

Université de Montpellier
Master 2 Géologie de l'Exploration et des Réservoirs
MEMOIRE DE RECHERCHE
Soutenu le 12 Juin 2017

**Bréchification de la série prérift Nord-Pyrénéenne : Mécanismes tectoniques
ou/et sédimentaires et place dans l'histoire tectono-métamorphique de la
marge extensive crétacée et de son inversion Pyrénéenne
(Chaînon Béarnais, Zone Nord-Pyrénéenne)**

Anthony Cloix



Maître de stage : Pierre Labaume (Géosciences Montpellier)

Collaborations : Abdeltif Lahfid (BRGM Orléans), Antonio Teixell
(Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona), Yves
Lagabrielle (Géosciences Rennes)



**UNIVERSITÉ
DE MONTPELLIER**



Résumé

A detailed study of two north-Pyrenean breccia bodies at macro to microscopic scales, associated with chemical analyses and paleo-temperature measurements, allowed to establish models of breccia origin and to correlate then to the tectono-metamorphic history of the North-Pyrenean Zone. The Lauriolle breccia is a collapse complex probably related to a diapiric structure. This breccia formation is posterior to the HT-LP metamorphism which affected the area with maximal temperature 350 to 470°C, and was probably achieved below an Albian-Upper Cretaceous flysch blanket during the last stages of Cretaceous extension or early stages of Pyrenean inversion. Conversely, the Tres Crouts breccia is an Albian sedimentary breccia associated to the erosion of a diapiric structure and which underwent later syn-metamorphic deformation.

Une étude détaillée de deux corps de brèches nord-pyrénéennes aux échelles macro- à microscopiques, associée à des analyses chimiques et des mesures de paléo-températures, ont permis d'établir un modèle de mise en place de ces brèches et de les relier à l'histoire tectono-métamorphique de la Zone Nord-Pyrénéenne. La brèche de Lauriolle est un complexe de collapse probablement causé par l'effondrement d'une structure diapirique. Cette bréchification est postérieure au métamorphisme HT-BP qui a affecté la zone avec des températures maximales de 350 à 470°C, et s'est probablement réalisée sous une couverture de flyschs albiens et crétacés supérieurs. Nous proposons une mise en place pendant les derniers stades de l'extension crétacée ou les premiers stades de l'inversion pyrénéenne. A l'inverse, la brèche de Tres Crouts est une brèche sédimentaire d'âge albien associée à l'érosion d'une structure diapirique et ayant subi la déformation syn-métamorphique postérieure.

Remerciements

Je remercie Pierre Labaume pour tout ce qu'il m'a apporté au cours de ces 6 mois de stage. Merci pour toutes les connaissances, le soutien et l'enseignement qu'il m'a offert. Merci surtout à lui sans qui je n'aurais pas eu la chance de faire un stage aussi passionnant qu'instructif.

Merci à Abdeltif Lahfid pour son aide sur les mesures de spectrométrie Raman réalisées au BRGM à Orléans.

Merci aussi à Jean-Jacques Cornée ainsi qu'à Michel Lopez pour leur aide et leurs conseils sur les aspects sédimentologiques abordés dans cette étude.

Merci aux collègues stagiaires ainsi qu'aux membres de l'équipe Géologie des Réservoirs et Ressources pour la bonne humeur qui régna tout au long de ce stage.

Sommaire

Résumé.....	2
Remerciements	2
Sommaire.....	3
Liste des figures.....	5
Description du laboratoire et organisation du stage.....	6
Introduction.....	7
Partie 1 : Contexte géologique des Pyrénées	8
Contexte général des Pyrénées.....	8
La Zone Nord-Pyrénéenne	9
Structure de la Zone Nord-Pyrénéenne.....	9
Histoire de la Zone Nord-Pyrénéenne.....	9
Brèches de la Zone Nord-Pyrénéenne.....	10
Les Chaînon Béarnais	12
Structure des Chaînon Béarnais	12
Lithostratigraphie des Chaînon Béarnais	12
Histoire géodynamique des Chaînon Béarnais.....	12
Partie 2 : Méthodologie	14
L'étude de terrain	14
La cathodoluminescence.....	14
La microscopie électronique à balayage	14
La spectrométrie Raman de la matière carbonée	14
Partie 3 : Les brèches du pic de Lauriolle	16
Le secteur du Lauriolle.....	16
Localisation.....	16
Etat des connaissances sur les brèches du Lauriolle.....	17
Etude de terrain du secteur du Lauriolle	18
Lithostratigraphie du Lauriolle	18
Structure générale du Lauriolle.....	19
Les brèches du Lauriolle.....	22
Etude pétro-structurale des brèches du Lauriolle	27
Les brèches monogéniques	27
Les brèches polygéniques du Lauriolle.....	28
Etude de la thermicité du secteur du Lauriolle.....	30
Résultats de la spectrométrie Raman de la matière carbonée	30
Discussion	31
Partie 4 : Les brèches de Tres Crouts	36
Le secteur de Tres Crouts	36
Localisation.....	36
Etat des connaissances sur les brèches de Tres Crouts	37
Etude de terrain du secteur de Tres Crouts	37
Lithostratigraphie de Tres Crouts	37
Structure générale du secteur nord-est de Tres Crouts	38
Les brèches de Tres Crouts.....	41
Les brèches monogéniques in-situ	41

Les brèches dolomitiques grises de l'Hettangien inférieur.....	42
Les conglomérats polygéniques.....	42
Discussion	44
Partie 5 : Place de la bréchification dans l'histoire tectono-métamorphique de la Zone Nord-Pyrénéenne	45
A quelle période doit-on relier les brèches du Lauriolle et les brèches de Tres Crouts ?	45
Quelles sont les causes amenant à cette bréchification ?	45
Ces brèches possèdent-elles des relations avec d'autres brèches des Chaînons Béarnais ?	45
Les brèches d'Urdach	45
Les brèches de Saint-Pé-de-Bigorre.....	45
Les brèches du Layens	46
Conclusion	47
Références bibliographiques.....	48

Liste des figures

Figure 1: Calendrier du stage et tableau récapitulatif des méthodes analytiques utilisées.....	6
Figure 2: Schéma structural des Pyrénées.....	8
Figure 3: Synthèse des principaux modèles de formation des brèches de la Zone Nord-Pyrénéenne.....	11
Figure 4: Structure générale des Chaînon Béarnais.....	12
Figure 5: Modèle géodynamique des Chaînon Béarnais.....	13
Figure 6: Spectre Raman de la matière carbonée	15
Figure 7: Géométries des spectres Raman de la matière carbonée en fonction de la température.....	15
Figure 8: Localisation du secteur du Lauriolle coupe structurale des Chaînon Béarnais traversant le pic de Lauriolle.....	16
Figure 9: Coupes structurales du Pic de Lauriolle.....	17
Figure 10: Log lithostratigraphique du secteur du Lauriolle.....	18
Figure 11: Facies des carbonates du secteur du Lauriolle affectés par une déformation syn-métamorphique marquée par une foliation subparallèle à la stratification.....	18
Figure 12: Schéma structural du secteur du Lauriolle.....	19
Figure 13: Carte géologique du secteur du Lauriolle.....	20
Figure 14: Coupes structurales du secteur du Lauriolle.....	21
Figure 15: Détail de la carte géologique de la brèche du Lauriolle.....	23
Figure 16: Les Brèches du Lauriolle.....	23
Figure 17: Panorama du flanc sud-ouest du corps bréchiqque principal du Lauriolle.....	24
Figure 18: Panorama à l'ouest du pic de Lauriolle.....	25
Figure 19: Schéma récapitulatif traduisant la transition entre la série encaissante, les brèches monogéniques et les brèches polygéniques.....	26
Figure 20: Images pétro-structurales en microscopie des brèches monogéniques.....	27
Figure 21: Images pétro-structurales en microscopie des brèches polygéniques.....	29
Figure 22: Tableau des résultats de l'analyse de thermicité par spectrométrie Raman de la matière carbonée ..	30
Figure 23: Paléo-températures dans la zone du Lauriolle.....	31
Figure 24: Modèle de mise en place des brèches du Lauriolle d'après Canérot et Lenoble (1993).....	33
Figure 25: Modèle interprétatif de la mise en place des brèches du Lauriolle d'après nos observations illustrées sur les Figure 18D et 19.....	35
Figure 26: Localisation du secteur d'étude (encadré rouge) au nord-est de la structure de Tres Crouts.....	36
Figure 27: Coupe générale nord-sud de la structure de Tres Crouts et de Saint-Pé-de-Bigorre.....	37
Figure 28: Log lithostratigraphique du secteur de Tres Crouts.....	37
Figure 29: Carte géologique du secteur nord-est de Tres Crouts.....	39
Figure 30: Schéma structural de la structure en profondeur de Tres Crouts.....	40
Figure 31: Coupes structurales nord-sud du secteur d'étude.....	40
Figure 32: Images pétrostructurales des brèches monogéniques.....	41
Figure 33: Images pétro-structurales des brèches hettangiennes.....	42
Figure 34 : Images pétro-structurales des conglomérats polygéniques albiens.....	43
Figure 35: Brèches de Saint-Pé de Bigorre.....	46

Description du laboratoire et organisation du stage

Dans le cadre de l'obtention du « Master Géologie de l'Exploration et des Réservoirs » de l'université de Montpellier, j'ai travaillé durant 6 mois au sein de l'équipe Géologie des Réservoirs et Ressources du laboratoire Géosciences Montpellier. Ce stage s'est déroulé du 02 janvier au 30 juin 2016 sous la direction de Pierre Labaume (Chargé de recherche au CNRS, Géosciences Montpellier)

Ce stage a été réalisé dans le cadre du projet RGF (Référentiel Géologique de France) qui est un programme mis en place par le BRGM dans le cadre de sa mission de service géologique national. Ce programme a pour but de développer un système de cartographie géologique numérique 3D. Il prend le relais du programme de cartographie au 1/50000 récemment terminé et cherche à améliorer ces cartes en les homogénéisant. Le chantier RGF Pyrénées, lancé en 2013, est le premier chantier du programme. Avec les projets ANR PYRAMID (2012-2017) et Orogen (TOTAL-BRGM-CNRS ; lancé en 2016), il contribue à des avancées significatives dans la connaissance de l'orogène pyrénéen.

Afin de mener à bien ce stage, j'ai utilisé différentes méthodes analytiques dont le calendrier de mise en œuvre est synthétisé dans le tableau de la Figure 1.

L'étude de la thermicité par spectrométrie Raman a été faite au sein du laboratoire du BRGM à Orléans, encadrée par Abdeltif Lahfid.

Tâches \ Mois	Août	Octobre	Janvier	Fevrier	Mars	Avril	Mai
Terrain-Echantillonnage	—	—	—				
Bibliographie			—————				
Microscope Optique			—————			—————	
MEB/Microsonde					—		
Spectrométrie Raman						—	
Cathodoluminescence						—	
Rédaction						—————	

Figure 1: Calendrier du stage et tableau récapitulatif des méthodes analytiques utilisées

Introduction

Les brèches sont des roches pouvant être le témoin d'évènements majeurs dans l'histoire géologique d'une zone aussi bien à l'échelle locale que régionale (Flügel, 2004).

La Zone Nord-Pyrénéenne constitue un secteur clé dans la compréhension de la chaîne car elle correspond à la suture entre la plaque ibérique et la plaque européenne, témoin de la marge passive hyper-étirée reliée à une exhumation mantellique avant l'inversion Pyrénéenne (James et al., 2009 ; Lagabrielle et al., 2010). Elle est caractérisée par une série mésozoïque plissée, de petits massifs paléozoïques, la présence locale de roches mantelliques exhumées (Iherzolites) et d'une zone affectée par un métamorphisme HT-BP d'âge crétacé supérieur (Clerc et al., 2015). C'est dans cette zone, appelée Zone Interne Métamorphique, que des corps bréchiques sont fréquemment présents.

Si certains corps bréchiques nord-pyrénéens sont des ensembles sédimentaires bien compris, d'autres en revanche font l'objet de débat depuis plus d'un siècle, les questions principales portant sur leur âge et leurs mécanismes de formation.

L'objectif du présent travail a consisté à étudier deux corps bréchiques des Chaînes Béarnais (Zone Nord-Pyrénéenne centre-ouest) affectant la série pré-rift : la brèche du Lauriolle et les brèches de Tres Crouts.

Ce travail cherche à répondre aux questions suivantes :

- Quelles sont les causes ayant amené à la bréchification de la série pré-rift nord-pyrénéenne ?
- Ces brèches sont-elles issues de processus « tectoniques » ou « sédimentaires » ? Ou bien une évolution d'un processus tectonique vers un processus sédimentaire est-elle envisageable ?
- Qu'elle est la place de ces brèches dans l'histoire tectono-métamorphique de la marge extensive crétacée et de son inversion pyrénéenne ?

Le travail s'est basé sur une étude de terrain couplée à des analyses sur échantillons. Des cartes géologiques et des coupes structurales ont été construites afin de contraindre la structure de la zone.

Au laboratoire, les brèches ont été étudiées :

- au microscope optique afin d'analyser leur pétrologie et microstructure.
- en cathodoluminescence afin de déterminer les différents épisodes diagenétiques subis.
- au microscope électronique à balayage afin de préciser la microtexture et la composition pétrologique.

Des études de thermométrie par spectrométrie Raman de la matière carbonée ont été faites sur les échantillons du Lauriolle afin d'y déterminer les paléo-températures maximales.

Enfin, une synthèse des résultats est faite afin de proposer un modèle de mise en place de ces corps bréchiques dans l'histoire tectono-métamorphique de la Zone Nord-Pyrénéenne.

Partie 1 : Contexte géologique des Pyrénées

Contexte général des Pyrénées

Les Pyrénées sont une chaîne de montagnes présentant une structure à double vergence asymétrique, de direction globale N110. Longues d'environ 400 km, elles résultent de la collision de la plaque Ibérique avec la plaque Européenne du Crétacé supérieur au Miocène. (Choukroune et équipe ECORS, 1989 ; Roure et al., 1989 ; Munoz, 1992 ; Vergès et al., 2002 ; Mouthereau et al., 2014 ; Teixell et al., 2016)

Les Pyrénées sont divisées en 5 grands domaines structuraux (Mattauer & Henry, 1979) (Figure 2), du nord au sud :

- Le bassin d'Aquitaine, constituant le bassin d'avant-pays au nord de la chaîne.
- La Zone Nord-Pyrénéenne, caractérisée par une couverture mésozoïque plissée, localement métamorphisée, et la présence de petits massifs paléozoïques.
- La Zone Axiale, constituée par des terrains paléozoïques.
- La Zone Sud-Pyrénéenne, caractérisée par une couverture mésozoïque et cénozoïque plissée.
- Le bassin de l'Ebre, constituant le bassin d'avant-pays au sud de la chaîne.

Ces grands domaines structuraux sont séparés par des discontinuités majeures : le Front Chevauchant Nord-Pyrénéen, la Faille Nord-Pyrénéenne et le Front Chevauchant Sud-Pyrénéen

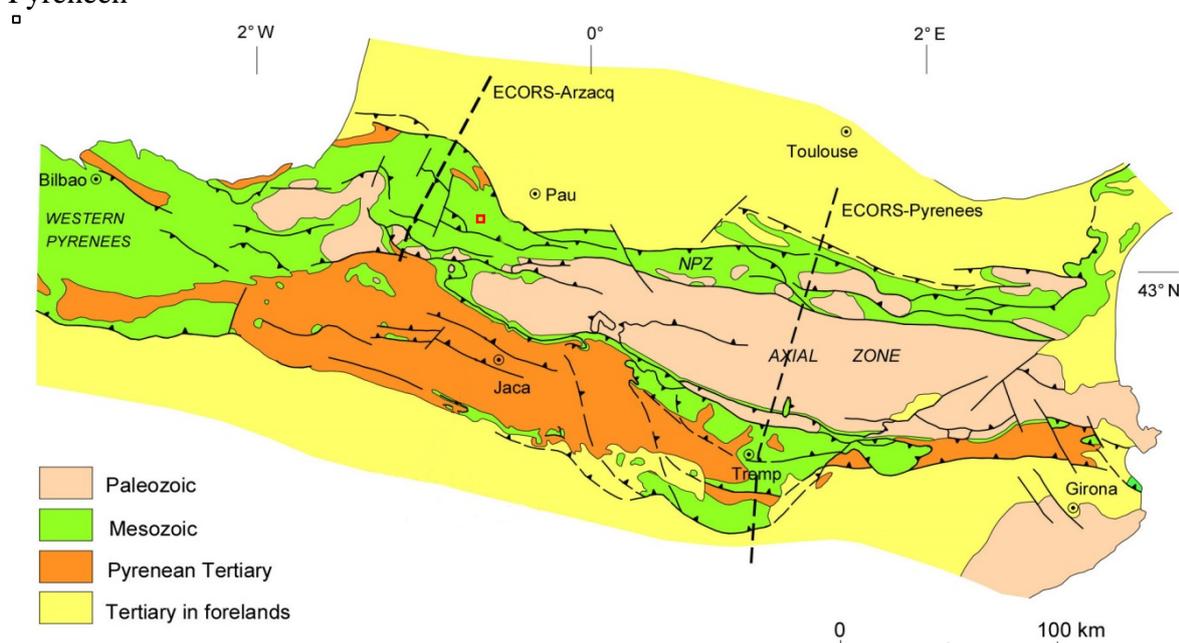


Figure 2: Schéma structural des Pyrénées. La zone d'étude se situe dans la partie centre-ouest de la Zone Nord-Pyrénéenne (encadré rouge, cf figure 4), d'après Teixell, 1998.

L'évolution de la chaîne résulte d'une histoire tectonique polyphasée impliquant un épisode extensif mésozoïque suivi par l'épisode compressif de l'orogénèse pyrénéenne. (Puigdefabregas & Souquet, 1986 ; Souquet, 1977 et articles cités ci-dessus)

Stade pré-rift :

Après le démantèlement de la chaîne Hercynienne durant le Permien, un stade de rifting intracontinental débute au Trias avec le dépôt de la séquence du Trias germanique (grès et conglomérats du Bundstänstein, calcaires du Muschelkalk, évaporites du Keuper).

Par la suite, la région sera marquée du Lias jusqu'à l'Aptien par la présence d'un bassin extensif peu subsident permettant le développement de plateformes carbonatées (James, 1988 ; Lenoble, 1992).

Stade syn-rift :

La rotation de l'Ibérie liée à l'ouverture de l'Atlantique Nord durant le Néocomien (Olivet, 1996) induit un épisode extensif qui culmine à l'Albien. Cet épisode fait encore l'objet d'un débat sur sa cinématique précise, i.e. entre un système extensif pur (Jammes et al., 2009) et un système transtensif sénestre (Olivet, 1996). Cet épisode induit dans la future Zone Nord-Pyrénéenne la création de bassins profonds où se déposent d'épaisses séries de flysch (Choukroune & Mattauer, 1978 ; Souquet et al., 1985). L'activité tectonique syn-sédimentaire est marquée par la présence de fortes épaisseurs de conglomérats et olistolithes sur les marges des bassins (Boirie, 1981 ; Durand-Wackenheim et al., 1981 ; Boirie & Souquet, 1982 ; Peybernes & Garot, 1984 ; Debroas, 1987, 1990 ; Souquet et al., 1991).

Stade orogénique :

La compression débute à la fin du Santonien (83-84 Ma) et se poursuit jusqu'au Miocène inférieur (environ 20 Ma), induisant l'inversion des bassins extensifs et l'édification du prisme orogénique crustal constituant la Zone Axiale. L'orogénèse permet la création de bassin d'avant-pays où s'accumulent d'épaisses séries syn-orogéniques.

La Zone Nord-Pyrénéenne

Structure de la Zone Nord-Pyrénéenne

La Zone Nord-Pyrénéenne est limitée au nord par le Front Chevauchant Nord-Pyrénéen et au sud par la Faille Nord-Pyrénéenne. Elle est caractérisée par la présence :

- d'une couverture mésozoïque plissée et de massifs paléozoïques (massifs Nord-Pyrénéens).
- de séries flyschoïdes du Crétacé, en particulier les bassins du Flysch noir albobénomanien (Souquet et al., 1985), suivi par les flysch du Crétacé Supérieur.
- de corps jusqu'à kilométriques de péridotites (Iherzolites) qui témoignent d'une phase d'exhumation du manteau lors de l'amincissement extrême de la croûte continentale à l'Albien (Lagabrielle & Bodinier, 2008 ; Jammes et al., 2009 ; Lagabrielle et al., 2010)
- d'un métamorphisme de haute température – basse pression daté de 104 à 85 Ma, (Albarède & Michard-Vitrac, 1978 ; Golgberg & Maluski, 1988 ; Golgberg & Leyreloup, 1990 ; Azambre et al., 1991 ; Clerc et al., 2015). Associé à l'extension, il affecte les sédiments mésozoïques dans la Zone Interne Métamorphique et a eu pour conséquence un métasomatisme intense dans les bassins albiens (Boulvais, 2016) et ainsi qu'à l'interface couverture mésozoïque-croûte (Core et al., 2016).

Histoire de la Zone Nord-Pyrénéenne

Les caractéristiques citées ci-dessus témoignent de la formation de marges continentales extensives hyper-étirées durant l'Albien-Cénomanien (Clerc, 2012, Jammes et al., 2009, Lagabrielle et al., 2010). Les mécanismes d'extension crustale ont permis d'exhumer le manteau sous la couverture mésozoïque ou bien sa mise à nu localement au fond des bassins (Lagabrielle et al., 2010 ; Clerc et al., 2016). Cette hyper-extension des marges a eu pour conséquence un métamorphisme haute température – basse pression lié à la remontée de l'asthénosphère et des isothermes (Clerc & Lagabrielle, 2014 ; Vacherat, 2014 ; Clerc et al., 2015). L'exhumation cause la serpentinitisation du manteau et le dépôt de brèches tectono-

sédimentaires remaniant les roches mantelliques ainsi que les séries mésozoïques métamorphiques (Lagabrielle & Bodinier, 2008 ; Lagabrielle et al., 2010 ; Clerc et al., 2012 ; Lagabrielle et al., 2016)

Brèches de la Zone Nord-Pyrénéenne

Un des problèmes particuliers de la Zone Nord-Pyrénéenne est la présence de nombreux corps de brèches dont l'interprétation pose problème depuis des décennies, tant du point de vue de leur origine, tectonique ou sédimentaire, que de leur âge et de leur signification.

Différents types de brèches peuvent être reconnus dans la Zone Nord-Pyrénéenne (Hogrel – Made, 1988) :

- Des brèches présentant une extension régionale tout le long de la Zone Nord-Pyrénéenne. Il s'agit des cargneules du Keuper-Rhétien, des microbrèches volcano-sédimentaires à l'Hettangien inférieur et des brèches dolomitiques grises de l'Hettangien.
- Certaines brèches correspondent à des corps de conglomérats syntectoniques déposés le long des failles normales qui contrôlent les bassins flyschs lors de la structuration du sillon nord-pyrénéen de l'Aptien au Cénomaniens inférieur (Figure 3A). C'est par exemple le cas de brèches aptiennes basco-béarnaises décrites par Combes et Peybernès (1987) et des brèches albo-cénomaniennes dans les bassins des Baronnie et d'Ossun (Debroas, 1990), de la Ballongue (Debroas, 1987), de Camarade et de Nalzen (Baby et al, 1988).
- Des corps bréchiques d'extension et d'origine plus « locale » faisant l'objet de controverses. Distribués tout le long de la Zone Nord-Pyrénéenne, ces brèches remanient les carbonates mésozoïques métamorphiques, parfois associés à des éléments de roches mantelliques.

L'objet du débat s'est concentré depuis longtemps sur la nature et l'âge de ces brèches, en particulier sur les brèches de Lherz qui remanient à la fois lherzolites et calcaires métamorphiques. Parmi les travaux anciens, certains les ont expliquées par des mécanismes sédimentaires (Choukroune, 1973), d'autres ont proposé des mécanismes tectoniques (Debroas et al., 1977 ; Dauteuil et al., 1987). Leur âge a été considéré comme étant mésozoïque ou cénozoïque (Meurisse, 1974).

