

MASTER SCIENCES TECHNOLOGIES SANTÉ  
*Mention sciences de la terre et des planètes, environnement*  
*Spécialité Terre et Planètes*



---

Géométrie 3D du synclinorium de Chamonix  
Implications sur les rapports entre les massifs cristallins externes  
et les chaînes subalpines

---

**Antoine Mercier**

2019



UMR-CNRS 5276 - LABORATOIRE DE GÉOLOGIE DE LYON  
TERRE, PLANÈTES ET ENVIRONNEMENT

Encadrement :

Philippe Hervé LELOUP

| Directeur de recherche CNRS - LGL TPE

Severine CARITG-MONNOT

| Bureau de Recherches Géologiques et Minières BRGM

Gabriel COURRIOUX

| Bureau de Recherches Géologiques et Minières BRGM

Thomas BODIN

| Chargé de recherche CNRS - LGL TPE

Véronique GARDIEN

| Maître de conférence UCB Lyon 1 - LGL TPE

Gweltaz MAHEO

| Maître de conférence UCB Lyon 1 - LGL TPE



---

## Résumé

Emblématiques des massifs cristallins externes, le Mont-Blanc et les Aiguilles Rouges sont séparés par une bande de sédiments Mésozoïques appelée le synclinorium de Chamonix. L'origine tectonique de ce synclinal ainsi que la relation entre la couverture sédimentaire et le socle des massifs cristallins externes est encore largement débattue : certains auteurs proposent un pli de socle expulsant la couverture sédimentaire vers l'ouest au-dessus des Aiguilles Rouges, tandis que d'autres privilégient un décollement de la couverture sur le socle avec un enracinement du décollement au dos du massif du Mont-Blanc. Ces différentes hypothèses ont des implications fondamentales sur la description du style d'épaississement des Alpes externes. Pour répondre à ces questions, la géométrie 3D de ce synclinal a été étudiée. Nous mettons en évidence que la bordure est du synclinorium est la zone de chevauchement du Mont-Blanc. Dans sa partie centrale (zone du Tour) le synclinorium de Chamonix est chevauché à l'est par le socle des Aiguilles Rouges le long d'un rétro-chevauchement. Au nord, où elle n'est pas affectée par le rétro-chevauchement, la base de la couverture mésozoïque correspond à une faille inverse de pendage Est affectant les gneiss Varisques des Aiguilles Rouges. Ce décollement vers le nord-ouest à la base de la couverture sédimentaire est également présent au sommet des Aiguilles Rouges : sous le sommet de l'Aiguille du Belvédère où il est horizontal, et au pied du massif du haut-Giffre où il plonge vers l'ouest. La couverture Mésozoïque est donc partout décollée du socle et ce décollement basal est affecté par un bombement anticlinal correspondant au massif des Aiguilles Rouges. La géométrie finale du synclinal résulte des déformations plus tardives affectant la structure en nappe. Le synclinal de Chamonix a une configuration structurale similaire à celle du synclinal médian, plus au sud dans le massif de Belledonne où la couverture sédimentaire est également décollée de part et d'autre du massif. Ces résultats suggèrent un modèle de mise en place de nappes helvétiques correspondant à un décollement de la couverture sous le front Pennique avant l'exhumation des massifs cristallins externes.

---

## Abstract

Iconic of the external crystalline massifs, the Mont Blanc and the Aiguilles Rouges massifs are separated by a zone of mesozoic sediments called the Chamonix synclinorium. The structure of this syncline as well as the relationship between the sedimentary cover and the external crystalline basement of the massifs is still widely discussed: some authors argue for a basement fold expelling the sedimentary cover towards the west over the Aiguilles Rouges, whereas others advocate for a décollement of the cover with respect to the basement with the rooting on east side of the Mont-Blanc massif. These various hypotheses have fundamental implications on the description of the style of thickening in the external Alps. To answer these questions, the 3D geometry of Chamonix synclinorium has been studied. We highlight that the eastern border of the synclinorium is overthrust by the Mont-Blanc along the Mont-Blanc shear zone. In its central part (zone of the Tour village) the Chamonix synclinorium is overthrust to the east by the Aiguilles Rouges basement along a counter thrust. To the north, where it is not affected by the counter thrust, the base of the Mesozoic sedimentary cover corresponds to an east dipping reverse fault affecting the variscan basement of the Aiguilles Rouges. This décollement toward the north-west at the base of the sedimentary cover is also present at the top of the Aiguilles Rouges under the top of the Aiguille du Belvédère where it is horizontal, and at the foot of the Haut-Giffre massif where he dips west. The Mesozoic sedimentary cover is therefore everywhere detached from the basement and this basal décollement is affected by an anticlinal uplift corresponding to the Aiguilles Rouges massif. The final geometry of the synclinal results from late deformations: thrusting of the Mont-Blanc and doming of the Aiguilles-Rouges. This structure of the Chamonix synclinorium appears similar to that of the synclinal median further south in the Belledonne massif, where the sedimentary cover is also detached from the basement on both sides of the massif. These results suggest a model of generalized thrusting of the Helvetic layers under the Peninnic front before the exhumation of the outer crystalline massifs.

---



## Remerciements

Je tiens avant tout à remercier mon directeur de stage, Hervé Leloup, pour l'ensemble de l'enseignement que j'ai reçu à ses côtés, la pertinence de ses remarques associée à son exigence donne naissance à un travail scientifique de qualité. Sa passion pour la discipline est à la fois stimulante et motivante.

Un grand merci également à Gabriel Courrioux, Séverine Caritg-Monnot et Simon Lopez de l'équipe modélisation géologique 3D du BRGM. Pour leur accueil, leur disponibilité, leur aide précieuse et leur bonne humeur. J'ai beaucoup apprécié d'apprendre la modélisation à leurs côtés, ils ont su être à la fois pédagogues et à l'écoute de mes questions et de nos attentes. Leur longue expérience dans l'utilisation du logiciel de modélisation GeoModeller a permis de trouver des solutions à la fois efficaces et pertinentes aux différentes difficultés auxquelles nous avons fait face pendant la réalisation du modèle.

Merci à M. Bruno Boulicaut et M. Jérôme Jacquod de la société d'électricité Emosson SA, pour nous avoir communiqué les relevés géologiques le long des collecteurs et puits. Ces informations ont été d'une aide précieuse pour la réalisation du modèle 3D.

Merci à Maurine Montagnat de l'Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE) de Grenoble pour nous avoir permis d'utiliser l'analyseur automatique, permettant de réaliser les analyses de fabriques de quartz.

Je remercie également Sophie Passot, pour son aide précieuse dans la recherche de références bibliographiques, pour les cartes ainsi que pour les données de l'IGN.

Un grand merci également à Michel Cara, professeur en sismologie et Chamoniard aguerri, sa bonne connaissance de la vallée de Chamonix nous a bien aidés pendant les différentes missions de terrain.

Merci également aux membres du programme Référentiel Géologique de la France (RGF) du BRGM pour le financement de ce stage de recherche.

Je remercie naturellement le laboratoire de géologie de Lyon pour m'avoir permis d'effectuer ce stage de recherche dans ses locaux.

# Table des matières

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>1</b>
1.1	Contexte alpin . . . . .	1
1.2	Contexte structural et problématique . . . . .	2
<b>2</b>	<b>Méthodes</b>	<b>5</b>
2.1	Constitution d'une base de données . . . . .	5
2.2	Modélisation géologique 3D . . . . .	5
2.3	Présentation du projet et paramètres de modélisation . . . . .	8
2.4	Analyses de fabriques de quartz à l'analyseur automatique . . . . .	8
<b>3</b>	<b>Résultats</b>	<b>10</b>
3.1	Cartographie . . . . .	10
3.2	Description des structures . . . . .	12
3.2.1	Zone de chevauchement du Mont-Blanc . . . . .	12
3.2.2	Le rétro-chevauchement . . . . .	12
3.2.3	Décollement basal de la série mesozoïque . . . . .	13
3.2.4	Synclinal Permien/Carbonifère . . . . .	18
3.3	Modélisation 3D . . . . .	19
3.3.1	Modèle général . . . . .	19
3.3.2	Modèle détaillé de la montagne des Posettes . . . . .	19
3.3.3	Difficultés de la modélisation géologique 3D . . . . .	21
<b>4</b>	<b>Conclusion</b>	<b>22</b>

# 1 | Introduction

Il est maintenant communément admis que les chaînes de montagnes résultent de la convergence de deux continents et de l'épaississement qui en découle. Cependant, les mécanismes précis de cet épaississement sont encore discutés.

Les Alpes constituent le relief le plus important d'Europe, s'étendant sur plus de 1000 km du nord au sud avec plusieurs dizaines de sommets culminants à plus de 4000 m. Bien qu'étudiées depuis le XVI<sup>ème</sup> siècle (DE SAUSSURE, 1779), la déformation intense des roches et la limitation des observations à la surface, rendent la reconstitution des différents épisodes de déformation difficile, et des questions fondamentales restent débattues. Par exemple, le rôle exact de l'héritage tectonique de la chaîne hercynienne et des phases d'extension notamment liasiques ainsi que le style d'épaississement dans les massifs cristallins externes sont controversés. Pour certains, d'anciennes failles normales jouent un rôle fondamental sur la localisation de grands plis qui impliquent l'ensemble de la croûte, alors que pour d'autres de grands chevauchements recoupant ces failles se succèdent au cours du temps. Ces différentes interprétations ont des implications fondamentales sur la description du style de déformation et la quantification du raccourcissement, et donc sur l'évaluation de la rhéologie de la croûte continentale. Dans le cas emblématique du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges, deux visions s'opposent : celle d'un pli de socle expulsant la couverture sédimentaire pour former la nappe de Morcles (Figure 1A), et celle d'un décollement de la couverture sédimentaire le long d'un chevauchement recoupé plus tardivement par une faille inverse (Figure 1B).

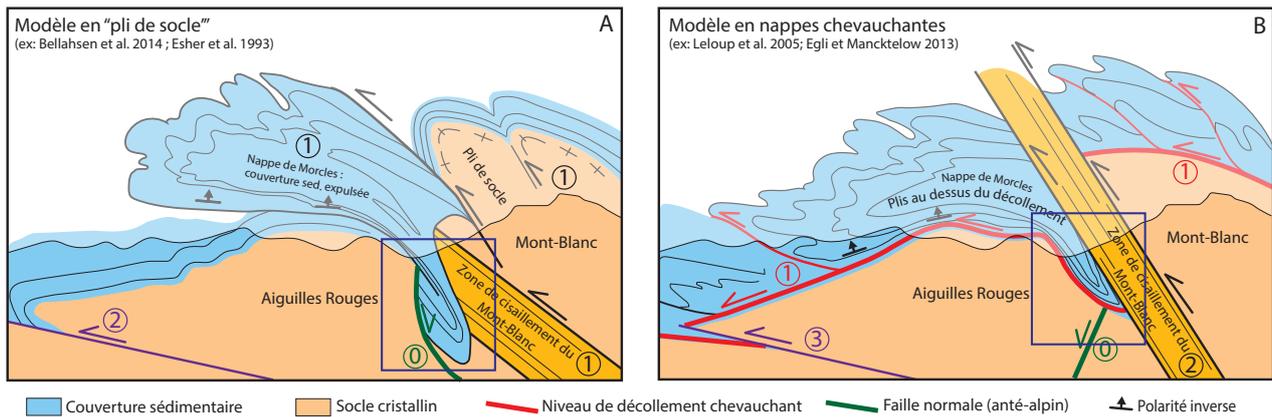


FIGURE 1 – Modèles conceptuels en coupe de la relation socle-couverture dans les massifs cristallins externes. Cadre bleu : synclinorium de Chamonix.

## 1.1 Contexte alpin

Le cadre de la tectonique des plaques montre que les Alpes résultent d'un épaississement crustal, directement lié à la collision entre la plaque Africaine et la plaque Eurasienne. Au permo-carbonifère, le domaine océanique était organisé autour des restes de la chaîne Varisque. Ce sur-épaississement de la croûte tend à provoquer son effondrement, cette première phase extensive est marquée par l'ouverture des bassins houillers, que l'on retrouve notamment dans le massif central ou dans le nord de la France. Sur les restes de la chaîne Varisque, au Trias, le relief très adouci s'organise autour d'un complexe lagunaire déposant des sédiments intertidaux : grès de plage, argilites, calcaires dolomitiques et dolomies (PAIRIS et al., 1992). Au Lias, l'ouverture de l'océan Atlantique déclenche la fermeture par subduction de la marge européenne sous le continent africain. La subsidence provoquée par la subduction favorise la conquête du continent par l'océan, déposant un ensemble très épais de sédiments marins. À l'emplacement des futures Alpes externes, la série débute par d'épaisses marnes noires, suivies par les calcaires pélagiques du jurassique supérieur (PAIRIS et al., 1992). Dans le même temps, il a été proposé que l'extension découpe la croûte en une série de blocs basculés en héli-graben (LEMOINE et al., 1986), favorisant la sédimentation dans les points bas, proposant ainsi une explication à la différence d'épaisseur des dépôts observés dans les massifs externes.

La collision continentale commence concrètement au début du Crétacé. La marge européenne ainsi que la couverture sédimentaire plongent sous le promontoire Apulo-Africain, entraînant les matériaux de la croûte dans différents stades de métamorphismes parfois très intenses, jusqu'à 90km de profondeur (CHOPIN, 1984). Le passage au Cénozoïque est marqué par l'émersion du domaine alpin externe, les premiers événements compressifs sont datés entre 50 et 35 Ma, à l'Eocène, mieux décrits dans le sud des massifs cristallins externes et marqués par des plis à vergence ouest à sud-ouest dans les sédiments mésozoïques (DUMONT et al., 2008, 2012). Cette première phase compressive est suivie par une compression plus importante et marquée par un chevauchement majeur, charriant les unités des Alpes internes sur le domaine externe : le chevauchement pennique. Cette phase de déformation majeure fonctionne à l'Oligocène entre 31 et 34 Ma, elle a été notamment datée par méthode Ar/Ar dans le massif du Pelvoux (SIMON-LABRIC et al., 2009). Parallèlement, au front de la chaîne, une succession de bassins flexuraux reçoivent les sédiments provenant de l'érosion des reliefs en formation : les "flyshs".

