

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	91 (1998)
Heft:	3
Artikel:	Inversion alpine du graben Permo-Carbonifère de Salvan-Dorénaz et sa relation avec le chevauchement de la nappe de Morcles sus-jacente
Autor:	Badertscher, Nicolas / Burkhard, Martin
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-168429

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: 09.02.2026

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

Inversion alpine du graben Permo-Carbonifère de Salvan-Dorénaz et sa relation avec le chevauchement de la nappe de Morecles sus-jacente

NICOLAS BADERTSCHER¹ & MARTIN BURKHARD¹

Key words: Permo-Carboniferous graben, Morecles nappe, inverted limb, autochthonous cover, thrust, inversion, disharmony

RÉSUMÉ

Le «synclinal» de Salvan-Dorénaz résulte d'un intense plissement tardi-alpin et de l'inversion peu prononcée d'un graben permo-carbonifère reposant au toit du massif cristallin externe des Aiguilles Rouges. Les plis sont coniques et disharmoniques, à cause de la non-horizontalité et du non-parallélisme des strates des corps sédimentaires terrigènes. Une faible inversion est marquée par l'extrusion verticale d'environ 400 m du remplissage du graben. Elle est soulignée par la forme arquée des dolomies triasiques et du plan de chevauchement de la nappe de Morecles sus-jacente. La foliation principale, la linéation d'étirement SE-NW et un intense plissement ductile à plan axial subhorizontal sont observés dans la nappe de Morecles, dans les écailles paraautochtones et dans la couverture tertiaire du massif des Aiguilles Rouges. Les traces de cette première phase de déformation s'estompent rapidement en direction du «mur» et sont quasi absentes dans les assises permo-carbonifères. Ces dernières exhibent des plis droits dus à une deuxième phase de déformation alpine. Dans le flanc inverse de la nappe de Morecles, les plis de deuxième phase ont une asymétrie type flanc normal interprétée comme due à un déplacement en cisaillement vers le NW, toujours actif. Les différences de style entre les plis de seconde génération du remplissage du graben permo-carbonifère, des écailles paraautochtones et de la nappe de Morecles sont expliquées par le plissement disharmonique de part et d'autre d'un niveau de cornieules triasiques incomptables aux variations d'épaisseur importantes. Les observations structurales détaillées ainsi que la construction de coupes prouvent l'absence d'une tectonique tardivarisque compressive.

ABSTRACT

The Salvan-Dorénaz «syncline» results from an intense late alpine folding along with moderate inversion of a Permo-Carboniferous graben fill, sitting on top of the external crystalline Aiguilles Rouges Massif. Folds are non-cylindrical and disharmonic owing to the non-parallel, non-horizontal bedding plane orientation of the terrigenous sediment bodies. A concomitant weak inversion of the graben fill by about 400 m of vertical extrusion is indicated by the arcuate shape of the Triassic dolomites and the thrust plane of the overlying Morecles nappe. The main foliation, the SE-NW oriented stretching lineation and intense ductile folds with subhorizontal axial planes are observed within the Morecles nappe, in paraautochthonous thrust slices and in the Tertiary cover of the Aiguilles Rouges Massif. These first deformation structures, however, fade out rapidly towards the footwall and are virtually absent within the Permo-Carboniferous graben fill. Upright folds within the latter are due to a second alpine deformation phase. Second phase folds within the inverted limb of the Morecles nappe have an asymmetry indicating the «wrong», i.e. a normal limb, vergence, which is interpreted as due to ongoing shear displacement towards the NW. Style differences of second phase folds between the Permo-Carboniferous graben fill, the paraautochthonous and the Morecles nappe are explained as disharmonic folding on either side of incompetent Triassic cornieules with strongly varying thickness. Detailed structural observations and the construction of cross sections indicate no late Variscan compression.

Introduction

La nappe de Morecles et le «synclinal» permo-carbonifère de Salvan-Dorénaz ont fait l'objet de nombreuses études depuis les investigations de Lugeon (1914) et Lugeon & Argand (1937). Les recherches de Badoux (1965 et 1972) marquent le début d'une série de travaux basés principalement sur les microstructures et la déformation quantitative de la nappe de Morecles: Durney (1972), Ramsay (1981 et 1989), Dietrich (1986), Dietrich & Durney (1986), Masson et al. (1980).

Les descriptions géométriques devenant de plus en plus précises, de nouvelles interprétations cinématiques et tecto-

niques ont pu être proposées: Ramsay et al. (1983), Ramsay (1989), Dietrich (1986), Dietrich & Durney (1986), Dietrich & Casey (1989), Pfiffner (1993), Escher et al. (1993). Les conditions métamorphiques existant dans la nappe de Morecles lors de sa formation ont été établies par Durney (1972), Kübler et al. (1979), Goy-Eggenberger & Kübler (1995), Kirschner et al. (1995).

Le «synclinal» de Salvan, rempli de sédiments permo-carbonifères, a fait l'objet d'une interprétation structurale par Oulianoff (1924), puis par Sublet (1962) repris par Badoux (1971); ils décrivent un plissement tardivarisque intense. Récemment une nouvelle analyse structurale du «synclinal» a été

¹ Institut de géologie, 11 Rue Emile-Argand, CH-2000 Neuchâtel

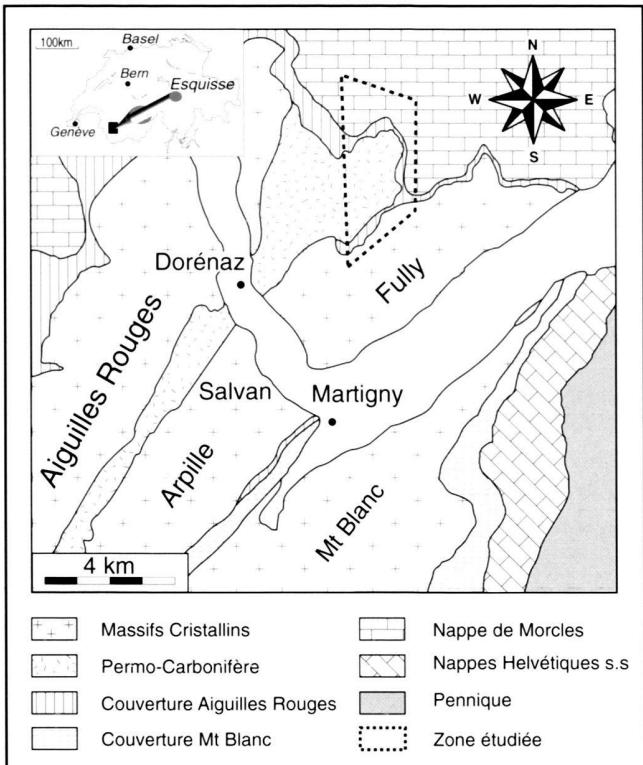


Fig. 1. Esquisse tectonique avec localisation de la région étudiée.

proposée par Pilloud (1991). Il démontre que celui-ci est un graben tardivarisque dont les déformations internes ne sont que le fait de la collision alpine. Les sédiments permo-carbonifères ont été étudiés par Niklaus & Wetzel (1996) dans le but de reconstituer les paléoenvironnements de dépôt. Quatre systèmes de dépôt fluviaile ont été mis en évidence.

Plusieurs autres grabens tardivarisques sont décrits en Suisse: Glaris, Tödi, Titlis, Weiach... Les déformations internes et la géométrie de chaque graben montrent que tous n'ont pas réagi de manière identique à la collision alpine. Le Verrucano du graben de Glaris a subi plus qu'une inversion; il a été impliqué dans le chevauchement de la nappe de Glaris (Pfiffner, 1993), formant la semelle de cette dernière. Au contraire, les grabens du Tödi et du Titlis ont été peu affectés par la tectonique alpine, les traces de compression qu'ils présentent sont tardivarisques(Franks, 1968; Burkhard, 1981). Les structures du graben de Salvan-Dorénaz révèlent une histoire tectonique encore différente, d'où l'intérêt de son étude.

Si la phasologie des déformations propres à la nappe de Morcles et au graben de Salvan-Dorénaz est connue, il n'en est pas de même des relations géométriques et temporelles qui existent entre ces deux unités. En effet, la question de la chronologie relative de la mise en place de la nappe de Morcles par rapport au plissement interne du graben permo-carbonifère

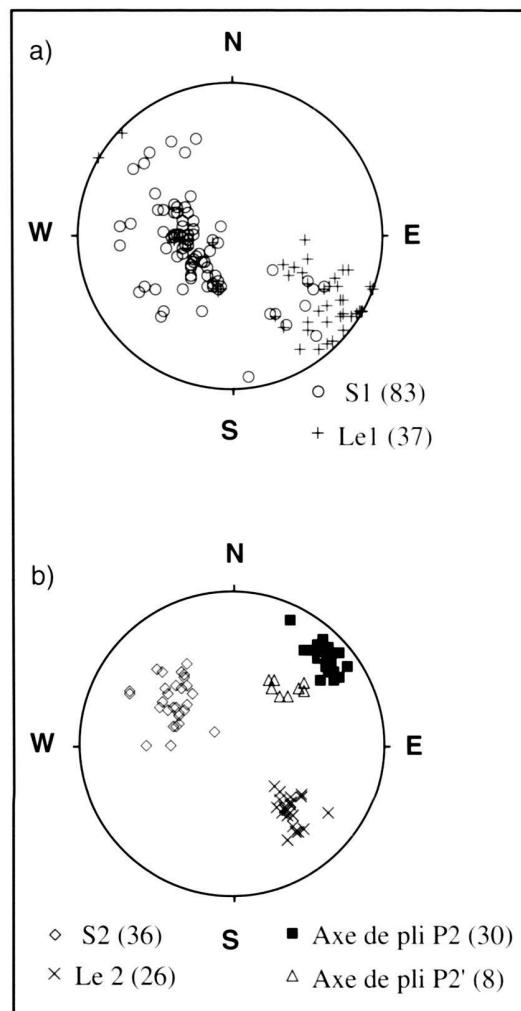


Fig. 2. Projections stéréographiques des structures de la nappe de Morcles. Projection de Lambert, hémisphère inférieur. Entre parenthèse figure le nombre de mesures. a) structures liées à la mise en place de la nappe de Morcles (D1). b) microstructures liées au «serrage» (D₂ et D_{2'}).

reste entière. Classiquement, la mise en place de la nappe de Morcles était considérée comme plus tardive que le plissement principal (saalien) du graben (Badoux, 1971). La collision alpine n'aurait induit qu'une faible réactivation compressive dans le graben, dont les relations temporelles avec la mise en place de la nappe de Morcles étaient mal définies. Pilloud (1991), dans son étude tectonique du synclinal permo-carbonifère de Dorénaz, a remis en question cette chronologie.

Le but du présent travail est de dégager un modèle tectonique qui décrive l'évolution spatiotemporelle de la mise en place de la nappe de Morcles par rapport aux déformations de la couverture autochtone du massif des Aiguilles Rouges et du graben permo-carbonifère de Salvan-Dorénaz .

Méthodologie

Cette étude est basée sur un relevé cartographique et microstructural détaillé. La localisation de la zone étudiée est indiquée sur la Figure 1, esquisse tectonique montrant l'agencement des différentes unités tectoniques. Cette zone englobe trois ensembles structuraux: le flanc inverse de la nappe de Morcles, la couverture autochtone du massif des Aiguilles Rouges et la partie superficielle du graben permo-carbonifère de Salvan-Dorénaz (unité inférieure) scindant le massif des Aiguilles Rouges en deux parties. L'étude microstructurale a été focalisée sur le relevé de plans de stratification, de différentes générations de schistosité et linéations associées, d'axes de plis et de couples failles-stries. Ces données ont été analysées au moyen de méthodes géométriques de visualisation et de traitements statistiques telles que les projections stéréographiques. Les couples failles-stries ont été analysés par la méthode des dièdres droits (Angelier & Mechler, 1977) à l'aide du logiciel Faultkin (Allmendiger et al., 1989). Les valeurs figurant dans le texte sont données en azimut/pendage de la ligne de plus grande pente pour les plans et azimut/plongement pour les structures linéaires.

