

**LA FAILLE NORD-PYRENEENNE
MYTHE OU REALITE ?**

**Le « Couloir de décrochement de Bielle-Accous »
élément de réponse du terrain en Aspe et Ossau
(Pyrénées-Atlantiques)**

EXCURSION GEOLOGIQUE

A. G. S. O.

29-30 Septembre 2001

Joseph Canérot*

Claude Majesté-Menjoulas*

Yves Ternet**

Iconographie : Paule Eichène***
Collaboration technique : Françoise Ronchini*

* Laboratoire de Dynamique des Bassins sédimentaires, Université Paul Sabatier - Toulouse
** Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 2 Place Clémenceau - Bagnères-de-Bigorre
*** LMTG UMR CNRS 5563, 39 allées Jules-Guesde - Toulouse

LISTE DES PARTICIPANTS

ANDREU Bernard
ARCHAMBAULT Monique
ARRAYET Noéline
ARRIBAT Nicole
BARREAU Christiane
BAUER Jacques
BEAUDU Georges
BEAUDU Odette
BENHAMOU Carole
BESSON Jean-Pierre
BICHOT Francis
BILOTTE Michel
BONZON Geneviève
BOURROUILH Robert
BOURY Jean
CANEROT Joseph
CASTERA Marc
CASTRO Armand
CHARRIERE André
CISZAK Richard
CLAVEAU Michèle
COMBECAVE Monique
DENELE Christian
DESREUMAUX Christian
EICHENE Paule
FABRE Richard
FARGUES Jean-Louis
FASENTIAUX Bertrand
FERRIER Catherine
GAYET Jacques
HALLER Denis
LACAZEDIEU Annie
LACROIX Nicole
LAJAT Denis
LECA Martial
LENOIR Patrice
LEZIN Carine
MAILLARD Agnès
MAJESTE-MENJOULAS Claude
MARSAN Geneviève
MAUREL Laure
MEDIAVILLA Francis
MELET Jean-Claude
NEUMANN Catherine
OLLER Georges
PACAUD Michel
PLATEL Jean-Pierre
POUGET Françoise
PUIG Jean Noel
RAPIN Guy
RAZIN Philippe
REY Jacques
RICHERT Jean-Paul
RONCHINI Françoise
ROSSI Philippe
SEIMBILLE François
SOUBAYA Thierry
TERNET Yves
VANARA Nathalie
VASLET Denis
VERNA Alain
VERNA Mireille
VIALA Patrick
VILLANOVA Miguel
WEBER Raymond
WINKLER Genia

PROLOGUE

L'ouverture de l'Atlantique central et celle, éphémère, du Golfe de Gascogne sont des réalités contrôlées par des données océanographiques

Ces ouvertures imposent des mouvements relatifs de plusieurs centaines de km entre les « plaques » Europe et Ibérie

La cinématique Europe/Ibérie est généralement expliquée par le jeu de coulissements le long de la « Faille Nord-Pyrénéenne »

Dans les moyennes vallées d'Aspe et d'Ossau, la FNP est représentée par un couloir de décrochement dit de « Bielle-Accous » (CDBA)

Les structures pyrénéennes cartographiées au sein de ce couloir décrochant s'intègrent bien dans le schéma d'évolution géodynamique Ibérie/Europe

Dans sa structure actuelle, le CDBA induirait un raccourcissement N-S d'au moins 40 km et un décrochement W-E réduit à quelques km seulement

La FNP ne peut donc, à elle seule, expliquer l'amplitude des déplacements relatifs de l'Ibérie par rapport à l'Europe au cours du cycle alpin

Ces déplacements se sont vraisemblablement effectués à l'échelle régionale, entre Meseta Ibérique et Massif Central

Europe et Ibérie doivent ainsi être interprétées comme deux ensembles englobant chacun une mosaïque de blocs crustaux mobiles

Le jeu des blocs, hétérochrone, est particulièrement important dans les Pyrénées mais aussi dans les Ibérides et le secteur aquitain de Parentis

SOMMAIRE

A - GENERALITES

I - Introduction	p. 5
II - Cadre structural	7
III - Cycle hercynien	11
IV - Cycle alpin	13

B - DESCRIPTION DES ARRETS

Samedi 29 Septembre 2001

I - Pic Bareilles	19
II - Plaine d'Ibech	23
III - Plateau du Benou	24

Dimanche 30 Septembre 2001

I - Crête de Lourtica	26
II - Castet de Bergout	28
III (facultatif) - Structure transverse Bedous/Sarrance	29
Références bibliographiques	30

C - PREHISTOIRE

Occupation de la montagne	32
---------------------------------	----

LA FAILLE NORD-PYRENEENNE MYTHE OU REALITE?

Le « Couloir de décrochement de Bielle-Accous »
élément de réponse du terrain en Aspe et Ossau
(Pyrénées-Atlantiques)

A - GENERALITES

I - INTRODUCTION

A - Les Pyrénées et la tectonique des plaques Europe et Ibérie

Les données océanographiques récentes concernant l'ouverture de l'Atlantique Nord et celle, éphémère, du Golfe de Gascogne, imposent des déplacements relatifs importants entre la plaque « Europe » et son satellite méridional, la plaque « Ibérie ». Tous les auteurs s'accordent pour considérer que c'est à l'échelle régionale, des Açores jusqu'aux Alpes, que doit être appréhendée la cinématique de l'Ibérie; tous considèrent également que les mouvements interplaques affectent une zone étroite passant par les Pyrénées et le Golfe de Gascogne et séparant des domaines relativement rigides (figure 1).

La récente synthèse présentée par J.-L. Olivet dans le bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production d'Elf Aquitaine (1996) montre que quatre modèles principaux ont été proposés pour expliquer la chronologie et l'amplitude des mouvements relatifs Europe-Ibérie dans ce cadre géodynamique régional (figures 2 et 3).

1 - celui de Olivet et al. (1984) et autres, selon lequel l'ouverture du Golfe de Gascogne, réalisée au Crétacé, entre -114 et -88 Ma, est antérieure à la compression pyrénéenne. En conséquence le domaine pyrénéen est considéré comme zone de faille transformante, avec un décrochement sénestre de 300 km, la compression pyrénéenne éocène étant oblique (NW-SE) et estimée à une centaine de km.

2 - celui de Roest et Srivastava (1991) et autres, pour lesquels décrochement et compression majeurs auraient lieu au Crétacé, entre l'Aptien et la base du Campanien. L'amplitude du décrochement est moindre (250 km), avec une compression extrêmement importante atteignant 290 km dans le domaine pyrénéen oriental.

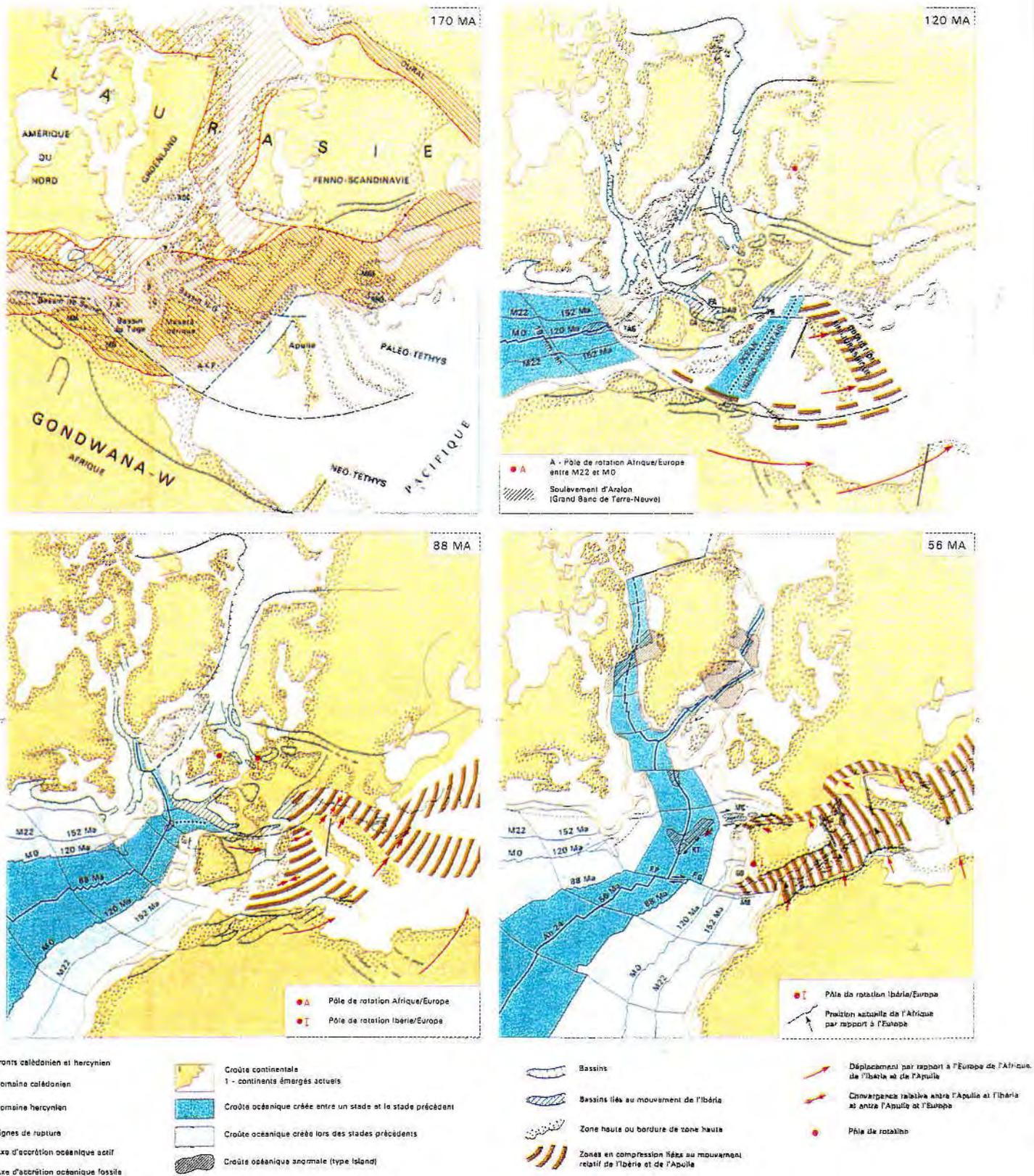


Figure 1 - Reconstitutions de l'Océan Atlantique et mouvements relatifs de l'Ibérie et de l'Europe stable (J.-L. Olivet, 1996).

AD : Bassin de l'Adour ; A-K-P : Alboran-Kabyliens-Péloritains ; AM : Ampère ; B : Bonnet Flamand ; CA : Bassin cantabrique ; F.G : Faille Gloria ; F.P : Faille Pico ; F.V : Fosse vocontienne ; G : Galice ; GO : Gorringer ; K : Orphan Knoll ; KT : King's trough ; MC : Mont Chârcot ; MM : Meseta marocaine ; MO : Meseta oranaise ; MOE : Moésie ; N-G : Nord-Gascogne ; P : Porcupine ; PA : Bassin de Parentis ; PR : Provence ; RHO : Rhodope ; ROC : Rockall ; TAG : Tage ; T-N : Grand-Banc de Terre-Neuve.

3 - *celui de Brunet (1991)* qui admet un décrochement sénestre de 300 km suivant une forte ouverture éocétacée (-118,5 à -108 Ma), répartie entre le sous-bassin de Parentis et ceux des Pyrénées.

4 - *enfin celui de Olivet (1996)* comportant :

- une phase distensive du Barrémien à l'Albien moyen. Le Golfe serait alors ouvert (anomalie J). Le domaine pyrénéen aurait une largeur de 100 km à l'Ouest des Pyrénées et de 170 km à l'Est ;

- une phase de décrochement sénestre de 120 km au moins, de l'Albien moyen au Sénonien inférieur, précédant l'anomalie 33 ;

- enfin une compression polyphasée de 150 km environ (Pyrénées centrales), selon une direction NNW-SSE entre la fin du Crétacé et le Miocène inférieur (-90 à -20 Ma).

La dynamique globale et son support, la théorie de la tectonique des plaques, mettent ainsi en lumière, quelque soit le modèle retenu, l'existence d'une zone de fracturation crustale majeure à l'articulation Europe-Ibérie. D'une manière très générale, cette zone fragile a été assimilée à la "Faille Nord-Pyrénéenne" des auteurs.

B - La Faille Nord-Pyrénéenne

La locution de "Faille Nord-Pyrénéenne" (FNP) a, semble-t-il, été utilisée pour la première fois par De Sitter (1954) pour désigner un accident qui longe au Nord la Zone Axiale, depuis la Méditerranée jusqu'à la côte atlantique. Mais Castéras avait auparavant (1933) souligné l'existence de "failles en relais" sur le front septentrional de cette Zone Axiale des Pyrénées centrales et orientales puis, ultérieurement (1974), précisé leur extension dans les Pyrénées occidentales. Dans la région visitée, la FNP passant au Nord du massif du Cinq Monts se trouvait ainsi relayée vers l'Ouest par le chevauchement plus méridional du massif du Bois de la Traillère, la série nord-pyrénéenne d'Ourdinse étant considérée comme couverture post-hercynienne discordante de cette unité à matériel paléozoïque dominant.

Par la suite, la FNP a été considérée comme limite de plaque (Le Pichon *et al.*, 1971) permettant le coulissement de l'Ibérie par rapport à l'Europe. Cette interprétation a parallèlement été retenue au plan géologique (Choukroune *et al.*, 1972), la FNP correspondant à une dislocation profonde séparant la Zone Primaire Axiale de la Zone Nord-Pyrénéenne. Un coulissement sénestre néocétacé de plusieurs centaines de kilomètres y aurait précédé une compression finicétacée à tertiaire hétérochrone, migrant d'Est en Ouest.

Cette hypothèse d'un coulissement de grande amplitude a été discutée et réfutée, tant au niveau du Golfe de Gascogne (L. Montadert *et al.*, 1971) que des Pyrénées proprement dites (Souquet *et al.*, 1977). Il a été notamment

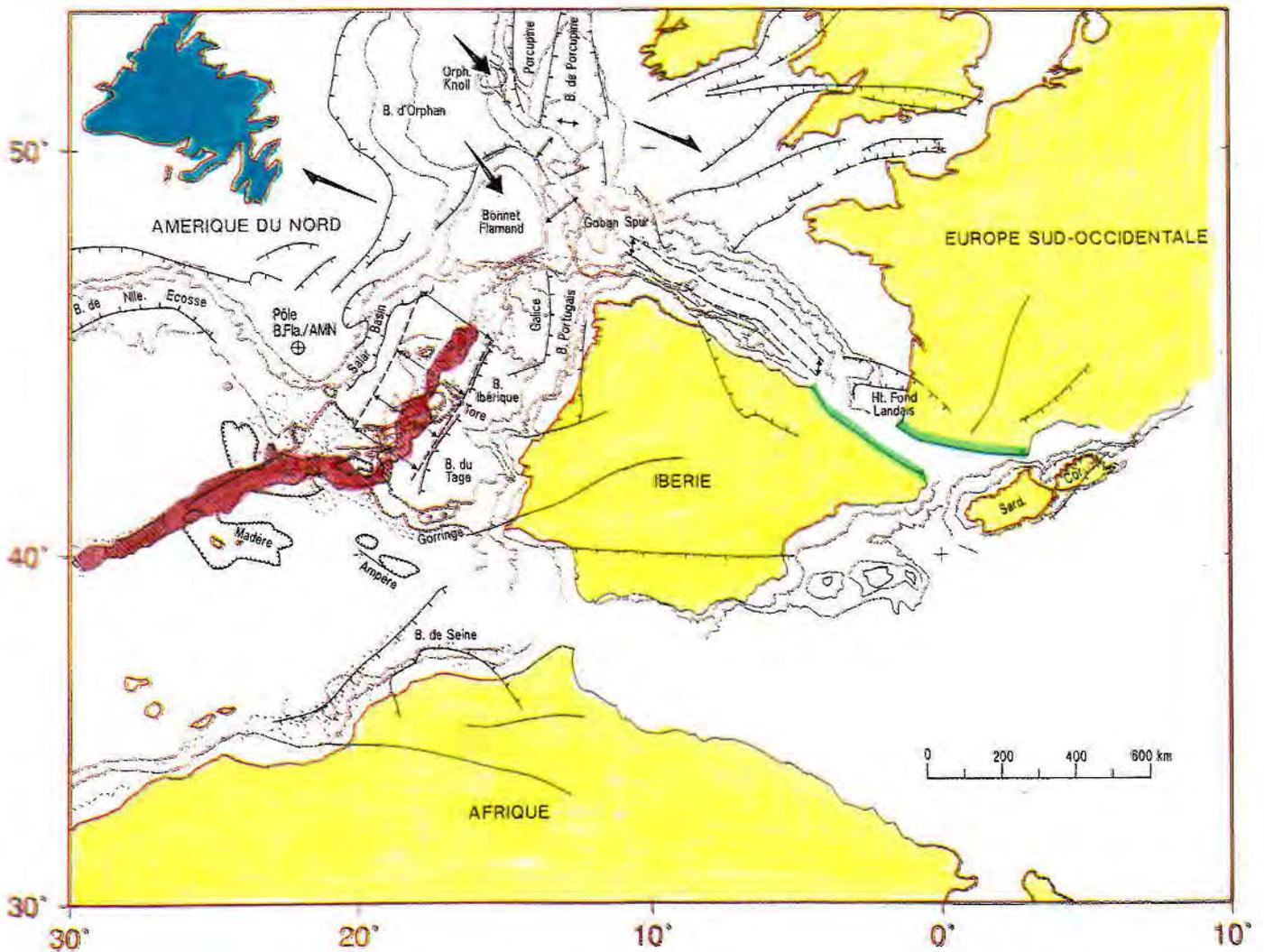


Figure 2 - Reconstruction du stade de l'anomalie J (M3-M0, Barrémien à Aptien inférieur) par rapport à l'Europe (J.-L. Olivet, 1996).