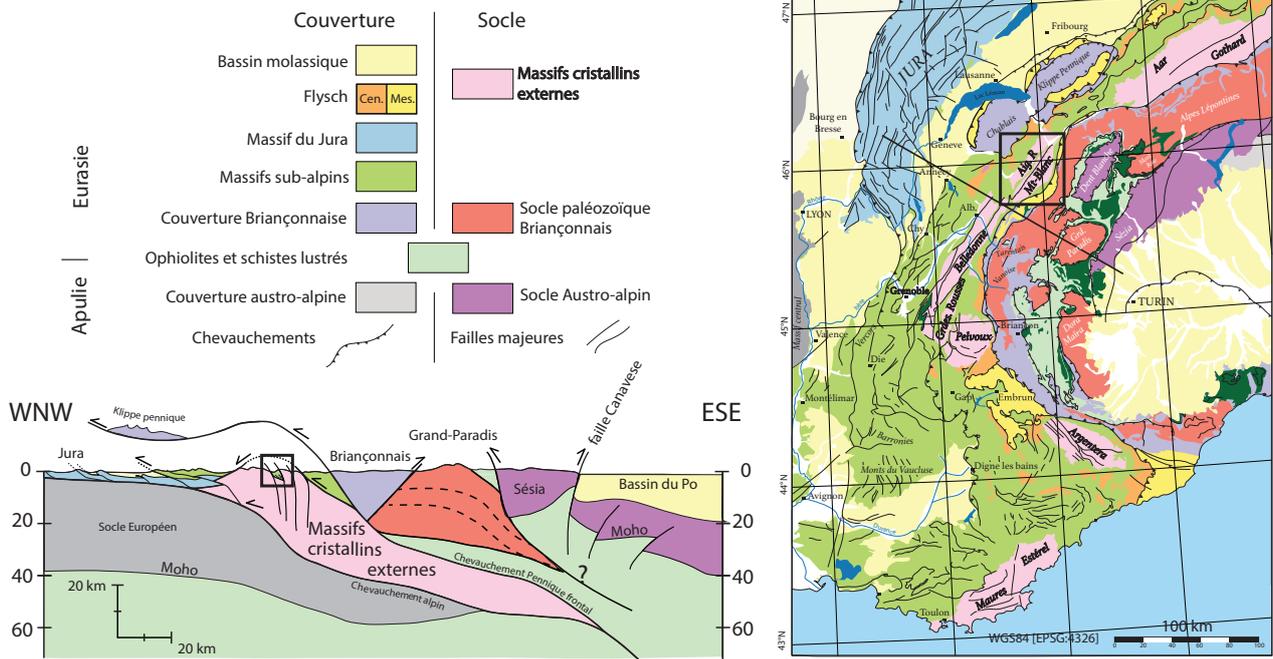


FIGURE 2 – Position des massifs cristallins externes dans la structure des Alpes occidentales. Cadre noir : position de la figure 3. Carte structurale d'après la carte géologique de la France au millionième - BRGM 6ème édition. Coupe d'après LELOUP et al. (2005)

## 1.2 Contexte structural et problématique

Dans ce cadre d'orogénèse Alpine, les déformations progressant vers l'ouest de la chaîne, les massifs cristallins externes sont soulevés et percent au travers de la couverture sédimentaire mésozoïque, constituant ainsi de véritables fenêtres sur le socle cristallin. Emblématiques des massifs cristallins externes, les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges dominent les Alpes de l'ouest, au nord-ouest du chevauchement pennique (Figure 2). Le massif du Mont-Blanc est principalement composé de granite, daté par U/Pb à 303±2 Ma (Bussy 2000). Ce granite est intrusif dans le socle métamorphique d'orthogneiss et d'amphibolites. La base ouest du massif du Mont-Blanc est marquée par une importante zone de chevauchement appelée "zone de cisaillement du Mont-Blanc" (LELOUP et al., 2005), marquant la bordure est du synclinal de Chamonix (Figure 3). À l'ouest, le massif des Aiguilles Rouges est principalement composé d'orthogneiss incluant des sédiments carbonifères et permien (PAIRIS et al., 1992). Ces massifs sont coiffés en discordance par les sédiments du Trias, qui sont visibles à l'ouest des Aiguilles-Rouges au pied du Mont Buet. La série sédimentaire mésozoïque se poursuivant au-dessus.

Les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles rouges sont séparés par une zone de sédiments mésozoïques pincés appelée le **synclinorium de Chamonix**. Cette zone s'étend depuis le sud-ouest de

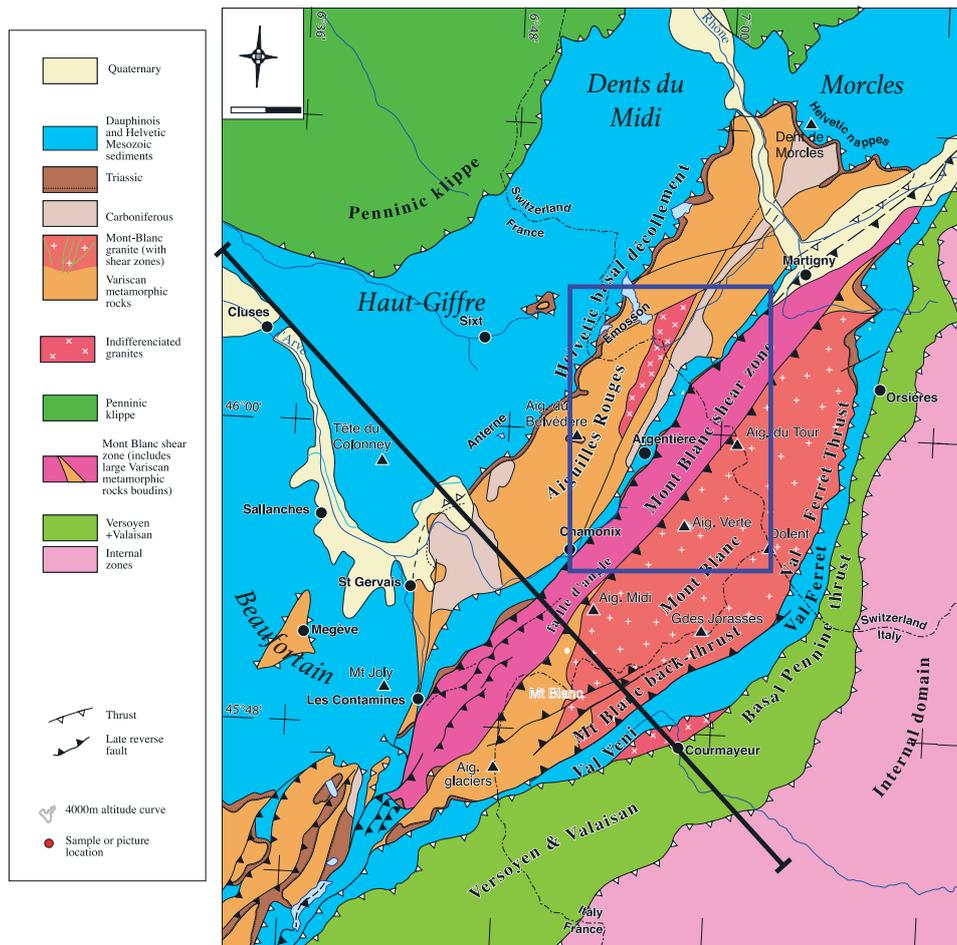


FIGURE 3 – Carte structurale du massif du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. Cadre bleu : localisation de l’emprise du modèle géologique 3D. Trait noir : localisation des coupes a à d de la figure 4.

Chamonix, passant par la montagne des Posettes et le col de la Forclaz, pour ensuite disparaître sous les sédiments quaternaires de la vallée de Martigny en Suisse. De nombreuses interprétations sont discutées concernant sa formation :

Dès le début des années 1920, les géologues proposent que le synclinal de Chamonix constitue le lieu d’enracinement des nappes Helvétiques, décrivant une zone complexe de sédiments charriés vers le nord-ouest et replissés à plusieurs reprises (PARÉJAS, 1922). Plus récemment, certains auteurs poursuivent cette idée en proposant qu’il s’agirait du lieu d’enracinement du flanc inverse de la nappe de Morcles (EPARD, 1986; ESCHER et al., 1993) (Figure 4a). D’autres proposent qu’il s’agirait d’un ancien hemi-graben mésozoïque limité à l’ouest par une ancienne faille normale localement plissée, et à l’est par la zone de chevauchement du Mont-Blanc (BELLAHSEN et al., 2014; BOUTOUX et al., 2016a) (Figure 4c). Pour d’autres, ce synclinal constituerait la zone de contact entre les couvertures sédimentaires autochtones du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges (AYRTON, 1980), associée à d’importants mouvements décrochants tardifs, ayant joué un rôle important dans l’histoire tectonique récente de la région (GOURLAY et RICOU, 1983). Enfin certains proposent qu’il constituerait une relique des nappes helvétiques (nappe de Morcles) préservées au-dessus du massif des Aiguilles Rouges, décalées par le jeu inverse de la zone de cisaillement du Mont-Blanc, enracinant ces nappes à l’est du massif du Mont-Blanc (LELOUP et al., 2005; EGLI et MANCKTELOW, 2013) (Figure 4b et d). Cette zone manifestement très déformée par les phases tectoniques successives est très difficile à contraindre. Sa présence au fond d’une vallée glaciaire rend le travail de terrain difficile et les affleurements limités.

Ces différentes interprétations peuvent être résumées par les problématiques suivantes :

- La couverture sédimentaire mésozoïque des massifs sub-alpins au-dessus des Aiguilles-Rouges est-elle allochtone ? Si oui, où s’enracine le niveau de décollement ?

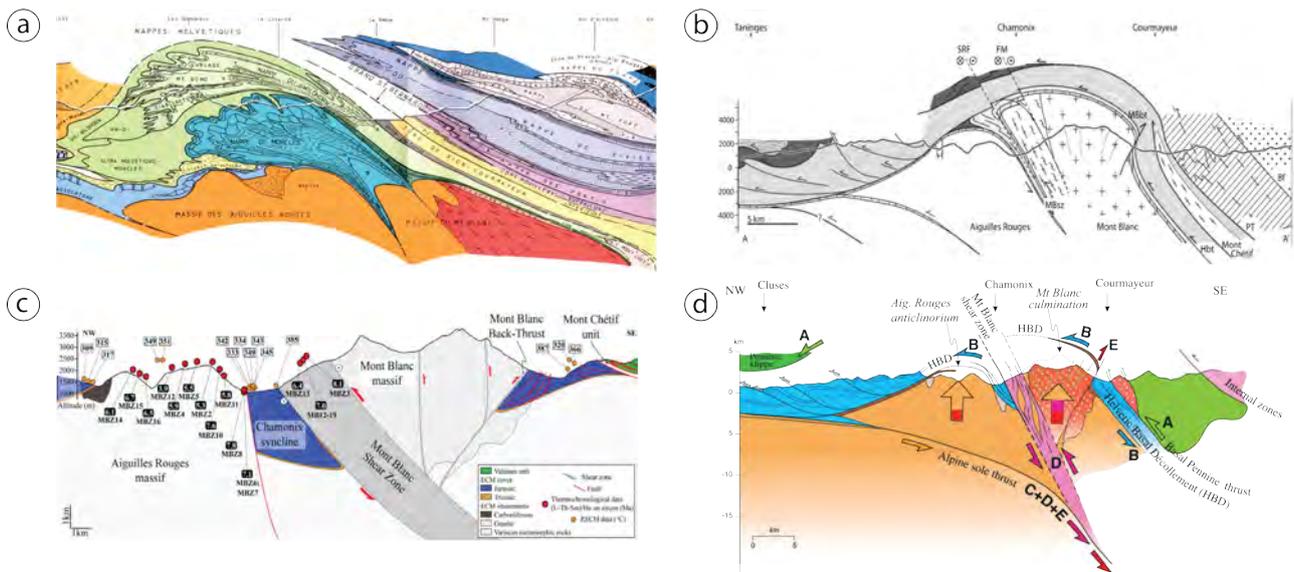


FIGURE 4 – Différentes coupes nord-ouest sud-est proposées des massifs des Aiguilles Rouges, du Mont-Blanc et de leurs couvertures. a) [ESCHER et al. \(1993\)](#) ; b) [EGLI et al. \(2017\)](#) ; c) [BOUTOUX et al. \(2016b\)](#) ; d) [LELOUP et al. \(2005\)](#).

- Quelle est la nature des bordures nord-ouest et sud-est du synclinorium de Chamoni ?

Ces questions ont déjà fait l'objet de nombreuses études, mais il n'existe toujours pas de consensus clair sur l'évolution des massifs cristallins externes depuis le début de la collision Alpine jusqu'à aujourd'hui. De nouveaux outils permettent de modéliser en trois dimensions les structures géologiques, permettant ainsi d'apporter de nouvelles réponses sur l'arrangement géométrique en 3D des structures géologiques. La zone proposée pour la modélisation se situe au cœur du synclinal, entre la commune d'Argentière et de Vallorcine (Figure 3).

## 2 | Méthodes

Derrière chaque modèle se cache un jeu de données. La réalisation d'un modèle géologique 3D dépend à la fois de l'objectif pour lequel le modèle est réalisé et de l'état des connaissances au moment de l'élaboration du modèle. Cependant, les données servant au modèle restent le fil conducteur, c'est la base de données qui doit rester le cœur de la modélisation. C'est pourquoi nous avons commencé notre projet par la constitution d'une base de données ordonnée et robuste permettant d'organiser et de gérer les données durablement.

### 2.1 Constitution d'une base de données

La modélisation géologique 3D a pour fondement l'observation. Les mesures de terrain sont d'abord renseignées dans un tableur d'après le carnet de terrain. Cette première table sert principalement d'interface pour renseigner et consulter les observations de terrain. Elle est constituée de plusieurs feuilles permettant de rentrer facilement et intuitivement les observations de terrain : points GPS, mesures, échantillons, photos, etc. Le tableur génère ensuite automatiquement une base de données en code SQL<sup>1</sup>, destinée à l'export vers un système de gestion de base de données de type PostgreSQL. Ce système à l'avantage de stocker, manipuler et gérer l'information de manière fiable et efficace. De plus, l'interface de PostgreSQL peut être liée avec un Système d'information Géographique (SIG), permettant une interaction directe entre le SIG et la base de donnée sans étape supplémentaire. Une série de tables est générée grâce à cette méthode, destinées à des utilisations diverses (Figure 5).

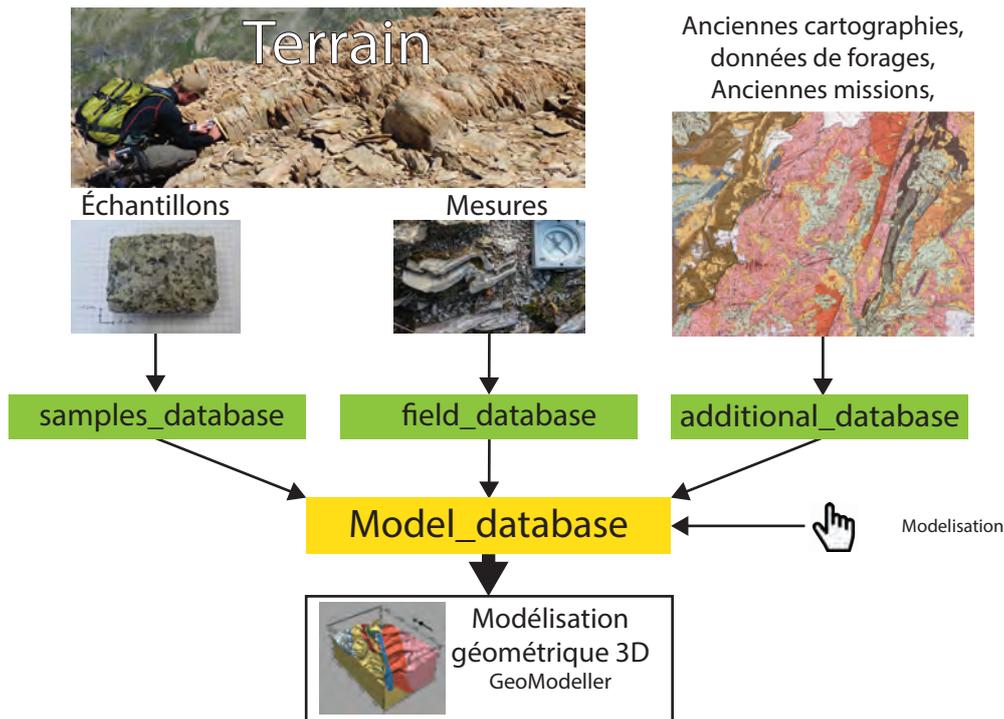


FIGURE 5 – Organisation des données pour la production du modèle géologique 3D.

