



Université d'Orléans
Observatoire des Sciences de l'Univers en région Centre – Val de Loire
BRGM

Master SCIENCES DE LA TERRE ET DES PLANETES, ENVIRONNEMENT
2018-2019

Mémoire de Fin d'Études
Promotion Katia KRAFFT
ENAG/MFE-115-FR 2019

*Modélisation 3D à partir d'une carte
géologique détaillée du massif
ophiolitique du Chenaillet*

Par Saloua OUGGAHI

sous la direction de : Denis Thiéblemont

Bureau de Recherches Géologiques et Minières
Direction des Géoressources/Observatoires et
Économie des Géoressources
BRGM - 3 avenue Claude-Guillemin - BP 36009
45060 Orléans Cedex 2 – France
Tél. : +33 (0)2 38 64 34 34



Remerciements

Je tiens à remercier mon encadrant de stage, Denis Thiéblemont, pour l'ensemble des connaissances que j'ai reçu tout au long du stage, de ses remarques pertinentes et de son exigence qui m'ont permis aujourd'hui de rendre un travail scientifique de qualité.

Je remercie également Jérromine Duron de l'équipe GSO, pour son aide précieuse lors des manipulations à la sonde et de ses conseils pour l'analyse des résultats (ta « bible » m'a beaucoup aidé !!).

Un grand merci à Séverine Caritg-Monnot, de l'équipe modélisation 3D (GSO), pour l'apprentissage de GeoModeller et la conception du modèle 3D, pour sa bonne humeur au quotidien et sa qualité d'être une excellente pédagogue.

Merci également à l'équipe OEG de m'avoir accueilli pendant les 5 mois de stage et bien sûr merci à GSO pour le mois d'août passé dans votre équipe.

Extended Abstract

INTRODUCTION

The Chenaillet massif (Hautes-Alpes) is considered to be the most complete evidence of an alpine sea floor (Liguro-Piemontais ocean). The actual model proposes the presence of three superposed ophiolitic lithologies which are ultramafic rocks, gabbros and pillows lavas with no deformation and metamorphism.

Recent work on the Chenaillet massif (Chalot-Prat, 2005; Manatschal et al., 2011; Li et al., 2013) and older work (Barfáty et al., 1995) represent the contact massif through a flat overlap on metasedimentary series (schistes lustrées in the broad sense). Oceanic magmatism has been dated (Costa and Caby, 2001; Chalot-Prat., 2003; Li et al., 2013) near the Callovian-Bathonian boundary (~ 165 Ma) (Li et al., 2013) thus giving a minimum age for opening the Liguro-Piemontais ocean.

Several major drawbacks are present in this two-layer stacking model (ULNR, ophiolite). First, the geological map of Barfáty et al (1995), a reference document for the mapping of Chenaillet, represents a supposed fault at the base of the ophiolite, causing the ophiolite to rise over the ULNR. However, this supposed fault is located in a totally blind area.

According to Barfáty et al (1995), mafic rocks contain glaucophane, however, microprobe analysis of the blue amphibole present in a ULNR mafic rock shows that it is Mg-riébeckite (Thiéblemont and Thiéblemont, 2017), an amphibole with low geobarometric significance.

A dating performed on ULNR radiolarites (Cordey and Bailly, 2007) indicates a Bathonian-Bajocian age (~ 166 Ma) which shows that the ophiolite substratum of the ULNR is sub-synchronous, or even older (166 Ma vs. 165 Ma).

Recent work (Thiéblemont and Thiéblemont, 2017) shows an extension of gabbros beyond the ophiolitic complex to the west. As these gabbros are in contact with ULNR rocks, a placement of mafic rocks by intrusion into UNLR is suggested. These new data lead to the objective of the internship, which is to take over the mapping of part of the Chenaillet massif and then to produce a 3D geological model in order to propose a new model based on factual data. In addition to the 2D and 3D approach, microprobe analyses on samples taken during the field mission will determine metamorphic conditions in a particular area of the study area, at the contact between gabbro and ULNR sedimentary host.

CURRENT GEOLOGICAL SETTING

The ophiolitic massif of Chenaillet, located south of Montgenèvre (1850 to 2636 m above sea level) is the best preserved ophiolite in the Western Alps and is considered the most complete record of an emerging oceanic crust (Bertrand et al., 1981, 1982 ; Manatschal et al., 2011). The ophiolitic massif of Chenaillet is composed of two superposed units called the upper and lower unit.

Upper unit

The superior unit, the "Chenaillet" sensu stricto, which has escaped subduction. This unit is made up of the bottom upwards of: 1/ serpentinites containing ocean foliation and corresponding to the mantel component of the ophiolite (Bertrand et al., 1982; Barfáty et al., 1995); 2/ gabbros forming a discontinuous layer; 3/ cushion basalt and cushion breaches located on the highest peaks (Bertrand et al., 1982; Barfáty et al., 1995).

Ocean foliation in serpentinites indicates significant creep in the mantle (Bertrand et al., 1982). These are mainly serpentinitized harzburgites and lherzolites (Bertrand et al., 1982; Lemoine et al., 2000)

Gabbros have a magma signature of the MORB type (oceanic ridges). They are intrusive in serpentinites in the form of small veins or large bodies that are thick and wide over tens or even hundreds of metres. The primary minerals are olivine, clinopyroxene, plagioclase and spinel (Bertrand et al., 1981). They are interpreted as a remnant of the lower oceanic crust.

The gabbros are themselves crossed by veins of dolerites and basalt (Bertrand et al., 1981). A few epidote, albite, chlorite, prehnite and calcite veinlets are observed within the gabbroic ensemble (Bertrand et al., 1981, 1982).

Cushioned basalts are derived from MORB magma (oceanic ridges) (Lewis and Smewing, 1980; Bertrand et al., 1982, Costa and Caby, 2001; Chalot-Prat, 2005). Their thicknesses vary greatly over large areas. This variation in thickness could be an overlap of different magmatic events (Chalot-Prat, 2005).

Ophicalcites are brecciated rocks combining serpentinites and carbonates. They are interpreted in two ways (e. g. Lemoine et al., 1987): 1/ witnesses of the fracturing of the upper part of the serpentinitized mantle; 2 / sedimentary deposition modifying the serpentinites.

Lower unit

It is composed of radiolarites dated from the Bathonian (≤ 166 Ma) (Cordey and Bailly, 2007) and Malm limestones (Upper Jurassic), followed by calcschists, alternating shale/limestone and sandstone from the Cretaceous period (Bertrand et al., 1981; Barféty et al., 1995). The LNR unit has undergone significant alpine deformation.

Contacts between the two units and within the units are of different natures (normal or abnormal) (Bertrand et al., 1981, Li et al., 2013). In addition, Chenaillet sensu stricto is considered to be a 25 km² klippe (that has preserved oceanic material

The work of Li et al (2013) determined the most accurate age for ophiolite 165 Ma \pm 1-2 Ma (U/Pb dating on zircon on albitite and troctolite). It would correspond to the opening of the ocean domain at the origin of the ophiolite (formation of the seabed sequence)

The relationship between the two units is still under discussion. Either they would correspond to two different entities, i.e. two tectonic scales (Cordey and Bailly, 2007) or to the same entity with ophiolite, which is the substratum associated with the sedimentary cover (Barféty et al., 1995). According to the classical model (e. g. Barféty et al., 1995), the unit of Lago Nero - La Replatte is the initial coverage of the ophiolite but the contact between is tectonic since one of the units has not been subducted while the other has been (Lago Nero - La Replatte). For Cordey and Bailly, there are two ophiolites of different ages: that of Lago Nero's unit - La Replatte anterior to the Bathonian and the Chenaillet, more recent. They therefore imagine that these are two different parts of the oceans.

According to Lemoine et al (1987), the ophiolite could correspond to an Oceanic Core Complex (OCC) with a detachment fault that leads to the exhumation of the lower crust and mantle rocks.

Recent field observations (Thiéblemont and Thiéblemont, 2017) have led to questions about certain points of mapping and interpretation of units/structures: 1/ A direct and frank contact between the gabbros of the upper unit and the marbles of the upper Jurassic (lower unit) has been observed, the nature of which has not been completely elucidated (sedimentary or intrusive?), 2/ Large gabbros outcrops were identified within the lower unit whose facies are identical to the gabbros of the Chenaillet (upper unit) 3/ Microprobe analyses characterized the blue amphibole as Mg-riebeckite and not glaucophane.

COMPLETED WORKS

A mapping of the Chenaillet Massif has been carried out. The mapped area is located 15 km from Briançon, 5.2 km from Montgenèvre and 7.2 km from the village of Cervières. The map area extends over approximately 25 km².

The area has a large number and variety of outcrops of various sizes ranging from pluricentimetric to metric/plurimetric

The method used is based on GPS point mapping

Each observation point (lithology, measurement, sample, photo) is taken by GPS. In addition, all contacts between two lithological formations are tracked by GPS tracking.

Thus, by ignoring the scale, we can have a densification of the outcrop points, which gives a better restitution of the information.

Lithological Units

The lands are of Mesozoic age, more precisely Jurassic and Cretaceous.

The megabèche includes marbles, radiolarites, ophicalcites and marble-chlorite associations. In addition, they are crossed by gabbros. The whole is strongly folded and crossed by a network of quartz and calcite veins.

The Replatte is composed of siliceous carbonate and black shale interleavings.

The albitite vein ophiolitic floor contains serpentinites, gabbros with a fairly coarse grain with ferro-magnesium minerals and centimetric feldspars, sometimes in great abundance. Gabbros are often cut by finer-grained veins (dolerites). Albitites are very feldspar plutonic rocks of light color. Their colour is grey with many feldspar rods.

Ophicalcites that are different from those associated with the megabèche. They are made of fragments of serpentinites packed in a grey carbonate matrix.

Basalt flows in pillows (lavas pillows) testifying to an underwater volcanism.

Flysch: black shales corresponding to very deformed black rocks and deformed carbonated flyschs which are rocks with a brilliant silver patina due to micaceous sandstone interleavings.

DEFORMATION

The deformation D1 is marked by NE-SO oriented planes with an eastward dip.

The folds associated with this deformation have an overall axial plane NE-SO with an eastward dip and a westward fold (vergence). In addition, the associated mineral lineations correspond to an overall NO-SE direction.

The deformation D2 marked by NO-SE planes with a westward dip folds are associated with this deformation. The axial plane is NO-SE with a dip towards SO.

CONTACT METAMORPHISM

A detailed study (petrography and electron microprobe) on a outcrop along the contact where the gabbro, in the form of large feldspar clusters, appears to inject itself into the chlorite

In order to interpret the results of the microprobe analyses, the thermometer proposed by Bourdelle and Cathelineau (2015) was used. The results show temperatures between 350° and 400°C. These localized and abnormal temperatures are compatible with the process of injecting magmas into chlorites.

GIS MAPPING

All the observation points (more than 700) and field measurements located by GPS were compiled in a database for the digital geological map and 3D model.

The lithostratigraphic sequence was determined by studying the relationships in the field

The geological map produced will then be integrated into the 3D model produced using GeoModeller.

3D GEOLOGICAL MODELING

The 3D model was built with more than 200 structural measurements and about 100 points of contact between formations (observation point or GPS tracking).

The formations were modelled one by one: the megabrèche, then the Replatte formation, gabbros/serpentinites/albitites, basalts and flyschs.

The sections allow to understand and represent the geological structures and the gabbroic intrusion that intersects the megabrèche.

Thanks to modelling and cuts, it is possible to recalculate the thicknesses of the entities shown on the model

The estimated thicknesses in the field are often significantly lower than those obtained from the model

On the basis of the deduced lithostratigraphic sequence and knowing the thicknesses, a lithostratigraphic model was carried out. Two complementary representations were made: 1/ one showing the pillow basalts at the top of the pile; 2/ the other showing the flyschs covering the formations prior to the basalts. A contact between basalts and flyschs is not observed in the field, hence the need to produce these two models

CONCLUSION

From the geological map and 3D geological model produced, we can draw several conclusions. Considerable differences are noted when comparing the geological map of Barféty et al (1995) and the geological map produced.

First, the extension of the gabbros to the west does not appear on the map of Barféty et al (1995) in which "valley moraines" or "scree" are noted at these locations.

The formation of the Replatte to the west (Cabane des Douaniers) is mapped almost identically on both maps, but with a slightly larger area on the current new one. It forms a lens on the megabrèche and is also in contact with the gabbros.

The rounded shape of the gabbros south of the Replatte formation is consistent with the intrusion hypothesis.

Regarding structures, the notable difference between the two maps is the removal of the basic overlap of ophiolite that is not supported by any factual field data. In the proposed 3D model, the distinction between upper unit (ophiolite) and lower unit (ULNR) is no longer possible. Various facts support this reinterpretation: 1/ the sounding analyses carried out on the blue amphiboles of the so-called "lower" unit reveal Mg-riebeckite and not glaucophane (Thiéblemont and Thiéblemont, 2017), contradicting the hypothesis of a metamorphic "jump" between ophiolite and metasedimentary set, 2/ the paleontological dating of radiolarites (Bathonian-Callovian limit, or even average Bathonian (i.e. < 166 Ma) (Cordey and Bailly, 2007) indicate a possibly older age of the latter than ophiolite (165 ± 1 Ma, Li et al., 2015), 3/ the thermometric study based on the composition of chlorites indicates temperatures that could have reached 350-400°C in contact with gabbros, compatible with the intrusion hypothesis, 4/ the eastern vergence folds in the megabrèche, the formation of the Replatte and the flyschs (towards the Chenaillet) are hardly compatible with the assumed overlap to the west.

A particular and important point is the presence of a gap of several meters between the two maps. This difference is observed at the edge of the right-of-way on the flyschs and at the level of the Customs Hut where albitites (in orange) are not perfectly superimposed.

The proposed model involves changes in the lithostratigraphic sequence with formation groupings and thicknesses that differ from the current model. Indeed, by showing that the tectonic superposition model is not valid insofar as it is not consistent with the factual data of the field, the lithostratigraphic column must be modified. By comparing the two models, we move from two lithostratigraphic columns corresponding to the lower unit and the upper unit to a single column that succeeds the different geological formations.

This work makes it possible to conceptualize a new model based on the factual data provided. Subsequently, this work should be repeated in detail by carrying out a detailed large-scale and small-scale structural analysis to better define the deformation phases, carry out new 3D models by tightening up on successive zooms in the western part, which is the most important part in terms of geological formations and deformations, and carry out a RAMAN analysis on black shales (flyschs) which could provide information on the temperature associated with alpine deformation.

Résumé

Le massif ophiolitique du Chenaillet est le témoin le plus complet d'un plancher océanique alpin (l'océan liguro-piémontais). L'ophiolite, datée à 165 Ma, superpose trois lithologies (roches ultramafiques, des gabbros et des basaltes en coussins). Les travaux récents du massif, le représentent par contact chevauchant sur des méta-sédiments (schistes lustrés). Le massif se situe à la frontière entre deux domaines paléogéographiques (liguro-piémontais et Briançonnais). La limite entre les deux superpose le Briançonnais et une série à substratum ophiolitique, nommée unité Lago-Nero-Replatte (ULNR), surmontée par l'ophiolite. Plusieurs difficultés sont présentes dans ce modèle, 1/ le chevauchement, supposé sur la carte géologique actuelle n'est pas visible sur le terrain, 2/ d'après les anciens travaux, l'ULNR contiendrait du glaucophane, cependant des analyses montrent qu'il s'agit de Mg-Riébeckite 3/ une datation paléontologique de l'ULNR indique un âge à 166 Ma. Une cartographie géologique, une modélisation 3D et des analyses ont été réalisées afin de proposer un nouveau modèle. Ces travaux ont permis de montrer deux phases de déformation, la D1, NE-SO à pendage Est et la D2 NO-SE à pendage Ouest 2/ une extension des gabbros qui déborde bien au-delà du complexe à l'ouest, 3/ l'étude thermométrique de chlorites montrant des températures anormales (350°C-400°C) compatible avec un processus d'intrusion.

Mots clés : RGF Alpes, Ophiolite du Chenaillet, Métamorphisme de contact, Cartographie S.I.G., Modélisation géologique 3D,

Abstract

The ophiolitic massif of Chenaillet is the most complete evidence of an alpine ocean floor (the Liguro-Piemontais). The ophiolite, dated at 165 Ma, superposed three lithologies (ultramafic rocks, gabbros and pillow). Recent work on the massif represents it by contact superposed on metasediments (schistes lustrés). The massif is located on the border between two paleogeographical domains (Liguro-Piemontais and Briançonnais). The boundary between the two overlaps the Briançonnais and a series of ophiolitic substrates, called the Lago-Nero-Replatte Unit (ULNR), which is surmounted by the ophiolite. Several difficulties are present in this model, 1/ the overlap, supposed on the current geological map is not visible in the field, 2/ according to previous work, the ULNR would contain glaucophane, but analyses show that it is Mg-Riébeckite 3/ a paleontological dating of the ULNR indicates an age at 166 Ma. Geological mapping, 3D modelling and analyses were carried out to propose a new model. This work made it possible to show, in two deformation phases, the D1, NE-SO with East dip and the D2 NO-SE with West dip 2/ an extension of the gabbros that extends well beyond the complex to the west, 3/ the chlorite thermometric study showing anomalous temperatures (350°C-400°C) that are compatible with an intrusive process.

Key words: RGF Alps, Chenaillet ophiolite, contact metamorphism, GIS mapping, 3D geological modelling.

Table des Matières

1. INTRODUCTION ET PROBLEMATIQUE	14
2. CHOIX DES OUTILS ET METHODES	15
2.1. CREATION D'UNE BASE DE DONNEES	15
2.2. CARTOGRAPHIE NUMERIQUE SOUS S.I.G.	16
2.3. MODELISATION GEOLOGIQUE 3D	17
2.3.1. PRINCIPE	17
2.3.2. NOTION DE PILE GEOLOGIQUE	18
2.3.3. PARAMETRES DEFINIS POUR LE PROJET DE MODELISATION	18
3. PRESENTATION DE L'ENTREPRISE	21
4. CADRE DE L'ETUDE	24
5. SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE	25
5.1. LA CHAINE DES ALPES	25
5.2. LES ALPES OCCIDENTALES	26
5.2.1. LES UNITES DES ALPES OCCIDENTALES	26
5.2.2. L'OPHIOLITE DU CHENAILLET	27
5.2.2.1. Contexte structural.	27
5.2.2.2. Unité supérieure	28
5.2.2.3. Unité inférieure	30
6. NOTICE EXPLICATIVE ET INTERPRETATION DES RESULTATS	34
6.1. INTRODUCTION	34
6.1.1. SITUATION GEOGRAPHIQUE	34
6.1.2. CADRE GEOLOGIQUE	35
6.1.3. TRAVAUX ANTERIEURS	35
6.1.4. CONDITIONS D'ETABLISSEMENT DE LA CARTE	36
6.2. DESCRIPTION DES TERRAINS	38
6.2.1. FORMATION MEGABRECHE ($\leq \sim 166$ MA)	38
6.2.2. FORMATION DE LA REPLATTE (~ 165 MA)	43
6.2.3. ASSOCIATION SERPENTINITE/GABBRO (PLANCHER OPHIOLITIQUE) A FILONS D'ALBITITES (~ 165 MA)	43
6.2.4. OPICALCITES (~ 165 MA)	47
6.2.5. ENSEMBLE VOLCANIQUE : BASALTES ET DOLERITES (~ 165 MA)	47
6.2.6. FLYSCHS ($\sim \geq 165-72$ MA)	49
6.3. STRUCTURATION ET METAMORPHISME	50
6.3.1. TECTONIQUE	50
6.3.2. LES FAILLES MAJEURES	51
6.3.3. DESCRIPTION DES STRUCTURES	51
6.3.3.1. La phase de déformation D1	51
6.3.3.2. La phase de déformation D2	52
6.3.3.3. Une phase de déformation D0 ?	53
6.3.4. LES FAILLES	54

6.3.4.1. Failles normales précoces	54
6.3.4.2. Failles normales au sein de l’ophiolite	54
6.3.4.3. Failles D1	54
6.3.5. METAMORPHISME DE CONTACT	55
6.4. CARTOGRAPHIE SOUS S.I.G.	59
6.5. MODELISATION GEOLOGIQUE 3D	62
6.5.1. PRESENTATION DU MODELE	62
6.5.2. CARTE GEOLOGIQUE ET COUPES GEOLOGIQUES DETAILLEES	65
7. DISCUSSION	70
7.1. DIFFICULTES DE LA MODELISATION 3D	70
7.2. COMPARAISON ENTRE LE MODELE ACTUEL ET LE MODELE PROPOSE	71
8. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	73
9. LISTE BIBLIOGRAPHIQUE	75

Tables des illustrations

Figure 1: carte structurale du massif du Chenaillet, Agard et Lemoine, 2003	14
Figure 2: coupe géologique O-E du massif du Chenaillet (modèle actuel),(Lemoine et Cirio, 2014).....	15
Figure 3: Structuration des données pour le projet S.I.G. et 3D.....	16
Figure 4 : Construction de la boîte et paramétrage. A : Emprise 2D du modèle géologique. B : Surface topographique du bloc modèle. C : Pile stratigraphique du modèle géologique.	19
Figure 5 : Principe de la microsonde électronique de Castaing, source : www.cameca.com	20
Figure 6 : Localisation des échantillons analysés à la microsonde électronique.	20
Figure 7 : Comptes 2017 du BRGM - répartition de l'activité par domaines, missions et types de financement. © BRGM.....	21
Figure 8 : A: Organigramme du BRGM en 2019 (BRGM). B: Organigramme de la Direction des Géoressources (DGR) en 2019 (BRGM)	23
Figure 9 : A: Carte structurale des Alpes, B : Bloc 3D montrant la superpositions des grandes unités des Alpes (Agard et Lemoine, 2003), C : Situation paléogéographique il y a 100 Ma (Agard et Lemoine, 2003).....	25
Figure 10 : Carte géologique simplifiée du massif du Chenaillet (Agard et Lemoine, 2003) ..	27
Figure 11: Localisation du massif ophiolitique du Chenaillet, à cheval sur la frontière Franco-Italienne (Cordey et Bailly, 2007).....	27
Figure 12: Coupe géologique de l'unité supérieure et de l'unité inférieure (Cordey et Bailly, 2007).....	28
Figure 13:Colonnes lithostratigraphiques du Chenaillet proposées par Lemoine et al., 2000; Cordey et Bailly, 2007.	30
Figure 14: Carte géologique du massif du Chenaillet montrant le massif comme une klippe (Manatschal et al., 2011;).....	31
Figure 15: Cadre géologique du massif du Chenaillet montrant deux écailles tectoniques (Cordey et Bailly, 2007).....	32
Figure 16: Modèle proposé par Lemoine et., 1987 qui s'apparente au modèle de Wernicke	32
Figure 17: Localisation de l'emprise cartographique comprenant le Chenaillet et le Sommet des Anges.	34
Figure 18: Carte géologique de E. Massini, 2007	36
Figure 19: Secteurs cartographiés pendant le temps de mission.....	37
Figure 20 : Méthodologie par point GPS, chaque point correspond à une lithologie dans la formation ou au contact entre deux formations. N.B. la lithologie brèche correspond à un affleurement de petite taille constitué de plusieurs lithologies intimement liées.	37
Figure 21: Vue de la mégabrèche du côté de la Cabane des Douaniers.	38
Figure 22: affleurements de radiolarites montrant un réseau de veines de quartz (photos 1 et 3), en association avec les marbres et les gabbros (photos 2 et 3) ainsi que sous la forme d'enclave (photo 4).....	38
Figure 23: lames minces des radiolarites du Chenaillet : veines de quartz plissées (LPNA, photo 1) et veine de quartz épaisse (LPA, photo 2) (Thiéblemont et a., 2019).....	39
Figure 24: affleurements de marbres montrant les faciès bleutés/verdâtres en base (photos 1 et 3), la déformation intense et le réseau de calcite (photos 1 et 2) ainsi que l'association marbre-radiolarite et marbre-chloritite (photo 3 et 4).....	39
Figure 25: lames minces en LPNA et LPA dans les marbres : on distingue une bande verte associée à des lits micacés soulignant la foliation (Thiéblemont et al., 2019).	40
Figure 26: affleurements de chlorites montrant, une boule de chloritite dans les marbres et recouverte de gabbros au-dessus (photo 1), des fragments de granitoïdes (photo 2), les chloritites en contact avec les marbres (photo 3) ainsi qu'un affleurement de chloritite où l'on voit bien son aspect sombre (photo 4).....	40
Figure 27: Lames minces en LPNA représentant la matrice chloriteuse et les aiguilles d'amphiboles bleues (photo 1) et du spinelle chromifère dans une matrice chloriteuse (photo 2), (Thiéblemont et al., 2019).....	41
Figure 28: affleurements d'ophicalcites qui montrent bien des fragments +/- arrondis tapissés d'amphibole bleue.	41

Figure 29: à gauche, affleurement d'ophicalcite; à droite l'affleurement contient des minéraux verts correspondant à de la chlorite ou à de l'épidote.....	42
Figure 30: Lames en LPNA montrant de l'amphibole bleue et brunâtre (photo 1) et du spinelle (photo 2), dans un fond carbonaté (Thiéblemont et al., 2019).....	42
Figure 31: à gauche, affleurement de la Replatte avec un zoom, à droite, où l'on voit bien les schistes noirs qui soulignent un plan de schistosité parallèle à la S0 dans les calcaires.....	43
Figure 32: Lames minces en LPNA, montrant l'aspect du schiste noir avec des intercalations de lits feldspathiques dans une matrice micacée chargé en matière organique. La photo 2 montre une veine feldspathique avec des plages de chlorite intercalées (Thiéblemont et al., 2019).....	43
Figure 33: affleurements de serpentinites (photo 1) avec des plans de débit (photo 2),.....	44
Figure 34: lames minces en LPNA et LPA, montrant la structure maillée en fond ainsi que des gros grains de pyroxènes (Thiéblemont et al., 2019).	44
Figure 35: Vues générales sur les gabbros dans les secteurs A et B au sommet (photos 1 et 2), intrusions de gabbro dans les chloritites (photos 3 et 4), enclave d'une roche grises dans un bloc de gabbro (photo 5) et gabbro métamorphosé dans le faciès des schistes verts (chlorite, épidote et amphibole) (photo 6).	45
Figure 36: ancienne carrière d'albitites	46
Figure 37: lames minces en LPNA et LPA, montrant des grands cristaux d'épidotes, des plages de chlorites (photos 1 et 2) ainsi que des amphiboles aciculaires (photo 3) (Thiéblemont et al., 2019).....	46
Figure 38: lames minces en LPNA et LPA montrant le fond presque opaque avec des microlithes et des phénocristaux de plagioclases. En LPA, les grains verdâtres correspondent à de la chlorite et les grains de couleurs vives sont des prehnites (Thiéblemont et al., 2019).	46
Figure 39: affleurement d'ophicalcite au Souréou, montrant les fragments de serpentinites dans une matrice grisâtre (photo 1). Lames minces en LPNA et LPA montrant des fragments et des clinopyroxènes bien préservés dans une brèche située en bordure du corps d'ophicalcites (Thiéblemont et al., 2019).....	47
Figure 40: affleurement de basaltes sur une crête (photo 1), veines de dolérites en intrusion dans un gabbro (photo 2) et plan de faille dans les basaltes en coussin au sein de l'ophiolite (photo 3).....	48
Figure 41: brèche basaltique visible dans le secteur E et F avec des fragments arrondis et anguleux de basaltes et de divers matériaux.	48
Figure 42: affleurements de black shales soulignant la déformation.	49
Figure 43: affleurements de calcschistes soulignant la déformation avec un pli en forme « en fourreau » (photo 2).....	49
Figure 44: stéréogrammes avec (de gauche à droite) les pôles de schistosité, de plans axiaux ainsi qu'un stéréogramme regroupant les linéations.	50
Figure 45: stéréogramme représentant les pôles des failles mesurés sur le terrain.	51
Figure 46: stéréogramme des plans de foliation (D1), et affleurements de marbres dans lesquels on distingue bien les plans de foliation. La couleur bleutée/verdâtre est due à la recristallisation de minéraux orientés.....	51
Figure 47: stéréogramme des structures avec un pendage vers l'ouest (D2) ; pli incliné dans les flyschs, pli métrique dans la Replatte avec une vergence en direction vers le Chenaillet; pli métrique dans la Replatte sur des brèches basaltiques.	52
Figure 48: exemple de plan de débit dans les serpentinites.....	53
Figure 49: carte structurale de la zone du Chenaillet ; stéréogrammes des mesures structurales : des plans de foliations, des linéations et des plans axiaux.	53
Figure 50: grand plan de faille dans la mégabrèche (secteur A) d'environ 200 mètres de long.	54
Figure 51: affleurement de basaltes en coussins montrant un plan de faille vertical et basaltes en coussins basculés.	54
Figure 52: affleurement où l'on voit le contact le gabbro (amas feldspathiques) semble s'injecter dans la chloritite.....	55

Figure 53: Versant du côté de Cervières, affleurement de gabbros en contact avec les chloritites au sommet.....	55
Figure 54: lame A en LPNA et LPA, vues générales avec la matrice chloriteuse dont sa couleur peut variée (photos 1, 3, 5 et 6), les sections allongées, souvent éclatées, correspondent aux mélanges quartzo-feldspathiques, (photos 1, 2, 5 et 6), les apatites sont plus petits et arrondis (photo 6).	56
Figure 55: lame B en LPNA et LPA, vues générales de fragments de granitoïdes (quartz et feldspath) dans une matrice chloriteuse, et quelques grains d'apatite (photo 1 et 2, minéral bleu en LPA à fort relief).....	57
Figure 56: Résultats sur l'étude thermométrique basée sur la composition des chlorites.....	58
Figure 57: lame mince A montrant les chlorites dans les amas quartzo-feldspathiques.....	58
Figure 58: affleurements montrant la superposition des formations les unes par rapport aux autres.	59
Figure 59: suite des affleurements montrant la superposition des formations les unes par rapport aux autres.	60
Figure 60: Carte géologique produite	61
Figure 61: Vues générales du modèle géologique 3D obtenu avec les données de terrains. N.B. les couleurs des formations changent entre la carte géologique et le modèle.....	62
Figure 62: Vues générales des failles modélisées. La failles en rouge bordeaux et violet correspondent aux chevauchements est et ouest, la faille en rouge vif correspond à la faille normale dans la mégabèche, la faille en rose correspond à une faille normale senestre.....	63
Figure 63: géométrie en 3D des formations principales et les basaltes qui recouvrent les gabbros.	64
Figure 64: Carte géologique obtenue à la fin de la modélisation.....	65
Figure 65: Coupe C3 E-O au centre de l'emprise montrant bien le remplissage des flyschs.....	66
Figure 66: Coupe C2 E-O au sud de l'emprise, montrant l'intrusion de gabbros et le remplissage des flyschs.	66
Figure 67: Coupe C4 E-O au nord de l'emprise présentant un remplissage des flyschs plus profond et un rejet de faille assez important à l'est.	66
Figure 68: Coupe C7 au centre de l'ophiolite présentant l'impact du décalage de la faille sud (rose) sur le chevauchement ouest (violet).	67
Figure 69: Coupe C1 NO-SE au sud-ouest de l'emprise montrant l'intrusion du gabbro, le remplissage des flyschs et un décalage assez important à l'est des gabbros.	67
Figure 70: Coupe C5 NO-SE au centre de l'ophiolite montrant bien l'intrusion au sud-est. ...	67
Figure 71: Coupe C6 NE-SO à l'est de l'emprise qui a permis d'ajouter des contraintes à la forme intrusive des gabbros.	68
Figure 72: Coupe C8 NO-SE au sud-ouest de l'emprise qui a permis de contraindre les géométries des flyschs au sud-ouest du modèle.	68
Figure 73: Modèle lithostratigraphique simplifié, échelle non respectée	69
Figure 74: Comparaison en superposant les deux cartes géologiques. La photo 1 montre le pli à déversement vers l'est dans la Replatte, la photo 2 montre des affleurements de gabbro en place au sommet, la photo 3 montre les amas feldspathiques (en blanc) dans la chloritite...	72
Figure 75: Comparaison entre la coupe de Cordey et Bailly (2007) et la coupe proposée. ...	72
Figure 76: Comparaison entre le modèle lithostratigraphique du modèle actuel (Agard et Lemoine, 2003) et le modèle proposé.	73
Table 1: Étendue du projet de modélisation 3D.	18
Table 2: épaisseurs apparentes estimées et mesurées avec le modèle 3D.....	69
<u>Annexe 1</u> : Chronogramme de la période de stage	77
<u>Annexe 2</u> : Extrait de la table des données dans le modèle 3D	79
<u>Annexe 3</u> : Extrait des résultats de la microsonde	80

1. INTRODUCTION ET PROBLEMATIQUE

Le massif du Chenaillet (Hautes-Alpes) est considéré comme le témoin le plus complet d'un plancher océanique alpin (océan liguro-piémontais). Le modèle actuel propose la présence de trois lithologies ophiolitiques superposées qui sont des roches ultramafiques, des gabbros et des épanchements basaltiques en coussins exempts de déformation et de métamorphisme. A la suite de l'avènement sur la tectonique des plaques, ce modèle ophiolitique a été d'abord proposé par Lemoine (1971) puis s'est imposé rapidement (Bertrand et al., 1982). Ainsi le modèle de l'origine océanique de ce massif est aujourd'hui largement accepté mais avec certaines particularités ne cadrant pas avec l'hypothèse d'un plancher océanique « standard ». En effet, le complexe filonien compris entre l'ensemble intrusif et l'ensemble effusif est absent dans la séquence ophiolitique du Chenaillet. Cette particularité a conduit à la proposition de divers modèles. D'abord, un contexte de dorsale lente (Agard et Lemoine, 2003), et un modèle de L'Oceanic Core Complex, actuellement généralisé sur l'ensemble des ophiolites liguro-piémontaises (Lagbarielle et al., 2015). Ce modèle correspondrait à une dénudation tectonique qui ferait parvenir les roches ultramafiques en surface, dans un système de rift accompagné d'un magmatisme et d'un terme volcanique tardif (volcanisme de type MORB). L'ensemble aurait été ensuite obducté pendant la collision alpine, « flottant » ainsi sur des unités de hautes pressions (Agard et Lemoine, 2003).

Les travaux récents sur le massif du Chenaillet (Chalot-Prat, 2005 ; Manatschal et al., 2011 ; Li et al., 2013) et plus anciens (Barféty et al., 1995) représentent le massif en contact par un chevauchement plat sur des séries méta-sédimentaires (schistes lustrés au sens large). Le magmatisme océanique a été daté (Costa et Caby, 2001 ; Chalot-Prat., 2003 ; Li et al., 2013) vers la limite Callovien-Bathonien (~ 165 Ma) (Li et al., 2013) donnant ainsi un âge minimal pour l'ouverture de l'océan liguro-piémontais.

Le massif du Chenaillet se situe à la frontière entre deux domaines paléogéographiques majeurs :

- Le domaine liguro-piémontais à l'Est, associant des sédiments océaniques (schistes lustrés) d'âge jurassique moyen-supérieur à crétacé supérieur et des fragments d'ophiolites ;
- Le domaine Briançonnais constitué de terrains méso- à cénozoïque reflétant l'évolution de la marge européenne à l'Ouest de l'océan liguro-piémontais, de l'ouverture du domaine thétysien à la surrection alpine.

