



# Amélioration de la connaissance géologique sur les profils d'altération des formations de socle dans la chaîne des Pyrénées

(rapport réalisé dans le cadre du programme POTAPYR)

Rapport final

BRGM/RP-67178-FR  
Janvier 2018





# Amélioration de la connaissance géologique sur les profils d'altération des formations de socle dans la chaîne des Pyrénées (rapport réalisé dans le cadre du programme POTAPYR)

Rapport final

**BRGM/RP-67178-FR**

Janvier 2018

Étude réalisée dans le cadre des opérations  
de Service public du BRGM (PSP13MPY22)

**B. Monod, R. Wyns, T. Baudin**

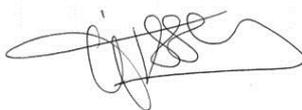
Avec la collaboration de **J. Carcone, M. Pambrun**

**Vérificateur :**

Nom : **Tissoux Hélène**

Fonction : Resp. Scientif. Programme

Date : 08/02/2018



**Approbateur :**

Nom : **Hau-Barras Anne-Valérie**

Fonction : Directeur régional délégué

Date : 05/03/2018

Signature :



Le système de management de la qualité et de l'environnement  
est certifié par AFNOR selon les normes ISO 9001 et ISO 14001.

# Préambule

Ce préambule a pour objectif de présenter l'organisation des différents livrables réalisés dans le cadre du programme POTAPYR :

➤ **Rapport BRGM/RP-66912-FR** :

***Diagnostic des potentialités aquifères des formations de la chaîne pyrénéenne dans les départements des Hautes-Pyrénées, de Haute-Garonne, et de l'Ariège (POTAPYR)***

Il est accompagné de trois documents annexes :

- ❖ Carte hydrogéologique hors texte à l'échelle 1/200 000 des potentialités aquifères des formations de la chaîne pyrénéenne dans les départements des Hautes-Pyrénées, de Haute-Garonne, et de l'Ariège
- ❖ Atlas hydrogéologique des potentialités aquifères des formations de la chaîne pyrénéenne dans les départements des Hautes-Pyrénées, de Haute-Garonne, et de l'Ariège, selon un découpage en 32 secteurs
- ❖ Annexes hors texte du rapport hydrogéologique

➤ **Rapport BRGM/RP-67178-FR** (présent rapport)

***Amélioration de la connaissance géologique sur les profils d'altération des formations de socle dans la chaîne des Pyrénées (réalisé dans le cadre du programme POTAPYR)***

➤ **Rapport BRGM/RP-67098-FR**

***Amélioration de la connaissance géologique des formations fluvi-glaciaires dans les Pyrénées (réalisé dans le cadre du programme POTAPYR)***

**Mots-clés** : Profil d'altération latéritique, surface plane, horizon fissuré, formation de socle, Granite, varisque, alpin, Pyrénées, Midi-Pyrénées, Hautes-Pyrénées, Haute-Garonne, Ariège, Occitanie

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

**Monod B., Wyns R., Baudin T., Carcone J., Pambrun M.** (2018) – Amélioration de la connaissance géologique sur les profils d'altération des formations de socle dans la chaîne des Pyrénées (réalisé dans le cadre du programme POTAPYR). Rapport final. BRGM/RP-67178-FR, 76 p., 39 ill., 4 tabl., 1 ann.

## Synthèse

Le Programme POTAPYR (Diagnostic des **P**otentialités **A**quifères des formations de la chaîne **pyr**énéenne dans les départements des Hautes-Pyrénées, de la Haute-Garonne, et de l'Ariège, 2013-2017) est axé sur l'amélioration des connaissances, notamment par le biais d'acquisition de données nouvelles, sur les aquifères en zone de montagne. A ce titre, l'étude présentée dans ce rapport se focalise sur les formations de socle, dans la continuité des travaux réalisés dans le secteur « Massif Central » entre 2009 et 2010. En effet, le développement d'un horizon fissuré sous les arènes du profil d'altération latéritique sur des formations de socle et les propriétés aquifères associées dans certaines conditions ont été démontrés (Lachassagne et al., 2011). Les résultats encourageants sur la caractérisation du potentiel de développement d'un profil d'altération et de sa préservation, obtenus à partir de concepts intégrant la pétrographie, la géomorphologie, l'analyse structurale et l'histoire géologique de la zone, dans le secteur « Massif Central » de l'ex-région Midi-Pyrénées, ont permis de proposer la poursuite des investigations dans les Pyrénées.

Dans les Pyrénées, les formations géologiques réunissant les critères minéralogiques, texturaux et structuraux favorable à la genèse d'un horizon fissuré sont nombreuses : granitoïdes, migmatites, gneiss, micaschistes, roches ultrabasiques. Les reconnaissances de terrain préliminaires au projet ont montré par ailleurs que la zone axiale des Pyrénées conserve de nombreux vestiges de surfaces d'aplanissement, les « surfaces perchées pyrénéennes », portant des profils latéritiques plus ou moins bien préservés. L'objectif visé par cette étude est donc d'étudier les profils d'altération latéritique dans la chaîne des Pyrénées, afin d'identifier la préservation d'un horizon fissuré susceptible de jouer un rôle d'intérêt hydrogéologique. Cette étude constitue la première étude régionale sur les formations de socle en contexte de chaîne de collision.

Les cartes géologiques à 1/50 000 couvrant la zone d'étude ne mentionnant en général pas le degré d'altération des roches, la cartographie des formations géologiques favorables à la présence d'un horizon fissuré s'est donc appuyée sur des reconnaissances de terrain, dans le but d'identifier des reliques de profils latéritiques. Les observations géologiques effectuées dans le cadre du projet POTAPYR ont permis de mettre en évidence la présence fréquente de profils d'altération latéritique dans la zone axiale des Pyrénées et sur les massifs nord-pyrénéens.

Une carte du potentiel de développement d'un horizon fissuré issu du processus d'altération des formations de socle est présentée à partir des données lithologiques, pétrographiques, géomorphologiques et structurales, observées d'une part et synthétisées de la littérature d'autre part. Cette carte propose cinq classes de potentiel depuis les formations défavorables aux formations extrêmement favorables. Les lithologies les plus favorables sont les granitoïdes, puis les orthogneiss et certaines migmatites. Les lithologies moins favorables sont les roches épimétamorphiques paradérivées.

Ces travaux permettent également de conclure sur les profils d'altération latéritique qui sont soit antérieurs, soit postérieurs à la collision pyrénéenne. Dans le détail :

- des profils anté-pyrénéens ne restent que des altérites et/ou l'horizon fissuré. Les contraintes d'âge permettent d'identifier un profil antérieur au Trias moyen (245 Ma) et un profil antérieur au Turonien (94 Ma) en Ariège qui semble rajeunir vers l'ouest où il serait antérieur au Santonien (85 Ma) dans le cirque de Troumouse.
- le profil post-pyrénéen peut être localement préservé en totalité depuis la surface sommitale jusqu'à l'horizon fissuré, mais n'est pas continu sur l'ensemble de la zone

d'étude car disséqué par l'incision des rivières et en général en partie érodé. L'attribution de l'âge du développement est comprise entre 30 et 10 Ma d'après l'étude des surfaces planes de haute altitude (Monod et al., 2016). Ces surfaces ont été observées sur l'ensemble de la zone d'étude. Elles sont décalées par des failles qui permettent la conservation du profil d'altération malgré l'érosion liée à la formation du relief et l'érosion glaciaire.

La préservation des horizons du profil d'altération est dépendante de l'altitude qui doit être inférieure à 1 500 mètres. En prenant l'exemple des granites, qui marquent le mieux l'altération, c'est le cas des granites de Bordères-Louron, Bethmale, Ax-les-Thermes, Quérigut, ainsi que ceux des massifs nord-pyrénéens, situés pour la plupart entre 500 et 1000 mètres d'altitude. Une seule exception est présente sur la zone d'étude, il s'agit du plateau de Beille sur le massif de l'Aston, où une surface surmontant des arènes culmine à 1900 mètres d'altitude malgré une érosion glaciaire ayant été active. Cette exception peut s'expliquer par un contexte tectonique particulier où des failles normales orientées N110° effondrent des compartiments altérés.

Une étude spécifique a été conduite sur le granite de Foix au vu de son intérêt à développer un horizon fissuré sous le niveau de la rivière. L'âge de développement du profil d'altération latéritique sur ce granite serait postérieur à 25 Ma. Le profil est composé de 40 à 70 mètres d'épaisseur d'arènes et d'un horizon fissuré au moins égal à 80 mètres d'épaisseur. Il s'agit du seul exemple observé sur le secteur POTAPYR, d'un horizon fissuré issu du processus d'altération développé sous le niveau de la rivière et à ce titre présentant un intérêt hydrogéologique.

Les interprétations sur les périodes d'altération et la structuration tectonique des profils d'altération proposées dans ce rapport sont des pistes de travail qui n'ont pas pu être approfondies étant donné qu'elles sortaient des objectifs du projet. Les premiers résultats ont toutefois été publiés dans le numéro spécial Pyrénées des Comptes rendus géoscience (Monod et al., 2016, Annexe 1). Les résultats géologiques présentés dans ce rapport ont participés au contenu scientifique du montage d'un projet de recherche de grande ampleur nommé « Source to sink » en collaboration avec Total. Ce projet permettra de valider ou d'infirmer les hypothèses proposées par des études de terrain plus approfondies et la mise en place de méthodologies de datation des profils d'altération.

Les observations des profils d'altération dans les Pyrénées, la localisation des zones de préservation des horizons d'altérites et fissurés de ces profils apportent des éléments nouveaux sur la compréhension du développement de la fissuration dans les formations de socle en contexte montagneux. Cependant cette fissuration est difficilement dissociable de la fracturation tectonique pour expliquer les circulations d'eau.

## Sommaire

<b>1. Introduction .....</b>	<b>11</b>
1.1. CONTEXTE .....	11
1.2. OBJECTIFS .....	12
<b>2. Rappel méthodologique.....</b>	<b>13</b>
2.1. RAPPELS DU CONCEPT UTILISÉ DANS LE SECTEUR « MASSIF CENTRAL » : FISSURATION DES FORMATIONS DE SOCLE PAR L'ALTÉRATION .....	13
2.2. PRÉSENTATION GÉOGRAPHIQUE DE LA ZONE D'ÉTUDE .....	14
<b>3. Présentation géologique et synthèse géodynamique des Pyrénées.....</b>	<b>15</b>
3.1. SCHÉMA STRUCTURAL DES PYRÉNÉES .....	15
3.2. STRUCTURE PROFONDE DES PYRÉNÉES. ....	15
3.3. SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE DES PYRÉNÉES CENTRALES.....	17
Le Cycle varisque .....	17
Le cycle alpin .....	19
Evolution récente des Pyrénées.....	23
<b>4. Les formations de socle dans la zone d'étude.....</b>	<b>25</b>
<b>5. Données géologiques collectées .....</b>	<b>29</b>
5.1. MARQUEURS GÉOMORPHOLOGIQUES : LES SURFACES PLANES.....	29
5.2. OBSERVATIONS DES PROFILS D'ALTÉRATION LATÉRITIQUE.....	30
5.3. ÉLÉMENTS DE DATATION DES PROFILS D'ALTÉRATION .....	35
<b>6. Observations des profils d'altération : paléosurfaces, altérites, horizon fissuré et datation.....</b>	<b>37</b>
6.1. LES PROFILS D'ALTÉRATION DES PYRÉNÉES CENTRALES.....	37
Les profils d'altération anté-pyrénéens.....	37
Les profils d'altération postérieurs à la compression pyrénéenne .....	44
Relation entre les paléosurfaces des Pyrénées centrales et les paléosurfaces post-orogéniques des Pyrénées orientales .....	52
6.2. ETUDE SPÉCIFIQUE SUR LE PROFIL D'ALTÉRATION DU GRANITE DE FOIX .....	55
Étagement des surfaces d'altération .....	56
Description du profil d'altération d'après les sondages électriques.....	58
Synthèse du développement de l'altération.....	60

<b>7. Carte du potentiel de développement d'un horizon fissuré d'altération dans les formations de socle.....</b>	<b>61</b>
7.1. ORGANISATION DE LA BASE DE DONNÉES .....	61
Tableau des points d'observations de terrain.....	61
Carte du potentiel de développement d'un horizon fissuré lié à l'altération .....	61
Couche des paléosurfaces altérées.....	62
Couche des horizons fissurés.....	62
7.2. ELABORATION DE LA CARTE .....	65
7.3. RÉSULTATS SUR LE POTENTIEL DE DÉVELOPPEMENT D'UN HORIZON FISSURÉ LIÉ À L'ALTÉRATION .....	66
<b>8. Synthèse sur la formation et la préservation d'un profil d'altération dans une chaîne de montagne et perspectives .....</b>	<b>69</b>
8.1. CONDITIONS DE PRÉSERVATION DU PROFIL D'ALTÉRATION .....	69
8.2. PÉRIODES DE FORMATION DU PROFIL D'ALTÉRATION.....	69
8.3. PERSPECTIVES POUR L'ETUDE HYDROGÉOLOGIQUE DU PROJET POTAPYR .....	70
<b>9. Conclusion .....</b>	<b>71</b>
<b>10. Bibliographie.....</b>	<b>73</b>

## Liste des illustrations

Illustration 1 – Schéma conceptuel d'un profil latéritique montrant l'horizon fissuré sous la saprolite (Wyns 1998).....	13
Illustration 2 – Emprise de la zone d'étude du projet POTAPYR .....	14
Illustration 3 – Haut : schéma structural des Pyrénées, modifié d'après Lacan (2008). La ligne rouge correspond à la limite de la zone d'étude qui se poursuit au nord le long du CFNP. Bas : coupe schématique des Pyrénées le long du profil ECORS (localisé par le trait blanc sur la carte au-dessus) modifié d'après Roure et al. (1989), in Beaumont et al. (2000).....	16
Illustration 4 – Carte géologique simplifiée de la zone d'étude du projet POTAPYR présentant les terrains rencontrés : ensemble des méta-sédiments, schistes paléozoïques, granitoïdes, ensemble des orthogneiss de la zone axiale et des massifs nord-pyrénéens .....	27
Illustration 5 – Carte des points d'observations de terrain et des vols hélicoptérés (2014).....	31
Illustration 6 – Carte de l'altitude des replats de la zone axiale (partie ouest) .....	32
Illustration 7 – Carte de l'altitude des replats de la zone axiale (partie est).....	33

Illustration 8 – Carte des différents secteurs sur lesquels les observations géologiques sont décrites dans le texte.....	37
Illustration 9 – Brèche attribuée à la base du Trias remaniant des boules et blocs anguleux de granite altéré dans une matrice d'argilite rouge, observé dans la vallée du Louron avec Julie Carcone lors de son stage de Master 2 labéllisé RGF (point n° JCAR025 ; secteur 1 sur Illustration 8) .....	38
Illustration 10 – Le profil d'altération sous le Crétacé supérieur au sommet du Balaïtous montre des granites altérés de couleur rouge (secteur 2 sur Illustration 8) .....	39
Illustration 11 – L'horizon fissuré du profil latéritique anté-Santonien, sous la nappe de Gavarnie, dans le cirque de Troumouse (secteur 3 sur Illustration 8) .....	39
Illustration 12 - L'horizon fissuré du granite d'Ercé dans la vallée du Garbet, en bordure sud du bassin de Massat (affleurement 3479 ; secteur 4 sur Illustration 8) .....	41
Illustration 13 – Contact discordant du flysch à Fucoïdes sur le granite altéré d'Ercé (09) permettant de donner un âge anté-Turonien au profil d'altération (affleurement 3480 ; secteur 4 sur Illustration 8) .....	42
Illustration 14 – Carte sommaire des altérites en place sur le socle de Milhas d'après les observations de terrain (secteur 5 sur Illustration 8). Le fond de carte correspond à la carte géologique à 1/50 000 feuille Aspet.....	43
Illustration 15 – Extrait de la carte des replats centrée sur la vallée du Louron (échelle des couleurs sur l'illustration 6. En rouge : tracé des failles délimitant le graben de la vallée du Louron. En noir : failles de la carte géologique à 1/50 000 (secteur 1 sur Illustration 8) ..	44
Illustration 16 – Carte des arènes en place sur le granite de Bordères-Louron, position des affleurements étudiés et détail des failles permettant d'interpréter la vallée du Louron comme un graben .....	45
Illustration 17 – Stries décrochantes dans les arènes du granite de Bordères (le nord est à gauche). Plan 180W80, stries à pitch 10° N (affleurement 3824) .....	46
Illustration 18 – Stries normales dans les arènes du granite de Bordères (le nord est à gauche). Plan de faille 172W85, stries à pitch 70°N (affleurement 3824) .....	46
Illustration 19 – Stéréogrammes des plans striés et des stries mesurés dans les arène à Bordères Louron (projection de Schmidt, hémisphère inférieur).....	46
Illustration 20 – Haut : la vallée du Louron (à gauche de la photo) vue en direction du nord, et le plateau situé juste à l'est constituant la bordure soulevée du graben de la vallée du Louron. Bas : carte topographique à 1/100 000 de la vallée avec position du point de vue de la photo .....	47
Illustration 21 – Le plateau de Beille vu depuis le Massif de Saint Barthélemy (secteur 6 sur Illustration 8) .....	48
Illustration 22 – Relique de l'horizon fissuré dans les migmatites du plateau de Beille (point n° JCAR078) .....	48
Illustration 23 – haut : versant nord du plateau de Beille vu du Massif de Saint Barthélemy, montrant une série de failles normales à regard nord au pied desquelles sont préservées des arènes formant des pelouses. Bas : coupe géologique entre le plateau de Beille et le massif du St-Barthélemy montrant l'effondrement des compartiments où sont préservées les arènes, d'après Monod et al., 2016.....	49
Illustration 24 – Carte des replats du plateau de Beille et tracé des principales failles normales N110 identifiées .....	50
Illustration 25 - Position de la sablière où ont été mesurés des plans de failles normales N100 près de la station d'Ax-Bonascre .....	51

Illustration 26 - Exemple de faille normale N100 à regard nord dans la sablière au nord d'Ax-Bonascres. La veine de quartz surlignée en rouge est décalée d'environ 10 cm, le compartiment abaissé est au nord.....	51
Illustration 27 - Stéréogramme des plans de faille normale et des striés associés dans la sablière d'Ax-Bonascres (projection de Schmidt, hémisphère inférieur).....	52
Illustration 28 – Localisation des grabens de Cerdagne et du Capcir.....	53
Illustration 29 – Le graben du Capcir vu en direction du sud, les ellipses colorées montrant différents replats de surfaces étagées (Google Earth).....	53
Illustration 30 – Arènes granitiques en place scellées par des cailloutis Plio-Pleistocènes (Matemale, affleurement 3545 sur Illustration 7).....	54
Illustration 31 – Transition entre les Pyrénées centrales (surface perchée unique décalée par des failles) et Pyrénées orientales (surfaces étagées).....	54
Illustration 32 - Mécanismes au foyer extensifs associés aux failles longitudinales actives des Pyrénées (Chevrot et al., 2011).....	55
Illustration 33 – Carte géologique à 1/ 50 000 du granite de Foix (Cosson, Paris et al., 1986), points d'observations terrain de Maxime Pambrun (dont les horizons fissurés en vert), cartographie des altérites en place et localisation des sondages électriques réalisés ....	56
Illustration 34 – Etagement sur trois niveaux d'altitude distincts des altérites en place du granite de Foix cernés par un niveau supérieur entre 680 et 850 m d'altitude, visible dans les formations qui entourent le granite.....	57
Illustration 35 – Dépôts fluviatiles reposant en discordance sur l'horizon feuilleté du granite dans un coude de l'Arget à l'ouest de la Barguillère (points d'observation 012 sur Illustration 33 et Illustration 34).....	58
Illustration 36 – Interprétation de la profondeur des horizons d'altération (en mètres et unité logarithmique selon l'axe des ordonnées) des 6 sondages électriques du granite de Foix.....	59
Illustration 37 – Coupe synthétique du profil d'altération sur le granite de Foix.....	60
Illustration 38 – Légende de la carte de potentiel du développement d'un horizon fissuré lié à l'altération de la zone d'étude.....	65
Illustration 39 – Carte du potentiel de développement d'un horizon fissuré lié à l'altération : aptitude des roches de socle à développer une fracturation d'altération d'après leur composition minéralogique et leur déformation (foliation, schistosité). Les formations non concernées par cette classification sont les formations sédimentaires paléozoïques pas ou peu métamorphiques. Les formations non étudiées car n'appartenant pas aux formations de socle sont les formations superficielles et les formations sédimentaires méso-cénozoïques, figurées en jaune pale.....	67

## Liste des Tableaux

Tableau 1 – Extrait du tableau des points d'observation des différentes missions de terrain réalisées dans le cadre du projet.....	63
Tableau 2 – Extrait de la table attributaire de la carte du potentiel de développement d'un horizon fissuré lié à l'altération pour l'Ariège.....	63
Tableau 3 – Extrait de la table attributaire de la carte des paléosurfaces altérées.....	64
Tableau 4 – Extrait de la table attributaire de la carte des horizons fissurés.....	64

## Liste des annexes

Annexe 1 Article scientifique publié dans le numéro spécial Pyrénées des Comptes rendus Géoscience, rédigé à partir des résultats de cette étude .....	77
---	----



# 1. Introduction

## 1.1. CONTEXTE

Dans le cadre du Contrat de Plan Etat-Région (CPER) sur la période 2007-2013, le BRGM, avec l'appui de ses principaux partenaires (administrations déconcentrées, agences d'objectifs, collectivités territoriales), a proposé un programme pluriannuel d'actions concertées. Il y avait été mis en avant le besoin de lancer une action d'amélioration et d'actualisation des connaissances hydrogéologiques dans l'ex région Midi-Pyrénées (depuis 2016 faisant partie de la région Occitanie).

L'ensemble de ces réflexions a conduit à l'élaboration du programme ONGERE (**O**util d'aide à la **d**écision pour la **G**estion durable des **R**essources en **E**au) dont l'objectif était, à partir d'une série d'études planifiées sur six années, d'aboutir à une amélioration de la connaissance sur les eaux souterraines suffisante pour permettre la mise en œuvre d'une politique claire, efficace et cohérente, sur le moyen et le long terme, en matière de gestion durable des ressources en eau. Ce programme pluriannuel est basé sur une double approche : la capitalisation et la valorisation des données existantes, l'acquisition de nouvelles connaissances sur les thématiques ou les secteurs en ayant le plus besoin.

Le Programme POTAPYR (Diagnostic des Potentialités Aquifères des formations de la chaîne pyrénéenne dans les départements des Hautes-Pyrénées, de la Haute-Garonne, et de l'Ariège, 2013-2017), axé sur l'acquisition de nouvelles connaissances, constitue un des modules de ce programme pluriannuel.

Concernant les formations de socle proprement dites, le programme POTAPYR s'inscrit dans la continuité des travaux réalisés dans le secteur « Massif central », entre 2009 et 2010, sur les profils d'altération latéritique. Le profil d'altération latéritique résulte de l'hydrolyse par l'eau d'infiltration des minéraux primaires et l'appauvrissement progressif en cations par mise en solution et lessivage. Du haut vers le bas, sens de progression de l'altération, la structure d'un profil mature type correspond à : la cuirasse ferrugineuse, la saprolite (argiles kaoliniques), les arènes (sables plus ou moins argileux), la roche mère découpée par un horizon fissuré dont la densité des fissures décroît vers le bas.

Les résultats encourageants sur la caractérisation du potentiel de développement d'un profil d'altération et de sa préservation, obtenus à partir de concepts intégrant la pétrographie, la géomorphologie, l'analyse structurale et l'histoire géologique de la zone, dans le secteur « Massif central » de l'ex-région Midi-Pyrénées, ont permis de proposer la poursuite des investigations dans les Pyrénées. Il s'agit dans le cadre du programme POTAPYR, de mener une réflexion sur les conditions de développement et de préservation d'un tel profil d'altération en domaine de socle dans le contexte particulier d'une chaîne de collision telle que celle du massif des Pyrénées.

## 1.2. OBJECTIFS

Le développement d'un horizon fissuré sous les arènes du profil d'altération latéritique sur des formations de socle et les propriétés aquifères associées dans certaines conditions ont été démontrés (Lachassagne et al., 2011). Les études antérieures ont mis en évidence des profils d'altération latéritique postérieurs à la phase orogénique dans des orogènes anciens, notamment le Massif central en France (Gandolfi et al., 2010). L'objectif de cette étude est donc d'étudier les profils d'altération latéritique dans la chaîne récente des Pyrénées afin d'identifier la préservation d'un horizon fissuré susceptible de jouer un rôle d'intérêt hydrogéologique.

Cette étude constitue la première étude régionale sur les formations de socle en contexte de chaîne de collision. Dans les Pyrénées, les formations géologiques réunissant les critères minéralogiques, texturaux et structuraux favorable à la genèse d'un horizon fissuré sont nombreuses : granitoïdes, migmatites, gneiss, micaschistes, roches ultrabasiques. Les reconnaissances de terrain préliminaires au projet ont montré par ailleurs que la zone axiale des Pyrénées conserve de nombreux vestiges de surfaces d'aplanissement, les « surfaces perchées pyrénéennes », portant des profils latéritiques plus ou moins bien préservés.

Les cartes géologiques à 1/50 000 couvrant la zone d'étude ne mentionnant en général pas le degré d'altération des roches, la cartographie des formations géologiques favorables à la présence d'un horizon fissuré s'est donc appuyée sur des reconnaissances de terrain, dans le but d'identifier des reliques de profils latéritiques et de compléter, le cas échéant, la description des formations géologiques figurant dans les notices de cartes géologiques.

Les résultats obtenus permettent :

- de proposer une hiérarchisation des formations de socle par rapport à leur potentiel de développement d'un horizon fissuré issu du processus d'altération,
- de produire une carte de potentiel de développement d'un horizon fissuré issu du processus d'altération, à partir de la hiérarchisation définie,
- d'apporter des éléments de compréhension sur les conditions requises, dans une chaîne de collision telle que les Pyrénées, pour la mise en place et la préservation de surfaces d'aplanissement en altitude et d'un profil d'altération dans les formations de socle.

## 2. Rappel méthodologique

### 2.1. RAPPELS DU CONCEPT UTILISÉ DANS LE SECTEUR « MASSIF CENTRAL » : FISSURATION DES FORMATIONS DE SOCLE PAR L'ALTÉRATION

Dans la plupart des roches métamorphiques et plutoniques, la présence d'eau souterraine est liée à la présence d'un horizon fissuré situé dans la partie profonde d'anciens profils d'altération latéritique (Illustration 1). Les fissures de l'horizon fissuré résultent des contraintes résultant du gonflement de certains minéraux ferro-magnésiens au stade précoce de l'altération lorsque la roche est encore rigide. Les facteurs qui contrôlent la présence et le développement de l'horizon fissuré sont :

- la présence et l'abondance des minéraux gonflants : biotite, pyroxène et/ou olivine,
- la taille des minéraux gonflants (plus ils sont grands, plus l'horizon fissuré se développe facilement),
- dans les roches foliées, le pendage de la foliation (une foliation verticale permet une meilleure ouverture des fissures).

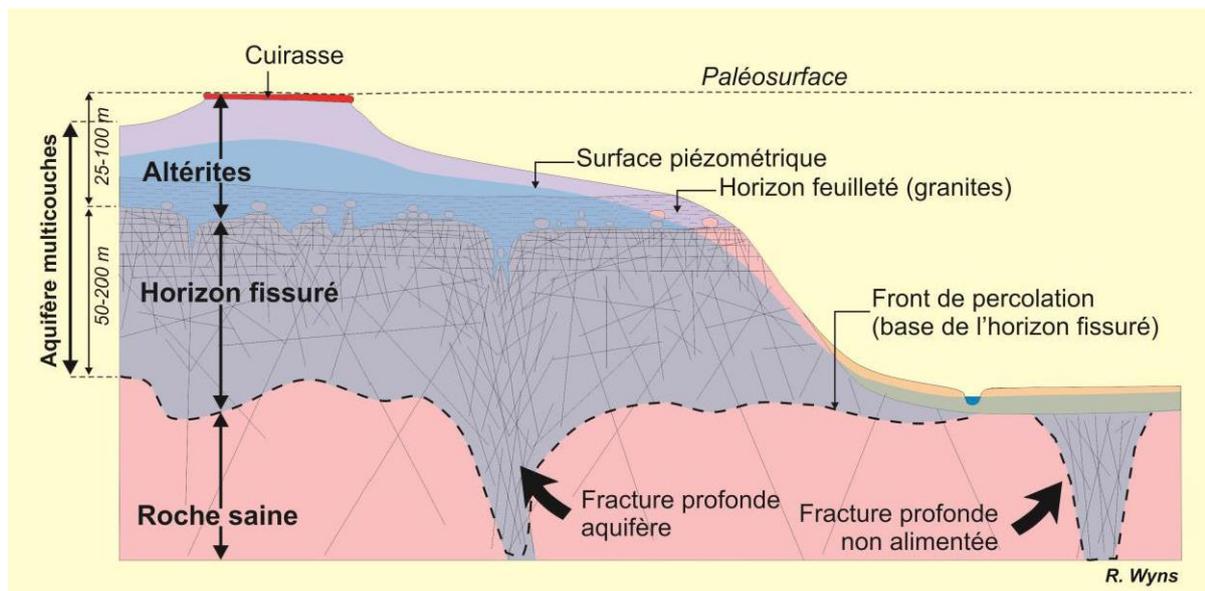


Illustration 1 – Schéma conceptuel d'un profil latéritique montrant l'horizon fissuré sous la saprolite (Wyns 1998)

Les altérites meubles peuvent avoir une faible ou une importante porosité en fonction de leur teneur en argile, mais leur perméabilité est toujours faible. Du fait que les altérites sont généralement en partie dénoyées, l'essentiel de la réserve en eau souterraine est situé dans l'horizon fissuré. Par ailleurs, les couloirs de fracturation d'origine tectonique, généralement antérieurs à l'altération, constituent des zones privilégiées de l'approfondissement du profil d'altération, zones susceptibles de constituer des cibles hydrogéologiques.

## 2.2. PRÉSENTATION GÉOGRAPHIQUE DE LA ZONE D'ÉTUDE

La zone d'étude correspond à la partie montagneuse des trois départements de l'ancienne région Midi-Pyrénées : l'Ariège, la Haute-Garonne, les Hautes-Pyrénées. Son emprise est schématisée en blanc sur l'illustration 2 et représente près de 8 000 km<sup>2</sup> soit 1/3 de la partie française du massif.

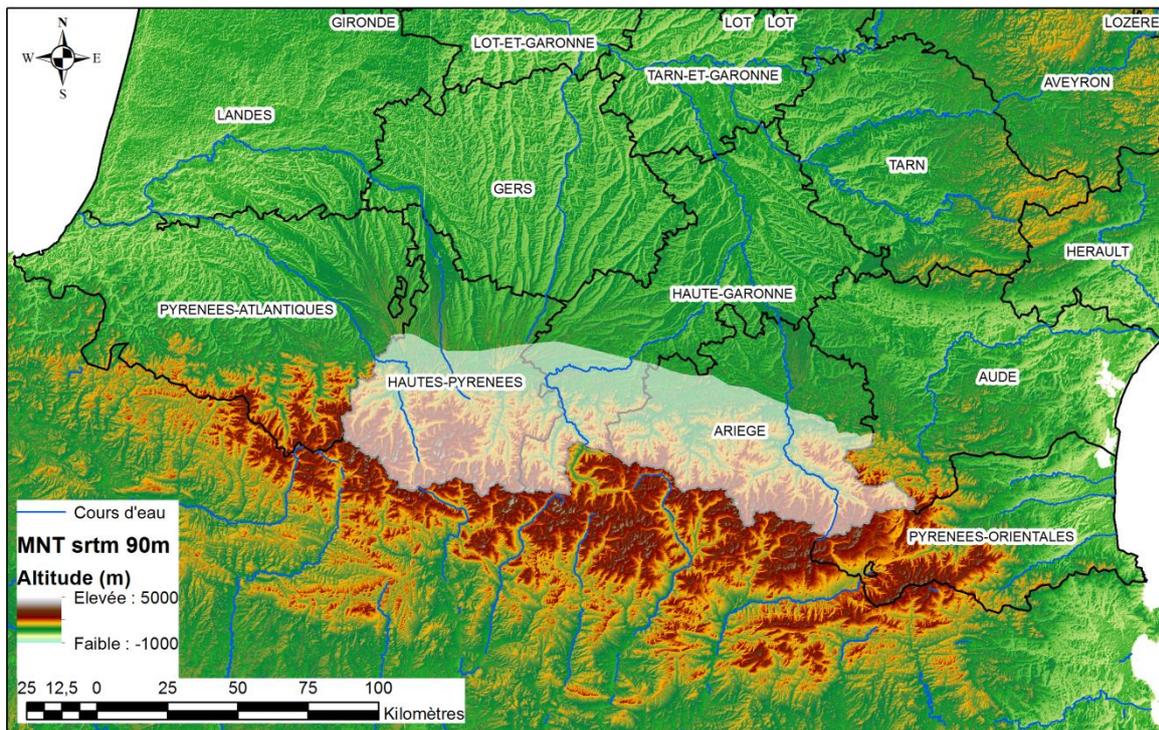


Illustration 2 – Emprise de la zone d'étude du projet POTAPYR

### 3. Présentation géologique et synthèse géodynamique des Pyrénées

L'étude de l'altération des formations de socle dans une chaîne de montagne alpine telle que les Pyrénées apporte des contraintes sur son évolution géologique. Elle demande donc des connaissances sur sa structure et les grands événements géodynamiques qui ont conduit à sa forme actuelle. Cette partie résume brièvement ces deux aspects.