### 2.2 Modélisation géologique 3D

De nombreuses méthodes de modélisation 3D sont possibles, l'approche de *GeoModeller* utilise une méthode de modélisation dite implicite. C'est à dire que le modèle est d'abord calculé et ensuite affiché (explicité). À l'opposé des méthodes dites explicites, où l'utilisateur construit lui même le modèle en temps réel. L'originalité de la méthode utilisée par *GeoModeller* repose sur la construction de surfaces à partir de quelques points connus sur une ou plusieurs surfaces (surface topographique ou coupes). Les

<sup>1</sup>Structured Query Language

méthodes classiques de modélisation géologiques 3D implicites imposent que les données d'orientation soient aussi des points de contrainte de la surface géologique. Le problème étant que dans la réalité du terrain, les mesures d'orientations se situent rarement au niveau des interfaces, mais elles sont réparties à la surface de manière hétérogène en fonction des zones d'affleurement. D'après [CALCAGNO et al. \(2008\)](#), cette méthode est en fait très proche de la pensée classique en géologie, dans le sens où le modèle tend à reproduire le dessin naturel d'un géologue, à la fois guidé par des points de contact et par les pendages mesurés sur le terrain. Cependant, quelques pré-requis sont nécessaires à l'utilisation de cette méthode ([CALCAGNO et al., 2008](#)) :

- Une interface définie la limite entre deux formations géologiques.
- Les données d'orientation d'une formation géologique doivent correspondre à peu de choses près à l'orientation de l'interface séparant les formations.
- Les interfaces à modéliser doivent appartenir à une famille de surfaces sub-parallèles. C'est à dire qu'il doit exister un parallélisme entre les plans de stratification (ou de foliation, schistosité) et les limites géologiques.
- On doit avoir à notre disposition : des points de passage des interfaces et des données d'orientation polarisées (à l'endroit ou à l'envers).

### Principe général

L'interpolation consiste à estimer la valeur d'une fonction entre deux valeurs inconnues. Supposons par exemple que nous avons mesuré une valeur  $z$  aux endroits  $x_1, x_2, \dots, x_n$ . À partir des données  $z(x_1), z(x_2), \dots, z(x_n)$  on veut prédire  $z$  à un endroit non mesuré  $x(z_0)$ . Pour cela, on utilise une moyenne pondérée à partir des données mesurées à une position connue afin d'estimer la valeur de la fonction à l'endroit non mesuré :

$$z(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i z(x_i)$$

Avec :

$z(x_0)$  : Valeur de la donnée  $z$  à l'endroit non mesuré  $x_0$ .

$n$  : Nombre de données mesurées.

$\lambda_i$  : Pondération de chaque donnée dans l'interpolation ("le poids").

$z(x_i)$  : Valeur de la donnée  $z$  à l'endroit mesuré  $x_i$ .

$\lambda_i$  étant le "poids" attribué à chaque valeur connue dans l'interpolation. Toute la problématique de la géostatistique repose sur le choix de ce "poids", qui dépend directement de la méthode statistique choisie. Dans *GeoModeller*, les fonctions mathématiques à interpoler sont les limites géologiques et la méthode statistique d'interpolation est le **cokrigage**. Les fondements de cette méthode ont été élaborés par [LAJAUNIE et al. \(1997\)](#); [AUG \(2004\)](#). La méthode repose sur la variation d'un champ de potentiel  $V$  dans un espace à trois dimensions  $f(x, y, z)$ . Une surface correspond alors à une isovaleur  $V_0$  d'un champ de potentiel, qui peut être exprimé par :

$$f(x, y, z) = V_0$$

La modélisation consiste à trouver l'expression de  $f$  de manière à ce que  $f$  soit calculable en tout point de l'espace (interpolation). Pour cela, nous avons à notre disposition deux types de données : des **points de passage** des interfaces et des **données ponctuelles d'orientation** (figure 6A). La solution consiste à interpoler les points d'une interface comme appartenant à une isopotentielle et d'assimiler les directions de pendage à des gradients de ce champ de potentiel (figure 6B). Dans ce champ, les données de localisation du contact entre deux unités ont une même valeur et les données d'orientation représentent le gradient du champ de potentiel. Cette relation à l'avantage de fournir une indépendance entre la position du contact et la position de la donnée d'orientation, et ainsi utiliser des mesures non situées sur le contact.

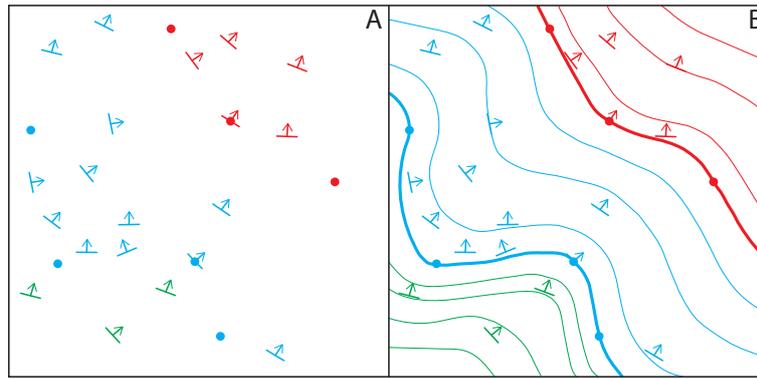


FIGURE 6 – Principe de l'interpolation des champs de potentiels. (A) Trois formations géologiques bleue, rouge et verte sont cartographiées grâce à la position de leurs interfaces et mesures de pendages. (B) Les formations géologiques sont modélisées par la méthode des champs de potentiels. Les courbes épaisses rouges et bleues représentent l'interface de la base de chaque formation. Les lignes fines sont des isovaleurs du champ de potentiel. Géologiquement, elles correspondent à des surfaces parallèles à la stratification ou la schistosité. Les interfaces géologiques sont en accord à la fois avec les points de passages et les pendages. Modifié d'après [CALCAGNO et al. \(2008\)](#).

### Pile stratigraphique et notion de règles géologiques

Lorsque plusieurs formations doivent être modélisées, et notamment dans le cas où les interfaces de deux couches sont sécantes, il est nécessaire d'introduire des règles de superposition géologique. Ces règles sont définies par la "pile stratigraphique", indiquant la chronologie de mise en place des formations. Lorsque les couches sont parallèles (concordantes), un seul champ d'isopotentielle suffit à les modéliser, les toits et les bases des formations étant des isopotentielle d'un même champ. En revanche, lorsque les formations se recoupent (sont en discordance), il faut utiliser autant de champs de potentiel qu'il existe d'interfaces se recoupant. Une série est donc définie comme un ensemble de formations concordantes. Il reste maintenant à imposer des règles spécifiques afin de fixer les relations entre les séries. Deux règles sont possibles : **érosion** (*erod*) et **dépôt** (*onlap*). Une surface *erod* est la surface d'érosion de toutes les couches précédentes. Logiquement, une surface *erod* est toujours érosive sur une surface *onlap*, de la même manière qu'entre deux surfaces *erod*, la plus récente est prioritaire. Il faut noter que la première et la dernière série de la pile sont toujours *erod*, pour des raisons algorithmiques ([AUG, 2004](#)).

Sur la figure 7, les 7 interfaces représentées appartiennent à 5 champs de potentiels différents. En effet, les formations B1, B2 et B3 appartiennent à la même série, de même avec C1 et C2. La base de B est érosive (*erod*) sur A, mais la base de C est en dépôt discordant (*onlap*) sur B. D et E sont ensuite érosifs sur toutes les séries précédentes par principe de superposition.

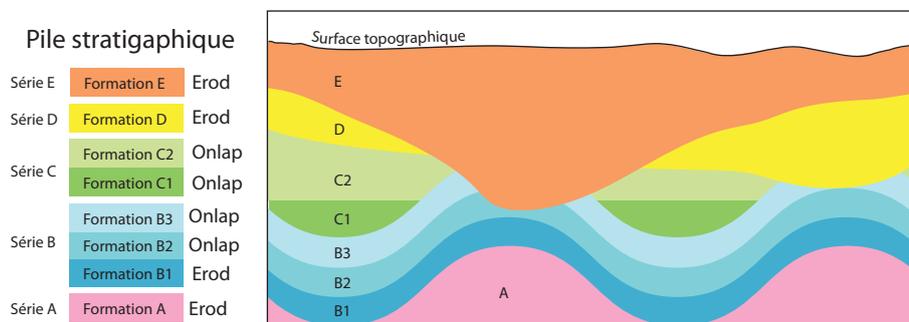


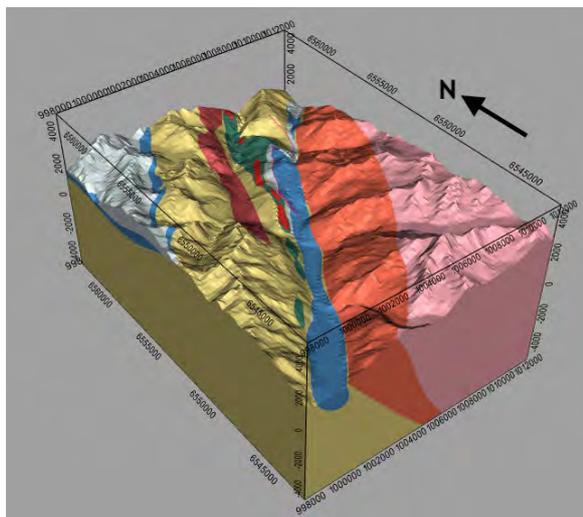
FIGURE 7 – Coupe géologique : relation entre les champs de potentiels. Les interfaces sont *erod* ou *onlap* à la base de chaque formation. Les bases de B1, B2 et B3 appartiennent au même champ de potentiel, de même avec C1 et C2. La base de B est érosive (*erod*) sur A, mais la base de C est en dépôt discordant (*onlap*) sur B. D et E sont ensuite érosifs sur toutes les séries précédentes : principe de superposition.

Il est possible de prendre en compte des failles dans le modèle. Les discontinuités (failles) dans le champ de potentiel doivent être connues et sont considérées comme des interfaces à part entière, elles

sont donc calculées avec un champ de potentiel distinct. Ces failles peuvent être infinies, c'est à dire qu'elles recourent l'ensemble du bloc 3D définissant le modèle. Dans le cas de failles finies, une sphère (ou ellipse) d'influence est définie. Cette sphère intersecte la faille pour l'arrêter sur la sphère. On peut également définir une zone d'atténuation de la faille, accommodant la déformation autour de la faille.

### 2.3 Présentation du projet et paramètres de modélisation

Le modèle géologique 3D est défini dans une boîte repérée dans un système de coordonnées géographiques dans l'espace en trois dimensions (Figure 8a). Le modèle se compose ensuite d'un modèle numérique de terrain (MNT), fournissant ainsi un modèle numérique 3D de la topographie. On définit ensuite les formations et les séries ainsi que leurs relations stratigraphiques. Il n'existe pas d'outil permettant d'incorporer les données structurales observées sur le terrain directement dans le modèle, tout en conservant les identifiants correspondants aux observations. Grâce à l'aide de Simon Lopez, ingénieur au BRGM en développement informatique du logiciel GeoModeller, nous avons mis au point une routine permettant l'importation des données tout en conservant les identifiants associés. On peut ajouter ensuite les différents sources d'informations permettant de compléter le modèle en rajoutant des contraintes : cartes géologiques, cartes topographiques, images satellites, bibliographie, etc. Par la suite, on incorpore les données permettant de contraindre la profondeur : forages ou relevés géologiques le long de galeries. La modélisation 3D s'effectue en travaillant en 2D sur des sections recoupant la boîte du modèle : horizontales (en carte) ou verticales (en coupe). On ajoute des contraintes au modèle en restant le plus proche possible des données et en limitant les interprétations trop fortes. Néanmoins, il est fondamental de garder à l'esprit que le modèle géologique 3D est associé à la conception géologique de l'utilisateur, débutant dès la formalisation de la pile stratigraphique du modèle. Les interprétations de l'utilisateur sur la géométrie des structures géologiques en 3D font donc partie de la modélisation.



(a)

Séries	Couleur	Relations	Formations
Granites du Mont-Blanc		Erod	Granites du Mont-Blanc
Chevauchement du Mt-Blanc		Erod	Chevauchement du Mt-Blanc
Mesozoïque		Onlap	Dogger - Malm
Mesozoïque		Erod	Trias - Lias
Permien		Onlap	Permien
Carbonifère		Erod	Carbonifère
Granites de Vallorcine		Erod	Granites de Vallorcine
Gneiss		Erod	Gneiss

(b)

FIGURE 8 – (a) Présentation du modèle géologique 3D inscrit dans un repère géographique. (b) Pile stratigraphique définie pour la modélisation géologique. Notons que le Carbonifère et le Permien sont distingués dans des séries différentes pour répondre à un problème d'épaisseur.

### 2.4 Analyses de fabriques de quartz à l'analyseur automatique

Sur le terrain nous avons échantillonné un filon de quartz déformé à la base de la couverture sédimentaire mésozoïque. Afin de contraindre les conditions et le sens de la déformation dans ce filon, nous avons utilisé une méthode d'analyse de fabriques de quartz grâce à l'analyseur automatique du laboratoire de l'Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE - UMR 5001).

