

***L'ophiolite du Chenaillet
(Montgenèvre, Alpes franco-italiennes),
témoin d'un segment de ride volcanique axiale
d'un océan à croissance lente***

***The Chenaillet ophiolite
(Montgenèvre, franco-italian Alps),
witness of a segment of an axial volcanic ridge
of a slow spreading rate ocean***

Françoise Chalot-Prat¹ - Eric Coco¹ - Pierre-Yves Bourlier¹

¹ CNRS/CRPG - Université Nancy Henri Poincaré, B.P. 20, 54501 - Vandoeuvre-les-Nancy, France chalot@crpg.cnrs-nancy.fr

Résumé

Cette étude a pour objectif d'établir la structure interne d'un ensemble volcanique et de son socle mantellique et gabbroïque à l'axe d'une dorsale fossile, de façon à mieux comprendre les relations entre magmatisme et déformation de la lithosphère océanique lors de l'expansion d'un océan à croissance lente.

La cartographie détaillée au 25.000ème de l'ophiolite du Chenaillet (Alpes Franco-italiennes), d'âge jurassique supérieur (~150 Ma), associée à un déchiffrement approfondi des structures volcaniques à différentes échelles apportent un éclairage nouveau et fondamental pour la résolution de cette problématique. Les principaux résultats concernent:

- la reconnaissance de la structure d'un fond océanique épargné par la tectonique et le métamorphisme alpins et dont la paléoverticale est préservée;

- l'identification de deux types de volcans à tubes et cousins, en langues d'une part et en cônes (= hummocks) d'autre part, construits sur des pentes en formation; ces volcans ne superposent pas les uns sur les autres et sont d'autant plus récents qu'ils sont plus hauts topographiquement;

- la formation de volcans composites organisés, soit par empilement de langues directionnelles dans un système en escalier, ou par alignement de cônes dans un système en peigne; dans le type escalier, les éruptions sont nourries à partir de fissures perpendiculaires à la pente d'écoulement et localisées à la racine des marches; dans le type peigne, les volcans sont centrés sur un conduit situé à la croisée de deux fractures obliques l'une sur l'autre; les peignes, pseudosymétriques de part et d'autre des crêtes, constituent des segments grossièrement en échelon (= hummocky ridges) entre cinq volcans composites majeurs;

- la mince épaisseur de l'ensemble volcanique et des corps de gabbro (≤ 50 m) recouvrant partiellement le manteau, lequel constitue l'essentiel de cette unité ophiolitique;

- la mise en évidence d'une tectonique mantellique synchrone de l'expansion océanique et des éruptions; cette tectonique se manifeste d'une part par le bombement du manteau particulièrement sous les zones volcaniques, d'autre part par la bréchification du toit du manteau et des gabbros le long de failles de détachement ayant conduit à leur exhumation au fond de l'océan ou sous les volcans en formation;

- les nombreuses analogies à différentes échelles d'observation entre la structure de l'ophiolite du Chenaillet et un segment de zone axiale, incluant une colline abyssale et son socle alentours, à la dorsale médio-Atlantique; la surface d'érosion actuelle de l'ophiolite est une surface structurale qui représente, *aux effets de l'érosion près*, la paléomorphologie de cette portion de rift interne. Les conditions qui ont permis la préservation exceptionnelle de cet objet dans les Alpes restent à préciser.

INTRODUCTION

Both opening and slow rate spreading of oceans are associated with mantle and gabbro tectonic exhumation at sea floor. This exhumation, contemporaneous of basaltic eruptions from time to time, would occur by simple shear along concave downwards low-angle detachment faults during oceanic opening and by pure shear along symmetric high-angle faults during oceanic spreading.

In both cases, the successive emplacement of intrusive and extrusive magmas above the sub-oceanic mantle remains rather enigmatic as it suggests successive rheological behaviour changes of this mantle. Furthermore at the mid-oceanic ridge, the volcanoes never emplace along the high-angle faults on both sides of the internal rift, but along the axial zone. None obvious relationship exists between syn-rift faults and the magmatic fractures rooted in the reservoir at the axial zone. The same problem arises with the downwards concave low angle faults during the opening stages of the ocean.

In order to better assess how together volcano emplacement, basement exhumation and ocean enlargement could be linked, a 1:25,000 mapping of a fossil ocean-floor structure, upper Jurassic in age and preserved from alpine tectonic and metamorphism, was performed in the Chenaillet ophiolite (Franco-Italian Alps).

The present study mainly focuses on the deciphering of volcanic systems and their space and time relationships with the mantle and gabbroic basement. Its interest is enhanced by numerous new results, the major ones being the characterization of (1) the architecture of volcanoes and their organization at different scales, (2) the paleovertical during the building of volcanoes, (3) the paleomorphology, *except for the erosion effects*, of the oceanic floor, and (4) the tectonic breccias underlining detachment faults leading to the exhumation of basement at sea floor.

It is now possible to identify the three dimensional geometry of this small fragment of ocean floor, similar to an abyssal hill with its surrounding basement at the axial zone of a slow rate spreading ocean of Atlantic type.

This paper includes a detailed presentation of the numerous field observations which led to understand the *structure* of the objects at different scales and to carry out this geological map of a segment of a fossil mid-oceanic axial ridge. The relative chronology of emplacement of the different units is discussed. The building processes of this ocean floor are presented in Chalot-Prat (2005).

GEOLOGICAL SETTING

The Chenaillet ophiolite is one of the rare witnesses, totally preserved from metamorphism *and* tectonic, of the Alpine Tethys. It formed around 150 Ma, at the Middle to Upper Jurassic boundary.

This unit is included in a nappe overlying the Lago Nero highly metamorphosed ophiolitic nappe. Located at 8 km from Briançon (France), it outcrops on 30 km² between 1850 and 2650 m.

LITHOLOGICAL UNITS

We described here all the lithological units identified on the geological map (Fig. 1A). Three of them are major: the serpentinitized peridotites representing the upper part of the oceanic lithospheric mantle, the gabbros and the basalts representing the oceanic crust. On the whole basalts overlie mantle or gabbro the top of which is underlined with tectonic breccias sometimes overlain by thin detritic deposits. Gabbros are often crosscut by diorite and syenite veins.

Serpentinitized peridotites are black massive rocks with a porphyroclastic texture showing a HT foliation. Porphyroclasts (enstatite, clinopyroxene and Cr-spinel) and surrounding neoblasts (olivine, clinopyroxene, rare amphibole) are preserved from place to place. This assemblage is typical of a secondary lherzolite coming from metasomatism of an initial residual mantle, as also suggested by trace element data (Chalot-Prat et al. 2003; Chalot-Prat, study in process).

Tectonic breccias of serpentinites are of two types, bt1 and bt2. They form thin (20 cm to 3 m) horizons, capping massive serpentinitized peridotites and underlying the volcanoes. The difference between both types comes from the clast size (≤ 1 mm in bt1; 0,5 mm to up to 30 cm in bt2). Their internal structure suggests several stages of ductile and brittle deformation before the last fragmentation. Both include up to 2% of dolerite clasts. Their matrix is finely brecciated.

Gabbros are coarse-grained to pegmatitic rocks with two types of mineralogical assemblages: (1) with olivine (pseudomorphosed in chlorite), plagioclase (albitized) and accessory preserved augite; (2) with plagioclase (albitized) and abundant preserved augite and late-magmatic red-brown amphibole. Each large body is formed with small bodies. Each small body is surrounded by foliated to mylonitic margins (flaser gabbro) resulting from a HT deformation during a late- to post-magmatic stage. Each large body is believed to originate from the successive accretion of distinct magmatic pockets intrusive within the mantle and emplaced within a dynamic tectonic environment.

Tectonic breccias of gabbro cap the top of gabbro bodies; they are equivalent to the serpentinite tectonic breccias. They include microclasts of gabbro and rare dolerite in a finely brecciated matrix.

Alkali syenites are grey, fine-grained, rarely porphyritic rocks. They include preserved albite, green-brown amphibole, zircon, allanite and apatite. They form thin sills or veins crosscutting massive peridotites and/or gabbros, sometimes themselves crosscut by dolerite dykes.

Ferrogabbros are black fine-grained rocks. They include preserved augite, brown amphibole, ilmenite,

albitized plagioclase and accessory minerals. Closely associated with alkali syenites (immiscibility relationships?), they form sills within gabbros.

Arenites and siltites of serpentinite and gabbro are found as thin and discontinuous and dismembered deposits capping the serpentinite tectonic breccias and below the volcanic edifices. They came only from erosion of tectonic breccias and sometimes recorded the beginning of volcanic eruptions.

Tectono-sedimentary breccias include heterometric clasts of serpentinite tectonic breccias (bt1), massive serpentinite, rarely gabbro and basalt. They are collapse breccias at the bottom of a steep cliff.

Basalts form most of the volcanoes and a number of dykes crosscutting the gabbros. Mostly aphyric at the naked eye, they display a quenched texture in thin section, with an assemblage of pseudomorphs of olivine, albitized plagioclase, preserved augite and opaques. They have a chemical composition close to that of Indian E-MORB (Chalot-Prat, 2005).

Dolerites differentiate from basalts by their intersertal fine- to medium-grained texture. Some large accumulations of pillows and tubes and their feeder dykes are entirely formed with dolerite (Fig. 1A). It demonstrates that they emplaced within an environment where the heat flux was significantly rather high.

ARCHITECTURE OF INDIVIDUAL VOLCANOES

The term of individual volcano is given to any edifice built from a lava eruption from a same event or fissure during only one eruptive period. During eruption, lava forms mainly tubes and pillows, rarely thin flows.

To decipher both the internal structure and the building process of volcanoes, it is necessary to identify not only the polarity of pillows and tubes, but also their flowing directions and the location of the feeder dyke relative to the accumulation of tubes and pillows.

Two types of edifices were identified, tongue and conic volcanoes.

Tongue volcanoes (Fig. 1A, 1B and 2): a tongue consists in an accumulation of tubes and pillows emplaced on a moderate slope from a feeder dyke located at the root of the tongue. Several tongues, successively emplaced, can be superposed one on each other. The feeder dykes crosscut the basement and the former tongues. They trend in two orthogonal directions, the dominant one being perpendicular to the flowing direction of tubes and pillows.

Conic volcanoes (Fig. 1A, 1B, 3, 4-1 and 4-2): a conic volcano consists in an accumulation of tubes and pillows surrounding a subvertical feeder dyke. Its internal structure demonstrates that it was built on a slope in formation, steeper and steeper with time. This is the reason of the vertical and reverse dip of the downhill slope of some volcanoes. Two volcanoes are never observed one above the other. On a same slope, the higher the volcano, the younger it is. So the crests of the relief are underlined with the youngest volcanoes. The

basement of volcanoes, underlined with tectonic breccias, outcrops between and below volcanoes on the steep slopes of the central and eastern parts of the ophiolite.

ARCHITECTURE OF COMPOSITE VOLCANOES

Tongue and conic volcanoes are not randomly distributed within the volcanic unit. Two types of composite volcano, named volcanic system, are evidenced: the stair system made of tongue volcanoes, the comb system made of conic volcanoes.

The stair system is built on a slope crosscut by a set of normal faults (up to 600 m of height difference between base and top on a length of up to 1.5 km) (Fig. 1A, 1B, 2 and 5). Between two normal faults, each step is formed with a tongue stacking overlying an already exhumed basement (mantle and/or gabbro). The main fissural conduit superposes to the fault formed at the root of each step. Secondary conduits are sub-orthogonal to the main ones. Most often, one or several tongues of an upper step cascade over tongues of the lower step. The higher the step, the younger it is relative to the others. This means that the slope increased uphill with time.

The comb system (up to 200 m of height difference between base and top on a length of 250 m in average) (Fig. 3, 4-1 and 4-2 and 6) consists in well-defined alignments of conic edifices in two non-orthogonal directions, teeth and lines. The teeth correspond to parallel alignments of conic volcanoes on the slope. The higher the volcano, the younger it is relative to the others. In return along a same line, volcanoes are coeval. The branch of the comb, parallel to the lines, is underlined with the youngest volcanoes of the system. This chronology of emplacement is supported by rhythmic variations of major and trace element contents of basalts from one line to another (Chalot-Prat, 2005). Several combs can follow one another from the base to the top of a slope. Most comb systems appear pseudosymmetric on both sides of a topographic ridge (Fig. 1A, 1B, 4-1A, 4-2D and 6).

Whatever the system, the thickness of the basaltic pile remains very thin (≤ 50 m) above its basement, the top of which is undulated on the whole.

DOLERITIC AND BASALTIC DYKES WITHIN THE BASEMENT

Dykes and sills are believed to be the root of volcanoes. Sills are rather frequent within the first meters below the top of the mantle and gabbroic basement. Dykes, more or less vertical, are observed everywhere, but no one has been observed crosscutting the horizon of tectonic breccias. Several dyke generations exist as they can crosscut each other. Their boundaries are mostly sharp, linear or sinuous, parallel or crosscutting the HT foliation of gabbros and peridotites. In some gabbro bodies, the boundaries of the dykes are diffuse, demonstrating that the basaltic magma injection occurred as the gabbro was in process of crystallisation and ascending towards the ocean floor.

GENERAL STRUCTURE OF THE OPHIOLITIC UNIT; SPACE AND TIME RELATIONSHIPS BETWEEN THE VOLCANIC UNIT AND ITS BASEMENT

The structure of this ophiolitic unit evidenced with this field study (Fig. 1 and 7) is fundamentally different from that proposed by previous authors. It is deduced from the observations of the structure and the chronology of emplacement of volcanoes, but also from the detailed mapping of gabbro bodies and serpentinized peridotites around and below volcanoes.

In summary, it has been demonstrated that the paleovertical is preserved, and that the recent topography is a structural surface which, *except for the erosion effects*, superpose to the oceanic paleotopography. Besides the volcanoes were built from the base to the top of a slope in formation, which demonstrates that they cannot superpose one on each other. Everywhere they directly cap the mantle and gabbroic basement.

The volcanic unit is thus thin (≤ 50 m) and discontinuous. The same applies to the gabbro bodies. Both units cap the top of the basement underlined with tectonic breccias formed along detachment faults which led to its exhumation at the sea floor.

In the six detailed cross sections (Fig. 7-2 and 7-3), the top of the basement is crudely convex upward and more or less undulated in detail. The amplitude of undulations is more pronounced below the composite volcanoes. As higher the volcanoes, younger they are relative to the others, the swelling of the basement is believed to be at least in part synchronous with and stressed by the volcanic activity.

At 1:100,000 (Fig. 7-1), this ophiolitic unit (30 km² on up to 500 m in thickness) corresponds to the uppermost unit of an alpine tectonic edifice. Its bottom tectonic contact is slightly inclined eastwards and convex upwards in a N-S trending direction. This N-S convexity would result from a tectonic decollement along a pre-existing convex weakness zone within the upper part of the oceanic mantle (serpentinisation front?).

Other syn-oceanic tectonic events are characterized by three sub-meridian fractures F1, F2 and F3 (Fig. 1A, 1B, 7-2 and 7-3), somewhat blurred at the centre of the massif. As the architecture of volcanic systems is not the same between two next blocks, they formed just before the beginning of the volcanic activity.

The geometrical relationships between the volcanic unit and the mantle and gabbroic basement are different on the western and eastern sides of the ophiolite. On the western side, the gabbro body was exhumed before the emplacement of the Chenaillet composite volcano. On the eastern side, it is possible to conceive that the basement exhumation and its swelling are synchronous with volcanism, which suggests that gabbro and volcano emplacements were synchronous but on next sites.

Otherwise the formation of sediments post-dated the basement exhumation and pre-dated the volcanic activity. The dislocation of deposits at both base and top of a comb

and their absence below volcanoes *within* the comb could be explained if the comb formation was synchronous with a second stage of basement exhumation (Chalot-Prat, 2005).

THE CHENAILLET OPHIOLITE, A WITNESS OF A SEGMENT OF AN AXIAL VOLCANIC RIDGE IN A SLOW SPREADING OCEAN

All our observations lead to compare this exceptionally preserved fragment of ocean floor to recent axial zones within the deep internal mid-oceanic rift of Atlantique and Indian Oceans. Such zones are known with field observations along profiles with a submersible at small scale, and mainly indirectly by geophysical explorations at a scale equal to or higher than 1:100 000.

It appears that from the overall dimensions and morphology (convex upward segment of 3-5 km in width on 30 km²), the topography (relief of 100 to 600 m above the oceanic floor with frequent steep slopes), the dimensions and internal structure of conic volcanoes (3-15 m in diameter on 3-30 m high) and their analogy with hummocks, the dimensions of major composite volcanoes (700-1500 m in diameter on 100-300 m high), and at last the architecture of the volcanic unit with often pseudo-symmetric several strings of micro-segments analogous to hummocky ridges, the Chenaillet unit is a witness of a volcanic abyssal hill and its surrounding basement as described at the axial zone of the Atlantic Ocean (FAMOUS zone). It also looks like to a 4th order segment at the Reykjanes Ridge. The MORB signature of the basalts supports this comparison. The existence of large zones of exhumed basement on both sides of this abyssal hill is another strong argument. Indeed they attest not only for the discontinuity of eruptive zones as in any axial zone of slow spreading oceans, but also for a basement exhumation predating or synchronous with the eruptive activity.

CONCLUSIONS

Our results fundamentally change our look on the three dimensional structure of this ophiolitic nappe, but also of the axial volcanic ridge of a slow spreading ocean. Furthermore they enable to detail the space and time relationships between the mantle basement and the volcanic unit. At last, they ask the question of the exceptional preservation of this object in the Alps

Our observations evidence (1) the structure of two types of individual volcanoes, as tongue and as cone (= hummocks), which enables to demonstrate the preservation of the paléoverticale, and the paleomorphology *except for the erosion effects* of the ocean floor; (2) the organization and the chronology of emplacement of individual volcanoes within two types of volcanic systems, tongue stacking in a stair system and cone alignments in a comb system; both systems were built on slopes in formation, the higher the volcano, the younger it is relative to the others; comb systems, pseudosymmetric on both sides of a relief ridge (= hummocky ridge), are synchronous of the oceanic spreading; (3) the volcanic unit is less than 50 m in thickness; it caps the convex upwards surface of mantle, the uplift of which is synchronous with the eruptions; (4) the existence of tectonic

breccias underlining detachment faults at the top of the mantle and gabbroic basement; they help to draw the morphology of a convex upward exhumed surface; the dolerite clasts included in these breccias confirm that basement exhumation was synchronous with eruptions; (5) gabbroic exhumation and volcanic eruptions do not occur at

the same time on the same place; they followed one another on the western part of the ocean floor, whereas in the eastern part, they were likely synchronous but on next areas; (6) the Chenaillet unit is analogous to an abyssal hill as those described within the axial zone of the internal rift of a slow rate spreading ocean of Atlantique type.

