

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 75 (1982)
Heft: 2

Artikel: Géologie du front de la nappe de la Dent-Blanche dans la région des Monts-Dolins, Valais
Autor: Ayrton, Stephen / Bugnon, Christian / Haarpaintner, Tito
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-165231>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 26.11.2024

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 75/2	Pages 269–286	8 figures et 1 tableau dans le texte	Bâle, juillet 1982
---------------------	-----------	---------------	---	--------------------

Géologie du front de la nappe de la Dent-Blanche dans la région des Monts-Dolins, Valais

Par STEPHEN AYRTON¹⁾, CHRISTIAN BUGNON²⁾, TITO HAARPAINNER³⁾,
MARC WEIDMANN⁴⁾ et ERIK FRANK⁵⁾

RÉSUMÉ

Une nouvelle étude détaillée de ce secteur a permis de mettre en évidence:

- un complexe filonien et les traces d'un métamorphisme océanique dans les ophiolites des «Schistes lustrés» piémontais;
- la présence dans les «gneiss d'Arolla» de roches sédimentaires et effusives attribuables au Permo-Carbonifère;
- quelques nouvelles données stratigraphiques dans la couverture sédimentaire mésozoïque de la nappe Dent-Blanche;
- la présence d'un métamorphisme haute pression/température basse affectant toutes les unités structurales.

En outre, l'évolution structurale et métamorphique de la région s'inscrit dans une succession de phases de recristallisation/déformation que l'on peut corréliser avec celles qui sont désormais connues ailleurs dans le Valais, sans que l'étude géochronométrique entreprise ait permis de répondre à toutes les questions encore en suspens.

ABSTRACT

A new and detailed study of this area has revealed:

- a dyke complex and evidence of oceanic metamorphism in the ophiolites of the Piémont "Schistes lustrés";
- the presence in the "Arolla gneisses" of ortho- and parametamorphic rocks in all probability of Permo-Carboniferous age;
- some new elements relative to the stratigraphy of the mesozoic sedimentary cover of the Dent-Blanche nappe;
- evidence of medium-high pressure/low temperature metamorphism in all structural units.

Moreover, the structural and metamorphic evolution of this region is described in terms of a succession of phases of recrystallization and deformation comparable to those which are now known elsewhere in the Valais, but, in spite of the availability of some geochronometric data, several crucial questions remain unanswered.

¹⁾ Section Sciences de la Terre, Université de Lausanne, Collège propédeutique, CH-1015 Dorigny-Lausanne.

²⁾ CH-1065 Thierrens.

³⁾ 20, avenue des Alpes, CH-1450 Ste-Croix.

⁴⁾ Musée géologique cantonal, Palais de Rumine, CH-1005 Lausanne.

⁵⁾ Mineralogisch-Petrographisches Institut, Bernoullianum, CH-4000 Basel. Adresse actuelle: Office fédéral de l'énergie, ASK, CH-5303 Würenlingen.

TABLE DES MATIÈRES

1. Introduction	270
2. Situation générale	270
3. Descriptions lithologiques	272
A. Les «Schistes lustrés» et les ophiolites	272
B. La série d'Arolla	273
C. La couverture mésozoïque de la nappe de la Dent-Blanche dans les Petit- et Grand-Dolins ..	274
4. Age du métamorphisme à haute pression/température basse	279
5. Structure des Monts-Dolins	280
6. Evolution tectono-métamorphique et relations recristallisation/déformation	282
Bibliographie	285

1. Introduction

La région du Mont-Dolin, au-dessus d'Arolla, dans le val d'Hérens (Valais), présente plusieurs aspects géologiques fort intéressants:

- un lambeau de couverture de la nappe de la Dent-Blanche, d'où l'on peut tirer des informations stratigraphiques, sédimentologiques et paléogéographiques sur cette zone interne du système alpin;
- une structure tectonique due à une évolution polyphasée, typique des unités penniques supérieures, et semble-t-il extrapolable à et corrélable avec d'autres éléments du même ensemble;
- la mise en évidence d'événements métamorphiques, également corrélables avec une histoire polyphasée connue ailleurs, et en particulier une phase à haute pression, d'âge peut-être éo-alpin.

Cette région avait été magnifiquement étudiée par HAGEN (1948), qui en a établi des cartes détaillées. A la lumière des progrès réalisés depuis lors, il a paru utile de reprendre cette étude. Une nouvelle cartographie a donc été entreprise sous forme de travaux de diplôme par C.B. et T.H., prolongés par une série d'observations sur le terrain et en laboratoire. On rend compte ici essentiellement de ces résultats, accompagnés par des données radiochronométriques. D'autres analyses, plus détaillées et surtout minéralogiques, seront publiées ailleurs. Les problèmes pétrographiques, et en particulier celui qui concerne la genèse du matériel dioritique et granitique dans le socle, ne seront pas traités ici; ils font l'objet d'une étude en cours. Egalement en cours d'étude, les «Schistes lustrés» ne recevront dans cet article qu'un traitement succinct.

2. Situation générale (voir fig. 1)

Dans la région d'Arolla, on observe la succession suivante, depuis la vallée d'Hérens jusqu'à la crête des Dolins:

A. Un ensemble «*Schistes lustrés*», séparant la zone du Grand-St-Bernard de la nappe de la Dent-Blanche. Plusieurs séries différenciées les composent assurément. Pour l'heure, il suffit de dire qu'à la base se trouvent surtout des métasédiments carbonatés plus ou moins gréseux ou pélitiques, avec des intercalations de prasinites, alors que la partie médiane est formée de roches mafiques et ultramafiques, culminant dans les Aiguilles-Rouges d'Arolla. Au sommet, d'autres métasédiments carbonatés, associés à des roches vertes, séparent la série ophiolitique des gneiss

