geol Val

L'URSUYA…

UNE CLÉ POUR MIEUX COMPRENDRE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE DES PYRÉNÉES

Excursion géologique du dimanche 21 mai 2013

Joseph Canérot
GET- Midi-Pyrénées – Toulouse

GET – GÉOSCIENCES ENVIRONNEMENT TOULOUSE

L'URSUYA...

UNE CLÉ POUR MIEUX COMPRENDRE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE DES PYRÉNÉES

INTRODUCTION

Les Pyrénées sont nées de l'affrontement (et non pas de la « collision » impliquant séparation) entre Europe et Ibérie au cours d'une longue période allant du Crétacé supérieur (Santonien supérieur) jusqu'à l'Actuel. Cet affrontement correspond à la « fermeture » d'est en ouest d'un ancien rift qui, lui, s'était mis en place au cours du Crétacé inférieur-moyen, du Clansayésien à l'Albien supérieur, par ouverture « en ciseau », d'ouest en est.

Les failles actives pendant la période de surrection de la chaîne reprennent souvent en transpression les anciens accidents contemporains de la phase d'ouverture éo et méso-crétacée. Ceci traduit le poids de l'héritage dans la gestation orogénique pyrénéenne.

Parmi les éléments du rift figure en très bonne place le bassin de Mauléon (figure 1). Par le large éventail des formations qui assurent son remplissage (du Permo-Trias au Paléogène), par la diversité des faciès représentés (du milieu continental au milieu marin profond), par son implication dans la chaîne tertiaire (structure en éventail caractéristique) ce bassin fournit les plus précieux renseignements en vue d'une interprétation à la fois locale et régionale de l'histoire géologique des Pyrénées.

L'URSUYA

Ce massif basque est situé sur la bordure occidentale du bassin de Mauléon. Culminant à 897 m au Mont Baïgura (ce dernier étant parfois considéré comme massif géologiquement distinct de l'Ursuya), il ménage une transition structurale et géodynamique avec le bassin plus occidental de Saint-Jean-de-Luz (figure 1 et planche I).

Les terrains en présence

Les terrains portés à l'affleurement comprennent tout d'abord un socle ancien, précambrien à hercynien composé de :

- gneiss à orthopyroxènes et leptynites à grenats et paragneiss à mica noir indifférenciés du Précambrien;
- micaschistes à sillimanite, amphibolites et gneiss leucocrates, localement intercalés de cipolins, attribués au Cambrien (pic Garralda);
- schistes bleutés ou noirs et quartzites clairs de l'Ordovicien et du Silurien (Mont Baïgura);
- schistes verdâtres, quartzites blancs massifs et dolomies gréseuses du Dévonien ;
- enfin schistes noirs à microrythmes avec conglomérats (faciès « culm ») du Carbonifère.

Le Précambrien n'est observable que dans l'Ursuya. Les terrains paléozoïques présentent une plus large extension. Ces divers terrains sont violemment plissés et faillés (structures N110E dominantes) (figures 1 et 7).

Au-dessus de ce substrat ancien apparaissent en nette discordance (d. hercynienne ou asturienne) les formations terrigènes (conglomérats, grès, silts, argilites) du Permien et du Trias inférieur (Grès Bigarré). Ils ne sont conservés que dans le massif du Baïgura (vaste fossé de Bidarray) proprement dit où ils se disposent en larges panneaux faiblement ondulés et profondément faillés. L'attribution au Trias inférieur de conglomérats isolés dans le secteur du pic Garralda (carte d'Iholdy à 1/50 000) n'est pas fondée.

Vient ensuite la couverture triasique et jurassique. Au sein de l'Ursuya et du Baïgura, celle-ci n'est conservée que dans les fossés internes de Bidarray et de Ossès. On y reconnaît tout d'abord les calcaires dolomitiques du Muschelkalk et les argiles gypsifères et ophitiques du Keuper, disposés en écailles extrusives. Vient au-dessus une série jurassique caractéristique des Pyrénées occidentales avec : les calcaires et dolomies du Lias inférieur, suivis de marnes et marno-calcaires du Lias moyen et supérieur, les calcaires à filaments du Jurassique moyen, les marnes à ammonites (marnes d'Hosta) de l'Oxfordien et les calcaires noirs et fins du Kimméridgien. Ce Jurassique est observable sur la bordure sud du fossé d'Ossès où son épaisseur ne dépasse pas 300 mètres. Mais on le retrouve au nord de l'Ursuya, dans les écailles de Cambo-les-Bains et d'Hasparren, ainsi que dans le Croissant d'Armendaritz (carrière de Patzé).

Les terrains crétacés affleurent largement sur toute la bordure du massif, tant à l'ouest qu'à l'est ou au nord. Leur répartition ainsi que leurs relations mutuelles ou avec leur substrat permettent de comprendre les modalités de mise en place de ce massif qu'ils ceinturent. On reconnaît successivement :

- les calcaires à annélides du Néocomien et du Barrémien ;
- les marnes à ammonites dites de « Sainte-Suzanne » du Bédoulien ;
- les calcaires à orbitolines et rudistes (faciès urgonien) du Gargasien et du Clansayésien ;
- les marnes noires à spicules de l'Albien inférieur ;
- le flysch gréseux et conglomératique, dit « flysch de Mixe » ou « flysch noir » de l'Albien et du Cénomanien inférieur, contenant les « Brèches de Bonloc » ;
- le flysch carbonaté ou « flysch bleu » du Cénomanien supérieur et du Turonien ;
- la mégaturbidite ou « grande barre » calcaire du passage Turonien-Coniacien ;
- enfin le flysch carbonaté beige à silex du Coniacien et du Santonien.

La structure actuelle

Le massif de l'Ursuya est généralement considéré comme une unité sub-autochtone, sorte d'écaille de socle plus ou moins chevauchante en direction du nord sur sa couverture triasique, jurassique et crétacée. Dans le détail, il se subdivise en deux sous-unités, celles de l'Ursuya s.s. au nord et du Baïgura au sud, séparées par une zone de fracturation complexe, constituant le front chevauchant de Louhossoa, a vergence nord affirmée.

Sur la feuille à 1/50 000 d'Iholdy (figure 7), Les auteurs ont considéré que le contact entre l'Ursuya et sa couverture était mécanique sur sa seule bordure nord-occidentale, le long de l'accident transverse de Cambo-Hasparren. En revanche ce même contact était stratigraphique à la fois sur les bordures septentrionale entre Hasparren et St-Esteben et orientale, entre cette dernière localité et Ossès. Le fossé tectonique d'Ossès est interprété comme résultant d'une phase de fracturation « anté cénomanienne » et fossilisé sous le flysch néocrétacé.

Cette même interprétation a été récemment retenue par l'équipe de l'université de Strasbourg (figures 5 et 6). Elle s'appuie notamment sur l'existence d'une discordance entre flysch bleu cénomano-turonien et pegmatites dans la carrière d'Erréka (vallon de Garraldako à l'ouest de St-Esteben) et d'un reliquat de flysch albien, gréseux ou conglomératique, discordant sur les gneiss cambriens au sommet-même du pic de Garralda (figure 6).

Selon nos observations, ce contact entre massif de l'Ursuya et couverture mésozoïque est en tout point mécanique. Nous visiterons en particulier la carrière d'Erréka et monterons jusqu'au sommet du pic Garralda. Dans le premier point, une zone de broyage entre flysch et pegmatites interdit toute interprétation objective. Mais on constate qu'en position latérale, au nord-ouest de la carrière, c'est la turbidite calcaire turono-coniacienne située à la base d'une série flysch inversée qui vient directement au contact du socle plus méridional, prouvant ainsi l'origine tectonique du contact. Dans le second point, le sommet du pic Garralda est composé de gneiss et micaschistes. Il n'existe aucun témoin du flysch crétacé. Quant aux conglomérats assimilés au flysch, ils jalonnent selon nous des zones de fracture et correspondent ainsi à des résidus de broyage hercynien voire plus ancien (voir planches I, II et III).