La combinaison des données microstructurales, de la cartographie et, dans une moindre mesure, des données de Pilloud a conduit à la construction d'une carte structurale et de coupes détaillées. Les différentes unités tectoniques présentent des plongements axiaux qui sont un paramètre essentiel dans la construction des coupes par projection. Les valeurs de ces plongements sont de 12° vers le NE pour la nappe de Morcles et la couverture autochtone du massif des Aiguilles Rouges et de 15° vers le NE pour le graben de Salvan. Dans ce dernier, les axes de pli sont courbes. Les projections dans le graben ont été faites en considérant ces variations latérales de direction des axes de plis. Les discussions des relations géométriques et les interprétations cinématiques sont essentiellement basées sur ces coupes.

Résultats

1. Microstructures

1.1 Nappe de Morcles (flanc inverse)

L'existence de deux phases plicatives a été démontrée par Baudou (1971 et 1972). La première de ces phases D₁ se marque par des plis P₁ isocлинаux (classe 2 de Ramsay) dont l'axe, matérialisé par une linéation d'intersection Li₁, a une orientation moyenne 045/12. Un tel pli est visible sur la face Ouest des Dents de Morcles. Leur formation, que Ramsay et al. (1983) inscrivent dans un contexte de cisaillement simple, est attribuée à la mise en place de la nappe de Morcles à l'Oligo-Miocène. Lors de ce mouvement, les niveaux carbonatés mésozoïques du flanc inverse de la nappe ont subi un très fort étirement (le rapport X/Z pouvant excéder 100), une lamination extrême, développant ainsi une schistosité S₁ (Fig. 2a) pénétrative, témoin d'une déformation ductile par fluage plastique

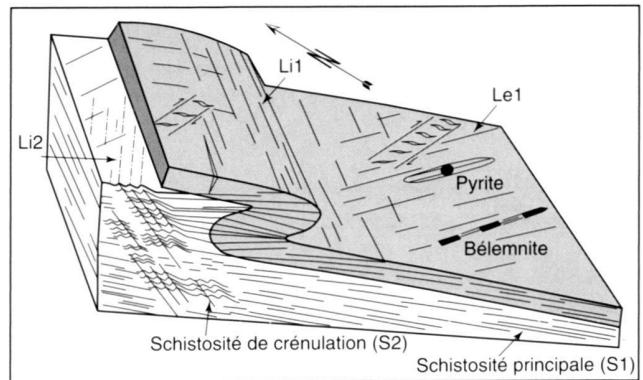


Fig. 3. Bloc-diagramme des structures de première et deuxième phase relevées dans le flanc inverse de la nappe de Morcles (modifié selon Ramsay, 1981).

(Ramsay, 1981). Cette schistosité, plan axial des plis P₁ et qui, par réfraction, décrit des éventails selon le contraste de compétence des différents niveaux, est souvent difficile à distinguer de la stratification S₀ sur les flancs des plis (Fig. 3). La linéation d'étirement Le₁, soulignée par l'étirement d'oolithes, par les franges de tension monodirectionnelles autour des pyrites ainsi que par la fabrique de forme des grains de calcite, indique une direction régulière SE-NW (Fig. 2a). Cette linéation d'étirement est parallèle à l'axe X de l'ellipsoïde de déformation finie (Ramsay, 1981). La création, par «crack-seal», de fentes d'extension sigmoïdales en échelon (Fig. 3) doit être associée à l'incrément terminal de cette phase de déformation. Ces fentes sont remplies de calcite et quartz parfois fibreux permettant la détermination de l'ellipsoïde de déformation incrémentale (Burkhard, 1986; Ramsay & Huber, 1983).

Les plis P₂ de seconde phase D₂ exposés sur la face Ouest du Six de Doe et se déversant vers le NW ont un axe moyen 045/15 (Fig. 2b). Ils replissent toutes les structures antérieures. Ce sont des plis de la classe 1C de Ramsay. La schistosité S₂, plan axial de ces plis, pend régulièrement de 30° vers le SE (Fig. 2b). Elle apparaît principalement dans les schistes aptiens (formation de Garschella) et haueriviens (Kieselkalk) où, si la déformation est assez intense, une véritable crénulation peut être observée (Fig. 3). Dans les niveaux plus compétents comme l'Urgonien, cette crénulation peut être remplacée par des «kink bands». La linéation d'étirement Le₂ qui a une direction SE-NW (Fig. 2b) n'apparait de façon significative que dans les zones très déformées. Il est à souligner que la direction d'étirement maximal n'a pas changé entre la première et la deuxième phase de déformation.

Des plis P_{2'} sont la conséquence d'une phase de déformation incrémentale D_{2'} («D₂ terminale») plus tardive que D₂ mais inscrite dans la continuité de cette dernière (voir discussion des résultats). Ces plis ne sont visibles que dans la partie sud de la zone étudiée, sur la face Ouest du Grand Chavalard. Ce sont en fait des plis concentriques (classe 1B de Ramsay)

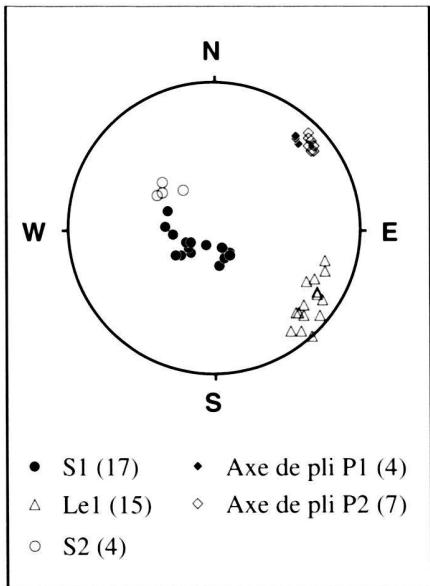


Fig. 4. Projections stéréographiques des structures de la couverture autochtone jurassique du massif des Aiguilles Rouges. Projection de Lambert, hémisphère inférieur. Entre parenthèse figure le nombre de mesures.

en forme de kink, d'axe 049/30 (Fig. 2b). Leur plan axial est subvertical mais aucune schistosité plan axial n'a été observée; la déformation est de caractère cassant.

1.2 Couverture autochtone du massif des Aiguilles Rouges

Dans la zone étudiée, la couverture autochtone du massif des Aiguilles Rouges n'est constituée que des niveaux jurassiques de l'écailler du Vélar, des dolomies et cornieules du Trias moyen et des arkoses et argilites bigarrées du Trias basal. La déformation s'inscrit différemment suivant le type de roches considérées.

Une première phase de déformation D₁ est documentée dans les argilites du Trias basal par une schistosité S₁, de type clivage ardoisier, quasi parallèle à la stratification. Aucune linéation d'étirement ou d'intersection n'est visible sur ce plan. Cette schistosité S₁ se retrouve dans les roches jurassiques de l'écailler du Vélar où l'observation d'une linéation Le₁ souligne une direction d'étirement semblable à celle de la nappe de Morcles (Fig. 4). Cette linéation est donnée par l'étirement des oolithes calloviennes (Blegi-oolithe) et la présence de franges de tension autour des pyrites. L'orientation moyenne d'un axe de pli P₁ attribué à cette phase est obtenue par la mesure sur des microplis; elle est de 045/15 (Fig. 4). Aucune structure D₁ n'est enregistrée dans le Trias moyen. Selon Pilloud (1991), les dolomies subissent une intense fracturation lors de ce stade de déformation, facilitant ainsi la transformation des dolomies en cornieules dolomitiques monomictes. Cette hypothèse a l'avantage d'expliquer la présence de vraies cornieules (cor-

nieules calcitiques dimictes), de vraies dolomies mais aussi de roches transitoires entre cornieules et dolomies (dolomies bréchifiées et partiellement cornieulisées).

Le niveau de décollement de l'écailler du Vélar se situe au niveau des cornieules et dolomies, le Trias basal étant resté solidaire du socle antétriasique lors de la mise en place de la nappe de Morcles (voir partie 2). Cette «discontinuité» a fortement influencé la manière dont les roches ont enregistré la phase de déformation D₂. En effet, les arkoses et argilites restent solidaires du socle antétriasique et sont plissées conformément aux assises du graben permo-carbonifère de Salvan-Dorénaz (voir partie 1.3 et 2). Cette phase de plissement d'échelle pluridécamétrique se souligne localement par des plis P₂ centimétriques d'axe 045/15 à 080/15. Les niveaux jurassiques de l'écailler du Vélar, et particulièrement l'Argovien, documentent cette deuxième phase de déformation D₂ par des plis pluricentimétriques P₂ d'axe 040/10 déversés vers le NW (Fig. 4). La schistosité de crénulation S₂ plan axial de ces plis pend de 40° vers le SE. La série jurassique exhibe donc les mêmes structures que la nappe de Morcles, alors que celles des arkoses triasiques sont sensiblement différentes sous la discontinuité qui constitue le Trias moyen.

1.3 Graben Permo-Carbonifère de Salvan-Dorénaz

Comme le propose Pilloud (1991) et contrairement aux vues classiques de Badoux (1972), le graben permo-carbonifère de Salvan-Dorénaz, constitué d'une alternance gréso-pélitique irrégulière, ne montre aucune empreinte microstructurale de déformations antéalpines (voir partie 2).

La phase de déformation D₁, corrélée avec la mise en place de la nappe de Morcles, est peu marquée. Elle se manifeste dans la partie supérieure du graben par une schistosité S₁ subparallèle à la stratification S₀, qui n'est conservée que dans les zones où les déformations ultérieures ne sont pas trop intenses. Une linéation d'étirement Le₁, soulignée par des amas allongés de micas et de direction N130 est parfois visible sur S₁ (Fig. 5a). La formation de plans de cisaillement, replissés par P₂ et subparallèles à S₀, dans les niveaux pélitiques doit être attribuée à D₁. Sur ces plans cristallisent des fibres en escaliers d'accrétion (Vergely & Xu, 1988) de quartz et chlorite qui soulignent une direction d'étirement Le₁ SE-NW. Ces plans de cisaillement indiquent toujours un déplacement du compartiment supérieur vers le NW. La fin de la phase D₁ voit peut-être apparaître un début de plissement des roches permo-carbonifères (Pilloud, 1991), mais aucun critère de terrain ne permet de valider cette hypothèse.