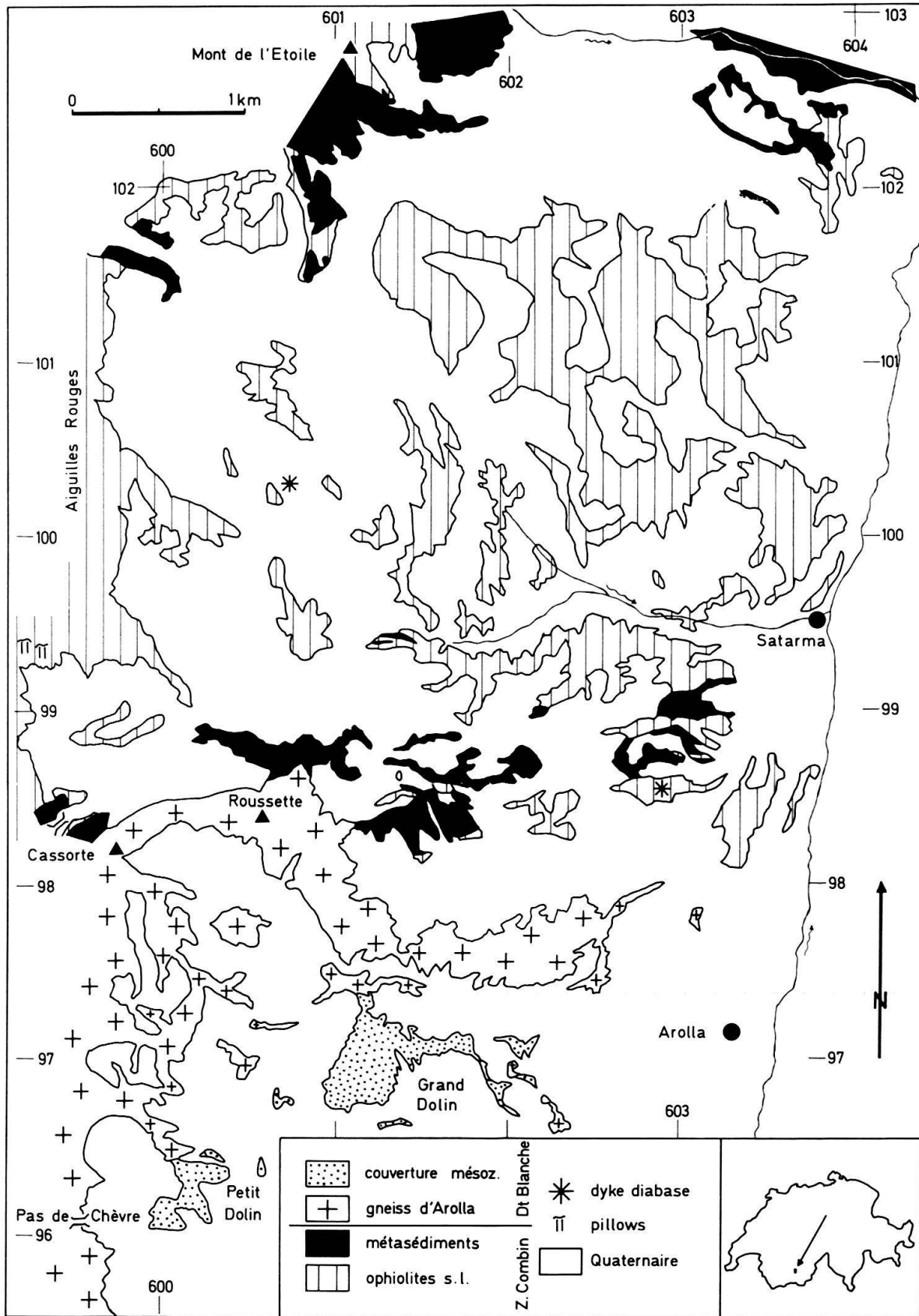


Fig. 1. Carte géologique schématique du front de la nappe Dent-Blanche en rive gauche du val d'Arolla, d'après les levés inédits au 1:10000 de BUGNON & HAARPAINTNER (1979).

constituant le socle de la nappe de la Dent-Blanche; on y note aussi des quartzites, qui avaient déjà été interprétés comme étant des métaradiolarites par HAGEN (1948).

B. Le socle de la nappe Dent-Blanche, ici formé par la série dite d'Arolla, avec les gneiss acides du même nom, mais comprenant également des termes basiques et intermédiaires («l'arkésine» de STUDER 1851 et de GERLACH 1871), ainsi que des métasédiments gréseux avec intercalations de prasinites et de felsites/porphyres quartzifères. La présence de métaconglomérats à faciès Verrucano, et l'absence de paragenèses métamorphiques et de structures anté-alpines suggèrent un âge paléozoïque supérieur pour ce dernier ensemble.

C. La série sédimentaire mésozoïque du Grand-Dolin (= Mont-Dolin sur la Carte Nationale) et du Petit-Dolin (= Petit-Mont-Rouge), lambeau de couverture de la nappe Dent-Blanche.

3. Descriptions lithologiques

A. Les «Schistes lustrés» et les ophiolites

La fraction métasédimentaire comprend essentiellement des calcschistes, parfois en bancs massifs, ou alors plus micacés avec passage à de véritables pélites, accompagnés d'intercalations de minces niveaux gréseux. Au-dessus de la Remointze de Praz Graz (env. 603.2/98.6) affleurent notamment dans une zone écaillée et replissée les métaradiolarites signalées par HAGEN (1948, p.59), accompagnées de quelques bancs de marbre massif, de gabbro et de prasinite. Cet ensemble est caractéristique d'une série océanique de type Chabrière (BOURBON et al. 1979). Les roches vertes intégrées dans les métasédiments sont surtout des prasinites riches en chlorite. Au voisinage de ces prasinites, comme au voisinage des serpentinites, les calcschistes se chargent en albites poëciloblastiques, souvent sombres.

Les paragenèses-types pour ces lithologies sont:

- Pour les calcschistes: carbonates, albite, phengite, quartz, accessoires.
- Pour les pélites gréseuses: quartz, phengite, chlorite, accessoires, dont la tourmaline.

Les ophiolites comprennent la trilogie habituelle, soit des diabases prasinitiques, parfois à coussins reconnaissables (599.2/99.4), gabbros et serpentinites. Il existe plusieurs types de prasinites (à épidote prédominante, essentiellement chloriteuses, ou très riches en actinote), comme il existe plusieurs types de gabbros (à diallage, saussuritiques, ou encore les fameuses euphotides ou leucogabbros), et de serpentinite.

A quelque 600 m au NNW de Praz Graz, petit alpage près d'Arolla (602.9/98.55), deux filons de prasinite, d'épaisseur métrique recourent les leucogabbros, suggérant un contexte de ride. La même relation est visible à la base du glacier des Aiguilles-Rouges (600.68/100.15). Des hornblendites assez massives accompagnent parfois les gabbros à diallage. Elles sont traversées de filonnets à albite-épidote.

Les paragenèses-types sont:

- Pour les prasinites: épidotes (souvent zonées, avec pistachite au centre, passant à la clinozoïsite en bordure), albite, actinote, chlorite, mica blanc, carbonates, sphène, opaques.

- Pour les métagabbros: idem, avec en plus, dans certaines variétés (surtout les leucogabbros), le diallage et/ou une hornblende brune, parfois en disposition zonaire (avec le diallage au centre).

Dans ces deux lithologies, mais surtout dans les prasinites, une amphibole bleue est parfois présente. Elle est surtout associée aux paragneiss riches en chlorite et est souvent bordée, comme ailleurs, d'actinote. Dans certains métagabbros, un pyroxène faiblement coloré a été mis en évidence, dont les caractéristiques le distinguent nettement du diallage. Si celui-ci est d'origine magmatique, l'autre est de nature métamorphique. De fines aiguilles d'actinote le bordent également.

Certains métagabbros sont recoupés, d'autre part, par des filonnets d'amphibole verte, proche de la hornblende commune, ce qui rappelle des observations faites sur la ride médio-atlantique (HELMSTAEDT & ALLEN 1977). Vraisemblablement, il s'agit là de la trace d'un métamorphisme océanique (CORTESOGNO et al. 1975).

B. La série d'Arolla

Cette série comprend des gneiss divers, de composition variable et souvent contrastée. On peut distinguer des paragneiss clairs, psammitiques, qui alternent avec des assises sombres, schistes chloriteux ou prasinites, dans toute la région au nord des Dolins. De vrais orthogneiss, les «gneiss d'Arolla», y sont peu représentés. Au Pas-de-Chèvres, ce sont de véritables quartzites qui affleurent, dont l'aspect rappelle beaucoup ceux qui sont généralement attribués au Permien dans le domaine pennique.

Au sud du Pas-de-Chèvres, la fraction orthogneissique domine avec, essentiellement, trois composantes: acide, intermédiaire et basique, soit des roches de composition granitique, dioritique (quartzique) et gabbroïque. Des quartzites existent également.

En plus, il faut ajouter des conglomérats à galets de quartz roses, à faciès Verrucano, bien reconnaissables par exemple sur le chemin du Pas-de-Chèvres, juste au sud du remblai au pied oriental du Mont-Dolin (602.18/96.84) ainsi que des niveaux de volcanites acides en filon dans les gneiss leucocrates (602.56/97.45), ou en couche associée aux prasinites, comme sur la crête des Monts-Rouges (599.94/96.66).

Pour cette série, les paragneiss-types sont:

- Pour les paragneiss clairs: quartz, albite, mica blanc, chlorite, des minéraux accessoires (surtout sphène, allanite, zircon, opaques), de l'épidote en quantité variable, et sporadiquement du stilpnomélane, de l'actinote, et un pyroxène verdâtre. L'épidote se présente parfois en pseudomorphose, 15 à 20 individus de pistachite remplissant un espace délimité par des faces d'un ancien cristal (de grenat?).
- Pour les orthogneiss acides («d'Arolla»): idem, avec, en plus du microcline perthitique, l'albite lui étant nettement subordonnée et souvent en échiquier, des grenats (petits, idiomorphes et biréfringents), un peu de biotite verte, de stilpnomélane, parfois de l'oxychlorite.
- Pour les schistes chloriteux: même assemblage que dans les gneiss clairs, mais avec bien plus de chlorite, de l'oxychlorite, et nettement moins d'épidote.

