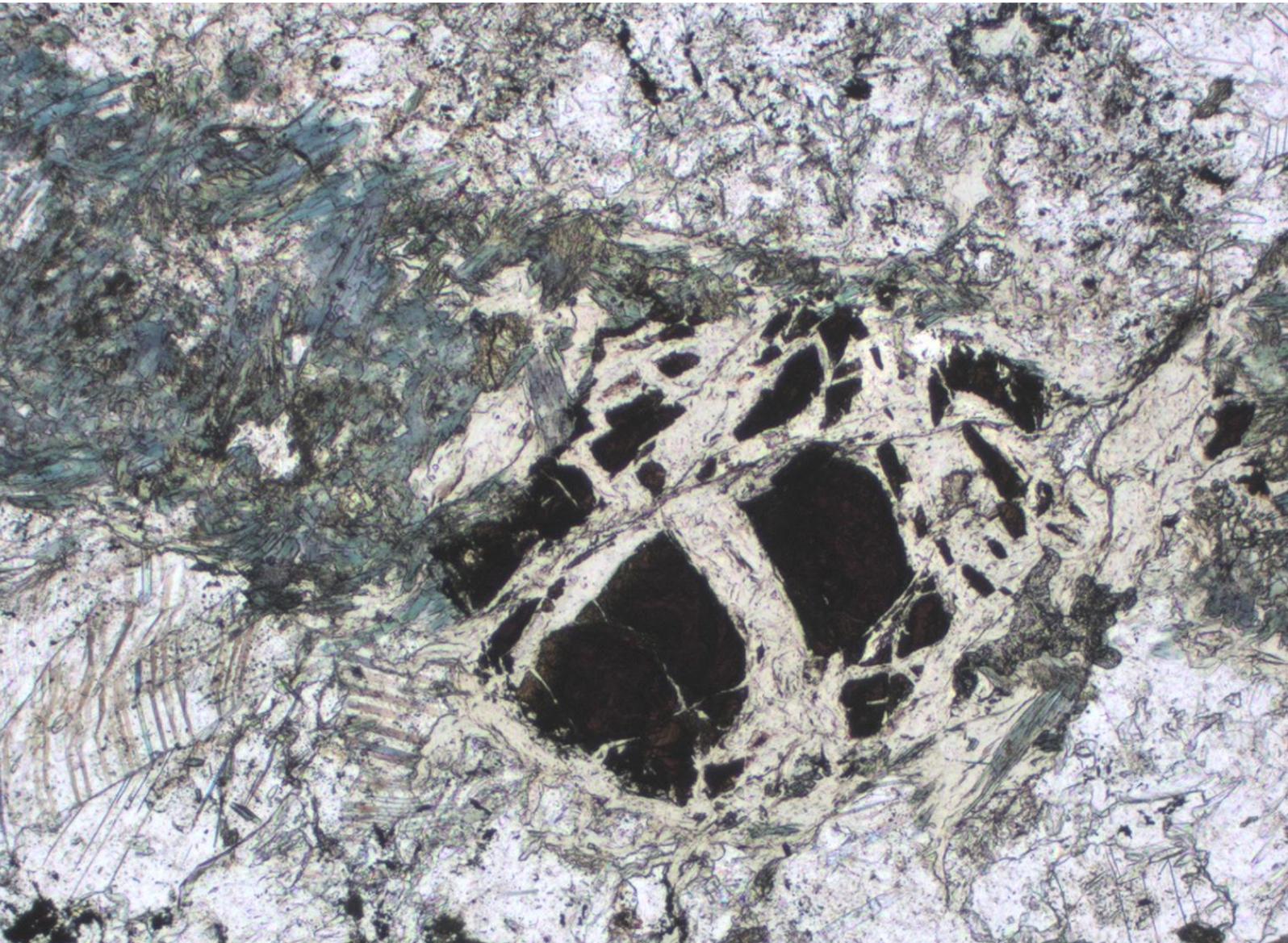


# ATLAS PÉTROGRAPHIQUE OBSTINÉ DE L'OPHIOLITE DU CHENAILLET

Denis Thiéblemont, Jérôme Duron, Alexis Plunder



# **Atlas pétrographique obstiné de l'ophiolite du Chenaillet**

Denis Thiéblemont, Jérôme Duron, Alexis Plunder

BRGM, Service Géologique National  
3 avenue Claude Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans cedex 2

## Table des matières

Avertissement .....	5
Introduction.....	7
Carte et cadre géologiques.....	8
Inventaire lithologique et chronologie relative.....	11
Une ou deux ophiolites ?.....	13
Affleurements et roches.....	14
A – La série pré- à syn-ophiolitique : radiolarites et marbres .....	14
Radiolarites.....	14
Marbres .....	16
Roches mafiques/ultramafiques .....	19
B – La série ophiolitique .....	21
Serpentinites et autres roches ultramafiques.....	21
Gabbros .....	29
Opicalcites et autres brèches .....	33
Roches filoniennes : dolérites et albitites .....	40
Roches volcaniques .....	43
C – La couverture crétacée liguro-piémontaise (Ensemble de la Replatte – Lago Nero).....	52
Formation de la Replatte.....	54
« Black shales ».....	60
Flysch du Gondran.....	60
D – Le prisme métamorphique : unité des Schistes lustrés .....	66
Calcschistes et talcschistes.....	67
Roches basiques : metabasaltes et métadolérites.....	70
Perspectives .....	74
Bibliographie .....	75
Coordonnées des stations d’observation et échantillonnage.....	77



## Avertissement

Cet atlas pétrographique a été réalisé à l'occasion d'une excursion géologique sur le massif du Chenaillet co-organisée par le CBGA, dans le cadre des journées scientifiques Marcel Lemoine, et le BRGM, dans le cadre du programme Référentiel Géologique de la France (RGF). Cette excursion était organisée par Raymond Cirio, Président du CBGA, et Denis Thiéblemont, géologue au BRGM et responsable du programme RGF pour les Alpes. Elle était encadrée sur le terrain par Denis Thiéblemont et Stéphane Guillot, Directeur de l'ISTERRE (Université de Grenoble) et faisait suite à différents contacts pris entre les acteurs suite au constat, fait en 2017, d'un certain nombre de lacunes dans la représentation cartographique du massif (Thiéblemont et Thiéblemont, 2017). Ces lacunes portaient essentiellement sur la relation entre l'ophiolite et les formations sédimentaires adjacentes, la série liguro-piémontaise. Elles posaient la question de la relation entre ces deux entités : chevauchement de l'ophiolite sur sa couverture océanique ?, tel qu'admis de longue date par la communauté scientifique, ou autre ?, cet autre restant d'ailleurs à préciser, justifiant la mise en œuvre de nouveaux levés de terrain prévus la même année dans le cadre d'un diplôme de Master 2 du programme RGF.

L'objectif n'était donc pas de présenter un modèle « clé en main », mais de prendre acte d'un certain nombre de faits, non explicitement mentionnés dans les études antérieures, et dont l'incidence sur l'interprétation d'un objet « emblématique » de la géologie alpine n'était pas négligeable. Dans l'esprit des journées Marcel Lemoine, un débat serait ouvert entre deux scientifiques : l'un (Denis Thiéblemont) portant le constat des faits nouveaux et l'autre (Stéphane Guillot) les replaçant dans un contexte scientifique global, et ce débat susciterait la participation d'un public de non spécialistes : professeurs en charge de l'enseignement des Sciences de la Terre au niveau du 2<sup>nd</sup> cycle ou amateurs de géologie alpine.

C'est pour positionner ces débats sur la base de connaissances la plus complète possible que cet atlas a été conçu. Pour un certain nombre d'affleurements « clés », il détaille les données obtenues en laboratoire suite aux observations de terrain : descriptions pétrographiques sur lames minces et, dans quelques cas, analyses chimiques des éléments majeurs et traces sur roche totale ou minéraux. Ces descriptions pétrographiques et les photos qui les accompagnent ont, pour l'essentiel, été réalisées par deux géologues pétrographes du BRGM, Jérôme Duron et Alexis Plunder, co-auteurs du présent atlas.

Néanmoins, l'emprise de cet atlas porte au-delà du seul secteur visité lors de l'excursion, il prend en compte les faciès communément décrits (ex. serpentinites, gabbros), mais également, avec une certaine « obstination », des roches non mentionnées dans la littérature (ex. brèches de différents types) et dont l'interprétation restait à réaliser. Il s'agissait d'un des objectifs du travail de Master 2 à venir.

En préambule aux descriptions elles-mêmes, cet ouvrage propose en introduction une description sommaire du massif, de sa situation dans la chaîne alpine et de certains débats dont il fait l'objet. Le propos se veut le plus simple possible, accessible à un public de non spécialistes.

En épilogue, il confronte les faits nouveaux et les interprétations, en visant à définir quelques orientations en vue de travaux futurs.

De très nombreuses photos y sont présentées, dont certaines ne sont peut-être pas totalement indispensables, mais ont été maintenues du fait de leur intérêt esthétique. Pour leur description, un même système de numérotation implicite a été choisi : sur une planche, la numérotation de 1 à n va

dans le sens de la lecture, de gauche à droite puis de haut en bas. Il ne semblait dès lors pas nécessaire d'ajouter des n° sur les photos. Par ailleurs les abréviations LPNA et LPA, familières des pétrographes, sont systématiquement utilisées pour préciser si la vue microscopique est prise en lumière polarisée non analysée (LPNA ou lumière naturelle) ou lumière polarisée analysée (LPA).

Finalement, cet avertissement est l'occasion de remercier deux collègues géologues dont l'intérêt pour le Chenaillet en particulier, et la géologie alpine en général, a permis que certaines questions puissent être posées : Claude Kerckhove et Yves Siméon.

Denis Thiéblemont, Raymond Cirio, Stéphane Guillot

## Introduction

La popularité du massif du Chenaillet dans le monde de la géologie tient avant tout à la richesse de ces faciès. Basaltes en coussins, serpentinites, radiolarites, gabbros etc., tous parfaitement préservés, fournissent l'image presque idéale d'une ophiolite, sorte de lambeau d'océan perché au toit de l'édifice alpin.

Le massif a donc attiré les chercheurs qui y ont trouvé, à terre, le bien-fondé d'une théorie née des études en mer : la tectonique des plaques, et il est devenu l'un des principaux (voire le principal) sites de France pour l'enseignement de la géologie « sur le terrain » et le géotourisme.

Néanmoins, malgré son intérêt, la description précise de ces roches est restée une affaire de spécialistes, dont l'histoire moderne, débutée en 1969 par la thèse « Étude pétrographique du massif du Chenaillet (Hautes-Alpes, France) » (Lazlo Pusztaszeri, Université de Genève), s'est poursuivie sans interruption jusqu'à aujourd'hui, enrichissant la connaissance des données les plus modernes : analyses minéralogiques, éléments traces, dosage des isotopes, datations géochronologiques etc..

Ainsi, l'âge et les caractéristiques géochimiques de l'ophiolite sont aujourd'hui parfaitement connues, et plusieurs auteurs en ont proposé une cartographie détaillée à l'échelle du 1/25 000. Néanmoins, des interrogations subsistent quant au positionnement du massif dans son contexte global. En particulier, sur la nature de ces rapports avec les roches sédimentaires voisines, collectivement considérées comme une couverture océanique, mais avec laquelle l'ophiolite est représentée comme étant en contact tectonique (charriage).

De ce point de vue, la carte géologique de Briançon (Barféty *et al.*, 1995) constitue le document de référence, mais ce document, à l'échelle 1/50 000, est insuffisamment précis pour représenter certains détails indispensables.

Indifféremment des modèles, il n'est donc pas inutile de revenir à quelques « fondamentaux ». Ceux-ci portent à la fois sur la cartographie et la simple nature des roches, telles qu'on les voit à l'affleurement puis sous le microscope. Étrangement, et malgré les très nombreuses publications et pages internet sur le Chenaillet, aucune ne propose un inventaire illustré et complet de la pétrographie du massif, incluant la couverture sédimentaire adjacente. Quelques photos d'affleurements et lames minces se trouvent dans les thèses les plus anciennes (Pusztaszeri, 1969 ; Mével, 1975), mais rapidement, les analyses chimiques et isotopiques ont mobilisé l'intérêt, la pétrographie du Chenaillet étant considérée comme suffisamment connue.

L'objet de cet atlas est donc de combler un manque en fournissant une description des principaux faciès de l'ophiolite et son environnement sédimentaire direct, à l'affleurement et sous le microscope. Il vise ainsi deux publics : 1/ les non spécialistes, scolaires, géologues amateurs ou touristes, pour lesquels il propose des affleurements types permettant d'observer les roches et de découvrir par des photos leur aspect microscopique ; 2/ les spécialistes, en reprenant la description de certains affleurements non mentionnés sur la carte Briançon et qui posent le problème de la situation de l'ophiolite dans l'édifice alpin.

## Carte et cadre géologiques

La feuille Briançon, publiée en 1995 par J.-C. Barféty *et al.* dans le cadre du Programme national de cartographie géologique à l'échelle 1/50 000 piloté par le BRGM, constitue le document de référence pour la cartographie du Chenaillet et son environnement sédimentaire (fig. 1).

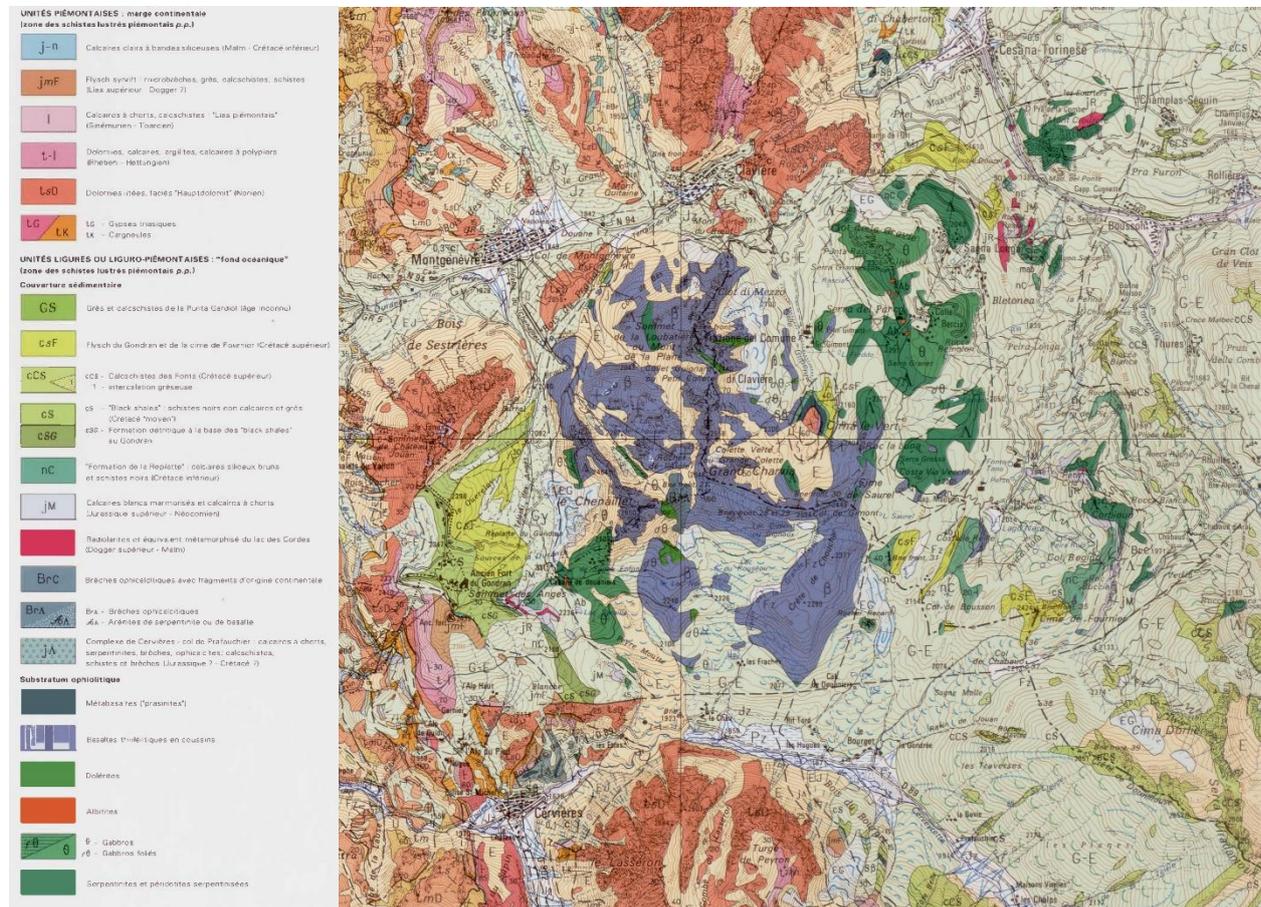


Fig. 1 – Extrait de la carte géologique de Briançon à 1/50 000 (Barféty *et al.*, 1995) centré sur le massif du Chenaillet

Le document, qui répertorie près de 100 entités géologiques différentes, n'est pas d'une lecture aisée pour un non spécialiste. Des « zooms » successifs en facilitent la compréhension ; en regroupant les différentes entités par grands ensembles géologiques, une carte simplifiée peut ainsi être dessinée où apparaissent (fig. 2) :

- 1/ l'**ophiolite stricto-sensu**, composée des roches océaniques strictement magmatiques, datées du Jurassique moyen (Callovien, ~ 165 Ma) ;
- 2/ la couverture sédimentaire liguro-piémontaise du secteur de la **Replatte – Lago Nero** (ci-après désignée unité ou ensemble de la Replatte – Lago Nero) au contact direct de l'ophiolite (*stricto sensu*) vers l'ouest, et couvrant une période s'étendant du Jurassique moyen au Crétacé supérieur, soit près de 90 millions d'années (Ma) entre ~168 et 80 Ma. À l'est, au-delà de la limite orientale de l'ophiolite du Chenaillet, cet ensemble inclut des serpentinites considérées comme appartenant à une unité ophiolitique distincte de celle du Chenaillet ;
- 3/ l'ensemble sédimentaire océanique des **Schistes lustrés**, occupant tout l'est de la carte et assez comparable au précédent par l'association de roches sédimentaires carbonatées de type calcschistes et de faciès ophiolitiques, mais affecté par un métamorphisme de très haute pression témoignant de son passage en subduction ;

4/ le **domaine Briançonnais**, situé à l'ouest, dont le substratum est clairement continental. Ce domaine expose des terrains d'âge carbonifère à jurassique antérieurs à l'ouverture de l'océan alpin, dont une masse dolomitique triasique très épaisse au contact direct des unités océaniques (*cf. infra*, fig. 3).

Entre les quatre ensembles précédents, pour certains plus ou moins synchrones, des failles sont dessinées dont les jeux, d'ampleur parfois considérable, ont permis l'assemblage actuellement observable.

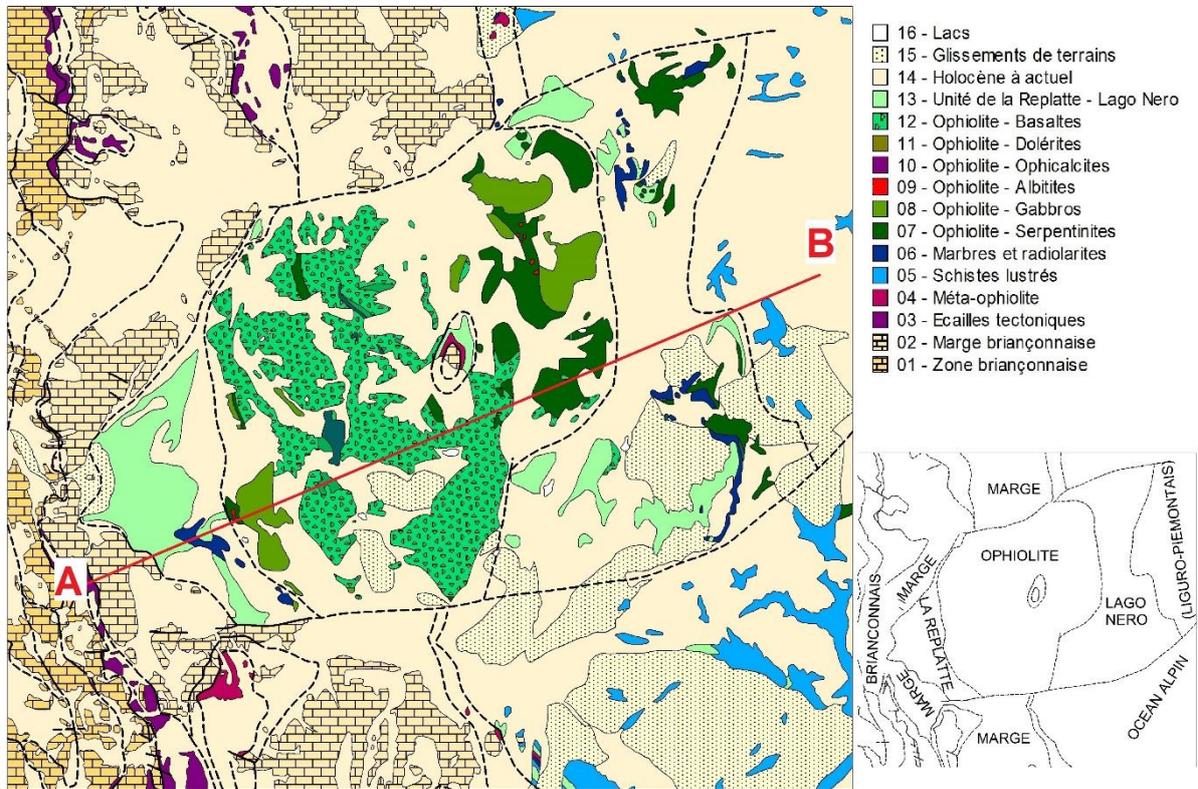


Fig. 2 – Carte géologique simplifiée du massif du Chenaillet le replaçant dans son cadre géodynamique global (schéma à droite). Le trait rouge A-B indique le tracé de la coupe présentée plus loin (fig. 4). Dans l'unité de la Replatte – Lago Nero (vert clair), les marbres et radiolarites ont été distinguées. De même, cette unité renferme des serpentinites (vert émeraude) rapportées à une ophiolite distincte de celle du Chenaillet.

Dans cet assemblage, le contact principal est celui séparant le domaine Briançonnais, de type **continental**, des trois autres ensembles, tous de nature **océanique**. Le schéma pourrait donc sembler assez simple avec, à l'ouest, la marge du continent européen, et à l'est, l'océan. Néanmoins, les choses se compliquent fortement dans le détail, conduisant à tracer d'autres failles, souvent peu observables sur le terrain.

En premier lieu, des failles sont dessinées sur tout le pourtour de l'ophiolite, au contact avec l'ensemble de la Replatte – Lago Nero. Elles situent l'ophiolite au sommet de l'édifice tectonique alpin local, en position de lambeau tectonique (klippe) « flottant » sur les sédiments océaniques. Ce schéma d'organisation est rendu nécessaire par un contraste tectonique et métamorphique marqué entre ophiolite et roches sédimentaires : la première est indemne de tout métamorphisme et déformation, tandis que la couverture sédimentaire présente un intense plissement associé à un métamorphisme alpin à amphibole bleue, supposé de haute pression.

En « descendant d'un étage », un nouveau contact sépare l'ensemble des terrains précédents des Schistes lustrés. Cette faille majeure, bien visible sur le terrain (fig. 3) marque le front des unités

océaniques de très haute pression, qui représentent la partie subductée de l'océan alpin et se développent largement vers l'est, dans le domaine de l'orogène dit « interne ». Ces roches, au plissement et au métamorphisme intenses, se retrouvent indifféremment au contact des terrains du domaine Briançonnais ou de ceux de l'unité de La Replatte – Lago Nero (fig. 2), moins métamorphiques mais également océaniques.

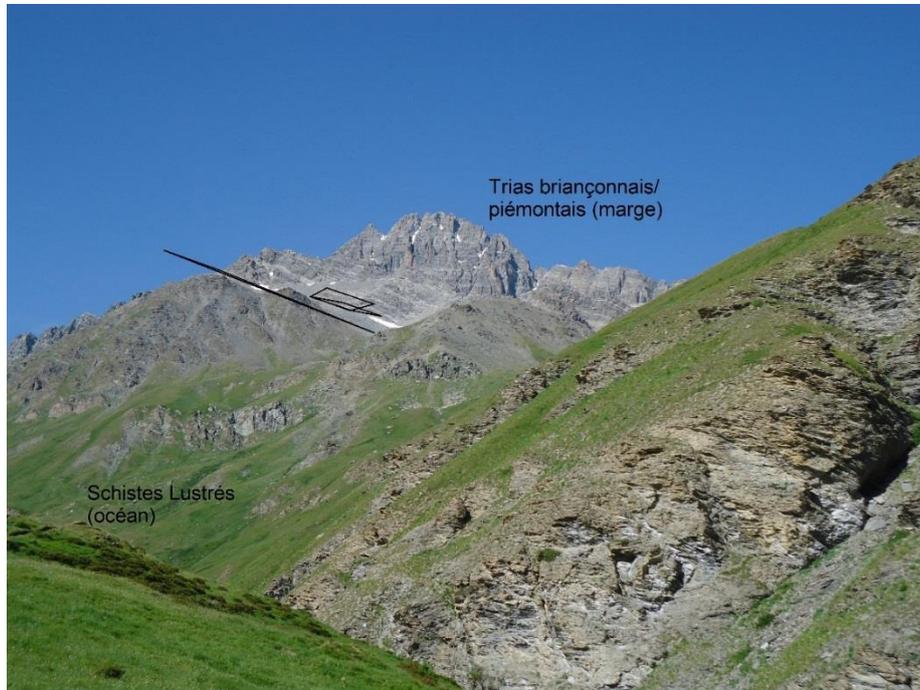


Fig. 3 – Photo prise de la vallée des Fonts montrant le (rétro)charriage vers l'est du Trias Briançonnais/piémontais (falaises dolomitiques du pic de Rochebrune) sur les Schistes lustrés (au premier plan, gorge mettant au jour les calcschistes des Fonts, faciès commun de l'unité des Schistes lustrés dans ce secteur).

Une coupe (fig. 4), établie à partir de la carte géologique au 1/50 000, permet de mieux visualiser l'organisation précédente. Elle superpose les 4 ensembles avec au sommet l'ophiolite, surmontant l'unité de La Replatte – Lago Nero (= Liguro-piémontais sur le dessin), et plus bas le rebord continental (marge Briançonnaise) et l'océan subducté (Schistes lustrés), situés respectivement à l'ouest et l'est.

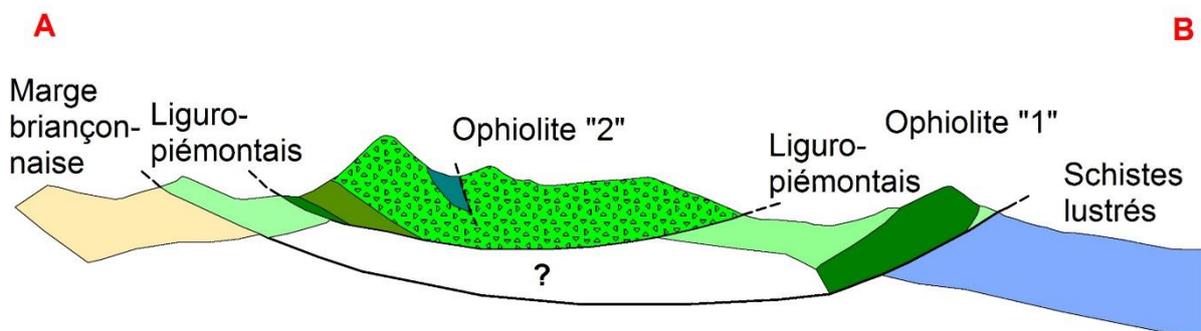


Fig. 4 – Coupe schématique établie à partir de la carte au 1/50 000 montrant la disposition supposée des unités superposées : Schistes lustrés, Liguro-piémontais (unité de la Replatte – Lago Nero incluant une ophiolite « 1 » supposée), Chenaillet (ophiolite « 2 ») (de bas en haut), et charriage de cette dernière sur la précédente.

L'organisation finale de l'ensemble est complexe, ce qui semble aujourd'hui en dessous a pu être initialement placé au-dessus par charriage, puis remis en dessous par rétrocharriage. Nous n'en dirons pas plus sur ce sujet, notre objectif étant surtout de faire pénétrer le lecteur dans « l'intimité » de l'ophiolite par la description de ces principaux faciès et de ceux des roches sédimentaires voisines.

## Inventaire lithologique et chronologie relative

Ce chapitre présente les différentes étapes d'un cheminement dans l'ophiolite, puis en dehors, dans les formations qu'elle côtoie (couverture piémontaise) et celles qu'elle « rétro-chevauche » (Schistes lustrés). Des affleurements sont décrits et localisés (les coordonnées géographiques sont fournies à la fin de cet ouvrage) où le lecteur retrouvera les différentes roches avec des photos de lames minces lui révélant la structure interne. A partir de ces informations, et en fonction de ses intérêts scientifiques ou esthétiques, ainsi que de ses aptitudes à la marche en montagne, chacun pourra élaborer son propre itinéraire, centré sur quelques points, ou au contraire visant à la découverte la plus large.

Sept types de lithologie sont distingués :

- radiolarites et marbres (jurassique de l'unité de la Replatte – Lago Nero) ;
- serpentinites ;
- gabbros ;
- ophicalcites et autres brèches ;
- roches filoniennes ;
- roches volcaniques ;
- « couverture » océanique crétacée (unité de la Replatte – Lago Nero).

Il s'y ajoute la présentation de quelques faciès caractéristiques des Schistes lustrés, mais prélevés dans le secteur des Fonts – Col de Péas, à une dizaine de kilomètres du Chenaillet.

Entre ces différentes entités, des observations de terrain dont le lecteur trouvera plus loin le détail permettent de déterminer une chronologie de mise en place. Pour certains faciès, ce scénario est complété par des datations absolues, biostratigraphiques (c'est-à-dire déduites de fossiles) pour les faciès sédimentaires et radiochronologiques (c'est-à-dire issues de mesures isotopiques) pour les roches magmatiques.

Les **marbres et radiolarites** constituent la base de l'unité de la Replatte – Lago Nero. Ils représentent les terrains sédimentaires les plus anciens, avec un âge bathonien (Jurassique moyen) déterminé sur les radiolarites (Cordey et Bailly, 2007) et un âge estimé au Jurassique supérieur pour les marbres (Barféty *et al.*, 1995).

Nous verrons plus loin qu'ils se trouvent au contact même de termes ophiolitiques qui semblent les recouper, paraissant dès lors plus récents.

Les termes ophiolitiques comprennent des roches plutoniques (serpentinites, gabbros), subvolcaniques (dolérites, albitites) et volcaniques (basaltes). Les roches plutoniques sont recoupées par des filons d'alimentation supposés (dolérites) des coulées basaltiques. Dans la chronologie, **serpentinites et gabbros** interviennent donc en premier, et sont désormais considérés comme ayant constitué le premier plancher océanique, issu de la dénudation du manteau dans la zone de déchirure continentale (Lemoine *et al.*, 1987 ; Manatschal *et al.*, 2011). Les datations radiochronologiques les plus récentes (Li *et al.*, 2013) situent leur mise en place vers 165 Ma, c'est-à-dire à la limite entre Jurassique inférieur et Jurassique supérieur.

Selon les interprétations, les **ophicalcites** se déposent sur ce plancher océanique (modèle sédimentaire, Lemoine *et al.*, 1987) ou se forment par cimentation de carbonates au sein de conduits hydrothermaux le recoupant (Lafay *et al.*, 2017). Quoi qu'il en soit, les ophicalcites remanient des fragments de serpentinites et sont donc postérieures à ces dernières.

Les roches filoniennes comprennent des **dolérites** et **albitites**. Les premières recoupent les gabbros (voir plus loin) et leur sont donc postérieures, tandis que, d'après les datations absolues (Li *et al.*, 2013), les secondes leur sont contemporaines et probablement issues des mêmes magmas.

Les **basaltes** occupent une position plutôt élevée, armant les sommets du Chenaillet, de la Loubatière et du Gran Charvia (fig. 1). Sur l'arête SW du Chenaillet, ils recouvrent les gabbros et se seraient donc épanchés sur ces derniers, qui constituaient alors le plancher océanique.

La **couverture océanique crétacée** comprend l'ensemble des formations de La Replatte – Lago Nero postérieures au Jurassique soit : 1/ des schistes noirs et calcaires siliceux rapportés au Crétacé inférieur ; 2/ des grès et schistes noirs non calcaires attribués au Crétacé moyen ; 3/ des flyschs rapportés au Crétacé supérieur.

Nous verrons que des fragments de roches ophiolitiques s'observent localement au sein des schistes noirs et calcaires, ce qui pourrait suggérer un remaniement sédimentaire d'ophiolite à la base de la couverture océanique crétacée.