- Reconstruction du stade de l'anomalie J (M3-M0, Barrémien à Aptien inf.) par rapport à l'Europe. Les traits de côte et la bathymétrie actuelle sont à considérer comme des repères. Deux traits homologues délimitant l'Europe et la plaque Ibérique servent de marqueurs pour l'évolution du domaine Pyrénéen.

L'anomalie J est hachurée ; son contour est donné par la juxtaposition de ses limites anciennes, prises sur chacune des plaques concernées.

Les principaux reliefs océaniques anormaux (et en particulier ceux relatifs à l'anomalie J) sont indiqués par des pointillés.

La limite du bassin Armoricaïn (non encore totalement ouvert) a été indiquée comme repère : noter la correspondance de sa forme avec celle de la marge ibérique.

Au nord du golfe de Gascogne, les limites des pentes continentales se croisent encore légèrement ; de même entre Galice et Bonnet Flamand : on peut penser que le mouvement relatif de ces différents blocs par rapport aux continents adjacents n'est pas achevé.

Les flèches principales montrent le mouvement relatif de l'Europe et de l'Amérique du nord ainsi que le mouvement du Bonnet Flamand et d'Orphan Knoll par rapport à l'Amérique du Nord entre le Trias (ou le Jurassique inférieur) et le Barrémien. Les petites flèches indiquent les autres mouvements relatifs ; noter en particulier l'extension NE-SW entre le Bonnet Flamand et Goban Spur et celle, voisine de N-S, survenue dans le domaine Pyrénéo-Armoricaïn.

montré que les paléogéographies mésozoïques ne révélaiet pas de décalage significatif de part et d'autre de la supposée FNP. La chaîne a été ainsi considérée comme résultant de la déformation d'une mosaïque de blocs crustaux par transtension puis transpression. Le passage du mouvement de divergence latérale à celui de convergence latérale se situerait dans l'Albien, à la hauteur de la Zone Interne Métamorphique, véritable axe orogénique de la chaîne.

Les cartes paléogéographiques récemment publiées dans le cadre du programme Péri-Tethys (Dercourt *et al.*, 2000) constituent une avancée significative sur la connaissance de la nature et de la répartition des environnements de dépôt couvrant le domaine pyrénéen pendant les 250 derniers millions d'années. Toutefois, comme dans les documents précédents, les relations structurales et géodynamiques entre Europe et Ibérie y demeurent illustrées par des contours et accidents hypothétiques ne permettant aucune application concrète à la réalité du terrain, en particulier aux abords de la FNP (figures 4, 5 et 6).

Couvrant un secteur des Pyrénées occidentales traversé par la FNP, la carte géologique à 1/50 000 de Laruns-Somport, nouvellement réalisée, fournit des éléments de nature à contribuer concrètement à l'interprétation de cet accident.

II - CADRE STRUCTURAL

La chaîne des Pyrénées présente une organisation unanimement acceptée en grandes unités allongées du NW au SE, à peu près parallèlement à l'orogène tertiaire. De part et d'autre de la Zone Interne Métamorphique (ZIM), considérée comme axe orogénique, se développent ainsi :

- au Sud, la *Zone Axiale ou Haute Chaîne Primaire (HCP)* et les *Zones Sud-Pyrénéennes (ZSP)* à vergence structurale sud, en direction du Bassin de l'Ebre (B. d'avant-pays méridional) ;

- au Nord les *Zones Nord-Pyrénéenne (ZNP)* et *Sous-Pyrénéenne (ZSP)* à vergence structurale nord, en direction du Bassin d'Aquitaine (B. d'avant-pays septentrional).

Ces différentes unités sont séparées les unes des autres par des accidents crustaux complexes dont la géométrie souligne la disposition générale de l'édifice en éventail, de part et d'autre de la Zone Interne Métamorphique.

La HCP correspond au bourrelet montagneux principal dont la morphologie et la structure dépendent de la subduction continentale commençante (attestée par les profils sismiques ECORS) de l'Ibérie sous l'Europe (figure 7).

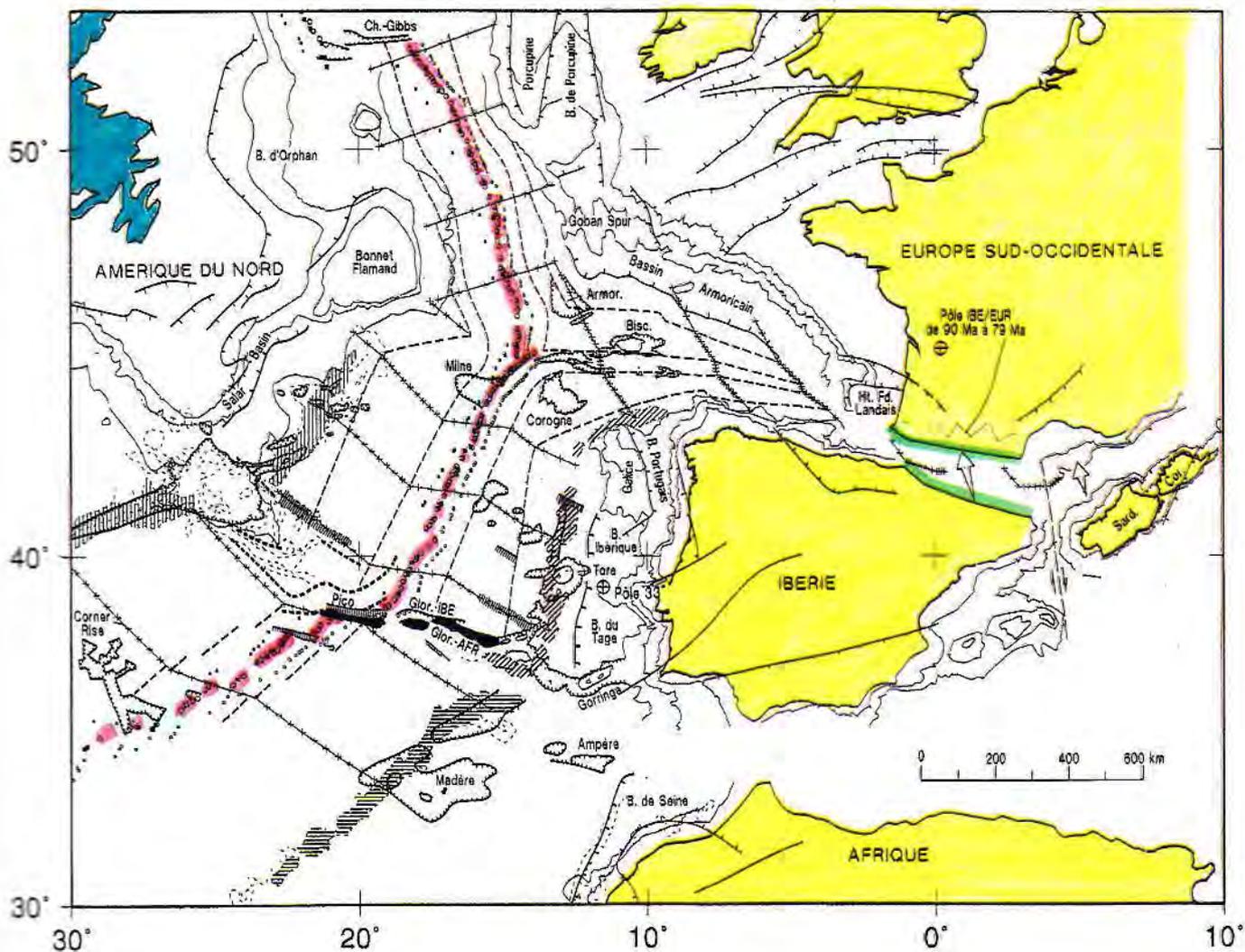


Figure 3 - Reconstruction du stade de l'anomalie 33 (79 Ma, Campanien moyen) (J.-L. Olivet, 1996).

Mêmes conventions que pour la figure précédente. Les anomalies magnétiques 33 « old » (gros cercles) et 34 (petits cercles) sont indiquées (en noir : côté américain). La position de l'Afrique par rapport à l'Amérique du Nord est celle calculée par Klitgord & Schouten.

Les autres reconstructions sont inédites. L'Ibérie et l'Eurasie ont été disposées de manière à satisfaire au mieux au contrôle des anomalies magnétiques tout en réduisant au maximum l'espace correspondant au domaine Pyrénéen.

Cette reconstruction met en évidence le changement d'orientation majeur survenu vers 90 Ma dans l'Atlantique Central et en regard de l'Ibérie : noter la correspondance entre les failles Pico et Gloria, tant en latitude qu'en orientation.

La fin de l'ouverture du golfe de Gascogne (une cinquantaine de kilomètres) n'a pas de conséquences significatives sur le domaine pyrénéen.

Le pôle de ce mouvement est indiqué.

Dans le domaine Pyrénéen, les flèches indiquent le sens moyen et l'amplitude de la compression postérieure. On voit que celle-ci est proche de N-S, et un peu plus importante à l'est qu'à l'ouest. Le pôle (P 33) en est indiqué.

Le secteur visité au cours de l'excursion présente un intérêt particulier dans la mesure où il permet de suivre sur le terrain le tracé de "l'accident" qui, à proximité de la ZIM, sépare la HCP de la ZNP. Trois grands ensembles peuvent ainsi être distingués, du Sud au Nord (figure 7).

A - La Zone Axiale ou Haute Chaîne Primaire

La zone axiale des Pyrénées ou mieux Haute Chaîne Primaire essentiellement constituée par du matériel paléozoïque - ou plus ancien - forme le coeur de la chaîne et s'allonge de la Méditerranée (Albères) à la vallée d'Aspe à l'W où elle disparaît sous un revêtement néo-crétacé dans la région du Pic d'Anie. Au Sud de Laruns (Pyrénées atlantiques) les terrains dévono-carbonifères de ce que M. Castéras avait appelé le diverticule frontal de la Z.A. viennent en position de recouvrement sur les terrains crétacés du synclinorium des Eaux Chaudes.

Entre l'accident nord-pyrénéen et l'autochtone relatif constitué par le massif granodioritique des Eaux Chaudes s'individualisent plusieurs unités : des unités à matériel paléozoïque avec parfois leur couverture mésozoïque et des unités à matériel mésozoïque (figure 9).

a) - Les unités à matériel paléozoïque

Au nord de l'accident chevauchant du Valentin les formations paléozoïques sont divisées en quatre unités (R. Mirouse 1962, Cl. Majesté-Menjoulas, 1979), séparées par des accidents chevauchants (et dont l'origine est certainement à rechercher dans des décrochements tardi hercyniens). La plus septentrionale est l'unité de Ferrières. Formant le Pic d'Auzu, elle se prolonge à l'W en vallée d'Aspe où, plus complexe, elle se divise en deux sous-unités : Traillère W et Traillère E. Traillère W est surmontée par le Trias de Bedous et Traillère E comporte les formations Trias à néocrétacé du Bergon. Cette unité de Ferrières chevauche vers le Sud l'Unité du Cinq Monts. L'unité du Cinq Monts constitue les sommets d'Andreyt au NW du col d'Aubisque puis dessine une bande étroite au bas du versant méridional du pic d'Auzu, s'étale au signal de Gerbe et au pic de Cinq Monts, disparaît ensuite à l'W pour réapparaître au bois de l'Usclat et former la montagne du Montagnon d'Iseye. Cette unité chevauche vers le sud l'unité de la Montagne Verte puis, après disparition de celle-ci à l'W de Laruns, l'unité de Laruns-Gentiane et sa couverture crétacée du pic Béoutis (ancien pic Lorry). L'unité de la Montagne Verte disparaît à l'W de Laruns au S du Cinq Monts mais il n'est pas impossible qu'une partie de la sous unité de Traillère en constitue le prolongement. Ceci peut très bien s'expliquer par la tectonique tangentielle varisque (analogie de certains termes dévono-carbonifères). Enfin l'unité la plus méridionale Laruns-Gentiane chevauche vers le sud le Crétacé des Eaux Chaudes par l'intermédiaire de l'accident du Valentin. Les lambeaux du Gourzy et de la Bouchouse constituant des klippes charriées qui appartiennent à cette unité.

DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS

	Unknown, not interpreted		Coastal marine, shallow marine (terrigenous)
	Exposed land - non-deposition: assumed		Shallow marine carbonate deposits (platforms, build-ups and ramps)
	Exposed land - non-deposition: ascertained		Deep(er) carbonates, (hemi)pelagic oozes
	Eolian		Deep marine
	Fluviatile, lacustrine, fluvio-lacustrine		Deep oceanic basins
	Glacial and fluvio-glacial		Deep environments with salinities deviating from normal ("Brackish-marine")
	Hypersaline		Volcanics - A : alkaline, C : calcalkaline
	Shallow environments with fluctuating salinities		Island arc

Examples of Mixed Environments

	Fluviatile, lacustrine, fluvio-lacustrine and Hypersaline		Marine carbonate build-ups and ramps and Shallow environments with fluctuating salinities
---	---	---	---

LITHOLOGICAL SYMBOLS

	Shale, clay		Bauxite		Oolites
	Sandstone, sand (silt)		Glauconite		Diatomaceous deposits
	Conglomerate		Phosphate		Radiolaritic deposits
	Breccia		Ironstone (ferruginous)		Lignite, coal (peat)
	Marl	Examples of Mixed Lithologies			Sulphates
	Limestone		Sand(stone) and Conglomerate		Halite
	Nodular limestone		Oolitic Limestone		Intrusives
	Chalk		Sulphates and Halite		Extrusives/volcanics (volcano)
	Dolomite		Graded beds (incl. turbidites)		Pyroclastics
	Anoxic, organic shale and clay		S : silicoclastic		
	Banded/laminated chert, silicified limestone (incl. menilites)		V : volcanoclastic		
			C : carbonatic		

SPECIAL SYMBOLS

	Marine incursion
	Coastal sediment influx
	Intra-basinal sediment transport
	Bioherm, reef
	Deltaic / submarine fan
	Volcano
	Mountain range

REGIONAL DECENTRAL TRENDS

	Active extension
	"Post-rift" passive thermal subsidence
	Active compression

TECTONIC SYMBOLS

	Fault : unspecified, ascertained
	Fault : questionable
	Normal fault
	Strike-slip fault
	Thrust fault/front reverse fault
	Anticlinal fold axis
	Synclinal fold axis
	Oceanic subduction

PALAEOSTRESS SYMBOLS

	Reverse fault regime
	Normal fault regime
	Strike-slip fault regime

Figure 4 - Légende géologique des figures 5 et 6 .
(extrait de l'Atlas Péri-Téthys, J. Dercourt *et al.* 2000).