L'analyseur automatique de fabrique cristalline est un microscope polarisant déterminant l'orientation cristallographique des axes  $c$  de cristaux uni-axiaux sur une surface en deux dimensions (Figure

10) (PETERNELL et al., 2011). Cette technique permet d'observer et d'analyser directement et optiquement l'orientation cristallographique. L'analyseur se compose d'une plaquette mobile ou la lame mince est installée, surplombée par des lentilles de microscopie polarisées et d'une caméra (Figure 9). Au dessous de la plaquettes se situent huit sources de lumière éclairant dans des longueurs d'ondes différentes ( $\lambda_0$  à  $\lambda_7$ ) inclinées et réparties dans un cercle, éclairant la lame. Ce sont ces sources d'angle différents et de longueur d'onde différentes qui permettent le calcul de l'orientation de l'axe-c minéralogique. L'aire d'observation se compose de carrés de 10 mm de côté avec une résolution spatiale de 10  $\mu m/pixel$ . L'analyseur scanne successivement les zones choisies en effectuant une cartographie de l'orientation cristallographique. Les fichiers de sortie se composent d'une série d'images comprenant notamment la colatitude (plongement de l'axe depuis la verticale), l'orientation et le *trend* des axes-c<sup>2</sup> (l'azimut de l'axe) et des images de vérification de qualité (qualité géométrique et retard). Le traitement post-acquisition est ensuite assez limité, un simple tri des données est effectué : les données en-dessous de 70% de qualité ne sont pas prises en compte. Les mesures des axes-c sur les cristaux sont reportées sur un canevas stéréographique. La répartition de l'orientation des axes sur l'échantillon renseigne sur la déformation de la roche et la réorientation des cristaux. Pour notre étude, nous avons utilisé l'analyseur automatique de type G50 du laboratoire de l'Institut des Géosciences de l'environnement de Grenoble (IGE), l'appareil est développé par Russell-Head Instruments, Melbourne, Australia ; <http://www.russellheadinstruments.com>.

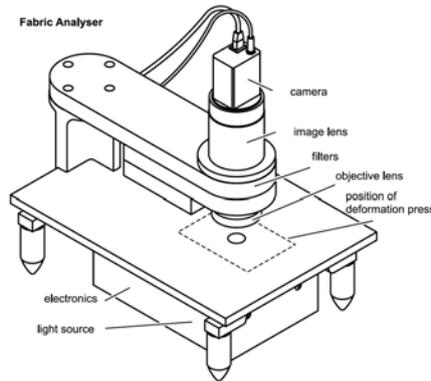


FIGURE 9 – L'analyseur automatique G50 developpé par *Russel-Head instruments* (?).

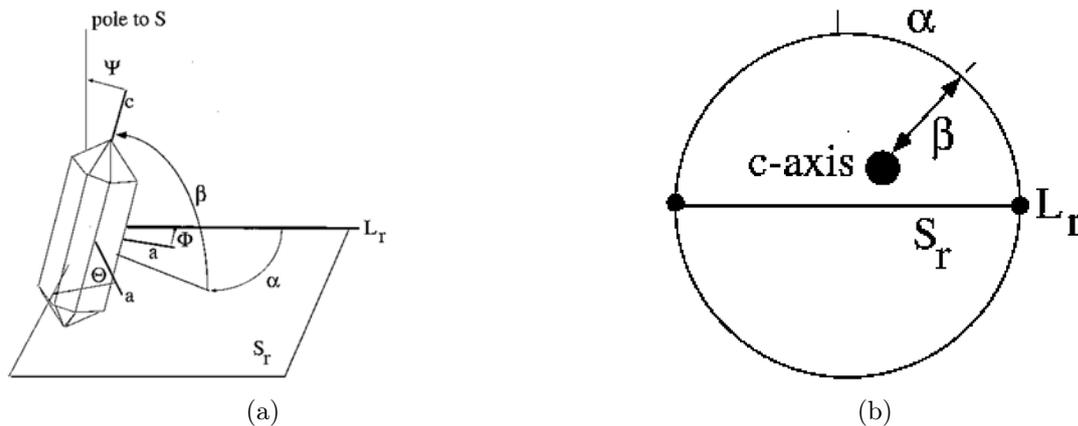


FIGURE 10 – a) Orientation d'un cristal de quartz dans un système de référence défini par une foliation ( $S_r$ ), une linéation ( $L_r$ ) et un pôle de foliation. L'orientation de l'axe cristallographique c est donné par les angles  $\alpha$  et  $\beta$ . (b) Canevas stereographique classiquement utilisé pour la représentation de l'orientation des axes-c. Chaque axe peut être reporté individuellement sur le canevas. D'après [PASSCHIER et TROUW \(1998\)](#).

<sup>2</sup>L'orientation des axes-c est comprise entre 0 et 360°. Le *trend* des axes-c est une mesure azimutale comprise entre 0 et 180°

## 3 | Résultats

### 3.1 Cartographie

Nous avons effectué au total une vingtaine de jours de terrain sur trois missions. Nous avons fait 432 points d'observation et prélevé 115 échantillons dans tout le massif du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. Ces missions ont permis de bâtir le cœur de la base de données du modèle géologique 3D. La modélisation commence par une bonne connaissance du terrain et de la structuration géologique du massif. C'est pourquoi nous avons tout d'abord conçu un schéma structural du massif, repérant les contacts majeurs de la zone (Figure 11). Nous avons également réalisé une série de coupes structurales perpendiculairement aux structures géologiques (Figure 12). Ces coupes sont identiques à celles du modèle, c'est à partir de ces coupes que nous avons raisonné pendant la modélisation.

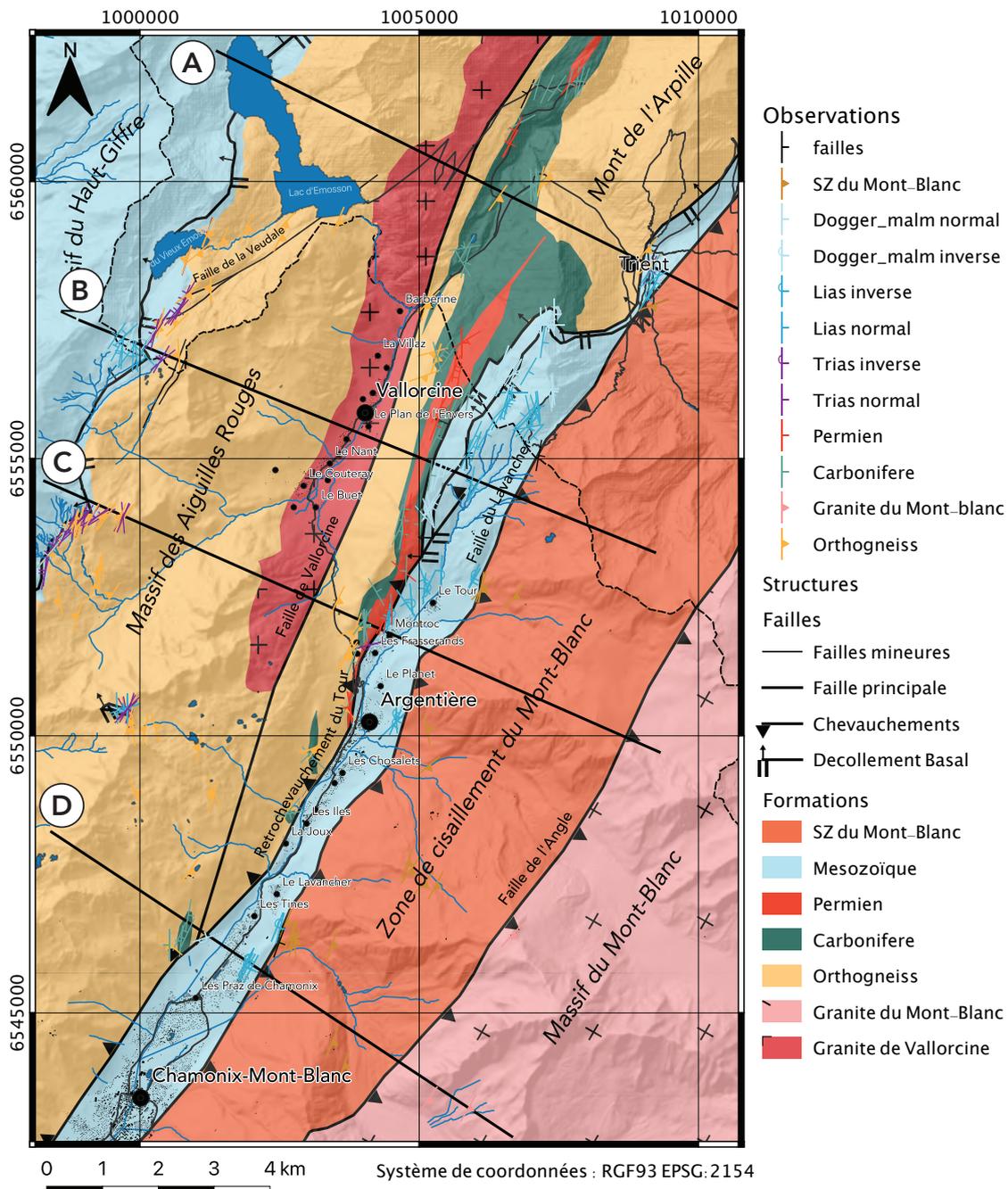


FIGURE 11 – Schéma structural de l'emprise du modèle géologique 3D. Les traits noirs correspondent à la position des coupes en figure 12. Les données correspondent aux données d'orientation utilisées dans la modélisation 3D.

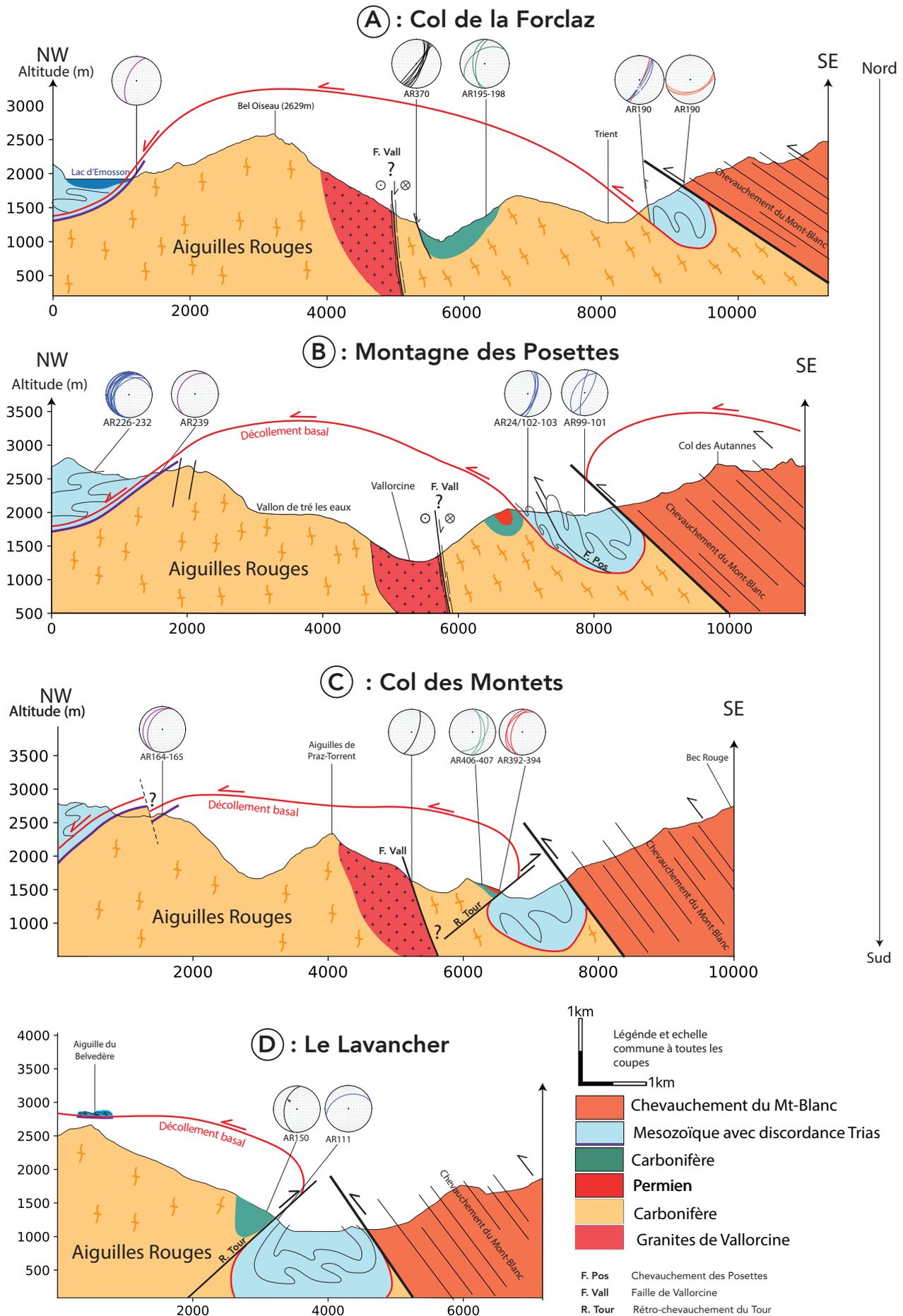


FIGURE 12 – Coupes synthétiques. A : Col de la Forclaz ; B : Montagne des Posettes ; C : Col des Montets ; D : Le Lavancher.

## 3.2 Description des structures

### 3.2.1 Zone de chevauchement du Mont-Blanc

La zone de chevauchement du Mont-Blanc bordant l'ouest du massif du Mont-Blanc a été largement décrite par [LELOUP et al. \(2005\)](#). Mettant en évidence une zone de déformation intense de plus de 4 kilomètres d'épaisseur, constituée d'une série de gneiss mylonitisés (Figure 13). Ce contact tectonique marque la bordure est du synclinal de Chamonix, faisant chevaucher le massif du Mont-Blanc sur les sédiments mésozoïques.

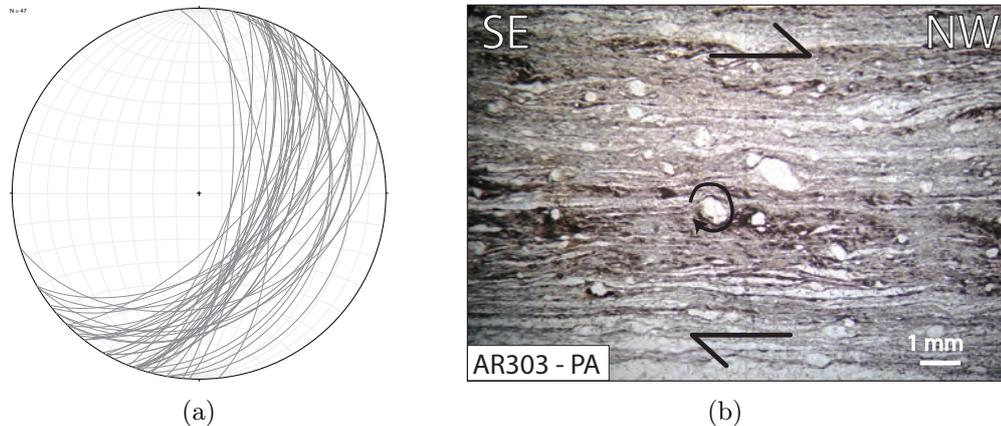


FIGURE 13 – (a) Mesures des plans de schistosités associées à la zone de chevauchement du Mont-Blanc. Étude stéréographique en diagramme en rose indiquant un azimuth moyen des plans à  $N029^{\circ}\pm 5^{\circ}$ . Projection stéréographique dans l'hémisphère inférieur du canevas de Schmidt. (b) lame mince d'une mylonite de la zone de chevauchement du Mont-Blanc. Les mirco-structures indiquent un sens de cisaillement sénestre dans le repère de la lame mince. Indiquant un mouvement chevauchant vers le nord-ouest.