Dans l'interprétation ici retenue, le massif de l'Ursuya correspond bien à une unité fortement allochtone, largement chevauchante en direction du nord, sur les diverses composantes du fossé plus septentrional de Mixe. Sa bordure orientale correspond à une zone de décrochement dextre, NE-SW, établie sur l'une des anciennes failles bordières du fossé crétacé de Mauléon. Sa bordure septentrionale, arquée, se superpose mécaniquement à sa couverture néocrétacée disposée en série inverse. L'ensemble affronte plus au nord l'unité à armature jurassico-crétacée du croissant d'Armendaritz par l'intermédiaire d'une faille à fort plongement nord (ancienne faille normale du fossé albien réactivée). Comme dans les autres interprétations, la bordure occidentale du massif est ici considérée comme mécanique ainsi que l'atteste le profond écaillage de la couverture jurassique disposée en lambeaux manifestement chevauchés par les gneiss précambriens.

L'histoire géologique

Au Précambrien, le domaine basque ici considéré se situait « quelque part » dans l'hémisphère sud, vraisemblablement près du pôle. Puis, au cours du Paléozoïque les fragments d'écorce terrestre en présence ont subi une lente migration en direction du nord pour se trouver à hauteur du tropique (Capricorne) au Silurien puis aux environs de l'équateur au Dévonien. La mer paléotéthysienne de l'époque contient des faunes de polypiers, brachiopodes et lamellibranches caractéristiques de ces basses latitudes et qui ont été retrouvés dans les calcaires et schistes de l'Ursuya.

Puis, durant le Carbonifère, la chaîne hercynienne à l'origine de la soudure entre Gondwana et Laurasia a déterminé la création d'un vaste bourrelet sud-européen qui a « traversé » le futur domaine pyrénéen du nord-est au sud-ouest. C'est dans la fosse pré-orogénique, sud-occidentale, que se déposent les séries gréso-schisteuses ou conglomératiques, turbiditiques, de faciès « Culm », dont subsistent des témoins dans le Baïgoura.

Mais à peine en place, l'immense chaîne hercynienne englobant l'Europe sud-occidentale, plissée et granitisée, subit une puissante érosion favorisée par le climat intertropical, chaud et humide et par le relief. Cette ablation est à l'origine des puissantes décharges continentales, terrigènes, molassiques, du Permien et du Trias inférieur. Les épandages argilo-gréseux ou conglomératiques remplissent le large fossé basque de Bidarray (figure 9). On pense que ce domaine sédimentaire s'est élargi au cours du temps, recouvrant la

totalité des massifs basques à la fin du Trias. Viennent ensuite les dépôts carbonatés du Muschelkalk qui traduisent la première incursion marine trans-pyrénéenne néo-téthysienne, auxquels succède la sédimentation lagunaire, évaporitique, du Trias supérieur (faciès Keuper). Au Trias succède la série jurassique caractérisée par l'accumulation de carbonates de faciès « plate-forme non barrée » dont des témoins allant du Lias au Kimméridgien sont conservés tout autour de l'Ursuya, aux environs d'Ossès, de Cambo-les-Bains et Isturitz. Mais la nature des faciès (absence de dépôts bordiers) montre que le Trias germanique et le Jurassique ont recouvert l'ensemble de l'Ursuya qui ne constituait ainsi nullement un obstacle aux intrusions marines venues de la Néotéthys puis de l'Atlantique Central et du Golfe de Biscaye.

L'Ursuya est ensuite vraisemblablement porté à l'émersion par la tectonique néocimmérienne (compression ou intumescence thermique ?) de la fin du Jurassique et du début du Crétacé. Mais il se trouve de nouveau en grande partie sinon en totalité recouvert par l'aire « transgressive » de sédimentation marine du Crétacé inférieur (Barrémien à Albien inférieur). Les terrains conservés à la périphérie sont tout à fait comparables à ceux que l'on connaît en Béarn et Pays Basque avec, cette fois encore, absence de dépôts de bordure littorale.

C'est alors que se produit, plus ou moins tardivement au cours de l'Albien, la déchirure crustale qui, issue du golfe de Biscaye, migre très rapidement vers l'est, conduisant à la mise en place par distension N-S puis par transtension sénestre NW-SE et enfin par décrochement sénestre W-E, des fossés nord-pyrénéens. L'évolution géodynamique de l'Ursuya est désormais intimement liée à celle du fossé de Mauléon dont il constitue l'épaulement le plus occidental. L'effondrement du secteur de Tardets se traduit tout d'abord par l'individualisation de rampes (Apoura, Saint-Jean-Pied-de-Port) et paliers transverses sur lesquels se déposent des séries flyschs transgressives de manière centripète, ici en direction de l'ouest (figure 10). Le seuil transverse de l'Ursuya n'est ainsi recouvert qu'à la fin de l'Albien et au cours du Cénomanien (flysch de Mixe), permettant une connexion directe avec le bassin plus occidental de St-Jean-de-Luz. Cette disposition transgressive des sédiments se poursuit au cours du Crétacé supérieur, au sein d'une aire marine profonde (domaine des flyschs) sans cesse élargie par transtension jusqu'au Sénonien moyen (Santonien supérieur-Campanien inférieur). C'est à la transition Turonien-Sénonien que se met en place la mégaturbidite dont la présence actuelle sur le front nord de l'Ursuya et la grande extension latérale prouvent l'absence de relief notable au droit du massif à ce moment-là.

Vers la fin du Crétacé supérieur s'opère la transition entre transtension et transpression. Le bassin flysch laisse peu à peu la place à une plate-forme au Paléocène (calcaires roses) puis à un bassin d'avant-pays empli de molasses marines puis continentales (Oligo-Miocène aquitain). Le rapprochement des anciennes bordures du bassin méso et néo-crétacé conduit à la création d'un relief soumis à l'érosion, puis au chevauchement des Massifs Basques (bordure sud, ibérique) sur leur avant-pays (bordure nord, européenne). La compression N-S s'accompagne de la réactivation des anciennes failles matérialisant la bordure occidentale du bassin de Mauléon (rampe de St-Jean-Pied-de-Port reprise et décrochement dextre ; Seuil de l'Ursuya nouvellement chevauchant vers le nord aux environ de Bonloc ; rampe de Hasparren réactivée en décrochement sénestre (figure 11), ou bien de celle qui recoupent le massif proprement dit (failles de Louhossoa). Cette interprétation ne laisse aucune place à l'hypothèse d'un enracinement sur place de l'Ursuya sous sa couverture néocrétacée (carte de Iholdy à 1/50 000). Elle ne permet pas non plus de souscrire à l'hypothèse d'un détachement albien avec décoiffement mantellique au nord de ce massif (Ecole de Strasbourg). Ce détachement n'a jamais conduit directement à l'exhumation des roches du manteau supérieur (travaux de Debroas et al.).

Au cours du Néogène et du Quaternaire, la surrection continue (mais irrégulière) du massif détermine l'érosion de sa couverture néo-crétacée (les terrains triasiques, jurassiques et éo-crétacés avaient été supprimés avant l'Albien) et de son cœur paléozoïque, voire précambrien. Dans cette interprétation, l'ablation récente est maximale dans la partie nord de l'unité où les gneiss et granulites précambriens sont largement portés à l'affleurement, autrement dit là où l'allochtonie de l'Ursuya est la plus accusée.

Conséquences structurales et géodynamiques

Par la composition et la géométrie (épaississements vers le nord, biseaux vers le sud) de sa couverture post-hercynienne, le massif de l'Ursuya constitue donc un élément de la bordure ou « marge continentale », ibérique, du bassin crétacé de Mauléon. Si les accidents directionnels existent, tant au nord (faille de Bonloc) qu'au sud (failles de Louhossoa ou de St-Jean-Pied-de-Port), aucun ne peut prétendre au statut de « Faille Nord-Pyrénéenne », séparant l'Europe de l'Ibérie, conférant à cette dernière le rang de plaque lithosphérique et accompagnant son coulissement pluri-hecto-kilométrique relatif au cours du Mésozoïque. Ainsi interprétée, l'évolution alpine de l'Ursuya renseigne sur l'histoire géologique du bassin de Mauléon et, partant, sur celle des Pyrénées dans leur ensemble. Installé sur une croûte très amincie mais bien conservée (notamment à l'Ursuya) et large d'une cinquantaine de kilomètres, ce bassin occupe la « limite-transition » entre Europe et Ibérie. Partant de ce constat, la chaîne pyrénéenne ne saurait constituer un exemple classique de « chaîne de collision interplaque ». Mais on ne peut pour autant la qualifier de simple chaîne intra-plaque dans la mesure où elle se situe dans le prolongement du fossé de Biscaye à croûte océanique affirmée.