#### 3.1. SCHÉMA STRUCTURAL DES PYRÉNÉES

Les Pyrénées forment une chaîne étroite de 400 km de longueur présentant une structure asymétrique à double vergence, bordée au nord et au sud par les bassins d'avant-pays d'Aquitaine et de l'Ebre. Cette chaîne alpine est classiquement subdivisée en 4 zones parallèles à son allongement qui sont du nord au sud (Illustration 3 haut):

- l'avant-pays molassique nord (rétro bassin d'avant-pays) représenté par le Bassin aquitain et la Zone sous-pyrénéenne, limité au sud par le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (CFNP),
- La Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP), véritable suture orogénique limitant les plaques, comprenant au sud la Zone Interne Métamorphique (ZIM) qui butte sur la Faille Nord-Pyrénéenne (FNP),
- La Zone Axiale (ZA), composée presque exclusivement de terrains paléozoïques et formant les plus hauts reliefs,
- La Zone Sud Pyrénéenne (ZSP), empilement de nappes de couverture et de molasse d'avant-pays qui chevauchent vers le sud, limitée par le Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen (CFSP),
- le bassin de l'Ebre, bassin flexural tardif d'avant-pays de la chaîne.

#### 3.2. STRUCTURE PROFONDE DES PYRÉNÉES.

La structure profonde des Pyrénées a été interprétée à partir du profil sismique ECORS (réalisé en 1989) qui constitue la coupe profonde de référence des Pyrénées (Illustration 3 bas).

La zone axiale des Pyrénées correspond à un empilement de nappes vers le sud, issues de la marge sud du Sillon (apto-albien) nord-pyrénéen. L'émergence de ces chevauchements dans la couverture mésozoïque s'observe aujourd'hui dans la zone sud-pyrénéenne. La zone nord-pyrénéenne, quant à elle affiche des chevauchements vers le nord qui se connectent au chevauchement frontal nord-pyrénéen.

La combinaison des données gravimétriques, paléomagnétiques et de sismique réflexion profonde a permis d'approcher la structure profonde de la chaîne pyrénéenne (Barnolas et Chiron, 1996). Topographiquement, les plus hauts sommets de la chaîne pyrénéenne sont inclus dans une ellipse, allongée d'est en ouest depuis le Pic du Canigou jusqu'au Pic d'Anie et qui correspond à la zone axiale. Cette topographie élevée se reflète en gravimétrie par une forte anomalie de Bouguer négative (jusqu'à -130 mGal), laquelle s'explique par un surépaississement de la croûte (jusqu'à 50 km) lié à l'empilement des nappes crustales (dont les nappes des Eaux-Chaudes et de Gavarnie en région Midi-Pyrénées). Au nord, cette anomalie négative passe rapidement, avec un fort gradient, à une zone d'anomalie positive allongée depuis Foix à l'est jusqu'à Bilbao à l'ouest. Le fort gradient limitant les 2 anomalies correspond en gros à la trace de la faille nord-pyrénéenne et l'anomalie positive reflète la zone nord-pyrénéenne, autrement dit le sillon albien

nord-pyrénéen qui représente la suture entre les 2 plaques. Dans le détail, la bande d'anomalie positive de la ZNP n'est pas aussi continue que l'anomalie négative de la ZA, elle est en fait constituée par un alignement de maxima qui coïncide avec les bassins de flyschs crétacés.

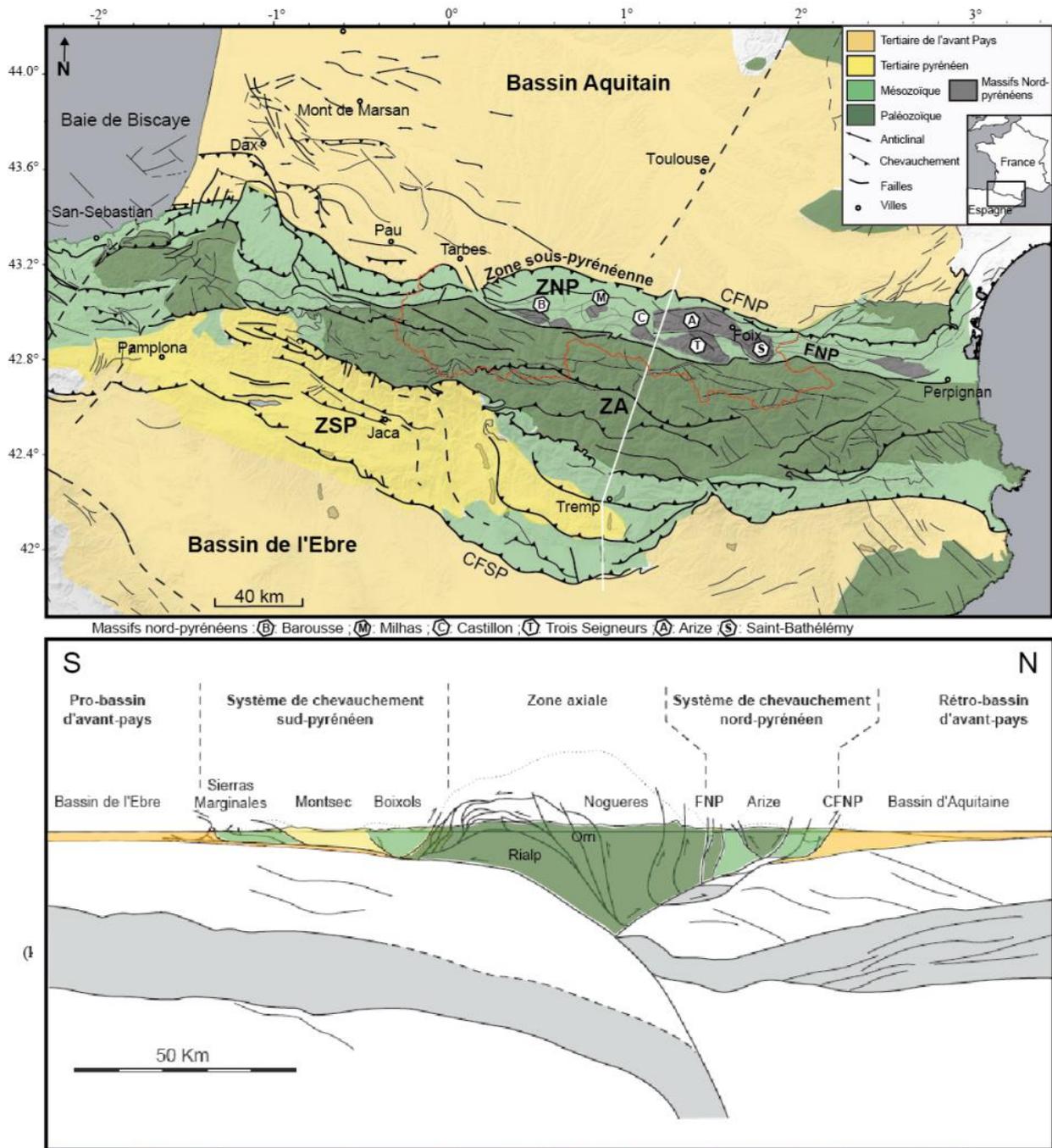


Illustration 3 – Haut : schéma structural des Pyrénées, modifié d'après Lacan (2008). La ligne rouge correspond à la limite de la zone d'étude qui se poursuit au nord le long du CFNP. Bas : coupe schématique des Pyrénées le long du profil ECORS (localisé par le trait blanc sur la carte au-dessus) modifié d'après Roure et al. (1989), in Beaumont et al. (2000)

Le profil sismique ECORS (Illustration 3), transverse à la chaîne, conforte l'interprétation des données gravimétriques et révèle :

- sur la plaque ibérique une croûte continentale qui s'épaissit vers le nord, de 30 km à 50 km à l'aplomb de la Faille nord-pyrénéenne ;
- au nord de la Faille nord-pyrénéenne, la croûte continentale européenne montre une épaisseur normale d'environ 30 km.

A partir de l'interprétation des profils sismiques, on peut concevoir la structure collisionnelle pyrénéenne en forme de "mâchoires de crocodile" ouvertes vers le nord et pinçant la plaque européenne (Illustration 3). La "mâchoire inférieure" est constituée par le biseau de croûte inférieure ibérique produit par le chevauchement basal de la Zone axiale vers le sud. La "mâchoire supérieure" est limitée à sa base par un réflecteur sismique qui semble se raccorder au chevauchement nord-pyrénéen, à vergence nord. Ce chevauchement tronque en profondeur la Faille nord-pyrénéenne ; ce qui signifie que la "mâchoire supérieure" est composée à la fois par la bordure nord de la zone axiale et la zone nord-pyrénéenne, l'ensemble étant charrié vers le Nord. Entre les 2 mâchoires se ferme le biseau de la plaque européenne, à 30 km de profondeur à l'aplomb de la Faille nord-pyrénéenne.

Le modèle présenté ci-dessus décrit l'essentiel de la chaîne des Pyrénées dans la région Midi-Pyrénées mais ne s'applique pas à ses extrémités méditerranéenne et atlantique. Côté oriental, les données gravimétriques reflètent une brutale remontée du Moho d'ouest en est (de 40 à 21 km) située entre la vallée de l'Aude et la côte Méditerranéenne. Cet amincissement crustal est dû à l'ouverture du bassin algéro-provençal (dérive corso-sarde) au cours du Miocène inférieur.

L'extrémité occidentale pose beaucoup plus de problèmes du fait de la transition entre la chaîne collisionnelle pyrénéenne et la subduction vers le sud de la croûte océanique du Golfe de Gascogne au nord du Pays basque espagnol. Le plan de subduction pourrait se connecter, en domaine continental, au chevauchement nord-pyrénéen et avoir fonctionné dans un même laps de temps entre le Campanien supérieur et l'Oligocène inférieur (Sibuet et al., 2004).

### **3.3. SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE DES PYRÉNÉES CENTRALES**

La chaîne des Pyrénées, résultant de la collision, à la fin de l'Eocène, entre la plaque européenne et la microplaque ibérique, fait partie du système orogénique alpin d'Europe occidentale. Son raccordement avec les Alpes a été en grande partie oblitéré par l'ouverture à l'Est du bassin algéro-provençal (dérive corso-sarde de l'Oligo-Miocène). En dépit des déformations alpines, le substratum anté-permien des Pyrénées qui affleure principalement dans la Zone axiale (dite aussi "Haute Chaîne Primaire") restitue une partie de l'orogénèse hercynienne ainsi que certains événements qui lui sont antérieurs (Barnolas et Chiron, 1996).

#### **Le Cycle varisque**

La chaîne pyrénéenne varisque résulte de collisions successives de microplaques, détachées du Gondwana au sud et dérivant vers le nord, avec la plaque Laurussia au nord. L'orogène se termine à la fin du Carbonifère avec la collision ultime entre Gondwana et Laurussia formant ainsi le super continent Pangea. En France, la fermeture des océans induite par la dérive des microplaques issues du Gondwana se retrouverait sous forme de 2 sutures ophiolitiques : au nord l'océan Rhéique et au sud de la Bretagne-Massif Central l'Océan "Galice - Sud Bretagne" (e.g. Bosse et al., 2000). Les Pyrénées, situées plus au sud, appartiennent à la micro-plaque Ebroïa (Ibérique-catalane-aquitaine) située dans les zones externes méridionales de l'orogénèse varisque (Matte, 1986). Elles n'ont donc à ce titre subi que tardivement les effets de la collision

varisque débutant par le dépôt des flyschs namuriens (320Ma) et finissant avec les intrusions granitiques de la fin du Carbonifère (305 Ma).

### ***Evolution anté-Silurienne : séparation de la marge nord-Gondwanienne***

Du Protérozoïque terminal jusqu'à l'Ordovicien inférieur, le soubassement pyrénéen faisait encore partie de la bordure nord de la plaque Gondwanienne, de même que le massif central ou le massif armoricain. Leur position d'alors était proche (à une dizaine de degré) du pôle sud. Un vaste océan s'ouvrait alors au nord, l'Océan Rhéique, séparant cette marge nord gondwanienne du "continent des vieux grès rouges" de l'Europe du nord. Peut-être doit-on voir dans les intrusions granitiques ordoviciennes des massifs de l'Aston et de l'Hospitalet le marqueur de la déchirure crustale (bassin arrière arc ?) qui va engendrer le morcellement de la marge nord gondwanienne. Dans les Pyrénées et la Montagne noire, cet événement magmatique a sans doute été accompagné d'un bombement thermique (ou épaulement de rift) qui a conduit à une émergence régionale à l'Ordovicien moyen (Barnolas et Chiron, 1996). Les premiers dépôts transgressifs sur les terrains Cambriens sont datés de l'Ordovicien supérieur (Discordance sarde).

### ***La dérive siluro-dévonienne vers le nord***

La transgression ordovicienne est suivie par un approfondissement généralisé qui atteint son maximum au Silurien. C'est l'époque de la dérive vers le nord de la microplaque Ebroïa qui portait les futures Pyrénées et la Montagne Noire. Cette dérive induit la fermeture des océans au nord dont les premières déformations, enregistrées au cœur de la chaîne hercynienne, datent du Silurien-Dévonien inférieur (Barnolas et Chiron, 1996). Les Pyrénées sont à cette époque à la dérive, isolées entre l'océan rhéique en voie de disparition par subduction au nord et la paléothéthys en cours d'ouverture au sud.

Dans le bloc Ebroïa, l'évolution dévonienne vers la formation d'un bassin profond reflète-t-elle sans doute les échos lointains du fonctionnement de la marge active du nord de la France (Majesté-Menjoulas et Rios (coord.) et al., 1996). Aussi la distension frasnio-famenienne pourrait traduire l'ouverture d'un bassin arrière arc lié à la subduction vers le sud d'un océan rhéique. De même, la régression généralisée de la fin du Dévonien, marquée par un retour à des milieux de plate-forme externe et suivie d'une émergence localisée au Tournaisien inférieur (sur la feuille de Laruns-Somport) pourrait signaler le début de la collision des microplaques au nord et leur intégration dans le supercontinent Laurussia.

### ***Collision continentale carbonifère***

La période carbonifère s'inscrit dans un contexte géodynamique de collision continentale où les dernières pièces du puzzle pangéen vont se mettre en place par coulissage le long de décrochevements dextres (tel celui du cisaillement sud-armoricain). C'est à ce stade que les parties externes de la chaîne hercynienne, comme la Montagne Noire ou les Pyrénées, vont se déformer (Carreras et Debat, coord., 1996). Le déplacement du front des chevauchements vers l'W-SW, depuis la Montagne Noire (Viséen supérieur) vers les Pyrénées occidentales (Westphalien C), s'est accompagné par la migration simultanée du bassin flexural d'avant-Pays (faciès Culm). Dans le secteur concerné par ce projet, ce bassin d'avant-pays date du Namurien et les premières déformations qui l'affectent impliquent le Westphalien A sous forme de grands plis kilométriques couchés vers l'W-SW. La déformation hercynienne principale de ce secteur (front orogénique) se situe donc entre le Westphalien B (310 Ma) et le Stéphanien C (300 Ma), date des intrusions granitiques post-tectoniques (Carreras et Debat, coord., 1996). Les Pyrénées

sont alors le siège d'une émergence généralisée durant tout le Stéphanien jusqu'au début du Trias. Cette continentalisation concerne l'ensemble des socles européens (Pangée).

### ***La tectonique décrochante permienne***

Les premiers dépôts continentaux d'âge permien et intimement liés aux événements volcaniques (environ 275 Ma) du Pic du Midi d'Ossau et de celui, plus tardif, de l'Anayet n'affleurent pas dans l'ex région Midi-Pyrénées. Néanmoins, la tectonique associée à ces dépôts, qui témoigne de décrochements tardifs sénestres parallèles à l'axe actuel de la chaîne, concerne l'ensemble de la chaîne (Canérot, 2008). Ce dispositif va perdurer au cours du Trias.

### **Le cycle alpin**

L'histoire alpine des Pyrénées est enregistrée en totalité dans les sédiments de la zone nord-pyrénéenne. On peut alors distinguer les phases majeures qui ont façonné les Pyrénées actuelles à partir de leur héritage hercynien :

### ***L'ouverture de l'Atlantique central et de la Téthys alpine***

Le cadre géodynamique du Trias pyrénéen est essentiellement hérité de la structuration finivarisque où il est possible de distinguer deux provinces aux caractéristiques géométriques et magmatiques différentes. La "Province atlantique", qui concerne l'ex région Midi-Pyrénées, est caractérisée par les injections ophitiques et par les téphras rhéto-hettangiens (Lucas C., 1985) ; la "Province Catalano-Alpine" quant à elle connaît dans le même temps un magmatisme différent avec l'émission de basaltes alcalins.

La dynamique crustale responsable de l'ouverture des branches NE-SW, en extension NW-SE, des bassins de la province occidentale doit correspondre à un régime de décrochement sénestre subparallèle à l'actuel axe de la chaîne pyrénéenne. Cette tectonique est imputable au début du rifting de l'Atlantique central qui se manifeste à la limite Trias/Lias par des épanchements volcaniques (ophites de Saint-Girons par exemple). Comme dans la Téthys alpine, il s'agit d'une structuration en blocs basculés en période transgressive pendant le Rhétien et l'Hettangien inférieur et du remplissage des grabens avec très fortes accumulations sédimentaires (Fauré P., 2002).

Cette distension durant l'Hettangien est visible dans des grabens d'orientation N 30 - N 40° E en Aquitaine, dans le Sud-Est de la France, dans le bassin de Paris et au nord de l'Espagne.

Du Sinémurien au Bathonien moyen, les Pyrénées, à l'image de la Téthys alpine, connaissent encore 2 cycles transgressifs-régressifs liés à de nouvelles pulsions extensives en horsts et grabens (Fauré P., 2002). La jonction entre la Téthys alpine et l'Atlantique central est alors réalisée à l'emplacement de l'actuel détroit de Gibraltar (Dercourt et al., 2000).

La limite callovo-oxfordienne se caractérise par un brusque approfondissement des faciès, marquant probablement une subsidence thermique des marges de la Téthys alpine à l'Est. Peu après, à l'Oxfordien moyen, la paléogéographie change radicalement, passant d'une organisation nord-sud (la Plate-forme occitane) à un système est-ouest avec le sillon Béarn-Causse-Diois (Dercourt et al., 2000). Ce changement est attribué à l'ouverture de l'Atlantique moyen et aux premiers jeux de distension (Kimméridgien inférieur) qui préfigurent l'ouverture du golfe de Gascogne. Le passage oxfordien-kimméridgien voit le retour de la mer sur la quasi-totalité du

domaine pyrénéen avec des érosions sur les plates-formes, amplifiées par des mouvements tectoniques extensifs ou cisailants (James et al., 1996). En aval des plates-formes s'accumulent des brèches polygéniques (ex : couverture de l'Arize).

Les grandes lignes de l'histoire géodynamique de la chaîne pyrénéenne, jusqu'alors identiques à celles relevées sur la marge ardéchoise, la plate-forme languedocienne et dans le bassin de Paris, divergent dans les Pyrénées à partir du Kimméridgien, date du début de l'individualisation du micro-bloc ibérique.

Au Tithonien, les dépôts témoignent d'une importante régression qui provoque la progradation vers le bassin (Winnock, 1974).

### ***L'ouverture du bassin axial***

- **Un bombement anté-rift**

Dans les Pyrénées, l'une des caractéristiques principales de la période Jurassique terminal–Barrémien est l'absence générale de faciès marins francs et l'existence d'émersion au sud du Bassin aquitain, ce dernier ne devient distal et subsident que dans le bassin de Parentis (BRGM, 1974).

La continentalisation du passage Jurassique – Crétacé est bien marquée en Ariège par d'importants niveaux de bauxite (Combes et Peybernès, 1989). Ceux-ci sont recouverts par la transgression marine du début de l'Aptien (faciès urgoniens).

Le niveau marin le plus bas de tout le Crétacé se situe au Valanginien moyen, mais ceci explique en partie seulement cette phase de continentalisation du Crétacé inférieur sur l'axe pyrénéen. Il faut dès lors admettre l'existence d'un bombement thermique qui précède l'ouverture du sillon nord-pyrénéen (Boillot, 1984). La formation de ce bassin, par le jeu de failles normales, favorise la transgression des formations aptiennes sur ses marges dont le faciès urgonien, diachrone, en jalonne les limites.

- **Le rifting Barrémien-Aptien**

L'événement majeur de la période Barrémien-Aptien tient donc à la création de deux marges stables, ibérique au sud et européenne au nord, séparées par un large bassin axial pyrénéen (sillon nord-pyrénéen) marqué par la transtension bédoulienne (Peybernès, 1982). Les reconstitutions palinspastiques de ces deux marges à l'Aptien-Albien supposent leur découpage en blocs plus ou moins basculés limités par des failles synsédimentaires, normales et coulissantes senestres qui prolongent la structure du golfe de Gascogne.

C'est à partir du Bédoulien (Aptien inférieur) qu'apparaissent les épaisses et monotones accumulations terrigènes de type « Black Shales » qui emplissent les bassins axiaux pyrénéens (BRGM, 1974). Ce bassin étroit s'ouvre vers la Téthys à l'est et vers l'Océan nord-atlantique à l'ouest, avec une profondeur, une subsidence et des pentes beaucoup plus accentuées en direction du golfe de Gascogne. Les deux marges stables, européenne au nord et ibérique au sud sont recouvertes du Gargasien (Aptien supérieur) à l'Albien moyen par des prismes urgoniens, diachrones et centrifuges, d'âge de plus en plus récent vers la périphérie du domaine (Peybernès, 1976). Ces calcaires urgoniens surmontent un substratum jurassique de plus en plus ancien, lequel présente fréquemment des figures d'altérations (bauxites cf. précédent) reflétant le littoral de l'époque. L'Urgonien de la région, ainsi que les bauxites sous-jacentes, représentent les vestiges de la marge nord du sillon nord-pyrénéen.

- **Albien : la dérive de la plaque ibérique**

L'Albien marque un tournant capital de l'évolution géodynamique des Pyrénées, c'est le moment de l'océanisation de l'Atlantique Nord (entre Ibérie et Newfoundland) qui doit induire la dérive de la microplaque ibérique (Olivet, 1996). Le fossé nord-pyrénéen, qui constitue la limite entre les 2 plaques, fonctionnerait alors en faille transformante senestre (de 100 à 400km de déplacement selon les auteurs) qui assurerait la jonction entre l'océan Atlantique nord et l'océan Valaisan dans les futures Alpes (e.g. Sirvastava et al., 2000 ; Sibuet et al., 2004 ; Vissers et Meijer 2012). La marge sud européenne émergée, représentée par un axe Carcassonne-Bordeaux, ainsi que la marge nord ibérique correspondant à la zone axiale pyrénéenne constituaient alors les épaulements du rift et étaient soumises à une forte érosion.

Dans le sillon nord-pyrénéen (et le sud du bassin aquitain) cet événement albien se signale par des phénomènes sédimentologiques tels que les turbidites (Debroas, 1985), tectoniques (diapirisme), métamorphiques (Golberg, 1987) et magmatiques (Azambre et Rossi, 1992).

La sédimentation turbiditique (qui comprend des brèches d'escarpement de faille) débute dans le sillon nord-pyrénéen dès la fin de l'Albien inférieur, soit 110 Ma (Debroas, 1985). Dans les Pyrénées occidentales; elle se généralise sur toute la longueur de la chaîne pyrénéo-cantabrique à l'Albien supérieur (à partir de 102 Ma). Les plates-formes ibériques et européennes étaient encore épisodiquement recouvertes par des dépôts transgressifs, carbonatés (calcaires urgoniens ou bioclastiques) ou grésoglaucieux (grès verts).

La propagation du rifting vers l'est a provoqué l'exhumation et l'érosion du manteau sous-continental, dont les témoins sont les lherzolites (Lagabrielle et Bodinier, 2008), l'émission d'un volcanisme alcalin ainsi que le métamorphisme de la bordure sud du sillon, le long de l'actuelle Zone interne métamorphique (Golberg, 1987). Il faut signaler que l'ouverture du bassin est dissymétrique, la marge sud étant fortement exhumée à la faveur d'un intense réseau de failles verticales (future faille nord-pyrénéenne). Cette dissymétrie du sillon nord-pyrénéen jouera un rôle décisif lors de la compression Crétacée-Tertiaire puisqu'elle va favoriser la subduction vers le nord de la plaque ibérique sous la plaque européenne avec une concentration des déformations sur la marge sud (Zone axiale et sud-pyrénéenne).

### ***Le Crétacé supérieur : rotation de la plaque Ibérique***

L'ouverture et l'expansion albienne du Golfe de Biscaye qui paraît plus jeune que celle de l'Atlantique nord se termine au Campanien. Durant la période Cénomaniens à Campanien cette expansion doit obligatoirement induire une rotation anti-horaire du bloc ibérique et provoquer à l'Est, en Provence et dans le sud des Alpes, les premiers mouvements compressifs entre les plaques européenne et Ibérique (Sibuet et Collette, 1991). L'axe d'inversion entre le quadrant divergent à l'ouest et le quadrant convergent à l'est varie selon les auteurs mais devrait se situer non loin des Pyrénées orientales.

L'enneigement, au Cénomaniens, de la zone axiale occidentale (très bien illustrée dans la région de Gavarnie) marque le début d'un cycle transgression-régression qui progresse d'ouest en est, l'extrémité orientale de la zone axiale étant atteinte à la limite Santonien-Campanien (BRGM, 1974). Le maximum d'inondation date du Campanien.

La période Cénomaniens-Campanien inférieur se caractérise donc par un élargissement du Sillon nord-pyrénéen où la sédimentation est toujours turbiditique mais cette fois essentiellement carbonatée. La migration en onlap des plate-formes vers le sud et vers l'est relègue les parties

émergées de la plaque ibérique plus au sud, selon un axe Figueres-Pampelune (actuelle zone sud-pyrénéenne).

### ***Campanien supérieur – Oligo-Miocène : la collision entre Europe et Ibérie***

Dès le Campanien supérieur le Domaine pyrénéen est soumis à un raccourcissement nord-sud, démontré par l'existence de structures chevauchantes synsédimentaires maastrichtiennes visibles dans l'actuelle Zone sud-pyrénéenne centrale (Souquet 1967) ainsi que dans les nappes de la zone axiale (Nogueres, Gavarnie, Orri-Maladetta, Rialp). La déformation chevauchante va migrer dans le temps d'une part de façon centrifuge (transverse à la chaîne) à partir de la zone nord-pyrénéenne en fermant progressivement le sillon nord-pyrénéen et d'autre part d'est en ouest.

Les Pyrénées se présentent donc comme une chaîne à double vergence (en éventail) mais asymétrique de part et d'autre de la zone nord-pyrénéenne, avec des chevauchements vers le nord au nord et vers le sud au sud, ces derniers étant beaucoup plus développés. Les bassins d'avant-pays associés migrent donc aussi de façon radiale de part et d'autre de la chaîne en formation. On les retrouve au nord dans le bassin sud-aquitain et au sud dans la zone axiale, la zone sud-pyrénéenne et le bassin de l'Ebre. Durant la période de collision, les 2 bassins d'avant-pays, nord et sud, sont allongés parallèlement à l'axe de la chaîne mais s'ouvrent vers l'ouest en se comblant progressivement (BRGM, 1974).

Au cours du temps, les bordures internes de ces bassins sont impliquées de façon progressive dans les nouveaux chevauchements qui marquent l'avancée du front orogénique.

La plaque ibérique a subducté sous la plaque européenne ce qui peut expliquer que le bassin d'avant-pays sud-pyrénéen soit le plus développé (Willet et al., 1993). Le véritable axe de la chaîne pyrénéenne (ligne d'inversion des vergences) est donc représenté par la trace de la faille nord-pyrénéenne. La zone dite « axiale » correspond à une pile anticlinale des nappes crustales de la bordure sud du sillon nord-pyrénéen.

La structuration alpine en nappes reconnue dans les Pyrénées centrales s'intègre dans le paroxysme tectonique du Lutétien moyen qui se manifeste par le raccourcissement de plus de 100 km de la zone axiale (Nappes des Nogueres et de Rialp). Ces chevauchements sont nés de l'inversion des failles normales de la bordure sud du sillon ouvert au Crétacé inférieur (Roure et al., 1989).

- **La zone axiale**

Dans la zone axiale orientale des Pyrénées les dépôts continentaux garumniens (Formation de Tremp datée du Maastrichtien-Paléocène) enregistrent à leur base la migration vers le sud du bombement flexural d'avant-pays, soumis à l'érosion. Dès le Paléocène la transgression (Paléocène continental à l'Ilerdien marin) témoigne de l'installation du bassin flexural d'avant-pays qui va migrer vers le sud jusqu'à l'Oligocène, jalonnant ainsi l'avancée des nappes sud-pyrénéennes (Méresse 2010). Des études récentes ont été réalisées sur l'âge de l'exhumation des nappes de la zone axiale (e.g. Jolivet et al., 2007). L'exhumation de ces terrains est directement liée au fonctionnement des charriages vers le sud. C'est à la fin du Maastrichtien (70-65 Ma) que la nappe de Gavarnie commence à chevaucher le massif de Maladetta. Ce chevauchement s'interrompt au début du Lutétien (50 Ma) et est relayé plus au sud par un nouveau chevauchement (nappe d'Orri). C'est à cette époque (Lutétien) que la plupart des auteurs (ex : Fitzgerald et al. 1999, Muñoz, 2002, Sinclair et al. 2005) fixent le début de la formation de l'antiforme de nappes (antiformal stack) de la zone axiale et de son érosion

concomitante. Les premiers éléments de socle sont enregistrés dans les conglomérats de la zone sud-pyrénéenne et datent du début de l'Oligocène (Rupélien).

- **La zone nord-pyrénéenne**

Sur le versant nord de la chaîne qui correspond aux faisceaux de la faille nord-pyrénéenne, l'évolution géodynamique est globalement symétrique à celle du versant sud bien que moins bien clairement définie. Dès la fin du Paléocène on enregistre dans le bassin aquitain une migration des dépôts-centre vers le nord et vers l'ouest (Serrano 2001). À l'image du bassin flexural du sud de la chaîne, chaque pulsation tectonique se traduit en termes de progradation des faciès terrigènes qui tend à combler le bassin.

### **Evolution récente des Pyrénées**

Concernant les Pyrénées centrales (ex Région Midi-Pyrénées) la question est de savoir de quelle époque datent les reliefs actuels. S'il est aujourd'hui acquis que l'exhumation de la zone axiale a débuté dès l'Eocène moyen (Bilotte et al., 1988), on ignore l'importance et la morphologie des reliefs qui l'ont accompagnée.

Dans la moitié orientale des Pyrénées, plusieurs niveaux d'érosion exprimés montrent qu'au Miocène moyen les reliefs ont été arasés et que la surrection actuelle a débuté il y a 10 à 15 Ma, à la fin du Miocène (Calvet 1996). Ces données ne concernent cependant que la partie orientale des Pyrénées qui a subi dès la fin de l'Oligocène les effets du rifting du golfe du Lion. D'un autre point de vue, dans les Pyrénées centrales (ex Région Midi-Pyrénées), on pourrait considérer que le relief, débutant à la fin de l'Eocène par la mise en place de la nappe d'Orri, fut pratiquement acquis au début du Miocène et subit depuis cette époque des taux d'érosion très faibles.

La convergence entre plaque ibérique et européenne n'en demeure pas pour autant négligeable comme en témoigne l'activité sismique, certes modérée, dans la chaîne des Pyrénées (e.g. Chevrot et al., 2011).