Certaines brèches remaniant des carbonates dans la partie ouest de la Zone Nord-Pyrénéenne ont été interprétées comme liées à la croissance de diapirs (Figure 3D). Lors de la dissolution d'évaporites dans un diapir, la couverture au toit s'effondre et il se crée alors des brèches de dissolution-collapse (Canérot & Lenoble, 1993 ; James & Canérot, 1999 ; Canérot et al., 2005). De plus, la croissance du diapir induit une déstabilisation qui se traduit par une remobilisation de la couverture formant alors des brèches sédimentaires aux flancs du diapir (Canérot et Lenoble, 1989). Récemment, des brèches de ce type présentes dans l'Albien du bassin basque ont été interprétées dans le cadre de séquences halocinétiques (Poprawski et al, 2016).

Dans les années 2000, différents corps de brèches de la Zone Nord-Pyrénéenne ont été attribués au Paléocène (Danien supérieur – Sélandien inférieur) à partir de l'identification de foraminifères planctoniques présents dans une matrice argilo-gréseuse post-métamorphique (Fondécave-Wallez et al., 2006). Ces brèches seraient ainsi postérieures à la tectonique finicrétacée et témoigneraient d'un sillon marin paléocène présent tout le long de l'orogène

pyrénéen (Peybernes et al., 2002a) (Figure 3B). L'âge paléocène de ces brèches et l'existence de ce sillon marin restent néanmoins controversés (Canérot et al., 2004 ; Canérot et al., 2006).

Dernièrement, les brèches remaniant carbonates métamorphiques et lherzolites ont été réinterprétées comme des brèches sédimentaires témoignant de l'exhumation du manteau sous-continentale par amincissement crustal extrême (Lagabrielle & Bodinier, 2008 ; Lagabrielle et al., 2010 ; Clerc et al., 2012 ; Clerc et al., 2013 ; Clerc et al., 2016 ; Lagabrielle et al., 2016 ; de Saint-Blanquat et al., 2016). L'exhumation induit une fracturation des carbonates métamorphiques lors du passage de la limite ductile-fragile (Figure 3C). Cette fracturation peut éventuellement aboutir à un remaniement sédimentaire associant des éléments du manteau et de la couverture, formant alors des brèches tectono-sédimentaires.

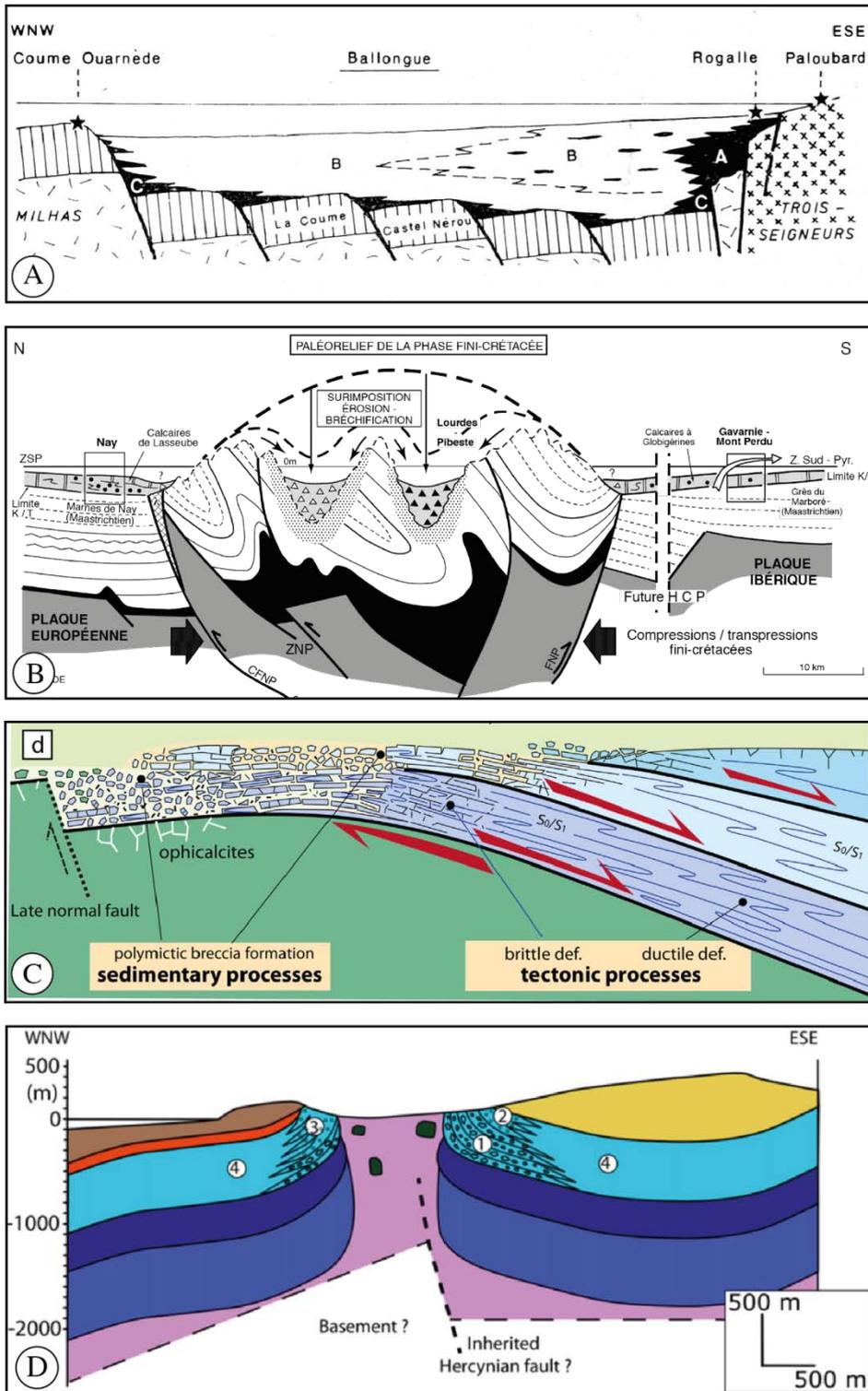


Figure 3: Synthèse des principaux modèles de formation des brèches de la Zone Nord-Pyrénéenne. A: Mise en place de conglomérats par le biais de failles synsédimentaires lors de l'ouverture des bassins albo-cénomaniens, d'après Debroas, 1987. B: Mise en place de brèches d'âge paléocène dans un sillon marin le long de l'orogène Pyrénéen, d'après Peybernes et al., 2002a. C: Bréchification lors de l'exhumation mantellique causée par le passage du milieu ductile à fragile, d'après Lagabrielle et al., 2016. D: Formation de brèches en lien avec la croissance d'un diapir, d'après Poprawski et al., 2016.

Les Chaînon Béarnais

Structure des Chaînon Béarnais

Les Chaînon Béarnais correspondent à la partie centre-ouest de la Zone Nord-Pyrénéenne (Figure 4). Ils sont constitués d'une couverture mésozoïque décollée au niveau du Trias évaporitique (Keuper) et plissée. Ce plissement est caractérisé par des anticlinaux à cœur de Trias et des synclinaux de flysch albo-cénomaniens.

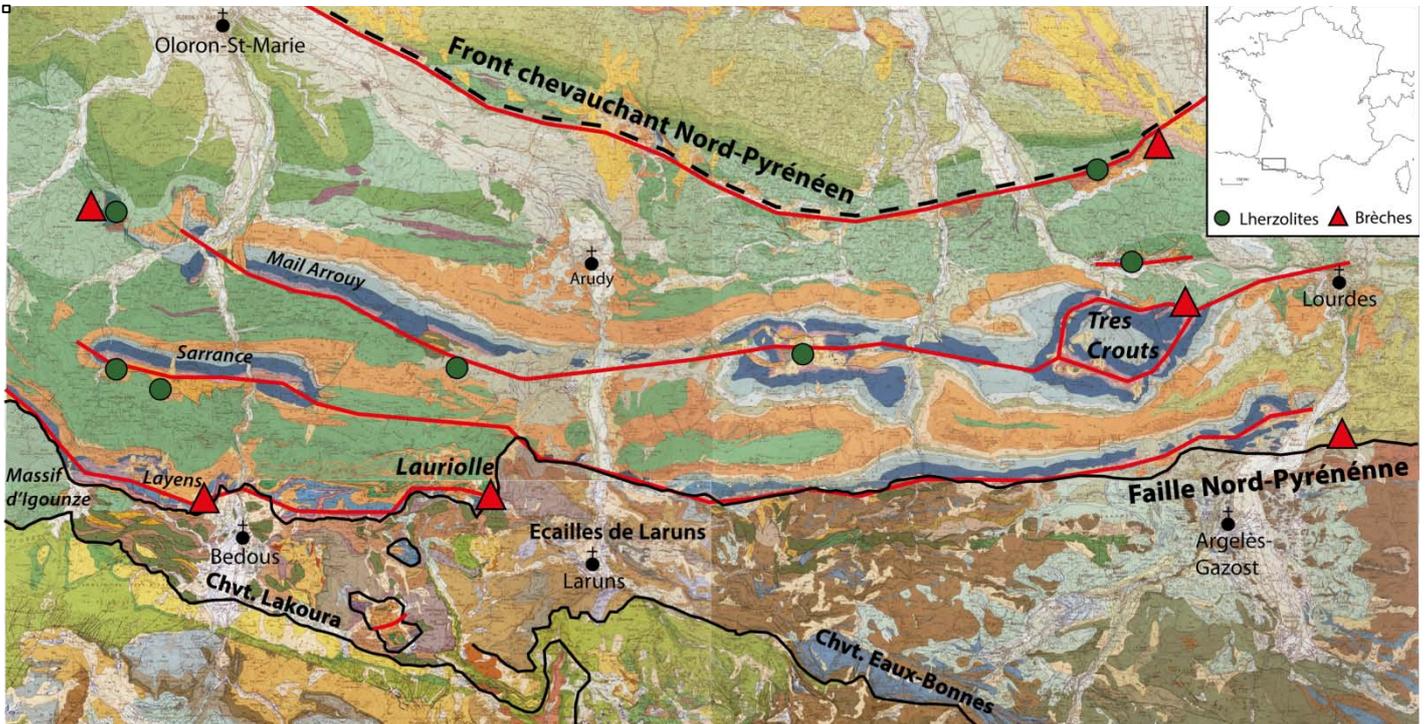


Figure 4: Structure générale des Chaînon Béarnais, les traits rouges matérialisent les rides diapiriques. D'après Labaume et Teixell, 2014, sur fond des cartes géologiques du BRGM d'Oloron Sainte Marie (NW), Laruns-Somport (SW), Lourdes (NE) et Argelès-Gazost (SE).

Lithostratigraphie des Chaînon Béarnais

Au-dessus du niveau de décollement du Trias, les Chaînon Béarnais sont constitués d'une série mésozoïque pré-rift composée de carbonates de plate-forme (calcaires et dolomies) du Jurassique à l'Aptien supérieur (Lenoble, 1992 ; James, 1988). Ces carbonates sont surmontés par des marnes à spicules de l'Aptien terminal-Albien inférieur suivies par le Flysch noir albien. Au nord, l'Albien est suivi par l'épaisse série des flyschs du Crétacé supérieur qui passe au Tertiaire au niveau du Front Chevauchant Nord-Pyrénéen. Des logs détaillés sont donnés plus loin dans le mémoire pour chacun des deux secteurs étudiés.

Un évènement émerusif daté du Jurassique terminal est présent dans la région. L'érosion liée à cette émergence entaille les séries du Jurassique et est marquée par le dépôt de bauxite (Combes et al., 1998 ; Canérot et al., 1999). Cette érosion est plus intense à l'ouest et au sud, avec une érosion jusqu'au Dogger au sud-ouest tandis qu'elle n'est présente que localement à l'est.

Histoire géodynamique des Chaînon Béarnais

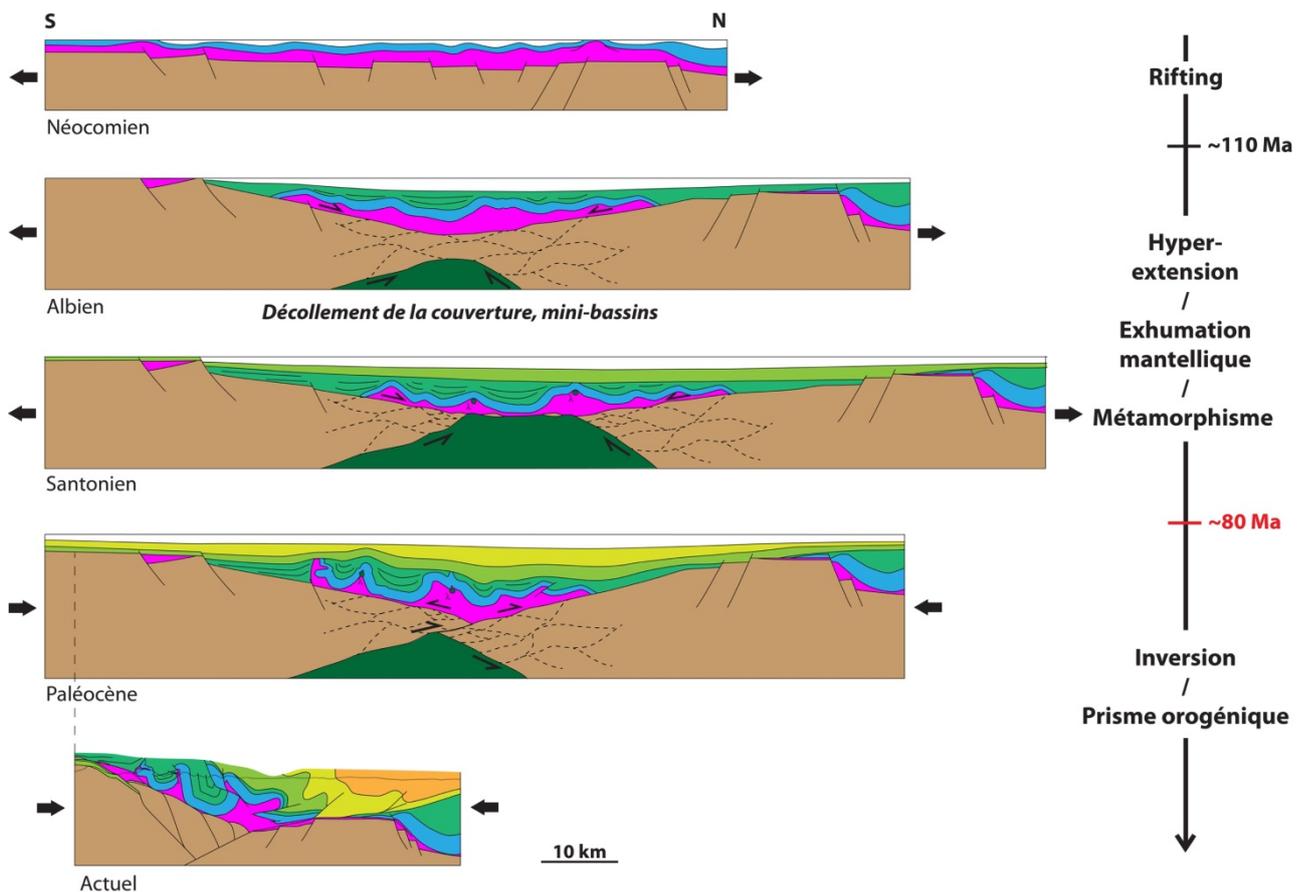
De même que l'ensemble de la Zone Nord-Pyrénéenne, les Chaînon Béarnais ont subi l'extension crétacée suivie de l'orogénèse pyrénéenne à partir du Santonien supérieur (Figure 5).

La tectonique salifère liée au Keuper évaporitique a pris une part importante dans cette évolution et marque profondément la structure des Chaînon Béarnais (Canérot et al, 2005 ; Canérot & Lenoble, 1993 ; James & Canérot, 1999). Cela se manifeste par le décollement

général de la série de couverture et la présence de rides diapiriques. Ces diapirs se sont initiés durant l'extension du Jurassique – Néocomien ainsi qu'en atteste les érosions marquant cette série (Canérot, 1988). A l'Albo-Cénomanién, l'hyper-extension induit le glissement de la couverture en bas de marge ainsi que la création de mini-basins. (Labaume & Teixell, 2014 ; Teixell et al., 2016).

La déformation se poursuit lors de l'inversion au Santonien avec la reprise en compression des structures extensives héritées et le resserrement des diapirs.

A partir de cette période, l'halocinèse n'est plus présente car les évaporites triasiques ont subi le métamorphisme HT-BP qui les a fait largement disparaître (Corre & Lagabrielle, communication personnelle). L'halocinèse se poursuit néanmoins dans le bassin d'Aquitaine et au niveau du Front Chevauchant Nord-Pyrénéen.



Labaume et Teixell (2014, modifié)

Figure 5: Modèle géodynamique des Chaînes Béarnaises. Celui-ci inclut le glissement de la couverture sédimentaire lors de l'extension mésozoïque, l'exhumation mantellique en lien avec un métamorphisme HT-BP, puis une inversion des structures en compression à partir du Santonien supérieur. D'après Labaume & Teixell, 2014.

Partie 2 : Méthodologie

L'étude de terrain

Dans chacun des domaines étudiés nous avons fait une étude de terrain détaillée qui nous a permis de produire une carte géologique ainsi que des coupes structurales. Nous avons échantillonné les différents faciès de brèches et de roches encaissantes. Les surfaces sciées des échantillons ont été enduites de résine époxy et scannées afin d'étudier les textures d'échelle centimétrique. Des lames minces ont été fabriquées à partir de cet échantillonnage afin de réaliser une étude pétro-structurale incluant microscopie optique en LPNA/LPA et cathodoluminescence, microscopie électronique à balayage et détermination des températures maximales par spectrométrie Raman de la matière carbonée.

La cathodoluminescence

La cathodoluminescence (CL) est une méthode d'imagerie basée sur la luminescence caractéristique dans le visible et dans l'ultraviolet de certains minéraux. Elle est causée par un bombardement d'électrons à énergies élevées qui est émis par une cathode dans une chambre à échantillon sous vide. Les minéraux comme le quartz, les feldspaths ou les carbonates interagissent avec ces électrons en émettant des photons. Selon la chimie du minéral, certains éléments jouent le rôle d'activateur de la CL, ou à l'inverse d'inhibiteur, ce qui détermine les différentes teintes de luminescence. La CL peut être observée en microscope optique (cas de ce travail) ou électronique, les échantillons étant la plupart du temps des lames minces polies. En microscopie optique, l'avantage est de pouvoir alterner très rapidement entre lumière transmise et CL.

La CL est particulièrement utilisée pour l'analyse des roches sédimentaires car elle apporte des informations sur la diagenèse. Dans les minéraux carbonatés, le manganèse est un activateur tandis que le fer est un inhibiteur. On peut ainsi visualiser les différentes phases de cimentation et, en couplant l'observation en CL avec des analyses chimiques, avoir une idée de l'environnement dans lequel le ciment a cristallisé (e.g., [Bussolotto et al., 2015](#)).

La microscopie électronique à balayage

Le microscope électronique à balayage est un outil d'imagerie de surface par la récupération de signaux induits par le bombardement d'un faisceau d'électron sur un échantillon. Ce bombardement est issu d'une cathode dans une enceinte sous vide. Les différents signaux renvoyés par l'échantillon sont des électrons secondaires, des électrons primaires rétrodiffusés, des électrons d'Auger, des rayons X ainsi que de la lumière. Les principaux signaux récupérés sont les électrons primaires rétrodiffusés et les électrons secondaires mais d'autres signaux peuvent être récupérés si la machine est équipée des capteurs adaptés. Dans ce travail, nous avons utilisé les électrons primaires rétrodiffusés qui permettent d'imager la composition chimique de l'échantillon par une gamme de gris dépendant du poids moléculaire des minéraux. La spectrométrie EDX associée au MEB a permis de déterminer de façon semi-quantitative l'abondance des éléments présents dans les différentes phases minérales.

La spectrométrie Raman de la matière carbonée

La spectrométrie Raman de la matière carbonée (RSMC) est un outil utilisé comme géothermomètre quantitatif pour les sédiments ayant subi des températures dans un intervalle

de 180 à 650°C. Le caractère irréversible de la transformation de la matière carbonée lors de la graphitisation permet d'en déduire un pic de température maximal dans un cycle métamorphique (Beyssac et al., 2002). Il existe deux calibrations différentes : la calibration de Beyssac et al. (2002, 2003) pour des températures de 330 à 650°C, et celle de Lahfid et al. (2010) pour des températures de 180° à 330°C.

Un spectre de matière carbonée présente plusieurs bandes caractéristiques et dépendantes de la température atteinte dans l'échantillon (Figure 6) :

- Une bande G sensu-stricto à environ 1580 cm-1.
- Une bande D1 à environ 1350 cm-1.
- Une bande D2 à environ 1620 cm-1 qui épaula la bande G.
- Une bande D3 à environ 1500 cm-1.
- Une bande D4 à environ 1200 cm-1.

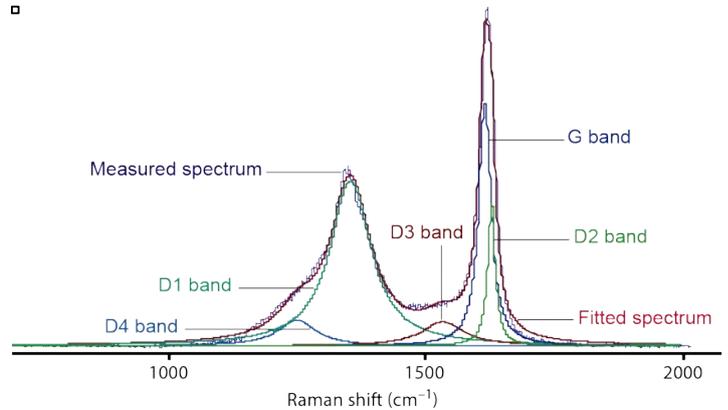


Figure 6: Spectre Raman de la matière carbonée : les bandes caractéristiques le composant sont une bande G à 1580 cm-1, une bande D1 à 1350 cm-1, une bande D2 à 1620 cm-1, une bande D3 à 1500 cm-1, une bande D4 à environ 1200 cm-1. D'après Lahfid et al, 2010.

Dans un carbone faiblement organisé (ayant subi un faible métamorphisme), il est impossible de séparer les bandes D2 et G (Figure 7), le spectre ne présentant qu'une bande aux alentours de 1600 cm-1 (Beyssac et al., 2002). Par ailleurs la bande D4 peut être visible.

L'acquisition se fait sur lame mince polie en visant des particules de matière carbonée situées derrière un minéral de recouvrement (calcite) afin de s'affranchir des erreurs pouvant être liées au polissage de la lame. Il faut environ 30 à 60 secondes pour l'acquisition d'un spectre, un minimum de 10 spectres acquis à différents lieux dans la lame mince étant nécessaires pour que la mesure soit validée.

Les mesures ont été faites au laboratoire du BRGM d'Orléans avec un spectromètre RENISHAW inVia possédant un laser Argon délivrant un rayonnement de 514,5 nm. Nous avons utilisé le logiciel Peakfit afin d'analyser les bandes de spectres et la calibration de Beyssac et al. (2002) afin de calculer des températures.

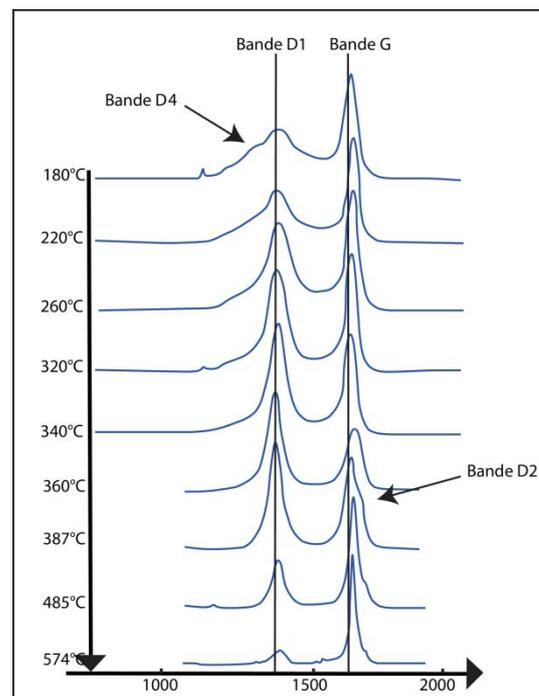


Figure 7: Géométries des spectres Raman de la matière carbonée en fonction de la température. Modifié d'après Lahfid, 2008.