Dans ces conditions, ne pourrait-on parler tout simplement d'orogène (tertiaire) résultant de l'inversion d'un rift (crétacé) avorté ?

ITINÉRAIRE

Helette – Mont Baïgura – Pic de Garralda – Mendionde – Carrière Erreka – Abarratia (voir la carte de la figure 7)

Arrêt 1 : Mont Baïgura (piste partant de la Base de Loisirs de Bordaberria): Mise en place du programme de l'excursion, commentaire du panorama à 360° avec, à l'ouest, les Massifs Basques (Aldudes et Rhune), le bassin de St-Jean-de-Luz, au nord, les massifs de Baïgura et de l'Ursuya, séparés par le couloir de fracturation de Louhossoa, à l'est et au sud-est enfin le bassin de Mauléon, le massif des Arbailles, enfin le massif de Mendibelza couronné par la pyramide du pic d'Orhy (planche I).

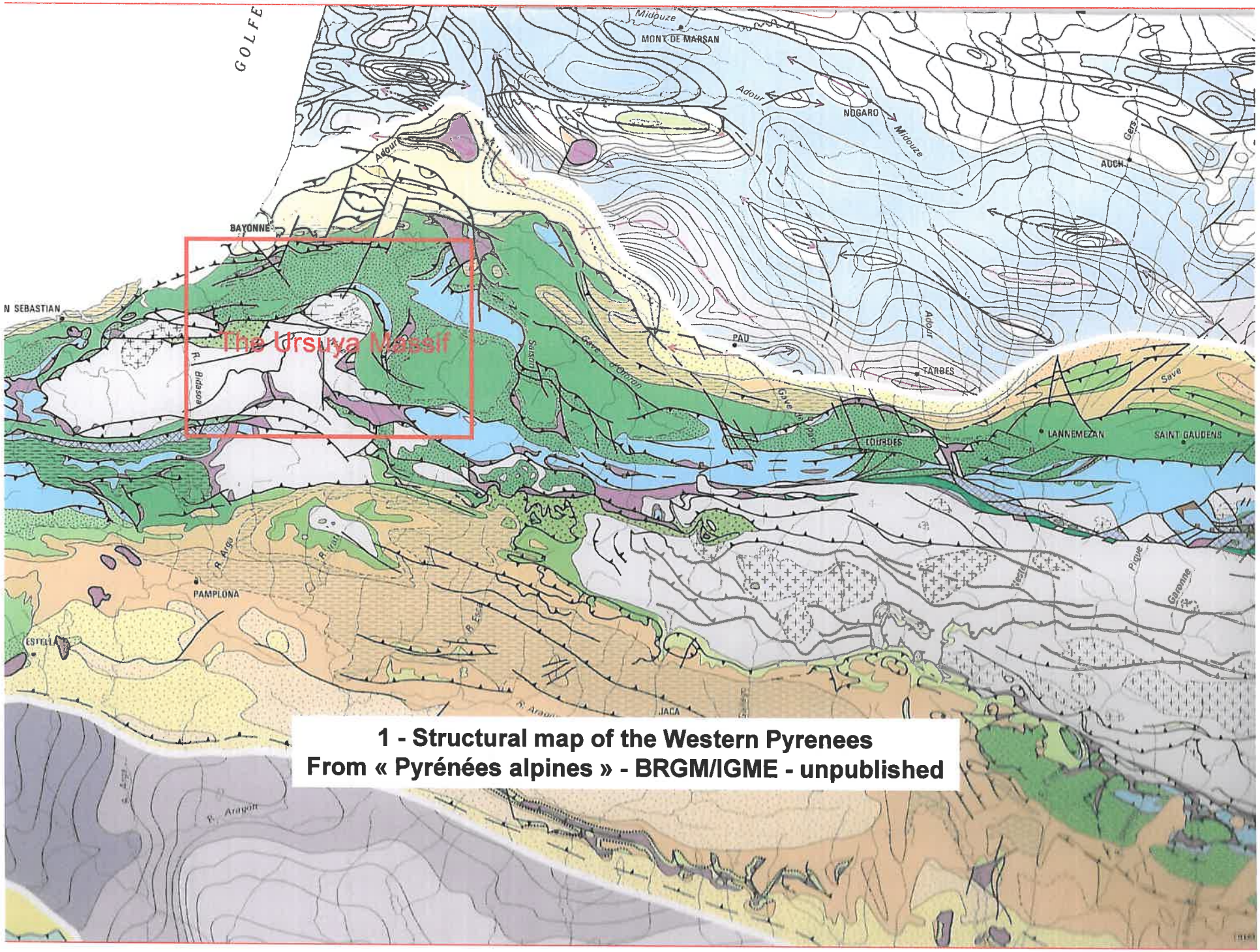
Arrêt 2 : Pic de Garralda : Accès par la piste occidentale, à partir de La Place (sud de Gréciette). Panorama circulaire montrant au sud, le Baïgura, à l'ouest le bassin de Cambo-les-Bains, au nord la gouttière de Bonloc, la colline d'Abarratia, la carrière d'Erreka et le croissant d'Armendaritz, à l'est enfin l'alignement structural NE-SW de St-Esteben et Ossès. L'arrêt sera également consacré à l'observation des gneiss, micaschistes et guartzites de la croûte moyenne-inférieure et aux conglomérats jalonnant les nombreuses fractures qui affectent ce substrat précambrien (planches I et II).

Arrêt 3 : Mendionde . Observation de l'effondrement survenu récemment sur une route secondaire du territoire communal, près de la métairie de Sorhoéta (près de la RD 22), en présence du Maire. Essai d'interprétation de l'événement à partir des données de la carte géologique d'Iholdy à 1/50 000 (possibilité d'une relation entre effondrement par soutirage et présence d'une zone de faille.

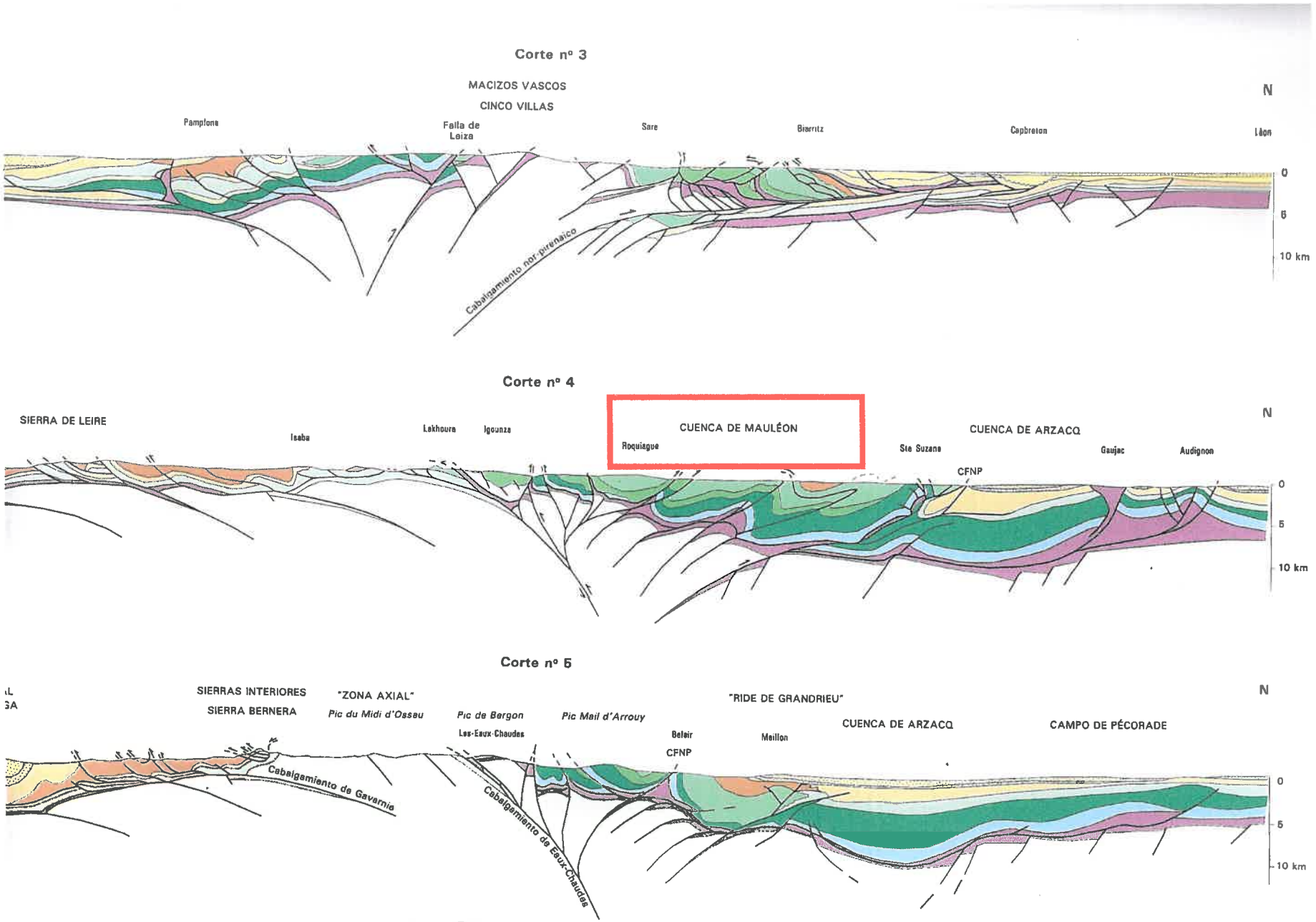
Repas tiré des sacs.