### 3.2.2 Le rétro-chevauchement

La bordure ouest du synclinorium de Chamonix est bordée par un chevauchement vers le sud-est. D'où son nom en rétro-chevauchement puisque sa direction de mouvement est à l'opposé de la direction de chevauchement de la chaîne. Cette structure est visible à plusieurs endroits, notamment à l'est de la montagne des Posettes, entre Argentière et le Tour. Ici, les schistes versicolores du Permien sont au-dessus des schistes noirs du Lias. On trouve notamment des structures de cisaillements en "poissons" dans le Permien (Figure 14). Ces structures naissent suite à l'interaction entre la schistosité et les plans de cisaillement.

Le rétro-chevauchement se poursuit au sud jusqu'à Chamonix au moins. Au niveau des Praz de Chamonix, on retrouve une configuration structurale similaire à celle observée aux Posettes. On observe les sédiments carbonifères au-dessus des calcaires mésozoïques cartographiés comme appartenant au Kimméridgien - Tithonique ([AYRTON et al., 1987](#)). Ici le carbonifère est composé de schistes noirs et de grès. L'observation en lame mince de la relation entre la schistosité et les plans des cisaillement dans le carbonifères indique un chevauchement net vers le sud-est (Figure 15).

### 3.2.3 Décrolement basal de la série mésozoïque

Dans cette partie, nous allons décrire la nature du contact entre la couverture sédimentaire mésozoïque et le socle depuis l'ouest des Aiguilles Rouges jusqu'à l'est du massif du Mont-Blanc.

**Haut-Giffre.** Au pied du massif du Haut-Giffre à l'ouest du massif des Aiguilles Rouges, la base de la couverture sédimentaire mésozoïque est marquée par un banc de grès en discordance sur le socle des Aiguilles Rouges (Figure 16). Ce niveau de grès ne semble pas affecté par une déformation significative, il est autochtone sur les orthogneiss.

Au-dessus du banc de grès, dans la suite de la série mésozoïque, on observe de nombreux plis isoclinaux de plusieurs centaines de mètres de large déversés vers le nord-ouest (Figure 17). Ces plis

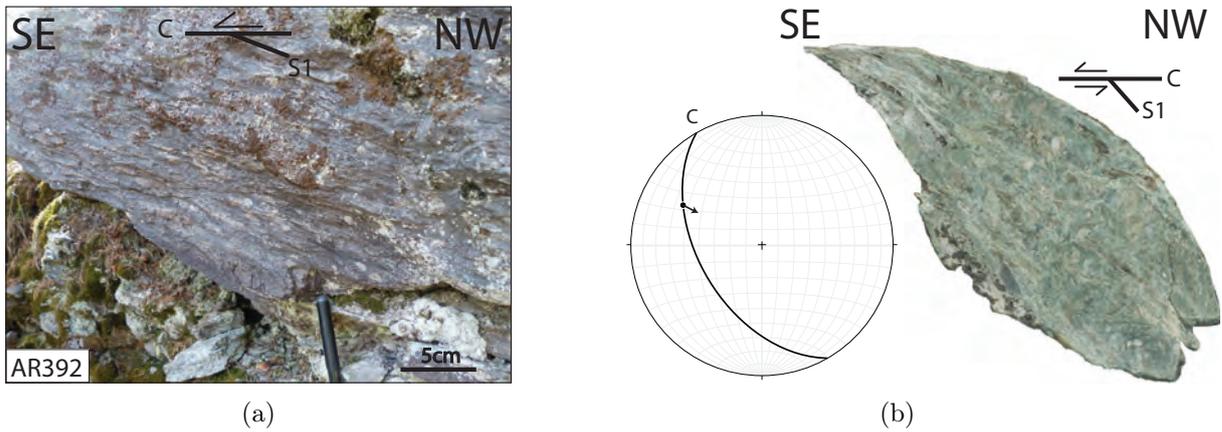


FIGURE 14 – Affleurement AR392. (a) Les schistes violacés du Permien au-dessus des schistes noirs du Lias. (b) Échantillon ARe102. Structure de cisaillement en "poisson". Projection stéréographique dans l'hémisphère inférieure du canevas de Schmidt du plan C mesuré, la flèche indique la direction de la linéation et le sens du déplacement du compartiment supérieur. En a et b, la relation entre la schistosité et la foliation indique un chevauchement vers le sud-est.

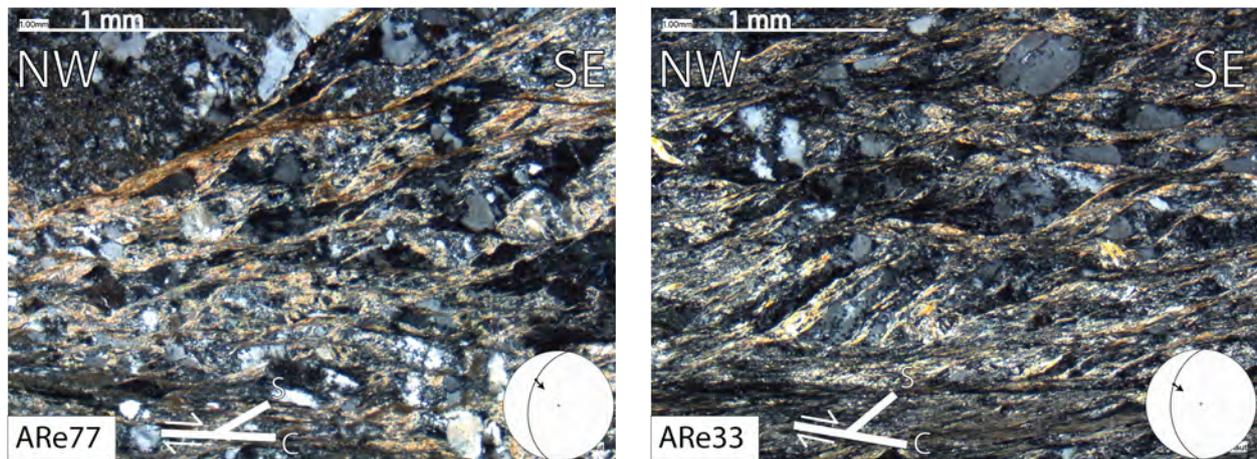


FIGURE 15 – Échantillons ARe33 et ARe77 observés en lames minces. La relation entre la schistosité et les plans de cisaillement indique un chevauchement vers le sud-est. Projection stéréographique dans l'hémisphère inférieure du canevas de schmidt. La lame mince est orientée dans le plan vertical contenant la linéation. La flèche indique l'orientation de la linéation ainsi que le sens du déplacement du compartiment supérieur.

sont caractéristiques d'une déformation intense en cisaillement, indiquant la présence d'une zone de cisaillement dans le Lias, d'au moins 500 mètres d'épaisseur. L'épaisseur étant estimée entre la base de la série et le sommet du massif.

La couverture sédimentaire mésozoïque est donc significativement décollée par une zone de cisaillement située dans le niveau du Trias au dessus du banc de grès (Figure 18).

**Aiguille du Belvédère.** L'Aiguille du Belvédère est le point culminant des Aiguilles Rouges à plus de 2865 m d'altitude. Ce sommet a la particularité d'être "coiffé" par une cinquantaine de mètres de sédiments mésozoïques. Comme à l'ouest du massif, la base de la série est marquée par le banc de grès faiblement affecté par la déformation. On trouve ensuite 10 à 20 mètres d'épaisseur de dolomies triasiques affectées par une déformation intense marquée par de nombreux plis déversés (Figure 19 - AR137) et plans de cisaillements (Figure 19 - AR144). Nous relevons un premier niveau de décollement entre le banc de grès triasique et les dolomies. Les schistes noirs du Lias sus-jacent sont affectés d'une déformation très importante, très finement lités et affectés d'une linéation d'étirement orientée nord-ouest sud-est (Figure 19 - AR139). Ce sommet décrit pour la première fois par PARÉJAS (1922) est un lieu d'une importance capitale dans la compréhension de la relation entre le socle et la couverture sédimentaire. Il met en évidence un décollement net de la couverture sédimentaire au-dessus du massif

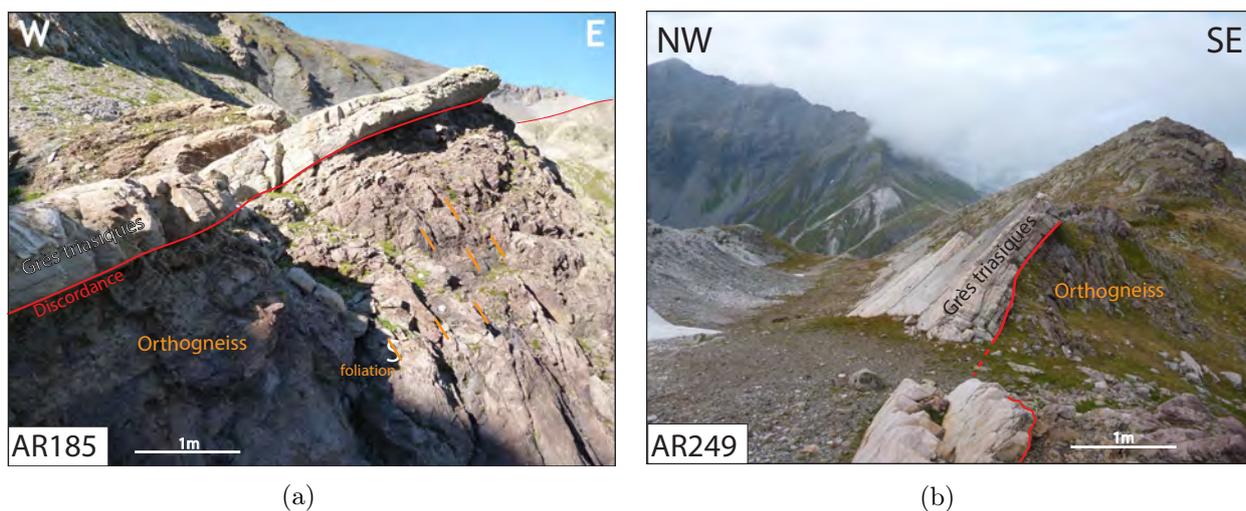


FIGURE 16 – Discordance sédimentaire des grès du Trias au dessus des orthogneiss à l'ouest du massif des Aiguilles Rouges. (a) Au pied du massif du Haut-Giffre sous le Mont-Buet (b) Au dessus du lac du Vieux Emosson.



FIGURE 17 – Pli isoclinal visible dans la falaise sous la Tête du Grenairon (2734 m) au dessus du lac du Vieux Emosson.

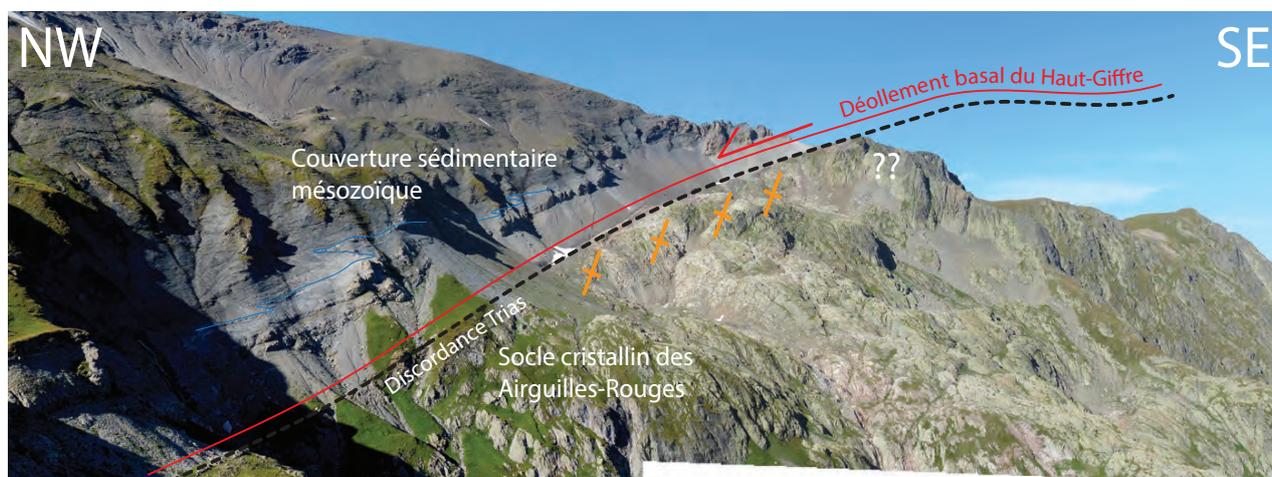


FIGURE 18 – Pannorama de la discordance trias, sous le Mont-Buet

des Aiguilles Rouges.

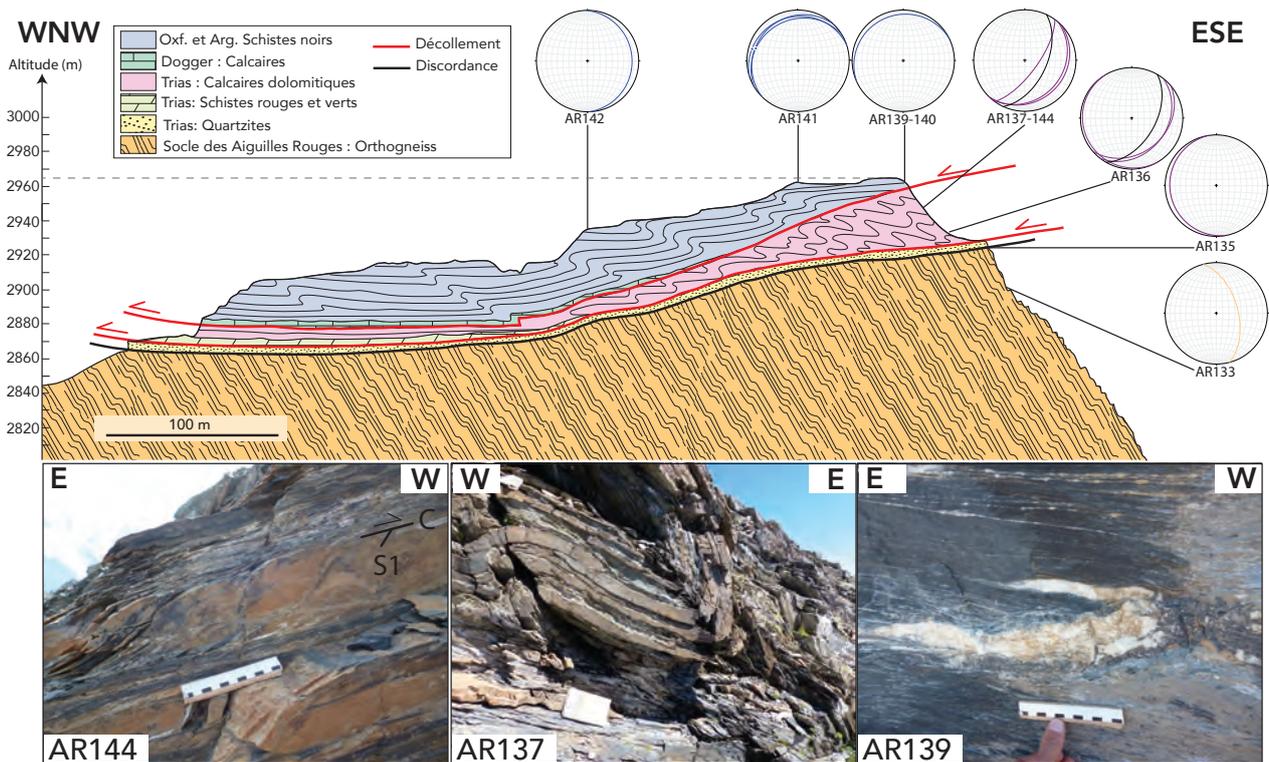


FIGURE 19 – Coupe synthétique du sommet de l'Aiguille du Belvedere. Les nombres reportés correspondent aux différents points d'observation associés avec les mesures structurales reportées sur des canvas stéréographiques. La couverture sédimentaire mésozoïque est affectée par une déformation intense cisailante vers le nord-ouest. Coupe modifiée d'après PARÉJAS (1922)

**Chevauchement des Posettes.** Au niveau de la montagne des Posettes, à l'est de Vallorcine, on retrouve une nouvelle fois le contact entre la couverture mésozoïque et le socle, composé ici de sédiments carbonifères et permien déformés. La couverture sédimentaire composée des calcaires du Jurassique inférieur (j1-5) sont situés au dessus des calcaires du Jurassique supérieur (j6-9) eux-même au-dessus du socle permo-carbonifère.