Partie 3 : Les brèches du pic de Lauriolle

Le secteur du Lauriolle

Localisation

Les brèches du Lauriolle, constituant le pic du même nom (1858 m), se situent dans la partie centro-méridionale des Chaînes Béarnaises, à l'extrémité orientale du chaînon de l'Ourdinse (Figure 8, localisation sur la Figure 4).

Le socle paléozoïque, localement recouvert par le Trias, est présent à l'est et au sud du secteur. Il correspond à des unités chevauchantes vers le sud (écailles de Laruns) créées lors de la compression pyrénéenne du socle de la Zone Axiale et elles-mêmes chevauchées par les Chaînes Béarnaises.

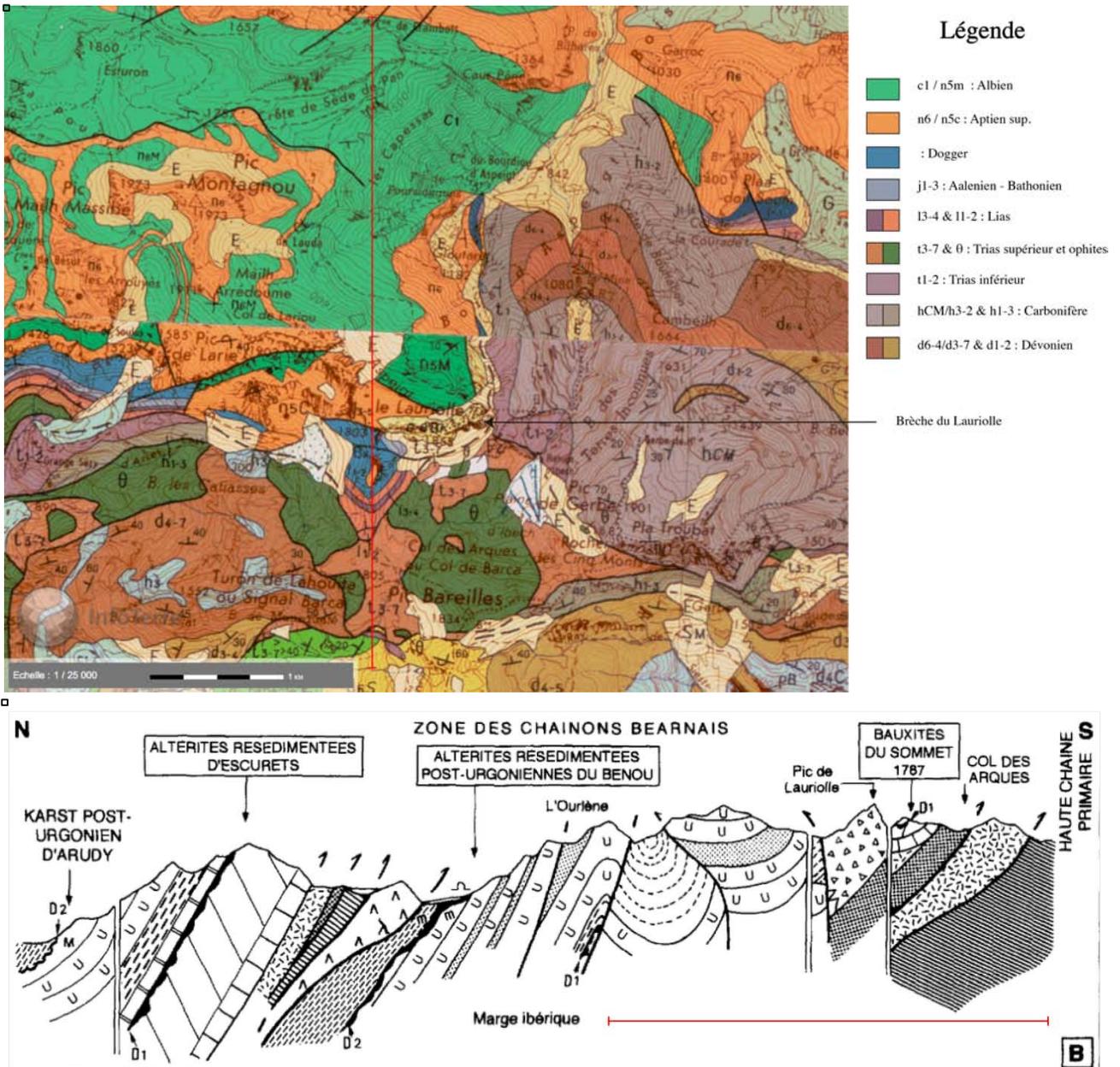


Figure 8: A: Localisation du secteur du Lauriolle, situé à cheval sur les cartes géologiques du BRGM de Laruns-Somport (sud) et d'Oloron-Saint-Marie (nord; localisation sur la figure 4). B: Coupe structurale des Chaînes Béarnaises traversant le pic de Lauriolle, d'après Canérot et al. (1999); le trait rouge localise sur la carte la partie sud de la coupe

Etat des connaissances sur les brèches du Lauriolle

Les brèches du Lauriolle ont été décrites pour la première fois par Canérot (1964). D'abord considérées comme un marqueur de la distension mésozoïque localisé au niveau d'une zone de failles de socle orientées WSW-ENE (Canérot & Delavaux, 1986), elles ont ensuite été interprétées comme le résultat de l'effondrement d'un diapir (brèches de collapse dans des cuvettes de dissolution) (Canérot & Lenoble, 1993 ; James & Canérot, 1999 ; Canérot et al., 2005). Elles ont ensuite été revisitées par Peybernès et al. (2002b) qui y ont décrit des foraminifères planctoniques qui dateraient ces brèches au Paléocène (Danien-Sélandien). Pour ces auteurs, les brèches rempliraient d'anciens canyons sous-marins et seraient discordantes sur les plis fini-crétacés.

En raison de ces interprétations divergentes, du mauvais raccord qui existe entre les cartes géologiques au 1/50.000 de Laruns-Somport (au sud) et d'Oloron Sainte-Marie (au nord) (Figure 8) et des différences entre les coupes structurales publiées (Figure 9), la structure du secteur et l'origine des brèches du Lauriolle restent mal contraints.

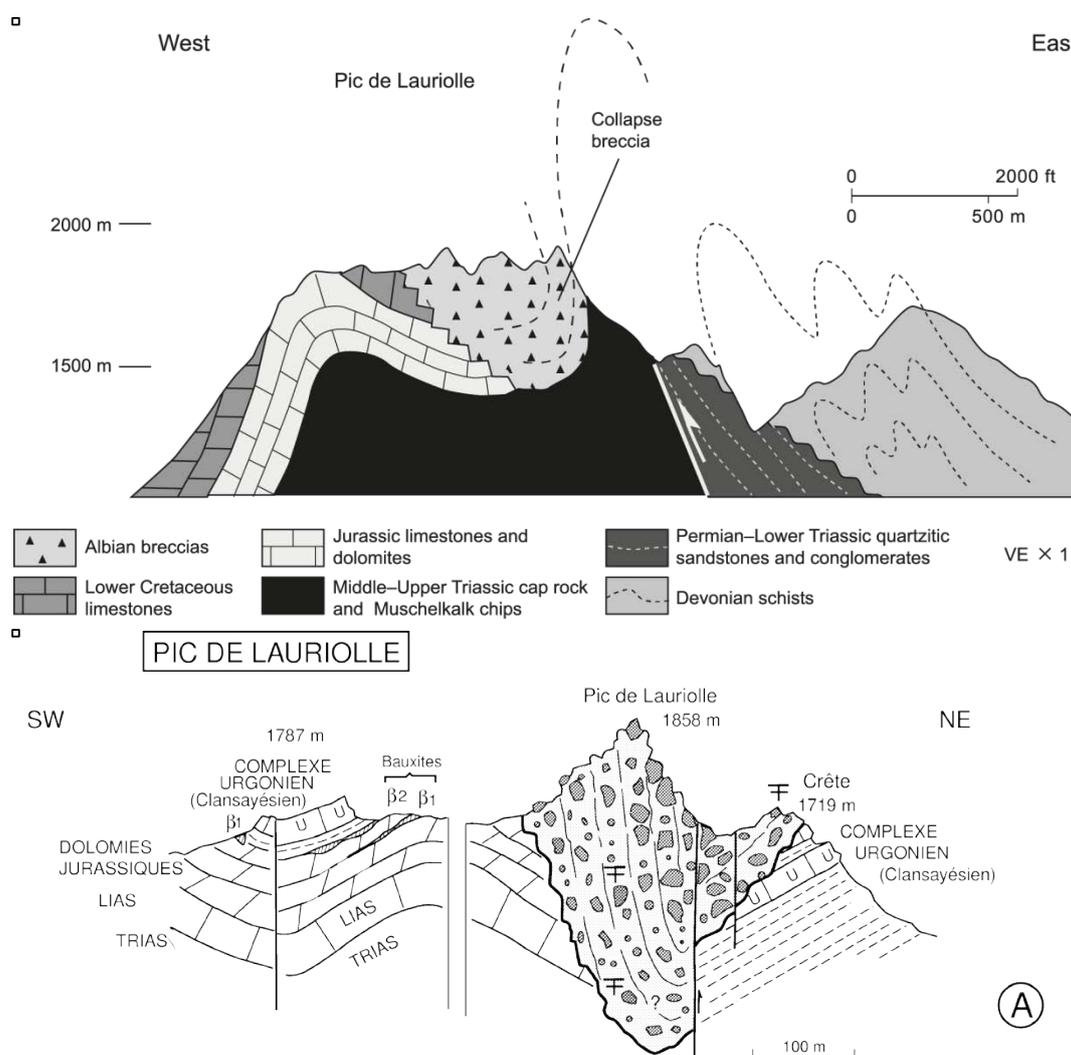
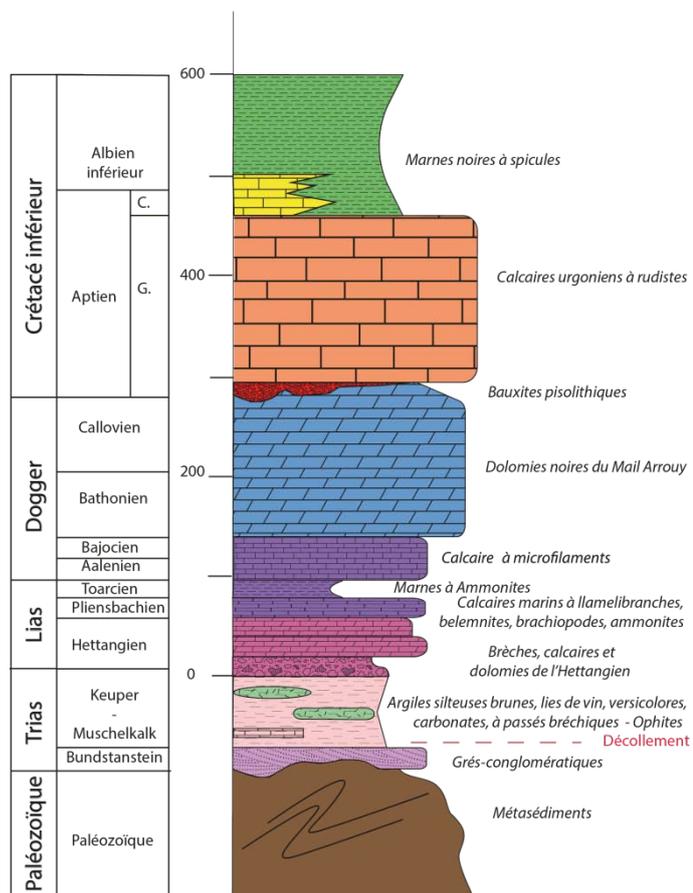


Figure 9: Coupes structurales du Pic de Lauriolle. En haut : coupe proposée par Canérot et al. (2005), issue de Canérot et Lenoble. (1993). En bas : coupe proposée par Peybernès et al. (2002b)

Etude de terrain du secteur du Lauriolle

Lithostratigraphie du Lauriolle



La succession mésozoïque du secteur du Lauriolle (Figure 10) est composée de bas en haut des grès conglomératiques du Trias inférieur, de carbonates, argilites versicolores et ophites du Trias moyen et supérieur, de calcaires et marno-calcaire du Lias-Dogger, de dolomies noires du Dogger, de calcaires urgoniens de l'Aptien supérieur (Gargasien), de marnes noires à spicules de l'Aptien terminal (Clansayésien) à Albien inférieur contenant des intercalations de calcaires de faciès urgonien avec lesquels elles présentent des passages latéraux (Lenoble, 1992). Des bauxites sont localement présentes au sommet des dolomies et marquent l'érosion régionale fini-jurassique caractéristique de la bordure sud des Chaînes Béarnais. La série carbonatée pré-rift (Jurassique à Gargasien) a une puissance de 400 à 600 m.

Figure 10: Log lithostratigraphique du secteur du Lauriolle. D'après la notice de la carte géologique du BRGM de Laruns-Somport.

A l'exception des dolomies du Dogger, les carbonates et marnes mésozoïques présentent une déformation syn-métamorphique caractérisée par une foliation subparallèle à la stratification souvent intense (Figure 11). Une linéation minérale est localement observable sur la foliation. Elle se présente dans le secteur en deux familles de direction, NE-SW et E-W (Figure 13).



Figure 11: Facies des carbonates du secteur du Lauriolle affectés par une déformation syn-métamorphique marquée par une foliation subparallèle à la stratification. A : Calcaire du Lias. B : Calcaire urgonien à rudistes aplatis de l'Aptien supérieur. C : Marnes à spicules de l'Aptien terminal-Albien.

Structure générale du Lauriolle

La série mésozoïque carbonatée est affectée par un vaste synclinal déversé vers le nord et à cœur de marnes à spicules (Figure 12, Figure 13 et Figure 14). Le flanc nord a une polarité normale avec des pendages d'environ 15° N tandis que le flanc sud a une polarité inverse avec des pendages d'environ 50° S.

Au sud, une butte témoin est présente en série normale. La relation entre cette série normale et la série inverse du flanc sud du synclinal se fait dans les dolomies du Dogger. Toutefois, un simple anticlinal ne peut être envisagé car les épaisseurs stratigraphiques ne pourraient pas être respectées avec une telle structure. De plus, les calcaires liasiques sous les dolomies du Dogger ne présentent pas une géométrie anticlinale.

Nous faisons l'hypothèse d'un contact de type « weld » localisé dans les dolomies pour séparer les deux séries normale et inverse. Mais l'intense fracturation des dolomies ne permet pas de déterminer précisément la localisation et les modalités du contact.

Les dolomies du Dogger ainsi que les calcaires liasiques présentent une épaisseur plus forte dans le flanc sud du synclinal que dans le flanc nord.

Dans les dolomies, cette différence d'épaisseur peut être liée à l'érosion fini-jurassique qui peut entailler profondément la série jurassique comme le prouvent les bauxites pisolithiques au toit des dolomies de la butte témoin sud (Combes et al., 1998 ; Canérot et al., 1999)

Pour le Lias, il est difficile de déterminer s'il s'agit de différences d'épaisseurs stratigraphiques ou résultant d'une abrasion en profondeur liée à la tectonique salifère ou encore de la déformation extensive crétacée.

A l'est, un contact N-S sépare la série mésozoïque plissée de l'unité paléozoïque des Cinq Monts.

Canérot (2001) considère qu'il s'agit d'un chevauchement vers l'ouest du Paléozoïque sur le Mésozoïque. Toutefois, la cartographie montre que la série mésozoïque est présente jusqu'à sa base de Keuper tout le long du contact, ce qui nous amène à considérer que le contact est plutôt une rampe latérale de l'unité chevauchante vers le sud des Cinq Monts, drapée par la série mésozoïque.

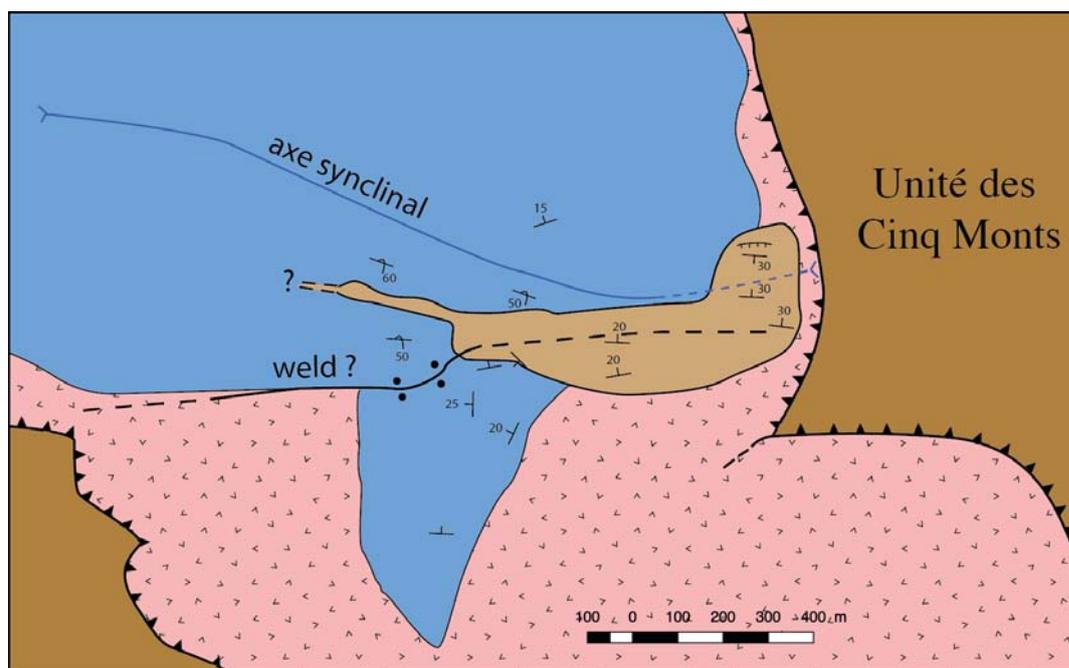


Figure 12: Schéma structural du secteur du Lauriolle avec en marron foncé les terrains paléozoïques et le tégument de Trias inférieur, en rose le Trias supérieur (Keuper), en bleu la série plissée mésozoïque, en marron clair le corps bréchiq ue du Lauriolle.

Légende

Unités géologiques (faciès)

- Eboulis
- Brèche du Lauriolle
- Marnes
- Calcaire
- Aptien supérieur (Calcaire argonien)
- Bauxite
- Dogger (Dolomie)
- Lias (Calcaire)
- Trias supérieur (Keuper)
- Ophite
- Trias inférieur (Grès)
- Paléozoïque (Calcaires dévoniens et flysch carbonifère)

Pendage

- Inverse
- Normal
- Linéation

Contact

- Faille inverse - Chevauchement
- Indéterminé
- Weld

Trace de bancs

- Trace de bancs
- Trace de coupe
- Axe synclinal
- Panorama

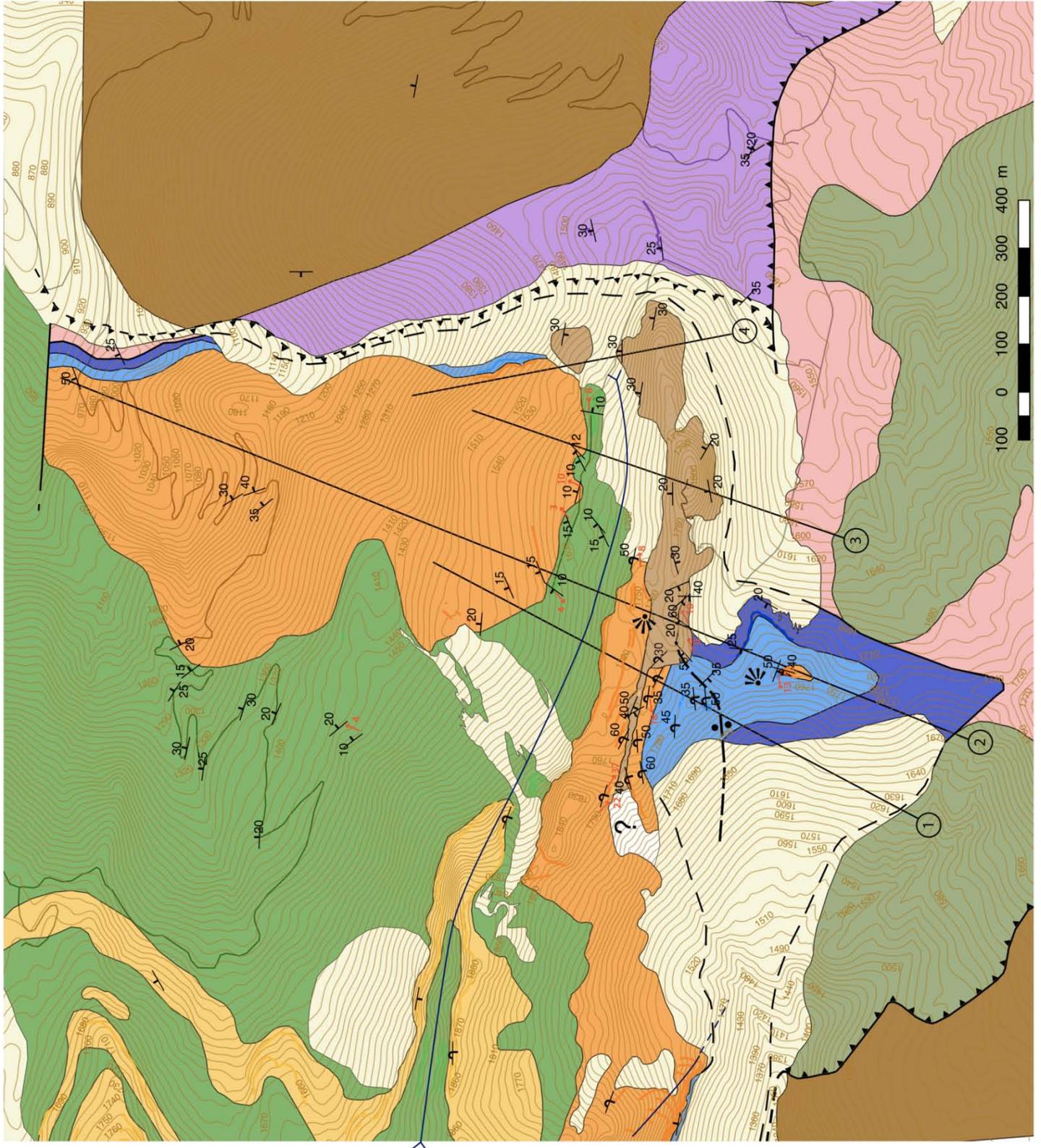


Figure 13: Carte géologique du secteur du Lauriolle.