Arrêt 4 : Carrière de Erreka. Le front de taille de cette carrière d'exploitation des granulites précambriennes montre les relations entre Ursuya et flysch néocrétacé de Bonloc. Les conditions médiocres d'affleurement ne permettent pas de préciser la nature du contact qui, sur la carte d'Iholdy ainsi que dans les interprétations récentes a été considéré comme stratigraphique, le flysch étant la couverture directe du socle ancien. La polarité sédimentaire (série néocrétacée inversée à plongement nord) ainsi que la présence de la mégaturbidite turono-coniacienne au contact même des gneiss et des granulites ne permet pas de souscrire à cette interprétation. Le contact entre socle et couverture crétacée est bien mécanique. Il s'agit du front de chevauchement septentrional de l'Ursuya (voir la coupe de la figure 8).

Arrêt 5 : Abarratia. Cette colline accessible par le nord, à partir de la carrière de Patzé, montre quelques affleurements du flysch à blocs de Bonloc, d'âge cénomanien. Ce flysch présente en effet des olistolites de quartzites à conglomérats quartzeux ou de schistes carburés. Il s'agit-là d'éléments appartenant à l'Ursuya, érodés pendant la période de sédimentation au pied du talus septentrional de l'Ursuya en cours de structuration (seuil entre les bassins de Mauléon et de St-Jean-de-Luz.

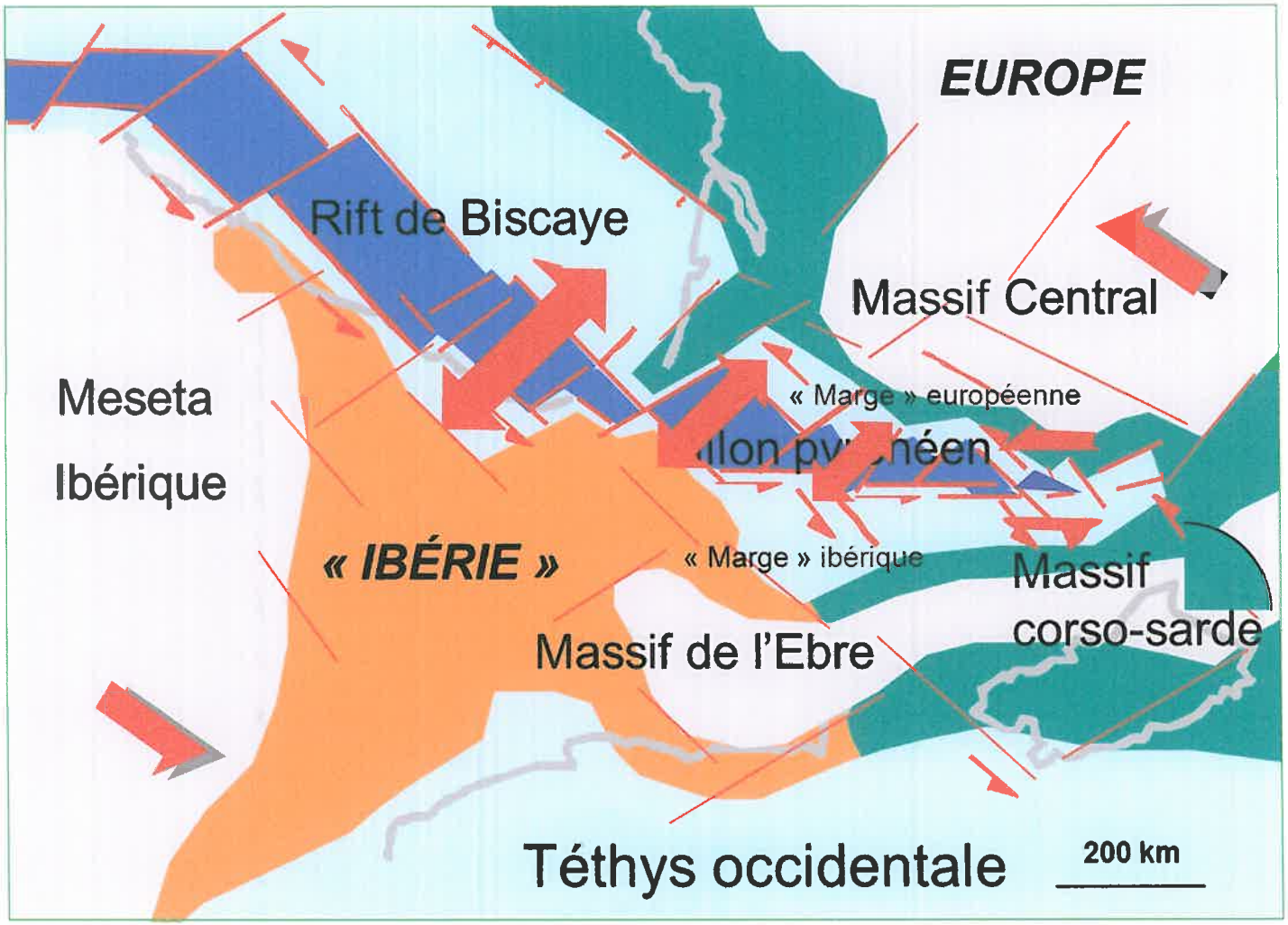


1 - Structural map of the Western Pyrenees
From « Pyrénées alpines » - BRGM/IGME - unpublished