## Une ou deux ophiolites ?

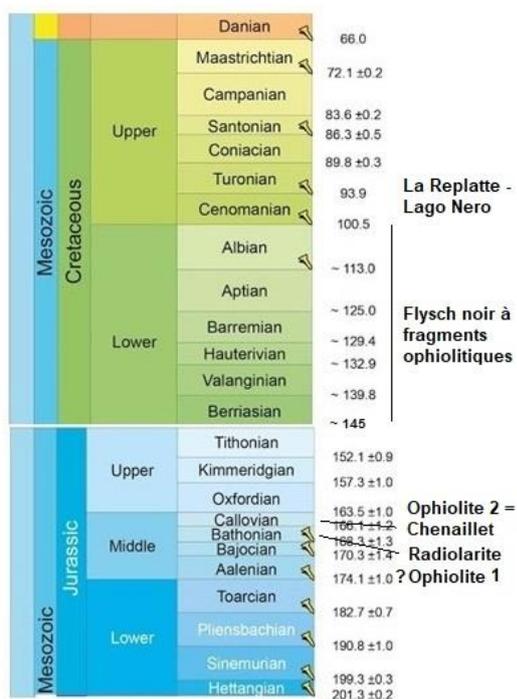
Le schéma précédent pose différents problèmes. Il situe les radiolarites et marbres sous l'ophiolite alors qu'elles en constitueraient la couverture sédimentaire. Cette contradiction est renforcée par l'âge bathonien déterminé sur les radiolaires (Cordey et Bailly, 2007), plus ancien que l'âge callovien déduit de la datation radiochronologique de l'ophiolite (165 Ma).

Ceci est cohérent avec l'existence de deux ophiolites distinctes évoquée précédemment : 1/ l'une constituant le massif principal, charriée sur l'unité de la Replatte – Lago Nero et datée à ~165 Ma ; 2/ l'autre incluse dans l'unité de la Replatte - Lago Nero, qui en constituerait le substratum océanique, et serait par conséquent plus ancienne que le Bathonien (âge des radiolarites) (Cordey et Bailly, 2007).

La structure d'ensemble, telle que la coupe géologique présentée plus haut (fig. 4) la fait apparaître, consisterait en trois unités superposées : 1/ l'unité des Schistes lustrés à la base, segment de croûte océanique dont la déformation et le métamorphisme intenses témoigneraient d'un passage en subduction ; 2/ l'unité sédimentaire de la Replatte – Lago Nero, à substratum ophiolitique et métamorphisme de haute pression (amphibole bleue) ; 3/ l'unité ophiolitique du Chenaillet, plus récente que la précédente et indemne de tout métamorphisme et déformation alpine.

Ce modèle, complexe, présente l'inconvénient d'attribuer à deux ophiolites distinctes des faciès semblables (serpentinites, gabbros, albitites) et très voisins.

Alternativement, un modèle d'ophiolite unique nécessite d'admettre que cette ophiolite se serait mise en place postérieurement aux radiolarites.



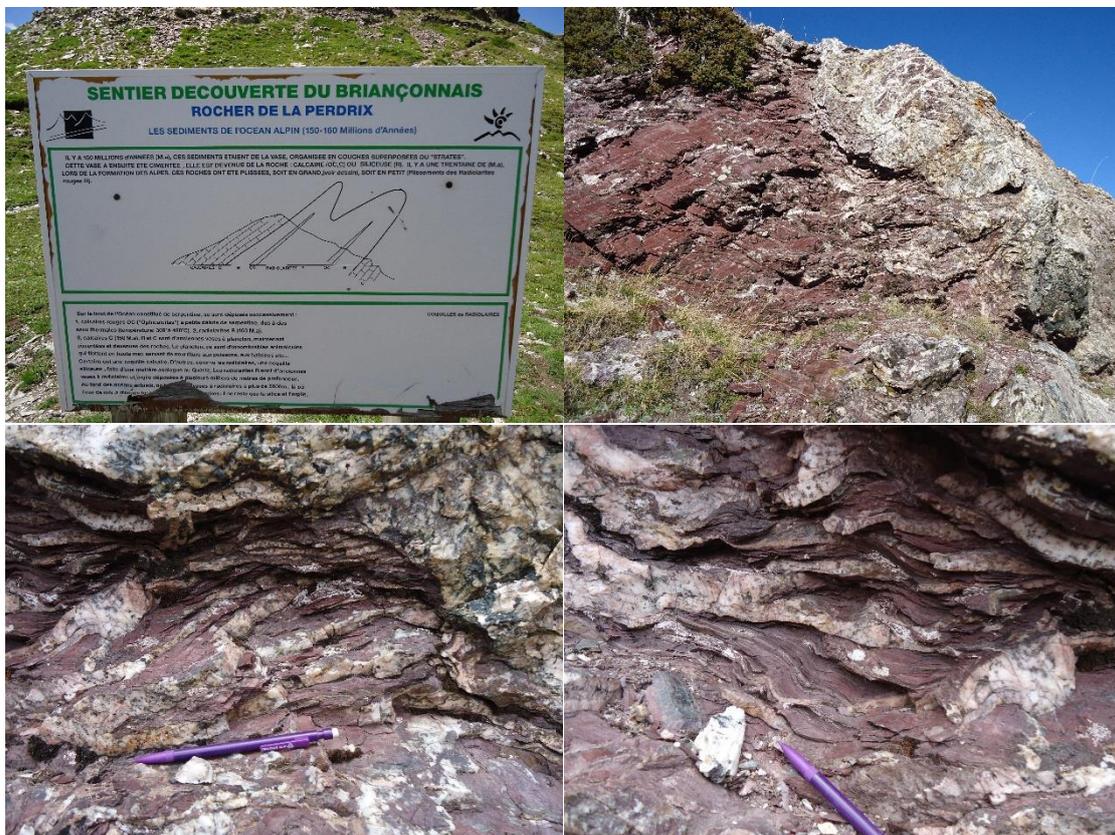
La présence d'amphibole bleue dans l'unité de la Replatte – Lago Nero peut apporter un élément décisif en témoignant d'un contraste de métamorphisme qui opposerait deux unités structurales : 1/ de haute pression pour l'unité de la Replatte – Lago Nero ; 2/ non métamorphique pour l'unité du Chenaillet. Néanmoins, une condition à ce modèle est que l'amphibole bleue soit de la glaucophane, espèce effectivement indicatrice d'un métamorphisme de haute pression.

## Affleurements et roches

### A – La série pré- à syn-ophiolitique : radiolarites et marbres

#### Radiolarites

Le « faciès type » de teinte lie de vin et signalé par un panneau explicatif, s’observe au Rocher de la Perdrix. Un peu plus bas en direction de la cabane des douaniers, se trouve une zone complexe où l’on observe les radiolarites étroitement associées à des roches grenues blanches évoquant des leucogabbros qui les enclavent et semblent s’y injecter en filons.

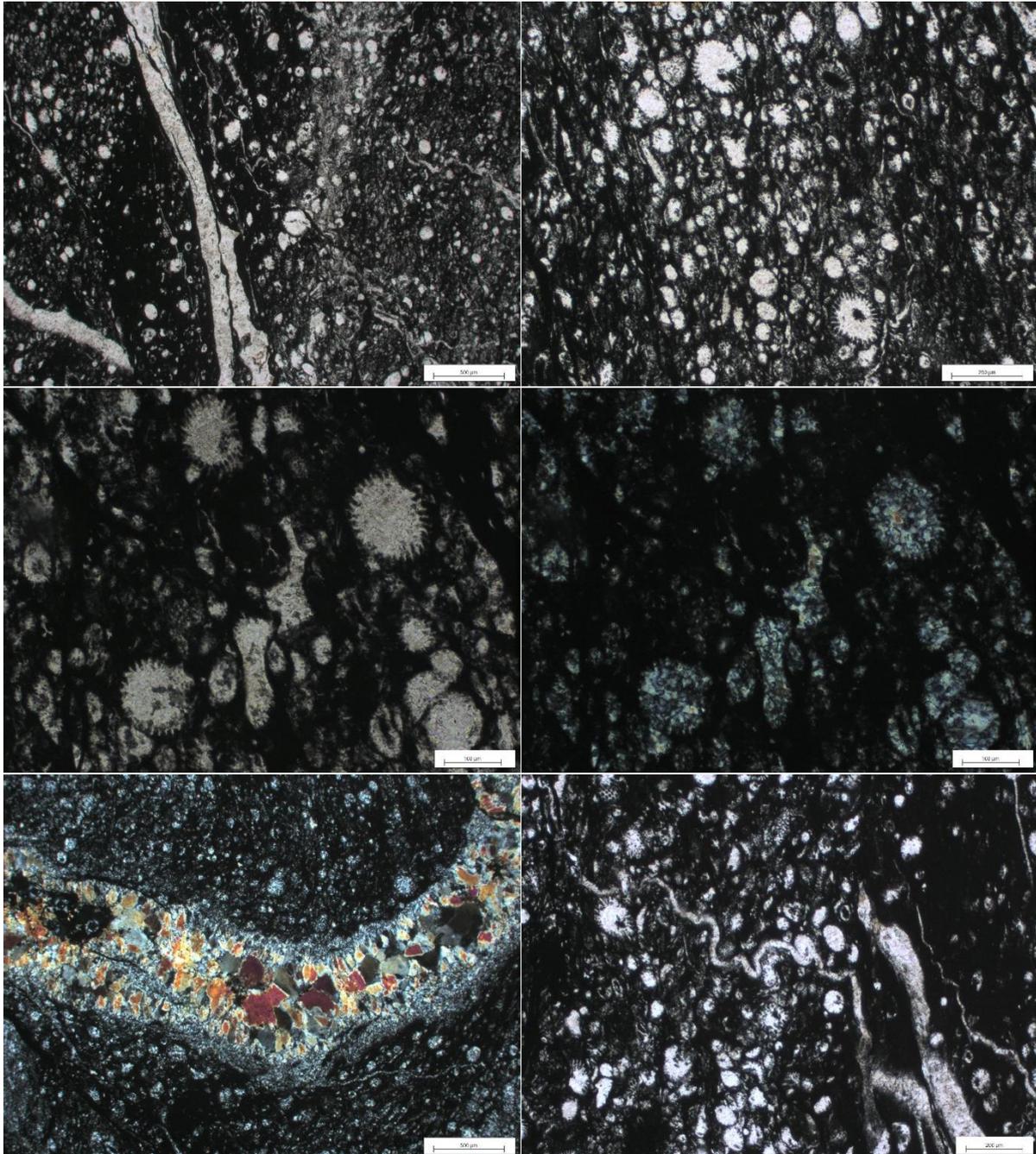


Panneau d’information du Rocher de la Perdrix (station CH53) et vues d’affleurements voisins (station BRI0097) montrant les relations complexes entre la radiolarite et des filons de quartz.

**En lame mince**, la radiolarite du Rocher de la Perdrix (station CH53) montre un fond argileux noir que ponctuent des tests de radiolaires ovoïdes et incolores, d’un diamètre moyen de 150  $\mu\text{m}$  environ (intervalle  $\sim 40\text{-}300 \mu\text{m}$ ) et remplis d’un matériel microcristallin siliceux (quartz). Ces radiolaires sont très bien préservés lorsque la matrice argileuse est abondante, ce qui a permis d’en réaliser un datation (âge bathonien, Bathonien moyen probable) (Cordey et Bailly, 2007). En revanche, lorsque cette matrice est peu abondante, les tests de radiolaires s’agglutinent les uns aux autres donnant à la roche un aspect siliceux massif caractéristique. Un réseau dense de veines (quartz) est également visible où se distinguent plusieurs générations ; certaines rectilignes et parallèles, les autres (peu épaisses)

*fortement plissées, notamment dans les niveaux très argileux. Ces veines sont constituées de quartz, parfois avec de la chlorite en bordure (minéral métamorphique de bas degré).*

*La succession de radiolarites et marbres dans la série pré- à syn-ophiolitique indique un environnement à forte production biosiliceuse, mais au-dessus de la « profondeur de compensation des carbonates » (profondeur à laquelle ceux-ci sont totalement dissous) (Cordey et Bailly, 2007). Dans ce cas, la fréquente interprétation des radiolarites comme des marqueurs de grands fonds n'est pas tout à fait adéquate.*



*Différentes images microscopiques des radiolarites du Chenaillet : vues générales de plus en plus grossières (photos 1 à 3), en LPNA (photo 3) et LPA (photo 4). Veine de quartz épaisse (photo 5, LPA) et beaucoup plus mince et plissée (photo 6, LPNA).*

## Marbres

Les marbres, notés J<sup>M</sup> sur la carte géologique, sont bien exposés en bordure ouest de l'ophiolite où un affleurement (station 417) est également figuré sur la carte géologique qui met directement en contact le marbre et le gabbro ophiolitique (voir fig. 1 au SW de l'indication Peyre Moutte). Ce site est bien visible depuis le sentier géologique menant de la route des Fonts vers les hauteurs du Chenaillet. On y voit l'accolement, selon un contact très rectiligne, d'une roche mafique sombre (« chloritite » décrite plus loin) et du marbre J<sup>M</sup>. Une même association s'observe partout dans le vallon s'étendant vers le NW en direction du Sommet des Anges (fig. 1), mais n'est pas figuré sur la carte au 1/50 000. En remontant le vallon par le sentier géologique qui le borde, on aboutit à une belle falaise où le marbre présente un débit en bancs décamétriques (station CH05).



*Marbre et roche mafique (chloritite) en contact direct (station 417, photo 1) et barre de marbres (photo 2, premier plan, station CH05) à faciès bien stratifié. Au loin on peut observer les falaises du Lasseron qu'arment les dolomies du Trias briançonnais.*

Dans la falaise précédente, les bancs marbres alternent parfois avec des bandes vert pâle aux contacts tranchés. Dans ces dernières, la présence de minéraux phylliteux (c'est-à-dire à habitus en feuillet) syn-métamorphes a permis un enregistrement des différentes phases de déformation. En l'occurrence, les bandes vertes exposent un débit planaire d'origine tectonique (schistosité) clairement sécant sur le contact entre roche verte et marbre. Dans ce dernier, ce débit n'est pas clairement exprimé du fait de l'absence de minéraux susceptibles de l'enregistrer. Des ondulations (plis peu marqués) affectent par ailleurs l'ensemble du bâti.

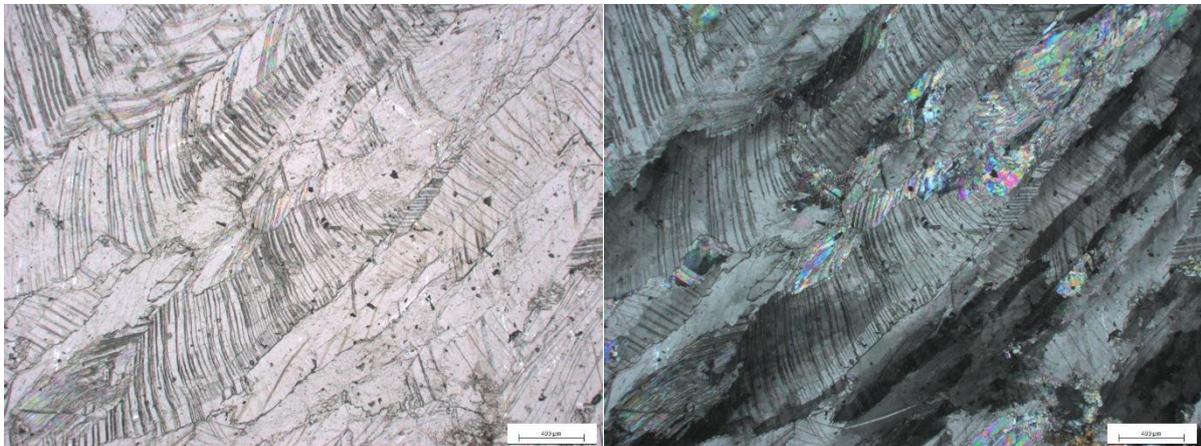


*Bandes de roches phylliteuses verdâtres intercalées dans les marbres (station CH05)*

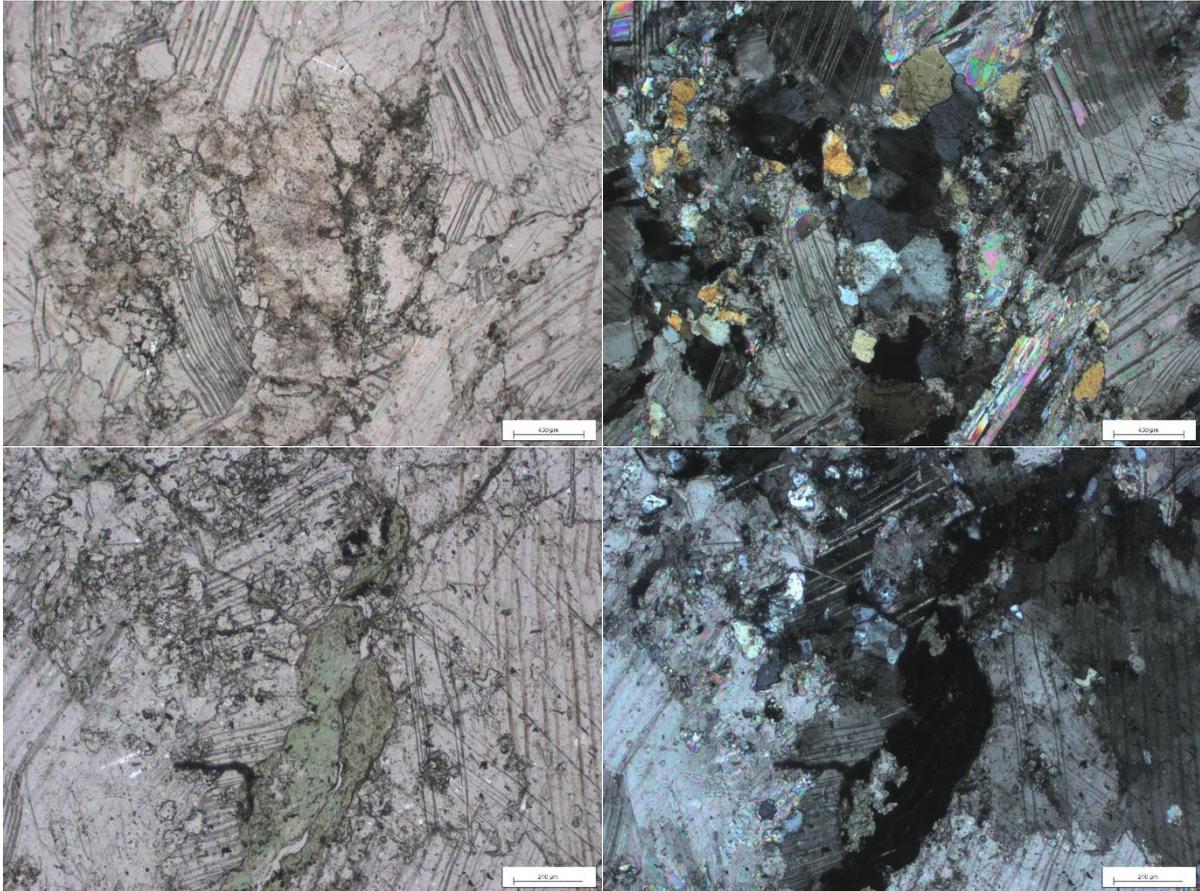
Dans les secteurs précédents, le marbre peut souvent apparaître en fragments enclavés dans la roche basique. Sur cette photo, le carbonate se distingue très bien du gabbro encaissant. Ce dernier est parcouru de petits filons gris suggérant l'antériorité du carbonate.



*En lame mince*, le marbre apparaît majoritairement constitué de cristaux millimétriques de carbonate disposés en rubans et de cristaux de quartz incolores, altérés et plus petits (inframillimétriques à millimétriques). Ces quartz ne sont pas orientés et parfois associés à de la chlorite.

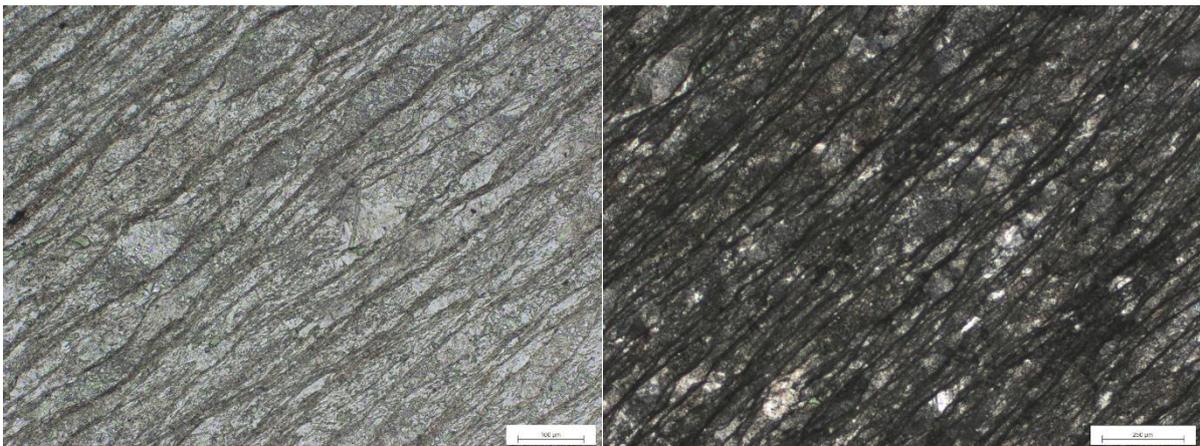


*Disposition des carbonates en rubans (LPNA et LPA).*



*Petits grains de quartz s'intercalant entre carbonates (LPA et LPNA) (photos 1 et 2). Plage microcristalline de chlorite de teinte verdâtre (LPNA, photo 3) et totalement « éteinte » (LPA, photo 6).*

*Les bandes vert pâles intercalées, malgré leur différence de teinte, sont majoritairement carbonatées. Leur débit schisteux (et leur teinte) découle de la présence de toutes petites lamelles de micas organisées en lits très fins moulant les cristaux de carbonate (calcite). Ces derniers sont également déformés et allongés selon la schistosité. Comme dans le marbre massif, on trouve un peu de quartz et de chlorite.*

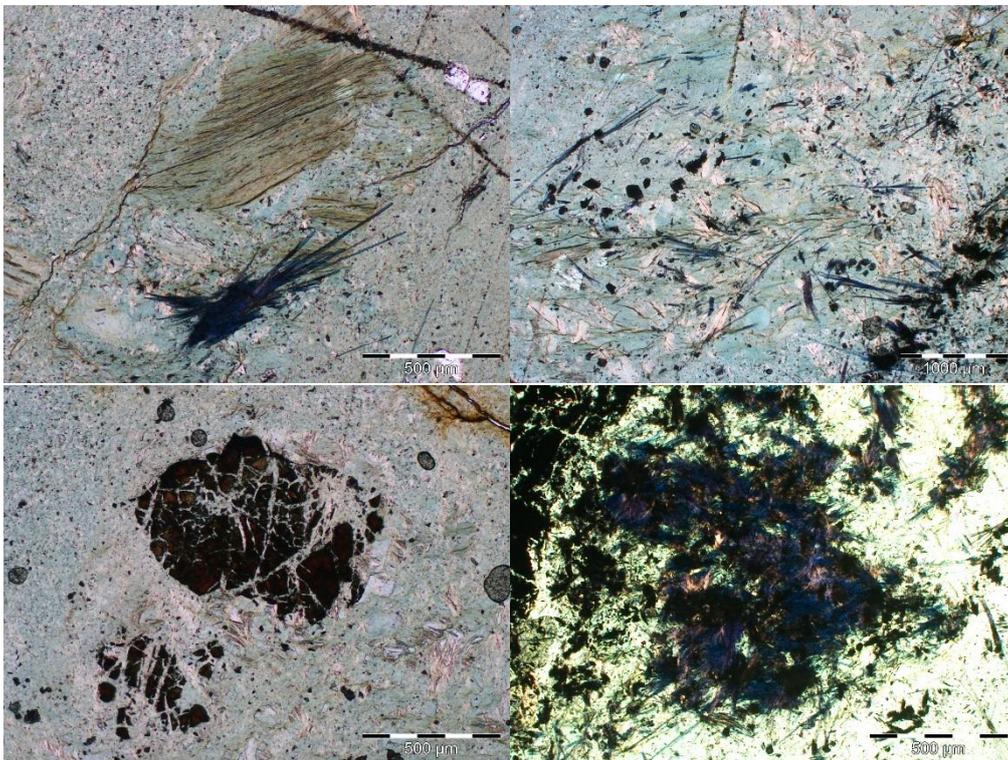


*Vue générale d'une bande verte avec ces fins lits micacés conférant à la roche un débit planaire (schistosité) très marqué. Entre ces lits la roche est essentiellement carbonatée*

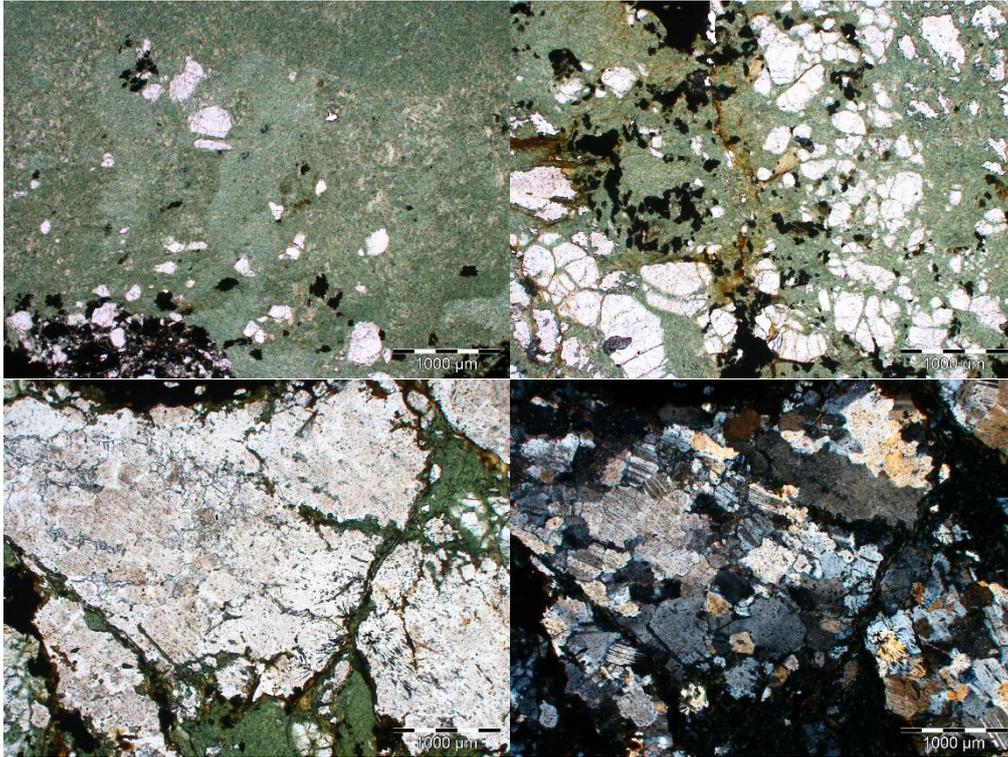
## Roches mafiques/ultramafiques

Comme indiqué plus haut, des roches mafiques se trouvent étroitement associées aux marbres et radiolarites jurassiques dans toute une zone bordant l'ophiolite à l'ouest (cf. supra, station 417) et qui correspond à la base des unités liguro-piémontaises (ensemble de la Replatte – Lago Nero) de la carte géologique (fig. 1). Il s'agit essentiellement de gabbros, mais parfois aussi de roches d'aspect ultramafique, telle la bande sombre observée au contact direct du marbre décrite précédemment. Différents échantillons ont été prélevés du cœur vers la bordure de cette bande mafique. L'étude en lame mince y révèle une large prépondérance de la chlorite désignant la roche comme une chloritite. Néanmoins, chloritite fait référence à une transformation totale intervenue postérieurement à la mise en place, la composition chimique est donc essentielle pour déterminer qu'elle était la roche magmatique initiale. Ces deux aspects sont examinés successivement.

*L'étude en **lame mince** révèle une pâte dominante vitreuse verdâtre constituée de chlorite micro- à cryptocristalline ponctuée de grains opaques, témoignant d'une recristallisation quasi-totale de la roche magmatique initiale à basse température. Néanmoins, des cristaux craquelés et d'assez grande taille de spinelle chromifère s'observent çà et là, dont l'origine est clairement magmatique. De même pour des plages chloriteuses à clivages fantômes peut être issues de pyroxène. Dans la matrice chloriteuse, des aiguilles bleues à violacées qui correspondent à des amphiboles sodiques forment localement des rosettes. Près du contact avec le marbre, la matrice chloriteuse se charge en minéraux blancs : cristaux de quartz isolés, souvent associés à apatites et des grains opaques, qui passent à des fragments de roches granitiques associant quartz et feldspaths.*



*Vues caractéristiques (toutes en LPNA) de la chloritite au contact direct des marbres (station 417). La matrice chloriteuse est partout visible, emballant des amphiboles bleues (photos 1, 2 et 4) ou du spinelle chromifère (photo 3)*



Vers le contact avec le marbre, des cristaux de quartz et granules opaques apparaissent et peuvent devenir localement très abondants (photos 1 et 2 en LPNA). Ces grains de quartz passent à des fragments de roches que l'étude au microscope (LPNA, photo 3, LPA, photo 4) identifie comme des microgranites (association de quartz et feldspath)

Sa **composition chimique**, pauvre en silice ( $\text{SiO}_2$ ) et très ferrifère ( $\text{Fe}_2\text{O}_{3t}$ ), est bien celle d'une chlorite, mais très éloignée d'une roche magmatique commune, à l'exception de sa teneur très élevée en chrome (Cr, présence de chromite) qui suggère une nature initialement ultramafique. Des roches comparables sont connues au cœur même de l'ophiolite et désignées « serpentinites » et ou « ferro-gabbros » selon les auteurs. Un exemple en est fourni par l'analyse CH9, issue de la thèse de Chapelle (1990), et reportée dans le tableau ci-dessous. De même, l'analogie avec les basaltes de la séquence ophiolitique est évidente en qui concerne les terres rares. Une comparaison (tableau ci-dessous) est ainsi effectuée avec l'une des nombreuses analyses (échantillon CH5/EU) issue d'une étude très exhaustive de la séquence volcanique (Chalot-Prat, 2005).

N_Ech	417E	CH9	Gal-86-10-9
SiO <sub>2</sub> (%)	23,3	23,04	22,1
TiO <sub>2</sub>	1,32	3,52	3,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,75	18,05	18,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	41,11	27,9	27,7
MnO	0,32	0,26	0,15
MgO	11,05	9,96	13,85
CaO	1,84	4,48	2,62
Na <sub>2</sub> O	0,28	0,18	-
K <sub>2</sub> O	0,03	0	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,95	1,02	1,86
PF	6,79	6,98	8,29
Total	99,74	95,39	99,1
Cr	4260		15
Ni	1240		226

N_Ech	417E	CH5/EU	Gal-86-10-9
La	10,8	9,723	15,7
Ce	29	30,33	45,2
Pr	5,29	4,861	-
Nd	28	24,66	32,5
Sm	8,18	7,98	8,64
Eu	2,2	2,23	1,2
Gd	11	9,251	10,3
Tb	1,69	1,557	-
Dy	9,8	9,7	13,9
Ho	2,04	2,097	-
Er	5,64	5,64	8,16
Tm	0,68	0,967	-
Yb	4,27	5,932	7,16
Lu	0,67	0,95	1,06

L'affinité « ophiolitique » est nette, mais la nature de la roche initiale plutôt énigmatique du fait d'une recristallisation totale (chloritisation) probablement associée à une remobilisation chimique. Une telle chloritite échantillonnée par plongée au large du Portugal (analyse Gal-86-10-9 dans tableau) est considérée par Schärer et al. (1995) comme le résultat de l'altération d'un gabbro.

**Magnésio-riebeckite ou glaucophane ?** Un autre point saillant soulevé par cette roche découle de la présence d'amphibole bleue. Selon sa nature exacte, des interprétations géodynamiques très différentes peuvent être envisagées.

L'amphibole, comme de nombreuses espèces minérales, est susceptible de cristalliser dans des conditions très diverses en prenant des compositions chimiques variées. Il en est ainsi de sa variété bleue, dont le type glaucophane, riche en alumine (tableau ci-dessous), est indicateur d'un environnement de haute pression (régime de subduction). A l'inverse, le type magnésio-riebeckite, pauvre en alumine, peut cristalliser dans des contextes variés sous réserve que le fer y soit principalement sous forme ferrique ( $Fe^{3+}$ ).

Néanmoins, différencier la magnésio-riebeckite de la glaucophane au moyen du seul microscope n'est pas chose aisée, et le diagnostic n'est pas forcément définitif. Pour ce type de question, la microsonde électronique donne une réponse univoque.

	Site	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>total</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Total
<b>Mg-Riebeckite</b>	Chenaillet	54,09	0,42	1,42	25,44	0,16	6,68	0,54	6,47	0,05	0,01	95,28
<b>Glaucophane</b>	Grand Paradis	57,76	0	11,94	11,13	0	9,45	0,71	0,71	0	0	97,71

Les analyses réalisées sur l'amphibole bleue de la chloritite montrent qu'il s'agit d'une magnésio-riebeckite (forte teneur en fer) et non d'une glaucophane (une analyse en est fournie dans le tableau). En tout état de cause, la présence de cette amphibole bleue ne donne aucune information barométrique pertinente ; elle ne peut être prise comme preuve d'un épisode de haute pression dans l'unité liguro-piémontaise.

## B – La série ophiolitique

### Serpentinites et autres roches ultramafiques

Côté français, les roches ultramafiques constituent une faible part de l'ensemble de l'ophiolite avec deux zones d'affleurement principales (fig. 1) : 1/ la « base » apparente du massif au niveau de la cabane des douaniers ; 2/ les pentes ouest du sommet de la Loubatière où les serpentinites sont cartographiées comme une lame orientée ~ Nord-Sud totalement encaissée dans les basaltes.