— Pour les prasinites: la paragéne typique du faciès schistes verts. Sur la crête Petit-Dolin–Monts-Rouges (599.92/96.62) une lentille de gabbro saussuritisé est associée à ces prasinites. Elle est constituée surtout d'épidote, d'amphibole bleue passant à une amphibole bleu-vert, de chlorite, sphène et opaques.

La crête menant du Pas-de-Chèvres au Tséna Réfien (le col du même nom présente de magnifiques affleurements) compte également des lithologies mafiques, avec la paragéne suivante: hornblende verte avec bordure complexe, généralement formée d'amphibole bleue passant vers l'extérieur à une amphibole verte actinolitique, des amas saussurétiques avec de l'épidote en gros grains, du sphène, également en gros grains généralement fragmentées, des micas blancs, chlorite, parfois de la biotite vert-olive, de l'oxychlorite, des minéraux accessoires, dont occasionnellement l'allanite. Certains faciès sont très semblables au gabbro saussuritisé mentionné ci-dessus. Il y a également des faciès plus fins, où l'amphibole bleue n'est pas associée à une hornblende verte mais forme des gerbes.

Les gneiss de composition intermédiaire, c'est-à-dire l'«arkésine» qui est en fait une ferrodiorite quartzique, montrent: épidote, amphibole et grands sphènes fragmentés comme dans les métagabbros avec, en plus, de grands quartz fortement étirés en général, l'allanite et le zircon étant plus abondants que dans les faciès mafiques.

Les porphyres quartzifères se caractérisent par des reliques de phénocristaux de feldspath alcalin (ayant pu être de la sanidine) et de quartz corrodés, dans une pâte quartzo-feldspatique contenant du mica blanc.

C. La couverture mésozoïque de la nappe Dent-Blanche dans les Petit- et Grand-Dolins

Les données litho- et biostratigraphiques acquises jusqu'ici par HAGEN (1948), WEIDMANN & ZANINETTI (1974), BUGNON & HAARPAINTNER (1979) sont résumées dans la figure 4. La situation et l'extension des formations distinguées sont reportées sur les figures 2 et 3. Les cartes au 1:5000 de HAGEN (1948) et, dans une moindre mesure, de BUGNON & HAARPAINTNER (1979) distinguent un grand nombre de niveaux lithologiques. Ces niveaux ont des extensions latérales limitées pour des raisons sédimentologiques et ils n'autorisent pas des corrélations valables. Les plus importants et les plus constants sont détaillés sur la figure 4, mais ils sont regroupés de façon synthétique sur les cartes des figures 2 et 3.

Les épaisseurs indiquées sont notablement plus faibles que celles proposées par HAGEN (1948); nous les avons estimées d'après les mesures faites sur le terrain, mais en tenant compte des multiples replis; peut-être sont-elles trop modestes?

a) Cornieule

Localement présente au contact basal sur les gneiss d'Arolla, en surface comme en galerie, la cornieule est toujours polymicte et contient des blocs de gneiss et de schistes chloriteux. Il s'agit d'un contact tectonique et non stratigraphique: la couverture mésozoïque des Dolins n'est donc pas strictement autochtone, mais on ne peut préciser l'ampleur du décollement.

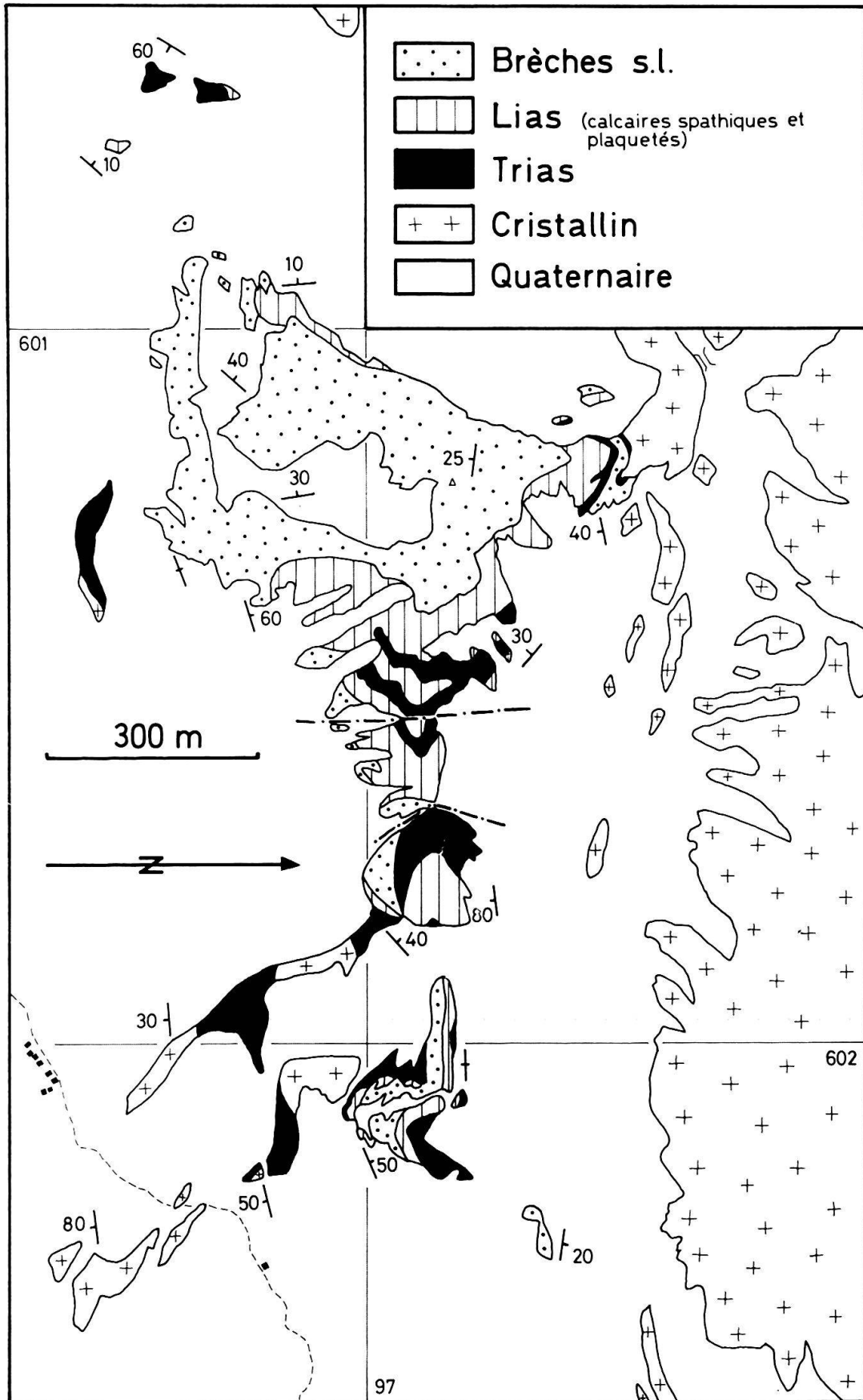


Fig. 2. Carte géologique schématique du Grand-Dolin.