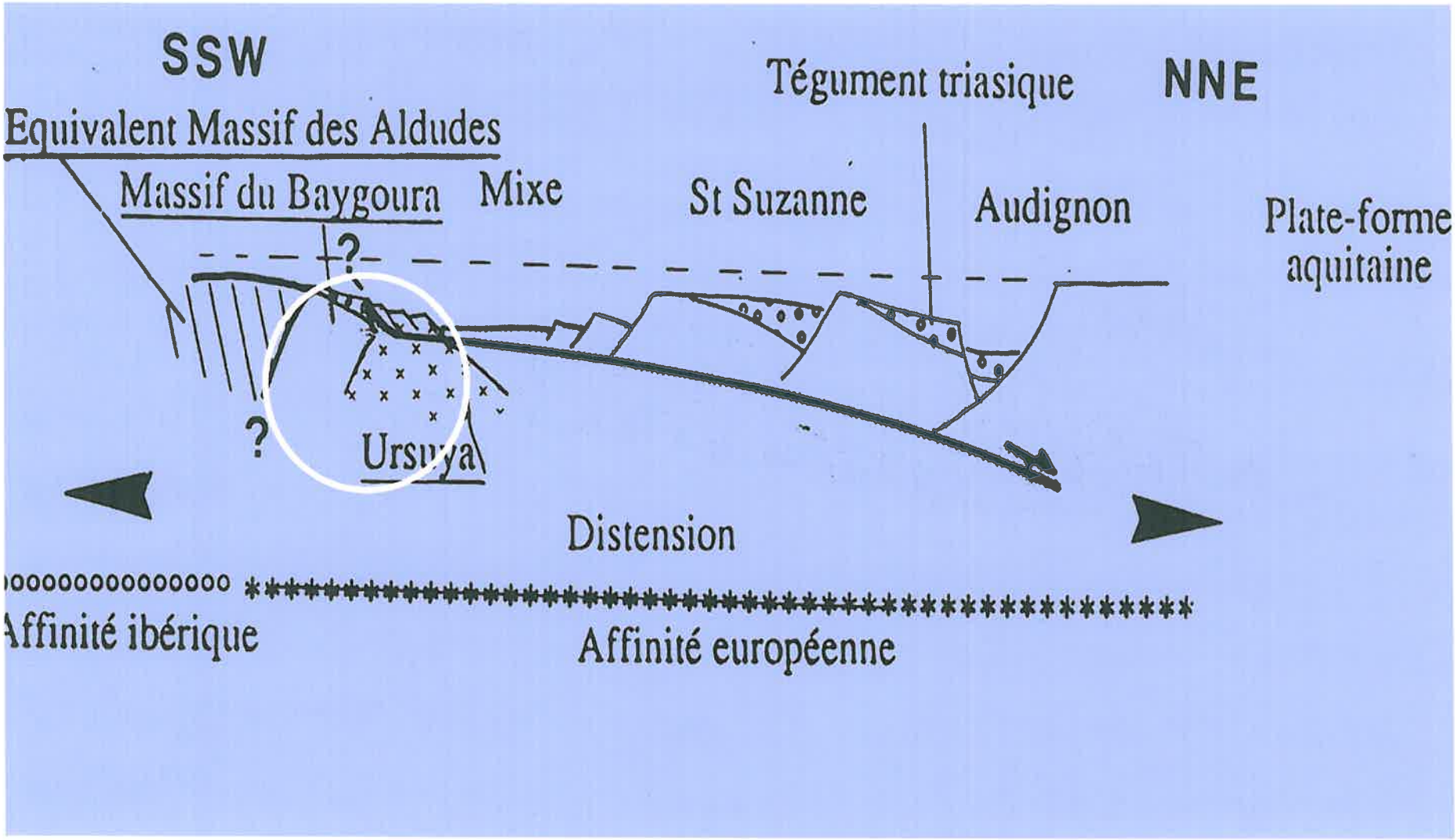


2 - Structural cross sections

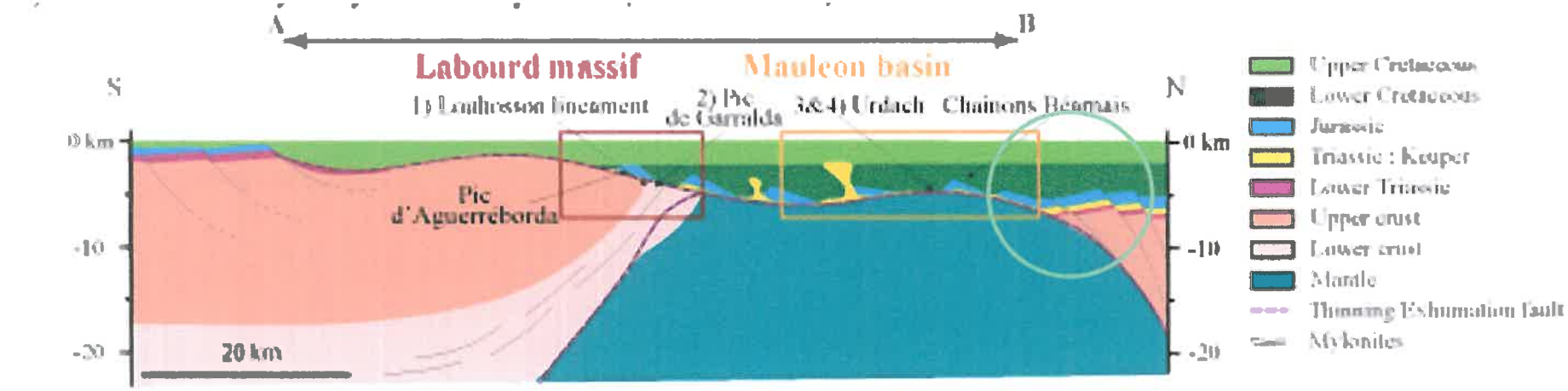
From « Pyrénées alpines » – BRGM/IGME - unpublished



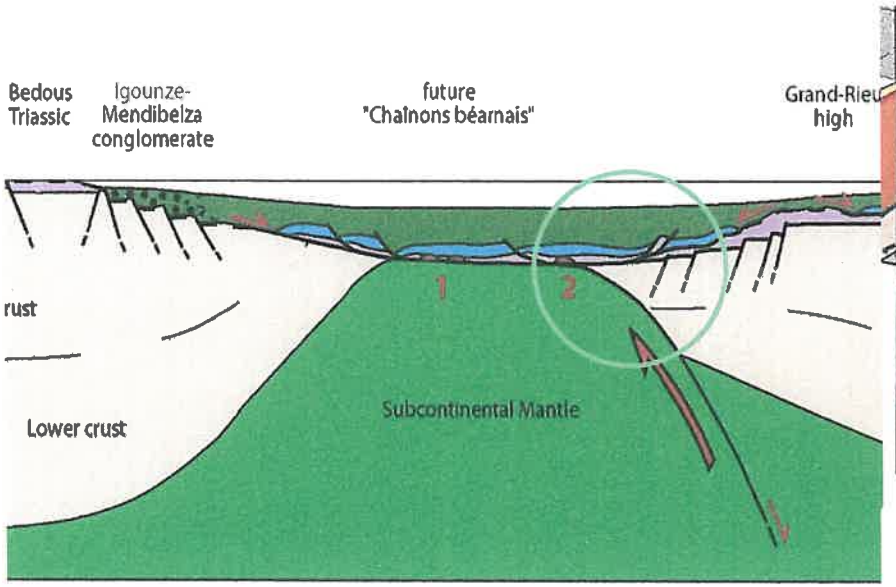
3 - The Pyrenean Cretaceous Flysch Basins: From western NE-SW distension to E-W sinistral strike slip faulting (J. Canérot, 2008)



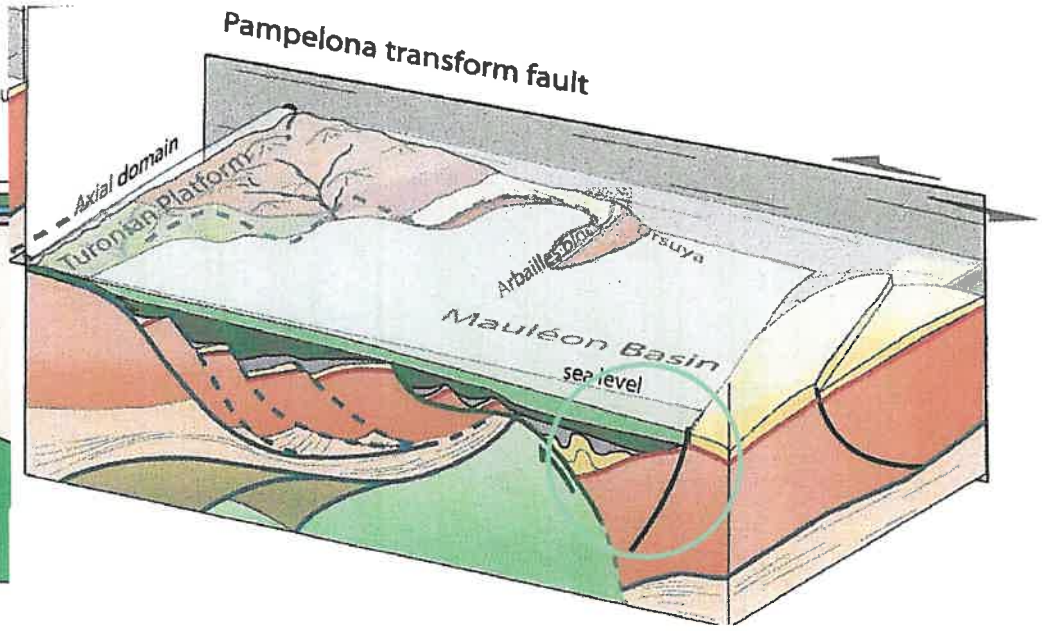
4 - Fault dipping slowly towards the North;
N tilted blocks on the european crust.
Dominique Claude – 1990