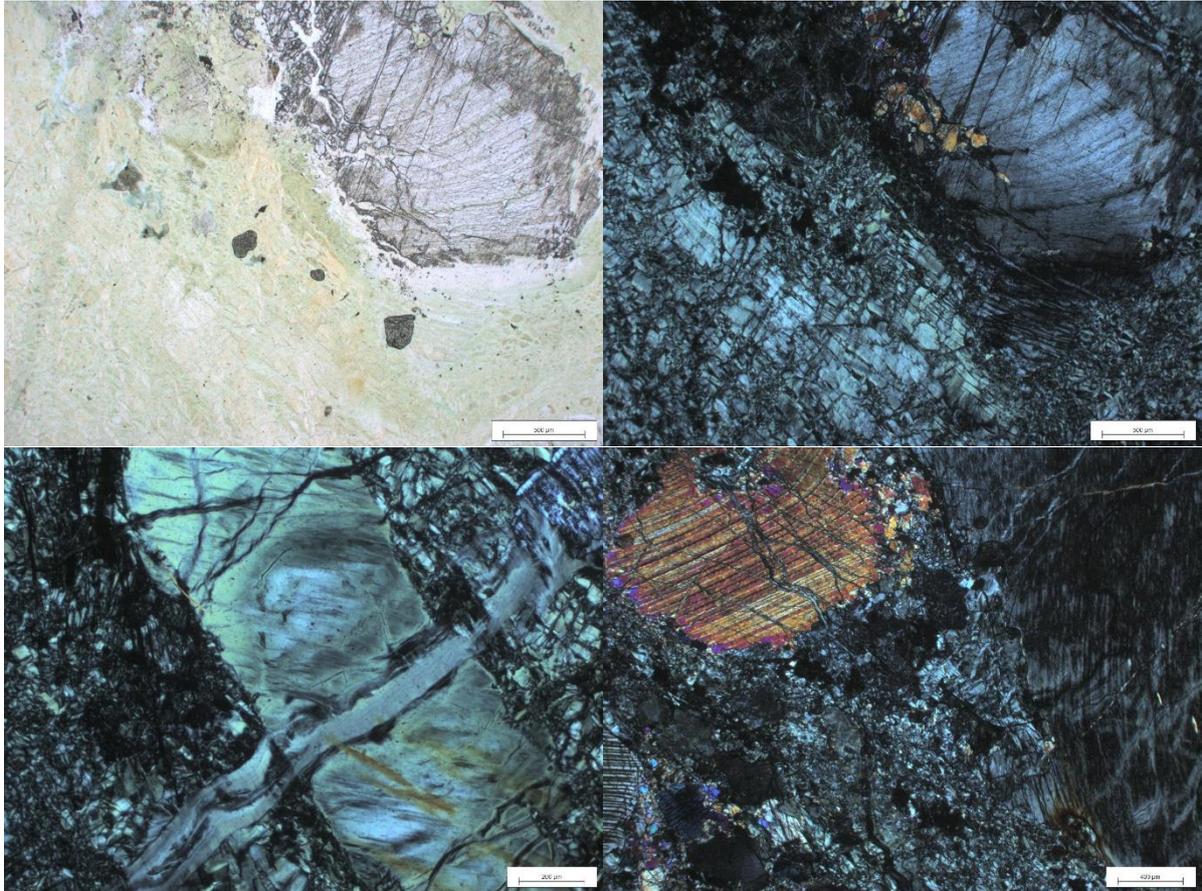
Côté italien, les ultramafites prennent une plus grande extension, avec une vaste zone d'affleurement à l'est de la Cima le Vert (fig. 1) et une autre au Mont Corbioun. Notons que pour cette dernière, la position actuellement admise n'est pas comparable à celle de l'ophiolite du Chenaillet *stricto sensu*, puisqu'il s'agirait de la principale occurrence de l'ophiolite « 2 », au contact direct des sédiments liguro-piémontais, et plus ancienne (anté-Bathonien) (cf. supra, figs. 4 et 5).

Signalons également l'existence d'occurrences réduites de serpentinites, principalement sous forme de blocs isolés dont il est parfois difficile de déterminer le caractère local (autochtone) ou déplacé (allochtone, ex. bloc morainique). De tels blocs, bien dégagés, n'en offrent pas moins de très bonnes conditions d'observation des roches ultramafiques.

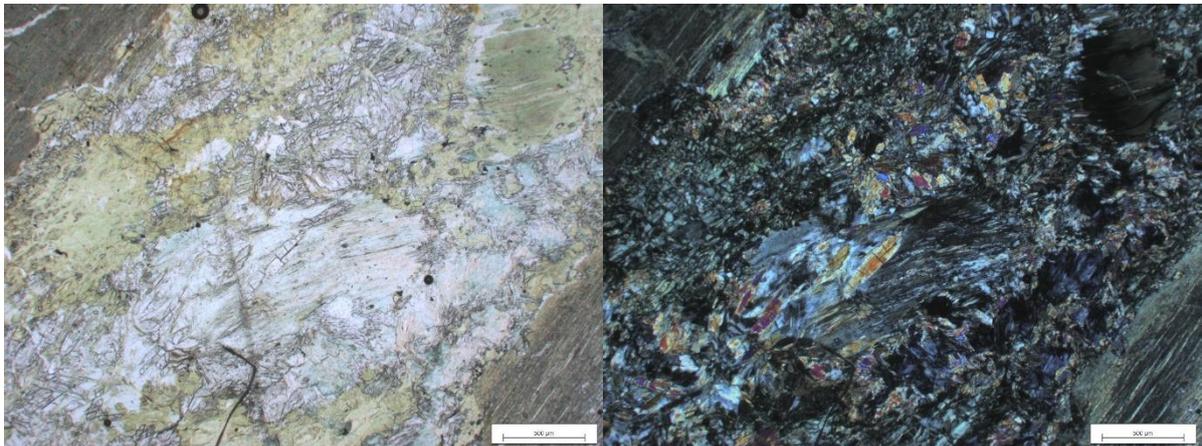


*Le gros bloc ci-dessus, qui semble a priori enraciné, fournit un bel exemple du faciès serpentinite, terme le plus fréquent de la section mantellique (roches ultramafiques) de l'ophiolite. La roche présente une teinte sombre et un aspect homogène qu'agrémentent des « flaqes » d'un minéral mordoré bien visibles à l'œil nu.*

***En lame mince***, la roche expose la texture maillée caractéristique des serpentinites, suggérant parfois la présence d'anciennes olivines totalement « pseudomorphosées » (hydratation). La serpentine dominante est une lizardite, espèce très magnésienne d'une famille qui en compte 4. Difficilement perceptible à l'œil nu, elle enserme d'anciens cristaux de pyroxène formant les « flaqes » bien visibles à l'affleurement. Sous le microscope, ce pyroxène apparaît plus ou moins recristallisé en une autre serpentine : l'antigorite (ou « bastite »). Toutefois, certains cristaux sont encore bien reconnaissables. Il s'agit de clinopyroxènes, parfois légèrement déformés, et dont les clivages sont très marqués. Ces pyroxènes sont parfois entourés d'autre petits minéraux, également des pyroxènes, mais d'une variété différente. De la chlorite et des amphiboles magnésiennes (trémolites) s'observent localement, sans doute en lien avec des processus de recristallisation postérieurs à la serpentinitisation initiale. Par ailleurs, des veinules d'antigorite sont présentes et recoupent les anciens pyroxènes altérés ainsi que la lizardite. Parmi les minéraux présents dans la roche mère (péridotite), seuls les pyroxènes sont encore visibles, et uniquement là où la roche est le moins serpentinisée.



*Ces vues où la roche apparaît en lumière polarisée non analysée (LPNA, photo 1) ou analysée (LPA, droite, photos 2 à 4) mettent en évidence le fond à structure maillée caractéristique (serpentine) et les grands pyroxènes dont seule la photo 4 présente un cristal préservé*



*Cette vue (LPNA et LPA) montre une zone de la roche recristallisée postérieurement à la serpentinisation avec apparition d'un agrégat de petits cristaux de chlorite (vert en LPNA) et trémolite (incolor)*

**Composition chimique :** l'analyse du tableau ci-dessous, qui comporte à la fois des éléments majeurs (de  $\text{SiO}_2$  à  $\text{P}_2\text{O}_5$ , exprimés en % pondéraux) et quelques éléments traces (Cr, Ni et les terres rares [de La à Lu], exprimés en ppm soit 1/1000 de %), montre le caractère dit ultramafique de la roche, avec des teneurs très fortes en constituants tels que Mg, Cr ou Ni (magnésium, chrome, nickel), caractéristiques du manteau terrestre. En revanche, les terres rares, se situent à des niveaux très bas, proches des limites de détection (soit 0,1 ppm), du fait de leur « incompatibilité » avec les minéraux ultramafiques.

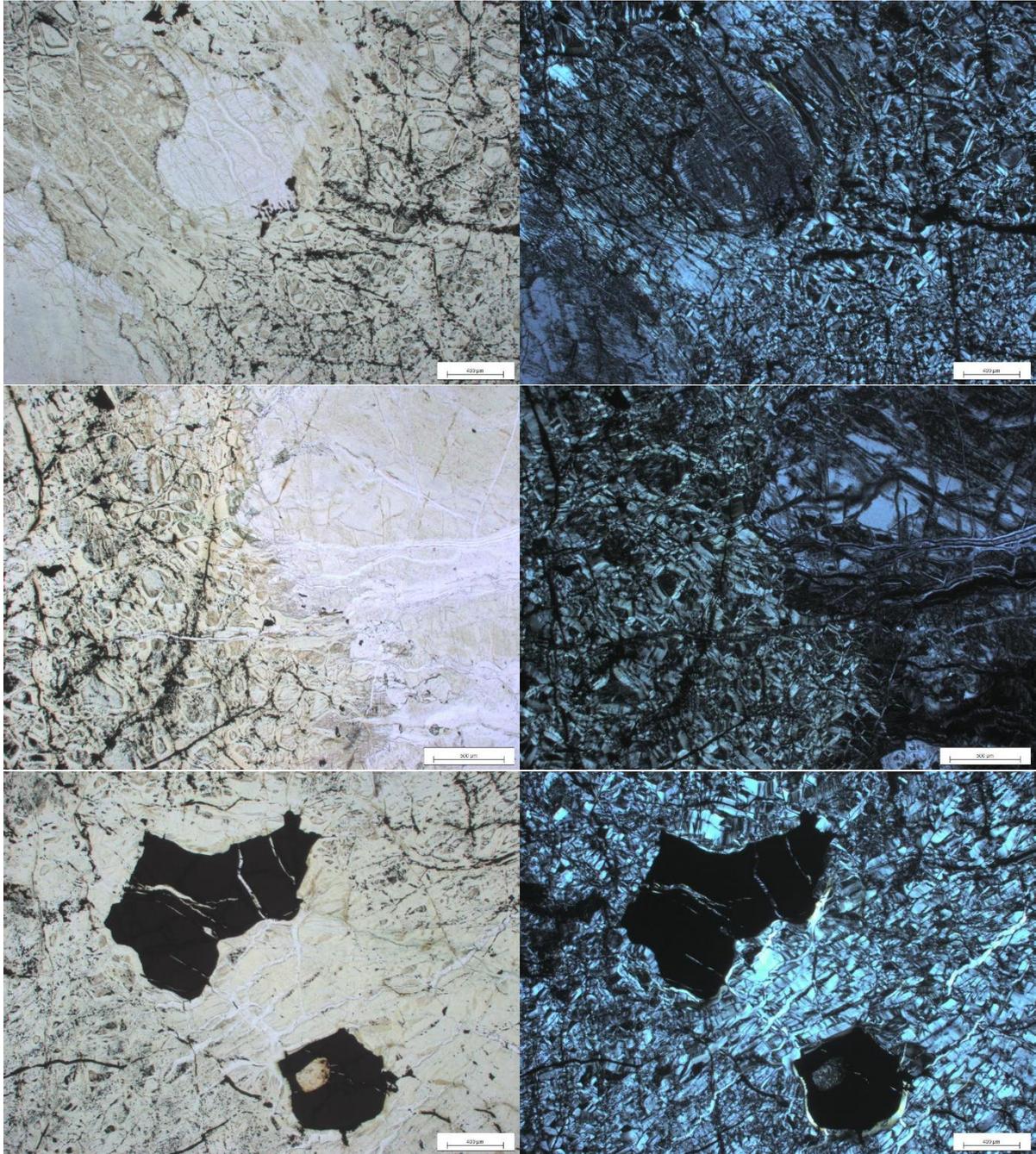
N_Ech	CHE01	N_Ech	CHE01
SiO <sub>2</sub> (%)	41	La (ppm)	0,1
TiO <sub>2</sub>	0,1	Ce	0,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,98	Pr	0,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	8,7	Nd	0,4
MnO	0,12	Sm	0,23
MgO	33,4	Eu	0,09
CaO	1,48	Gd	0,37
Na <sub>2</sub> O	0,06	Tb	0,08
K <sub>2</sub> O	0,01	Dy	0,48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0.01	Ho	0,1
LOI	11,31	Er	0,31
Total (majeurs)	99,88	Tm	0,04
Cr (ppm)	2360	Yb	0,39
Ni	1930	Lu	0,05

*Du fait de la recristallisation quasi-totale (serpentinisation = hydratation), la composition minéralogique de la roche initiale ne peut être déterminée par l'étude au microscope. La composition chimique montre néanmoins que les principaux minéraux ferro-magnésiens étaient l'olivine et l'orthopyroxène suggérant qu'il s'agissait d'une « harzburgite ».*

Sur les pentes ouest du sommet de La Loubatière (cf. fig. 1), les serpentinites s'observent surtout en blocs sub-autochtones couvrant une partie du versant. Ces blocs sont suffisamment stabilisés pour que l'on puisse y peindre les balises de sentiers (station UB\_L).



*L'étude **en lame mince** met en évidence un maillage sombre souligné par des oxydes de fer (type magnétite), mimant les olivines de la péridotite initiale. Dans le fond, la lizardite (serpentine) est omniprésente et des pyroxènes fantômes de grande taille totalement transformés en antigorite (ou bastite). Des cristaux de spinelle chromifère sont également présents, hérités de la péridotite initiale. Un réseau de veinules d'antigorite recoupe l'ensemble de la roche : fond à lizardite et anciens pyroxènes. À l'exception du spinelle, tous les minéraux primaires qui constituaient la roche mère sont rétrotransformés, mais leurs formes restent bien reconnaissables.*



*Vues caractéristiques de cette péridotite totalement serpentinisée, mais à la texture initiale bien reconnaissable, avec à gauche des photos prises en LPNA et à droite en LPA. Le fond, d'aspect alvéolaire, mime des olivines et enserre des fantômes de pyroxène (photos 1 à 4). Un chevelu de veinules d'antigorite (blanc en LPNA) recoupe l'ensemble. Le spinelle chromifère (photos 5 et 6), quasi-opaque à légèrement brunâtre, se distingue aisément.*

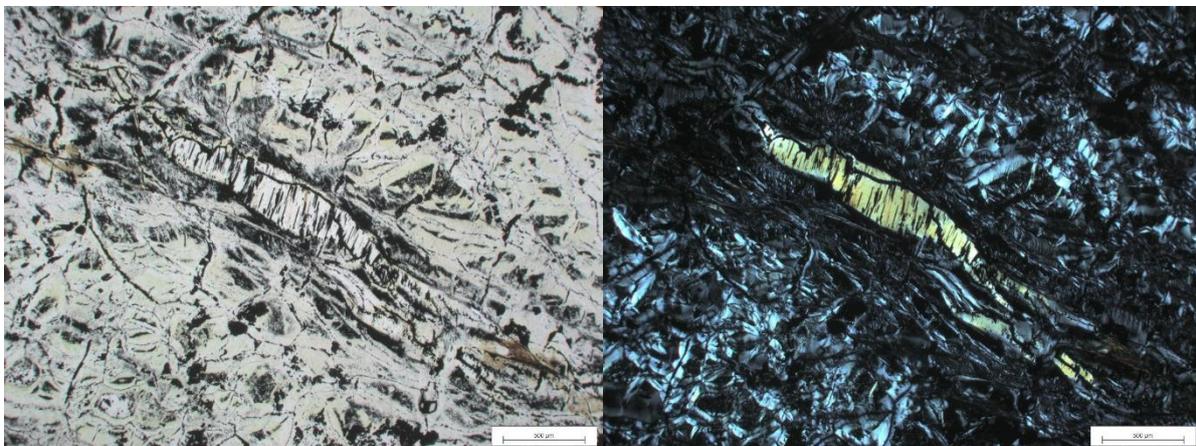
*La **composition chimique** est quasiment la même que celle de la roche précédente (CHE01), mais avec un caractère mafique encore plus prononcé : teneurs en plus fortes en chrome et magnésium (Cr, MgO), mais plus faibles en calcium (CaO). Là encore, les teneurs en terres sont quasi-nulles, parfois inférieures à la limite de détection. La composition chimique indique qu'il s'agissait d'une harzburgite.*

Ech.	UB_L	Ech.	UB_L
SiO <sub>2</sub>	38,43	La	0,1
TiO <sub>2</sub>	0,08	Ce	0,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,69	Pr	<0.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,73	Nd	0,2
MnO	0,12	Sm	0,1
MgO	37,3	Eu	0,07
CaO	0,15	Gd	0,2
Na <sub>2</sub> O	0,01	Tb	0,06
K <sub>2</sub> O	<0.01	Dy	0,47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0.01	Ho	0,1
LOI	12,71	Er	0,31
Total	100,2	Tm	0,04
Cr	3530	Yb	0,33
Ni	1950	Lu	0,04

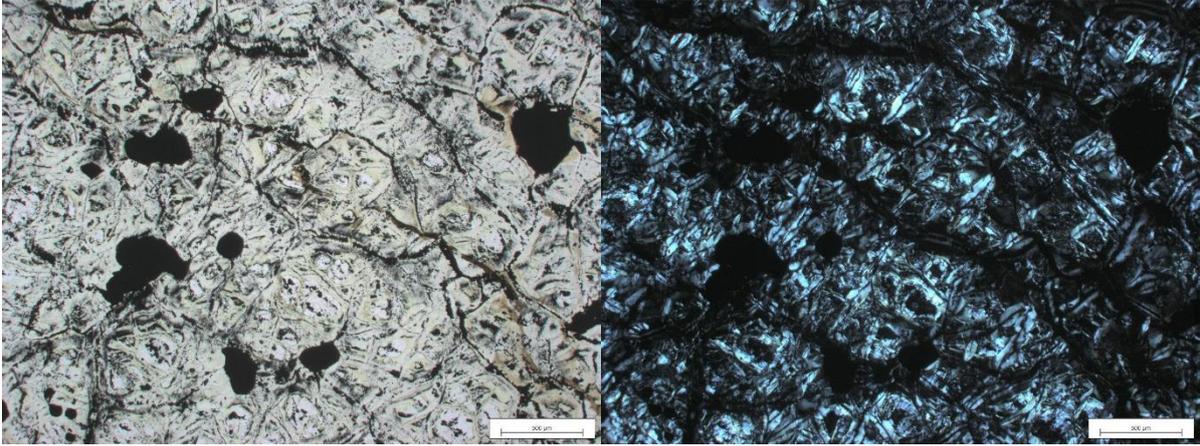
Un autre affleurement (station Pt.06) situé dans la zone assez plate comprise entre les sommets du Chenaillet et du Gran Charvia, et dominée par les ophicalcites (notées BrΛ sur la carte géologique, fig. 1), les roches ultramafiques émergent au ras de la surface, apparemment surmontées par les basaltes pointant sur les petites buttes alentour. Cette zone très complexe, associant des faciès variés collectivement représentés en tant que « brèches » (notation Br), nécessiterait une cartographie à une échelle plus grande (ex. 1/10 000 voire 1/5 000) pour qu'en soit restituée et comprise toute la diversité.



*En lame mince, cette serpentinite montre la texture maillée caractéristique, avec recristallisation presque totale de la roche initiale. Seuls subsistent quelques minéraux opaques (spinelles chromifères) millimétriques à sub-centimétriques parfois assez abondants.*



*Vues (LPNA à gauche et LPA à droite) montrant la serpentinitisation quasi-totale de cette roche ou seules se distinguent des fantômes d'olivine*



Vues (LPNA à gauche et LPA à droite) montrant la présence de grains opaques de spinelle chromifère au sein de la matrice serpentinisée

**Composition chimique :** cet échantillon atteint des sommets « d'ultramaficité ». Seuls subsistent la silice, le magnésium et le fer ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3t}$ ), indiquant que la roche initiale était quasi-exclusivement constituée de minéraux très réfractaires : olivine, orthopyroxène et spinelle, sans clinopyroxène (absence de  $\text{CaO}$ ). Il s'agit donc, là encore d'une harzburgite. En revanche, les teneurs en terres rares sont presque toujours inférieures aux limites de détection et le titane est présent à l'état de trace (0,01%). Fondre une telle roche nécessiterait des températures d'au moins  $1500^\circ\text{C}$  voire plus.

Ech.	Pt.6
$\text{SiO}_2$ (%)	39,36
$\text{TiO}_2$	0,01
$\text{Al}_2\text{O}_3$	0,44
$\text{Fe}_2\text{O}_{3t}$	9,67
$\text{MnO}$	0,12
$\text{MgO}$	37,4
$\text{CaO}$	0,04
$\text{Na}_2\text{O}$	0,01
$\text{K}_2\text{O}$	<0,01
$\text{P}_2\text{O}_5$	<0,01
LOI	11,97
Total	99,86
Cr (ppm)	2810
Ni	2290

Ech.	Pt.6
La (ppm)	0,1
Ce	0,1
Pr	<0,03
Nd	<0,1
Sm	<0,03
Eu	<0,03
Gd	<0,05
Tb	<0,01
Dy	0,05
Ho	<0,01
Er	<0,03
Tm	<0,01
Yb	0,05
Lu	<0,01

Ce bloc ci-dessous (station Ech\_3) et les affleurements voisins, situés côté italien mais dans le périmètre de l'ophiolite (secteur de Costa Via Vecchia), exposent une serpentinite qui se hérise étrangement de petits picots de teinte claire, prenant à l'œil nu l'aspect de feldspath.





Vues de détail du bloc précédent

*Des investigations poussées (microscope, microscope électronique, microsonde électronique) ont été menées dans le but de déterminer la nature de ces zones claires et leur origine. A l'écart, dans la zone sombre, le fond ultramafique a été clairement caractérisé (association de lizardite et clinopyroxène), mais les plages blanches sont restées mystérieuses ; d'une composition minéralogique associant des minéraux de basse température (chlorite, épidote), mais si finement cristallisés que des analyses individuelles n'ont pu en être obtenues. Il est probable que ces amas étaient originellement constitués d'anorthite (feldspath plagioclase), car il semble très improbable qu'ils puissent être d'origine secondaire (phénomène de métamorphisme ou d'hydrothermalisme). Leur origine n'est cependant pas tranchée. S'agit-il de ségrégations feldspathiques « in situ » apparues dans la péridotite elle-même, lors de son ascension vers la surface ? Ou de feldspaths introduits accidentellement dans la péridotite à partir d'un gabbro déjà solidifié ?*

**Composition chimique** : bien que minéralogiquement bien différente des serpentinites examinées plus haut (présence probable de feldspath), cette roche est chimiquement quasi-semblable à la serpentinite CHE01 (cf. supra), et pas plus riche en calcium (CaO) et alumine (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), les deux constituants majeurs de l'anorthite. Il s'agit là encore d'une harzburgite, et il en est de même de la quasi-totalité des serpentinites du Chenaillet analysées à ce jour.

Ech.	Ech_3	Ech.	Ech_3
SiO <sub>2</sub> (%)	38,72	La (ppm)	0,2
TiO <sub>2</sub>	0,06	Ce	0,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,3	Pr	0,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	8,79	Nd	0,4
MnO	0,14	Sm	0,12
MgO	36,3	Eu	0,06
CaO	1,33	Gd	0,15
Na <sub>2</sub> O	0,01	Tb	0,01
K <sub>2</sub> O	0,01	Dy	0,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	Ho	0,05
LOI	11,61	Er	0,09
Total	100,7	Tm	0,02
Cr (ppm)	470	Yb	0,1
Ni	1925	Lu	0,02

## Gabbros

Les gabbros constituent, avec les serpentinites et basaltes, l'un des trois types lithologiques les plus abondants du massif ophiolitique. La coupe classique menant au sommet du Chenaillet par son arête SW depuis la cabane des douaniers, les présente en position intermédiaire entre les serpentinites, en dessous, et les basaltes, au-dessus. Cette disposition a pu accréditer l'idée qu'ils représenteraient la section plutonique de l'ophiolite avec, à leur base, le manteau (serpentinite) et, à leur sommet, le volcan (basaltes).

Les choses sont en fait plus complexes, et le modèle de plancher océanique est désormais abandonné au profit d'un modèle dit de « core complex », proposé pour la première fois par Lemoine *et al.* (1987) et communément repris depuis. Selon ce modèle, le manteau serait remonté à la surface même du fond océanique, produisant les gabbros par fusion lors de son ascension. Ce plancher une fois constitué, des volcans s'y seraient implantés, entraînant son recouvrement par un empilement de laves basaltiques à débit en coussin. Ce modèle est connu dans les fonds océaniques actuels, et particulièrement au large des côtes de Galice et du Golfe de Gascogne.

Quoi qu'il en soit, l'ensemble gabbroïque du Chenaillet offre une diversité pétrographique exceptionnelle dont un trait assez constant est la grossièreté du grain. Le feldspath plagioclase et un minéral noir (amphibole généralement) y constituent les minéraux largement dominants, avec des proportions relatives de l'un et l'autre très variables, depuis des faciès presque totalement blancs, jusqu'à des roches très sombres, parfois sous forme de mosaïque sur un même bloc rocheux.



*Aspects caractéristiques des gabbros à l'œil nu sur échantillons sciés présentant tous deux une association grossière de minéraux noirs (minéraux ferro-magnésiens largement recristallisés) et blancs (feldspaths). Sur la photo de droite, le feldspath est « automorphe », suggérant une cristallisation précoce. À gauche, il comble les interstices entre les minéraux ferro-magnésiens*

Ces gabbros ont donc un aspect souvent très hétérogène. Ils sont fréquemment recoupés par des filons doléritiques considérés comme les conduits d'alimentation des coulées basaltiques. Alternativement, on y trouve aussi des enclaves d'amphibolite à rattacher à un événement magmatique antérieur.

Déformation et métamorphisme affectent les gabbros. La répartition en est plutôt aléatoire. La déformation peut produire des faciès intensément foliés (« flaser gabbros ») qui, quand ils sont recoupés par des dolérites, nous indiquent que la déformation s'est produite avant la mise en place de la section volcanique. Il s'agit donc d'un phénomène intervenu lors de la constitution de l'ophiolite et non associé à la tectonique alpine. De même, le métamorphisme est généralement de type statique, préservant la structure de la roche originelle. Là encore, il s'agit d'une transformation sans

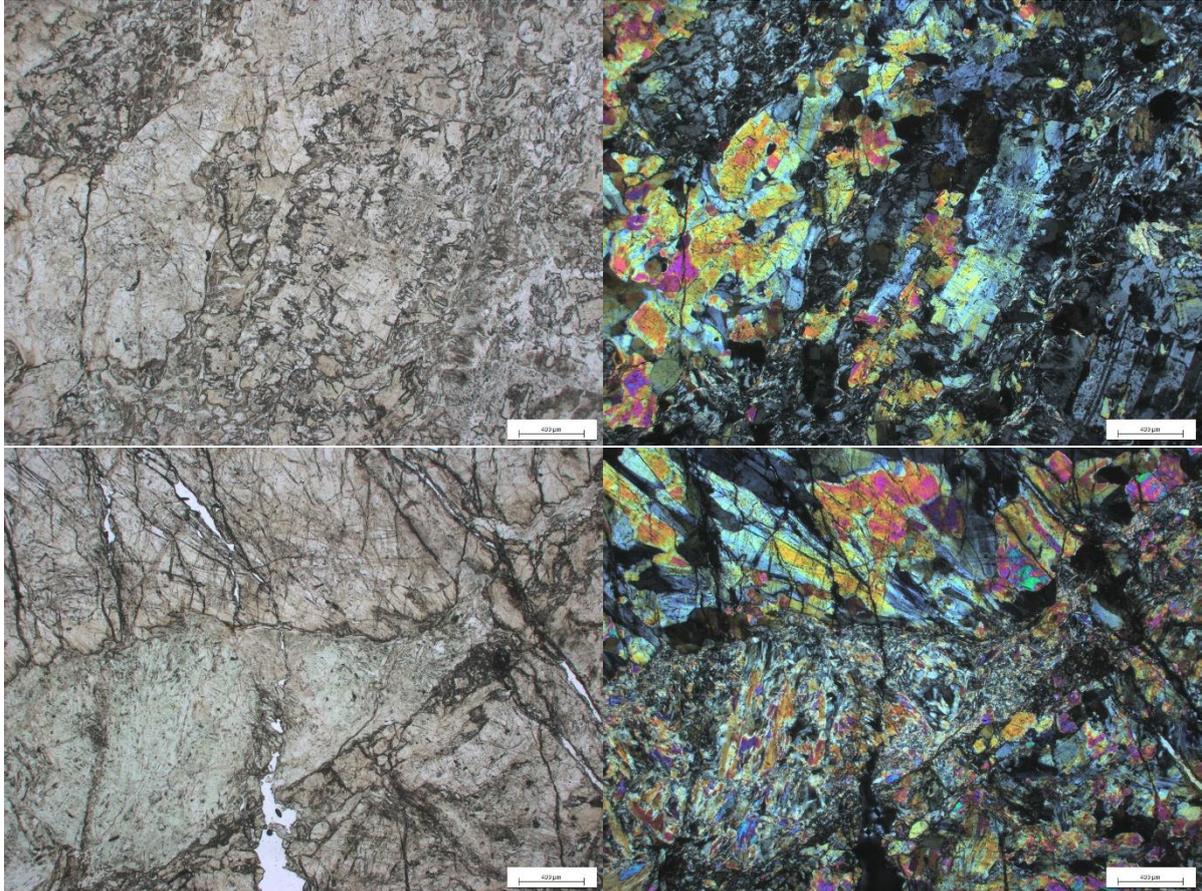
déformation, probablement associée à la circulation de fluides chauds dans le complexe plutonique originel.



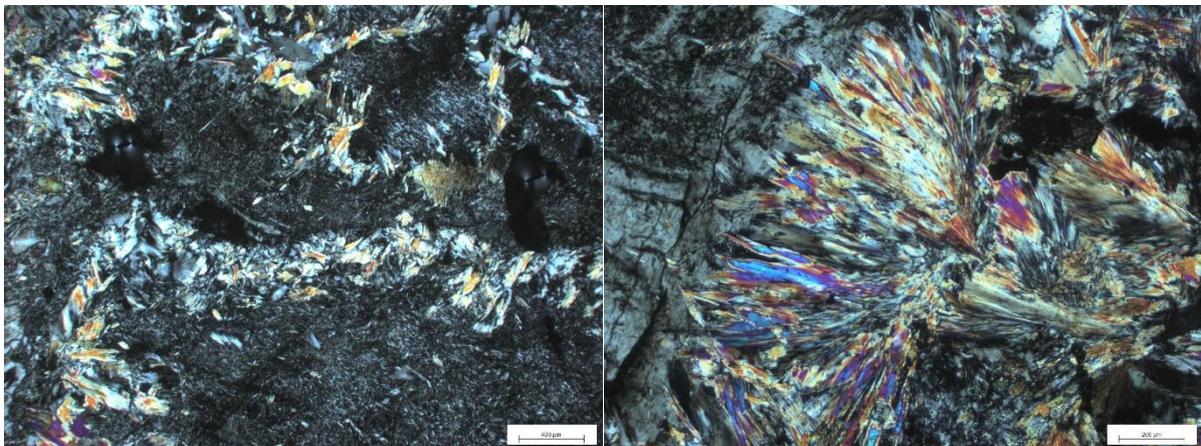
*Aspects caractéristiques des gabbros à l’affleurement. Les photos ne montrent qu’un faible aperçu de la diversité des roches : 1/ hétérogénéité de la répartition entre minéraux ferro-magnésiens et feldspaths (photos 1 et 2) ; 2/ gabbro totalement déformé (dit « flaser gabbro ») recoupé par un filon basaltique (photo 3) ; 3/ enclaves de « diabase » (basalte ou dolérite recristallisé) recoupées par des filons de pistachite (veines vertes) (photo 4) ; 4/ disposition des minéraux en « vagues » témoignant d’un fluage magmatique (photo 5) ; 5/ recristallisation totale des plagioclases en pistachite (photo 6)*

*Seule une lame mince de gabbro (station BRI0081) est présentée dans cet atlas, surtout pour illustrer les profondes transformations qui affectent les roches initiales.*

À l'observation en **lame mince**, la roche apparaît presque totalement recristallisée dans les conditions du faciès « schiste vert », avec remplacement des minéraux magmatiques initiaux par des espèces hydratées de basse à moyenne température (~ 200-350°C). La roche a un aspect hétérogène, avec présence de veines associant de l'épidote, en grains pouvant atteindre le millimètre, et de la chlorite, en amas cryptocristallins. Il s'y ajoute des amphiboles prismatiques et aciculaires de basse température (actinote), souvent fibreuses.