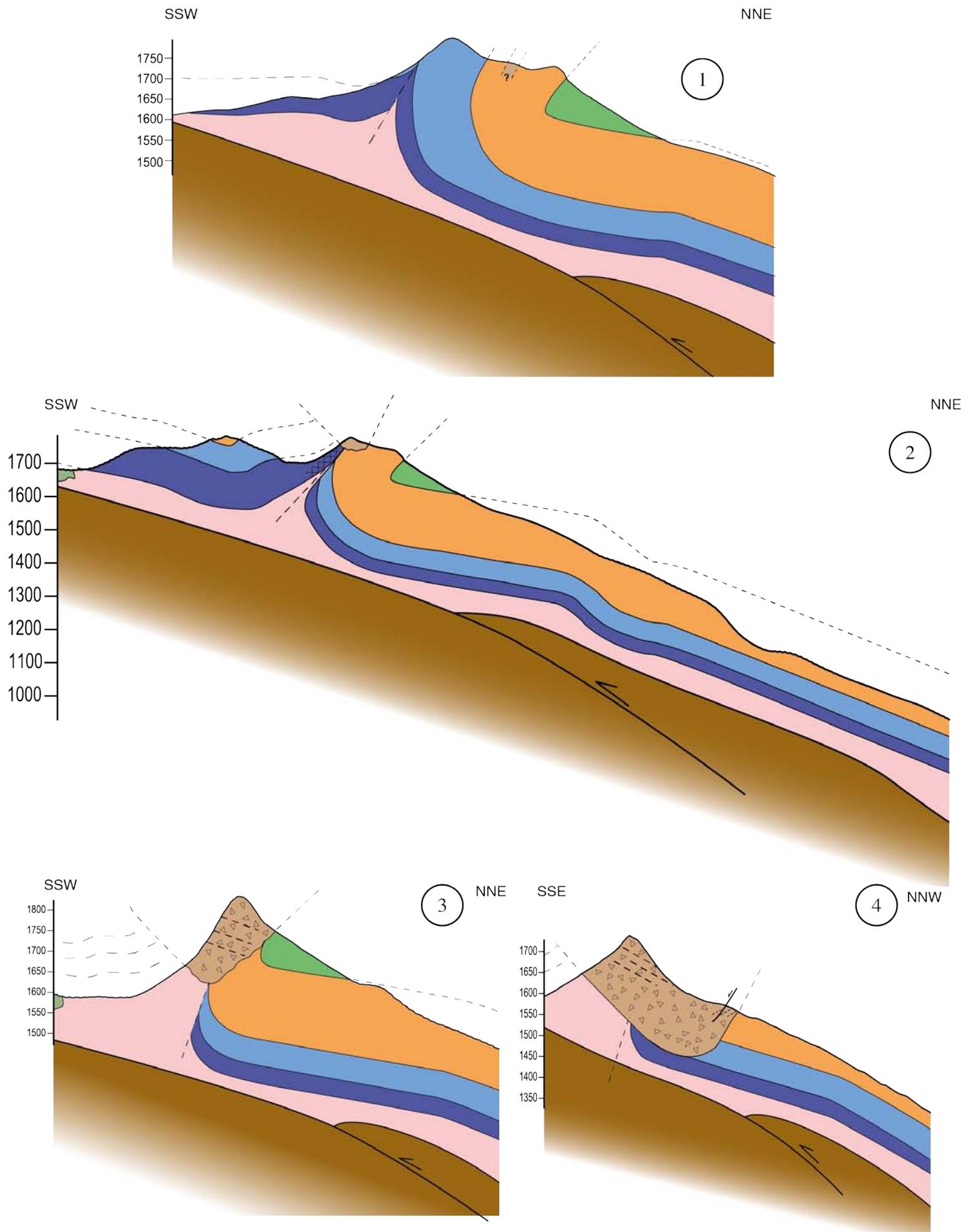


Figure 14: Coupes structurales du secteur du Lauriolle (localisation sur la Figure 13, même légende que cette dernière)

Les brèches du Lauriolle

Le corps bréchiq ue du Lauriolle présente une forme allongée suivant la direction est-ouest, avec une longueur d'un kilomètre et une largeur atteignant 200-300 m (Figure 12 Figure 13 et 15).

La masse bréchiq ue principale, qui forme le pic de Lauriolle (1858 m) bien marqué dans la topographie, est située dans le prolongement vers l'est du flanc inverse du synclinal, avec un passage latéral des carbonates mésozoïques aux brèches. Au sud, les brèches reposent probablement sur le Keuper, mais le contact n'est pas visible en raison des éboulis de versant. A l'ouest, une bande étroite de brèches s'étend sur les carbonates aptiens du flanc inverse.

Au nord-est, un petit massif bréchiq ue isolé par les éboulis est séparé des carbonates du flanc normal du synclinal par un contact sub-vertical NNE-SSW. Les marnes à spicules du cœur du synclinal semblent reposer sur les brèches du flanc nord et contre les brèches du flanc sud, mais les contacts sont masqués par les éboulis.

Nous avons reconnu deux types de brèches composant les « brèches du Lauriolle » : des brèches monogéniques et des brèches polygéniques.

Les brèches monogéniques correspondent à des brèches formées in-situ dans les carbonates de la série mésozoïque, i.e. les calcaires du Lias-Dogger, les dolomies du Dogger et les calcaires aptiens. Ce sont des brèches à support clastique avec des clastes millimétriques à décimétriques, anguleux à sub-anguleux et un ciment sparitique. Les clastes calcaires comportent une foliation et une linéation minérale anté-bréchification (Figure 16 A,B).

Les brèches polygéniques sont composées de clastes millimétriques à décimétriques, sub-anguleux à sub-arrondis, avec une texture à support clastique et un fin liant gris clair (Figure 16 C,D). Toutefois, le support est plutôt par le liant dans les volumes formés par des clastes millimétriques. Les clastes sont des carbonates pré-rift de la série mésozoïque locale (calcaires du Lias-Dogger, dolomies du Dogger, calcaires aptiens), présentant une foliation et une linéation minérale anté-bréchification. Des clastes jusqu'à décimétriques de cargneules du Trias et de métasédiments du Paléozoïque sont localement présents. Nous n'avons pas formellement identifié de marnes à spicules ; certains auteurs rapportent leur présence (Lenoble, 1992 ; Peybernes et al., 2002b ; notice de la carte BRGM de Laruns-Somport) alors que d'autres les disent absentes (Canérot et Lenoble, 1993). La stratification des brèches polygéniques est en général peu visible, mais une stratification très fruste en bancs plurimétriques peut néanmoins être observée dans les falaises (Figure 17). Les clastes ont des orientations quelconques par rapport à leur stratification interne, mis à part les blocs décimétriques qui ont une forme allongée suivant leur stratification interne et sub-parallèle à la stratification générale de la brèche. Nous n'avons pas observé de couches présentant un litage sédimentaire interne. On notera que les brèches des deux types, mono et polygéniques, sont affectées par des stylolites (Figure 16)

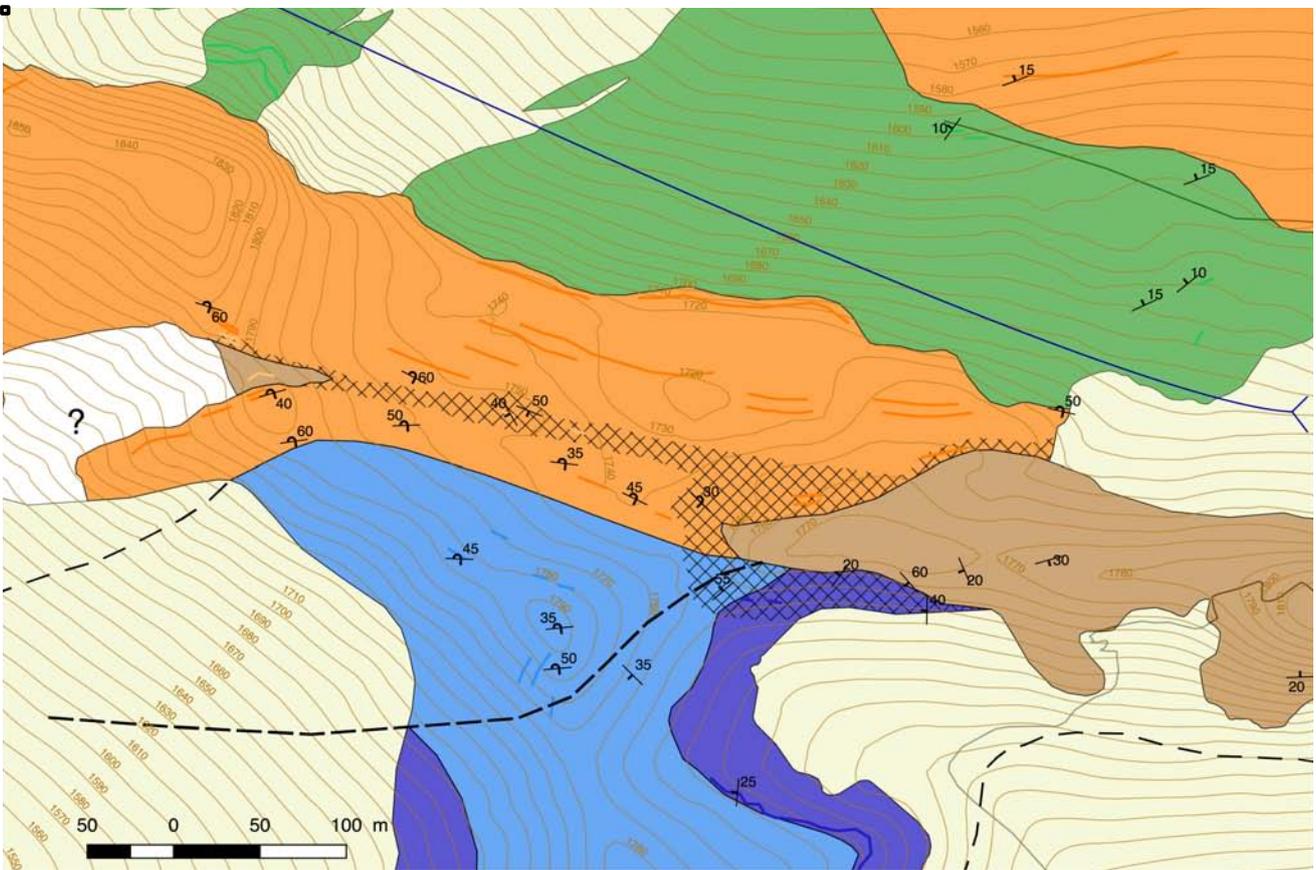


Figure 15: Détail de la carte géologique de la brèche du Lauriolle. Les croisillons marquent les brèches monogéniques et la couleur beige les brèches polygéniques.



Figure 16: Les Brèches du Lauriolle. A : Brèche monogénique à l'affleurement. B : Brèche monogénique en scan de surface sciée. C : Brèche polygénique à l'affleurement. D : Brèche polygénique en scan de surface sciée.

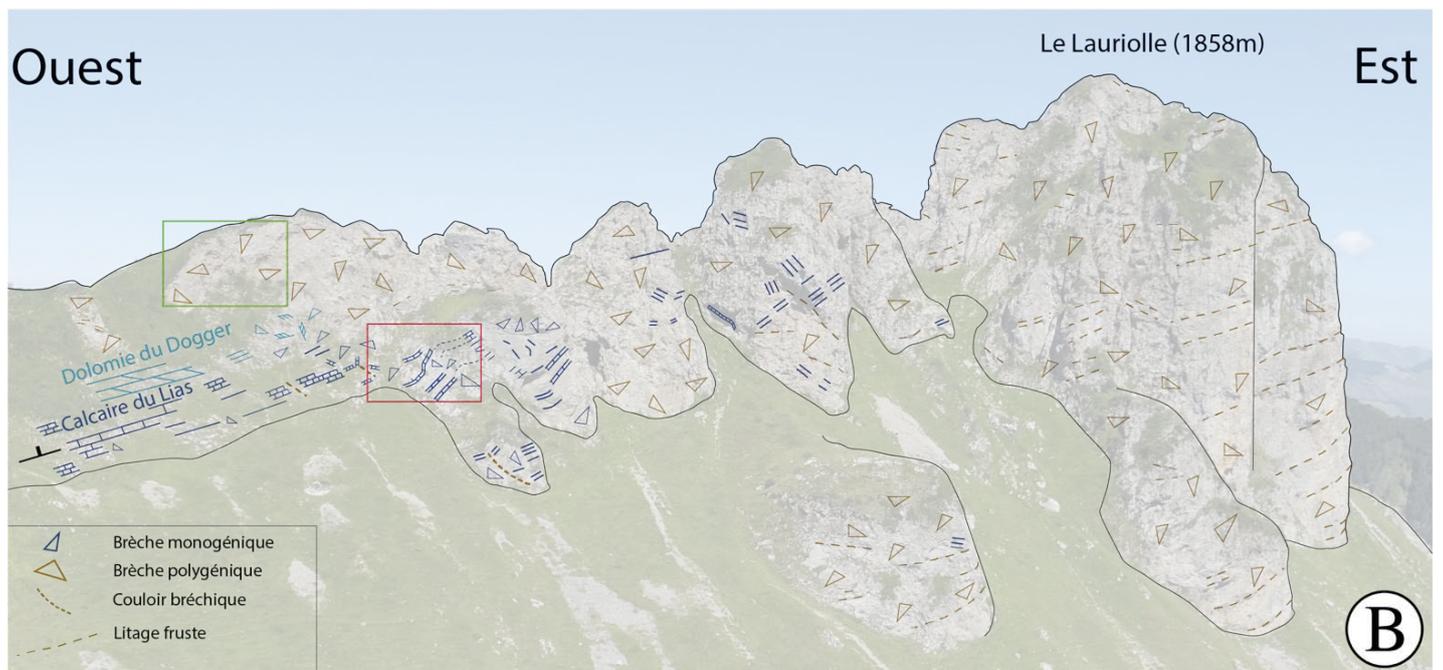


Figure 17: A: Panorama du flanc sud-ouest du corps bréchié principal du Lauriolle. B: Interprétation du panorama. C: Affleurement montrant des panneaux de calcaires du Lias englobés dans la brèche monogénique formée des mêmes calcaires (cf. cadre rouge sur l'image B). D: Affleurement montrant la texture hétérométrique des brèches polygéniques (cf. cadre vert sur l'image B).



Sud

Nord

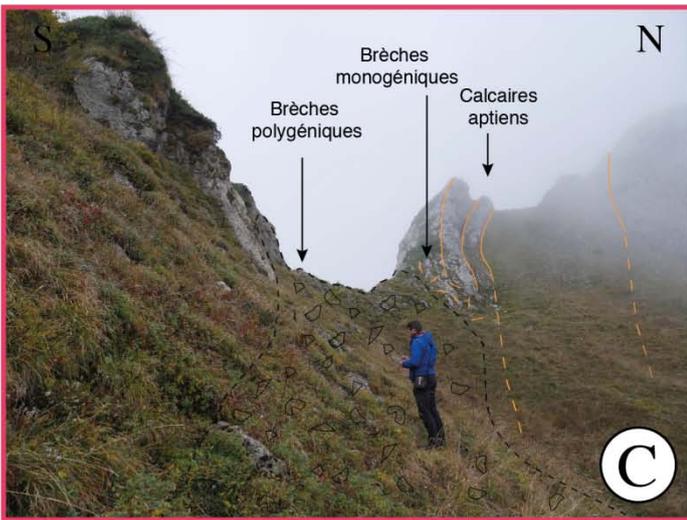
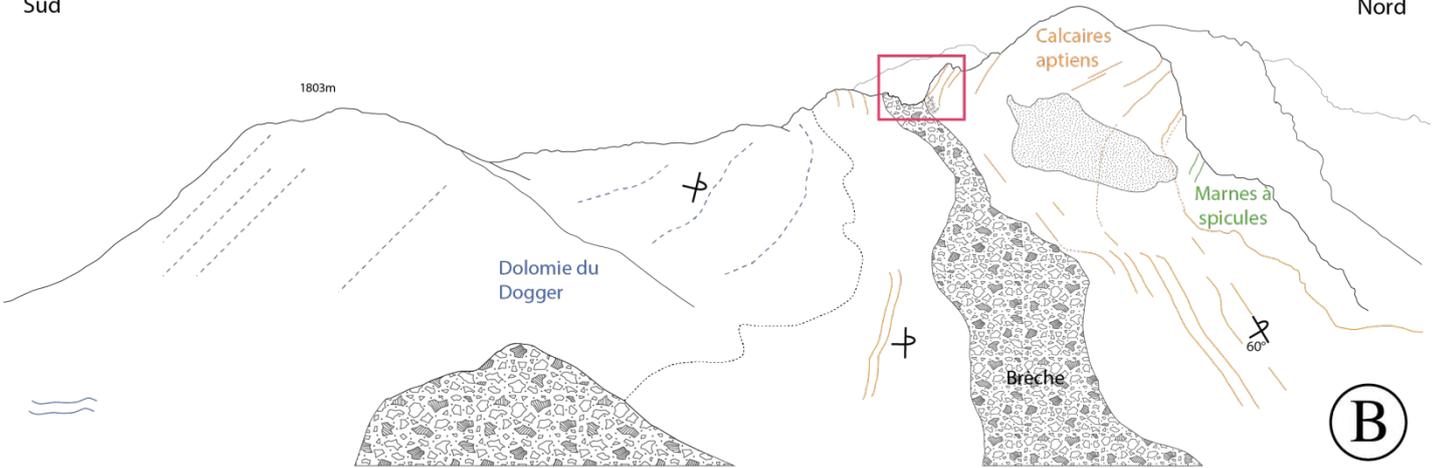


Figure 18: A : Panorama à l'ouest du pic de Lauriolle. B: Interprétation du panorama illustrant la bande étroite de brèches intercalées dans les calcaires aptiens du flanc inverse du synclinal. C: Affleurement montrant la transition encaissant - brèches monogéniques de calcaires aptiens - brèches polygéniques (cf. cadre sur image B). D: Affleurement du flanc inverse du synclinal montrant le contact sub-parallèle à la stratification entre les calcaires aptiens et la brèche monogénique de calcaires aptiens.

Les deux types de brèches ne sont pas répartis de manière aléatoire : les brèches monogéniques sont présentes à la périphérie de l'ensemble bréchiq, formées aux dépens des carbonates mésozoïques encaissants, alors que les brèches polygéniques constituent la partie centrale (Figures 15, Figure 17 et Figure 18). On notera toutefois que ce dispositif n'est visible que sur le bord ouest de l'ensemble bréchiq. En effet, des éboulis masquent le contact avec l'encaissant côté nord-est et la brèche est limitée au sud et à l'est par l'érosion du relief actuel.

Sur le bord sud-ouest du corps bréchiq principal, on observe le développement progressif de la brèche monogénique à partir de l'encaissant de calcaire liasique et de dolomie du Dogger en série normale à pendage faible situé à l'ouest (Figure 17 et Figure 19). Dans les calcaires, les brèches in-situ forment des couloirs soit sécants soit parallèles à la stratification du protolithe, isolant des panneaux jusqu'à décamétriques ayant conservés leur stratification originelle. L'abondance et la largeur des couloirs bréchiqs augmentent, ainsi que le pendage vers l'ouest des panneaux stratifiés résiduels, quand on s'éloigne de l'encaissant, jusqu'au passage latéral vers l'est aux brèches polygéniques qui ont un pendage d'une vingtaine de degrés vers le nord. Dans le corps bréchiq principal, la brèche, bien que polygénique, a partiellement préservé la stratigraphie originelle, avec des clastes majoritairement jurassiques à sa base (sud) et aptiens au sommet (nord). Cette ségrégation est particulièrement nette pour les clastes de grande taille.

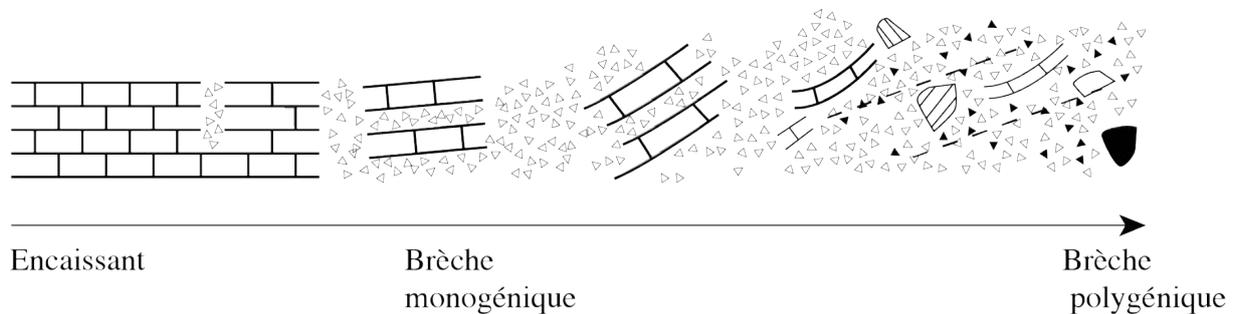


Figure 19: Schéma récapitulatif traduisant la transition de la série encaissante, les brèches monogéniques et les brèches polygéniques. Les brèches monogéniques résultent de la bréchification de l'encaissant par le biais de couloirs bréchiqs parallèles et sécants à la stratification.

Cartographiquement, le corps bréchiq du Lauriolle recoupe d'une part le weld situé au SW, d'autre part l'axe du synclinal déversé vers le nord. De part et d'autre de cet axe, la brèche polygénique présente des pendages traduisant une structure synclinale, avec des pendages variables mais majoritairement de 20 à 30 degrés vers le nord pour le corps bréchiq principal et de 20 à 30 degrés vers le sud pour le petit massif bréchiq au nord-est. Les couches de ce dernier sont affectées par une faille normale à pendage sud et rejet métrique (Figure 14, coupe 4). On notera que, comme les calcaires aptiens aux alentours, la brèche polygénique est affectée par de grandes fractures verticales EW caractéristiques de la zone étudiée. Certains auteurs ont interprété à tort ces fractures verticales comme étant la stratification de la brèche (Canérot et Delavaux, 1986 ; Peybernes et al., 2002b) (Figure 17). Le petit corps bréchiq au nord présente un contact sub-vertical (non affleurant) recoupant la série de l'encaissant du flanc normal du synclinal. La bande bréchiq étroite prolongeant vers l'ouest le corps bréchiq principal est intercalée dans la stratification des calcaires aptiens du flanc inverse (Figure 18). Elle disparaît à l'ouest en raison de l'érosion du relief actuel.

Etude pétro-structurale des brèches du Lauriolle

Les brèches monogéniques

En microscopie optique, la foliation anté-bréchification des brèches monogéniques est bien visible (Figure 20A).

Le ciment est une calcite sparitique drusique, avec de petits cristaux formant une frange granulaire sur la bordure des clastes et passant à des cristaux de taille croissante et organisés en palissade vers le centre de la cavité cimentée. Dans les cas où la cimentation n'a pas été complète, la géode résiduelle est remplie par un sédiment brun très fin. L'observation au MEB a montré que ce sédiment est composé de quartz et argiles avec un ciment de calcite microsparitique plus ou moins abondant (Figure 20D). La distribution de ce remplissage terminal suggère une infiltration en milieu vadose.

La cathodoluminescence révèle plusieurs générations de ciments (Figure 20B,C). La calcite drusique présente une première génération (C1) de même teinte orangée pâle que l'encaissant et qui constitue la plus grande partie des cristaux, suivie par une deuxième génération (C2) non luminescente. Le sédiment terminal détritique est non luminescent et le ciment calcitique (C3) l'accompagnant présente une luminescence orange vif.

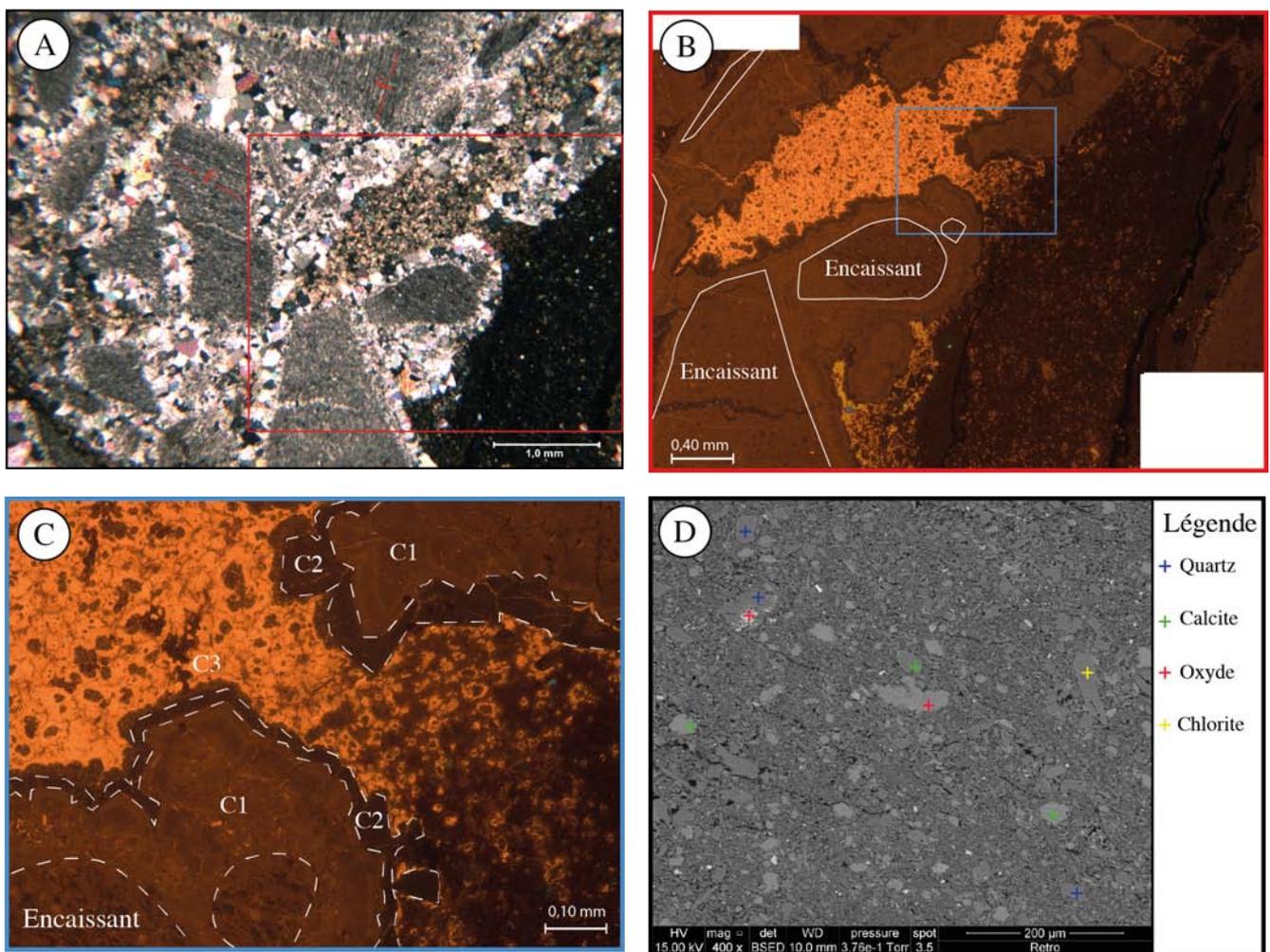


Figure 20: Images pétro-structurales en microscopie des brèches monogéniques. A: Observations en microscopie optique (LPA), les clastes présentent une foliation anté-bréchification et sont cimentés par une calcite drusique. Un sédiment brun détritique termine le remplissage de certaines géodes. B et C: Respectivement détails de A et de B (cadres) en cathodoluminescence, montrant trois générations de ciment de calcite (C1, C2, C3), commentaires dans le texte. D : Détail du sédiment détritique terminal au MEB en mode rétrodiffusé.