Suzon Jammes - 2009

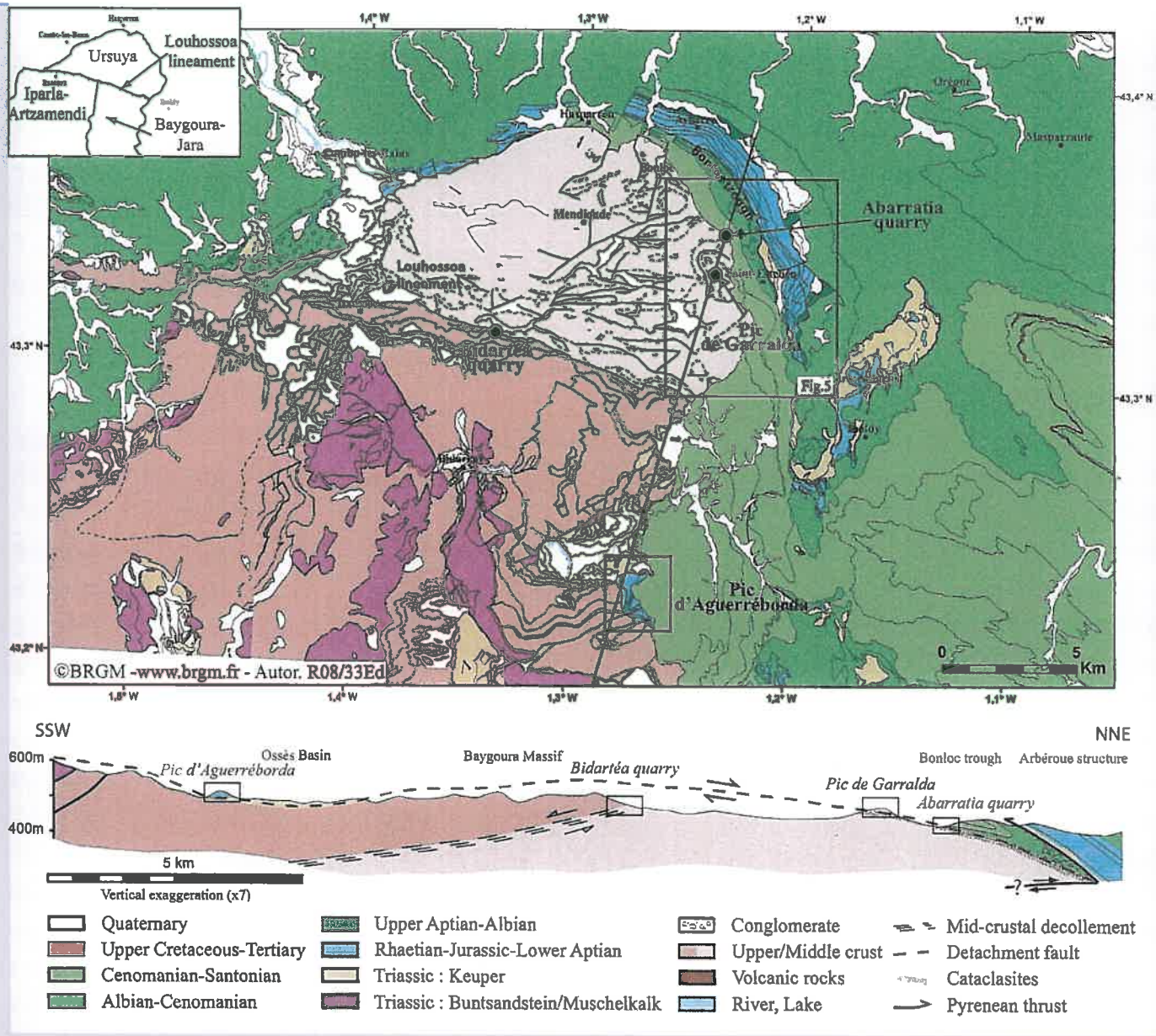


Yves Lagabrielle et al. - 2010

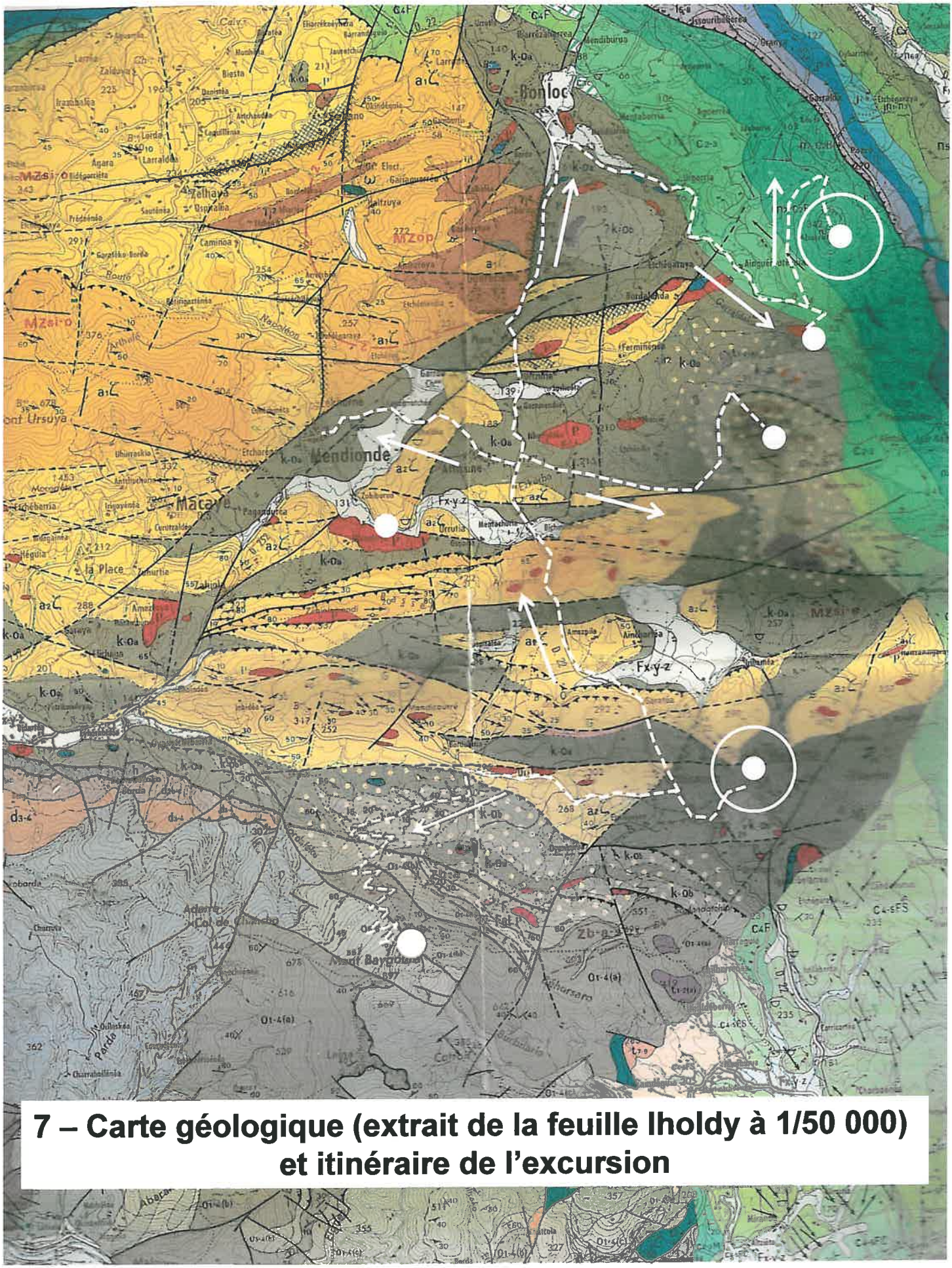


Emmanuel Masini - 2011

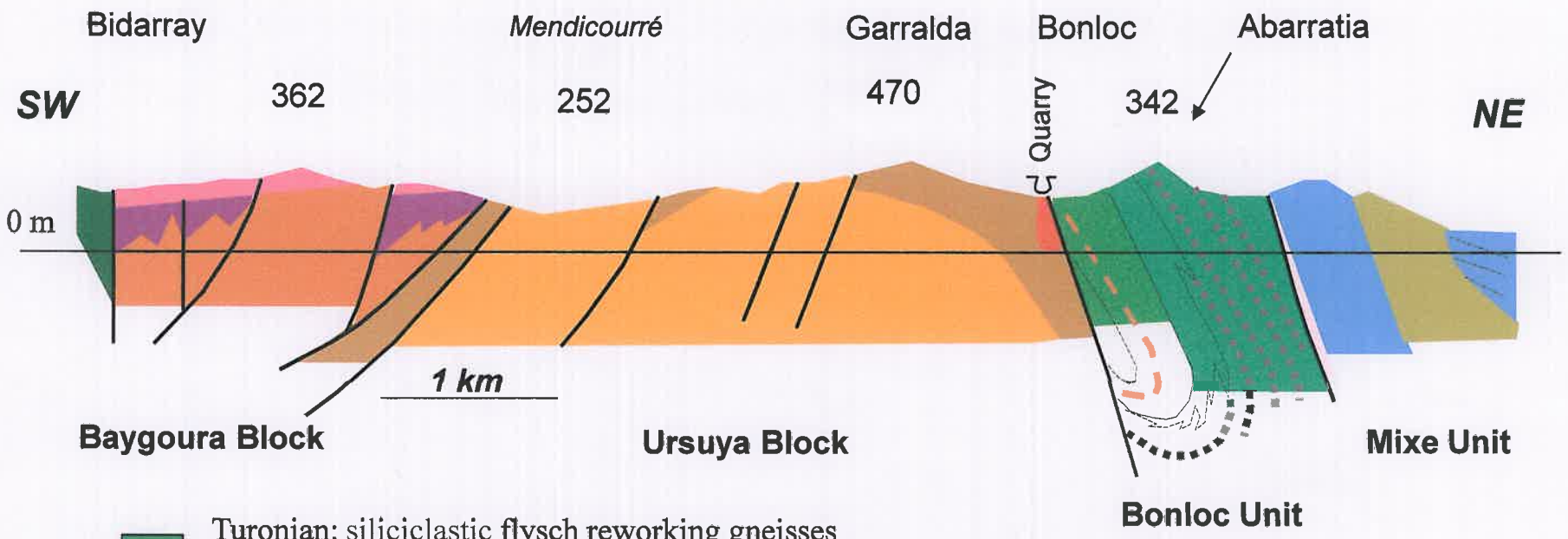
5 – Recent interpretations of the creation of the Mauleon Basin Involving Albian N dipping detachment fault and mantle exhumation



6 - Cross section of the Labourd massif showing the Cretaceous détachment fault. In Suzon Jammes (2009).



7 – Carte géologique (extrait de la feuille Iholdy à 1/50 000) et itinéraire de l'excursion



Turonian: siliciclastic flysch reworking gneisses and pegmatites

Cénomanian: Bonloc breccias with olistolites (Palaeozoic schists and quartzites)