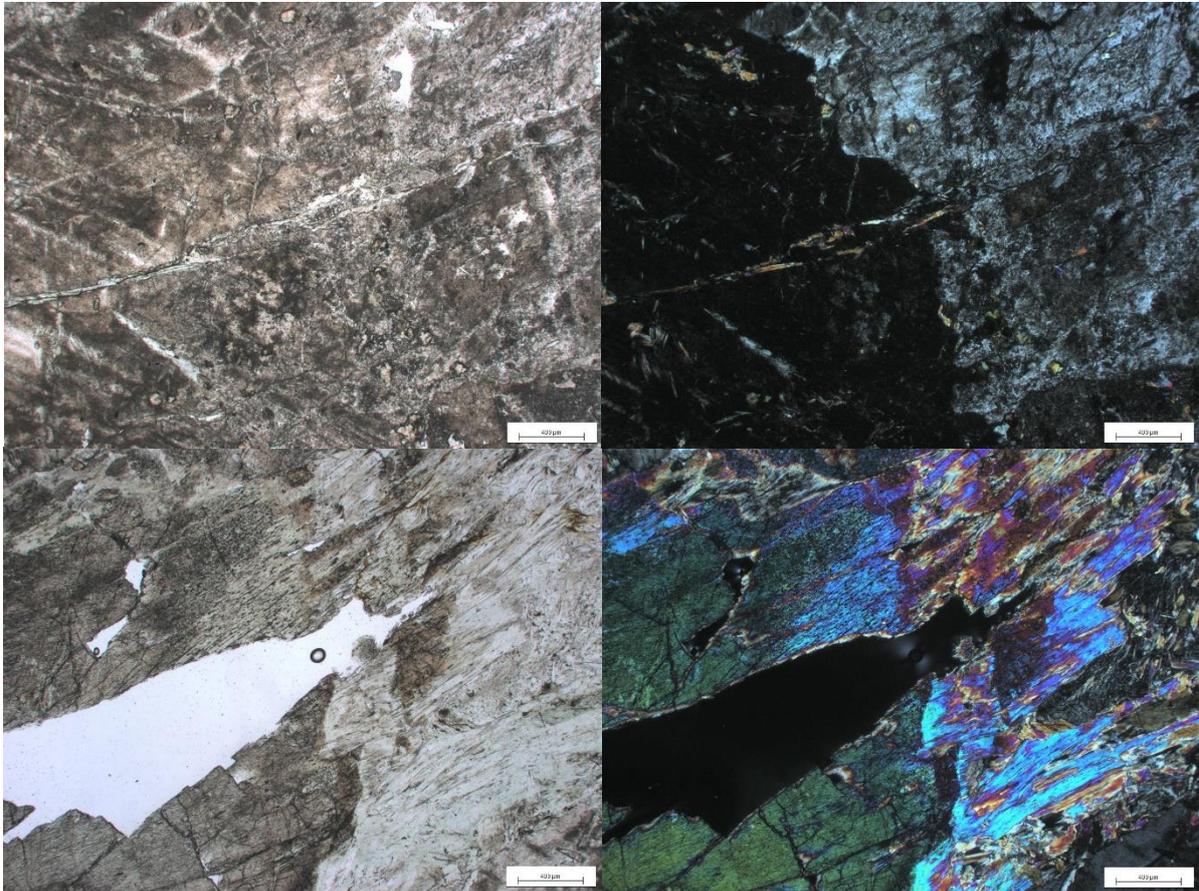


Vues en LPNA (gauche) et LPA (droite) montrant une association d'épidote (grands cristaux colorés) et chlorite (plages sombres interstitielles) (photos 1 et 2), parfois avec des amphiboles aciculaires (actinote) (zone verte en LPNA et chamarrée en LPA) (photos 3 et 4)



Vues en LPA montrant divers aspects de l'actinote sous son faciès aciculaire

*Le reste de la lame mince expose de gros cristaux (millimétriques à centimétriques) d'aspect « sale », de teinte brunâtre qui correspondent aux plagioclases initiaux, désormais totalement altérés. Quelques pyroxènes peuvent subsister, parfois un peu déformés, mais la très grande majorité des ferro-magnésiens initiaux sont désormais totalement recristallisés en chlorite.*

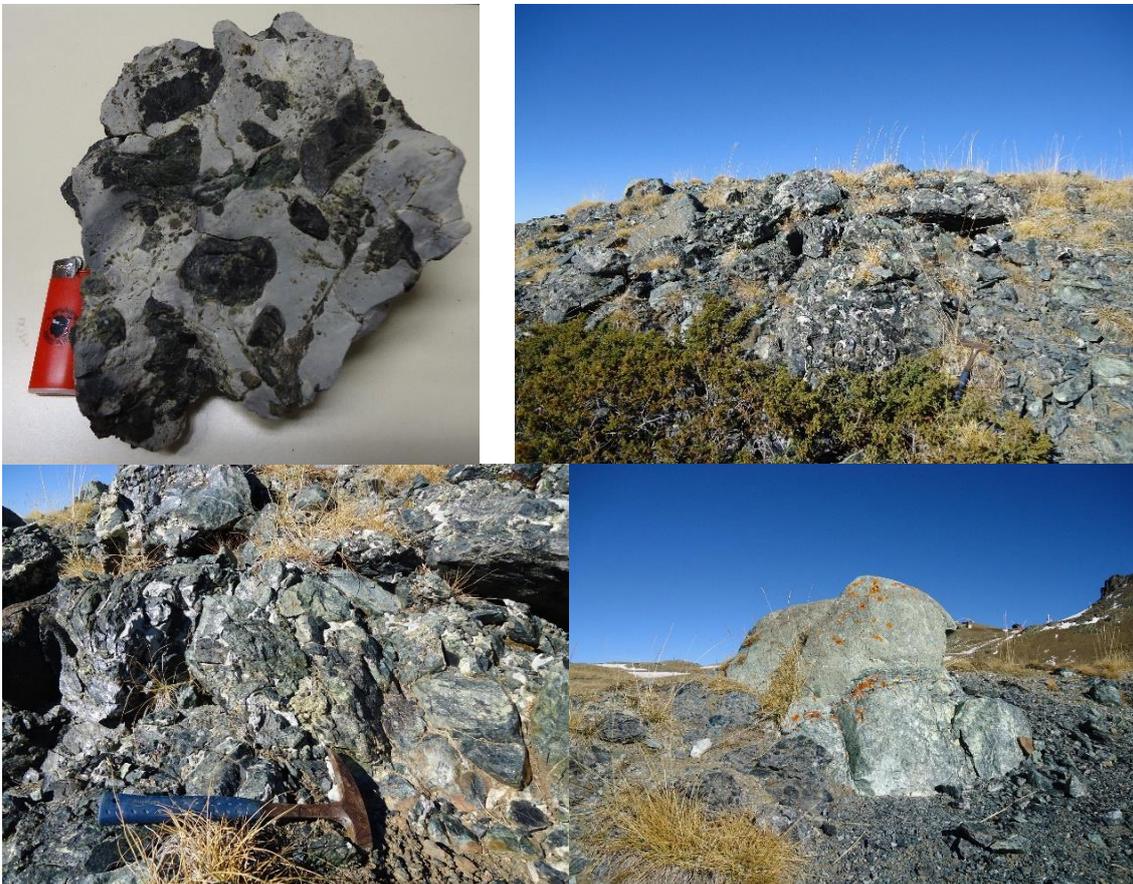


*Vues en LPNA (gauche) et LPA (droite) montrant l'aspect « sale » des plagioclases altérés (ici deux cristaux côte à côte) (photos 1 et 2) et la présence de quelques pyroxènes reliques (vert en LPA, photo 4) passant à de l'amphibole vers leur périphérie (bleu à mauve en LPA, photo 4)*

## Ophicalcites et autres brèches

Bien que beaucoup moins abondantes que les gabbros, serpentinites ou basaltes, les ophicalcites constituent l'un des faciès les plus remarquables du Chenaillet. Fondamentalement, il s'agit de brèches associant des carbonates et des serpentinites. Différents types en sont distingués selon la nature supposée de la brèche : 1/ ophicalcites d'origine sédimentaire, qui résulteraient de l'introduction de fragments de roches mantelliques dans une boue carbonatée au toit du manteau devenu plancher océanique suite à son exhumation ; 2/ ophicalcites d'origine tectonique traduisant le fonctionnement de failles associées au processus d'exhumation ; 3/ ophicalcites d'origine hydrothermale résultant de la circulation puis la précipitation de fluides riches en CO<sub>2</sub> dans un bâti de serpentinites.

Sur la carte géologique, les ophicalcites (notées BrA) ne sont figurées que vers la zone de replat séparant le Chenaillet du Gran Charvia (fig. 1). A l'œil nu, elles s'y présentent comme des calcaires à fragments pluricentimétriques de serpentinite. Une étude récente les interprète comme des roches d'origine hydrothermale (Lafay *et al.*, 2017).



*Le faciès le plus caractéristique du « groupe » des ophicalcites a l'aspect d'une brèche à matrice calcaire massive et fragments de serpentinite plus ou moins « émiettés » sur leurs bordures (photo 1). Sur les spectaculaires affleurements du replat sommital entre le Chenaillet et le Gran Charvia (photos 2 et 3), des boules métriques de dolérites d'intercalent localement dans la masse ophicalcitique (photo 4)*

Un affleurement particulièrement intéressant (station BRI0081) se situe dans la zone complexe comprise entre la cabane des douaniers et le sommet du Gondran (fig. 1). L'intérêt tient à la fois à l'agencement des faciès et à la présence, dans l'ophicalcite, d'une amphibole bleue.

L'ophicalcite, qui surmonte une roche sombre, était interprétée par M. Lemoine comme l'exemple type d'une brèche sédimentaire déposée sur le manteau exhumé, ce dernier représenté par la roche sombre de base. L'ophicalcite a un aspect assez comparable à celui des faciès montrés plus haut : des fragments plus ou moins anguleux d'une roche sombre sont dispersés dans une matrice calcaire. Au-dessous, la roche sombre, d'aspect homogène en patine, se présente à la cassure comme une brèche associant des éléments anguleux noirs et rouges et une matrice vert clair.

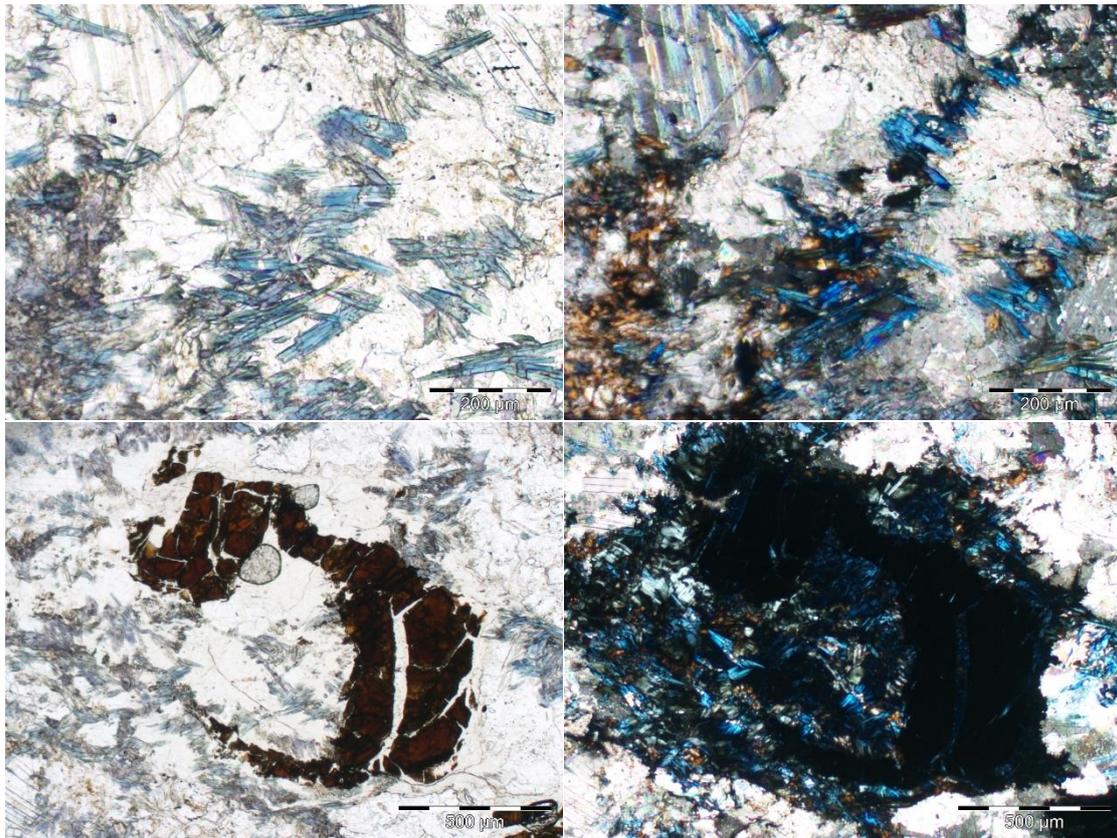
L'étude en lame mince de ces roches est donc particulièrement intéressante : 1/ pour déterminer la nature du faciès sombre ; 2/ pour préciser la texture de l'ophicalcite ; 3/ pour confirmer la présence de l'amphibole bleue.



*Vue générale de l'affleurement (photo 1), avec vers le bas la roche sombre en contact tranché avec l'ophicalcite de teinte grise (photo 2). Cette dernière, de texture bréchique, est parsemée de grains sombres de taille variable (photo 3) et une texture bréchique se révèle également sur un échantillon scié et poli de la roche sombre sous-jacente (photo 4)*

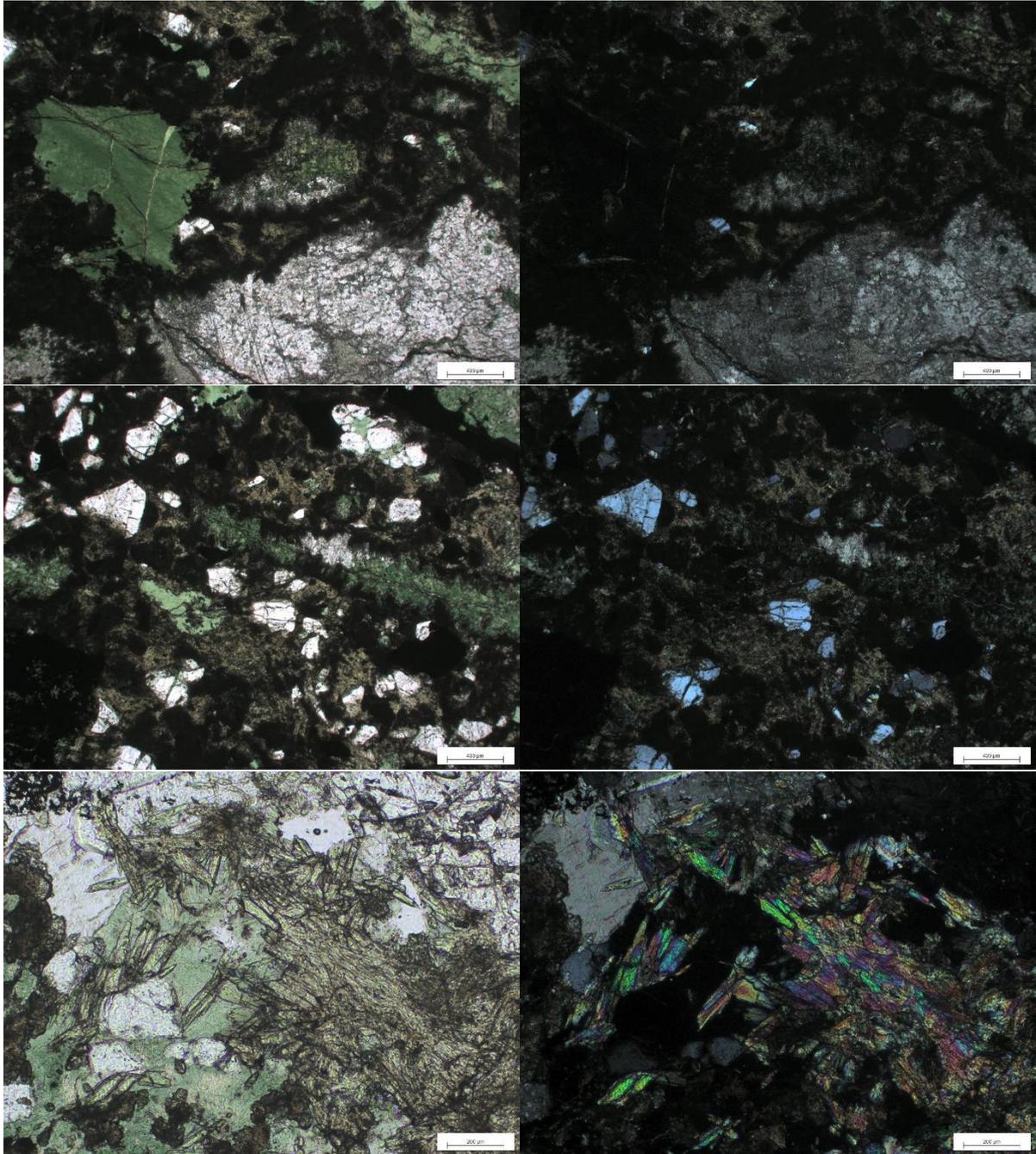
L'étude en **lame mince** confirme que l'ophicalcite est constituée d'un ciment essentiellement carbonaté emballant des éléments mafiques, le tout traversé par un réseau serré de veines carbonatées aux cristaux étirés (déformation). Outre les carbonates, le fond inclut des grains opaques, des amas de chlorite, des aiguilles d'amphibole verdâtre d'aspect altéré et des amphiboles bleues limpides. Quelques cristaux fragmentés de spinelle imprégnés de chlorite s'observent çà et là, et parfois, un pyroxène sodique subsiste au sein d'amas d'amphibole bleue.

Des analyses à la microsonde ont montré que, là aussi, l'amphibole bleue est une magnésio-riebeckite et non une glaucophane.



Vues en LPNA (photo 1) et LPA (photo 2) montrant la coexistence de deux types d'amphibole, l'une bleue (magnésio-riebeckite) et l'autre brunâtre, dans un fond carbonaté (zones blanches à moirées en LPA, photos du haut). Quelques chromites subsistent (matériau brun) (photo 3) plus ou moins envahies de chlorite (paillettes bleutées à noires en LPA) (photos 4)

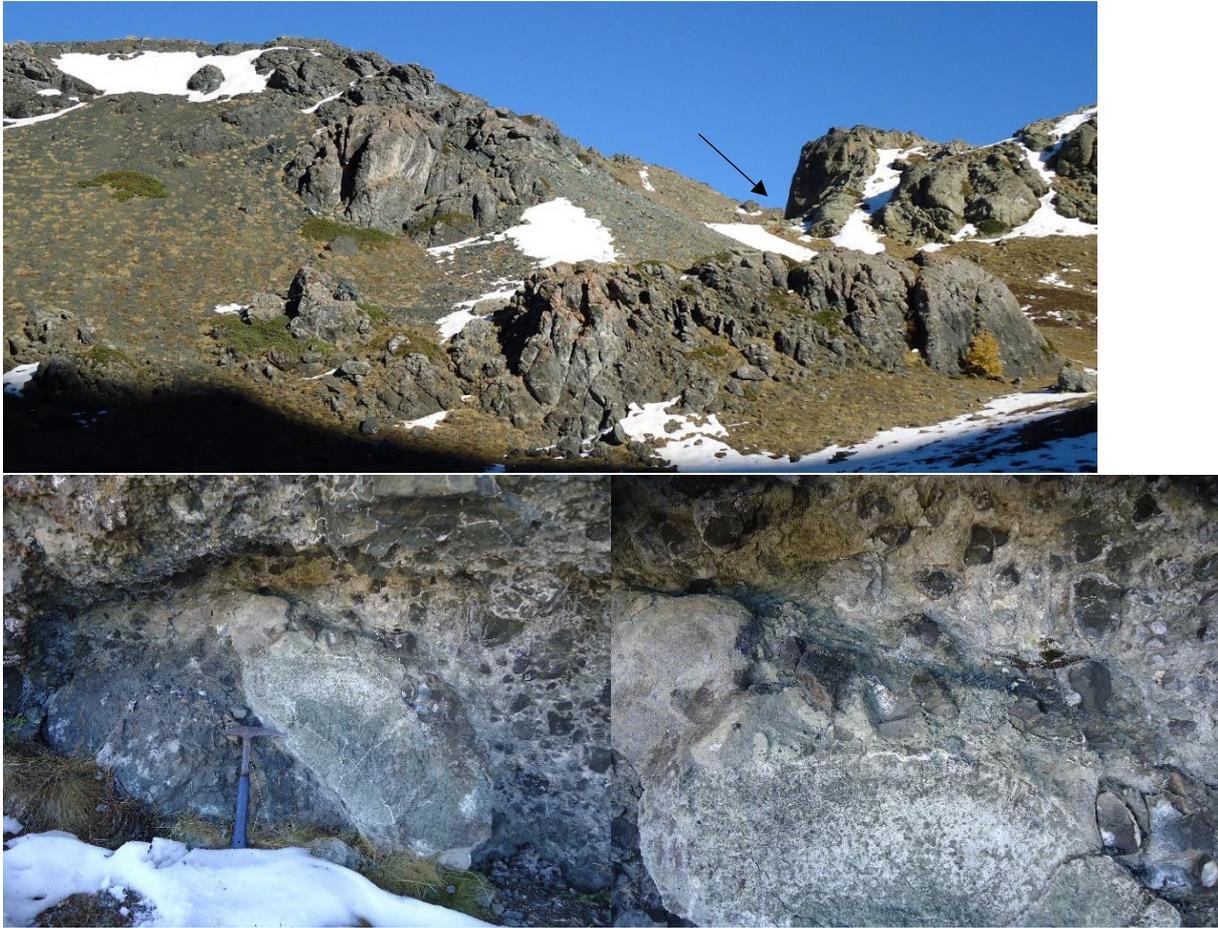
L'étude en **lame mince** montre que la roche sombre (brèche) sous-jacente est entièrement rétrotransformée dans le faciès schiste vert. Cette brèche est constituée d'éléments sub-arrondis de diverses tailles (millimétriques à plurimillimétriques) : 1/ anciens minéraux magmatiques rendus totalement méconnaissables par recristallisation en chlorite, carbonates, épidotes ou micas ; 2/ cristaux d'apatite souvent fissurés ; 3/ minéraux opaques de taille diverse. Ces minéraux sont liés entre eux par une matrice d'épidote donnant la résille vert pistache bien visible à l'œil nu. Des fragments sub-arrondis et isolés de grande taille (plusieurs centimètres) ne diffèrent pas des précédents, à l'exception de la présence probable de pyroxène dont l'identification est rendue délicate par une recristallisation poussée en épidote et/ou chlorite. Comme dans l'ophicalcite, des veines de carbonate recoupent localement l'ensemble de la lame mince, mais celles-ci sont ici peu abondantes.



*Vues en LPNA (gauche) et LPA (droite) montrant les modes d'agencement des différents constituants dont les principaux sont les produits d'une recristallisation métamorphique : chlorite (verte), épidote et opaques (zones sombres) et carbonates (zone claire) (photos 1 et 2). Dans cette matrice, des grains incolores d'apatite présentent des formes cristallines bien reconnaissables (photos 3 et 4), tandis que du pyroxène (zones colorées en LPA) subsiste localement (photos 5 et 6)*

*Du fait des transformations qui l'ont affectée, cette roche n'est pas aisément identifiable. Sa texture montre qu'il s'agissait d'une brèche, mais rien n'indique une nature ultramafique.*

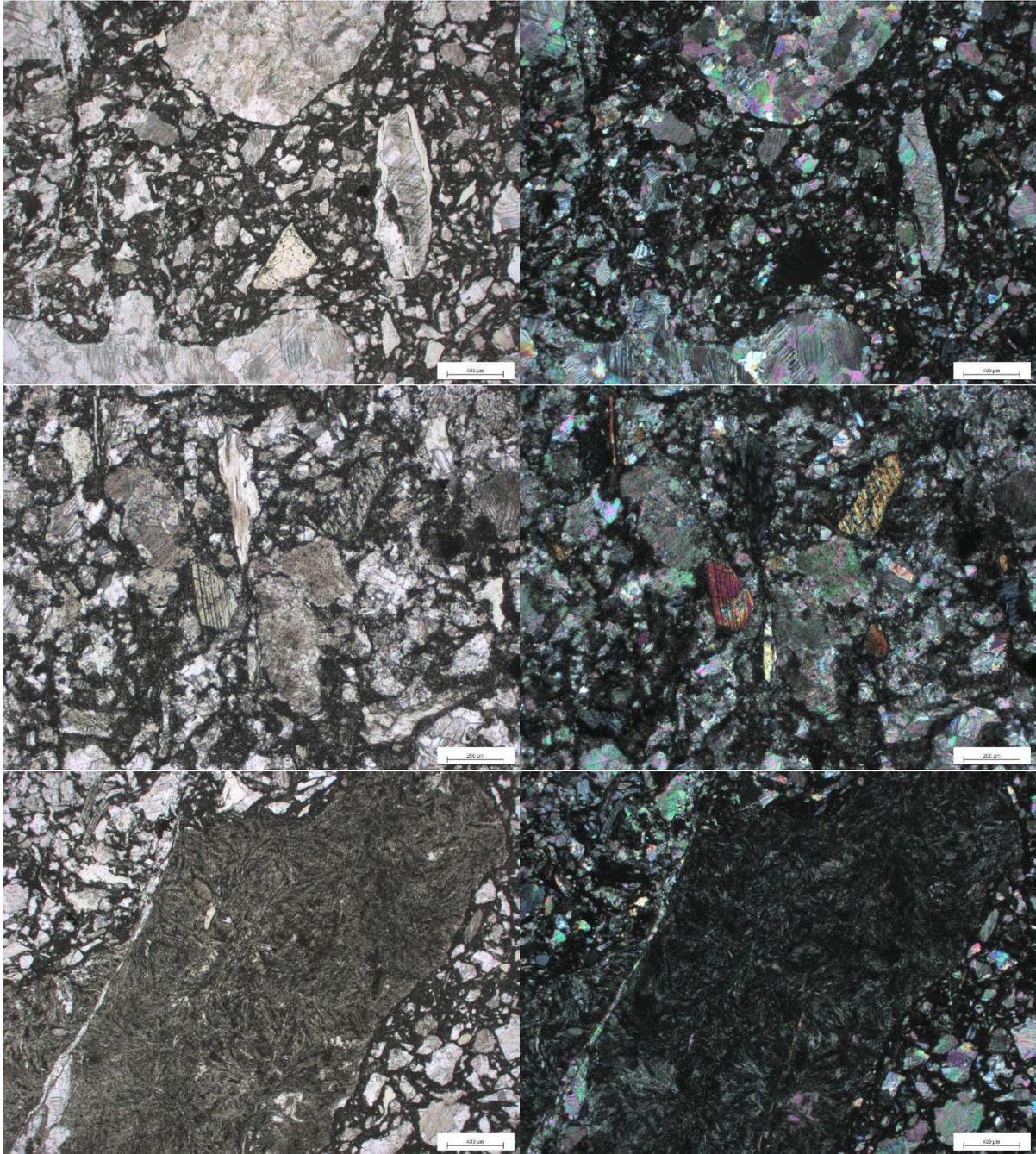
Un autre type de brèche (station Pt.17) s'observe en bordure des affleurements d'ophticalcite du replat sommital au pied du Chenaillet – Gran Charvia (fig. 1). Bien que d'extension locale, cette roche présente une texture très particulière qui justifie que nous l'incluons dans cet atlas.



*Position de l'affleurement (haut) et vues de détail (bas). L'échantillon a été pris dans le bloc ovoïde du centre de la photo*

*L'étude **en lame mince** montre que cette brèche est majoritairement constituée de fragments de carbonates (« marbre »), d'amas fantômes de chlorite, de clinopyroxènes automorphes à xénomorphes et de quelques amphiboles (actinotes probables), souvent associées à de la chlorite. Tous ces minéraux sont cimentés par une matrice sombre et altérée à minuscules granules arrondis d'épidote. Par ailleurs, quelques cristaux de spinelle chromifère s'observent çà et là, ainsi que des minéraux opaques disséminés dans l'ensemble de la roche. Un fragment de lave complète l'inventaire, dont la diversité témoigne du caractère polygénique de ce faciès.*

*La texture bréchique de cette roche, comme la diversité des éléments la constituant, indiquent une origine très probablement sédimentaire ou volcano-sédimentaire.*



*Vues en LPNA (gauche) et LPA (droite) montrant la prédominance des fragments carbonatés (zones incolores ou moirées en LPA) (photos 1 et 2). Les clinopyroxènes, très bien préservés (cristaux colorés en LPA), sont moins abondants (photos 3 et 4) et un fragment unique est clairement une ancienne lave à texture felsitique (photos 5 et 6, au centre)*

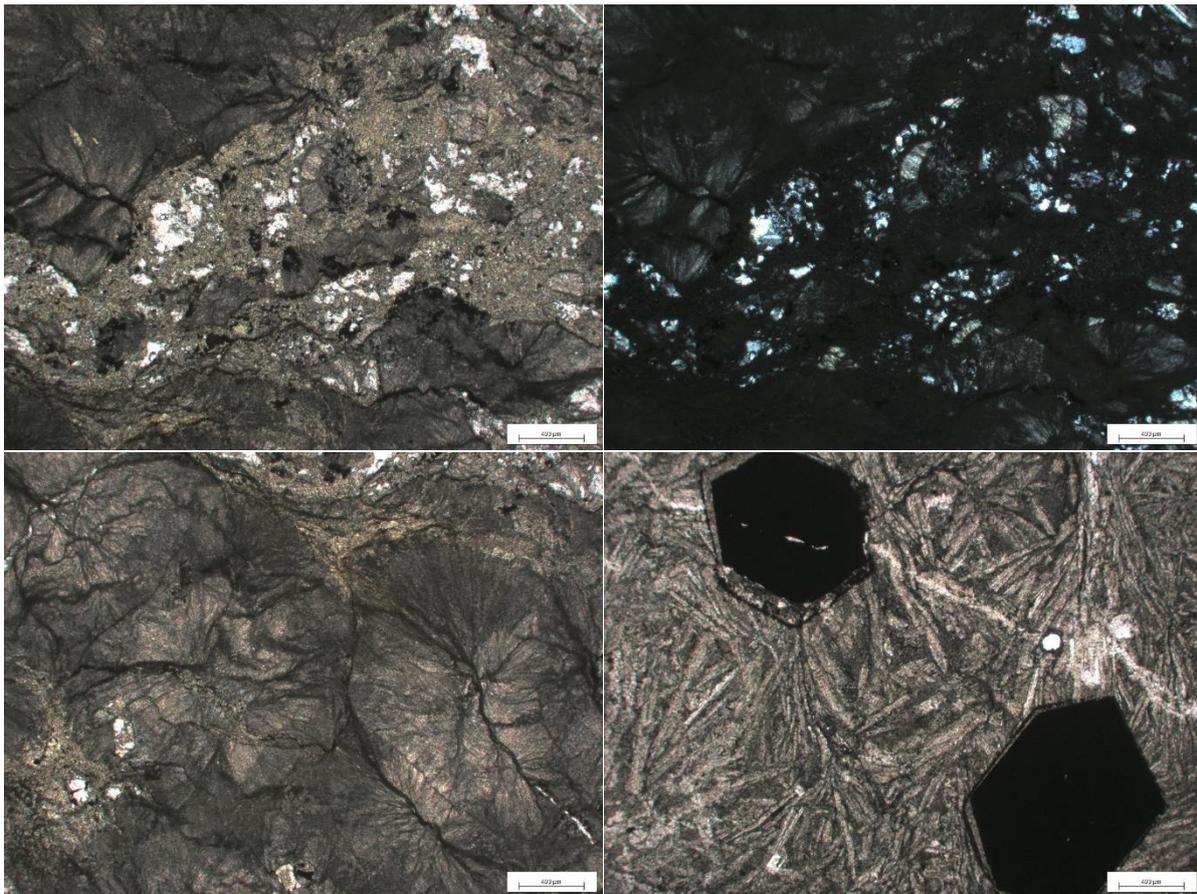
Un autre faciès bréchique très particulier s'observe du côté est de l'ophiolite, dans le secteur du Rocher Renard (station BRI0023)

Le Rocher Renard se présente comme une petite « cuesta » à regard est et au pied de laquelle affleure un ensemble de roches d'aspect assez altéré, qui font suite aux calcaires et schistes rapportés à la Formation de la Replatte (fig. 1). Une de ces roches, peu identifiable à l'œil nu, mais d'un faciès a priori non répertorié dans la série liguro-piémontaise, se révèle être une brèche volcanique. Elle pose la

question, restée en suspens, de l'existence d'un événement volcanique synchrone du dépôt de la série liguro-piémontaise.



L'étude en **lame mince** révèle une roche très particulière associant des fragments volcanogènes de deux types : 1/ amas sphérolitiques altérés (minéraux non identifiables) ; 2/ fragments plus ou moins anguleux de lave à gerbes de microlites feldspathiques fibro-radiées. Ces amas, de nature probablement voisine, sont cimentés par un liant microgrenu à quartz, feldspaths et chlorite. La roche renferme quelques cristaux opaques hexagonaux millimétriques localisés indifféremment dans la matrice ou les fragments laviques.