Les brèches polygéniques du Lauriolle

La microscopie optique montre que le liant des brèches polygéniques est un ciment de calcite microsparitique (Figure 21A,B). Les images MEB montrent la présence de dolomie résiduelle plus ou moins abondante au coeur de ces cristaux de calcite (Figure 21C). Les éléments figurés sont majoritairement des clastes carbonatés appartenant aux différents termes de la série du Jurassique-Aptien (voir inventaire détaillé dans [Lenoble, 1992](#)).

Nous avons également observé :

- des clastes de métasédiments phylliteux du Paléozoïque (Figure 21D).
- des cristaux millimétriques de quartz authigène, souvent bipyramidés et à inclusions solides (Figure 21B). Les analyses au MEB ont montré que certaines de ces inclusions sont composées de gypse ou anhydrite, attestant de l'origine évaporitique de ces quartz (Figure 21E). Ces caractéristiques désignent le Trias évaporitique (Keuper) comme source.
- des cavités arrondies possédant des remplissages de calcite drusique traduisant la dissolution d'un claste antérieur (Figure 21D).
- des phyllosilicates isolés parmi lesquels les analyses MEB ont permis de reconnaître des muscovites, des phlogopites et des chlorites (Figure 21E). Ces phyllosilicates sont souvent de petite taille et non déformés.

La cathodoluminescence montre plusieurs générations de ciments de calcite, chronologiquement (Figure 21F):

- Un ciment C1, de luminescence orange pâle, correspondant à une calcite drusique bordant certains clastes ou constituant le premier remplissage de veines les recoupant.

- la brèche polygénique dont le ciment (CB sur la figure 21F) a la même luminescence que C1. Cette brèche recouvre les prismes drusiques de C1 (flèche A sur la Figure 21F), ce qui montre qu'elle leur est postérieure.

- Un ciment C2 non luminescent dans des veines tardives recoupant la brèche, les clastes et le ciment C1 de bord de claste (flèche B sur la Figure 21F), ou continuant (après C1) le remplissage de veines recoupant les clastes.

- Un ciment C3 très luminescent terminant le remplissage des veines tardives.

On retrouve ainsi dans les brèches polygéniques les trois mêmes générations de ciments que dans les brèches monogéniques, i.e. le ciment C1 antérieur à la brèche polygénique et les ciments C2 et C3 qui sont postérieurs à cette dernière.

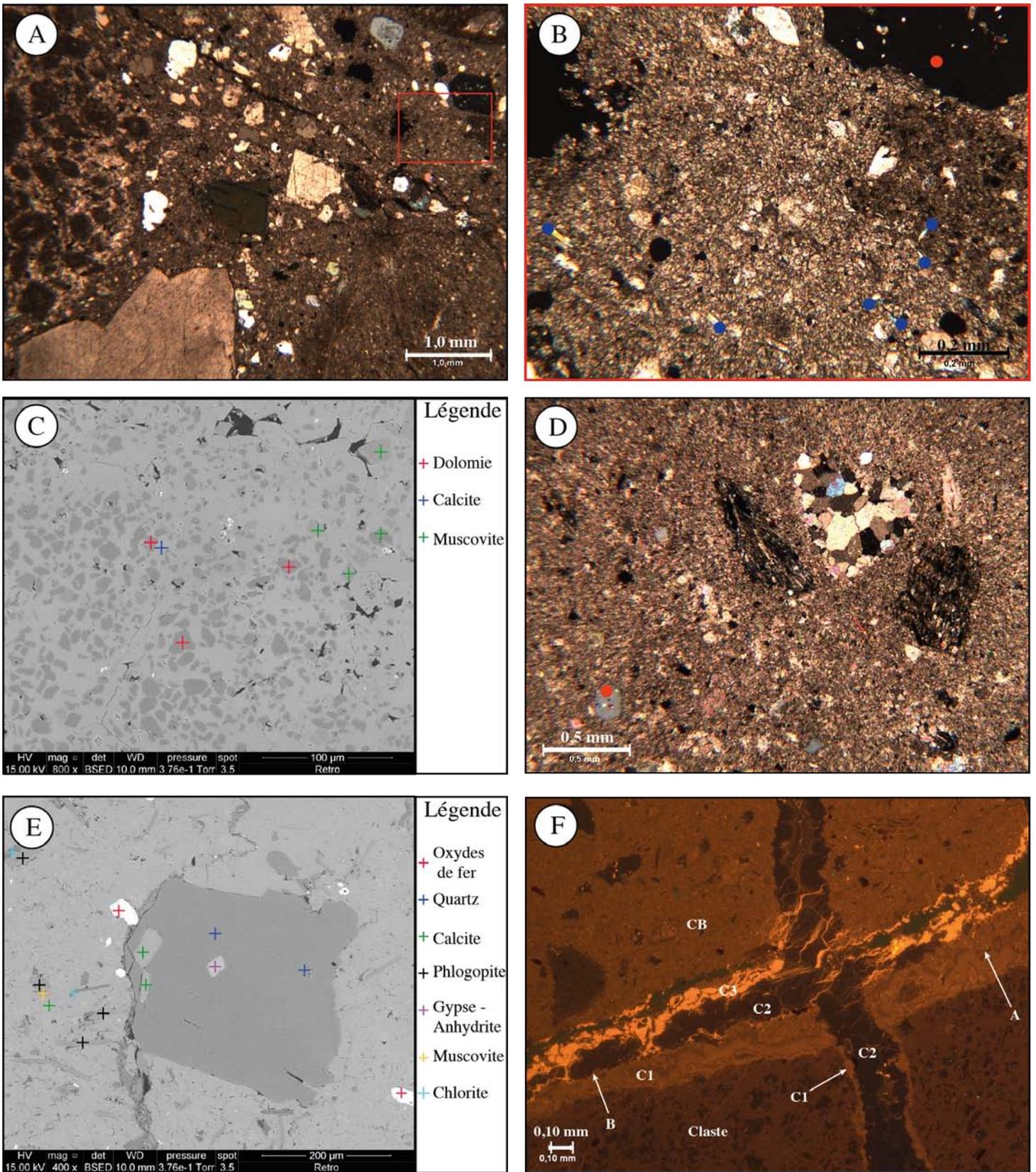


Figure 21: Images pétro-structurales en microscopie des brèches polygéniques. A : Image au microscope optique à faible grossissement (LPA), les brèches polygéniques contiennent une grande variété d'éléments figurés, elles présentent une texture à support clastique pour les plus gros éléments et localement matriciel pour les plus petits. B : Image au microscope optique à fort grossissement (LPA), le ciment est une microsparite. Des quartz bipyramidés (point rouge) et des phyllosilicates isolés (points bleus) sont présents dans le ciment. C : Image rétrodiffusée au MEB du ciment microsparitique, constitué de cristaux de calcites à cœur de dolomite. D : Image au microscope optique (LPA), montrant des clastes phylliteux du Paléozoïque (sombres), des quartz bipyramidés automorphes à inclusions solides (point rouge) et le remplissage d'une cavité dans le ciment par de la calcite drusique. E : Image MEB rétrodiffusée montrant des inclusions solides de gypse ou anhydrite et de calcite dans un quartz automorphe, le ciment de calcite microsparitique contient des cristaux isolés de phlogopite, muscovite et chlorite. F : Image en cathodoluminescence, montrant plusieurs générations de ciments (C1, CB, C2, C3) et leurs relations chronologiques (A, B), commentaires dans le texte.

Etude de la thermicité du secteur du Lauriolle

Résultats de la spectrométrie Raman de la matière carbonée

Le tableau récapitulatif des résultats de la spectrométrie Raman est présenté en Figure 22.

Ces analyses se sont focalisées d'une part sur les terrains mésozoïques encaissants, d'autre part sur les brèches, à la fois sur le ciment microsparitique des brèches polygéniques (16PL4a, 16PL5, 16PL27, 16PL35) et sur les clastes des brèches monogéniques (16PL22a).

La matière carbonée étant rare dans le ciment de certaines brèches, il n'a pas été possible d'avoir dans ces cas un nombre de spectres suffisant (≥ 10) pour calculer une température fiable, la valeur donnée n'étant alors qu'une approximation.

Numéro	Echantillon			Température Raman		
	Faciès	Longitude	Latitude	T° (°C)	Ecart par rapport à la moyenne	Nombre de spectres valides
16PL4a	Brèche ^{Ciment}	-0.47194444	43.01583333	386.3	20.1	11
16PL5	Brèche ^{Ciment}	-0.47194444	43.01638889	363.1	9.9	11
16PL7b	Dogger	-0.47333333	43.0175	366.2	12.6	13
16PL10	Dogger	-0.48138889	43.01111111	352.0	17.7	19
16PL15	Dogger	-0.48217015	43.01297958	349.4	15.5	16
16PL20	Urgonien	-0.48212470	43.01444584	402.0	23.9	18
16PL22a	Brèche ^{Claste}	-0.47922507	43.01341118	394.8	25.8	16
16PL27	Brèche ^{Ciment}	-0.47910761	43.01430514	358.1	13.1	5
16PL35	Brèche ^{Ciment}	-0.47897830	43.01379918	341.7	11.8	8
16PL59	Urgonien	-0.480770	43.026328	468.9	13.8	10
16PL61a	Albien	-0.484023	43.025782	415.0	15.4	13
16PL63	Urgonien	-0.479587	43.018042	369.0	13.1	10
16PL64	Albien	-0.479124	43.016858	377.7	13.2	17
16PL66	Urgonien	-0.478796	43.014644	371.8	17.1	8
16PL81	Lias	-0.479727	43.011382	370.8	12.9	12
16PL83	Lias	-0.480596	43.013538	407.4	12.5	12

Figure 22: Tableau des résultats de l'analyse de thermicité par spectrométrie Raman de la matière carbonée

La série mésozoïque encaissante des brèches du Lauriolle a subi des paléo-températures maximales comprises entre 350 et 470°C (Figure 23).

La température la plus élevée est atteinte au nord, au toit des calcaires urgoniens (469°). A l'inverse les températures les plus basses sont obtenues au sud dans les dolomies du Dogger (352°C).

Dans les brèches, on obtient des températures d'environ 360°C dans le ciment des brèches polygéniques et 394°C dans les clastes d'une lame de brèche monogénique. Ces résultats indiquent donc des températures qui sont équivalents, dans la marge d'incertitude, aussi bien dans l'encaissant que dans les clastes et le ciment des brèches.

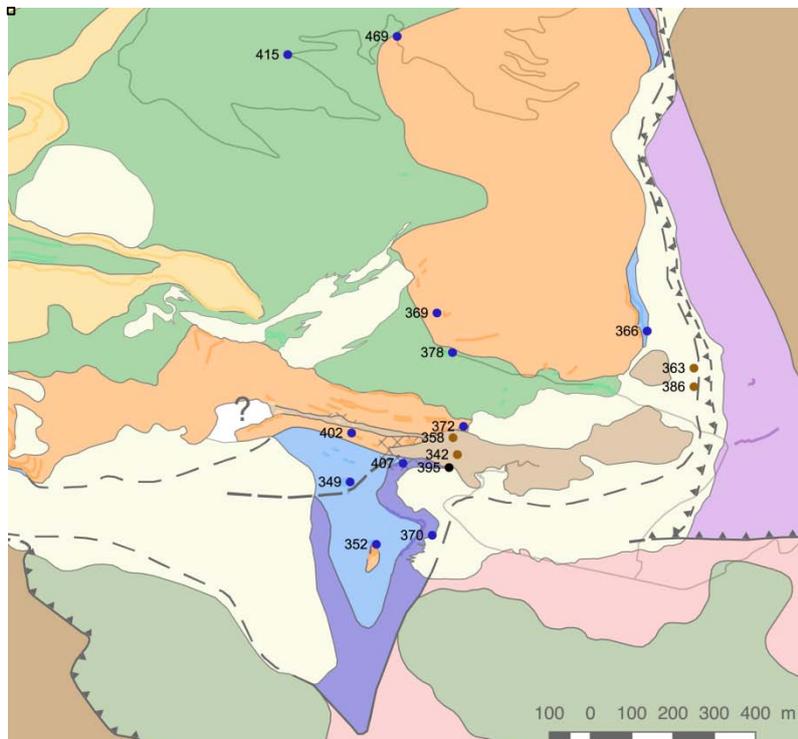


Figure 23: Paléo-températures dans la zone du Lauriolle. Elles ont été déterminées par spectrométrie Raman de la matière carbonée sur la série encaissante (points bleus), sur les ciments des brèches polygéniques (points marron), sur les clastes des brèches monogéniques (point noir).

Discussion

Les brèches du Lauriolle présentent deux types de faciès, monogénique et polygénique. Leurs relations avec l'encaissant, quand elles sont visibles, traduisent un agencement spécifique avec une transition latérale entre le protolithe, des brèches monogéniques et des brèches polygéniques. Par ailleurs le secteur est marqué par une déformation syn-métamorphisme HT-BP anté-brèche percevable d'une part par les foliations-linéations de l'encaissant et des clastes des brèches, d'autre part avec les données de paléo-températures acquises. Ceci indique que la bréchification ne peut pas être plus ancienne que l'Albien supérieur si on se réfère aux âges du métamorphisme allant de l'Albien supérieur au Santonien dans d'autres secteurs de la Zone Nord-Pyrénéenne (Clerc et al., 2015).

Les brèches monogéniques montrent des épisodes de cimentation traduisant des environnements de cristallisation différents.

La calcite drusique témoigne d'un environnement phréatique.

En cathodoluminescence, la première génération de ciment, la plus abondante, présente une luminescence de même teinte que l'encaissant montrant que ce ciment a cristallisé à partir d'eaux de formation dans un système hydraulique fermé. La deuxième génération de ciment, non luminescente, témoigne d'une ouverture du système avec un apport d'eau externe. Enfin le ciment calcitique associé aux remplissages détritiques terminaux présente une forte luminescence indiquant également une eau externe mais différente de la précédente. Des analyses chimiques séparées des différents ciments seraient nécessaires pour déterminer l'évolution de la nature des eaux, mais le caractère vadose du sédiment terminal suggère que ce dernier épisode est tardif et en milieu météorique.

Les brèches polygéniques témoignent d'un mécanisme de dépôt différent des mécanismes sédimentaires classiques.

L'intense polygénisme traduit un remaniement fort mais local comme le reflètent les clastes de même faciès que les formations encaissantes.

Les clastes sont souvent subanguleux et indiquent un faible transport ou des mécanismes de transport peu abrasifs.

La distribution des clastes, dont la majorité, en particulier les plus gros, maintient la succession stratigraphique d'origine, indique qu'il ne s'agit pas d'un dépôt lié à une dénudation par érosion classique.

Toutes ces caractéristiques suggèrent au contraire une bréchification sur place de la succession stratigraphique locale mais suivant un processus permettant le mélange d'au moins une partie des éléments, y compris des éléments issus du Trias et Paléozoïque sous-jacents. Le Trias se manifeste par la présence de quartz bipyramidés d'origine évaporitique, cargneules et ophites. Par ailleurs les cavités possédant des remplissages de calcite drusique peuvent témoigner de clastes d'évaporites antérieurs dissous (Pomoni-Papaiouannou & Karakitsios, 2002). Les clastes de Paléozoïque n'impliquent pas nécessairement un apport sédimentaire depuis un domaine soumis à l'érosion : ils peuvent avoir été inclus dans le Keuper préalablement à la bréchification, lors du décollement de la série mésozoïque sur la marge crétacée suivant le même processus que les lentilles de roches crustales et mantelliques connues ailleurs dans les Chaînon Béarnais (Lagabrielle et al., 2010 ; Corre et al., 2016 ; Teixell et al., 2016).

Le ciment microsparitique exprime une recristallisation du liant des brèches polygéniques. En effet les cristaux de calcite à cœur de dolomite marquent la présence antérieure d'un matériel dolomitique. La cathodoluminescence montre que le ciment microsparitique possède la même teinte que les ciments drusiques anté-brèche polygénique en bordure des clastes (C1 sur la Figure 21F) et que la première génération de ciment des brèches monogéniques (C1 sur la Figure 20C). Ces relations suggèrent (i) que le ciment C1 des brèches polygéniques correspond à des veines de brèches monogéniques, ces dernières étant ainsi antérieures, et (ii) que la précipitation du ciment microsparitique des brèches polygéniques se fait dans un système hydraulique clos similaire à celui du premier ciment des brèches monogéniques. Enfin, la précipitation des ciments tardifs (C2 et C3 sur les Figures 20 et 21), liée à des eaux externes, est commune aux deux types de brèches.

Les phyllosilicates isolés présents dans la microsparite peuvent être issus du remaniement lithologique ou être des minéraux métamorphiques néoformés dans la brèche. Il faudrait mettre en oeuvre d'autres méthodes analytiques (analyses chimiques, paléo-thermométrie des chlorites) pouvant donner des éléments sur l'origine de ces phyllosilicates.

Du point de vue structural, l'ensemble bréchiq est discordant sur les plis de l'encaissant. Le pendage fruste dans les brèches polygéniques semble témoigner d'un léger plissement synclinal qui indiquerait que la brèche a été affectée par les derniers stades de formation du synclinal déversé de l'encaissant. Toutefois, on remarquera que les pendages de 20-30° vers le nord du corps bréchiq principal sont sub-parallèles au pendage du toit du socle sous-jacent (Figure 14) et peuvent donc être liés au basculement de ce dernier au toit du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen lors de l'orogénèse pyrénéenne (Teixell et al., 2016).

La structure générale et la géométrie interne du corps bréchiq, couplées à la chronologie entre bréchification et déformation syn-métamorphique, impliquent que la brèche ne peut pas correspondre à un dépôt sédimentaire en passage latéral aux calcaires aptiens et aux marnes à spicules associé au jeu d'une faille normale comme proposé par Canérot et Delavaux (1986).

Le caractère purement local des clastes et l'absence d'observation de structures ou figures sédimentaires dans les brèches qui pourraient témoigner d'un transport sédimentaire nous amènent à exclure également le modèle de canyon sous-marin proposé par Peybernes et al. (2002a). En particulier, la fracturation monogénique réalisée en contexte phréatique dans

une eau de formation, ainsi que le ciment microsparitique des brèches polygéniques ne comportant pas d'argiles détritiques pouvant témoigner de transport de type débris flow, vont à l'encontre de l'hypothèse d'un canyon. On notera que nous n'avons pas observé de microfossiles isolés dans le ciment microsparitique pouvant appuyer l'âge paléocène proposé par ces auteurs.

Les différents critères témoignant d'une bréchification sur place de la série encaissante ainsi que la présence d'éléments issus du Trias évaporitique dans les brèches polygéniques sont par contre compatibles avec un modèle de brèches de dissolution-collapsé générées à partir d'un effondrement de diapir comme proposé par [Canérot & Lenoble \(1993\)](#), [James & Canérot \(1999\)](#) et [Canérot et al. \(2005\)](#) (Figure 24). Toutefois, le fait que la bréchification soit postérieure à la déformation syn-métamorphique exclut que cet effondrement de diapir ait pu intervenir à l'Albien avant le dépôt des marnes à spicules comme l'ont proposé ces auteurs. Ceci est en effet en contradiction avec les âges connus du métamorphisme dans la Zone Nord Pyrénéenne ([Clerc et al., 2015](#)) et avec le fait qu'un tel métamorphisme nécessite une couverture de flysch de l'Albien-Crétacé supérieur au-dessus de la série carbonatée ([Clerc & Lagabrielle, 2014](#)).

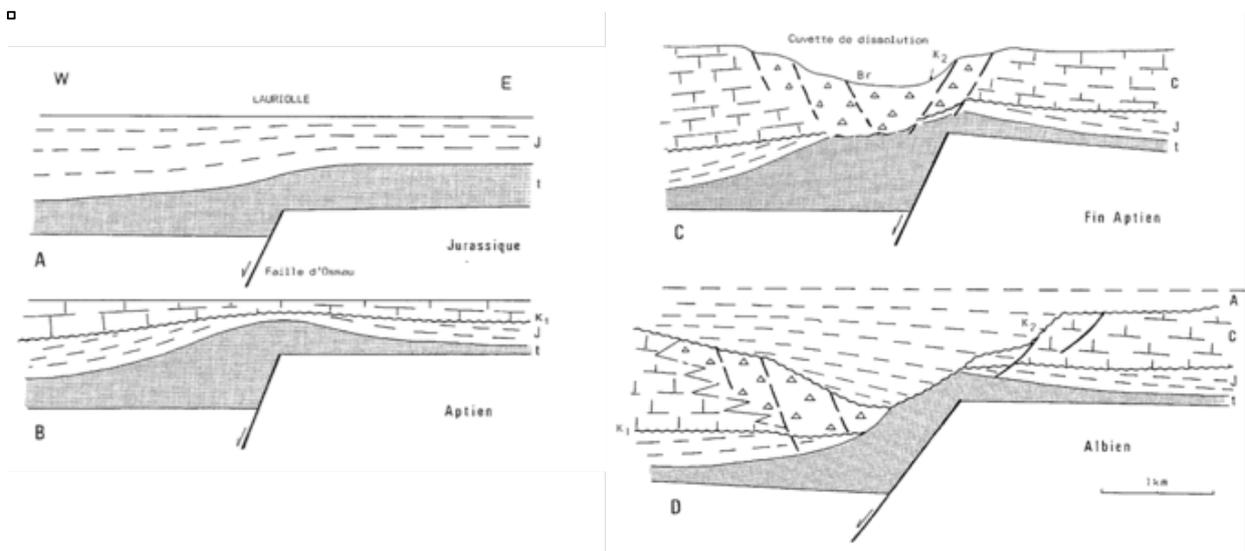


Figure 24: Modèle de mise en place des brèches du Lauriolle d'après [Canérot et Lenoble \(1993\)](#).