## 4. Les formations de socle dans la zone d'étude

La zone d'étude est limitée au nord par le chevauchement frontal nord pyrénéen et par les limites administratives de l'ancienne région Midi-Pyrénées au sud, à l'est et à l'ouest. Deux des principales zones structurales des Pyrénées se retrouvent donc dans la zone d'étude (cf. partie 3.1). Il s'agit de la zone axiale, qui occupe une grande partie de la zone d'étude, et de la zone nord-pyrénéenne, les deux zones étant séparées par la faille majeure nord-pyrénéenne (Illustration 4).

Les formations de socle correspondent aux formations antérieures au Mésozoïque. Elles affleurent sur l'ensemble de la zone axiale et dans les massifs nord-pyrénéens de la zone nord-pyrénéenne. La surface totale couverte par ces formations est de 3 894 km<sup>2</sup> soit près de la moitié de la zone d'étude (Illustration 4).

Les formations de socle de la zone d'étude sont présentées de façon synthétique ci-dessous :

**1) Les terrains de la zone axiale** sont presque exclusivement composés de roches paléozoïques qui constituent le substratum de la couverture, ici tégumentaire, du Mésozoïque. Ces roches de socle peuvent être classées en 4 types qui respectent aussi un ordre chronologique de mise en place. On distingue du plus ancien au plus récent (Illustration 4) :

- **L'ensemble des méta-sédiments**, représentant les plus anciens sédiments terrigènes et volcano-détritiques métamorphisés lors de l'orogénèse hercynienne, entre 340 et 310 millions d'années (Ma), à des degrés divers, allant du faciès des migmatites (début de fusion des roches) à des faciès peu métamorphiques (schistes). Ces schistes et micaschistes (plus ou moins gréseux) renferment quelques barres carbonatées qui sont considérées comme négligeables à l'échelle de la présente étude. Des datations récentes (Padel et al., 2017) confirment que ces terrains datent pour les plus anciens de la fin du Néoprotérozoïque (environ 600 Ma) et sont d'âge Cambrien (540 Ma) pour les plus récents. L'ensemble des cartes géologiques de la Région Midi-Pyrénées (à l'instar des autres cartes pyrénéennes) se réfère à un âge Cambro-Silurien pour la plupart de ces schistes et micaschistes.

- **L'ensemble des orthogneiss** affleure surtout dans la partie sud-est de la zone étudiée dans les massifs de l'Aston et de l'Hospitalet. Longtemps considérés comme le substratum précambrien des métasédiments précédemment décrits, ils sont aujourd'hui considérés comme des granites intrusifs d'âge ordovicien moyen (470 à 450 Ma) dans les métasédiments (Denèle, 2007). La gneissification (déformation à haut degré métamorphique) de ces granites appartient à la même phase tectonométamorphique qui a affecté les métasédiments encaissants.

- **L'ensemble des carbonates et schistes paléozoïques**. Il s'agit principalement des terrains siluriens (schistes et siltites) et dévoniens (marbres et schistes/siltites). Ces marbres calcaires ou dolomitiques sont largement exprimés dans la partie occidentale de la chaîne de l'ex région Midi-Pyrénées. Les formations détritiques carbonifères contiennent aussi une bonne part de siltites à laquelle s'ajoutent, dans leur partie supérieure, des faciès conglomératiques ou gréseux.

- **L'ensemble des granitoïdes carbonifères** forment les plus hauts sommets de la zone axiale de la région. Leurs faciès à dominante granodioritique couvrent cependant toute la gamme des granitoïdes.

**2) Les terrains de la zone nord-pyrénéenne** sont pour l'essentiel composés de roches sédimentaires du Mésozoïque majoritairement carbonatées mais parfois à grande composante silteuse ou gréseuse. Ces terrains ne sont donc pas concernés par cette étude. En revanche, isolés au milieu de ces masses sédimentaires écaillées vers le nord, subsistent quelques "îlots" de socle de nature lithologique variée, identique à celle de la zone Axiale. Il s'agit, pour la zone d'étude (Illustration 4), des massifs des Trois-Seigneurs, de l'Arize, de Saint-Barthélémy, de Castillon, de Milhas, de la Barousse (est et ouest). Les formations affleurantes dans ces massifs sont concernées par cette étude.

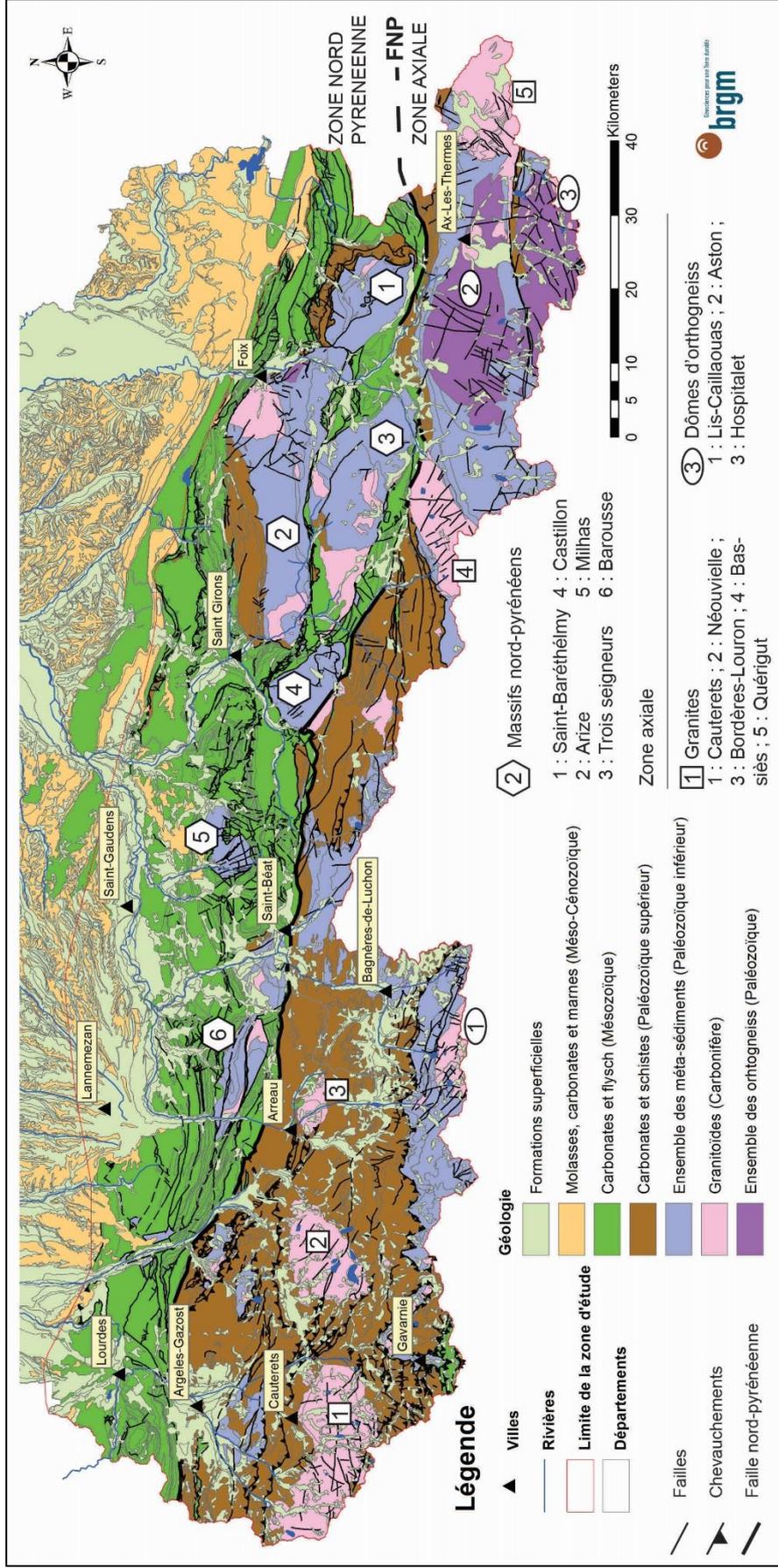


Illustration 4 – Carte géologique simplifiée de la zone d'étude du projet POTAPYR présentant les terrains rencontrés : ensemble des méta-sédiments, schistes paléozoïques, granitoïdes, granitoïdes, ensemble des orthogneiss de la zone axiale et des massifs nord-pyrénéens



## 5. Données géologiques collectées

### 5.1. MARQUEURS GÉOMORPHOLOGIQUES : LES SURFACES PLANES

L'étude géomorphologique s'est appuyée sur des données altimétriques de l'ensemble de la zone d'étude telles que le MNT (Modèle Numérique de Terrain) au pas de 50 m fourni par l'IGN et le MNT au pas de 5 m fourni par Intermap. Ces données permettent d'étudier le relief et la structure à la fois de la zone d'étude dans son ensemble, mais également de zones de dimension réduite telle que le massif granitique de Bordères-Louron par exemple. Elles ont également servi de données de base pour cartographier les surfaces planes.

Un calcul des pentes inférieures à 20° (afin de prendre en compte d'éventuelles surfaces basculées lors de la compression pyrénéenne) sur le MNT au pas de 50 m a permis de localiser l'ensemble des surfaces planes de la zone d'étude (Illustration 6 et Illustration 7). Ces morphologies se rencontrent dans :

- les fonds de vallées collectant des dépôts alluviaux,
- les vallées hautes présentant des morphologies glaciaires,
- les bassins intra montagneux,
- les plateaux karstiques,
- les reliefs tronqués, érodés ou émoussés,
- les surfaces d'érosion s.l.,
- les surfaces structurales.

On ne s'intéressera donc dans cette carte qu'aux replats d'altitude ou d'interfluves, qui pour l'essentiel, doivent correspondre à des plateaux karstiques, des reliefs tronqués, des surfaces d'érosion ou d'abrasion glaciaire, des surfaces structurales. La carte des pentes calculée à partir du MNT est un document servant de base de travail afin de guider les reconnaissances de terrain. Elle doit donc être complétée à partir des observations afin de conserver uniquement les replats correspondant à des vestiges de paléosurfaces d'aplanissement.

Ainsi, au vu de l'importante surface de la zone d'étude, la carte des pentes calculée à partir du MNT a été complétée pour le granite de Bordères-Louron et le massif de l'Aston. Cette cartographie des surfaces planes issues d'un processus d'altération a fait l'objet du stage de Master 2 labélisé RGF de Julie Carcone. Les résultats de son travail ont permis la rédaction d'un article scientifique pour le numéro spécial Pyrénées des Comptes Rendus Géosciences (Monod et al., 2016, disponible en Annexe 1).

En résumé l'article scientifique de Monod et al. (2016) décrit pour la première fois un profil d'altération latéritique présent en altitude sous certaines surfaces à faible relief des Pyrénées. Sur des roches granitiques, la surface est placée au sommet du profil, au-dessus des arènes elles-mêmes surmontant un horizon fissuré. La cartographie des surfaces sur les massifs de l'Aston et du Saint-Barthélemy (vallée de l'Ariège) a permis la reconstruction en 3D de la paléosurface avant son incision par les rivières. L'âge de la création de la surface est discuté et estimé à la période post-orogénique, entre 30 et 10 millions d'années d'après les données disponibles de stratigraphie et de thermochronologie. L'incision des surfaces et leur décalage suggère une augmentation du relief local et une déformation par des failles normales.

## 5.2. OBSERVATIONS DES PROFILS D'ALTÉRATION LATÉRITIQUE

Les reconnaissances de terrain ont eu pour objet d'identifier des profils latéritiques sur le socle, et pour cela de vérifier et/ou compléter les données lithologiques, morphologiques et structurales issues des cartes géologiques à 1/50 000. Les marqueurs des profils d'altération observables sur le terrain sont multiples. Il s'agit, depuis le sommet jusqu'aux parties profondes du profil : des surfaces d'aplanissement, de la présence et de la nature argileuse ou sableuse des altérites, des fractures de l'horizon fissuré, du degré d'altération des biotites dans la roche dure fracturée.

Les observations géologiques de terrain ont été conduites pendant huit semaines, en empruntant les routes accessibles dans un premier temps et bénéficiant de vingt-quatre heures de transport hélicoptéré pour des zones peu accessibles ou pour faire des observations depuis les airs (Illustration 5).

Sur l'ensemble des formations géologiques de socle, les observations de terrain ont eu pour but de décrire la pétrographie des roches afin d'identifier la présence des minéraux ayant la propriété d'augmenter de volume lors de l'altération. Il s'agit, par ordre de gonflement croissant, de la biotite, des pyroxènes, de l'olivine. Une fois le minéral identifié, les observations se sont attachées à décrire la quantité de ces minéraux par rapport aux autres composants de la roche, la taille des minéraux, leur orientation éventuelle et leur degré d'altération.

Les observations de terrain dans les altérites ont permis elles d'identifier la saprolite et l'horizon fissuré des profils latéritiques, et de l'état d'altération des biotites dans la roche dure. L'identification de l'horizon fissuré, assez facile dans les granitoïdes car caractérisé par des fentes plates, a permis d'identifier des profils latéritiques là où la saprolite a été totalement érodée (notamment par les glaciers).

Les observations de terrain et les interprétations associées sont détaillées dans le chapitre 6.

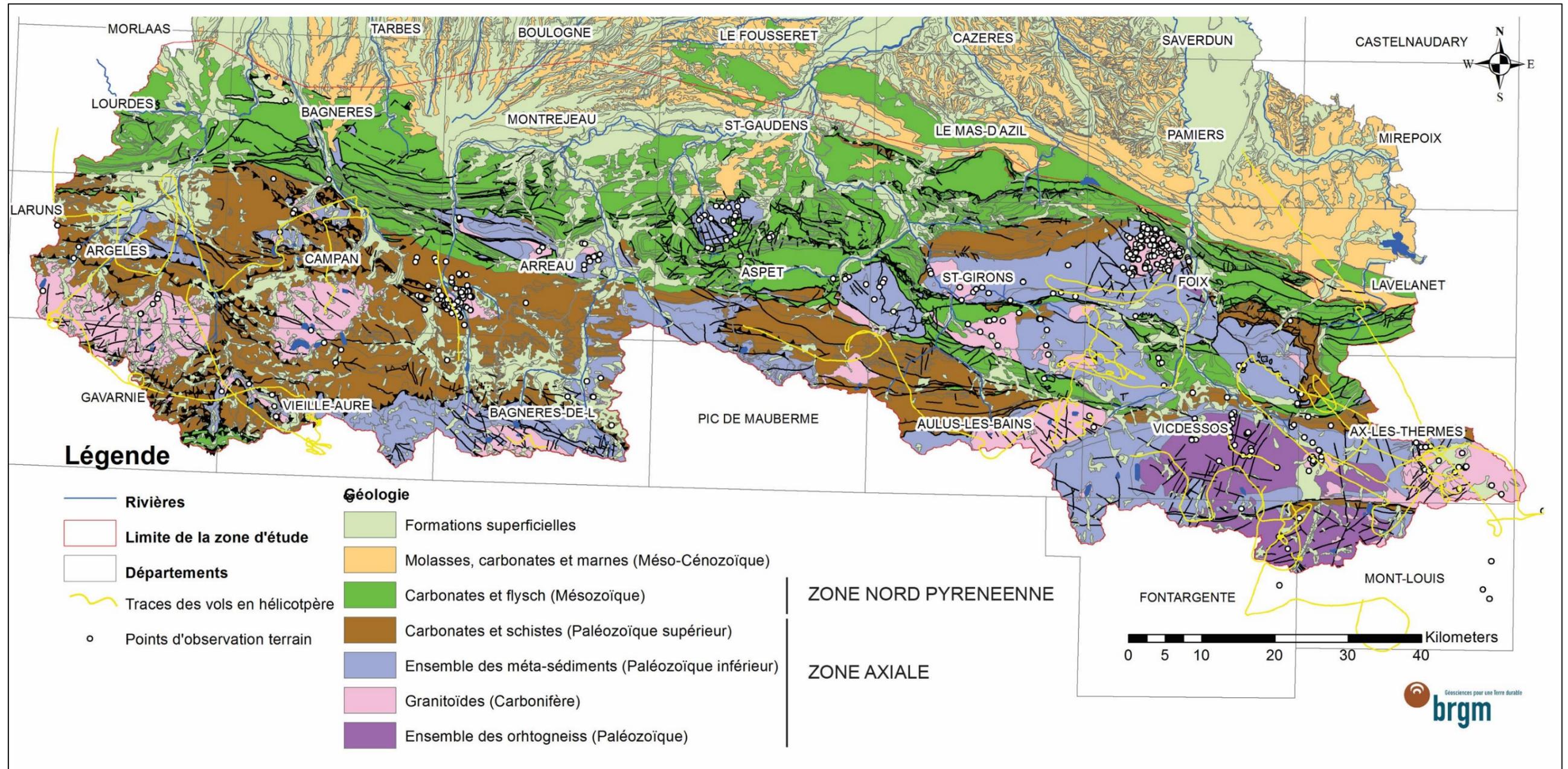


Illustration 5 – Carte des points d'observations de terrain et des vols hélicoptés (2014)

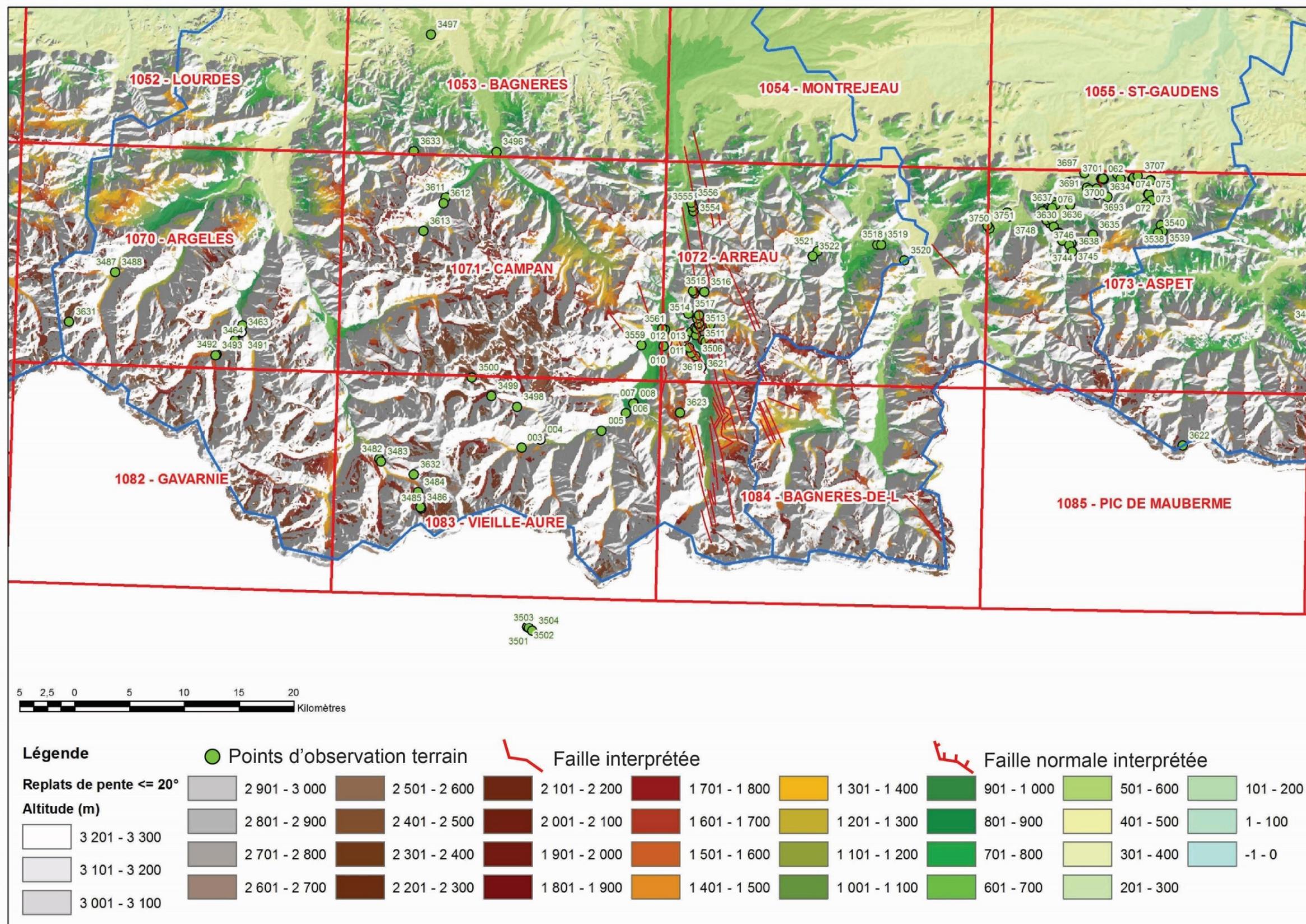


Illustration 6 – Carte de l'altitude des replats de la zone axiale (partie ouest)

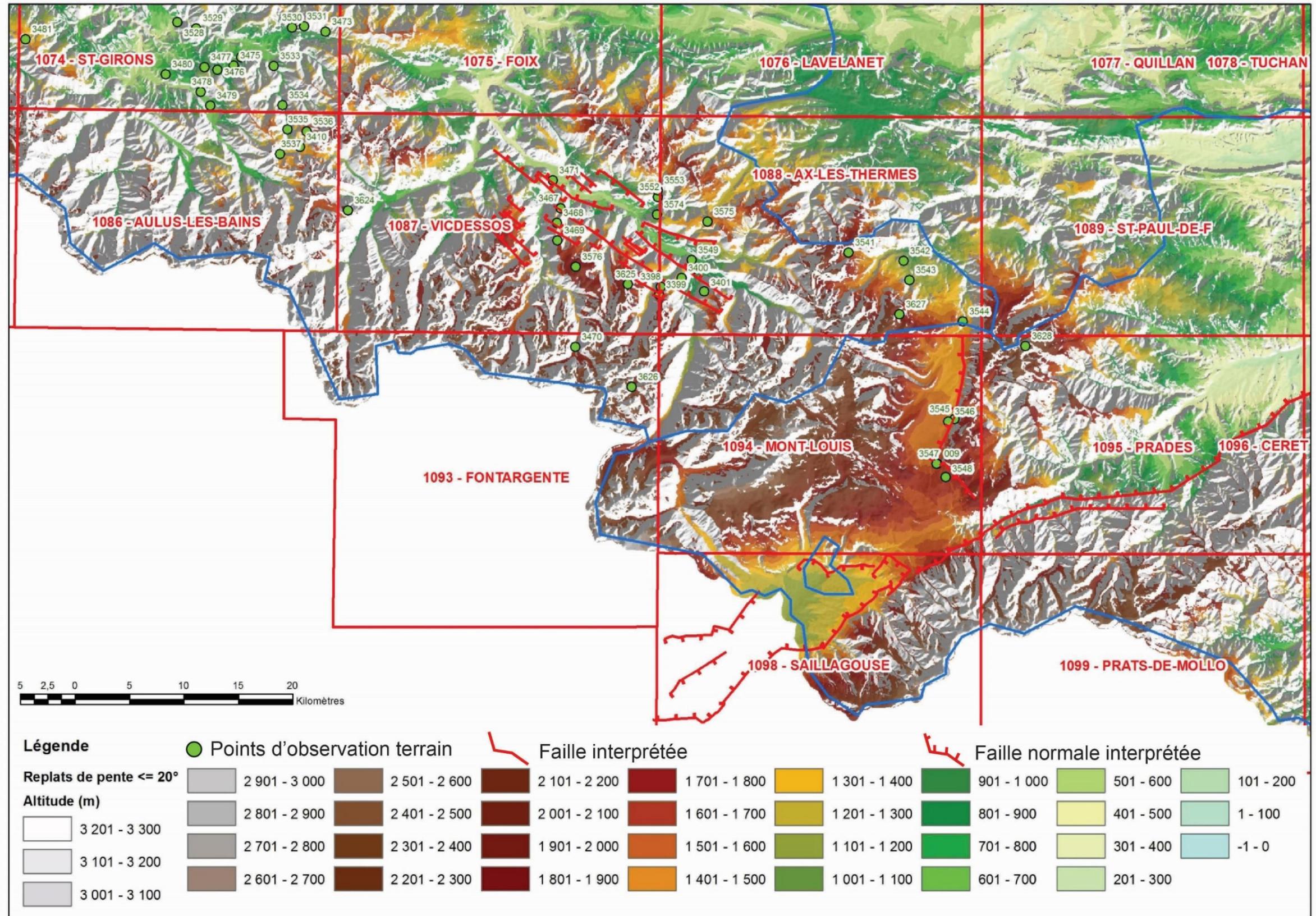


Illustration 7 – Carte de l'altitude des replats de la zone axiale (partie est)



### 5.3. ELÉMENTS DE DATATION DES PROFILS D'ALTÉRATION

Les moyens de datation de la période de fonctionnement d'un profil d'altération sont encore peu nombreux. Le plus fiable correspond aux discordances de formations sédimentaires non altérées sur le socle altéré.

Des informations ont également été recherchées avec les thermochronomètres basse température qui donnent un âge pendant lequel la roche était entre 80°C et 120°C. En considérant un gradient géothermique, il devient possible de déterminer la profondeur de la roche à cette époque. Il faut alors interpréter le temps de remontée de la roche jusqu'à l'affleurement, ce qui s'avère être complexe et nécessite de tester, par des modélisations, différents scénarios. Pour cette raison, les données collectées dans différents travaux (articles scientifiques et thèse de doctorat) permettent uniquement de donner un âge limite à partir duquel l'altération peut commencer.

Une tentative de datation par la méthode (U-Th)/He sur la goethite supergène a également été initiée. Elle s'est avérée infructueuse en raison d'un manque de goethite dans les échantillons prélevés, celle-ci étant en réalité de la lépidocrocite, forme de même formule chimique mais de réseau cristallin différent, identifiable uniquement par analyse de diffraction aux rayons X.

Enfin, une méthodologie nouvelle de datation sur adulaires, feldspath potassique cristallisant dans le profil d'altération au moment où il est actif, va être testée dans le cadre d'un projet poursuivant les résultats géologiques obtenus dans cette étude. Toutefois, les premiers essais effectués sur le granite de Bordères-Louron ont montré que les minéraux clairs présents dans les feuillets des biotites altérées n'étaient pas de l'adulaire mais du quartz.



## 6. Observations des profils d'altération : paléosurfaces, altérites, horizon fissuré et datation

Les nombreuses observations ont montré que les paléoprofils d'altération latéritique sont présents sur l'ensemble de la zone d'étude sur la zone axiale des Pyrénées et sur les massifs nord-pyrénéens (Illustration 8), ce qui est un fait entièrement nouveau et constitue l'un des résultats géologiques du projet. Cependant, dans le contexte de chaîne alpine que constituent les Pyrénées, les profils d'altération sont généralement disséqués et rarement préservés dans leur totalité.

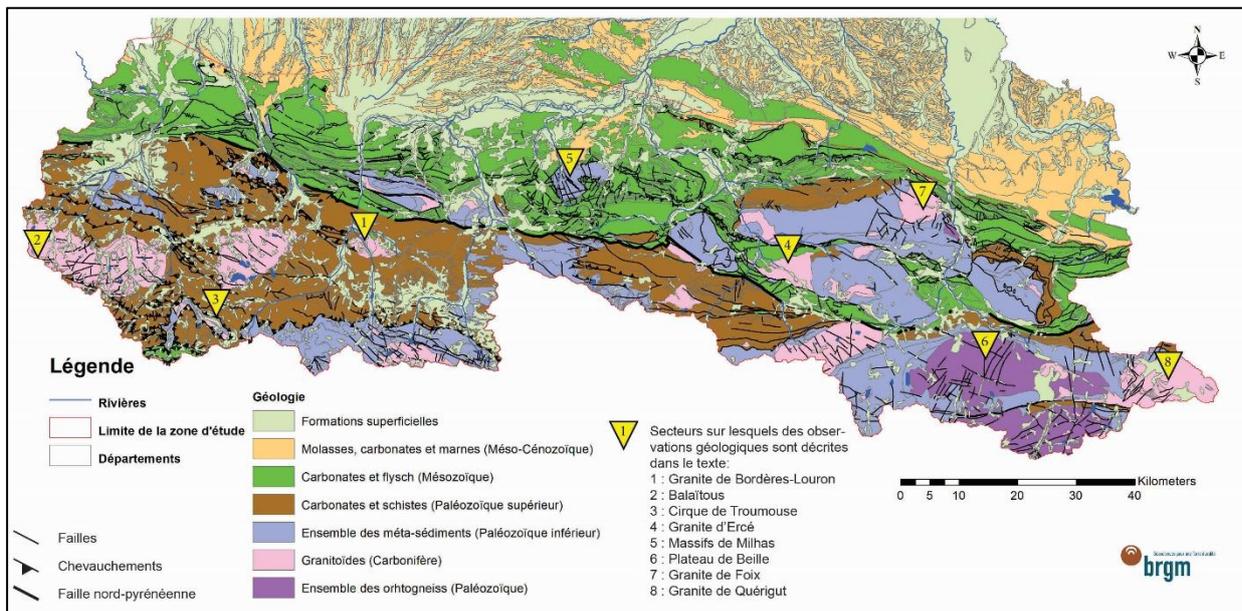


Illustration 8 – Carte des différents secteurs sur lesquels les observations géologiques sont décrites dans le texte

### 6.1. LES PROFILS D'ALTÉRATION DES PYRÉNÉES CENTRALES

Malgré la préservation fragmentaire des profils d'altération latéritiques, des observations de terrain ont permis de différencier des profils antérieurs et postérieurs à l'orogénèse pyrénéenne.

#### Les profils d'altération anté-pyrénéens

Les profils d'altération identifiés ont des âges variés. On observe ainsi des vestiges de profils d'altération sur socle sous le Carbonifère sédimentaire, sous le Permien, et sous le Trias (Illustration 9) : ces profils occupent généralement des superficies restreintes car les contacts entre le profil d'altération et la roche saine ont été le plus souvent verticalisés par la tectonique pyrénéenne.



*Illustration 9 – Brèche attribuée à la base du Trias remaniant des boules et blocs anguleux de granite altéré dans une matrice d'argilite rouge, observé dans la vallée du Louron avec Julie Carcone lors de son stage de Master 2 labéllisé RGF (point n° JCAR025 ; secteur 1 sur Illustration 8)*

Au Crétacé inférieur, la Zone axiale était émergée et le socle hercynien, dépourvu de couverture mésozoïque, était soumis à l'altération comme en témoigne le développement des bauxites sur les carbonates jurassiques (Combes et Peybernès, 1989) : la zone axiale représentait peut-être, à cette époque, l'épaule nord de la plaque ibérique. Ce profil d'altération est scellé par les calcaires d'âge Cénomaniens à Coniaciens-Santonien (« Calcaires des Canyons » de l'extrémité occidentale de la zone axiale). Cette discordance est visible sur le terrain dans la vallée des Eaux Chaudes (feuille Laruns-Somport), au sommet du Balaitous (feuille Gavarnie, Illustration 139), et sous la nappe de Gavarnie (feuilles Gavarnie et Vielle-Aure). Dans le cirque de Troumouse, sous la nappe de Gavarnie dont le plan de décollement est « beurré » par des ampélites du Silurien, on observe des grès et des calcaires datés du Santonien scellant un profil latéritique sur le socle migmatitique (Illustration 11). Les arènes du profil d'altération sont généralement absentes. Au cirque de Troumouse, on observe des fissures horizontales (Illustration 11) qui pourraient correspondre à un horizon fissuré développé au Crétacé inférieur. L'observation de stries orientées N50 sur certains des plans subhorizontaux suggère qu'ils pourraient également correspondre à des petits chevauchements parallèles au plan de décollement de la nappe de Gavarnie.