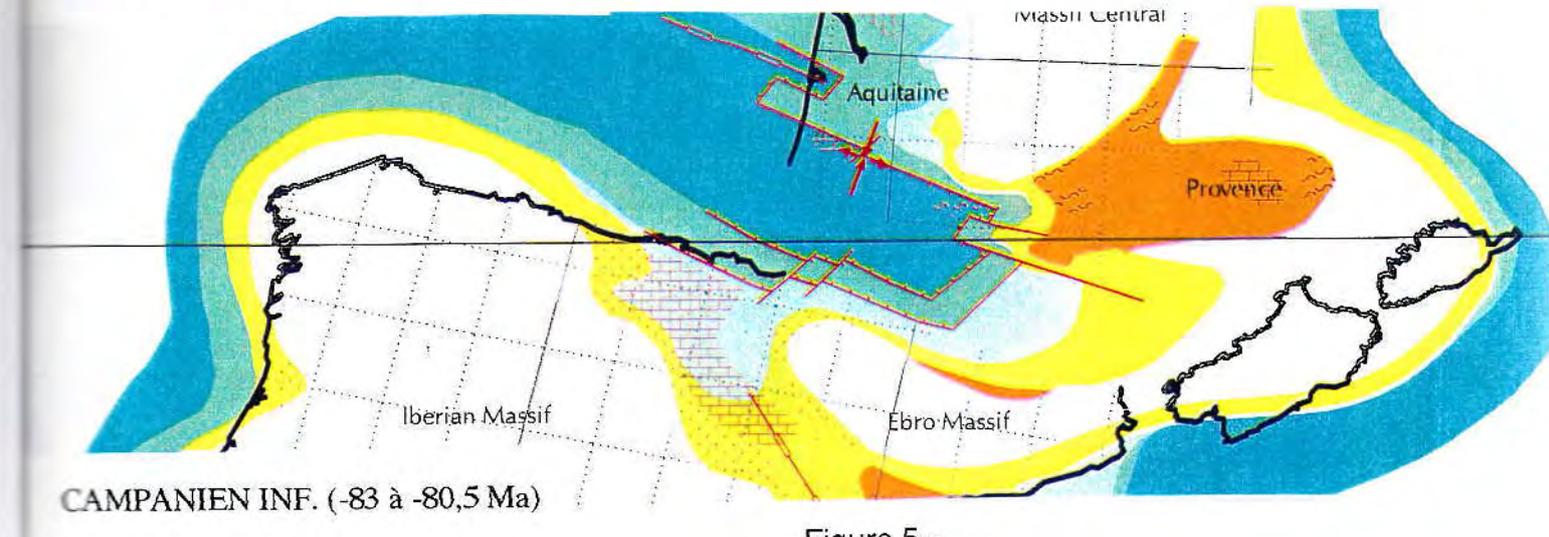
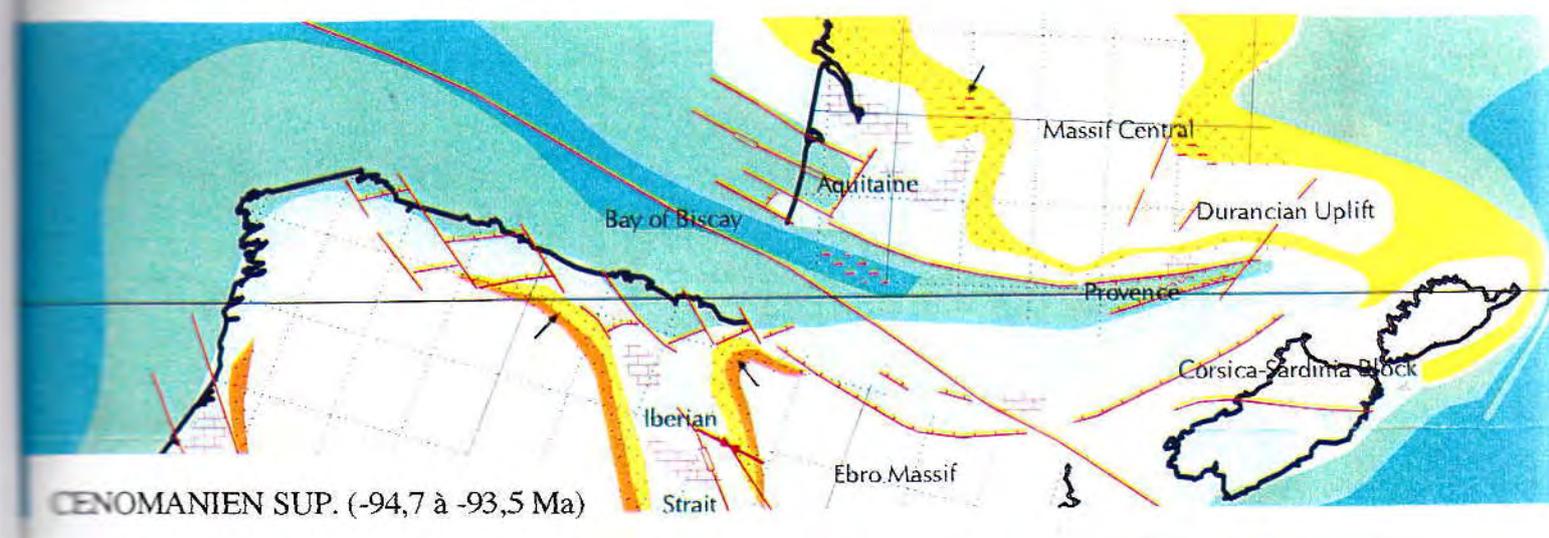
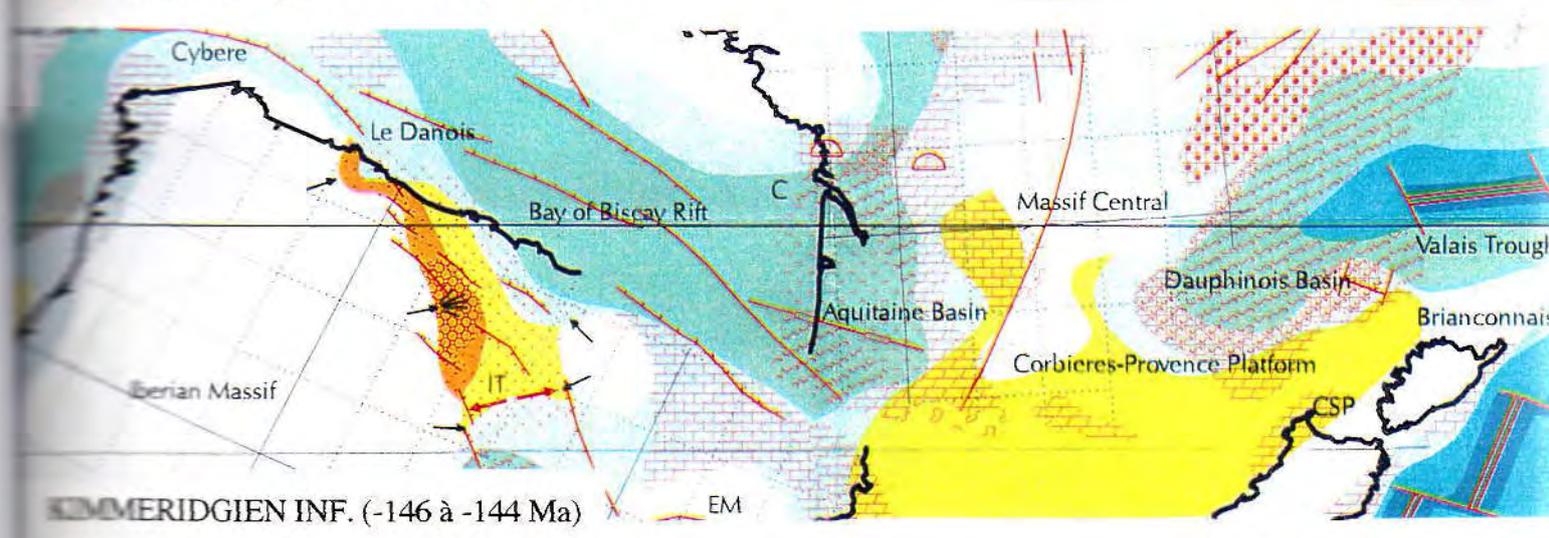
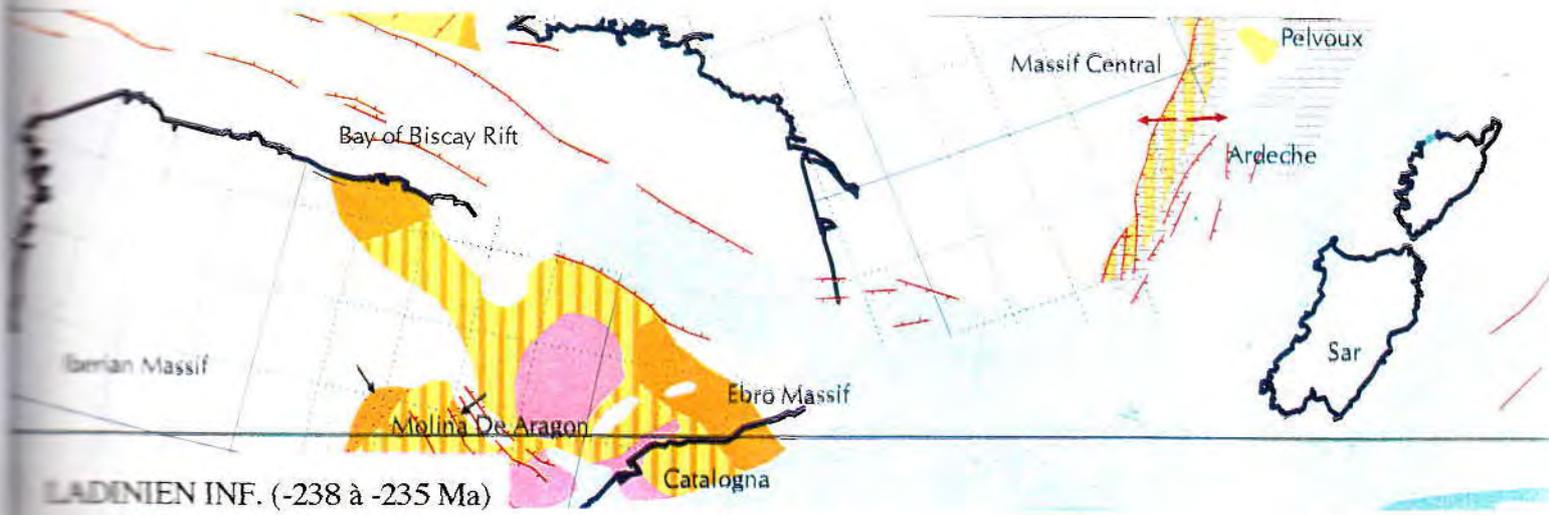


Figure 5 -

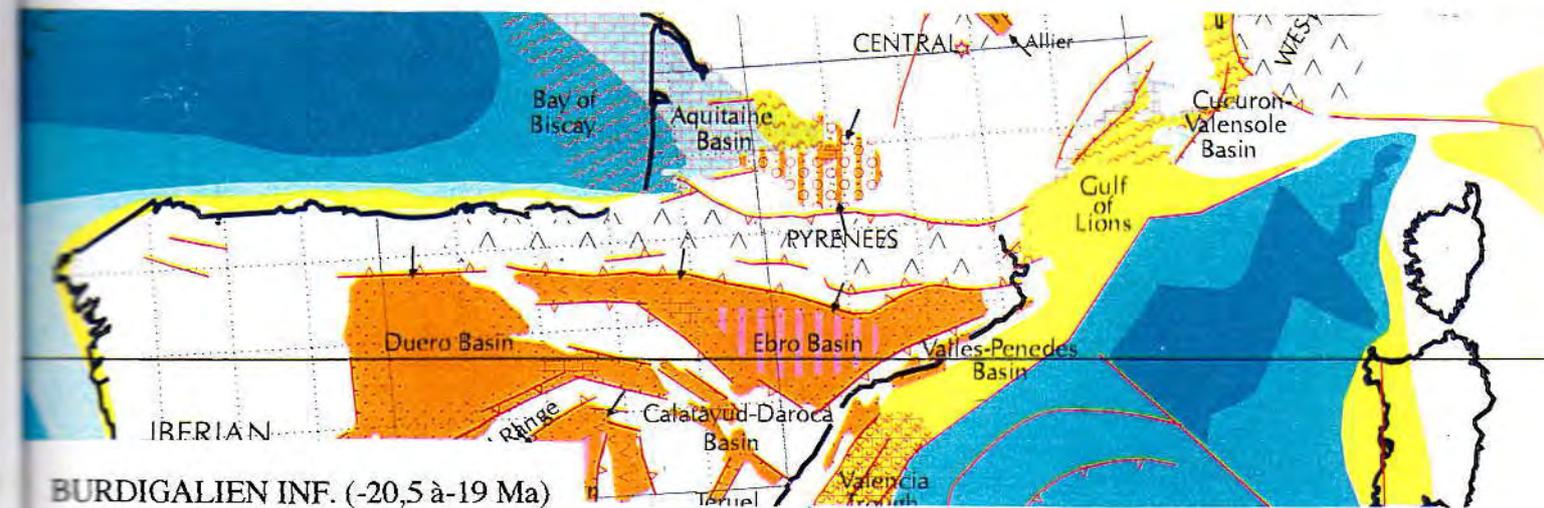
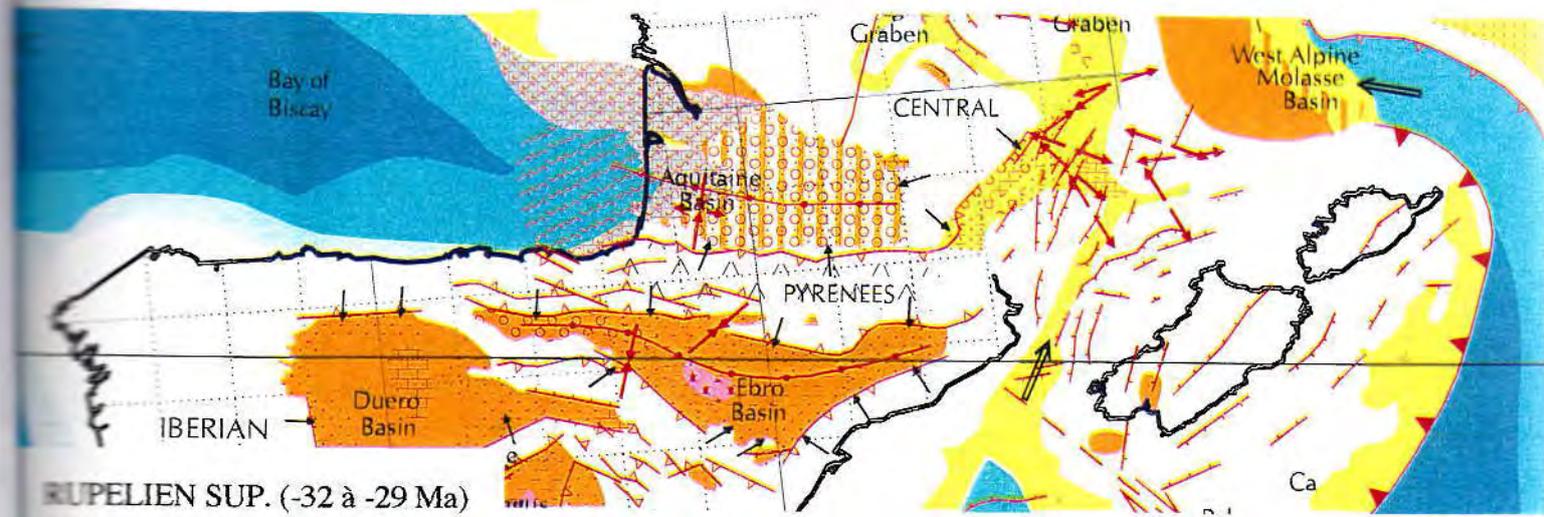
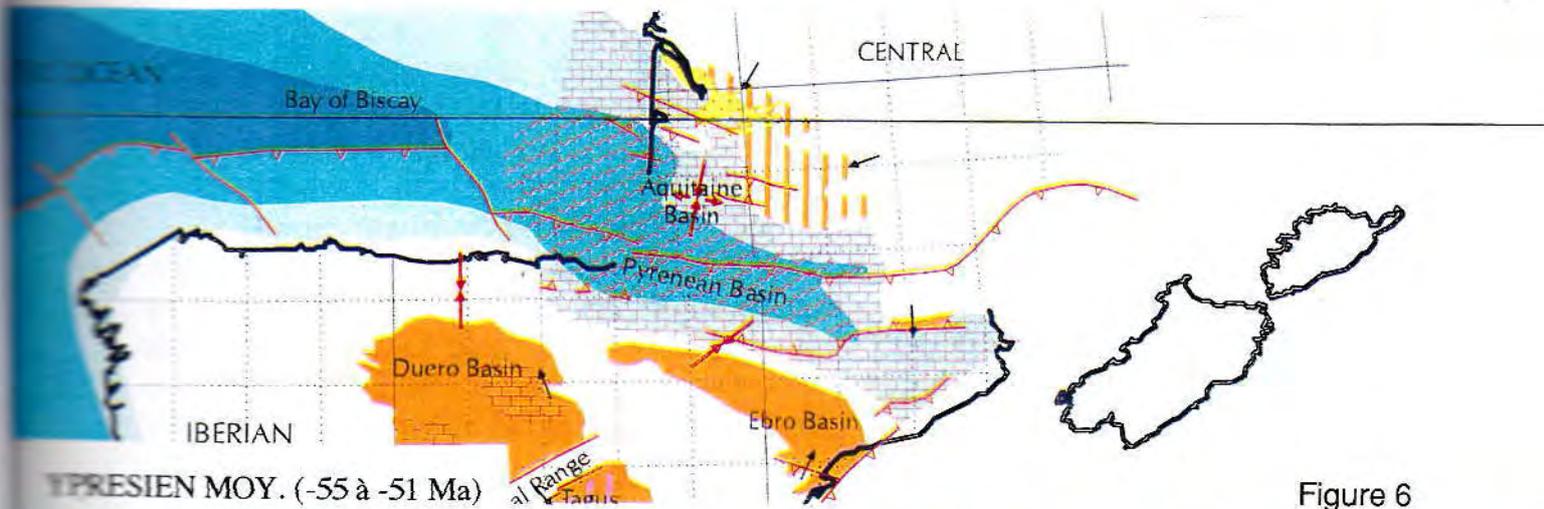
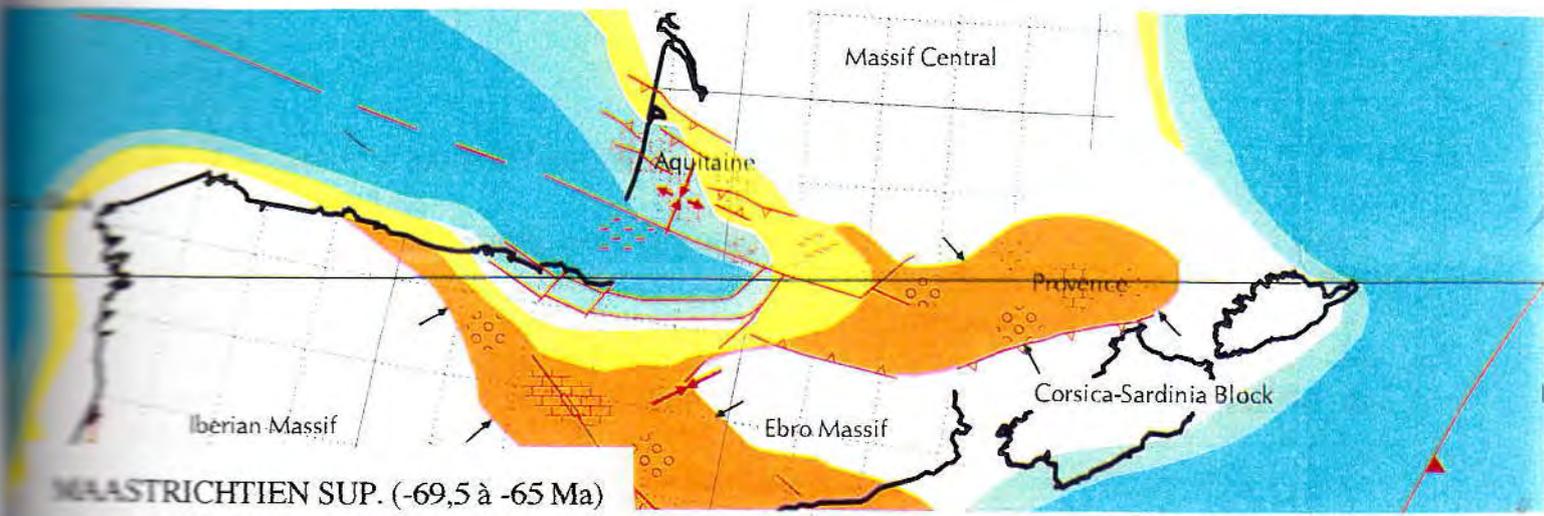