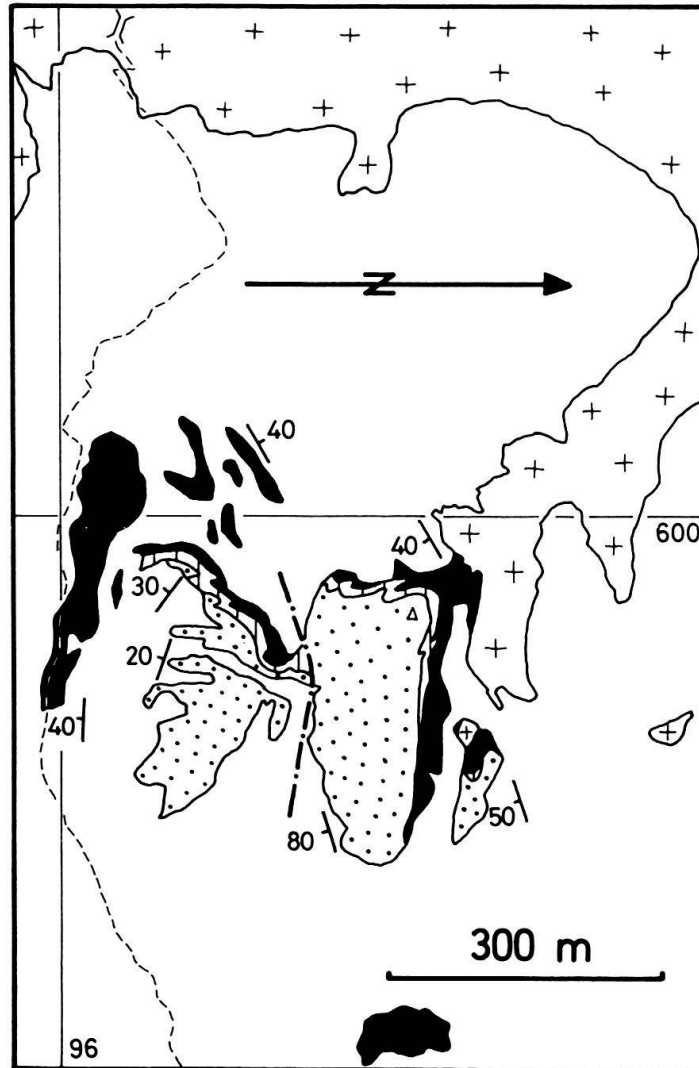


Fig. 3. Carte géologique schématique du Petit-Dolin. Légende comme sur la figure 2.

b) Permien-Trias

Nous n'avons pas d'observation ou d'interprétation nouvelles par rapport à ce qui est déjà publié.

c) Lias inférieur

Ces quelques mètres de calcaires échinodermiques en général grossiers sont souvent gréseux; ils contiennent des granules ou parfois des lits de graviers dolomitiques. Outre les crinoïdes et foraminifères signalés par WEIDMANN & ZANINETTI (1974), on y a trouvé de rares fragments de lamellibranches et gastéropodes indéterminés. Les contacts basal et sommital sont soulignés par des ravinelements et des placages discontinus ferrugineux et (ou) siliceux; de tels hard-grounds s'observent aussi au sein des calcaires. Cette série est nettement condensée et transgressive sur des termes noriens d'âge et de faciès différents d'une coupe à l'autre dans les Dolins. On a observé en deux points de la partie sommitale du Norien du Petit-Dolin

(600.34/96.79 et 600.25/96.49) des filons sédimentaires à remplissage polyphasé ferrugineux de calcaire spathique fin rouge et de microbrèche calcaréo-chloriteuse beige ou verte.

d) Lias supérieur

Les calcaires gris plaquetés sont encore légèrement spathiques à la base et deviennent ensuite gréseux: jusqu'à 60% de quartz d'origine soit détritique, soit spongolithique. On y distingue parfois un granoclasement.

Cette sédimentation turbiditique fine ne s'observe que dans le Grand-Dolin, où elle est brutalement interrompue par l'arrivée de blocs et galets de dolomie (WEIDMANN & ZANINETTI 1974, p. 599), que nous corrélons hypothétiquement avec la base des brèches dolomitiques du Petit-Dolin.

L'attribution au Lias supérieur des calcaires plaquetés, microbrèches et brèches dolomitiques des Dolins n'est pas documentée paléontologiquement et relève de la conjecture.

e) Les brèches

Dans le Petit-Dolin, les brèches et microbrèches ne contiennent que des éléments de roches sédimentaires carbonatées: dolomie, calcaire dolomitique, calcaire spathique, oolithique et siliceux (Trias supérieur-Lias inférieur). Il en est de même pour la partie inférieure des brèches du Grand-Dolin, qui toutefois contiennent quelques éléments de quartzite feuilleté.

C'est seulement dans la partie supérieure des brèches du Grand-Dolin que les éléments siliceux sont bien représentés: quartzites feuilletés plus ou moins arkosiques et gneiss séricito-chloriteux verdâtres à gros quartz limpides appartenant à la série d'Arolla. Ces derniers présentent souvent une albitisation importante, identique à ce que l'on observe dans leur «roches-mères» du substratum.

BUGNON & HARPAINTNER (1979) donnent de nombreuses observations sédimentologiques de détail, qui ont été synthétisées et schématisées sur la figure 4 et qui illustrent les commentaires de WEIDMANN & ZANINETTI (1974, p. 600).

Toujours suivant HAGEN (1948), nous attribuons sans preuve paléontologique au Dogger les brèches polygéniques du Grand-Dolin. Cette attribution est par ailleurs confortée par les récents travaux sur les séries bréchiques homologues de l'Unterostalpin des Grisons: SCHÜPBACH (1973), FINGER (1975), WEISSERT (1975), GRUNER (1981).

f) Métamorphisme

La couverture sédimentaire visible dans les Dolins est métamorphisée et présente les paragenèses suivantes:

- Pérites du Carnien: chlorite, oxychlorite, mica blanc, dolomite, tourmaline et autres accessoires.
- Calcaires spathiques du Lias inférieur: chlorite, mica blanc, quartz, carbonates, amphibole bleue (mauve), accessoires.

Il ne fait pas de doute qu'ici aussi, comme ailleurs dans les Alpes penniques, l'évolution métamorphique est polyphasée: premier épisode caractérisé par des

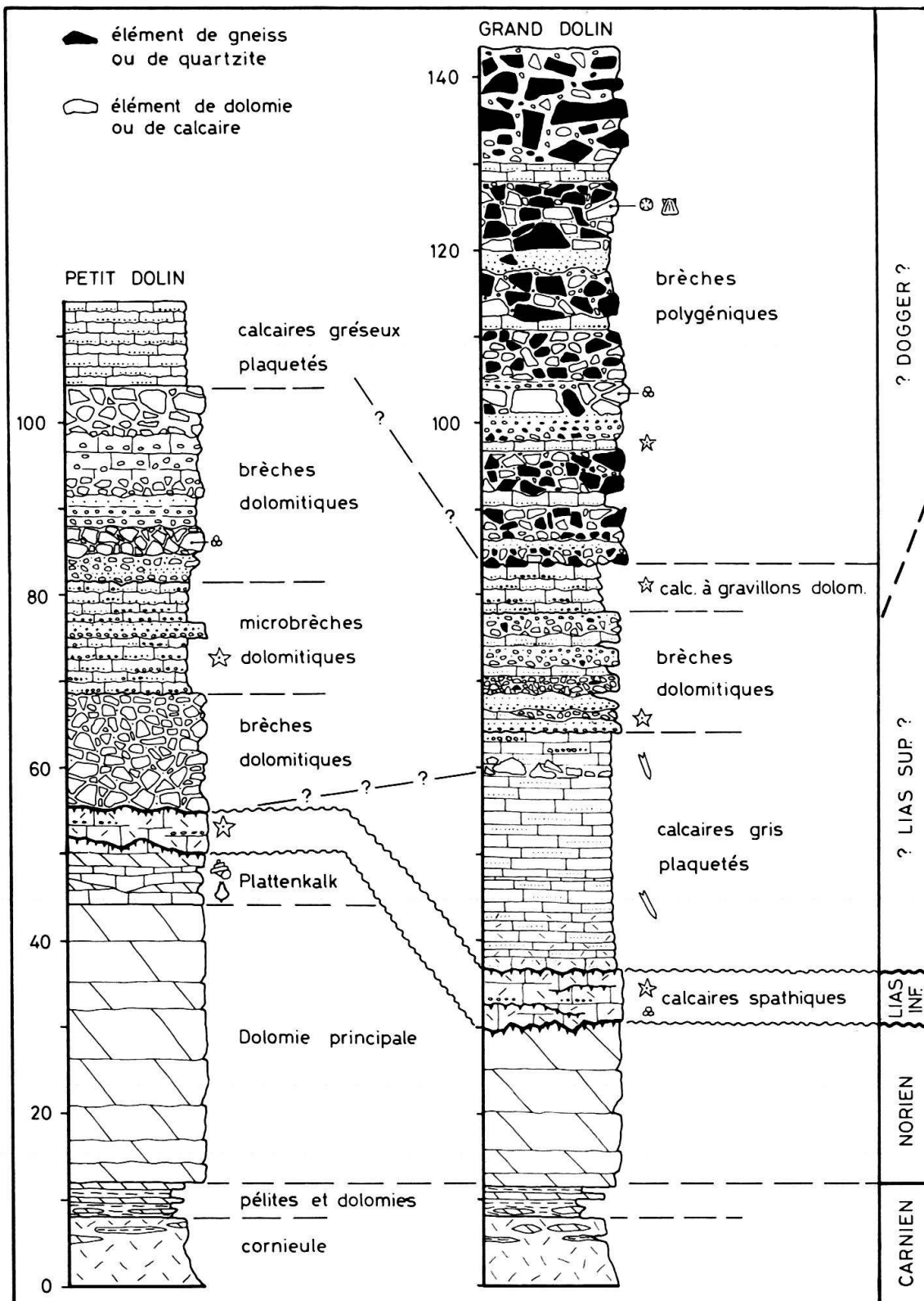


Fig. 4. Coupes stratigraphiques synthétiques dans le Mésozoïque des Petit- et Grand-Monts-Dolins. Epaisseurs approximatives.

pressions plutôt élevées et des températures basses, donnant naissance à des paragéneses à pyroxène et amphibole alcalins, auxquelles succèdent des paragéneses du faciès schistes verts.