Illustration 10 – Le profil d'altération sous le Crétacé supérieur au sommet du Balaitous montre des granites altérés de couleur rouge (secteur 2 sur Illustration 8)

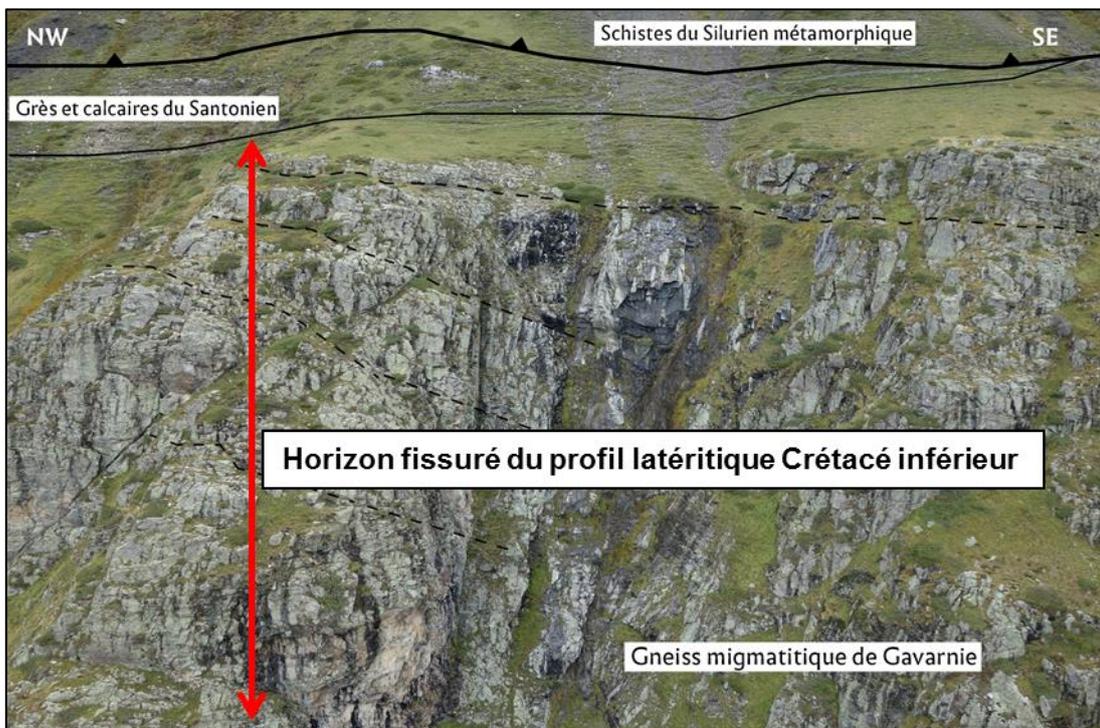


Illustration 11 – L'horizon fissuré du profil latéritique anté-Santonien, sous la nappe de Gavarnie, dans le cirque de Troumouse (secteur 3 sur Illustration 8)

Dans la zone nord-pyrénéenne, des profils latéritiques (arènes granitiques et/ou horizon fissuré) sont observés au toit du socle sous les bassins de flysch du Crétacé supérieur. Il s'agit probablement de têtes émergées de blocs individualisés au Crétacé inférieur ou basculés lors de l'ouverture des bassins de flysch. C'est le cas en particulier du profil développé sur la granodiorite dans le bassin de Massat (Ariège), où l'on voit un horizon fissuré (Illustration 12, affleurement 3479) surmonté d'un épais manteau d'arènes (estimé à 10 m), le tout recouvert par le flysch turono-coniacien (Illustration 13, affleurement 3480). Ce type de profil localisé sur certains blocs tectoniques est sans doute un équivalent de l'épisode bauxitique : les bauxites se sont développées toujours sur des séries carbonatées du Jurassique ou du Crétacé inférieur, en sommet de bloc basculé, et sont soit préservées en place (ou piégées dans des paléokarsts), soit le plus souvent remaniées avec des brèches carbonatées en pied de faille normale, donc au fond des bassins crétacés, et peuvent dans ce cas avoir subi le métamorphisme pyrénéen (brèches et bauxites métamorphiques de la carrière de marbre du Bénou, à l'ouest de Bilhères, Pyrénées-Atlantiques).

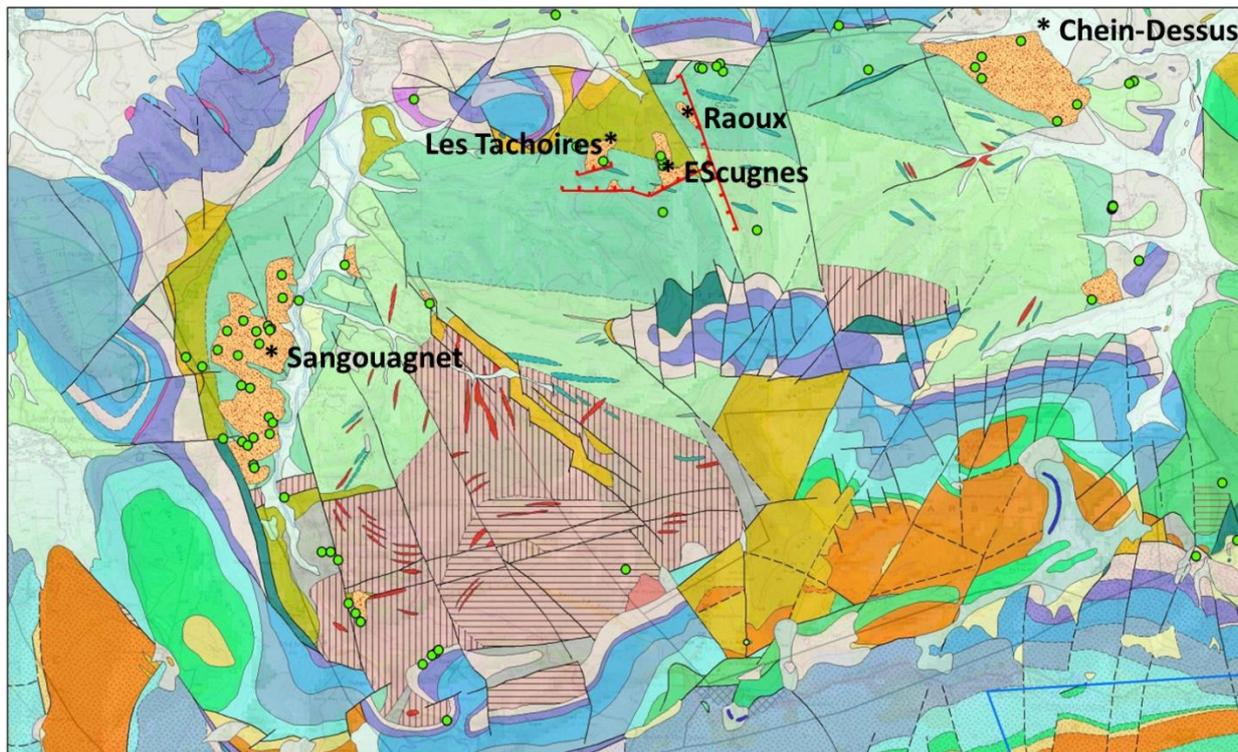


*Illustration 12 - L'horizon fissuré du granite d'Ercé dans la vallée du Garbet, en bordure sud du bassin de Massat (affleurement 3479 ; secteur 4 sur Illustration 8)*



*Illustration 13 – Contact discordant du flysch à Fucoïdes sur le granite altéré d'Ercé (09) permettant de donner un âge anté-Turonien au profil d'altération (affleurement 3480 ; secteur 4 sur Illustration 8)*

Sur le massif de socle de Milhas (feuille d'Aspet), on observe de nombreuses occurrences de saprolite de schistes sur des épaisseurs apparentes de plus de 200 m, notamment autour de Sangouagnet (Illustration 14). Localement la saprolite forme des replats limités par des failles (Les Tachaires, Escagnes, Raoux). Au sud de Chein-Dessus, tout le versant est tapissé de saprolite de schiste en place : ici la saprolite semble basculée vers le nord. La cartographie des occurrences de saprolite de ce secteur, réalisée en avril 2016, montre que le profil d'altération du massif de Milhas n'appartient pas à la surface perchée des Pyrénées centrales ; il s'en différencie notamment par les importants basculements (de l'ordre de 20 à 30°) qui affectent le profil. Par ailleurs, les quelques observations du contact Lias/socle ne semblent pas montrer de profil d'altération au toit du socle sous le Lias. Ces contacts paraissent être des contacts d'exhumation de la croûte sous le bassin en hyperextension, le Jurassique n'étant en principe jamais en contact stratigraphique sur le socle hercynien, du fait de la présence constante de Trias à la base de la couverture mésozoïque. Il est vraisemblable que le profil d'altération observé dans ce secteur et très tectonisé corresponde à une altération d'âge crétacé inférieur se développant sur le sommet émergé d'un bloc basculé au moment de l'ouverture des bassins de flysch. Ce profil serait donc pénécemporain des bauxites et du profil latéritique situé sous le Flysch céno-manien du bassin de Massat.



### Légende



- Affleurement étudié
- - - Faille
- Saprolite en place

*Illustration 14 – Carte sommaire des altérites en place sur le socle de Milhas d'après les observations de terrain (secteur 5 sur Illustration 8). Le fond de carte correspond à la carte géologique à 1/50 000 feuille Aspet*

Il existe de nombreuses occurrences permettant d'observer un horizon fissuré caractéristique (joints horizontaux dans des granitoïdes) sans replat topographique associé, comme sur la granodiorite de Cauterets ou le Massif de Néouvielle. Dans ces secteurs, situés généralement à des altitudes élevées et dans un relief déchiqueté, le degré d'érosion est tel que la totalité des altérites et une partie importante de l'horizon fissuré ont été décapés.

## Les profils d'altération postérieurs à la compression pyrénéenne

Les profils d'altération latéritique post-crétacés préservés dans le paysage sont associés à des surfaces planes, plus ou moins retouchées par l'érosion. Ces surfaces planes, identifiées depuis longtemps par les géomorphologues, ont été décrites notamment par P. Birot (1937) pour les Pyrénées orientales, J.J. Lagasquié (1984) pour les Pyrénées centrales et orientales, et M. Calvet (1996) pour les Pyrénées orientales. Un traitement du MNT au pas de 50 m permet de représenter de manière schématique les principales reliques des surfaces d'aplanissement (Illustration 6 et Illustration 7).

Dans les Pyrénées centrales, entre le Massif du Carlit et la Vallée d'Aure, on peut observer de nombreux replats portant des reliques plus ou moins bien préservées de profil latéritique. Ainsi on peut observer, sur chaque versant de la vallée du Louron, un ensemble de replats alignés et limités par des failles (Illustration 15).

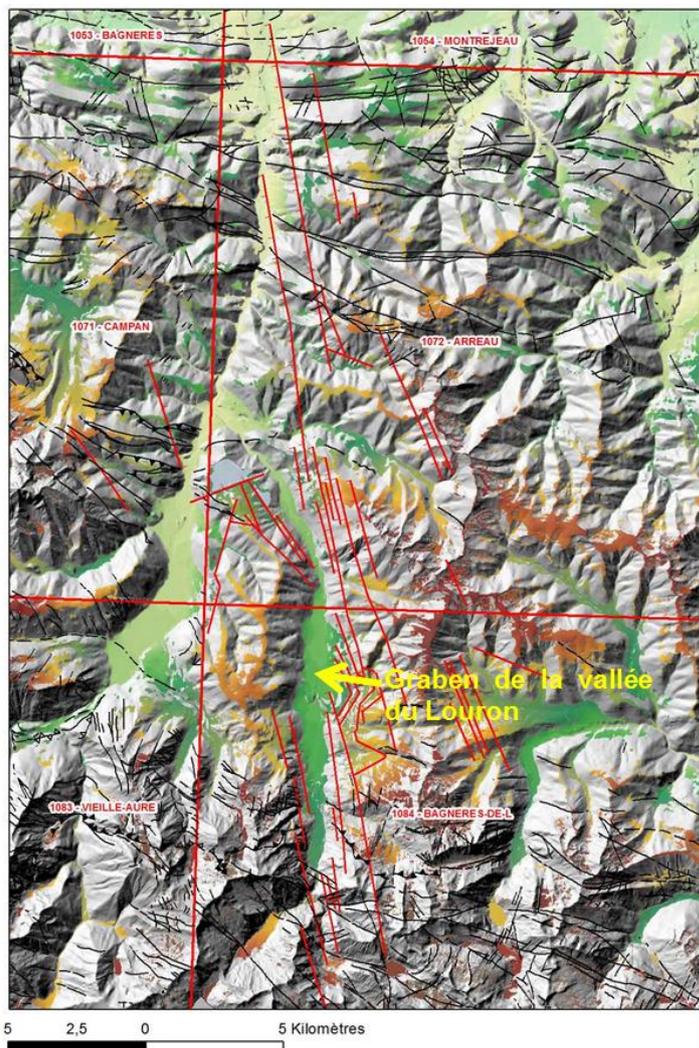


Illustration 15 – Extrait de la carte des replats centrée sur la vallée du Louron (échelle des couleurs sur l'illustration 6. En rouge : tracé des failles délimitant le graben de la vallée du Louron. En noir : failles de la carte géologique à 1/50 000 (secteur 1 sur Illustration 8)

Ces replats sont occupés par des altérites (notamment les arènes du granite de Bordères-Louron) surmontant un horizon fissuré (Monod et al., 2016). La cartographie des replats et des failles bordières permet de délimiter un graben d'orientation N160 centré sur la vallée (Illustration 16). Les failles bordières se suivent du nord au sud sur une quarantaine de kilomètres, et la surface d'aplanissement tronque les chevauchements pyrénéens : cette surface est donc postérieure à la phase majeure de la compression pyrénéenne. Des plans de faille ont pu être étudiés et portent d'une part des stries décrochantes probablement sénestres, et des stries normales (Illustration 17, Illustration 18, Illustration 19). Le graben de la vallée du Louron se serait formé en transtension en contexte de compression, avant d'évoluer ensuite en extension, comme les grands grabens ouest-européens. Il est possible que leur initiation ait eu lieu à la fin de la compression pyrénéenne (fin de l'Eocène moyen). La surface effondrée dans le graben du Louron se retrouve sur les plateaux voisins qui portent des reliques de profil latéritique. La dénivellation affectant cette surface dans ce secteur est de l'ordre de 500 à 1000 m (Illustration 20).

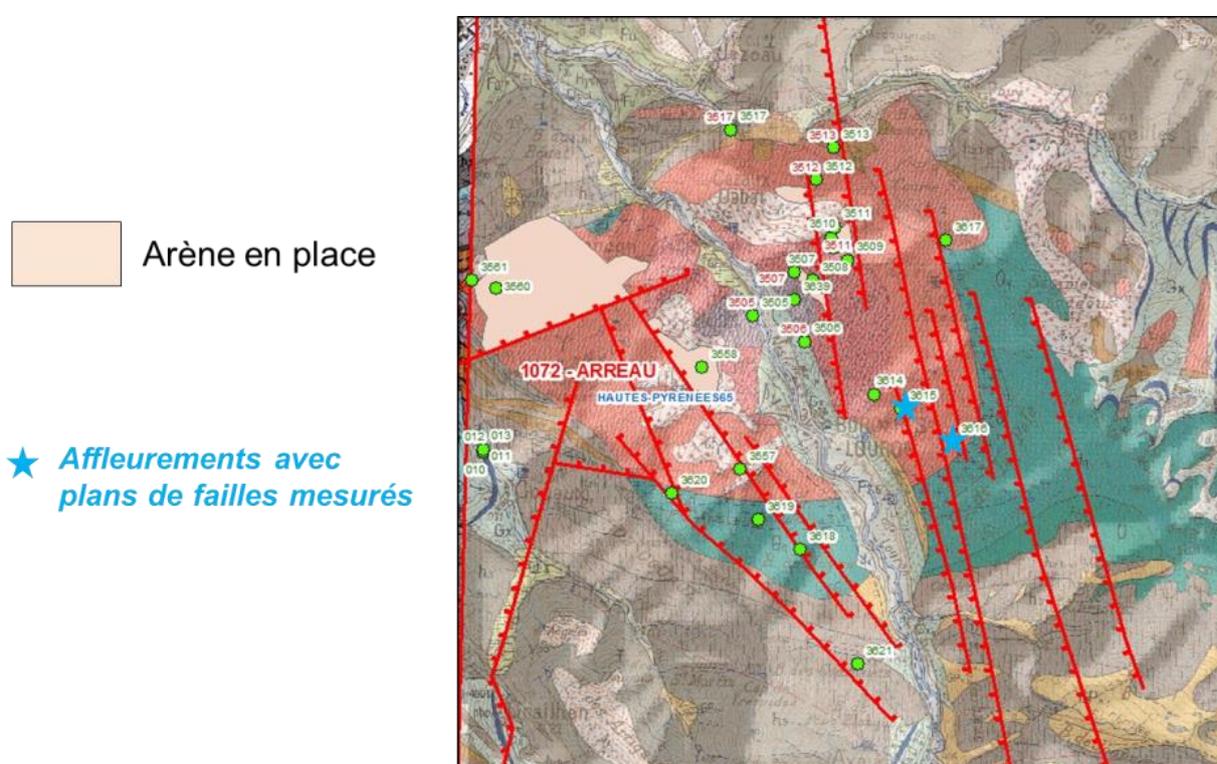


Illustration 16 – Carte des arènes en place sur le granite de Bordères-Louron, position des affleurements étudiés et détail des failles permettant d'interpréter la vallée du Louron comme un graben



Illustration 17 – Stries décrochantes dans les arènes du granite de Bordères (le nord est à gauche). Plan 180W80, stries à pitch 10° N (affleurement 3824)



Illustration 18 – Stries normales dans les arènes du granite de Bordères (le nord est à gauche). Plan de faille 172W85, stries à pitch 70°N (affleurement 3824)

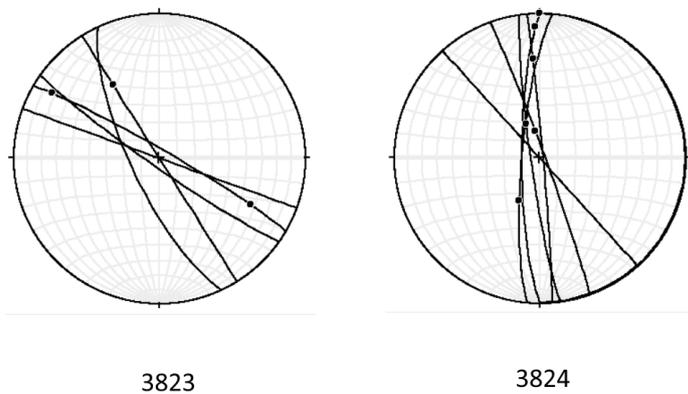


Illustration 19 – Stéréogrammes des plans striés et des stries mesurés dans les arènes à Bordères Louron (projection de Schmidt, hémisphère inférieur)

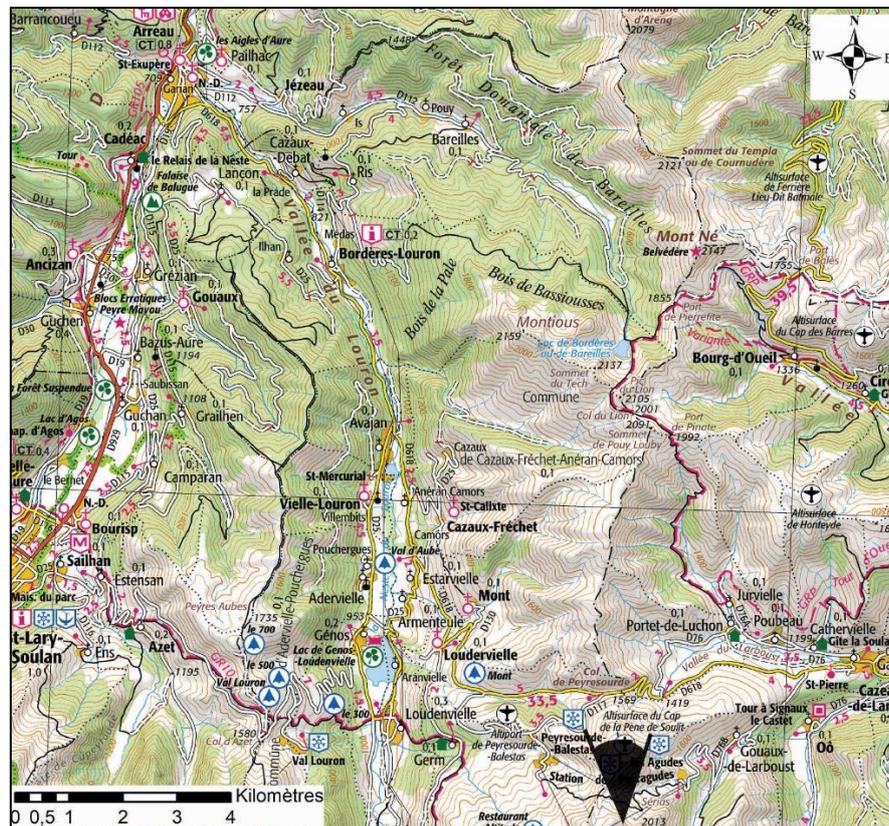
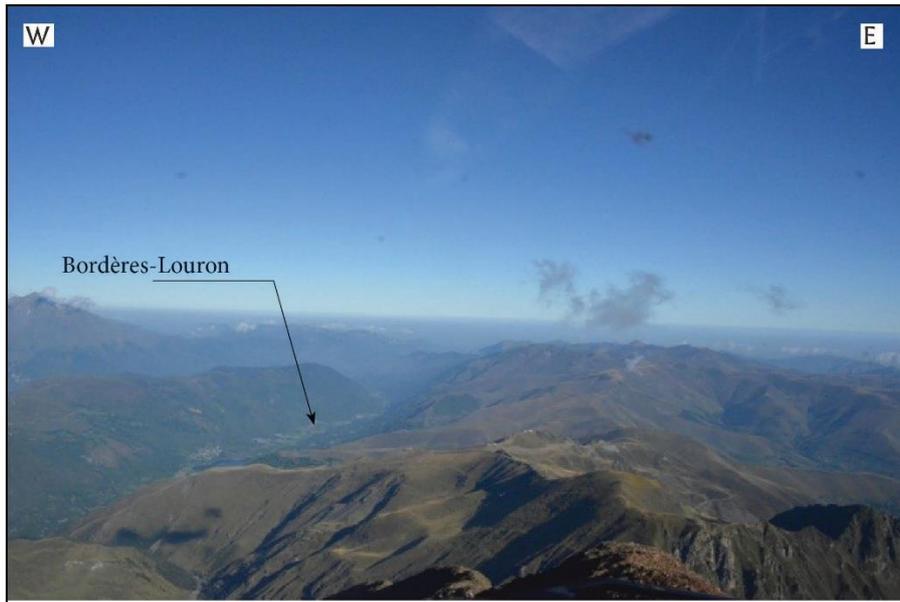


Illustration 20 – Haut : la vallée du Louron (à gauche de la photo) vue en direction du nord, et le plateau situé juste à l'est constituant la bordure soulevée du graben de la vallée du Louron. Bas : carte topographique à 1/100 000 de la vallée avec position du point de vue de la photo

On retrouve une surface perchée dans le Massif de l'Aston (localisation sur Illustration 4), en particulier sur le plateau de Beille (Illustration 8), aux environs de 2000 m d'altitude (Illustration 21 et Monod et al., 2016) ; la couverture d'altérites a été décapée par l'érosion glaciaire (Delmas,

2009), mais l'horizon fissuré y est préservé (Illustration 22). Cette surface est décalée par des failles normales de direction N110 à regard nord, au pied desquelles les altérites sont préservées en place (Illustration 23). Cette disposition montre bien l'antériorité de l'altération sur l'érosion glaciaire. Les replats alignés le long des failles normales, qui correspondent à des parties effondrées de la surface du plateau d'Aston, se retrouvent assez bas (aux environs de 700 à 1000 m) sur le versant sud de la vallée de l'Ariège à la hauteur de Luzenac. Sur le versant nord de la vallée de l'Ariège, on observe des replats préservés au pied de failles normales de même direction, mais à regard sud : la vallée de l'Ariège dans ce secteur a une géométrie de graben (Illustration 24).



*Illustration 21 – Le plateau de Beille vu depuis le Massif de Saint Barthélemy (secteur 6 sur Illustration 8)*



*Illustration 22 – Relique de l'horizon fissuré dans les migmatites du plateau de Beille (point n°JCAR078)*

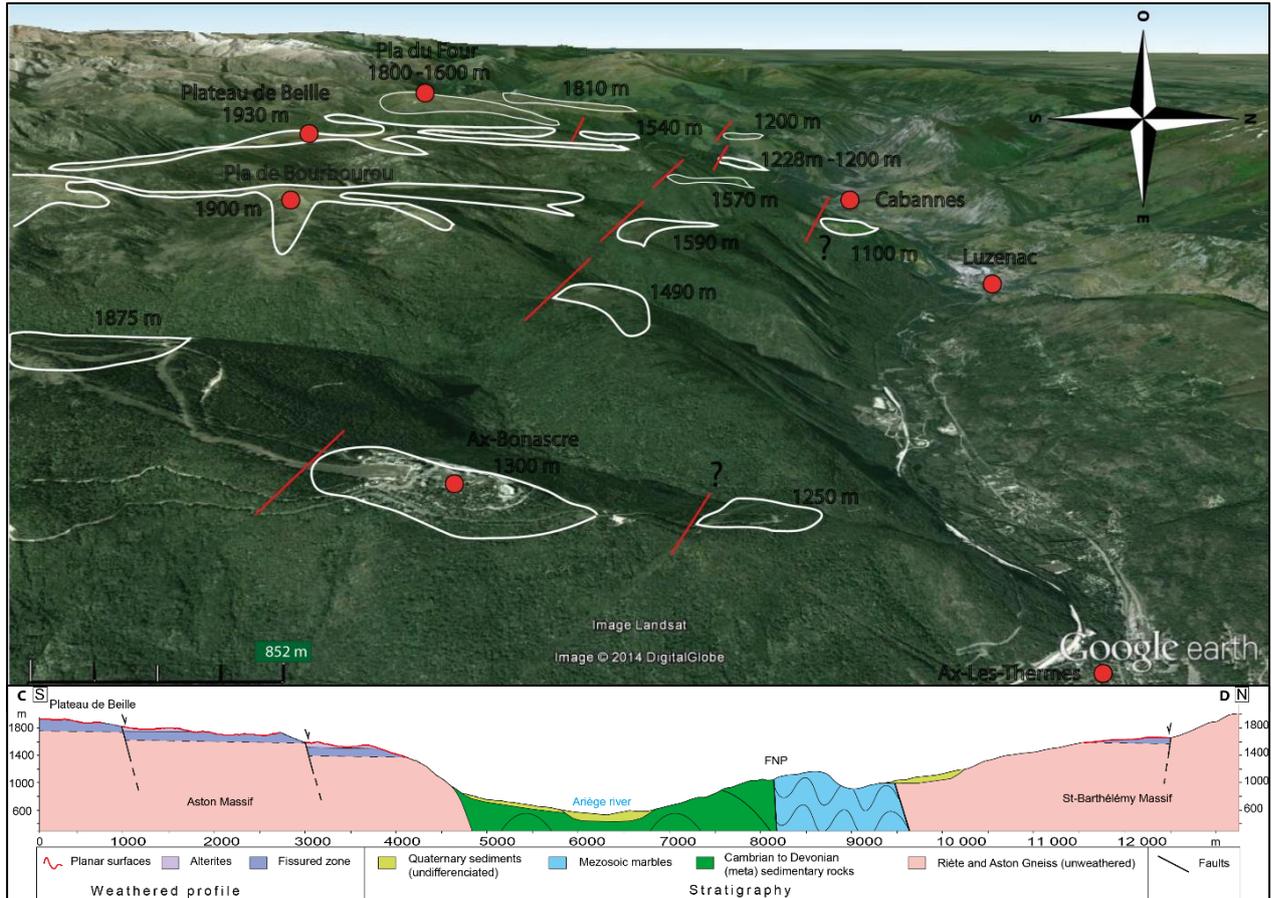


Illustration 23 – haut : versant nord du plateau de Beille vu du Massif de Saint Barthélemy, montrant une série de failles normales à regard nord au pied desquelles sont préservées des arènes formant des pelouses. Bas : coupe géologique entre le plateau de Beille et le massif du St-Barthélemy montrant l'effondrement des compartiments où sont préservées les arènes, d'après Monod et al., 2016

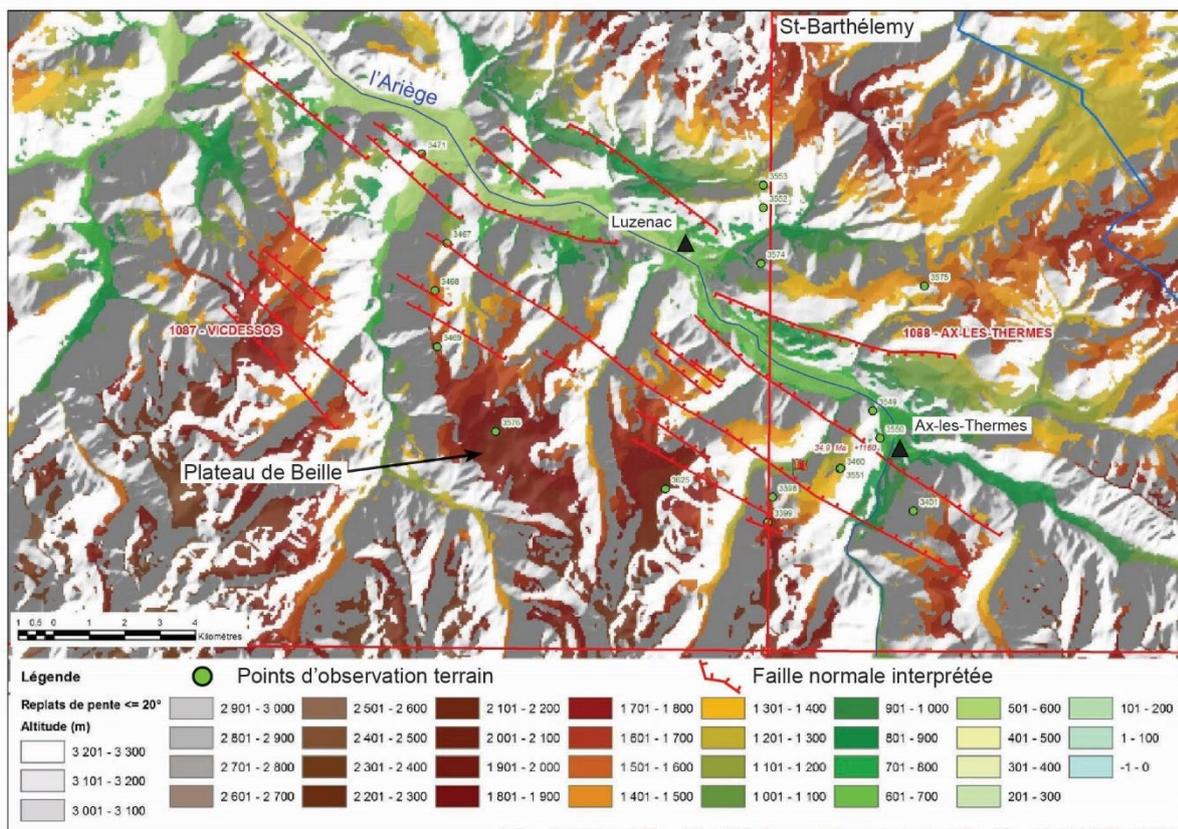


Illustration 24 – Carte des replats du plateau de Beille et tracé des principales failles normales N110 identifiées

Des surfaces striées ont été mesurées dans les arènes d'une sablière, au pied d'un talus de faille à regard nord, près de la station d'Ax-Bonascres (Illustration 25, Illustration 26, Illustration 27). Les plans de faille sont orientés N100, inclinés vers le nord, et portent des stries normales.

L'étude détaillée du profil d'altération et des surfaces planes des massifs de Bordères-Louron et de l'Aston, dont les résultats sont présentés ci-dessus, a été menée à la fois dans le cadre du projet POTAPYR et du programme RGF (Master 2 de Julie Carcone). Les données de cartographie des surfaces planes et des horizons fissurés, la description du profil d'altération sont directement intégrées aux bases de données et aux cartes associées à cette étude et ce rapport (cf. § 5.1 et annexe 1).

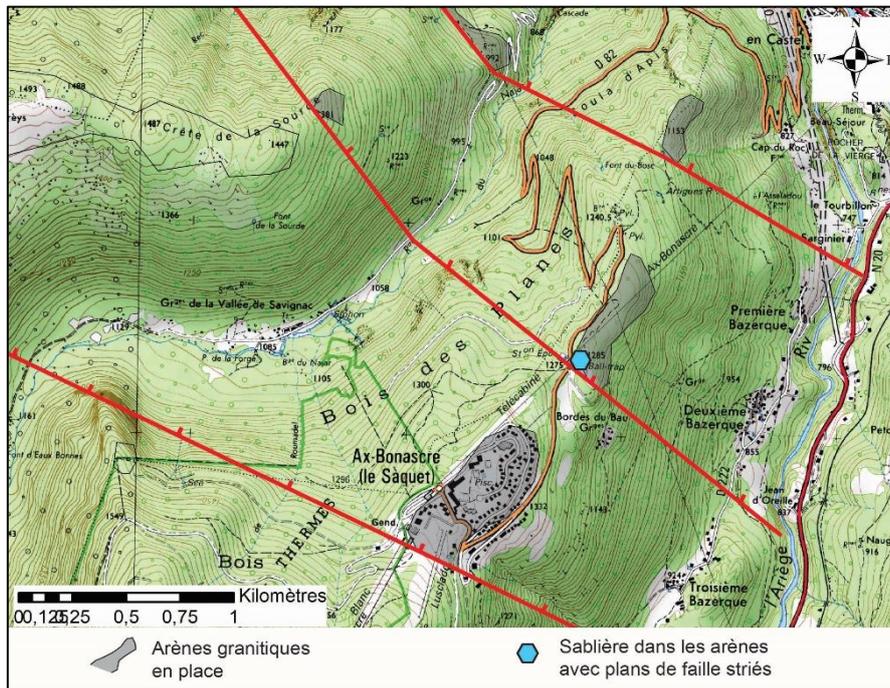


Illustration 25 - Position de la sablière où ont été mesurés des plans de failles normales N100 près de la station d'Ax-Bonastre



Illustration 26 - Exemple de faille normale N100 à regard nord dans la sablière au nord d'Ax-Bonastre. La veine de quartz surlignée en rouge est décalée d'environ 10 cm, le compartiment abaissé est au nord.