Figure 6

B - Les unités à matériel mésozoïque

Y. Ternet distingue trois grands ensembles dans le dispositif des Eaux Chaudes : la couverture sédimentaire autochtone du massif granodioritique, l'unité des pics Bouerzy et Cézy et l'unité Ger-Pambassibé-Arcizette.

La zone axiale proprement dite est recouverte en discordance par les formations crétacées des pics Permayou, Anahet, Arapoup, Oueillaris et d'Anie.

NB - L'unité Laruns Gentiane peut se subdiviser en deux sous unités où le matériel paléozoïque est identique mais pas la couverture mésozoïque. Une sous unité méridionale où le Trias inférieur est surmonté par du Cénomaniens à Sénonien et une sous unité septentrionale où le Trias inférieur, le Cénomaniens, le Turonien et le Coniacien sont absents.

D'une manière générale, les formations sédimentaires impliquées y apparaissent fortement plissées, étirées ou écaillées. Leur déversement au Sud, au SW ou au SE est dominant, avec toutefois une tendance au redressement dans les unités les plus septentrionales. Vers l'Ouest s'observe une virgation conduisant à l'élaboration de structures sub-méridiennes particulièrement visibles aux abords de la haute vallée d'Aspe.

B - La Zone Nord-Pyrénéenne

Elle porte à l'affleurement des terrains mésozoïques plissés, s'échelonnant du Permo-Trias à l'Albien, localement traversés par des écaillés paléozoïques. Ils constituent les différentes unités des "Chaînes Béarnaises" (Souquet *et al.*, 1975), parfois regroupées en unités de marge ibérique (chaînes du Layens, d'Ourdinse, de Jaout et de Sarrance) et en unités de marge européenne (chaînes de Bielle-Lurbe et du Moncaou). Dans cette acception, la limite entre les deux « marges continentales » passerait entre les chaînes de Bielle-Lurbe et de Sarrance, au droit du vallon du Barrescou.

La couverture post-hercynienne y apparaît le plus souvent décollée sur un Trias réduit à l'état de copeaux ophitiques ou calcaires emballés dans des argiles versicolores. Le déversement structural vers le Sud est général à la hauteur de la vallée d'Aspe. Mais on observe une tendance accrue à un redressement des structures plicatives, voire au déversement au Nord en direction de l'Est, au-delà de la vallée d'Ossau.

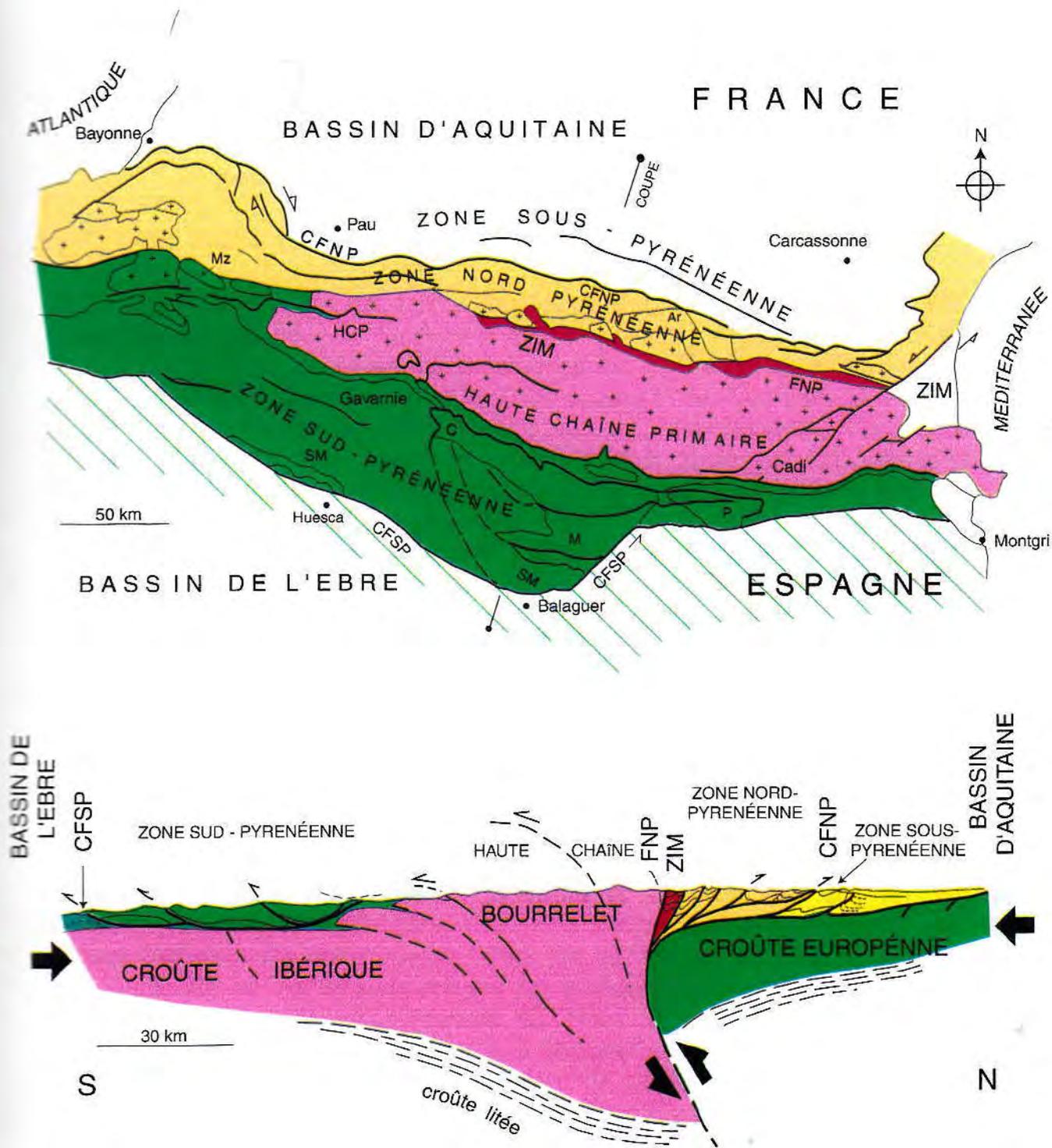


Figure 7 - Carte et coupe géologiques schématiques des Pyrénées.

C - Le Couloir de Décrochement intermédiaire de Bielle-Accous

L'articulation entre Haute Chaîne Primaire et Zone Nord-Pyrénéenne est soulignée par le développement d'une zone de fracturation complexe, (figures 10 et 11) comportant deux séries d'accidents très caractéristiques :

- les failles directionnelles, N110E

Au Nord il s'agit des failles du Col de Bergout et du Col de Louvie. La première correspond dans l'ensemble à un chevauchement au Sud, notamment à la hauteur de la vallée d'Aspe où le Jurassique et le Crétacé de l'Ourdinse et du Layens recouvrent presque à plat le Trias écaillé et sub-vertical du « Bassin » de Bedous-Aydius. Vers l'Est, sa flèche s'atténue graduellement à l'approche de la vallée d'Ossau. Vers l'Ouest, on peut en voir le prolongement dans la faille qui borde au Nord le massif d'Igountze. La seconde, sub-verticale aux abords du Col de Louvie, s'infléchit progressivement pour devenir un chevauchement au Nord ou au NW dans le massif du Cinq Monts. Les failles du Col de Bergout et du Col de Louvie se relaient à la hauteur de la Plaine d'Ibech, dans la haute vallée de Lassourde.

Au Sud, ce sont les failles du Col d'Iseye et des Eaux Bonnes. La première est un accident très plat à l'Ouest, en bordure sud du massif basque d'Igountze où se développe le chevauchement de Sainte Engrace auquel se rattache la klippe de Lacoura. Vers l'Est, à l'approche de la vallée d'Aspe, elle se redresse graduellement, permettant au Trias ophitique du Bassin de Bedous de recouvrir à 45° le flysch néocrétacé des Montagnes de Oueillaris et d'Arapoup. Mais plus à l'Est, à la hauteur de la vallée d'Ossau, elle s'aplatit de nouveau pour occuper l'axe du synclinal couché affectant les formations néocrétacées des Eaux Chaudes. Puis, elle s'amortit progressivement sur les pentes méridionales des Arcizettes tout en conservant sa position dans l'axe synclinal. Elle se trouve alors relayée par la faille plus septentrionale des Eaux Bonnes, accident fortement incliné au Nord dans la vallée du Valentin, nettement chevauchant vers le Sud à la hauteur de Gourette et du Gabizos et dont on peut rechercher l'écho dans la zone de racine de la nappe plus orientale de Gavarnie. Vers l'Ouest, la faille des Eaux Bonnes s'infléchit vers le Sud pour s'amortir à plat dans les pentes méridionales du Pic de Bouerzy.

- les failles transverses, sub-méridiennes, NW-SE ou NE-SW

Entre les accidents directionnels précédemment décrits se développe, dans les reliefs séparant les vallées d'Aspe et d'Ossau, une série de failles de chevauchement transverses, présentant un plongement très général vers l'Ouest, le NW ou le SW et traduisant par conséquent un déversement général des structures vers l'Est, le SE ou le NE. Ainsi se succèdent d'Est en Ouest, les chevauchements du Bouerzy, de Sieste, de Bouren et de Bergout, séparant les

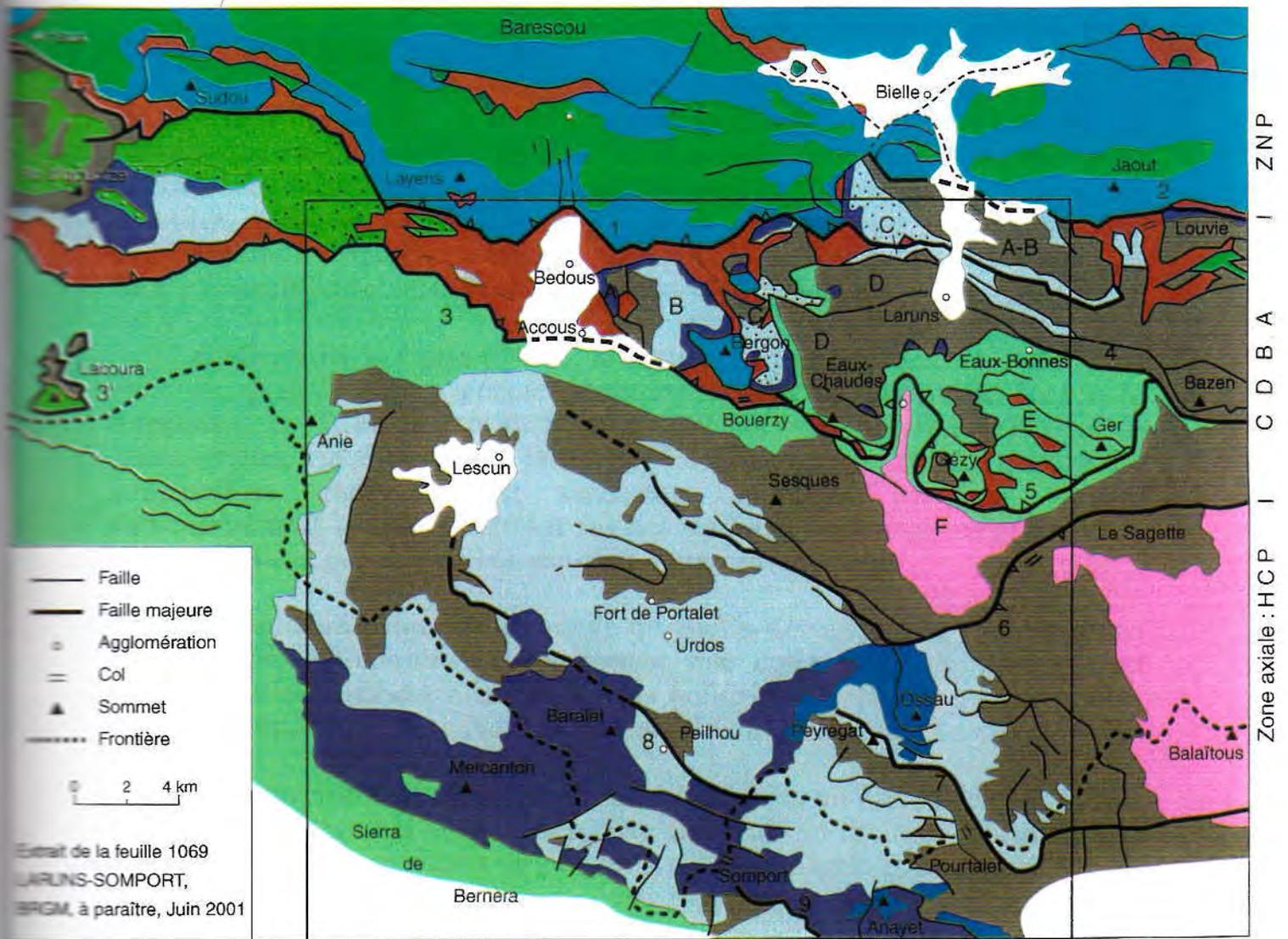


Figure 8 - Schéma structural

Feuille LARUNS-SOMPORT

LÉGENDE

- Quaternaire
- Crétacé supérieur
- Poudingue de Mendibelza
- Albo-Aptien
- Jurassique-Crétacé inférieur
- Trias moyen-supérieur, ophites

- Trias inférieur, Permien
- Volcanites permiennees
- Granodiorites des Eaux-Chaudes et de Cauterets occidental
- Carbonifère
- Formation des Cinq Monts
- Dévonien
- Lherzolites

1 : Faille du col de Bergout. 2 : Faille du col de Louvie. 3 : Faille du col d'Iseye. 3' : Chevauchement de Lacoura .
 4 : Faille des Eaux Bonnes. 5 : Chevauchement de Bouerzy-Cézy. 6 : Faille de la Sagette. 7 : Chevauchement de Peyreget. 8 : Faille de Peilhous. 9 : Chevauchement de la Raca.
 A : Compartiment de Ferrières (A-B : La Traillère ouest et est). C : Compartiment Montagne Verte - Usclat - Montagnon d'Iseye. D : Compartiment Laruns - Pic de la Gentiane. E : unités Bouerzy - Arcizettes. F : Antochtone Eaux Chaudes.

blocs des Eaux Chaudes, du Pic de la Gentiane, du Montagnon d'Iseye, de la Traillère Est et de la Traillère Ouest.

