Mt. Dolin (Mésozoique)
- + + + Socle cristallin indifférencié (pré-triasique)

ZONE DE ZERMATT-SAAS FEE

- Z-S Ophiolites et métasédiments océaniques ..... JURASSIQUE-CRETACE

NAPPE DU TSATE (INCLUS LES ZONES DE TRACUIT ET AIG. ROUGES D'AROLLA)

- Schistes pélitiques, calcschistes, calcarénites ..... CRETACE SUPERIEUR
- Prasinites (essentiellement métalaves volcaniques) ..... JURASSIQUE-CRETACE
- Serpentinites, gabbros, métagabbros ..... JURASSIQUE

NAPPE DU GRAND SAINT-BERNARD

NAPPE DU MONT FORT

- Marbres gréseux et microbrèches avec intercalations de marbres phylliteux (Série Rousse) ..... CENOMANIEN-TURONIEN
- Quartzites, conglomérats, dolomies, brèches, marbres et marbres phylliteux (Série du Frilihorn) ..... TRIAS-CRETACE SUP.
- Brèches polygéniques (Brèches de Sasseneire et d'Artsinol) ..... JURASSIQUE-CRETACE ?
- Marbres et dolomies, brèches dolomitiques (Série de la Motta Biantse, série d'Evolène) ..... TRIAS MOYEN ET SUP.
- Quartzites et schistes à quartz-séricite-albite, conglomérats ..... PERMO-TRIAS
- Porphyre quartzifère
- Gneiss à albite-quartz-chlorite-glaucophane, schistes à glaucophane et métaconglomérats avec niveaux de métagabbros, métalaves en pillows et métatufs volcaniques (Série du Métailler) ..... PERMO-CARBONIFERE

NAPPE DE SIVIEZ-MISCHABEL

- A l'Ouest : gypse, pélite, grès dolomitique et cornieule ..... TRIAS INF. TERMINAL
- A l'Est : Dolomies, marbres, marbres phylliteux et flysch (Série du Touno, Série du Barrhorn) ..... TRIAS-EOCENE

ZONE DU COMBIN (ARGAND 1909)

- Quartzites, méta-arkoses et conglomérats ..... PERMO-TRIAS
- Orthogneiss oeillé à mégaclastes de feldspath alkalin (Gneiss de Randa) ..... PERMIEN INFERIEUR
- Schistes à quartz-albite et mica blanc, méta-arkoses, conglomérats et prasinites à albite-chlorite-épidote ... PERMO-CARBONIFERE
- Gneiss amphibolitique/Schistes oeillés albitiques (Ensemble de Barneuza) Gneiss à deux micas, gneiss à muscovite avec amphibolites, prasinites, métagabbros et pegmatites .... PRE-WESTPHALIEN Dans cet ensemble sont inclus les gneiss de Tion (âge Carbonifère supérieur ?)

NAPPE DES PONTIS

- Brèche dolomitique, gypse et cornieule ..... TRIAS SUPERIEUR
- Marbres et dolomies ..... TRIAS MOYEN
- Gypse et pélites ..... TRIAS INF. TERMINAL
- Quartzites, métagrès et conglomérats ..... PERMO-TRIAS
- Schistes et méta-arkoses ..... PERMO-CARBONIFERE
- Paragneiss à mica, chlorite et grenats avec niveaux d'amphibolite, orthogneiss oeillé, gneiss quartzitique (Socles de Niouc, Ruitor et Stalden supérieur) ..... PRE-WESTPHALIEN

ZONE HOUILLERE ET ZONE DE STALDEN INFERIEURE

- Gypse et cornieule ..... TRIAS SUPERIEUR
- Marbres et dolomies (e.a. écaille de Beauregard) ..... TRIAS MOYEN
- Quartzites, métagrès et conglomérats ..... PERMO-TRIAS
- Schistes, méta-arkoses et conglomérats avec niveaux de métatufs volcaniques et d'anthracite ..... PERMO-CARBONIFERE

- 20 Direction et pendage de la stratification ou de la schistosité principale
- 20 Direction et plongement axial des plis (EOCENE SUP. – OLIGOCENE INF.)
- 20 Direction et plongement axial des plis en retour (OLIGOCENE SUP.)