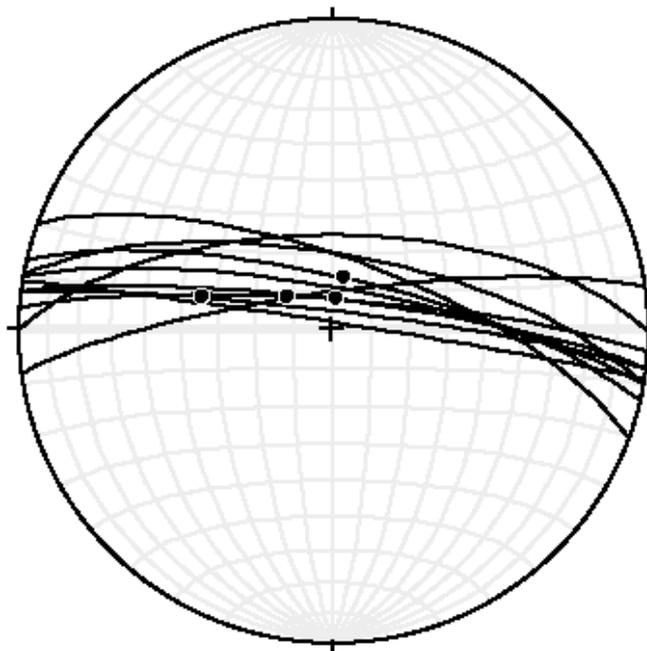


Illustration 27 - Stéréogramme des plans de faille normale et des striés associées dans la sablière d'Ax-Bonascre (projection de Schmidt, hémisphère inférieur)

### **Relation entre les paléosurfaces des Pyrénées centrales et les paléosurfaces post-orogéniques des Pyrénées orientales**

Dans les Pyrénées orientales, les paléosurfaces altérées s'organisent selon un système de replats étagés, bien visibles dans le massif granitique de Quérigut, et sur le versant nord du graben de Cerdagne (Illustration 28) : 3 surfaces étagées sont visibles au-dessus du fond du graben de Cerdagne (Illustration 29), dont le remplissage est daté du Vallésien (Miocène moyen à supérieur). Cet étagement de surfaces antérieures au Miocène moyen caractérise la partie orientale des Pyrénées, et peut être mis en relation très probable avec l'uplift de la marge catalane qui accompagne l'ouverture du Golfe du Lion à partir de l'Oligocène (Mauffret et al, 2001). Le remplissage du demi-graben du Capcir (cailloutis fluviatiles) n'est pas daté mais il scelle lui aussi un profil latéritique dont les arènes sont préservées (Illustration 30).

Un suivi en hélicoptère des surfaces perchées depuis la vallée du Louron jusqu'aux grabens de Cerdagne et du Capcir a été réalisé à l'automne 2014 (Illustration 5). Il avait pour but de déterminer si les surfaces perchées de cette région correspondaient à plusieurs surfaces étagées (donc d'âges différents) ou s'il s'agissait d'une seule surface décalée par des failles (Illustration 31). Cette mission hélicoptérée suggère que pour l'essentiel il s'agirait bien d'une seule surface décalée par les deux familles de failles N.160 et N.110-130. Cette surface se raccorderait vers l'est à la plus haute des surfaces étagées de Cerdagne (Illustration 29) ; elle serait donc antérieure à celle scellée par les sédiments datés du Vallésien (Illustration 29).

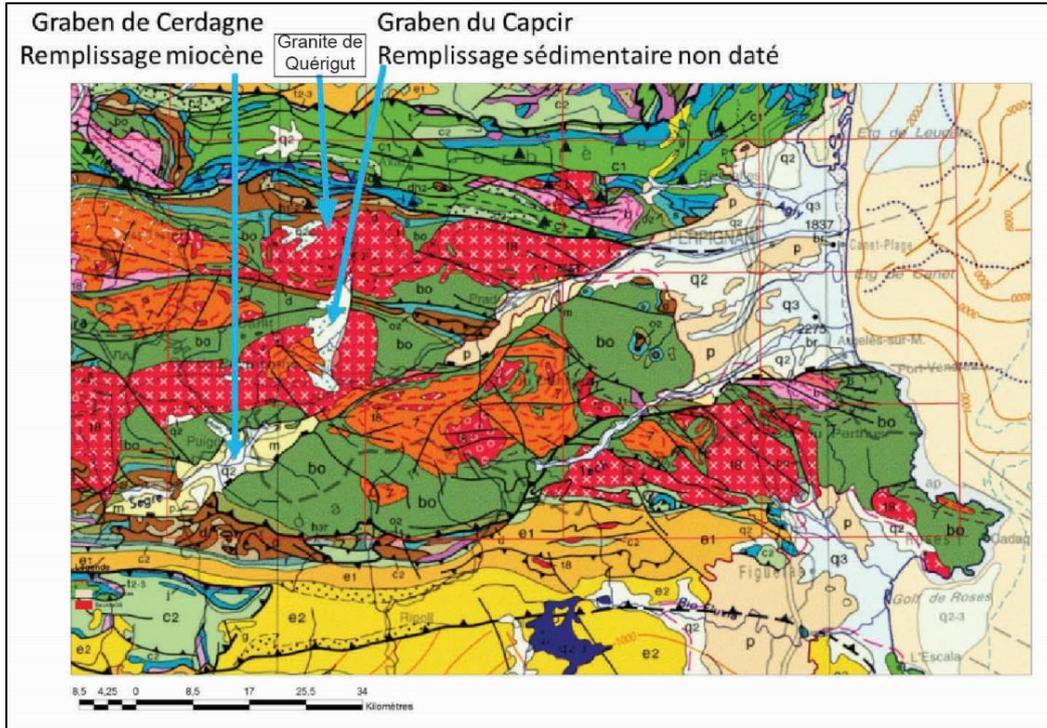


Illustration 28 – Localisation des grabens de Cerdagne et du Capcir

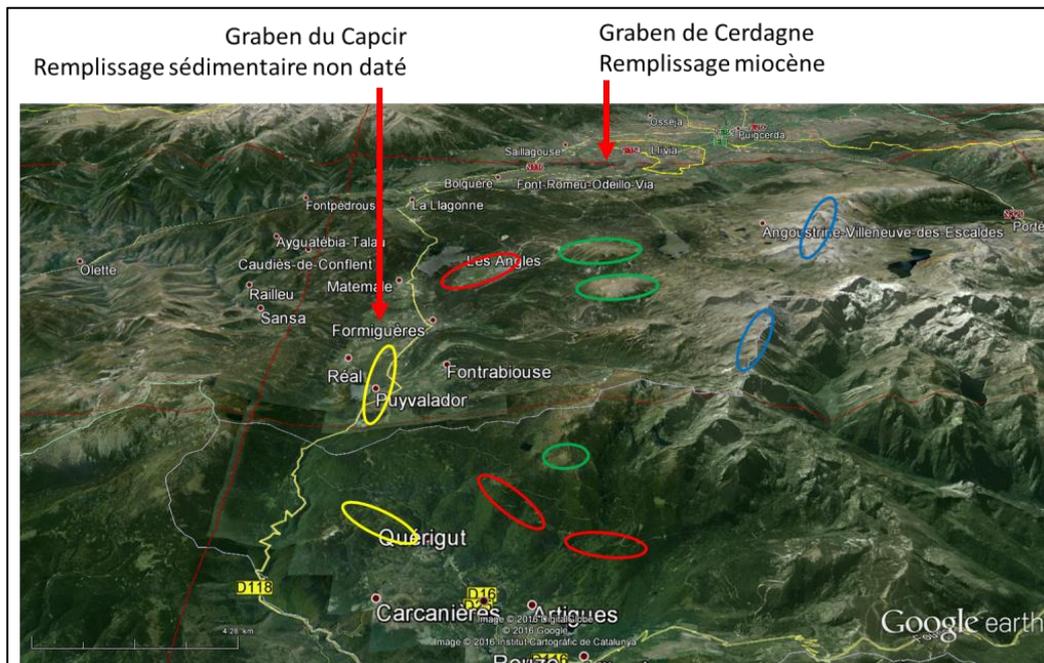


Illustration 29 – Le graben du Capcir vu en direction du sud, les ellipses colorées montrant différents replats de surfaces étagées (Google Earth)



Illustration 30 – Arènes granitiques en place scellées par des cailloutis Plio-Pleistocènes (Matemale, affleurement 3545 sur Illustration 7)

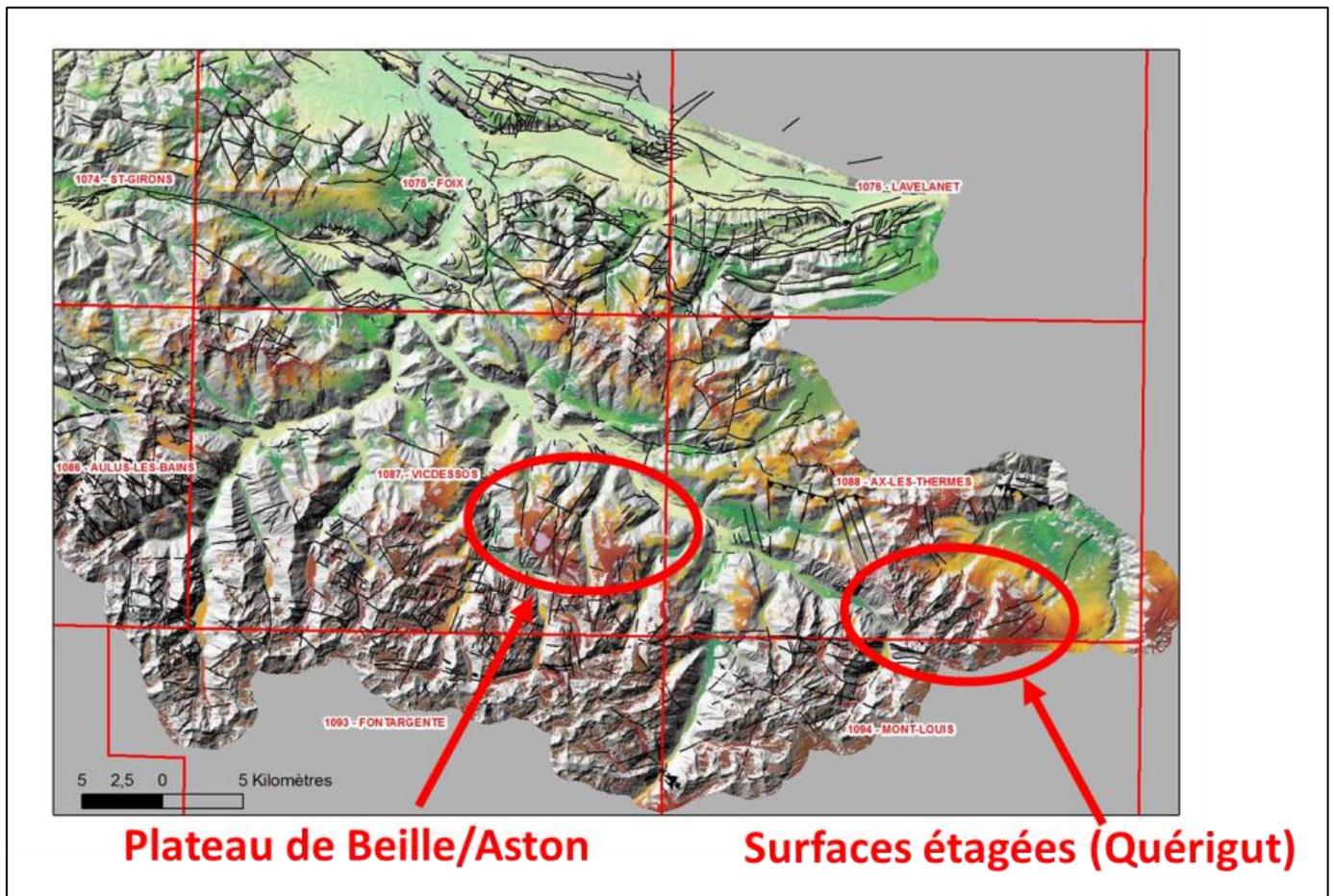


Illustration 31 – Transition entre les Pyrénées centrales (surface perchée unique décalée par des failles) et Pyrénées orientales (surfaces étagées)

La surface perchée des Pyrénées centrales, dans la zone d'étude, est antérieure au Tortonien, celui-ci scellant le profil d'altération, et postérieure à l'Eocène moyen, puisqu'elle recoupe les

failles inverses liées à la compression pyrénéenne. Elle aurait été soulevée lors de l'extension liée à la remontée des racines lithosphériques, à partir de l'Eocène supérieur/Oligocène, et décalée par plusieurs systèmes de failles : un système orienté N160 environ, décrochant puis en faille normale, puis un système N110-130 en faille normale. Il est à noter que les failles de la seconde famille (N110-130) sont des failles sismiquement actives, qui concentrent l'essentiel de la sismicité pyrénéenne, et dont les mécanismes au foyer sont ceux de failles normales (Chevrot et al, 2011, Illustration 32). Il est remarquable également que de nombreuses sources thermales paraissent associées à des failles d'orientation N110°.

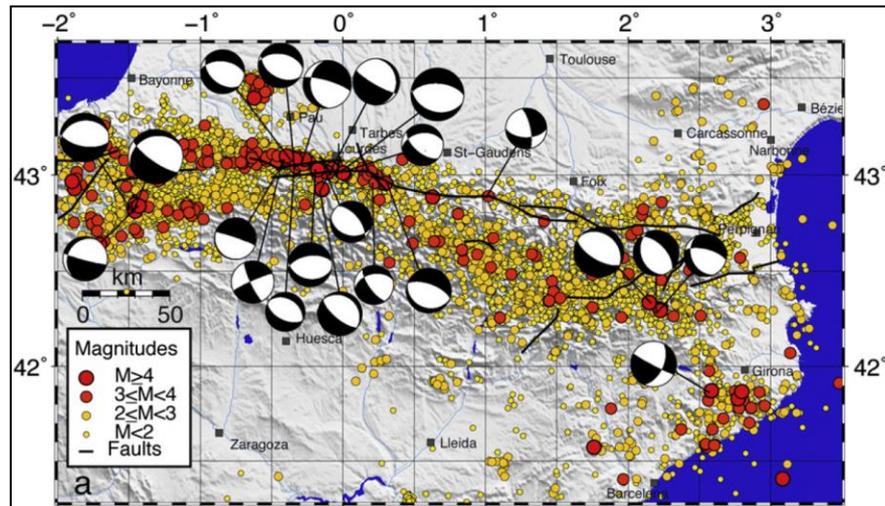


Illustration 32 - Mécanismes au foyer extensifs associés aux failles longitudinales actives des Pyrénées (Chevrot et al., 2011)

## 6.2. ETUDE SPÉCIFIQUE SUR LE PROFIL D'ALTÉRATION DU GRANITE DE FOIX

Parmi les formations étudiées, les granitoïdes ont montré la meilleure préservation d'un profil d'altération lorsqu'ils sont situés en basse altitude, proche du niveau du cours d'eau principal. C'est le cas des granites de Foix, d'Ercé, de Bordères-Louron, de Quérigut (respectivement secteurs 7, 4, 1, 8 sur Illustration 8).

Le granite de Foix (ou massif de la Barguillère) forme une grande dépression de 9 km de long par 6 km de large dans les reliefs du massif nord-pyrénéen de l'Arize, à l'ouest de Foix (Illustration 33). La roche dure est rarement observable en raison de l'importante épaisseur d'arènes granitiques couvrant de grandes surfaces d'affleurement. Ce massif est rapidement apparu comme intéressant pour son intérêt hydrogéologique en raison 1) de son altitude comprise entre 800 et 500 mètres NGF, le plaçant au niveau de l'Ariège qui s'écoule à 400 mètres NGF à Foix, 2) de l'épaisseur des arènes, 3) de la présence d'un horizon fissuré sous le niveau de la rivière. Il a donc été décidé de proposer un stage de Master 1 portant sur la cartographie des altérites et de l'horizon fissuré en vue d'étudier le développement et l'organisation du profil d'altération. Ainsi, Maxime Pambrun de l'Université Toulouse 3 a effectué plus d'un mois de terrain sur cette thématique. Les résultats de son travail sont présentés dans la partie suivante.

## Étageage des surfaces d'altération

Dans la topographie du massif de la Barguillère, les auteurs (Goron, 1931 ; Lagasquié, 1984) ont mis en évidence la présence de surfaces se prolongeant en aval et disposées sur plusieurs niveaux. Lucien Goron en 1931 fût le premier à étudier en détail ce massif et à mettre en lumière cette disposition étagée des niveaux. Il a pu en déduire qu'il s'agissait de trois épisodes attribués au Miocène pour les plus hauts niveaux à 800 m, au Pliocène pour le niveau principal entre 600 et 520 m et plusieurs épisodes pléistocènes formant les terrasses inférieures à 520 m.

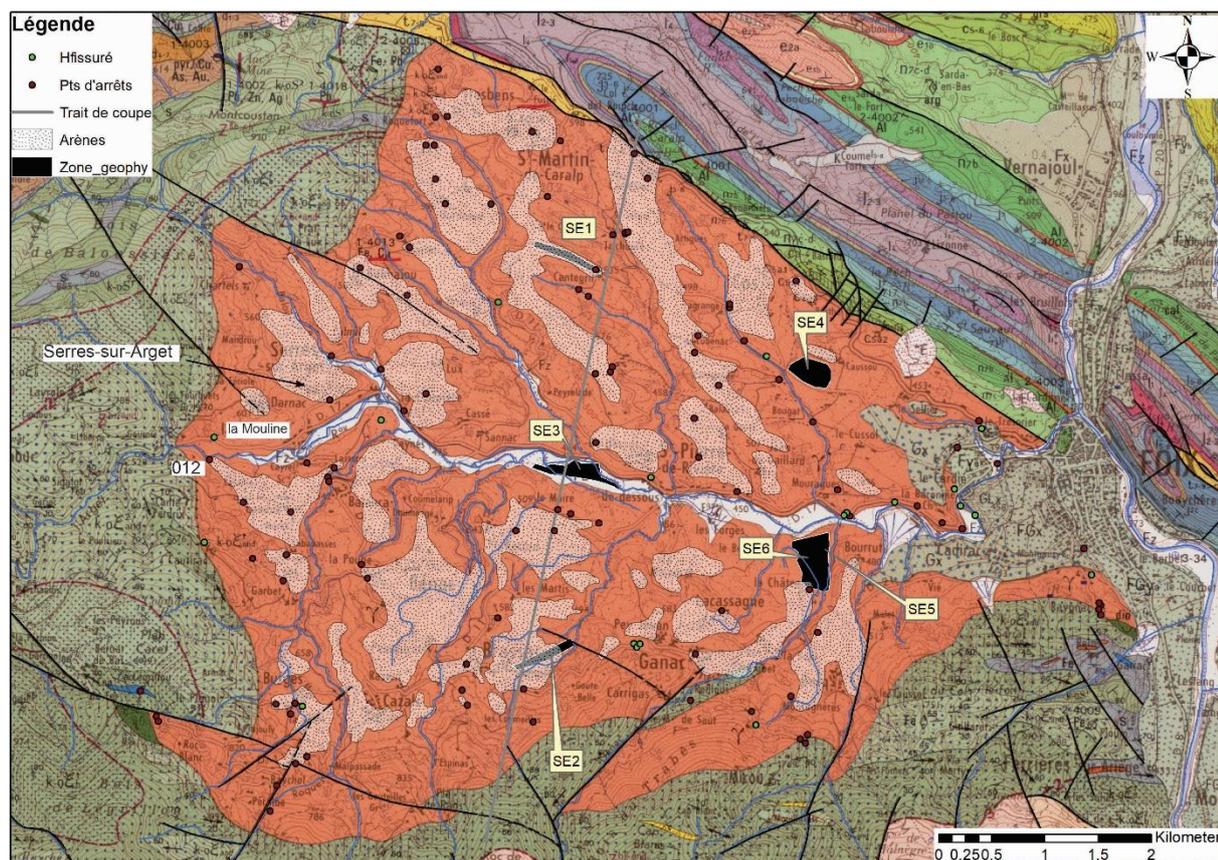
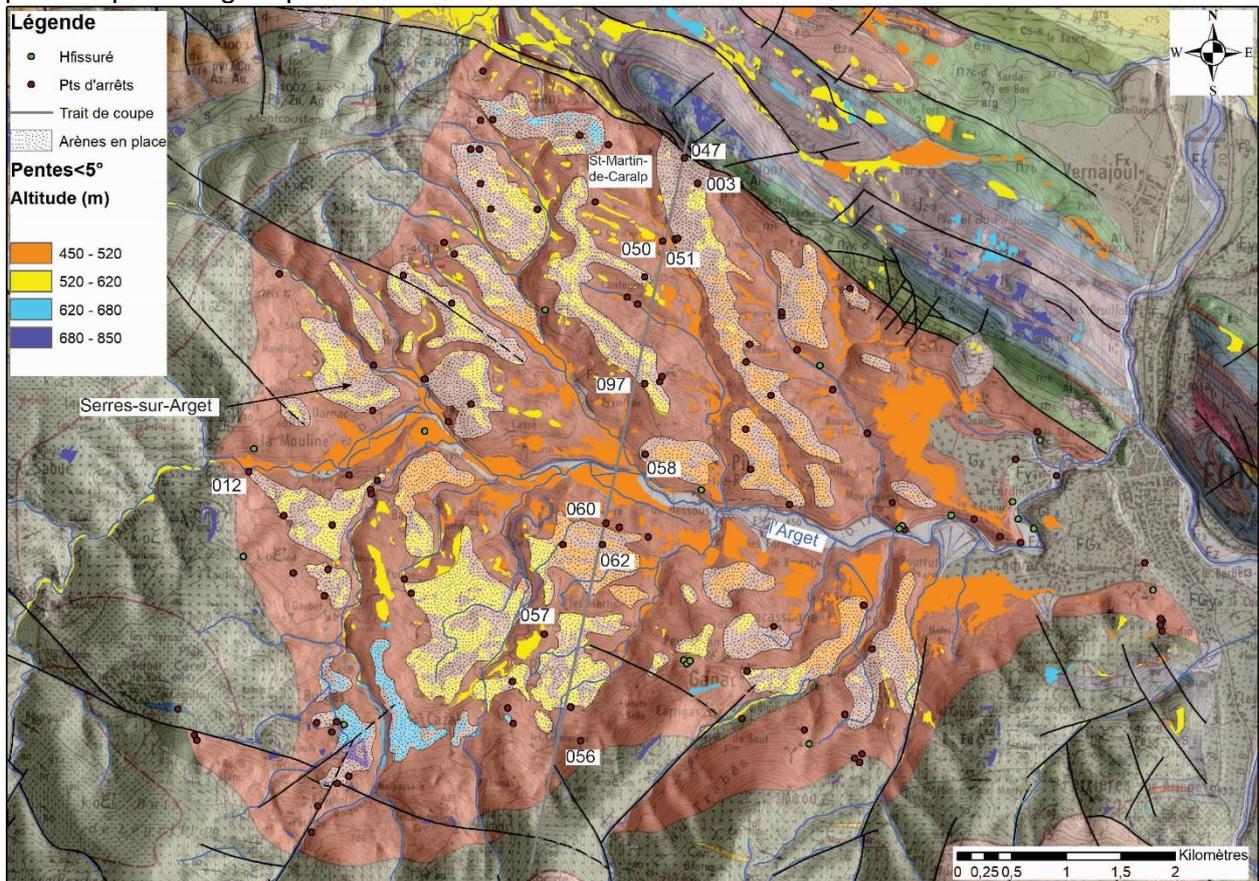


Illustration 33 – Carte géologique à 1/ 50 000 du granite de Foix (Cosson, Paris et al., 1986), points d'observations terrain de Maxime Pambrun (dont les horizons fissurés en vert), cartographie des altérites en place et localisation des sondages électriques réalisés

Le travail de cartographie des altérites effectué, associé à une étude des pentes du MNT au pas de 5 mètres, montre 3 niveaux principaux, en accord avec les travaux de L. Goron (1931). Un niveau supérieur situé entre 680 et 620 m d'altitude est présent dans les parties nord (à St-Martin-de-Caralp) et sud du massif (Illustration 33 et Illustration 34). Un second niveau, dit « principal », est observé à 520-620 m. On y trouve les aplanissements les plus vastes et les mieux conservés du massif. Ces terrains possèdent une pente de 1% et forment un long glacis au sens topographique du terme. Ce niveau est notamment visible à Brassac (à côté de SE2), ou bien Serres-Sur-Arget (situé dans la partie ouest du pluton, Illustration 33). Enfin, un dernier niveau en position basse se situe autour de 450-520m, au-dessus des plus hautes terrasses alluviales de l'Arget, que L. Goron (1931) considéraient comme Pléistocène.

L'âge de l'altération est manifestement anté-Quaternaire comme le prouvent les dépôts fluviaux de l'Arget recouvrant en discordance l'horizon feuilleté à l'extrême ouest du massif (Illustration 35). L'âge pliocène attribué au niveau principal par Goron (1931), en raison de sa continuité vers

des niveaux datés dans la vallée de la Garonne, et l'âge Miocène des niveaux supérieurs, autour de 800 m d'altitude, permettent de placer le développement d'un profil d'altération pendant la période post-orogénique.



*Illustration 34 – Etagement sur trois niveaux d'altitude distincts des altérites en place du granite de Foix cernés par un niveau supérieur entre 680 et 850 m d'altitude, visible dans les formations qui entourent le granite*



*Illustration 35 – Dépôts fluviaux reposant en discordance sur l'horizon feuilleté du granite dans un coude de l'Arget à l'ouest de la Barguillère (points d'observation 012 sur Illustration 33 et Illustration 34)*

### **Description du profil d'altération d'après les sondages électriques**

L'étude spécifique du granite de Foix a bénéficié de l'acquisition de données de sondages électriques, utilisés pour l'étude des sédiments fluvio-glaciaires dans le cadre du projet (BRGM/RP-67098-FR). Le dispositif utilisé est de type Schlumberger, permettant de mesurer la résistivité des terrains traversés. L'acquisition effectuée est un sondage électrique permettant d'interpréter les lithologies jusqu'à une centaine de mètres de profondeur environ. En l'absence de données de forage dans les altérites, l'interprétation lithologique des sondages n'a pas pu être calée.

La cartographie des altérites a permis de sélectionner six sites sur lesquels un sondage électrique permettrait d'interpréter l'épaisseur du profil d'altération (Illustration 33). Les sondages SE1 et SE2 sont situés sur le niveau principal à 560 et 550 mètres d'altitude respectivement. Les altérites sablo-argileuses de ce niveau atteignent 20 mètres d'épaisseur (SE2) et jusqu'à 70 mètres sur le sondage SE1 (Illustration 36). Elles surmontent l'horizon fissuré du granite qui atteindrait au moins 30 mètres (SE1) et 15 mètres (SE2) d'épaisseur. Les données de résistivité électrique permettent de supposer un niveau d'eau au sein des arènes sur les deux sondages.

Les sondages SE3, 4, 5, 6 sont placés sur le niveau d'aplanissement inférieur (Illustration 33). Le sondage SE3, dans le lit de l'Arget expose 15 mètres de dépôts fluviaux recouvrant un horizon fissuré qui atteint 60 mètres de profondeur (Illustration 36). L'interprétation du sondage SE4 montre la même tendance avec toutefois un horizon fissuré (lié à l'altération et/ou à la fracturation d'origine tectonique) plus épais qui atteindrait au moins 90 mètres.

Les sondages SE5 et SE6 sont placés à une centaine de mètres l'un de l'autre, SE5 étant implanté sur une terrasse à environ 10 mètres au-dessus de SE6 qui se situe à niveau d'un petit

affluent de l'Arget. Les deux sondages présentent un profil d'altération assez similaire, surmonté de 40 (SE5) à 20 (SE6) mètres d'altérites. La différence pouvant être en partie expliquée par la plus haute altitude de SE5 par rapport à SE6. Les altérites reposent sur un horizon fissuré épais, atteignant au moins 60 mètres (SE5) voire 80 mètres (SE6). Le niveau d'eau est interprété comme situé au sein des altérites (SE6) ou à leur base (SE5).

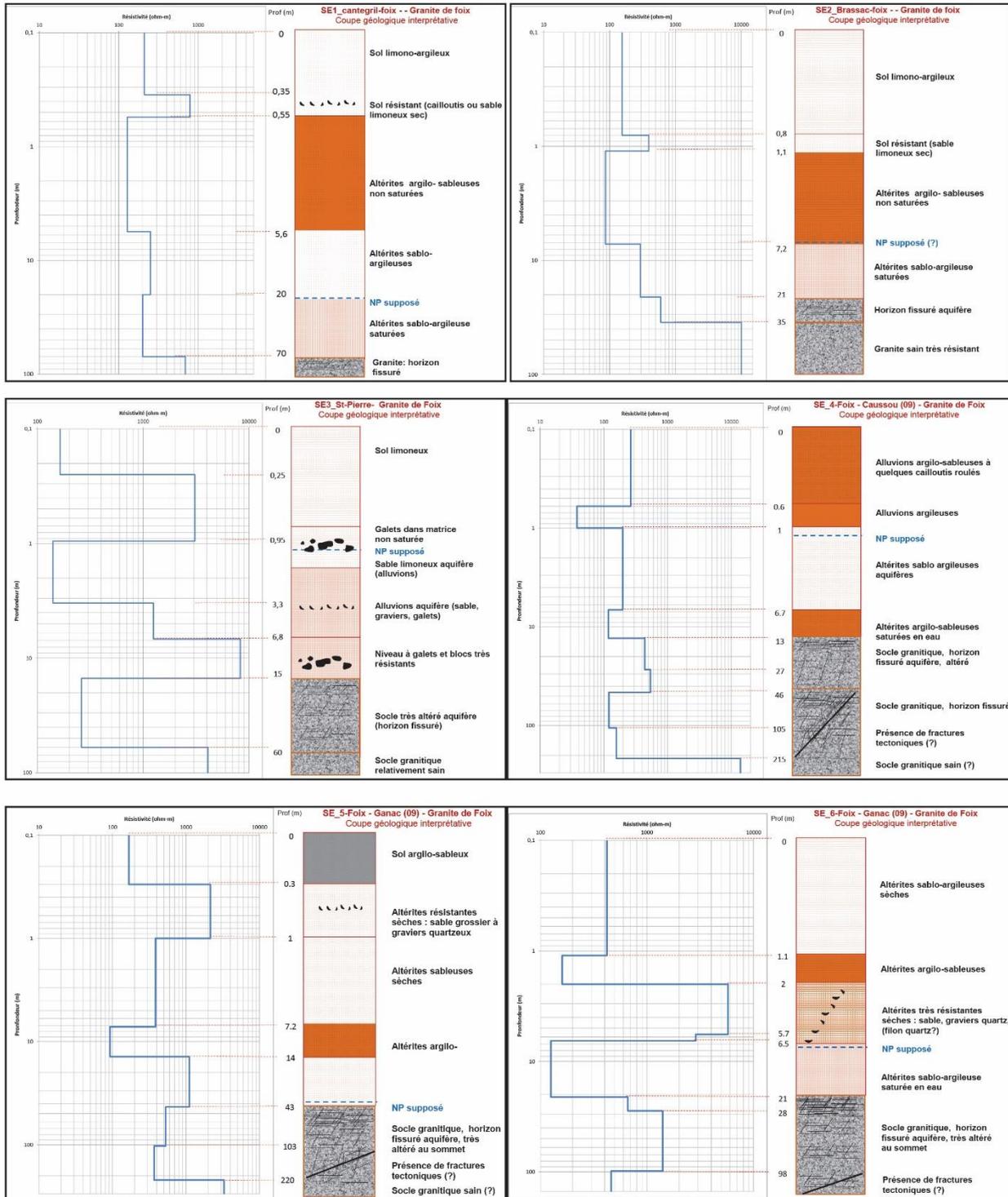


Illustration 36 – Interprétation de la profondeur des horizons d'altération (en mètres et unité logarithmique selon l'axe des ordonnées) des 6 sondages électriques du granite de Foix

## Synthèse du développement de l'altération

L'épaisseur des arènes varie entre de 15 et 70 mètres sur le massif de la Barguillère, les épaisseurs les plus importantes étant atteintes dans les niveaux supérieurs. L'épaisseur de l'horizon fissuré (lié à l'altération et/ou à la fracturation d'origine tectonique) est réduite à 15 mètres dans les parties hautes (SE2), et pourrait dépasser 80 mètres en parties basses (SE4, SE5, SE6), le plaçant en dessous du niveau de l'Arget. L'épaisseur de l'horizon fissuré semble également s'accroître vers l'est, probablement en lien avec des fractures tectoniques.