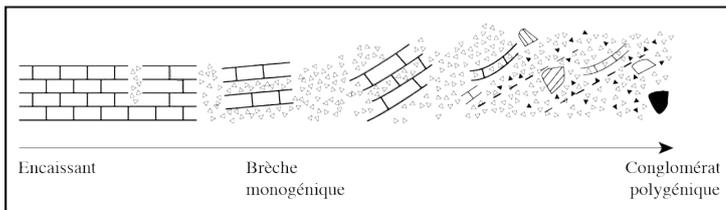
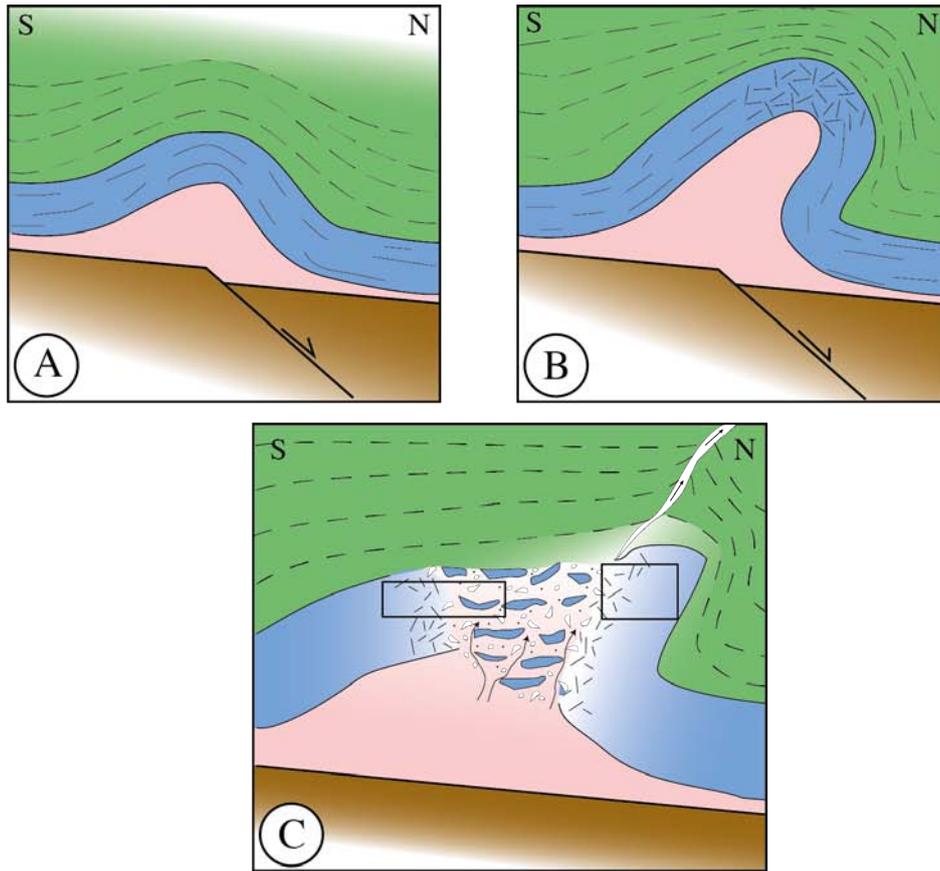
Nous proposons donc un modèle de mise en place des brèches du Lauriolle par dissolution-collapsé liée à l'effondrement d'un diapir postérieurement à l'Albien et sous la couverture des marnes à spicules (Figure 25). Ce modèle prend en compte la distinction entre les brèches monogéniques et polygéniques, leur distribution et leur chronologie relative, qui n'avaient jamais été décrites auparavant, le caractère post-métamorphique de la bréchification et l'absence d'observation de toute figure sédimentaire.

Le modèle d'une bréchification sous couverture est également appuyé par le fait :

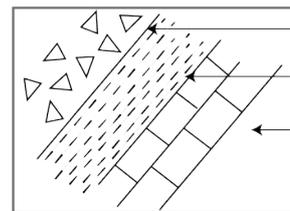
- que la cimentation des deux types de brèches s'est faite dans un système hydraulique clos, seules les fractures tardives étant cimentées en régime ouvert,
- que des paléotempératures maximales équivalentes ont été trouvées aussi bien dans les clastes et le ciment des brèches que dans leur encaissant. En effet, une bréchification à la surface (i.e. après érosion des marnes) aurait probablement impliqué la présence dans le ciment d'une matière carbonée post-métamorphique, i.e. donnant des températures moins élevées que celles des clastes et de l'encaissant. (Étant entendu que nous considérons peu probable que les températures maximales aient été atteintes après la bréchification, étant donné la forte déformation syn-métamorphique anté-

bréchification qui affecte les clastes). Dans notre interprétation, la matière carbonée présente dans le ciment des brèches est issue du protolithe et a connu la même histoire thermique que celui-ci.

Dans ce modèle, la bréchification se produit dans la partie haute d'un diapir et débute par la fracturation de la série carbonatée sous couverture de marnes. Il s'agit d'une brèche in-situ ayant les caractères des brèches monogéniques actuellement observables. Cette bréchification peut avoir été favorisée par une surpression de fluides liée la libération de fluides lors du métamorphisme des sédiments (Boulvais, 2016) et piégés sous la couverture de flysch. Le processus se poursuit par l'effondrement du diapir consécutif à la dissolution et probable échappement des évaporites. Lors de cet effondrement, les éléments des brèches restent pour beaucoup d'entre eux dans une position respectant la stratigraphie originelle, surtout pour les plus gros, mais le déplacement des fluides et le fluage du matériel évaporitique vers le haut permettent les mélanges lithologiques observés. On obtient ainsi le dispositif actuel, avec les brèches monogéniques au contact de l'encaissant et les brèches polygéniques au cœur de la structure. L'augmentation du pendage des panneaux stratifiés dans la brèche monogénique à l'approche de la brèche polygénique (Figure 17) correspondrait à une relique du flanc du diapir. Dans le massif NE, le pendage vers le sud de la brèche polygénique et la faille normale à pendage sud affectant la brèche, traduiraient l'affaissement de la stratification lors de la collapse par rapport à l'encaissant voisin qui pend vers le nord (Figures 13 et 14, coupe 4). Dans ce modèle, l'étroit couloir de brèche qui prolonge vers l'ouest le corps principal (Figures 13 et 18) correspond à une injection latérale sous pression de brèche polygénique sub-parallèlement à la stratification des calcaires aptiens. On remarquera que les affleurements actuels ne montrent que la partie NW de la structure, les parties est et sud ayant disparu par érosion du relief actuel. On ne connaît donc pas la taille et la géométrie exacte de l'ensemble de la structure diapirique. Ainsi que cela a déjà été proposé, la formation et l'évolution particulière de cette structure diapirique pourrait avoir été favorisée par sa position à la jonction de deux structures respectivement E-W et N-S (Canérot et Lenoble, 1993 ; Canérot et James, 1999 ; Canérot et al., 2005), i.e. la ride diapirique E-W de l'Ourdinse et la structure transverse qui est actuellement une rampe latérale de l'unité paléozoïque des Cinq Monts mais qui est probablement héritée de la structure extensive crétacée (Figures 12 et 13). La période de formation de la brèche reste mal contrainte, mais sa structure et ses relations avec l'encaissant indiquent qu'elle est intervenue à un stade très avancé du plissement de ce dernier. Ceci suggère une bréchification soit (i) pendant un stade tardif de l'extension, le plissement avec flanc inverse étant favorisé par le glissement gravitaire de la série mésozoïque sur la marge (Lagabrielle et al., 2010 ; Teixell et al., 2016), soit (ii) pendant un stade précoce de l'inversion, favorisant un resserrement des plis et la surpression des fluides. On sait par ailleurs que le métamorphisme nord-pyrénéen a provoqué une profonde transformation du Keuper, avec en particulier la disparition des évaporites et la précipitation de talc et chlorite (Lagabrielle, communication personnelle). Ceci serait plutôt en faveur d'une bréchification pendant l'extension, i.e. alors que le métamorphisme n'avait pas encore totalement transformé le Keuper. Par contre, la recristallisation du ciment de la brèche polygénique, la stylolitisation de cette dernière et la possible présence de phyllosilicates métamorphiques dans le ciment suggèrent que la brèche a connu un enfouissement et donc ne s'est pas formée pendant les stades tardifs de l'orogénèse.



Cf. Figure 19



Cf. Figure 18D

Brèche monogénique
Calcaire en plaquette
Calcaire Urgonien

Figure 25 : Modèle interprétatif de la mise en place des brèches du Lauriolle d'après nos observations illustrées sur les Figure 18D et 19. Les flèches noires de la figure C traduisent l'expulsion possible d'évaporites ou/et de fluides à travers le flysch albien.

Partie 4 : Les brèches de Tres Crouts

Le secteur de Tres Crouts

Localisation

La structure de Tres Crouts se situe dans la partie est des Chaînons Béarnais (Figure 4). Sa partie nord représente la continuité latérale du chaînon du Mail Arrouy.

La structure de Tres Crouts correspond à un weld polygonal de taille kilométrique affectant la série carbonatée du Jurassique-Crétacé Inférieur (Figure 26). Les flancs extérieurs ont des pendages moyens (segments ouest, sud, est) à sub-verticaux (segment nord) tandis que les flancs intérieurs ont des pendages inverses déversés vers le centre de la structure.

Le synclinal central de la structure est marqué par un métamorphisme de marbre à scapolites localisé dans le Kimméridgien (Villard, 2016).

Au nord et au sud de la structure sont présents deux synclinaux à cœur d'Albien qui sont respectivement le synclinal de Saint-Pé-de-Bigorre et le synclinal d'Andorre.

Dans la partie ouest du flanc nord, la carte géologique du BRGM montre une faille WNW-ESE recoupant les terrains jurassiques et faisant reposer les calcaires aptiens sur le Kimméridgien et le Dogger. Par analogie avec d'autres secteurs des Chaînons Béarnais, nous pensons qu'il s'agit plus probablement d'une discordance.

Au nord-est de la structure, la carte du BRGM montre une troncature des carbonates pré-rift surmontée par une brèche albienne constituant localement la base du Flysch noir (Figure 26). C'est cette troncature et la brèche qui la surmonte qui ont fait l'objet de nos recherches.

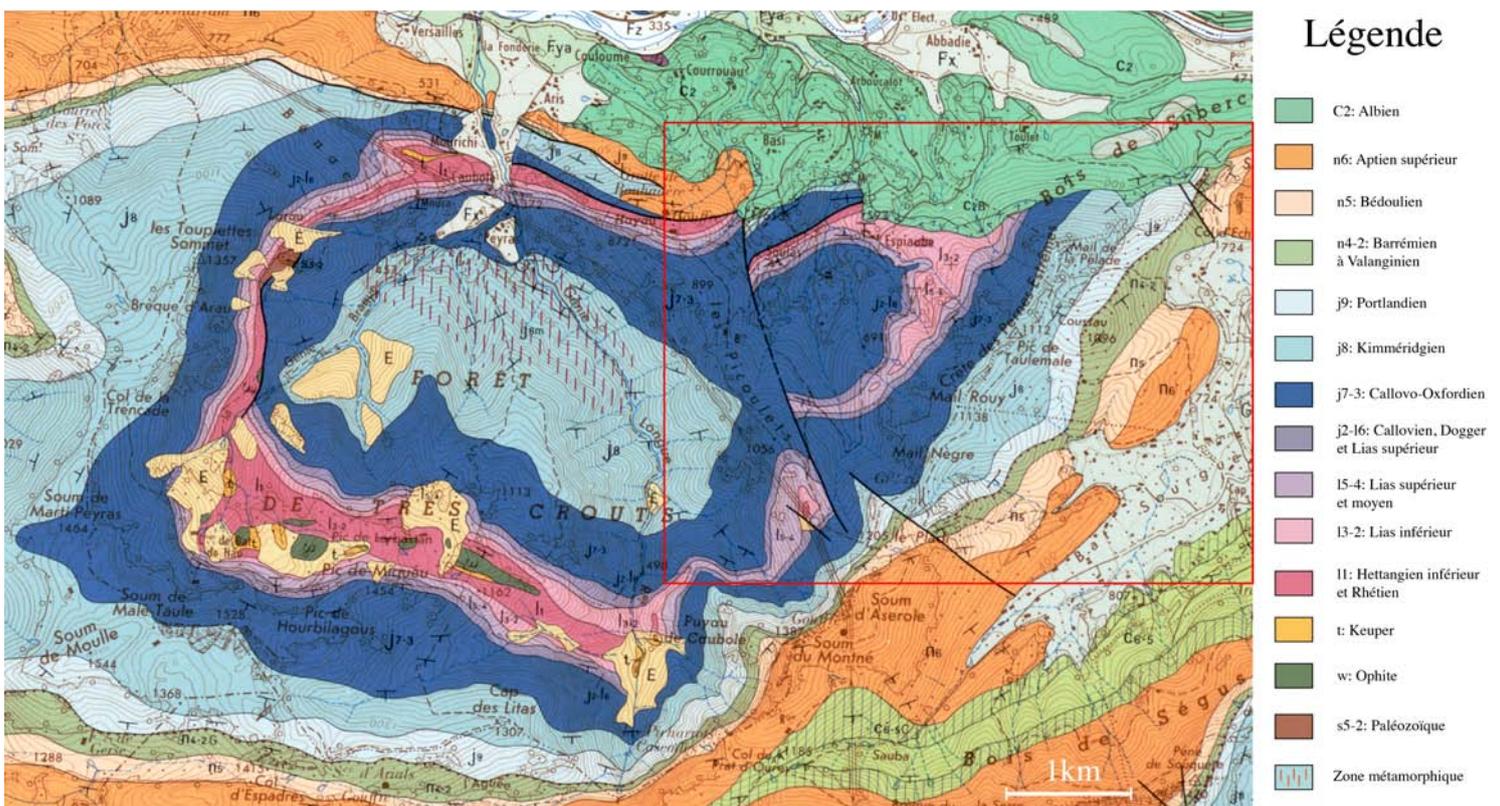


Figure 26 : Localisation du secteur d'étude (encadré rouge) au nord-est de la structure de Tres Crouts, d'après la carte géologique au 1/50000 de Lourdes.

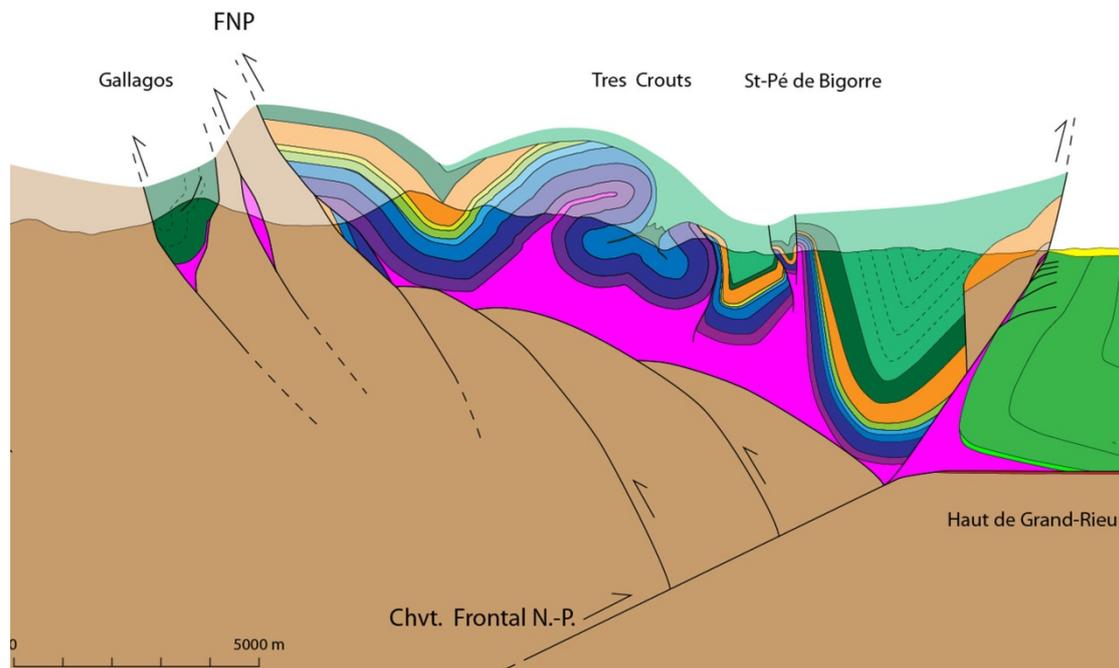


Figure 27: Coupe générale nord-sud de la structure de Tres Crouts et de Saint-Pé-de-Bigorre, d'après Labaume et Teixell, 2014.

Etat des connaissances sur les brèches de Tres Crouts

D'après la [notice de la carte géologique du BRGM de Lourdes](#), il s'agirait de brèches sédimentaires polygéniques à ciment argilo-ferrugineux constituant une sorte de wildflysch à la base du Flysch noir. La carte géologique attribue à ce dernier un âge cénomanien, mais [Souquet et al. \(1985\)](#) lui ont donné un âge albien sur une coupe située quelques kilomètres à l'ouest.

Etude de terrain du secteur de Tres Crouts

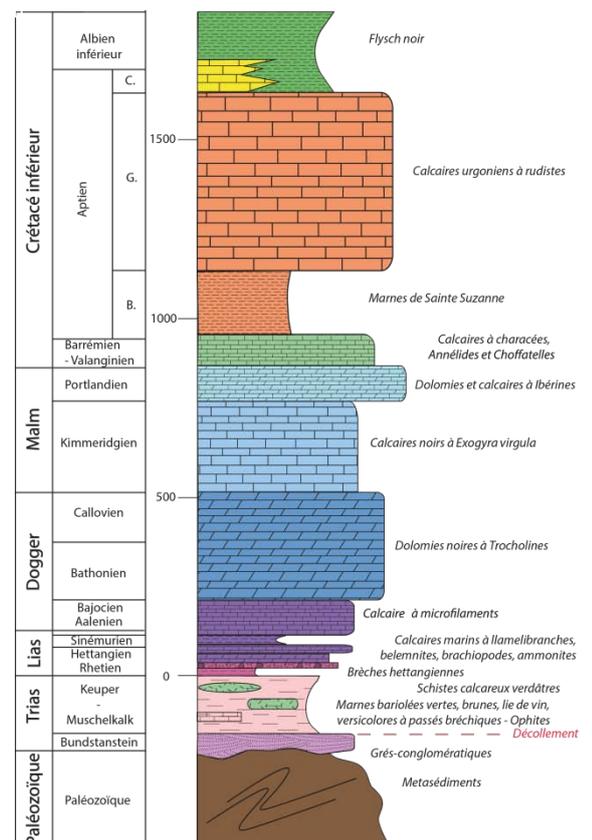
Notre étude s'est concentrée sur la bande bréchique et ses relations d'une part avec la troncature recoupant la série carbonatée de Tres Crouts et d'autre part le Flysch noir du synclinal de Saint-Pé-de-Bigorre.

Lithostratigraphie de Tres Crouts

La série sédimentaire du secteur de Tres Crouts comporte (Figure 28), de bas en haut : des carbonates, argilites versicolores et ophites du Trias moyen et supérieur, des brèches polygéniques et des calcaires de l'Hettangien inférieur, des calcaires du Lias, des dolomies du Dogger, des calcaires du Kimméridgien, des dolomies du Portlandien, des calcaires du Barrémien-Valanginien, des marnes de l'Aptien inférieur (marnes de Sainte Suzanne), des calcaires à facies urgonien de l'Aptien supérieur et le Flysch Noir albo-cénomanien constitué de marnes et pélites avec des lits silto-gréseux (Figure 28). La série carbonatée pré-flysch a une puissance dépassant les 1500 m d'épaisseur.

Ces terrains présentent une déformation syn-métamorphique caractérisée par une foliation subparallèle à la stratification et portant fréquemment une linéation minérale ([Villard, 2016](#)).

Figure 28: Log lithostratigraphique du secteur de Tres Crouts, d'après la notice de la carte géologique de Lourdes.



Structure générale du secteur nord-est de Tres Crouts

Une cartographie de terrain détaillée de la zone d'étude a été réalisée, ainsi que deux coupes structurales (Figure 29, Figure 30 et Figure 31)

Le secteur nord-est de Tres Crouts marque la terminaison orientale des segments nord et est de la structure « weldée », recoupés par la troncature. Ce secteur est séparé de la partie centrale de la structure par une faille d'orientation NNW-SSE.

Du côté est de la faille, le weld nord met en contact les dolomies du Dogger au nord avec les brèches de l'Hettangien inférieur au sud. Du côté ouest de la faille, le weld met en contact les calcaires aptiens au nord avec les brèches hettangiennes au sud.

Les pendages du flysch albien proches du contact varient d'est en ouest avec côté est des pendages sud, au centre des pendages est, côté ouest des pendages nord. Les pendages nord à est du secteur ouest sont plus ou moins en continuité avec ceux des carbonates et impliquent un axe synclinal les séparant des pendages sud situés plus au nord. Les pendages sud du secteur est ne sont pas en continuité des pendages SE des carbonates situés au sud de la troncature. De plus, le faciès fin du flysch n'a pas permis de déterminer la polarité stratigraphique. Nous faisons l'hypothèse que la troncature correspond ici à un chevauchement des carbonates sur le flysch, celui-ci pouvant être plissé par un synclinal à flanc sud inverse.

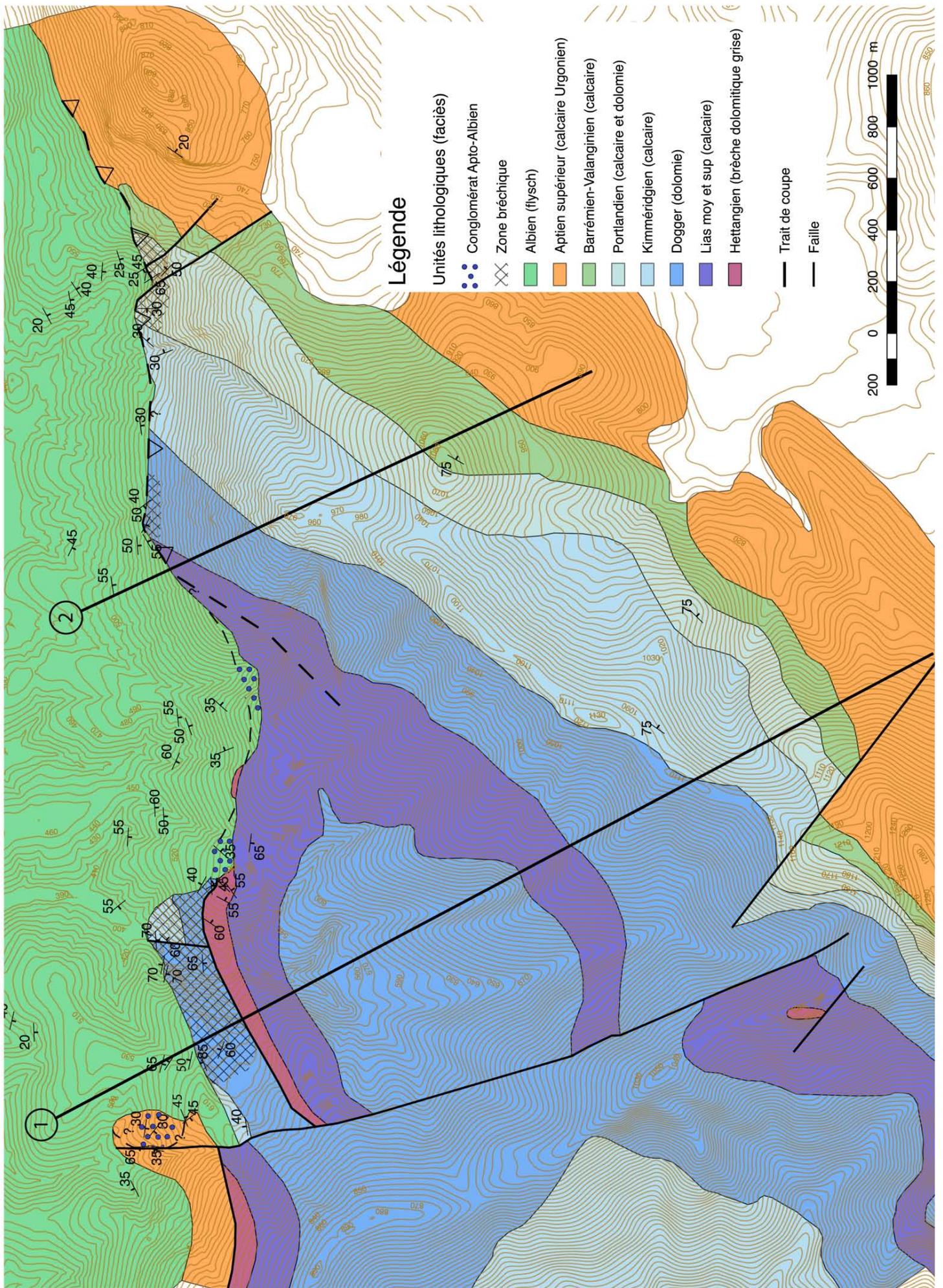


Figure 29 : Carte géologique du secteur nord-est de Tres Crouts (localisation sur la Figure 26)

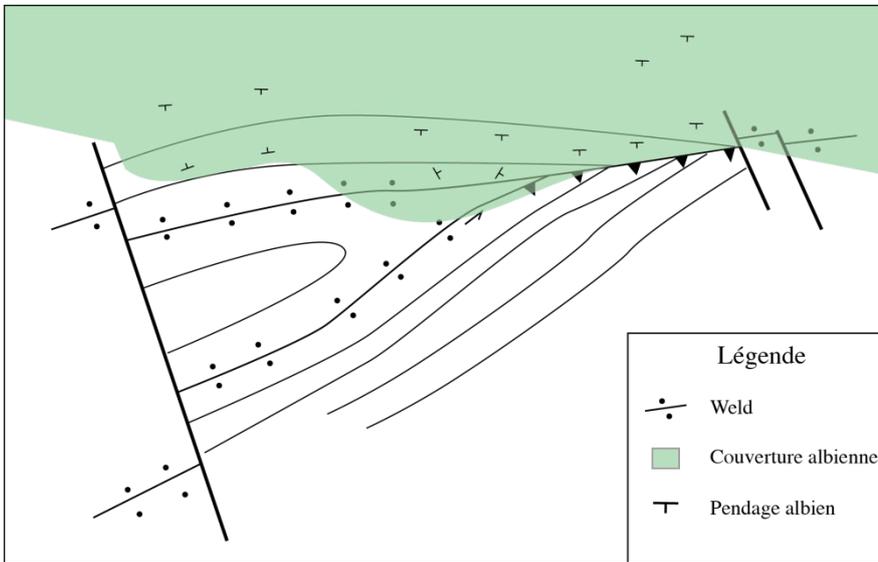


Figure 30: Schéma structural de la structure en profondeur de Tres Crouts, avec une hypothèse sur la structure des carbonates présents sous le flysch au nord de la troncature.