4. Age du métamorphisme à haute pression/température basse

Une étude géochronométrique a été entreprise par E.F. (voir tableau). 14 échantillons donnent, pour les micas blancs, des âges K-Ar s'échelonnant entre 55 et 30 ma, avec un pic vers 45-47 ma. Quatre échantillons analysés pour le rapport Rb-Sr ont fourni pour ces mêmes micas des âges maxima de 44, 38 et 30 ma.

L'interprétation de ces résultats est délicate, voire ambiguë, mais les âges dépassant 50 ma reflètent peut-être un événement éoalpin, d'âge crétacé rajeuni par l'événement tertiaire, ou bien un événement proprement tertiaire (voir plus loin une discussion de ce problème). L'âge de 30 ma (Rb-Sr) pourrait être lié à un mouvement tardif, contemporain de la formation des plis en retour.

ECHANTILLON	LITHOLOGIE		COORDONNEES		
BH 53 : KAW 1527	Pélites gris-verdâtres Sommet Hauptdolomit du Norien		601470 / 97105 / 2760		
BH 55 : KAW 1529 1529 B 1529 C 1529 D	Pélites bleu-verdâtres Sommet des cornieules du Carnien		601500 / 97065 / 2758		
BH 118 : KAW 1833	Schistes lustrés sous chevauchement Dt-Blanche		601720 / 98870 / 2670		

POTASSIUM-ARGON	Cristallinité de l'illite	% K	$^{40}\text{Ar rad.}$	$^{40}\text{Ar rad.}$	Age (ma)
			(10^{-6}cc/g)	$\frac{^{40}\text{Ar rad.}}{^{40}\text{Ar}}$	
BH 53 (KAW 1527)	(2u) 3.9	6.90	13.57	0.883	49.6 \pm 1.6
BH 55 (KAW 1529)	(2u) 3.3	7.28	12.73	0.920	44.2 1.4
" (KAW 1529 B)	(1u) 3.6	7.48	12.16	0.547	41.1 2.2
	(2u) "	7.59	12.10	0.938	40.3 1.3
	(6u) "	7.30	13.27	0.703	45.9 2.1
	(20u) "	7.68	14.14	0.472	46.5 2.9
BH 55 (KAW 1529 C)	(1u) 3.3	8.10	14.94	0.912	46.6 1.5
	(1.5u) "	7.07	13.09	0.753	46.7 1.8
	(2u) "	7.29	15.88	0.931	54.9 1.8
	(6u) "	7.32	8.87	0.884	30.7 1.0
BH 55 (KAW 1529 D)	(2u) 2.9	6.27	11.54	0.889	46.4 1.6
BH 118 (KAW 1833)	(1u) 3.8	4.57	6.18	0.392	34.2 2.6
	(2u) 3.8	4.54	6.69	0.348	37.3 3.4
	(6u) 3.8	4.58	6.97	0.279	38.5 4.1

RUBIDIUM-STRONTIUM	Rb ⁸⁷ (ppm)	Sr ⁸⁷ rad. (ppm)	% rad.	Sr commun (ppm)	$\frac{\text{Sr}^{87}}{\text{Sr}^{86}}$	$\frac{\text{Rb}^{87}}{\text{Rb}^{86}}$	Age (ma*)
BH 55 (KAW 1529) (2u)	86.472	0.05416	6.52	11.18	0.7596	79.07	44.10 \pm 2.3
BH 55 (KAW 1529 B)	91.202	0.04928	6.33	10.49	0.7582	88.87	38.04 2.1
BH 55 (KAW 1529 C)	116.800	0.04831	5.88	11.12	0.7545	107.36	29.12 1.8
BH 55 (KAW 1529 D)	77.315	0.04767	4.12	15.94	0.7407	49.59	43.40 2.5

* Tous les âges ont été calculés avec un rapport $\text{Sr}^{87} / \text{Sr}^{86}$ initial de 0.71014.

Tableau: Résultats géochronométriques.

5. Structure des Monts-Dolins

Les coupes tectoniques dessinées par HAGEN (1948) montrent bien que la structure des Monts-Dolins est complexe, et ne peut être considérée qu'en fonction d'une évolution polyphasée. De plus, il faut expliquer la localisation de la couverture mésozoïque, le plus curieux étant sa limitation du côté ouest: en effet, le Mésozoïque n'atteint pas l'arête du Pas-de-Chèvres-Monts-Rouges. Puis, il faut encore expliquer les relations entre le Grand-Dolin et le Petit-Dolin, séparés par une mince zone gneissique, le «Zwischengneisszug» de HAGEN.

Les structures les plus visibles, les plus spectaculaires – et ceci est vrai pour une large part du domaine pennique, et plus précisément pour presque toute la nappe de la Dent-Blanche – sont les plis en retour, généralement à surface axiale peu inclinée, soit au nord, soit au sud, auxquels est associé un clivage de crénulation, voire plusieurs, parfois conjugués. Ce sont ces plis qui figurent sur les coupes tectoniques dessinées par STUTZ & MASSON (1938) et par HAGEN (1948), mais il est clair qu'à eux seuls, ils ne sauraient rendre compte de toute la géométrie de cette région.

Des plis isoclinaux sont antérieurs aux grandes structures «en retour». Leur orientation est par conséquent très variable, mais les axes ont une tendance statistique à être dirigés N-S approximativement, ce qui coïncide avec une linéation minérale (la linéation principale) que l'on voit, elle aussi, nettement déformée par

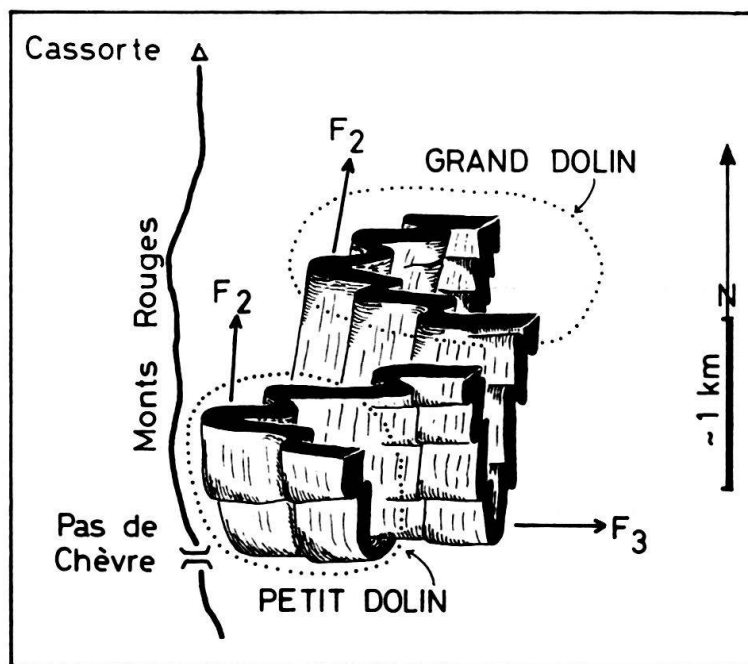


Fig. 5. Schéma structural du Grand- et du Petit-Dolin.