Les épaisseurs d'altérites sont plus importantes au nord qu'au sud du massif granitique. La limite peut être placée au sud de l'Arget sur une faille qui correspond au talus entre le niveau principal et le niveau inférieur (Illustration 37). Cette faille prolongerait l'accident passant par La Mouline (Illustration 33). Ainsi au nord de cet accident, l'épaisseur d'altérite peut atteindre 40 mètres et celle de l'horizon fissuré plus de 80 m. Ces deux horizons pourraient avoir de bonnes perméabilités et présentent un intérêt hydrogéologique en particulier lorsqu'ils sont situés en dessous du niveau de la rivière.

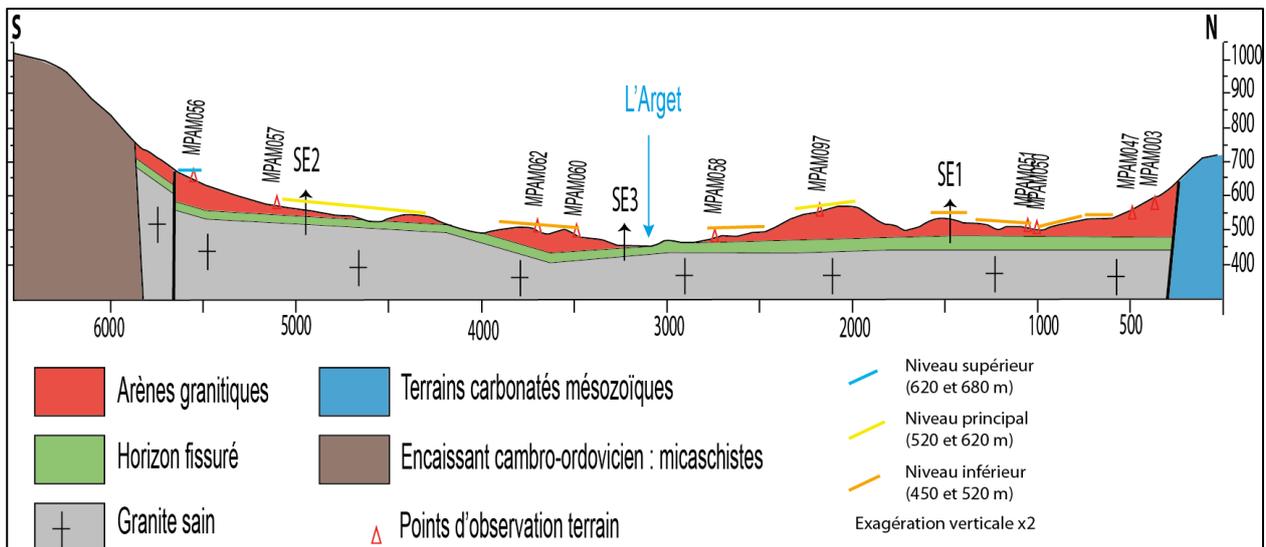


Illustration 37 – Coupe synthétique du profil d'altération sur le granite de Foix

## 7. Carte du potentiel de développement d'un horizon fissuré d'altération dans les formations de socle

L'ensemble des observations de terrain associées aux informations contenues dans les cartes géologiques à 1/50 000 et leurs notices permet d'élaborer une carte de potentiel de développement d'un horizon fissuré issu du processus d'altération pour les formations de socle de la zone d'étude.

Les formations géologiques prises en compte sont les formations métamorphiques, plutoniques, mantelliques ou volcaniques de la zone axiale des Pyrénées et des massifs nord-pyrénéens. Beaucoup de formations métasédimentaires paléozoïques (pélites et grès schisteux, schistes à sérécite) se sont révélées être affectées par un trop faible degré de métamorphisme pour contenir des minéraux gonflants lors de l'altération (cf. partie 2.1). À ce titre ces formations de socle ne sont pas concernées par la classification. Pour la même raison, les formations carbonatées paléozoïques (marbres, calcaires, certains calcschistes) ont également été écartées de la classification. Les formations géologiques qui se sont révélées les plus intéressantes pour la formation d'un horizon fissuré d'altération sont les granitoïdes (granites à 2 micas, monzogranites, granodiorites, diorites) ainsi que les migmatites et certains gneiss.

### 7.1. ORGANISATION DE LA BASE DE DONNÉES

La base de données est composée d'une table attributaire associée à des éléments cartographiques par type de données (points, polygones, polygones).

#### Tableau des points d'observations de terrain

Les observations de terrain se sont concentrées sur la lithologie, le degré d'altération, la position dans le profil d'altération, les marqueurs tectoniques, géomorphologiques et les éléments de datations. Un extrait est présenté dans le Tableau 1. Ces données ponctuelles ont servi à l'élaboration de la carte du potentiel de développement d'un horizon fissuré lié à l'altération, la carte des horizons fissurés et la carte des paléosurfaces d'altération. Le tableau des observations de terrain est intégré à la base de données SIG sous forme d'une couche vecteur qui permet de spatialiser l'information géologique.

#### Carte du potentiel de développement d'un horizon fissuré lié à l'altération

Pour réaliser la carte du potentiel de développement d'un horizon fissuré lié à l'altération, trois champs ont été ajoutés dans les tables attributaires des cartes géologiques harmonisées départementales à 1/50 000 (Tableau 2). Il s'agit de :

- **Minéralogie** (*Mineralo*), renseignant les informations extraites des notices de cartes géologiques à 1/50 000, complétées par les observations de terrain,
- **commentaire** (*Commentair*), renseignant diverses informations utiles provenant des mêmes sources,
- **altérabilité** (*Alterab*), donnant le code de potentialité de développement d'un horizon fissuré d'altération de la formation,

La carte du potentiel de développement d'un horizon fissuré lié à l'altération correspond donc à trois tables attributaires contenant, en plus des informations décrites ci-dessus, les polygones des formations géologiques des cartes harmonisées des départements de l'Ariège, de la Haute-Garonne et des Hautes-Pyrénées, découpées sur la zone d'étude.

Cette carte décrit un potentiel et ne tient donc pas compte de la préservation ou non du profil d'altération. Cette information est apportée par les observations de terrain dans les zones où des investigations de terrain ont été réalisées. Ces observations sont ordonnées dans la couche des points d'observations de terrain (cf. ci-dessus) ainsi que dans les couches vecteurs suivantes : paléosurfaces altérées et horizons fissurés.

### **Couche des paléosurfaces altérées**

La couche des paléosurfaces altérées est composée de polygones représentant les surfaces observées sur le terrain. Pour chaque polygone la table attributive décrit le nom du lieu géographique et l'objet géologique auquel il se rattache ainsi que la position dans le profil d'altération (replat, saprolite, horizon fissuré), d'après les observations de terrain (Tableau 3). La classe « replat » est utilisée pour les surfaces planes qui ont été observées mais non atteintes sur le terrain et situées dans le prolongement de surfaces observées.

### **Couche des horizons fissurés**

Les observations de l'horizon fissuré sont répertoriées sous forme de polygones auxquels est associé un tableau de données apportant des informations pour chaque polygone.

La table attributive se compose de quatre champs (Tableau 4) :

- **nom** : nom donné au secteur ou situé le plus proche sur les cartes topographiques IGN (échelles 1/25 000, 1/50 000, 1/75 000),
- **lithologie** : nature des roches dans lesquelles l'observation a été faite, d'après la carte géologique harmonisée,
- **remarque** : renseignant l'altitude de l'horizon fissuré et l'espacement des joints lorsqu'il a pu être déterminé,
- **X, Y** : coordonnées géographiques du centroïde du polygone en Lambert 93.

N°	Date/Heure	lat (°)	long (°)	Altitude (m)	lithologie terrain	Lithologie carte 1/50 000	Minéralogie altération	Echantillon	pdg_tecto	dir_1	pdg_foliat	dir_foliat	Observations
246	2014-10-02 T08:13:15Z	42,873148	0,405579	1198	Arènes en place	Massif de Bordères-Louron : Granodiorite		3615 pour datation adulaire	1				Feuilletage visible. Arène à l'Est de la faille N-S (mur). Hyp : Plusieurs compartiment soulevés vers l'E par faille N-S à pendage vers l'W, limitant des arènes
247	2014-10-02 T08:13:15Z	42,870481	0,411408	1297	Arènes en place	Massif de Bordères-Louron : Granodiorite			80	267			stries obliques de plongement 24°N dans argiles
248	2014-10-02 T08:13:15Z	42,861171	0,394825	1106	Arènes en place très argileuses	Massif de Bordères-Louron : Gabbro quartzique				050			Granite en place au-dessus de l'épingle (toit de faille) séparé d'arènes argileuses en place au mur par une faille N140°
249	2014-10-02 T08:13:15Z	42,863607	0,390123	1175	Arènes en place	Massif de Bordères-Louron : Granogabbro							2ème compartiment : arènes en place
250	2014-10-02 T08:13:15Z	42,865568	0,380387	1269	Arènes en place	Massif de Bordères-Louron : Granogabbro							Bloc tectonique séparé du précédent par une faille à pendage vers l'E
251	2014-10-02 T08:13:15Z	42,851906	0,401512	1137	Grès pélitiques foliés	Namuriens : Calcaires, schistes, grès, conglomérats			90	077	90	005	Plan de faille?
252	2014-10-06 T14:07:49Z	42,800056	0,189199	2473	Pérites et calcaires	Givétien supérieur - Frasniens : Quartzite de la série de Sia (Unité septentrionale-La Munnia)							Hélico. Surface plane à 2400 m d'altitude sous le Pic de Bugatet
253	2014-10-07 T08:20:14Z	42,759943	1,448012	1917	Granite à 2 faciès : gros grains et grains fins	Monzogranite à biotite	bt altérées						Hélico. Pic du Far = surface plane avec HF (30 à 50 cm d'espacement). Pas d'HF sur granite de Bassiès, donc Pic du Far = bloc effondré. Beaucoup de fractures tectoniques sur le granite de Bassiès

Tableau 1 – Extrait du tableau des points d'observation des différentes missions de terrain réalisées dans le cadre du projet

CARTE	CODE	LEGENDE	NOTATION	DESCR	Mineralo	Commentair	Alterab
1939	528	313	M04	Précambrien probable : granites profonds souvent à cordiérites en feuilletés dans les paragneiss migmatitiques, d'âge hercynien probable	quartz, feldspath potassique et plagioclase, biotite, muscovite	Les granites y apparaissent soit sous forme de feuilletés de granites leucocrates à biotite et muscovite, soit sous forme de granites peut-être anatectiques, souvent à cordiérite	3
1939	530	314	Ø20	Complexe de Quérigut : monzogranite à phénocristaux de microcline	quartz, plagioclase, biotite (phénocristaux très altérés)		4
1939	531	315	Ø21	Granite d'Ax-les-Thermes	Granite à biotite. Présence de faciès pegmatitique à grosses biotites	Les biotites sont altérées. Arènes granitiques au sommet (route de Bonascre)	5
1939	532	316	Û2	Massif du Riberot : diorite quartzique à grain fin de l'apophyse ouest	La composition originelle était plutôt celle d'une diorite quartzique que d'une granodiorite. On a signalé des taches de leucogranite à tourmaline	La roche est affectée par une altération hydrothermale intense (séricitisation des feldspaths, chloritisation des biotites)	4
1939	533	317	Ø22	Paléozoïque et Néoproterozoïque - zone axiale : granodiorite de Bethmale	quartz, microcline, plagioclase (oligoclase et andésine), biotite avec parfois quelques plages de hornblende	Massifs homogènes à rares enclaves de nature dioritique	5
1939	534	318	µ1	St-Barthélémy : gneiss inférieur	Gneiss grenus, finement stratifiés, à petits feldspaths arrondis, parfois plus grands et ocellés, et généralement à grenat dans la partie inférieure. renferment des lits d'amphibolites et de cipollins	La partie inférieure appartient au faciès granulite : mésoperthite d'orthose, grenat, orthopyroxène. Ils contiennent des intercalations basiques à augite et orthopyroxène, ainsi que des cipollins et skarns.	4
1939	537	319	PA	Bessèdes et Monjoie : pegmatites et apaites schistosées			1
1939	538	320	my	Bessèdes et Monjoie : mylonites			2
1939	539	321	-#2	Écailles de Camurac : micaschistes et gneiss broyés	Roches écrasées : phyllades, calcaires, quartzites		2

Tableau 2 – Extrait de la table attributaire de la carte du potentiel de développement d'un horizon fissuré lié à l'altération pour l'Ariège

<b>Id</b>	<b>Descriptio</b>	<b>classif</b>
1	Lançon (Arreau). Arènes granitiques sur le massif de Bordères-Louron	saprolite
7	Ax-Bonascré	replat
15	Ax-Bonascré. Saprolite de granite	saprolite
34	Mont Redon. (Aston)	horizon fissuré
36	Plateau de Beille. (Aston)	horizon fissuré
38	Plateau de Beille. (Aston)	saprolite
40	Bourbourou. (Aston)	replat
54	Pla du Four (Aston)	replat
89	Planque (Milhas). Saprolite de schiste	saprolite
90	Bernes (Milhas). Saprolite de roche grenue basique	replat
97	Sengouagnet (Milhas). Saprolite de micaschiste	saprolite
101	Peyre Blaque (Bordères-louron). Saprolite de granite	saprolite
108	Ilhet (vallée de la Neste)	saprolite
122	Pic du Far (Videssos). Surface plane sur horizon fissuré	horizon fissuré
128	Pla de Tabé. (Saint-Barthélemy)	replat

Tableau 3 – Extrait de la table attributaire de la carte des paléosurfaces altérées

<b>Id</b>	<b>Nom</b>	<b>Lithologie</b>	<b>Remarque</b>	<b>X</b>	<b>Y</b>
1	Mont Valier	Granodiorite à biotite	Horizon fissuré à 2200m	541534	6191356
2	Massada	Monzogranite à biotite	Horizon fissuré à 1200m	573370	6184263
3	Trois Seigneurs	Leucogranite à muscovite et biotite	Horizon fissuré à 2000m	570792	6192942
8	Mérens	Orthogneiss oeilé	Horizon fissuré à 1400m	603527	6169546
10	Ilhan	Granogabbro	Horizon fissuré à 1100m	486696	6199452
13	Pic de Néouvielle	Granite à biotite	Horizon fissuré à 3000m	464293	6197762
23	Bourbourou	Gneiss de Riète	Horizon fissuré à 2000m	598435	6178728
32	Le Madrés	Granodiorite à biotite et hornblende	Horizon fissuré à 2400m. Espacement fractures 1 à 2 m	634492	6172750
33	Plateau de Beille	Gneiss de Riète	Horizon fissuré à 1900m. Espacement des joints de 30 à 50 cm	593616	6180308
34	Massif du Saint-Barthélemy	Gneiss	Horizon fissuré à 1600m. Espacement des joints de 30 à 50 cm	594024	6192693
35	Ax_Bonascré	Granite d'Ax	Horizon feuilleté et fissuré à 1300m	603480	6179648
37	Quérigut	Monzogranite du Quérigut	Horizon fissuré à 1200m	624104	6178640
38	Lacourt	Granodiorite de Lacourt	Horizon fissuré à 450m	550969	6205607
39	L'Hers	Uherzolite	Horizon fissuré à 1300m	566677	6190852
40	Ercé	Granodiorite d'Ercé	Horizon fissuré à 600m. Espacement fractures 2 à 4 m	560193	6195399
42	Foix	Granodiorite de Foix	Horizon fissuré à 590m	580789	6211273

Tableau 4 – Extrait de la table attributaire de la carte des horizons fissurés

## 7.2. ELABORATION DE LA CARTE

Les formations géologiques de la zone d'étude ont été regroupées en 5 classes (notées de 1 à 5, Illustration 38) en fonction de leur altérabilité, le critère d'altérabilité étant basé sur la minéralogie (présence et abondance des minéraux gonflants : biotite, pyroxènes, olivine), la texture (taille des minéraux) et la structure (foliée, plissée, isotrope). La classe 0 correspond aux formations situées sur la zone d'étude mais non concernées par la classification.

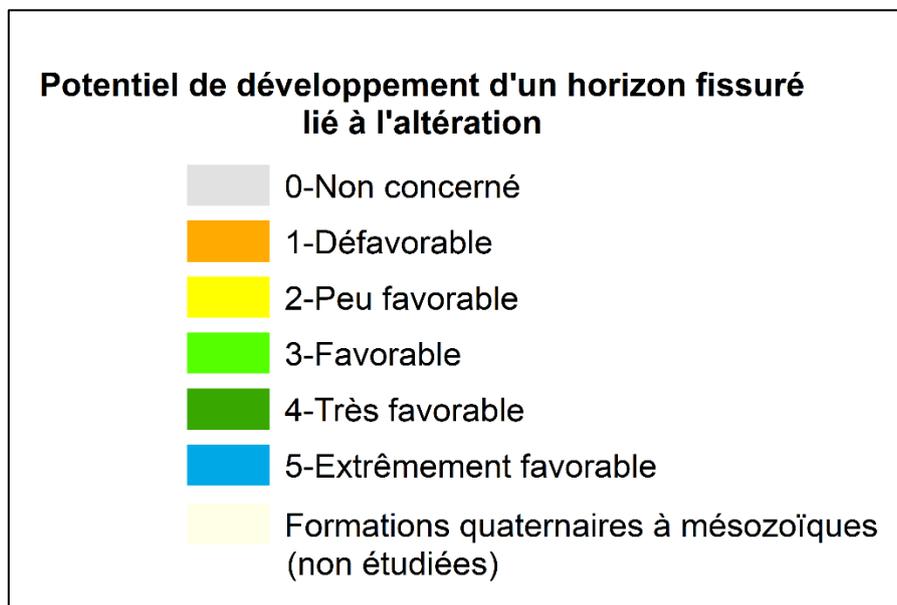
La liste des principales lithologies pour chaque code d'altérabilité est présentée ci-dessous. Dans les faits, certains polygones ont été notés au-dessus ou au-dessous de la note « standard » pour des raisons locales (abondance ou rareté des minéraux gonflants, taille des minéraux, petite taille des massifs).

### Code 1 – Défavorable

Formations épimétamorphiques paradérivées : grauwackes, schistes, quartzites, calcschistes, lentilles calcaires, cipolins ; rhyolites, microgranites, quartz filonien, pegmatites ; lydiennes et jaspes ; roches broyées et mylonites ;

### Code 2 – Peu favorable

Micaschistes à séricite, muscovite et/ou chlorite ; amphibolites ; leucogranite à muscovite seule ; andésites, dolérites, diabases ;



*Illustration 38 – Légende de la carte de potentiel du développement d'un horizon fissuré lié à l'altération de la zone d'étude*

### Code 3 – Favorable

Micaschistes à biotite ; migmatites, diatexites, métatexites, granites d'anatexie ; granites à deux micas ;

#### Code 4 – Très favorable

Monzogranites, granites monzonitiques, granites à biotite, tonalites, gabbros, orthogneiss à biotite, gneiss à biotite, ophites, lherzolites ;

#### Code 5 – Extrêmement favorable

Granodiorites, diorites, diorites quartziques, granogabbros, gabbros à biotite ;

### **7.3. RÉSULTATS SUR LE POTENTIEL DE DÉVELOPPEMENT D'UN HORIZON FISSURÉ LIÉ À L'ALTÉRATION**

Les formations les plus favorables à développer une fracturation d'altération (classe « extrêmement favorable ») correspondent aux granitoïdes présents dans la zone axiale : Cauterets, Néouvielle, Bordères-Louron, Lis-Caillaouas, Ribérot, Bethmale, Ax-les-Thermes et Quérigut, ainsi que ceux intrusifs dans les massifs nord-pyrénéens : granodiorite des Trois-seigneurs, granodiorite d'Ercé et de Lacourt, granite de Foix (Illustration 39).

Les formations « très favorables » correspondent au cœur des grands massifs granitiques (Cauterets, Néouvielle, Quérigut, Bordères-Louron), qui sont en général composés de biotites plus petites ou moins nombreuses, au granite de Bassiès, aux orthogneiss à biotite des massifs de l'Aston, de l'Hospitalet, et des massifs nord-pyrénéens (diatexites ou métatexites avec de grosses biotite et/ou une foliation favorable).

Les formations « favorables » correspondent aux orthogneiss et migmatites de la zone axiale (Gneiss de Peyregrand sur l'Aston) et des massifs nord-pyrénéens (diatexites et métatexites), dont les biotites sont de plus petites tailles et/ou la foliation n'est pas favorable. Les micaschistes des massifs de Milhas, Lis-Caillaouas et du dôme de la Garonne font également parti de cette classe.

Les formations « peu favorables » correspondent aux schistes faiblement métamorphiques cambriens à ordoviciens des massifs nord-pyrénéens, du massif de l'Aston, de Lis-Caillaouas ou à l'ouest du granite de Bassiès.

Les formations « défavorables » correspondent aux formations épimétamorphiques du Cambrien au Silurien, schistes et shales noirs, schistes quartzeux, quartzites, métaconglomérats.

Enfin, les formations « non concernées » correspondent aux formations sédimentaires détritiques et carbonatées pas ou peu métamorphiques du Dévonien au Carbonifère. Les formations « non étudiées » sont les formations sédimentaires méso-cénozoïques et les formations superficielles.

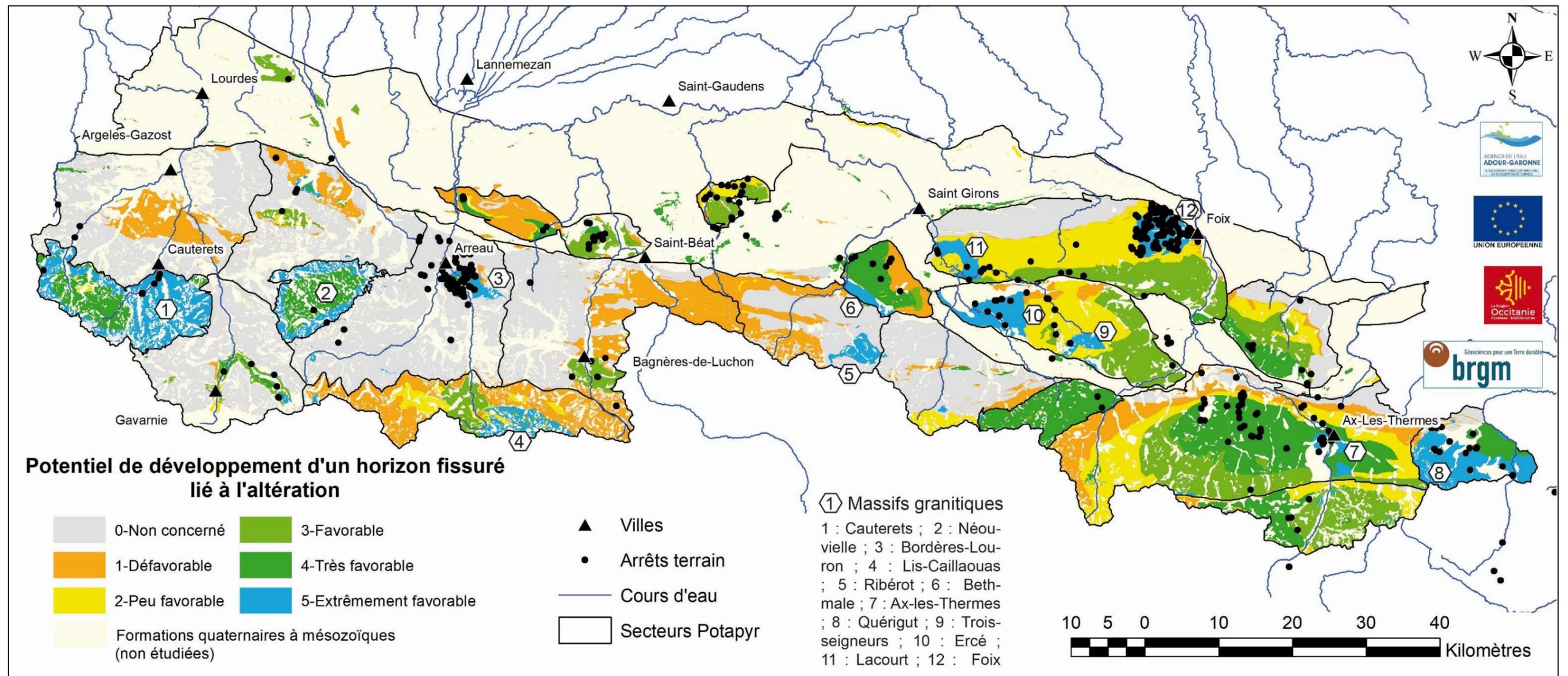


Illustration 39 – Carte du potentiel de développement d'un horizon fissuré lié à l'altération : aptitude des roches de socle à développer une fracturation d'altération d'après leur composition minéralogique et leur déformation (foliation, schistosité). Les formations non concernées par cette classification sont les formations sédimentaires paléozoïques pas ou peu métamorphiques. Les formations non étudiées car n'appartenant pas aux formations de socle sont les formations superficielles et les formations sédimentaires méso-cénozoïques, figurées en jaune pale



## 8. Synthèse sur la formation et la préservation d'un profil d'altération dans une chaîne de montagne et perspectives

### 8.1. CONDITIONS DE PRÉSERVATION DU PROFIL D'ALTÉRATION

Les observations de terrain ont montré que les altérites et les surfaces planes d'altération associées ne sont en général pas conservées à des altitudes supérieures à 1500 mètres où la morphologie glaciaire domine. En prenant l'exemple des granites qui marquent le mieux l'altération, aucune arène n'a été observée sur les granitoïdes de la zone axiale : Cauterets, Néouvielle, Lis-Cailaouas, Ribérot (Illustration 39). Dans ces massifs, seule la partie profonde de l'horizon fissuré est conservée au niveau des sommets. Par opposition, les granites de Bordères-Louron, Bethmale, Ax-les-Thermes, Quérigut, ainsi que ceux des massifs nord-pyrénéens, situés pour la plupart entre 500 et 1000 mètres d'altitude, ont conservé un manteau d'altérites en place surmontant un horizon fissuré. Le seul exemple de conservation d'altérites en place à haute altitude est le plateau de Beille sur le massif de l'Aston, où elles culminent à 1900 mètres malgré une érosion glaciaire ayant été active (cf. partie 6.1 et Annexe 1). Cette exception peut s'expliquer par un contexte tectonique particulier où des failles normales orientées N110° effondrent des compartiments altérés, permettant de les préserver.

### 8.2. PÉRIODES DE FORMATION DU PROFIL D'ALTÉRATION

Les surfaces planes surmontant des altérites sont antérieures aux glaciations comme le prouvent les dépôts morainiques reposant sur des arènes au plateau de Beille par exemple (Monod et al., 2016). Ces surfaces ont probablement contrôlé la position du glacier dans certaines vallées. L'érosion glaciaire a donc permis d'entretenir le faible relief de la surface afin qu'elle soit préservée de nos jours. Les surfaces planes d'altitude sont disséquées par l'incision fluviale quaternaire et leurs reliques se retrouvent perchées sur les reliefs. Cette disposition montre bien qu'elles ont été créées avant la création du relief actuel et l'incision des vallées. Les arguments géométriques de terrain et les données de thermochronologie (cf. partie 6.1) permettent de restreindre la période de formation des surfaces d'altération et du profil d'altération latéritique associé à la période comprise entre 30 et 10 Ma qui correspond à la période post-orogénique. Ainsi, il peut être avancé qu'à la suite de la compression pyrénéenne, les conditions sont favorables pour altérer les terrains. Cela suppose un relief doux qui sera par la suite incisé et soulevé pour créer le relief actuel.

Dans les Pyrénées, la présence d'une surface d'altération couronnant un profil d'altération permet d'estimer l'âge de l'altération à la période post-orogénique. Lorsque la surface a été érodée en revanche la datation devient plus complexe. Elle est possible uniquement grâce à des marqueurs sédimentologiques comme la discordance du flysch sain turono-coniacien sur les altérites du granite d'Ercé qui permet de proposer un âge anté-Turonien. L'étude de l'étagement des surfaces d'altération sur le granite de Foix permet également d'estimer un âge post-miocène inférieur. La préservation des altérites des profils d'altération anté-pyrénéens pendant l'orogénèse pyrénéenne n'est pas contrainte. De toute évidence les dépôts recouvrant les terrains altérés permettent leur préservation en étant érodés en premier. La position externe à l'orogène permet que la formation altérée n'atteigne pas une altitude trop élevée retraçant ainsi son érosion.

### **8.3. PERSPECTIVES POUR L'ETUDE HYDROGÉOLOGIQUE DU PROJET POTAPYR**

Le contexte favorable pour un intérêt hydrogéologique dans les formations de socle des Pyrénées correspond à une formation ayant un potentiel favorable, très favorable ou extrêmement favorable située en fond de vallée, à une altitude proche et/ou sous celle d'une rivière. En effet, une formation de socle altérée présentera des pentes faibles au sommet des arènes qui vont collecter les écoulements et favoriser l'infiltration dans l'horizon fissuré dont le réservoir pourra se situer en dessous des rivières. À ce titre, le granite de Foix est le seul exemple identifié sur le secteur POTAPYR qui répond à ces critères.

La position de relief dominant des horizons fissurés préservés à haute altitude n'est pas favorable à un intérêt hydrogéologique et ce même lorsque les altérites et la surface plane sont préservées comme c'est le cas pour le plateau de Beille sur le massif de l'Aston. Dans ce contexte particulier et de façon générale sur la zone d'étude, en comparaison avec le secteur Massif central, il est difficile de dissocier les fractures liées à l'altération de la fracturation tectonique, qui assure probablement l'essentiel des circulations d'eau.

## 9. Conclusion

Les observations géologiques effectuées dans le cadre des projets POTAPYR et RGF ont permis de mettre en évidence la présence de profils d'altération latéritique dans la zone axiale des Pyrénées et sur les massifs nord-pyrénéens.

Une carte du potentiel de développement d'un horizon fissuré issu du processus d'altération des formations de socle est présentée à partir des données lithologiques, pétrographiques, géomorphologiques et structurales, observées d'une part et synthétisées de la littérature d'autre part. Cette carte propose cinq classes de potentiel depuis les formations défavorables jusqu'aux formations extrêmement favorables. Les lithologies les plus favorables sont les granitoïdes, puis les orthogneiss et certaines migmatites.

Ces travaux permettent également de conclure sur les profils d'altération latéritique qui sont soit antérieurs, soit postérieurs à la collision pyrénéenne. Dans le détail :

- des profils anté-pyrénéens ne restent que des altérites et/ou l'horizon fissuré. Les contraintes d'âge permettent d'identifier un profil antérieur au Trias moyen (245 Ma) et un profil antérieur au Turonien (94 Ma) en Ariège qui semble rajeunir vers l'ouest où il serait antérieur au Santonien (85 Ma) dans le cirque de Troumouse.
- le profil post-pyrénéen peut être localement préservé en totalité depuis la surface sommitale jusqu'à l'horizon fissuré, mais n'est pas continu sur l'ensemble de la zone d'étude car disséqué par l'incision des rivières et en général en partie érodé. L'attribution de l'âge du développement est comprise entre 30 et 10 Ma d'après l'étude des surfaces planes de haute altitude (Monod et al., 2016). Ces surfaces ont été observées sur l'ensemble de la zone d'étude. Elles sont décalées par des failles qui permettent la conservation du profil d'altération malgré l'érosion liée à la formation du relief et l'érosion glaciaire.