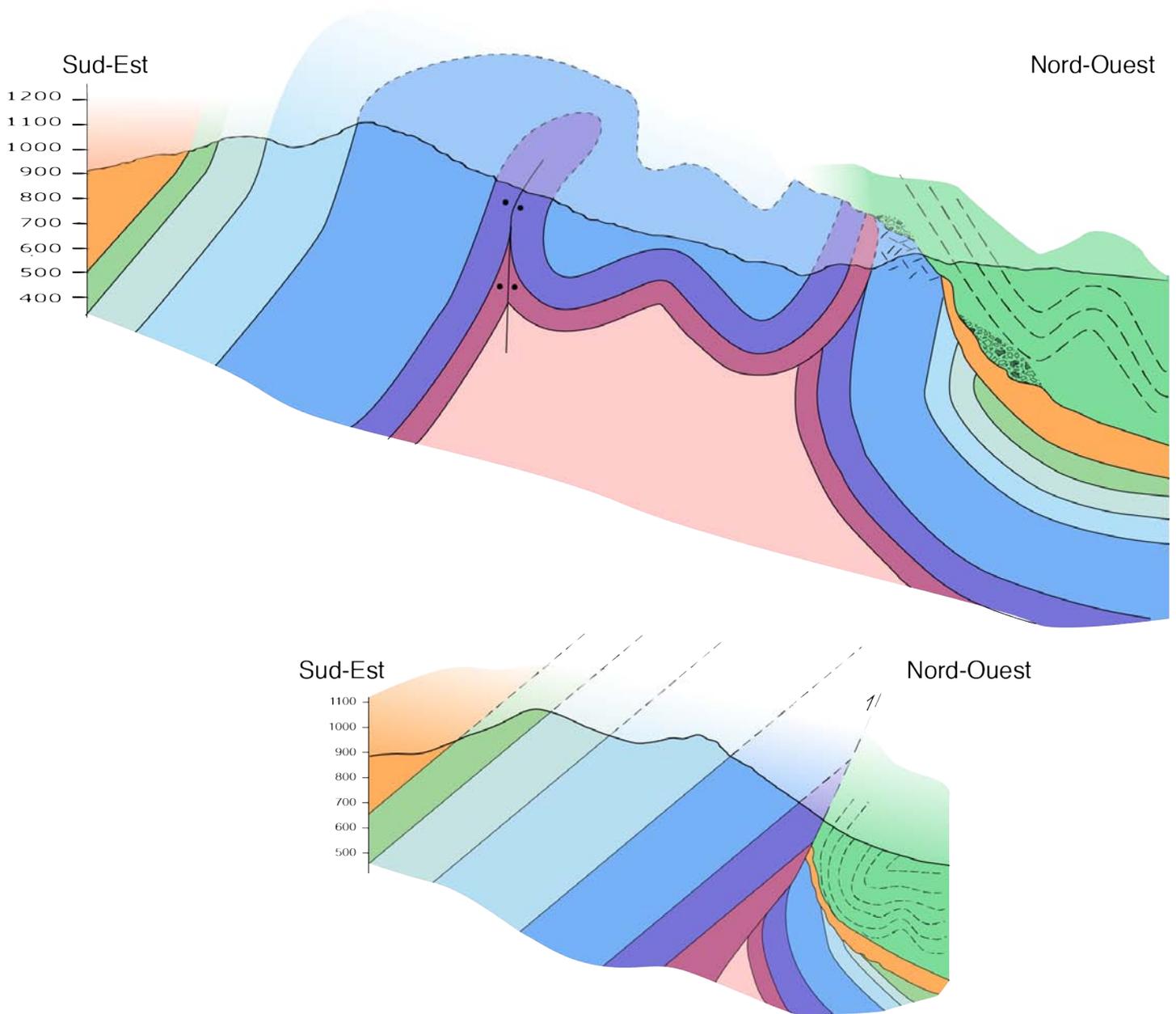


Figure 31: Coupes structurales nord-sud du secteur d'étude (localisation sur la Figure 29 ; même légende que cette dernière)

Les brèches de Tres Crouts

Notre étude montre que les brèches indiquées sur la carte du BRGM ne constituent pas un corps unique, mais correspondent à différents types de brèches dont seulement une partie est génétiquement liée à la troncature de la structure de Tres Crouts et qui ne sont pas toutes sédimentaires. Nous avons identifié : des brèches monogéniques in-situ affectant différents termes de la série jurassique et deux types de conglomérats, i.e. les brèches dolomitiques grises de l'Hettangien et un conglomérat polygénique albien dont la composition varie latéralement.

Les brèches monogéniques in-situ

Ces brèches monogéniques se localisent le long des parties est et ouest du contact tronquant la série carbonatée (Figure 29). Nous les avons observées dans les dolomies du Dogger, les calcaires du Kimméridgien et les dolomies du Portlandien. Dans le secteur ouest, ces brèches affectent toute l'épaisseur du Dogger entre le weld et la troncature. A l'est, nous les avons observées le long de la troncature mais n'avons pas pu reconnaître leur extension vers le sud.

Dans les dolomies, les brèches monogéniques présentent des clastes arrondis millimétriques à pluri-centimétriques (Figure 32A,C). Le liant est un ciment de dolomite ayant une texture saccharoïde similaire à celle des clastes. En lame mince, ce ciment dolomitique contient des cristaux de quartz dans certains échantillons du secteur ouest proches de la troncature (Figure 32D). Ce faciès bréchiq ue n'est pas ou peu connu ailleurs dans la structure de Tres Crouts.

Dans les calcaires, les brèches monogéniques présentent des clastes anguleux à sub-anguleux millimétriques à pluri-centimétriques (Figure 32B). Elles se caractérisent par des veines dilatantes avec un ciment calcitique.

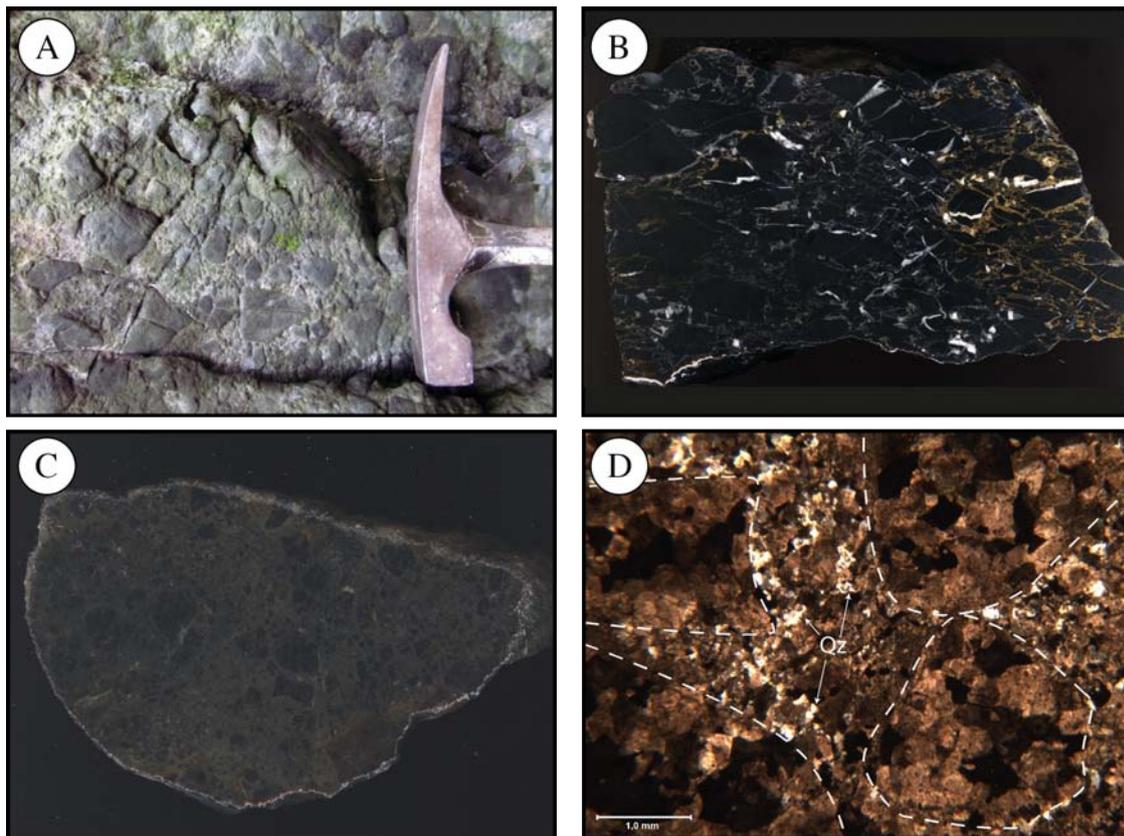


Figure 32: Images pétrostructurales des brèches monogéniques. A: Brèche monogénique à l'affleurement dans les dolomies du Dogger. B: Brèche monogénique dans les calcaires kimméridgiens (scan de surface sciée). C: Brèche monogénique dans les dolomies du Dogger (scan de surface sciée). D: Brèches monogéniques en microscopie optique (LPA) dans les dolomies du Dogger.

Les brèches dolomitiques grises de l'Hettangien inférieur

Ces brèches sont présentes tous le long des welds de la structure de Tres Crouts (Figure 26). Dans la zone d'étude, elles sont présentes sur le côté sud du weld nord (Figure 29)

Ce sont des brèches polygéniques à support clastique qui macroscopiquement possèdent un liant gris ressortant le plus souvent en relief. En microscopie, ce liant est composé d'un ciment microsparitique. Les clastes sont sub-anguleux à arrondis, millimétriques à pluri-centimétriques avec comme éléments remarquables (Figure 33) :

- Des quartz bipyramidés du Trias évaporitique, fréquemment présents.
- Des calcaires à texture mudstone.
- De gros cristaux de calcite isolés.
- Des clastes de grainstones oolithiques, de dolomies et de quartz.

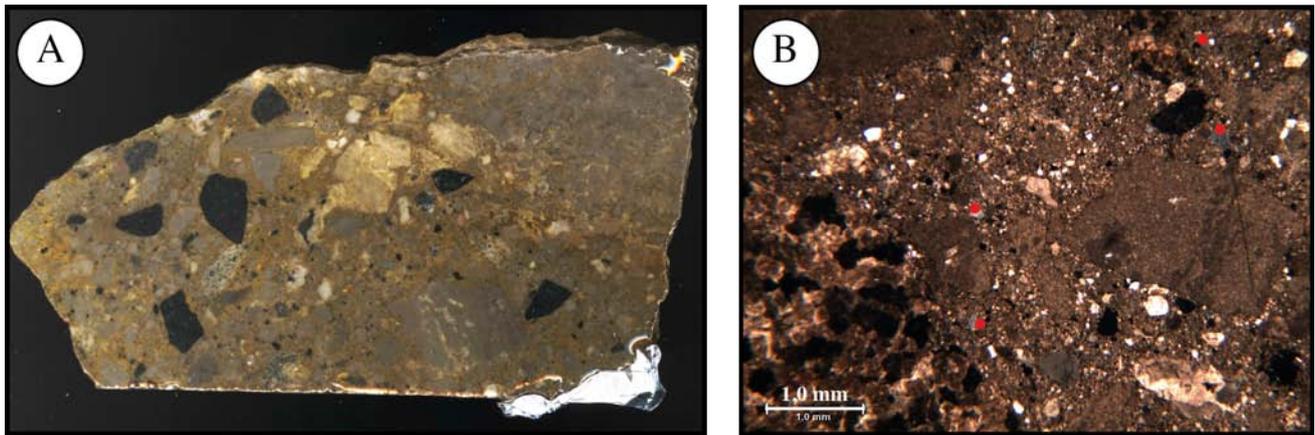


Figure 33: Images pétro-structurales des brèches hettangiennes. A : scan de surface sciée, la brèche présente des clastes de calcaires mudstone et de dolomies noires. B: Image au microscope optique à faible grossissement (LPA), la brèche contient des quartz bipyramidés à inclusions solides du Trias (point rouge) et un ciment microsparitique.

Les conglomérats polygéniques

Ces conglomérats sont principalement présents le long de la partie centrale du contact tronquant la série carbonatée, ainsi que dans la partie ouest au contact des calcaires aptiens où ils possèdent un faciès différent.

Dans la partie centrale (Figure 34A), les conglomérats se caractérisent par un support clastique avec une grande variété de clastes fracturés subanguleux à subarrondis, centimétriques à pluri-centimétriques et une matrice argilo-péltique visible en microscopie. Les clastes présents dans ces conglomérats se composent de :

- calcaires mudstones gris et bleutés, dolomies noires, grainstones oolithiques,
- calcaires urgoniens en faible quantité,
- quartz détritiques.

Ces conglomérats polygéniques sont marqués par une foliation toujours visible dans la matrice argilo-péltique et quelques fois présente dans les clastes (Figure 34C, E).

Dans la partie ouest (Figure 34B), les conglomérats se caractérisent par un support clastique avec une faible variété de clastes subanguleux à subarrondis, centimétriques à pluri-centimétriques et une matrice argilo-péltique visible en microscopie. Les clastes présents dans ces conglomérats se composent de :

- calcaires urgoniens très majoritaire,
- dolomies noires en faible quantité,
- quelques quartz détritiques.

Ces conglomérats à dominante de clastes aptiens sont marqués par une foliation très développée dans les clastes et la matrice (Figure 34D, F).

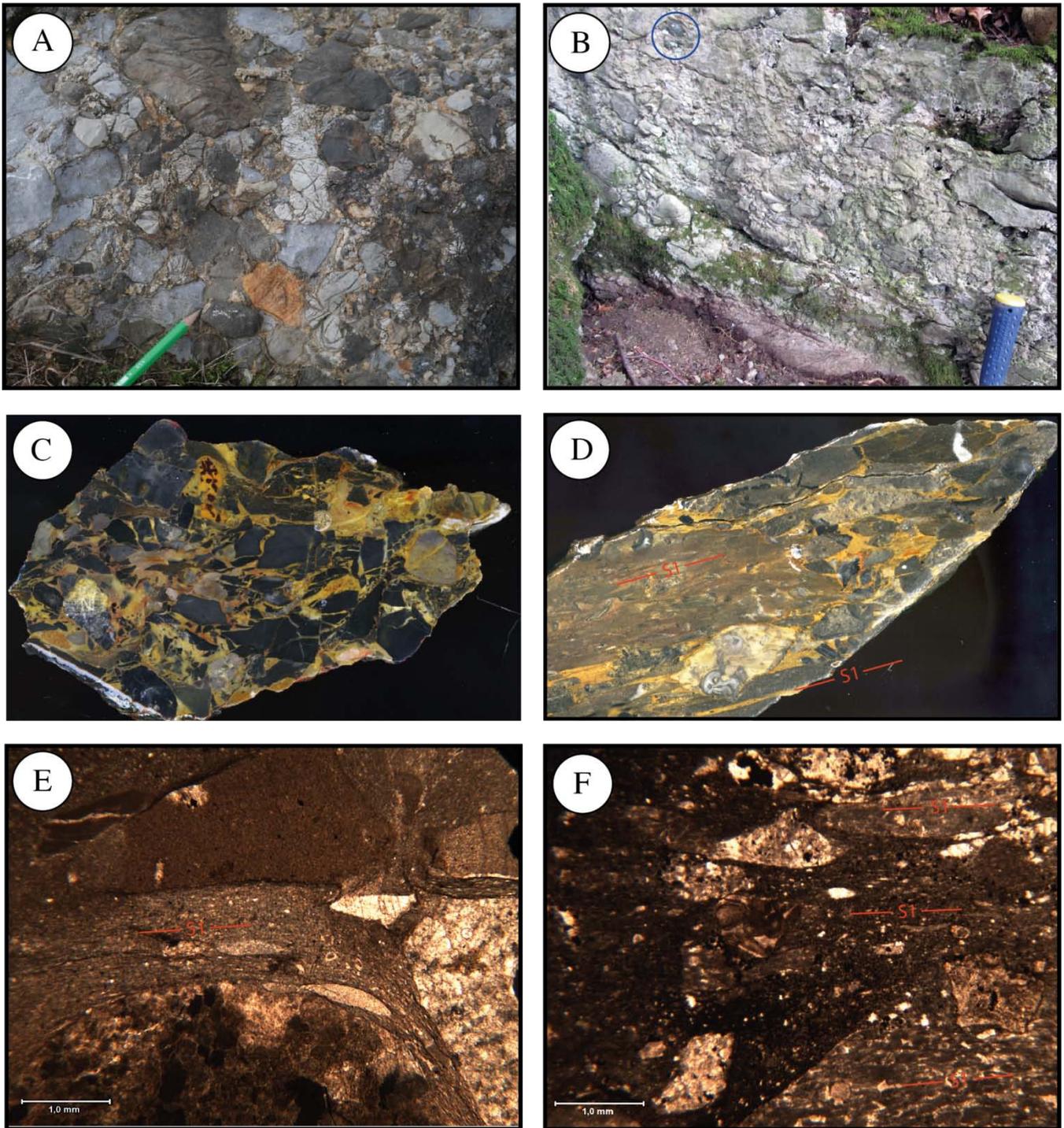


Figure 34 : Images pétro-structurales des conglomérats polygéniques albiens. A : Affleurement dans le secteur central, les clastes subanguleux à subarrondis sont des mustones gris et des dolomies noires. Le conglomérat possède une texture à support clastique. B : Affleurement dans le secteur ouest, les clastes sont majoritairement des calcaires aptiens et en petite quantité des dolomies noires (entouré bleu). C et D : Scans d'échantillons sciés. E, en F : Images au microscope optique à faible grossissement (LPNA). C et E proviennent du secteur central (cf. image A) et D et F du secteur ouest (cf. image B), ces images montrent que le conglomérat possède une foliation post-dépôt (S1) marquée dans la matrice et dans les clastes.

Discussion

Notre étude révèle qu'il n'y a pas une brèche albienne unique mais différents types de brèches, à savoir des brèches monogéniques in-situ, des brèches de l'Hettangien inférieur et des conglomérats polygéniques. La troncature de la structure de Tres Crouts au contact du flysch albien pouvant traduire une surface d'érosion et latéralement un chevauchement.

Les brèches monogéniques traduisent une déformation fragile.

La dolomie saccharoïde présente des clastes arrondis, ces derniers semblant témoigner de la faible cohésion de cette lithologie.

A l'inverse, les calcaires présentent des clastes anguleux caractéristiques de brèches formées in-situ par l'ouverture de veines dilatantes.

Ces veines dilatantes dans les calcaires kimméridgiens ne peuvent être mise en place à la surface. Il en est de même pour la précipitation de quartz dans le ciment des brèches dans les dolomies qui nécessite une température relativement élevée. Ceci suggère que les brèches monogéniques et les ciments associés pourraient représenter un témoin d'une déformation assistée par les fluides liés à la troncature basale de la série jurassique le long du weld nord de Tres Crouts plutôt qu'à la troncature d'érosion.

Les conglomérats polygéniques à matrice silteuse témoignent d'une mise en place sédimentaire avec des dépôts proches de la source : clastes surtout jurassiques dans le secteur central où la troncature recoupe le Jurassique, et clastes essentiellement aptiens à l'ouest au contact de ce dernier (avec une petite proportion de clastes de dolomie du Dogger, celui-ci étant également recoupé par la troncature à proximité).

La présence de clastes de calcaires aptiens signifie que le conglomérat s'est mis en place pendant ou après l'Aptien supérieur. Sa situation à la base du flysch albien et sa matrice silteuse argumentent un dépôt dans le bassin du flysch albien.

Le dépôt de ces conglomérats sur une surface d'érosion recoupant la structure de Tres Crouts implique la croissance diapirique de cette dernière à l'Albien. La déformation ductile syn-métamorphique affecte les conglomérats, ce qui est normal étant donné l'âge crétacé supérieur de ce métamorphisme sur l'ensemble de la Zone Nord Pyrénéenne (Clerc et al., 2015). Le chevauchement vers le nord identifié à l'est correspondrait à une réactivation de la branche la plus orientale du weld lors de la compression pyrénéenne (Figure 30).

Les brèches dolomitiques grises de l'Hettangien inférieur ont une extension régionale et n'appartiennent donc pas à l'histoire spécifique de la structure de Tres Crouts. Il a été proposé qu'elles résultent de collapse liée à la dissolution d'évaporites du Keuper et Lias basal sous-jacentes lors du début du dépôt des carbonates de plate-forme jurassiques (Hogrel-Made, 1988). Notre observation de quartz évaporitiques est en accord avec une origine par dissolution/collapse. Mais la présence d'un ciment microsparitique donne à ces brèches des caractéristiques communes avec les brèches polygéniques du Lauriolle, ce qui suggère qu'il pourrait aussi s'agir d'une bréchification plus tardive associée à des surpressions de fluides. La présence fréquente de ce type de brèches à la base des carbonates jurassiques nord-pyrénéens suggère (i) une origine commune avec la bréchification (cargneules) du Keuper sous-jacent et (ii) que cette bréchification puissent être liées aux processus diapiriques ou/et au décollement de la série mésozoïque sur la marge crétacée (Lagabrielle et al., 2010; Corre et al., 2016).

Partie 5 : Place de la bréchification dans l'histoire tectono-métamorphique de la Zone Nord-Pyrénéenne

A quelle période doit-on relier les brèches du Lauriolle et les brèches de Tres Crouts ?

Les deux corps bréchiques sont reliés à la tectonique salifère qui a eu une importance majeure dans la Zone Nord-Pyrénéenne, aussi bien pendant l'extension de la marge crétacée que pendant l'orogénèse pyrénéenne (Figure 5).

Les brèches de Tres Crouts sont liées au diapirisme développé dans le bassin du flysch albien, antérieurement au métamorphisme du Crétacé supérieur, alors que les brèches du Lauriolle sont syn à post-métamorphiques et peuvent correspondre à un épisode tardif de l'extension ou du début de la compression, soit un âge crétacé supérieur à tertiaire basal.

Quelles sont les causes amenant à cette bréchification ?

Dans les deux cas, l'halocinèse a joué un rôle moteur dans la formation de ces brèches. Dans le cas de Tres Crouts, cela s'est traduit d'une part par une fracturation in-situ le long d'un weld, d'autre part par une érosion et sédimentation conglomératique sur le flanc du diapir, alors que dans le cas du Lauriolle, la bréchification s'est faite sous couverture des flyschs dans un contexte de surpression des fluides et de dissolution des évaporites. Etant donné l'âge (syn à) post-métamorphique de la brèche de Lauriolle, il est probable que les évaporites avaient déjà au moins en partie disparu par dissolution et métagénèse lors de la bréchification, celle-ci pouvant alors être davantage liée à la surpression de fluides (libérés par le métamorphisme et piégés sous la couverture de flysch) qu'à une dynamique proprement salifère. Un processus similaire pourrait être à l'origine de la bréchification de l'Hettangien inférieur, à une échelle plus limitée en termes d'épaisseur stratigraphique, mais généralisée à l'échelle de la Zone Nord-Pyrénéenne, en lien avec le diapirisme ou/et le décollement de la série carbonatée sur la marge crétacée.