La limite entre les deux domaines est une discontinuité majeure dans les Alpes occidentales. Ainsi, dans la région de Briançon, elle superpose une série Briançonnaise (incluant un trias dolomitique épais) et une série de type schistes lustrés (incluant des radiolarites à la base) à substratum ophiolitique, nommée unité de Lago-Nero-La Replatte (ULNR), surmontée ensuite par l'ophiolite du Chenaillet. Ainsi, ce modèle de charriage de l'ophiolite du Chenaillet sur l'ULNR, eux-mêmes charriés sur une série Briançonnaise est unanimement adopté (figure 1 et 2).

Plusieurs inconvénients majeurs sont présents dans ce modèle d'empilement de deux nappes (ULNR, ophiolite). En premier lieu, La carte géologique de Barféty et al. (1995), document de référence pour la cartographie du Chenaillet, représente une faille supposée à la base de l'ophiolite, faisant monter l'ophiolite sur l'ULNR. Cependant cette faille supposée se trouve dans une zone totalement aveugle (couverture d'éboulis).

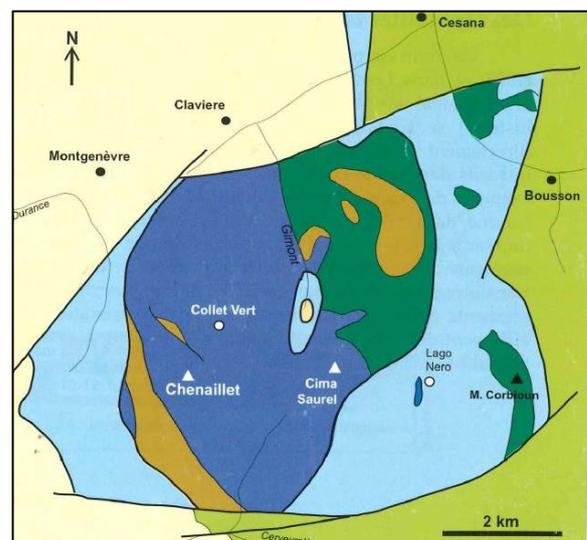


Figure 1: carte structurale du massif du Chenaillet, Agard et Lemoine, 2003

Puis, d'après Barféty et al. (1995), les roches basiques contiendraient de la glaucophane, cependant l'analyse à la microsonde de l'amphibole bleue présente dans une roche basique de l'ULNR montre qu'il s'agit de Mg-riébeckite (Thiéblemont et Thiéblemont, 2017), une amphibole à faible intérêt géobarométrique.

Enfin, une datation réalisée sur des radiolarites de l'ULNR (Cordey et Bailly, 2007) indique un âge Bathonien-Bajocien (~ 166 Ma) ce qui montre que le substratum ophiolite de l'ULNR serait sub-synchrone, voire même plus ancien (166 Ma vs. 165 Ma) que l'ophiolite du Chenaillet.

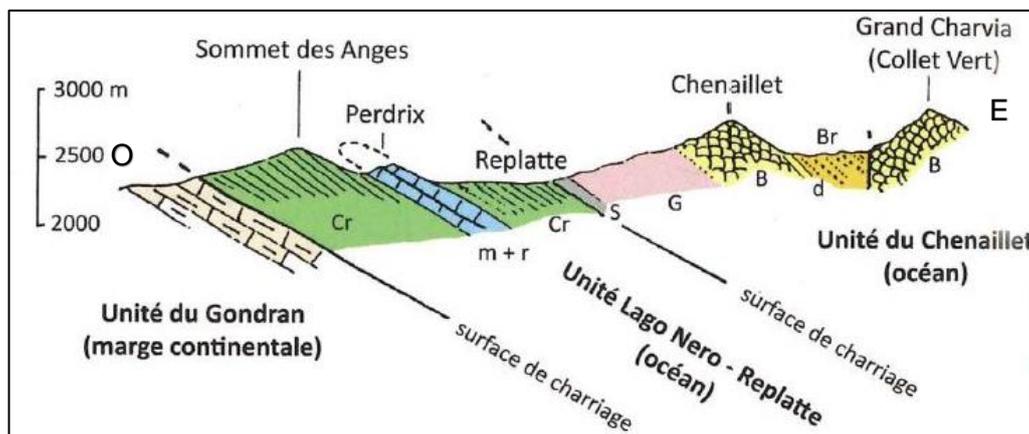


Figure 2: coupe géologique O-E du massif du Chenaillet (modèle actuel), (Lemoine et Cirio, 2014).

De récents travaux (Thiéblemont et Thiéblemont, 2017) montrent une extension de gabbros au-delà du complexe ophiolitique à l'Ouest. Ces gabbros se trouvant en contact avec les roches de l'ULNR, une mise en place des roches mafiques par intrusion dans l'UNLR est suggérée. Ces travaux remettent en question la validité du modèle actuel c'est-à-dire l'empilement de l'ophiolite du Chenaillet sur les sédiments de l'ULNR par un contact anormal (figure 2).

En considérant ces difficultés et ces nouvelles données, l'objectif du stage est de reprendre la cartographie d'une partie du massif du Chenaillet puis de réaliser un modèle géologique 3D afin de proposer un nouveau modèle basé sur des données factuelles. Outre l'approche 2D et 3D, des analyses à la microsonde sur des échantillons prélevés pendant la mission terrain permettront de déterminer des conditions de métamorphisme dans un secteur particulier de la zone d'étude, au contact entre gabbro et encaissant sédimentaire de l'ULNR. Ces différents travaux ont été réalisés sur une période de 5 mois avec une succession d'une phase de terrain, de modélisation 3D et d'analyse microsonde (cf. chronogramme en Annexe 1).

2. CHOIX DES OUTILS ET METHODES

La conception d'une carte numérique et d'un modèle 3D nécessite de créer une base de données permettant le stockage et le traitement des données que l'on exploite au travers de logiciels S.I.G. (Systèmes d'informations géographiques) et de logiciels de modélisation 3D. Ces logiciels sont des outils d'aide à la décision permettant de rester cohérent dans nos résultats et dans nos interprétations.

2.1. Création d'une base de données

Le projet S.I.G. et 3D débute par la constitution d'une base de données de structure prédéfinie. Une base de données correctement organisée permet de gérer les données de façon pérenne mais également de les importer dans différents logiciels (figure 3).

Les données du carnet de terrain sont remplies dans plusieurs tableurs Excel. Une table comprend un type d'information acquis sur le terrain. Les différentes tables créées sont les suivantes :

- Une table point d'affleurement : correspond aux points GPS de chaque affleurement observé et décrit sur le terrain, cette table est générale, elle renseigne également les échantillons, les photos et les lames minces ;
- Une table contact : correspond aux contacts entre les formations géologiques ;
- Une table strati/schisto : renseigne les données d'orientations de stratification et de schistosité/foliation (S0, S1, S2...) ;
- Une table pli : correspond aux données de plan axial et axe de pli ;
- Une table faille : renseigne sur les différents types de failles observées.

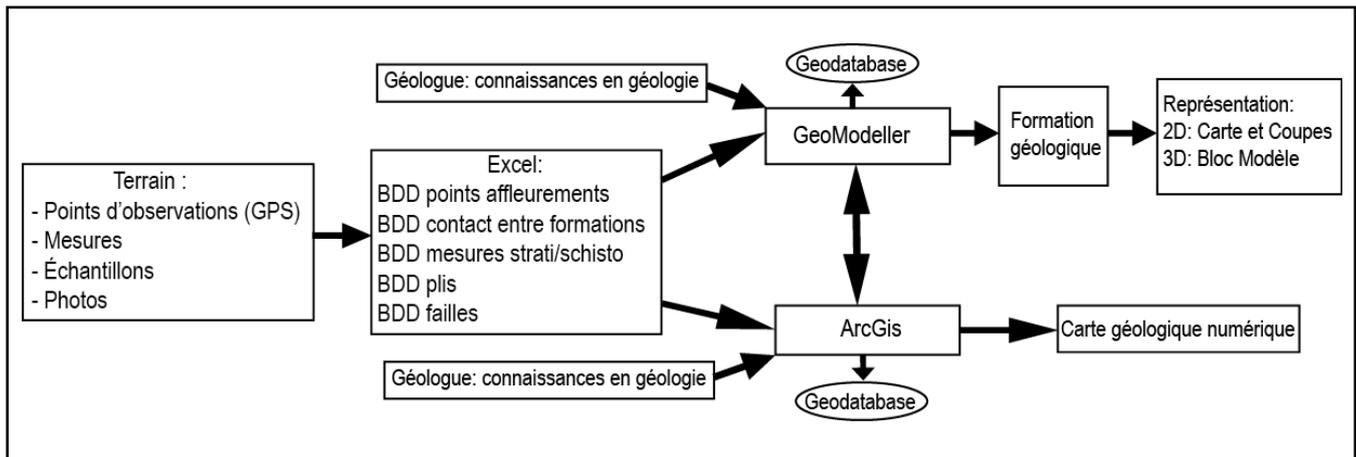


Figure 3: Structuration des données pour le projet S.I.G. et 3D.

2.2. Cartographie numérique sous S.I.G.

Un S.I.G. est un outil d'aide à la décision dans lequel toutes les informations sont géoréférencées. Il s'agit, plus précisément, de moyens matériels et de logiciels permettant d'assurer les fonctions suivantes :

- Compiler des informations géolocalisées sous forme numérique ;
- Archiver des données (bancairisation et pérennisation des données) ;
- Analyser des données géographiques ;
- Afficher les données géographiques (mise en forme, visualisation) ;
- L'abstraction des données et leur représentation dans le monde réel.

Le logiciel S.I.G. ArcGis est une plateforme bureautique de création, de mise à jour et d'analyse d'informations géographiques. Elle est développée par ESRI (Environmental Systems Research Institute), et comporte trois suites d'applications principales :

- ArcMap qui correspond à l'application principale d'ArcGIS pour toutes les tâches de cartographie, de mise à jour ainsi que pour les requêtes et les analyses basées sur des cartes ;
- ArcCatalog permet de faciliter l'organisation et la gestion des données, des géodatabases (outil qui permet de stocker et de gérer plusieurs bases de données), des jeux d'outils de géotraitement, des métadonnées et des services S.I.G.) ;
- ArcToolbox qui permet de regrouper l'ensemble des outils de géotraitement.

Dans ce projet, les données géographiques sont utilisées dans le mode vecteur. La représentation graphique de l'information se fait à l'aide d'une succession de points définis par leurs coordonnées X et Y qui sont convertis en polygones représentant graphiquement les formations géologiques. La notion de topologie est primordiale, elle permet de gérer les limites entre les éléments graphiques. En effet, elle est utile pour avoir certaines informations sur la carte numérique (continuité d'une ligne, intersection de deux éléments graphiques, calcul d'une surface).

La création d'une géodatabase sous ArcGis permet de structurer les données, de leur attribuer une symbologie, créer une liste déroulante et créer des éléments géométriques.

La carte numérique a été dessinée à partir des tables importées sous ArcMap. L'information est renseignée sous forme de points. Un fichier de forme (shapefile) est créé afin de dessiner des polygones qui représenteront les différentes formations pouvant couvrir une ou plusieurs lithologies caractéristiques.

L'intérêt de travailler sous S.I.G. est de pouvoir représenter tous les points d'affleurement, et de restituer toute l'information en faisant abstraction de l'échelle.

2.3. Modélisation géologique 3D

2.3.1. Principe

Le modèle a été créé sous le logiciel GeoModeller©, développé depuis 1995 par des géologues (BRGM) et conçu pour des géologues. Il est distribué et co-développé par Intrepid Geophysics (IG) depuis 2005. GeoModeller© permet de construire des modèles 3D complexes en utilisant la méthode des surfaces de type implicite. Ces surfaces sont limitées par des données géologiques telles que des points de passage (coordonnées GPS) et des mesures d'orientation.

La méthode des surfaces implicites consiste à définir une isovaleur sur une surface dans un champ scalaire. Ce champ scalaire correspond à un objet 3D dans lequel une valeur est définie en tout point dans l'espace x, y, z. Le champ aura une même valeur pour l'ensemble d'un jeu de points qui appartient à une même surface. Ainsi, on travaille sur plusieurs surfaces dans un même espace 3D. Par ailleurs, dans un objet 3D, les surfaces se trouvant à l'intérieur de ces objets sont rendues explicites pour pouvoir être utilisées. L'intérêt principal de cette méthode est qu'il est possible d'ajouter des discontinuités géologiques telles que les failles, ainsi, le champ scalaire peut comporter des contraintes.

Les données géologiques sont importées à partir des tables créées sous Excel (cf. Annexe 2, Extrait de la table des données) ou sont renseignées directement sous GeoModeller©. Les données sont intégrées dans un même espace 3D afin de garder une cohérence et de permettre leur interprétation.

Ainsi, les informations géologiques sont réunies et traitées dans un même espace 3D ce qui permet de construire un modèle géologique 3D.

Le MNT (modèle numérique de terrain) est la surface utilisée pour modéliser, par conséquent, tous les points connus disponibles sont sur le MNT mais peuvent également être sur des coupes géologiques.

Concernant les failles, GeoModeller© permet de les intégrer sous forme de champ de potentiel. Elles sont soit de type infini et recoupent ainsi le bloc modèle, soit de type fini, dans ce cas, une sphère d'influence est définie (Calcagno et al., 2008). Les paramètres pris en compte sont : 1/ une surface d'influence, 2/ une extension en surface, 3/ une extension en profondeur.

2.3.2. Notion de pile géologique

Avant de modéliser, il est nécessaire de créer une « pile géologique ». Cette notion est importante car elle permet de définir les entités géologiques à modéliser et d'indiquer leur chronologie de mise en place. Cette pile est définie par des séries qui regroupent une ou plusieurs formations (au sens cartographique). Lorsque les formations sont subparallèles, elles sont contenues dans une même série. À l'inverse, lorsqu'elles se recoupent, elles sont attribuées à différentes séries. Chaque série de formation est définie par un champ de potentiel.

Une fois la pile créée, il faut la paramétrer en suivant certaines règles. D'abord, il est nécessaire d'indiquer si l'on travaille en toit (« top ») ou en base (« bottom ») de formation. Ensuite, afin de déterminer les relations entre les séries, on détermine si la série est érosive (« erod ») ou en dépôt (« onlap »). Par exemple, si une série est dite « erod » alors la série inférieure sera érodée par cette série.

2.3.3. Paramètres définis pour le projet de modélisation

L'emprise du projet 3D est définie par une boîte dont les coordonnées sont projetées en Lambert 93 (table 1 ; figure 4A).

XMin	992007.94	XMax	998539.53	XExtent	6531.59 m
YMin	6426973	YMax	6430449.69	YExtent	3470.69 m
ZMin	500	ZMax	3000	ZExtent	2500 m

Table 1: Étendue du projet de modélisation 3D.

Ensuite, le MNT est ajouté afin d'obtenir une visualisation de la surface topographique, mais surtout, il permet de modéliser (figure 4B). Le pas du MNT est de 25 mètres. Enfin, la pile géologique est créée, elle contient toute l'histoire géologique (figure 4C). Dans ce projet, sept séries ont été créées et contiennent chacune une formation géologique.

Une fois le projet construit, il est possible d'ajouter des cartes géologiques en fond dans la partie 2D et 3D qui serviront d'aide à la construction du modèle.

La modélisation débute par l'importation des tables de contact entre formations et les données de mesures (schistosité, faille). À noter que le logiciel ne distingue pas les phases de déformation, il faut donc sélectionner les mesures pertinentes (c'est-à-dire celles déterminant l'architecture 3D) afin que le modèle soit représentatif des relations entre les formations géologiques (Calcagno et al., 2008).

De plus, lors de l'importation, GeoModeller© ne conserve pas les codes associés aux points, ainsi, ce travail se fait manuellement en renseignant chaque point par son code.

Ainsi, pour modéliser sous GeoModeller®, il est nécessaire de disposer de données géologiques (points de passage et d'orientation), d'une pile géologique qui raconte l'histoire géologique et d'un champ de potentiel par série qui sera interpolé.

1.1. Analyse à la microsonde électronique

La microsonde électronique de Castaing (en anglais : electron probe microanalyzer, EPMA), est un appareillage d'analyse élémentaire, où la surface polie d'un échantillon est analysée. La surface est bombardée par un faisceau d'électrons et émet des rayons X qui sont analysés (figure 5). La composition de l'échantillon est définie en identifiant sur des spectres, les

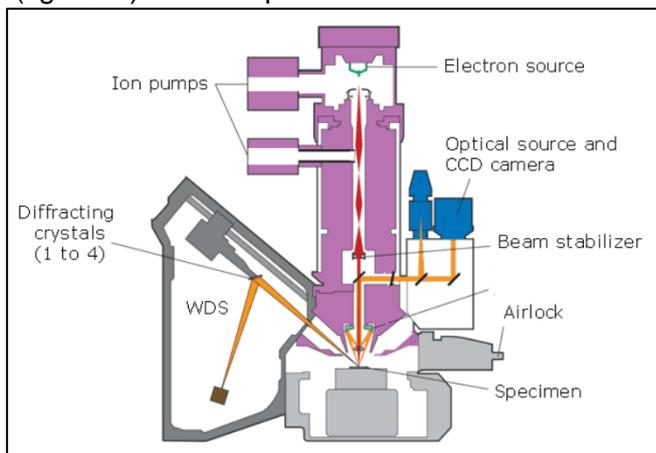


Figure 5 : Principe de la microsonde électronique de Castaing, source : www.cameca.com

longueurs d'ondes des rayons X qui sont caractéristiques des espèces émettrices. Cette méthode, à la fois qualitative et quantitative, est non destructive de volumes, et possède également une sensibilité du niveau du ppm.

Une dizaine d'échantillon a été analysée en deux séances à la microsonde afin d'obtenir leur composition. Ces analyses complètent une base de données existantes avant le stage, dans laquelle plusieurs lames minces avaient été analysées à la microsonde. Ces échantillons (figure 6) ont été prélevés dans l'ophiolite ainsi qu'à sa périphérie.

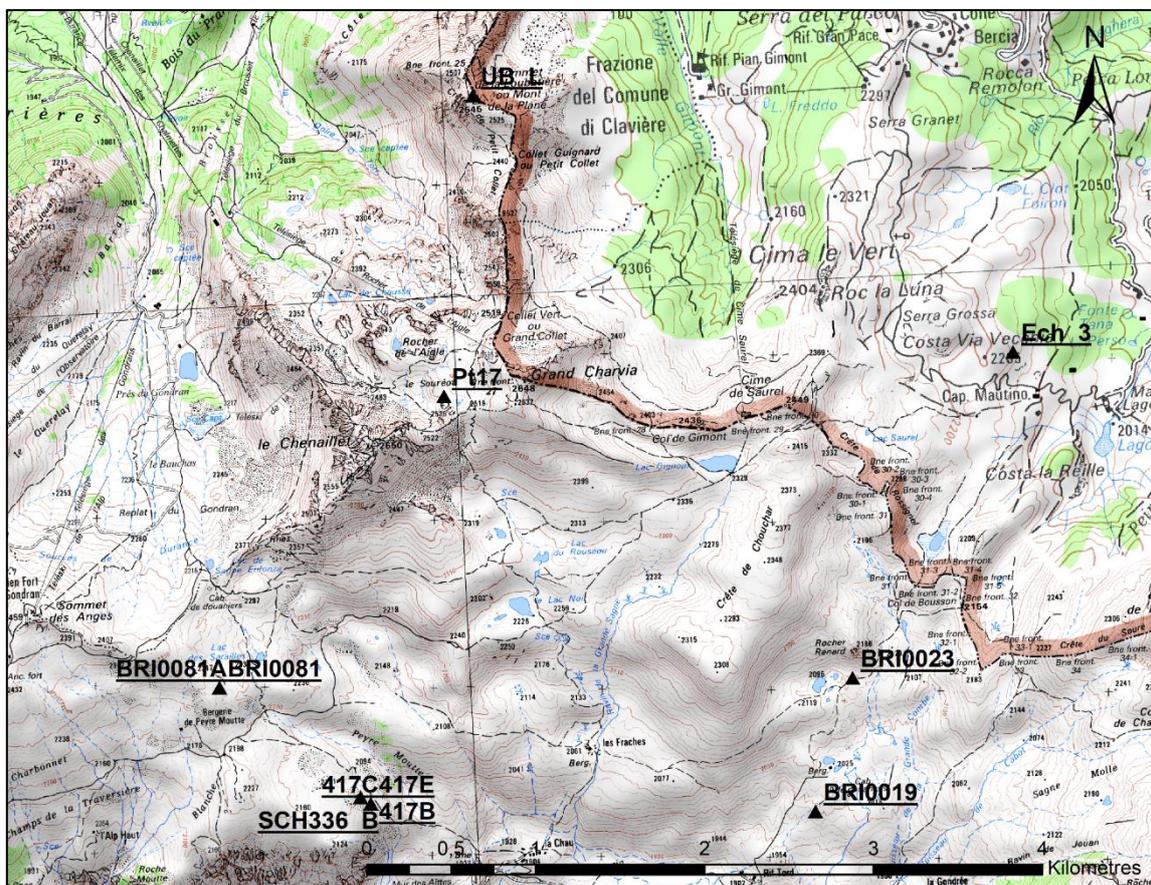


Figure 6 : Localisation des échantillons analysés à la microsonde électronique.

3. PRESENTATION DE L'ENTREPRISE

Le Bureau de Recherches Géologiques et Minières, créé en 1959, est le service géologique national français. C'est un établissement public à caractère industriel et commercial (EPIC). Il dépend du ministère de l'Enseignement supérieur, de la Recherche et de l'Innovation, du ministère de la Transition écologique et solidaire, et du ministère de l'Économie et des Finances. Le BRGM est l'établissement public français de référence concernant les applications des sciences de la Terre pour gérer les ressources et les risques du sol et du sous-sol. Il dispose de filiales dans le domaine de la géothermie (CFG : Compagnie Française de Géothermie) à 100% et dans les instruments de mesures en géophysique (IRIS Instruments) à 51%.

Le BRGM est basé à Orléans (Loiret) et emploie plus de 1000 personnes dont plus de 700 chercheurs et ingénieurs dans ses 29 implantations en France métropolitaine et en Outre-Mer. Depuis 2017, Michel Rousseau est la Présidente Directrice Générale du BRGM et Pierre Toulhoat est le directeur scientifique depuis 2012.

Le BRGM opère dans 10 domaines d'activités (géologie, ressources minérales, géothermie, stockage géologique du CO2, eau, après-mine, risques, sites et sols pollués/déchets, métrologie et laboratoire, systèmes d'information) (figure 7) regroupés dans différentes directions (figure 8).

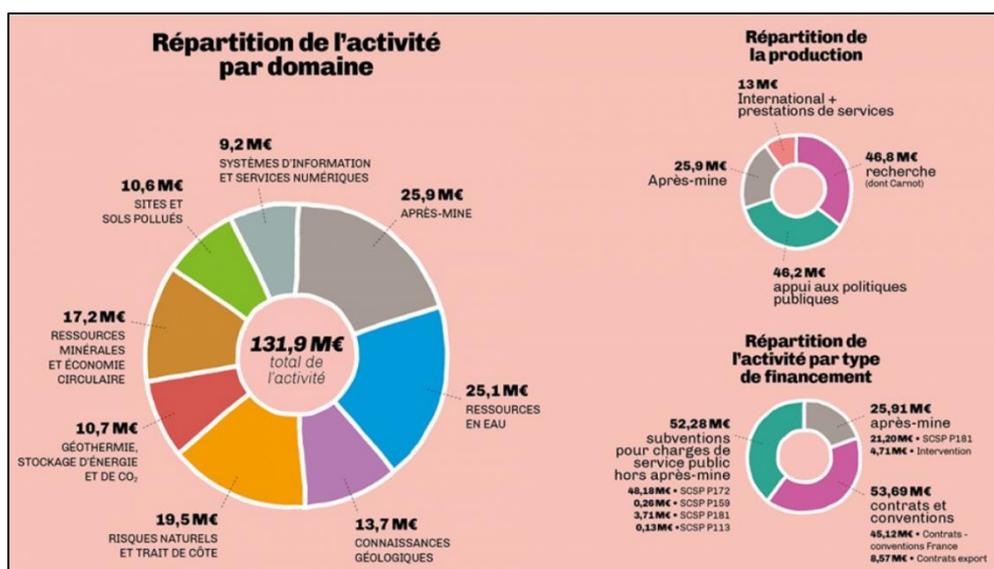


Figure 7 : Comptes 2017 du BRGM - répartition de l'activité par domaines, missions et types de financement. © BRGM

Le BRGM agit autour de 6 enjeux sociétaux :

- Géologie et connaissance du sous-sol ;
- Données, services et infrastructures numériques ;
- Risques et aménagement du territoire ;
- Gestion des eaux souterraines ;
- Ressources minérales et économie circulaire ;
- Transition énergétique et espace souterrain.

Cet organisme mène des actions de recherches avec des filières industrielles et des entreprises de toutes tailles (au travers d'un Institut Carnot).

Le BRGM est certifié ISO 9001 (qualité) depuis 2004 et ISO 14001 (environnement) depuis 2012.

Le stage s'est déroulé dans la Direction des Géoressources, dans l'unité Observatoires et Économie des Géoressources.

La direction des Géoressources (DGR) est dirigée par Christophe Didier. Elle a pour fonction l'acquisition, la production, la conservation, la valorisation et la restitution de connaissances géologiques, géothermiques et minérales. Elle développe également des outils, modèles et techniques relatifs à ces fonctions.

La DGR porte en particulier la fonction d'observatoire des ressources minérales, la mise en œuvre du programme Référentiel Géologique de la France (RGF) et les fonctions de développement et de promotion des géothermies.

La DGR est divisée en 7 unités dont l'unité OEG, dirigée par Anne Bourguignon, où le stage s'est déroulé.

Le rôle d'OEG est d'assurer l'intégration des données et résultats scientifiques et techniques produites par les unités de la DGR, dans le but de produire des bases de données, de la cartographie, des modèles, des rapports et des analyses technico-économiques des ressources étudiées. Elle assure également la fonction d'observatoire des ressources, destinés à fournir aux services de l'État les informations nécessaires à la conduite de la politique d'approvisionnement du pays et de la gestion durable mais aussi de l'exploitation raisonnée des ressources du sous-sol.

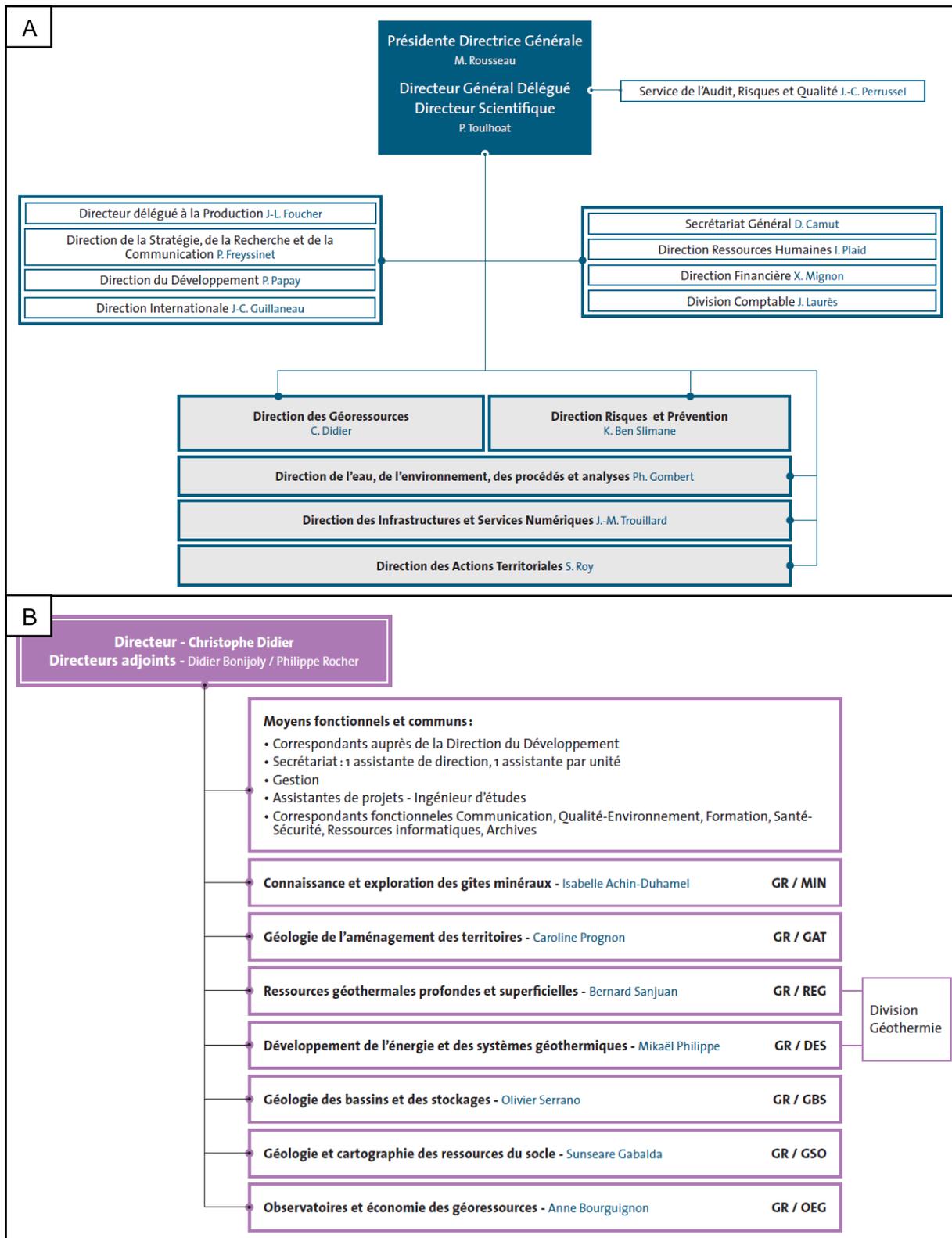


Figure 8 : A: Organigramme du BRGM en 2019 (BRGM). B: Organigramme de la Direction des Géoressources (DGR) en 2019 (BRGM)

4. CADRE DE L'ETUDE

Le stage s'inscrit dans le programme Référentiel Géologique de la France (RGF) visant à améliorer la connaissance du sous-sol national et développer une nouvelle infrastructure géoscientifique afin de mieux répondre aux besoins. Le RGF est un programme pluri-décennal conduit par le BGRM qui mobilise l'ensemble de la communauté géoscientifique française. En effet, ce programme rassemble l'ensemble des compétences du domaine des Sciences de la Terre : BRGM (Géoressources, Direction des Actions Territoriales et autres directions opérationnelles), Universités et laboratoires de recherche du CNRS.

L'axe stratégique du RGF est de passer d'une information scientifique en deux dimensions à une représentation multi-échelle dans le but de répondre aux besoins de la société. Ainsi, le RGF vise à fournir une information géologique 3D, numérique, homogène et cohérente sur l'ensemble du territoire français. L'objectif de ce programme est d'intégrer les données au sein d'un système d'information collaboratif qui facilitera l'accès à la connaissance scientifique.

Pour mener à bien ses travaux, le RGF se focalise sur des chantiers régionaux correspondant aux grands domaines géologiques de la France, tels les Alpes et leurs bassins périphériques, chantier dans lequel s'inscrit le stage. Les principaux objectifs de ce chantier sont :

- La constitution d'un inventaire de la géologie alpine en intégrant l'ensemble des cartes dans un référentiel unique, le Référentiel Lithostratigraphique ;
- L'acquisition de données nouvelles en faisant appel à la communauté académique pour cet objectif par le financement de masters et de thèses. Ces données nouvelles permettent de faire progresser la connaissance sur les questions scientifiques les plus notables. La production de cartes à grande échelle sur des secteurs ciblés (objectif du présent stage) peut ainsi être envisagée.
- L'approche 3D est envisagée à différentes échelles : 1/ ensemble de la chaîne ; 2/ secteurs locaux d'intérêt particulier (scientifique ou sociétal).

5. SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE

5.1. La chaîne des Alpes

Le rapprochement entre l'Eurasie et le bloc Apulo-Africain a conduit à la formation des chaînes alpines progressivement par subduction puis par collision. Celles-ci sont nées à la fin de l'ère Secondaire et pendant l'ère Tertiaire. Parmi les chaînes alpines, la Chaîne des Alpes s'étend de l'ouest du Massif Central jusqu'à l'est du Bassin Pannonique sur 1000 km.

Cette chaîne se subdivise en plusieurs segments distincts par leurs structures (figure 9A et 9B) et leur histoire géologique (de l'ouest vers l'est) :

- Les Alpes Occidentales sont une portion arquée de la chaîne qui se suit depuis le massif de la Dent Blanche-Cervin, jusqu'en bordure de la Méditerranée ;
- Les Alpes Centrales et Orientales ;
- Les Alpes Méridionales.

Avant la création de l'édifice alpin, des petits domaines océaniques occupaient le futur domaine alpin dont l'océan Liguro-Piémontais d'âge jurassique, qui était un segment de l'océan Téthys (ère Secondaire). Cet océan séparait une marge NNW européenne et une marge SSE Apulo-Africaine (bloc ou microcontinent Apulo-Afrique ou Adria) (figure 9C).

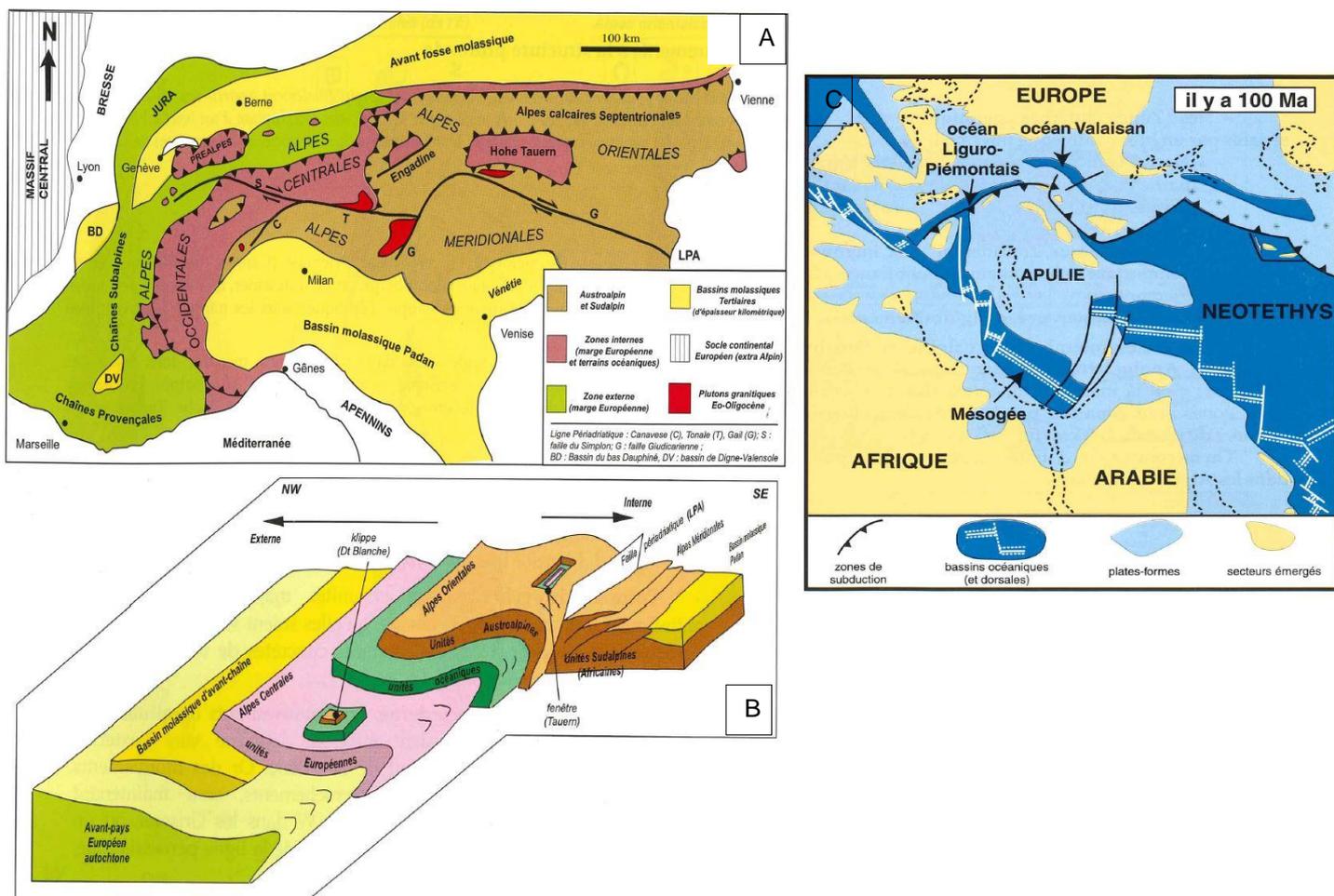


Figure 9 : A : Carte structurale des Alpes, B : Bloc 3D montrant la superposition des grandes unités des Alpes (Agard et Lemoine, 2003), C : Situation paléogéographique il y a 100 Ma (Agard et Lemoine, 2003)

Le segment océanique Liguro-Piémontais s'est ouvert en même temps que l'Atlantique Central fin Jurassique moyen (165 Ma lors de la dislocation de la Pangée) (Lemoine et al., 1987) et est probablement relié à ce dernier par le jeu d'une faille transformante. Cet océan s'est ouvert à la suite d'un rifting au Trias supérieur puis du Lias jusqu'au début du Dogger (200-220 à 165 Ma) (Lemoine et al., 1987) puis est entré en subduction à l'Eocène, subduction suivie d'une collision entre les plaques européenne et apulo-africaine à l'Oligocène-Miocène.