La préservation des horizons du profil d'altération est dépendante de l'altitude qui doit être inférieur à 1 500 mètres. En prenant l'exemple des granites, qui marquent le mieux l'altération, c'est le cas des granites de Bordères-Louron, Bethmale, Ax-les-Thermes, Quérigut, ainsi que ceux des massifs nord-pyrénéens, situés pour la plupart entre 500 et 1000 mètres d'altitude. Une seule exception est présente sur la zone d'étude, il s'agit du plateau de Beille sur le massif de l'Aston, où une surface surmontant des arènes culmine à 1900 mètres d'altitude malgré une érosion glaciaire ayant été active.

Les interprétations sur les périodes d'altération et la structuration tectonique des profils d'altération proposées dans ce rapport sont des pistes de travail qui n'ont pas pu être approfondies étant donné qu'elles sortaient des objectifs du projet à finalité hydrogéologique. Les premiers résultats ont toutefois été publiés dans le numéro spécial Pyrénées des Comptes-rendus géoscience (Monod et al., 2016, Annexe 1). Les résultats géologiques présentés dans ce rapport seront développés dans le cadre du projet de recherche nommé « Source to sink », qui permettra de valider ou d'infirmer les hypothèses proposées par des études de terrain plus approfondies et la mise en place de méthodologies de datation des profils d'altération.

Une étude spécifique a été conduite sur le granite de Foix au vu de sa prédisposition à développer un horizon fissuré sous le niveau de la rivière. L'âge de développement du profil d'altération latéritique sur ce granite serait postérieur à 25 Ma. Le profil est composé de 40 à 70 mètres d'épaisseur d'arènes et d'un horizon fissuré au moins égal à 80 mètres d'épaisseur. Il s'agit du seul exemple identifié sur le secteur POTAPYR, d'un horizon fissuré issu du processus

d'altération développé sous le niveau de la rivière et à ce titre présentant un intérêt hydrogéologique.

Les observations des profils d'altération dans les Pyrénées, la localisation des zones de préservation des horizons d'altérites et fissurés de ces profils apportent des éléments nouveaux sur la compréhension du développement de la fissuration dans les formations de socle en contexte montagneux. Cependant, cette fissuration est difficilement dissociable de la fracturation tectonique pour expliquer les circulations d'eau.

Les résultats du travail présenté dans ce rapport apportent de nouvelles perspectives pour l'étude des orogènes du cycle alpin. L'identification de surfaces planes d'altération formées pendant la phase post-orogénique fournit de nouveaux marqueurs horizontaux qui permettent de quantifier des mouvements verticaux au cours de la construction de la chaîne. La formation de ces surfaces nourrit la discussion sur l'âge de la création du relief lors de l'orogénèse. Ces nouvelles contraintes doivent être comparées aux enregistrements sédimentaires dans les bassins d'avant-pays et mises en relation avec les études portant sur la karstification et l'incision des rivières. Les failles normales N110 décalant les surfaces dans la vallée de l'Ariège sont parallèles aux failles actives des Pyrénées centrales et témoignent de l'extension post-orogénique. Les failles N160 de la vallée du Louron pourraient exprimer un régime local de transtension responsable de la formation de graben en contexte de fin de compression pyrénéenne.

## 10. Bibliographie

- Azambre B. & Rossi M. (1992) - La province magmatique alcaline crétacée des Pyrénées - Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées, vol. 3, Chapitre 22 « Magmatisme crétacé », BRGM, en cours d'édition.
- Barnolas A., et Chiron J.C., 1996. Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées - Volume 1 : Introduction. Géophysique. Cycle hercynien. Edition BRGM - ITGE.
- Beaumont C., Muñoz JA., Hamilton J., Fullsack P., 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *J. of Geophys. Res.*, vol. 105, n° B4, pp. 8121-8145.
- Bilotte M, Cosson J, Crochet B, Peybernes B, Roche J, Taillefer F, Tambareau Y, Ternet Y, Villate J., 1988. Note explicative de la feuille Lavelanet à 1/50 000.
- Biro, P., 1937. Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles, Thèse, 318 p., Paris
- Boillot G., 1984. Le golfe de Gascogne et les Pyrénées. In : Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France (G. Boillot coord.). Masson, Paris, pp. 5-81.
- Bosse V., Ballèvre M., Féraud G., Peucat JJ., 2000. Petrological and geochronological constraints in the île de Groix blueschists (Armorican Massif, France). *Basement tecton.* 15, pp. 63-66.
- BRGM, Société Elf recherche, Société Esso de recherche et d'exploitation du pétrole, Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine, 1974. Géologie du bassin d'Aquitaine. BRGM Eds. 27 planches.
- Calvet M., 1996. Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne : les Pyrénées orientales. Documents du BRGM 255. 3 tomes, 6 pl. h. text., 1177 p.
- Canérot J., 2008. Les Pyrénées : Histoire géologique (Vol. 1). Atlantica. 516p.
- Carreras J., Debat P. (coord.) et al., 1996. Tectonique hercynienne. In Barnolas A. et Chiron JC. Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées - Volume 1 : Introduction. Géophysique. Cycle hercynien. Edition BRGM – ITGE, pp. 585-677.
- Chevrot, S., Sylvander, M., Delouis, B., 2011. A preliminary catalog of moment tensors for the Pyrenees. *Tectonophysics* 510, 239–251, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2011.07.011>.
- Combes PJ., Peybernes B., 1989. Tectonique albiennaise dans les gisements de bauxites des Pyrénées ariégeoises (France) en relation avec l'évolution géodynamique de la marge passive européenne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 308, série II, p. 953-959.
- Cosson J., Paris JP., Lelubre M., Roux L., Soula JC, Ferré B., Guchereau JY., Barrouquère G., Mangin A., Souquet P., Peybernes B., Bilotte M., Cizak R., Buis M., Taillefer F., 1986. Carte géol. France (1/50 000), feuille Foix (1075). Orléans : BRGM.
- Debroas E.-J. (1985) - Géométrie et position structurale des fossés albiens nord-pyrénéens : l'exemple des Pyrénées centrales - "Sédimentation et tectonique" Réunion Assoc. Sédim.

Français-Soc. géol. France, Paris, 17-18 Décembre 1984 - *Strata*, Toulouse, sér. 1, vol. 2, p. 99-106.

Dercourt J., Gaetani M., Vrielynck B., Barrier E., Biju-Duval B., Brunet MF., Cadet JP., Crasquin S., Sandulescu M, 2000. Atlas PeriTethys, Palaeogeographical maps. CCGM/CGMW, Paris, 24 maps and explanatory notes : I-XX, 269 p.

Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J., Baldwin, S.L., 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth Planet. Sci. Lett.* 173, 157–170. doi:10.1016/S0012-821X(99)00225-3.

Gandolfi JM., Wyns R., Damy PC., 2010. Diagnostic des potentialités aquifères des formations de socle en région Midi-Pyrénées. Phase 1 : secteur « Massif central ». Rapport final. BRGM/RP-58808-FR. 137 p., 58 ill., 6 ann., 4 Planches hors texte.

Golberg J.-M. (1987) - Le métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées. Relations avec l'évolution de la chaîne au Crétacé - Thèse de 3e cycle, Montpellier, 235 p.

Goron L., 1931. Un type de vallée pyrénéenne : La Barguillère (Pyrénées Ariégeoises) ; Le milieu Physique (première partie). Dans : revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest. Tome 2, Fascicule1, pp.59-94.

James V., Canerot J., Biteau JJ., 1996. Données nouvelles sur la phase de rifting atlantique des Pyrénées occidentales au Kimméridgien : la masse glissée d'Ouzous (Hautes-Pyrénées). *Géologie de la France* n°3, pp. 60-66, 3 fig., 6 photos.

Jolivet, M., Labaume, P., Monié, P., Brunel, M., Arnaud, N., Campani, M., 2007. Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France-Spain). *Tectonics* 26, TC5007. doi:10.1029/2006TC002080

Lacan P., 2008. Activité sismotectonique plio-quadernaire de l'ouest des Pyrénées. Thèse de Doctorat, Univ. Pau et des Pays de l'Adour, 283 p.

Lachassagne P., Wyns R., Dewandel B., 2011. The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, not to unloading, but to weathering processes. *Terra Nova* 23, pp. 145-161.

Lagabrielle Y. and Bodinier JL, 2008. Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova*, 20, 11–21.

Lagasquié J.J., 1984. Géomorphologie des granites ; Les massifs granitiques de la moitié orientale des Pyrénées Française. Centre National de la Recherche Scientifique. Centre régional de publications de Toulouse. Sciences de la Terre. Editions du CNRS.

Lucas C., 1985. Le grès rouge du versant nord des Pyrénées. Essai sur la géodynamique de dépôts continentaux du Permien et du Trias. Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Toulouse 3, 267 p.

Majesté-Menjoulas C., Rios JM., (coord.) et al., 1996. Dévonien – Carbonifère inférieur. In Barnolas A. et Chiron JC. Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées - Volume 1 : Introduction. Géophysique. Cycle hercynien. Edition BRGM – ITGE, pp. 235-301.

Matte P., 1986. La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques périalpines, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. Bull. Soc. Géol. France, 8, II, 739-740.

Mauffret A., Durand de Grossouvre B., Dos Reis A.T., Gorini C., Nercessian A., 2001. Structural geometry in the eastern Pyrenees and western Gulf of Lion (western Mediterranean). J. Struct. Geol., 23, 1701-1726.

Méresse F., 2010. Dynamique d'un prisme orogénique intracontinental : évolution thermochronologique (traces de fission sur apatite) et tectonique de la Zone axiale et des piémonts des Pyrénées centro-occidentales. Thèse de Doctorat, Univ. Montpellier II, 250 p.

Monod B., Regard V., Carcone J., Wyns R., Christophoul F., 2016. Postorogenic planar palaeosurfaces of the central Pyrenees: weathering and neotectonic records. C. R. Geoscience 348, pp. 184-193. <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2015.09.005>

Muñoz JA., 2002. The pyrenees. In: Gibbons, W., Moreno, T. (Eds.), The Geology of Spain. Geological Society, London, pp. 370–385. Oberhänsli, H., Allen, P.A., 1987. Stable isotopic signatures

Olivet JL., 1996. La cinématique de la plaque ibérique. Bull. Centre de Recherches Ex. Prod. Elf-Aquitaine, vol. 20, n°1, pp. 131-195.

Padel M., Alvaro JJ., Casas JM., Clausen S., Pujol M., Sanchez-Garcia T., 2017. Cadomian volcanosedimentary complexes across the Ediacaran-Cambrian transition of the Eastern Pyrenees, southwestern Europe. Int. J. of Earth Sci., pp. 1-23.

Peybernès B., 1976. Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles, entre la Garonne et la Méditerranée. Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Toulouse, 459 p.

Peybernès B., 1982. Création puis evolution de la marge nord-ibérique des Pyrénées au Crétacé inférieur. Cuad. Geol. Ib., 8, pp. 167-185.

Roure F., Choukroune P., Berastegui X., Muñoz JA., Villien A., Matheron P., Bareyt M., Seguret M., Camara P., Deramond J., 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross sections : geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. Tectonics vol. 8, n°1, pp. 41-50.

Serrano O., 2001. Le Crétacé supérieur – Paléogène du bassin compressif nord-pyrénéen (bassin de l'Adour). Thèse de Doctorat, Univ. Rennes 1, 175 p.

Sibuet JC., Collette B., 1991. Triple junctions of Bay of Biscay and North Atlantic: new constraints on the kinematic evolution. Geology 19, pp. 522-525.

Sibuet JC., Srivastava SP., Spakman W., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. J. of Geophys. Res. Vol. 109, 1-18 pp.

Sinclair, H.D., Gibson, M., Naylor, M., Morris, R.G., 2005. Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. Am. J. Sci. 305, 369–406. doi:10.2475/ajs.305.5.369

Srivastava SP., Sibuet JC., Cande S., Roest WR., Reid ID., 2000. Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. EPSL 182, pp. 61-76.

Souquet P., 1967. Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre. Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Toulouse 3, 529 p.

Vissers RLM., Meijer PTh., 2012. Mesozoic rotation of Iberia: subduction in the Pyrenees. *Earth-science Reviews* 110, pp. 93-110.

Willet SD., Beaumont C., Fullsack P, 1993. Mechanical models for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology* 21, pp. 371-374.

Winnock E., 1974. Le bassin d'Aquitaine. Debelmas J. (eds), Doin, Paris, pp. 255 – 293.

Wyns R., 1998. Ressources en eau de la Margeride Ouest - Modélisation de la géométrie (altitude, épaisseur) des arènes granitiques du bassin-versant lozérien de la Truyère. Rapport BRGM RR-40191-FR.

## **Annexe 1**

**Article scientifique publié dans le numéro spécial  
Pyrénées des Comptes rendus Géoscience, rédigé à  
partir des résultats de cette étude**





Tectonics, Tectonophysics

## Postorogenic planar palaeosurfaces of the central Pyrenees: Weathering and neotectonic records

Bernard Monod<sup>a,\*</sup>, Vincent Regard<sup>b,c,d</sup>, Julie Carcone<sup>b,c,d</sup>, Robert Wyns<sup>e</sup>, Frédéric Christophoul<sup>b,c,d</sup>

<sup>a</sup> BRGM Midi-Pyrénées, 3, rue Marie-Curie, 31527 Ramonville-Saint-Agne, France

<sup>b</sup> Université de Toulouse, UPS GET, 14, avenue Édouard-Belin, 31400 Toulouse, France

<sup>c</sup> CNRS, GET, 14, avenue Édouard-Belin, 31400 Toulouse, France

<sup>d</sup> IRD, UR 234, GET, 14, avenue Édouard-Belin, 31400 Toulouse, France

<sup>e</sup> BRGM DGR/GAT, 3, avenue Claude-Guillemin, 45060 Orléans, France

### ARTICLE INFO

#### Article history:

Received 22 July 2015

Accepted after revision 15 September 2016

Available online 19 January 2016

Handled by Yves Lagabrielle

#### Keywords:

Palaeosurfaces

Weathering

Pyrenees

Postorogenic

### ABSTRACT

Flat high-elevation surfaces in the Pyrenees are defined by thick weathered horizons that were developed from granitic lithology. We analysed such horizons in detail within two areas: the Bordères–Louron granite and the Aston massif. They are characterized by a lower fissured zone overlain by unconsolidated saprolite. Mapping these horizons allows a 3D reconstruction of the ancient palaeosurface with an elevation uncertainty of 50 m. We discuss the age of weathering by means of stratigraphy and low-temperature thermochronology. The surfaces are clearly postorogenic, postdating Eocene–Oligocene denudation. Their incision and the fact they are stepped suggest (1) an increase of the local relief and (2) recent normal faulting.

© 2015 Académie des sciences. Published by Elsevier Masson SAS. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).

### 1. Introduction

Relicts of ancient surfaces have been observed in the Pyrenees (Fig. 1), mostly in their eastern part (Babault et al., 2005; Calvet, 1996; Calvet and Gunnell, 2008; Goron, 1937; Ortuño et al., 2013). Similar surfaces have been observed in other mountain ranges like the Rocky Mountains, the Atlas, the Betic Cordillera, or the Altay and Gobi-Altay mountains (e.g., De Sitter, 1952; Farines et al., 2015; Jolivet et al., 2007b; Scott, 1975). They are considered key features for investigating the recent history of such mountain ranges, with special attention paid to their relief and elevation history (Calvet et al., 2015). Here, we evidence that some of these surfaces are associated

with strong weathering profiles, before reconstructing their shape and determining whether they record deformations related to recent tectonic activity.

The nearby Massif Central is known to have undergone strong weathering phases whose ages are: (i) pre-Late Carboniferous; (ii) pre-Permian; (iii) pre-Triassic; (iv) pre-Liassic; (v) pre-Late Cretaceous; and (vi) Eocene (e.g., Gandolfi et al., 2010; Migoñ and Lidmar-Bergström, 2001a; Pierre, 1989; Wyns et al., 2003). During these weathering phases, a weathering profile developed, which, from bottom to top, encompasses bedrock, fissured zone, and alterites (or saprolite), subdivided into a laminated zone and loose saprolite. In plutonic rocks, the fissured zone is characterized by horizontal jointing due to the swelling of some minerals when hydrating, the most efficient one being biotite, whose volume increases by 40% when it is transformed into chlorite or vermiculite (Wyns et al., 2004). The fissure density increases upwards, up to

\* Corresponding author.

E-mail address: [b.monod@brgm.fr](mailto:b.monod@brgm.fr) (B. Monod).

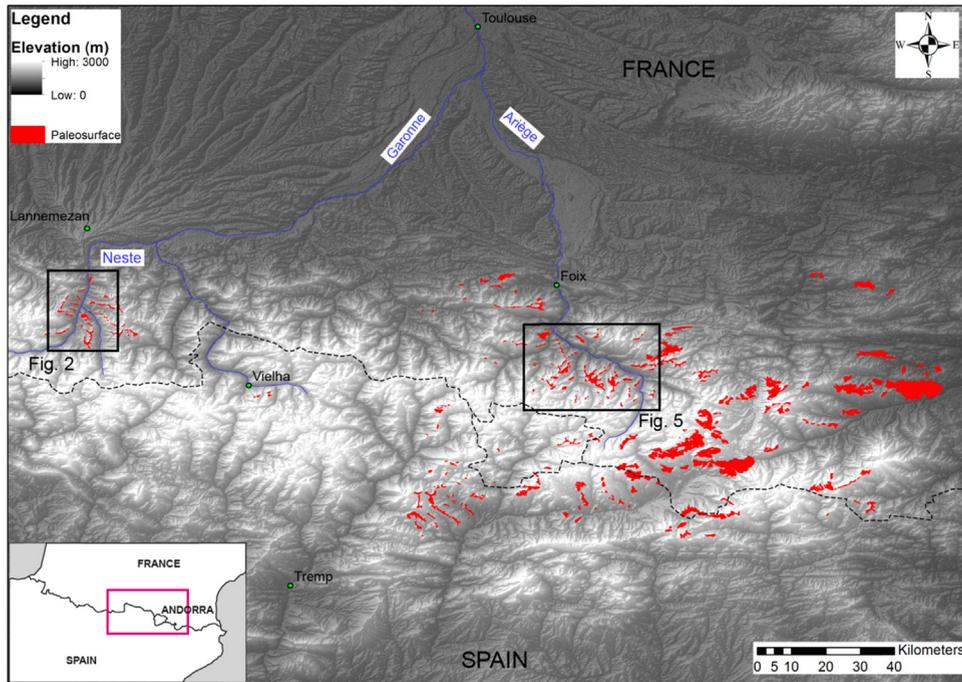


Fig. 1. The relief of the Pyrenees and palaeosurfaces mapped within the mountain belt. The compilation of palaeosurfaces is derived from the computation of slopes lower than  $10^\circ$ , and from Calvet (1996) and Delmas (2009). Fig. 2: Bordères–Louron area; Fig. 5: Aston area. Dashed line is the border between France and Spain, with Andorra in the middle.

1 fissure per 10 cm. The alterites consist of highly weathered minerals. In the bottom part (the laminated zone), it is laminated and the original rock structure is still observed, whereas in the upper part the rock is transformed into loose material. The very top of the profile is a planar surface that formed before further weathering, ensuring the necessary low-draining conditions that allow chemical weathering rather than physical erosion. The formation of a weathering profile implies a long duration, 5–10 Ma at least under such low-draining conditions (Wyns, 2002; Wyns et al., 2003). In Europe, excluding subsidence areas, saprolite thickness can reach several tens of metres, but usually less than 50 m (Migoñ and Lidmar-Bergström, 2001b; Wyns et al., 2003).

In the Pyrenees, the link between ancient weathering periods and planar surface development has never been investigated. Because plutons and gneisses are good protoliths for the development of weathering profiles, we focused our work on two of such well-developed planar surfaces at Bordères–Louron in the Neste Valley and at Aston in the Ariège Valley, within the central and eastern Pyrenees, respectively (Fig. 1).

## 2. Planar surfaces of the central and eastern Pyrenees

In the Nestes Valley, the 310-Ma-old Bordères–Louron pluton is exposed southeast of Arreau, the main village (Gleizes et al., 2006). It is centred on Bordères–Louron ( $0.38^\circ\text{E}$ ;  $42.88^\circ\text{N}$ ), a village lying within the Louron Valley at 850 m asl. The granite intruded Early Carboniferous shale and limestone, and is unconformably overlain by

Triassic sandstone and shale (Fig. 2). Where preserved, planar surfaces appear mostly on top of the interflues, well above the main moraine systems and associated glacial deposits. Many villages are settled on the most prominent surface, as Lançon for at  $\sim 1100$  m asl (Figs. 2 and 3). To the east and southeast, this main surface can be connected to smaller remnants, mostly located along the Louron Valley, for example around Ilhan and Ris villages, at similar elevations of 1100 and 1120 m asl, respectively (Fig. 4). In addition to these sub-horizontal surfaces, the landscape exhibits low-relief morphology up to 1360 m above Lançon village. Weathered rocks outcrop below every surfaces of the area.

The Aston area lies mostly south of the N120E-trending Ariège Valley for  $\sim 20$  km between Tarascon and Ax-les-Thermes ( $1.7^\circ\text{E}$ ;  $42.7^\circ\text{N}$ ), with a valley floor at  $\sim 500$  m asl. It is characterized by 5–10 km wide planar surfaces, as already indicated by local names, such as “plateau” or “pla”, the best known being the *Plateau de Beille* on which is built a Nordic skiing station ( $\sim 1800$  m asl). The main surface, which we called Aston surface, is developed at elevations between 1300 and 2100 m and gently dips north with an average slope of 3 to 5 degrees. The Aston planar surface developed over various lithologies, the most common being the Riète Gneiss formation (Fig. 5A). A section parallel to the Ariège Valley, five kilometres to the south (Fig. 5B), shows the different plateaus, separated by three valleys, defining a dissected low-relief surface. To the north of the Aston massif, near the Ariège Valley, the surface is associated with stepped surfaces at lower elevations: two levels are observed at 1700–1800 m and

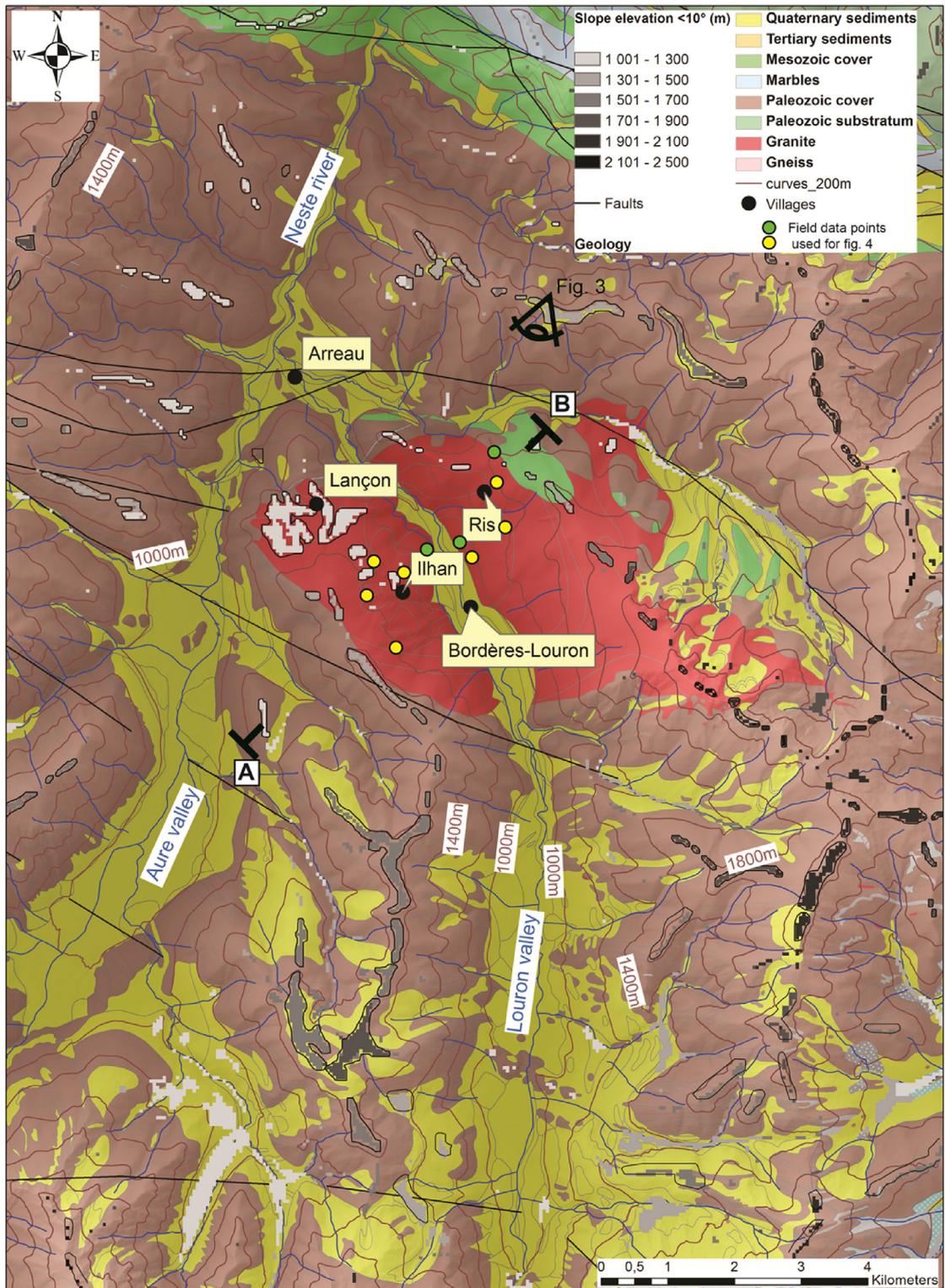


Fig. 2. Simplified geological map of the Bordères-Louron area, derived from the 1/50 000 geological map (Barrère et al., 1984), showing the location and elevation of the computed surfaces (the DEM was created by IGN and has a resolution of 50 m). The colour gradient shows surfaces from light grey for low elevations to black for the high ones. A–B. Location of the cross-section of Fig. 4. View point symbol for Fig. 3.

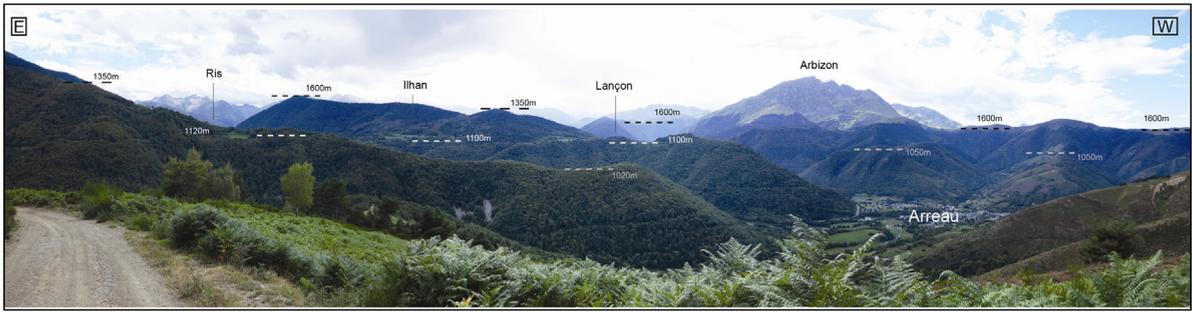


Fig. 3. The Nestes Valley (including Aure and Louron Rivers) observed from the NNE (View point shown on Fig. 2).

at 1300–1500 m. These surfaces are of similar origin as weathered rocks equally mantle them. The main step and some smaller offsets of these surfaces trend N110°, quite parallel to the North-Pyrenean Fault (Fig. 5).

The Aston area is thus characterized by a ~ 10 × 20 km<sup>2</sup> set of related surfaces, whose morphology is a northwest-trending low-relief glacis that has been dissected since the development of these surfaces.

3. Weathering

In both study areas, the planar surfaces are developed over significantly weathered rocks that are directly exposed. On granitic and gneissic rocks, the weathered profiles exhibit a common organization of the successive weathered horizons (Fig. 6). In addition to the macroscopic study of the weathered profiles, X-ray and microscopic observations on samples taken from the fissured zone indicate the presence of supergene minerals like goethite or lepidocrocite on both sites.

In the Bordères–Louron area, the planar surfaces developed on any lithologies and are all associated with unconsolidated alterites (Fig. 4). This is consistent with the 1/50,000 geological map (Barrère et al., 1984). Over the Bordères granite, the surfaces developed on top of unconsolidated quartz alterites (Fig. 6). Fissured granite is observed at the bottom of Louron Valley, about 300 m below the planar surfaces (Fig. 4).

Under the Aston surface, we found both the alterites at the ski station (1800 m asl) and a fissured horizon dipping

gently to the north at the summit of the surface (~1900 m asl) (Figs. 6 and 7). This indicates more pronounced denudation since the weathering period than in the Bordères–Louron area. Part of the denudation occurred during the Quaternary by glacial dynamics until at least 1450 m asl, where the presence of glaciers is proved by glacial deposits overlying the laminated zone of the Riète Gneiss (Delmas, 2009). However, the glacier may have reached an elevation of 1900 m asl (Delmas et al., 2012).

Observation of landscape together with the analysis of the weathering profile indicates that the Aston surface extends to the northern side of the Ariège Valley. We clearly observed surface remnants both in the southwestern Saint-Barthélémy massif flank, where a fissured horizon in gneiss gently dips northward (Fig. 7), and on its southeastern flank around Trimouns and Chioula. On the northern flank of the Aston massif, the surface is lowered by N110-trending faults towards the Ariège River (Figs. 5C and 8). North of the river, the surface is affected by south-dipping faults, but crosses the North-Pyrenean fault without offset. Normal faults cross-cut the weathering profile, preserving alterites on the lowered fault block (Fig. 5C).

4. Discussion

4.1. Estimating the age of the surfaces

Theoretically, the best method for dating weathering stages is to date supergene minerals, e.g., cryptomelane

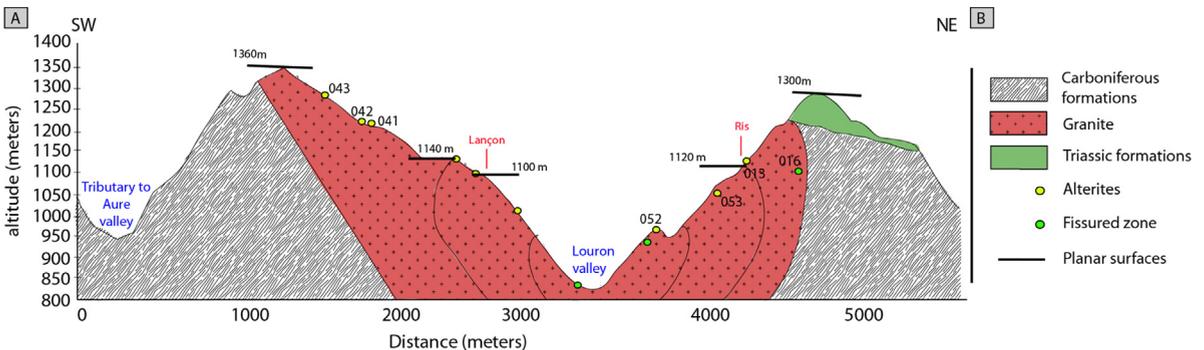
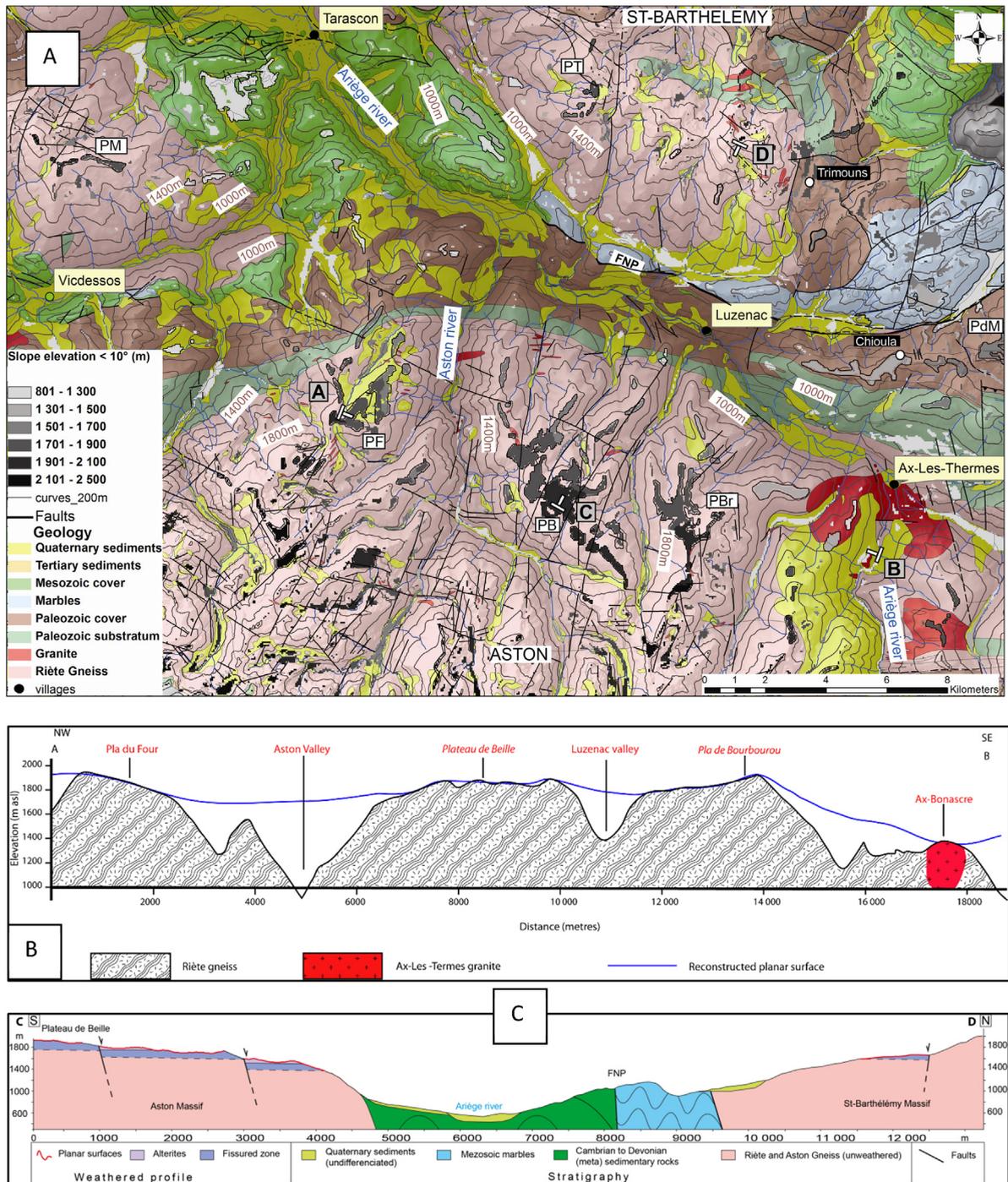


Fig. 4. NE–SW geological cross-section across the Bordères–Louron granite, showing the elevations of the different surface levels, such as the main one at 1100 m asl. See location in Fig. 2.