End of the abridged English version

INTRODUCTION

Cette étude de l'ophiolite du Chenaillet s'inscrit dans un projet de recherche sur les relations existant entre magmatisme et déformation de la lithosphère océanique à l'axe d'un rift médio-océanique.

Le travail essentiel fut de déchiffrer l'architecture détaillée des volcans et leur organisation à l'échelle de quelques dizaines de km², avec l'objectif d'appréhender les processus tectoniques régissant à la fois l'injection du magma jusqu'à la surface et le positionnement permanent des volcans actifs à l'axe du rift pendant l'exhumation de manteau sur le plancher océanique. En effet comme le montre l'état des connaissances résumées ci-après, les modalités et le synchronisme de ces processus restaient mal compris.

L'ouverture et l'expansion des océans à croissance lente, type Atlantique ou Océan Indien, est associée à l'exhumation tectonique au fond de la mer de manteau et de corps lenticulaires de gabbros (Lagabrielle et Cannat, 1990 et réf. incluses; Cannat, 1993). Cette exhumation est antérieure à ou synchrone de la mise en place de volcans basaltiques dont l'étendue reste limitée au regard de la surface mantellique exhumée (Lagabrielle et Lemoine, 1997; Snow et al. 2002).

Les processus tectoniques régissant cette exhumation du socle des volcans s'inscrivent soit dans un système en cisaillement simple le long de failles de détachement faiblement pentées et concaves vers le bas lors de l'ouverture de l'océan (Whitemarsh et al. 2001 et réf. incluses), soit dans un système en cisaillement pur avec formation d'un rift le long de failles normales fortement pentées et concaves vers le haut lors de l'expansion océanique (Cannat et al. 1997; Lagabrielle et al. 1998 et réf. incluses).

Quelque soit le contexte, les conditions de mise en place des gabbros et des volcans à l'axe du rift restent mal comprises. Rappelons ici que manteau lithosphérique océanique et roches magmatiques n'ont pas de relation génétique d'une part (Rampone et al. 1995; 1996; 1998; Desmurs, 2001; Chalot-Prat et al. 2003), et que d'autre part gabbros et basaltes n'ont pas de relation par différenciation magmatique. Ils proviennent de réservoirs magmatiques distincts issus de la fusion partielle d'une même source asthénosphérique (Casey, 1997; Rampone et al. 1995; 1996; 1998; Desmurs, 2001; Chalot-Prat et al. 2003).

Ainsi le magma une fois formé est soit intrusif dans, soit extrusif au-dessus, du manteau sub-océanique. Cela suppose des changements successifs de comportement rhéologique du manteau lithosphérique dans un espace-temps restreint puisque les gabbros et leur encaissant mantellique affleurent à la zone axiale même et au pourtour des édifices volcaniques (Lagabrielle et Cannat, 1990). Il est remarquable que les volcans les plus récents ne sont *jamais* installés au droit des failles normales délimitant les contreforts internes du rift, mais à l'axe du rift (Smith et Cann, 1993; Cannat et al. 1997; Lagabrielle et al. 1998). Leur âge augmente au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'axe.

Il en résulte que le réseau de fractures conduisant à la formation des épaules du rift n'a pas de relation directe avec celui permettant la remontée du magma et ancré dans un

réservoir magmatique à l'axe du rift. Le problème est donc d'expliquer les modalités de l'expansion océanique à la zone axiale du rift avant que les volcans ne soient transférés sur les épaules du rift (Ballard et van Andel, 1977; Ramberg et van Andel, 1977; Lagabrielle et al. 1998). Le mode de construction des volcans est nécessairement un marqueur des mécanismes d'exhumation du manteau au fond la mer, d'où la focalisation de notre étude sur le sujet.

Dans l'ophiolite du Chenaillet, les structures des volcans restaient méconnues. Leur décryptage à différentes échelles d'observation est l'apport majeur de ce travail. Le déchiffrement des structures et variations lithologiques dans les gabbros, largement analysées par Caby (1995), a été complété par de nouvelles observations montrant la géométrie aplatie et la polarité de ces corps à différentes échelles. S'ajoute à cela l'identification de brèches tectoniques jalonnant les failles de détachement au toit du manteau et des gabbros et sous les volcans (Chalot-Prat et Manatschal, 2002a, 2002b; Manatschal et al. 2002).

Cependant, la résolution des problèmes passait par l'acquisition d'une vision détaillée en trois dimensions, non seulement des systèmes volcaniques et des corps de gabbro, mais aussi de la morphologie générale du fond océanique à l'échelle de cette portion d'océan, d'où la réalisation d'une carte géologique de l'ophiolite du Chenaillet au 25.000^{ème} sur la base de levés au 12.500^{ème} (Fig. 1A).

Toutes ces observations ont permis (1) de déterminer à la fois la paléoverthcale et la paléomorphologie de cet ancien fond océanique, (2) de caractériser la morphologie du toit du manteau océanique globalement bombée sous la couverture volcanique, (3) de comparer cette ophiolite à une portion de rift interne avec colline abyssale dans l'Océan Atlantique, enfin (4) de proposer un modèle de construction de ce fond océanique (Chalot-Prat, 2005), modèle démontrant le rôle majeur de la déformation lithosphérique associée à la mise en place et la genèse des magmas.

Le but de cette publication est la présentation des nombreuses observations de terrain ayant conduit à l'identification des diverses lithologies composant cette ophiolite, à la compréhension de la *structure* des objets à différentes échelles et enfin à la réalisation de la carte géologique au 25.000^{ème} d'un fond marin fossile. Au delà de la structure en 3 dimensions de l'ophiolite, les relations spatio-temporelles entre socle et couverture volcanique sont ensuite établies. Enfin les analogies remarquables existant entre l'architecture de cette zone océanique et celle des zones axiales de rifts médio-océaniques actuelles sont précisées.

CADRE GEOLOGIQUE

L'ophiolite du Chenaillet (Alpes franco-italiennes) est l'un des rares témoins de la Téthys Alpine totalement préservé du métamorphisme et de la tectonique associés à la fermeture de cet océan à croissance lente (Mével et al. 1978; Lagabrielle et Cannat, 1990; Caby, 1995; Lagabrielle et Lemoine, 1997; Costa et Caby, 2001; Chalot-Prat et al. 2003).

Ce fragment d'océan s'est formé à la limite Jurassique Moyen - Jurassique Supérieur. Les datations U-Pb sur mono-

zircons (Costa et Caby, 2001) dans une veine de diorite (dr) et une albitite ou syénite alcaline (sa), situent sa formation aux alentours de 156 ± 3 Ma (dr) à 148 ± 2 Ma (sa). L'âge Sm-Nd obtenu sur roche totale, plagioclase et augite séparés d'un même gabbro (Chalot-Prat et al. 2003) est de 142 ± 22 Ma (début Jurassique Supérieur). L'âge Sm-Nd sur roche totale à 198 ± 22 Ma (Costa et Caby, 2001), déduit de la corrélation entre six gabbros issus de corps distincts, doit être considéré avec prudence dans la mesure où les relations génétiques entre ces gabbros ne sont pas établies.

Cette unité du Chenaillet repose en contact tectonique sur l'unité ophiolitique de « Lago Nero – La Replatte » déformée et métamorphisée dans le faciès Schistes Bleus (Polino et Lemoine, 1984), laquelle affleure en périphérie et dans une étroite fenêtre au cœur de cette unité supérieure du Chenaillet (Bertrand et al. 1982, 1987; Barfèty et al. 1995, 1996).

Localisée 8 km à l'Est de Briançon (France), l'ophiolite du Chenaillet affleure sur une trentaine de km^2 dans le massif du Chenaillet entre 1850 et 2650 m entre Montgenèvre (France) et Clavières (Italie) au Nord, et entre La Chau et Rif Tord (France) au Sud. Trois sommets majeurs sont repérables, le Chenaillet (2650 m), le Grand Charvia (2648 m), La Loubatière (2545 m). Ces reliefs restent néanmoins modérés comparés à ceux qui les encadrent et qui culminent entre 3000 et 3300 m au nord comme au sud du massif du Chenaillet.

UNITES LITHOLOGIQUES

Les unités lithologiques référencées dans la légende de la carte géologique (Fig. 1A) sont décrites ci-après. Toutes les lithologies, à l'exception des brèches tectoniques associées aux serpentinites et aux gabbros, avaient été reconnues lors de précédentes études (Mével et al. 1978; Bertrand et al. 1982, 1987; Caby, 1995; Barfèty et al. 1995 et 1996; Costa et Caby, 2001). Les descriptions suivantes s'appuient donc sur des observations déjà publiées, complétées et souvent amendées par les nôtres.

Trois unités principales sont identifiables: des péridotites serpentinisées représentatives de la partie supérieure du manteau lithosphérique océanique; des corps de gabbro; des basaltes épanchés sous forme de tubes et coussins. Les basaltes reposent indifféremment sur le manteau ou les gabbros par l'intermédiaire d'un mince niveau de brèches tectoniques et parfois d'un mince horizon de sédiments détritiques surmontant ces brèches. Le manteau et les gabbros sont souvent recoupés par des sills de ferrogabbros et syénites alcalines.

Péridotites serpentinisées et brèches tectoniques associées

Péridotites serpentinisées: les affleurements ($1 \times 100 \text{ m}^2$) de ces roches massives et généralement très noires sont nombreux (Fig. 1A). La foliation de haute température (HT), avec allongement/étirement des pyroxènes et spinelles chromifères (Cr-Sp) pseudomorphosés ou non, est souvent visible à l'œil nu. Les veines millimétriques à centimétriques de pyroxénites, à diopside (Di) dominant et plagioclase (Plag) pseudomorphosé en chlorite, sont fréquentes (Serra

Giamassan; Costa Via Vecchia; NW Rif Tord; Cabane des Douaniers à Peyremoutte) et montrent parfois un début de foliation (Caby, 1995).

Dans le détail, la texture est porphyroclastique. Les porphyroclastes préservés (En et Di) sont déformés avec des évidences de recristallisation dynamique à HT dans le champ de stabilité du spinelle (Caby, 1995; ce travail). Ils renferment parfois des lamelles d'exsolution typiques des pyroxènes HT (Ishiwatari, 1985; ce travail). Un début de remplacement du Cr-Sp par du Plag (pseudomorphosé en hydrogrenat et chlorite) est observable dans certains échantillons mylonitiques (Caby, 1995). Les minéraux en néoblastes préservés de l'altération sont olivine (Ol), Di et rares pargasites (Amph)(Caby, 1995). Localisés au pourtour des porphyroclastes, ils ne sont pas déformés. Amph et Di en néoblastes sont d'origine métasomatique (Chalot-Prat, études en cours). L'empreinte d'un métamorphisme de plancher océanique auquel se superpose un léger métamorphisme d'âge alpin est perceptible (Mével et al. 1978; Caby, 1995).

Les analyses chimiques sur roche totale de quelques échantillons représentatifs (Chalot-Prat et al. 2003) permettent de préciser que ce sont des lherzolites secondaires, anciennes harzburgites métasomatisées ayant des points communs (minéralogie, éléments traces) avec des péridotites du manteau sous-continentale européen.

Par place (Costa Meideitta; N Rif Gran Pace; Costa La Luna et Via Vecchia - Cima Saurel; Col du Souréou), ce manteau serpentinitisé apparaît fracturé et lardé de filonnets de calcite (= ophicalcites 1 ou OC1, in Barfèty et al. 1995), typiques du toit du manteau au fond de l'océan (Tricart et Lemoine, 1989; Treves et Harper, 1994).

Brèches tectoniques de serpentinite: ces roches sont soit finement feuilletées très noires et lustrées (type bt1), soit bréchiques à clastes hétérométriques dispersés dans une matrice fine et plus ou moins abondante (type bt2). Elles sont interprétées comme des brèches de faille de détachement ayant conduit à l'exhumation du manteau au fond de la mer (Chalot-Prat et Manatschal, 2002a, 2002b; Manatschal et al. 2002).

Les horizons bt1, à feuilletage interne faiblement penté, jalonnent le toit du manteau massif sous forme d'horizons très minces (20-80 cm d'épaisseur; 3 m maxi), discontinus (quelques m^2 à centaines de m^2) sous l'effet de l'érosion. Ils affleurent soit à l'écart des zones volcaniques sur les pentes du panneau oriental de socle, soit directement en base et entre les volcans sur des pentes parfois très raides (Costa la Luna ; Costa Via Vecchia ; Col du Souréou; Loubatière W; N télési de l'Alp). En coupe à la faveur de l'érosion, ces niveaux peuvent alterner sur quelques mètres avec des horizons de serpentinite massive ou à feuilletage sub-vertical (N télési de l'Alp; Costa Via Vecchia). S'y intercalent parfois des lambeaux de gabbro folié et/ou de basalte.

En lame mince, ces brèches renferment de nombreux microclastes (0.5 à 1 mm), arrondis ou allongés, déchiquetés et effilochés, grossièrement orientés dans une trame de serpentinite fibreuse. Ces clastes proviennent de la bréchification de péridotite partiellement ou totalement serpentinisée (reliques de spinelle, enstatite, diopside et

amphibole). La serpentinite est partiellement ou totalement pseudomorphosée en calcite, épidote ou mica type muscovite (?). Ces horizons bt1, reconnus initialement dans les Grisons (Manatschal, communication personnelle), traduisent une déformation intense du manteau le long des failles de détachement contribuant à son exhumation au fond de l'océan.

Les horizons bt2, de 1-3 m d'épaisseur, sont soit sous-jacent au niveau bt1 (Col du Souréou), ou directement en semelle des volcans (versant S Col du Souréou; Loubatière W en placage discontinu sur pente raide). Les clastes sont souvent lustrés en surface, arrondis à sub-anguleux, hétérométriques (0,5 mm à 30 cm), à composition de serpentinite plus ou moins feuilletée. Par place s'y mêlent 1 à 5% de fragments de basalte doléritique ou/et de brèches de coussins doléritiques (Col du Souréou ; N Télési de l'Alp). Les fragments de serpentinite révèlent des épisodes successifs de déformation plastique et cassante avant la fragmentation finale. La matrice, localement feuilletée, est constituée de serpentinite broyée finement, plus ou moins complètement remplacée par de la calcite. Ces horizons bt2 présentent beaucoup d'analogies avec certains faciès d'ophicalcites tectoniques, décrites dans les Apennins par Treves et Harper (1994) et identifiées comme des brèches de faille de détachement conduisant à l'exhumation du manteau au fond de la mer.

Les failles dites « jurassiques » identifiées par Caby (in Fig. 1; 1995) font partie de ces failles de détachement que nous avons reconnues à l'échelle du massif.

Gabbros et brèches tectoniques associées

Gabbros: Ce sont des roches à gros grains (1-2 cm en moy.), parfois pegmatitiques (10-20 cm). Deux types d'assemblages existent: l'un à olivine (pseudomorphosée en chlorite), plagioclase (albitisé) et augite accessoire ou inexistante; l'autre à plagioclase (albitisé), augite abondante et souvent amphibole brun-rouge entourant l'augite et en position interstitielle dans les zones foliées.

De place en place, ces roches apparaissent foliées, voire mylonitiques à ultra-mylonitiques sur quelques cm à quelques dizaines de cm (= flaser gabbros in Mével et al 1978 ; Caby, 1995). D'après Caby (1995), ces zones décrivent un réseau anastomosé délimitant une multitude de petits corps ovoïdes ou ampoules de toutes tailles (50 cm à 10 m en section) à l'intérieur d'un même corps de gabbro. Ce réseau serait le résultat d'une déformation cisaillante à HT de la masse de gabbro dans un stade tardi- à post- magmatique. Néanmoins des différences importantes s'observent d'une ampoule à l'autre dans le même corps, comme (1) la taille des cristaux non déformés, (2) l'ordre de cristallisation plagioclase vs augite, (3) les compositions chimiques attestant que certaines ampoules sont des cumulats, d'autres représentatives d'un liquide initial sans différenciation (Chalot-Prat et al. 2003). Ces différences excluent que ces multiples ampoules moyennes proviennent de la cristallisation d'un même réservoir magmatique. Chaque corps de gabbro est plutôt le résultat de l'accrétion successive de poches distinctes de magma dans un environnement

soumis à des déformations cisaillantes dans un contexte d'étirement et de remontée vers la surface.

Ces nombreux corps de gabbro sont fréquemment recoupés et infiltrés par de multiples veinules et veines ramifiées de diorite à contours rectilignes ou sinueux, parfois à structure interne foliée (Caby, 1995). Les gabbros ont une origine mantellique asthénosphérique (Bertrand et al. 1987; Chalot-Prat et al. 2003). Les diorites pourraient provenir de la fusion partielle ($\leq 5\%$) des gabbros pendant le cisaillement à HT (Caby, 1995; Costa et Caby, 2001).

Brèches tectoniques de gabbro: ces brèches jalonnent le toit des lames de gabbro (N du télési de l'Alp; S du Lac Noir) où elles forment des horizons à limites franches, de 10 à 60 cm d'épaisseur et pentés d'environ 30-35° (Fig. 1C). Elles sont surmontées par les volcans soit directement (S Lac Noir), soit par brèches de serpentinite bt1 interposées sur 2-3 m (N télési de l'Alp).

La roche finement broyée inclue des clastes (gabbro et 1-2% dolérite) centimétriques, arrondis à sub-anguleux, noyés dans une matrice finement broyée de gabbro. Ces brèches sont l'équivalent des brèches tectoniques de serpentinite, et seraient les traceurs de failles de détachement ayant conduit à l'exhumation des gabbros.

Une étude préliminaire pétro-géochimique (Warin (2001), in Chalot-Prat et Manatschal, 2002a; Manatschal et al. 2002) de ces microbrèches de faille révèle une évolution métamorphique syn-tectonique rétrograde depuis le faciès amphibolite jusqu'au plancher océanique en présence de fluides hydrothermaux; l'activité de ces fluides a persisté après l'exhumation du gabbro au fond de la mer comme en attestent les modifications minéralogiques et chimiques post-cinématiques.

Ces zones de microbrèches peuvent alterner (N télési de l'Alp) avec des horizons de 5 à 50 cm de mylonites de gabbro à tracé sigmoïde sub-vertical. Les gabbros du corps principal sous-jacent présentent toujours une foliation sub-verticale sur 50 cm à 2 m d'épaisseur, foliation dont l'inclinaison diminue ensuite significativement en allant vers la base de la lame de gabbros (Chalot-Prat, études en cours).

Les épanchements basaltiques sus-jacents aux brèches tectoniques de serpentinite et de gabbro sont toujours indemnes de déformation. Ils scellent la faille de détachement dont la formation a conduit à l'exhumation du manteau et des gabbros.