La géométrie de l'ensemble est illustrée par le niveau en noir, représentant le Trias. Les plis F_2 , d'orientation en moyenne NNW-SSE, sont repris par les plis F_3 de la phase «en retour», d'orientation générale ENE-WSW, à laquelle sont associés des clivages de crénulation subhorizontaux. Les surfaces axiales des plis précoces devaient être également peu inclinées avant leur déformation. La linéation principale est la linéation minérale, parallèle aux axes F_2 .

Cette disposition explique la non-continuation de la couverture mésozoïque vers l'ouest, et la présence de matériel paléozoïque (le «Zwischengneisszug») entre le Grand- et le Petit-Dolin, dont la situation est approximativement délimitée par le pointillé.

les clivages de crénulation postérieurs. Ces plis sont rarement visibles, car la lithologie ne les enregistre en général pas; on en observe cependant dans les niveaux pélitiques carniens de l'arête est du Mont-Dolin, et ce sont ces plis qui figurent dans la coupe de la figure 5, planche II de la monographie de HAGEN. Ils ont également été dessinés par ARGAND (1934, pl. I).

C'est l'une de ces charnières NNW-SSE qui ferme l'affleurement de matériel mésozoïque vers l'ouest, ne lui permettant pas d'atteindre la crête Pas-de-Chèvres-Monts-Rouges, d'où cette charnière est d'ailleurs bien visible.

Le secteur des Dolins est parcouru par des galeries du complexe hydroélectrique de la Grande Dixence. Leur situation est portée sur les Cartes Nationales 1:50 000 et 1:25 000 et leur altitude moyenne est de 2400 m environ. Nous avons consulté les relevés conservés aux Archives géologiques suisses à Berne: ils sont incomplets, peu précis et anonymes, si bien qu'ils ne permettent qu'une interprétation grossière des grands traits de la structure, interprétation qui est d'ailleurs compatible avec celle que nous proposons ci-dessus et dans les figures 5 et 6.

Ainsi donc, on a affaire à une géométrie déterminée essentiellement par deux systèmes de plis dont les axes sont plus ou moins perpendiculaires les uns aux autres (fig. 5), et à notre avis, il n'y a pas lieu d'invoquer d'autres structures pour expliquer cette géométrie, du moins aux échelles mésoscopique et mégascopique. Ceci n'interdit pas, par conséquent, d'envisager d'autres déformations, antérieures et postérieures, et nous y reviendrons.

Ce schéma structural est identique à celui proposé par MOIX & STÄMPFLI (1981) dans la région du Pic Artsinol, qui se trouve dans la prolongation septentrionale de notre secteur. Il faut noter, et ce fait nous paraît important, que les synclinaux se ferment systématiquement vers l'ouest; ceci semble vrai ailleurs encore (par exemple pour le synclinal dit «des Chèques», dans la région de Tion; SCHAEER 1959, Marcel Burri, comm. orale).

Cette évolution structurale (une phase produisant des plis transverses, suivie par une phase à plis longitudinaux) rappelle aussi celle proposée par l'un de nous

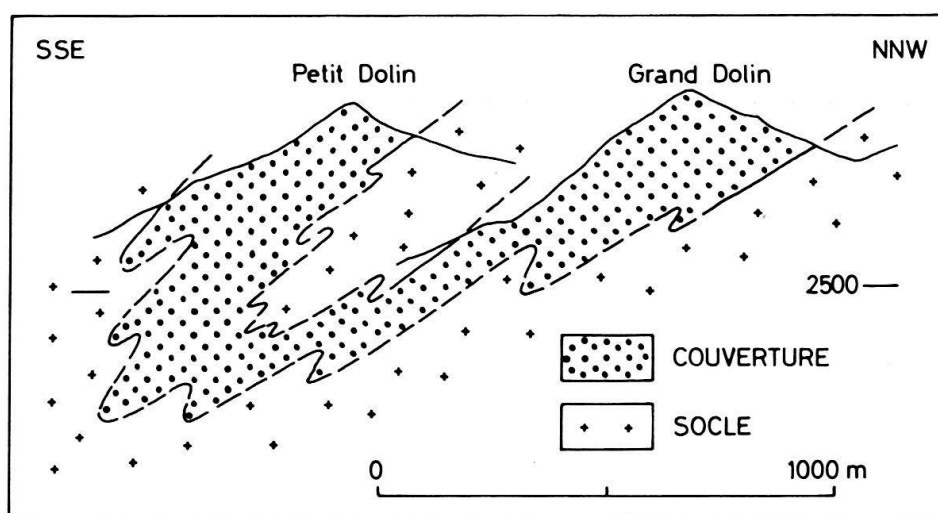


Fig. 6. Coupe méridienne très schématique à travers le Grand- et le Petit-Dolin. Noter la fermeture en profondeur du «Zwischengneisszug».

(AYRTON 1980) pour le massif de la Croix-de-Fer, dans la zone synclinale complexe Martigny-Chamonix. Nous reprenons ici l'hypothèse retenue pour expliquer l'orientation des plis transverses de la phase précoce, à savoir une réorientation mécanique des axes dans les zones de très forte déformation, selon le modèle de FLINN (1962), SANDERSON (1973) et RAMSAY (1967). Ceci suppose une rotation qui amène en parallélisme les axes de plis avec le grand axe (X) de l'ellipsoïde de déformation, représenté physiquement par la linéation minérale. Dans les cas que nous avons étudiés, la rotation s'est faite dans le sens des aiguilles d'une montre.

6. Evolution tectono-métamorphique et relations recristallisation/déformation

Aux deux grands systèmes de plis mis en évidence dans les Dolins correspondent des structures mésoscopiques et microscopiques, ainsi que des assemblages minéraux différents, voire contrastés.

A la phase NNW-SSE est liée, d'une part et surtout, une linéation minérale déterminée par les prismes d'amphibole bleue et par l'orientation des rares pyroxènes et d'autre part une schistosité soulignée par les micas blancs, où la phengite prédomine. Il s'agit donc d'une phase de déformation qui s'est déroulée sous conditions de pression probablement assez élevée, et à basse température.

La phase subséquente, qui a produit les plis longitudinaux ENE-WSW, est caractérisée par le développement d'un clivage de crénulation subhorizontal, avec une linéation parallèle aux axes mésoscopiques et microscopiques, une linéation essentiellement d'intersection. A cette phase est liée une paragenèse de faciès schistes verts avec, pour la séquence mafique: actinote, chlorite, épidote, albite, micas, carbonates et sphène. L'albite, en particulier, a continué à recristalliser après la déformation, avec formation des porphyroblastes bien connus à schistosité interne déformée en plis de crénulation.

Le front actuel de la nappe Dent-Blanche est en fait déterminé par les grandes structures de cette phase ENE-WSW. Cela se voit aussi bien sur le terrain que sur la carte tectonique de la Suisse au 1:500 000, par exemple. Il s'agit donc d'une limite qui ne correspond pas à l'extension originelle de la nappe. On doit en tenir compte pour l'évolution des régions plus septentrionales.

Dans certaines albites, il existe en plus la trace d'un événement antérieur à la grande phase NNW-SSE. Il s'agit essentiellement d'une ancienne schistosité, et parfois de charnières déterminées surtout par des aiguilles de rutile. Quelques plis mésoscopiques pourraient être attribués à cette phase précoce, qui semble n'avoir pas produit de structures de taille notable et avoir agi de manière intraformationnelle (c'est-à-dire en déformant peu les contacts majeurs). Les informations sur cette première phase sont trop peu nombreuses pour que l'on puisse en cerner les caractéristiques dans notre secteur; de même les conditions dans lesquelles elle s'est déroulée ne sont pas claires.

Tardivement, il y a évidemment toute une série de structures, dont des kinks et des flexures avec formation de veines à quartz-calcite-chlorite, à intégrer dans une phase terminale à basse température responsable de, ou à mettre en relation avec les grandes fluctuations axiales longitudinales des Alpes.