La deuxième phase de déformation D₂ est responsable des grands plis et du bombement général du graben permo-carbonifère décrits au point 2 (Fig. 8 et 9). Ces plis P₂, dont l'axe varie de N30 à N60 et plongeant légèrement vers l'Est (Fig. 5a), sont coniques (Fig. 5b). Le contraste de compétence existant entre les argilites et les grès métamorphiques induit une forte variation d'épaisseur des niveaux argileux à l'intérieur d'un même pli (bourrage de la charnière) résultant en une disharmonie intrapli

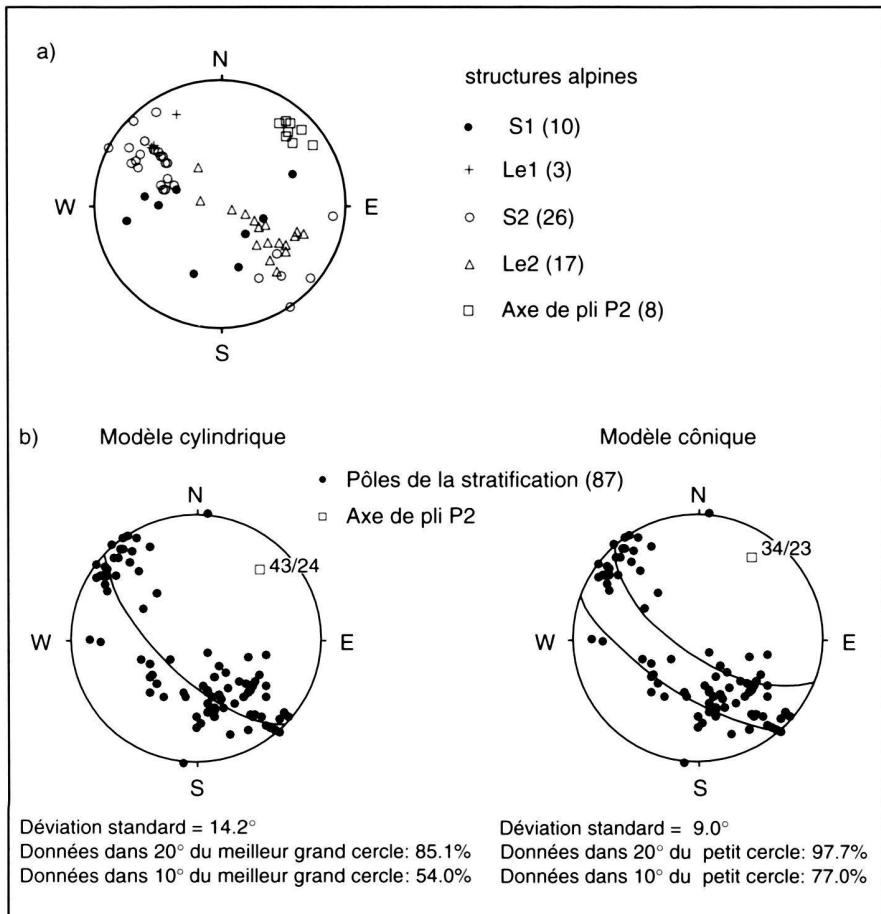


Fig. 5. Projections stéréographiques des structures alpines du graben Permo-Carbonifère de Salvan-Dorénaz. Projection de Lambert, hémisphère inférieur. Entre parenthèses figure le nombre de mesures. a) structures de phase D₁ et D₂. b) détermination de l'axe de pli P₂ et de la cônicité ou cylindricité de ces plis.

entre différents niveaux gréseux. La schistosité S₂ de plan axial s'inscrit dans les bancs gréseux comme un clivage espacé souvent peu prononcé. Au contraire, les niveaux pélitiques montrent une schistosité de flux S₂ pénétrative conférant à la roche un débit ardoisier. Cette schistosité décrit un éventail divergent dans les argilites ainsi qu'une forte réfraction entre ces dernières et les niveaux gréseux. Dans les antiformes de grande voussure, S₂ devient plus diffuse au sein des argilites et il apparaît des crayons d'intersection de S₂ avec S₁/S₀, dont l'axe est parallèle aux axes de plis. La direction de la schistosité S₂ est relativement constante (Fig. 5a) alors que son pendage varie fortement, car elle décrit un éventail de schistosité convergent à grande échelle (voir partie 2 et Fig. 5a et 9). Une faible linéation d'étirement Le₂, soulignée par des amas allongés de micas ou des amas charbonneux, montre une direction SE-NW. L'ouverture de fentes de tension, dont la direction est identique à celle des axes de plis, s'est faite par «crack-seal» dans les charnières et les flancs de plis serrés tout au long de la déformation (Pilloud, 1991). Les fibres de quartz et chlorite remplissant ces fentes soulignent la linéation d'étirement Le₂. Toutes ces structures se sont développées dans un régime de déformation à la limite entre les domaines ductile et cassant.

La phase D_{2'}, déjà évoquée pour la nappe de Morcles, implique une accentuation des structures formées lors de D₂ (plis, voûture du toit du graben) ainsi que la formation de failles conjuguées inverses de direction SW-NE dans les bancs gréseux. Un début de mylonitisation souligne la présence de ces failles. La formation de ces plans de faille s'inscrit dans un contexte de raccourcissement postérieur au pic du métamorphisme. Des fibres de quartz et chlorite en escaliers d'accrétion de direction NW-SE croissent sur ces plans, indiquant un régime de compression SE-NW (Fig. 6a). Dans les argilites, la schistosité S₂ est replissée par des plis P_{2'} de type «contractional kink bands» (Ramsay & Huber, 1987) dont le développement est très local. Les axes de ces microplis plongent faiblement vers le NE.

Une phase tardive D₃ documentée dans le graben voit l'apparition de failles normales et décrochantes conjuguées sur lesquelles croissent des fibres en escaliers d'accrétion de quartz et chlorite. Ces deux types de failles sont synchrones; leur analyse par la méthode des dièdres droits (Angelier & Mechler, 1977) met en évidence une régime transtensif dextre SW-NE (Fig. 6b), confirmant les données de Pilloud (1991).

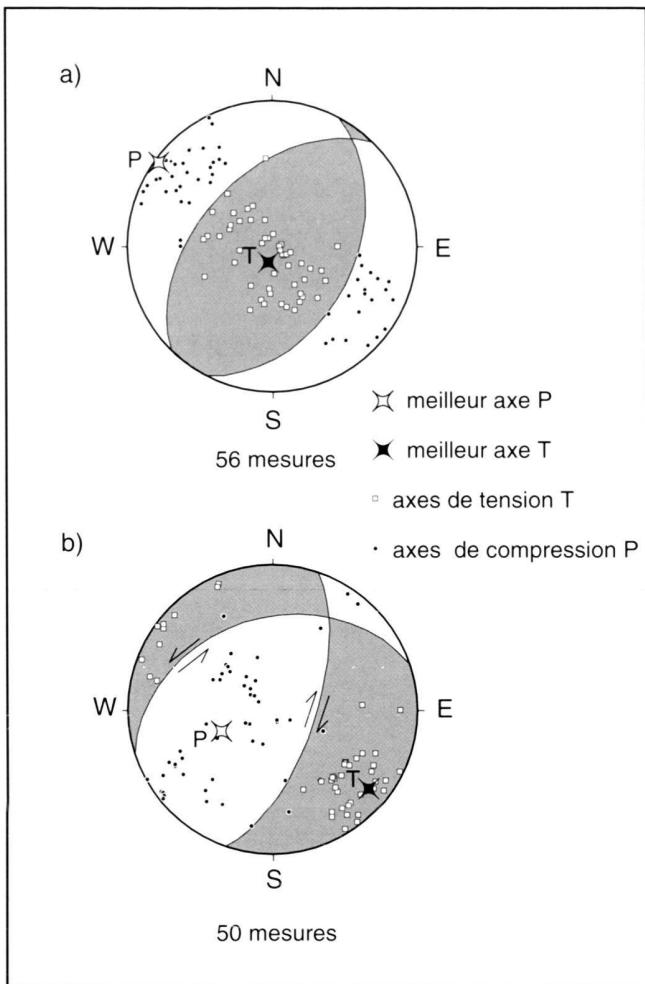


Fig. 6. Stéréogrammes des différentes générations de couples failles-stries observées dans le graben permo-carbonifère de Salvan-Dorénaz permettant de déterminer les axes de compression (P) et de tension (T). Projection de Lambert, hémisphère inférieur. a) failles conjuguées inverses. b) faille conjuguées normales et décrochantes synchrones.

1.4 Socle antéstéphanien

Le socle antéstéphanien n'affleure que sur une faible surface de la zone étudiée (voir carte, Fig. 8), mais une excellente analyse structurale sur une zone plus étendue est présentée dans Pilloud (1991). Le socle est formé d'une granodiorite migmatitique exhibant de nombreuses microstructures varisques. Le graben permo-carbonifère de Salvan et le socle antéstéphanien réagissent différemment aux sollicitations alpines, du fait de leur contraste de compétence. En effet, la première phase de déformation enregistrée dans les argillites métamorphiques du synclinal ne s'inscrit pas dans le socle.

Lors de la deuxième phase de déformation D₂, alors que les assises du graben de Salvan subissent un intense plissement, le socle antéstéphanien développe localement des failles conjuguées inverses (Fig. 7a) et décrochantes (Fig. 7b) à fibres en escaliers d'accrétion de quartz et chlorite. Elles accomodent un serrage du socle dont la direction de compression est SE-NW. Le début et la fin d'activité de ces failles ne peuvent être précisément établis, mais elle s'étale tout au long des phases D₂ et D_{2'} dont les structures sont compatibles avec une compression SE-NW.

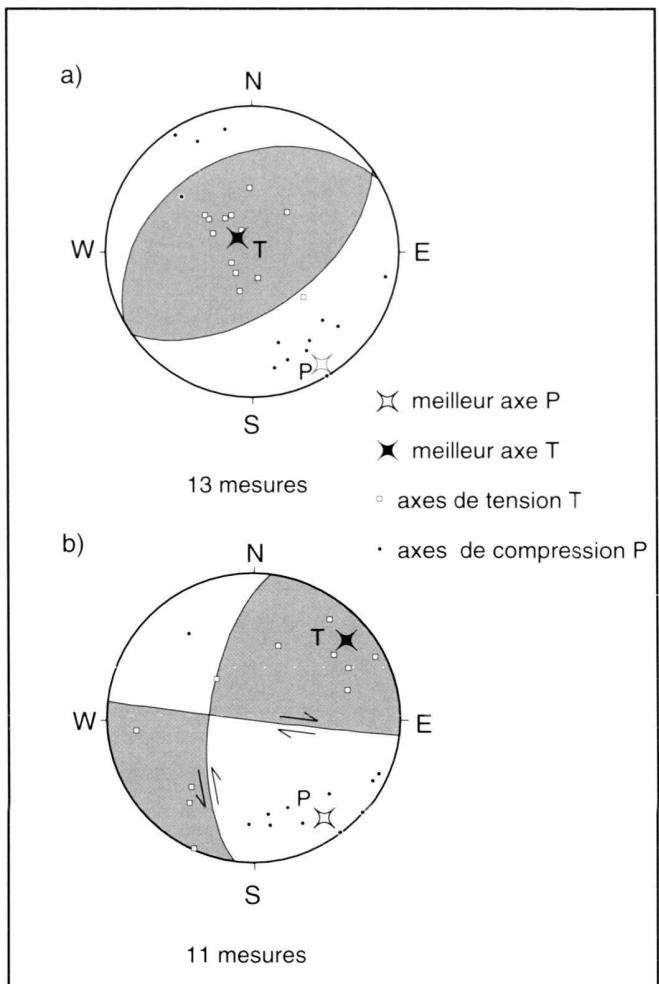


Fig. 7. Stéréogrammes des différents types de couples failles-stries observés dans le socle antéstéphanien permettant de déterminer les axes de compression (P) et de tension (T). Projection de Lambert, hémisphère inférieur. a) failles conjuguées inverses. b) failles conjuguées décrochantes.

guées inverses (Fig. 7a) et décrochantes (Fig. 7b) à fibres en escaliers d'accrétion de quartz et chlorite. Elles accommodent un serrage du socle dont la direction de compression est SE-NW. Le début et la fin d'activité de ces failles ne peuvent être précisément établis, mais elle s'étale tout au long des phases D₂ et D_{2'} dont les structures sont compatibles avec une compression SE-NW.

2. Macrostructures

L'étude des macrostructures complète l'analyse microstructurale dans la compréhension de l'évolution tectonique des unités considérées et des relations qu'il existe entre elles. La carte et les profils tectoniques (Fig. 8 et 9) permettent une visualisation de la plupart des faits exposés ici.