Vues caractéristiques de la brèche volcanique du versant est du Roche Renard : matrice chloriteuse et feldspathique finement grenue en LPNA et LPA (photos 1 et 2, centre), amas ovoïdes sphérolitiques (photo 3) et détail d'un fragment à gerbes de microlites feldspathiques et opaques hexagonaux (photo 4)

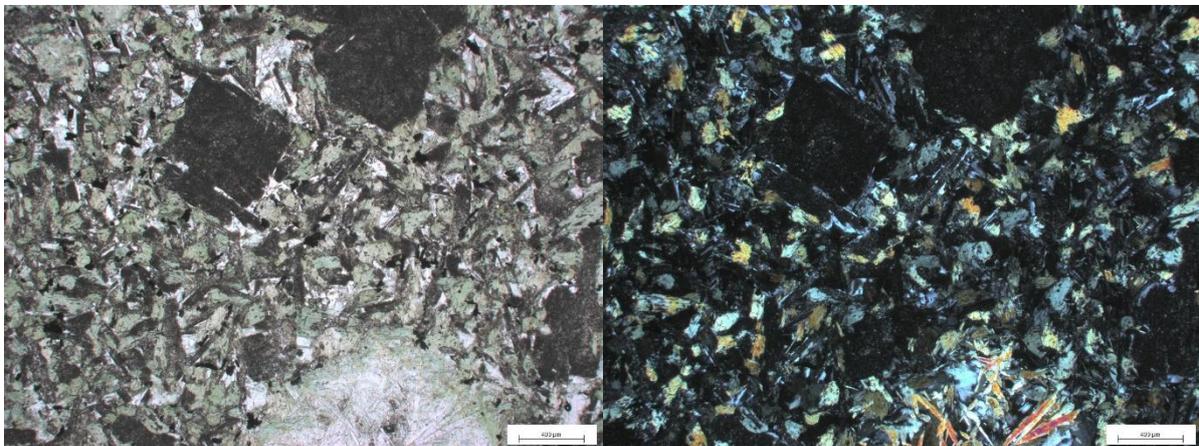
## Roches filoniennes : dolérites et albitites

### Dolérites

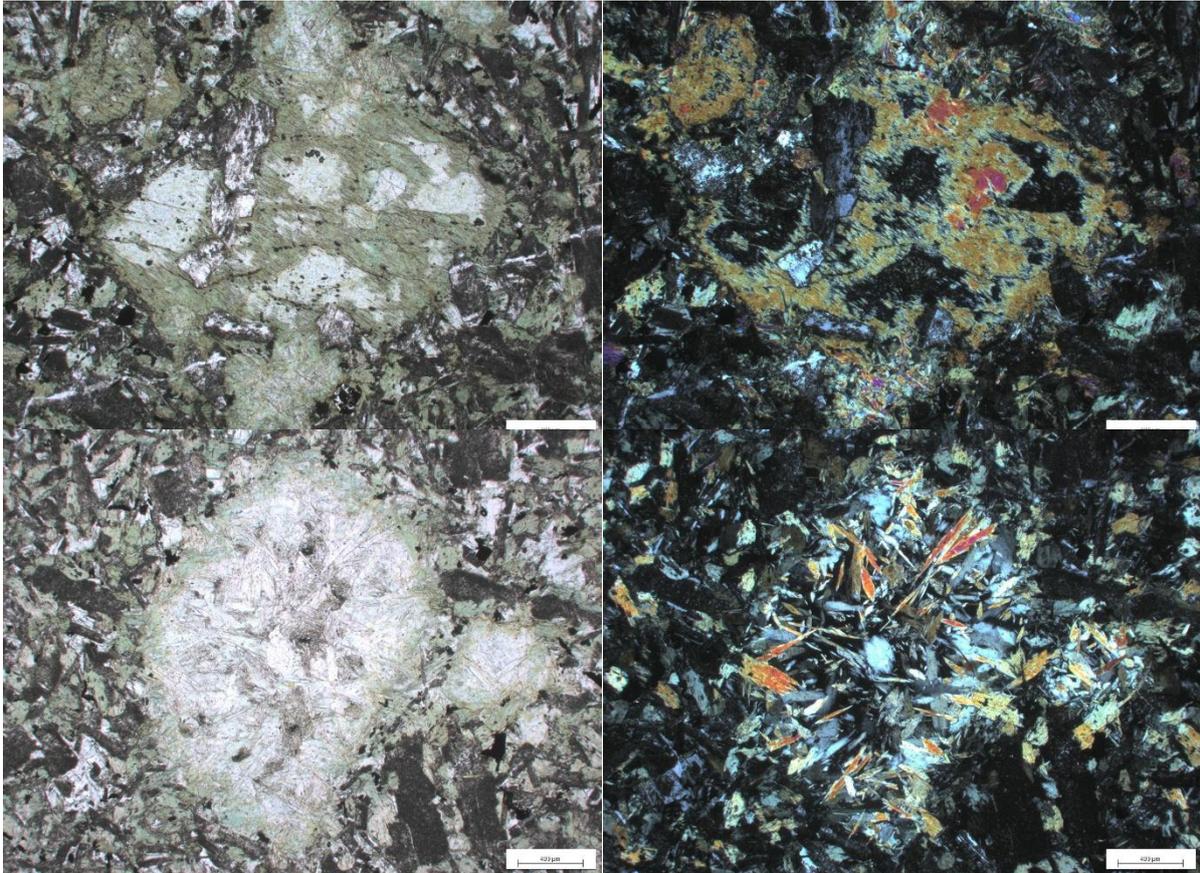
La carte géologique individualise un corps intrusif de dolérite dans le secteur du col du Chenaillet, à distance à peu près égale des sommets du Gran Charvia et du Chenaillet (fig. 1). Selon une interprétation récente (Manatschal *et al.*, 2011), ces dolérites représenteraient une unité sub-volcanique sous-jacente aux coulées basaltiques. À l'écart de cette zone, des occurrences ponctuelles de dolérites s'observent un peu partout, et c'est lorsqu'elles recoupent les gabbros qu'elles sont les plus évidentes, indiquant la postériorité de l'ensemble effusif (basaltes) sur l'ensemble plutonique (serpentinites, gabbros). Comme indiqué précédemment, les dolérites recoupent parfois à l'emporte-pièce les structures des gabbros, indiquant que la déformation de ces derniers est intervenue à un stade précoce de l'évolution du complexe ophiolitique, bien avant toute tectonique alpine.



Un échantillon a été étudié en **lame mince**, prélevé dans un filon recoupant les gabbros. La roche présente une texture microgrenue (dite « doléritique ») à laquelle elle doit son nom. Elle est constituée d'un plagioclase d'aspect « sale » (altéré) et d'habitats et taille diverses (de 100  $\mu\text{m}$  à plusieurs mm), d'amphiboles vertes et de petits minéraux opaques. Les amphiboles vertes (hornblendes) sont majoritairement de forme prismatique, parfois en cours de chloritisation. Il s'y ajoute des amphiboles de type actinote, très allongées voire aciculaires. Aucun pyroxène n'a été observé, cette absence indiquant une recristallisation totale des minéraux magmatiques originels. Par ailleurs, la présence de deux types d'amphibole montre que cette recristallisation a opéré en plusieurs étapes : à température encore assez élevée lors de l'apparition de hornblende, puis à basse température ( $< \sim 350^\circ\text{C}$ ) pour les minéraux caractérisant le faciès schiste vert (chlorite, actinote, altération du plagioclase).



Aspect caractéristique de la dolérite à matrice microgrenue avec plagioclase altéré (prismes bruns) et plage ovoïde d'actinote (bas), vues en LPNA (gauche) et LPA (droite)



*Vues en LPNA (gauche) et LPA (droite) montrant différents modes de recristallisation de minéraux magmatiques (bien reconnaissables par leurs formes) : 1/ en amphibole verte, puis chlorite (dalles incolores noires en LPA) (photos 1 et 2) ; 2/ en amas d'actinotes aciculaires (aiguilles incolores, grises à colorées en LPA) et chlorite (frange verte) (photos 3 et 4)*

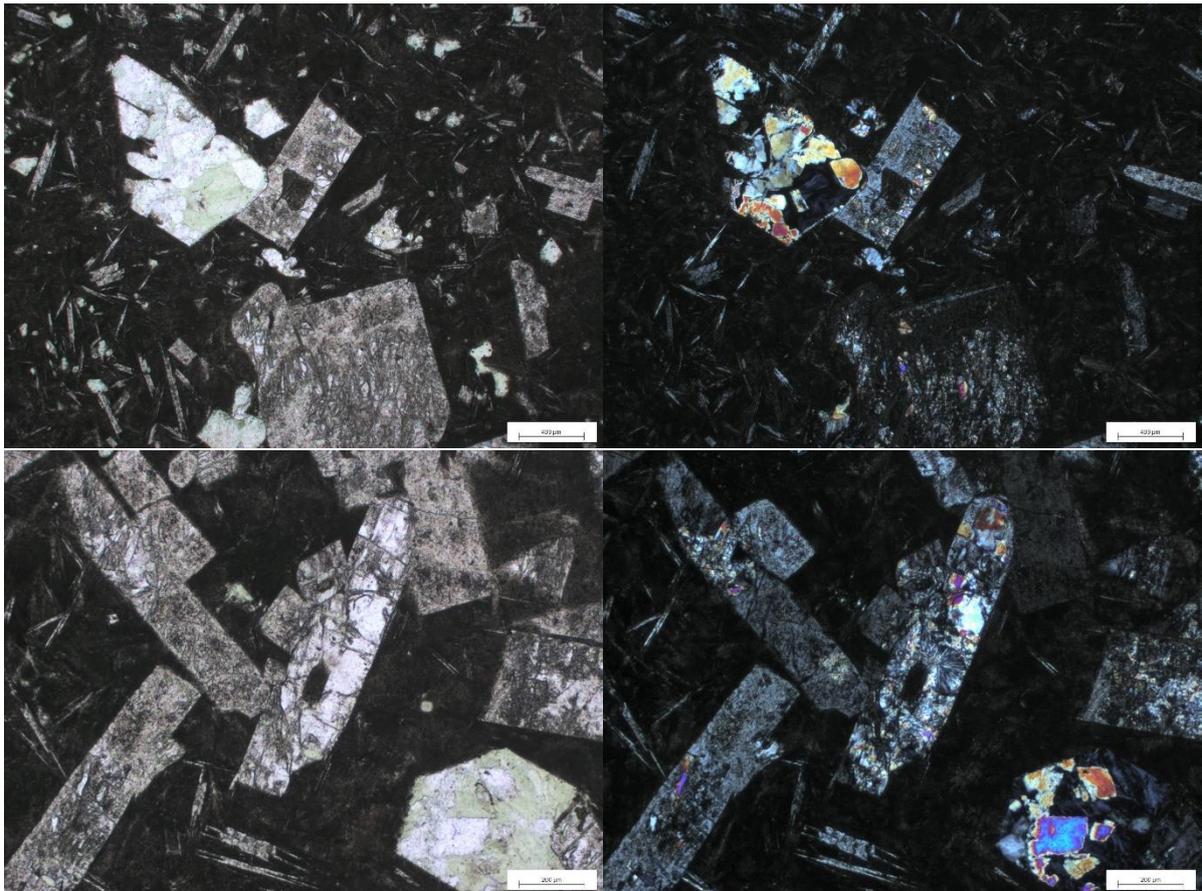
### *Albitites*

L'affleurement le plus emblématique de ce faciès particulier se trouve à proximité de la cabane des douaniers (fig. 1), au pied de l'arête SW du Chenaillet ; la roche y a été exploitée pour production de pierres de construction, sans doute du fait de son débit naturel en blocs. A l'œil nu, elle présente une teinte dominante grise ponctuée de baguettes blanches (feldspaths) ou d'amas gris sombre (chlorite). Cette texture, qui fait coexister une matrice fine et des cristaux bien visibles est dite « porphyrique ».

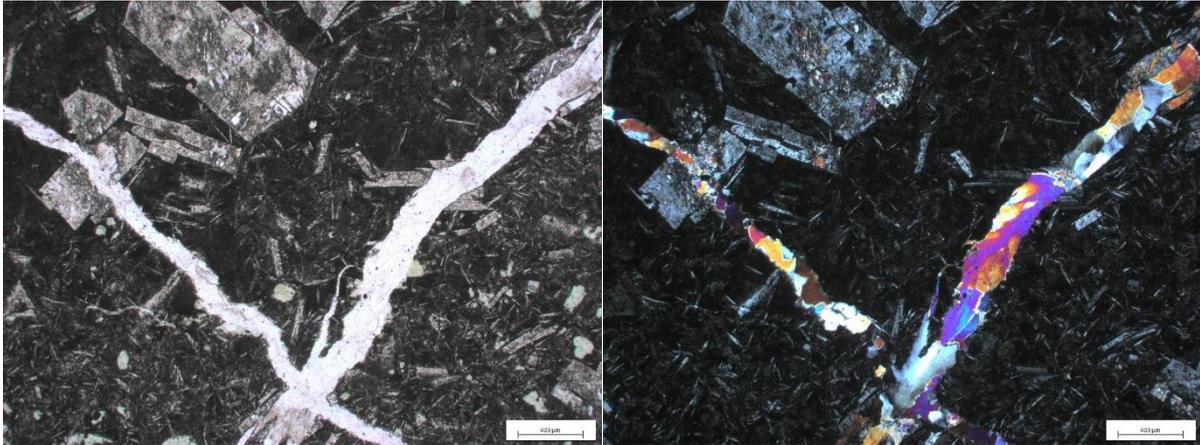




*En lame mince, la texture est typiquement celle d'un roche hypovolcanique (c'est-à-dire d'une intrusion de sub-surface) acide présentant une matrice fine à très fine constituée d'une pâte brune (ancien verre) ceinturant des microlites de plagioclase et de minuscules cristaux d'opacités ovoïdes. Ce fond crypto-(verre) à microcristallin emballe des phénocristaux de taille variée (parfois pluri-millimétriques), automorphes et dont l'essentiel correspond à des plagioclases variablement altérés (imprégnations de micas). Un autre minéral inconnu n'est représenté que par des cristaux fantômes, automorphes mais totalement pseudomorphosés en chlorite, prehnite et actinote aciculaire. Par ailleurs, la roche est recoupée par un réseau de veines de prehnite*



*Vues en LPNA (gauche) et LPA (droite) montrant le fond quasi-opaque (verre altéré) à microlites (fines aiguilles claires) de plagioclase emballant des phénocristaux automorphes de plagioclase (grands cristaux gris sale) et des minéraux fantômes parfois corrodés (photos du haut) associant chlorite (verte en LPNA) et prehnite (couleurs vives en LPA)*



*Veines de prehnite se recoupant quasi-perpendiculairement*

## Roches volcaniques

### *Coulées basaltiques*

Les coulées basaltiques, avec leur débit « en coussins » (pillows) caractéristique d'un épanchement sous-marin (ou tout au moins sous-aquatique), constituent la particularité peut-être la plus emblématique du Chenaillet. Observer, à plus de 2 000 m d'altitude, des basaltes qui s'épanchèrent dans les fonds océaniques d'où naquit la chaîne alpine, a de quoi frapper les esprits et nourrit l'intérêt du monde scolaire pour le massif. Outre les débits en pillows, il ne fait aucun doute que les caractéristiques intimes (composition géochimique et isotopique en particulier) de ces basaltes sont typiquement celles de laves océaniques, en accord avec le terme d'ophiolite très tôt employé pour le définir.

Cette question n'est donc plus posée néanmoins, les chercheurs divergent quant à leur interprétation des édifices volcaniques. Dans quelle mesure les morphologies actuelles reproduisent les édifices volcaniques initiaux et dans quelle mesure elles traduisent les perturbations induites par les mouvements alpins ? Ces sujets sont largement débattus et une interprétation strictement volcanologique du massif a été proposée (Chalot-Prat, 2005), que peu d'auteurs ont aujourd'hui adopté.



*Ces paysages, l'un du secteur du Collet Vert (haut) et l'autre de l'arête SW du Chenaillet, ont fourni de nombreuses illustrations. Ils montrent, de façon particulièrement démonstrative, le débit que prend une lave basaltique quand elle s'épanche sur un fond océanique.*

*Le faciès le plus spectaculaire et le plus commun, parmi les basaltes à débit en pillow est le faciès « variolitique ». Un échantillon en a été prélevé vers le sommet du Chenaillet dont une section polie révèle la subtile complexité.*



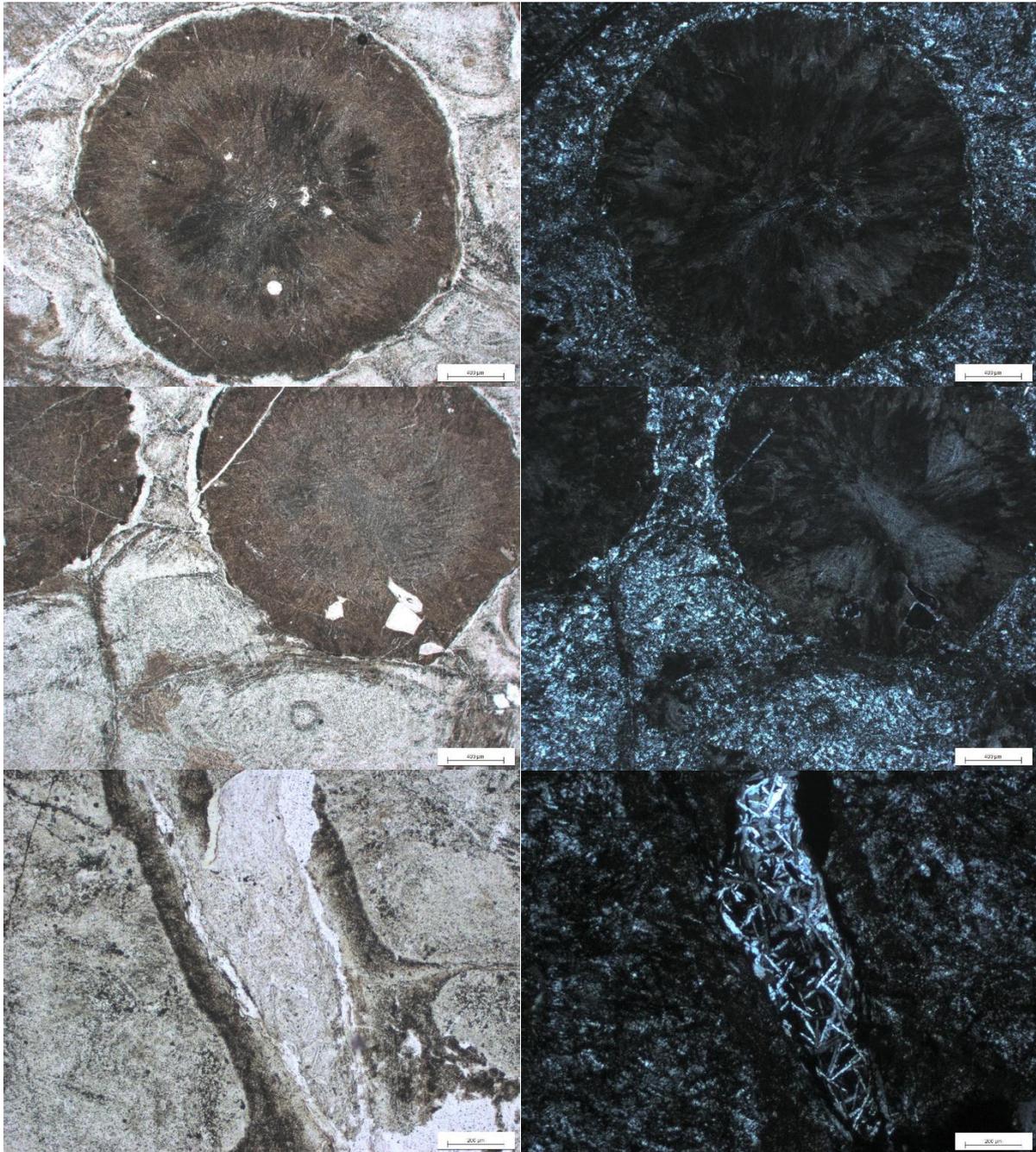
*La périphérie (haut), en contact direct avec l'eau de mer, est couverte d'une fine couche vitreuse passant vers l'intérieur à une zone vert pâle hétérogène et plus ou moins craquelée. Plus en profondeur, la zone variolitique semble résulter de la confrontation entre un matériau vert sombre très homogène*

et un matériau gris. Dans ce dernier, une texture « alvéolée » semble préfigurer la formation des varioles qui sont de petites sphères bicolores (gris et vert pâle) dispersées dans le matériau vert et dont la taille diminue vers le bord de la coulée.

Il s'agit là d'une des « versions » d'une texture qui compte de nombreuses variations. Un consensus n'est toujours pas établi sur l'origine de ces varioles, que certains considèrent comme strictement magmatiques (figures de mélange et/ou exsolution) et d'autres comme totalement secondaires (figures de recristallisation).

A l'observation **en lame mince**, les varioles se présentent comme des masses sphériques ovoïdes à structure fibroradiée présentant deux générations de fibres : une centrale et une périphérique, conférant l'aspect zoné (violacé et blanchâtre) bien visible à l'œil nu. Ses fibres brunes rayonnantes peuvent insérer des microlites de plagioclase, des minéraux sub-automorphes totalement pseudomorphosés en chlorite ou des amygdales chloriteuses sphériques. Ces dernières, communes dans tous types de roche volcanique, sont d'anciennes bulles de gaz comblées par des minéraux secondaires de basse température (chlorite ou autre).

A l'écart des varioles, le matériau vert est une pâte quasi-vitreuse faite de l'association de microlites de feldspath d'aspect fibreux et de chlorite microcristalline. Par ailleurs, la roche est recoupée par un réseau de veinules riches en quartz, feldspaths ou baguettes de prehnite.

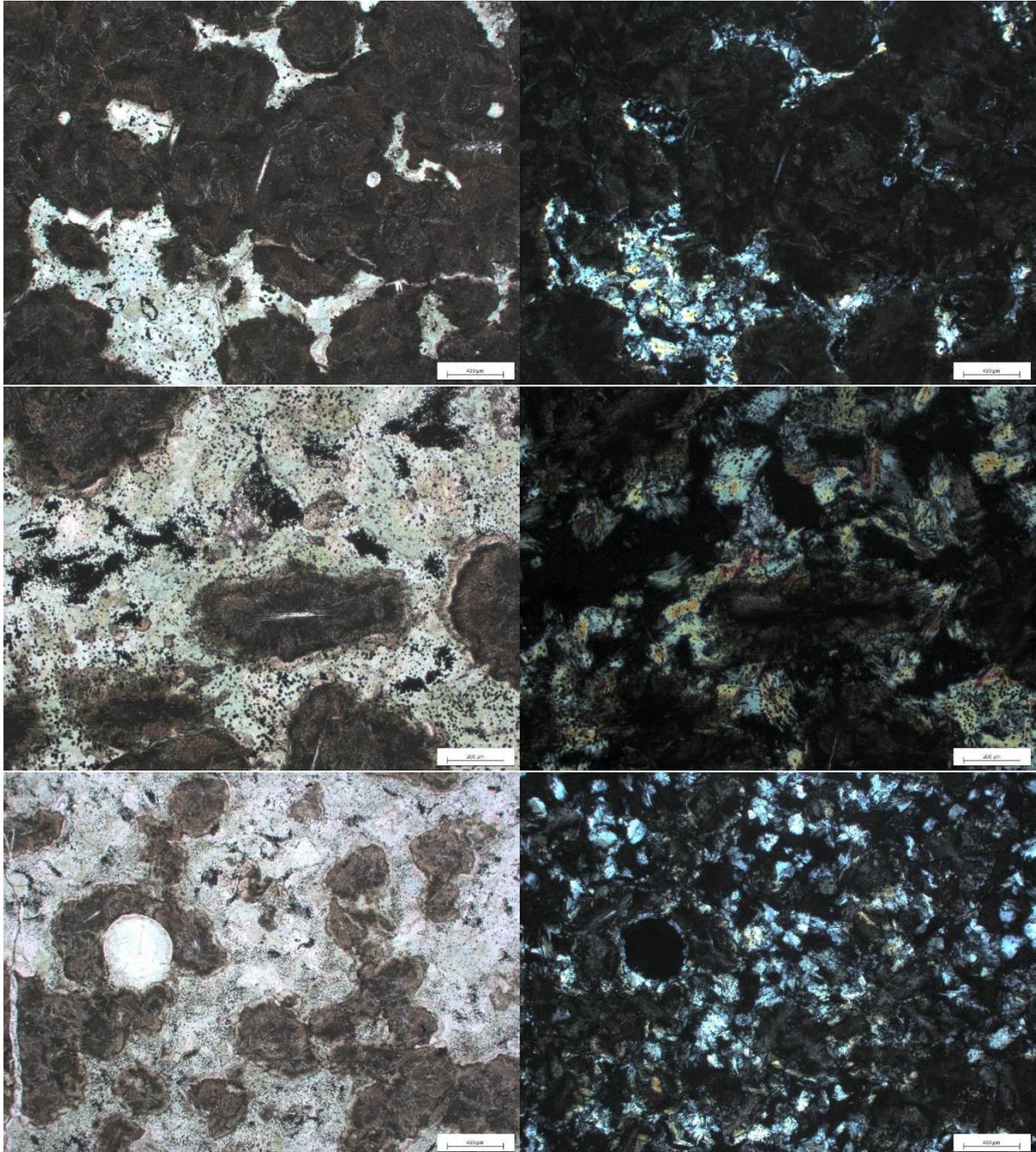


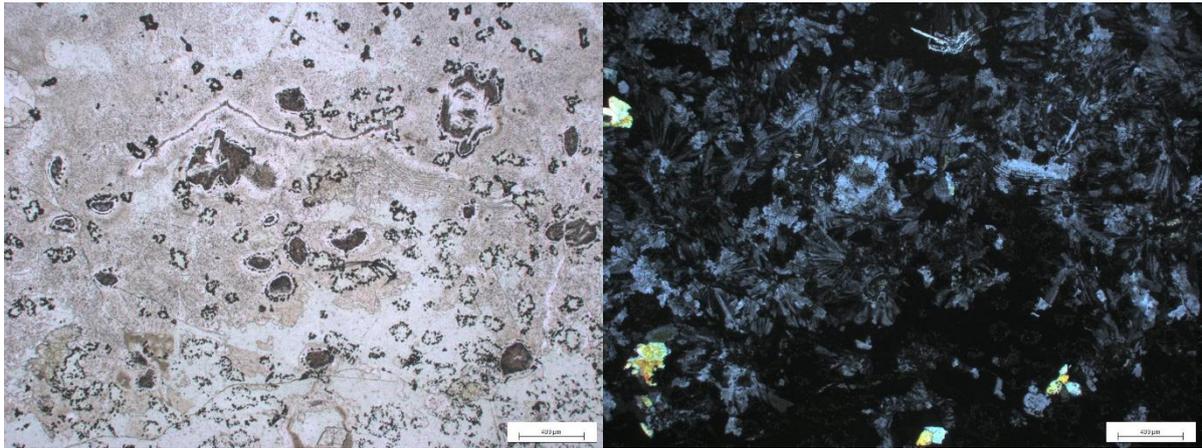
Vues en LPNA (gauche) et LPA (droite) montrant la structure interne des varioles associant une zone interne et une zone externe, toutes deux cryptocristallines et de teinte brune, parfois ponctuées d'amygdales chloriteuses (minuscule rond blanc sur photo 1) ou de phénocristaux magmatiques (formes géométriques blanches sur photo 3). Entre les varioles, la matrice verdâtre associe chlorite et feldspath. Des veines recoupant l'ensemble sont comblées par des minéraux aciculaires (photos 5 et 6).

Une étude très détaillée à la microsonde électronique a été menée sur cet échantillon (Gaspard, 2013) qui a révélé que les varioles y avaient une composition strictement comparable à celle d'une albitite. Ce résultat accréditait l'hypothèse d'une origine magmatique des varioles, interprétées comme des « bulles » de magma acide injectées mécaniquement dans un magma basique (matériau vert).

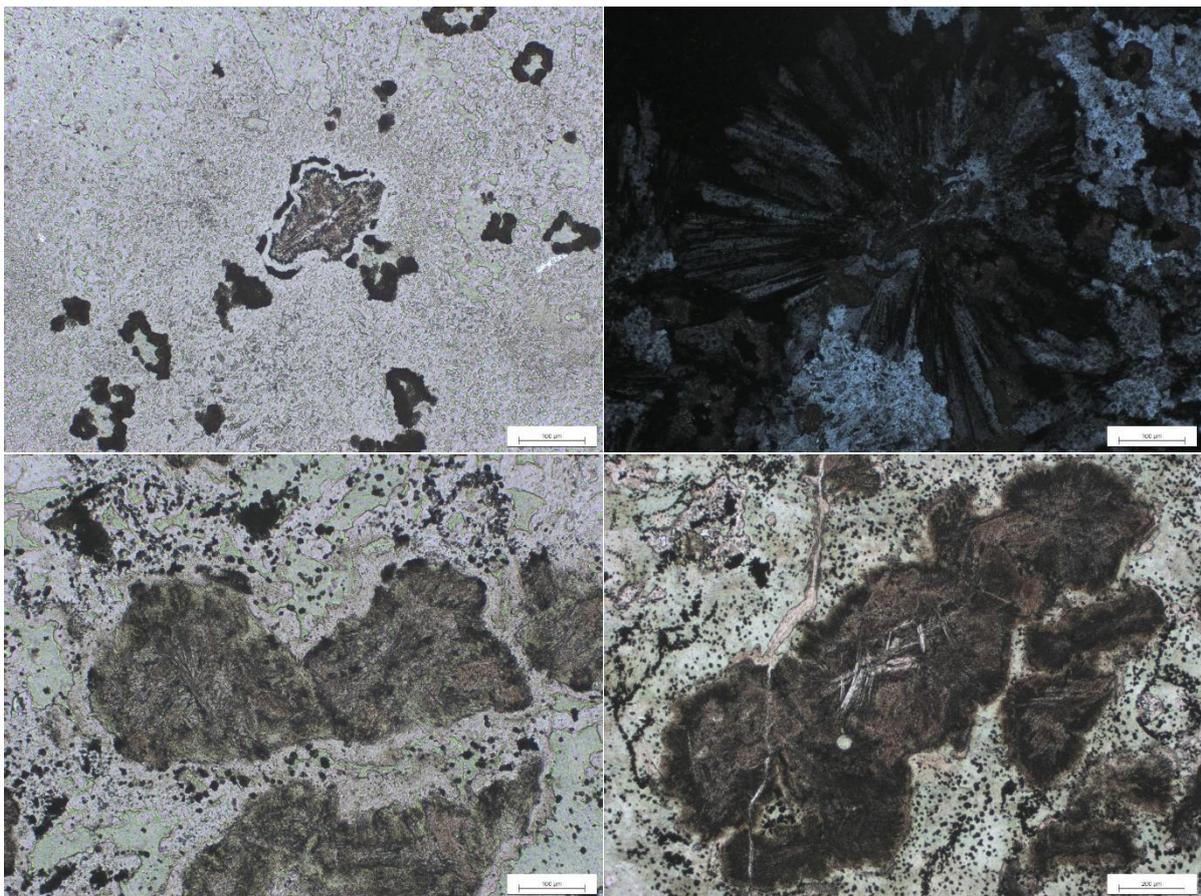
*Une étude ultérieure (Tritant, 2018) a montré que les varioles pouvaient avoir des compositions variées, mais toujours compatibles avec une origine magmatique, suggérant qu'elles pouvaient se former dès que deux magmas de compositions différentes se trouvaient au contact l'un de l'autre.*

*Considérant la variabilité des faciès, il n'est néanmoins pas certain que les varioles soient le produit d'un processus unique. Les photos qui suivent montrent des textures un peu différentes des précédentes, dans une roche d'une même composition basaltique.*





*De la photo 1 à la photo 8, les vues (LPNA à gauche et LPA à droite) passent de la zone la plus riche à la zone la plus pauvre en varioles. Celles-ci se présentent toujours comme des masses brunes à texture fibroradiée mais de forme moins régulières que dans l'exemple précédent. La matrice est par contre assez semblable, microcristalline et essentiellement constituée de feldspath et chlorite*



*Ces photos montrent différents aspects pris par les varioles dans un même échantillon. Les photos 1 et 2 semblent illustrer le stade initial de constitution de varioles formées in situ dans le magma basaltique. Les photos 3 et 4 suggèrent un processus d'agrégation. Les varioles sur la photo 3 présentent une couronne de feldspath.*

### Brèches basaltiques

Les faciès bréchiques sont très fréquents au sein de la série basaltique. Généralement dénommés « hyaloclastites » (dépôt volcanique formé par l'intrusion ou l'épanchement de magma dans l'eau, la glace ou des sédiments saturés en eau et caractérisés par l'abondance de fragments vitreux [« hyalins »]), ils n'ont pas fait l'objet d'études détaillées permettant d'en affiner la typologie. Très abondants mais non distingués sur la carte régulière au 1/50 000 (Barféty *et al.*, 1995), ils apparaissent néanmoins sur une carte de plus grande échelle (1/25 000) publiée ultérieurement 10 ans plus tard (Chalot-Prat, 2005). Les hyaloclastites sont souvent considérées comme le matériau bréchi que constituant la matrice occupant les espaces entre les pillow lavas ou des épisodes volcaniques particuliers s'intercalant entre les coulées à pillows. Les photos qui suivent montrent leur variété d'aspect à l'échelle de l'affleurement que confirme leur étude en lame mince. En particulier, se pose la question de l'unicité ou la multiplicité du (des ?) magma(s ?) qui les composent. À l'évidence, la deuxième proposition est souvent la plus probable.