Ces brèches possèdent-elles des relations avec d'autres brèches des Chaînons Béarnais ?

Les brèches d'Urdach

Les brèches d'Urdach sont des brèches sédimentaires (debris flows) interstratifiées dans le Flysch noir albo-cénomaniens. Situées au flanc du corps de lherzolite d'Urdach, elles remanient des éléments de lherzolites, de roches crustales et de carbonates jurassiques à aptiens. [Debroas et al. \(2010\)](#) y voient un dépôt en pied d'escarpement de faille normale N-S exposant la lherzolite et le Paléozoïque dans son bloc inférieur, alors que [Lagabrielle et al. \(2010\)](#) les associent à l'exhumation du manteau le long d'un détachement au bas de la marge crétacée.

Les brèches de Tres Crouts sont donc un autre exemple de brèche sédimentaire dans le bassin du flysch albo-cénomaniens, mais dans un contexte diapirique plutôt que de faille ou détachement.

Les brèches de Saint-Pé-de-Bigorre

Il s'agit d'un petit (quelques dizaines de mètres) corps de brèche adjacent à la lherzolite de Saint-Pé-de-Bigorre (Figure 35). A notre connaissance, ces brèches n'avaient jamais été décrites jusqu'ici.

Nous en avons réalisé une étude préliminaire qui montre qu'elles ont des caractéristiques analogues aux brèches polygéniques du Lauriolle (Figure 35) :

- Une texture à support clastique avec des clastes jusqu'à décimétriques de carbonates métamorphiques foliés de la série pré-rift.
- Un ciment microsparitique.
- La présence dans ce ciment de quartz bipyramidés à inclusions solides du Trias évaporitique et, probablement, de Paléozoïque (étude en cours).

La lherzolite et la brèche voisine sont situées au sommet de la structure anticlinale de Saint-Pé-de Bigorre. Il s'agit d'une structure diapirique présentant un système de failles complexe. Une coupe structurale montre qu'en dépit d'affleurements modestes, il s'agit d'une structure importante, haute d'environ 3,5 km (Figure 27).

Comme au Lauriolle, cette brèche témoigne donc de processus de rupture fragile post-métamorphique, probablement assistée par les fluides, lors de l'ascension du matériel évaporitique au cœur d'un diapir. Ici, cette remontée a également entraîné un bloc de lherzolite arraché au manteau et inclus dans le Keuper le long du détachement de base de la série mésozoïque.



Figure 35: Brèches de Saint-Pé de Bigorre. A gauche : Localisation des brèches situées à proximité d'une lherzolite (entouré rouge). Au centre : Image macroscopique de la brèche de Saint-Pé-de-Bigorre (sur surface sciée). A droite : Image en microscopie optique (LPA), la brèche présente un ciment microsparitique avec comme éléments figurés des quartz automorphes bipyramidés à inclusions solides (points rouges), des clastes phylliteux du paléozoïque (point bleu) et des carbonates. Des cavités vides (points verts) sont présentes en quantité.

Les brèches du Layens

Les brèches du Layens ont été interprétées comme des brèches de collapse de diapir similaires aux brèches de Lauriolle (Canérot et al, 2001, Notice carte géologique BRGM Laruns-Somport), mais Fabre et al. (2000) et Peybernès et al. (2002b) les ont considérées comme des glissements rocheux quaternaires (Fabre et al., 2000 ; Peybernès, 2002b). Elles n'ont pas été étudiées dans le cadre du présent travail mais la préservation de la stratigraphie observable sur les photos aériennes est compatible avec ces deux hypothèses.

Conclusion

L'étude pluri-échelle faite sur les corps bréchiques du Lauriolle et de Tres Crouts a permis de proposer un modèle de mise en place pour chacune de ces brèches.

Le corps bréchique du Lauriolle correspond à des brèches de dissolution-collaps reliées à l'effondrement d'un diapir. La bréchification est postérieure au métamorphisme HT-BP nord-pyrénéen et tardive par rapport au plissement de la série carbonatée et se réalise probablement sous une couverture de flyschs albo-cénomaniens. Ceci situe la genèse des brèches du Lauriolle dans les stades tardifs de l'extension ou précoces de la compression pyrénéenne, soit au Crétacé supérieur ou au tout début du Tertiaire.

Les brèches de Tres Crouts correspondent pour partie à des conglomérats résultant de l'érosion à l'Albien de la structure diapirique de Tres Crouts. Une autre partie des brèches de Tres Crouts sont des brèches monogéniques in-situ plus probablement liées à la troncature basale de la série jurassique le long du weld qu'à la troncature d'érosion. Ces brèches se forment donc durant l'hyper-extension de la marge passive à l'Albo-Cénomalien en lien avec une halocinèse marquée à cette période.

En outre, la bréchification de l'Hettangien inférieur, qui présente des caractéristiques communes avec les brèches polygéniques du Lauriolle, pourraient également être liée à des processus de dissolution ou/et métamorphisme des évaporites et surpression de fluide associée, en lien avec le diapirisme ou/et le décollement de la série carbonatée lors de l'extension crétacée ou de l'inversion pyrénéenne.

Ces études et une étude préliminaire d'autres corps bréchiques tels que celui de Saint-Pé-de-Bigorre montrent que les évaporites du Trias semblent avoir dans les Chaînons Béarnais un impact bien plus important sur la bréchification qu'on ne le pensait jusqu'ici.

Des études minéralogiques et géochimiques permettraient de mieux préciser le comportement des fluides impliqués dans ces bréchifications, leurs liens avec la tectonique salifère et le métamorphisme nord-pyrénéen. Un enjeu particulier est de mieux faire la part entre les processus halocinétiques et ceux liés à la surpression des fluides dans la genèse des brèches de type Lauriolle et Saint-Pé de Bigorre. Ces brèches devront aussi être comparées à certaines brèches de la Zone Nord-Pyrénéenne des Pyrénées centrales qui pourraient avoir des caractéristiques similaires.

Références bibliographiques

- Albarède, F., Michard-Vitrac, A., 1978. Age and significance of the North Pyrenean metamorphism. *Earth and planetary science letters* 40, 327–332.
- Azambre, B., Sagon, J.-P., Debroas, E.-J., 1991. Le métamorphisme crétacé du fossé des Barronies (Hautes-Pyrénées, France), témoin des anomalies thermiques de la zone transformante nord-pyrénéenne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris Série II*, 313, 1179-1185.
- Baby, P., Crouzet, G., Specht, M., Deramond, J., Bilotte, M., Debroas, E.-J., 1988. Rôle des paléostrutures albo-cénomaniennes dans la géométrie des chevauchements frontaux nord-pyrénéens. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris Série II*, 306, 307-313.
- Beysac, O., Goffé, B., Chopin, C., Rouzaud, J.N., 2002. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *Journal of metamorphic Geology* 20, 859–871.
- Boirie, J.-M., 1981. Etude sédimentologique des poudingues de Mendibelza (Pyrénées Atlantiques). Thèse à l'Université Paul Sabatier de Toulouse.
- Boirie, J.-M., Souquet, P., 1982. Les poudingues de Mendibelza : dépôts de cône sous-marins du rift albien des Pyrénées. Société Nationale ELF Aquitaine (Production), Pau. 405-435
- Boulvais, P., 2016. Fluid generation in the Boucheville Basin as a consequence of the North Pyrenean metamorphism. *Comptes Rendus Geoscience* 348, 301–311. doi:10.1016/j.crte.2015.06.013
- Bussolotto, M., Benedicto, A., Moen-Maurel, L., Invernizzi, C., 2015. Fault deformation mechanisms and fault rocks in micritic limestones : Examples from Corinth rift normal faults. *Journal of Structural Geology* 77, 191 – 212. doi : 10.1016/j.jsg.2015.05.004
- Canérot, J., 1964. Contribution à l'étude géologique des chaînons Nord-Pyrénéens compris entre les vallées d'Aspe et d'Ossau (B.-P.).
- Canérot, J., 1988. Manifestation de l'halocinèse dans les chaînons béarnais (Zone Nord Pyrénéenne) au Crétacé inférieur. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris Série II*, 306, 1099-1102
- Canérot, J., Bauer, J., Bilotte, M., Bourdillon, C., Colin, J.-P., Debroas, E.-J., Magniez, F., Mediavilla, F., Ternet, Y., 2004. Sur la structure, l'âge et l'origine des « brèches de Bosmendiète » (Pyrénées-Atlantiques). *Comptes Rendus Geoscience* 336, 951–958. doi:10.1016/j.crte.2004.02.012
- Canérot, J., Delavaux, F., 1986. Tectonique et sédimentation sur la marge nord-ibérique des chaînons béarnais (Pyrénées basco-béarnaises). Remise en question de la signification des lherzolites du sommet de Sarailé. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Série II*, 302, 951-956
- Canérot, J., Hudec, M.R., Rockenbauch, K., 2005. Mesozoic diapirism in the Pyrenean orogen: Salt tectonics on a transform plate boundary. *AAPG Bulletin* 89, 211–229. doi:10.1306/09170404007
- Canérot, J., Laumonier, B., Baudin, T., 2006. Sur l'origine karstique et l'âge plio-quadernaire des accumulations bréchiques dites « brèches marines et paléocènes » d'Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales, France). *Eclogae Geologicae Helveticae* 99, 49–64. doi:10.1007/s00015-006-1175-z
- Canérot, J., Lenoble, J.-L., 1989. Le diapir du Lichançumendy (Pyrénées-Atlantiques), nouvel élément de la marge ibérique des Pyrénées occidentales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris Série II*, 308, 1467 -1472.
- Canérot, J., Lenoble, J.-L., 1993. Diapirisme crétacé sur la marge ibérique des Pyrénées occidentales : exemple du pic de Lauriolle ; comparaisons avec l'Aquitaine, les Pyrénées centrales et orientales. *Bulletin de la Société Géologique de France* 164, n°5, 719-726.
- Canérot, J., Majesté-Menjoulas, C., Ternet, Y., 1999. Le cadre stratigraphique et géodynamique des altérites et des bauxites sur la marge ibérique des Pyrénées occidentales (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 328, 451-456.
- Canérot, J., Majesté-Menjoulas, C. Ternet, Y. 2001. La faille nord-pyrénéenne mythe ou réalité ? Le « couloir de décrochement Bielle-Accous » élément de réponse du terrain en vallée d'Aspe et d'Ossau (Pyrénées Atlantiques). *Strata, Actes du Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie de l'Université Paul Sabatier série 2 mémoires :vol.37. 36p*
- Canérot, J., Majesté-Menjoulas, C. Ternet, Y. James, V. 2001. Observations sur la note : « Les glissements rocheux du versant sud du Layens (Vallée d'Aspe, Pyrénées occidentales), Richard Fabre, Christian Desrumaux et Thomas Lebourg, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 2000, T.171, n°4, 407-418 ». *Bulletin de la Société Géologique de France* 172, 779 - 784.
- Casteras, M., 1971. Carte géol. France (1/50 000), feuille Lourdes (1052), Orléans : BRGM.
- Casteras, M., 1970. Carte géol. France (1/50 000), feuille Oloron-Sainte-Marie (1051), Orléans : BRGM.
- Choukroune, P., 1973. La brèche de Lherz dite « d'explosion lié à la mise en place des lherzolites » est une brèche sédimentaire d'âge cénozoïque (Pyrénées Ariégeoises). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris Série D*, 277, 2621 – 2624.

- Choukroune, P. ECORS team., 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics* 8, 23-39.
- Choukroune, P., Mattauer, M., 1978. Tectonique des plaques et Pyrénées : sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne ; comparaisons avec des modèles actuels. *Bulletin de la Société Géologique de France* n°5, 689-700
- Clerc, C., 2012. Evolution du domaine Nord-Pyrénéen au Crétacé. Amincissement crustal extrême et thermicité élevée : un analogue pour les marges passives. Thèse à l'Université Pierre et Marie Curie – Paris VI.
- Clerc, C., Boulvais, P., Lagabrielle, Y., de Saint Blanquat, M., 2013. Ophicalcites from the northern Pyrenean belt: a field, petrographic and stable isotope study. *International Journal of Earth Sciences* 103, 141–163. doi:10.1007/s00531-013-0927-z
- Clerc, C., Lagabrielle, Y., 2014. Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins. *Tectonics* 33, 1340–1359. doi:10.1002/2013TC003471
- Clerc, C., Lagabrielle, Y., Labaume, P., Ringenbach, J.-C., Vauchez, A., Nalpas, T., Bousquet, R., Ballard, J.-F., Lahfid, A., Fourcade, S., 2016. Basement – Cover decoupling and progressive exhumation of metamorphic sediments at hot rifted margin. Insights from the Northeastern Pyrenean analog. *Tectonophysics* 686, 82–97. doi:10.1016/j.tecto.2016.07.022
- Clerc, C., Lahfid, A., Monié, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Poujol, M., Boulvais, P., Ringenbach, J.-C., Masini, E., de St Blanquat, M., 2015. High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the North Pyrenean passive paleomargin. *Solid Earth* 6, 643–668. doi:10.5194/se-6-643-2015
- Combes, P.-J., Peybernès, B., 1987. Les altérites et les brèches des Pyrénées Basco-Béarnaises liées à l'évolution polyphasée de la marge passive nord-ibérique au Jurassique et au Crétacé inférieur. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris Série II*, 305, 49-54.
- Combes, P.-J., Peybernès, B., Leyreloup, A.-F., 1998. Altérites et bauxites, témoins des marges européenne et ibérique des Pyrénées occidentales au Jurassique supérieur – Crétacé inférieur, à l'ouest de la vallée d'Ossau (Pyrénées-Atlantiques, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 327, 271 – 278.
- Corre, B., Lagabrielle, Y., Labaume, P., Fourcade, S., Clerc, C., Ballèvre, M., 2016. Deformation associated with mantle exhumation in a distal, hot passive margin environment: New constraints from the Sarailé Massif (Chaînons Béarnais, North-Pyrenean Zone). *Comptes Rendus Geoscience* 348, 279–289. doi:10.1016/j.crte.2015.11.007
- Dauteuil, O., Raymond, D., Ricou, L.-E., 1987. Brèches de fracturation hydraulique dans la zone métamorphique des Pyrénées, exemples à l'est du Saint-Barthélémy. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris Série II*, 304, 1025-1028
- de Saint Blanquat, M., Bajolet, F., Grand'Homme, A., Proietti, A., Zanti, M., Boutin, A., Clerc, C., Lagabrielle, Y., Labaume, P., 2016. Cretaceous mantle exhumation in the central Pyrenees: New constraints from the peridotites in eastern Ariège (North Pyrenean zone, France). *Comptes Rendus Geoscience* 348, 268–278. doi:10.1016/j.crte.2015.12.003
- Debroas, E.-J., 1987. Modèle de bassin triangulaire à l'intersection de décrochements divergents pour le fossé Ibo-cénomaniens de la Ballongue (zone nord pyrénéenne, France). *Bulletin de la Société Géologique de France* III, n°5, 887-898.
- Debroas, E.-J., 1990. Le flysch noir albo-cénomaniens témoin de la structuration albienne à sénomienne de la Zone nord pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). *Bulletin de la Société Géologique de France* VI, n°2, 273-285
- Debroas, E.-J., Canérot, J., Bilotte, M., 2010. Les brèches d'Urdach, témoins de l'exhumation du manteau pyrénéen dans un escarpement de faille vraconnien-cénomaniens inférieur (Zone Nord-Pyrénéenne, Pyrénées-Atlantiques, France). *Géologie de la France* 2, 53-64.
- Debroas, E. -J., Marty, F., Mediavilla, F., Souquet, P., 1977. Identification de brèches tectoniques dans les brèches réputées sédimentaires et éocènes de la Zone Interne Métamorphique des Pyrénées; conséquences stratigraphiques et structurales. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 113(1-2), 212-218.
- Durand-Wackenheim, C., Souquet, P., & Thiébaud, G., 1981. La brèche d'Errozaté (Pyrénées-Atlantiques): faciès de résedimentation en un milieu profond de matériaux d'une plateforme carbonatée crétacée à substratum hercynien. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 117, 87-94.
- Fabre, R., Desreumaux, C., Lebourg, T., 2000. Les glissements rocheux du versant sud du Layens (Vallée d'Aspe, Pyrénées occidentales). *Bulletin de la Société Géologique de France* 171 (4), 407-418.
- Flügel, E., 2004. *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. Springer, Berlin ; New York.
- Fondcave-Wallez, M.-J., Peybernès, B., Combes, P.-J., 2006. Les Foraminifères planctoniques des brèches paléocènes du secteur de Tardets (Zone des Chaînons Béarnais, Pyrénées-Atlantiques). *Comptes Rendus Palevol* 5, 859–866. doi:10.1016/j.crpv.2006.05.004
- Golberg, J.-M., Leyreloup, A.-F., 1990. High temperature – low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104, 194-207
- Golberg, J.-M., Maluski, H., 1988. Données et mises au point sur l'âge du métamorphisme pyrénéen. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris Série II*, 306, 429-435

- Hogrel-Made, M., 1988. Les types de sédimentation bréchique dans les chaînons calcaires jurassico-crétacés de la zone de Tardets (Pyrénées-Atlantiques). Relations avec la dynamique de la Zone Nord Pyrénéenne. Thèse à l'Université de Pau et des pays de l'Adour.
- James, V., 1988. La plate-forme carbonatée ouest-pyrénéenne au Jurassique moyen et supérieur : Stratigraphie séquentielle, stade d'évolution, relation avec la subsurface en Aquitaine méridionale. Thèse à l'Université Paul Sabatier de Toulouse.
- James, V., Canérot, J., 1999. Diapirisme et structuration post-triasique des Pyrénées occidentales et de l'Aquitaine méridional (France). *Eclogae geologicae. Helvetiae* 92, 6-72
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., Masini, E., 2009. Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees: extreme crustal thinning in the pyrenees. *Tectonics* 28, n/a-n/a. doi:10.1029/2008TC002406
- Labaume, P., Teixell, A., 2014. Croissance et compression de diapirs dans le domaine nord-pyrénéen (Chaînons Béarnais) : de l'hyper-extension mi-crétacée à l'inversion pyrénéenne. Réunion des Sciences de la Terre, Pau.
- Lagabrielle, Y., Bodinier, J.-L., 2008. Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees: Cretaceous exhumation of pyrenean mantle. *Terra Nova* 20, 11–21. doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00781.x
- Lagabrielle, Y., Clerc, C., Vauchez, A., Lahfid, A., Labaume, P., Azambre, B., Fourcade, S., Dautria, J.-M., 2016. Very high geothermal gradient during mantle exhumation recorded in mylonitic marbles and carbonate breccias from a Mesozoic Pyrenean palaeomargin (Lherz area, North Pyrenean Zone, France). *Comptes Rendus Geoscience* 348, 290–300. doi:10.1016/j.crte.2015.11.004
- Lagabrielle, Y., Labaume, P., de Saint Blanquat, M., 2010. Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies: PYRENEAN LHERZOLITES, GRAVITY TECTONICS. *Tectonics* 29, n/a-n/a. doi:10.1029/2009TC002588
- Lahfid, A., 2008. Géothermomètres dans des séries argileuses très matures. Thèses à l'Université Paris-Diderot.
- Lahfid, A., Beyssac, O., Deville, E., Negro, F., Chopin, C., Goffé, B., 2010. Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland): RSCM in low-grade metasediments. *Terra Nova* 22, 354–360. doi:10.1111/j.1365-3121.2010.00956.x
- Lenoble, J.-L., 1992. Les plateformes carbonatées ouest-pyrénéennes du Dogger à l'Albien. Thèse à l'Université Paul Sabatier.
- Mattauer, M., Henry, J., 1979. Pyrenees. Geological Society, London, Special Publications 4, 3–21.
- Meurisse, M., 1974. Sur les brèches vitrolliennes des Pyrénées centrales et orientales. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris Série D*, 278, 1545-1547
- Mouthereau, F., Filleaudeau, P. Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M. G., Castelltort, S., Christophoul, F., Masini, E. (2014). Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. *Tectonics*, 33(12), 2283-2314
- Munoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt : ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. *Thrust tectonics*, 235-246.
- Olivet, J.-L., 1996. Cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Centres Rech. Explor.- ELF Aquitaine*, Pau.
- Peybernès, B., Fondécave-Wallez, M.-J., Combes, P.-J., 2002a. Mise en évidence de brèches marines paléocènes discordantes sur l'axe orogénique crétacé des Pyrénées, entre Garonne et Gave de Pau. *Bulletin de la Société Géologique de France* 173, n°6, 523-532.
- Peybernès, B., Fondécave-Wallez, M.-J., Combes, P.-J., 2002b. Découverte de Foraminifères planctoniques paléocènes dans les brèches, précédemment tenues pour aptiennes et d'origine diapirique, des Pyrénées basco-béarnaises. *Comptes Rendus Palevol* 1, 3–10.
- Peybernès, B., Garot, B., 1984. Les brèches d'écroulements aptiennes, témoins de la paléomarge nord-ibérique du domaine pyrénéen dans la zone des chaînons béarnais. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse* 120, 51–60.
- Pomoni-Papaioannou, F., Karakitsios, V., 2002. Facies analysis of the Trypali carbonate unit (Upper Triassic) in central-western Crete (Greece): an evaporite formation transformed into solution-collapse breccias. *Sedimentology* 49, 1113–1132.
- Poprawski, Y., Basile, C., Jaillard, E., Gaudin, M., Lopez, M., 2016. Halokinetic sequences in carbonate systems: An example from the Middle Albian Bakio Breccias Formation (Basque Country, Spain). *Sedimentary Geology* 334, 34–52. doi:10.1016/j.sedgeo.2016.01.013
- Puigdefabregas, C., Souquet, P., 1986. Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics* 129, 173-203
- Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J.-A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P., Deramond, J., 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross sections : geometric constraints of the evolution of the Pyrenees. *Tectonics* 8, 41-50.

- Souquet, P., Debroas, E.-J., Boirie, J.-M., Pons, P., Fixari, G., Roux, J.-P., Dol, J., Thieuloy, J.-P., Bonnemaïson, M., Manivit, H., Peybernès, B., 1985. *Le groupe du flysch noir (albo-cénomaniens) dans les Pyrénées*. Société Nationale ELF Aquitaine (Production), Pau. 183 - 252
- Souquet, P., Peybernès, B., Bilotte, M., Debroas, E.-J., 1977. *La chaîne alpine des Pyrénées*. *Géologie alpine* 53, 193–216.
- Souquet, P., Peybernès, B., Thiébaud, J., 1991. *Identification de brèches chaotiques du Flysch Noir albien-cénomaniens basal dans le socle du massif hercynien nord-pyrénéen de Julos-Loucrup : conséquences stratigraphiques et structurales*. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse* 127, 119-124.
- Teixell, A., 1998. *Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees*. *Tectonics*, 17, 395-406.
- Teixell, A., Labaume, P., Lagabrielle, Y., 2016. *The crustal evolution of the west-central Pyrenees revisited: Inferences from a new kinematic scenario*. *Comptes Rendus Geoscience* 348, 257–267. doi:10.1016/j.crte.2015.10.010
- Ternet, Y., Barrère, P., Canérot, J., Majesté-menjoullàs, C., 2003. *Carte géol. France (1/50 000), feuille Laruns-Somport (1069)*, Orléans : BRGM.
- Ternet, Y., Majesté-menjoullàs, C., Canérot, J., Baudin, T., Cocherie, A., Guerrot, C., Rossi P., 2004. *Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Laruns-Somport (1069)*. Orléans : BRGM, 192p.
- Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Bernet, M., Gautheron, C., Masini, E., Le Pourhiet, L., Tibari, B., Lahfid, A., 2014. *Thermal imprint of rift-related processes in orogens as recorded in the Pyrenees*. *Earth and Planetary Science Letters* 408, 296–306. doi:10.1016/j.epsl.2014.10.014
- Vergés, J., Fernández, M., Martínez, A., 2002. *The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution*. *Journal of the Virtual Explorer* 8, 55–74.
- Villard, J., 2016. *Déformation et thermicité de la couverture mésozoïque dans une structure salifère des Chaînons Béarnais (Zone Nord Pyrénéenne)*, Mémoire de Master 2, Géosciences Montpellier.