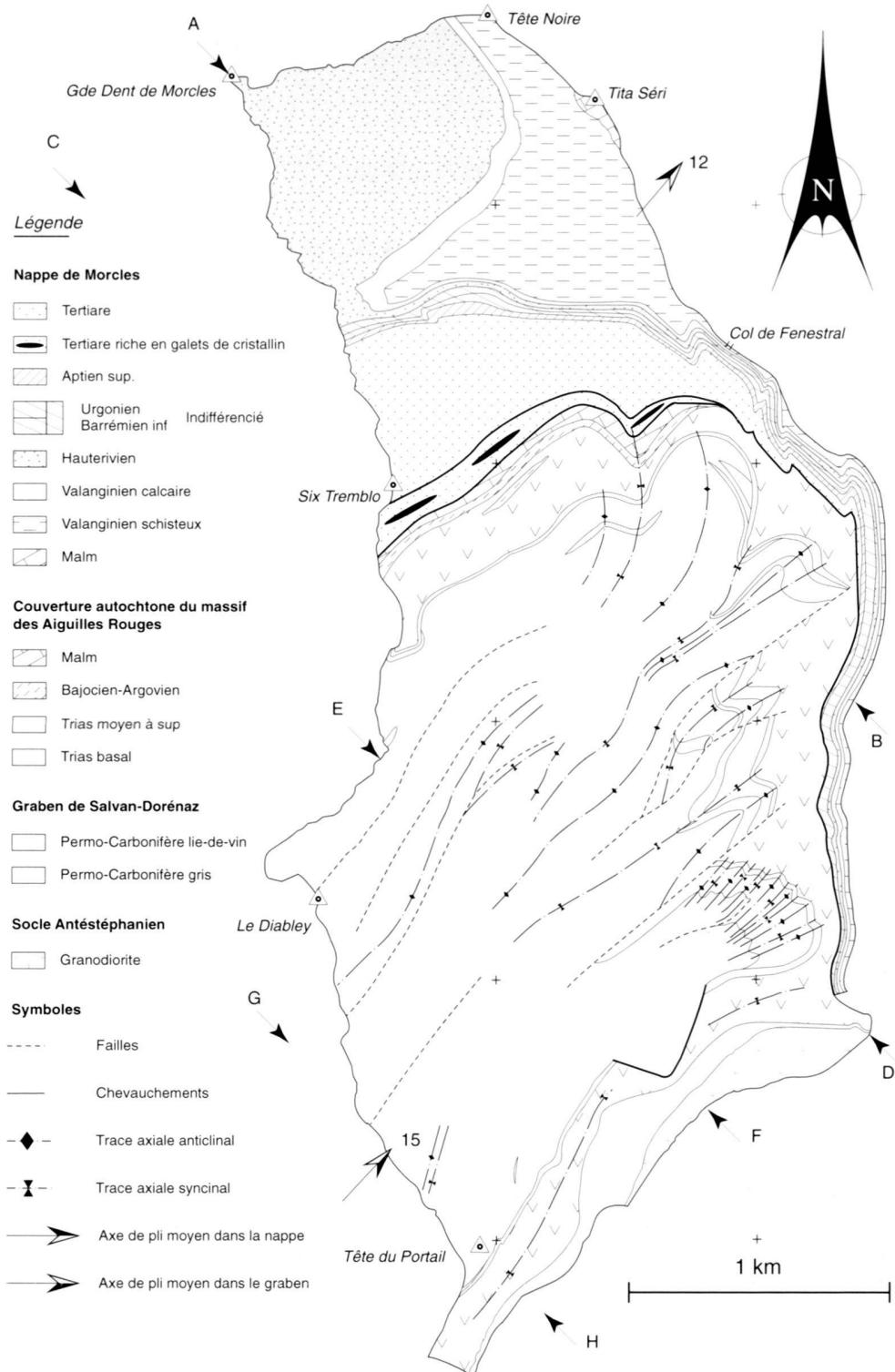


Fig. 8. Carte tectonique simplifiée de la région étudiée. Le Barrémien inférieur et l'Urgonien de la nappe de Morcles sont groupés car, en direction des racines, ils deviennent indifférenciables. Le Bajocien, le Callovien et l'Argovien ont été groupés puisqu'ils présentent le même agencement structural. Les lettres A, B, C, D, E, F, G et H accompagnées de flèches correspondantes aux extrémités des coupes A-B, C-D, E-F et G-H de la figure 9. L'orientation exacte de ces coupes est donnée par la direction des flèches, la localisation exacte des extrémités des coupes étant donnée par la pointe des flèches.

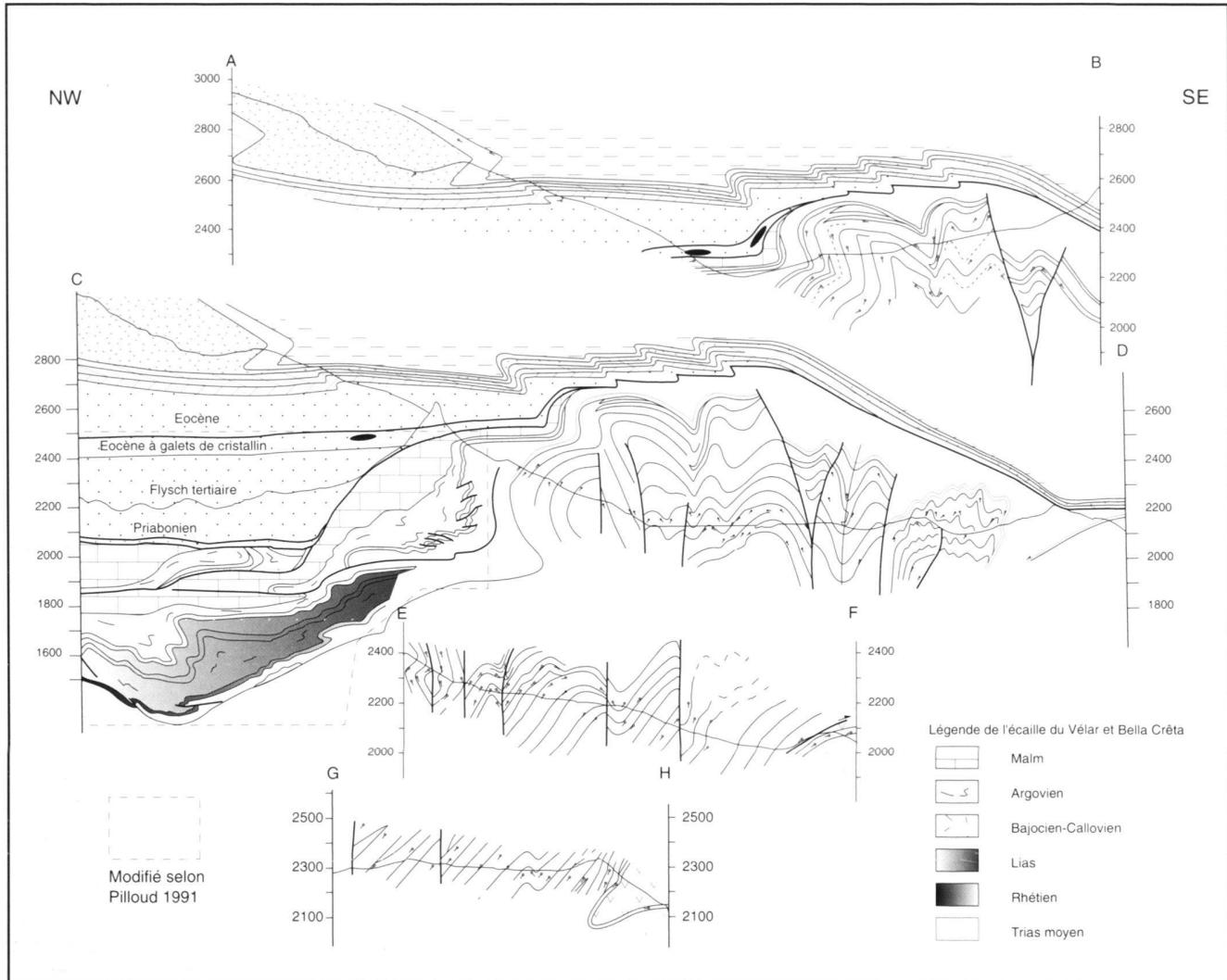


Fig. 9. Profils tectoniques (projection axiale) SE-NW dont la localisation est donnée sur la figure 8. Le Callovien et le Bajocien sont séparés de l'Argovien au vu de la disharmonie de structure qui existe entre ces deux ensembles dans l'écailler du Vélar. La légende est identique à la figure 8, exceptée pour les écaillles para-autochtones.

La discordance angulaire entre le Permo-Carbonifère et le Trias basal permet d'estimer les rotations antéalpines subies par les couches du graben. Elle ne dépasse jamais 15° . Les arkoses du Trias se sont donc déposées sur des assises permocarbonifères peu basculées. Pilloud (1991) propose une phase de plissement tardivarisque modérée locale afin d'expliquer la disharmonie dans certains plis entre les couches permocarbonifères et celles du Trias basal. Cette alternative n'est pas nécessaire, puisque les argilites du Permo-Carbonifère peuvent très bien fonctionner en niveau de disharmonie (partie 1.3) si leur épaisseur est suffisante (Pfiffner, 1993, p. 520). De plus, des rotations de blocs sur les failles normales, synchrones de la formation des bassins, peuvent aussi expliquer les légers basculements des assises permocarbonifères.

Les assises permocarbonifères décrivent une structure en fleur positive («flower structure»), due au serrage de la phase alpine D₂, caractérisée par une alternance d'anticlinaux et de synclinaux et par des failles subverticales à rejet vertical. Les anticlinaux ont un rayon de courbure plus élevé que les synclinaux qui sont en partie extrêmement pincés. Les rayons de courbure des plis augmentent vers le NW suggérant une diminution de la déformation dans cette direction. Ainsi, la schistosité plan axial de ces plis, décrivant un éventail convergent à grande échelle, devient moins pénétrative en allant de Fournon à Fenestral.

Les arkoses et argilites du Trias basal épousent la structure des niveaux permocarbonifères; elles sont donc restées solides de ces derniers et du socle antéstéphanien. Dans le syn-

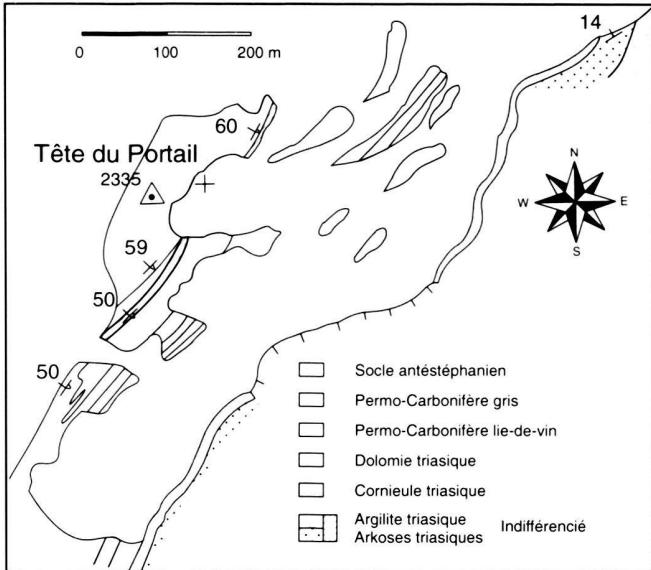


Fig. 10. Carte géologique de la région Tête du Portail-Portail de Fully. Le cœur du synclinal est constitué de dolomies et cornieules. Les limites entre ces dernières sont quelque peu arbitraires puisque les dolomies peuvent être transformées en cornieules suite à une intense fracturation.

clinal de la Tête du Portail, les arkoses reposent avec un faible pendage sur le socle antestéphanien du flanc normal alors qu'elles sont en contact presque concordant avec les couches renversées du Permo-Carbonifère du flanc inverse (Fig. 10).

Les couches crétacées du flanc inverse de la nappe de Morcles décrivent un bombement à grande échelle au-dessus des plis du graben permo-carbonifère. Le kink à l'extrême sud de la coupe C-D (Fig. 9), permet d'établir une chronologie relative entre la mise en place de la nappe de Morcles et le plissement des roches permo-carbonifères: ce dernier est plus tardif. Il existe néanmoins une forte disharmonie de plissement entre Permo-Carbonifère et nappe de Morcles au niveau des dolomies et cornieules triasiques. En effet, les plis P₂ (et même les failles) affectant les couches du graben ne se répercutent pas dans la nappe de Morcles dont les plis P₂ sont fondamentalement différents. Aucune continuité de structure ne peut être établie entre ces deux unités.