Malgré l'intensité de la déformation et l'importance de l'érosion, on constate que les blocs impliqués dans les chevauchements présentent des séries paléozoïques spécifiques et des couvertures post-hercyniennes de plus en plus complètes d'Est en Ouest (figure 9). Nous verrons plus loin qu'on peut considérer qu'il s'agit là d'anciennes bordures de bassins mésozoïques amenées dans leur position actuelle par la transpression pyrénéenne.

A l'Ouest de la vallée d'Aspe, le socle n'est présent que dans l'écaille de Patie ou, plus à l'Ouest encore, dans les massifs du Serrot de Bouch et d'Igountze. Le Trias, largement porté à l'affleurement, présente une série de lames étroites, pincées entre les failles du Col de Bergout et du Col d'Iseye. La structuration transverse est totalement oblitérée par un serrage particulièrement intense s'exerçant sur des matériaux essentiellement argileux, peu résistants et par voie de conséquence fortement mobiles.

La structure actuelle du couloir de Bielle-Accous est le résultat d'une transpression sub-méridienne comportant une composante de coulissement sénestre particulièrement marquée sur les failles-enveloppes en relais des Cols de Bergout et de Louvie au Nord et du Col d'Iseye et des Eaux Bonnes au Sud.

Ce mouvement de transpression s'est exercé sur un bâti hercynien affecté d'un ennoyage régional vers l'Ouest. On peut trouver là une explication à la torsion vers le Sud des unités de Ferrières, du Cinq Monts et de Laruns-Pic de la Gentiane, ainsi qu'au plongement vers l'Ouest des axes de plis en échelon affectant la couverture nord-pyrénéenne décollée de l'Ourdinse et du Layens. Le développement du chevauchement transverse d'Ossau, induisant le déversement des séries paléozoïques du Cinq Monts sur la couverture mésozoïque du Lauriolle et d'Aran semble plus récent et vraisemblablement lié à un décrochement dextre.

Nous verrons que la chronologie de la déformation au sein du CDBA et à ses abords s'inscrit bien dans la logique du déplacement relatif des plaques Europe et Ibérie au cours du Paléogène.

III - CYCLE HERCYNIEN

1 - Evolution stratigraphique

Les terrains paléozoïques de ce secteur de la Zone Axiale s'étalent du Silurien au carbonifère de faciès Culm. L'analyse stratigraphique montre dès le Devonien moyen l'individualisation de plusieurs compartiments séparés par des accidents longitudinaux repris ensuite d'une part par la tectonique varisque et

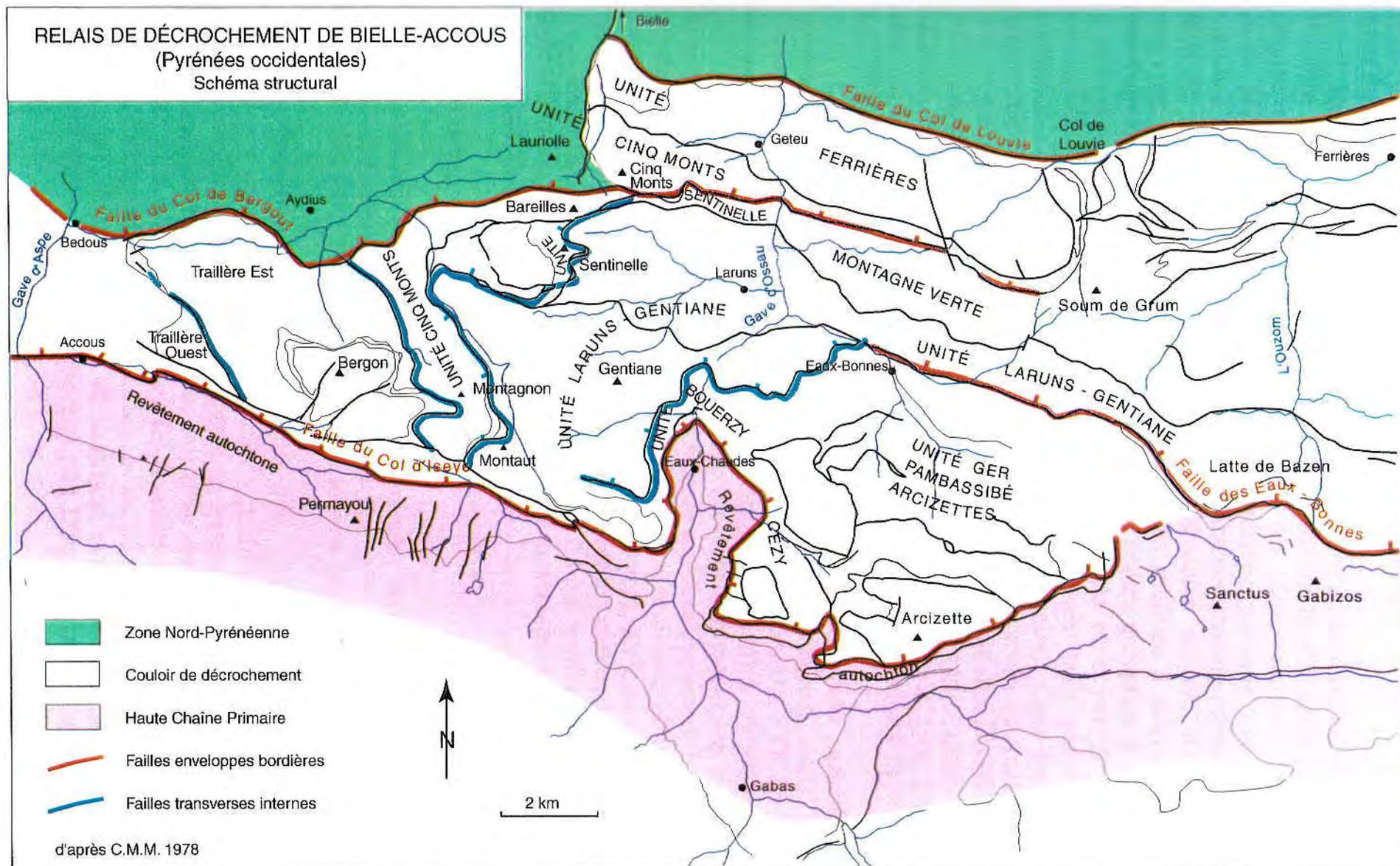


Figure 9 - Schéma structural du chevauchement des eaux-Chaudes. Les différentes unités structurales.

d'autre part par la tectonique alpine (R. Mirouse, 1962 ; Cl. Majesté-Menjoulas, 1979).

Jusqu'au Dévonien moyen, Givétien supérieur, la série est grossièrement la même partout. C'est dans l'unité Laruns Gentiane qu'elle est la plus complète (figure 12). Le silurien est représenté par des pélites siltites et des calcaires noirs péliteux. Au-dessus, le Dévonien inférieur présente une vingtaine de mètres d'alternance pélites-calcschistes puis une centaine de mètres de calcaires plus ou moins massifs ou rubanés. Le Dévonien moyen, d'une épaisseur moyenne de 200 mètres, comporte des pélites sombres à microrhythmes, des intercalations de calcaires zoogènes puis des pélites gréseuses à intercalations grauwackeuses. Le Dévonien supérieur termine la série par, à la base, des calcschistes à tentaculites ou des calcaires rubanés puis par une épaisse formation détritique de type Sia (Gourzy - Sentinelle). Cette succession est voisine de celle formant le substratum des pics Permayou et Anahet où l'on note la présence de la série du pic Lariste, plus proximale que la série de Sia.

Dans l'unité Montagne Verte, au Dévonien supérieur, apparaissent des calcaires massifs devenant progressivement amygdalaires, de type griotte ; ils sont surmontés par des lydiennes, puis par des calcaires noirs et des pélites ardoisières du Carbonifère.

L'unité du Cinq Monts comporte une formation bien caractéristique, considérée comme carbonifère par les auteurs antérieurs mais que des analogies avec des formations datées par ailleurs (Tourmalet - Gavarnie) nous ont amené à attribuer au Dévonien supérieur (Famennien).

L'unité de Ferrières au pic d'Auzu présente une succession assez voisine de celle de l'unité Laruns-Gentiane. On note un développement important des calcaires massifs marmoréens dans le Dévonien inférieur et la présence de Carbonifère de type Culm (schistes et grès à plantes), directement au-dessus de calcaires massifs et de dolomies rousses du Dévonien moyen à supérieur.

Dans l'unité Traillère E le Carbonifère est bien représenté avec lydiennes tourmaysiennes, calcaires noirs massifs du Viséen, schistes ardoisiers et calcaires noirs, en petits bancs, du Namurien.

2 - Evolution paléogéographique

Du Silurien au Dévonien moyen, le secteur constitue un ensemble stable, caractérisé par des dépôts détritiques et quelques formations carbonatées à cachet récifal. On note un approfondissement du bassin vers la fin du Dévonien inférieur.

Le Dévonien moyen, plus diversifié, accentue cette tendance avec l'apparition de dépôts flyschoides profonds. Au point de vue paléogéographique se dessine un bassin en extension avec des dépôts récifaux peu profonds en bordure du bassin de l'Ebre émergé et des dépôts détritiques de plus en plus profonds vers le NE (Lariste en haute vallée d'Aspe, Cinq Monts, Montagnon) et de type Sia à la Sentinelle et au Gourzy. Cette interprétation : bassin dévonien en extension avec peu de failles normales est par certains auteurs remise en question : au Dévonien moyen et supérieur cette

SUD

NORD

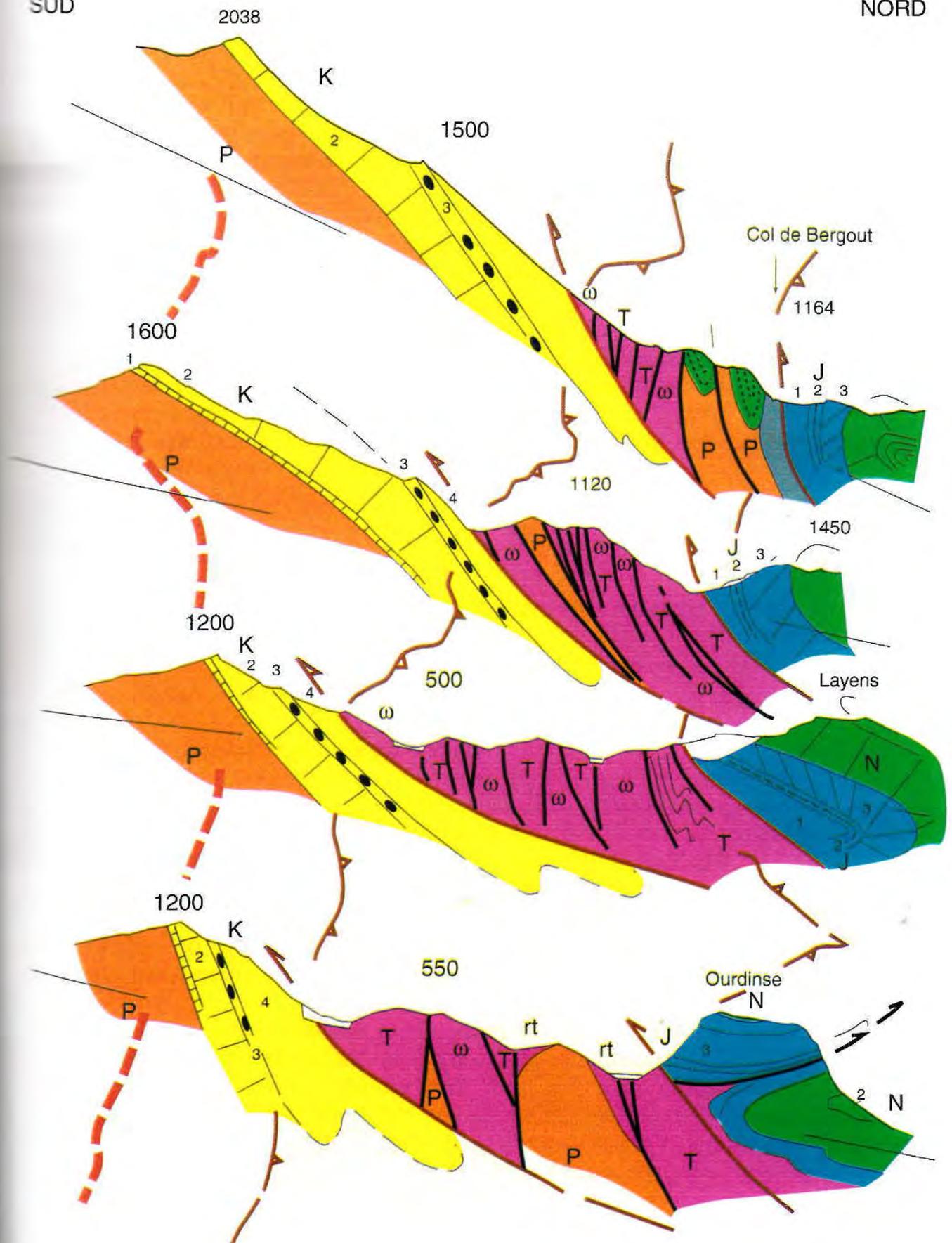


Figure 10 - Coupes structurales à travers le CDDBA à l'Ouest de la vallée d'Aspe.

P : Paléozoïque ; T : Trias (ω : ophite) ; J : Jurassique (1 : Lias calcaire, 2 : Lias marneux, 3 : Dogger dolomitique) ; N : Crétacé inférieur (1 : calcaire, 2 : marneux) ; K : Crétacé supérieur (1 : Cénomaniens, 2 : Turonien-Coniacien, 3 : Santonien, 4 : Campanien-Maastrichtien)

partie de la Haute Chaîne serait un bassin d'avant pays non pas en extension mais en compression. Dans l'interprétation d'une extension méso à fini dévonienne, le Carbonifère voit le processus s'arrêter avec des dépôts relativement homogènes sur tout le secteur. Le bassin se referme ensuite au Namuro-Westphalien avec les dépôts en compression d'abord calcaréo-détritiques puis franchement détritiques, diachrones tout le long de la chaîne, du Culm.

L'histoire hercynienne est surtout marquée par l'évolution des failles normales qui réglèrent la sédimentation durant le Dévonien en failles inverses et en chevauchements de grande ampleur (sans doute plusieurs dizaines de kilomètres). Cette tectonique tangentielle précoce a précédé la phase de compression maximale varisque, responsable de l'apparition de la schistosité majeure. Il en résulte une grande complexité de certaines structures (secteurs de Cinq Monts - Montagnon - Sentinelle ; Pic de la Sagette ; Pic Lespetouse - Sesque ; bassin d'Urdos).

Cette partie de la chaîne est par la suite profondément marquée par l'orogénèse alpine des Pyrénées.

IV - CYCLE ALPIN

Il englobe l'ensemble des événements survenus après l'orogénèse hercynienne du Carbonifère supérieur.

A - Faciès et environnements

1 - Trias (épaisseur globale inconnue)

Il débute par des poudingues quartzeux mûres auxquels font suite des grès et des silts lie-de-vin ou violacés (20 à 150 m). Discordantes sur leur substrat paléozoïque d'âge dévonien dans le massif des Cinq Monts ou carbonifère dans celui du Bois de la Traillère, ces assises rapportées au Trias (Lucas, 1985) caractérisent une sédimentation fluviale (cônes de piedmont, réseaux en tresse et méandrique) dans un bassin dit "molassique", intramontagneux (figure 12).

Suivent des calcaires et dolomies de teinte grise ou brunâtre à débris coquilliers, stromatolithes et brèches de dissolution (jusqu'à 100 mètres) représentant le faciès Muschelkalk. Ces sédiments carbonatés traduisent le développement de la première transgression marine téthysienne mésozoïque dont on sait qu'elle engendra l'installation d'une plate-forme carbonatée recouvrant la totalité du domaine pyrénéen (figure 5).