*Brèches basaltiques de différents types associant des matériaux de textures et/ou teintes différentes. Sur la photo 1, les deux matériaux sont de même teinte, mais l'un constitue un fond microcristallin et l'autre des fragments anguleux aphyriques. Sur les photos 2 et 3, les fragments sont gris et finement cristallisés tandis que le fond à un aspect microgrenu et une teinte verte. Sur la photo 4 et celles qui suivent, la roche à un aspect très hétérogène avec coexistence de fragments homogènes, de zones variolitiques et structures concentriques plus ou moins fragmentées*

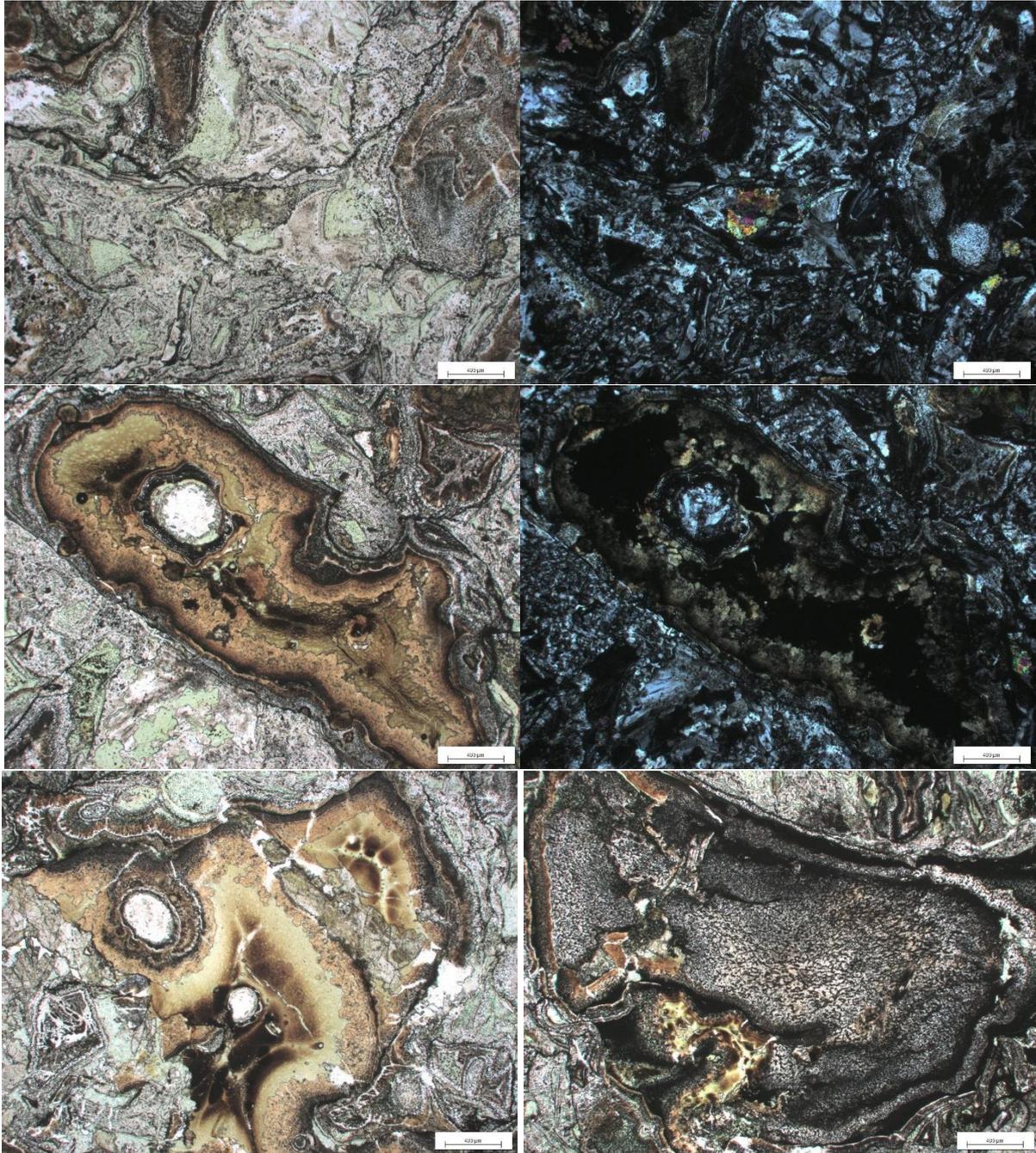


*Autres exemples de brèches impliquant le faciès variolitique*

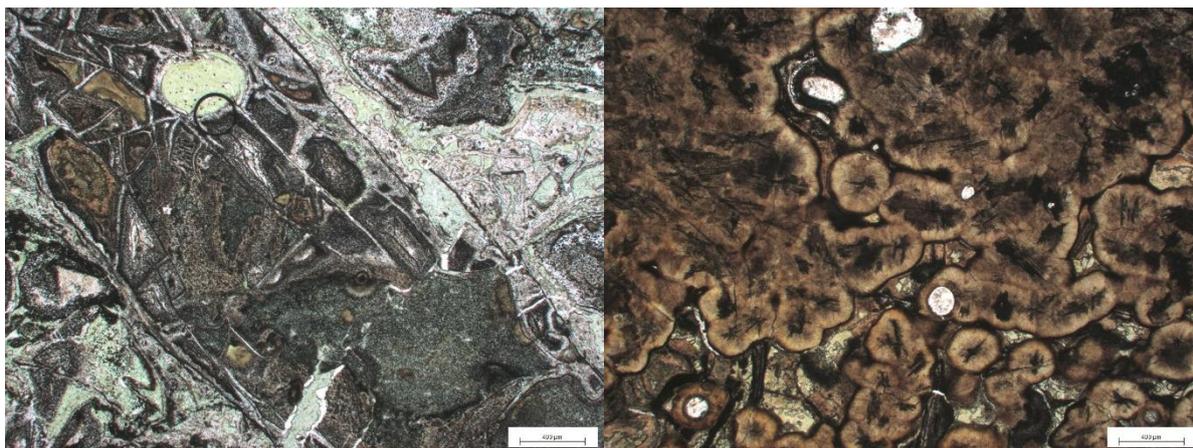
A l'œil nu, un échantillon étudié en lame mince présente une texture d'aspect hétérogène, mais sans indice d'un caractère polygénique des éléments constitutifs. Ce cas correspond mieux à la définition d'une hyaloclastite, brèche dont les fragments sont issus d'un même magma mais cristallisés dans des conditions différentes.



*L'observation en **lame mince** confirme la nature bréchique de cette lave. Le fond (matrice) est constitué de plagioclases associés à de la chlorite (parfois en pseudomorphose d'anciens minéraux), de tous petits oxydes de fer arrondis, ainsi qu'à quelques cristaux d'épidote. Cette matrice est ponctuée de fragments d'aspect varié, mais sans indice visible de l'intervention de magmas différents : 1/ fragments (écharde) vitreux de couleur marron (verre recristallisé) ; 2/ fragments de lave microcristalline grise. En revanche certains fragments pourraient être « exotiques » : 1/ fragments de roche microgrenue acide ; 2/ fragments de lave variolitique.*



*Vues en LPNA (gauche) et LPA (droite) montrant la texture complexe de la matrice, par ailleurs recristallisée à basse température (association de feldspath secondaire, chlorite et épidote) (photos 1 et 2), et la présence de fragments de laves plus ou moins vitreux de teinte brune à grise*



Fragments d'origine probablement exotique présents dans la lave bréchique : 1/ roche acide microgrenue (gauche), 2/ lave variolitique.

### C – La couverture crétacée liguro-piémontaise (Ensemble de la Replatte – Lago Nero)

La couverture liguro-piémontaise, telle que définie par Barféty *et al.* (1995) sur le territoire de la feuille Briançon comprend une série sédimentaire s'étendant du Jurassique moyen/supérieur au Crétacé supérieur (fig. 1). Nous ne considérons ici que sa section crétacée, les termes de base, d'âge jurassique moyen à supérieur (marbres et radiolarites), ayant été décrits dans la première partie de cet atlas. L'ensemble, considéré comme la couverture sédimentaire de l'océan liguro-piémontais, regroupe toutes les formations situées à l'est de la marge briançonnaise, dont les Schistes lustrés (fig. 1 et 2). Ceux-ci constituent toutefois une unité propre, au métamorphisme de très haute pression, et sur laquelle les formations des secteurs de la Replatte (France) et Lago Nero (Italie) ont été (rétro)charriés (fig. 4). La présente section ne considère que les terrains crétacés directement adjacents à l'ophiolite du Chenaillet et sur lesquels elle aurait été charriée (fig. 4), les Schistes lustrés étant décrits plus loin.

Une caractéristique générale de ces terrains est de présenter une déformation intense, sous forme de plis couchés à isoclinaux dont l'exemple emblématique est la tête de pli affectant la base de la série à proximité de la Cabane des Douaniers. Venant de l'ophiolite, ce pli marque en quelque sorte « l'entrée » dans ces formations sédimentaires dont le parcours en montant vers le fort du Gondran (fig. 1) va révéler toute la complexité structurale.



*Exemples de plissements affectant la section crétacée de la couverture liguro-piémontaise (secteurs du Gondran et de Montgenèvre). Sur la photo 1, tête de pli couché affectant les calcaires siliceux de la formation de la Replatte près de la Cabane des Douaniers. Sur les photos 2 à 4, plissements affectant les « black shales », flyschs du Gondran et alternances schisto-carbonatés du secteur de Montgenèvre*

La structuration intense des formations crétacées implique l'existence d'une très nette « discordance » structurale avec l'ophiolite, fournissant un argument important à l'appui d'un contact anormal entre les deux unités. De même, la présence d'amphibole bleue dans la couverture sédimentaire suggérait une possible « discordance » métamorphique, mais le fait que l'amphibole soit de la magnésio-riebeckite et non de la glaucophane (cf. *supra*) oblitère l'argument.

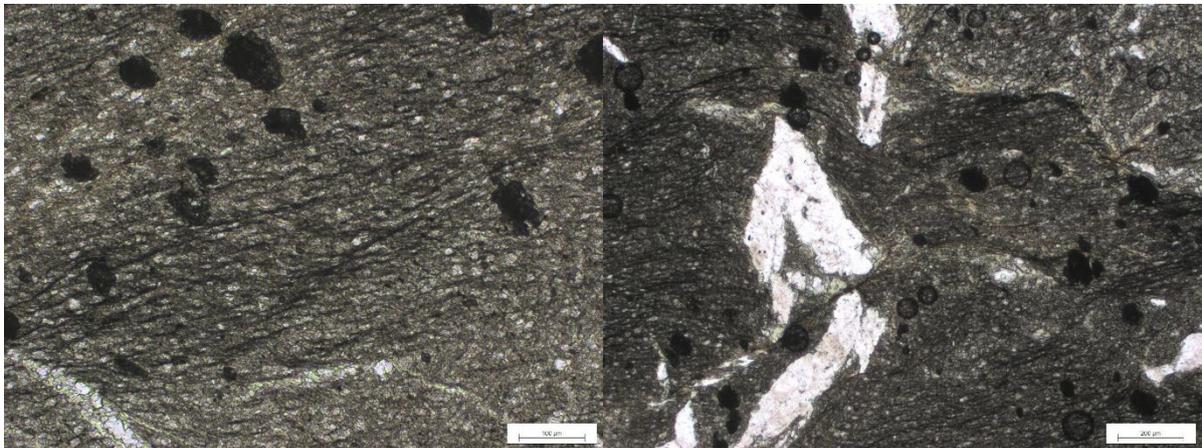
Quatre entités sédimentaires d'âge crétacé sont cartographiées à l'ouest de l'ophiolite (fig. 1) : 1/ la formation de la Replatte (nC), rapportée au Crétacé inférieur et associant des calcaires et des schistes noirs ; 2/ des « black shales » non carbonatés et grès, succédant à un horizon détritique grossier et rapportés au Crétacé moyen ; 3/ des alternances séquencées (flysch) calcaro-gréseuses initialement apparentées au Flysch à helmintoïdes de la nappe de Parpaillon (Lemoine, 1969) et d'âge supposé crétacé supérieur.

## Formation de la Replatte

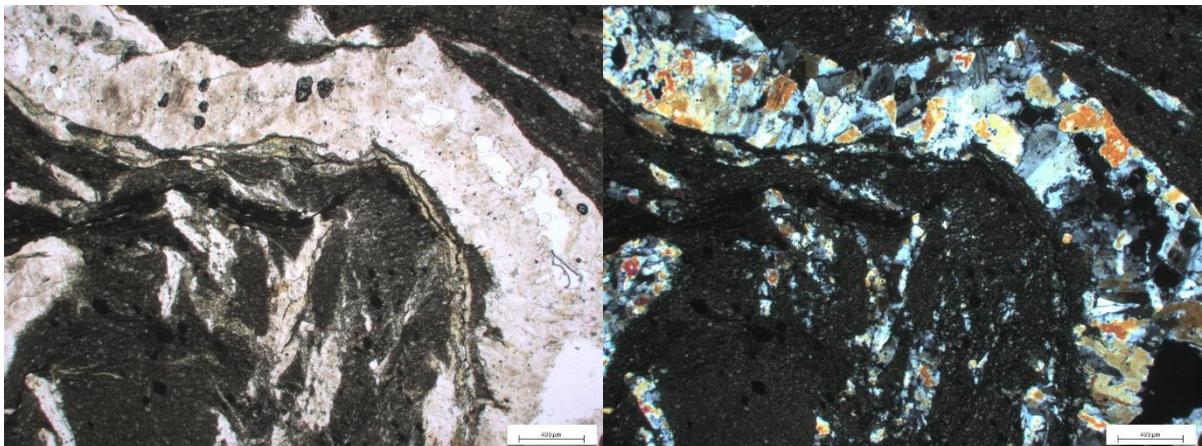
### Schistes noirs

Au sein de la formation de la Replatte, les schistes noirs forment des niveaux continus alternant avec des bancs ou boules de carbonate. Les schistes eux-mêmes sont non carbonatés et, à l'est de l'ophiolite, en direction du col de Bousson (fig. 1), des affleurements y exposent des enclaves de roches basiques (dolérites) et ultrabasiques, dont une est décrite plus loin. Les échantillons de schistes étudiés en lame mince ont été prélevés à l'ouest (Cabane des Douaniers) et à l'est (chemin du col de Bousson) du massif ophiolitique (fig. 1).

*Dans le secteur de la Cabane des Douaniers (station CH52), l'étude en **lame mince** met en évidence une roche essentiellement micacée (séricitoschiste), à grain très très fin, parsemée de granules de minéraux opaques, de tout petits cristaux de quartz et de très fins niveaux noirs (matière organique ?). Ces niveaux sont de bons marqueurs de la déformation, soulignant localement son caractère polyphasé. Ce schiste est recoupé par un important réseau de veines, plus ou moins épaisses et fréquemment plissées, associant quartz, feldspath et, localement, chlorite.*

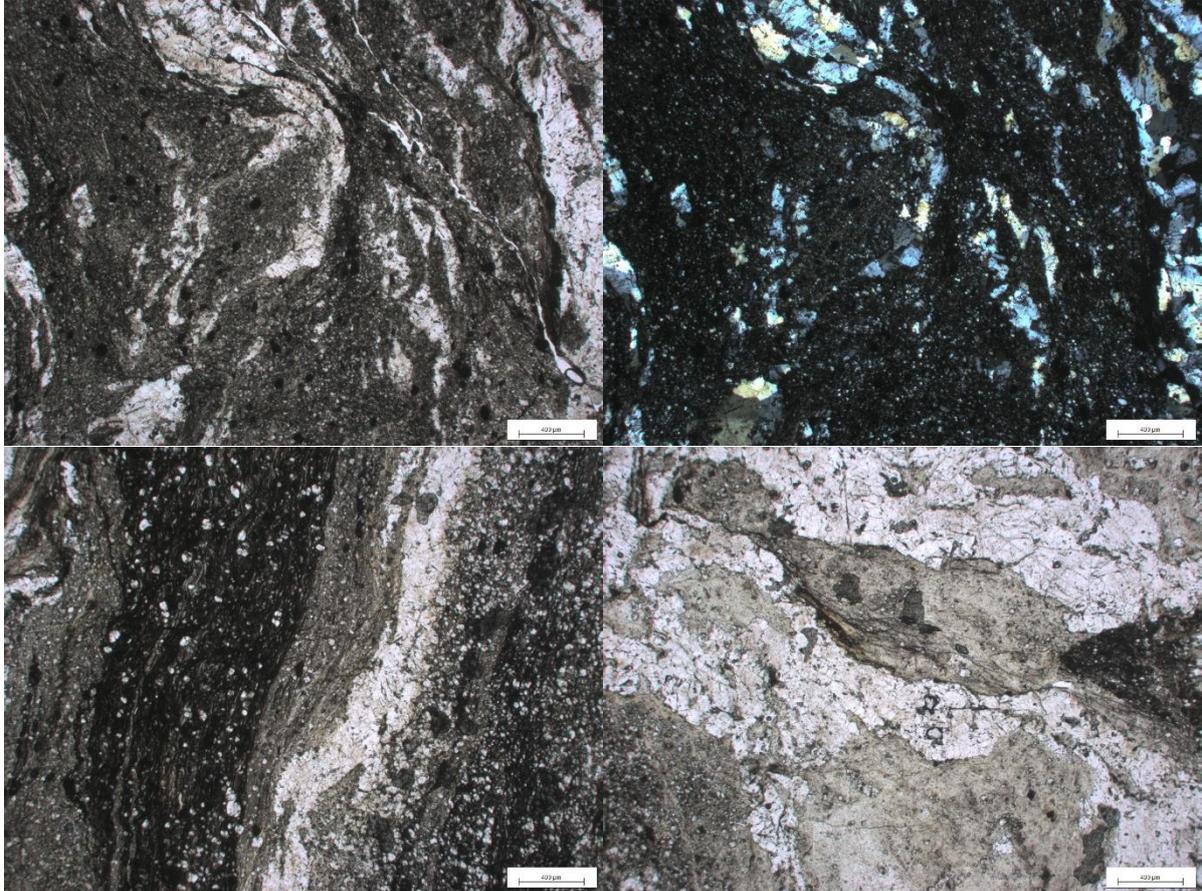


*Vue générale (LPNA) d'un schiste noir non carbonaté du secteur de la Cabane des Douaniers montrant la finesse de son grain et la superposition de phases de déformation au sein de fins niveaux noirs. Dans le bas, de fines veines associent quartz et chlorite (amas verdâtres). Sur la photo de droite, la veine discontinue blanche est essentiellement quartzreuse. De fins amas verdâtres dans la matrice sombre correspondent à de la chlorite.*



*Vues (LPNA et LPA) d'une veine quartzo-feldspathique plissée passant vers l'intérieur à une fine veinule de chlorite verte*

Un autre échantillon du secteur de la Replatte (station CH551), très comparable au précédent, présente des lits feldspathiques d'apparence sédimentaire. À ceux-ci sont associés quelques cristaux de carbonate et des amas de chlorite.



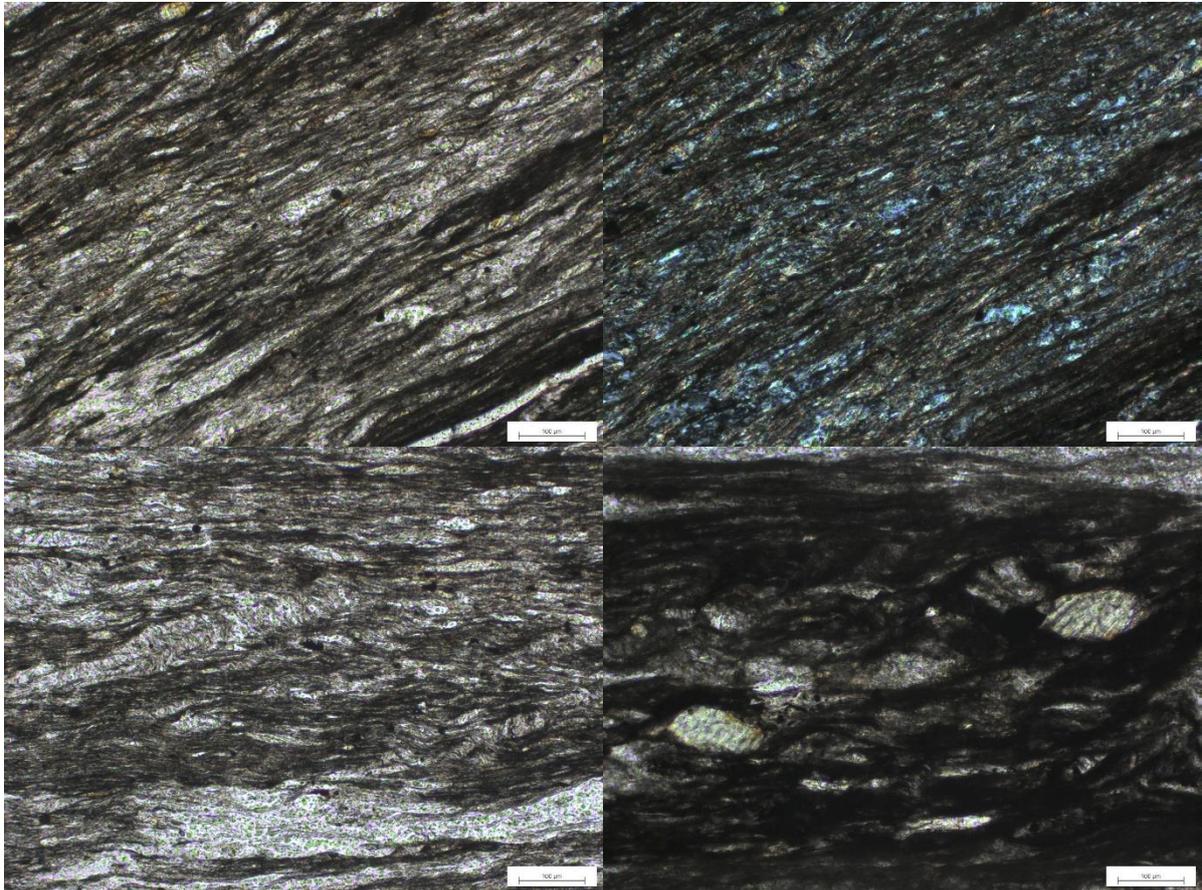
Vues montrant l'aspect général du schiste noir de la Replatte avec intercalation de lits feldspathiques (niveaux blancs) dans une matrice micacée très fine et plus ou moins chargée en produits noirs (matière organique ?) (photos 1 à 3 dont une [3] en LPA). La photo 4 montre le détail d'une veine feldspathique avec intercalation de plages chloriteuses verdâtres.

Une analyse géochimique a permis de mesurer une teneur en carbone non négligeable (C = 0,69%), sans doute attribuable à la présence de matière organique.

N_Ech	CH551A
SiO <sub>2</sub> (%)	42,61
TiO <sub>2</sub>	0,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	10,04
MnO	0,2
MgO	11,75
CaO	2,33
Na <sub>2</sub> O	3,65
K <sub>2</sub> O	1,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14
PF	7,78
Total	99,43
C	0,69

N_Ech	CH551A
La	64,8
Ce	116,5
Pr	13,65
Nd	52,4
Sm	9,64
Eu	1,33
Gd	7,31
Tb	1,04
Dy	5,76
Ho	1,18
Er	3,09
Tm	0,45
Yb	3,15
Lu	0,46

Un schiste de teinte grise a été échantillonné dans la montée au col de Bousson (station BRI0028). Comme les précédents, cette roche est un schiste fait de l'alternance de lits à minuscules lamelles de mica blanc, de lits argileux noirs (matière organique ?) et de lits à quartz  $\pm$  carbonate. Les structures témoignent d'intenses cisaillements tectoniques, par contre, le seul minéral métamorphique visible est une chlorite, parfois moulée par la schistosité.



Vue générale montrant l'alternance de niveaux discontinus plus ou moins riches en quartz, micas ou matière organique (photos 1 et 2, LPNA et LPA) et vues de détail montrant la superposition de plans de schistosité et cisaillement induits par l'intense déformation (photo 3, LPNA) et la présence de « flaques » de chlorite ovoïdes verdâtres dans une zone riche en matière organique (photo 4, LPNA).

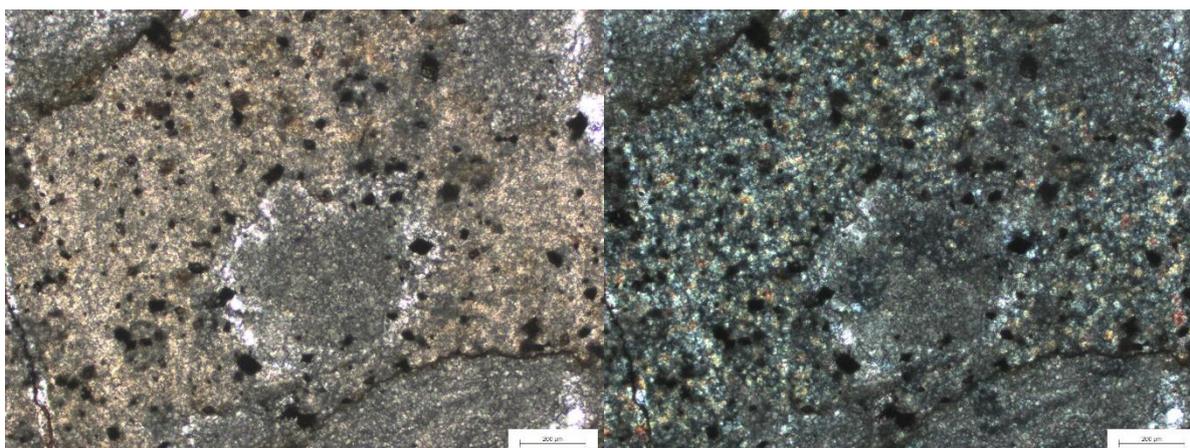
### Carbonates

Dans le secteur de la Cabane des Douaniers, les carbonates de la formation de la Replatte se présentent souvent en boules (boudins tectoniques ?) encaissées dans les schistes noirs. Ils forment également des bancs dans lesquels Barféty *et al.* (1995) notaient la présence d'une « sorte de trame siliceuse brunâtre, à maille millimétrique, mise en relief par l'altération, et qui passe vers les épontes des bancs à des croûtes siliceuses verdâtres d'épaisseur centimétrique à millimétrique ». Ces structures sont très caractéristiques de ces carbonates et sont considérées par Barféty *et al.* (1995), comme une conséquence du métamorphisme (« réorganisation de la matière »).

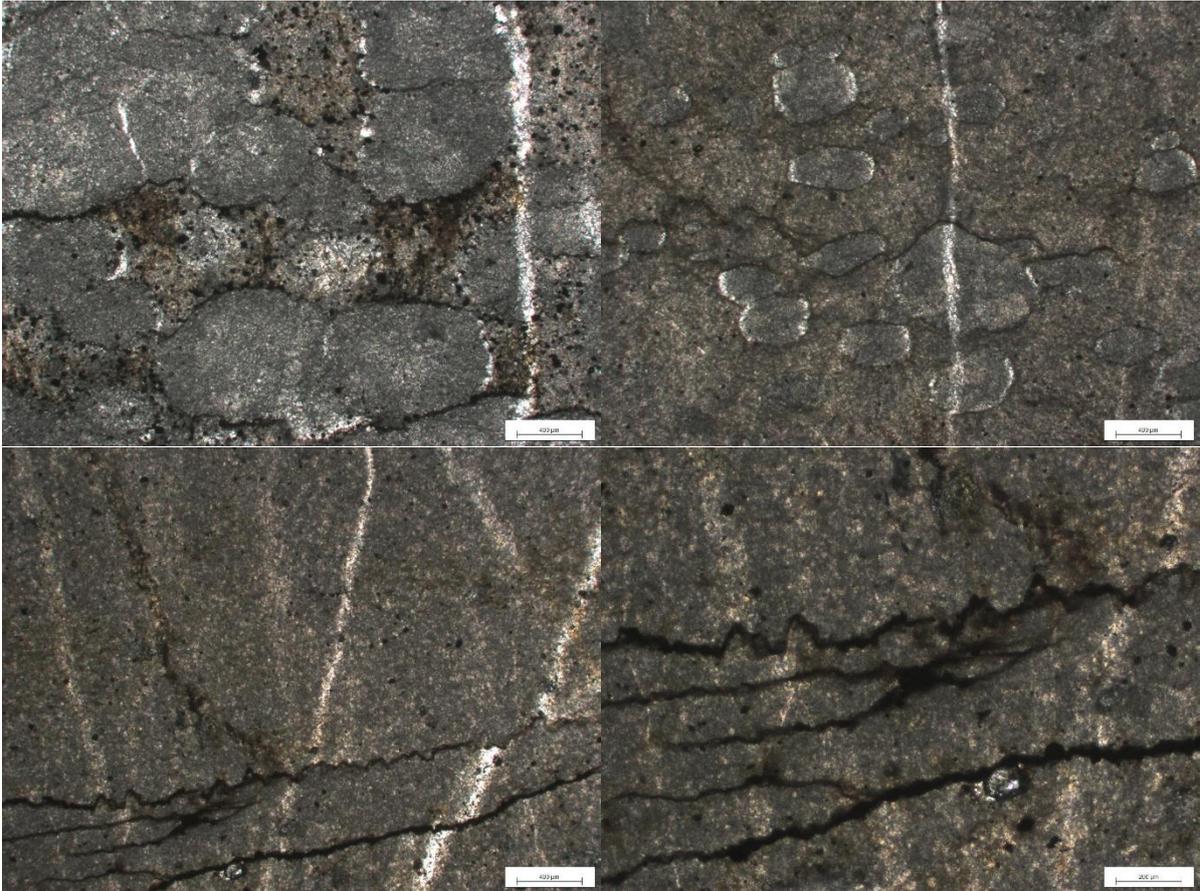


*Vues de la formation de la Replatte montrant une boule de carbonate gris (gauche) et un banc de carbonate avec sa structure finement maillée (ou « mamelonnée ») et sa croûte siliceuse verdâtre à l'éponte (station CH550).*

*L'observation en **lame mince** permet de détailler les modalités du passage du faciès carbonaté au faciès siliceux dans les bancs calcaires et de préciser la structure du débit maillé (station CH550).*



*Ces vues prises vers la périphérie montrent la trame silico-carbonatée (matériau beigeâtre) très fine constituant l'essentiel de la frange périphérique verdâtre, ponctuée de grains d'oxydes et ceinturant des petites « billes » exclusivement carbonatées.*



*Vers l'intérieur des bancs, les billes de carbonate, nettement aplaties, deviennent de plus en plus abondantes (photo 1) jusqu'à devenir quasi-jointives, puis elles se rarifient tandis que la matrice devient strictement carbonatée (photo 2). Les niveaux brunâtres souvent en « dents de scie » ou « stylolithes » (photos 3 et 4), sont des figures de compression. Elles moulent localement les billes carbonatées (photo 2) et la cohérence entre direction des stylolithes et aplatissement des billes suggère que celles-ci se seraient formées avant la compaction à l'origine des stylolithes. Noter également que ces joints décalent des veinules carbonatées (photo 3) qui seraient donc antérieures.*

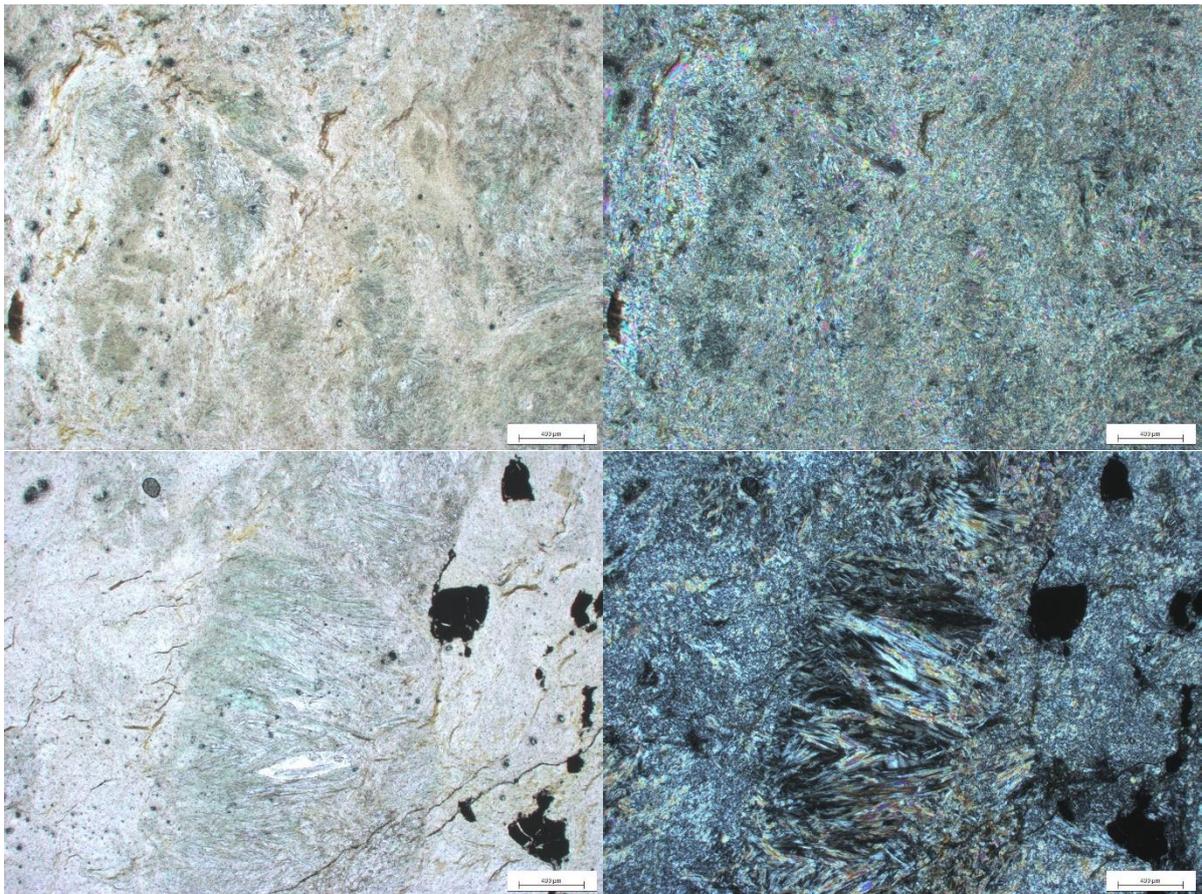
#### *Enclave de roche ultramafique*

En montant vers le col de Bousson, à l'est de l'ophiolite (fig. 1), des affleurements exposent des pointements de roches mafiques isolées au sein des schistes et carbonates de la formation de la Replatte. Des dolérites sont souvent bien reconnaissables, ainsi qu'une roche très sombre évoquant une serpentinite. Ce faciès (station BRI0019) a été étudié en lame mince.