**Fig. 5.** A. Simplified geological map of the Aston area, derived from the 1/50,000 geological map (Destombes et al., 1969), and location of the surfaces (colour gradient from light grey for low elevations to black for high ones). PB: Plateau de Beille; PF: Pla du Four; PBr: Pla de Bourbourou; PdM: Pla du Mont; PT: Pla de Tabe; PM: Pla de Madame. A–B: Location of the cross-section. B. NW–SE cross-section from Pla du Four to Ax-Bonascre. The talwegs are made by planar surfaces used to define the envelope surface. This surface is interrupted by incised valleys like the Aston one. The surface deflection between Pla de Bourbourou and Ax-Bonascre is concomitant with a step. C. North–south cross-section from the Plateau de Beille to the Saint-Barthélémy summit, showing the stepped surfaces and preserved alterites controlled by normal faults (not mapped in Fig. 5A) on both sides of the Ariège River (see the text for further explanations).

(Beauvais et al., 2008) or goethite (Shuster et al., 2005), or palaeomagnetic dating (e.g., Ricordel-Prognon et al., 2010). However, up to now, none of these methods was successful in our study area, and we have to use published ages

obtained from surrounding sites for discussing the formation age of the surfaces.

For many granite plutons in the Pyrenees, fission tracks and (U–Th)/He dating on apatites indicate major cooling

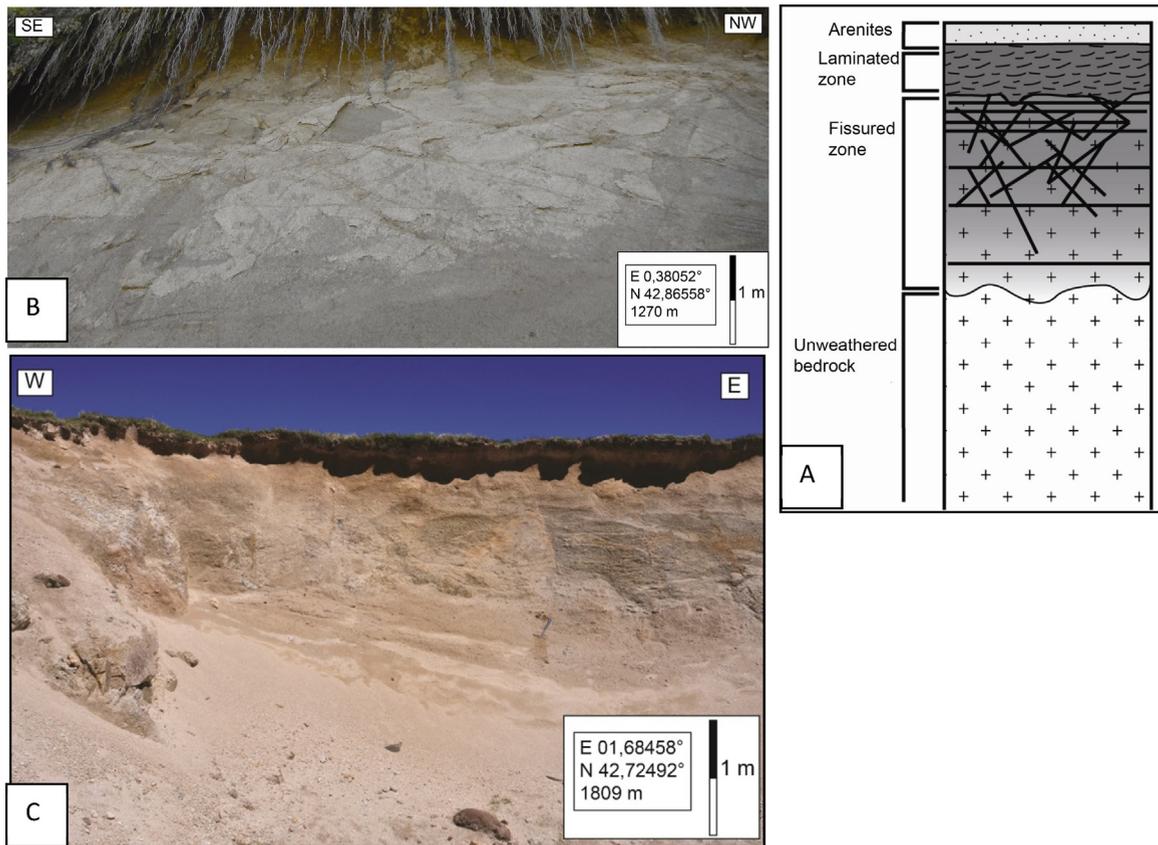


Fig. 6. A. Sketch of a granite weathering profile. The arenites and the laminated zone define the unconsolidated alterite unit. The fissured zone is about twice as thick as the unconsolidated alterite. Photographs show unconsolidated alterites of the weathered profile. B. Under the planar surface at Lançon in Bordères–Louron granite. C. Under the Plateau de Beille of the Aston massif in Riète gneiss formation.

between 40 and 30 Ma ago (Fitzgerald et al., 1999; Gunnell et al., 2009; Jolivet et al., 2007a; Morris et al., 1998; Sinclair et al., 2005). These low-temperature thermochronological ages correspond to periods of significant denudation that preceded weathering. Moreover, micro-mammalian assemblages in superficial rock fissures within the surfaces in the eastern Pyrenees (Madres and Agly massifs) show that little erosion occurred since 26 Ma (Gunnell et al., 2009).

Based on (U–Th)/He dating on zircons and apatites, the Aston massif underwent major denudation at 32–40 Ma (Denèle, 2007). South of the Aston massif, the Hospitalet massif yields younger ages, 28–34 Ma (Denèle, 2007), suggesting a slightly faster denudation and relative motion related to tectonic deformation along the Merens fault separating the two massifs. The Hospitalet ages indicate that denudation probably lasted until 28 Ma ago. To the southeast, the Canigou and Mont-Louis massifs show similar range of cooling ages with a denudation rate slowing down around 21 Ma ago (Maurel et al., 2002). Northwest of the Aston massif, analyses indicate consistent ages in the Arize and Trois-Seigneurs massifs, with youngest (U–Th)/He Oligocene ages on apatites (Vacherat, 2014).

Thermochronological data are also available from the southern flank of the central Pyrenees. The Maladeta massif shows a palaeosurface associated with a weathering profile (Ortuño, 2008; Ortuño et al., 2013). Pollen collected

within small basins showed the surface predates the Vallesian (11.1–8.7 Ma). Low-*T* thermochronology indicates rapid denudation that decreased after 30 Ma (Fillon, 2012; Fitzgerald et al., 1999; Gibson et al., 2007; Sinclair et al., 2005). This Eocene–Oligocene denudation episode led to infilling of the valleys, about 9 Ma ago (Fitzgerald et al., 1999; Fillon and van der Beek, 2012).

To sum up, the weathering profiles associated with the surfaces may have developed between the Eocene–Oligocene and the Late Miocene (Calvet, 1996; Hautmann and Lippolt, 2000; Migoñ and Lidmar-Bergström, 2001b), and thus seem to be related to the Pyrenean orogeny. This agrees with the earlier interpretation by Hautmann and Lippolt (2000), who considered that Neogene weathering episodes were controlled tectonically rather than climatically. Development of the weathering surfaces seems to have ended around 10 Ma ago, and their subsequent disappearance was probably driven by incision and relief rejuvenation, as is shown by the Pliocene deposits filling the valleys in the northern Pyrenean piedmont (Monod et al., GARVEMIP working group, 2014).

#### 4.2. Reconstructing the planar palaeosurface

Our work allows reconstructing the geometry of the surfaces (Figs. 5 and 8). The Aston surface has a relatively

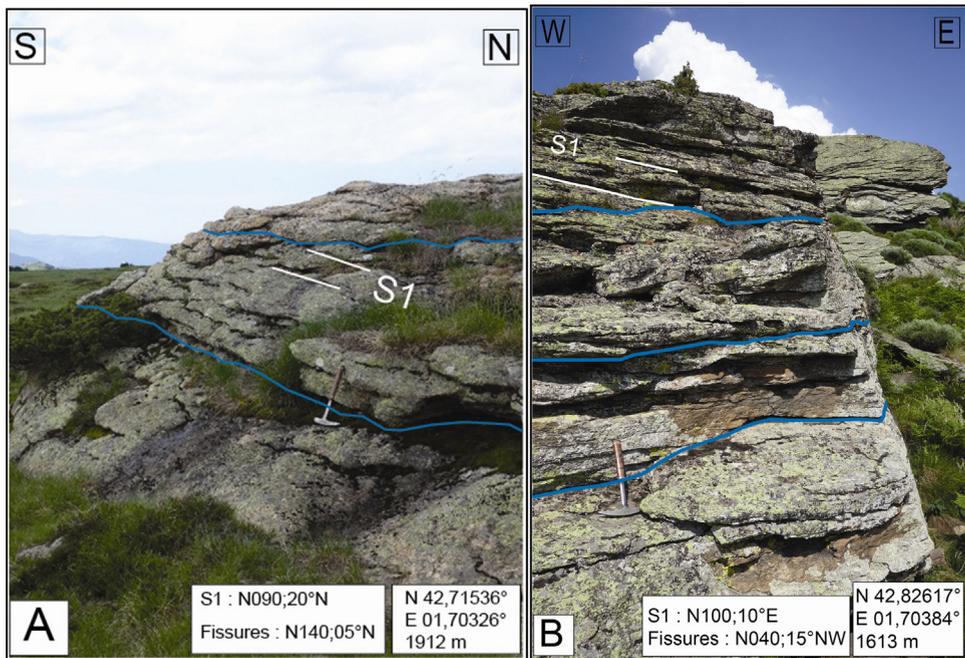


Fig. 7. A. Fissured horizon under the Aston surface at Plateau de Beille (1900 m asl). B. Fissured horizon in the gneissic rocks of the southwestern flank of Saint-Barthélémy (1600 m asl). Open fissures are underlined by thick lines, foliation (S1) is represented by white lines.

simple geometry, while the Bordères–Louron surface is slightly more complicated. We thus mainly focus our interpretation on the first one, for which more data are available. The reconstructed surfaces top intermediate interfluvial and are connected with the foothills of the highest reliefs (see for example the southern boundary of the Aston surface, Figs. 8 and 9). In our interpretation, these piedmont surfaces correspond to an episode of relief (difference in elevation between thalwegs and crests) decrease, and were later incised by deep valleys, partly of glacial origin. Our reconstructed surface for the Aston area

shows low relief, resembling a gently dipping wide glacis between some higher ground. The latter was smooth and shaped during a period of relief decrease, probably corresponding to the reworking of higher surfaces (Gunnell et al., 2009). On the basis of the low-temperature thermochronology data (Denèle, 2007; Maurel, 2003; Morris et al., 1998), we suggest that these reliefs were less than 1000 m above the piedmont, as a greater height seems impossible. Our reconstruction fits Goron's (1937) observations, who noted that these surfaces are at about 1200 m on the northern side of the range, well above the current piedmont

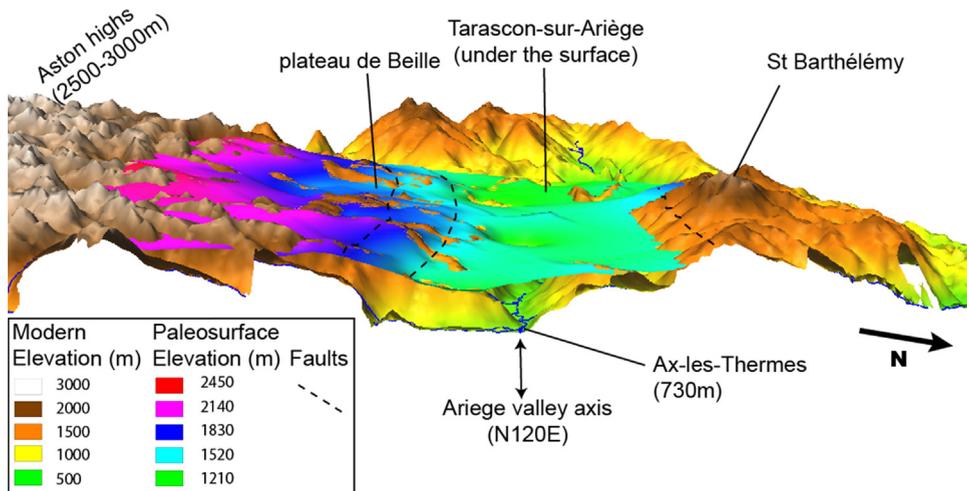


Fig. 8. 3D view of the modern Ariège Valley between Ax-les-Thermes and Tarascon, and the reconstructed palaeo-weathering surface. At Ax-les-Thermes, the current Ariège river level is 700 m below the reconstructed surface.

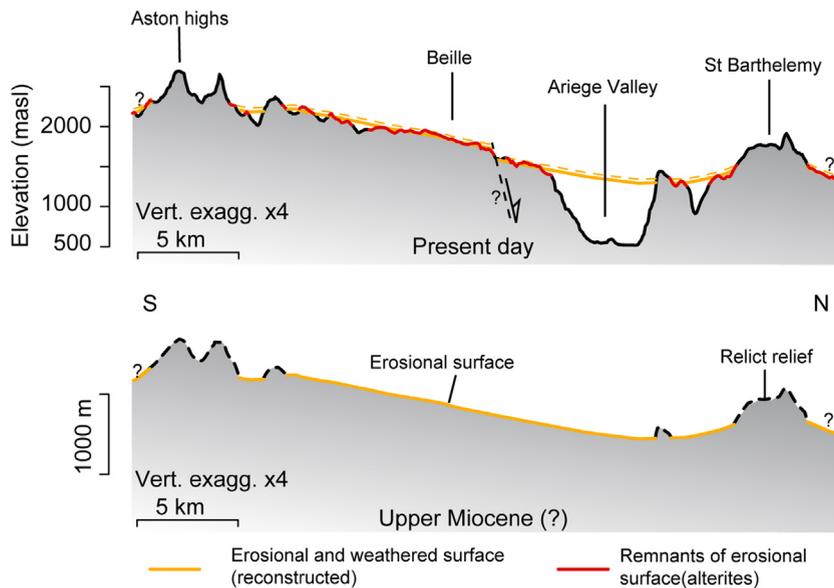


Fig. 9. Surface development and incision: the example of Aston/Plateau de Beille. By the end of Miocene, an erosional surface associated with a weathered surface (alterites) shaped the valleys between remnants of relief built during the Pyrenean orogeny (unknown in dashed lines). Since the Miocene, this surface has been denudated by no more than 50 m (dashed yellow line) and partially dissected by incision.

elevation, implying either infilling of the piedmont basin or uplift of the range after their development.

Such perched piedmont surfaces allow estimating the subsequent denudation that affected this area of the Pyrenees. The denudation was twofold: on the surfaces, it corresponds to surface lowering, while in valleys, it corresponds to incision after the surface developed. First, the weathered rocks below the surface remnants indicate that saprolite stripping is not complete and less than 50 m; this value of 50 m thus is an upper boundary for surface lowering by weathering since their formation (and probably before incision, as discussed below). Second, we measured the incision to be 200–250 m in the Louron Valley (Fig. 4) and 850 m in the Ariege and Aston valleys (see Figs. 5 and 9). In the Aston area, the average incision can be measured as the difference between the current DEM and the reconstructed surface, i.e. about 300 m.

Consequently, if we consider an age of  $\sim 10$  Ma for the surfaces, the upper boundary for an average denudation rate is around 5 m/Ma for the surfaces themselves (without incision), a value typical for low-erosion areas as indicated by cosmogenic nuclides (Portenga and Bierman, 2011) and by modern fluxes (Summerfield and Hulton, 1994). For the entire Aston area, the denudation rate must be about 350 m (300 m of average incision and 50 m of weathered surface lowering). This corresponds to 35 m/Ma and maybe much more (up to 300 m/Ma), if we consider valley carving as having occurred mostly during the last 1 Ma, similarly to the data for Alpine valleys (Valla et al., 2011).

Surface remnants are found all through the Pyrenees, but the present work is too preliminary to prove that they all have a similar history to that shown in Fig. 9, as suggested by Goron (1937). For instance, the Aston surface may be older than the Borderes one, since it has recorded more denudation. However, close to the study areas, the

Canigou (to the southeast) and Maladeta (to the south) massifs seem to have undergone a similar evolution: strong denudation ending in the Oligocene, making place for surface- and weathering profile development before incision after the Miocene (e.g., Gunnell et al., 2009; Ortuño et al., 2013). The latter incision would have been triggered by uplift (Calvet and Gunnell, 2008) or piedmont infilling by regressive erosion (Babault et al., 2005).

#### 4.3. Surface faulting

In our study area, the Aston surface is deformed by normal faults with facet-like morphologies, oriented N110, thus paralleling some of the main tectonic boundaries, though as yet no visible striation on the fault surfaces was seen. The north-dipping high-angle faults expose a fissured zone in the footwall and unconsolidated alterites in the hanging wall. This structure is found from the summit of the Aston surface to the river level, giving the Ariège Valley a graben shape. Interestingly, Ortuño et al. (2013) describe a similar weathered surface from the Maladeta (assigned to Vallesian, cf. before), offset of around 440 m by the N100-trending normal Maladeta fault. Thus, a N110 normal faulting in Aston is considered possible (offset of about 150 m). The structure described here is consistent with post-Miocene extension in the Pyrenees, as already proposed by earlier studies dealing with active tectonics (Lacan, 2008; Lacan and Ortuño, 2012; Ortuño, 2008), normal focal mechanisms (Chevrot et al., 2011), and digital models (Vernant et al., 2013).

## 5. Conclusions

We describe planar surfaces associated with highly weathered rocks in the Pyrenees, based on the examples in

the Bordères–Louron (central Pyrenees) and Aston (eastern Pyrenees) areas. We conclude that these surfaces are postorogenic and developed between 30 Ma and 10 Ma ago. After that, they were abandoned during rejuvenation of the relief, involving either regional uplift or large-scale regressive erosion. These surfaces, which are found throughout the Pyrenees, represent outstanding morphological markers for analysing the postorogenic processes, notably the question of the extensional tectonics that seems to have occurred recently.

## Acknowledgements

This work has been carried out with the support of the RGF (“Référentiel géologique de la France”) funding. Additional funding was provided by the POTAPYR project. VR and JC are grateful to D. Beziat, M. Thibault, and D. Guillaume for optical and DR-X determinations of lepidocrocite and goethite. We thank M. Calvet, S. Carretier and C. Gautheron for fruitful discussions. We thank the two reviewers P. Lacan, J.-F. Ritz and Associate Editor Y. Lagabrielle for thorough and constructive reviews that contributed to improve the manuscript. Dr H.M. Kluijver edited the English of the manuscript.

## References

- Babault, J., Van den Driessche, J., Bonnet, S., Castelltort, S., Crave, A., 2005. *Origin of the highly elevated Pyrenean penneplain*. *Tectonics* 24 (2).
- Barrère, P., Bouquet, C., Debroas, E.-J., Pélissonnier, H., Peybernes, B., Soulé, J.-C., Souquet, P., Ternet, Y., 1984. *Carte géologique et notice explicative de la feuille Arreau à 1/50 000*. BRGM.
- Beauvais, A., Ruffet, G., Hénoque, O., Colin, F., 2008. Chemical and physical erosion rhythms of the West African Cenozoic morphogenesis: the 39Ar–40Ar dating of supergene K–Mn oxides. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 113. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JF000996>.
- Calvet, M., 1996. *Morphogénèse d’une montagne méditerranéenne : les Pyrénées orientales*. Thèse d’État. Doc. BRGM 255, 1177.
- Calvet, M., Gunnell, Y., 2008. Planar landforms as markers of denudation chronology: an inversion of East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 296, 147–166. <http://dx.doi.org/10.1144/SP296.10>.
- Calvet, M., Gunnell, Y., Farines, B., 2015. Flat-topped mountain ranges: their global distribution and value for understanding the evolution of mountain topography. *Geomorphology* 241, 255–291. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.04.015>.
- Chevrot, S., Sylvander, M., Delouis, B., 2011. A preliminary catalog of moment tensors for the Pyrenees. *Tectonophysics* 510, 239–251. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2011.07.011>.
- Delmas, M., 2009. *Chronologie et impact géomorphologique des glaciations quaternaires dans l’Est des Pyrénées* (PhD). Univ. Panthéon-Sorbonne-Paris-1.
- Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourlès, D., 2012. Les glaciations quaternaires dans les Pyrénées ariégeoises : approche historiographique, données paléogéographiques et chronologiques nouvelles. *Quat. Rev. Assoc. Fr. Et. Quat.* 61–85. <http://dx.doi.org/10.4000/quatenaire.6091>.
- Denèle, Y., 2007. *Formation des dômes gneissiques hercyniens dans les Pyrénées : exemple du massif de l’Aston-Hospitalet* (PhD). Université Toulouse-III–Paul Sabatier.
- De Sitter, L.U., 1952. Pliocene uplift of Tertiary mountain chains. *Am. J. Sci.* 250, 297–307. <http://dx.doi.org/10.2475/ajs.250.4.297>.
- Destombes, J.-P., Raguin, E., Casteras, M., Paris, J.-P., 1969. *Carte géologique de la feuille Vicdessos à 1/50 000*. BRGM.
- Farines, B., Calvet, M., Gunnell, Y., 2015. The summit erosion surfaces of the inner Betic Cordillera: their value as tools for reconstructing the chronology of topographic growth in southern Spain. Patterns and rates of Cenozoic landscape change in orogenic and post-orogenic settings. *Geomorphology* 233, 92–111. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.11.019>.
- Fillon, C., 2012. *Variations spatio-temporelles dans l’exhumation Cénozoïque de la chaîne Pyrénéo-Catabrienne : couplages entre tectonique et processus de surface* (PhD thesis). Université de Grenoble.
- Fillon, C., van der Beek, P., 2012. Post-orogenic evolution of the southern Pyrenees: constraints from inverse thermo-kinematic modelling of low-temperature thermochronology data. *Basin Res.* 24, 418–436. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2117.2011.00533.x>.
- Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J., Baldwin, S.L., 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth Planet. Sci. Lett.* 173, 157–170. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00225-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00225-3).
- Gandolfi, J., Wyns, R., Damy, P., 2010. *Diagnostic des potentialités aquifères des formations de socle en région Midi-Pyrénées*. Phase 1 : secteur “Massif Central”. (No. BRGM/RP-58808-FR).
- Gibson, M., Sinclair, H.D., Lynn, G.J., Stuart, F.M., 2007. Late- to post-orogenic exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological data and modelling. *Basin Res.* 19, 323–334. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2117.2007.00333.x>.
- Gleizes, G., Crevon, G., Asrat, A., Barbey, P., 2006. Structure, age and mode of emplacement of the Hercynian Bordères–Louron pluton (Central Pyrenees, France). *Int. J. Earth Sci.* 95, 1039–1052. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-006-0088-4>.
- Goron, L., 1937. Les unités topographiques du Pays ariégeois : le rôle des cycles d’érosion tertiaires et des glaciations quaternaires dans leur morphologie. *Rev. Géogr. Pyrén. Sud-Ouest* 8, 300–334. <http://dx.doi.org/10.3406/rgeps.1937.4268>.
- Gunnell, Y., Calvet, M., Bricchau, S., Carter, A., Aguilar, J.-P., Zeyen, H., 2009. Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees. *Earth Planet. Sci. Lett.* 278, 208–218. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.004>.
- Hautmann, S., Lippolt, H.J., 2000. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of central European K–Mn oxides – a chronological framework of supergene alteration processes during the Neogene. *Chem. Geol.* 170, 37–80. [http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00241-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00241-7).
- Jolivet, M., Labaume, P., Monié, P., Brunel, M., Arnaud, N., Campani, M., 2007a. Thermochronology constraints for the propagation sequence of the South Pyrenean basement thrust system (France–Spain). *Tectonics* 26, TC5007. <http://dx.doi.org/10.1029/2006TC002080>.
- Jolivet, M., Ritz, J.-F., Vassallo, R., Larroque, C., Braucher, R., Toddileg, M., Chauvet, A., Sue, C., Arnaud, N., Vicente, R.D., Arzhanikova, A., Arzhanikov, S., 2007b. Mongolian summits: an uplifted, flat, old but still preserved erosion surface. *Geology* 35, 871–874. <http://dx.doi.org/10.1130/G23758A.1>.
- Lacan, P., 2008. *Activité Sismotectonique Plio-Quaternaire de l’Ouest des Pyrénées*. Université de Pau et des pays de l’Adour.
- Lacan, P., Ortuño, M., 2012. Active tectonics of the Pyrenees: a review. *J. Iber. Geol.* 38, 9–30. [http://dx.doi.org/10.5209/rev\\_JIGE.2012.v38.n1.39203](http://dx.doi.org/10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39203).
- Maurel, O., 2003. *L’exhumation de la Zone Axiale des Pyrénées orientales : une approche thermo-chronologique multi-méthodes du rôle des failles*. (PhD thesis). Univ. Montpellier-2– Sciences et techniques du Languedoc.
- Maurel, O., Brunel, M., Monié, P., 2002. Exhumation cénozoïque des massifs du Canigou et de Mont-Louis (Pyrénées orientales, France). *C. R. Geoscience* 334, 941–948. [http://dx.doi.org/10.1016/S1631-0713\(02\)01834-5](http://dx.doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01834-5).
- Migoñ, P., Lidmar-Bergström, K., 2001a. Weathering mantles and their significance for geomorphological evolution of central and northern Europe since the Mesozoic. *Earth-Sci. Rev.* 56, 285–324. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252\(01\)00068-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00068-X).
- Migoñ, P., Lidmar-Bergström, K., 2001b. Weathering mantles and their significance for geomorphological evolution of central and northern Europe since the Mesozoic. *Earth-Sci. Rev.* 56, 285–324. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252\(01\)00068-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00068-X).
- Monod, B., le groupe de travail GARVEMIP, 2014. *Carte Géologique numérique à 1/250 000 de la région Midi-Pyrénées*. Notice technique. (No. BRGM/RP-63650-FR). BRGM.
- Morris, R.G., Sinclair, H.D., Yelland, A.J., 1998. Exhumation of the Pyrenean orogen: implications for sediment discharge. *Basin Res.* 10, 69–85. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-2117.1998.00053.x>.
- Ortuño, M., 2008. *Deformación activa en el Pirineo Central: la falla Norte de la Maladeta y otras fallas activas*. Universitat de Barcelona, Spain.
- Ortuño, M., Martí, A., Martín-Closas, C., Jiménez-Moreno, G., Martinetto, E., Santanach, P., 2013. Palaeoenvironments of the Late Miocene Prédou Basin: implications for the uplift of the Central Pyrenees. *J. Geol. Soc.* 170, 79–92. <http://dx.doi.org/10.1144/jgs2011-121>.
- Pierre, G., 1989. *Les altérites fossilisées par des coulées de lave : valeur paléoclimatique et implications géomorphologiques ; l’exemple de l’Auvergne, de l’Aubrac et du Velay* (PhD Thesis). Université Panthéon-Sorbonne–Paris-1.

- Portenga, E.W., Bierman, P.R., 2011. Understanding Earth's eroding surface with  $^{10}\text{Be}$ . *GSA Today* 21, 4–10, <http://dx.doi.org/10.1130/G1111A.1>.
- Ricordel-Prognon, C., Lagroix, F., Moreau, M.-G., Thiry, M., 2010. Lateritic paleoweathering profiles in French Massif Central: paleomagnetic datings. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 115, B10104, <http://dx.doi.org/10.1029/2010JB007419>.
- Scott, G.R., 1975. Cenozoic surfaces and deposits in the southern Rocky Mountains. *Geol. Soc. Am. Mem.* 144, 227–248, <http://dx.doi.org/10.1130/MEM144-p227>.
- Shuster, D.L., Vasconcelos, P.M., Heim, J.A., Farley, K.A., 2005. Weathering geochronology by (U–Th)/He dating of goethite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 659–673, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2004.07.028>.
- Sinclair, H.D., Gibson, M., Naylor, M., Morris, R.G., 2005. Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. *Am. J. Sci.* 305, 369–406, <http://dx.doi.org/10.2475/ajs.305.5.369>.
- Summerfield, M.A., Hulton, N.J., 1994. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 99, 13871–13883, <http://dx.doi.org/10.1029/94JB00715>.
- Vacherat, A., 2014. *Inversion d'une marge hyper-amincie. Contexte thermo-cinématique et interactions tectonique-érosion au Nord des Pyrénées.* (PhD Thesis). Université Pierre-et-Marie-Curie, Paris, France.
- Valla, P.G., Shuster, D.L., van der Beek, P.A., 2011. Significant increase in relief of the European Alps during mid-Pleistocene glaciations. *Nat. Geosci.* 4, 688–692, <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo1242>.
- Vernant, P., Hivert, F., Chéry, J., Steer, P., Cattin, R., Rigo, A., 2013. Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges. *Geology* 41, 467–470, <http://dx.doi.org/10.1130/G33942.1>.
- Wyns, R., 2002. *Climat, eustatisme, tectonique : quels contrôles pour l'altération continentale ? Exemple des séquences d'altération cénozoïques en France.* *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris* 39, 5–16.
- Wyns, R., Baltassat, J.-M., Lachassagne, P., Legchenko, A., Vairon, J., Mathieu, F., 2004. Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bull. Soc. geol. France* 175, 21–34, <http://dx.doi.org/10.2113/175.1.21>.
- Wyns, R., Quesnel, F., Simon-Coinçon, R., Guillocheau, F., Lacquement, F., 2003. *Major weathering in France related to lithospheric deformation.* *Geol. Fr. In: Special conference on Paleoweathering and paleo-surfaces in the Ardennes-Eifel region, Preizerdaul, Luxembourg, 14–17/05/2003*, pp. 79–87.





Géosciences pour une Terre durable

**brgm**

**Centre scientifique et technique**  
3, avenue Claude-Guillemin  
BP 36009  
45060 – Orléans Cedex 2 – France  
Tél. : 02 38 64 34 34 - [www.brgm.fr](http://www.brgm.fr)

**Direction régionale Occitanie – Site de toulouse**  
3, rue Marie Curie  
Bât. Aruba / BP 49  
31527 – Ramonville-Saint-Agne – France  
Tél. : 05 62 24 14 50