Le contact entre le Tertiaire du flanc inverse de la nappe de Morcles et la couverture autochtone du massif des Aiguilles Rouges (chevauchement basal de la nappe) est plissé en continuité avec les plis P₂ de la nappe de Morcles dans sa partie méridionale, alors qu'il épouse les plis P₂ dessinés par les couches permo-carbonifères dans sa partie septentrionale. L'explication de cette variation latérale de structure est liée à l'épaisseur des dolomies et cornieules (voir discussion des résultats).

Les plis P_{2'} affectant le flanc inverse de la nappe de Morcles ne sont figurés ni sur la carte ni sur les profils tectoniques car leur développement est très local et de faible ampli-

tude dans les niveaux crétacés. Ils n'apparaissent que dans la partie sud de la face Ouest du Grand Chavalard. L'influence de la phase D_{2'} semble donc restreinte à cette zone (voir discussion des résultats).

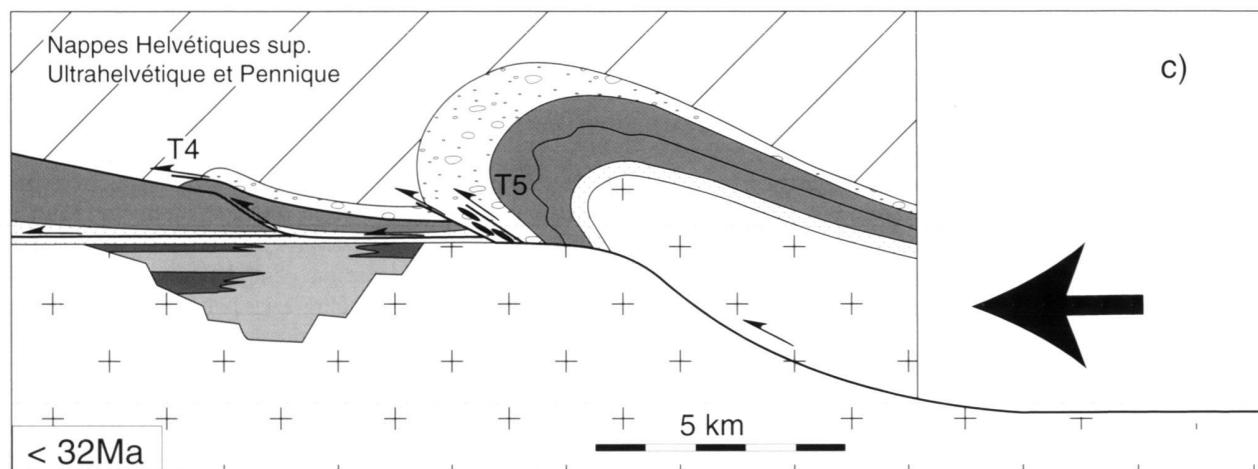
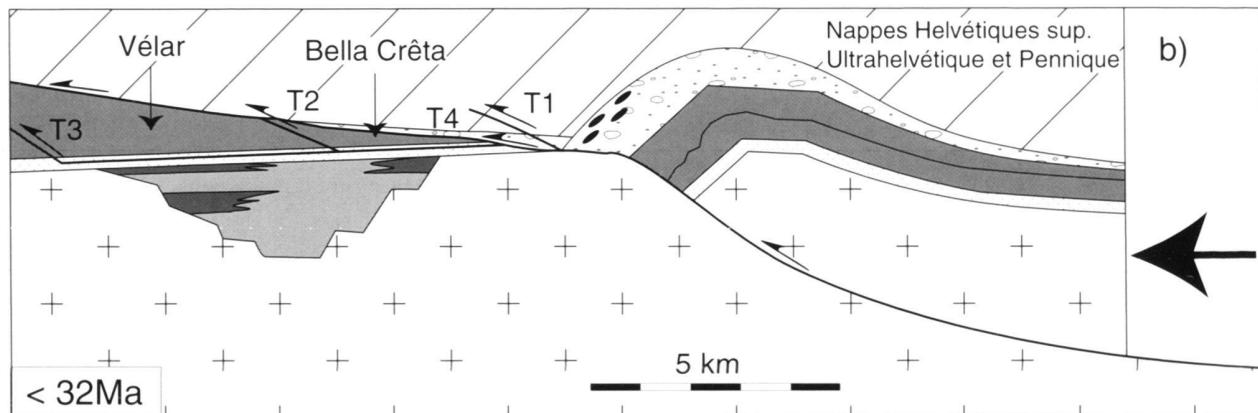
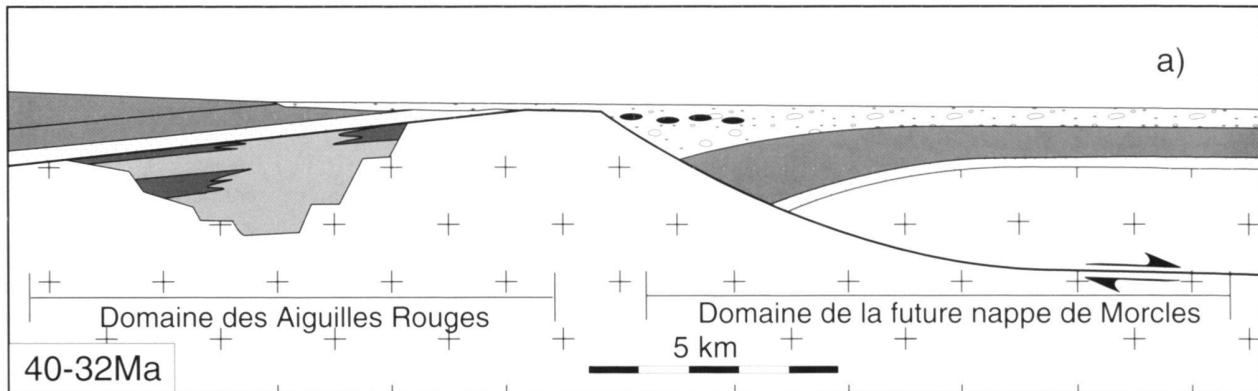
A proximité du contact nappe de Morcles-couverture autochtone du massif des Aiguilles Rouges, le Tertiaire est riche en éléments de cristallin, qui peuvent parfois même apparaître sous forme de lentilles de taille décimétrique. Ces lentilles sont interprétées comme des olistolithes. Leur présence documente un soulèvement et une mise à nue du socle (au Nord du domaine de sédimentation de la nappe de Morcles) et une érosion active à une époque indéterminée entre le Crétacé supérieur et le Priabonien (Mayoraz, 1995; Badoux, 1972) (voir Fig. 11a).

Discussion des résultats, interprétation

Selon Lugeon & Argand (1937) puis Sublet (1962), la formation du synclinal de Salvan date de la phase saaliennes (Permien), la phase alpine ne faisant qu'accentuer cette structure. Cette conclusion était essentiellement basée sur la naissance d'un plissement intense, au Permien, entre la formation lie-de-vin attribuée au Permien et le Carbonifère, avec comme conséquence l'apparition d'une importante discordance entre le Permo-Carbonifère et le Trias. Le plissement n'existant pas (Pilloud, 1991) et la discordance entre Permo-Carbonifère et Trias étant toujours faible, les déformations antéalpines sont considérées comme négligeables.

Comme le propose Pilloud (1991), les sédiments permo-carbonifères se sont déposés dans un bassin limnique subsident, en forme de demi-graben bordé de failles normales, permettant l'épanchement de roches volcaniques à signature tardi-orogénique. Ce graben est affecté par une tectonique cassante synsédimentaire témoin d'une extension du socle antestéphanien. Les premiers sédiments sont datés du Stéphanien (305 Ma). Une inclinaison locale des couches permo-carbonifères a pu avoir lieu lors d'une phase tardi-varisque en réponse à des mouvements du socle antestéphanien, expliquant la faible discordance entre Permo-Carbonifère et Trias. La fin du Permien est marquée par une pénéplénotation générale, la sédimentation ne reprenant qu'au Trias par les arkoses et argilites.

Un soulèvement du socle des Aiguilles Rouges, particulièrement de sa partie sud, a eu lieu à une époque indéterminée entre le Crétacé supérieur et le Priabonien (Mayoraz, 1995; Badoux, 1972). Ce soulèvement a pour conséquence une érosion active pouvant aller jusqu'au cristallin (au sud). Parallèlement, le domaine de sédimentation de la future nappe de Morcles est affecté par un affaissement. Ce déplacement relatif entre ces deux domaines ne peut être expliqué que par un jeu de faille normale (Fig. 11a). Ainsi, les débris de roches démantelées plus au Nord vont-ils se déposer dans le domaine de sédimentation de la future nappe de Morcles. Ils se retrouvent sous forme de lentilles de cristallin, de dolomies triasiques et de Malm dans le Priabonien du flanc inverse. C'est à la fin du Priabonien que reprend la sédimentation dans le domaine des Aiguilles Rouges, à la faveur d'une nouvelle transgression.



Légende

	Tertiaire à lentilles de cristallin		Permo-Carbonifère gris
	Tertiaire		Permo-Carbonifère lie-de-vin
	Crétacé et Jurassique (sauf flanc inverse de la nappe figure 11d, 11e)		Socle antéstéphanien
	Trias		Failles et chevauchements