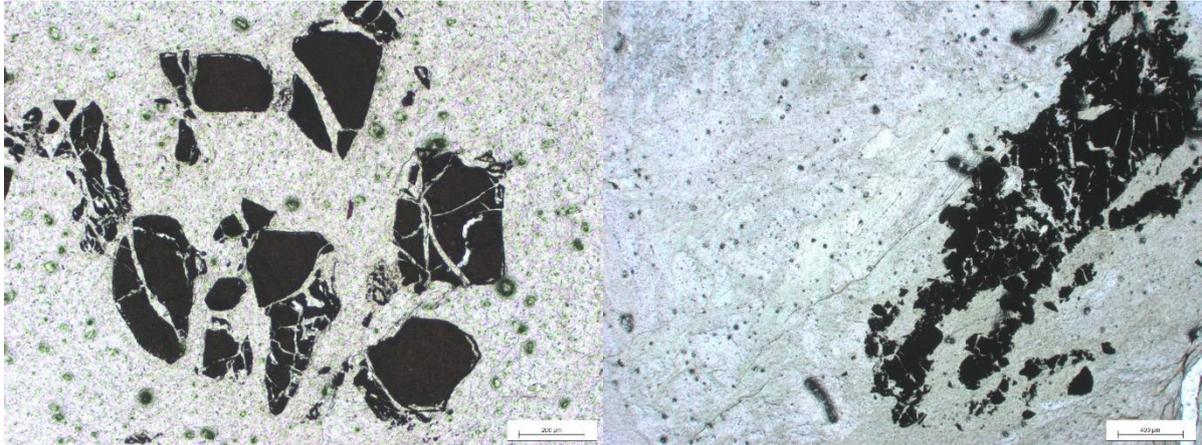


*Pointements de dolérite (gauche) et ultrabasite (droite) dans les schistes et calcaires de la Replatte.*

*L'observation en **lame mince** confirme le caractère ultramafique de la roche. Celle-ci est essentiellement constituée d'une « matrice » cryptocristalline de serpentine enserrant de nombreux amas de trémolite très fibreuse, aciculaire et asbestiforme. Localement s'observent des amas chloriteux, parfois sous forme de veines ou, plus rarement, en pseudomorphose d'anciens minéraux. Du spinelle rougeâtre et très foncé (chromite) est localement abondant, sous forme de cristaux ovoïdes ou sub-automorphes, et toujours fracturés.*



*Vue générale montrant la matrice serpentineuse en LPNA (photo 1) et LPA (photo 2). Au sein de cette matrice s'individualise des plages de trémolite asbestiforme (centre, photo 3 et 4, LPNA et LPA).*



*Cristaux de chromite fracturés (gauche, LPNA) et amas de chlorite vert pâle ceinturant une accumulation de granules opaques.*

*Les minéraux observés (serpentine, trémolite, chromite) témoignent d'une composition très mafique, probablement péridotitique. La présence de trémolite (amphibole calcique) pourrait traduire un remplacement partiel de la serpentine initiale par interaction avec le calcium de l'encaissant carbonaté.*

#### « Black shales »

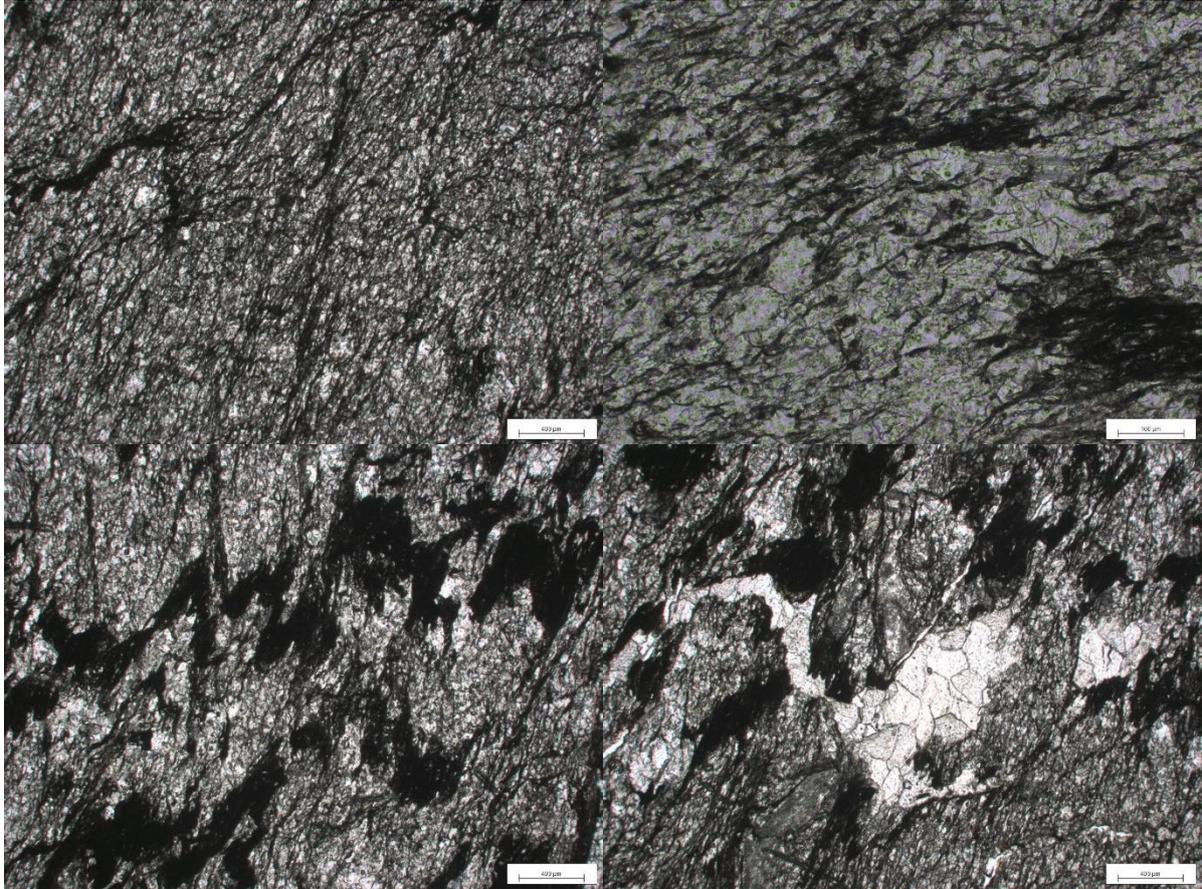
Ces roches de teinte noire, d'aspect charbonneux et intensément déformées, affleurent largement le long des routes militaires parcourant le secteur du Gondran. Une vue à l'affleurement en est présentée au début de la présente section (photo 2). Peu adaptées à l'étude pétrographique du fait de leur grain très fin et leur richesse en matière organique, elles n'ont pas été étudiées en lame mince. Elles présentent localement des intercalations gréseuses et particulièrement à leur base où elles sont distinguées cartographiquement (fig. 1, formation notée cSG). Ces roches sont peu différentes de celles que l'on trouve plus haut associées au Flysch du Gondran, témoignant d'apports sporadiques de matériaux continentaux dans la sédimentation liguro-piémontaise.

#### Flysch du Gondran

##### *Flyschs carbonatés*

Les flyschs carbonatés affleurent à l'est (secteur du col de Bousson) et à l'ouest (secteur du Gondran) de l'ophiolite. Vers le col de Bousson (station BRI0031), il s'agit d'un carbonate gris homogène mais à débit nettement schisteux au contact direct de la formation de la Replatte (Crétacé inférieur) (fig. 1), ce qui implique une lacune des « black shales » et grès du Crétacé moyen.

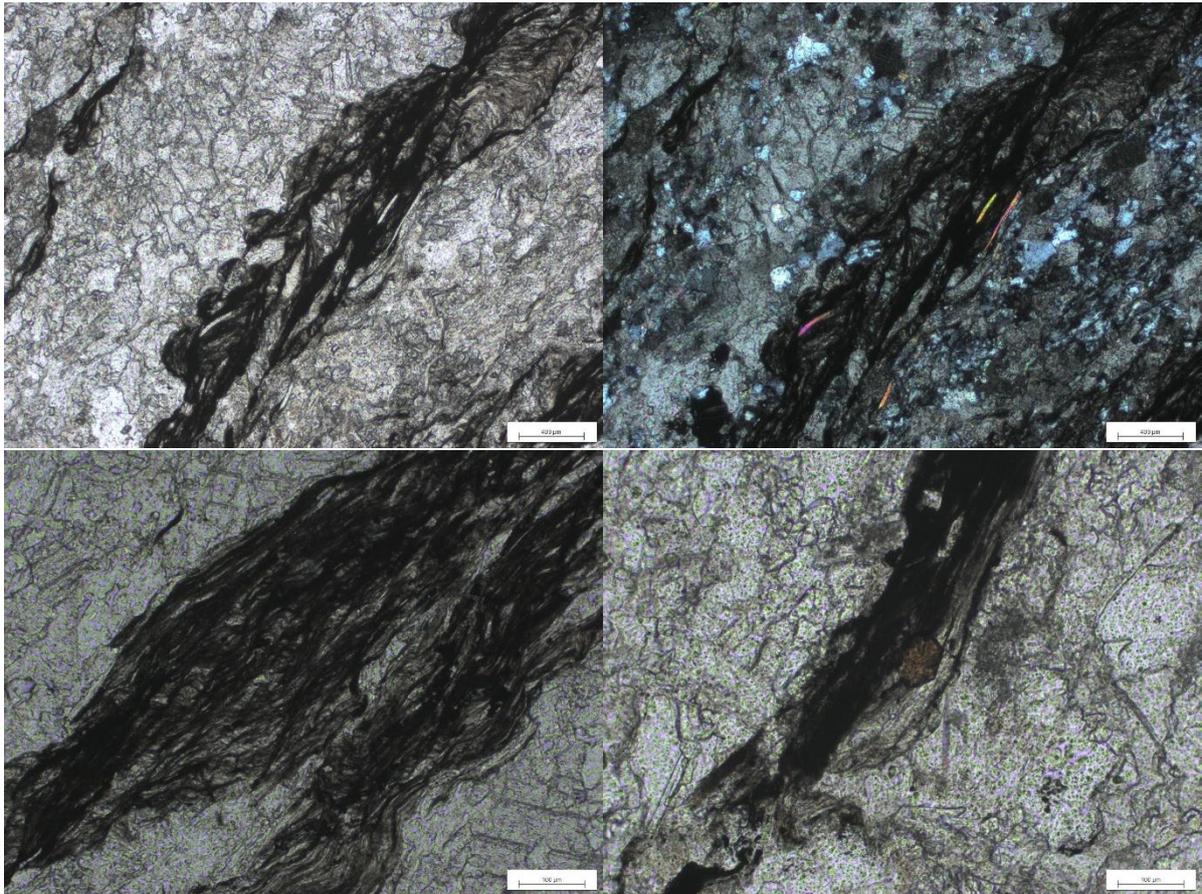
À l'observation en **lame mince**, la roche apparaît essentiellement constituée de petits cristaux de carbonate allongés selon la schistosité et associés à des argiles très sombres, parfois accompagnées de minuscules lamelles de micas blancs, sous forme de niveaux continus ou de liant cimentant les grains de carbonate. Lorsqu'ils sont suffisamment épais, les lits continus révèlent des structures plissées et on peut penser que ce plissement s'est formé à partir des surfaces des strates originelles faisant alterner les niveaux carbonatés et argileux. Comme dans toutes les roches de la série sédimentaire crétacée, le seul minéral métamorphique observé est une chlorite, présente ici à l'état d'accessoire.



*Vue générale (photo 1, LPNA) et de détail (photo 2, LPA) montrant l'imbrication étroite entre carbonates et produits cryptocristallins bruns (pro parte matière organique ?). Vues de détail (LPNA) montrant l'individualisation de niveaux argileux bruns plus épais totalement transposés sous l'effet de plissements (photo 3). Ce plissement affecte également des veines de carbonate (photo 4).*

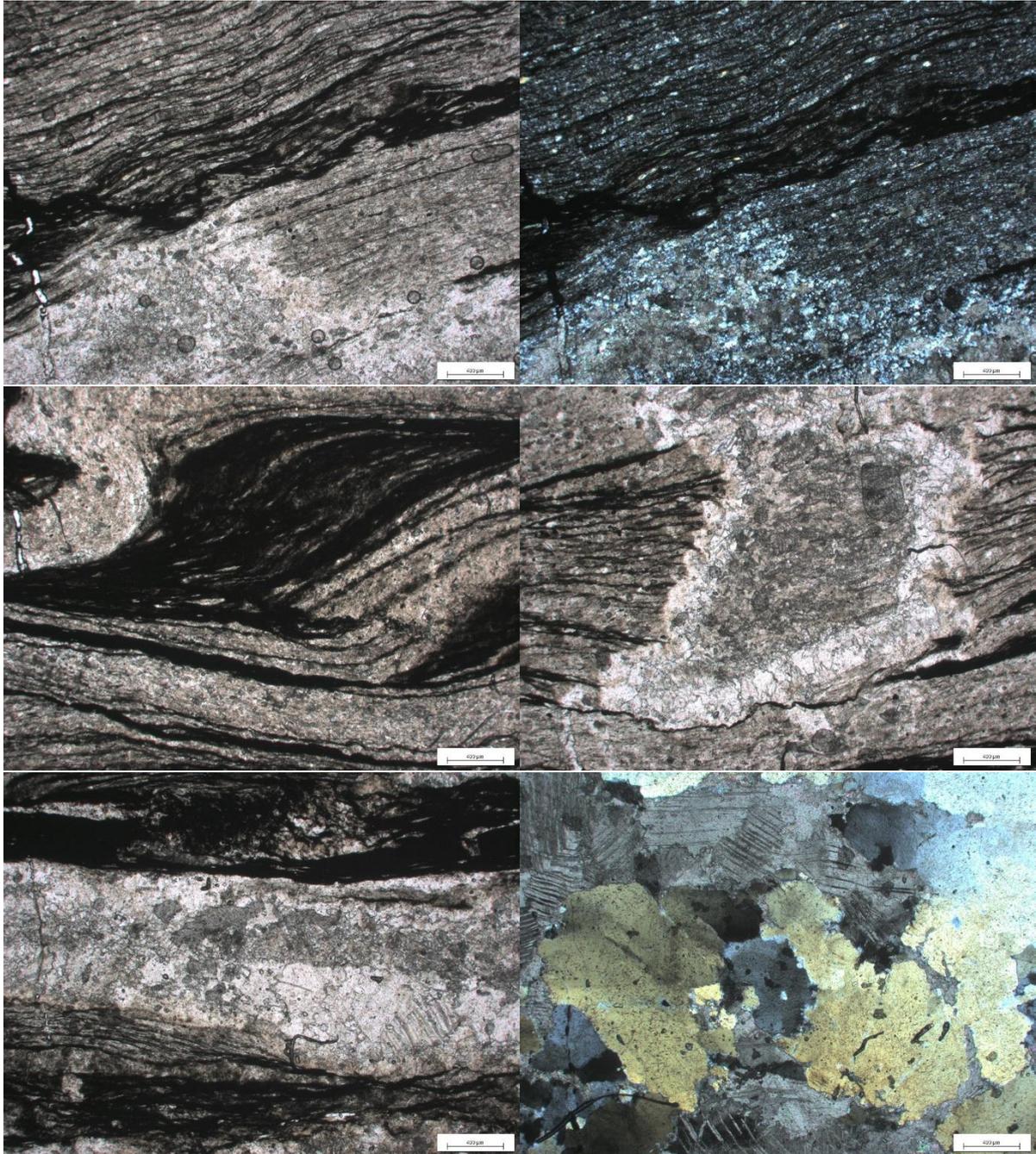
Un affleurement, tout près de Montgenèvre (station BRI0060), permet d'observer le flysch carbonaté sous un faciès de type « calcschiste » intensément plissé, avec alternance de niveaux blancs assez massifs et d'intercalaires schisteux sombres.

À l'observation en **lame mince** ce calcschiste (BRI0060A) apparaît majoritairement constitué de cristaux de carbonate associés à de petits quartz, en cristaux isolés ou amas de tous petits grains associant quelques feldspaths. Les intercalaires schisteux, de teinte sombre et plissés, sont constitués d'argiles sombres (imprégnation de matière organique) associées à de très fines lamelles de mica blanc. L'ensemble est très fortement orienté et ses structures complexes témoignent de la superposition de plusieurs phases de déformation. Çà et là s'observent des grains de tourmaline, sans doute d'origine sédimentaire.



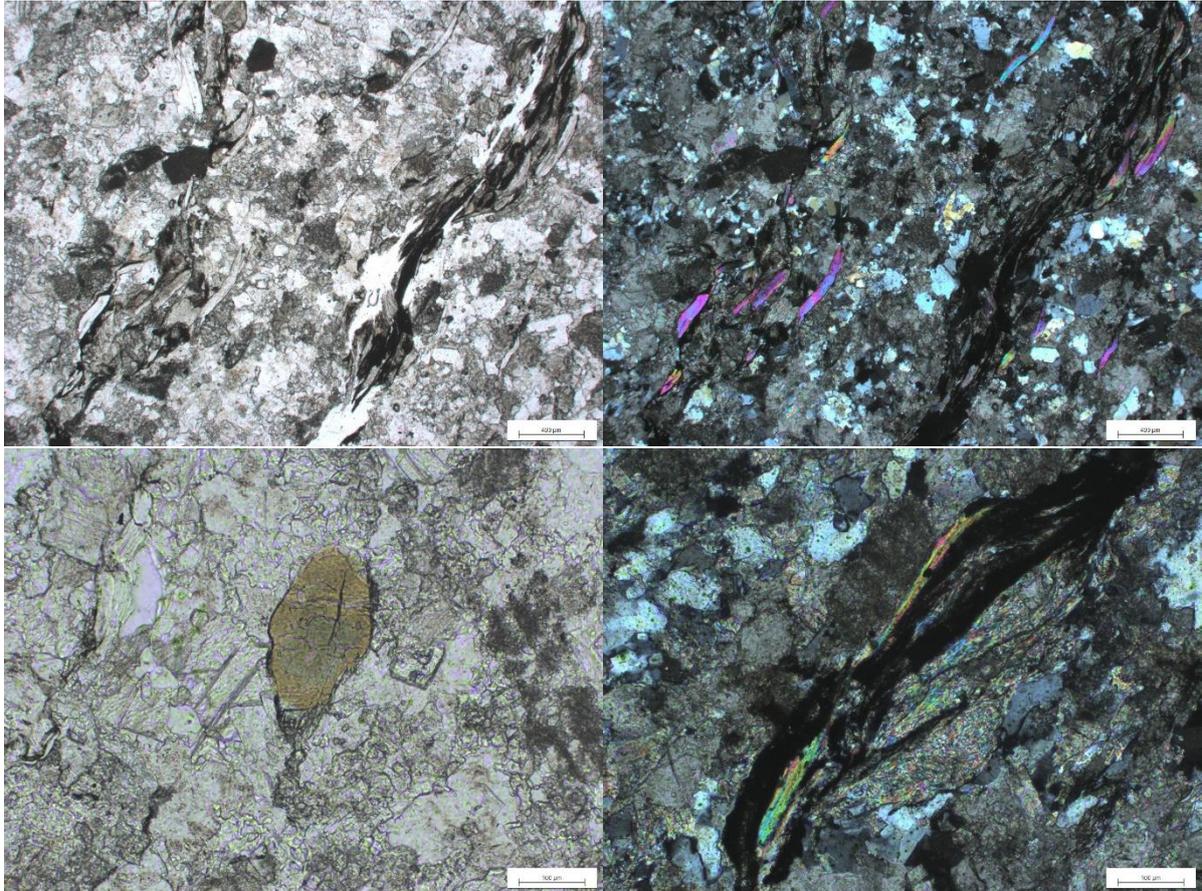
*Vue générale (LPNA photo 1, LPA photo 2) des alternances entre niveaux carbonatés (blancs) et schisteux. Ces derniers sont très finement cristallisés (« argiles ») et imprégnés de matière organique (teinte sombre). En LPA, des paillettes de micas blancs d'origine sans doute sédimentaire se distinguent par des teintes vives. Vues de détail (photos 3 et 4) mettant en évidence : 1/ la complexité des résilles argileuses des niveaux schisteux (photo 3), 2/ la présence de tourmaline sans doute sédimentaire (hexagone marron, centre) (photo 4).*

*Sur le même affleurement, un niveau de schiste assez épais recoupé par une veine de carbonate a également pu être échantillonné. L'observation en **lame mince** révèle une roche constituée de fins niveaux argileux sombres, parallèles les uns aux autres et fortement plissés, alternant avec des niveaux de quartz et carbonate en tout petits cristaux. Des veines plus grossières associant carbonates  $\pm$  quartz recoupent les structures ; les cristaux de quartz se concentrent à la périphérie. De la chlorite et des micas blancs s'observent très localement (minéraux « accessoires »). La veine carbonatée bien visible à l'œil nu est constituée de carbonate et quartz dont la taille diminue au contact des zones schisteuses.*



*Vue générale (LPNA photos 1,3,4, LPA photo 2) montrant l'organisation de la roche en lits parallèles de nature et épaisseur variées, fréquemment plissés et avec amas locaux de carbonate et quartz. Des amas (photo 4) et veines (photo 5) tardifs recoupent les structures, révélant une mise en place tardive. En LPA quartz (jaune à gris) et carbonate (moiré) se distinguent par leur teinte (photo 6).*

*Toujours sur le même affleurement, un banc de carbonate sédimentaire se présente comme une mosaïque de cristaux de carbonates dominants, quartz subordonnés, feldspaths accessoires et tourmalines accidentelles. Des micas blancs sont assez fréquents, d'origine sans doute sédimentaire (micas dits « détritiques »). Les niveaux argileux sombres précédents ne forment plus que des amas discontinus, parallèles les uns aux autres.*

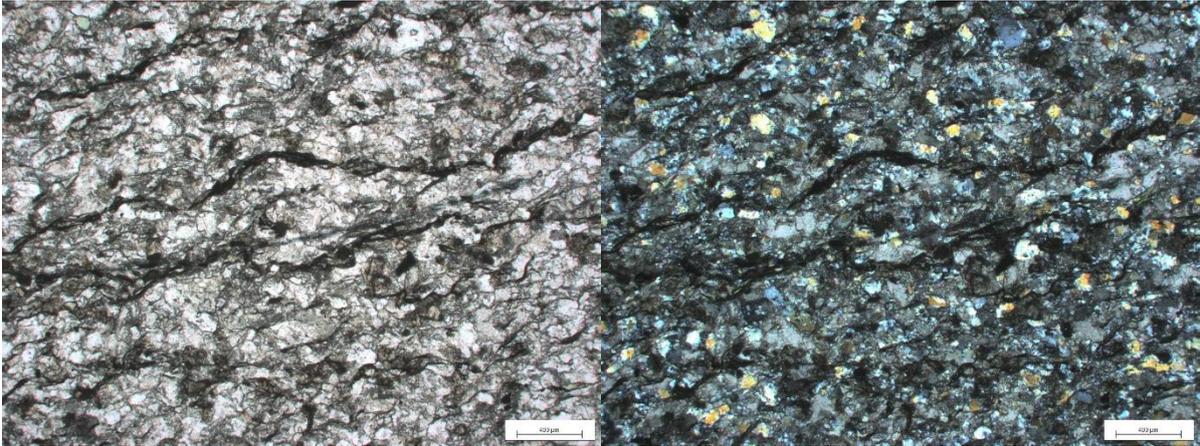


*Vue générale (LPNA photo 1, LPA photo 2) de la mosaïque de carbonates et quartz, ponctuée de micas détritiques (très colorés en LPA) et de quelques tourmalines (photo 3, centre). Les amas d'argiles et micas, disposés en lits dans les roches précédentes, ne constituent ici que des lambeaux discontinus (photo 4).*

#### *Intercalations gréseuses*

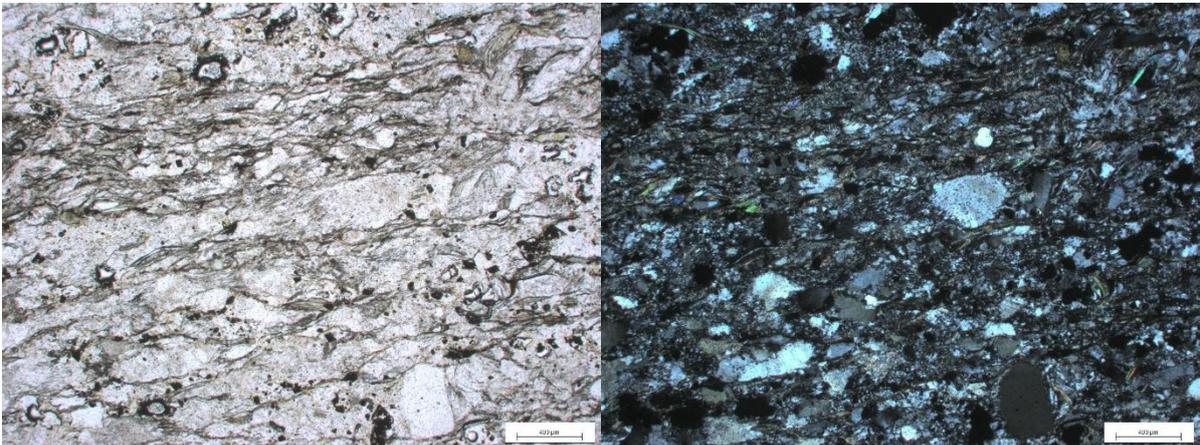
Le Flysch du Gondran est majoritairement carbonaté, mais présente également des intercalations gréseuses d'origine détritique (roches dites « silico-clastiques »), non distinguées sur la carte géologique, mais où Barféty *et al.* (1995) mentionnent des « fragments de socle cristallin ». Ceux-ci sont très rares mais potentiellement importants car témoignant d'apports continentaux dans la sédimentation post-ophiolitique. Ces grès ont été échantillonnés sur les pentes nord du secteur du Gondran (fig. 1) : l'un (station BRI0087) est intermédiaire entre carbonate et grès (schiste calcaro-gréseux), l'autre est franchement gréseux (station BRI0088).

*À l'observation en lame mince, le schiste calcaro-gréseux (station BRI0087) apparaît majoritairement constitué de cristaux de carbonate, quartz, en individus isolés ou sous forme d'amas de tout petits grains, et rares feldspaths. Des niveaux sombres, parallèles les uns aux autres et légèrement plissotés, représentent des intercalations argileuses et confèrent à la roche son débit schisteux. Aux argiles sont associées de très fines lamelles de mica blanc. Tourmaline et chlorite sont des minéraux accessoires.*

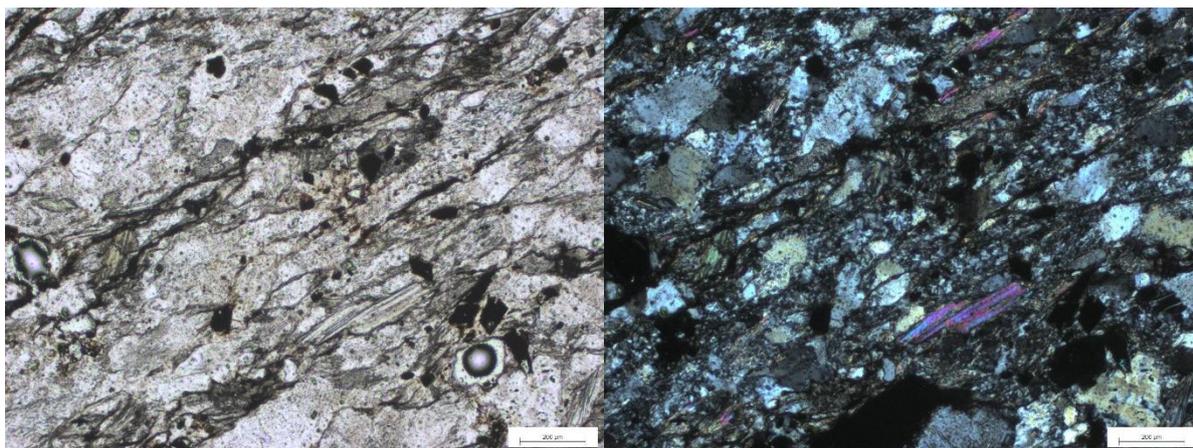


*Vue générale (LPNA photo 1, LPA photo 2) montrant l'association de carbonates et quartz dans la matrice et la présence d'intercalations argileuses brunes (matière organique ?) plus ou moins continues et plissotées imprimant à la roche son débit schisteux.*

*À l'observation en **lame mince**, le grès micacé apparaît essentiellement constitué de cristaux de quartz de différentes tailles et de quelques feldspaths, le tout associé à de nombreux et fins niveaux d'argiles et ponctué de lamelles de micas blancs orientées. Les minéraux accessoires sont la tourmaline, la chlorite et la biotite. Cette roche représente le pôle purement silico-clastique de la sédimentation qui implique qu'elle s'alimentait ponctuellement de débris de roches quartzo-feldspathiques d'affinité probablement continentale qu'océanique.*



*Vue générale (LPNA photo 1, LPA photo 2) montrant la prédominance de quartz de taille variable entre lesquels s'intercalent de fins niveaux argileux sombres conférant à la roche son débit schisteux.*

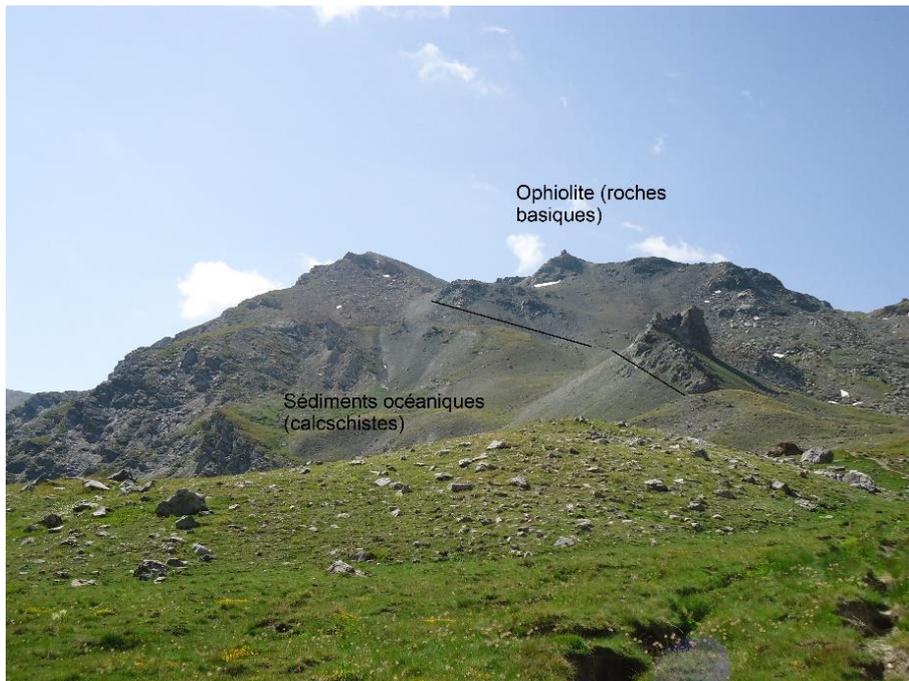


*Vue de détail (LPNA photo 1, LPA photo 2) mettant en évidence des paillettes de mica (très colorées en LPA) d'origine sédimentaire disposées conformément au débit schisteux.*

L'une des conclusions à tirer de la présente étude, qui couvre la totalité des faciès sédimentaires liguro-piémontais adjacents à l'ophiolite, est que ceux-ci sont quasiment exempts de métamorphisme bien qu'intensément déformés. C'est donc uniquement cette déformation et non les conditions métamorphiques qui distinguent les deux entités. Dans ce qui suit nous verrons néanmoins que celles-ci sont bien distinctes des Schistes lustrés où l'amphibole bleue de haute pression (glaucophane) est omniprésente.