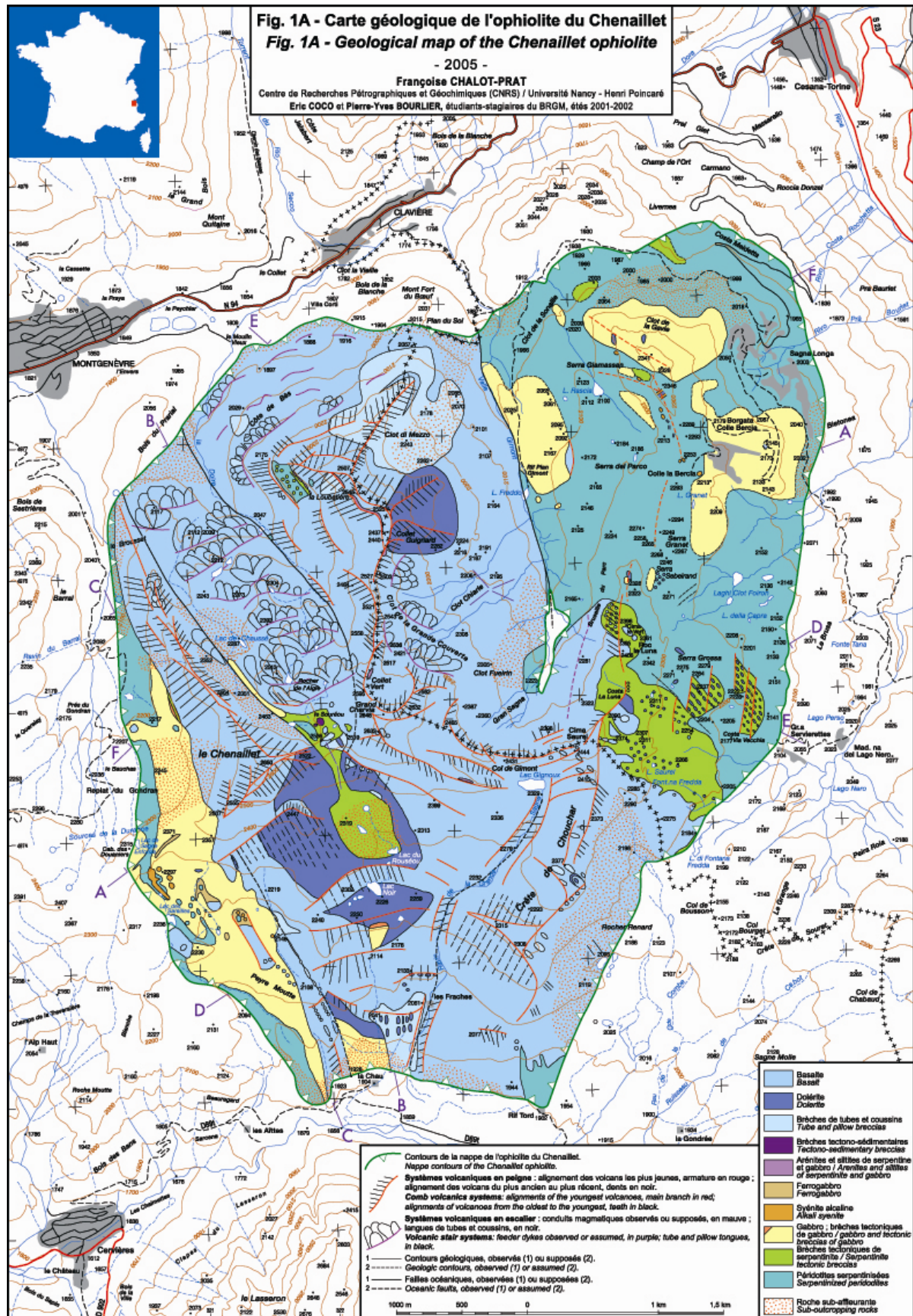


Figure 1A. Carte géologique de l'ophiolite du Chenaillet au 25 000ème, et localisation du massif du Chenaillet en France.

La carte a été dessinée à partir d'un fond topographique au 25 000ème résultant d'une composition à partir du découpage de la carte topographique IGN - Briançon-Montgenèvre -(n°3536 OT) au 25 000 ème, et des cartes topographiques italiennes au 10 000ème des feuilles Regione Piemonte (n° 171050 / 171060 / 171100), réduites au 25 000ème pour le secteur étudié

Syénites alcalines et ferrogabbros

Les syénites alcalines (ou albitites) sont des roches claires finement grenues parfois porphyriques, incluant albite (90%), amphibole brun-vert (8%), opaques, zircon, allanite et apatite (Caby, 1995, et réf. incluses). Elles forment des sills plurimétriques souvent digités, ou des veines pluricentimétriques, intrusives au sein des péridotites serpentinisées massives (Cabane des Douaniers ; Peyre Moutte ; Serra Giamassan - Clos de la Gavie) et des gabbros (Cabane des Douaniers ; Peyre Moutte ; Arête SW du Chenaillet). Dans les gabbros, elles peuvent être associées et en contact sinueux (plastiques?) avec des injections de ferrobasilte à ferrogabbro. Elles recoupent fréquemment les veines de diorite (Caby, 1995; ce travail). Sur la crête entre le Clot de la Gavie et Colle Bercia (Fig. 1A), l'un de ces corps de syénite est recoupé par un dyke (50 cm) de basalte doléritique, preuve que la mise en place de syénite peut être antérieure à certaines injections basaltiques.

Les ferrogabbros sont des roches noires finement grenues, parfois microlitiques, incluant augite et amphibole brune (50% avec prédominance de l'un ou l'autre), ilménite (20%), plagioclase albitisé (10%), apatite, sphène (Caby, 1995 ; ce travail). Ils forment des sills d'épaisseur métrique, plus ou moins continus sur 250-300 m de long, dans les gabbros (W de Peyre Moutte). Leur mise en place est localement synchrone de celle des syénites. Les contacts entre les deux roches sont francs mais très sinueux. Ces relations géométriques s'apparentent à des textures d'immiscibilité entre les 2 magmas originels comme proposé par Desmurs (2001) dans l'ophiolite de la nappe de la Platta (Suisse orientale). Cette hypothèse fut également proposée par Chapelle (1990, in Caby 1995) en utilisant la typologie des zircons.

Dépôts sédimentaires et tectono-sédimentaires

Ces dépôts font partie des ophicalcites de type 2 (in Barféty et al. 1995; 1996).

Arénites et siltites de serpentinite et gabbro: ces roches souvent en plaquettes, grises, lie de vin, ou noires, affleurent en minces niveaux lenticulaires (20-50 cm d'épais sur 1-5 m de long) au-dessus des brèches tectoniques de serpentinite (Versant W Loubatière) et *sous* les édifices volcaniques.

Ces sédiments apparaissent aussi en blocs (5 cm à 1 m de section) écroulés et piégés entre ou dans les coussins de lave (versant W et col de la Loubatière; S Collet Guignard; Vallon de la Doire (côte 2100 m); S Collet Vert; col du Souréou; crête W Lac Gignoux). Ainsi la majeure partie des sédiments affleure dans l'axe Loubatière – Crête Gignoux.

Ces sédiments finement stratifiés présentent de fréquentes structures de slumps. Ils peuvent renfermer quelques blocs de brèches de coussins (versant W Loubatière), ou être piégés et injectés sous l'effet de la compaction entre les coussins de lave (S Collet Guignard), preuve que le sédiment était encore gorgé d'eau au moment de la formation des volcans.

Dans le détail, les structures à stratification oblique, les figures de charge et les fractures synsédimentaires sont courantes. Elles témoignent de l'existence de courants importants et de l'instabilité du fond marin pendant le dépôt. Les lamines purement calcaires, micritique ou microsparitique, sont très fréquentes mais pas systématiques. Elles alternent avec des lamines plus ou moins riches en flammèches de serpentinite et clastes anguleux de gabbro (roche totale ou cristaux isolés). La serpentinite est plus ou moins calcitisée ou encore pseudomorphosée en grandes paillettes micacées type muscovite (comme dans les brèches tectoniques bt1). Le tout est inclus dans une matrice calcaire ou serpentineuse à laquelle se mêle souvent une proportion non négligeable de micrograins de quartz et de fines paillettes d'argiles.

Les fragments de basalte (doléritique/microlitique) et les hyaloclastites sont remarquablement absents la plupart du temps. Dans de rares endroits (S Collet Guignard) ils peuvent être abondants.

Ces dépôts d'arénites et siltites de serpentinite et de gabbro, parfois tufacés, proviennent de l'érosion des brèches tectoniques d'exhumation du socle (manteau et gabbros), et enregistrent le début de l'activité éruptive (Barféty et al. 1995; ce travail).

Brèches tectono-sédimentaires: décrites sous le terme de brèches ophicalciques de type 2 (OC2, in Barféty et al. 1995), elles forment un petit escarpement (20 m de haut; 30 m de large) au toit d'un horizon de brèches tectoniques de serpentinite bt1 surmontant des péridotites serpentinisées massives (contrebas N du Col du Souréou).

Elles consistent en une accumulation pêle-mêle de fragments hétérométriques (1 cm à 1 m), anguleux à sub-arrondis, de serpentinite feuilletée et massive, parfois de gabbro et de basalte. Les fragments infracentimétriques ont des contours généralement arrondis, parfois sinueux ou déchiquetés. Une matrice de calcaire micritique parfois microsparitique, ou d'arénite de serpentinite, est présente localement.

En lame mince, les fragments de serpentinite feuilletée présentent toutes les caractéristiques de déformation plastique et cassante des fragments de brèches tectoniques bt1. Ce dépôt, typique d'une brèche d'écroulement au pied d'un escarpement de faille, est essentiellement alimenté par le démantèlement de l'horizon de brèches tectoniques de serpentinite et de son socle de péridotite serpentinisée massive environnant (Barféty et al. 1995; ce travail).

Basaltes et dolérites

Basaltes: étudiés du point de vue minéralogique et chimique (Bertrand et al 1982 et réf. incluses, Bertrand et al. 1987; Chalot-Prat et al. 2003; Chalot-Prat, 2005), ils constituent la majeure partie des édifices volcaniques mais aussi des dykes recoupant les gabbros.

Leur texture est microlitique/squelettique/sphérolitique, rarement porphyrique (extrémité arête NW Chenaillet; versant NW Chenaillet ; massif Rocher de l'Aigle), parfois vésiculée en bordure de coussins ou au toit des coulées de lave. Cette texture est généralement homogène à l'intérieur

des volcans composites sauf rare exception (versant NW Chenaillet). Plagioclase albitisé, augite, souvent pseudomorphes d'olivine et magnétite forment l'assemblage habituel.

Compositions chimiques et isotopiques sont typiques des Basaltes des Rides Médio-Océaniques, et plus particulièrement des MORB de l'Océan Indien (Chalot-Prat, 2005).

Dolérites: ces roches sombres ne se différencient des basaltes que par leur texture microgrenue à finement grenue intersertale (grains de 0.1 à 2 mm).

Elles s'observent soit à l'échelle inframétrique à métrique (cœur de coussins; dykes au cœur du cône volcanique ou filons recoupant les gabbros), soit à une échelle hecto- à plurihectométrique *au sein* de la couverture volcanique (Fig. 1A: S Chenaillet; SE Loubatière). Dans ces secteurs, les édifices volcaniques (coussins et dykes) sont clairement identifiables, preuve du refroidissement du magma en surface. Ces observations sont similaires à celles de Schmincke et Bednarz (1993) dans l'ophiolite de Troodos.

La transition dolérite à basalte est rapide (<1 m). Les limites des secteurs doléritiques sont indépendantes de celles de volcans composites. Cette texture doléritique serait donc le témoin du refroidissement des ensembles volcaniques dans un environnement où le flux de chaleur était particulièrement élevé.

ARCHITECTURE DES VOLCANS INDIVIDUELS

Le terme de volcan individuel désigne ici un édifice construit par l'épanchement de lave au fond de la mer à partir d'un même événement et au cours d'un seul événement éruptif. Cet épanchement de lave se fait essentiellement sous forme de coussins (30 cm à 1 m de section) et de tubes (sortes de traversins de 2 à 10 m de long), plus rarement sous forme de coulées de laves (S Grand Charvia; N Cima Saurel) d'épaisseur toujours réduite (20-40 cm) sur 5 à 50 m de long.

Pour déchiffrer à la fois la géométrie et le mode de construction de ces volcans, il est nécessaire d'identifier non seulement la polarité des coussins et des tubes, mais aussi leur sens d'écoulement et la position du dyke nourricier par rapport à l'accumulation de coussins et de tubes. Ces deux derniers points, rarement évoqués dans les publications sur les ophiolites, sont essentiels dans les descriptions qui suivent.

Ainsi deux types de volcans individuels ont été identifiés dans la couverture volcanique du Chenaillet, les volcans en langues et les volcans coniques.

Volcans en langue

Ce type de volcan en forme de langue (Fig. 1A, 1B et 2) est bien développé sur le massif du Rocher de l'Aigle et sur le premier tiers des pentes des massifs de la Loubatière et du Grand Charvia.

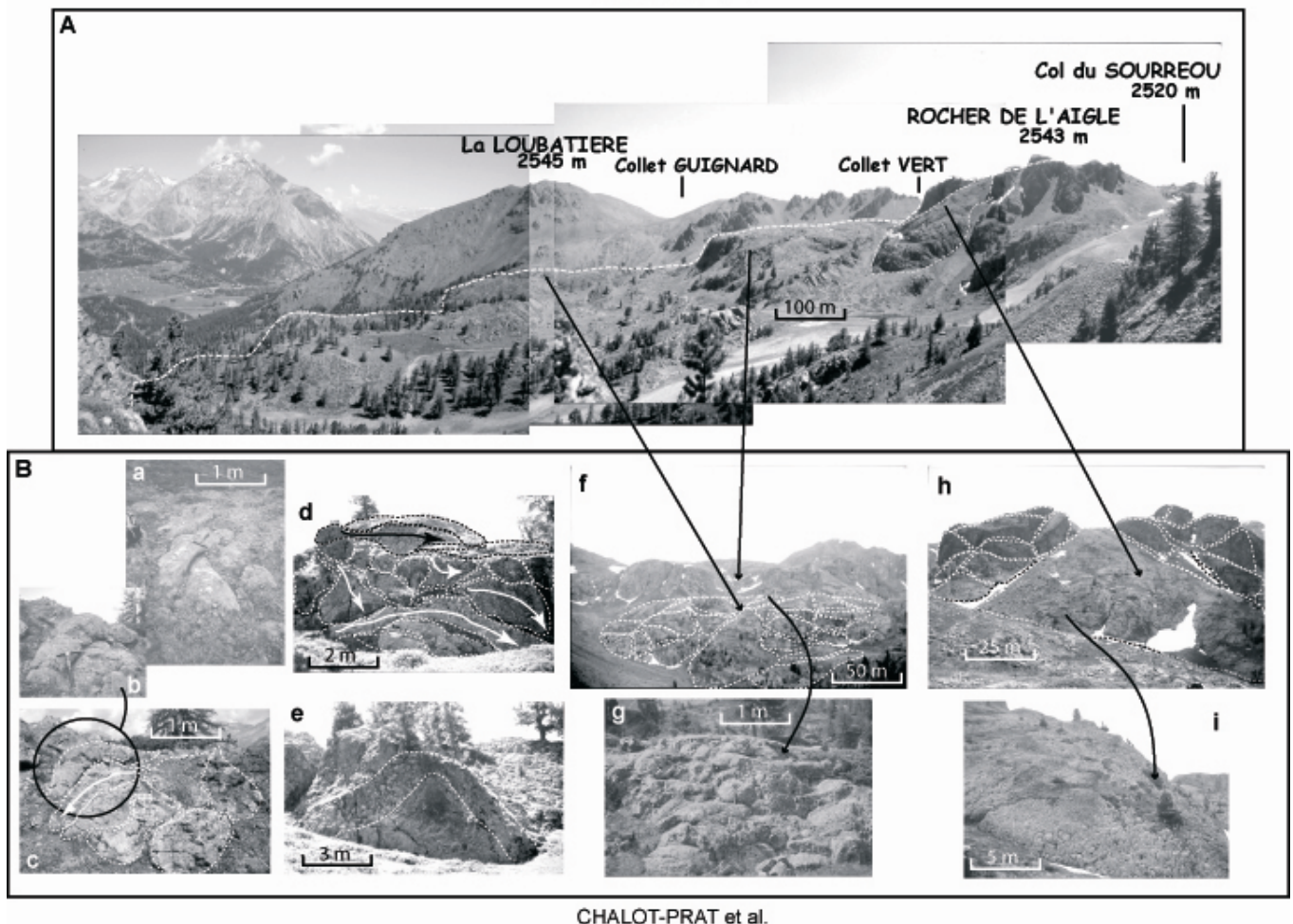
Les langues sont évasées vers l'aval, ont de 1 à 15 m d'épaisseur sur 5 à 70 m de large et 10 à 200 m de long. Elles sont constituées de tubes et coussins entrelacés (20 cm à 1 m en section), parfois de mégacoussins (3-5 m de haut sur 5-30

m de large), voire de minces coulées (20-50 cm d'épais sur 5-8 m de large). La polarité des tubes et coussins est toujours normale. Les surfaces d'écoulement sont sub-horizontales à moyennement pentées (<20° en moy.; 45° max.). Elles épousent les pentes actuelles. Les directions d'écoulement, souvent en éventail à l'intérieur d'une même langue, sont toujours dirigées vers l'aval de la pente. Ces langues sont semblables aux coulées de coussins en cascade décrites dans la zone axiale d'océans récents (Bryan, 1992 *in* Juteau et Maury, 1999; Macdonald, 1996; Karson et al. 1987).

Le site d'éruption de la lave est localisable à la racine de chaque langue. Les conduits magmatiques, visibles sur la tranche des entablements et à proximité de la racine des langues, sont matérialisés par des dykes verticaux à fortement pentés, d'épaisseur métrique à décamétrique, en faisceaux de 3-4 ou isolés. Ils recoupent le socle (gabbro en bordure W du massif du Rocher de l'Aigle; manteau serpentinsé sur flanc W de la Loubatière), se fraient un passage plus ou moins rectiligne entre les coussins, et sont coiffés par des coussins à polarité normale. Cette dernière observation est la preuve de leur lien direct avec le nourrissage des épanchements. Certains dykes renferment des brèches de coussins ramonées lors de l'injection de la lave au travers de l'amoncellement de coussins préexistants. Ces conduits existent dans deux directions suborthogonales. La direction dominante est perpendiculaire à la direction d'écoulement des langues.