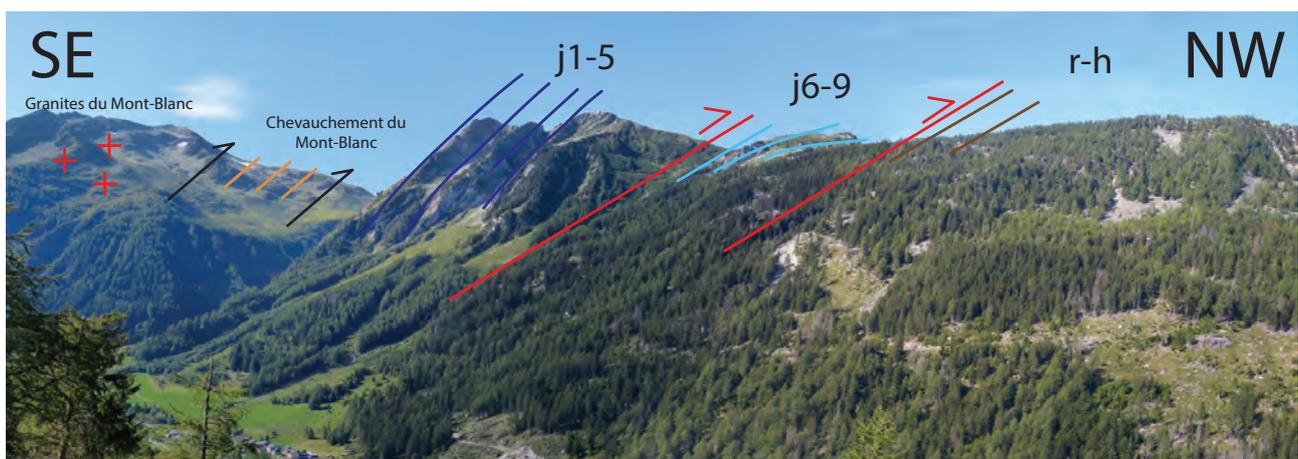


FIGURE 20 – Panorama interprété du nord de la montagne des Posettes depuis le col de la Forclaz.

**Col de la Forclaz** Il s'agit du point de pincement maximal du synclinorium de Chamonix, la bande de sédiments mésozoïque ne faisant que 400 mètres de largeur au maximum. Le contact entre les gneiss et la couverture sédimentaire est marqué par un niveau de quartz d'une cinquantaine de centimètres d'épaisseur (Figure 21a et b). Ce niveau de quartz est lui-même affecté par une schistosité avec un

pendage vers le nord.

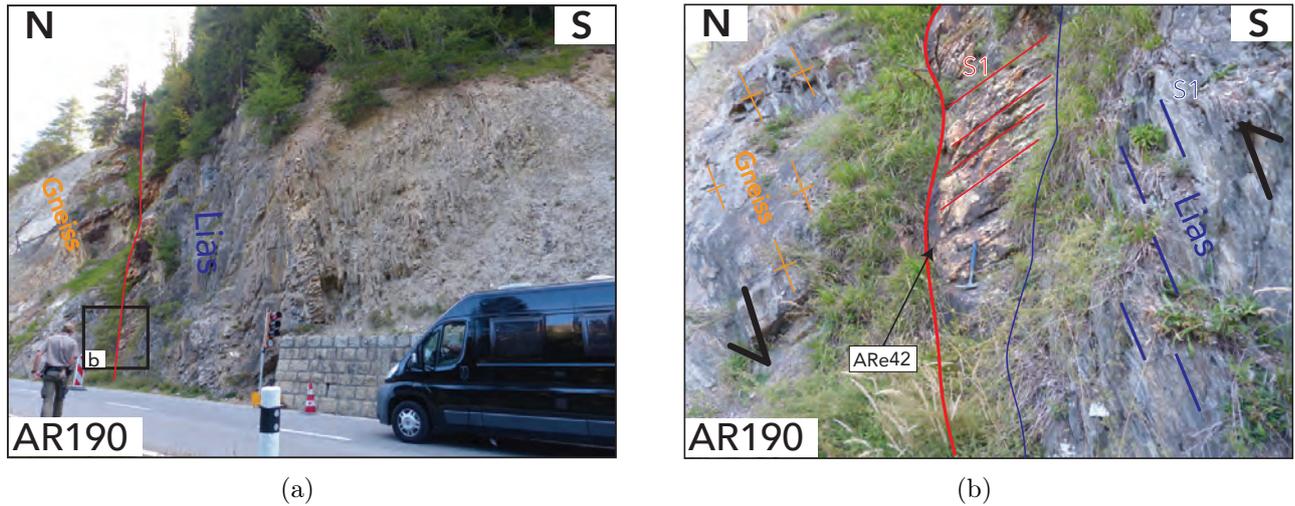


FIGURE 21 – Affleurement AR190 au niveau du contact entre le socle et les sédiments mésozoïques. (a) Vue d'ensemble du contact, le socle au nord et la couverture sédimentaire au sud. (b) Contact tectonisé, marqué par le filon de quartzite affecté d'une schistosité. Les sédiments mésozoïques chevauchent les gneiss du socle.

Nous avons effectué une analyse des fabriques de quartz à l'analyseur automatique sur un échantillon de ce filon, afin d'obtenir une cartographie de l'orientation cristallographique des axes-c des cristaux de quartz (Figure 22a et b). Les résultats montrent que l'orientation des cristaux dans la lame correspond à un mouvement des cristaux de quartz sur les plans basaux, compatible avec un cisaillement dextre à une température de 300 à 400°C. L'orientation de la lame indique un mouvement chevauchant vers le nord (Figure 23) Notons que l'orientation de la linéation sur le filon de quartz est compatible avec la linéation dans les schistes noirs de la couverture sédimentaire. Ces arguments indiquent donc un chevauchement de la couverture mésozoïque sur les gneiss.

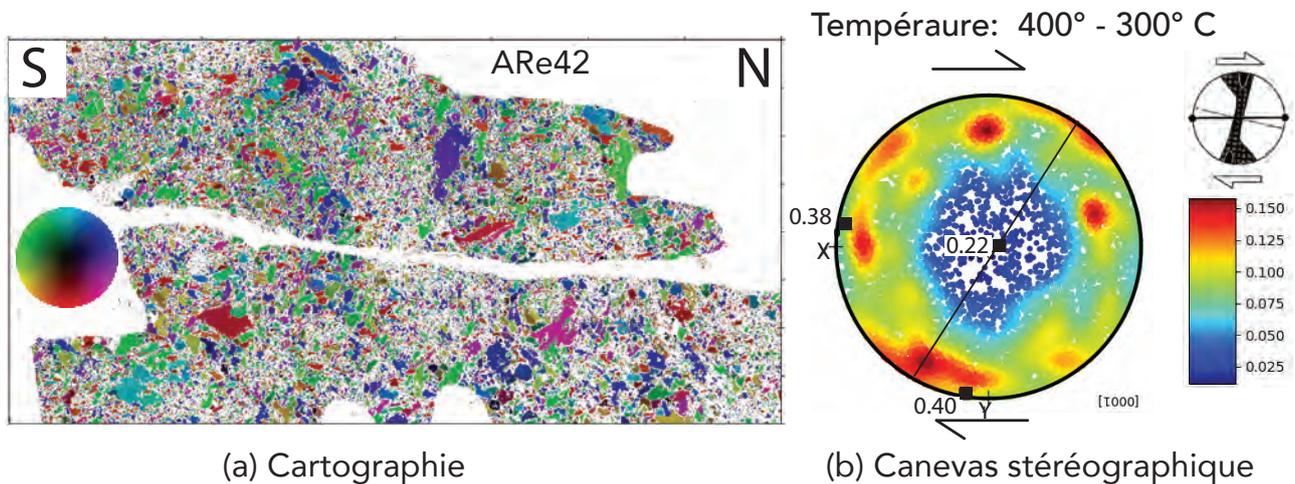


FIGURE 22 – Résultats de l'analyse des fabriques de quartz sur le filon de quartzite au contact du socle et de la couverture sédimentaire. On remarque une légère anisotropie dans l'orientation des axes-c, indiquant un sens dextre dans le repère de la lame. De plus, cette anisotropie indique également une déformation à une température proche de 300 à 400° C d'après [PASSCHIER et TROUW \(1998\)](#).

La série sédimentaire au dessus du filon de quartz débute par une couche de schistes noirs, suivie rapidement par des calcaires gris plus massifs. Une fois encore, ces calcaires sont affectés par une déformation cisailante nette vers le nord. On observe entre-autres, des plis isoclinaux déversés vers le nord (Figure 25a) et des veines de calcite déformées (Figure 25b). Ces déformations indiquent un chevauchement de la couverture sédimentaire mésozoïque sur le socle vers le nord. Plus au sud, la zone de chevauchement du Mont-Blanc chevauche par dessus la couverture sédimentaire, fermant le

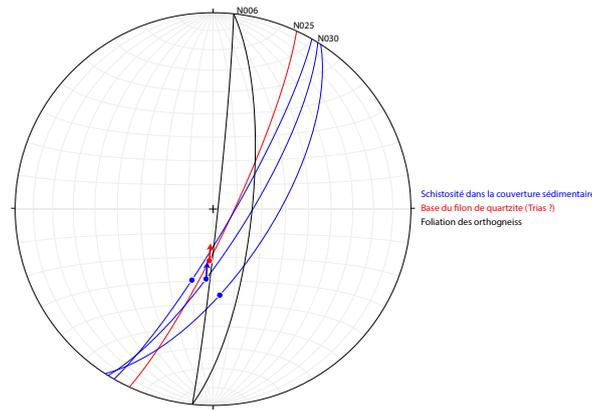


FIGURE 23 – Étude stéréographique en projection dans l’hémisphère inférieur du canevas de Schmidt de l’affleurement du contact socle/couverture en AR190. Les plans noirs correspondent à la foliation dans les gneiss, le rouge au filon de quartzite et les bleus à la schistosité dans les schistes calcaires du Mésozoïque. Les points correspondent à l’orientation de la linéation et les flèches correspondent au sens de mouvement indiqué par l’étude des fabriques de quartz et des lames minces dans les calcaires.

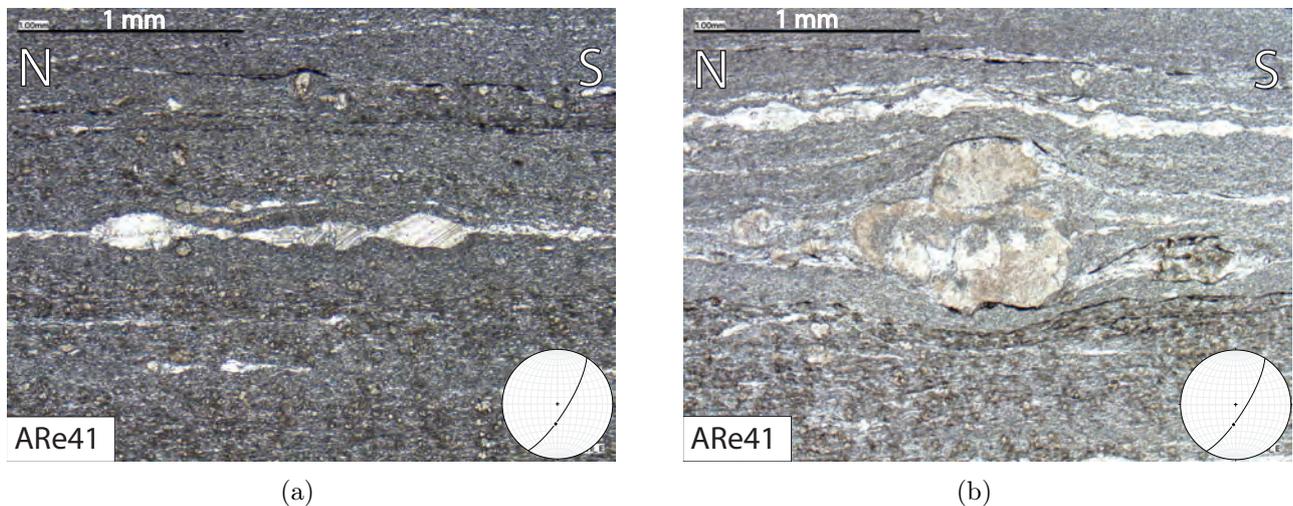


FIGURE 24 – Lames minces dans les schistes calcaires de la couverture sédimentaire mésozoïque, juste au dessus du filon de quartz. Le sens de la déformation est difficilement identifiable.

synclinal.

Nous avons donc ici une évidence d’un décollement de la couverture sédimentaire mésozoïque sur le socle. Localement, ce niveau de décollement affecte à sa base les orthogneiss du socle.

La description de ces différents sites a permis de mettre en évidence un décollement de la couverture sédimentaire au-dessus de l’ensemble du massif des Aiguilles Rouges : à l’ouest sous le massif du Haut-Giffre, au centre sur l’Aiguille du Belvédère et à l’ouest sur la montagne des Posettes et au col de la Forclaz.