La zone interne (limitée par le front pennique) est composée d'un empilement de nappes crustales issues de différents domaines paléogéographiques océaniques et continentaux (européens et africains) (figure 9B).

Deux domaines structuraux majeurs sont classiquement distingués :

- La zone externe ou domaine Dauphino-Helvétique, qui correspond à la marge continentale européenne ;
- Les zones internes qui comprennent plusieurs ensembles océaniques et continentaux : le Nord pennique, la zone sub-Briançonnaise, la zone Briançonnaise, la zone Piémontaise (continentale) et la zone Liguro-Piémontaise (océanique).

Les zones internes sont séparées des zones externes par un grand accident : le Chevauchement Pennique Frontal, qui charrie les unités sub-briançonnaises (zone étroite de quelques km) sur le Dauphinois.

Dans la suite de cette étude, nous nous intéresserons uniquement à la partie interne des Alpes Occidentales.

5.2. Les Alpes Occidentales

5.2.1. Les unités des Alpes Occidentales

Les unités des Alpes Occidentales se composent de la zone Subbriançonnaise, de la zone Briançonnaise, la zone Piémontaise et la zone Liguro-Piémontaise.

La zone Briançonnaise, large de plusieurs dizaines kilomètres est chevauchée par les unités Piémontaises, à leurs tours chevauchées par les unités Liguro-Piémontaises (Schistes Lustrés et ophiolites). Cet empilement est organisé dans un ordre précis : la nappe inférieure est d'origine continentale (marge continentale) et européenne, puis la nappe au-dessus est issue de l'océan Liguro-Piémontais.

Ce dispositif est localement surmonté par des lambeaux de Flysch, témoins du passage précoce des nappes de Flysch à Helminthoïdes charriées du domaine interne vers le domaine externe.

Les unités étaient initialement chevauchantes vers l'ouest, mais elles ont été ultérieurement renversées par rétro-chevauchement (ou rétro-charriage) vers l'est. Ainsi, cette zone est disposée en éventail.

Le Briançonnais (zone briançonnaise) est composé d'un Trias alpin très épais, avec des quartzites à la base et des calcaires et dolomies au sommet, entrecoupées d'évaporites qui ont constitué un niveau de décollement pour la mise en place des nappes briançonnaises. Le Jurassique est peu épais (lacune au Lias), en contact avec le Trias. Le Crétacé inférieur est souvent absent, et le Crétacé supérieur correspond à des calcaires. Enfin, la série se termine avec l'Eocène qui est constitué par des flysch calcaires.

À l'est de la zone Briançonnaise, la zone Piémontaise associe un Trias dolomitique et des unités à faciès « Schistes Lustrés » sur lesquelles sont charriées et replissées les séries liguro-piémontaises. Les Schistes Lustrés constituent l'essentiel du Liguro-Piémontais, interprétés comme un complexe sédimentaire d'échelle régionale déposé dans l'océan Liguro-Piémontais du Jurassique moyen-supérieur au Crétacé (Agard et Lemoine, 2003).

Les Schistes Lustrés se trouvent donc dans deux domaines :

- Au sein des unités Piémontaises, ils témoignent d'une marge continentale distale ;
- Au sein des unités Liguro-Piémontaises, ils sont strictement océaniques.

Les séries piémontaises constituent un Trias dolomitique épais avec des niveaux gypseux intercalés suivi de Rhétien fossilifère et de flysch du Lias inférieur au Crétacé supérieur.

Les séries liguro-piémontaises correspondent à des ophiolites (Lemoine et al., 1987) surmontées de leur couverture sédimentaire les Schistes Lustrés avec en base un substratum ophiolitique suivi de radiolarite ou des calcaires jurassiques, et au-dessus les flyschs du Jurassique moyen à Crétacé supérieur. Les ophiolites témoignent ainsi d'un océan disparu.

5.2.2. L'ophiolite du Chenaillet

5.2.2.1. Contexte structural.

Le massif ophiolitique du Chenaillet, situé au sud de Montgenèvre (1850 à 2636 m d'altitude) est l'ophiolite la mieux préservée des Alpes Occidentales (figure 10) et, est considéré comme le témoin le plus complet d'une croûte océanique émergée (Bertrand et al., 1981, 1982 ; Manatschal et al., 2011). Elle est également considérée comme un vestige d'une croûte océanique embryonnaire (Lemoine et al., 1987 ; Lagabrielle et al., 1997).

L'ophiolite du Chenaillet est placée au niveau le plus haut de l'édifice alpin (Bertrand et al., 1982) avec une forme plus ou moins circulaire et un diamètre d'environ 5,5 km (Barfély et al., 1995) (figure 11). De nombreux travaux ont été réalisés qui ont démontré le caractère océanique de ce massif, mettant en exergue la présence d'un ancien océan antérieur à la collision alpine (Bertrand et al., 1981 ; Lemoine et al., 1987 ; Costa et Caby, 2001).

Le massif ophiolitique est délimité par un ensemble d'accidents majeurs à l'échelle régionale (Bertrand et al., 1981 ; Barfély et al., 1995 ; Agard et Lemoine, 2003) (figure 11). Il est limité au nord et au sud par deux failles avec un rejet de quelques centaines de mètres (Barfély et al., 1995). De plus, le massif est divisé en plusieurs compartiments par des failles longitudinales orientées N-S et ayant un pendage fort vers l'est (Barfély et al., 1995).

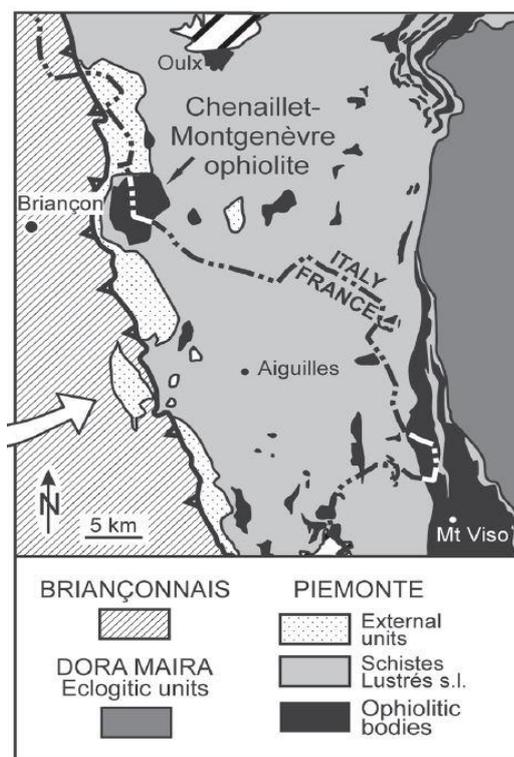


Figure 11: Localisation du massif ophiolitique du Chenaillet, à cheval sur la frontière Franco-Italienne (Cordey et Bailly, 2007).

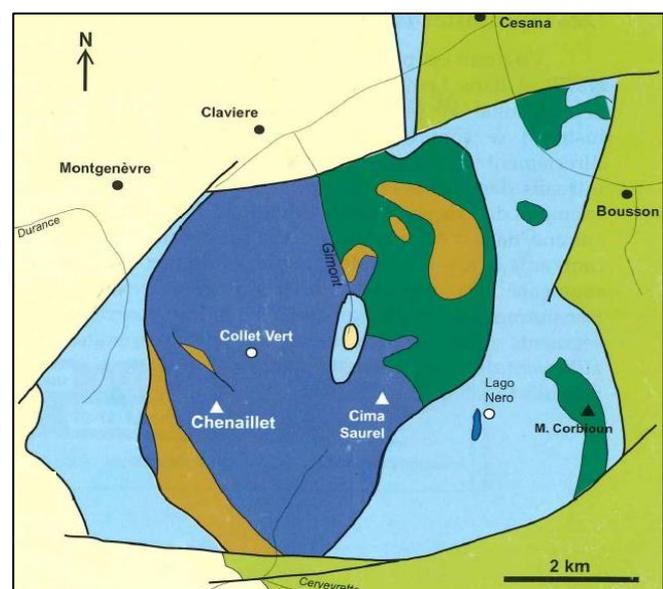


Figure 10 : Carte géologique simplifiée du massif du Chenaillet (Agard et Lemoine, 2003)

Le massif ophiolitique du Chenaillet est composé de deux unités superposées (figure 12) appelées unité supérieure et unité inférieure.

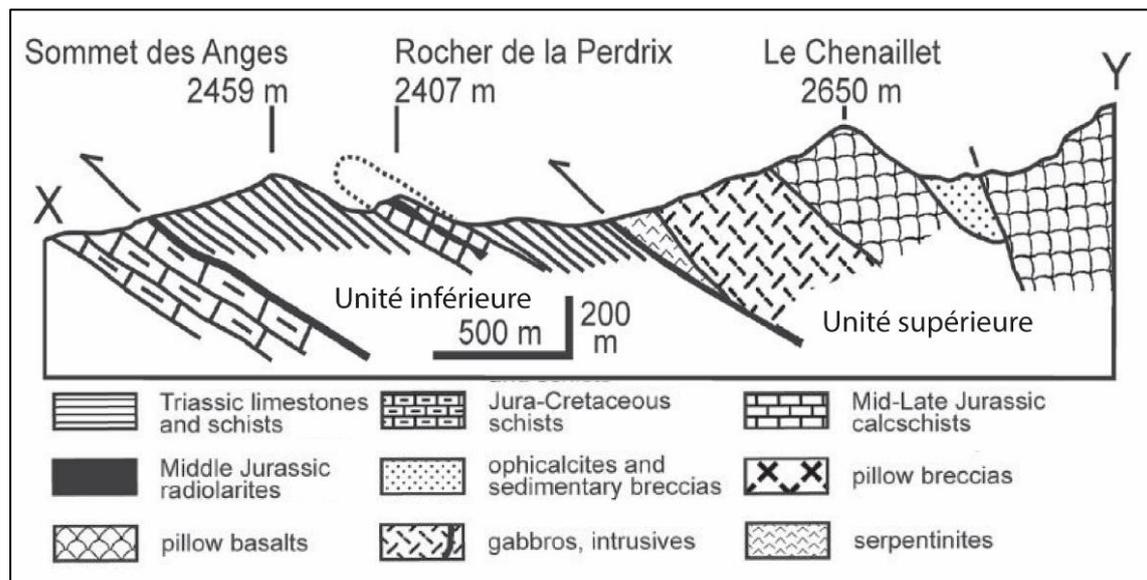


Figure 12: Coupe géologique de l'unité supérieure et de l'unité inférieure (Cordey et Bailly, 2007).

5.2.2.2. Unité supérieure

L'unité supérieure, le « Chenaillet » *sensu stricto*, qui a échappé à la subduction. Cette unité est constituée du bas vers le haut de : 1/ serpentinites contenant une foliation océanique et correspondant à la composante mantellique de l'ophiolite (Bertrand et al., 1982 ; Barféty et al., 1995) ; 2/ gabbros formant une couche discontinue ; 3/ basaltes en coussins et brèches de coussins localisés sur les crêtes les plus élevées (Bertrand et al., 1982 ; Barféty et al., 1995).

Il n'y pas de couverture sédimentaire conservée, probablement due à une érosion post-obduction (Bertrand et al., 1982). L'unité est dépourvue de toute déformation alpine et a été très faiblement affectée par le métamorphisme alpin caractérisé par des faciès à prehnite-pumpellyite accompagnés d'albite, d'actinolite et d'épidote (Bertrand et al., 1981). Ainsi, la particularité de cette unité est qu'elle a été seulement obduite, et a échappé à la subduction, (contrairement à la plupart des ophiolites alpines) pendant la convergence alpine. L'unité a été charriée sur la marge européenne (zone Piémontaise) d'où la préservation exceptionnelle de la séquence océanique (Agard et Lemoine, 2003).

La foliation océanique dans les serpentinites témoigne d'un fluage important dans le manteau (Bertrand et al., 1982). Il s'agit principalement d'harzburgites et de lherzolites serpentinisées (Bertrand et al., 1982 ; Lemoine et al., 2000). Les serpentinites ont un degré de serpentinisation compris entre 70% et 100% avec la présence ou non de reliques de minéraux primaires (Bertrand et al., 1981). Les espèces minérales de serpentines présentes sont la lizardite et le chrysotile, minéraux de basse température caractéristiques d'un processus hydrothermal dans les péridotites du manteau.

Ainsi, la présence de ces minéraux témoigne d'un hydrothermalisme du plancher océanique pendant son expansion. Les autres espèces minérales sont l'olivine, les pyroxènes, les spinelles chromifères, la chlorite, l'amphibole, le talc, la magnétite et l'hématite (Bertrand et al., 1981). Ces serpentinites sont recoupées par des filons de dolérite, de gabbro et d'albite (Bertrand et al., 1981).

Les gabbros ont une signature de magmas de type MORB (dorsales océaniques). Ils sont intrusifs dans les serpentinites sous la forme de petits filons ou de grands corps épais et larges sur des dizaines voir des centaines de mètres. Les minéraux primaires sont l'olivine, le clinopyroxène, le plagioclase et le spinelle (Bertrand et al., 1981). Ils sont interprétés comme un vestige de la croûte océanique inférieure. Les gabbros sont eux-mêmes traversés par des filons de dolérites et de basaltes (Bertrand et al., 1981). Quelques veinules à épidote, albite, chlorite, prehnite et calcite sont observées au sein de l'ensemble gabbroïque (Bertrand et al., 1981, 1982).

Les gabbros peuvent être localement foliés par des zones de cisaillement (décimètre à décamètre). Cette foliation témoignerait d'une déformation tectonique ductile en contexte métamorphique (flaser gabbro) (Pusztaszeri, 1963 ; Bertrand et al., 1981)

De nombreux filons intrudent les gabbros et les serpentinites :

- Des filons de roches claires : des albitites qui sont sous la forme de dykes ou de sills ;
- Des filons de dolérites et filons de basaltes (Manatschal et al., 2011).

Les albitites sont co-génétiques des magmas de composition mafique (Li et al., 2013).

L'origine des faciès doléritiques est encore en question. Selon Bertrand et al. (1982), il pourrait s'agir des conduits d'alimentation des épanchements de basaltes organisés selon un réseau beaucoup moins dense que les complexes de dykes (« sheeted dyke ») des ophiolites communes.

Parmi les gabbros, des troctolites (pl+ol (+ pyr + opaque)) et des diorites sont observées (Bertrand et al., 1982 ; Li et al., 2013).

Les diorites (pl+cpx+amp pargasite) sont en veines ou en dykes avec des limites diffuses ou nettes avec les gabbros (Manatschal et al., 2011).

Les basaltes en coussins dérivent d'un magma de type MORB (dorsales océaniques) (Lewis et Smewing, 1980 ; Bertrand et al., 1982, Costa et Caby, 2001 ; Chalot-Prat, 2005). Leurs épaisseurs varient beaucoup sur de grandes surfaces. Cette variation d'épaisseur pourrait être une superposition de différents événements magmatiques (Chalot-Prat, 2005).

Les basaltes recouvrent les gabbros et les serpentinites par un contact normal (Barfély et al., 1995). En effet, contrairement à la plupart des ophiolites, le Chenaillet est dépourvu de tout complexe filonien développé (« sheeted dyke ») (Bertrand et al., 1981). Ces épanchements basaltiques sont une composante majeure du massif du Chenaillet avec un caractère primitif bien préservé qui ont permis d'étudier les processus de mise en place (Bertrand et al., 1981, Chalot-Prat, 2005). Les pillow lavas traduisent un écoulement en nappes avec des variations de pendage et des décrochements atteignant une dizaine de mètres (Pusztaszeri, 1969).

D'après Lemoine et al. (1987), il y a eu deux événements magmatiques, le premier produit les gabbros et le second produit les basaltes. Entre ces deux événements, une fraction des serpentinites qui génère des ophicalcites a lieu.

Des sédiments peuvent être observés localement (Bertrand et al., 1981). Vers le centre du massif (secteur de la Loubatière), il s'agit de sédiments (conglomérats, grès et silt) qui recouvrent directement le manteau serpentinitisé associés à des veines de calcite et/ou chlorite, et ailleurs (secteur du Sérou) avec des hyaloclastites (Pusztaszeri, 1969).

Les ophicalcites correspondent à des roches bréchiques associant des serpentinites et des carbonates. Elles sont interprétées de deux façon (ex. Lemoine et al., 1987) : 1/ témoins de la fracturation de la partie supérieure du manteau serpentinisé ; 2 / dépôt sédimentaire remaniant les serpentinites.

Dans le massif du Chenaillet, ces deux types sont distingués :

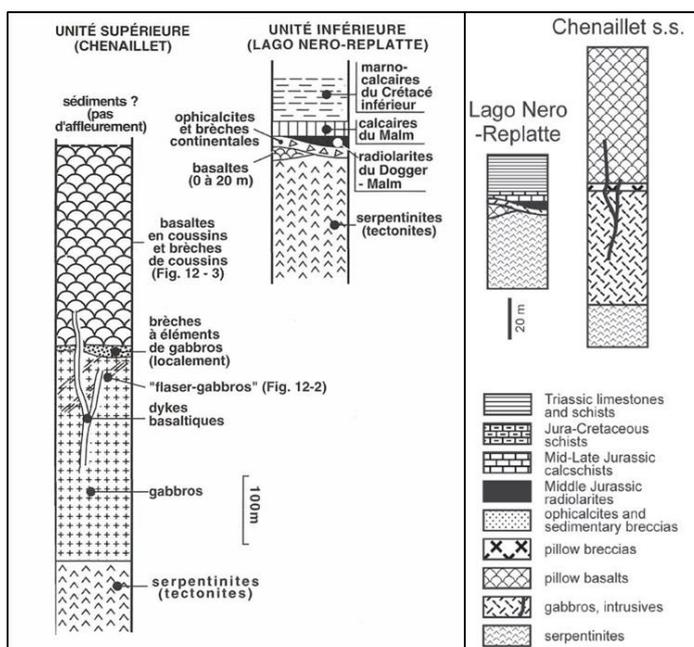
- Les OC1 (tectoniques) sont des serpentinites traversées par des filons de calcites, dolomites et talc, mais aussi de filons sédimentaires composés de calcaire (parfois détritique) contenant des fragments de serpentinites (Lemoine et al., 1987).
- Les OC2 (sédimentaires) sont des brèches détritiques (rarement stratifiés) comportant des serpentinites (+ galets de gabbros) dans une matrice calcique et chloriteuse (Lemoine et al., 1987) déposés sur les serpentinites ou sur les OC1. Les OC2 sont recouvert par des basaltes ou par des sédiments pélagiques (boue siliceuse à radiolaire ou calcaires).

La mise en place des OC1 s'est faite par fracturation hydraulique (surpression de fluide) le long d'accidents tectoniques contribuant à la remontée des roches mantelliques. La mise en place des OC2 s'est faite probablement sous la forme de glissements en masse (grain ou débris flows) (Lemoine et al., 1987). L'origine de ces glissements pourrait être sédimentaire ou tectonique.

5.2.2.3. Unité inférieure

Elle est composée de serpentinites, parfois foliées, puis d'ophicalcite. La base de la pile sédimentaire débute avec des radiolarites datées du Bathonien (soit ≤ 166 Ma) (Cordey et Bailly, 2007) et des calcaires du Malm (Jurassique supérieur), suivi par des calcschistes, une alternance de schistes/calcaires et des grès rapportés au Crétacé (Bertrand et al., 1981 ; Barféty et al., 1995). Il existe, très localement, des basaltes en coussins (quelques mètres) et des brèches de coussins intercalés entre les serpentinites et les sédiments, mais aucun gabbro. Des olistolithes ophiolitiques sont décrits dans la série sédimentaire dont l'origine est encore débattue (remaniement sédimentaire ou tectonique ?) (Bertrand et al., 1981).

Contrairement à l'unité supérieure, l'unité LNR a subi une déformation alpine importante visible sur les basaltes en coussins qui sont aplatis, ainsi qu'un métamorphisme de haute pression dans le faciès des schistes bleus (amphiboles bleues, carpholite) (Agard et al., 2001). Par conséquent, l'unité LNR est partie en subduction à plus de 25 km de profondeur. De plus, contrairement au Chenaillet *sensu stricto*, l'unité LNR a préservé la séquence sédimentaire post-rift du Jurassique supérieur au Crétacé supérieur (Barféty et al., 1995).



Ainsi, les nombreux travaux réalisés au massif du Chenaillet ont permis de décrire chaque terme de la séquence ophiolitique, de comprendre et de déterminer les relations entre l'unité supérieure et l'unité inférieure interprétées comme deux séquences lithostratigraphiques originelles (figure 13).

Figure 13: Colonnes lithostratigraphiques du Chenaillet proposées par Lemoine et al., 2000; Cordey et Bailly, 2007.

Les contacts entre les deux unités et au sein des unités sont de natures différentes (normal ou anormal) (Bertrand et al., 1981, Li et al., 2013). En outre, le Chenaillet *sensu stricto* est considéré comme une klippe de 25 km² (figure 14) qui a préservé du matériel océanique (Manatschal et al., 2011 ; Costa et Caby).

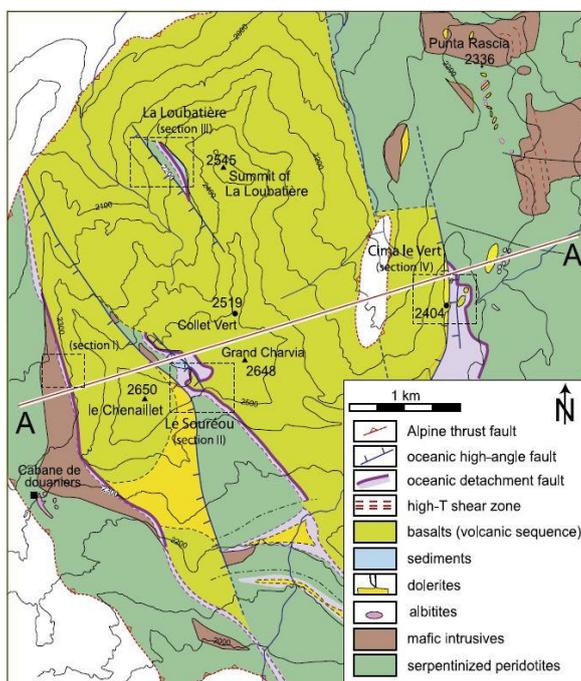


Figure 14: Carte géologique du massif du Chenaillet montrant le massif comme une klippe (Manatschal et al., 2011;).

Les travaux de Li et al. (2013) ont permis de déterminer l'âge le plus précis pour l'ophiolite $165 \text{ Ma} \pm 1\text{-}2 \text{ Ma}$ (datation U/Pb sur zircon sur une albitite et une troctolite). Il correspondrait à l'ouverture du domaine océanique à l'origine de l'ophiolite (formation de la séquence du plancher océanique). Cette étude remet en question d'autres travaux qui ont abouti à des âges de $198 \pm 22 \text{ Ma}$ (Costa et Caby, 2001) et $142 \pm 23 \text{ Ma}$ (Chalot-Prat, 2003) sur des gabbros et $156 \pm 3 \text{ Ma}$ (Costa et Caby, 2001) et $148 \pm 2 \text{ Ma}$ (Chalot-Prat, 2003) sur des veines de leucodiorite et des lentilles d'albitites.

Une compilation des données de la littérature suggère une durée de vie inférieure à 11 Ma pour l'océan Liguro-Piémontais (Li et al., 2013).

La relation entre les deux unités est encore débattue. Soit elles correspondraient à deux entités différentes, c'est-à-dire deux écailles tectoniques (Cordey et Bailly, 2007) (figure 15), ou à une même entité avec l'ophiolite qui est le substratum associé à la couverture sédimentaire (Barfáty et al., 1995). Selon le modèle classique (ex. Barfáty et al., 1995), l'unité de Lago Nero – La Replatte est la couverture initiale de l'ophiolite mais le contact entre est tectonique puisque une des unités n'a pas été subductée alors que l'autre l'a été (Lago Nero – La Replatte). Pour Cordey et Bailly (2007), il y a deux ophiolites d'âges différents : celle de l'unité de Lago Nero – La Replatte antérieure au Bathonien et le Chenaillet, plus récent. Ils imaginent donc qu'il s'agit de deux portions d'océans différents.

Selon Lemoine et al. (1987), l'ophiolite pourrait correspondre à un Oceanic Core Complex (OCC) avec présence d'une faille de détachement qui conduit à l'exhumation de la croûte inférieure et des roches mantelliques. L'OCC est caractérisé par une forme en dôme et par des surfaces de détachement visibles au NW du Chenaillet, entre le Chenaillet et le Grand Charvia et à l'ouest de la Loubatière. Ce modèle reprend le modèle Wernicke (1981) proposé pour les détachements continentaux. Manatschal et al. (2011) ont repris le modèle de Lemoine et al. (1987) sans modification majeure.

D'autres structures océaniques ont été préservées dans le massif :

- Shear zone dans les péridotites (pas cinématiquement reliée à la faille de détachement) ;
- Failles syn-magmatiques nord-sud ;
- Ré-activation alpine : position basculée au Colet Vert due au rejou de failles (normales).

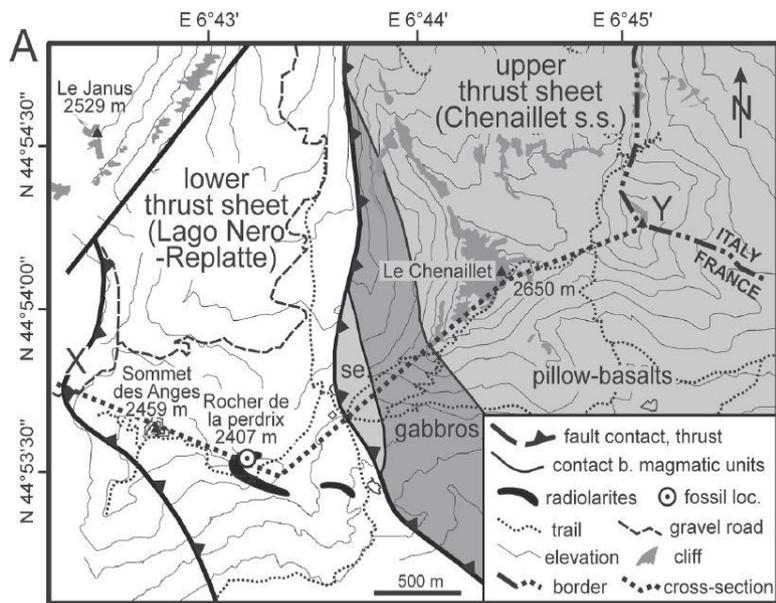


Figure 15: Cadre géologique du massif du Chenaillet montrant deux écailles tectoniques (Cordey et Bailly, 2007).

Le massif ophiolitique est souvent comparé avec le modèle classique d'extension de dorsale médio-océanique (Lagabrielle et Lemoine, 1997 ; Chalot-Prat, 2006). Cependant, les travaux de Lemoine et al. (1987), ont permis de proposer un autre modèle d'évolution géodynamique (due à l'absence de complexe filonien) : le modèle de Wernicke (1979 ou 1981), qui fait intervenir une faille de détachement oblique qui traverserait la lithosphère continentale pendant le rift intra-continental (figure 16).

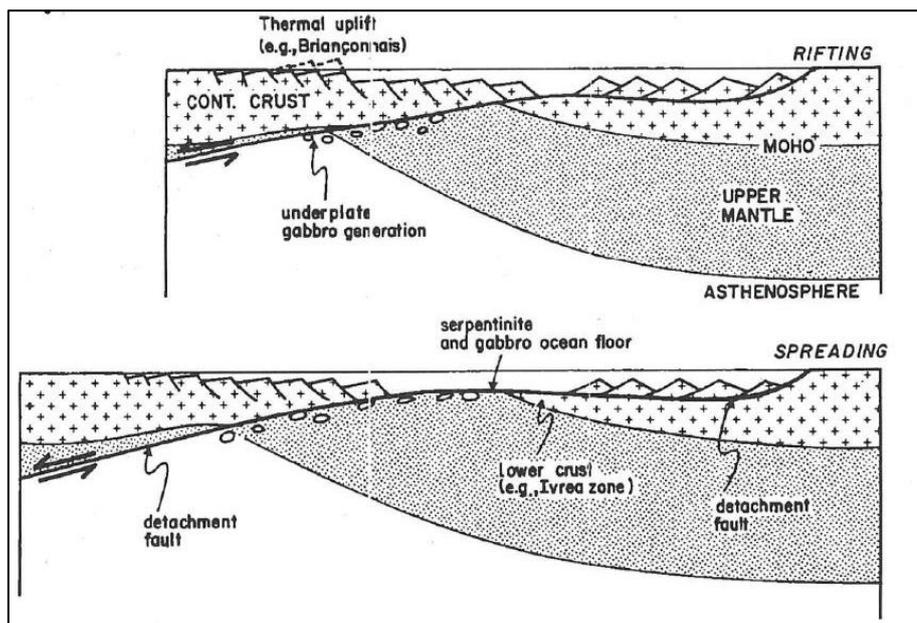


Figure 16: Modèle proposé par Lemoine et., 1987 qui s'apparente au modèle de Wernicke

Ainsi, l'obliquité du détachement engendrerait une dénudation asymétrique du manteau. Ces processus se produiraient au début de l'ouverture du rift donc au début de l'ouverture du domaine océanique). Ainsi, selon le modèle de Lemoine et al., (1987), on ne peut pas parler de plancher océanique contrairement aux autres modèles d'évolution géodynamique qui parlent de plancher océanique.

De récentes observations de terrain (Thiéblemont et Thiéblemont, 2017) ont conduit à remettre en question certains points de cartographie et d'interprétation des unités/structures :

- Un contact direct et franc entre les gabbros de l'unité supérieure et les marbres du Jurassique supérieur (unité inférieure) a été observé, dont la nature n'a pas été complètement élucidée (sédimentaire ou intrusif ?) ;
- De larges affleurements de gabbros ont été identifiés au sein de l'unité inférieure dont les faciès sont identiques aux gabbros du Chenaillet (unité supérieure) ;
- Des analyses à la microsonde ont permis de caractériser l'amphibole bleue comme de la Mg-riebeckite et non de la glaucophane.

Ces observations encore préliminaires, remettent en causes les modèles classiques sur différents aspects, conduisant à la proposition d'une révision de la cartographie du massif. Au cœur des questionnements, se trouve le problème de deux unités structurales et d'un charriage majeur les représentant.

6. NOTICE EXPLICATIVE ET INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS

6.1. Introduction

6.1.1. Situation géographique

Le massif ophiolitique du Chenaillet est situé à cheval entre la France, département des Hautes-Alpes (05), et l'Italie, province de Turin. Il s'agit d'une région de montagne, dont le plus haut sommet atteint 3320 m (pic de Rochebrune, au sud du village de Cervières).

Dans le secteur d'étude, à plus de 2000 m d'altitude, les plus hauts reliefs sont le Sommet des Anges ou Ancien Fort du Gondran (2459 m) et le Mont Chenaillet (2650 m), qui correspond au point culminant (Figure 17).

Les plus hauts sommets aux alentours du Chenaillet sont : Le Lasseron (2702 m) au sud, Le Janus (2566 m) à l'est et le Chaberton (3131 m) au nord. Ils sont proches de la frontière italienne. La ville la plus proche du massif est Briançon, avec 12 370 habitants (INSEE, 2015), elle est considérée comme la plus haute ville d'Europe (1326 m d'altitude). Le massif est limité au sud par la Cerveyrette, au nord par la vallée de Montgenèvre, à l'ouest par les crêtes du Janus – Sommet des Anges, et à l'est par la vallée aboutissant au nord au Lago Nero. Le climat est montagnoux continental assez marqué. La pluviométrie annuelle du secteur est de 200 mm par an

La zone de cartographie est une région montagneuse possédant un dénivelé maximum de 790 m. Quelques ruisseaux incisent le relief au sud de la carte. Le relief permet d'exposer de nombreux affleurements de lithologies variées d'âges jurassiques à crétacés, accompagnés de structures tectoniques remarquables.

La végétation est alpine et subalpine, avec des grandes surfaces pâturées, localement fauchées. Le massif est parsemé de lacs d'altitude (Sarailles, Cordes). L'activité principale au Chenaillet est le fauchage non intensif et le pâturage favorisant une faune et une flore remarquables dans des prairies humides.