Ainsi il apparaît que la pente du relief actuel se confond avec la paléopente d'écoulement des langues. La surface supérieure de ces volcans en langue est une surface structurale qui, *aux effets de l'érosion près*, représente la paléotopographie. La paléoverticale est donc préservée.

FIGURE 2



CHALOT-PRAT et al.

Fig. 2. Photos de volcans en langue et volcans composites en escaliers : **A.** Panorama: au premier plan, le système en escalier (matérialisé par une ligne en tiret) du massif du Rocher de l'Aigle (vue vers l'Est); la langue, représentée de front dans Bh, est soulignée d'une ligne en tiret; à l'arrière plan, les systèmes en peigne Collet Vert – Loubatière; – **B.** Détails de (A): **a, b, c.** épanchements de tubes et de coussins de lave au sein d'une langue (contours soulignés d'une ligne en tiret et flèche indiquant la direction d'écoulement dans c); en c, fragmentation in situ des coussins en front d'épanchement; **d.** vue en coupe d'un empilement de tubes et coussins (contours soulignés d'une ligne en tiret; flèche indiquant les directions d'écoulement) avec écoulement vers la droite; **e.** vue en section d'un mégatube à coeur massif et épaisse couronne de brèches (bordée d'une ligne en tiret); **f.** vue frontale aval de deux marches d'escalier, chacune étant constituée d'un empilement de langues de tubes et coussins; l'empilement des langues sur la marche inférieure est soulignée d'une ligne en tiret; **g.** vue frontale aval d'une langue à tubes et coussins; **h.** vue frontale aval d'une marche d'escalier dont l'une des langues vient baver sur le toit de la marche inférieure; l'empilement des langues de part et d'autre de cette langue est soulignée d'une ligne en tiret; **i.** détail de la terminaison d'une langue avec amoncellement de brèches de coussins au-dessus d'une masse de coussins.

Fig. 2. Photos of tongue volcanoes and stair composite volcanoes. **A.** Panorama: at the foreground, on the stair-type system of the Rocher de l'Aigle massif (eastwards view); at the background, on the Collet Vert – Loubatière comb-type systems; – **B.** Details from (A): **a, b, c.** outpouring of lava tubes and pillows within tongues (in c, contours underlined with a dotted line, and arrow for the flowing direction); in c, fragmentation in situ of tubes and pillows at the front of the outpouring; **d.** view in section of a tube and pillow pile (contours underlined with dotted line; arrows for the flowing directions); **e.** view in section of a megatube with a massive core and a thick brecciated margin (underlined with dotted line); **f.** downwards front view of two stair steps, each of them including a pile of tube and pillow tongues; the pile of tongues within the lower step are underlined with a dotted line; **g.** downwards front view of a tube and pillow tongue; **h.** downwards front view of a stair step, one of its tongue flowing on the lower step; the pile of tongues on both sides of this tongue is underlined with a dotted line **i.** detail of the termination of a tongue with accumulation of pillow breccias above a pillow mass

Volcans coniques

Ce type de volcan (Fig. 1A, 1B, 3, 4-1 et 4-2) est le plus communément observé. Il est construit sur les pentes les plus escarpées (45 to 80°) et les crêtes de la topographie actuelle du massif

Il est conique (3 à 30 m de haut sur une base de 3 à 15 m), symétrique ou asymétrique, formé d'une accumulation de tubes (2-4 m de long) et coussins (30 cm à 1 m de section) divergents autour d'un dyke vertical ou sub-vertical, lui-même souvent coiffé par quelques coussins à polarité normale (Fig. 4). Des volcans coniques constitués d'une accumulation de coulées de lave (50 à 80 cm d'épais sur 3 à 20 m de long et 3 à 10 m de large) sont observables au centre-est du massif (S Grand Charvia; N Cima Saurel). Au vu de la composition chimique globalement constante des basaltes (Bertrand et al. 1987; Chalot-Prat et al. 2003; Chalot-Prat, 2005), ces épanchements sous forme de coulée correspondraient à des éruptions à débit beaucoup plus conséquent que ceux ayant produit les tubes et coussins.

Ainsi dans tout le massif l'état de préservation de ces édifices est étonnant. Néanmoins l'érosion est plus sensible dans certains secteurs (Rocca via Vecchia; Crête du Chouchar) où seules les racines de volcans sont repérables. Il n'en reste pas moins que la paléoverticale est préservée et qu'aux effets de l'érosion près la morphologie originelle des cônes est le plus souvent identifiable. Comme pour les volcans en langue, la surface supérieure de ces volcans est une surface structurale mimant la paléotopographie.

A l'extrémité de la Crête N de la Loubatière, les édifices sont constitués de coussins entièrement bréchiques (blocs de 10-15 cm de diamètre), sauf en base d'édifice (1-2 m d'épais.) où ils sont massifs. La matrice est le plus souvent inexistante, parfois lavique. La forme générale des coussins et de l'édifice ainsi constitué est reconnaissable, suggérant une fragmentation hydroclastique (?) in situ au fur et à mesure de la mise en place des coussins. Ce type de bréchification, sans désagrégation ni désorganisation de la structure générale des édifices, est également fréquent au front des langues décrites antérieurement (Fig. 2Bc/i).

Dans le détail, l'observation de ces volcans coniques (Fig. 3) montre que la seule véritable constante d'un édifice à l'autre est l'existence d'un dyke, vertical ou sub-vertical, en position plus ou moins centrale dépendant de la symétrie de la construction finale. Les tubes et coussins qui l'entourent, ont un pendage qui varie généralement de bas en haut et de l'extérieur vers l'intérieur de la structure, mais aussi entre l'aval et l'amont du dyke.

De bas en haut d'un édifice (Fig. 3), les tubes et coussins épousent la pente du substratum à l'aval du dyke. A l'amont, ils sont inclinés dans le sens inverse de la pente. A la partie supérieure de l'édifice, ils épousent les pentes créées par la construction elle-même. Ces pentes peuvent être soit accentuées de telle façon que certains tubes se déversent verticalement sur les précédents, soit diminuées ou même légèrement inversées par entassement des épanchements à proximité du conduit. Dans le cas d'une inversion de pente, les tubes remontent la pente pour se déverser ensuite sur le

rebord externe de l'accumulation antérieure (flanc W extrémité Crête NW du Chenaillet). Ceci suppose une injection du magma sous pression. Par ailleurs il n'est pas rare d'observer des coussins intrusifs dans une carapace de coussins déjà formée, suggérant une croissance interne des édifices sous l'effet d'une injection sous pression.

La plupart du temps les édifices sont fortement dissymétriques, la pente amont du volcan étant réduite ou inexistante; sauf sur les pentes NW et NE du Chenaillet où la pente amont des édifices est plus développée que la pente aval.

De l'extérieur vers l'intérieur d'un édifice (Fig. 3), les coussins se redressent progressivement pour se verticaliser le long des parois du dyke. Ce redressement est lié à l'intrusion progressive du dyke au travers de la masse de coussins déjà en place mais encore plus ou moins plastiques.

Sur une même pente, les cônes sont alignés suivant 2 directions, organisation que nous détaillerons dans le chapitre suivant. Il n'a jamais été observé 2 édifices volcaniques emboîtés l'un sur l'autre.

Il est fréquent que des volcans coniques alignés de bas en haut sur une même pente soient plus ou moins agglutinés les uns contre les autres (Fig. 3g/h, 4-1Ab et 4-2B/2C) formant des volcans composites autour de plusieurs dykes (2 à 10) séparés ou non par des coussins. Ce type de distribution est bien observable sur les contreforts SE du sommet du Chenaillet, au NW du Lac Noir et sur le versant est du Collet Guignard.

D'après les relations entre flancs aval et amont de volcans se succédant sur une même pente, les volcans les plus hauts topographiquement sont toujours les derniers construits. Le plus souvent la pente amont d'un cône est partiellement recouverte par la pente aval du cône suivant (Fig. 3i et 4-2B). Les volcans les plus récents d'entre tous sont les volcans coniques généralement de petite taille alignés sur les crêtes du relief (Fig. 1B et 4-1Ac/d).

Ce mode de construction des cônes de l'aval vers l'amont de la pente exclut que les volcans se superposent l'un sur l'autre, ce qui est effectivement observé. De ce fait, l'épaisseur de la couverture volcanique correspond, aux effets de l'érosion près, à la hauteur des cônes volcaniques.

Localement, juste en contre bas des crêtes sur les flancs W, E et NE à pente très raide de la Loubatière et de l'arête menant du Collet Guignard au Collet Vert (Fig. 1B), le flanc aval d'un certain nombre de volcans coniques est constitué d'une accumulation de coussins franchement déversés vers l'aval, tandis que leur flanc amont, souvent très réduit, est constitué de coussins à polarité normale et s'écoulant vers l'amont. Les dykes sont sub-verticaux ou fortement pentés vers l'amont. Tout indique que le déversement s'est produit au cours de la construction du volcan sur une pente de plus en plus raide. D'ailleurs, ce renversement des flancs aval n'affecte que quelques volcans sur une même pente. D'ailleurs les crêtes sont jalonnées de place en place par de petits volcans coniques constitués de coussins à polarité normale.

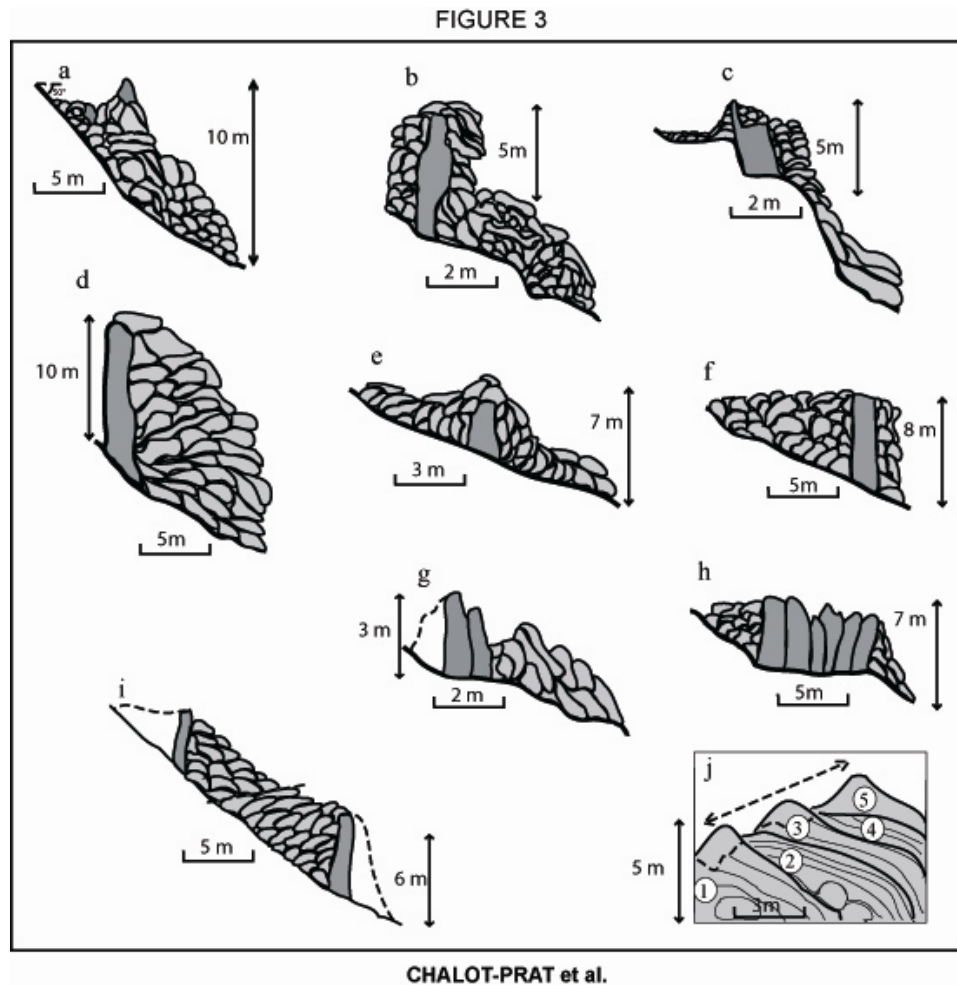


Fig. 3. Croquis de volcans coniques, découpés tels que par l'érosion, observés sur les pentes escarpées en divers sites du massif du Chenaillet. Les dykes nourriciers (gris foncé) sont subverticaux. La disposition des tubes et coussins autour d'un seul dyke (a/b/c/d/e/f), ou de dykes coalescents (g/h), varie du cœur à la périphérie et de bas en haut de chaque édifice. La chronologie de mise en place de deux édifices voisins sur une même pente (i) est démontrée par les relations entre leurs pentes amont et aval. Certains édifices, constitués par une accumulation de coulées de lave, s'adossent les uns aux autres en s'alignant sur une même pente (j). La localisation des sites est: **a.** extrémité SW (2150 m) crête du Chouchar ; **b.** sur versant W (2150 m) Loubatière ; **c.** versant W (2350 m) extrémité arête NW Chenaillet ; **d.** versant W (2250 m) extrémité arête NW Chenaillet; **e.** versant NW (2600 m) arête SW Chenaillet; **f.** versant SW (2450 m) arête NW Chenaillet; **g.** versant W (2450 m) arête Loubatière – Collet Vert; **h.** versant E (2430 m) Collet Guignard; **i.** versant NW (2600 m) arête SW Chenaillet; **j.** NE (2350 m) Cima Saurel.

Fig. 3. Sketch of conic volcanoes, crosscut by erosion, observed on the steep slopes in different sites of the Chenaillet massif. The feeder dykes (dark grey) are subvertical. The arrangement of tubes and pillows around one feeder dyke (a/b/c/d/e/f) or coalescent feeder dykes (g/h), vary from the core to the periphery, and from base to top of each edifice. The chronology of emplacement of two next edifices on a same slope (i) is demonstrated with the relationships between their down- and up-hill slopes. Some edifices, formed with a lava flow accumulation, are next to each other forming a line on a same slope (j). The site location is: **a.** SW extremity (2150 m) of Chouchar ridge; **b.** W side (2150 m) of Loubatière; **c.** W side (2350 m), extremity Chenaillet NW ridge; **d.** W side (2250 m), extremity Chenaillet NW ridge; **e.** NW side (2450 m), Chenaillet SW ridge; **f.** SW side (2620 m) Chenaillet NW ridge; **g.** W side (2450 m) of Loubatière – Collet Vert ridge; **h.** E side (2430 m), Collet Guignard; **i.** NW side (2600 m), Chenaillet SW ridge; **j.** NE side (2350 m), Cima Saurel.

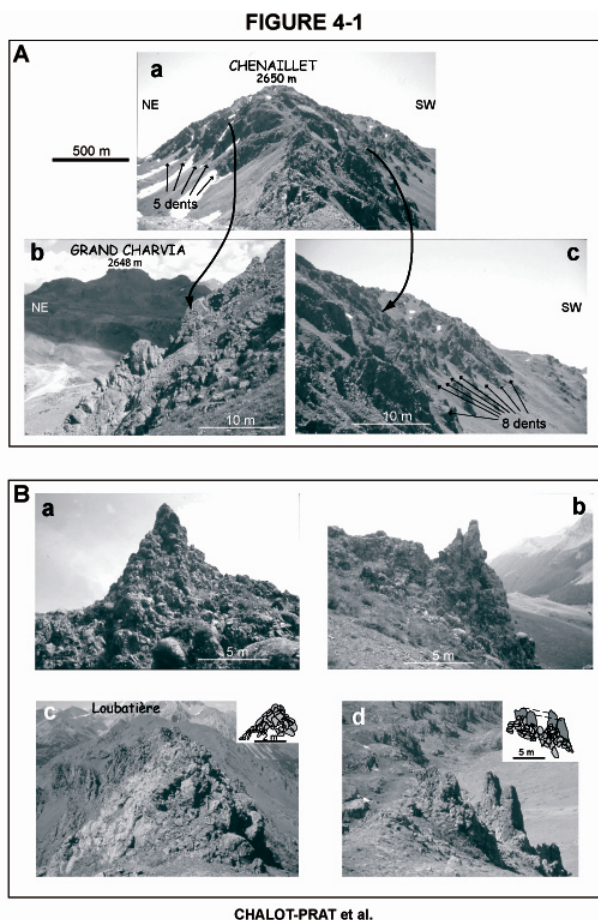


Fig. 4-1. Photos de volcans coniques et de volcans composites en peigne. - **A.** **a.** Panorama sur la crête NW du Chenaillet (vue vers le S) de part et d'autre de laquelle sont installés deux systèmes en peigne pseudo-symétriques; **b.** vue rapprochée sur 2 dents du peigne sur le versant NE; l'une des dents (désignée par la flèche) est formée par un alignement de volcans à dykes coalescents; **c.** vue rapprochée du peigne sur le versant SW; les volcans sont coniques, dissymétriques et espacés les uns des autres. - **B.** Volcans coniques à tubes et coussins construits sur une pente (a/b/d) et sur une crête (c): **a et b.** vues aval et de profil d'un volcan (~7 m haut), installé sur une pente à 50°(versant SW crête du Chouchar); le dyke central est vertical et partiellement dégagé par l'érosion au sommet; **c.** petit cône volcanique en position normale (schéma en coin) sur une arête du relief (2550 m) topographiquement au-dessus de la dalle de coussins verticalisés du Collet Vert (vue vers le NW); **d.** vue en surplomb à partir de (c) sur deux dents d'un peigne installé sur une pente très forte (70°) (schéma en coin) topographiquement au-dessus de la dalle de coussins verticalisés du Collet Vert; chaque dent est armée de deux volcans coniques dont les dykes centraux sont dégagés par l'érosion et au pied desquels les coussins sont en position normale.

Fig. 4-1. Photos of conic volcanoes and comb composite volcanoes. **A.** **a.** Panorama on the Chenaillet NW ridge (southwards view) on both sides of which two pseudo-symmetric combs are emplaced; **b.** closer view of the comb on the NE side; one of the teeth (designated by the arrow) is formed with an alignment of volcanoes with coalescent feeder dykes; **c.** closer view of the comb on the SW side; the volcanoes are conic, dissymmetric and spaced from each other. - **B.** Conic volcanoes with tubes and pillows built on a slope (a/b/d) or a crest (c): **a and b.** view from downslope and in profile of a volcano (~7 m high), emplaced on a 50° dipping slope (SW side of Chouchar ridge); the central feeder dyke is vertical and partially free from pillows by erosion; **c.** small volcanic cone in normal position (drawing in corner) on a relief ridge (2550 m), topographically above of the verticalized tube and pillow plate of the Collet Vert (NWwards view); **d.** overhanging view from (c) on two teeth of a comb emplaced on a steep slope (70°) (drawing in corner) topographically above of the verticalized tube and pillow plate of the Collet Vert; each tooth includes two volcanoes, the dykes of which are free from pillows by erosion effects, and the pillows of which are in normal position at their bottom.