La série triasique se termine par une accumulation d'argiles gypseuses, versicolores, de faciès Keuper, injectées de nombreuses venues ophitiques, auxquelles s'associent des cargneules chamois. On sait maintenant que ces

SUD

NORD

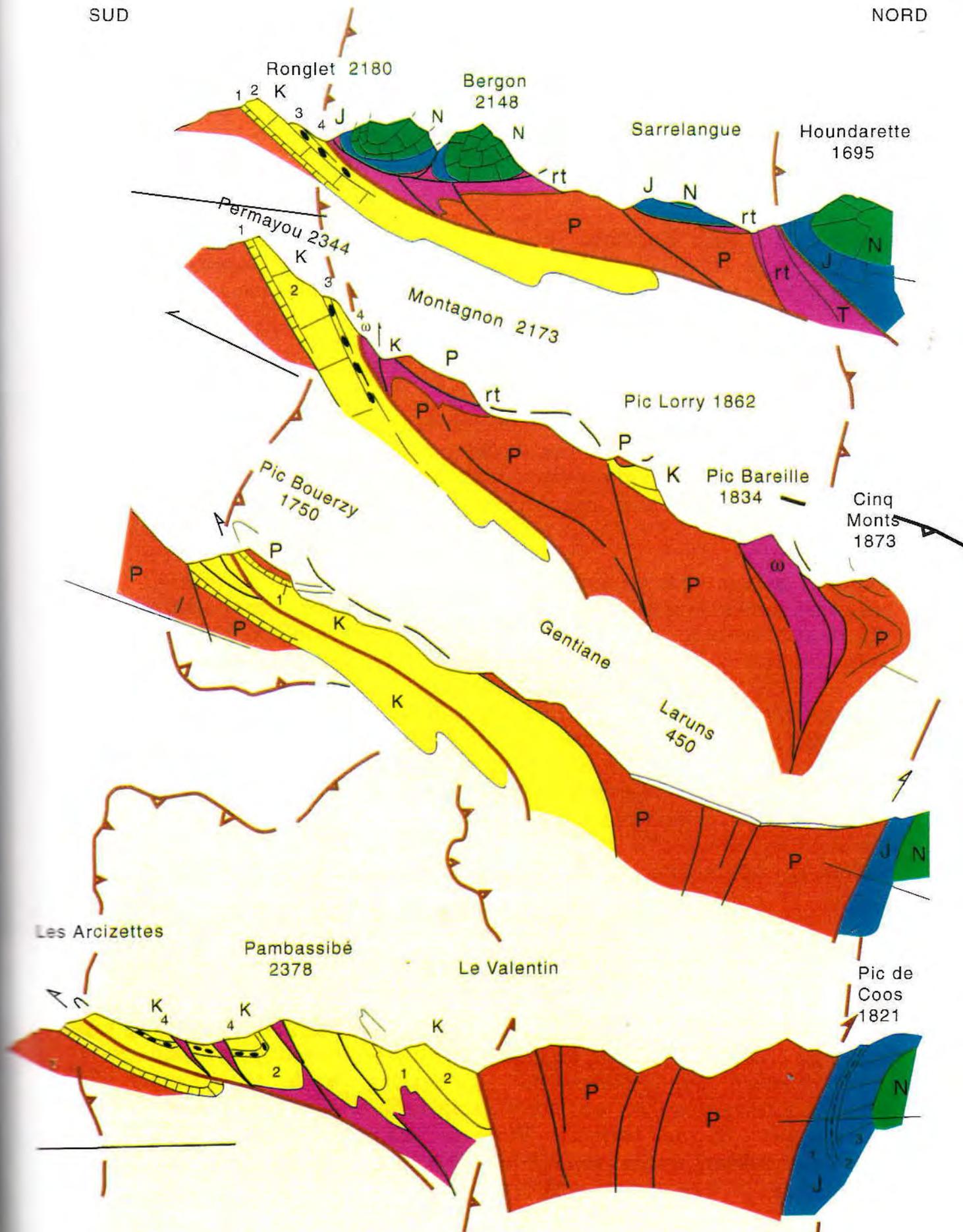


Figure 11 - Coupes structurales à travers le CDBA à l'Est de la vallée d'Aspe.

P : Paléozoïque ; T : Trias (ω : ophite) ; J : Jurassique (1 : Lias calcaire, 2 : Lias marneux, 3 : Dogger dolomitique) ; N : Crétacé inférieur (1 : calcaire, 2 : marneux) ; K : Crétacé supérieur (1 : Cénomaniens, 2 : Turonien-Coniacien, 3 : Santonien, 4 : Campanien-Maastrichtien).

argiles contenaient également des passées salifères disparues par dissolution lors des phases ultérieures de diapirisme (Canérot, 1989). L'ensemble occupait un vaste bassin évaporitique unique dont on connaît des témoins résiduels, conservés de part et d'autre des Pyrénées, dans les bassins d'avant-pays d'Aquitaine et de l'Ebre.

Muschelkalk et Keuper ophitique sont impliqués dans les multiples écaïlles jalonnant les "bassins" de Bedous et d'Aydius. On les retrouve, très étirés, le long des divers accidents directionnels ou transverses du CDBA ici considéré.

2 - *Jurassique* (80 à 300 mètres)

Il débute par des calcaires et dolomies du Lias inférieur et se développe avec des marnes et marno-calcaires à bélemnites et ammonites du Lias moyen, auxquels succèdent des calcaires à microfilaments couvrant l'intervalle du Lias supérieur-terminal au Bajocien, puis des dolomies noires, parfois oolithiques ou pisolithiques du Bathonien (James, 1998).

Cet épisode marque la persistance d'une sédimentation marine zoogène, sur une plate-forme stable, faiblement subsidente, ouverte au Nord, occupant essentiellement la Zone Nord-Pyrénéenne et la partie nord-occidentale de l'actuel CDBA.

L'épaisseur de la série diminue graduellement du NW (Layens) au SE (Bergon et Sarrelangue). Cette évolution est essentiellement liée à l'intensité croissante de l'érosion post-jurassique dans cette même direction. Les mers jurassiques s'étalaient en effet vraisemblablement bien au-delà vers le Sud des limites actuelles des affleurements, sur divers compartiments de la Haute Chaîne. Néanmoins les modifications de faciès et d'épaisseur, perceptibles notamment au sein du Lias et du Dogger, peuvent être interprétées comme des "effets de bordure" des aires de dépôt correspondantes.

3 - *Crétacé inférieur* (50 à 500 mètres)

En l'absence (par érosion) du Malm, les dolomies noires du Dogger sont très généralement surmontées par des calcaires de faciès urgonien (couches grises, massives, riches en toucasies et orbitolines puis en mélobésiées du faciès de Vimport) et d'âge gargasien à clansayésien, par l'intermédiaire d'encroûtements bauxitiques discontinus. Cette fois encore la puissance de la série diminue progressivement du NW (Layens) au SE (Bergon et Sarrelangue). Un lambeau de calcaire à orbitolines beige à jaunâtre englobant des pisolithes ferrugineux est même conservé dans le sommet 1787, au Nord du col des Arques.

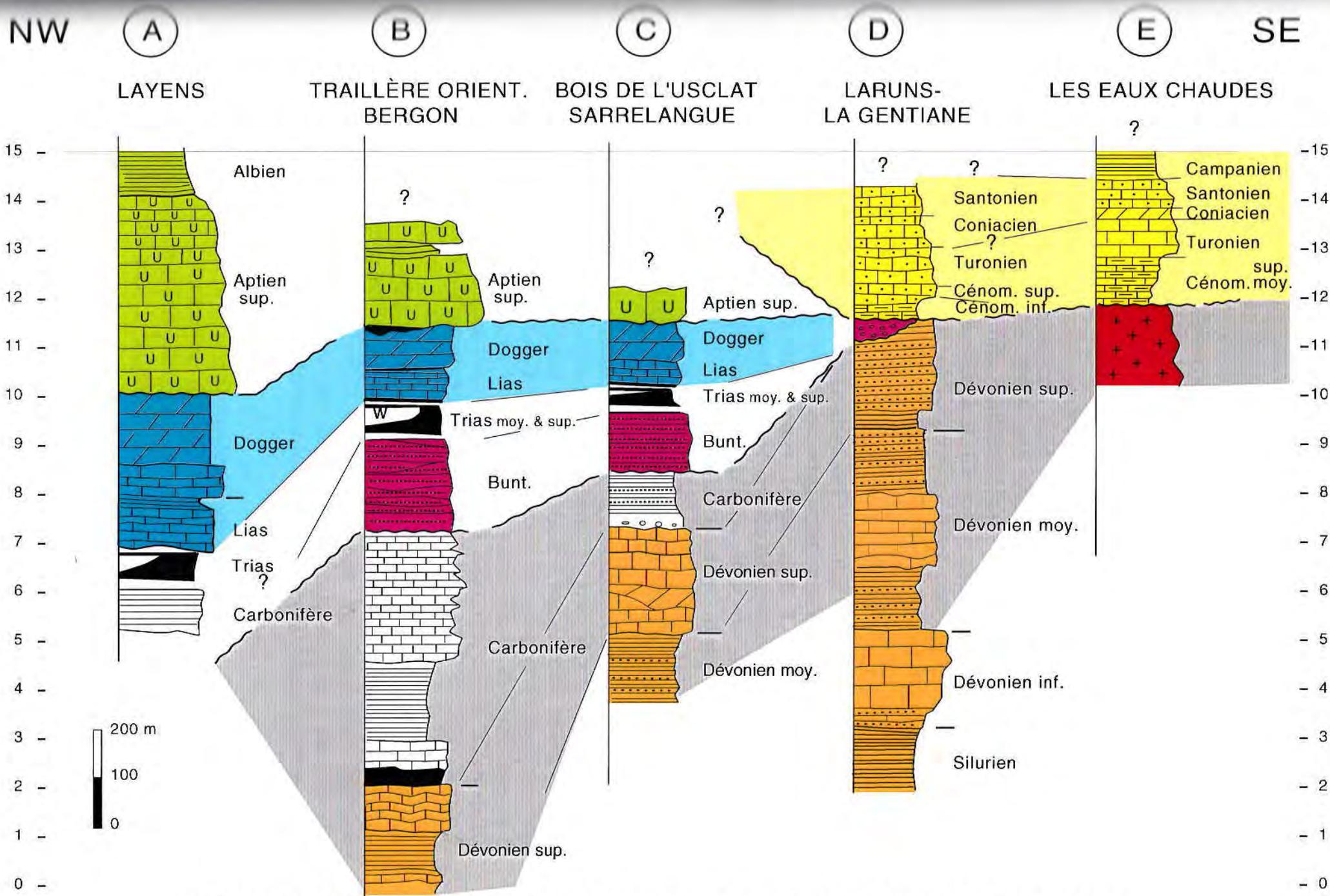


Figure 12 - Schéma de corrélation des séries paléozoïques et mésozoïques affleurant au sein du CDBA.

Les calcaires urgoniens admettent à leur partie supérieure des intercalations de marnes noires à spicules de spongiaires. Ce faciès marneux apparaît dès le Gargasien supérieur dans le chaînon d'Ourdinse-Mailh Massibé et seulement dans le Clansayésien dans le Pic de Bergon. Il s'impose dès l'Albien sur l'ensemble des chaînons nord-pyrénéens du Layens et d'Ourdinse-Mailh Massibé.

Les encroûtements bauxitiques signent une longue période d'émersion-érosion intéressant l'ensemble du secteur d'étude. La sédimentation urgonienne, amorcée dès le Néocomien dans les secteurs nord-pyrénéens plus septentrionaux, n'atteint le CDBA qu'à l'Aptien supérieur. A la fin du Crétacé inférieur, la vaste plate-forme carbonatée ainsi engendrée, laisse la place à un bassin marneux fortement subsident. Ce bassin n'intéresse que la partie nord occidentale du couloir de décrochement. Mais cette fois encore, la limite méridionale de l'aire de sédimentation correspondante est impossible à tracer en raison d'une érosion plus récente.

Aux abords du Pic de Lauriolle, l'ensemble de la série Jurassique et éocrétacée précédemment décrite est remplacée brutalement par une puissante accumulation de brèches interprétées (Canérot et Lenoble, 1993) comme brèches de collapse liées au diapirisme crétacé des évaporites triasiques. Cette même formation bréchique est conservée au droit du diapir transverse de Bedous, sur le versant méridional de la Montagne de Layens.

4 - Crétacé supérieur (jusqu'à 500 mètres conservés)

Les sédiments néocrétacés ne sont représentés qu'au Sud et au SE des chaînons comportant la série jurassico-crétacée précédemment décrite. Ils apparaissent ainsi sur le rebord nord de la Haute Chaîne, entre le Pic d'Anie à l'Ouest et le massif du Ger à l'Est, ainsi que dans les compartiments transverses plus septentrionaux des Eaux Chaudes et de Laruns-Pic de la Gentianne où ils recouvrent en discordance divers terrains du Dévonien ou du Carbonifère, voire du Permo-Trias (Ternet, 1965).

La série la plus complète comporte deux termes: l'un, inférieur, carbonaté, correspond à la formation des "Calcaires des Canyons". Il s'échelonne du Cénomaniens au Santonien, voire au Campanien inférieur; l'autre, supérieur, représenté par le complexe schisto-gréseux du "flysch à orbitoïdes", intéresse essentiellement le Campanien et le Maastrichtien (figure 12).

Dans le détail, la série carbonatée débute par des calcaires bioclastiques à préalvéolines du Cénomaniens moyen. Au-dessus apparaissent des calcaires à grain fin, riches en lagénidés et radiolaires du Turonien, suivis de dolomies et calcaires dolomitiques à hippurites du Coniacien, puis de calcaires fins à

lacazines et accidents siliceux du Santonien. Le dernier terme calcaire est représenté par des micrites à pithonelles du Campanien inférieur.

Cette succession-type est surtout présente sur le rebord de la Haute Chaîne. Plus au Nord, le flysch à orbitoïdes n'est généralement pas conservé. Il est à noter que dans le secteur septentrional du Pic de Lorry, la série néocrétacée débute par des calcaires gréseux à Orbitolines du Cénomane inférieur.

Les calcaires des Canyons se sont déposés sur une plate-forme relativement stable, très largement étendue puisqu'elle couvrait l'ensemble du domaine pyrénéen, au moins dans sa partie occidentale et centrale. Cette relative stabilité est rompue au cours du Campanien par mise en place du bassin subsident du flysch à orbitoïdes (figure 5).

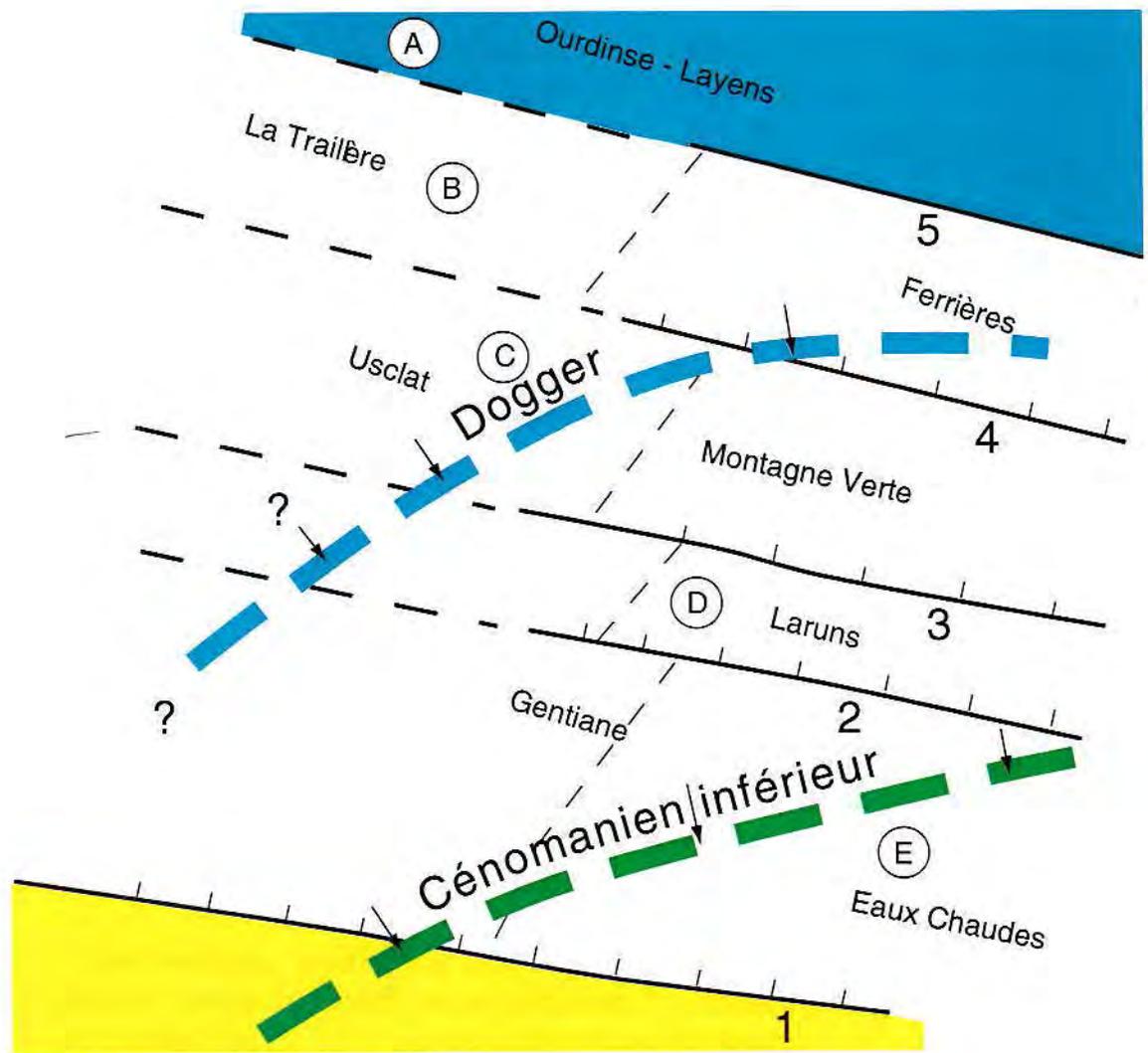
En l'absence de dépôts, il apparaît difficile de préciser dans le détail l'évolution paléogéographique plus récente de la zone visitée du CDBA. Si l'on tient compte de la nature et de l'organisation des séries cénozoïques qui, en Pays Basque, surmontent le flysch maastrichtien à orbitoïdes, on peut considérer que la sédimentation marine a probablement persisté dans notre région jusqu'à la fin de l'Eocène, voire l'Oligocène, période de surrection définitive de l'orogène pyrénéen.