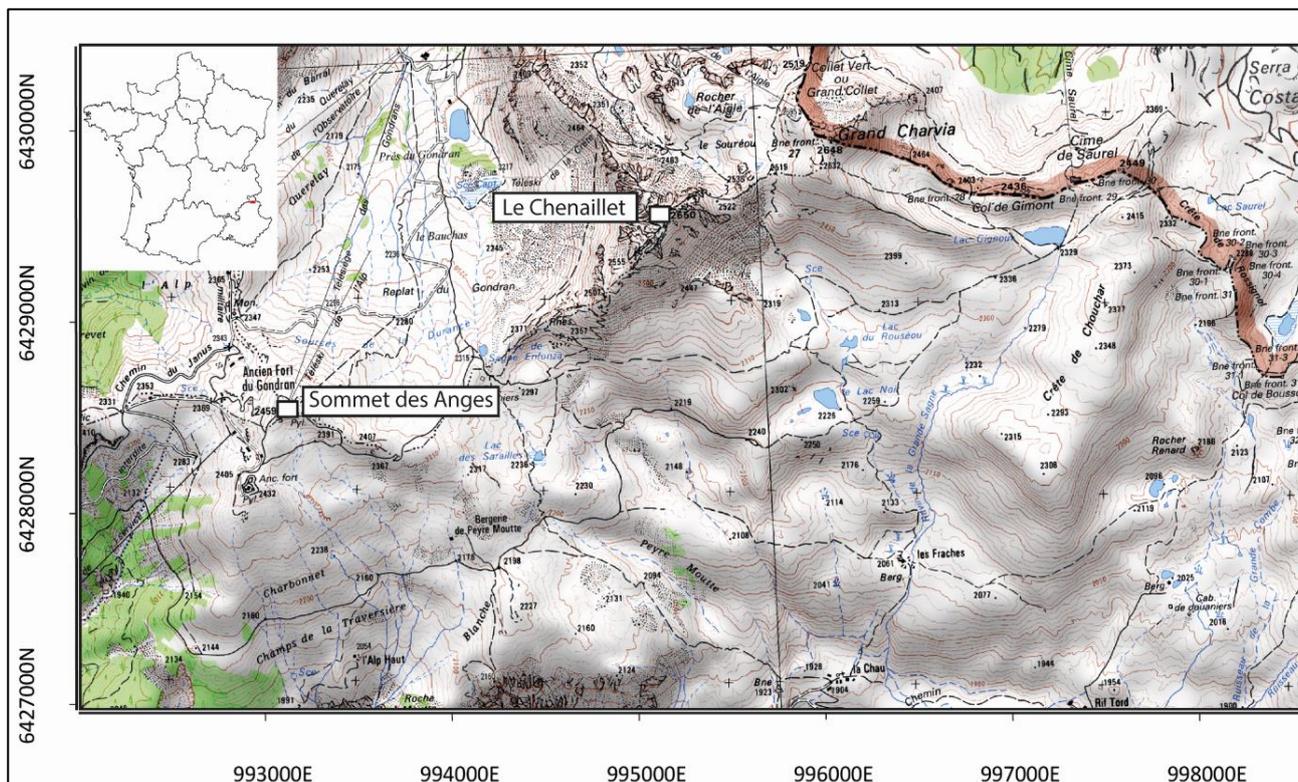


Figure 17: Localisation de l'emprise cartographique comprenant le Chenaillet et le Sommet des Anges.

6.1.2. Cadre géologique

Le massif du Chenaillet se place à l'ouest du domaine Liguro-piémontais, situé entre le domaine Briançonnais, à l'ouest, et le domaine sud-alpin. Le Liguro-piémontais comprend les unités ophiolitiques constituées de serpentinites (manteau océanique), gabbros, basaltes et des une couverture sédimentaire sus-jacente (essentiellement Schistes lustrés).

L'ophiolite du Chenaillet est indemne de toute déformation et métamorphisme attribuable à la tectonique alpine. En revanche, la couverture sédimentaire liguro-piémontaise, en contact direct à l'est et à l'ouest de l'ophiolite, a subi une déformation intense associée à un métamorphisme de faible degré, mais où la présence locale d'amphibole bleue (Barfáty et al., 1995) et carpholite (Agard et al., 2001).

Le domaine Briançonnais, en contact vers l'ouest avec la couverture liguro-piémontaise, marque la fin du domaine océanique. En effet, le substratum de ce domaine est continental et expose des terrains d'âge carbonifère à jurassique. Ces deux ensembles océaniques sont séparés du domaine continental par de grandes failles avec des jeux de grandes ampleurs.

La couverture sédimentaire décrite comme une succession de formations d'âge Jurassique moyen à Crétacé supérieur (Barfáty et al., 1995) a été fortement revue. On y distingue maintenant :

- Une mégabrèche aux lithologies variées (marbre, radiolarite, ophicalcite, chloritite, conglomérat),
- Une entité carbonatée avec des intercalations schisteuses,
- Une entité comportant des flyschs noirs, carbonatés et gréseux.

Ces trois entités ont subi une tectonique très intense avec plusieurs phases de déformation associées à un métamorphisme dans le faciès des schistes verts (épidote, chlorite, amphibole bleue de type magnésio-riebeckite).

Concernant l'ophiolite, la succession des trois éléments la constituant (serpentinites, gabbros et basaltes), est bien visible sur le terrain. Des ophicalcites et des brèches diverses sont également associées aux serpentinites et aux basaltes. Il est possible d'observer des minéraux symptomatiques d'un faible métamorphisme telles que des épidotes (schistes verts).

6.1.3. Travaux antérieurs

Le massif du Chenaillet a été cartographié à plusieurs reprises. D'abord en 1995 par Barfáty et al., dans le cadre du programme national de cartographie géologique à l'échelle du 1/50 000. La feuille de Briançon (823) est actuellement le document de référence pour la zone du Chenaillet.

En 2006, Chalot-Prat et al., ont cartographié la seule ophiolite au 1/25 000. L'objectif de cette cartographie était de comprendre la structure de l'ensemble volcanique et du socle gabbroïque et mantellique. Cette étude a permis de préciser les relations entre le magmatisme et la déformation de la lithosphère océanique.

Enfin, la dernière carte date de 2011, par Manatschal et al., dans le but d'établir un modèle de formation de l'ophiolite (modèle de l'OCC, cf. synthèse bibliographique). Un modèle lithostratigraphique de l'ophiolite a également été réalisé.

Barfáty et al. (1995), sont les seuls à avoir cartographié l'ophiolite et son environnement sédimentaire. Par ailleurs, les travaux de Chalot-Prat et al. (2006) et de Manatschal et al. (2011), font abstraction des formations superficielles, contrairement aux travaux de Barfáty et al. (1995).

Il existe une autre carte, non publiée, réalisée en 2007 par Masini (figure 18), sur laquelle, l'ophiolite et les alentours ont été cartographiés. Cette carte est assez différente des anciennes ; des gabbros sont représentés à l'ouest (Cabane des Douaniers et Bergerie de Peyre-Moutte). De même, des péridotites apparaissent à l'est jusqu'au Gondran et au sud-est à la Bergerie de Peyre-Moutte. En outre, les gabbros apparaissant comme chevauchantes sur la couverture sédimentaire, ainsi, la carte de Massini reste conforme au modèle classique.

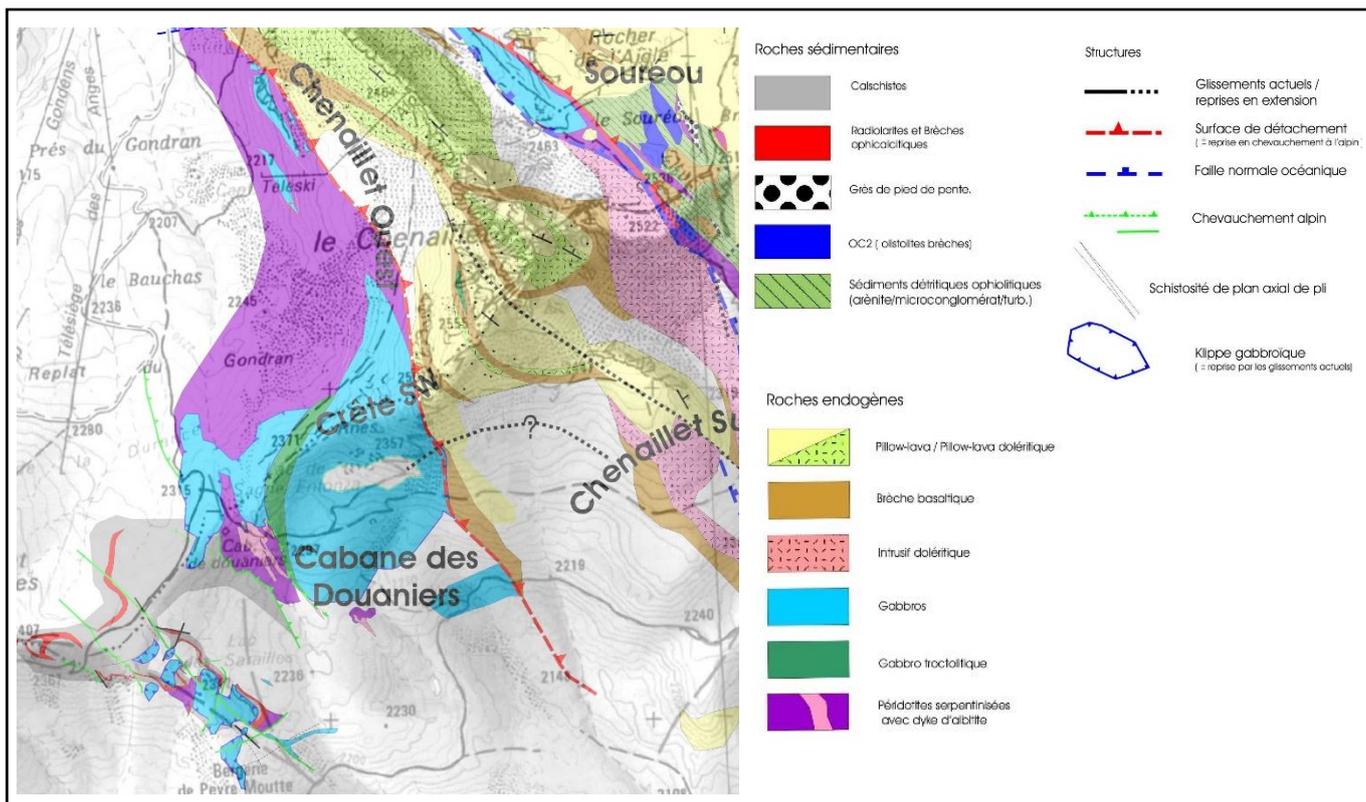


Figure 18: Carte géologique de E. Massini, 2007

6.1.4. Conditions d'établissement de la carte

La zone cartographiée est située à 15 km de Briançon, 5,2 km de Montgenèvre et 7,2 km du village de Cervières. L'emprise cartographique s'étend sur 25 km² environ. Le temps de mission s'est déroulé sur une période de 45 jours s'étalant sur le mois de juin et de juillet. L'objectif de la mission était de cartographier la zone en déterminant les lithologies, tout en faisant de l'échantillonnage, prendre des mesures structurales, des points GPS, traquer des contacts de formations et prendre des photos et compiler ces informations dans une base de données.

Le secteur possède une grande quantité et variété d'affleurements de tailles diverses allant de pluricentimétrique à métrique/plurimétriques. La plupart des affleurements sont de bonnes qualités, malgré des affleurements qui ont subi une altération plus moins intense, marquée à l'est du complexe, ou qui se sont écroulés sur eux-mêmes. Le sol est recouvert de volantes centimétriques à métriques aidant à appréhender la géologie du secteur. Quelques crêtes ébouleuses sont visibles au niveau du Mont Chenaillet, dont les éboulis sont proches de leur lieu source. Le couvert végétal étant présent mais pas denses, les affleurements sont plutôt bien dégagés. Cependant, certains affleurements sont difficiles d'accès dues à des pentes raides et glissantes.

Afin d'optimiser les travaux de cartographie et de respecter les temps impartis, la cartographie s'est limitée à une partie de l'ophiolite et de la couverture sédimentaire située à l'ouest et à l'est du massif ophiolitique. Le terrain s'est fait en autonomie, avec quelques jours où l'encadrant de stage était présent pour du repérage et des mises au point.

Le plan d'action a été le suivant (figure 19) :

- Zone A : Cabane des Douaniers, lac des Sarailles, Bergerie de Peyre-Moute
- Zone B : Versant du côté de Cervières
- Zone C : Gondran, Sommet des Anges
- Zone D : Versant Montgenèvre
- Zone E : Col Bousson, Col Chaubaud, secteur italien
- Zone F : Montgenèvre, Souréou

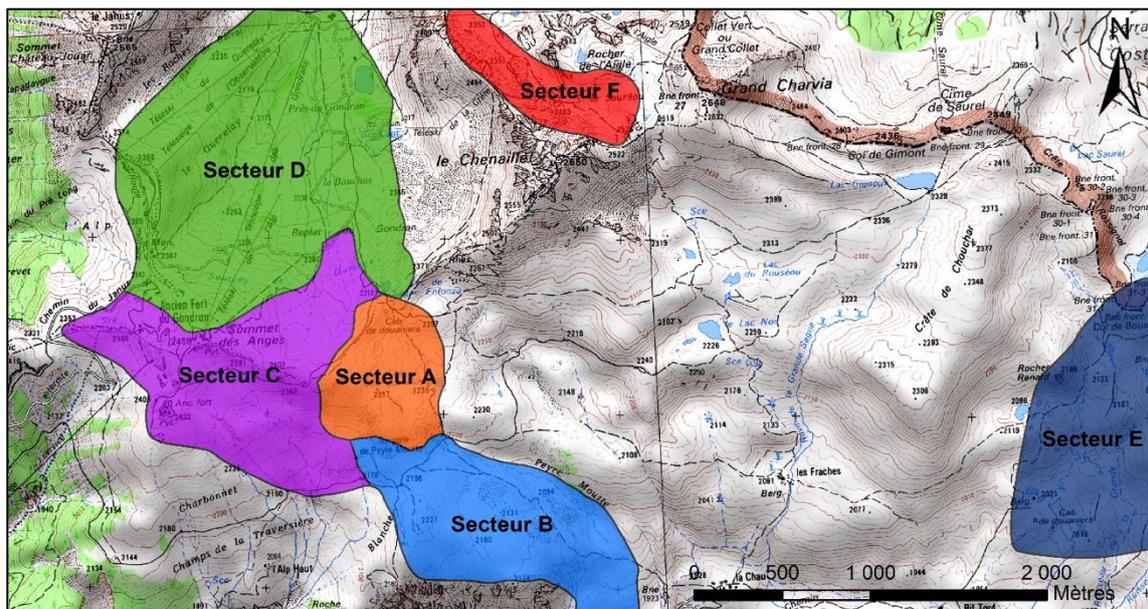


Figure 19: Secteurs cartographiés pendant le temps de mission.

La méthode utilisée est basée sur une cartographie par point GPS (figure 20). Chaque point d'observation (lithologie, mesure, échantillon, photo) est pris au GPS. De plus, tous les contacts entre deux formations lithologiques sont suivis par *tracking* au GPS. Cette méthode permet de collecter une information de « résolution » maximale (tout affleurement ou point d'observation peut être collecté) en faisant abstraction de l'échelle (on n'est plus dépendant du fond topographique au 25 000). Ce choix de plan d'action est nécessaire, en effet, il y a une grande variété et quantité d'affleurements sur une emprise relativement petite. Ainsi, en faisant abstraction de l'échelle on peut avoir une densification des points d'affleurement ce qui donne une meilleure restitution de l'information. On est moins dans l'interprétation et plus dans la réalité du terrain.

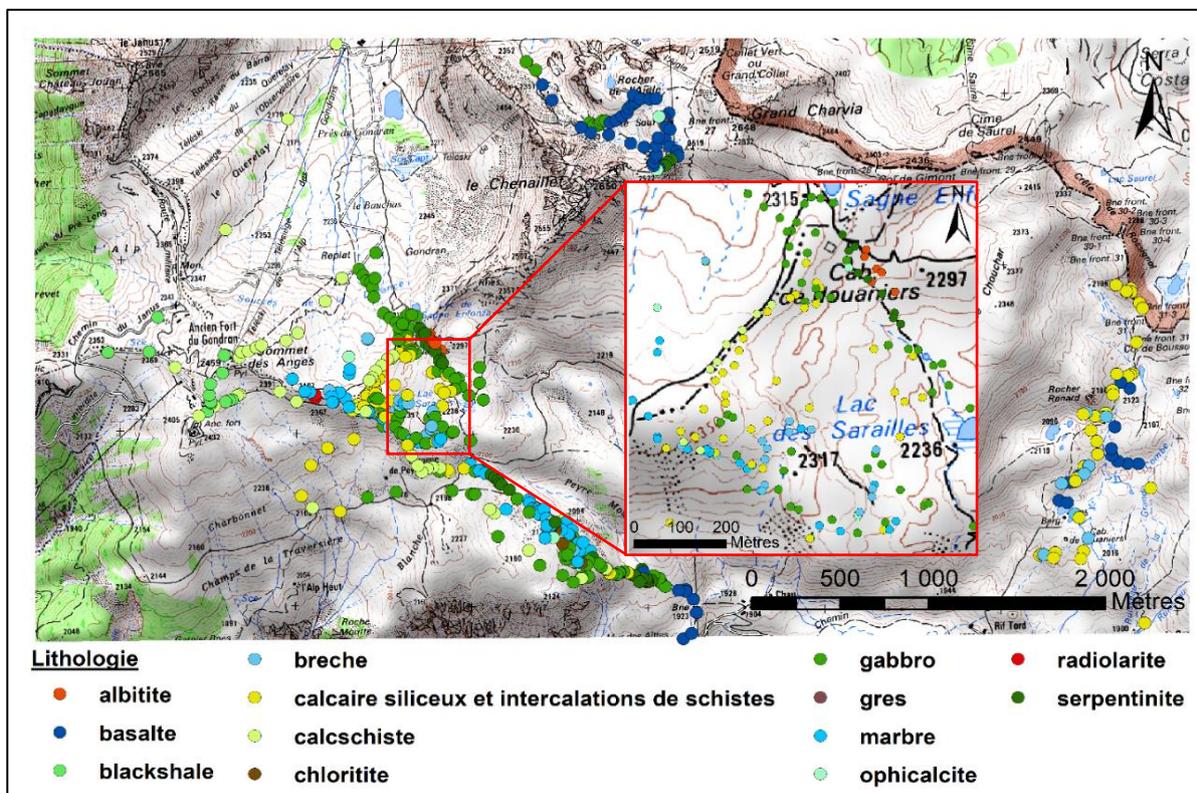


Figure 20 : Méthodologie par point GPS, chaque point correspond à une lithologie dans la formation ou au contact entre deux formations. N.B. la lithologie brèche correspond à un affleurement de petite taille constitué de plusieurs lithologies intimement liées.

6.2. Description des terrains

Cette partie correspond à la description des formations cartographiques. Elle comprend uniquement les terrains affleurants. Les terrains sont d'âge Mésozoïque, plus précisément Jurassique et Crétacé. Bien que le Trias soit compris dans l'emprise cartographique, il n'a pas été cartographié et donc ne sera pas décrit

Les formations Jurassiques

6.2.1. Formation MégaBrèche ($\leq \sim 166$ Ma)

Cette formation regroupe des entités qui sont cartographiées séparément sur la carte au 1/50 000 : 1/ marbre Jm, 2/ radiolarite jR. Il s'y ajoute des ophicalcites bien connus localement mais non représentés sur la carte et des associations marbres-chloritite. Donc, ces différents faciès se présentent en blocs de toutes tailles emballés dans un ciment carbonaté de type marbre, mais pas en couches individualisées. Par ailleurs elles sont recoupées par les gabbros.

L'ensemble est fortement plissé et traversé par un réseau de veines de quartz et de calcite. Cette mégabrèche est visible le long du sentier géologique sur le versant côté Cervières, à côté du Lac des Sarailles ainsi qu'au niveau du Gondran (Secteur A, B et C) (figure 21).

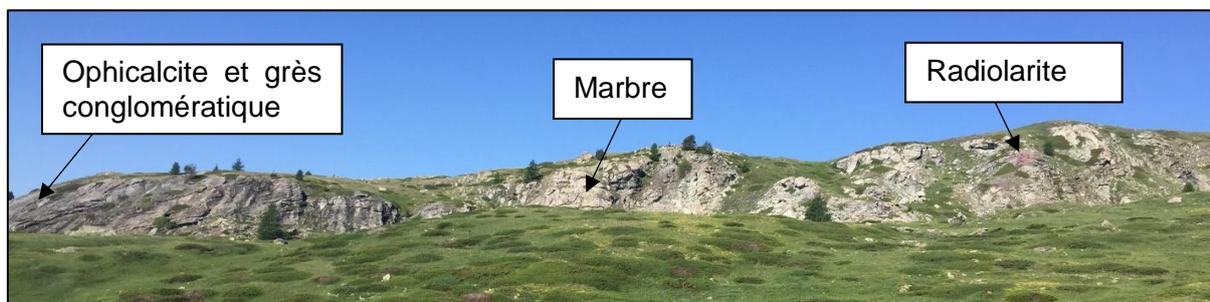


Figure 21: Vue de la mégabrèche du côté de la Cabane des Douaniers.

Les radiolarites ont une couleur rouge sombre. Elles s'observent de la Cabane des Douaniers jusqu'au Gondran. Ce sont des roches sédimentaires siliceuses issues de l'accumulation de reste de radiolaires (microplanctons siliceux). Elles sont traversées par un réseau dense de veines de quartz (figure 22).

Les radiolarites sont en association avec les marbres (figure 22). Les radiolarites sont souvent situées en base de la formation. Mais on peut les retrouver en toit de formation en association avec les marbres ou sous forme d'enclave (figure 22).



Figure 22: affleurements de radiolarites montrant un réseau de veines de quartz (photos 1 et 3), en association avec les marbres et les gabbros (photos 2 et 3) ainsi que sous la forme d'enclave (photo 4)

En lame mince, les radiolaires sont inclus dans une matrice argileuse noire qui est plus abondante à certains endroits et sont remplis d'un matériel microcristallin quartzeux. Le réseau de quartz peut être rectiligne ou très plissé et peut comporter de la chlorite en bordure de veines (figure 23) (Thiéblemont et al., 2019).

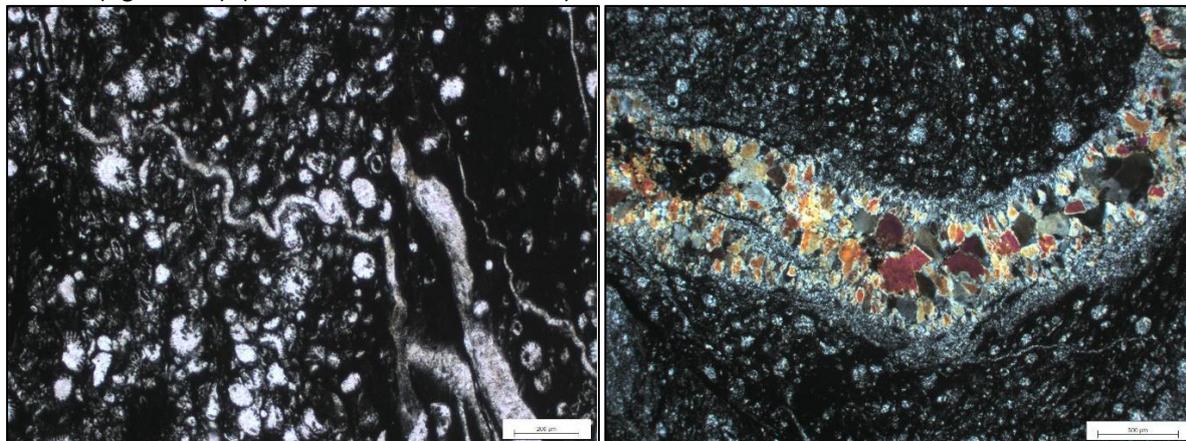


Figure 23: lames minces des radiolarites du Chenaillet : veines de quartz plissées (LPNA, photo 1) et veine de quartz épaisse (LPA, photo 2) (Thiéblemont et al., 2019).

Les marbres sont retrouvés dans la mégabrèche et constituent le ciment. Ils sont également sous forme d'affleurements isolés (barres massives sans fragments) en bordure de la mégabrèche sans association avec d'autres éléments.



Figure 24: affleurements de marbres montrant les faciès bleutés/verdâtres en base (photos 1 et 3), la déformation intense et le réseau de calcite (photos 1 et 2) ainsi que l'association marbre-radiolarite et marbre-chloritite (photo 3 et 4)

On les retrouve dans les secteurs A, B et C. Ce sont des roches carbonatées possédant une couleur blanchâtre et un grain moyen à fin. Au sein de la mégabrèche, les marbres sont en contact rectiligne avec des roches sombres (chloritites) ou avec des radiolarites. On observe en haut du vallon côté Cervières, un grand affleurement de marbre présentant un débit en bancs décimétriques. Cet affleurement s'est partiellement effondré sur lui-même à l'aval (vers le sud). En remontant le sentier du côté de Cervières. Les marbres contiennent des minéraux bleutés, il s'agit de Mg-Riébeckite (amphibole $\text{Na}_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}^{2+})_3\text{Fe}^{3+}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{OH}_2$) (Thiéblemont et al., 2019) qui semble correspondre à la glaucophane mentionnée par différents auteurs (Barféty et al., 1995) . Il est possible de trouver des intercalations schisteuses de chloritoschistes ou d'amphibole bleue dans les marbres ou au contact avec les roches sombres/radiolarites (figure 24).

Par ailleurs, il existe un affleurement sur le versant côté Cervières où la mégabèche montre une association de roches sombres et de marbres. A la base de l’affleurement, on observe un banc compact isolé, massif et translucide de couleur verdâtre et très cristallin. Il pourrait s’agit de cipolin. En termes de déformation, les marbres et les radiolarites, présentent des plis de vergences variées avec de nombreuses recristallisations de calcite sous forme de veines ou de poches. Le marbre présente des plans de foliation et une crénulation. En lame mince, les marbres sont composés de cristaux de carbonates millimétriques et de cristaux de quartz pouvant être associés avec de la chlorite. Les cristaux de carbonates forment des bandes vert pâle avec des lits plus fins micacés (Thiéblemont et al., 2019). Ces bandes soulignent la foliation de la roche que l’on distingue bien à l’affleurement (figure 25).

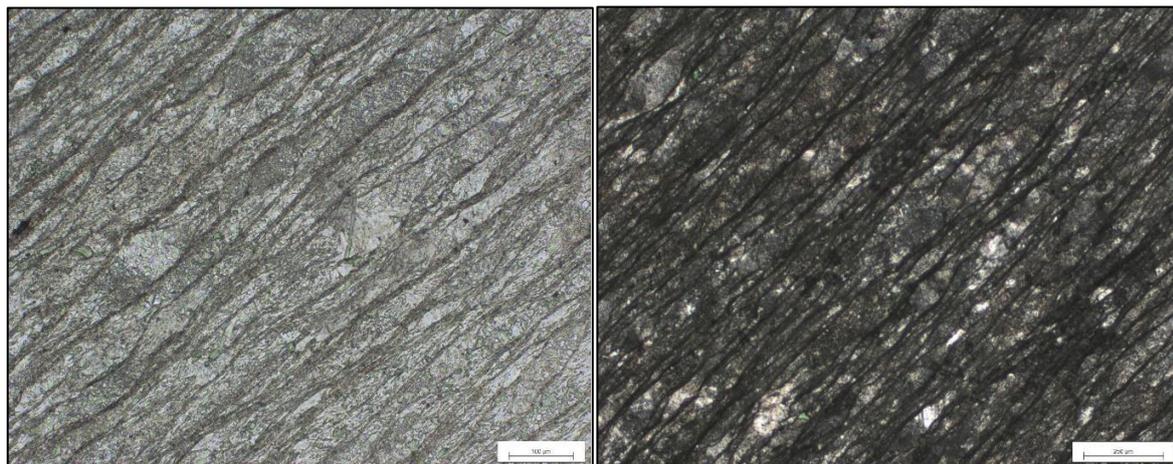


Figure 25: lames minces en LPNA et LPA dans les marbres : on distingue une bande verte associée à des lits micacés soulignant la foliation (Thiéblemont et al., 2019).



Figure 26: affleurements de chlorites montrant, une boule de chlorite dans les marbres et recouverte de gabbros au-dessus (photo 1), des fragments de granitoïdes (photo 2), les chloritites en contact avec les marbres (photo 3) ainsi qu’un affleurement de chlorite où l’on voit bien son aspect sombre (photo 4).

Les roches sombres, sont des roches mafiques/ultramafiques, en étroite association avec les marbres du côté de Cervières (figure 26). On les retrouve plus haut, non loin du lac des Sarailles sous forme un faciès d’ophicalcite (décrit plus loin). L’étude en lame mince des roches mafiques/ultramafiques met en évidence une présence prépondérante de chlorite (cf. partie métamorphisme), ainsi ces roches sont des chloritites. On y retrouve également de l’amphibole bleue (figure 26), également de type Mg-riebeckite.

Des fragments de granitoïdes et des veines de gabbros (cf. partie résultats) sont retrouvés dans les chloritites (figure 26), ce qui témoigne d’un épisode tectonique ou intrusif (cf. partie résultats). Les chloritites peuvent apparaître sous forme de boules pluridécimétriques dans les marbres (figure 26).

Les lames minces de chloritites montrent une matrice chloriteuse microcristalline qui témoigne d'une recristallisation totale de la roche magmatique à une faible température. De plus, on observe des cristaux de grandes tailles de spinelle chromifère ($\geq 500 \mu\text{m}$) et des grains chloriteux avec des clivages fantômes qui pourrait correspondre à des pyroxènes. Des aiguilles bleues à violacées d'amphiboles sodiques (Mg-riebeckites) sont également présentes dans la matrice chloriteuse (figure 27). (Thiéblemont et al., 2019). Enfin des fragments granitiques peuvent être observés, associés à des cristaux de quartz isolés et des carbonates

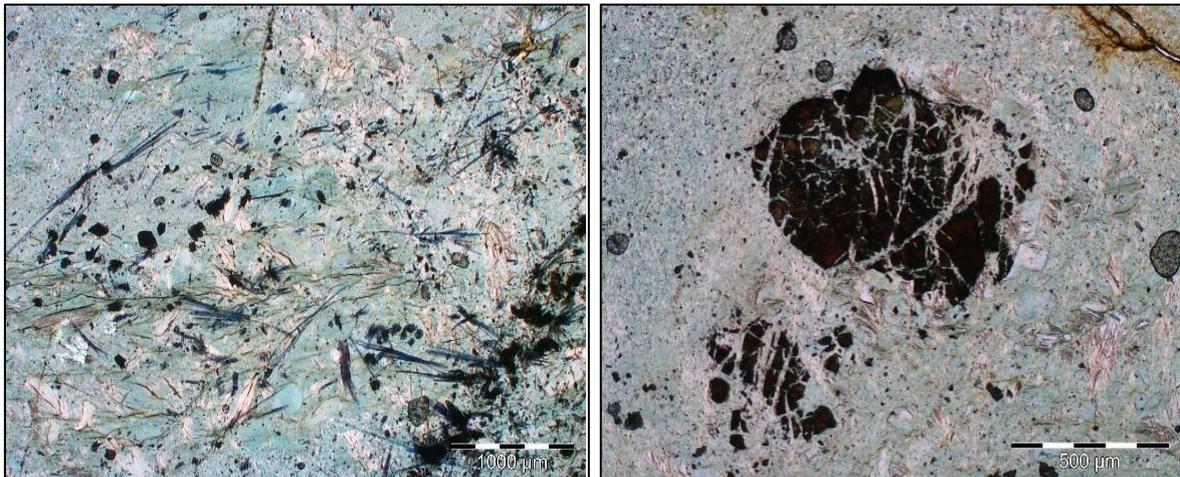


Figure 27: Lames minces en LPNA représentant la matrice chloriteuse et les aiguilles d'amphiboles bleues (photo 1) et du spinelle chromifère dans une matrice chloriteuse (photo 2), (Thiéblemont et al., 2019).

Les ophicalcites sont des roches bréchiques présentant des fragments de roches mafiques/ultramafiques prisent dans un ciment carbonaté rougeâtre. Les fragments sont soit arrondis soit \pm anguleux (figure 28). Ces affleurement d'ophicalcite sont tapissés d'amphibole bleu qui forme des petits agrégats (figure 28). Là encore, les analyses à la microsonde ont indiqué de la Mg-riebeckite (Thiéblemont et al., 2019). On peut également trouver de la chlorite ou de l'épidote (figure 29). Il existe un autre type d'ophicalcite décrit dans la formation Gabbro/Serpentinites/Albitites. Les ophicalcites de la mégabrèche sont retrouvées en haut du vallon principalement proche du lac des Sarailles (secteur A) en association avec une masse



Figure 28: affleurements d'ophicalcites qui montrent bien des fragments +/- arrondis tapissés d'amphibole bleue.

de roches sombres (figure 29), mais aussi au niveau du Gondran au pied du Rocher de la Perdrix (secteur C).



Figure 29: à gauche, affleurement d'ophicalcite; à droite l'affleurement contient des minéraux verts correspondant à de la chlorite ou à de l'épidote.

En lame mince, on retrouve bien des fragments mafiques emballés dans un ciment carbonaté, le tout traversé par un réseau de veines carbonatées. De plus, il est possible d'observer des chlorites, des minéraux opaques, des aiguilles de magnésio-riebeckite (figure 30), des spinelles (figure 30) et des pyroxènes (Thiéblemont et al., 2019).

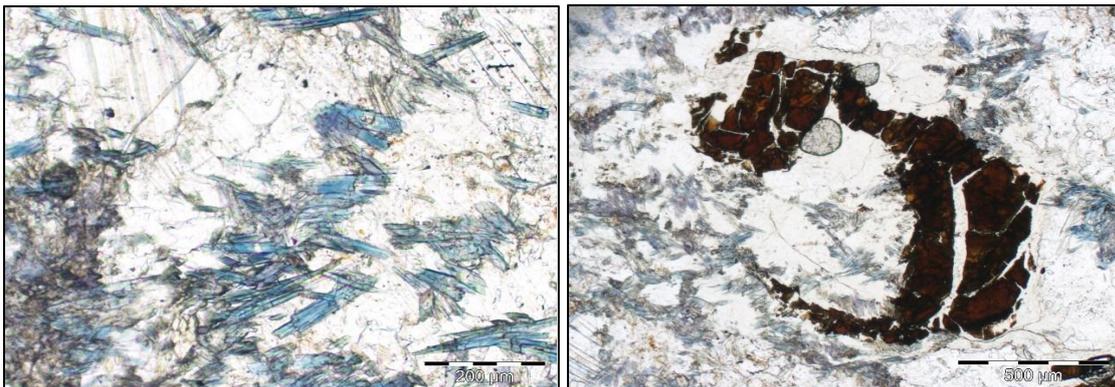


Figure 30: Lames en LPNA montrant de l'amphibole bleue et brunâtre (photo 1) et du spinelle (photo 2), dans un fond carbonaté (Thiéblemont et al., 2019)

L'épaisseur de la mégabrèche est de quelques dizaines de mètres. Un élément assez remarquable est la forme des affleurements. La mégabrèche peut affleurer à la faveur d'un grand plan quasi-vertical à certain endroit de la brèche (secteur A).

6.2.2. Formation de la Replatte (~ 165 Ma)

Cette formation est composée d'intercalations de carbonates siliceux et de schistes noirs (figure 31). Elle est fortement déformée (figure 31) avec un plissement à vergence est majoritaire. On retrouve cette formation dans le secteur A au niveau de la Cabane des Douaniers et dans le secteur E (à l'est) au niveau du Rocher Renard et le long du col de Bousson. Il est possible d'observer des textures sphéroïdes dans les carbonates de la Replatte.



Figure 31: à gauche, affleurement de la Replatte avec un zoom, à droite, où l'on voit bien les schistes noirs qui soulignent un plan de schistosité parallèle à la S0 dans les calcaires.

En lame mince, les schistes noirs de la Replatte sont composés de lits feldspathiques et quelques intercalations de plages chloriteuses verdâtres, le tout dans une matrice micacée riche en matière organique (Thiéblemont et al., 2019) (figure 32).