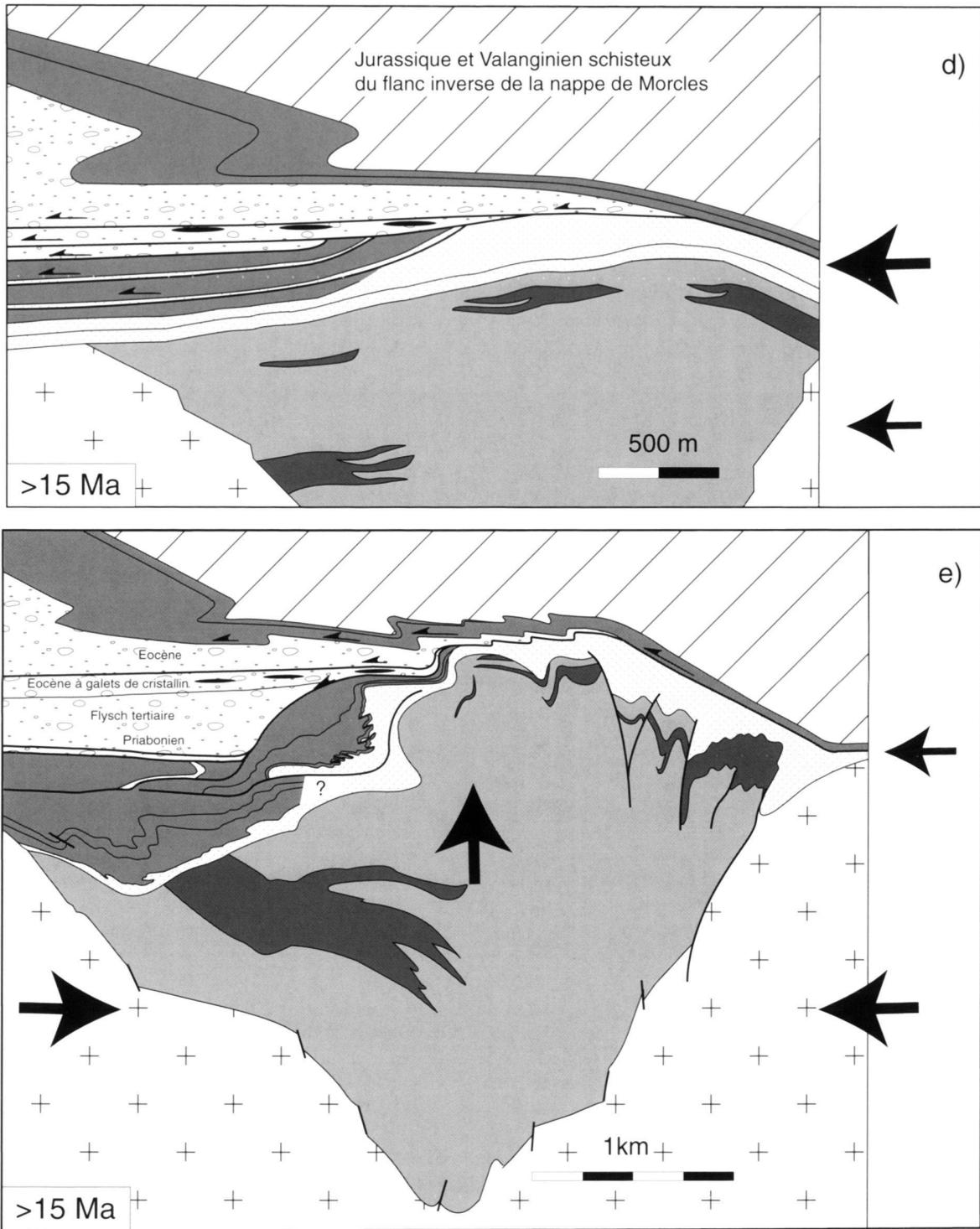


Fig. 11. Evolution tectonique schématique du graben Permo-Carbonifère de Salvan-Dorénaz, de la couverture autochtone du massif des Aiguilles Rouges et de la nappe de Morcles (flanc inverse). Distances et épaisseurs non respectées, figure 11e modifiée selon Pilloud, 1991. Echelle approximative des figures 11a-c selon Burkhard & Sommaruga, 1998. a) A une époque imprécise entre le Crétacé et le Priabonien, le socle des Aiguilles Rouges subit un soulèvement qui induit une forte érosion. Parallèlement le domaine de sédimentation de la future nappe de Morcles subit un affaissement créant une dépression où vont se sédimer les débris de roches démantelées plus au Nord. b) Le chevauchement de la nappe de Morcles sur l'avant-pays a débuté à l'Oligocène. Dans la couverture autochtone du massif des Aiguilles Rouges apparaissent des chevauchements qui individualisent les futures écaillles du Vélar et de la Bella Crête. c) Lors d'un stade plus avancé de chevauchement, un début de flanc inverse apparaît dans la nappe de Morcles ainsi qu'un nouveau chevauchement (T5) séparant l'Eocène à cristallin du reste de la nappe. d) Après la première phase de déformation, le flanc inverse de la nappe de Morcles est formé alors que le graben de Salvan-Dorénaz n'a pas encore subit d'inversion. e) Lors d'une deuxième phase de déformation liée au serrage du socle des Aiguilles Rouges, le graben de Salvan-Dorénaz subit une légère inversion alors que la nappe de Morcles est toujours en translation vers le NW.

Le chevauchement de la nappe de Morcles sur l'avant-pays, tardif dans l'histoire tectonique de l'Helvétique (Ramsay, 1981), a débuté à l'Oligocène après le dépôt des grès de Taveyannaz datés par Fischer & Villa (1990) à 32 Ma. Cette datation a d'ailleurs été confirmée par Ruffini et al. (1995) et est compatible avec les données de Kirschner et al. (1996) qui datent à 32 Ma le début de la déformation ductile du flanc inverse de la nappe de Morcles.

Le grand pli couché décrété par la nappe résulte d'un mouvement des niveaux mésozoïques et tertiaires sur un «ramp-flat» (Ramsay et al., 1983; Ramsay, 1989). Le massif du Mont-Blanc externe constituant le cœur de la nappe de Morcles (Escher et al., 1993), ce dernier doit donc être couplé aux mouvements de la couverture. L'inversion de la faille normale de la Fig. 11a permet d'impliquer le massif du Mont-Blanc dans le déplacement des roches sédimentaires de la nappe (Fig. 11b et 11c). Dietrich & Casey (1989) récusent cette hypothèse, car le synclinal de Chamonix serait un synclinal de raccord entre la nappe de Morcles et la couverture autochtone (voir Escher et al., 1993). Simultanément, des chevauchements naissent dans le domaine de la couverture autochtone des Aiguilles Rouges. Leur niveau de décollement se situe dans le Trias moyen (dolomies et cornieules); ils isolent des «foreland dipping duplex» qui vont devenir les écailles paraautochtones (Vélar, Bella Crête) (Fig. 11b et 11c). L'interprétation classique place un chevauchement T3 à la base de l'écailler du Vélar, un second T2 à la base de l'écailler de la Bella Crête et un dernier T1 au contact du Tertiaire du flanc inverse de la nappe de Morcles avec le Tertiaire déposé sur la couverture autochtone (coiffant l'écailler de la Bella Crête) (Badoux, 1972; Pilloud, 1991). Or, le contact entre les roches mésozoïques de l'écailler de la Bella Crête et le Tertiaire qui le domine (Fig. 9 et 11b, c) n'est pas stratigraphique. Une nouvelle interprétation est proposée: hormis les trois chevauchements déjà cités, un quatrième chevauchement T4 existe entre les couches mésozoïques de l'écailler de la Bella Crête et le Tertiaire (Priabonien) sus-jacent dès les prémisses de déplacement de la nappe de Morcles (Fig. 11b). Lors d'un stade plus tardif, alors qu'un embryon de flanc inverse apparaît dans la nappe de Morcles, un nouveau chevauchement T5 apparaît, séparant l'Eocène à cristallin et le flysch tertiaire du reste de la nappe (Fig. 11c).

L'état de déformation de la nappe ne peut être expliqué par un simple mouvement sur un «ramp-flat» (Ramsay et al., 1983; Dietrich & Casey, 1989; Escher et al., 1993). Plis et schistosité de première phase doivent être liés à un cisaillement ductile (Ramsay et al., 1983). Les conditions aux limites sur le flanc inverse sont caractéristiques d'une zone de cisaillement simple: les carbonates extrêmement déformés ($X/Z > 100$) du flanc inverse juxtaposent une couverture autochtone peu déformée ($X/Z \approx 5$, Badoux, 1970). Dietrich & Casey (1989) précisent que les structures considérées à l'échelle de la nappe ne s'expliquent pas totalement à l'aide d'un cisaillement simple. La combinaison d'un cisaillement simple et pur (qui diminue vers le front) est nécessaire pour comprendre l'état de déformation de toute la nappe.

La première phase de déformation D₁ qui a été observée est donc liée au chevauchement de la nappe de Morcles sur la couverture autochtone et à l'écaillage de cette dernière. Lors des prémisses de déformation, les couches de la nappe sont plissées en un grand antiforme (fault-propagation-fold selon Pfiffner, 1993) et développent des plis «parasites» (Fig. 11b et 11c). Lors de stades plus tardifs, le flanc inverse est soumis à un intense cisaillement ductile. Les conséquences de cet intense cisaillement sont l'extrême étirement du flanc inverse, le développement de la schistosité S₁, l'intensification des plis «parasites» donnant les plis P₁ isoclinaux observés. Des structures d'orientation identique mais moins pénétratives sont observées dans les couches jurassiques de l'écailler du Vélar de la couverture autochtone des Aiguilles Rouges, les écailles ayant été emportées dans la moitié Nord du massif (Fig. 11d). La linéation d'étirement est semblable dans ces deux unités, elle souligne un transport de la nappe et des écailles du SE vers le NW. Une intense fracturation des dolomies du Trias est induite par le chevauchement de la nappe. Comme l'avait déjà proposé Pilloud (1991), les arkoses et argilites restent solidaires des assises permo-carbonifères, ne développant qu'une faible schistosité S₁ parallèle à la stratification. Lors de la première phase de déformation D₁, le massif des Aiguilles Rouges n'est que très faiblement déformé. Ainsi les structures D₁ sont-elles inexistantes dans le socle antestéphanien et peu prononcées dans les couches permo-carbonifères. Elles seraient le résultat du déplacement tangentiel de la nappe de Morcles et des écailles qui affecte la partie supérieure du demi-graben. La schistosité subhorizontale S₁ et les bandes de cisaillement reprises par P₂ soulignent encore le contexte de chevauchement vers le NW. La structure de la zone étudiée, après la phase D₁, est schématisée sur la Fig. 11d.

Les conditions métamorphiques existant lors de cette phase de déformation sont celles de la limite anchizone-épizone voire celles de l'épizone inférieure (Kübler et al., 1979; Durney, 1972; Frey, 1978; Burkhard, 1986; Kirschner et al., 1995). Il existe un gradient de métamorphisme inverse entre la nappe de Morcles et la couverture autochtone (Kübler et al., 1979).

Lors de la phase D₁, la déformation du socle est concentrée dans le massif du Mt Blanc, qui est soumis à une poussée vers le NW s'accommodant par des zones de cisaillement ductiles (Escher et al., 1993). La déformation migre ensuite vers le NW et le massif des Aiguilles Rouges est alors soumis à un intense serrage SE-NW. Ainsi la phase D₂ enregistre la déformation du socle des Aiguilles Rouges (antestéphanien et permo-carbonifère).

Cette compression engendre dans le Permo-Carbonifère le plissement P₂ complexe développé dans la zone étudiée (Fig. 8 et 9) et la formation de la schistosité S₂, sur laquelle la linéation d'étirement Le₂ SE-NW souligne la direction de compression. Les assises permo-carbonifères sont «extrudées» du graben, lui conférant sa structure en synclinal (Pilloud, 1991). Les grandes failles (Fig. 8 et 9) facilitent l'extrusion de ce matériel, elles sont synchrones du plissement P₂. La nature cône des plis P₂ est à rechercher dans la disposition originelle des bancs

Unité tectonique	Phase de déformation	D1	D2	D2'	D3
Nappe de Morcles (flanc inverse)		P1, S1, Le1, fentes d'extension sigmoidale	P2, S2, Le2	P2	
Masson et al. (1980)	H2, P2 plis très continus	H3, P3, décrit comme une déformation tardive			
Couverture autochtone du massif des Aiguilles Rouges	P1, S1, Le1 (Jurassique) et fracturation des dolomies	P2, S2 (Jurasique)	?		
Graben Permo-Carbonifère de Salvan-Dorénaz	S1 (argilites) et bandes cisaillement //So, Le1	P2, S2, Le2 et fentes tension	failles compressives, P2'	failles normales et décrochantes	
Pilloud (1991)	S1 (argilites), bandes cisaillement //So, Le1	P2, S2, Le2, fentes tension	failles compressives	failles normales et décrochantes et kink folds P4	
âges estimés	32 Ma			15 Ma	

Fig. 12. Tableau synoptique des phases de déformation et structures associées du graben Permo-Carbonifère de Salvan-Dorénaz, de la couverture autochtone du massif des Aiguilles Rouges et de la nappe de Morcles.

de grès et argilites: ils ne devaient être ni horizontaux ni parallèles entre eux. Cette géométrie initiale pourrait aussi expliquer les courbures des traces axiales synclinales et anticlinales (Fig. 8). Le massif des Aiguilles Rouges développe alors des failles conjuguées inverses et décrochantes afin d'accommoder la déformation (Fig. 7a, 7b). Dans les zones plus profondes du socle cristallin, une véritable schistosité S₂ alpine apparaît (Pilloud, 1991).

Au cours de cette deuxième phase de déformation, les arkoses et argilites triasiques, restées solidaires du socle lors de D₁, vont épouser les plis P₂ développés par le Permo-Carbonifère (Fig. 8 et 9), quelques disharmonies locales persistant (voir partie 2).

Les niveaux jurassiques de l'écailler du Vélar et les roches du flanc inverse de la nappe de Morcles exhibent les mêmes microstructures dues à une deuxième phase de déformation. Ce sont des microplis P₂ type flanc normal se déversant vers le NW dont le plan axial, souligné par une schistosité S₂, plonge régulièrement de 30° vers le SE. De tels plis sont visibles à grande échelle dans le flanc inverse de la nappe de Morcles (Fig. 8, 9 et 11e). Ils se sont formés lors d'un mouvement tangentiel tardif de la nappe vers le NW, qui se marque par une linéation d'étirement Le₂. La direction de chevauchement de la nappe de Morcles ne change pas au cours des phases D₁ et D₂. Des macroplis P₂ semblables à ceux de la nappe de Morcles n'existent pas dans l'écailler du Vélar. En effet, les niveaux jurassiques de l'écailler ainsi que son chevauchement basal sont plissés conformément au Permo-Carbonifère (Fig. 8, 9 et 11e).