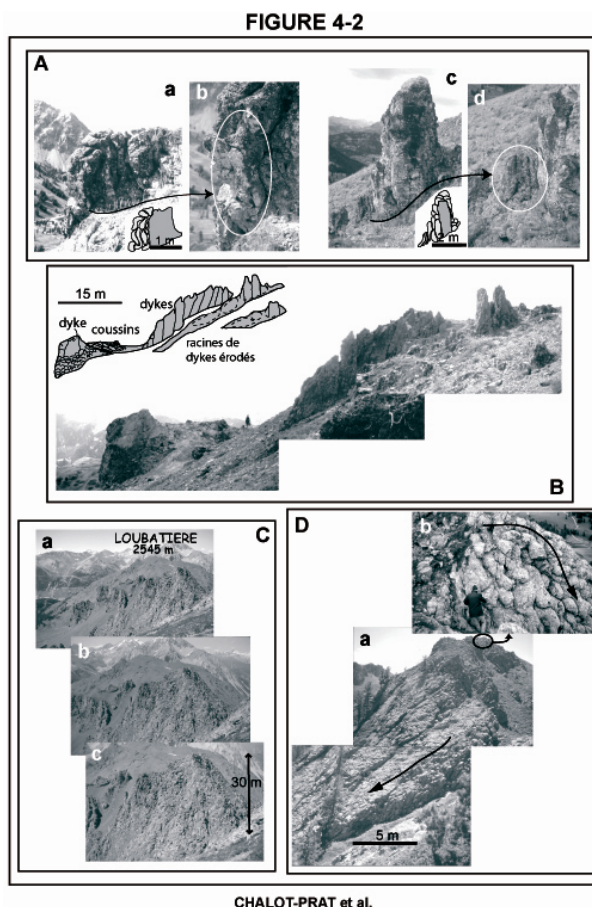


Fig. 4-2. Photos de volcans coniques et de volcans composites en peigne - **A. a/b, c/d.** cônes volcaniques, découpés par l'érosion, disposés sur une même dent de peigne (versant W extrémité NW arête Chenaillet); l'écoulement des tubes et coussins de part et d'autre d'un dyke central vertical démontre que la paléovericale est préservée (dyke gris foncé et coussins gris clair sur schéma en coin); en a, le dyke central est affecté par un système de joints verticaux. – **B.** quelques dents d'un système en peigne installé sur un pente de 35°(au N du Lac Noir sur flanc S du Chenaillet); les édifices (5 m de haut max.) se succèdent de bas en haut de la pente (schéma en coin); Ils sont relativement espacés et riches en tubes et coussins en bas de pente; en amont, ils deviennent coalescents et consistent en une juxtaposition de dykes coiffés par des tubes et coussins horizontaux. – **C.** zoom sur un système en peigne installé sur une pente de 70° (entre Loubatière et Collet Vert); en bas de pente, les tubes et coussins constituent des dalles fortement redressées; vers l'amont, les cônes sont ensuite relativement serrés et s'emboîtent les uns contre les autres jusqu'à la crête. – **D.** Accumulations de tubes et coussins avec un sens d'écoulement opposé (flèches) de part et d'autre d'une crête (extrémité crête NW Chenaillet).

Fig. 4-2. Photos of conic volcanoes and of volcanic comb systems - **A. a/b, c/d.** volcanic cones, crosscut by erosion, located on a same comb tooth (W side, NW extremity Chenaillet ridge); the tube and pillow flowing on both sides of a central feeder dyke demonstrates that the paleoverical is preserved (black grey feeder dyke and light grey pillows in the corner scheme); in a, the central feeder dyke is crosscut by a vertical joint system. – **B.** some teeth of a comb system emplaced on a 35° dipping slope (N of Lac Noir on S Chenaillet slope); the edifices (5 m high max.) follow each other from the base to the top of the slope (corner scheme); they include numerous pillows and tubes and are rather spaced at the bottom of the slope; upwards, they are formed by coalescent feeder dykes capped by horizontal tubes and pillows. – **C.** zoom on a comb system) emplaced on a 70° slope (between Loubatière and Collet Vert; at the bottom, tubes and pillows are verticalized; upwards, the cones become rather spaced and fit against each other until the ridge. – **D.** accumulations of tubes and pillows with an opposite flowing direction (arrows) on both sides of a ridge (extremity NW Chenaillet ridge).

Cette tectonique synvolcanique est également la cause du redressement et de la verticalisation d'immenses dalles (1500 m²) à tube et coussins qui constituent la 'célèbre' Falaise du Collet Vert. Tout d'abord, ce redressement concerne également des dalles de moindre superficie (10 à 30 m²) en base de volcans situés plus au Sud toujours sur le flanc W de cette arête Collet Vert - Collet Guignard. Ensuite de part et d'autre de ces dalles, dans leurs prolongements latéraux mais aussi sur les pentes situées au-dessus et au-dessous topographiquement et sur les crêtes, les volcans coniques mitoyens de ces dalles ont une structure complètement préservée avec dykes centraux verticaux à sub-verticaux (Fig. 4d/g/h et 5-1Bc/d) et coussins à polarité et sens découlement normaux. Cette tectonique synvolcanique consista en un redressement des surfaces d'épanchement initialement modérément pentées avant que d'autres volcans ne viennent s'implanter sur des pentes nouvellement créées. Cela suppose donc une création de surface par exhumation de manteau au droit des zones d'éruption. Ces processus de bombement et de mise en surface de manteau le long de failles de détachement au droit des sites d'éruption sont explicités dans Chalot-Prat (2005).

ARCHITECTURE DES VOLCANS COMPOSITES

Un volcan composite correspond à un groupe de volcans dans lequel la structure de chaque volcan est entièrement cohérente avec la structure de l'ensemble. Le terme de *système* est utilisé ici pour décrire et comprendre l'organisation des volcans au sein de la couverture volcanique de l'ophiolite.

Volcans composites en escalier

Ce volcan composite (Fig. 1A, 1B, 2 et 5) est construit sur une pente découpée par un ensemble de failles normales délimitant des marches d'escaliers. Le dénivelé total est variable: 600 m sur massif du Rocher de l'Aigle; 100 à 250 m sur les contreforts NW de la Loubatière et NE du Grand Charvia.

Sur chaque marche d'escalier (10-50 m de haut sur 200-500 m de large), se côtoient et s'empilent des volcans en langue évasée vers l'aval. Fréquemment une ou plusieurs langues de la marche supérieure viennent baver sur la marche inférieure. Les fissures d'éruption principales sont situées à la racine de chaque marche (Fig. 1A, 2 et 5). Des fissures secondaires, orthogonales aux précédentes et matérialisées elles aussi par des dykes, recoupent la base des entablements de place en place. En somme ces systèmes en escaliers sont installés sur des bombements de socle entaillés par 2 systèmes de fractures orthogonaux.

Les entablements les plus élevés topographiquement sont aussi les plus récents. Le soubassement fut donc affecté par un soulèvement et une fracturation synchrones des éruptions successives de la base au toit de l'escalier en formation (Chalot-Prat, 2005).

Ce soubassement consiste en du gabbro au SW du massif du Rocher de l'Aigle, un horizon de brèches tectoniques de serpentinite au toit de serpentinites massives au S et au NE du massif du Rocher de l'Aigle, sur le flanc W de la Loubatière

et en contrebas NE du Grand Charvia, des serpentinites en contrebas NW de la Loubatière (affleurement signalé par Bertrand et al. (1987) et Barfety et al. (1996) mais non retrouvé sur ce site).

L'affleurement du soubassement de ces entablements de lave, de place en place et de bas en haut des escaliers, ainsi que les coupes géologiques (Fig. 7-2 et 7-3) rassemblant l'ensemble des observations démontrent la faible épaisseur (≤ 50 m) la couverture volcanique sur chaque marche.

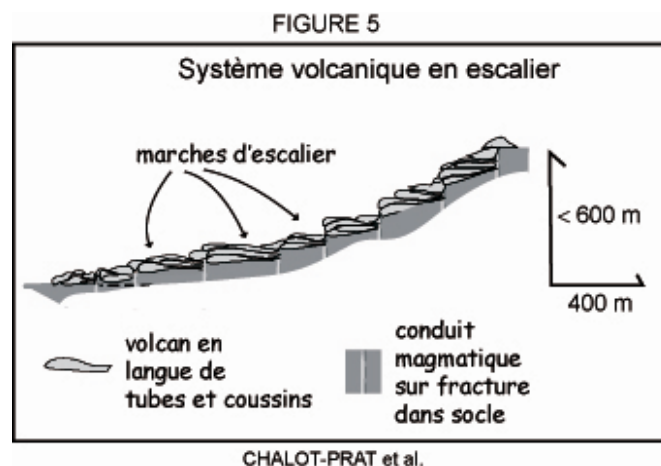


Fig. 5. Reconstitution schématique d'une coupe d'un système en escaliers, sur l'exemple de celui du massif du Rocher de l'Aigle (Fig. 2A)

Fig. 5. Schematic reconstitution of a cross-section of a stair-type system, on the example of this of the massif du Rocher de l'Aigle (Fig. 2A)

Volcans composites en peigne

Le volcan composite en peigne (Fig. 1A, 1B, 3, 4-1 et 4-2 et 6), très différent du précédent, régit l'organisation des volcans coniques. Ce type de système est très commun et couvre la majeure partie des reliefs escarpés du massif.

Un peigne (Fig. 4-1, 4-2 et 6) est défini par une *armature* sur laquelle sont branchées un certain nombre de *dents* (4 à 10 dents par peigne). Il est toujours installé sur une pente. Le dénivelé entre base et toit du peigne est de 50 à 200 m.

L'armature est matérialisée par l'alignement des volcans les plus récents du système. Elle est toujours située en amont des dents et correspond souvent à une arête topographique. Elle est rectiligne ou plus souvent légèrement concave vers l'aval (250 m à 1 km).

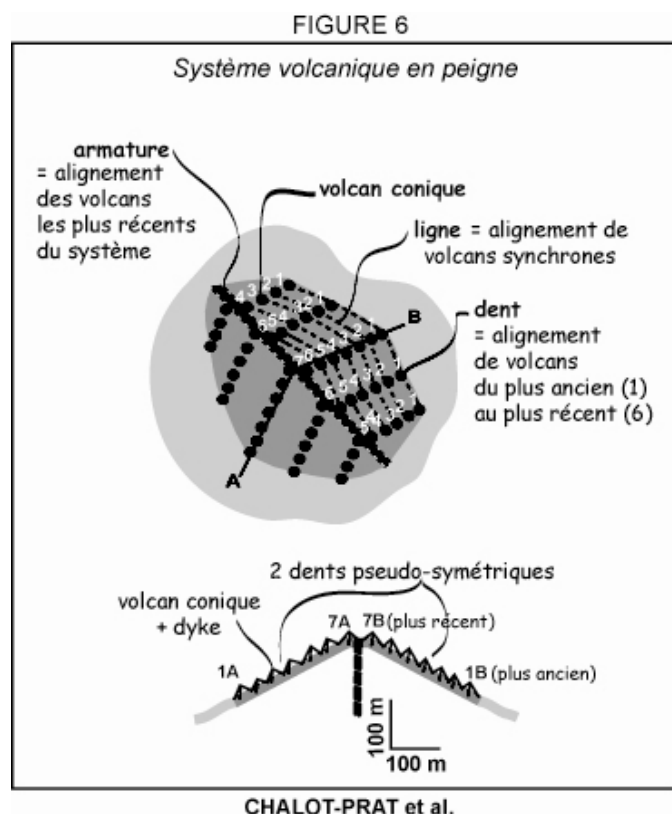


Fig. 6. Reconstitution schématique de la géométrie d'un système en peigne pseudo-symétrique (plan et coupe); les chiffres indiquent l'ordre chronologique de formation des volcans.

Fig. 6. *Schematic reconstitution of the geometry of a pseudo-symmetric comb systems (plan and section); the numbers indicate the chronological order of formation of volcanoes; see text for explanation.*

Les dents sont matérialisées par des alignements rectilignes de volcans (2 à 10 par dent) construits sur des pentes généralement fortes (45°-80°). Elles font toujours un angle aigu (50 à 80°) avec l'armature du peigne et sont rarement parallèles à la ligne de plus grande pente du relief. L'espacement entre chaque dent est au plus de 5-6 m. Il est parfois inexistant, auquel cas le peigne a un aspect massif (extrémité W crête NW Chenaillet; flanc W de l'arête Collet Vert - Collet Guignard (Fig. 4-2C).

Les volcans sont également alignés dans une direction transverse à celle des dents. D'après la géométrie du système (Fig. 6), les lignes correspondent à des alignements de volcans synchrones. Cette observation de terrain est confortée par les variations systématiques des compositions chimiques des basaltes d'une ligne à l'autre (Chalot-Prat, 2005). Comme le nombre de volcans par dent croît en général des bords vers le centre du peigne, ces lignes sont courbes. De ce fait, les volcans en bordure externe de l'armature du peigne sont aussi plus anciens que les volcans situés au centre de l'armature.

Toutes ces observations démontrent que: 1- la couverture basaltique organisée dans les systèmes en peigne est mince (≤ 50 m) et moule un bombement de socle; 2- la formation d'un peigne est synchrone non seulement d'un bombement de

socle mais aussi d'une augmentation de la surface de socle au droit du conduit éruptif situé à l'aplomb de la branche du peigne (Chalot-Prat, 2005).

Ce résultat est étayé par l'observation directe du substratum de ces volcans au sein même des peignes à l'Est du massif du Chenaillet (Cima le Vert - Costa Via Vecchia - Crête de Rossignol - Cima Saurel) (Fig. 1A et 1B). Les péridotites serpentinisées massives recouvertes d'un mince horizon discontinu de brèches tectoniques bt1 affleurent sur les crêtes et pentes raides du relief entre les dents de peigne. Il en est de même sur le flanc W de la Loubatière, au col et les versants N et S du col du Souréou. Au S du Lac Noir et au NW de La Chau, le soubassement est constitué de gabbro.

Il est fréquent que plusieurs peignes se succèdent de bas en haut d'une même pente, le plus récent étant le plus élevé topographiquement d'après leurs relations géométriques sur le terrain.

De part et d'autre de certaines crêtes (Fig. 1B et 6), les peignes apparaissent pseudosymétriques. En effet la direction des dents est rarement la même de part et d'autre des armatures de deux peignes mitoyens. Compte tenu de la chronologie de mise en place des volcans et de la nécessaire augmentation de la surface du socle au droit du conduit majeur, cette pseudosymétrie résulte de l'expansion océanique dans deux directions opposées (Chalot-Prat, 2005).

Remarquons que dans un certain nombre de peigne (Fig. 1B) (La Loubatière - Collet Vert; flancs NW et NE Chenaillet; flanc S crête de Gignoux), les dykes peuvent être fortement pentés (75-80°) soit vers l'aval, soit vers l'amont de la pente. Dans ce dernier cas, il est fréquent que les coussins à l'aval du dyke soient déversés. Dans des peignes pseudosymétriques (La Loubatière) de part et d'autre d'une même arête topographique, ce déversement peut apparaître sur un seul versant ou les 2 versants opposés, et sur des peignes à armatures de direction différente. Comme explicité précédemment, le basculement est nécessairement synchrone de la construction des peignes, et non une conséquence de la tectonique alpine comme envisagé par les auteurs antérieurs.

La configuration des dépôts sédimentaires est intéressante à cet égard. En effet la direction des strates est grossièrement parallèle à l'armature des peignes, tandis que leur pendage est variable d'un site à l'autre (horizontal à sub-vertical). Ces observations suggèrent une dislocation et un basculement des dépôts avant la mise en place des volcans.

A l'échelle du massif du Chenaillet, les armatures des peignes armant les crêtes constituent un système de segments plus ou moins en échelon entre cinq volcans composites (Chenaillet, Grand Charvia, Loubatière, Cima Saurel, extrémité S Crête de Chouchar), sortes de points triples qui sont également des sommets sur ce fond océanique. Les crêtes majeures à peignes pseudosymétriques, sub-méridiennes à l'échelle de la carte géologique, étaient vraisemblablement parallèles à l'axe de la Dorsale.