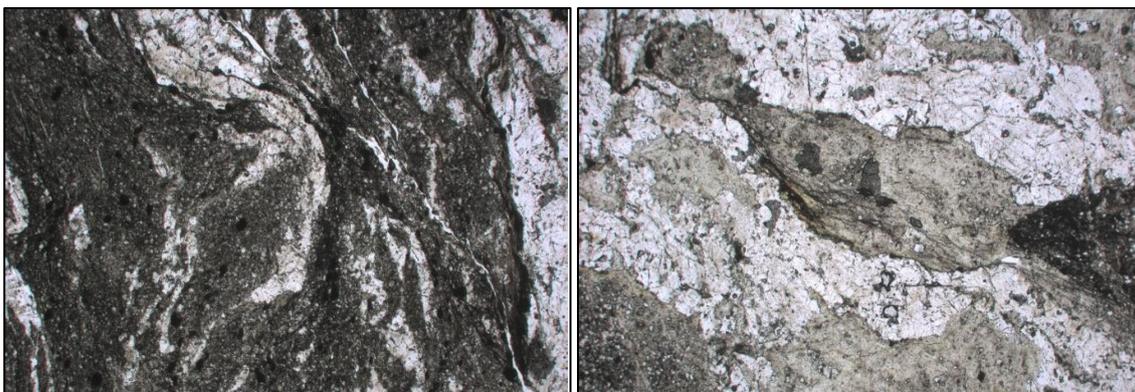


Figure 32: Lames minces en LPNA, montrant l'aspect du schiste noir avec des intercalations de lits feldspathiques dans une matrice micacée chargé en matière organique. La photo 2 montre une veine feldspathique avec des plages de chlorite intercalées (Thiéblemont et al., 2019).

L'épaisseur apparente de cette formation est de quelques mètres (3 mètres au maximum).

6.2.3. Association Serpentinite/Gabbro (plancher ophiolitique) à filons d'albitites (~ 165 Ma)

Les roches ultramafiques correspondent à des serpentinites cartographiées dans les secteurs A/ à la base du massif ophiolitique (figure 33), B/ le long du sentier géologique, D/ à l'extrémité nord-ouest du massif et F/ au Souréou. Les affleurements de serpentinites ne sont pas nombreux dans le secteur étudié. Les limites cartographiques des serpentinites ont été suivies soit d'après les affleurements ou soit d'après la teinte noire des altérites (petits fragments de serpentinites). Les serpentinites sont déformées dans le secteur B le long du sentier géologique.



Figure 33: affleurements de serpentinites (photo 1) avec des plans de débit (photo 2),

En lame mince, les serpentinites ont une texture maillée (figure 34) avec parfois des anciennes olivines pseudomorphosées. La serpentine se trouve parfois autour d'anciens cristaux de clinopyroxènes recristallisés en une autre variété de serpentines (figure 34). On peut trouver de la chlorite et de localement de la trémolite (Thiéblemont et al., 2019).

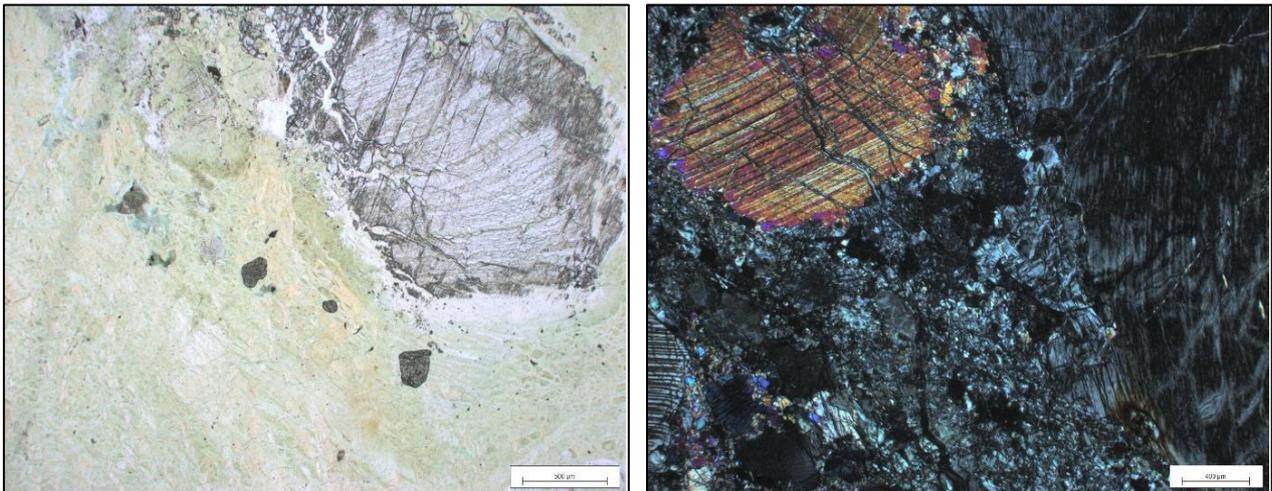


Figure 34: lames minces en LPNA et LPA, montrant la structure maillée en fond ainsi que des gros grains de pyroxènes (Thiéblemont et al., 2019).

Les gabbros ont été cartographiés dans les secteurs A, B, C, D et F. Ils sont très abondants dans le massif et constituent les sommets de plusieurs vallons. On les retrouve également étalés sur des versants (côté Cervières, Bergerie de Peyre-Moutte et au nord de la Cabane des Douaniers). Les gabbros vont bien au-delà du massif au sens strict (figure 35) et sont souvent en contact avec la mégabèche. Notamment, sur le versant côté Cervières, un affleurement met en contact les gabbros et la mégabèche. Le gabbro recoupe la chloritite sous forme de bandes plus ou moins diffuses riches en feldspaths centimétriques (figure 35). Cette disposition suggère une mise en place intrusive du gabbro.

Le gabbro présente un grain assez grossier avec des minéraux ferro-magnésiens et des feldspaths centimétriques parfois en grande abondance.

Les gabbros sont souvent recoupés par des filons à grains plus fins (dolérites). De plus, des enclaves de roches grisâtres s'observent dans le secteur B (figure 35) et sont souvent imprégnés de minéraux verdâtre (chlorite, épidote et amphibole) (figure 35).



Figure 35: Vues générales sur les gabbros dans les secteurs A et B au sommet (photos 1 et 2), intrusions de gabbro dans les chloritites (photos 3 et 4), enclave d'une roche grises dans un bloc de gabbro (photo 5) et gabbro métamorphosé dans le faciès des schistes verts (chlorite, épidote et amphibole) (photo 6).

En lame mince, la roche est très hétérogène avec des minéraux magmatiques remplacés par des minéraux hydratés verdâtres, des veines à épidotes, des amas de chlorite ainsi que des amphiboles prismatiques et aciculaires correspondant à de l'actinote (figure 36). Ainsi, le gabbro a été métamorphosé dans le faciès des schistes verts (Thiéblemont et al., 2019).

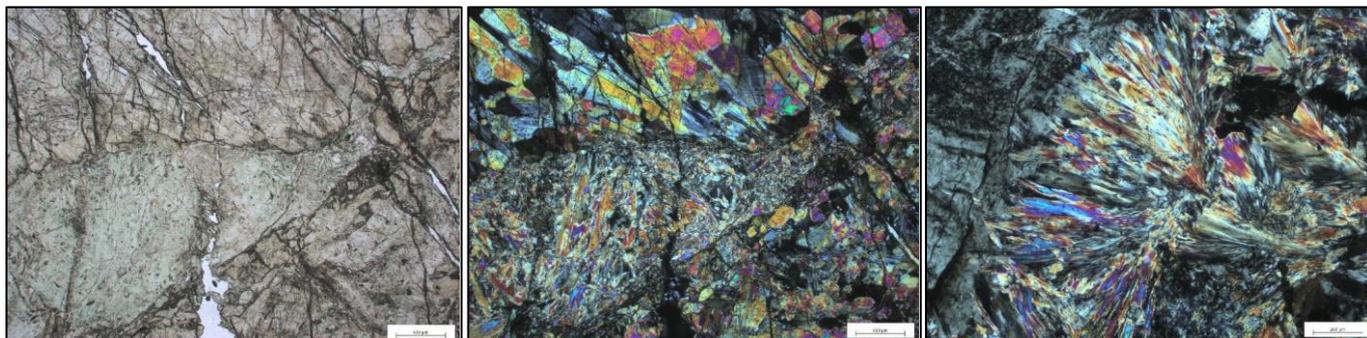


Figure 37: lames minces en LPNA et LPA, montrant des grands cristaux d'épidotes, des plages de chlorites (photos 1 et 2) ainsi que des amphiboles aciculaires (photo 3) (Thiéblemont et al., 2019).

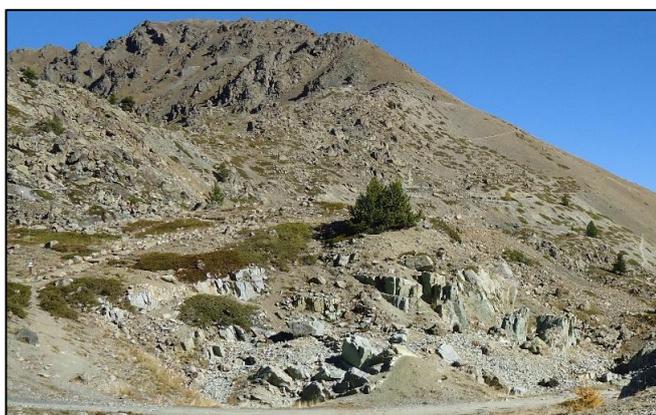


Figure 36: ancienne carrière d'albitites

Les albitites sont des roches plutoniques très feldspathiques de couleur claire. Leur teinte est grise avec de nombreuses baguettes de feldspath. Elles ont été cartographiées dans les secteurs A et B. Dans le secteur A, les affleurements se trouvent à proximité de la Cabane des Douaniers où la roche a été exploitée pour pierres de construction (figure 37). Dans le secteur B, on les retrouve le long du sentier géologique. Les albitites sont toujours associées aux serpentinites sur le terrain.

En lame mince, on observe des microlithes de plagioclase dans une pâte brune (ancien verre). On trouve également des phénocristaux de plagioclases (figure 38) plus ou moins altérés. Enfin, des grains ont été pseudomorphés en chlorite, prehnite et actinote aciculaire (Thiéblemont et al., 2019).

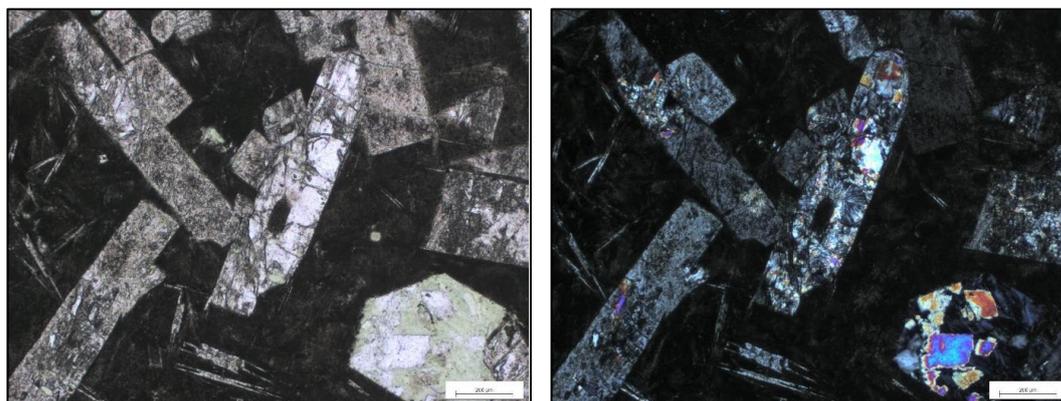


Figure 38: lames minces en LPNA et LPA montrant le fond presque opaque avec des microlithes et des phénocristaux de plagioclases. En LPA, les grains verdâtres correspondent à de la chlorite et les grains de couleurs vives sont des prehnites (Thiéblemont et al., 2019).

L'épaisseur apparente de cette formation est d'environ 150 mètres.

6.2.4. *Ophicalcites (~ 165 Ma)*

Les ophicalcites définissant cette formation sont différentes de celles associées à la mégabèche. Elles s'observent dans l'ophiolite au sens strict dans le secteur F (Souréou). Elles sont constituées de fragments de serpentinites emballés dans une matrice carbonatée grise. On observe également des minéraux verdâtres telles que de la chlorite ou de l'amphibole (figure 39).

L'épaisseur de cette formation varie de 50 cm à 1 m.

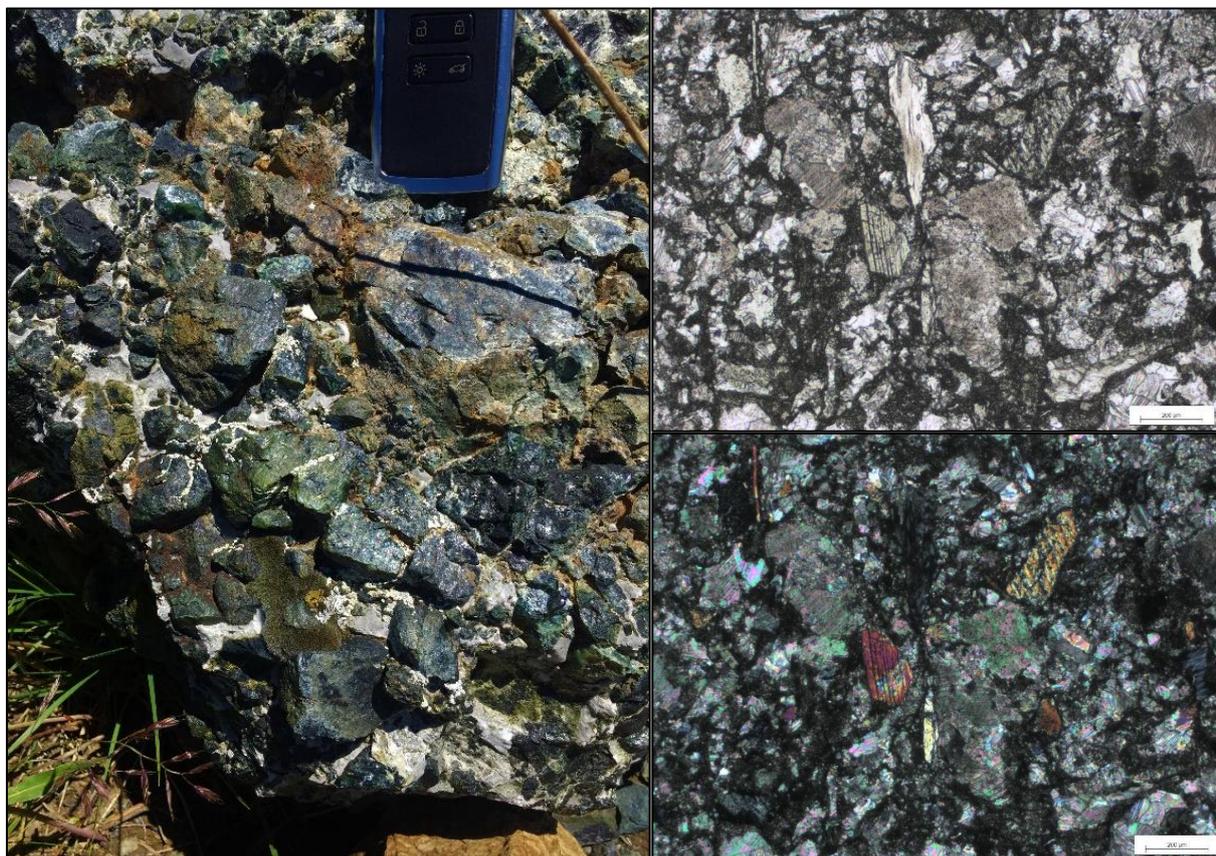


Figure 39: affleurement d'ophicalcite au Souréou, montrant les fragments de serpentinites dans une matrice grisâtre (photo 1). Lames minces en LPNA et LPA montrant des fragments et des clinopyroxènes bien préservés dans une brèche située en bordure du corps d'ophicalcites (Thiéblemont et al., 2019).

6.2.5. *Ensemble volcanique : basaltes et dolérites (~ 165 Ma)*

Cette formation est composée de coulées basaltiques en coussins (pillows lavas) témoignant d'un volcanisme sous-marin. Ces basaltes sont présents sur les crêtes (figure 40) et sur les versants. Dans le secteur E, les basaltes ont été cartographiés au-delà de la bordure de l'ophiolite au sens strict. Des dolérites ont également été cartographiées, elles sont présentes sous la forme de corps intrusif dans les gabbros et sont associées aux coulées de laves basaltiques (figure 40). Les basaltes comportent des plans de débits au nord du massif avec un plan de faille est-ouest et qui pend vers le sud (figure 40).

En lame mince, la roche a une texture microgrenue avec des plagioclases altérés, d'amphiboles vertes prismatiques (hornblende et actinote), (Thiéblemont et al., 2019).



Figure 40: affleurement de basaltes sur une crête (photo 1), veines de dolérites en intrusion dans un gabbro (photo 2) et plan de faille dans les basaltes en coussin au sein de l'ophiolite (photo 3).

De nombreuses études ont été réalisées et concluent à un métamorphisme schistes verts de type océanique.



Figure 41: brèche basaltique visible dans le secteur E et F avec des fragments arrondis et anguleux de basaltes et de divers matériaux.

Enfin, des faciès bréchiques sont retrouvées au sein des basaltes (figure 41). Les brèches basaltiques sont assez complexes à décrire du fait de leur diversité au sein du massif. Au cours de la mission, deux faciès de brèches ont pu être distingués : 1/ dans le secteur E et F, un faciès brèche avec des fragments de basaltes bien arrondis emballés dans une matrice siliceuse et 2/ uniquement dans le secteur, en contact avec la Replatte, un faciès à éléments hétérogènes dont des fragments basaltiques. L'épaisseur de cette formation avoisine une centaine de mètres d'épaisseur.

Les formations Crétacées

6.2.6. *Flyschs* ($\sim \geq 165-72$ Ma)

Cette formation est composée de plusieurs types de roches à faciès de type flysch : 1/ des black shales correspondant à des roches noires très déformées (figure 42) présents dans le secteur C (secteur du Gondran). Ces roches sont riches en matière organique et sont traversées par un réseau de quartz pris dans la déformation (figure 42) ; 2/ des flyschs carbonatés déformés dans les secteurs C et D, qui sont des roches à patine argentée brillante due à des intercalations gréseuses micacées (secteur du Gondran) (figure 43). Des veines de quartz et de calcite recourent la formation.



Figure 42: affleurements de black shales soulignant la déformation.



Figure 43: affleurements de calcschistes soulignant la déformation avec un pli en forme « en foureaux » (photo 2).

En lame mince, les flyschs carbonatés sont composés de cristaux de carbonates allongés, de lamelles de micas qui peuvent révéler des structures plissées. De la chlorite est également observée. Dans certaines lames, de la tourmaline a pu être identifiée, probablement d'origine sédimentaire (Thiéblemont et al., 2019).

L'épaisseur de cette formation est difficile à évaluer, elle semble atteindre quelques dizaines de mètres d'épaisseur.

6.3. Structuration et métamorphisme

6.3.1. Tectonique

Le secteur cartographié est caractérisé par plusieurs types de structures. En premier lieu, certaines formations présentent une fabrique planaire c'est-à-dire des plans de débit préférentiels marqués par des niveaux de composition minéralogique différente. Dans les formations de marbres, de la Replatte et la mégabrèche, il est possible d'observer des minéraux (chlorite, épidote et amphibole) dont l'orientation planaire définit une foliation.

Dans les marbres principalement, on retrouve des plans structuraux préexistants qui sont eux-mêmes déformés. La déformation se traduit par des crénulations qui soulignent un deuxième plan de schistosité.

Des structures linéaires ont également été mesurées, il s'agit de linéations. Ce sont principalement des linéations de croissances minérales orientées. Enfin, des plis, sont également mesurés. Certains sont des plis plutôt serrés, isoclinaux. Leur orientation est variable, ils sont droits, inclinés, déversés et couchés. L'épaisseur des plis est également, variable soit isopaque soit anisopaque. Un élément structural remarquable est visible dans les marbres, il s'agit d'une deuxième génération de plis donnant des structures de type concentrique. En outre, des plis décamétriques en dysharmonie sont également présents dans les marbres. Toutes les mesures structurales effectuées dans les différentes formations ont été reportées dans des stéréogrammes figurant leurs pôles. La figure 44 présente les fabriques planaires, les plans axiaux et les linéations. Pour les fabriques planaires, on distingue trois groupes : 1/ une première famille d'orientation NE-SO avec un pendage vers l'est, 2/ une deuxième famille NO-SE avec un pendage vers l'ouest, 3/ une dernière famille E-O avec un pendage vers le nord. Pour les plans axiaux, on distingue 4 groupes : 1/ une famille NE-SO à pendage vers l'est, 2/ une famille NO-SE à pendage vers l'ouest, 3/ une troisième correspond à des plis couchés, 4/ une dernière famille correspond à des plis droits. Pour les linéations, on distingue deux familles : 1/ un étirement globalement E-O, 2/ un étirement N-S.

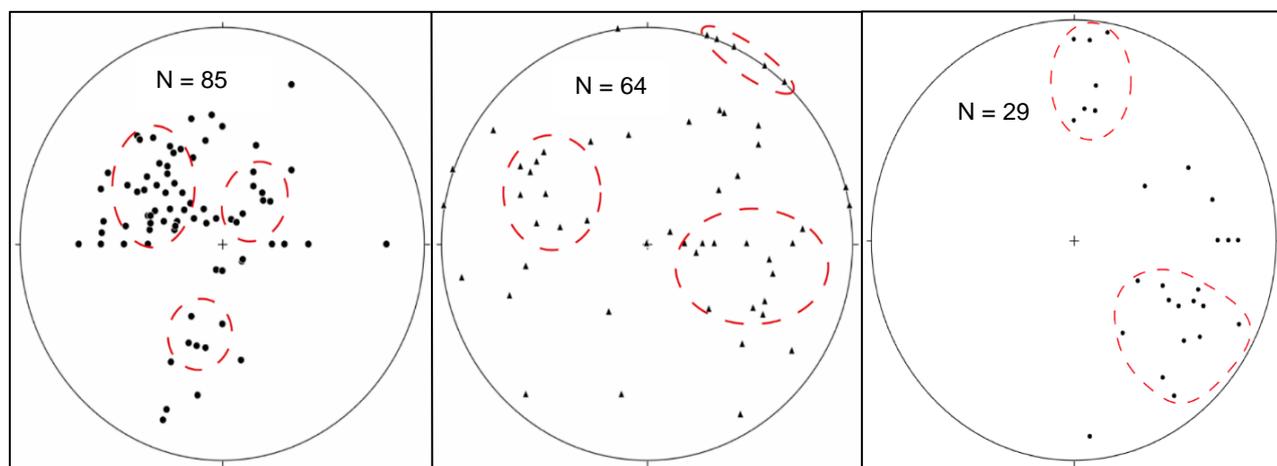


Figure 44: stéréogrammes avec (de gauche à droite) les pôles de schistosité, de plans axiaux ainsi qu'un stéréogramme regroupant les linéations.

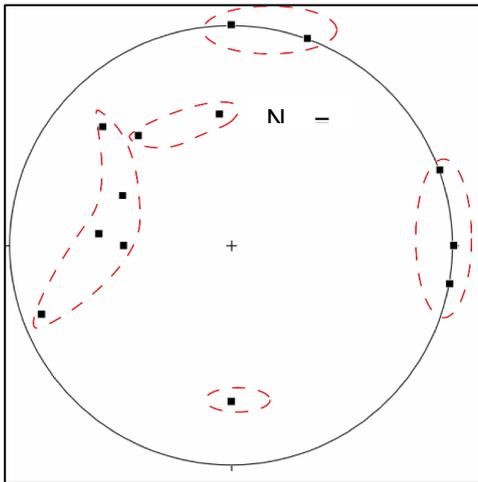


Figure 45: stéréogramme représentant les pôles des failles mesurées sur le terrain.

6.3.2. Les failles majeures

La figure 45 présente les failles mesurées sur le terrain, on distingue 4 familles de failles :
 Une faille globalement E-O qui penche fortement vers le sud dans les basaltes. La strie se trouve dans la ligne de plus grande pente.

Une famille N-S qui penche fortement vers l'est, dans la mégabrèche.

Une famille à 90° au sud-ouest dans la mégabrèche

Une famille NE-SO avec pendage vers l'est, pendage faible-moyen dans la Replatte.

6.3.3. Description des structures

6.3.3.1. La phase de déformation D1

Cette phase de déformation est marquée par des plans orientés NE-SO avec un pendage vers le sud-est (figure 46). Cette structuration est visible à plusieurs endroits de la carte, dans la mégabrèche comme dans la formation de la Replatte. En effet, les plans de débit des marbres soulignent bien ce plissement (figure 46), de même pour la formation de la Replatte. Cette structuration est également présente dans les calcschistes du secteur du Gondran.

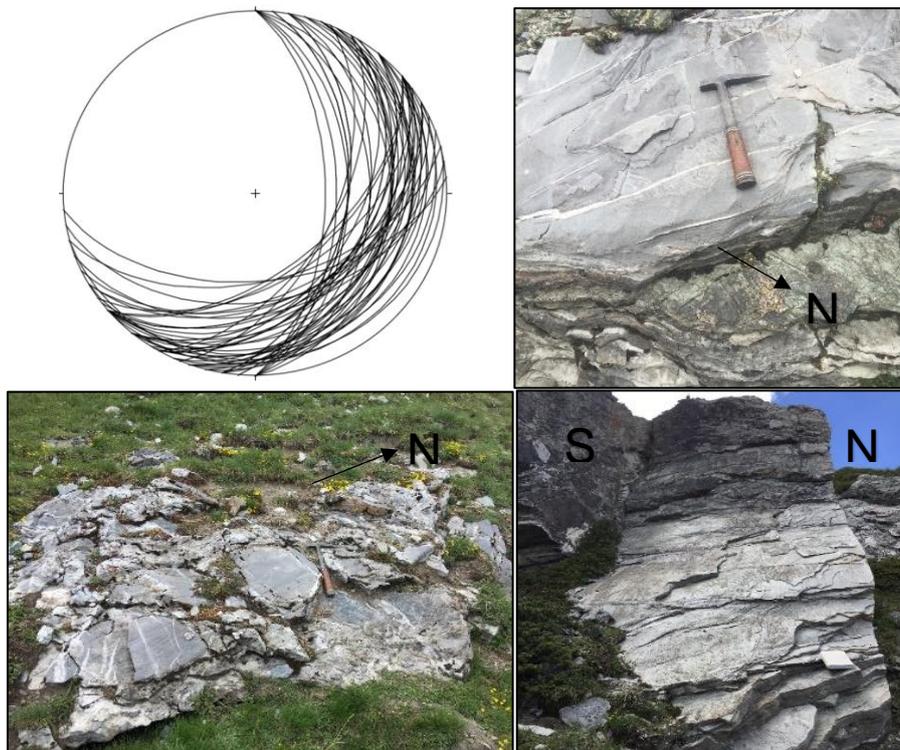


Figure 46: stéréogramme des plans de foliation (D1), et affleurements de marbres dans lesquels on distingue bien les plans de foliation. La couleur bleutée/verdâtre est due à la recristallisation de minéraux orientés.

Les plis associés à cette déformation présentent un plan axial globalement NE-SO avec un pendage vers l'est (conforme à l'orientation majeure des surfaces plissées), ainsi qu'un déversement (vergence) vers l'ouest. Les plis sont centimétriques et isoclinaux pour la plupart. Ils soulignent une déformation intense dans les formations de marbres, de la Replatte et de flyschs.

Cette déformation semble coïncider avec la phase régionale majeure à l'origine d'empilement de nappes suite à la fermeture de l'océan liguro-piémontais et la collision ultérieure (Agard et Lemoine, 2003). Par ailleurs, les linéations minérales associées correspondent à une direction globalement NO-SE. Les traces de cette déformation sont quasi-inexistante à l'est de la carte, effacée par une deuxième déformation.

6.3.3.2. La phase de déformation D2

Cette phase de déformation est marquée par des plans NO-SE avec un pendage vers l'ouest (figure 47). Cette structure est bien visible dans la formation de la Replatte. Elle est également présente dans les marbres qui soulignent des linéations, porté ainsi par des plans de schistosité de crénulation. Cette linéation de crénulation traduirait un repli des surfaces préexistantes. Des plis sont associés à cette déformation (figure 47). Le plan axial est NO-SE avec un pendage vers le SO. Les plis sont centimétriques à métriques et leur style est variable. Un pli déversé spectaculaire dans la formation de la Replatte (figure 47) est visible au niveau de la Cabane des Douaniers, avec un déversement vers l'est en direction du Chenaillet. Les marbres montrent une déformation très intense avec des plis de plusieurs types : fréquemment isopaques ou de forme concentrique avec des recristallisations de minéraux verts (chlorite, épidote et amphibole) et des figures de dysharmonie entre deux générations de plis.

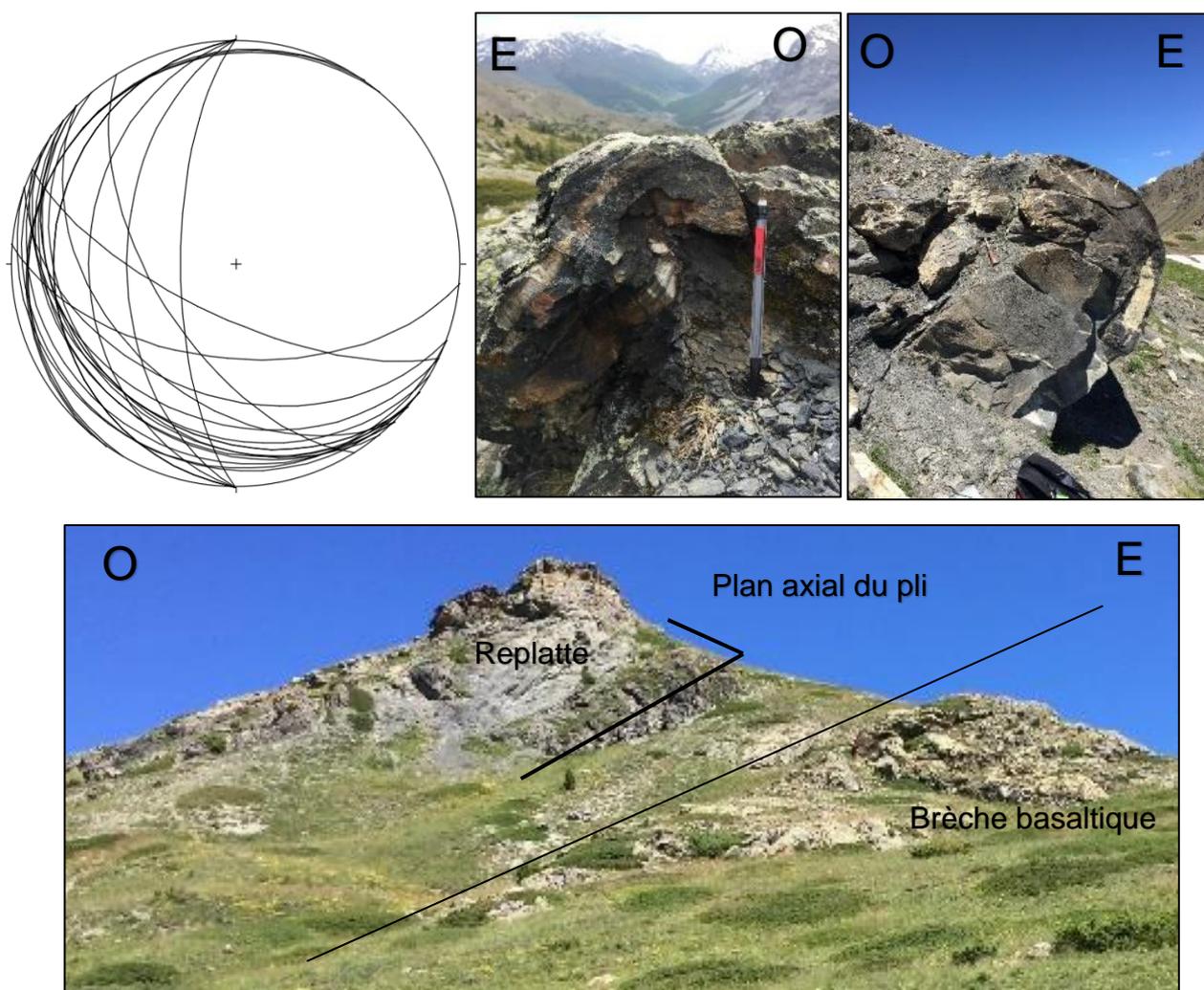


Figure 47: stéréogramme des structures avec un pendage vers l'ouest (D2) ; pli incliné dans les flyschs, pli métrique dans la Replatte avec une vergence en direction vers le Chenaillet; pli métrique dans la Replatte sur des brèches basaltiques.

La déformation D2 coïncide probablement avec la phase majeure de rétrocharriage (ou rétroplissement) où les anciennes failles normales sont réactivées en failles inverses. Un exemple est visible à l'est de la carte dans la formation de la Replatte (site de Rocher Renard) où un pli décamétrique (voire hectométrique) est à vergence est se trouve au-dessus des brèches basaltiques (figure 47), ce pli à déversement vers l'est est cohérent avec un rétrocharriage.

6.3.3.3. Une phase de déformation D0 ?



Des plans de débits ont été mesurés dans les serpentinites globalement E-O avec un pendage vers le nord ou vers le sud. Ces plans sont uniquement présents dans les serpentinites (figure 48).

Il pourrait s'agir de la déformation acquises lord de l'ouverture du segment océanique liguro-piémontais c'est-à-dire une foliation océanique. Cette déformation induit une linéation N-S, elle aussi uniquement visible dans les serpentinites.

Figure 48: exemple de plan de débit dans les serpentinites.

Ainsi, en associant les mesures structurales du terrain à des phases de déformations, le schéma structural proposé est le suivant (figure 49) :

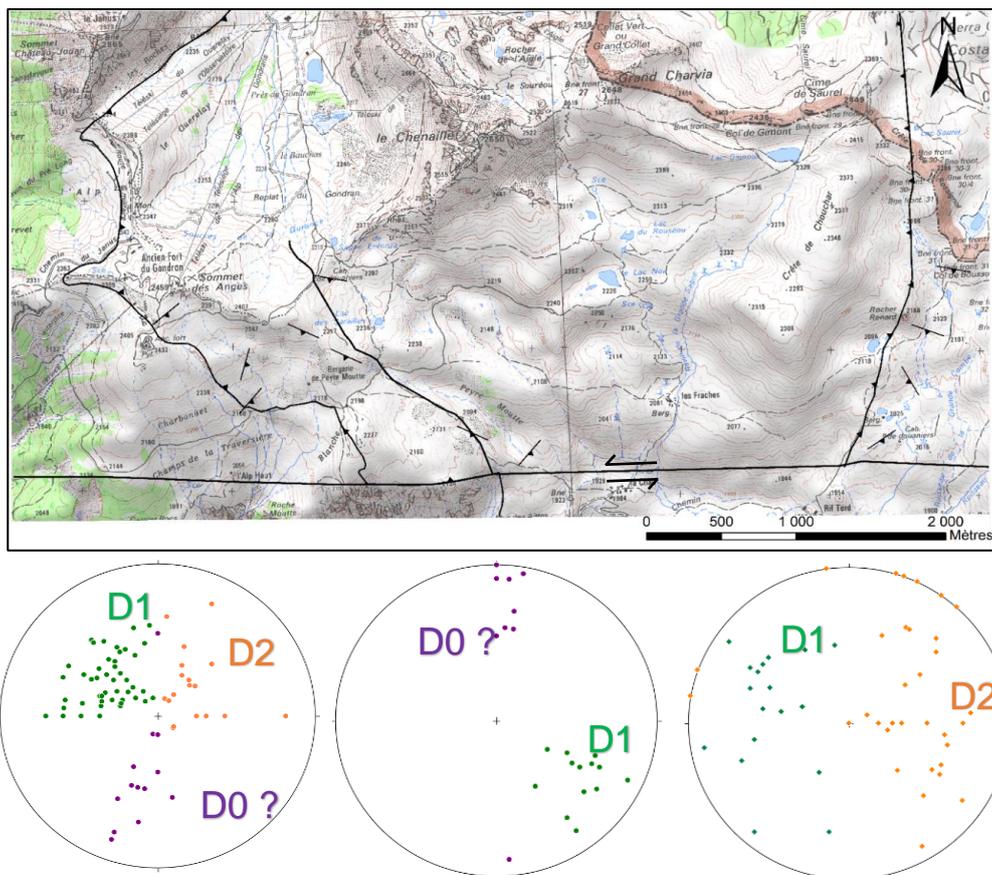


Figure 49: carte structurale de la zone du Chenaillet ; stéréogrammes des mesures structurales : des plans de foliations, des linéations et des plans axiaux.