B - Structuration et dynamique des plaques

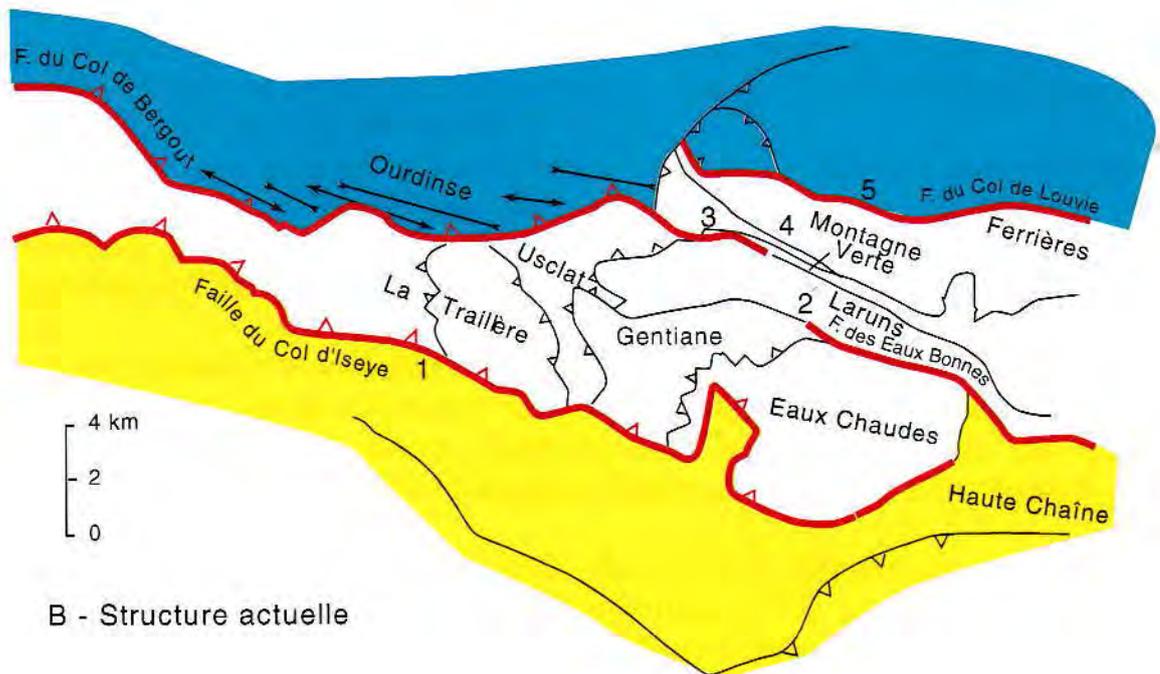
Les bassins triasiques ouest-pyrénéens se seraient, d'après Lucas (1965), mis en place en relation avec un déplacement relatif vers le SE de l'Ibérie par rapport à l'Europe, la plaque ibérique étant décalée d'au moins 400 km vers le NW par rapport à sa position actuelle (Dercourt *et al.*, 2000). Le secteur étudié ne fournit, en raison de ses complications tectoniques aucun élément permettant de confirmer ou d'infirmer cette interprétation palinspastique.

L'évolution des faciès jurassiques s'effectue d'une manière très uniforme sur l'ensemble du secteur d'étude. On note en particulier que le Dogger du Pic de Bergon et de l'Usclat offre de grandes affinités avec celui, voisin et plus septentrional, des chaînons de l'Ourdinse et du Layens. Les calcaires à filaments et les dolomies noires qui le caractérisent sont en revanche très différents des calcaires d'Aussurucq à ammonites, déposés contemporanément plus à l'Ouest, en Pays Basque. En l'absence de décalage facial significatif, tout déplacement jurassique sénestre W-E important au droit d'une paléofaille du Col de Bergout semble à exclure (figure 13).

Les paléogéographies crétacées indiquent des bordures obliques de bassins pouvant être matérialisées par des failles normales à regard NW, avec élargissement graduel des aires de dépôt du NW au SE. Le secteur étudié se



A - Situation au Crétacé supérieur



B - Structure actuelle

Figure 13 - Cartes palinspatiques (Crétacé supérieur) et structurale (Actuel) du CDBA

situe alors sur la « marge continentale » ibérique des Pyrénées, nouvellement élaborée au Sud du fossé flysch axial de Tardets-Mauléon. Les morphologies des cuvettes successives, leur ouverture et leur élargissement semblent compatibles avec des coulissages sénestres NW-SE à W-E généralement proposés pour expliquer les mouvements relatifs de l'Ibérie par rapport à l'Europe au cours de cette période crétacée (Olivet, 1996). Néanmoins l'ampleur de ces coulissages demeure faible, atteignant au plus quelques kilomètres, comme le montrent par exemple les grandes analogies relevées au sein des séries néocrétacées situées de part et d'autre des failles-enveloppes du Col d'Iseye et des Eaux Bonnes (figure 13).

Ainsi, il apparaît que les paléogéographies jurassiques et crétacées établies au droit du CDBA ne permettent pas d'expliquer le décalage de plusieurs centaines de kilomètres existant pendant ces périodes mésozoïques entre les plaques Europe et Ibérie (Dercourt et al. 2000).

La nature et l'organisation spatio-temporelle des dépôts mésozoïques sont par ailleurs compatibles avec une évolution régionale en distension, jusqu'à la fin du Crétacé. Le développement très général du diapirisme, illustré ici par la structure du Lauriolle où les marnes albiennes à spicules sont englobées dans les brèches de collapse, traduit cette même tendance géodynamique.

Les serrages pyrénéens affectant l'ensemble des terrains primaires et secondaires jusqu'au flysch maastrichtien à orbitoïdes se marquent par deux groupes essentiels de structures plicatives ou cassantes :

- des grandes ondulations W-E, anticlinaux et synclinaux faillés, bien représentés dans la Zone Nord-Pyrénéenne au Nord du CDBA (plis-failles de Sarrance et de Bielle-Lurbe), failles de chevauchement en relais telles celles des cols de Bergout et de Louvie ou des Eaux Bonnes et du col d'Iseye, enveloppant le couloir de décrochement, accidents chevauchants affectant plus au Sud le bâti de la Haute Chaîne ;
- des structures obliques, plus serrées, disposées en échelon dans les plis de couverture à axe NW-SE des chaînons nord-pyrénéens du Layens et de l'Ourdinse ou dans les accidents chevauchants transverses du tréfonds, parcourant le CDBA entre les vallées d'Aspe et d'Ossau.

Les premières traduisent une compression régionale N-S. Les secondes s'expliquent en faisant intervenir une composante décrochante sénestre WSW-ENE. Les unes et les autres illustrent bien le rapprochement des plaques Europe et Ibérie au cours du Paléogène (Dercourt et al. 2000 et figure 6).

La torsion observée au droit du couloir décrochant pourrait être accentuée (Mirouse, 1966; Majesté-Menjoulas, 1979) par l'exhaussement du môle granitique rigide des Eaux Chaudes durant cette période de structuration

pyrénéenne. Elle traduirait également le rejeu inversé des anciennes failles normales bordant les aires de dépôt mésozoïques.

Le chevauchement transverse d'Ossau conduisant à la superposition du bâti paléozoïque de l'Unité de Ferrières-Cinq Monts sur sa couverture post hercynienne écaillée aux abords de Bielle (Canérot et Lenoble, 1993) illustrerait quant à lui un décrochement dextre local, à mettre en relation avec le déplacement pyrénéen tardif de l'Ibérie vers le NW par rapport à l'Europe (Dercourt *et al.* 2000 et figure 6). Ces réajustements sont fréquemment accompagnés de fracturations transverses, sub-méridiennes, particulièrement développées le long des vallées d'Aspe (Richert, 1967) et d'Ossau.

La période post-pyrénéenne du cycle alpin est marquée par l'accélération de la transpression et le rajeunissement des reliefs accompagnant la subduction continentale oblique de l'Ibérie sous l'Europe. Cette évolution conduit à l'élimination par érosion d'une grande partie des matériaux impliqués dans le CDBA, accentuant ainsi les difficultés d'interprétation palinspastique à l'articulation entre Haute Chaîne et Zone Nord-Pyrénéenne.

La brève présentation du Cycle alpin des Pyrénées à la hauteur du CDBA montre une évolution conforme au schéma proposé par Dercourt *et al.* (2000) pour la période cénozoïque de rapprochement Europe/Ibérie. Les paléogéographies mésozoïques locales ne paraissent en revanche pas compatibles avec un nécessaire décalage vers l'Ouest, de plusieurs centaines de kilomètres, de l'Ibérie par rapport à l'Europe. Ce décalage doit à notre sens être recherché non dans une hypothétique Faille Nord-Pyrénéenne unique, impossible à matérialiser sur le terrain dans le CDBA, mais au contraire dans une large zone de décrochement englobant, outre les Pyrénées, le vaste domaine qui, s'étend du Massif Central à la Meseta Ibérique. Ce domaine peut en effet, à l'image du CDBA, être considéré comme composé d'une mosaïque de blocs crustaux particulièrement mobiles, notamment dans les zones de fragilité crustale de la chaîne ibérique et du bassin de Parentis.

Une telle interprétation conduit à réfuter la notion de plaque rigide limitée par des zones bordières étroites et mobiles souvent utilisée pour caractériser l'Ibérie. Dans cette acception, la Faille Nord-Pyrénéenne correspondrait à une zone d'accidents en relais traduisant essentiellement une forte compression sub-méridienne en relation avec la subduction de la plaque Ibérique sous la plaque européenne durant le Cénozoïque.

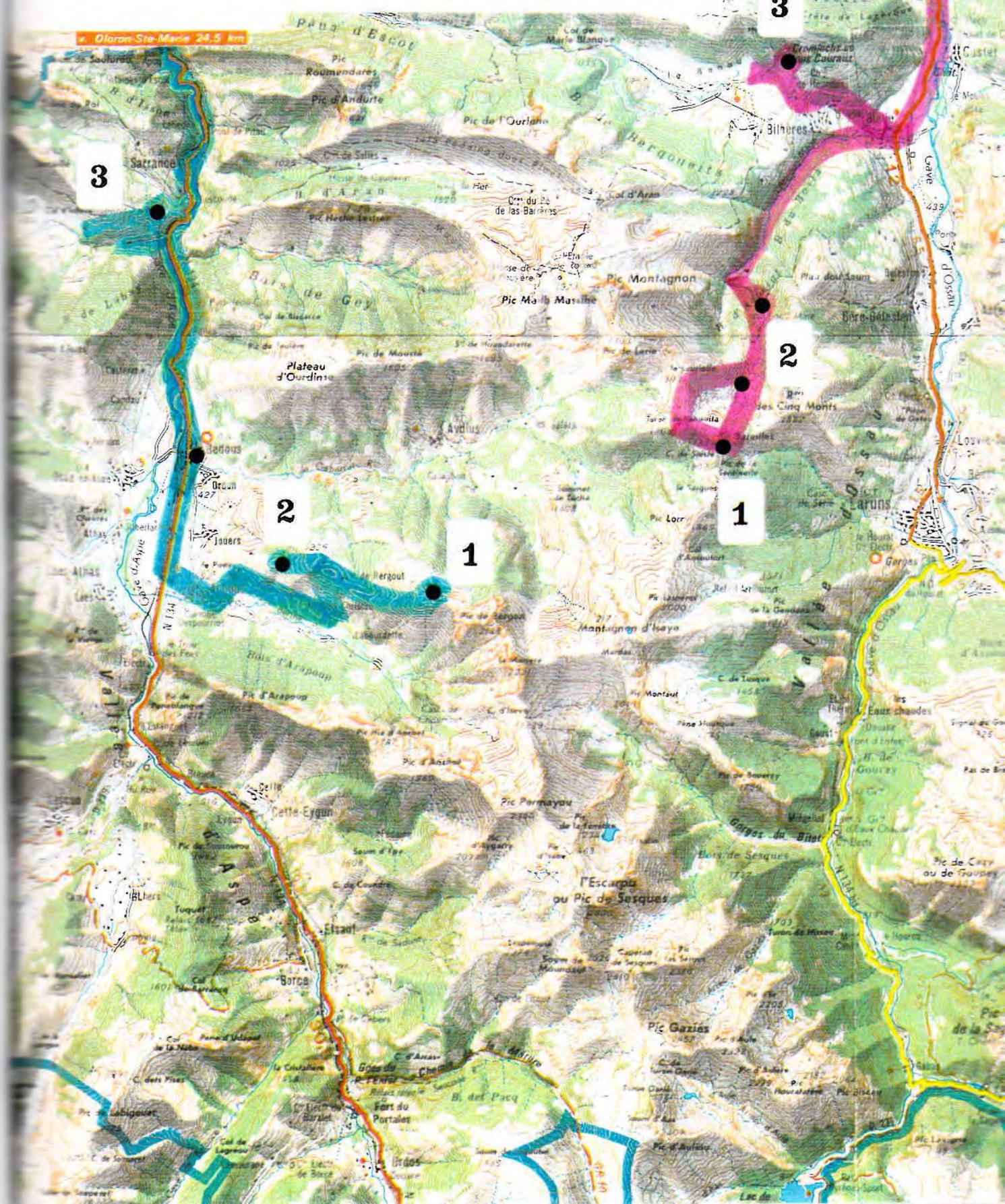
Figure 14 : ITINÉRAIRES

en rose : Samedi 29 septembre

en bleu : Dimanche 30 septembre

Les points indiquent les arrêts

Les numéros renvoient aux arrêts avec commentaires géologiques.



B - DESCRIPTION DES ARRETS

L'itinéraire de l'excursion (figure 14) comporte un nombre réduit d'arrêts volontairement consacrés à l'observation attentive des paysages d'Ossau et d'Aspe, englobant les structures impliquées dans le Couloir de Décrochement de Bielle-Accous.

Samedi 29 Septembre 2001

1 - Pic Bareilles (1834 m)

Ce sommet ophitique est situé au coeur du CDBA. Il offre ainsi un panorama circulaire intéressant non seulement les diverses unités composant le couloir décrochant mais aussi celles qui se pressent au Nord, dans la Zone Nord-Pyrénéenne des Chaînon Béarnais et au Sud, dans la Haute Chaîne Primaire.

- vue vers le Nord (figure 15)

A l'Ouest de la vallée de Lassourde apparaît le chaînon du Lauriolle (1858m) armé par la puissante formation de brèches élaborées par collapse lors de la mise en place d'une structure diapirique à la fin du Crétacé inférieur (voir arrêt n° 2). Vers l'Ouest se développe la crête armée par les calcaires urgoniens du Pic de Larie (ou de Larje) qui remplacent ici brusquement les brèches diapiriques. En allant vers le Sud, à partir de ce dernier sommet, se dresse la crête sub-méridienne culminant au point 1787. Ce dernier est formé de calcaires clansayésiens recouvrant les dolomies du Dogger par l'intermédiaire d'une croûte bauxitique. Au dessous de ces dolomies affleurent les calcaires à filaments du Lias supérieur-Bajocien supportés par des marnes et des calcaires du Lias. L'ensemble jurassique et éocétacé forme une écaille synclinale pincée entre deux branches de la faille-enveloppe du Col de Bergout. Celle-ci court vers l'Est à travers la dépression triasique d'Ibech, pour rejoindre la faille du Cinq Monts et file vers l'Ouest, au pied des chaînon nord-pyrénéens d'Ourdinse et du Layens.