Ainsi est-on conduit à une histoire cinématique qui est fort proche de celle proposée pour la zone Sesia par GOSSO et al. (1979; voir aussi DAL PIAZ 1976; COMPAGNONI 1977; GOSSO 1977):

Phases de déformation	Structures	Conditions physiques
F ₁	Schistosité relique dans certains porphyroblastes	Incertaines
F ₂	Structures, d'assez grande taille, déformant les contacts mécaniques (p. ex. Dent-Blanche sur «Schistes lustrés»); schistosité et linéation minérales, surtout dues aux micas phengitiques et aux amphiboles bleues. Orientation axiale moyenne: NNW-SSE.	Pression moyenne à élevée; T° basse
F ₃	Grandes structures à vergence sud. Clivage(s) de crénulation. Linéation d'intersection. Orientation axiale moyenne: ENE-WSW.	Faciès schistes verts
F ₄	Diverses: kinks, flexures, etc. dont celles, à surface axiale subverticale, et à axe environ N-S, à mettre en relation avec les grandes fluctuations longitudinales.	P et T° décroissantes, avec formation de veines à quartz/chlorite

A plus grande échelle, l'évolution tectonique peut s'envisager comme suit:

- a) A F₁, où à un éventuel F₀, qui la précéderait, correspond l'imbrication et la superposition des unités tectoniques, et le développement des contacts tectoniques majeurs.
- b) Sous conditions de pression élevée et de température basse, la pile entière est déformée. Des plis hectométriques à kilométriques se forment, et s'orientent grosso modo NNW-SSE.
- c) Sous des conditions du faciès schistes verts, les plis les plus importants, à vergence sud se développent. Ce sont des plis en retour, qui affectent tout l'édifice depuis les massifs cristallins externes jusqu'à la ligne insubrienne.
- d) La structure en dômes et bassins, typique de ce segment des Alpes, apparaît. Il n'est pas impossible qu'elle soit contemporaine du stade antérieur, selon un modèle proposé par STROBACH (1973), mais c'est là l'un des grands problèmes alpins non résolus. Le dôme tectono-métamorphique simplio-tessinois pourrait être dû à une montée de matière profonde, mantellique (AYRTON 1982). Ce stade marque le passage d'un régime de compression à un régime de relaxation et d'extension qui permettra à des magmas de monter dans la croûte terrestre.

La structure générale, schématisée, du front de la nappe Dent-Blanche est illustrée dans la figure 7. L'empilement d'écaillés, avec des lambeaux de couverture, est rebroussé vers le sud par les grands plis en retour F₃.

Il est intéressant de noter que la taille des structures augmente d'une phase à l'autre (de F₁ à F₃, voir figure 8), les premiers plis s'étant développés à l'intérieur des formations, ceux de la phase F₂ affectant les contacts anormaux entre nappes, alors que les plis en retour F₃ sont les structures dominantes les mieux visibles. Ceci est peut-être une conséquence de la collision continentale, à la suite de laquelle les divers fragments de croûte superposés ont été déformés en un seul ensemble (AYRTON 1981).

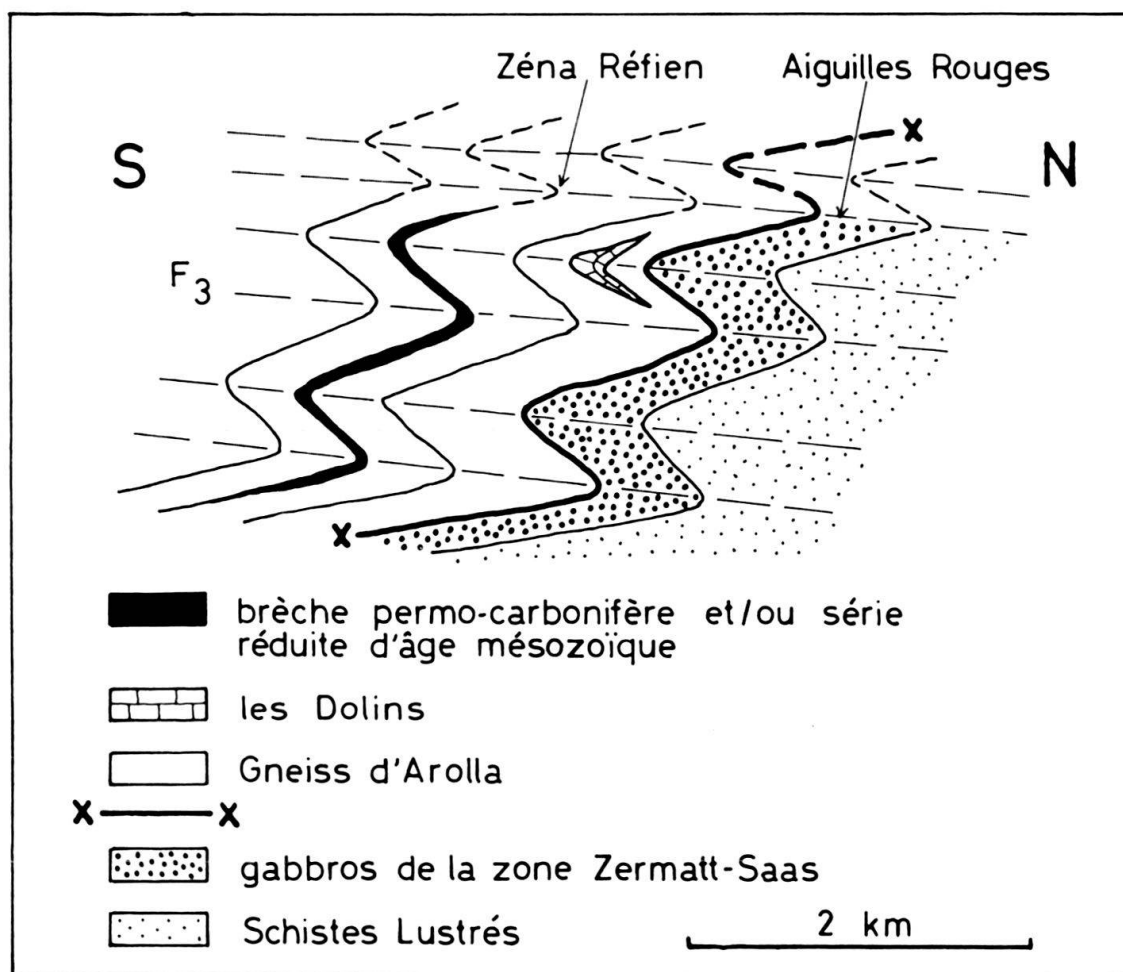


Fig. 7. Structure générale schématisée du front de la nappe Dent-Blanche. Un empilement d'écaillés, avec des lambeaux de couverture, est déformé en structures superposées. Dans cette coupe figurent surtout les plis F_3 «en retour».

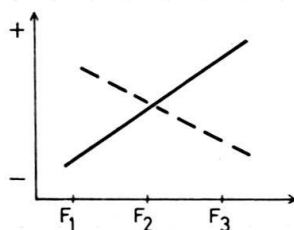


Fig. 8. Evolution au cours du temps du degré de déformation interne (traitillé) et de la taille des structures (trait continu).

A une échelle plus intime, l'étude des structures mineures suggère que le degré de déformation a été particulièrement intense dans les phases précoces, ce qui expliquerait l'orientation transverse des plis F_2 , en particulier. La déformation interne fut beaucoup moins importante lors de la formation des plis F_3 «en retour» (fig. 7), ce qui expliquerait leur orientation longitudinale, mais on peut aussi penser que l'échelle de ces structures a rendu leur réorientation progressive éventuelle beaucoup plus difficile.

Il n'est pas rare de constater dans les orogènes la présence de structures successives à orientation grossièrement perpendiculaire. Ici, c'est bien le cas entre F_2 et F_3 ,

et peut-être aussi entre F_3 et F_4 . On y a vu une certaine complémentarité, due à des phénomènes de réponse élastique de la part des structures tardives par rapport aux structures précoces (BADOUX 1972; TOBISCH & FISKE 1976). Pour le moment, on ne peut conclure.

Subsiste encore le problème crucial de l'âge du métamorphisme glaucophanitique.