#### D – Le prisme métamorphique : unité des Schistes lustrés

Une photo précédente (fig. 3) prise dans le secteur des Fonts, au sud de l'ophiolite, montrait la superposition tectonique (rétrocharriage) du Trias briançonnais/piémontais sur les Schistes lustrés. Ceux-ci associent deux lithologies principales bien distinguables dans le paysage (fig. 5) : 1/ des calcschistes ; 2/ des roches basiques ophiolitiques. Leur différence essentielle avec les termes équivalents des unités du Chenaillet et le la Replatte – Lago Nero réside dans une recristallisation à haute pression (subduction), ayant induit l'apparition de minéraux spécifiques, dont une amphibole particulière (glaucophane) conférant aux roches basiques une teinte bleue caractéristique.



*Fig. 5 – Vue d’ensemble des Schistes lustrés dans la montée des Fonts au col de Péas montrant la distinction entre roches ophiolitiques et sédiments océaniques.*

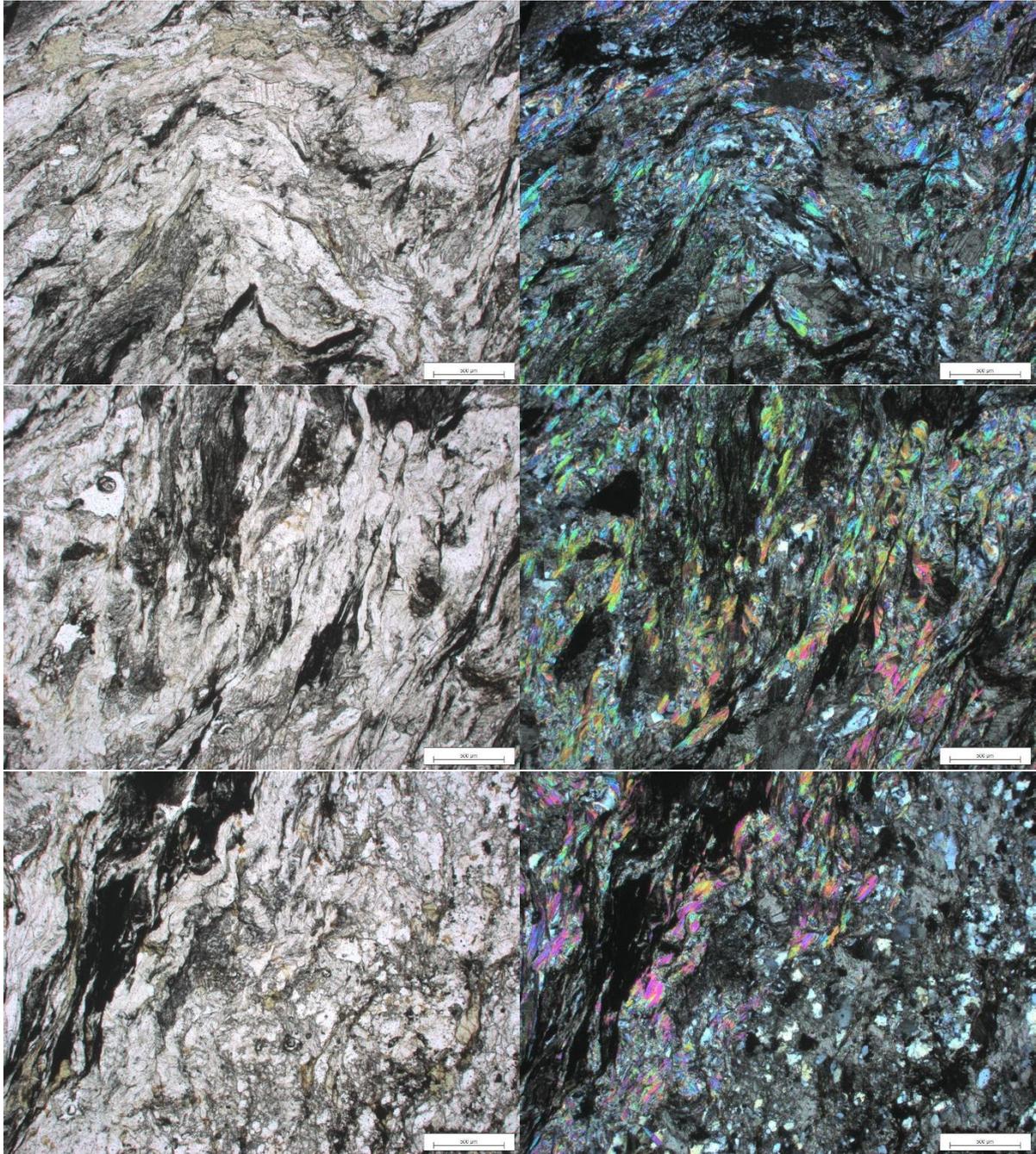
#### Calcschistes et talcschistes

Sur le terrain les calcschistes et talcschistes offrent des affleurements souvent ruiniformes et des roches d’aspect assez monotone, sans grand intérêt minéralogique, mais remarquables par leurs structures. Une déformation extrême y induit un plissement intense que révèle parfaitement l’alternance de niveaux plus ou moins carbonatés ou argileux. Les plis couchés deviennent de type « isoclinal » quand leurs deux flancs se parallélisent sur de longues distances. Dans le plan horizontal, cette déformation provoque un raccourcissement extrême que contrebalance un épaississement dans le plan vertical. Outre les niveaux basiques ou ultrabasiques issus du démembrement d’ophiolites, les calcschistes dominants incluent des enclaves variées. Panneaux ou blocs, ces enclaves témoignent d’épisodes de sédimentation antérieurs, sans doute d’âge jurassique supérieur pour les marbres. Enfin, le débit planaire très marqué des calcschistes les rend particulièrement vulnérables aux phénomènes de gélifraction et la gélifluxion qui en découlent.



*Intense plissement dans les calcschistes de l'unité des Schistes lustrés (photos 1 et 2), ces derniers pouvant localement enclaver des blocs de calcaire massif (« marbre ») (photo 3). Coulées de gélifluxion (photo 4) couvrant les pentes ouest du col de Malrif.*

*Un calcschiste du secteur des Fonts (station BRI0016) a été étudié en **lame mince**. A l'œil nu la roche présente un litage bien marqué résultant de l'alternance de niveaux carbonatés et de niveaux schisteux. L'étude au microscope permet de préciser la nature exacte de ces deux lithologies ; elles correspondent, pour l'une à un marbre impur et pour l'autre à un talcschiste. Le marbre, plutôt orienté, est majoritairement constitué de cristaux de carbonate étirés/allongés associés à des cristaux de quartz plus ou moins abondants. Des amas cryptocristallins (argiles ?), noirâtres car probablement chargés en matière organique, forment des lentilles allongées parallèlement aux cristaux de carbonate. Le talcschiste présente de nombreux cristaux de talc à habitus lamellaire, associés à des carbonates, quelques quartz et de la chlorite. Un plissement complexe affecte l'ensemble de la roche.*



*Vues générales montrant différents aspects de ce calcschiste en LPNA (photos de gauche) et LPA (photos de droite). Il associe trois phases principales : 1/ des cristaux lamellaires de talc bien reconnaissables par leurs teintes très vives (LPA) ; 2/ des cristaux de carbonate incolores en LPNA et gris moirés en LPA ; 3/ des amas sombres cryptocristallins chargés en matière organique (teinte brune). Il s'y ajoute : des grains de quartz (granules blancs à droite de la photo 6) et de la chlorite (amas verdâtres en haut de la photo 1). L'ensemble est affecté d'une déformation complexe superposant au moins deux phases de plissement.*

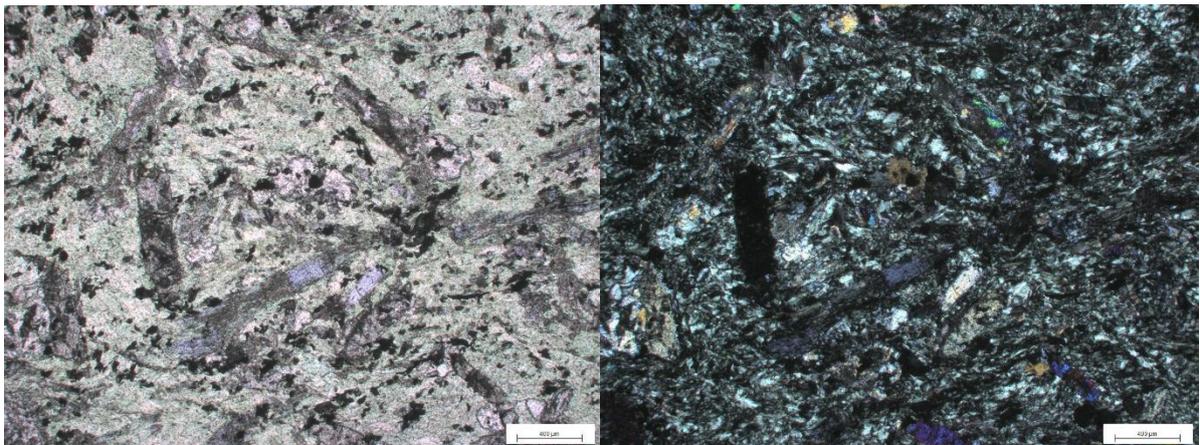
## Roches basiques : metabasaltes et métadolérites

Plus massifs que les calcschistes, les roches ophiolitiques s'individualisent souvent en petits pitons de teinte verte caractéristique, bien repérable dans le paysage. Selon l'abondance de glaucophane, elles prennent une teinte bleutée plus ou moins marquée, parfois intense dans des glaucophanites, mais certaines (prasinites) sont strictement vertes car surtout composées de chlorite et amphibole verte. Par ailleurs, l'intensité apparente de la déformation dans les roches ophiolitiques est très variable, et certains présentent des textures magmatiques bien reconnaissables (ex. roches doléritiques) bien qu'enviroonnées de roches intensément plissées.

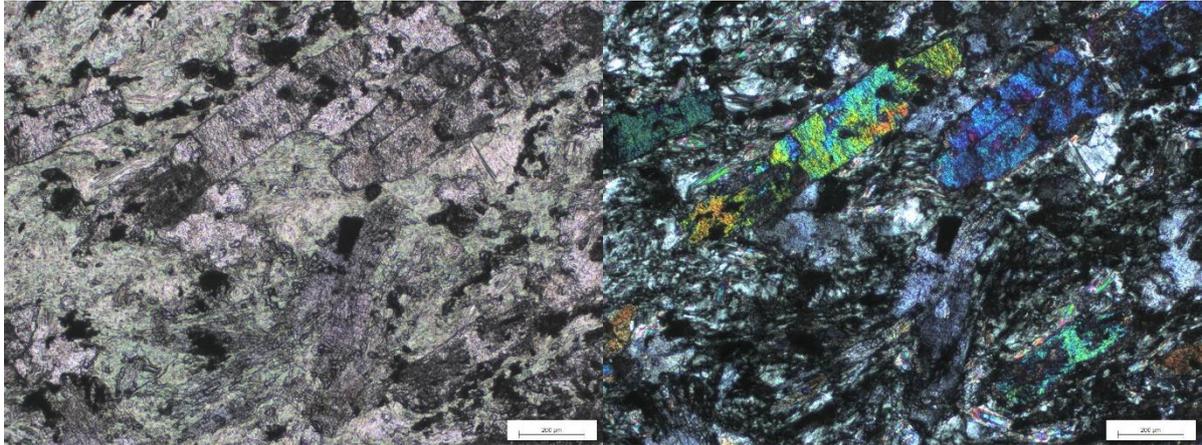


Vers le col de Péas, petit piton de roches vertes rapportées à l'ophiolite du lac des Cordes (fig. 1) et à droite, détail d'une prasinite reconnaissable à sa teinte verte.

L'étude en **lame mince** d'une prasinite (station BRI0004) d'aspect peu déformé met en évidence une structure doléritique « fantôme » avec recristallisation totale des minéraux initiaux en minéraux métamorphiques. L'aspect général superpose une trame verte constituée de chlorite microcristalline ponctuée de granules brunâtres (oxydes de fer et titane plus ou moins recristallisés), et des baguettes et grains monocristallins de différentes espèces : plagioclase, lawsonite, amphibole bleue et amphibole verte. Outre ces minéraux principaux, des quartz, micas blancs et carbonates s'observent çà et là.

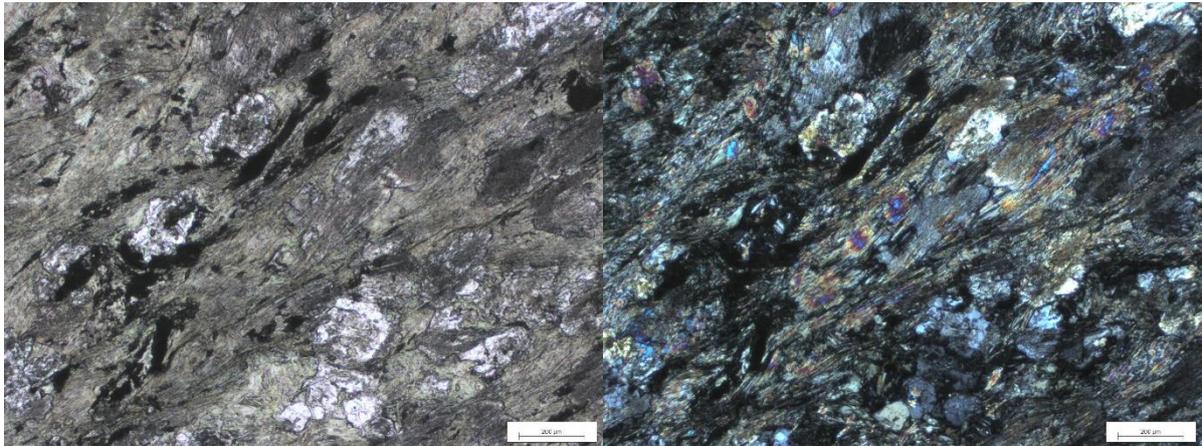


Aspect général (LPNA et LPA) de la prasinite à texture doléritique fantôme. Le fond chloriteux est verdâtre en LPNA et gris à noir en LPA et ponctué de granules noirâtres à brunâtres. Les minéraux en grains et baguettes superposés au fond chloriteux sont des amphiboles bleues (centre de la photo) et des plagioclases en baguettes d'aspect « sale ».

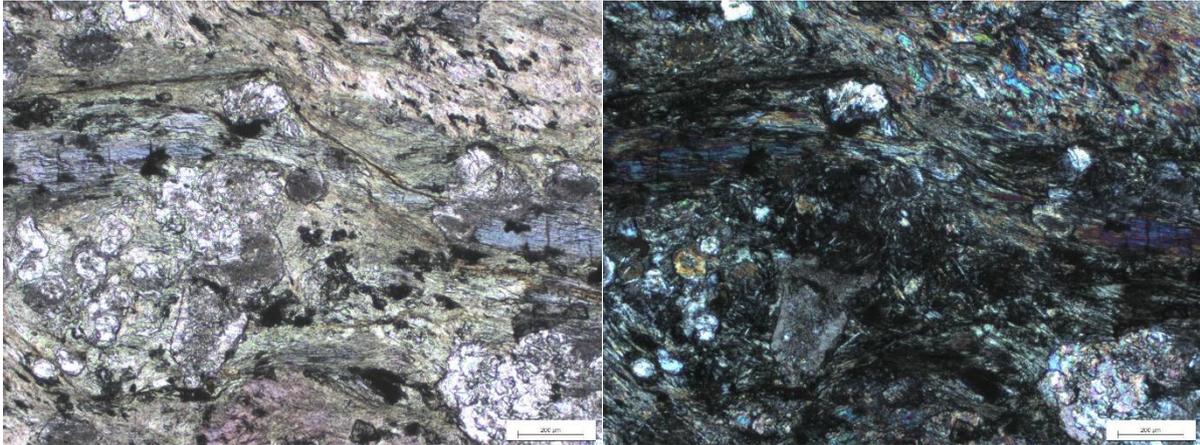


*Vue de détail (LPNA et LPA) mettant en évidence la présence de lawsonite prismatique (baguettes très colorées en LPA) et le caractère micro- à cryptocristallin du fond chloriteux.*

*L'étude en **lame mince** d'une amphibole intensément déformée (station BRI0012) révèle une texture orientée (ou « foliée ») bien distincte de la précédente en dépit d'une minéralogie assez semblable. La matrice constituant le fond de la roche est majoritairement composée d'une amphibole verte d'aspect fibreux (actinote) associée à des minéraux opaques aplatis et un peu de chlorite, le tout disposé selon une direction préférentielle définissant le plan de foliation. Localement s'observent des amphiboles bleues, moins abondantes que les vertes. Des cristaux de quartz ( $\pm$  feldspath) et de carbonate xénomorphes se présentent en petits grains dispersés moulés dans la foliation.*

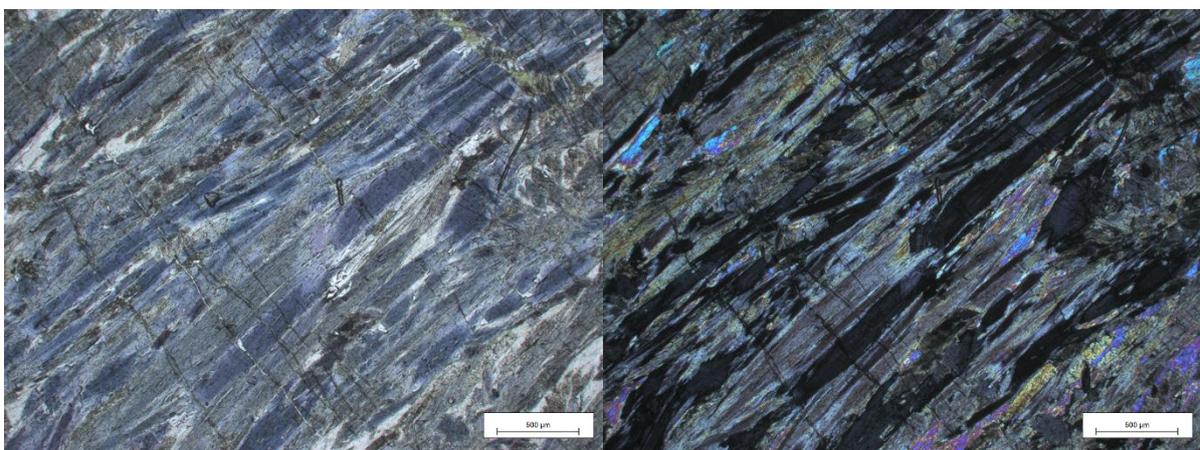


*Vue générale du faciès prasinitique folié (LPNA et LPA) montrant l'orientation très nette de sa matrice ou coexiste une amphibole verte fibreuse (teintes vives en LPA) et des amas de minéraux opaques (oxydes de fer et titane). Dans cette matrice, les grains blancs sont essentiellement des quartz.*

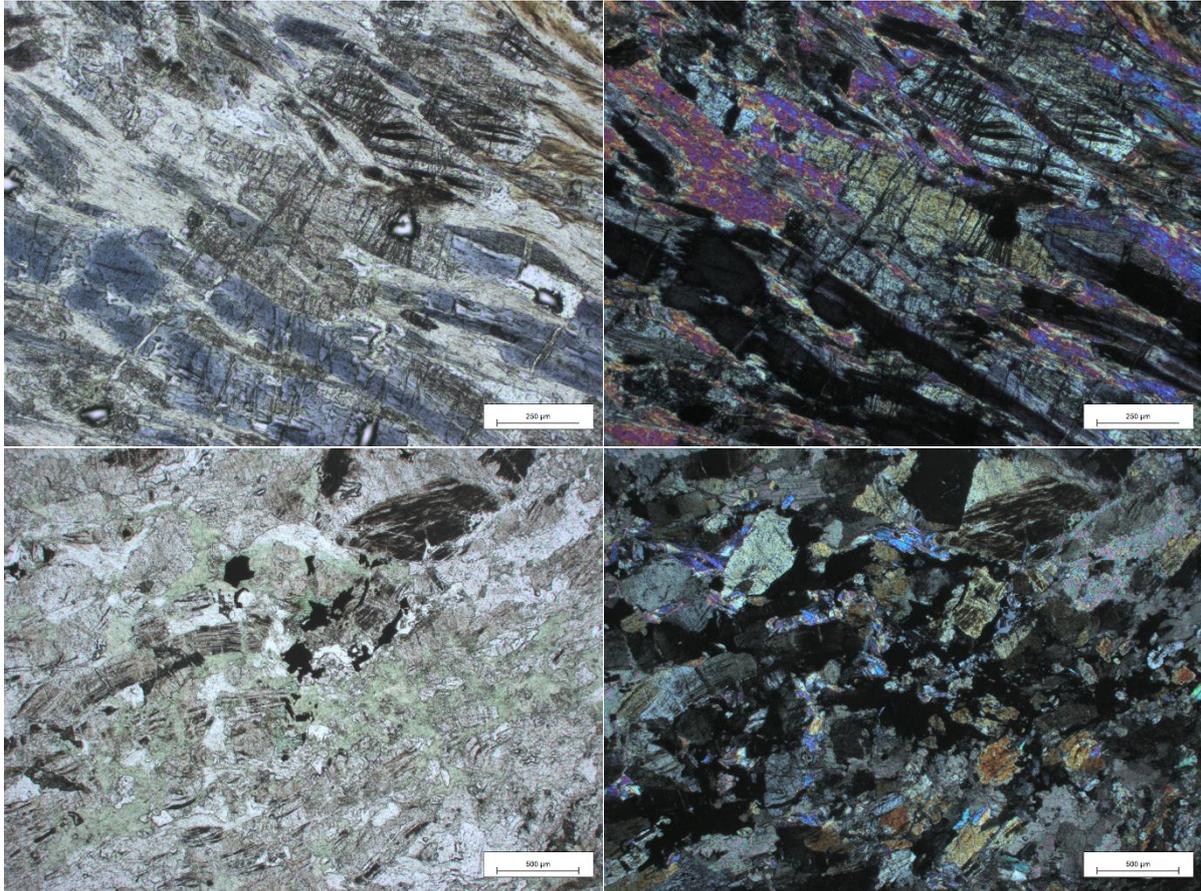


*Vue de détail (LPNA et LPA) mettant en évidence la présence d'amphibole bleue localement associée à l'amphibole verte.*

*Toujours dans l'ophiolite du lac des Cordes (fig. 1), les faciès riches en amphibole bleue, les plus caractéristiques du métamorphisme de haute pression, sont souvent nettement foliés, prenant le nom de schistes à glaucophane. Par ailleurs, la foliation se superpose à un litage qui lui est parallèle et fait alterner des niveaux bleus et des niveaux verdâtres à argentés. L'étude en **lame mince** d'un tel schiste (station BRI0014) montre que cette alternance reflète une variation de composition minéralogique entre : 1/ des niveaux à amphibole bleue dominante ; 2/ des niveaux à chlorite et lawsonite dominantes. Dans les premiers, l'amphibole bleue est une glaucophane dont la teinte vive traduit des teneurs sans doute assez élevées en  $Fe^{3+}$ . Néanmoins cette teinte n'est pas homogène et s'atténue vers la périphérie des cristaux, reflétant une zonation chimique interne. À la glaucophane est associée de la lawsonite fraîche, parfois dans la foliation, parfois perpendiculaire, mais dans la déformation et qui renferme des traces charbonneuses symptomatiques d'une ancienne foliation. On trouve également quelques sphènes (minéraux titanifères) à multiples petites fractures. Les niveaux notés 2/, moins abondants, sont majoritairement composés de chlorite, mica blanc (phengite), carbonate (calcite probable) et lawsonite. L'absence de glaucophane illustre parfaitement l'influence de la composition globale sur la nature des minéraux de métamorphisme : à deux zones de compositions chimiques différentes correspondent ici deux assemblages distincts. Quelques fractures tardives (liées à une tectonique « cassante ») sont remplies par de la chlorite. De même, quelques épidotes se distinguent par des teintes de polarisation anormales.*



*Vue générale (LPNA et LPA) d'un niveau à glaucophane bien reconnaissable à sa teinte bleue à mauve, ici un peu zonée.*



*Détail (photos 1 et 2) d'une zone associant glaucophane (bleue en LPNA), lawsonite (prismes gris localement à traces carbonneuses tordues) et phengite (baguettes fibreuses violettes à bleues en LPA). Localement (photos 3 et 4), des remplissages de fractures tardives associent chlorite (plages verdâtres en LPNA) et épidote (grains jaunâtres à orangés en LPA).*

## Perspectives

À l'issue de ce « voyage » dans l'ophiolite et les ensembles géologiques qui l'environnent, le lecteur ressentira peut-être une certaine impression de complexité. Les faits sont têtus et ne rentrent pas toujours facilement dans un modèle, mais le progrès des connaissances ne saurait ignorer ce qui constitue son assise.

Il convient donc de distinguer ce qui est certain, de ce qui l'est moins ou pas du tout.

Dans la première catégorie se place le fait que le Chenaillet est un massif plutonique et volcanique aux signatures (pétrographiques, géochimiques, isotopiques ...) clairement océaniques et qu'il est dès lors adéquat de l'appeler ophiolite.

De même, sa position le situe strictement à la zone charnière entre marge continentale et domaine océanique.

Un autre fait incontestable est la très nette « discordance » structurale entre l'ophiolite et l'ensemble sédimentaire adjacent (unité de la Replatte – Lago Nero selon l'acceptation que nous donnons ici à ce terme). En revanche, la « discordance » métamorphique fondée sur la présence d'amphibole bleue n'a pu être confirmée, voire même réfutée puisque ladite amphibole est une magnésio-riebeckite et non une glaucophane.

La présence de gabbros et chloritites au contact même des marbres J<sup>M</sup> n'est pas un fait totalement nouveau puisqu'une observation attentive de la carte géologique (feuille Briançon) (Barféty *et al.*, 1995) (fig. 1) montre qu'elle y est effectivement figurée, même si une partie des affleurements a été interprétée comme des éboulis. De même, dans le modèle structural actuellement admis, il est clair que les serpentinites situées à l'est (fig. 2), ne peuvent être interprétées que comme une ophiolite distincte de celle du Chenaillet (fig. 4), et plus ancienne puisqu'elle supporterait des radiolarites d'âge bathonien (Cordey et Bailly, 2007). Cette ophiolite « ancienne », à laquelle se rattacheraient les gabbros au contact direct des marbres, constituerait ainsi le substrat de l'ensemble sédimentaire de la Replatte – Lago Nero.

Ce modèle complexe bute cependant sur un écueil : la très grande similitude de faciès entre les roches (et particulièrement des gabbros) des deux ophiolites supposées. Notons d'ailleurs qu'aucune différence n'est faite, sur la carte géologique, entre les serpentinites ou gabbros selon leur situation exacte (fig. 1).

Dans l'état actuel des connaissances, les choses en restent là, et de nouveaux travaux de terrain seront nécessaires pour aller plus loin. En particulier, ceux-ci devront établir une revue exhaustive des affleurements offrant des contacts entre lithologies différentes afin d'établir un log lithostratigraphique appuyant une cartographie révisée et de nouvelles coupes. Enfin, l'approche 3D sera essentielle, en permettant de vérifier la cohérence spatiale des futurs modèles.

## Bibliographie

Barféty J.C., Lemoine M., Mercier D., Polino R., Nievergelt p., Bertrand J., Dumont T., Amauric du Chaffaut S., P  cher A., Monjuvent G. (1995). Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Briançon (823). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.C. Barféty, M. Lemoine, P.C. De Graciansky, P. Tricart, D. Mercier et coll. (1995), 180 p.

Chalot-Prat F. (2005). An undeformed ophiolite in the Alps: Field and geochemical evidence for a link between volcanism and shallow plate tectonic processes, *in* Fouger, G.R., Natland, J.H., Presnall, D.C., Anderson, D.L., eds., *Plates, Plumes, and Paradigms: Geological Society of America special Paper*, 388, pp. 751-780.

Chapelle, B., 1990. La lithosphère océanique de la Téthys ligure. Etude des magmatismes basiques et acides (massifs ophiolitiques du Montgenèvre et de Haute-Ubaye). Thèse, Univ. Grenoble, France, 196 pp.

Cordey F., Bailly A. (2007). Alpine ocean seafloor spreading and onset of pelagic sedimentation: new radiolarian data from the Chenaillet-Montgenèvre ophiolite (French-Italian Alps). *Geodinamica Acta*, 20:3, pp. 131-138.

Gaspard E. (2013). Phénomènes de mélanges dans les laves du Chenaillet. Rapport de stage, Master 1  re année, Univ. Orléans, 27 p.

Lafay R., Baumgartner L.P., Schwartz S., Picazo S., Montes-Hernandez G., Vennemann T. (2017). Petrologic and stable isotopic studies of a fossil hydrothermal system in ultramafic environment (Chenaillet ophiolite, Western Alps, France): Processes of carbonate cementation. *Lithos*, 294-295, pp. 319-338.

Lemoine M. (1969). Carte géologique de la France (1/80 000), feuille Briançon (189). Orléans : BRGM.

Lemoine M., Tricart P., Boillot G. (1987). Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search for a genetic model. *Geology*, 15, 7, pp. 622-625.

Li X.H., Faure M., Lin W., Manatschal G. (2013). New isotopic constraints on age and magma genesis of an embryonic oceanic crust: The Chenaillet Ophiolite in the Western Alps. *Lithos*, 160-161, pp. 283-291.

Manatschal G., Sauter D., Karpoff A.M., Masini E., Mohn G., Lagabrielle Y. (2011). The Chenaillet Ophiolite in the French/Italian Alps: An ancient analogue for an Oceanic Core Complex. *Lithos*, 124, pp. 169-184.

M  vel C. (1975). Les « pillow-lavas » spilitiques des massifs ophiolitiques du Chenaillet et des Gets (Alpes françaises). Structures et minéraux magmatiques reliques, étude chimique et zonations. Comparaison avec les « pillow-lavas » métamorphisés du Queyras et de Hte Ubaye. Thèse 3  me Cycle, Université P. et M. Curie, Paris, 223 p.

Pusztaszeri L. (1969). Etude pétrographique du massif du Chenaillet (Hautes-Alpes, France). Thèse, Université de Genève, 466 p.

Schärer U., Kornprobst J., Beslier M.O., Boillot G., Girardeau J. (1995). Gabbro and related rock emplacement beneath rifting continental crust: U-Pb geochronological and geochemical constraints for the Galicia passive margin (Spain). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1230, pp. 187-200.

Thiéblemont D., Thiéblemont V. (2017). Le massif du Chenaillet (Briançonnais, Hautes-Alpes) : nouvelle perspective. *Géologie de la France*, 1, 2017, pp. 11-26.

Tritant Q. (2018). Compléments à l'inventaire pétrographique du massif du Chenaillet-Montgenèvre. Rapport de stage, Master 2<sup>ième</sup> année, Univ. Grenoble.

## Coordonnées des stations d'observation et échantillonnage

Station	Secteur	Longitude	Latitude	Commentaire
CH53	Rocher de la Perdrix	-	-	Radiolarites signalées par panneau d'information
BRI0097	Sommet des Anges	44,89037	6,72518	Radiolarites enclavées dans gabbro (?)
417	Entre le départ du sentier et la Cabane des Douaniers	44,88217	6,74658	Contact entre chloritite et carbonates jurassiques (« marbres »)
CH05	Entre le départ du sentier et la Cabane des Douaniers	44,88798	6,73073	Sous une falaise de carbonates jurassiques
UB_L	Sous le sommet de la Loubatière	44,92157	6,73562	Blocs sub-affleurants de serpentinite
Pt.06	Sur le replat entre sommets du Chenaillet et du Grand Charvia	44,90576	6,74598	Serpentinites affleurant sous des basaltes
Ech_3	Costa via Vecchia (secteur Roc de la Luna, est)	-	-	Serpentinites à amas recristallisés clairs
BRI0081	Vers le sommet des Anges	44,88959	6,72784	Contact entre brèche mafique (bas) et ophicalcite (haut)
Pt.17	Replat sous l'arête est du Chenaillet	44,90465	6,74569	Zone de brèches basaltiques au contact ophicalcite
CH52	Pentes juste à l'ouest de la Cabane des Douaniers	-	-	Schistes noirs et carbonates de la formation de la Replatte
CH551-CH550	Pentes juste à l'ouest de la Cabane des Douaniers	-	-	Schistes noirs et carbonates de la formation de la Replatte
BRI0028	Costa via Vecchia	44,90054	6,78665	Affleurement de schistes gris proche serpentinites
BRI0019	Montée de Bourget au col de Bousson	44,88145	6,77202	Pointement de roche mafique dans butte de schistes de la Replatte
BRI0031	Vers le col de Bousson	44,89009	6,78699	Affleurements de carbonates foliés et crénulés (flysch CsF)
BRI0060	Bas de la station de Montgenèvre, le long d'un torrent	44,9278	6,7346	Affleurements de calcschistes
BRI0087	Versant nord du Gondran, vers station de Montgenèvre	44,90655	6,71905	Dalles plissées/crénelées de schiste calcro-gréseux
BRI0088	Versant nord du Gondran, vers station de Montgenèvre	44,90091	6,71418	Affleurement de grès schisteux
BRI0016	Montée des Fonts au col de Péas	44,83694	6,81536	Affleurement de calcschistes (faciès type Schistes lustrés)
BRI0004	Montée des Fonts au col de Péas	44,82967	6,80963	Métadolérite (prasinite) affleurante (ophiolite du lac des Cordes)
BRI0012	Proche col de Péas, versant Fonts	44,81783	6,80473	Piton des roches mafiques près du col de Péas : prasinites très variablement déformées
BRI0014	Sous le col de Péas, versant Fonts	44,81645	6,80438	Blocs de schiste à glaucophane