6.3.4. Les failles

6.3.4.1. Failles normales précoces

Elles sont mesurées uniquement dans la formation de la mégabrèche (figure 50), le long du sentier géologique dans le secteur B puis en haut de vallon dans le secteur A. Les pendages varient de 45° à la verticale. Les stries sont dans la ligne de plus grande pente. Ces plans très pentés à verticaux avec des stries dans la ligne de plus grande pente correspondrait plutôt à des failles normales. Cependant, la question se pose sur la fiabilité des données du côté de Cervières. En effet, les affleurements ont subi des basculements alors que dans le secteur A la mégabrèche est clairement enracinée et un grand plan de faille y est bien visible. L'origine de ces failles pourrait remonter pendant la phase du rift jurassique avec des failles normales qui accommoderaient le mouvement de l'ouverture.



Figure 50: grand plan de faille dans la mégabrèche (secteur A) d'environ 200 mètres de long.

6.3.4.2. Failles normales au sein de l'ophiolite

Plusieurs plans de failles ont été observés au sein du massif, plus précisément au nord. Bien que le nord du massif ne figure pas dans l'emprise de la zone cartographiée, ces failles peuvent être mentionnées. Elles affectent les basaltes selon des plans E-O avec pendage vertical (figure 51) à légèrement penché vers le sud. Ces failles, +/- parallèles aux accidents limitant au nord et au sud le massif, pourraient témoigner de la disposition en graben ayant permis la préservation du massif. Par ailleurs, bien que le Chenaillet soit indemne de déformation pénétrative, les basaltes en coussins ont subi des basculements (figure 51).

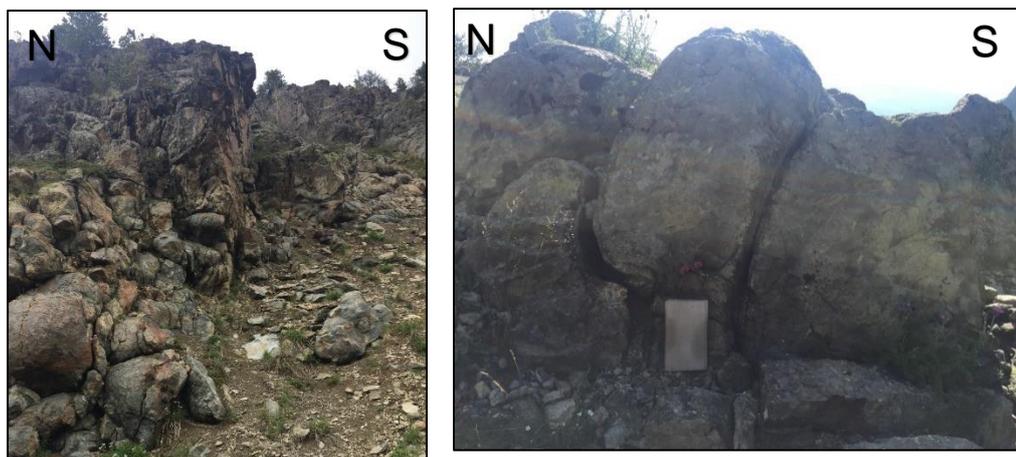
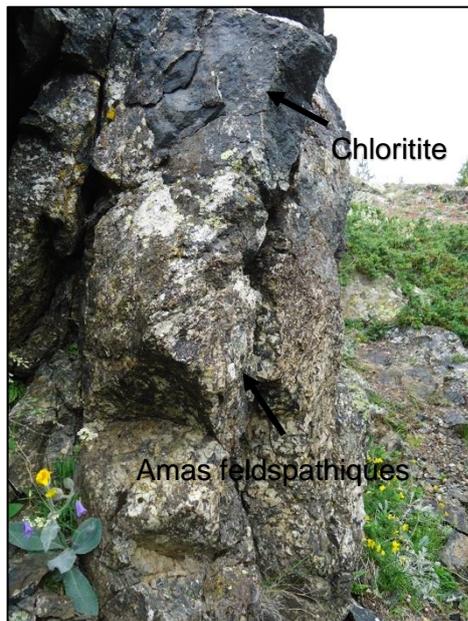


Figure 51: affleurement de basaltes en coussins montrant un plan de faille vertical et basaltes en coussins basculés.

6.3.4.3. Failles D1

Elles sont mesurées dans les marbres à l'ouest uniquement et sont très peu nombreuses. Elles ont des plans NE-SO avec un pendage de 50° vers le SE. Elles pourraient correspondre à la phase de déformation D1. Cependant, la roche étant déformée et un peu altérée, il est difficile de trouver des critères de cinématiques pertinents.

6.3.5. Métamorphisme de contact



L'étude de l'ensemble du métamorphisme qui superpose : 1/ un métamorphisme océanique présent dans la séquence ophiolitique (cf. Mével, 1975) ; 2/ un métamorphisme de bas degré (chlorite, séricite) lié à la déformation n'a pas été repris. L'étude s'est concentrée sur la recherche de traces d'un possible métamorphisme thermique au contact entre les gabbros et l'ensemble bréchique. Pour cela, une étude détaillée (pétrographie et microsonde électronique) sur un affleurement le long du contact où le gabbro, sous forme d'amas à gros feldspaths, semble s'injecter dans la chloritite (figure 52).

Figure 52: affleurement où l'on voit le contact le gabbro (amas feldspathiques) semble s'injecter dans la chloritite.

Deux lames (A et B) ont été réalisées sur deux échantillons de chloritite prélevés au contact avec les gabbros (figure 53). A l'œil nu, ces échantillons montrent une matrice sombre où s'individualisent des amas à minéraux centimétriques sub-automorphes évoquant des feldspaths.



Figure 53: Versant du côté de Cervières, affleurement de gabbros en contact avec les chloritites au sommet.

Dans la lame A (figure 54), les minéraux sont inclus dans une matrice microcristalline chloriteuse. Les minéraux sont un : 1/ des amas quartzo-feldspathiques anguleux à habitus de feldspath correspondant aux amas clairs vus à l'œil nu, 2/ des carbonates qui imprègnent le mélange précédent, 3/ des petits grains arrondis d'apatite intercalés entre les grains de quartz et de feldspath, 4/ de la chlorite en amas évoquant d'anciens minéraux magmatiques (olivine ?), 5/ quelques minéraux opaques. La texture se caractérise par un morcellement « en mortier » des amas quartzo-feldspathiques suggérant une désagrégation sur place de ces amas. Il est possible de distinguer différentes variétés de chlorite, certaines étant plus sombres que d'autres.

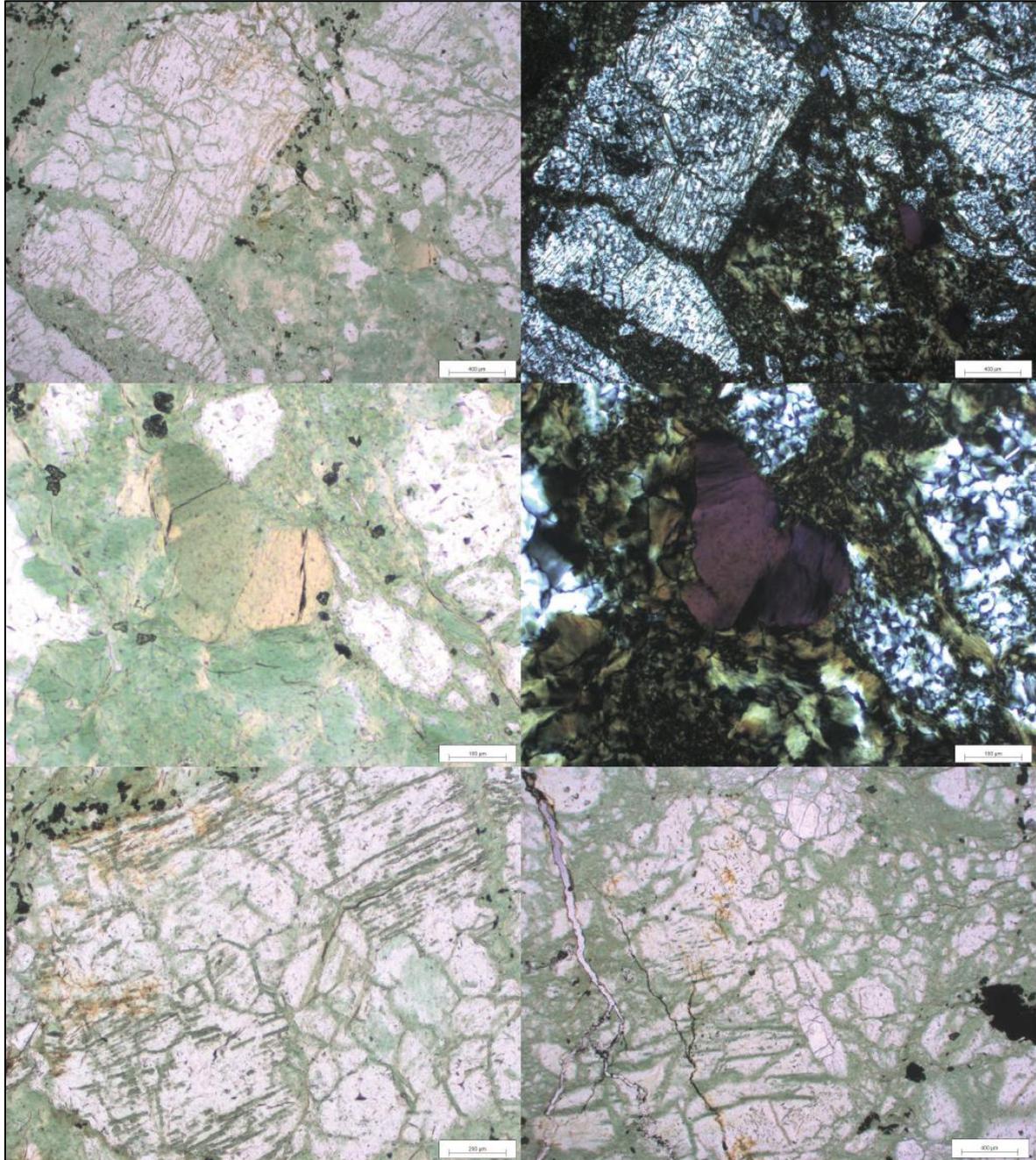


Figure 54: Lame A en LPNA et LPA, vues générales avec la matrice chloriteuse dont sa couleur peut varier (photos 1, 3, 5 et 6), les sections allongées, souvent éclatées, correspondent aux mélanges quartzo-feldspathiques, (photos 1, 2, 5 et 6), les apatites sont plus petits et arrondis (photo 6).

Dans la lame B (figure 55), les amas clairs sont constitués d'une association de grains de quartz et de feldspath enchevêtrés inclus dans la matrice chloriteuse. En outre, on observe des carbonates sous forme de grains arrondis (calcite), de l'apatite et quelques minéraux opaques. Les traces de fracturation (« éclatement ») sont moins marquées que dans la lame A.

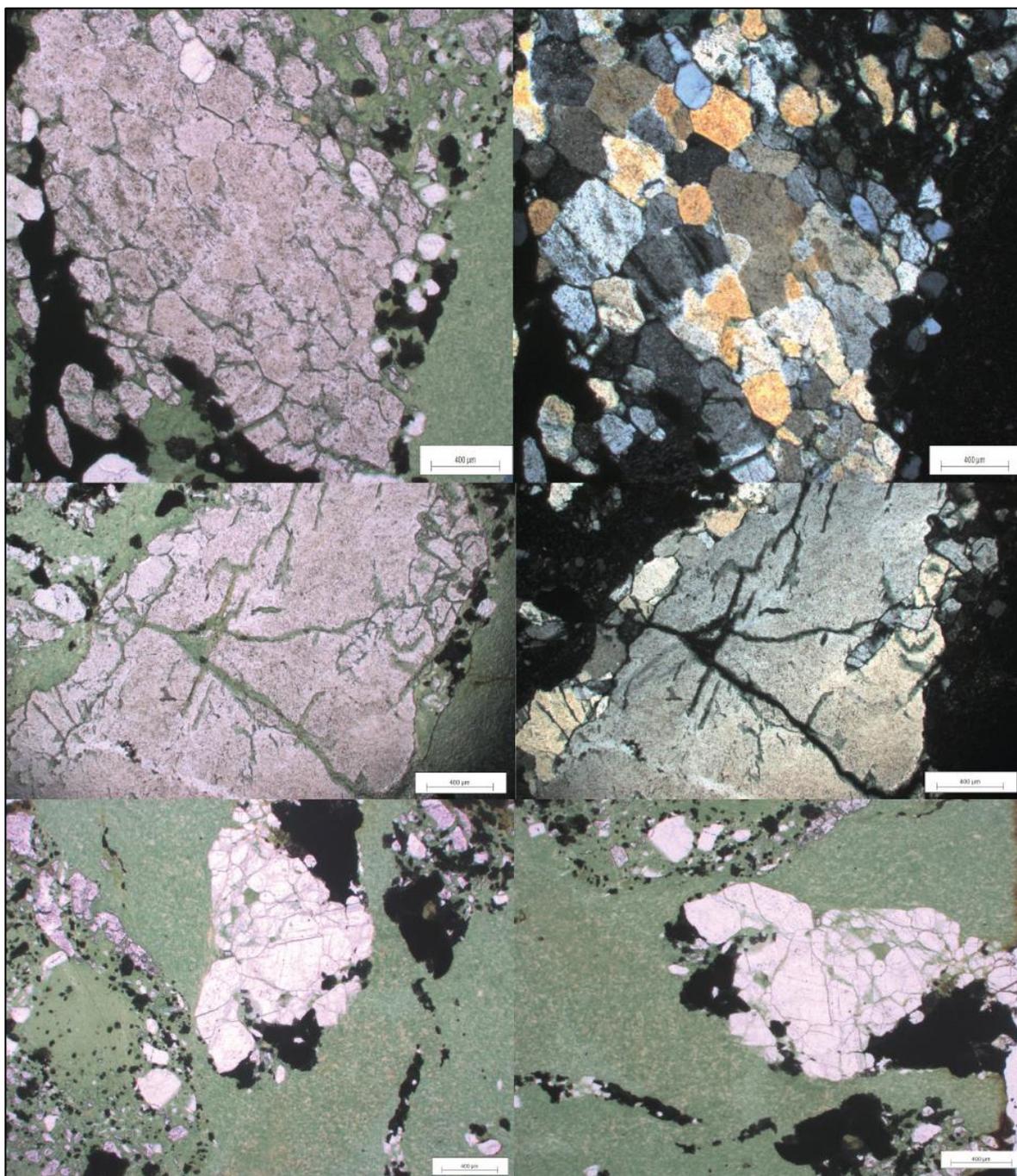
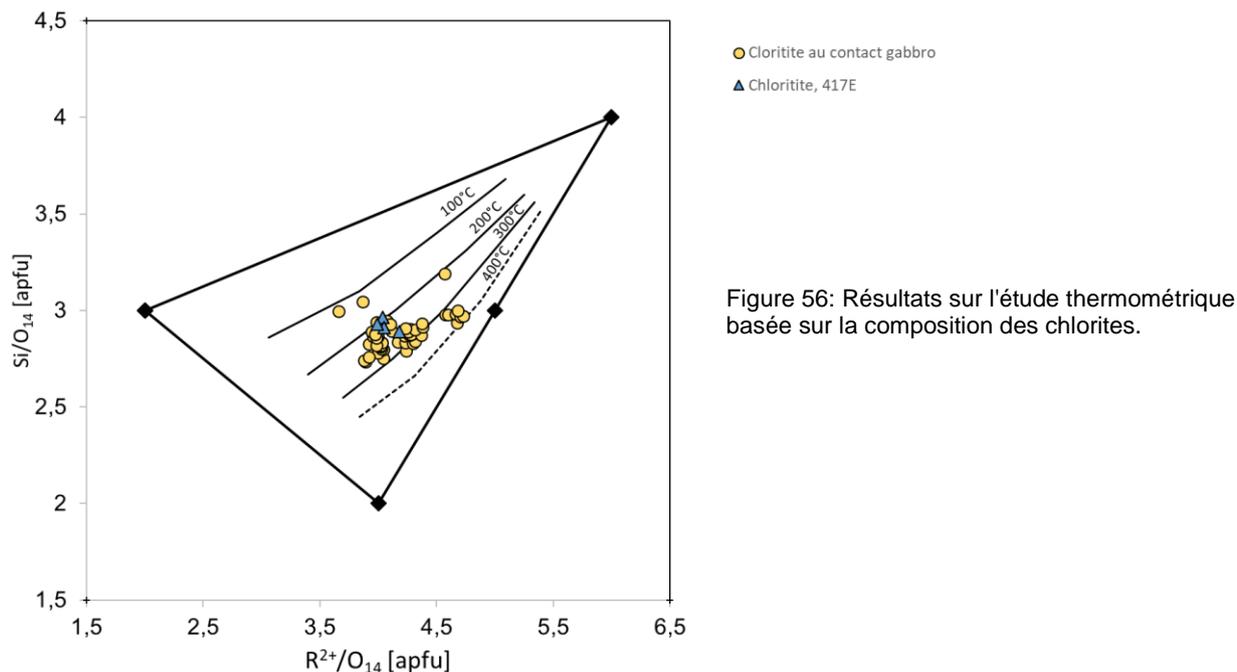


Figure 55: Lame B en LPNA et LPA, vues générales de fragments de granitoïdes (quartz et feldspath) dans une matrice chloriteuse, et quelques grains d'apatite (photo 1 et 2, minéral bleu en LPA à fort relief).

Les deux lames ont été analysées à la microsonde électronique afin d’analyser la composition chimique des minéraux constitutifs et de faire une étude thermométrique basée sur la composition des chlorites. Une cinquantaine de chlorite ont été analysées dans les deux lames (cf. Annexe 3, extraits des résultats). Afin d’interpréter les résultats des analyses à la microsonde, le thermomètre, proposé par Bourdelle et Cathelineau (2015) a été utilisé. A partir du Si total et de la somme des cations 2+ on obtient une température pour chaque chlorite par comparaison avec des courbes de températures étalonnées par pas de 100°C. Pour le calcul de la teneur en Fe²⁺ un rapport Fe²⁺/Fe_{total} de 0,65 a été estimé, qui correspond à une valeur classiquement retenue dans ce type de contexte (indication D. Thiéblemont). Les résultats sont représentés dans le diagramme ci-dessous (figure 56). Les températures obtenues sur les chloritites du contact gabbro-mégabèche sont comparés à celles déduites pour un échantillon (417 E) de chloritite localisé non loin du lieu de prélèvement, mais plus éloigné du contact.



On observe sur le graphique des groupes distincts, un premier groupe qui montre des températures dans l'intervalle 200-300°C pouvant correspondre au métamorphisme océanique affectant l'ensemble ophiolitique. Un deuxième groupe montre des températures comprises entre 350° et 400°C. Ces températures localisées et anormales sont compatibles avec le processus d'intrusion/injection que suggèrent les observations de terrain. Ce groupe correspond spécifiquement aux chlorites présentes dans les amas quartzo-feldspathiques de la lame A (figure 57).

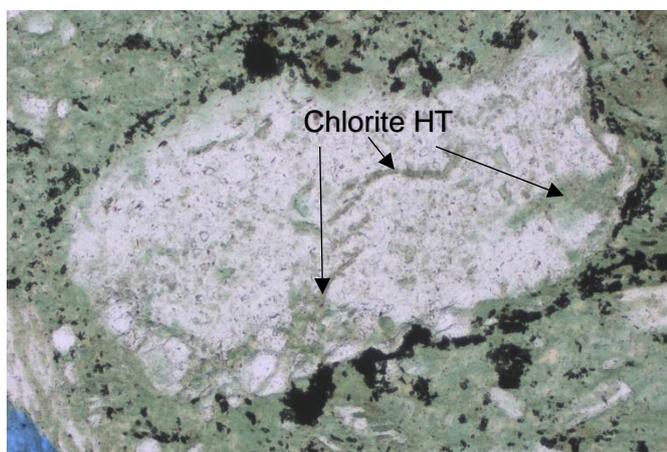


Figure 57: lame mince A montrant les chlorites dans les amas quartzo-feldspathiques.

Ces chlorites de relativement haute température aurait cristallisé lors de l'injection du gabbro dans les chloritites. Ce magma chaud s'est injecté dans un compartiment froid, ce qui a pu provoquer un choc thermique et l'éclatement des cristaux de feldspath présents dans le magma dont les chlorites précoces de haute température auraient

comblé les espaces créés.

6.4. Cartographie sous S.I.G.

L'ensemble des points d'observations (plus de 700) et des mesures de terrains localisés au GPS ont été compilés dans une base de données pour réalisation de la carte géologique numérique et du modèle 3D. La carte a été réalisée sur toute l'emprise cartographique, sans données nouvelles sur les formations triasiques. La méthode classique de cartographie par report sur une minute de terrain au 1/25 000 n'a pas été utilisée car la résolution des données obtenues au GPS ne peut être restituée à cette échelle. L'utilisation d'un S.I.G. permet de s'abstraire des limites liées au support cartographique au 25 000 puisque le dessin peut être fait à toute échelle en fonction de la résolution des données de terrain. Les entités ont été tracées sous S.I.G. soit en suivant les points GPS correspondant à un type de lithologie, soit en récupérant sous forme de fichiers de formes les suivis au GPS des contacts (*tracking*) quand ceux-ci étaient visibles sur le terrain.

La séquence lithostratigraphique a été déterminée en étudiant les relations sur le terrain. La formation des marbres/mégabèches, positionnée au sud de la carte au niveau d'une zone basse, se suit en remontant un vallon dans le secteur A (figure 58). Elle est recouverte vers l'ouest par les gabbros dont les observations de terrain suggèrent une mise en place intrusive (figure 58). Plus au nord, au niveau de la Cabane des Douaniers, la formation de la Replatte recouvre les marbres. Sur la carte géologique (Barféty et al., 1995), la formation de la Replatte se présente comme une lentille posée sur un ensemble marbres-radiolarites désormais requalifié comme mégabèche. Ainsi, cette dernière est forcément plus ancienne. Ensuite s'en suit de la formation de la Replatte puis de la séquence mantellique/plutonique qui se trouve sur le terrain en position plus basse (figure 58) et plus haute en remontant tout le sentier géologique. De plus, l'intrusion des gabbros dans la mégabèche implique que les gabbros sont postérieurs. Puis, les basaltes, plus jeunes, recouvrent l'ensemble précédent et arment les sommets du Chenaillet (figure 59), probablement alimentés par les dolérites qui recoupent les gabbros. Ces dolérites correspondent donc probablement aux conduits sous-jacents aux épanchements basaltiques. Enfin, les flyschs que l'on retrouve à l'ouest du côté du Gondran, recouvrent indifféremment toutes les autres formations (figure 59), à l'exception des basaltes.

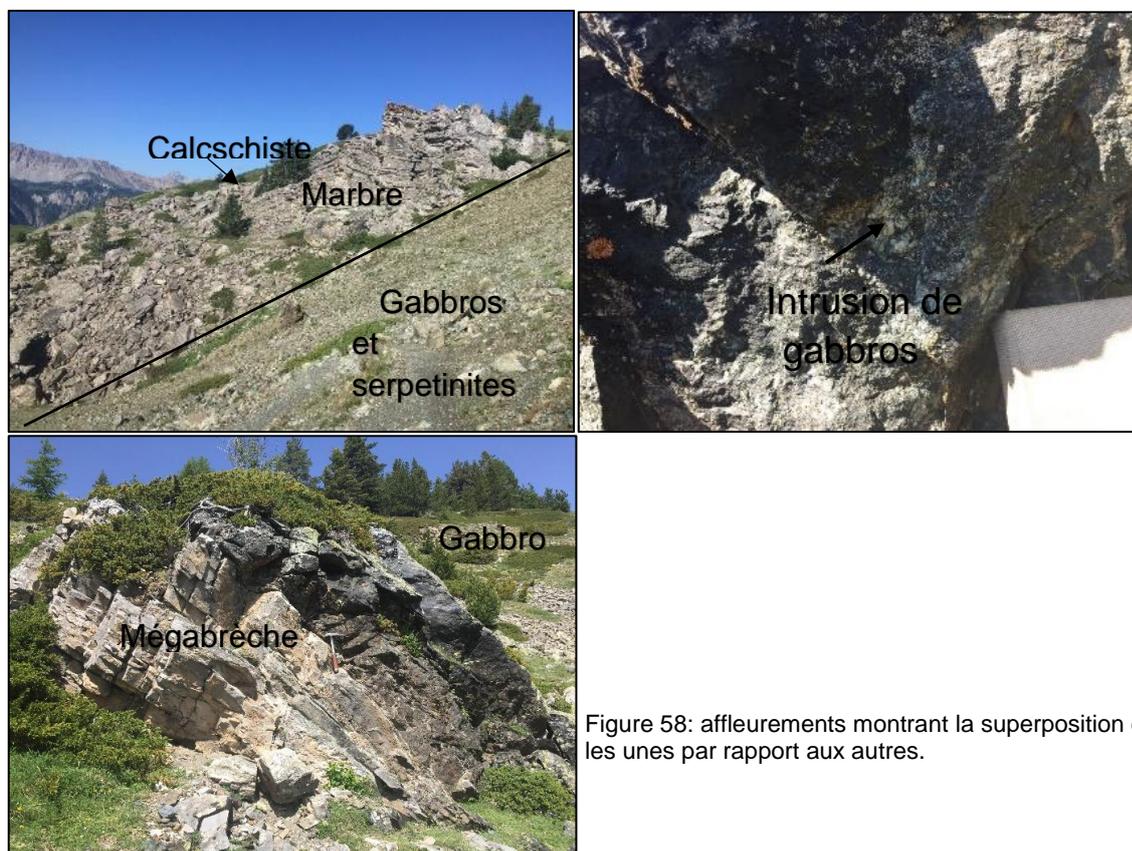


Figure 58: affleurements montrant la superposition des formations les unes par rapport aux autres.

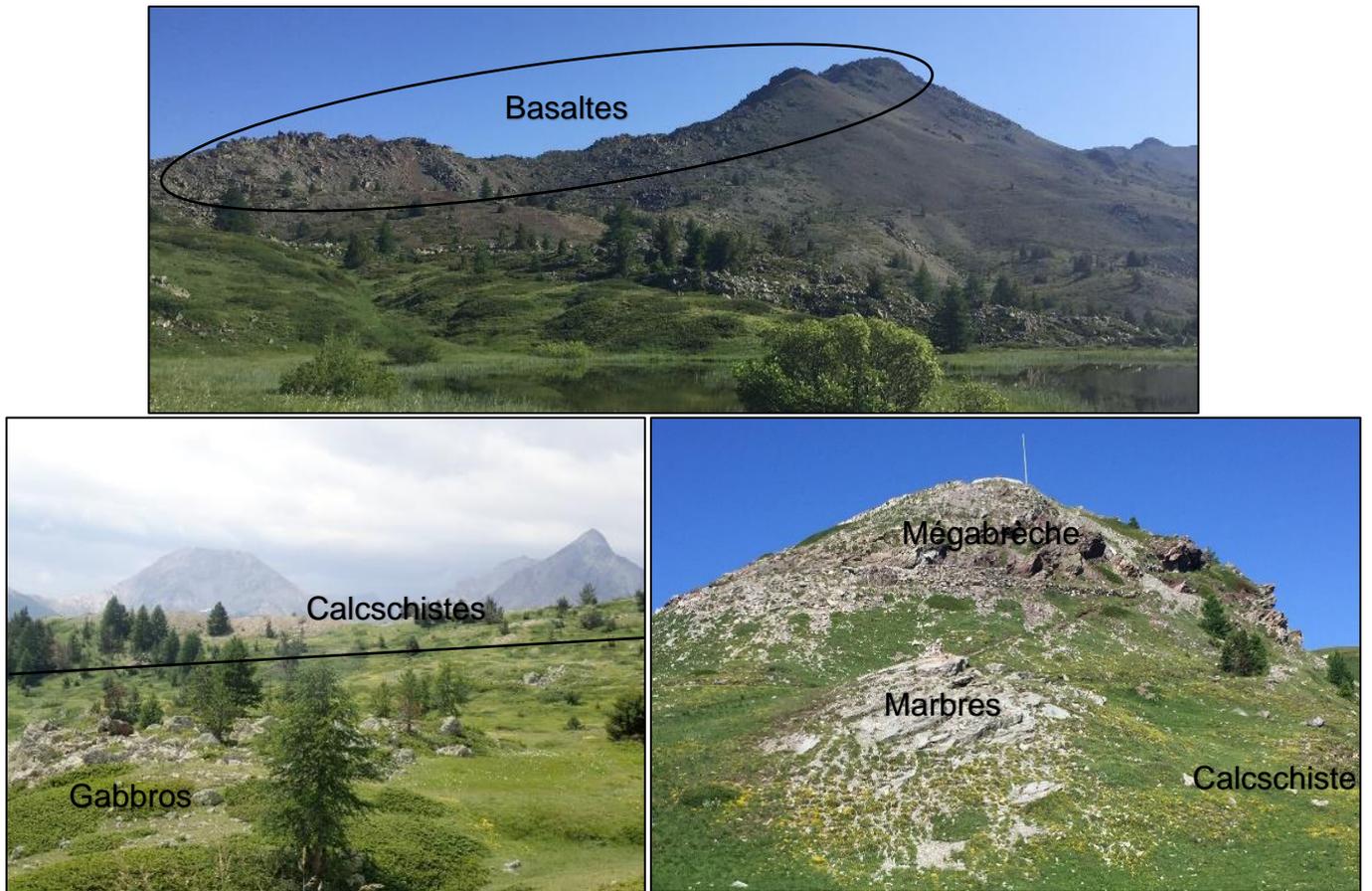
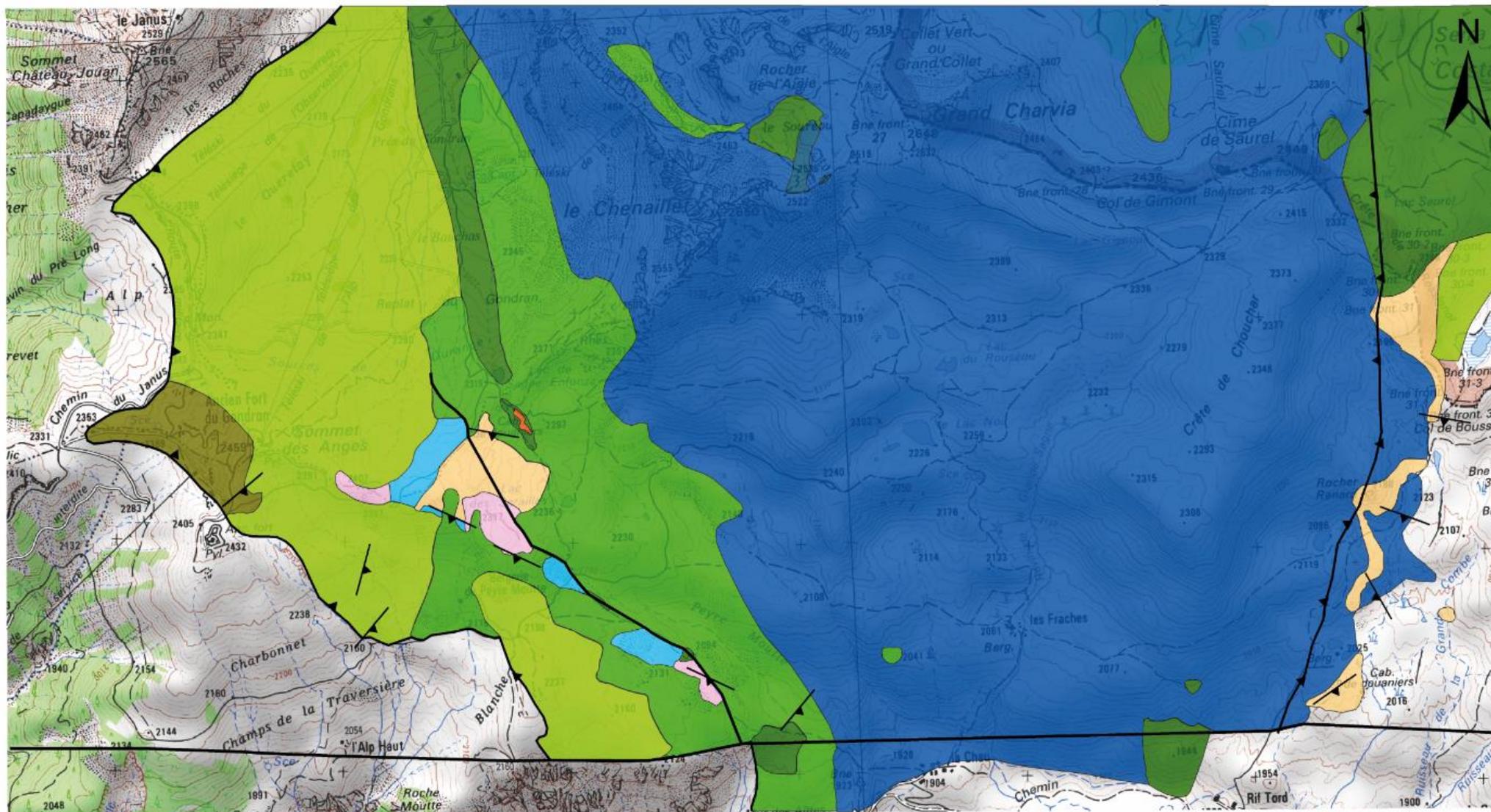


Figure 59: suite des affleurements montrant la superposition des formations les unes par rapport aux autres.

La carte géologique produite (figure 60) sera ensuite intégrée au modèle 3D réalisé sous GeoModeller. Elle synthétise toutes les données de terrains que ce soit les observations lithologiques, les contacts entre les formations ou les mesures structurales. Ainsi, en ayant une bonne connaissance de terrain, il est possible d'obtenir un modèle 3D qui « colle » à la réalité du terrain.

Il est à noter que la partie nord-est de la carte produite a été largement inspiré du 50 000 (Barféty et al., 1995) car elle n'a pas été reprise durant la mission. De même la faille au sud a été dessinée à partir de la carte au 50 000, en la considérant comme une faille normale tardive délimitant un graben ayant préservé le segment d'ophiolite.



Légende

Formation

	Calcschiste		Basalte		Ophicalcite		Megabreche
	Gabbro		Albitite		Serpentinite		Marbre
	Blackshale		Replatte				

Faïlle

	chevauchement
	normale

Foliation

Système de coordonnées: RGF 1993 Lambert 93	



6.5. Modélisation géologique 3D

6.5.1. Présentation du modèle

Le modèle 3D a été construit avec plus de 200 mesures structurales et une centaine de points de contact entre formations (point d'observation ou suivi au GPS). L'emprise cartographique est bien adaptée pour contraindre l'intrusion gabbroïque envisagée ainsi que les déformations au niveau de la mégabèche, de la Replatte et des flyschs. En effet, les mesures sont denses dans des surfaces relativement petites, ainsi en restant dans cette emprise, on obtient un résultat satisfaisant au niveau de la représentation du modèle 3D (figure 61).