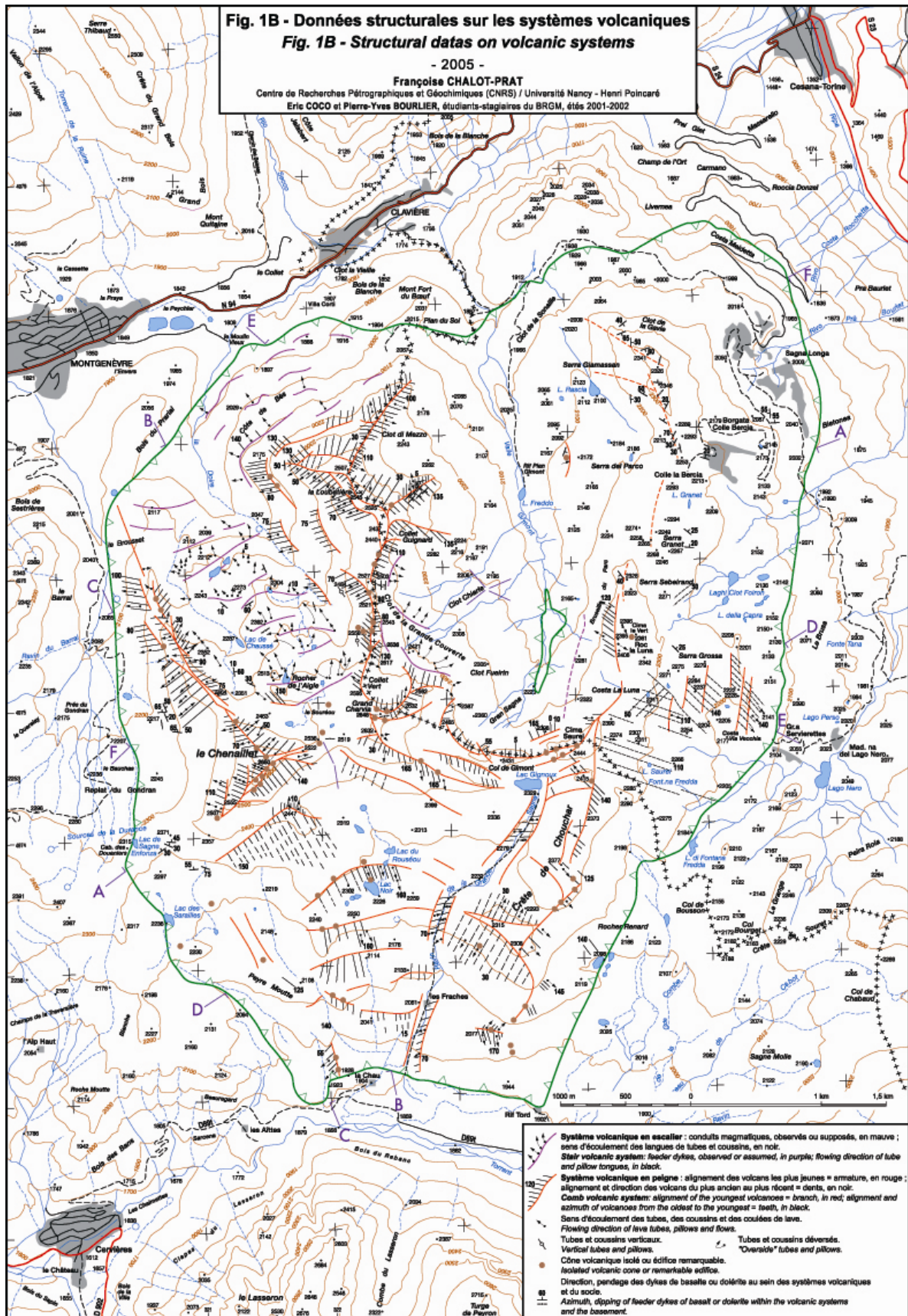


Figure 1B. Architecture du complexe volcanique de l'ophiolite du Chenaillet au 25 000^{ème}

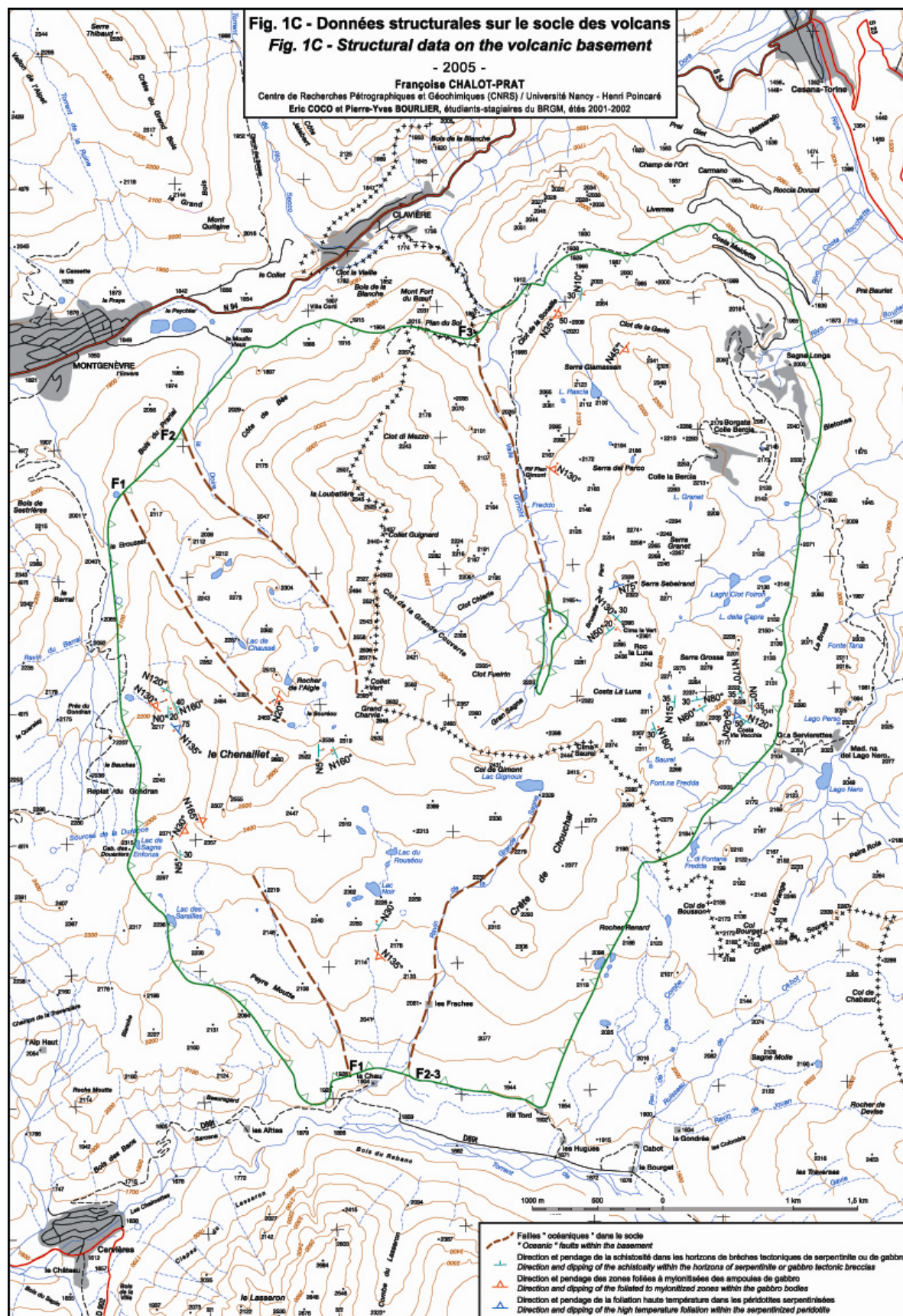


Figure 1C. Données structurales pour le socle des volcans au 25 000^{ème}

Les systèmes en escalier, situés en contrebas et recouverts très partiellement par les systèmes en peigne, se sont formés avant les systèmes en peigne. L'exemple le plus caractéristique est situé au toit du système en escalier que représente le Massif du Rocher de l'Aigle, où l'organisation des volcans passe soudainement à un système en peigne du Rocher de l'Aigle (s.s.) au Col du Souréou (Fig. 1A, 1B et 2).

Ainsi la construction des volcans composites et de leurs systèmes-relais constituerait l'ultime étape de formation de cette couverture volcanique. Seuls les systèmes en peigne seraient les traceurs de l'expansion océanique (Chalot-Prat, 2005).

Dykes et sills, doléritiques à basaltiques, dans le socle

L'observation de ces dykes et sills permet de mieux cerner les relations socle - couverture volcanique, un point essentiel de ce travail de recherche. En effet ils constituent les racines *possibles* des volcans. La distinction dyke/sill est fonction de l'orientation de la veine par rapport à celle du plancher océanique sus-jacent, repérable grâce aux horizons de brèches tectoniques jalonnant le toit du socle.

D'une façon générale les dykes et sills (10 cm à 3 m de large; 1 à 5 m de longueur visible) présentent une configuration géométrique assez différente selon qu'ils recoupent les gabbros ou le manteau. La texture de la roche est le plus souvent doléritique à grain très fin (≤ 1 mm). Elle n'est pas rare qu'elle soit microlitique parfois porphyrique.

Dans les gabbros

Les sills, beaucoup moins nombreux que les dykes, sont plus fréquents dans les premiers mètres *immédiatement sous* le plancher océanique (S Lac Noir et N télési de l'Alp).

Les dykes sont fortement à faiblement pentés (Caby, 1995; Chalot-Prat, données non publiées), rarement verticaux, et dispersés un peu partout dans les corps de gabbro. Ils s'interrompent toujours avant de rejoindre le plancher océanique et les volcans sus-jacents. Aucun dyke n'a été observé recoupant les brèches tectoniques de gabbro, ou le contact gabbro – basalte quand ces brèches ne sont pas visibles. Tout se passe comme si les volcans étaient systématiquement 'déracinés' de leur substratum.

Les observations effectuées dans les volcans au toit du gabbro de Pian Gimont (Fig. 1A et 1B) confortent cette idée. Elles montrent un faisceau de dykes coiffés et encadrés par des tubes et coussins. Ces dykes sont sub-verticaux sur quelques mètres, puis fortement incurvés vers l'aval à leur base sur 50 cm à 1 m. Aucun dyke n'est repérable dans le gabbro sous-jacent.

En revanche les brèches tectoniques de gabbro renferment toujours des microfragments de dolérite (cf. § Unités lithologiques), preuve que leur formation est contemporaine de l'activité éruptive (Chalot-Prat et Manatschal 2002a, 2002b; Manatschal et al. 2002).

Certains dykes en recoupent d'autres. Les contacts entre eux sont francs, suggérant plusieurs générations distinctes dans le temps.

Leurs relations avec les gabbros encaissants et surtout les zones foliées sont diversifiées (Caby, 1995 ; ce travail). Les dykes recoupent fréquemment la foliation, mais peuvent aussi s'injecter entre les plans de foliation en adoptant une forme sigmoïde avec contacts francs, indiquant une injection basaltique dans une masse de gabbro déjà très déformée, encore dans un état plastique et pourtant soumise à un gradient thermique élevé (relativement proche de la surface). Les bordures des dykes peuvent être rectilignes avec bordures figées fréquentes, ou sinueuses. Un contact sinueux peut être franc ou très diffus, suggérant l'injection de magma basaltique dans un gabbro incomplètement cristallisé alors qu'il est mis en place dans un environnement à gradient thermique élevé.

Toutes ces observations confortent l'idée que gabbros et basaltes proviennent d'injections magmatiques distinctes (Chalot-Prat et al. 2003 et références incluses). Elles indiquent en outre que bien avant d'être exhumés au fond de la mer, les gabbros ont été soumis d'abord à une tectonique ductile (foliation) dans un gradient thermique faible, puis à une tectonique fragile (fractures injectées de basalte) dans un gradient thermique élevé, la transition d'un état à l'autre pouvant être très progressive ou brutale. Le fait que les volcans apparaissent 'déracinés' vis-à-vis de ce socle de gabbro suggère que l'exhumation des gabbros soit synchrone de la formation des volcans qui les recouvrent (Chalot-Prat, 2005).

Dans les péridotites serpentinisées

Les dykes et sills sont assez nombreux dans 2 secteurs: (1) sur la crête au N du Rif. Gran Pace où ils sont sécants dans la péridotite serpentinisée massive; (2) dans le secteur 'Cima le Vert, Costa Via Vecchia, Crête de Rossignol et Cima Saurel' où ils recoupent et/ou s'invaginent dans la serpentinite massive et la brèche tectonique de serpentinite bt1.

Les contacts sont toujours francs, rectilignes ou sinueux (dans le secteur '2' uniquement), avec bordures figées fréquentes aux épontes de la veine, preuve d'un gradient thermique élevé lors de leur mise en place. Dans le secteur '2', ces dykes sont fréquents dans des zones dépourvues de volcans. Ils forment des sortes de moignons dans la topographie, moignons qui s'alignent dans deux directions semblables à celles observées dans les systèmes en peigne dont ils constitueraient le système racinaire.

STRUCTURE DE L'OPHIOLITE; RELATIONS SPATIO-TEMPORELLE ENTRE LA COUVERTURE VOLCANIQUE ET SON SOCLE

La structure de l'ophiolite mise en évidence à partir de cette étude (Fig. 1A, 1B, 1C, 7-1, 7-2 et 7-3) est fondamentalement différente de celle proposée antérieurement.

Elle est déduite principalement des observations sur les volcans et leur mode d'organisation à différentes échelles, complétées par le levé cartographique détaillé des corps de gabbro et des péridotites serpentinisées sous-jacents et au pourtour de l'ensemble volcanique.

L'ensemble des observations sur les volcans démontre que leur paléoverticale est préservée. Les édifices sont plus ou moins affectés par l'érosion mais la reconstitution de leur morphologie originelle est souvent aisée. La morphologie actuelle de l'ophiolite constitue une surface structurale fossilisant, *aux effets de l'érosion près*, la paléomorphologie du fond océanique.

Un autre résultat essentiel pour comprendre les coupes géologiques présentées, déduit de la structure interne et de la chronologie de mise en place des volcans, est le fait que les volcans se sont construits de l'aval à l'amont de pentes en formation, et *non* les uns sur les autres. De fait, la couverture volcanique, quelle que soit son système d'organisation, a une épaisseur inférieure ou égale à 50 m (70-100 m maximum avant érosion?) au toit d'un socle globalement bombé (750 m max. de dénivelé ; cf coupes Fig 7-2 et 7-3) et ondulé dans le détail.

La tectonique alpine n'a pas affecté la structure interne de cette nappe ophiolitique, ce qui est un fait exceptionnel dans les Alpes.

Les structures tectoniques décelables à différentes échelles sont synchrones de l'expansion océanique à la dorsale. A l'échelle de la carte (Fig. 1A et 1C), l'ophiolite est découpée par quelques grandes fractures subméridiennes dont le tracé s'estompe au cœur du massif à l'approche des volcans composites (Chenaillet - Col du Souréou –Grand Charvia – Cima Saurel). Trois fractures (F1, F2 et F3) sont perceptibles dans la moitié nord, deux (F1 et F3) dans la moitié sud. L'organisation et l'abondance des volcans est significativement différente d'un panneau à l'autre d'W en E et du N au S, démontrant que cette fracturation à grande échelle a précédé l'activité volcanique et affecté un socle préalablement exhumé. La fracture F3 n'affecte pas les formations de la nappe sous-jacente au niveau de la boutonnière et dans son prolongement (idem pour F1 et F2) de part et d'autre du contact de la nappe supérieure. C'est une preuve supplémentaire que ces fractures ne concernent que l'ophiolite du Chenaillet et datent de la formation de ce plancher océanique.

Par ailleurs l'observation conjointe de la polarité et de la direction d'écoulement des coussins démontre que le redressement ou le déversement du flanc aval d'un certain nombre d'édifices est immédiatement postérieur à leur construction et a précédé la fin de la construction des reliefs volcaniques.

Enfin l'autre manifestation majeure de cette tectonique océanique est matérialisée par de minces niveaux de brèches tectoniques jalonnant le toit du manteau serpentinsé et des gabbros. Ces brèches sont les traceurs des failles de détachement ayant conduit à l'exhumation des serpentinites et des gabbros au fond de la mer.

La structure générale de l'ophiolite, visualisée sur les six coupes géologiques effectuées dans deux directions orthogonales, révèle d'autres caractéristiques intéressantes.

A l'échelle du 100.000^{ème} (Fig. 7-1), la base de la nappe du Chenaillet est faiblement pentée à regard Est en direction W-E et faiblement arquée en direction N-S. La forme arquée de ce contact tectonique ne peut être le résultat d'un

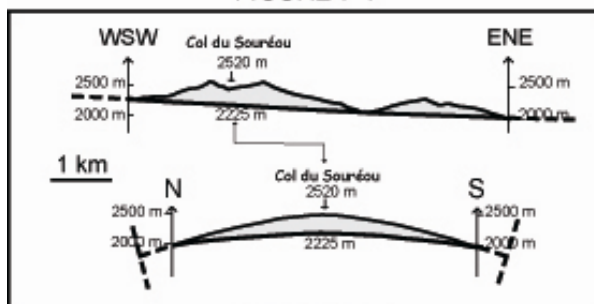
plissement du fait de la préservation de la paléoverticale dans les volcans. Elle résulte nécessairement d'un décollement suivant une zone de faiblesse elle-même arquée et préexistante dans la lithosphère mantellique (front de serpentinsation?). Le toit du socle apparaît lui aussi bombé en direction N-S et ondulé en direction W-E.

A l'échelle du 25.000^{ème} (Fig. 7-2 et 7-3), l'ophiolite consiste principalement en un socle mantellique partiellement recouvert par des corps allongés de gabbro (500 m à 5 km de long) ou des édifices volcaniques. Chacune de ces unités magmatiques a une épaisseur inférieure à 50 m.

La faible épaisseur des corps de gabbro est démontrée par la carte et les coupes géologiques (Fig. 1A, 7-2 et 7-3) sur la base des observations suivantes: 1- affleurement, en limite ouest du massif (W Peyre Moutte), de péridotite serpentinsée massive *sous* des gabbros dont le toit constitue le soubassement de place en place de petits volcans coniques à dykes verticaux; les contacts basalte/gabbro/manteau sont sub-parallèles avec un pendage S à peine moins accentué que la pente du relief actuel; l'épaisseur du corps de gabbro peut être estimée à 20-30 m; 2- affleurement, sur chaque versant du massif oriental Clos de la Gavie - Cima le Vert, de corps de gabbro sur des péridotites serpentinsées dont le toit, jalonné par de très minces horizons de brèches tectoniques de type bt1, présente un pendage conforme à celui de la pente du relief actuel. Par place, lorsque ce manteau est à nu, de nombreuses microfractures remplies de calcite de type OC1 apparaissent sur les pentes et les crêtes et soulignent à leur tour la morphologie bombée de son toit. La surface supérieure des corps de gabbro est elle-même subparallèle aux pentes de ce bombement. A l'Ouest comme à l'Est, ces corps s'interrompent relativement brutalement, et non par amincissement progressif, à leur périphérie, suggérant qu'il ne s'agit pas de contours nés du rabotage progressif par l'érosion. De fait ces corps de gabbro apparaissent plaqués sur un bombement mantellique, comme représentés dans les coupes géologiques (Fig. 1A, 7-2 et 7-3).

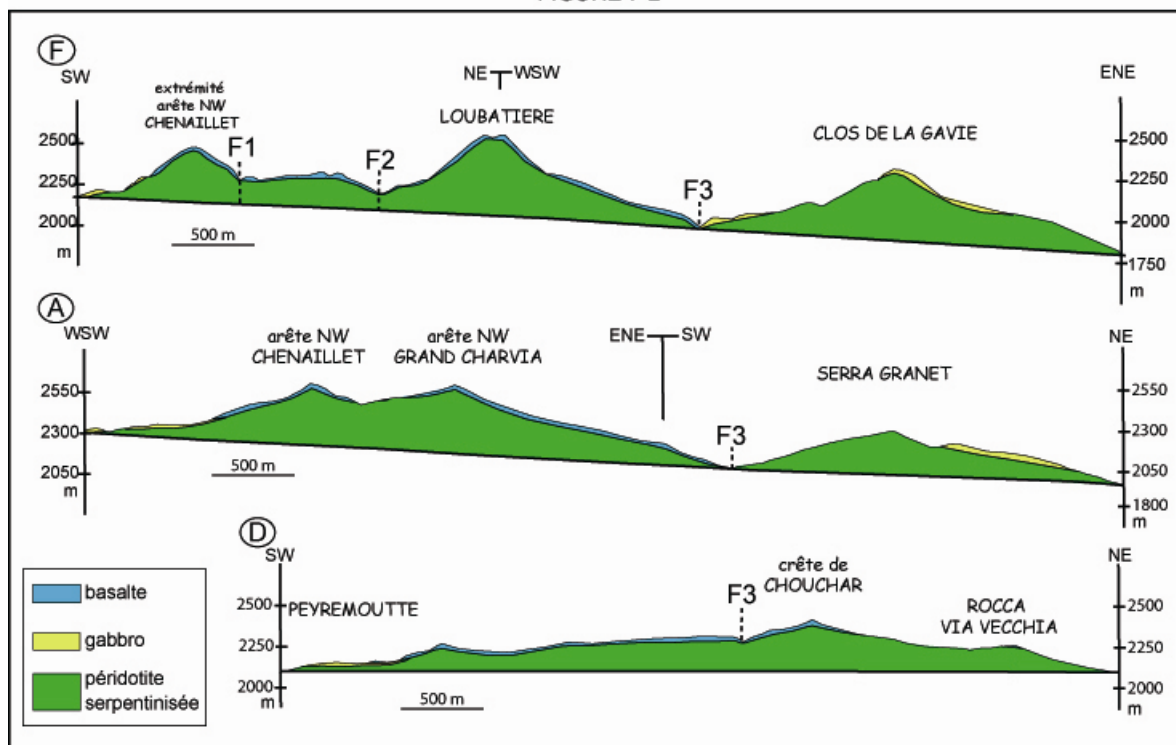
Ainsi les volcans et les gabbros, qui constituent les 3/4 des affleurements sur la carte géologique, représentent un volume de roches très faible comparé à celui du manteau sous-jacent (Fig. 7-1). L'épaisseur maximum de l'unité ophiolitique est estimée à 450 m (1000 m dans les travaux antérieurs).