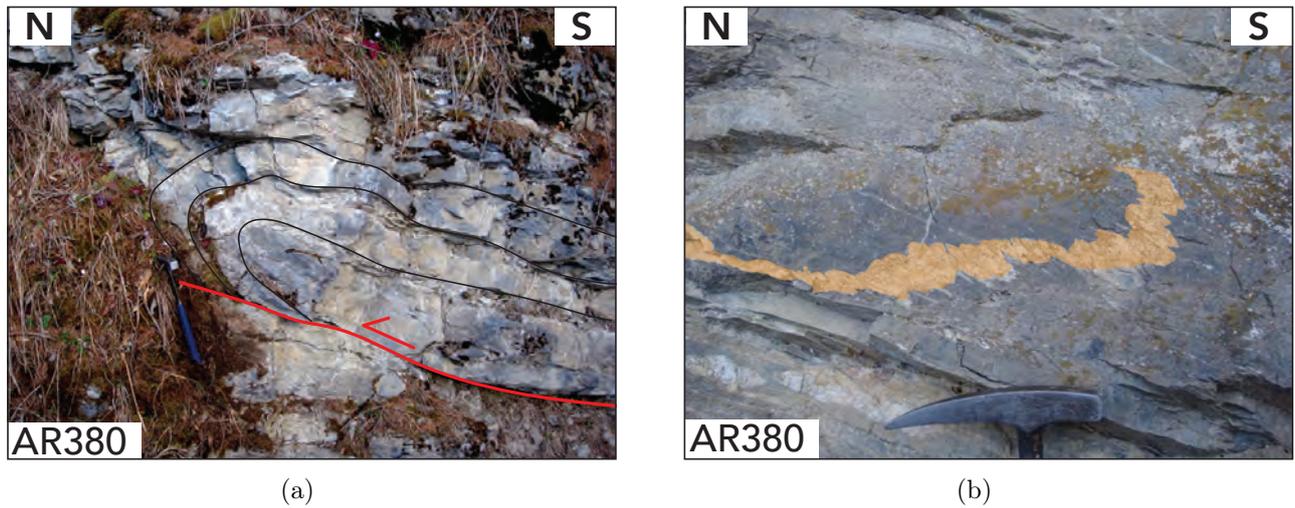


FIGURE 25 – Affleurement de calcaires jurassiques - AR380. (a) Pli isoclinal indiquant un cisaillement vers le nord. (b) Veine de calcite fortement déformée.

### 3.2.4 Synclinal Permien/Carbonifère

Le socle renferme également des sédiments permien et carbonifères déformés. Le Carbonifère étant composé d'une épaisseur variable de sédiments détritico-terrigènes gréseux, conglomératiques et schisteux. Les sédiments permien étant associés à des schistes versicolores tantôt verdâtres, tantôt lit de vin. Ces niveaux sont affectés d'une déformation anté-alpine, marquée par la formation de plis synclinaux d'axes sub-horizontaux et d'azimuts proches de N030 (Figure 26). Deux plis sont notamment visibles sur la zone étudiée, l'un situé sur la commune de Finhaut et l'autre se trouvant à l'ouest de la montagne des Posettes. On remarque que ces plis ont des axes différents, allant de N017 pour le synclinal de Finhaut à N030 pour le synclinal des Posettes. Cette différence d'orientation est significative, et l'azimut du synclinal des Posettes est parallèle à l'orientation de la zone de chevauchement du Mont-Blanc. Ce synclinal a donc potentiellement subi une histoire tectonique en plusieurs étapes, avec notamment une déformation anté-alpine formant le synclinal, et une déformation alpine, basculant le pli.

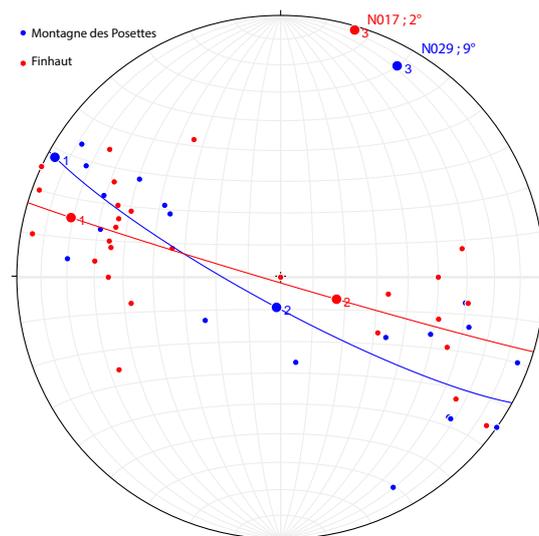


FIGURE 26 – Étude stéréographique des données structurales correspondant à l'orientation de la stratification dans les synclinaux de Carbonifère -Permien au niveau de la Montagne des Posettes (en rouge) et de Finhaut (en bleu). L'orientation de l'axe du synclinal est de N017;2° pour la montagne des Posettes et de N029;9° pour Finhaut.

### 3.3 Modélisation 3D

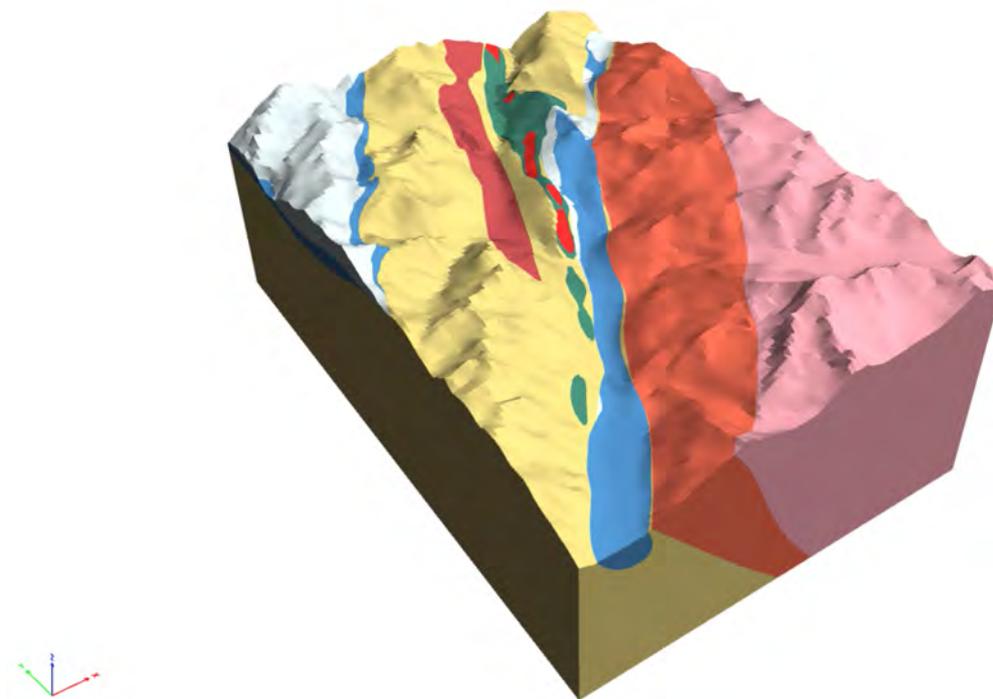


FIGURE 27 – Modèle géologique 3D obtenu d’après plus de 400 mesures structurales sur le terrain, relevés le long des galeries EDF et de la carte géologique..

#### 3.3.1 Modèle général

Le synclorium de Chamonix est bordé à l’est par le chevauchement du Mont-Blanc. De nombreuses données ont pu contraindre ce contact. Quelques points de contact ont du être rajoutés pour contraindre complètement la géométrie de la base du chevauchement. Le pendage et l’orientation restent assez constants dans l’emprise du modèle. La géométrie des granites du Mont-Blanc n’est contrainte que par quelques données, il s’agit d’une géométrie indicative. Il en va de même pour les granites de Vallorcine qui ne sont contraints que par la carte géologique. Les sédiments permo-carbonifères sont modélisés de manière satisfaisante. De nombreuses mesures structurales contraignent l’orientation du synclinal. La variation de vergence du synclinal est respectée (Figure 28). L’épaisseur du Carbonifère est nettement variable, cependant la profondeur du synclinal à l’ouest de la montagne des Posettes semble exagérée. Le niveau de décollement à la base de la série mésozoïque est modélisé comme se situant à la base de la formation bleue représentant le Lias et le Trias. Les difficultés de modélisation d’une faille de ce type sont expliquées ci-dessous. La profondeur du synclinal n’étant pas contrainte, par des observations de terrain, nous n’avons pas d’informations sur son prolongement en profondeur. Nous avons forcé le modèle à limiter la profondeur du synclinal. Il est assez probable que cette zone de déformation intense étire le synclinal plus en profondeur sous le chevauchement du Mont-Blanc (Figure 28). Ce premier modèle est compatible à la fois avec la cartographie de la carte géologique, les observations de terrain et les relevés géologiques le long des galeries EDF.

#### 3.3.2 Modèle détaillé de la montagne des Posettes

Afin de mieux contraindre les déformations au coeur du synclinal de Chamonix, nous avons réalisé un modèle plus petit de la montagne des Posettes, qui est à la fois l’endroit le plus large du synclinal et le lieu où les mesures de terrain sont les plus denses. Cette modélisation, compatible avec les observations de terrain, est également contrainte par de nombreux points de passages provenant de la

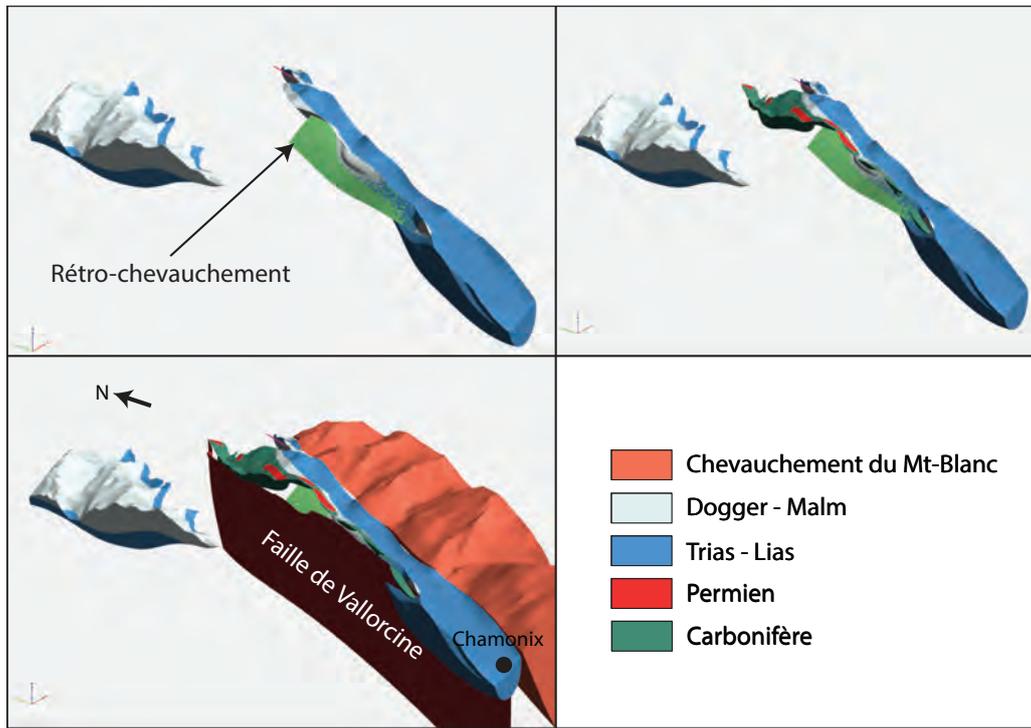


FIGURE 28 – Vues détaillées du modèle du synclinal de Chamonix

carte géologique de Chamonix. Les deux chevauchement décrits précédemment ont pu être modélisés : le décollement basal ainsi que le chevauchement à l'intérieur de la couverture sédimentaire mésozoïque (Figure 20). De plus les multiples plissements des différentes formations de la série jurassique ont pu être représentés.

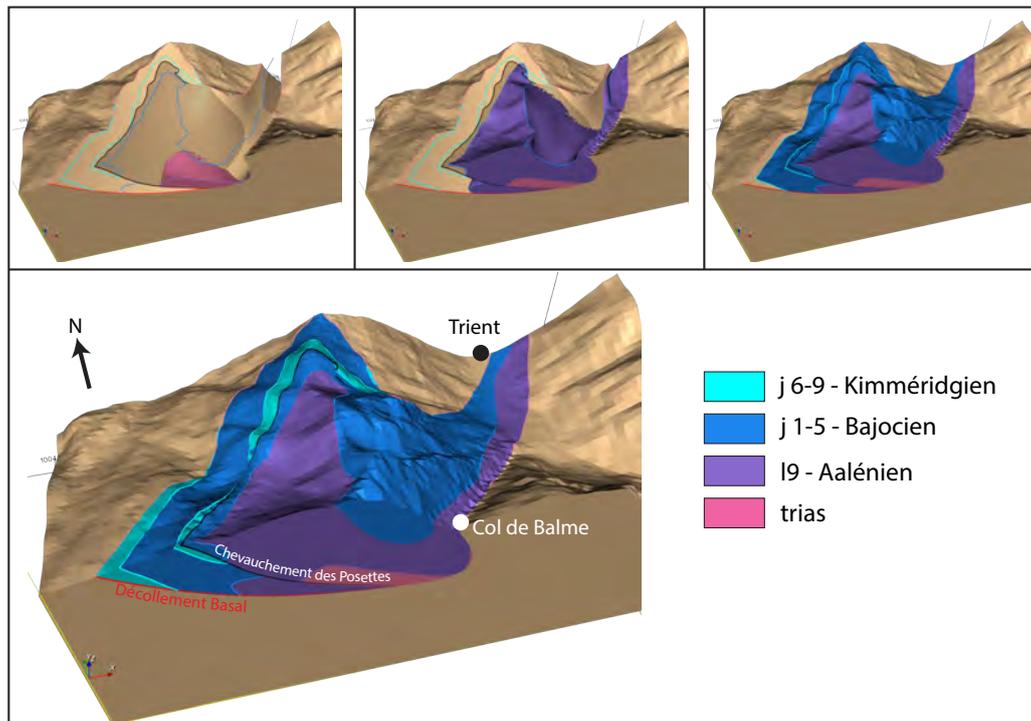


FIGURE 29 – Vue détaillé du modèle de la montagne des Posettes. Seules les formations appartenant au Mésozoïque sont représentées dans ce modèle.

### 3.3.3 Difficultés de la modélisation géologique 3D

La réalisation d'un modèle géologique 3D dans une zone de déformation intense telle que celle-ci conduit à de nombreuses difficultés techniques liées directement à l'outil GeoModeller. Tout d'abord, il faut savoir que la méthode statistique utilisée pour calculer les champs de potentiel est homogène dans l'ensemble de la boîte.