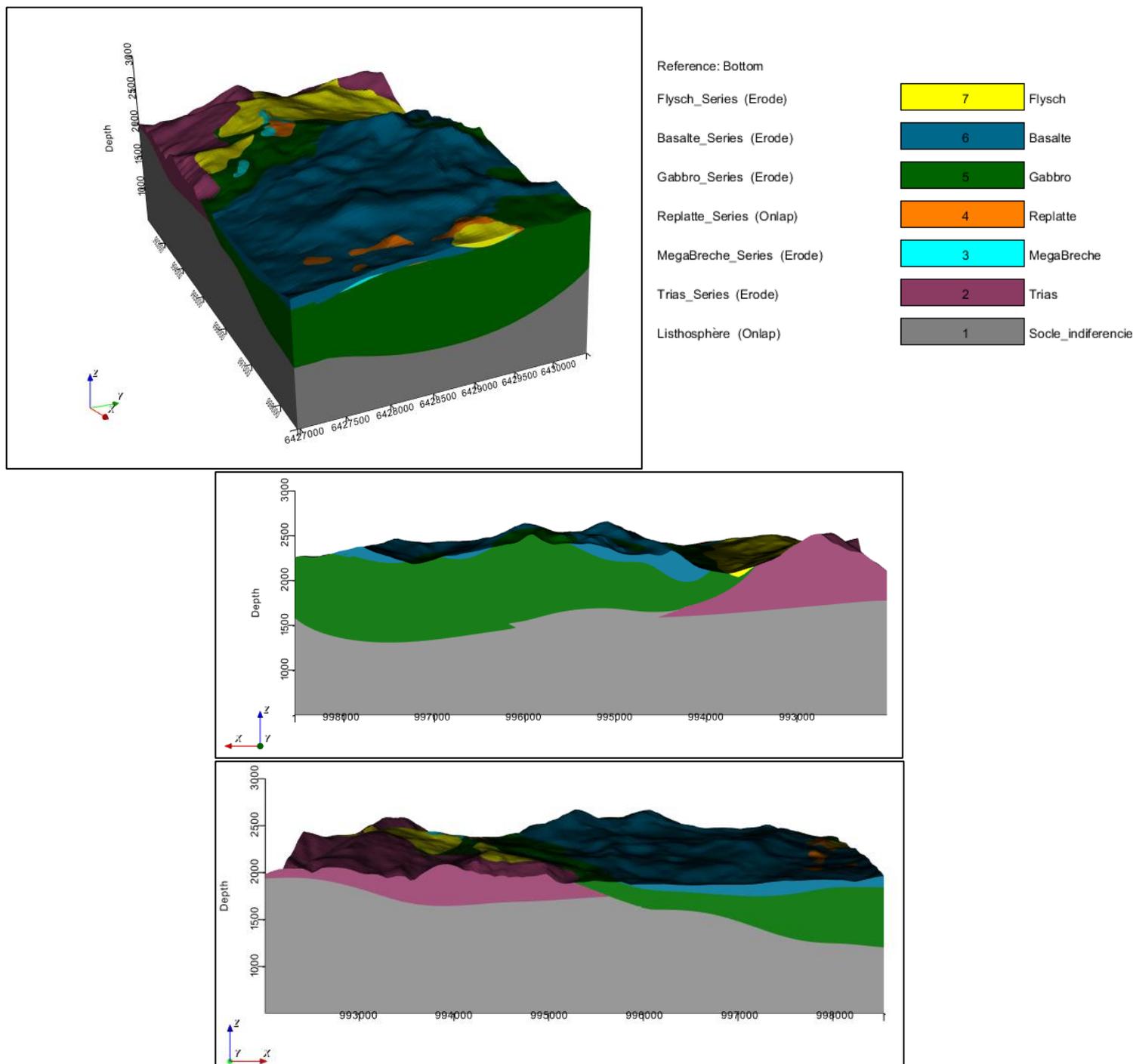


Figure 61: Vues générales du modèle géologique 3D obtenu avec les données de terrains. N.B. les couleurs des formations changent entre la carte géologique et le modèle.

Les deux chevauchements à l'est et à l'ouest sont modélisés ainsi que la faille normale dans la mégabrèche (figure 62) en prenant en compte les pendages des plans associés aux deux phases de déformation. La faille au sud du modèle a été tracée d'après la carte au 1/50000 (Barfély et al., 1995). Sur le modèle il s'agit d'une faille normale senestre qui décale les terrains ophiolitiques (figure 62). Les plis étant trop petits, ils n'ont pas pu être représentés sur le modèle. Cependant, les phases D1 et D2 ont pu être modélisées.

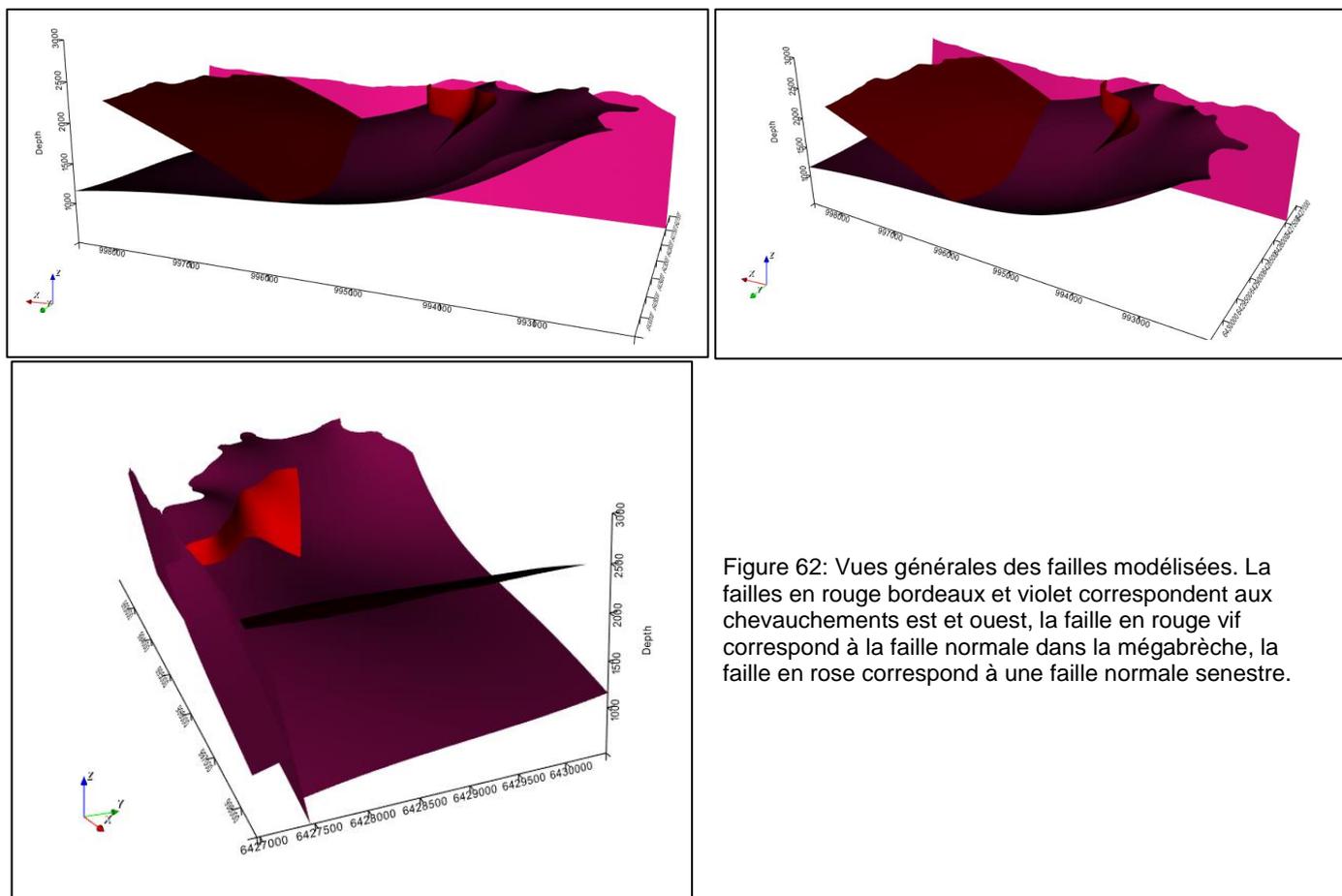


Figure 62: Vues générales des failles modélisées. La failles en rouge bordeaux et violet correspondent aux chevauchements est et ouest, la faille en rouge vif correspond à la faille normale dans la mégabrèche, la faille en rose correspond à une faille normale senestre.

Les formations ont été modélisées une par une : la mégabrèche, puis formation de la Replatte, gabbros/serpentinites/albitites, basaltes et flyschs. En plus des points de contact et de mesures, quelques points de contraintes ont été rajoutés afin de contraindre les géométries en termes de surface et de volume. Le dessin du Trias, à l'ouest de la zone d'étude, a été repris de la carte géologique au 50 000 (Barfély et al., 1995). Le Trias est nécessairement pris en compte car présent dans l'emprise de la zone modélisée. Il est séparé des terrains ophiolitiques par une faille faisant chevaucher les unités océaniques sur la marge continentale. Ensuite, la mégabrèche et la formation de la Replatte ont été modélisées avec quasiment tous les points de mesures et de contacts et très peu de points de contraintes ajoutés. Puis, l'intrusion gabbroïque a été modélisée en coupe avec beaucoup de points de contraintes ajoutés visant à reproduire la forme envisageable pour un corps plutonique. Les flyschs ont été modélisés après les gabbros car ils recouvrent indifféremment ces derniers, la mégabrèche et formation de la Replatte (figure 60). Enfin les basaltes, qui recouvrent vers l'est les gabbros et la formation de la Replatte ont été modélisés en dernier. Pour compléter le modèle sur la bordure est en partie non cartographiée (absence d'affleurements), des basaltes ont été figurés sachant que quelques blocs ont été observés, le choix a été de les extrapoler jusqu'à la limite de l'emprise.

Le socle représenté comme indifférencié placé à la base du modèle correspond en fait à deux domaines qui n'ont pas été distingués : 1/ un socle continental à l'ouest du chevauchement frontal de l'ophiolite sur la marge piémontaise ; 2/ un socle océanique sous l'ophiolite dont les chloritites remaniées dans la mégabrèche pourraient provenir.

La figure 63 présente les géométries en volumes des unités principales, c'est-à-dire, la mégabrèche, la formation de la Replatte, les gabbros et les flyschs. On distingue bien la forme de l'intrusion gabbroïque dans les unités inférieures (mégabrèche et Replatte) et la couverture de flyschs qui recouvre pratiquement toutes les formations à l'ouest.

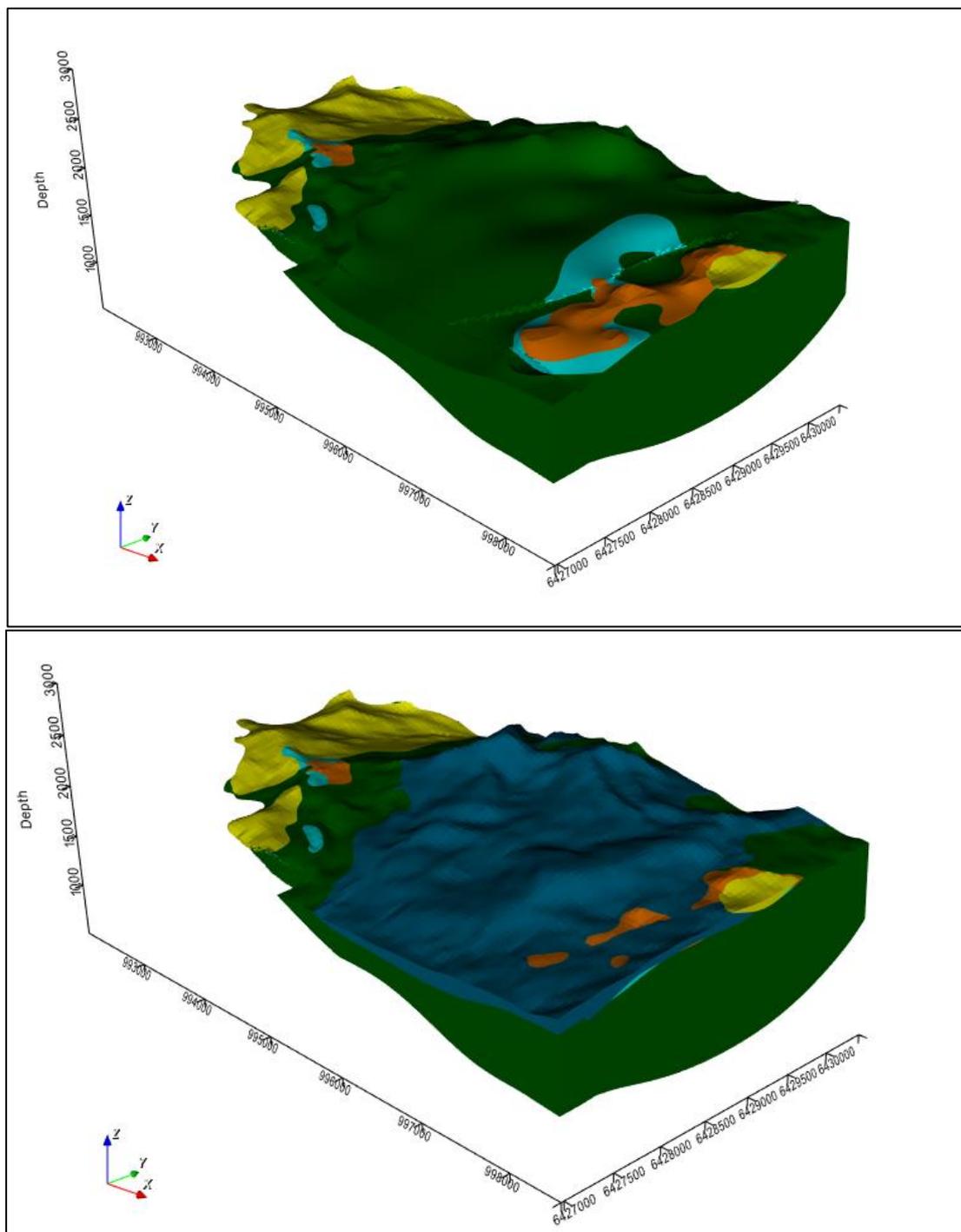


Figure 63: géométrie en 3D des formations principales et les basaltes qui recouvrent les gabbros.

6.5.2. Carte géologique et coupes géologiques détaillées

Rappelons qu'avant d'obtenir le modèle 3D, il faut le modéliser sur la surface topographique en 2D. Ainsi une fois le modèle 3D obtenu, la carte géologique est forcément modélisée (figure 64) et peut montrer quelques différences avec celle dessinée sous S.I.G. d'après les observations de terrain. En effet, GeoModeller calcul les limites de formation avec les points de contact et les mesures en prenant en compte la topographie et du volume des formations géologiques.

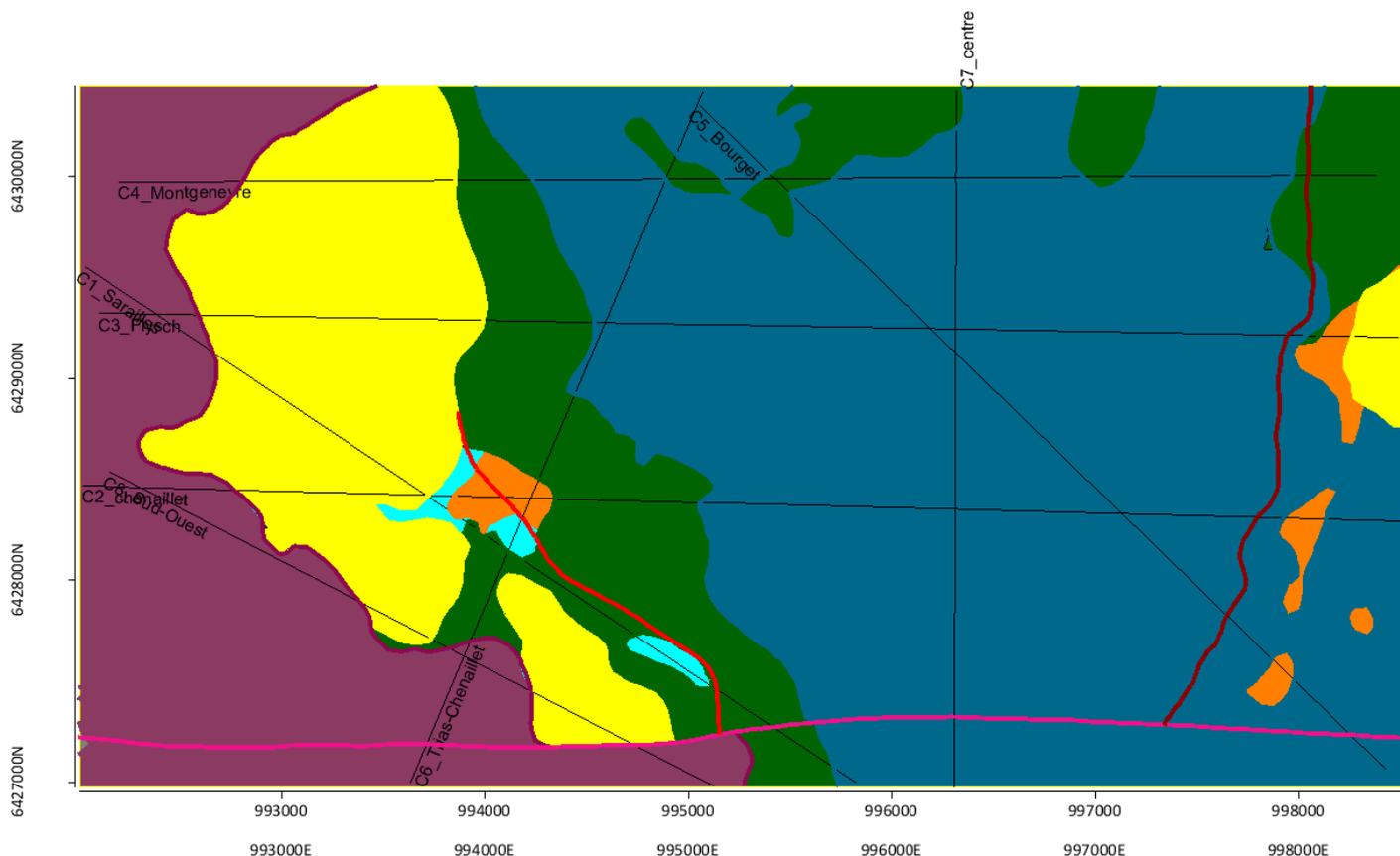


Figure 64: Carte géologique obtenue à la fin de la modélisation

La modélisation se fait également en dessinant des coupes, dans le cas où les formations n'ont pas de point de contact pour la modélisation en surface comme c'est le cas du trias. Huit coupes ont été réalisées couvrant toute la zone d'étude (figure 64). D'abord, trois coupes E-O (C2-C3-C4) qui traversent toute la zone et recoupent un grand nombre de structures et de formations (figure 65, 66 et 67). Puis une coupe au centre (C7) qui recoupe la partie centrale de l'ophiolite (figure 68). Enfin les quatre dernières coupes traversent de manière transversale l'emprise cartographique (C1-C5-C6-C8) (figure 69, 70, 71 et 72).

Cette série de coupes permet de comprendre et de représenter les structures géologiques et l'intrusion gabbroïque qui recoupe la mégabrèche. La faille normale montre que le rejet n'est pas important contrairement aux deux chevauchements et la faille au sud qui montrent des rejets importants dans les différentes formations. Par ailleurs, on distingue bien l'intrusion de gabbros dans la mégabrèche et le Replatte. Quant aux flyschs, ils remplissent surtout la partie ouest, dessinant des bassins +/- profonds.

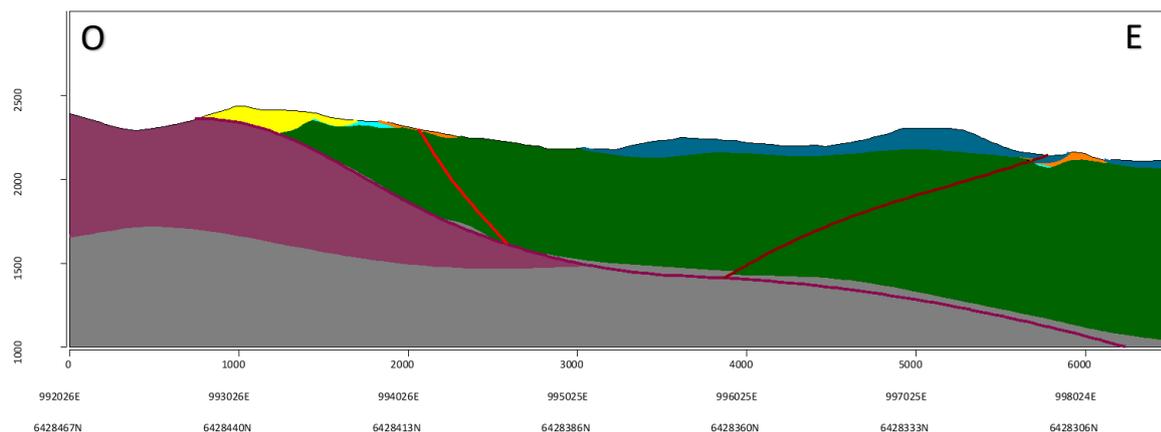


Figure 66: Coupe C2 E-O au sud de l'emprise, montrant l'intrusion de gabbros et le remplissage des flyschs.

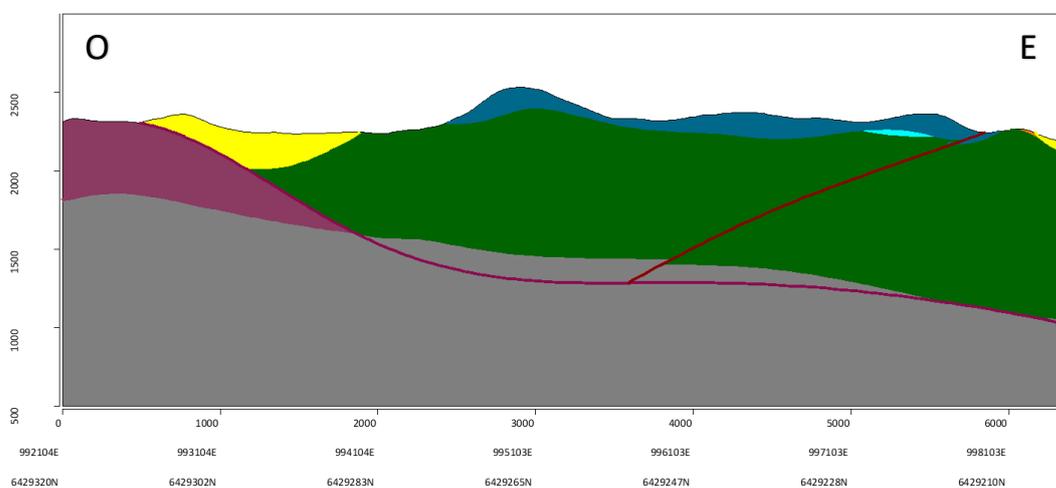


Figure 65: Coupe C3 E-O au centre de l'emprise montrant bien le remplissage des flyschs.

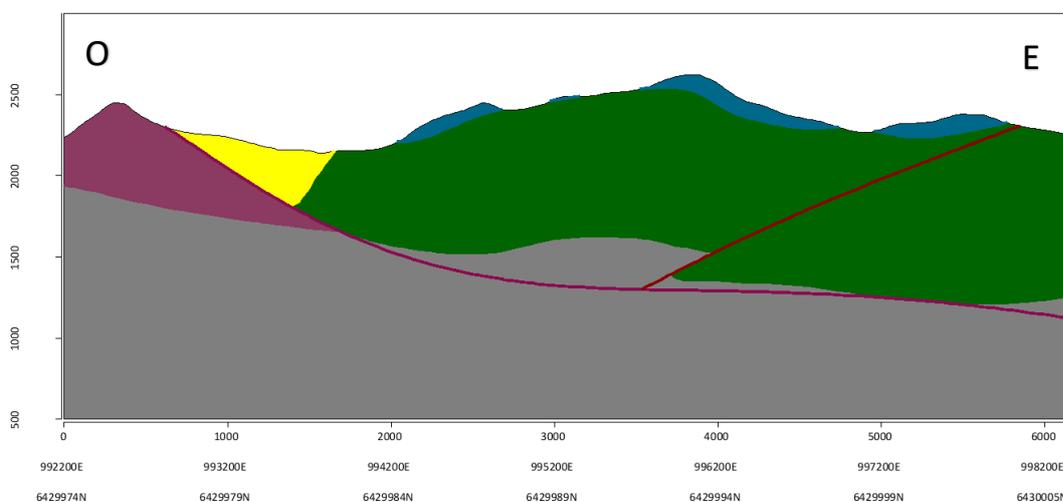


Figure 67: Coupe C4 E-O au nord de l'emprise présentant un remplissage des flyschs plus profond et un rejet de faille assez important à l'est.

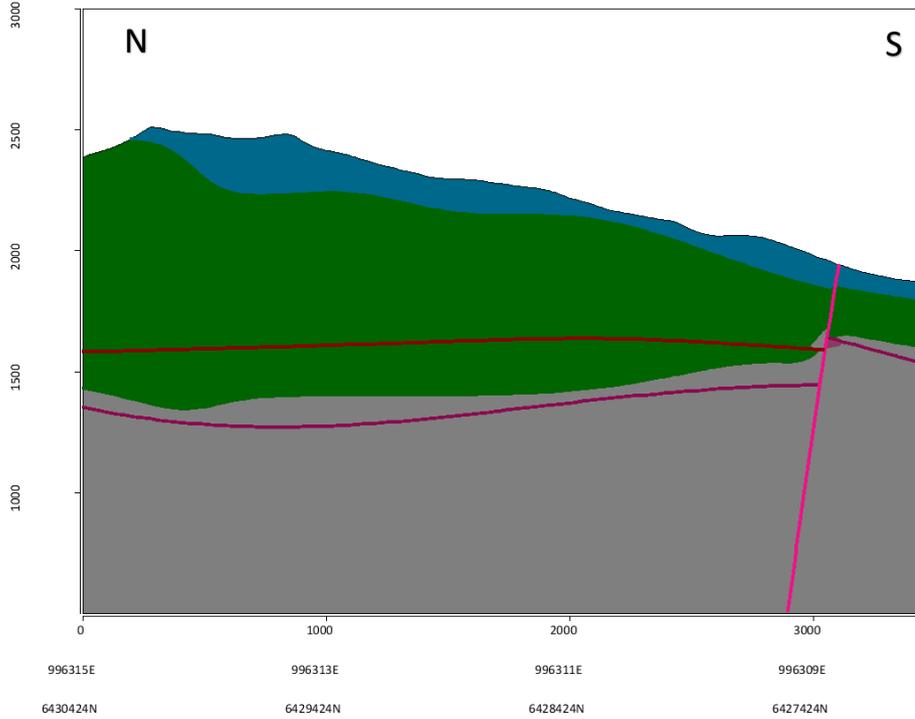


Figure 68: Coupe C7 au centre de l'ophiolite présentant l'impact du décalage de la faille sud (rose) sur le chevauchement ouest (violet).

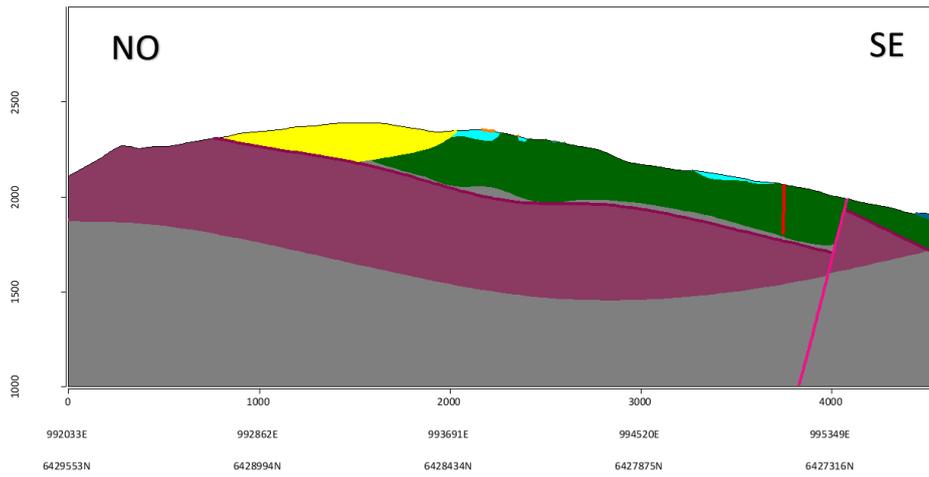


Figure 69: Coupe C1 NO-SE au sud-ouest de l'emprise montrant l'intrusion du gabbro, le remplissage des flyschs et un décalage assez important à l'est des gabbros.

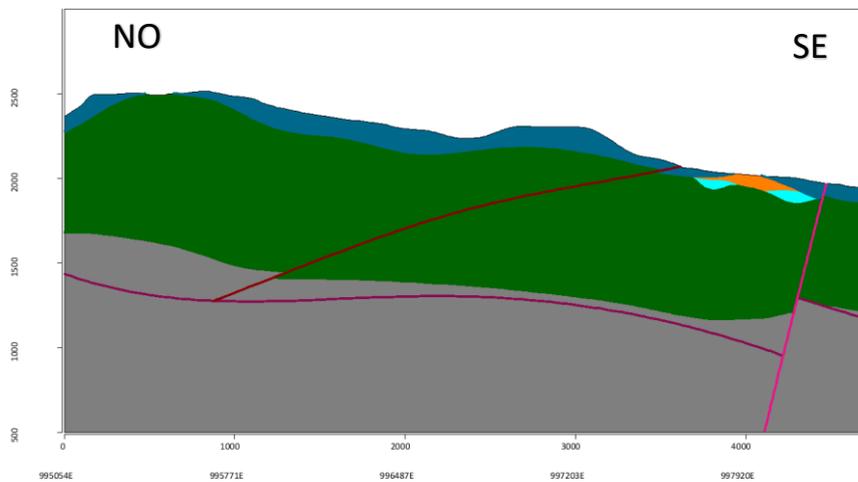


Figure 70: Coupe C5 NO-SE au centre de l'ophiolite montrant bien l'intrusion au sud-est.

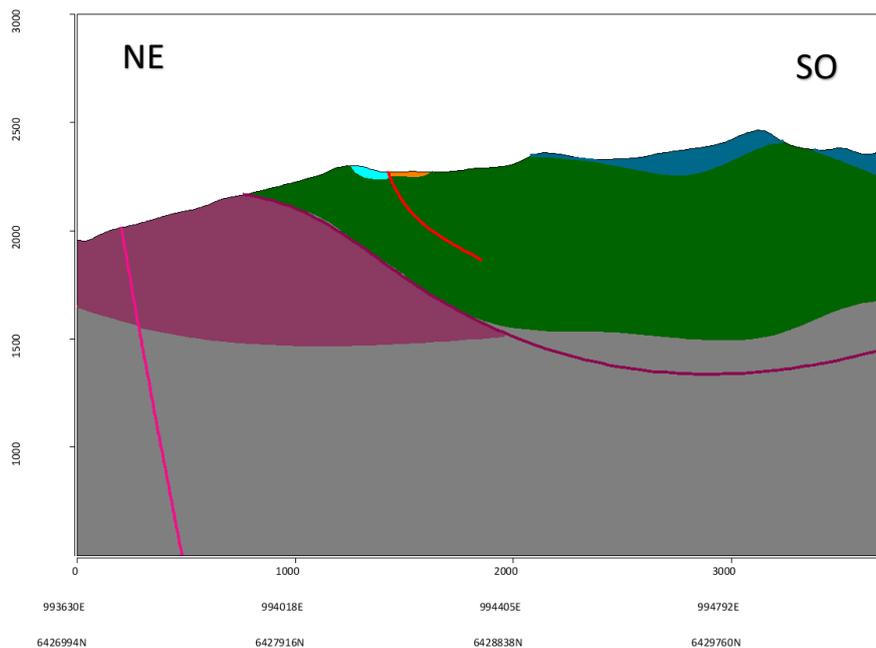


Figure 71: Coupe C6 NE-SO à l'est de l'emprise qui a permis d'ajouter des contraintes à la forme intrusive des gabbros.

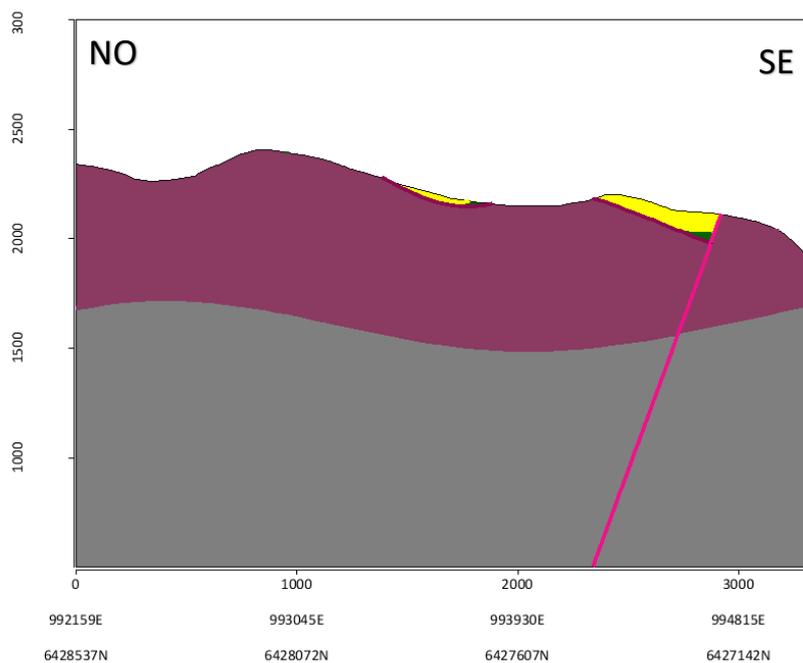


Figure 72: Coupe C8 NO-SE au sud-ouest de l'emprise qui a permis de contraindre les géométries des flyschs au sud-ouest du modèle.

Grâce à la modélisation et les coupes, il est possible de recalculer les épaisseurs des entités figurées sur le modèle (table 2). Les épaisseurs estimées sur le terrain sont souvent nettement plus faibles que celles obtenues d'après le modèle. Seules les épaisseurs déduites pour la mégabrèche et la formation de la Replatte sont voisines des épaisseurs estimées sur le terrain. Par ailleurs, celle de la formation de la Replatte a été exagérée afin de pouvoir la visualiser sur le modèle 3D. L'épaisseur de l'intrusion dans le modèle est plus de trois fois supérieure à l'épaisseur déduite d'après les observations de terrain. Dans ce dernier cas, elle a été estimée en considérant l'épaisseur apparente comprise entre les marbres situés en-dessous et au-dessus des gabbros.

On retrouve la même épaisseur pour les basaltes, du fait qu'ils arment les sommets, l'épaisseur est donc facile à estimer. Enfin, l'épaisseur des flyschs est 20 fois supérieure à l'épaisseur estimée sur le terrain. Cette épaisseur peut s'expliquer par un dépôt dans un bassin profond ou fortement subsidant.