Albian: black Spicule marls

Barrémian-Aptian: Annelida limestones, black marls and Urgonian limestones

Jurassic (Liassic to Kimmeridgian): limestones

Upper Triassic: shales and evaporites

Permo-Triassic: conglomerates and sandstones

Caradocian: black quartzitic schists

Ordovician: schists and quartzites

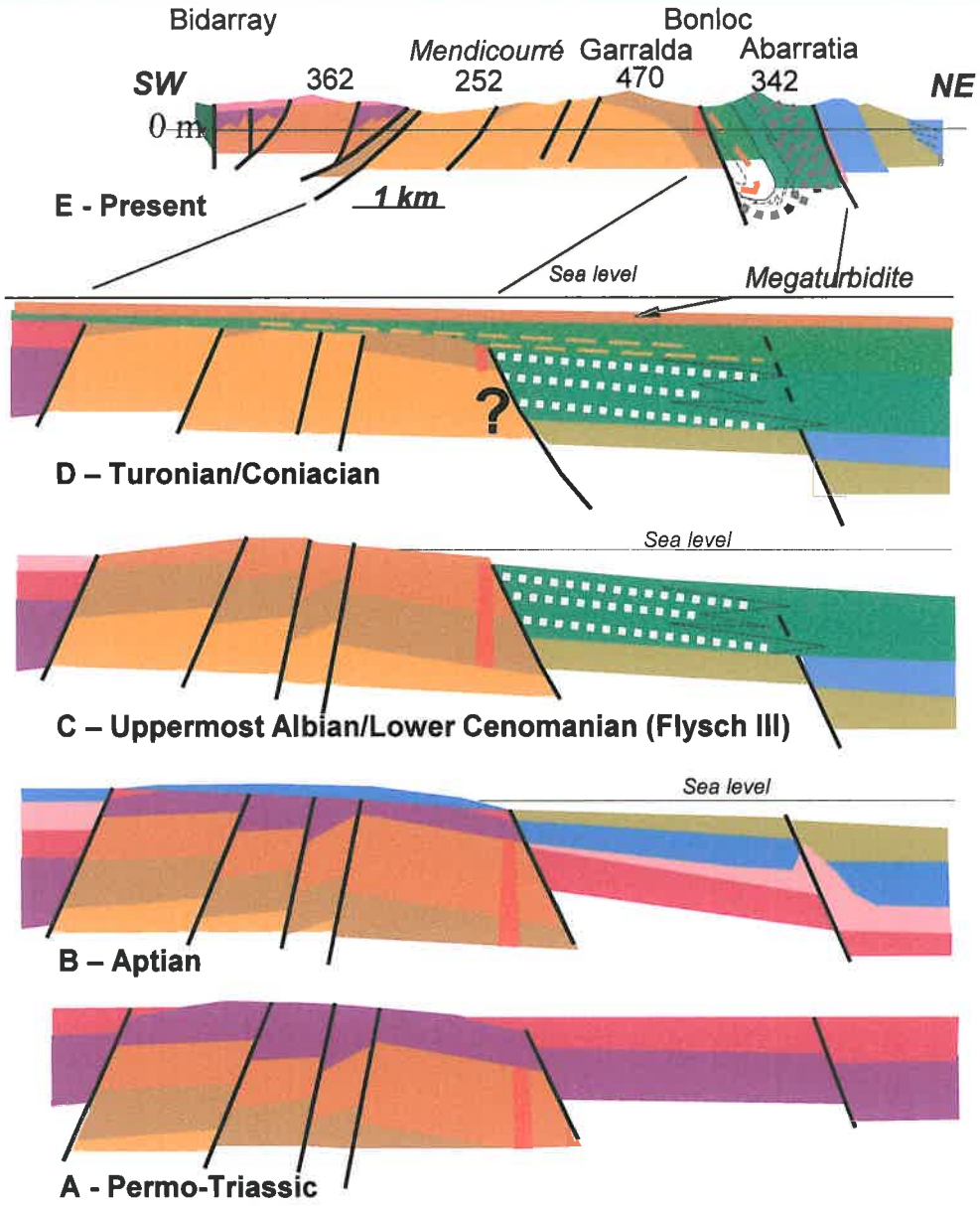
Probable Cambrian: micaschists

Probable Précambrian: gneisses

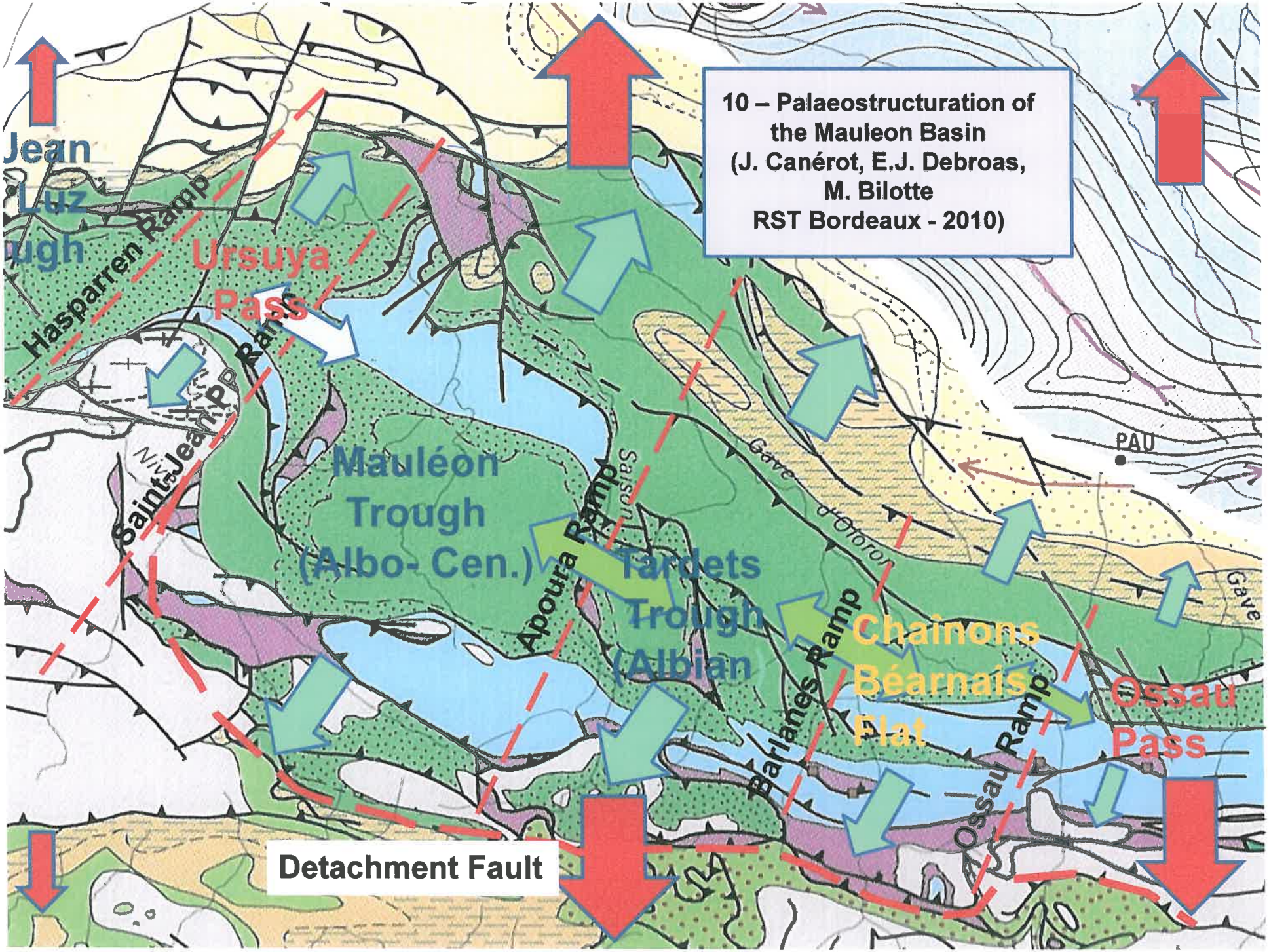
Triassic ophite

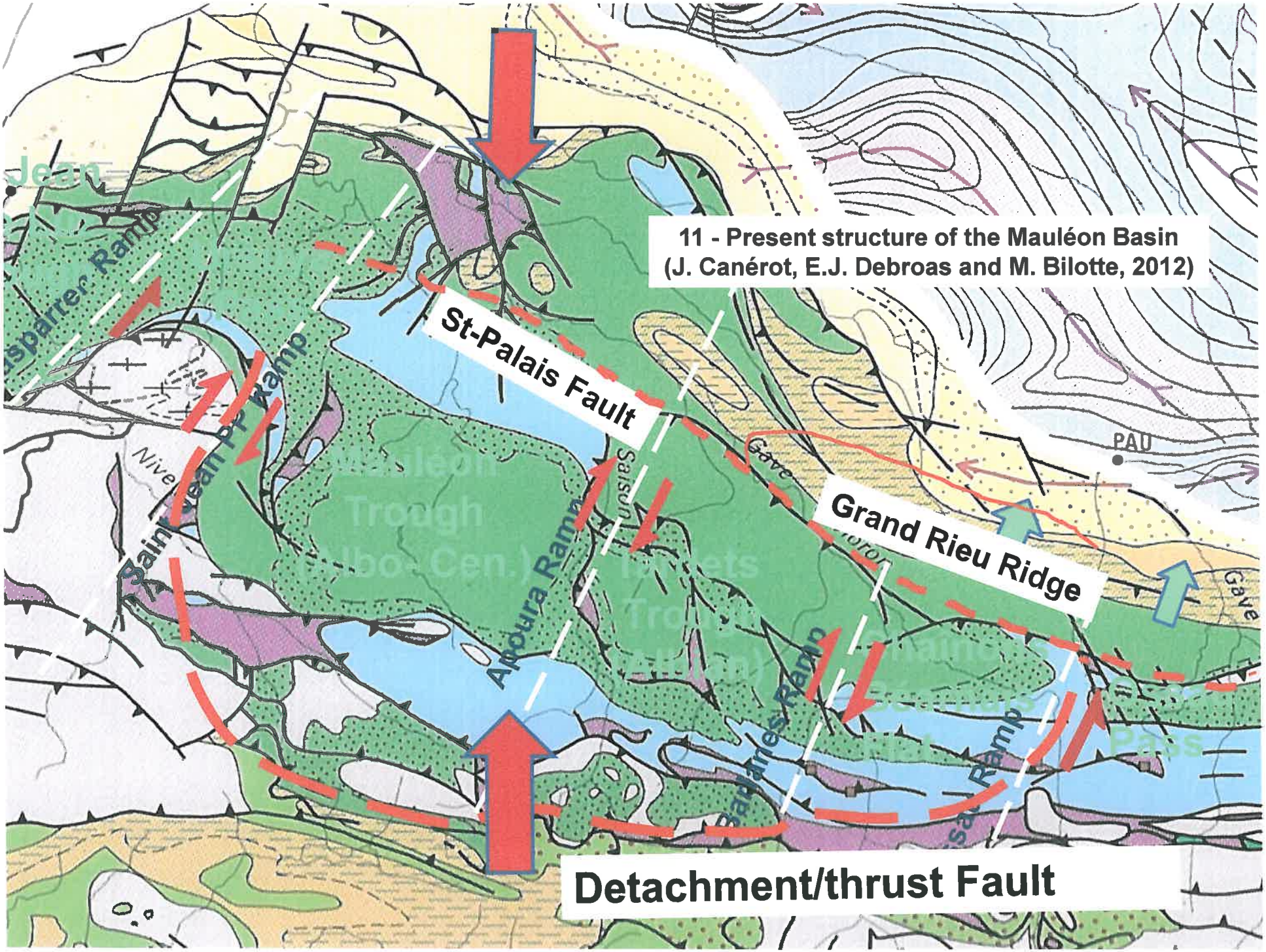
Pegmatites (sills and piles)

8 – Cross section of the Ursuya Massif
(J. Canérot, Elie-Jean Debroas and Michel Bilotte - 2012)



9 – Diagrams showing the evolution of the Ursuya Massif from Permo-Triassic up to Present (Joseph Canérot, Elie-Jean Debroas and Michel Bilotte - 2012)


10 – Palaeostructuration of the Mauleon Basin (J. Canérot, E.J. Debroas, M. Bilotte RST Bordeaux - 2010)
Jean Luz ugh
Hasparren Ramp
Ursuya Pass
Saint-Jean-Pied-de-Port Ramp
Mauléon Trough (Albo- Cen.)