Les épaisseurs des formations dans une même série sont maintenues constantes dans l'interpolation statistique. C'est pourquoi les variations d'épaisseur étant importantes dans le Carbonifère, il est important de séparer le Carbonifère du Permien, pour laisser la liberté à l'interpolation statistique de faire varier l'épaisseur dans la modélisation. En maintenant une relation en "onlap" et en liant les mesures structurales de ces deux formations, elles suivent ainsi une orientation structurale commune tout en laissant une liberté dans le calcul des épaisseurs. Une complexité supplémentaire provient de l'interaction entre les failles. Rappelons que les failles correspondent à des discontinuités au sens statistique, permettant de découper les champs de potentiels. Dans le cas d'une faille limitée, la zone limitant la faille est une sphère. Il est donc impossible d'arrêter une faille infinie sur une faille finie. C'est le cas entre la faille de Vallorcine et le rétro-chevauchement du Tour. De plus, une faille n'étant pas une formation mais une discontinuité mathématique, elle ne peut pas être décalée au sens propre. Pour contourner ce problème, deux solutions sont possibles : créer deux failles différentes qui seront décalées l'une par rapport à l'autre le long de la faille faisant le décalage ou créer une formation représentant la zone de faille. C'est l'option que nous avons adoptée pour représenter le décollement basal par exemple. Une faille doit impérativement décaler les bases des formations, si aucun décalage n'est indiqué, la modélisation de la faille comme une discontinuité n'est pas garantie. C'est pourquoi le décollement basal n'est pas modélisable, s'agissant d'une faille plate re-déformée et décalant les formations d'une quantité inconnue, il n'est pas possible de la prendre en compte en tant que faille dans la modélisation.

Le synclinal de Chamonix correspond à une zone très resserrée entre le chevauchement du Mont-Blanc et le rétro-chevauchement. Il y a donc une anisotropie dans l'orientation des structures géologiques. Cette anisotropie des structures peut-être prise en compte dans la modélisation, mais elle doit être homogène dans l'ensemble de la boîte. Ce n'est pas le cas dans ce modèle, nous sommes face à une anisotropie variable à l'échelle de la boîte de modélisation. Des travaux de thèse sont en cours pour résoudre ce problème, les données de cette zone pourraient servir d'exemple type. Ici, deux chevauchements opposés retournant en flanc inverse la couverture sédimentaire. Cette configuration à tendance à faire "buller" la modélisation. Les flancs inverses étant très resserrés, et il n'y a pas de contraintes à la base du synclinal, l'interpolation crée donc une bulle. Les données en flanc inverse et d'autres en flanc normal très proches les unes des autres à l'échelle du modèle rendent la modélisation très "instable". La moindre modification provoque un changement brutal de l'interpolation des isopotentielles. Les complications techniques énoncées ci-dessus impliquent de la part du géologue : une bonne connaissance des données et une idée claire de l'objectif pour lequel il réalise un modèle géométrique 3D. En effet, l'homogénéité de l'interpolation dans toute la boîte du modèle implique de choisir une taille de modèle adaptée à la densité des données et au niveau de détail souhaité. **L'interpolation ne s'adapte pas à la densité de données.** Ces complications font l'objet de nombreux travaux de recherche et de développement dans l'équipe de modélisation 3D du BRGM.

Dans ces conditions, une solution consisterait à construire des modèles à différentes échelles. À grande échelle, avec une densité de données plus lâche et plus homogène dans la boîte. Les structures modélisées sont plus grandes et possèdent moins de détail. À petite échelle, sur des zones d'intérêt particulier où la densité de données permet de travailler dans le détail avec de nombreuses formations et failles.

Les trois points fondamentaux de la modélisation géométrique étant :

- Importance du choix des données.
- Importance du choix des formations et des séries.
- Importance du choix de la taille du modèle.

## 4 | Conclusion

Ce travail combinant à la fois analyse structurale et reconstitution 3D du synclinorium mésozoïque de Chamonix nous a permis de mettre en évidence que :

- La bordure est du synclinorium est la zone de cisaillement du Mont-Blanc qui fait chevaucher les gneiss et le granite varisque sur la couverture Mésozoïque (Figure 12).
- Dans sa partie centrale (zone du Tour) le synclinorium de Chamonix est chevauché à l'est par le socle des Aiguilles Rouges (Figure 12b). Ce rétro-chevauchement du Tour avait été négligé dans les études antérieures.
- Au nord (col de la Forclaz), où elle n'est pas affectée par le rétro-chevauchement, la base de la couverture mésozoïque correspond à une faille inverse de pendage est affectant les gneiss varisques des Aiguilles Rouges (Figure 12a).
- Ce décollement vers le nord-ouest à la base de la couverture sédimentaire est également présent sous le sommet de l'Aiguille du Belvédère où il est horizontal (Figure 19), et au pied du massif du haut-Giffre où il plonge vers l'ouest (Figure 18). La couverture Mésozoïque est donc partout décollée du socle et ce décollement basal est affecté par un bombement anticlinal correspondant au massif des Aiguilles Rouges.

Ces observations sont en accord avec le modèle de déformation proposé par [LELOUP et al. \(2005\)](#), où un décollement à la base des nappes Hérvétiques enracinées à l'est du Mont-Blanc précède un chevauchement raide le long de la zone de cisaillement du Mont-Blanc et un bombement des Aiguilles Rouges (Figure 4d).

La prolongation cartographique du synclinorium de Chamonix vers le Sud est le synclinal médian séparant Belledonne externe et interne (Figure 2). Dans cette zone il a également été mis en évidence un décollement de la couverture mésozoïque par-dessus la partie interne des massif cristallins externes au niveau du massif du Grand-Châtelard ([Mercier, 2018](#)) (Figure 30). Cette configuration structurale est très similaire à celle du Mont-Blanc suggérant qu'un modèle de mise en place de nappes helvétiques correspondant à un décollement de la couverture sous le front pennique avant l'exhumation des massifs cristallins externes serait transposable dans cette zone. De la même manière le synclinal médian qui a jusqu'alors été interprété comme un décrochement et / ou une ancienne faille normale, peut-être bordé par deux chevauchements comme le synclinorium de Chamonix.

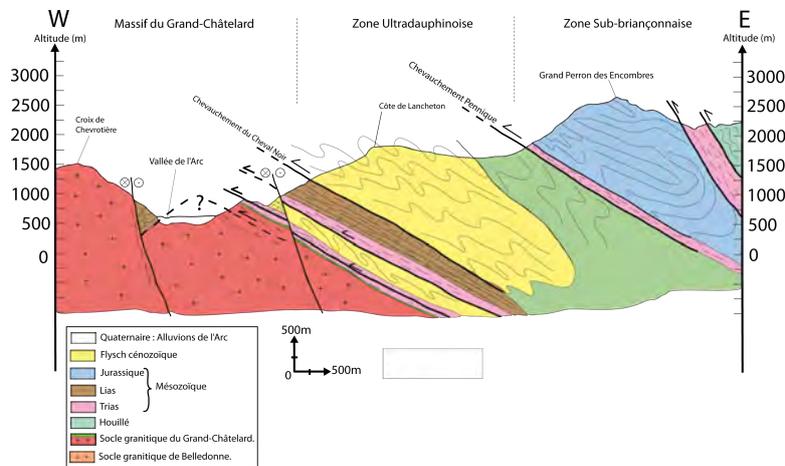


FIGURE 30 – Coupe structurale à l'ouest du Grand-Châtelard, dans le massif de Belledonne. La configuration structurale est similaire à celle du versant est du massif du Mont-Blanc ([MERCIER et LELOUP, 2018](#))

## Références

- AUG, C. (2004). *3D Geological Modelling and Uncertainty : The Potential-Field Method*. Theses, École Nationale Supérieure des Mines de Paris.  
URL <https://pastel.archives-ouvertes.fr/pastel-00001077>
- AYRTON, S. (1980). La géologie de la zone Martigny - Chamonix (versant suisse) et l'origine de la nappe de Morcles (un exemple de subduction continentale).  
URL <https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-00925393>
- AYRTON, S., BARFÉTY, J., BELLIERE, J., GUBLER, Y. et JEMELIN, L. (1987). Notice explicative de la feuille de CHAMONIX. *Carte géologique de la France (1/50 000)*, Orléans : Bureau des Recherches Géologiques et Minières.
- BELLAHSEN, N., MOUTHEREAU, F., BOUTOUX, A., BELLANGER, M., LACOMBE, O., JOLIVET, L. et ROLLAND, Y. (2014). Collision kinematics in the western external Alps. *Tectonics*, volume 33(6), pages 1055–1088. doi :10.1002/2013TC003453.  
URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2013TC003453>
- BOUTOUX, A., BELLAHSEN, N., NANNI, U., PIK, R., VERLAGUET, A., ROLLAND, Y. et LACOMBE, O. (2016a). Thermal and structural evolution of the external Western Alps : Insights from (U–Th–Sm)/He thermochronology and RSCM thermometry in the Aiguilles Rouges/Mont Blanc massifs. *Tectonophysics*, volume 683, pages 109–123. ISSN 0040-1951. doi :10.1016/j.tecto.2016.06.010.  
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0040195116302165>
- BOUTOUX, A., BELLAHSEN, N., NANNI, U., PIK, R., VERLAGUET, A., ROLLAND, Y. et LACOMBE, O. (2016b). Thermal and structural evolution of the external Western Alps : Insights from (U–Th–Sm)/He thermochronology and RSCM thermometry in the Aiguilles Rouges/Mont Blanc massifs. *Tectonophysics*, volume 683, pages 109–123. ISSN 0040-1951. doi :10.1016/j.tecto.2016.06.010.  
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0040195116302165>
- 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*, volume 171(1), pages 147 – 157. ISSN 0031-9201. doi :<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.06.013>.  
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031920108001258>
- CHOPIN, C. (1984). Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps : A first record and some consequences. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, volume 86(2), pages 107–118. ISSN 1432-0967. doi : 10.1007/BF00381838.  
URL <https://doi.org/10.1007/BF00381838>
- DE SAUSSURE, H.B. (1779). Voyage dans les Alpes. volume 1, page 339. Samuel Fauche.
- DUMONT, T., CHAMPAGNAC, J.D., CROUZET, C. et ROCHAT, P. (2008). Multistage shortening in the Dauphiné zone (French Alps) : The record of Alpine collision and implications for pre-Alpine restoration. *Swiss Journal of Geosciences*, volume 101(1), pages 89–110. ISSN 1661-8734. doi :10.1007/s00015-008-1280-2.  
URL <https://doi.org/10.1007/s00015-008-1280-2>
- DUMONT, T., SCHWARTZ, S., GUILLOT, S., SIMON-LABRIC, T., TRICART, P. et JOURDAN, S. (2012). Structural and sedimentary records of the Oligocene revolution in the Western Alpine arc. *Geodynamics and Orogenesis*, volume 56-57, pages 18–38. ISSN 0264-3707. doi :10.1016/j.jog.2011.11.006.  
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S026437071100127X>
- EGLI, D. et MANCKTELOW, N. (2013). The structural history of the Mont Blanc massif with regard to models for its recent exhumation. *Swiss Journal of Geosciences*, volume 106(3), pages 469–489.
- EGLI, D., MANCKTELOW, N. et SPIKINGS, R. (2017). Constraints from 40Ar/39Ar geochronology on the timing of Alpine shear zones in the Mont Blanc-Aiguilles Rouges region of the European Alps. *Tectonics*, volume 36(4), pages 730–748. ISSN 0278-7407. doi :10.1002/2016TC004450.  
URL <https://doi.org/10.1002/2016TC004450>
- EPARD, J.L. (1986). The contact between the Mont-Blanc basement and the Chamonix zone : Tectonic implications. *Bulletin de la Societe Vaudoise des Sciences Naturelles*, volume 78, pages 225–245. doi :10.5169/seals-278912.
- ESCHER, A., MASSON, H. et STECK, A. (1993). Nappe geometry in the Western Swiss Alps. *The Geometry of Naturally Deformed Rocks*, volume 15(3), pages 501–509. ISSN 0191-8141. doi :10.1016/0191-8141(93)90144-Y.  
URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/019181419390144Y>
- GOURLAY, P. et RICOU, L.E. (1983). Le jeu décrochement dextre tardif de la suture de Chamonix (Alpes françaises et Suisses). *C. R. Acad. Sc. Paris*, volume II(296), pages 927 – 932.
- LAJAUNIE, C., COURRIOUX, G. et MANUEL, L. (1997). Foliation fields and 3D cartography in geology : Principles of a method based on potential interpolation. *Mathematical Geology*, volume 29(4), pages 571–584. ISSN 1573-8868. doi :10.1007/BF02775087.  
URL <https://doi.org/10.1007/BF02775087>
- LELOUP, P.H., ARNAUD, N., SOBEL, E.R. et LACASSIN, R. (2005). Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif : The Mont Blanc. *Tectonics*, volume 24(4). ISSN 0278-7407. doi :10.1029/2004TC001676.

URL <https://doi.org/10.1029/2004TC001676>

LEMOINE, M., BAS, T., ARNAUD-VANNEAU, A., ARNAUD, H., DUMONT, T., GIDON, M., BOURBON, M., DE GRACIANSKY, P.C., RUDKIEWICZ, J.L., MEGARD-GALLI, J. et TRICART, P. (1986). The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology*, volume 3(3), pages 179–199. ISSN 0264-8172. doi :10.1016/0264-8172(86)90044-9.

URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0264817286900449>

MERCIER, A. et LELOUP, P.H. (2018). Etude structurale du massif du Grand-Châtelard, implications sur l’orogénèse alpine. Rapport de stage de recherche M1, Laboratoire de Géologie de Lyon.

PAIRIS, J., BELLIERE, J. et ROSSET, J. (1992). Notice explicative de la feuille de CLUSES. *Carte géologique de la France (1/50 000)*, Orléans : Bureau des Recherches Géologiques et Minières, pages 1–89.

PARÉJAS, E. (1922). Géologie de la zone de Chamonix comprise entre le Mont-Blanc et les Aiguilles Rouges. volume 39(7), pages 373 – 442.

PASSCHIER, C. et TROUW, R. (1998). Foliation, Lineation and Lattice Preferred Orientation. Dans : *Mircotectonics*, pages 90–96. Springer. ISBN 3-540-58713-6.

PETERNELL, M., RUSSELL-HEAD, D. et WILSON, C. (2011). A technique for recording polycrystalline structure and orientation during in situ deformation cycles of rock analogues using an automated fabric analyser. *Journal of Microscopy*, volume 242(2), pages 181–188. ISSN 0022-2720. doi :10.1111/j.1365-2818.2010.03456.x.

URL <https://doi.org/10.1111/j.1365-2818.2010.03456.x>

SIMON-LABRIC, T., ROLLAND, Y., DUMONT, T., HEYMES, T., AUTHEMAYOU, C., CORSINI, M. et FORNARI, M. (2009).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31–34 Ma). *Terra Nova*, volume 21(2), pages 127–136. ISSN 0954-4879. doi :10.1111/j.1365-3121.2009.00865.x.

URL <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00865.x>

## Annexes

A : Modèle géologique global

B : Modèle géologique de la montagne des Posettes

C : Table des données initiales incorporées dans le modèle