FIGURE 7-1



CHALOT-PRAT et al

FIGURE 7-2



CHALOT-PRAT et al.

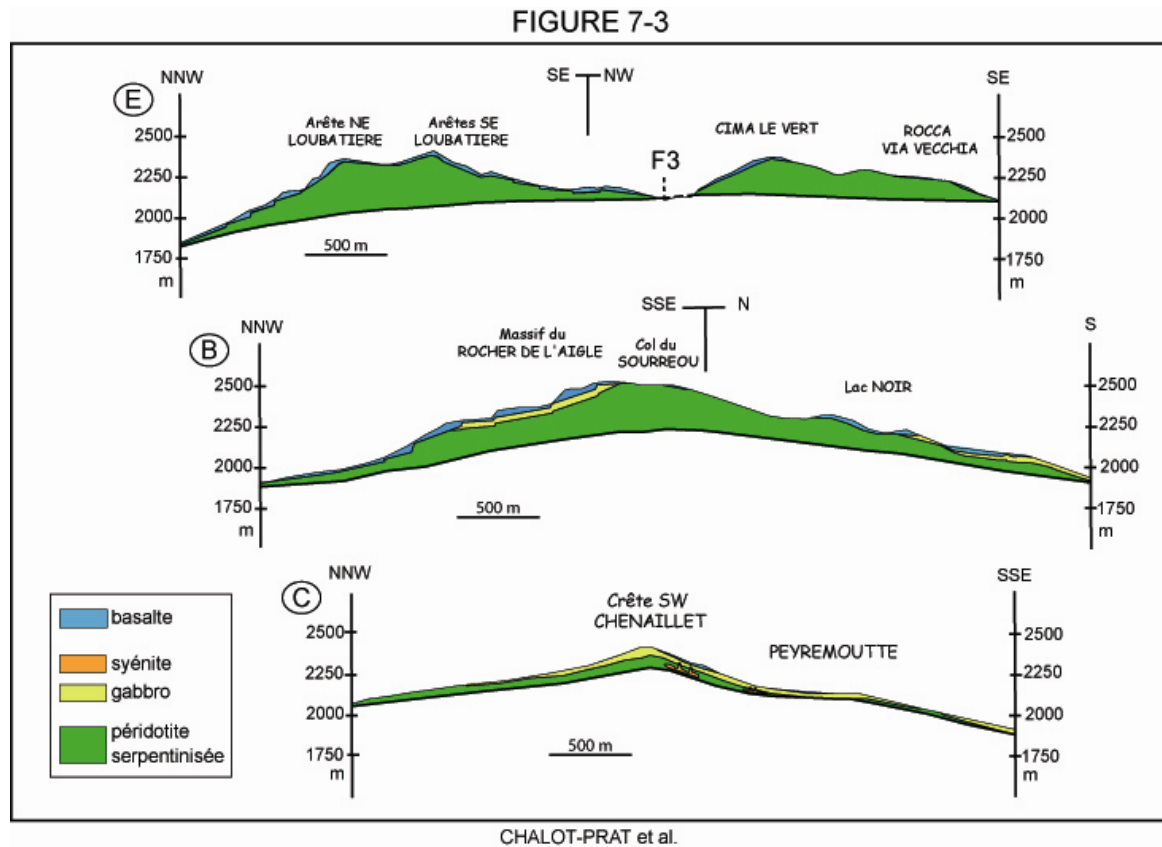


Fig. 7. Coupes géologiques de l'Ophiolite du Chenaillet à différentes échelles. 7-1. Coupes géologiques simplifiées au 100 000^{ème} de la nappe du Chenaillet. A cette échelle, les unités magmatiques ont une épaisseur trop faible pour être dessinées. Seul le socle de ces unités, constitué de péridotites serpentinisées, est identifié; son toit globalement bombé et ondulé dans le détail est responsable du relief du fond océanique; 7-2. F, A, D: Coupes géologiques au 25.000^{ème} proches de la direction E-W; 7-3. E, B, C: Coupes géologiques au 25.000^{ème} proches de la direction N-S. Les tracés des coupes au 25.000^{ème} sont repérés sur la carte géologique (Fig. 1A).

Fig. 7. Geological cross-sections of the Chenaillet Ophiolite at different scales. 7-1. Simplified geological cross-sections at 1:100,000. At this scale, the magmatic units have a too thin thickness to be drawn. Only the basement of these units, made of serpentinized peridotite, is visualized; its top, convex on the whole and undulated in detail, is responsible for the relief of the oceanic bottom; - 7-2 Geological cross-sections at 1:25,000 close to the E-W direction; 7-3. Geological cross-sections at 1:25,000 close to the N-S direction. The crosscut lines are located on the geological map (Fig. 1A).

Au 25.000^{ème} (Fig. 1A, 7-2 et 7-3), le bombement du toit du manteau océanique est visible aussi bien en direction E-W que N-S, tout en étant accentué sous les volcans composites (Chenaillet, Grand Charvia, Loubatière, Cima Saurel, extrémité sud de la Crête du Chouchar) et de leurs systèmes-relais. Dans le détail, le bombement présente des ondulations dans deux directions orthogonales. En direction subméridienne, les ondulations le long des crêtes volcaniques et de l'arête du panneau de socle oriental ont 100 à 200 m d'amplitude et restent circonscrites sur environ 1 km² de superficie. En direction W-E, deux ondulations de plus grande amplitude (~250 à 400 m) affectent l'ensemble du massif. La première, qui intéresse l'essentiel de la zone volcanique, est modulée par 2 ondulations d'amplitude moindre (100 à 200 m) au niveau des volcans composites et de leurs systèmes-relais. La seconde concerne à la fois le panneau de socle oriental et sa couverture volcanique méridionale.

Ainsi d'une façon générale, le bombement affecte le socle qu'il soit recouvert ou non de volcans, tout en étant toujours plus accentué sous les volcans composites et leurs systèmes-relais. Ceci suggère qu'il est contemporain de, et accentué par, l'activité volcanique sans être exclusivement lié à celle-ci.

Les relations géométriques entre l'ensemble volcanique et son socle (gabbro ou manteau serpentinsé) diffèrent sensiblement à l'Ouest et à l'Est du massif. Elles suscitent des interrogations sur la chronologie de mise en place des 2 entités.

A l'Ouest, le volcan composite du Chenaillet recouvre à peine l'extrémité orientale du corps de gabbro (Fig. 7-2A). Ce corps de gabbro est lui-même parsemé de petits volcans coniques sur le flanc sud du massif (W de Peyre Moutte). Les éruptions majeures ont donc eu lieu en périphérie orientale de ce corps de gabbro dont l'exhumation au fond de l'océan eut lieu nécessairement avant les éruptions.

A l'Est, le panneau de socle Clos de la Gavie - Cima le Vert est en contact par faille sur son rebord W avec le volcan composite Loubatière - Collet Guignard. Des corps discontinus de gabbro apparaissent plaqués sur chaque versant de ce bombement mantellique. Celui-ci n'est recouvert par des systèmes volcaniques (en peigne) que dans son prolongement méridional (Cima le Vert - Costa Via Vecchia - Cima Saurel - extrémité sud de la Crête du Chouchar). Deux hypothèses existent concernant la chronologie des événements. La première est d'envisager que l'exhumation du socle au fond de l'océan précède la formation des volcans, comme à l'Ouest du massif. Mais dans ce cas, comme à l'Ouest, la formation des volcans en peigne aurait induit la construction d'un relief dominant celui du socle latéralement. La seconde est de concevoir que l'exhumation et le bombement du socle dans ce panneau Clos de la Gavie - Cima le Vert sont contemporains de la formation des volcans, auquel cas l'exhumation des gabbros au nord et les éruptions basaltiques au sud furent synchrones.

Dans l'hypothèse très probable où l'ensemble des volcans s'est constitué au cours d'une période relativement

brève, les corps occidentaux et orientaux de gabbro n'ont pas exactement le même âge, hypothèse qui reste à vérifier.

La formation des sédiments s'inscrit après l'exhumation du socle dont ils proviennent par érosion, et avant le début du cycle éruptif. Ensuite la dislocation des horizons sédimentaires, leur aspect basculé sous les volcans au toit des peignes, et leur absence sous les volcans à l'intérieur des peignes, peut s'expliquer si la mise en place des volcans fut synchrone d'une seconde étape d'exhumation du socle (Chalot-Prat, 2005).

L'OPHIOLITE DU CHENAILLET, TEMOIN FOSSILE D'UN SEGMENT DE RIDE VOLCANIQUE AXIALE D'UN OCEAN A CROISSANCE LENTE

Tout au long des descriptions précédentes concernant l'ensemble volcanique, son socle et les relations spatio-temporelles entre ces deux entités, il apparaît vraisemblable que cette ophiolite dans un état de préservation exceptionnel soit représentative d'une portion de lithosphère océanique formée à la zone axiale d'un océan à croissance lente.

Plus précisément, l'ensemble volcanique présente toutes les caractéristiques d'une ancienne colline abyssale recouvrant pour partie un socle constitué de manteau serpentinsé coiffé par place par de minces corps de gabbro.

Ces déductions s'appuient sur des comparaisons détaillées avec des zones volcaniques axiales sous-marines d'océans actuels, généralement situées au fond d'un rift profond (800 à 4000 m dans l'Atlantique; jusqu'à 5000 m dans l'océan Indien).

Remarques importantes : la connaissance de la géologie des vallées axiales actuelles est issue d'*observations* à l'œil nu lors de plongées en submersible (*levés linéaires* au 8000^{ème} complétés de photos et d'un échantillonnage), et/ou de l'*interprétation* de cartes et profils bathymétriques, gravimétriques, sismiques et magnétiques, parfois complétés par un échantillonnage par dragage et/ou forage. Les objets décrits ont alors une dimension supérieure à 50-100 m minimum, et l'échelle des cartes établies est égale ou supérieure au 100.000^{ème}. De fait si l'échelle d'observation sur le terrain est assez comparable à l'échelle d'observation par submersible, elle reste très inférieure donc beaucoup plus détaillée à celle résultant de la prospection géophysique, ce qui limite d'autant les possibilités de comparaison et de corrélation concernant l'architecture détaillée des volcans et de leur environnement. Une autre difficulté provient du fait que les observations par submersible ne permettent pas d'acquérir une bonne vision 3D des objets.

Avant de procéder à une comparaison, il est fait une brève synthèse des grands traits morpho-structuraux de la zone axiale d'un océan à croissance lente actuel.

La ride volcanique axiale correspond à des reliefs volcaniques disposés dans la partie la plus centrale, ou rift interne, du rift médio-océanique d'un océan à croissance lente (~2 à 4cm par an) à ultra-lente (< 2cm par an) (Juteau et Maury, 1999). Cette ride est le site majeur de création de croûte océanique (90% des volcans les plus récents, in

Macdonald, 1977). Les ensembles volcaniques sont inégalement distribués au fond de cette vallée axiale. Ils forment des chaînons linéaires ou segments dont l'orientation est souvent oblique sur la direction du rift à grande échelle (*Océan Atlantique*: Ballard et van Andel, 1977; Ramberg et van Andel, 1977; Stacks et al. 1984; Zonenshain et al. 1989; Smith et Cann, 1993; Sempéré et al 1990, 1993; Murton et Parson, 1993; Appelgate et Shor, 1994; Smith et al 1995; *Océan Indien*: Cannat et al 1999 et réf. incluses). Cette segmentation est remarquable à toutes les échelles d'observation. Le numéro d'ordre des segments est fonction de leurs dimensions, l'ordre 1 correspondant à la dimension maximum. A l'échelle du 25 000^{ème} qui nous concerne, un segment correspond à une colline volcanique abyssale, de forme souvent oblongue et de quelques km² de superficie (Ballard et van Andel, 1977; Ramberg et van Andel, 1977). Ce segment a un ordre de 4 ou 5 d'après les conventions.

Sur la base des références susmentionnées, les similitudes à grande et petite échelle entre l'ophiolite du Chenaillet et une portion de zone axiale de Dorsale océanique concernent:

- la structure bombée du Chenaillet, dont les dimensions (~30 km² pour un dénivelé total de 750 m) sont du même ordre de grandeur qu'un « système volcanique » représentatif d'un segment de 4^{ème} ordre dans la zone axiale de la Ride des Reykjanes (Appelgate et Shor, 1994);

- les dimensions de la zone volcanique du Chenaillet (3 à 5 km de large sur 100 à 600 m de haut), comparables à celles d'une colline abyssale sur le plancher du rift interne;

- la microsegmentation de la zone volcanique structurée par les systèmes en peigne (armature de peigne = segment de 250 m à 1 km de long sur 100 à 500 m de large), comparable à celle observée dans la région des Monts Pluton et Venus (Ballard et van Andel, 1977) caractérisée par de très nombreux reliefs volcaniques ou hummocky ridges. Ces reliefs, tapissés de cônes à tubes et coussins ou hummocks, sont plus ou moins allongés, parallèles entre eux et à la dorsale, et reliés entre eux par des segments-relais transverses.

- la pseudosymétrie fréquente de ces chaînons volcaniques, comparable à celle des nombreuses micro-rides volcaniques identifiées par Ballard et van Andel (1977);

- la dimension des volcans composites majeurs tels que le Chenaillet, le Grand Charvia et la Loubatière (700 à 1500 m de diamètre sur 100 à 300 m de haut), comparable à celles des nombreux édifices volcaniques circulaires ou elliptiques (type Monts Pluton et Venus) au fond du rift médio Atlantique (Smith et Cann, 1992, 1993). Ces édifices volumineux sont eux-mêmes composés d'une multitude de petits volcans jalonnant toujours les crêtes et leurs flancs (Ballard et van Andel, 1977). L'organisation précise de ces volcans n'y est pas accessible. Elle l'est dans le Chenaillet.

- la dimension et la structure des petits volcans individuels (3 à 30 m de haut sur 3 à 15 m de diamètre), comparable à celles des cônes décrits par Ballard et van Andel (1977) avec distribution radiaire des tubes et coussins sur des pentes souvent fortes (jusqu'à 80°). Dans la littérature anglo-saxonne ces volcans coniques sont habituellement

décrits sous les termes de "hummocks" (= monticules), ou encore "haystacks" (= meules de foin).

- la localisation *systématique* des alignements de volcans individuels les plus récents à l'axe des crêtes des reliefs quelque soit leur taille tandis que les volcans les plus anciens sont aux bas des pentes, une observation absolument générale mentionnée par tous les auteurs ayant étudié les reliefs volcaniques situés à la zone axiale d'un rift médio-océanique.

In fine, par ses dimensions, sa topographie, sa morphologie, son architecture volcanique à différentes échelles et la chronologie de construction des volcans sur les pentes des reliefs, la zone volcanique du Chenaillet présente toutes les caractéristiques d'une colline abyssale construite à l'axe d'un rift de même type que celui de l'océan Atlantique. Par ailleurs cette zone volcanique du Chenaillet apparaît former un ensemble cohérent renforçant l'idée qu'elle soit l'analogue, entier et non tronqué, d'un segment volcanique de 4^{ème} ordre comme défini dans la Ride des Reykjanes (Appelgate et Shor, 1994).

Les systèmes volcaniques en peigne du massif du Chenaillet, dont l'architecture n'est décelable qu'au 10 000^{ème}, ne sont pas décrits à notre connaissance dans la littérature. Néanmoins l'importance de 2 directions de fracturation est soulignée dans la construction de structures volcaniques composites proches de la Ride Est Pacifique (Batiza et Vanko, 1983/1984). La direction majeure y est parallèle à l'allongement de la colline abyssale, l'autre est oblique de 40-50° sur la précédente. De petits volcans, souvent coalescents et dont la base est allongée parallèlement à l'une des deux directions, sont installés à la croisée des deux directions de fracture formant des chaînons sur les flancs du volcan composite, suggérant qu'au moins l'une des deux directions a servi de conduit magmatique. Cette disposition rappelle celle des systèmes en peigne (Fig. 6) avec « armature et lignes » selon la direction majeure, et « dents » selon la direction secondaire (oblique ici de 50-80° sur l'armature). La différence importante concerne le volume de ces systèmes volcaniques composites, 20 km³ dans le Pacifique contre 1 km³ dans le Chenaillet, explicable par la différence de débit magmatique à la ride en relation avec la vitesse d'expansion océanique. Ainsi indépendamment du taux d'expansion océanique, les processus régissant la croissance des volcans seraient semblables.

Les systèmes volcaniques en escalier observés dans le massif du Chenaillet sont analogues par leur morphologie et leurs dimensions aux entablements en cascade décrits sur les pentes de collines abyssales installées sur les flancs de la Dorsale Est-Pacifique (Macdonald et al. 1996). De la même façon, les coulées des marches supérieures viennent fréquemment baver sur les marches inférieures et sont alimentées par des conduits magmatiques le long de fractures syn-volcaniques ("volcanic growth faults") conduisant à la formation d'un horst ou bombement de socle. Par ailleurs, bien que les descriptions de Ballard et van Andel (1977) à la Ride médio-Atlantique soient moins explicites sur la géométrie 3D des édifices, un certain nombre de leurs observations ne laissent aucun doute sur l'existence de telles structures en marche d'escalier à la zone axiale de l'Océan Atlantique.