Le problème de la continuité des plis P₂ du Permo-Carbonifère à travers la couverture autochtone et la nappe de Morcles reflète les relations structurales et temporelles existant entre ces trois unités. Le chevauchement basal de la nappe de Morcles est clairement déformé par l'«extrusion» des assises

permo-carbonifères lors de la phase D₂. Il décrit en effet un kink à l'extrême sud de la zone étudiée et une forme générale arquée (Fig. 9 et 11e). Le plissement du Permo-Carbonifère est donc plus tardif que le chevauchement principal de la nappe de Morcles. De plus, il existe une disharmonie de plissement entre les plis P₂ du Permo-Carbonifère et les plis P₂ du flanc inverse de la nappe de Morcles. L'épaisseur d'un niveau incompté par rapport à des niveaux compétents adjacents ainsi que sa viscosité contrôlent la longueur d'onde des plis entre différents niveaux (Ramsay & Huber 1987, Johnson & Fletcher, 1994). Les dolomies fracturées lors de D₁ et les cornieules sont considérées comme peu voir très peu compétentes. Vue leur épaisseur variable, elles ont pu jouer en niveau de disharmonie. De plus, lors du plissement des assises permo-carbonifères par serrage du socle (assimilable à un cisaillement pur), les roches du flanc inverse de la nappe de Morcles subissent encore un cisaillement (simple) dû à une translation vers le NW toujours active, bien qu'ayant diminué, ce qui favorise la disharmonie.

La combinaison d'une épaisseur plus ou moins forte des dolomies et cornieules et du déplacement de la nappe expliquent la disharmonie existant entre les plis P₂ des couches crétaçées du flanc inverse de la nappe de Morcles et les plis P₂ des assises permo-carbonifères sous-jacentes (Fig. 8, 9 et 11e). Le Jurassique de l'écailler du Vélar épouse la structure des roches permo-carbonifères, car l'épaisseur du niveau de disharmonie ainsi que le cisaillement lié au mouvement de la nappe vers le NW devaient être faibles. Ce dernier doit malgré tout être suffisamment important pour imprimer à la roche les microstructures de phase 2 décrites au point 1.2.

Lors de l'incrément terminal D_{2'}, la structure déjà développée dans le Permo-Carbonifère s'accentue, mais insuffisamment pour s'imprimer dans le flanc inverse de la nappe de

Morcles. Les failles conjuguées inverses se forment dans les niveaux gréseux en réponse à la compression SE-NW. Le plan bissecteur de ces failles étant plus raide que S_2 , ceci met en évidence une rotation horaire de S_2 par cisaillement horizontal (Pilloud, 1991). Au sein des argilites, S_2 est reprise par les plis P_2' . Dans le socle antéstéphanien, les failles inverses et décrochantes conjuguées sont toujours actives. La translation tangentielle SE-NW dans la nappe de Morcles diminue encore. Ainsi se forment les plis P_2' de faible amplitude et localisés dans la partie méridionale de la zone étudiée.

Les dernières déformations enregistrées (phase D_3) correspondent à la phase de bombement du socle cristallin par un processus de rétropliissement (Burkhard, 1988, Pilloud, 1991). On associe à cette phase les mouvements transtensifs dextres NE-SW actifs sur les failles normales et décrochantes du Permo-Carbonifère. Ces décrochements tardifs sont liés à l'accident Rhône-Simplon (Steck, 1987).

Conclusion

La cartographie et l'étude microstructurale de la région de la Montagne de Fully a permis de préciser l'évolution structurale et temporelle du synclinal de Salvan-Dorénaz, de la couverture autochtone des Aiguilles Rouges et du flanc inverse de la nappe de Morcles (Fig. 11 et 12). Au Permo-Carbonifère, le socle cristallin des Aiguilles Rouges subit une tectonique disensive cassante, résultant en la formation d'un demi-graben lieu d'une sédimentation limno-fluviatile (Pilloud, 1991). Ce dernier ne va subir que peu de déformations antéalpines. Lorsque la sédimentation reprend au Trias, les assises permo-carbonifères sont peu basculées. À l'Oligo-Miocène, la nappe de Morcles chevauche sur l'avant-pays d'abord dans une direction N-S puis dans une direction NW-SE lors de la formation du flanc inverse de la nappe (Dietrich & Durney, 1986). Lors de cette translation, qui commence par un mouvement sur un «ramp-flat» puis évolue vers un cisaillement ductile (Ramsay et al., 1983), des écailles de couverture autochtone sont «arrachées» et emportées vers le NW. La déformation, qui n'a pas vraiment atteint le socle des Aiguilles Rouges, ne s'enregistre que dans la partie supérieure du graben en réponse au mouvement tangentiel de la nappe de Morcles.

Lorsque la déformation migre vers le Nord, le socle des Aiguilles Rouges est soumis à un intense serrage qui déforme le graben en un synclinal et plisse fortement les roches permo-carbonifères. La nappe de Morcles est alors encore en translation vers le NW, mais le centre de déformation migre vers l'arrière car les plis frontaux sont «bloqués» (Dietrich, 1986). La combinaison de ce mouvement en cisaillement et d'un niveau incompténdant dans le Trias moyen induit une disharmonie de plissement entre le flanc inverse de la nappe et les couches du Permo-Carbonifère. L'écailler du Vélar, faiblement cisaillée par le mouvement tangentiel de la nappe, épouse les plis formés dans les assises permo-carbonifères. Avec le temps, la structure du synclinal de Salvan s'accentue mais insuffisamment pour s'imprimer dans les roches du flanc inverse de la nappe

de Morcles. Lors d'une phase tardive, située entre 0 et 5 Ma (Soom, 1990), le synclinal est soumis à une transtension dextre NE-SW liée à l'accident Rhône-Simplon (Pilloud, 1991).

BIBLIOGRAPHIE

- ALLMENDIGER, R. V., MARETT, R. A., CLADHOUS, T. 1989: Fault Kinematics: a programme for analysing fault slip data for the Macintosh computer. Cornell Univ. Ithaca.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. Bull. Soc. géol. France 19/6, 1309–1318.
- BADOUX, H. 1965: Déformation du Lias inférieur de la nappe du Wildhorn à Drône (Valais). Eclogae geol. Helv. 58, 999.
- 1970: Les oolites déformées du Vélar (massif de Morcles). Translated title: Deformed oolites of the Velar region, Morcles massif. Eclogae geol. Helv. 63, 539–548.
- 1971: Notice explicative, feuille 1305 Dt. de Morcles. Comm. Géol. Suisse. Atlas Geol. CH.
- 1972: Tectonique de la nappe de Morcles entre Rhône et Lizerne. Translated title: Tectonics of the Morcles nappe between the Rhone and the Lizerne rivers. Beitr. Geol. Karte Schweiz. No. 143, incl.
- BURKHARD, M. 1981: Deformation des kristallinen Sockels und der Sedimente im Autochthon des hinteren Engelbergtales. Travail de diplôme, ETH Zürich.
- 1986: Déformation des calcaires de l'Helvétique de la Suisse occidentale (Phénomènes, mécanismes et interprétations tectoniques. Rev. Géol. dyn. Géogr. phys. 27, 281–301.
- 1988: L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique) Translated Title: The Helvetician of the western border of the Aar Massif: tectonic evolution and metamorphism. Eclogae geol. Helv. 81, 63–114.
- BURKHARD, M. & SOMMARUGA, A. 1998: Evolution of the western Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt. In: MASCLE, A., PUIGDEFABREGAS, C., LUTERBACHER, H.P. & FERNANDEZ, M. (eds) Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. Geol. Soc. (London) Spec. Publ. 134, 279–298.
- DIETRICH, D. 1986: Calcite fabrics around folds as indicators of deformation history. J. of Struct. Geol. 8, 655–668.
- DIETRICH, D. & CASEY, M. 1989: A new tectonic model for the Helvetic nappes. Geol. Soc. (London) Spec. Publ. 45, 47–63.
- DIETRICH, D. & DURNEY, D. W. 1986: Change of direction of overthrust shear in the Helvetic nappes of western Switzerland. J. of Struct. Geol. 8, 389–398.
- DURNEY, D. 1972: Deformation History of the Western Helvetic nappes. PhD, Imperial College, London.
- ESCHER, A., MASSON, H. & STECK A. 1993: Nappe geometry in the western Swiss Alps. J. of Struct. Geol. 15, 501–509.
- FISCHER, H. & VILLA, I. M. 1990: Erste K/Ar- und (super 40)Ar/(super 39)Ar-Hornblende-Mineralalter des Taveyannaz-Sandsteins. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 70, 73–75.
- FREY, M. 1978: Progressive low grade metamorphism of a black shale formation, Central Swiss Alps, with special references to pyrophyllite and margarite bearing assemblages. J. of Petrol. 19, 95–135.
- FRANKS, G. D. 1968: The pre-Westphalian (Hercynian) metamorphism and structures of the Toedi area (Aar massif). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 48, 667–694.
- GOY-EGGENBERGER, D. & KUBLER, B. 1995: Résultats préliminaires d'un essai de zonéographie métamorphique à travers les formations calcaires de la nappe de Morcles. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 70, 83–88.
- JOHNSON, A. M. & FLETSCHER, R. C. 1995: Folding of viscous layers. Mechanical Analysis and Interpretations of Structures in Deformed Rocks. Columbia Univ. Press.

- KIRSCHNER D. L., SHARP, Z. D. & MASSON, H. 1995: Oxygen isotope thermometry of quartz-calcite veins: unravelling the thermal-tectonic history of the subgreenschist facies Morels Nappe (Swiss Alps). *Geol. Soc. of Amer. Bull.* 107, 1145–1156.
- KIRSCHNER, D. L., COSCA, M. A., MASSON, H. & HUNZICKER, J. C. 1996: Staircase (super 40) Ar/ (super 39) Ar spectra of fine-grained white mica: timing and duration of deformation and empirical constraints on argon diffusion. *Geology* 24, 747–750.
- KÜBLER, B., PITTON J. L., HEROUX, Y., CHAROLLAIS, J. & WEIDMANN, M. 1979: Sur le pouvoir reflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des Nappes préalpines, helvétiques et pennines (Suisse occidentale et Haute-Savoie). *Eclogae geol. Helv.* 72, 347–373.
- LUGEON, M. 1914: Les hautes alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. Matér. Carte Géol. Suisse [n.s.] 30.
- LUGEON, M. & ARGAND, E. 1937: Feuille 485 Saxon-Morels avec annexe de la feuille 526 Martigny (Feuille 10 de l'Atlas), notice explicative. *Geol. Atlas der Schweiz* 1.
- MASSON, H., HERB, R. & STECK, A. 1980: Helvetic Alps of Western Switzerland, excursion no. 1. In: *Geol. of Switzerland part II*. (Ed. by TRÜMPY, R.). Wepf, Basel.
- MAYORAZ, R. 1995: Les brèches tertiaires du flanc inverse de la nappe de Morels et des unités parautochtones (Bas Valais, Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 88/2, 321–345.
- NIKLAUS, P. A. & WETZEL, A. 1996: Faziesanalyse und Ablagerungsmilieu der fluviatilen Sedimentfüllung des Karbontröges von Salvan-Dorénaz Translated Title: Facies analysis and depositional environment of the fluvial sediment fill of the Carboniferous basin of Salvan-Dorénaz. *Eclogae geol. Helv.* 89, 427–437.
- OUULIANOFF, N. 1924: Le massif des Arpilles et ses abords. Matér. Carte Géol. Suisse [n.s.] 54., 2e partie, 1–66.
- PFIFFNER, O. A. 1993: The structure of the Helvetic nappes and its relation to the mechanical stratigraphy. *J. of Struct. Geol.* 15, 511–521.
- PILLOUD, C. 1991: Structures de déformation alpines dans le synclinal Permo-Carbonifère de Salvan-Dorénaz (massif des Aiguilles Rouges, Valais). *Mémoires de Géol.* (Lausanne) 9, 101p.
- RAMSAY, J. G. 1981: Tectonics of the Helvetic Nappes. In: *Thrust and nappe tectonics* (Ed. by MC CLAY, K. & PRICE, N.J.) 9, Geological Society (London) Special Publications.
- 1989: Fold and fault geometry in the western Helvetic nappes of Switzerland and France and its implications for the evolution of the arc of the Western Alps. *Geol. Soc. (London) Spec. Publ.* 45, 33–45.
- RAMSAY, J. G., CASEY, M. & KLIGFIELD R. 1983: Role of shear in development of the Helvetic fold-thrust belt of Switzerland. *Geology* (Boulder) 11, 439–442.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, I. M. 1983/1987: The techniques of modern structural geology Vol. 1 & 2. Academic Press.
- RUFFINI, R., COSCA, M. A., D'ATRI, A., HUNZIKER, J. & POLINO, R. 1995: The volcanic supply of the Taveyanne turbidites (Savoie, France): a riddle for Tertiary Alpine volcanism. *Accad. Naz. delle Sci., Roma*, 359–376
- SOOM, M. A. 1990: Abkühlungs- und Hebungsgeschichte der Externmassive und der penninischen Decken beidseits der Simplon-Rhonetlinie seit dem Oligozän: Spaltspurdatierungen an Apatit/Zirkon und K-Ar-Datierungen an Biotit/Muskowit. PhD, Univ. Bern.
- STECK, A. 1987: Le massif du Simplon. Réflexions sur la cinématique des nappes de greiss. *Bull. suisse Minér. Pétrogr.* 67, 27–45.
- SUBLET, P. 1962: Etude géologique du synclinal carbonifère de Collonges-Dorénaz (Valais). *Eclogae geol. Helv.* 55/1, 23–76.
- VERGELEY, P. & XU, W. L. 1988: Les escaliers d'accrétion de calcite. Un exemple de déformation par fracturation-crystallisation accompagnant le glissement sur les failles. *Geodinamica Acta* 2, 207–217.