Apoura Ramp
Sarsoura
Tardets Trough (Albian
Barlanes Ramp
Chaînons Béarnais Flat
Ossau Ramp
Ossau Pass
Gave d'Oloron
Gave
PAU
Detachment Fault


11 - Present structure of the Mauléon Basin
(J. Canérot, E.J. Debroas and M. Bilotte, 2012)
St-Palais Fault
Grand Rieu Ridge
Detachment/thrust Fault
Jean
PAU
Gave
Nive
Saint Jean PP Ramp
Apoura Ramp
Saison
Ramp

L'Ursuya, vue depuis la montagne de Jara

Les gneiss et micaschistes au sommet du pic Garralda

Brèche de fracturation sur faille plate au pic Garralda

Brèche de fracturation sur faille verticale au pic Garralda

Planche I

Brèche de « boudinnage » dans les gneiss de Garralda

Brèche « interstratifiée » dans le pic de Garralda

Le front de taille de la carrière Erreka)

Gneiss et granulites bréchifiés (carrière Erreka)

Planche II

La colline d'Abarratia vue depuis le pic de Garralda

Le flysch plissé de Bonloc (Nord à droite)

Brèche dans un olistolite paléozoïque d'Abarratia)

Schistes paléozoïques en olistolite (Abarratia)

Planche III