Il se présente comme suit:

- a) Les plis NNW-SSE (F_2) affectent le contact entre la nappe Dent-Blanche et des unités sous-jacentes, dont on a démontré dans la région Anniviers-Tourtemagne qu'elles comprennent des couches d'âge Crétacé supérieur et peut-être Tertiaire inférieur (ELLENBERGER 1958, MARTHALER 1981).
- b) Les paragénèses à glaucophane (et à pyroxène sodique), liées aux plis F_2 de la région des Dolins ne peuvent donc être attribuées à la phase éo-alpine datée de 80 à 100 ma.
- c) Ou alors les plis F_2 sont bel et bien à attribuer à la phase éo-alpine, et la superposition finale de la nappe Dent-Blanche sur son substrat est postérieure à cet événement.

C'est là tout le problème du métamorphisme glaucophanitique dans le Briançonnais, problème qui a été discuté par DESMONS (1977); on n'y exclut pas la possibilité d'un métamorphisme à haute pression d'âge tertiaire.

Le dilemme du caractère synchrone ou métachrone des paragénèses à haute pression dans les divers secteurs du système alpin demeure. De toutes façons, il semble bien que, comme le développement des structures en plis, la translation des unités nappées est de nature polyphasée.

Il faut également noter que les minéraux indicateurs de pressions métamorphiques plutôt élevées n'ont pas été trouvés dans la région du val d'Anniviers (par exemple dans le massif des Diablons, PILLOUD & SARTORI 1981), ce qui pourrait suggérer un gradient de P, pour la phase F_2 , croissant d'est en ouest. A cela, on pourrait peut-être corrélérer a) la disparition progressive vers l'ouest des séries du Barrhorn, dont il ne reste qu'une mince cicatrice au niveau du Pic d'Artsinol, b) le rétrécissement toujours croissant de l'ensemble des séries en direction du col du Grand-St-Bernard, où une distance minimale sépare les massifs cristallins externes du front de la nappe Dent-Blanche (dont on a dit plus haut qu'il devait auparavant se prolonger vers le nord) et où des lames de socle sont juxtaposées pratiquement sans relique de couverture. Et ce n'est peut-être pas un hasard si la courbure de l'arc alpin commence dans la région du Grand-St-Bernard.

BIBLIOGRAPHIE

- ARGAND, E. (1934): *La zone pennique*. Guide géol. Suisse, 1^{re} éd., fasc. 3, p. 149-189. - Wepf, Bâle.
- AYRTON, S. (1980): *La géologie de la zone Martigny-Chamonix (versant suisse) et l'origine de la nappe de Morcles (un exemple de subduction continentale)*. - *Eclogae geol. Helv.* 73/1, 137-172.
- (1981): *Massifs cristallins externes: autochtones ou allochtones?* - *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 661-662.
- (1982): *Granite and the complementarity of orogenic belts*. - A paraître.
- BADOUX, H. (1972): *Tectonique de la nappe de Morcles entre Rhône et Lizerne*. - Matér. Carte géol. Suisse 143.

- BOURBON, M., CARON, J.-M., LEMOINE, M., & TRICART, P. (1979): *Stratigraphie des schistes lustrés piémontais dans les Alpes Cottiennes (Alpes occidentales franco-italiennes): nouvelle interprétation et conséquences géodynamiques*. – C.R. somm. Soc. géol. France 4, 180–182.
- BUGNON, C., & HAARPAINTNER, T. (1979): *Etude géologique et minéralogique de la région d'Arolla, y compris le Grand et le Petit Mont Dolin*. – Trav. Diplôme inédit, Univ. Lausanne.
- COMPAGNONI, R. (1977): *The Sesia-Lanzo Zone: high pressure-low temperature metamorphism in the Austroalpine Continental margin*. – Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol. 33, 335–374.
- CORTESOGNO, L., GIANELLI, G., & PICCARDO, G.B. (1975): *Preorogenic metamorphic and tectonic evolution of the ophiolitic mafic rocks (Northern Appenine and Tuscany)*. – Boll. Soc. geol. ital. 94, 291–327.
- DAL PIAZ, G. (1976): *Il lembo di ricoprimento del Pillonet, falda della Dent Blanche nelle Alpi occidentali*. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 31.
- DESMONS, J. (1977): *Mineralogical and petrological investigations of Alpine metamorphism in the internal French Western Alps*. – Amer. J. Sci. 277, 1045–1066.
- ELLENBERGER, F. (1958): *Etude géologique du Pays de Vanoise*. – Mém. Carte géol. France.
- FINGER, W. (1975): *Jurassic marine scarp breccias in the Lower Austroalpine belt of Julier Pass (Graubünden, Switzerland)*. – Publ. 9th Int. Congr. Sedimentology Nice 4, 119–127.
- FLINN, D. (1962): *On folding during three-dimensional progressive deformation*. – Quart. J. geol. Soc. London 118, 385–433.
- GERLACH, H. (1871): *Das Südwestliche Wallis*. – Beitr. geol. Karte Schweiz 9.
- GOSSO, G. (1977): *Metamorphic evolution and fold history in the eclogitic micaschists of the upper Gressoney Valley (Sesia-Lanzo zone, Western Italian Alps)*. – Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol. 33, 389–407.
- GOSSO, G., DAL PIAZ, G.V., PIOVANO, V., & POLINO, R. (1979): *High pressure emplacement of early-Alpine nappes, postnappe deformations and structural levels (Internal Northwestern Alps)*. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 32.
- GRUNER, U. (1981): *Die jurassischen Breccien der Falknis-Decke und altersäquivalente Einheiten in Graubünden*. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 154, 1–136.
- HAGEN, T. (1948): *Geologie des Mont Dolin und des Nordrandes der Dent Blanche-Decke zwischen Mont Blanc de Cheillon und Ferpècle (Wallis)*. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 90.
- HELMSTAEDT, H., & ALLEN, J.M. (1977): *Metagabbro-norite from DSDP hole 334: an example of high-temperature deformation and recrystallization near the Mid-Atlantic Ridge*. – Canad. J. Earth Sci. 14, 886–898.
- MARTHALER, M. (1981): *Découverte de foraminifères planctoniques dans les «schistes lustrés» de la pointe de Tourtemagne (Valais)*. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 75/3, 171–178.
- MOIX, J.R., & STÄMPFLI, E. (1981): *Description géologique et pétrographique du massif du Pic d'Artzinol (Valais central)*. – Bull. Murithienne, Soc. valais. Sci. nat. 98, 23–32.
- PILLOUD, C., & SARTORI, M. (1981): *Etude géologique et pétrographique de la région des Diablons (val de Zinal)*. – Trav. Diplôme inédit, Univ. Lausanne.
- RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. – McGraw-Hill, New-York.
- SANDERSON, D.J. (1973): *The development of fold axes oblique to the regional trend*. – Tectonophysics 16, 55–70.
- SCHAER, J.P. (1959): *Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes*. – Arch. Sci. Genève 12/4, 481–620.
- SCHÜPBACH, M.A. (1973): *Comparison of slope and basinal sediments of a marginal cratonic basin (Pedregosa Basin, New Mexico) and a marginal geosynclinal basin (southern border of Piemontais Geosyncline, Bernina Nappe, Switzerland)*. – Ph. D. thesis Rice Univ., Houston.
- STROBACH, K. (1973): *Curvature of Island Arcs and Plate Tectonics*. – Z. Geophys. 39, 819–831.
- STUDER, B. (1851–1853): *Geologie der Schweiz*. – Stämpfli, Bern.
- STUTZ, A.H., & MASSON, R. (1938): *Zur Tektonik der Dent-Blanche-Decke*. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 18, 40–53.
- TOBISCH, O., & FISKE, R.S. (1976): *Significance of conjugate folds and crenulations in the central Sierra Nevada, California*. – Bull. geol. Soc. Amer. 87, 1411–1420.
- WEIDMANN, M., & ZANINETTI, L. (1974): *Quelques données nouvelles sur la série du Mont Dolin*. – Eclogae geol. Helv. 67/3, 597–603.
- WEISSERT, H. (1975): *Zur Geologie der Casanna bei Klosters*. – Eclogae geol. Helv. 68/1, 222–229.