Formations	Épaisseur estimée avant le modèle 3D	Épaisseur après le modèle 3D
Mégabrèche	~ quelques dizaines de mètres	40 mètres
Replatte	~ 3 mètres	10 mètres
Gabbros	~ 150 mètres	490 mètres
Basaltes	~ 100 mètres	100 mètres
Flyschs	~ une dizaine de mètres	200 mètres

Table 2: épaisseurs apparentes estimées et mesurées avec le modèle 3D.

Sur la base de la séquence lithostratigraphique déduite et connaissant les épaisseurs, un modèle lithostratigraphique a été réalisé. Deux représentations complémentaires ont été réalisées : 1/ l'une qui montre les basaltes en coussins au sommet de la pile ; 2/ l'autre qui montre les flyschs recouvrant les formations antérieures aux basaltes. Un contact entre les basaltes et les flyschs ne s'observe pas sur le terrain d'où la nécessité de produire ces deux modèles (figure 73).

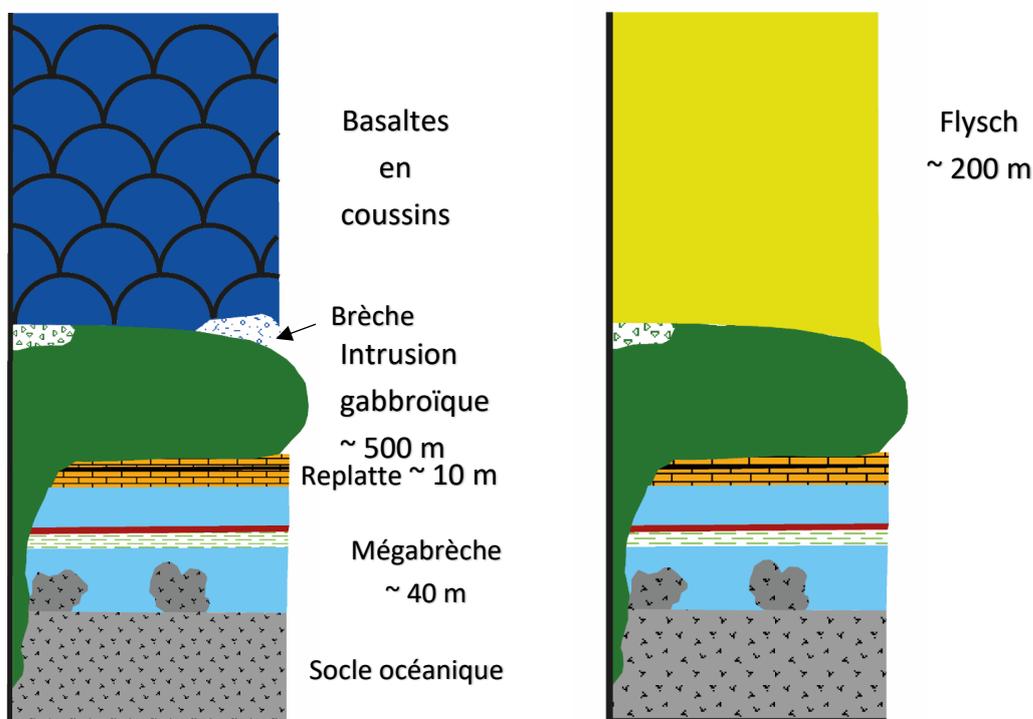


Figure 73: Modèle lithostratigraphique simplifié, échelle non respectée

7. DISCUSSION

7.1. Difficultés de la modélisation 3D

L'approche 3D n'est pas une simplification d'un concept mais un ensemble de contraintes à prendre en compte pour pouvoir produire un modèle. Le poids des données structurales ; le choix des dimensions de la boîte de modélisation et le modèle lithostratigraphique sont essentiels pour la conception du modèle 3D. Les failles sont les contraintes les plus fortes. Elles divisent le bloc modèle en plusieurs compartiments, et nécessite d'inclure au moins un point de contact et une mesure dans chaque compartiment pour chaque formation, même si la formation n'existe pas dans certains compartiments du bloc modèle. De même, la typologie de la faille peut poser problème. Les failles sur Geomodeller sont soit de type fini, soit de type infini. Une faille finie est limitée par une sphère d'influence, ainsi on ne peut pas arrêter une faille infinie sur faille finie. On rencontre ce problème dans le sud du modèle sur la grande faille normale senestre qui ne peut pas être finie car les deux chevauchements et la faille normale sont de type fini sur cette faille.

Pour les points de mesures, il faut prendre une mesure générale, (une mesure ponctuelle doit être ramenées à une mesure moyenne) que ce soit pour les structures ou pour les contacts entre les formations, dans le cas contraire on rencontre très vite des problèmes d'échelle. En effet, la façon dont on intègre les données de terrain dans le modèle doit être adapté à l'échelle de ce dernier. Ainsi, la conception du modèle 3D commence dès le terrain. Par exemple, la formation mégabrèche a posé de nombreuses contraintes à la modélisation. Cette formation a fait l'objet de nombreuses mesures structurales ce qui a entraîné des problèmes d'échelle entre mesures de terrain et modèle 3D à grande échelle. Ceci rend nécessaire une sélection des mesures de terrain permettant de ne garder que celles représentatives de la structure d'ensemble.

Certaines épaisseurs sont exagérées pour permettre leur visualisation, comme dans les cas de la formation de la Replatte et de la mégabrèche. Pour le gabbro, on connaît juste la forme de l'intrusion en surface car elle a été cartographiée avec très grande précision sur le terrain. La forme en profondeur est inconnue. Le plus simple est d'ajouter des bases en profondeur et de dessiner dans les coupes la forme de l'intrusion avec des pendages inverses. Par ailleurs, le nombre de coupes est à prévoir à l'avance, il faut modéliser toutes les formations dans toutes les coupes, ainsi, plus on a de coupes, plus la modélisation devient précise, mais également plus complexe.

Ainsi, la conception d'un modèle géologique dans une zone de déformation intense impose de nombreuses contraintes au modèle 3D. La partie essentielle de ce modèle se situe à l'ouest de la carte où les gabbros s'étendent au-delà de la limite précédemment admise pour le complexe ophiolitique et où les déformations sont les plus intenses. Une des possibilités pour mieux représenter les déformations serait de construire plusieurs modèles à différentes échelles, avec des zooms successifs sur chaque partie du modèle. Ainsi, en premier lieu, on construirait un modèle à grande échelle figurant les principales structures tectoniques, puis, une boîte faisant un zoom à l'ouest sur les formations de la mégabrèche, de la Replatte et les gabbros, avec un détail sur l'intrusion du gabbro et des détails sur la déformation localement intense dans la mégabrèche et la Replatte.

7.2. Comparaison entre le modèle actuel et le modèle proposé

A partir de la carte géologique et du modèle géologique 3D réalisés, nous pouvons tirer plusieurs conclusions. Des différences considérables sont notées en comparant la carte géologique de Barféty et al. (1995) et la carte géologique produite (figure 74). D'abord, l'extension des gabbros à l'ouest n'apparaît pas sur la carte de Barféty et al. (1995) dans laquelle sont notées à ces endroits des « morraines de vallées » ou des « éboulis ». La photo 2 contredit la présence d'éboulis en montrant des affleurements de gabbros en place sur des sommets. Ainsi, les gabbros débordent largement du complexe avec une extension trois fois plus grande que celle indiquée sur la carte au 1/50 000, ce qui confirme les observations de Thiéblemont et Thiéblemont (2017). Ensuite, la mégabrèche n'est quasiment pas représentée avec seulement « des calcaires blancs marmorisés » et « des radiolarites ».

Sur la carte géologique réalisée, la mégabrèche est présente le long d'un axe Nord-Ouest-Sud-Est soulignant un plan de faille vertical et est en contact avec gabbro qui l'intrude (figure 74). La formation de la Replatte à l'ouest (Cabane des Douaniers) est cartographiée de façon quasi-identique sur les deux cartes, mais avec une surface légèrement supérieure sur la nouvelle actuelle. Elle forme une lentille posée sur la mégabrèche et se trouve également en contact avec les gabbros. La forme arrondie des gabbros au sud de la formation de la Replatte s'accorde avec l'hypothèse d'intrusion. A l'est de la carte réalisée, la formation de la Replatte est représentée sous forme d'affleurements continu avec une extension plus large que sur la carte au 1/50 000. L'élargissement des zones d'affleurement des gabbros conduit à y figurer des « placages » la mégabrèche et la Replatte. Quant aux flyschs (calcschistes et blackshales), au Sud-Ouest, leur extension est plus grande que sur la carte au 1/50 000. Ils sont discordants sur tous les terrains antérieurs et recouvrent largement les gabbros à l'ouest.

Concernant les structures, la différence notable entre les deux cartes est la suppression du chevauchement de base de l'ophiolite que n'argumente aucune donnée de terrain factuelle. Dans le modèle 3D proposé, la distinction entre unité supérieure (ophiolite) et unité inférieure (ULNR) n'est plus envisageable. Différents faits appuient cette ré-interprétation : 1/ les analyses sondes réalisées sur les amphiboles bleues de l'unité dite « inférieure » révèlent de la Mg-riébeckite et non de la glaucophane (Thiéblemont et Thiéblemont, 2017), contredisant l'hypothèse d'une « saute » métamorphique entre ophiolite et ensemble métasédimentaire, 2/ la datation paléontologique des radiolarites (limite Bathonien-Callovien, voire Bathonien moyen (soit ≤ 166 Ma) (Cordey et Bailly, 2007) indiquent un âge possiblement plus ancien de ces dernières que de l'ophiolite (165 ± 1 Ma, Li et al., 2015), 3/ l'étude thermométrique basée sur la composition des chlorites indique des températures ayant pu atteindre 350-400°C au contact des gabbros, compatible avec l'hypothèse d'intrusion, 4/ les plis à vergence Est dans la mégabrèche, la formation de la Replatte (figure 74) et les flyschs (vers le Chenaillet) sont peu compatibles avec le chevauchement supposé vers l'ouest.

La faille normale dans la mégabrèche est un élément nouveau par rapport à la carte au 1/50 000, elle ne décale pas les terrains et correspond, probablement à un témoin précoce du rifting océanique. Le rétrochevauchement est représenté sur la carte produite comme étant observé contrairement à la carte au 1/50 000 où cette faille est supposée. Rappelons que le chevauchement est visible à l'Est où la formation de la Replatte surmonte les brèches basaltiques. Enfin, la faille normale senestre au sud est localisée dans les terrains océaniques contrairement à la carte au 1/50 000 où elle limite l'ophiolite et le Trias dolomitique (falaise du Lasseron).

Un point particulier et important est la présence d'un décalage de plusieurs mètres entre les deux cartes. Cet écart est observé à la bordure de l'emprise sur les flyschs et au niveau de la Cabane des Douaniers où les albitites (en orange) ne sont pas parfaitement superposées.

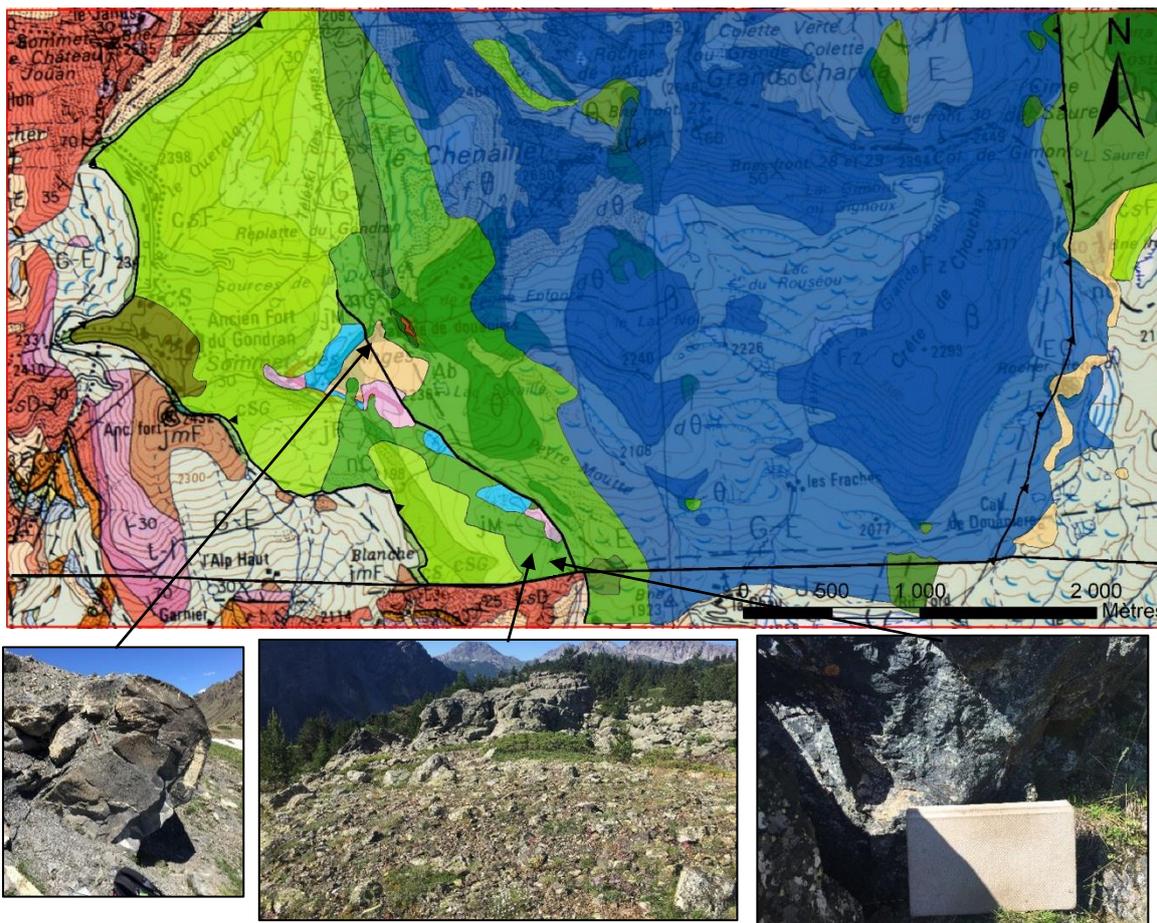


Figure 74: Comparaison en superposant les deux cartes géologiques. La photo 1 montre le pli à déversement vers l’est dans la Replatte, la photo 2 montre des affleurements de gabbro en place au sommet, la photo 3 montre les amas feldspathiques (en blanc) dans la chloritite.

Ainsi, en coupe, les différences entre les deux modèles sont également considérables, avec l’intrusion qui forme une couche continue et intrusive et la Replatte posée sur la mégabèche (figure 75).

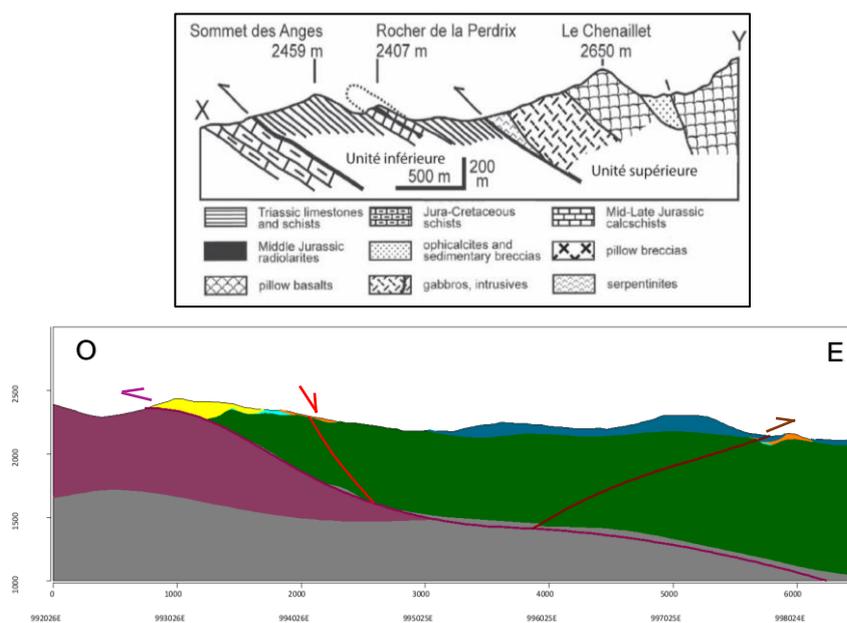


Figure 75: Comparaison entre la coupe de Cordey et Bailly (2007) et la coupe proposée.

Le modèle proposé implique des changements dans la séquence lithostratigraphique (figure 76) avec des regroupements de formations et des épaisseurs qui diffèrent du modèle actuel. En effet, en montrant que le modèle de superposition tectonique n'est pas valide dans la mesure où ce dernier n'est pas cohérent avec les données factuelles du terrain, la colonne lithostratigraphique doit être modifiée. En comparant les deux modèles, on passe de deux colonnes lithostratigraphiques correspondant à l'unité inférieure et l'unité supérieure à une colonne unique faisant succéder les différentes formations géologiques.

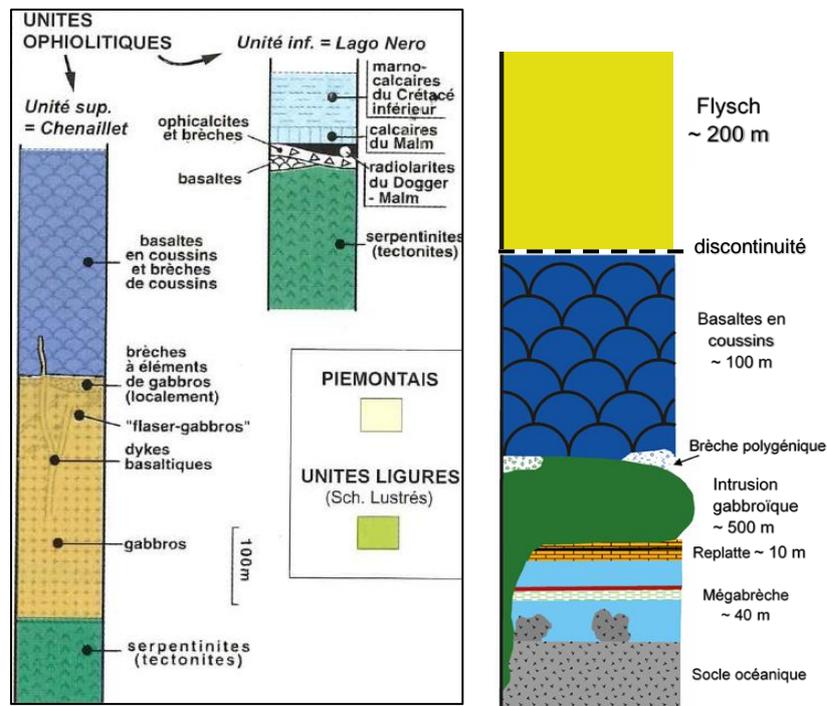


Figure 76: Comparaison entre le modèle lithostratigraphique du modèle actuel (Agard et Lemoine, 2003) et le modèle proposé.

8. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Les travaux réalisés sur le massif ophiolitique du Chenaillet ont permis de combiner une approche 2D en cartographie géologique et analyse structurale et une approche 3D en reconstituant une partie du massif du Chenaillet en un bloc modèle 3D.

Les observations faites sur le terrain ne sont pas en accord avec le modèle actuellement admis qui suppose la superposition de deux unités tectoniques. Cependant, les résultats obtenus apportent de nouvelles données sur le Chenaillet :

1/ Une révision de la carte géologique sur une partie du massif ophiolitique du Chenaillet, ayant des différences notables avec la carte géologique de référence (Barféty et al., 1995) dont la plus importante est l'extension des gabbros sur une grande zone à l'ouest du complexe et la présence d'une mégabrèche à matériel ophiolitique (chloritite) intrudée par les gabbros.

2/ Une analyse structurale présentant les différentes structures mesurées autour du complexe. Cette étude a permis de déterminer au minimum deux phases de déformation (D1 et D2) dont une bien visible sur le terrain, la D2, induite par le rétrocharriage.

3/ Un modèle géologique 3D montrant l'ensemble des structures et des formations dans le Chenaillet, en particulier l'intrusion des gabbros dans la mégabrèche et la formation de la Replatte et les jeux de failles.

4/ Des analyses à la microsonde sur des chlorites permettant, par une étude thermométrique, la mise en évidence de températures anormalement élevées (350°C-400°C) compatible avec le processus d'injection de magma de composition mantellique/plutonique que suggère également les observations de terrain.

Ainsi, ces travaux permettent de conceptualiser un nouveau modèle à partir des données factuelles fournis. Par la suite, il faudrait reprendre ces travaux dans le détail en faisant une analyse structurale poussée à grande et petite échelle qui permettrait de mieux définir les phases de déformation, réaliser de nouveaux modèles 3D en se resserrant sur des zooms successifs dans la partie ouest qui est la partie la plus importante en termes de formations géologiques et de déformations, et faire une analyse RAMAN sur les black shales (flyschs) qui pourrait renseigner la température associée à la déformation alpine. Un modèle d'évolution géodynamique pourra être réalisé dans le but d'améliorer la compréhension des Alpes occidentales.

9. LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

Agard, P., Jolivet, L. et Goffé, B. 2001. – Tectonometamorphic evolution of the Schistes Lustrés complex: implications for the exhumation of HP and UHP rocks in the western Alps. *Bull., Soc., géol., France, 2001, t.172, n°5, pp. 617-636.*

Agard, P. et Lemoine, M. 2003. – Visages des Alpes : structure et évolution géodynamique. *Commission de la Carte Géologique du Monde (CCGM), 2003, pp. 52.*

Barfétý, J-C., Lemoine, M., De Graciansky, P-C., Tricart, P. et Mercier, D. 1995. – Notice explicative de la feuille de Briançon à 1/50000. *Cditions du BRGM Service Géologique National, 1995, pp. 185.*

Bertrand, J., Courtin, B. et Vugnat, M. 1981. – le massif ophiolitique du Montgenèvre (Hautes-Alpes, France, et province de Turin, Italie) : données nouvelles sur un vestige de manteau supérieur et de croûte océanique liguro-piémontais. *Schweiz., mineral., petrogr., Mitt. 61, 1981, pp. 305-322.*

Bertrand, J., Courtin, B. et Vugnat, M. 1982. - Élaboration d'un secteur de lithosphère océanique liguro-piémontais d'après les données de l'ophiolite du Montgenèvre (Hautes-Alpes, France et province de Turin, Italie). *Ofioliti, 1982, pp. 155-196.*

Bourdelle, F. et Cathelineau, M. 2015. - Low-temperature chlorite geothermometry : a graphical representation based on a T-R²⁺ -Si diagram. *Eur., J., Mineral., 2015, 7, pp. 617-626.*

Calcagno, P., Chilès, J-P., Courrioux, G. et Guillen, A. 2008. – Geological modelling from field data and geological knowledge: Part I. Modelling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules. *Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2008, 171, pp. 147-157.*

Chalot-Prat, F., Ganne, J. et Lombard, A. 2003. – No significant element transfer from the oceanic plate to the mantle wedge during subduction and exhumation of the Thetys lithosphere (Western Alps). *Lithos 69, 2003, pp. 69-103.*

Chalot-Prat, F. 2005. – An underformed ophiolite in the Alps: Field and geochemical evidence for a link between volcanism and shallow plate tectonic process. *Geological Society of America, 2005, pp. 31.*

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

Costa, S. et Caby, R. 2001. - Evolution of the Ligurian Tethys in the Western Alps: Sm/Nd and U/Pb geochronology and rare-earth element geochemistry of the Montgenèvre ophiolite (France). *Chemical Geology, 175, 2001, pp. 449-466.*

Lagabrielle, Y. et Lemoine. 1997. – Alpine, Corsican and Apennine ophiolites: the slow-spreading ridge model. *Earth and Planetary Sciences, 1997, 325, pp. 909-920.*

Lagabrielle, Y., Vitale Brovarone, A. et Ildefonse, B. 2015. - Fossil oceanic core complexes recognized in the blueschist metaophiolites of Western Alps and Corsica. *Earth-Sciences Reviews, 141, 2015, pp. 1-26.*

Lemoine, M. 1971. - Données nouvelles sur la série du Gondran près de Briançon. Réflexions sur les problèmes stratigraphiques et paléontologiques de la zone piémontaise. *Trav., Géol., alpine.*, 47, 1971, pp. 181-201.

Lemoine, M., Tricard, P. et Boillot, G. 1987. – Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Thetys (Alps, Corsica, Apennines): In search for a genetic model. *Geology*, 15, 1, 1987, pp. 622-625.

Lemoine, M. et Cirio, R. 2014. – Le massif du Chenaillet. *Éditions Centre Briançonnais de géologie alpine*, pp. 100.

Lewis, A-D. et Smewing, J-D. 1980. – The Montgenèvre ophiolite (Hautes Alpes, France): metamorphism and trace-element geochemistry of the volcanic sequence. *Chem., Geol.*, 28, 1980, pp.291-306.

Li, X-H., Faure, M., Lin, W. et 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, 2013, pp. 283-291.

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

Pusztaszeri, L. 1969. – Étude pétrographique du massif du Chenaillet (Hautes-Alpes, France). *Université de Genève, Zurich*, 1969, pp. 426-464.

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

Thiéblemont, D., Duron, J. et Plunder, A. 2019. – Atlas pétrographique obstiné de l'ophiolite du Chenaillet. *BGRM, Service Géologique National*, 2019, pp.79.

Wernicke, B. 1981. – Low angle normal fault in the Basin and Range Province- Nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, 291, 1981, pp. 645-648.

Annexe 1 : Chronogramme de la période de stage.

Stage cartographie Alpes (BRGM)					Mai																														
Tâches	Date de début	Date de fin	Réalisée		J	V	S	D	L	M	M	J	V	S	D	L	M	M	J	V	S	D	L	M	M	J	V	S	D	L	M	M	J	V	
1	Tâches				2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
2	Bibliographie	02/05/2019	30/09/2019	100%																															
3	Synthèse bibliographique	27/05/2019	06/06/2019	100%																															
4	Lame mince	02/05/2019	20/08/2019	100%																															
5	Préparation microsonde	03/05/2019	23/08/2019	100%																															
6	Microsonde	07/05/2019	27/08/2019	100%																															
7	Préparation du terrain	27/05/2019	06/06/2019	100%																															
8	Terrain	06/06/2019	23/07/2019	100%																															
9	Base de données/S.I.G.	07/06/2019	07/08/2019	100%																															
10	Modélisation 3D	08/08/2019	22/08/2019	100%																															

Stage cartographie Alpes (BRGM)					Juin																														
Tâches	Date de début	Date de fin	Réalisée		S	D	L	M	M	J	V	S	D	L	M	M	J	V	S	D	L	M	M	J	V	S	D	L	M	M	J	V	S	D	
1	Tâches				1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	
2	Bibliographie	02/05/2019	30/09/2019	100%																															
3	Synthèse bibliographique	27/05/2019	06/06/2019	100%																															
4	Lame mince	02/05/2019	20/08/2019	100%																															
5	Préparation microsonde	03/05/2019	23/08/2019	100%																															
6	Microsonde	07/05/2019	27/08/2019	100%																															
7	Préparation du terrain	27/05/2019	06/06/2019	100%																															
8	Terrain	06/06/2019	23/07/2019	100%																															
9	Base de données/S.I.G.	07/06/2019	07/08/2019	100%																															
10	Modélisation 3D	08/08/2019	22/08/2019	100%																															
11	Rédaction du mémoire	04/06/2019	04/10/2019	100%																															

Stage cartographie Alpes (BRGM)					Juillet																															
Tâches	Date de début	Date de fin	Réalisée		L	M	M	J	V	S	D	L	M	M	J	V	S	D	L	M	M	J	V	S	D	L	M	M	J	V	S	D	L	M	M	
1	Tâches				1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
2	Bibliographie	02/05/2019	30/09/2019	100%																																
3	Synthèse bibliographique	27/05/2019	06/06/2019	100%																																
4	Lame mince	02/05/2019	20/08/2019	100%																																
5	Préparation microsonde	03/05/2019	23/08/2019	100%																																
6	Microsonde	07/05/2019	27/08/2019	100%																																
7	Préparation du terrain	27/05/2019	06/06/2019	100%																																
8	Terrain	06/06/2019	23/07/2019	100%																																
9	Base de données/S.I.G.	07/06/2019	07/08/2019	100%																																
10	Modélisation 3D	08/08/2019	22/08/2019	100%																																
11	Rédaction du mémoire	04/06/2019	04/10/2019	100%																																

Annexe 2 : Extrait de la table des données dans le modèle 3D.

Les tables ci-dessous sont extraits de GeoModeller permettant ainsi de voir l'architecture de la base de données du logiciel.

XL93	YL93	Z	Formation
992875.215000	6430082.926000	2315.508411	Flysch
998330.266000	6427873.128000	2051.564062	Basalte
998384.520000	6427839.741000	2059.847984	Basalte
998386.607000	6427760.446000	2046.894884	Basalte
998307.312000	6427743.752000	2034.344756	Basalte
998244.711000	6427795.920000	2040.674908	Basalte
998259.318000	6427843.914000	2044.866869	Basalte
993828.136000	6428326.851000	2351.970225	Replatte
994382.238000	6428404.003000	2246.465263	Gabbro
994067.783000	6428260.985000	2309.013506	Gabbro
994039.192000	6428201.352000	2303.321613	Gabbro
993970.467000	6428243.227000	2323.854193	Gabbro
993923.253000	6428278.955000	2336.087606	Gabbro
997981.773000	6429114.542000	2221.289274	Basalte
998300.396000	6429400.205000	2259.917014	Gabbro
998129.274000	6429210.424000	2265.123865	Gabbro
998015.703000	6427970.809000	2069.084894	Basalte
997902.916000	6427924.749000	2073.629027	Basalte

XL93	YL93	Z	Formation	Azimuth	Dip	Polarity
997896.882000	6428299.717000	2142.024659	Basalte	270.000000	60.000000	1
993474.173000	6428421.841000	2395.478555	Flysch	7.000000	60.000000	1
993439.766000	6428376.504000	2396.911152	Flysch	254.000000	60.000000	1
993743.063000	6430337.359000	2092.400534	Flysch	270.000000	40.000000	1
993920.806000	6429453.447000	2230.464013	Flysch	270.000000	40.000000	1
994392.728000	6428400.007000	2245.395754	Gabbro	270.000000	60.000000	-1
993515.508000	6430391.069000	2145.451101	Basalte	130.000000	60.000000	1
994278.688000	6427359.044000	2193.856088	Gabbro	260.000000	25.000000	1
993489.711000	6430406.101000	2152.981058	Gabbro	130.000000	60.000000	1
994243.833841	6427569.983000	2194.297478	Gabbro	230.000000	25.000000	1
998009.609057	6428185.639753	2103.648773	Replatte	60.000000	40.000000	1
997916.197358	6427937.283163	2074.044401	Replatte	110.000000	60.000000	1
997996.615000	6428138.249000	2096.962594	Replatte	260.000000	50.000000	1
998101.341000	6428358.147000	2126.457734	Replatte	320.000000	40.000000	1
997746.876000	6427451.613000	2005.960771	Replatte	190.000000	20.000000	1

Annexe 3 : Extrait des résultats de la microsonde.

La figure ci-dessous présente les résultats de la microsonde pour les chlorites de haute température avec le % poids d'oxyde, et les formules structurales.

	Chlorite								
% poids d'oxyde									
SiO2	29,852	30,058	30,07	30,378	30,407	30,614	30,615	31,088	31,803
TiO2	0	0,066	0	0	0,005	0,034	0	0,002	0
Al2O3	18,08	17,694	17,868	17,496	17,794	18,196	18,157	18,305	15,3
Cr2O3	0	0	0,013	0	0,02	0	0	0,018	0
FeO	10,82	12,306	10,81	10,337	9,72	8,136	7,433	6,948	10,169
MnO	0,688	0,571	0,547	0,504	0,589	0,657	0,482	0,376	0,313
MgO	27,569	26,163	26,872	27,828	28,042	29,182	29,662	29,8	26,68
CaO	0	0,015	0,013	0,007	0,027	0,022	0	0,014	0,377
Na2O	0	0,019	0	0,009	0,014	0,007	0	0,014	0,016
K2O	0,021	0	0	0	0,006	0	0,008	0,002	0,008
Fe2O3									
H2O	12,19	12,096	12,097	12,177	12,222	12,356	12,342	12,424	11,952
-O=F,Cl									
Total	99,22	98,988	98,29	98,736	98,846	99,204	98,699	98,991	96,618
Si	5,869	5,956	5,958	5,979	5,963	5,939	5,946	5,997	6,378
Ti	0	0,01	0	0	0,001	0,005	0	0	0
Al	4,189	4,132	4,172	4,058	4,112	4,16	4,156	4,162	3,616
Cr	0	0	0,002	0	0,003	0	0	0,003	0
Fe2+	1,779	2,039	1,791	1,701	1,594	1,32	1,207	1,121	1,705
Mn	0,115	0,096	0,092	0,084	0,098	0,108	0,079	0,061	0,053
Mg	8,081	7,729	7,937	8,166	8,198	8,439	8,588	8,57	7,977
Ca	0	0,003	0,003	0,001	0,006	0,005	0	0,003	0,081
Na	0	0,007	0	0,003	0,005	0,003	0	0,005	0,006
K	0,005	0	0	0	0,002	0	0,002	0	0,002
Fe3+	0	0	0	0	0	0	0	0	0
H2O	0,677	0,672	0,672	0,677	0,679	0,686	0,686	0,69	0,664
Total	20,716	20,644	20,627	20,67	20,661	20,664	20,663	20,613	20,482
Cation2+, Fe/Fet = 0,65	4,676	4,575	4,597	4,678	4,666	4,703	4,726	4,68	4,569
Si	2,935	2,978	2,979	2,99	2,982	2,969	2,973	2,999	3,189

Modélisation 3D à partir d'une carte géologique détaillée du massif ophiolitique du Chenaillet

Saloua OUGGAHI

Mai-Septembre 2019

Résumé

Le massif ophiolitique du Chenaillet est le témoin le plus complet d'un plancher océanique alpin (l'océan liguro-piémontais). L'ophiolite, datée à 165 Ma, est superposition de trois lithologies (roches ultramafiques, des gabbros et des basaltes en coussins). Les travaux récents du massif, le représentent par contact chevauchant sur des méta-sédiments (schistes lustrés). Le massif se situe à la frontière entre deux domaines paléogéographiques (liguro-piémontais et briançonnais). La limite entre les deux superpose le briançonnais et une série à substratum ophiolitique, nommé unité Lago-Nero-Replatte (ULNR), surmontée par l'ophiolite. Plusieurs difficultés sont présentes dans ce modèle, 1/ le chevauchement, supposé sur la carte géologique actuelle n'est pas visible sur le terrain, 2/ d'après les anciens travaux, l'ULNR contiendrait du glaucophane, cependant des analyses montrent qu'il s'agit de Mg-Riébeckite 3/ une datation paléontologique de l'ULNR indique un âge à 166 Ma. Une cartographie géologique, une modélisation 3D et des analyses ont été réalisées afin de proposer un nouveau modèle. Ces travaux ont permis de montrer, deux phases de déformation, la D1, NE-SO à pendage Est et la D2 NO-SE à pendage Ouest 2/ une extension des gabbros qui déborde bien au-delà du complexe à l'ouest, 3/ l'étude thermométriques de chlorites montrant des températures anormales (350°C-400°C) compatible avec un processus d'intrusion

Mots clés : RGF Alpes, Ophiolite du Chenaillet, Métamorphisme de contact, Cartographie S.I.G., Modélisation géologique 3D,

Bureau de Recherches Géologiques et Minières
Direction des Géoressources/Observatoires et
Économie des Géoressources
BRGM - 3 avenue Claude-Guillemin - BP 36009
45060 Orléans Cedex 2 – France
Tél. : +33 (0)2 38 64 34 34