L'existence de zones d'affleurement de socle (gabbros et/ou péridotites serpentinisées) à la zone axiale du rift des océans à croissance lente à ultralente (Lagabriele et Cannat, 1990 et réf. incluses; Cannat, 1993 ; Snow et al 2002) vient encore renforcer l'hypothèse que cette ophiolite du Chenaillet est un témoin d'une zone axiale d'un océan Téthysien mature et « normal » (Barret et Spooner, 1977, in Lagabriele et Cannat, 1990). Dans le Chenaillet, comme en zone axiale d'océans actuels, ces affleurements de socle témoignent de la discontinuité des zones d'éruption et du fait que l'exhumation du manteau et des gabbros est antérieure ou synchrone de l'activité éruptive.

CONCLUSIONS

Les nouveaux résultats obtenus au cours de cette étude essentiellement de terrain sont nombreux. Ils changent fondamentalement notre vision de la structure tridimensionnelle du plancher océanique à la ride volcanique axiale d'un océan à croissance lente. Ils permettent aussi de détailler les relations spatio-temporelles entre le socle mantellique, les gabbros et la couverture volcanique. Enfin ils questionnent sur les causes de la préservation exceptionnelle de cet objet dans une chaîne de montagne.

Ainsi l'observation détaillée de l'architecture de l'ophiolite du Chenaillet, et plus particulièrement de l'unité volcanique, démontre que les édifices volcaniques simples et composites ont été totalement préservés de la déformation alpine. Il en va de même pour les unités de socle affleurant aux alentours. D'autre part il apparaît que la morphologie actuelle des reliefs correspond à une surface structurale qui, *aux effets de l'érosion près*, reproduit les reliefs océaniques originels.

En conséquence cette unité ophiolitique est un témoin direct d'une portion de plancher océanique construit à l'axe de la dorsale de la Téthys Alpine.

Les volcans individuels se présentent soit sous forme de langues de tubes et coussins soit plus couramment sous forme de cône de tubes et coussins disposés autour d'un dyke. Leur structure interne indique qu'ils se sont construits sur une pente en formation. Systématiquement, les volcans les plus élevés topographiquement sont aussi les plus jeunes. Localement, l'accentuation de la pente pendant la poursuite des éruptions a conduit au redressement ou même au déversement du flanc aval des cônes.

L'organisation de ces volcans conduit à distinguer 2 types de systèmes volcaniques, en escalier et en peigne, installés sur des pentes parfois très raides et sur quelques centaines de m² ou quelques km² de superficie. Les systèmes en escalier sont plus précoces que ceux en peigne.

Les systèmes en escalier sont constitués par des entablements en cascade de langues nourries par des injections fissurales à la racine des marches d'escalier.

Les systèmes en peigne sont formés de chapelets de volcans coniques installés à la croisée de fractures majeures servant de conduits magmatiques et de fractures secondaires obliques sur les premières. Ces systèmes sont souvent pseudosymétriques de part et d'autre des crêtes du relief,

lesquelles sont jalonnées par les volcans les plus récents du complexe volcanique.

Ainsi l'ensemble volcanique possède une épaisseur relativement mince (≤ 50 m). Elle moule le socle visible sous et entre les volcans des systèmes en peigne et en escalier. Ce socle est globalement bombé. Ce bombement est modulé par des ondulations d'amplitude plus accentuée sous les volcans composites les plus volumineux. Il est synchrone de l'activité éruptive. Il ne lui est pas strictement lié puisqu'il affecte aussi des zones de socle où les volcans sont très clairsemés. Ces résultats tout à fait nouveaux ont une importance majeure pour comprendre l'origine du relief à la zone axiale d'un rift et le rôle de la déformation de la lithosphère mantellique dans le processus d'expansion océanique (Chalot-Prat, 2005)

Les corps de gabbros, allongés et minces (≤ 50 m), apparaissent eux aussi comme moulant les bombements de socle mantellique. Ils constituent eux-mêmes le socle de quelques rares volcans. Leur exhumation précède clairement la mise en place des volcans à l'Ouest du massif. A l'Est, cette exhumation est vraisemblablement synchrone de l'activité éruptive qui se développe latéralement dans le prolongement du bombement de socle.

L'identification, de place en place au toit du manteau serpentinisé et des gabbros, de minces horizons de brèches tectoniques traceurs de failles de détachement ayant conduit à l'exhumation au fond de la mer du socle des volcans aide à mieux caractériser la morphologie, globalement bombée et sensiblement ondulée dans le détail, de la surface d'exhumation du socle sous les volcans ou directement au fond de la mer.

Cette ophiolite du Chenaillet présente toutes les caractéristiques d'un segment de rift interne tel qu'observé à l'axe du rift médio-Atlantique. En effet tant par ses dimensions, sa topographie et sa morphologie, que par l'organisation des volcans à différentes échelles, l'ensemble volcanique est l'analogue d'une colline volcanique abyssale. L'affleurement de manteau serpentinisé de part et d'autre et sous la colline volcanique également typique des zones axiales d'océan à croissance lente, ne font que conforter ce rapprochement.

Il n'en reste pas moins que la préservation jusqu'à aujourd'hui non seulement de l'architecture mais aussi de la paléoverticale et, *aux effets de l'érosion près*, de la paléotopographie de ce fragment de dorsale océanique d'environ 150 Ma est tout à fait exceptionnelle et inattendue. D'une part la nappe ophiolitique du Chenaillet est située au coeur d'une chaîne de montagne dont la formation dérive de la fermeture de l'océan lui-même et de la collision entre ses marges. Les conditions qui ont permis qu'elle soit entièrement épargnée par les processus tectoniques ayant conduit à son obduction sur une autre unité océanique subductée puis exhumée, restent à élucider. D'autre part, la mise à nu actuelle de la paléotopographie de cette portion d'océan suppose que ce segment de lithosphère océanique fut recouvert après sa formation par une épaisseur de roches suffisamment épaisse pour que la puissante action érosive des glaciers quaternaires entre autres ne l'ait pas encore détruit.

Remerciements: Cette étude s'inscrit dans un projet de recherche sur les relations entre magmatisme et déformation de la lithosphère océanique, projet financé par le Groupement de Recherches sur les Marges. Ce travail a bénéficié de la collaboration de G. Manataschal dans les premières étapes de reconnaissance du massif du Chenaillet, lesquelles ont permis entre autres, l'identification des traceurs de failles de détachement au toit du socle. Le Bureau de Recherches Géologiques et Minières a accepté de financer la réalisation de la carte géologique au 25 000^{ème}, outil essentiel pour l'acquisition des données nécessaires à la réalisation du projet. Les auteurs remercient sincèrement P. Rossi (BRGM) pour la confiance qu'il leur a accordée, et pour toute son attention pendant la réalisation du travail de cartographie et sa mise en forme.

RÉFÉRENCES

- Appelgate B., Shor A.N. (1994) – The northern Mid-Atlantic and Reykjanes Ridges: Spreading center morphology between 55°50'N and 63°00'N. *Journal of Geophysical Research*, 99, n° B9, 17,935-17,956.
- Ballard R.D., van Andel T.H. (1977) – Morphology and tectonics of the inner rift valley at lat 36°50'N on the Mid-Atlantic Ridge. *Geological Society of America Bulletin*, 88, n°70404, 507-530.
- Bartéfy J.C., Lemoine M., Gracianski P.C. (de), Tricart P., Mercier D., avec la collaboration de Pêcher A., Bertrand J., Nievergelt P., Amaudric du Chaffaut S., Dumont T., Monjuvent G., Goffé B., Kienast J.R., Mevel C., Gravost M., Sauret B., Godefroy P., Martin C. (1995) – Notice explicative, Carte Géol de France (1/50 000), feuille Briançon (823). Orléans: BRGM, 180 p.
- Bartéfy J.C., Lemoine M., Mercier D., Polino R., Nievergelt P., Bertrand J., Dumont T., Amaudric du Chaffaut S., Pêcher A., Monjuvent G. (1996) – Carte géol. de France (1/50 000), feuille Briançon (823). Orléans: BRGM.
- Batiza R., Vanko D. (1983) – Volcanic development of small oceanic central Volcanoes on the flanks of the East Pacific Rise inferred from narrow-beam echo-sounder surveys. *Marine Geology*, 54, 53-90.
- Bertrand J., Courtin B., Vuagnat M. (1982) – Elaboration d'un secteur de lithosphère océanique Liguro-Piemontais d'après l'ophiolite de Mongenèvre (Hautes-Alpes, France et province de Turin, Italie). *Ophioliti*, 2/3, 155-196.
- Bertrand J., Dietrich V., Nievergelt P., Vuagnat M. (1987) – Comparative major and trace element geochemistry of gabbroic and volcanic rock sequences, Mongenèvre ophiolite, Western Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 67, 147-169.
- Caby R. (1995) – Plastic Deformation of Gabbros in a Slow-spreading Mesozoic Ridge: Example of the Mongenèvre Ophiolite. Western Alps. R.L.M. Vissers and A. Nicolas (Eds), *Mantle and Lower Crust Exposed in Oceanic Ridges and in Ophiolites*, Kluwer Academic Publishers, 123-145.
- Cannat M. (1993) – Emplacement of Mantle Rocks in the seafloor at Mid-Ocean Ridges. *Journal Geophysical Research*, 98, n° B3, 4163-4172.
- Cannat M., Lagabrielle Y., Bougault H., Casey J., de Coutures N., Dmitriev L., Fouquet Y., 1997. Ultramafic and gabbroic exposures at the Mid-Atlantic Ridge: geological mapping in the 15°N region. *Tectonophysics*, 279, 193-213.
- Cannat M., Rommevaux-Jestin C., Sauter D., Deplus C., Mendel V. (1999) – Formation of the axial relief at the very slow spreading Southwest Indian Ridge (49° to 69°E). *Journal of Geophysical Research*, 104, n° B10, 22,825-22,843.
- Casey, J.F. (1997) – Comparison of major-and trace-element geochemistry of abyssal peridotites and mafic plutonic rocks with basalts from the MARK region of Mid-Atlantic Ridge. In: *Proc. ODP, Sci Results*, 153. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 181-241.
- Chalot-Prat F. (2005) – An undeformed ophiolite in the Alps: field and geochemical evidences for a link between volcanism and shallow plate tectonic processes. In Foulger G.R., Natland J.H., Presnall D.C. and Anderson D.L., eds, *Plates Plumes & Paradigms: Geological Society of America, Special Paper 388*, 751-780
- Chalot-Prat F., Manataschal G. (2002a) – Relations entre déformation et magmatisme lors de la transition rifting-accrétion océanique lente: Exemple du massif du Chenaillet (Hautes Alpes, Alpes Occidentales, France). *Groupe De Recherche Marges, Bulletin Information*, n°4, 6-7.
- Chalot-Prat F., Manatschal G. (2002b) – Oceanic volcanism, a tracer of the basement deformation during the opening of the slow spreading rate Tethys ocean (Chenaillet-Montgenèvre, Western Alps), *Ann. Meeting Swiss Acad. Nat. Sc. (SANW): Birth and Early Evolution of Alpine Ocean Basins*, Davos, Switzerland, 19-20th Sept, 2002
- Chalot-Prat F., Ganne J., Lombard A. (2003) – No significant element transfer from the oceanic plate to the mantle wedge during subduction and exhumation of the Tethys ocean (Western Alps). *Lithos*
- Costa S., Caby R. (2001) – Evolution of the Ligurian Tethys in the Western Alps: Sm/Nd and U/Pb Geochronology and Rare Earth Element Geochemistry of the Montgenèvre Ophiolite (France). *Chemical Geology*, 175, 449-466.
- Desmurs, L. (2001) – Mafic and ultramafic rocks along the ocean-continent-transition; magmatic emplacement and exhumation processes: examples from the Platta nappe, Grisons, SE Switzerland., *unpublished thesis*, ETH Zürich, Prom., 14429, 179 pp.
- Ishiwatari A. (1985/86) – Alpine ophiolites: product of low-degree mantle melting in a Mesozoic transcurrent rift zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 76, 93-108.
- Juteau T., Maury R. (1999) – Géologie de la croûte océanique: Pétrologie et dynamique endogène. *Dunod* (eds), 367 pp.
- Karson JA, Thompson G, Humpris SE, Edmond JM, Bryan WB, Brown JR, Winters AT, Pockalny RA, Casey JF, Cambell C, Klinkhammer G, Palmer MR, Kinzler RJ, Sulanowska M, 1987. Along axis variations in seafloor spreading in the MARK area. *Nature*, 328, 681-685.
- Lagabrielle Y., Bideau D., Cannat M., Karson J.A. Mevel C. (1998) – Ultramafic-Mafic Plutonic Rock Suites Exposed Along the Mid-Atlantic Ridge (10°N-30°N). Symmetrical-Asymmetrical Distribution and Implications for Seafloor Spreading Processes. Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges, W.R. Buck, P.T. Delaney, J.A. Karson, Y. Lagabrielle (Eds), *Geophysical monograph 106*, 153-176.
- Lagabrielle Y., Cannat M. (1990) – Alpine Jurassic ophiolites resemble the modern central Atlantic basement. *Geology*, 18, 319-322.
- Lagabrielle Y., Lemoine M. (1997) – Alpine, Corsican and Apennine ophiolites: the slow-spreading ridge model. *Earth and planetary sciences*, 325, 909-920.

- Macdonald K.C. (1977) – Near-bottom magnetic anomalies, asymmetric spreading, oblique spreading, and tectonics of the Mid-Atlantic Ridge near lat 37°N. *Geological Society of America Bulletin*, 88, n° 70406, 541-555.
- Macdonald K.C., Fox P.J., Alexander R.T., Pockalny R., Gente P. (1996) – Volcanic growth faults and the origin of Pacific abyssal hills. *Nature*, 380, 125-129.
- Manatschal G., Chalot-Prat F., Edel J-B, Coco E., Bourlier P-Y, Warin A. (2002) – Tectono-magmatic relationships at the transition from rifting to seafloor spreading: the example of the Chenaillet massif (Western Alps, France). Colloque GDR Marges, Paris, France, 13-14 Février 2002.
- Mevel C., Caby R., Kienast J-R. (1978) – Amphibolite facies conditions in the oceanic crust: Example of amphibolitized flaser-gabbro and amphibolites from the Chenaillet ophiolite massif (Hautes Alpes, France). *Earth and Planetary Science Letters*, 39, 98-108.
- Murton B.J., Parson L.M. (1993) – Segmentation, volcanism and deformation of oblique spreading centres: a quantitative study of the Reykjanes Ridge. *Tectonophysics*, 222, 237-257.
- Polino R., Lemoine M. (1984) – Détritisme mixte d'origine continental et océanique dans les sédiments jurassico-crétacés supra-ophiolitiques de la Téthys Ligure: la série du Laog Nero (Alpes Occidentales franco-italiennes). *Comptes Rendus Académie Sciences*, Paris, 298, II, 359-364.
- Ramberg I.B., van Andel T.H. (1977) – Morphology and tectonic evolution of the rift valley at lat 36°30'N, Mid-Atlantic Ridge. *Geological Society of America Bulletin*, 88, n° 70409, 577-586.
- Rampone, E., Hofmann, A.W., Piccardo, G.B., Vannucci, R., Bottazzi, P., Ottolini, L. (1995) – Petrology, mineral and isotope geochemistry of the External Liguride peridotites (Northern Apennines, Italy). *Journal of Petrology*, 36, 81-105.
- Rampone, E., Hofmann, A.W., Piccardo, G.B., Vannucci, R., Bottazzi, P., Ottolini, L. (1996) – Trace element and isotope geochemistry of depleted peridotites from an N-MORB type ophiolite (Internal Ligurides, N. Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 61-76.
- Rampone, E., Hofmann, A.W., Raczek, I. (1998) – Isotopic contrasts within the Internal Liguride ophiolite (N. Italy): the lack of a genetic mantle-crust link. *Earth Planetary Sciences Letters*, 163, 175-189.
- Schmincke H.U., Bednarz U. (1993) – Pillow, sheet flow and breccia flow volcanoes and volcano-tectonic hydrothermal cycles in the Extrusive Series of the northeastern Troodos ophiolite (Cyprus). In J. Malpas et al. (Eds), *Ophiolites: Ocean Crust Analogues*. Geol. Surv. Dept, Nicosia, Cyprus, 185-206.
- Sempéré J-C, Purdy GM, Schouten H, 1990. Segmentation of the Mid-Atlantic Ridge between 24°N and 30°40'N. *Nature*, 344, 427-431.
- Sempéré J-C., Lin J., Brown H.S., Schoutten H., Purdy G.M. (1993) – Segmentation and Morphotectonic Variations Along a Slow-Spreading Center: The Mid-Atlantic Ridge (24°00'N-30°40'N). *Marine Geophysical Researches*, 15, 153-200.
- Smith D.K., Cann J.R., Dougherty M.E., Lin J., Spencer S., MacLeod C., Keeton J., McAllister E., Brooks B., Pascoe R., Robertson W. (1995) – Mid-Atlantic Ridge volcanism from deep-towed side-scan sonar image, 25°-29°N. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 67, 233-262.
- Smith D., Cann J.R. (1992) – The Role of Seamount Volcanism in Crustal Construction at the Mid-Atlantic Ridge (24°-30°N). *Journal of Geophysical Research*, 97, n° B2, 1645-1658.
- Smith D., Cann J.R. (1993) – Building the crust at the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 365, 707-715.
- Snow J.E., Dick H.J., Hellebrand E., Büchl A., von der Handt A., Langmuir C., Michael P. (2002) – Mantle peridotites of Gakkel Ridge, Arctic Ocean. *Fourth International Workshop on Orogenic Lherzolites and Mantle Processes*, Aug. 26 - Sept. 3, 2002, extended Abstract, 146-147.
- Stakes D.S., Shervais J.W., Hopson C.A. (1984) - The volcanic-tectonic cycle of the FAMOUS and AMAR valleys, Mid-Atlantic Ridge (36°47'N): evidence from basalt glass and phenocryst compositional variations for a steady state magma chamber beneath the valley midsections, AMAR 3. *Journal Geophysical Research*, 89, B8, 6995-7028.
- Treves B.E., Harper G.D. (1994) – Exposure of serpentinites on the ocean floor: sequence of faulting and hydrofracturing in the Northern Apennine ophiolites. *Ophioliti*, 14B, 435-466.
- Tricart P., Lemoine B. (1989) - The Queyras ophiolite west of Mont Viso (Western alps): indicator of a peculiar ocean floor in the Mesozoic Tethys *Journal of Geodynamics*, 13, 163-181.
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Lisitsin A.P., Bogdanov Yu.A., Baranov B.V. (1989) – Tectonics of the Mid-Atlantic rift valley between the TAG and MARK areas (26-24°N): evidence for vertical tectonic. *Tectonophysics*, 159, 1-23.
- Whitmarsh R.B., Manatschal G., Minshull T.A. (2001) – Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. *Nature*, 413, 150-154.