Manuscrit reçu le 11 juin 1998

Révision acceptée le 19 octobre 1998

ERRATUM

Inversion alpine du graben Permo-Carbonifère de Salvan-Dorénaz et sa relation avec le chevauchement de la nappe de Morcles sus-jacente

Alpine inversion of the Permo-Carboniferous Salvan-Dorénaz Graben and its relation with the overlying Morcles nappe

NICOLAS BADERTSCHER & MARTIN BURKHARD

Les figures 8, 9 et 10 de l'article «Inversion alpine du graben Permo-Carbonifère de Salvan-Dorénaz et sa relation avec le chevauchement de la Nappe de Morcles sus-jacente» paru dans le Volume 91/3 (1998), pp. 359–373 des Eclogae geologicae Helvetiae n'ont pas été imprimées correctement. Cette page tient lieu d'erratum.

The figures 8, 9 and 10 of the article “Alpine inversion of the Permo-Carboniferous Salvan-Dorénaz Graben and its relation with the overlying Morcles nappe” published in Volume 91/3 (1998), pp. 359–373 in the Eclogae geologicae Helvetiae were misprinted. This page is considered as the erratum.

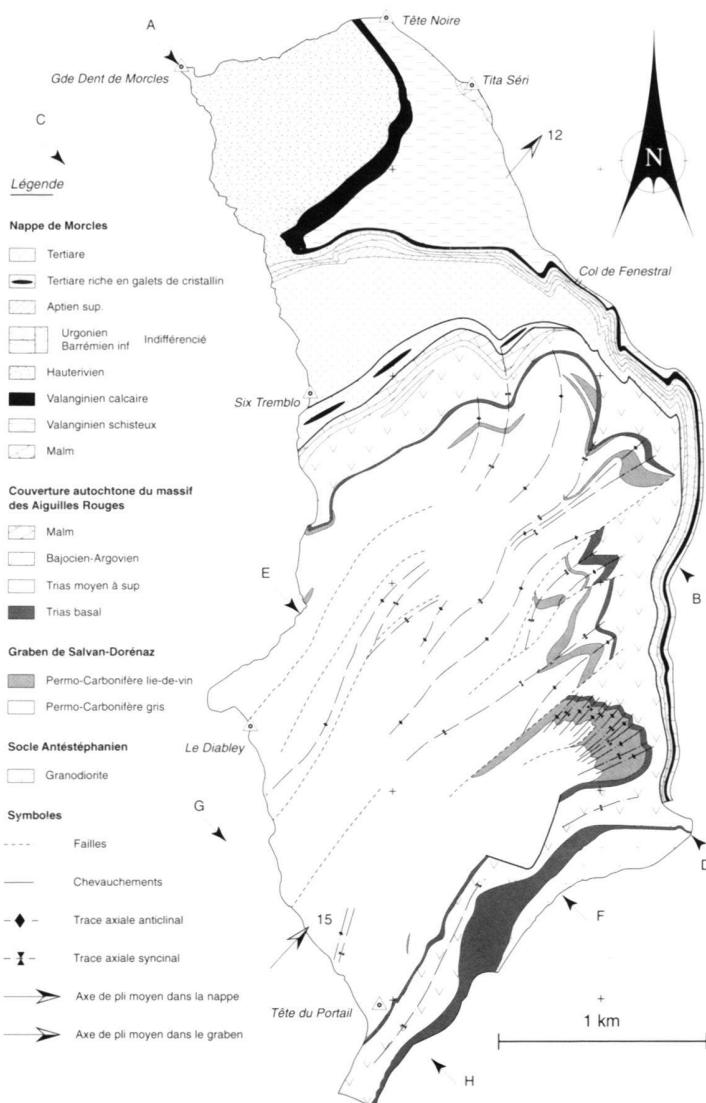


Fig. 8. Carte tectonique simplifiée de la région étudiée. Le Barrémien inférieur et l'Urgonien de la nappe de Morcles sont groupés car, en direction des racines, ils deviennent indifférenciables. Le Bajocien, le Callovien et l'Argovien ont été groupés puisqu'ils présentent le même agencement structural. Les lettres A, B, C, D, E, F, G et H accompagnées de flèches correspondent aux extrémités des coupes A-B, C-D, E-F et G-H de la figure 9. L'orientation exacte de ces coupes est donnée par la direction des flèches, la localisation exacte des extrémités des coupes étant donnée par la pointe des flèches.

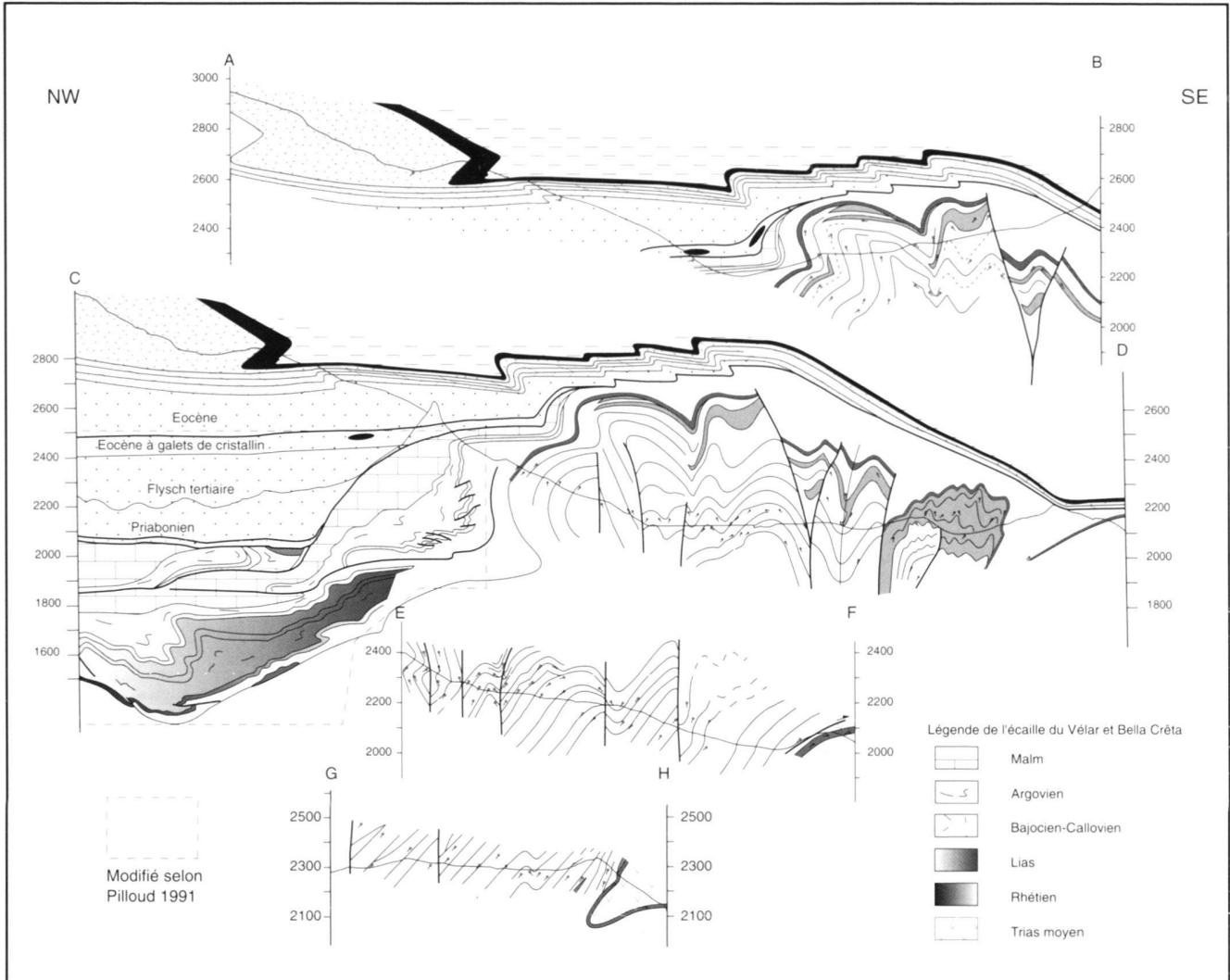


Fig. 9. Profils tectoniques (projection axiale) SE-NW dont la localisation est donnée sur la figure 8. Le Callovien et le Bajocien sont séparés de l'Argovien au vu de la disharmonie de structure qui existe entre ces deux ensembles dans l'échelle du Vélar. La légende est identique à la figure 8, exceptée pour les écailles para-autochtones.

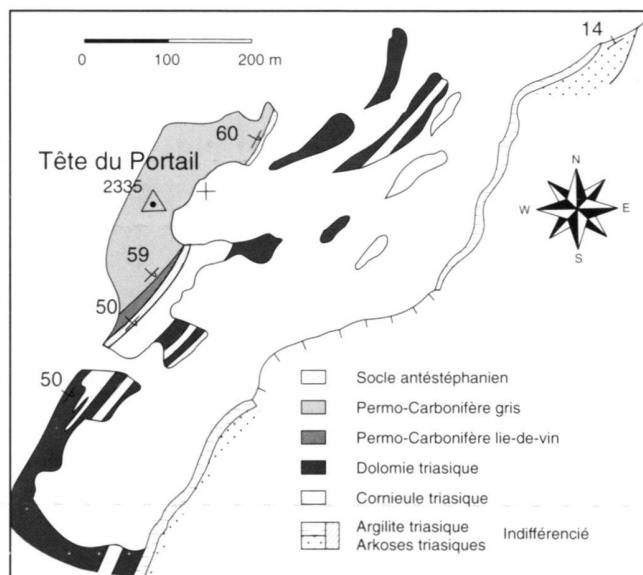


Fig. 10. Carte géologique de la région Tête du Portail-Fully. Le cœur du synclinal est constitué de dolomies et cornieules. Les limites entre ces dernières sont quelque peu arbitraires puisque les dolomies peuvent être transformées en cornieules suite à une intense fracturation.