A la hauteur de la vallée de Lassourde, les brèches du Lauriolle sont chevauchées par les grès et conglomérats permo-triasiques lie-de-vin de la cabane d'Ibech. Ces derniers enveloppent en série inverse les lames dévono-carbonifères, schisto-gréseuses ou calcaires, du Cinq-Monts (1882 m) et de Ferrières - Pic de Gerbe dont la structure très complexe traduit en réalité un premier déversement vers le Sud, sur le Trias ophitique de Bareilles et le Paléozoïque de l'unité de la Montagne Verte, suivi d'un deuxième déversement

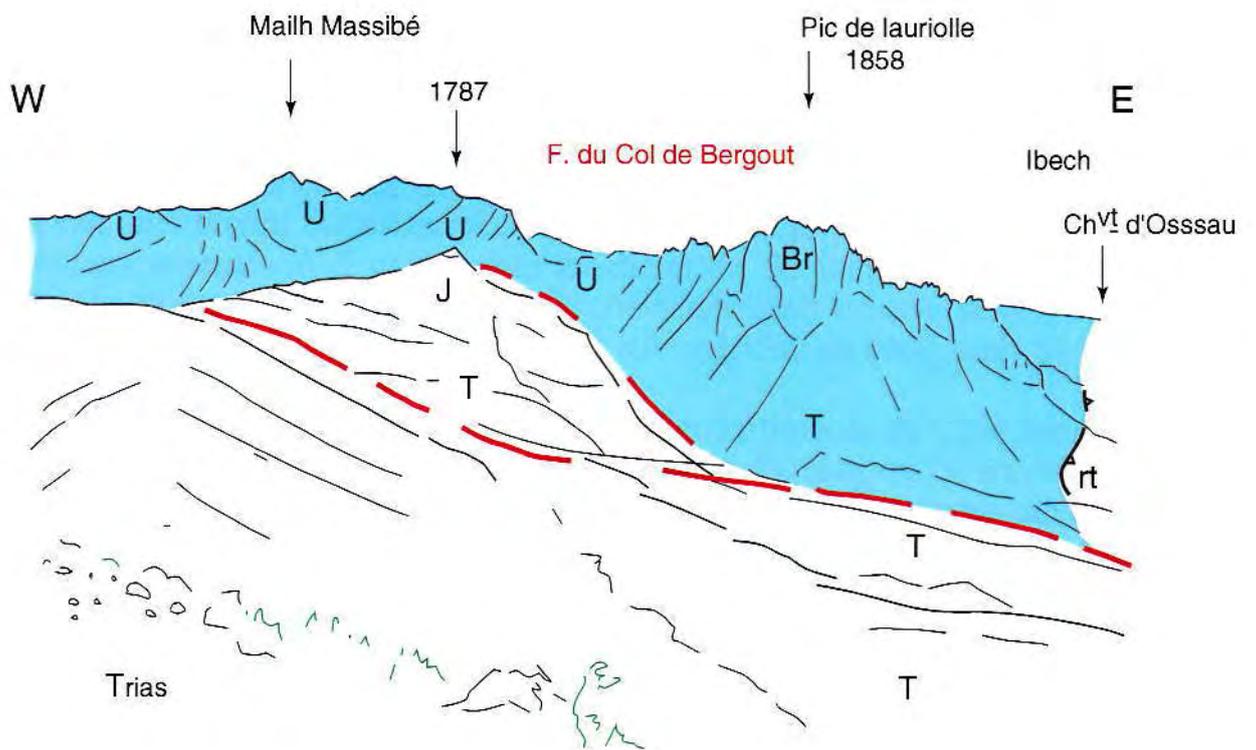


Figure 15 - Le Pic de Lauriolle et le Mailh Massibé vus du Pic Bareilles.

plus tardif, cette fois vers le NW, sur la couverture écaillée nord-pyrénéenne du Pla dou Soum (voir arrêt 3). Ainsi apparaît, relayant l'accident du Col de Bergout, la faille-enveloppe du Col de Louvie que l'on suit vers l'Est sur plusieurs dizaines de kilomètres, au-delà des vallées de l'Ouzoum et du Gave de Pau.

Vers le Nord, la trouée de Lassourde montre les chaînons nord-pyrénéens de Sarrance-Col d'Aran et du Mailh Arrouy-crête de Lazerque. Ce sont des anticlinaux faillés, armés par les dolomies jurassiques et les calcaires urgoniens, orientés W-E et déversés en direction du Sud. Cette géométrie est toutefois profondément affectée par le chevauchement transverse d'Ossau dont on devine le tracé dans l'axe de la vallée sub-méridienne (voir arrêt 3).

A l'Est de la vallée de Lassourde, les compartiments du Cinq Monts et de Ferrières se poursuivent en direction de la vallée d'Ossau qu'ils traversent à la hauteur de Geteu, en lames sub-verticales de calcaires et schistes dévoliens et carbonifères, pincées entre la couverture mésozoïque nord-pyrénéenne décollée sur le Trias au Nord et le compartiment de la Montagne Verte et de la Sentinelle, maintenant bien développé au Sud, dans le secteur de Béost et plus à l'Est, aux environs du Col d'Aubisque.

- *Vue vers l'Ouest (figure 6)*

Les chaînons de l'Ourdinse et du Layens barrent l'horizon au Nord. La faille-enveloppe du Col de Bergout y sépare la couverture plissée occupant ces sommets nord-pyrénéens du complexe triasique écaillé d'Aydius et de Bedous. Plus à l'Ouest apparaissent les reliefs du Serrot de Bouch et d'Igountze, armés par des calcaires, des grès, des schistes et des quartzites paléozoïques et leur revêtement de conglomérats permo-triasiques et crétacés (poudingues de Mendibelza). Vers le Sud, le Trias écaillé de Bedous, localement percé par une lame carbonifère, chevauche largement les calcaires des canyons et le flysch à orbitoïdes composant la couverture néocrétacée du bâti paléozoïque de la Haute Chaîne dans les crêtes de Oueillarisse (1979m) et du Pic d'Anie (2504m) le long de la faille-enveloppe du Col d'Iseye, accident dont on devine le tracé aux abords du village de Lees-Athas. Plus au Sud encore, la crête frontalière franco-espagnole est dominée par les pics des Trois Rois (2421m) et d'Ansabère (2377m) composés de calcaires et de schistes carbonifères recouverts en discordance par les calcaires des Canyons. Toutes ces structures occidentales seront décrites en détail à partir de l'arrêt de Lourtica.

A l'Est et en avant de la dépression de Bedous apparaissent les différentes unités transverses du CDBA. De la vallée d'Aspe, au second plan, jusqu'au Pic Bareilles, au premier plan, se distinguent :

- l'écaille du Bois de la Traillère armée par les pélites et calcaires du Dévonien supérieur auxquels font suite les lydiennes, schistes et calcaires carbonifères. L'ensemble, subdivisé en deux unités dont le détail sera examiné

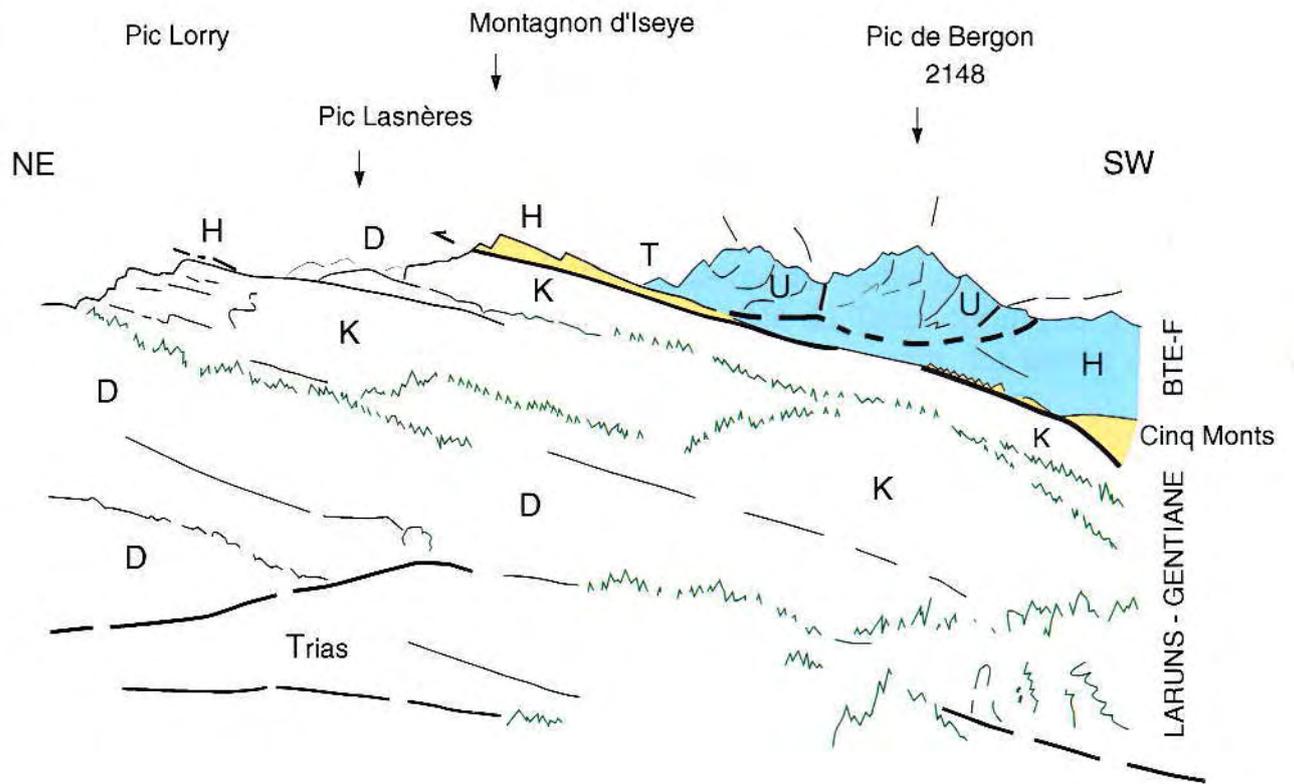


Figure 16 - Le Montagnon d'Iseye et le Pic de Bergon vus du Pic Bareilles.

dans l'arrêt de Bergout, chevauche vers le Sud le Crétacé supérieur de la crête d'Arapoup (1668m) par l'intermédiaire de copeaux de Trias ophitique jalonnant le tracé de la faille-enveloppe du Col d'Iseye. Dans les reliefs du Pic de Bergon (2148m) la couverture jurassique (Lias calcaire et Dogger dolomitique) et éocrétacée (calcaires urgoniens et marnes à spicules) de l'unité de la Traillère Est, décollée et plissée (plis en cascade déversés au Sud) recouvre le revêtement permo-triasique du socle hercynien par l'intermédiaire d'une semelle d'argiles triasiques auxquelles sont associés des copeaux ophitiques. Vers l'Est, l'unité de la Traillère chevauche celle du Montagnon d'Iseye à la faveur de la faille plate de Bouren injectée de Trias ophitique. Par l'âge et la nature des formations paléozoïques qu'elles renferment, les unités du Bois de la Traillère sont à rattacher à celle, nord orientale, de Ferrières.

- l'écaille du Montagnon d'Iseye (2173m) formée de calcaires dévoniens et de schistes et calschistes du Dévonien supérieur chevauchant l'enveloppe néocrétacée de l'unité plus orientale de Laruns - Pic de la Gentiane par l'intermédiaire de la faille de Sieste. Cette dernière, faiblement inclinée à l'Ouest, se suit avec un tracé sub-méridien du Col de Montagnot au Sud au Col d'Arrioutort au Nord, avant de s'infléchir vers le NE pour rejoindre celle du Cinq Monts en passant entre le pic Bareilles et celui plus méridional de la Sentinelle (1802m). L'unité chevauchante du Montagnon d'Iseye se prolonge ainsi vers le Nord dans les écailles des Bois de Sartiat et de l'Usclat où subsiste, au dessus du Permo-Trias gréseux violacé, le lambeau de couverture de Sarrelangue à matériel triasique et Jurassico-crétacé, ainsi que dans la lame du Pic Lorry (1889m), avant de se pincer sous les écailles triasiques de la Plaine d'Ibech, du Turon de Lahouita (1805m) et du Pic Bareilles. Elle a été considérée comme prolongeant au SW, après une violente torsion, l'unité du Cinq Monts.

- *Vue vers le Sud (figures 17 et 18)*

Elle permet d'observer au premier plan les unités les plus orientales du CDBA, celle de Laruns - Pic de la Gentiane et celle des Eaux Chaudes ainsi que leurs relations avec la Haute Chaîne plus méridionale et plus lointaine.

Le compartiment de Laruns et du Pic de la Gentiane est composé de terrains dévoniens et carbonifères s'étalant presque à plat sur le versant occidental de la vallée d'Ossau, dans les pentes des pics de la Gentiane et de la Sentinelle avant de se redresser vers l'Est à la hauteur de la vallée des Eaux Bonnes. Leur couverture néocrétacée est conservée en série normale à l'Ouest, du Pic Montaut (2016m) au Pic de Lorry et en série inverse dans les écailles méridionales du Pic de Bouerzy (1750m). A la hauteur de la vallée d'Ossau, ces terrains paléozoïques chevauchent leur couverture plissée de calcaires néocrétacés par l'intermédiaire de la faille plate du Bouerzy.

L'unité des Eaux Chaudes présente, plus au SE, sur le versant oriental de la vallée d'Ossau, divers lambeaux (Cézy, Gourzy...) de terrains triasiques ou paléozoïques flottant sur des calcaires néocrétacés allochtones, plissés et faillés, eux-mêmes superposés au Crétacé supérieur qui constitue la couverture sédimentaire discordante mais solidaire du substrat granitique des Eaux Chaudes. La faille-enveloppe du Col d'Iseye passe ici au sein des séries néocrétacées. Pratiquement plate au droit de la vallée, elle se redresse à l'approche des Arcizettes (2513m pour la Grande Arcizette) en s'amortissant très graduellement. C'est dans ce secteur oriental que se situe le relais avec la faille-enveloppe plus septentrionale des Eaux Bonnes.

Au-delà vers le Sud de l'Unité des Eaux Chaudes apparaissent des reliefs accusés, modelés dans les séries dévoniennes et carbonifères de la Haute Chaîne. Citons en particulier, d'Ouest en Est, les Pics Permayou (2344m), Lurien (2826m) et Palas (2974m). Une mention spéciale doit être donnée au massif du Balaïtous (3144m) où le granite est directement recouvert par un lambeau de la couverture discordante des calcaires néocrétacés et au Pic du Midi d'Ossau (2884m), résidu de caldeira signant l'épisode volcanique acide si caractéristique de la fin du cycle hercynien des Pyrénées occidentales.

- *Vue vers l'Est (figure 19)*

Le complexe chevauchant des Eaux Chaudes, étalé presque à plat à la hauteur de la vallée d'Ossau, se redresse progressivement aux abords du Pic de Ger (2613m), encore armé d'une imposante masse de calcaires des Canyons, discordants sur le Dévonien. Au-delà de Gourette vers l'Est, les carbonates néocrétacés ne subsistent plus qu'en une lame à plongement nord accusé. Ils disparaissent ensuite aux abords de la Latte de Bazen (2472m) et du Pic de Gabizos (2639m) où le compartiment de Laruns - Pic de la Gentiane chevauche directement la Haute Chaîne. La faille-enveloppe des Eaux Bonnes a ici pris définitivement le relais vers l'Est de celle du Col d'Iseye.

Plus au Nord, les terrains schisto-pélitiques et calcaires du Dévonien appartenant au compartiment du Col d'Aubisque occupent la large dépression centrale séparant les reliefs du Ger-Latte de Bazen au Sud de celui du Soum de Grum (1870m) au Nord. Les plis souples mais aigus y présentent un déversement général vers le Sud. L'unité se reserre graduellement vers l'Ouest, en direction de La Montagne Verte et du Pic de la Sentinelle où, sous nos pieds, elle se pince entre les compartiments du Cinq Monts et de Laruns - Pic de la Gentiane.

Plus au Nord encore apparaissent, dans les reliefs des Pic du Listo (1358m) et d'Auzu (1514m), les séries dévoniennes et carbonifères des unités de Cinq Monts et Ferrières que nous avons repérées dans le Signal de Cinq Monts et à ses abords au début de notre description panoramique. Les couches sont fortement redressées à l'approche de la faille-enveloppe du Col de Louvie,

bien repérable dans cette dépression qui permet une communication rapide entre les vallées d'Ossau et de l'Ouzoum. Les derniers chaînons septentrionaux sont formés par les calcaires et dolomies mésozoïques nord-pyrénéens sub-verticaux, culminant au Pic de Coos (1821m) et à la crête ou Moule de Jaout (2050m).

Au loin, au-delà du Col de Soulor, l'horizon est barré au Nord par les reliefs calcaires ou dolomitiques nord-pyrénéens de l'Estibète et du Soum de Granquet (1881m). Plus au Sud et à droite, dans la Haute Chaîne, se dressent les crêtes aigues du Pic de Navaillo (1666m) et du Pic de Bazès (1804m) composées respectivement de calcaires dévoniens et de carbonates du Crétacé supérieur.

En résumé, le panorama circulaire du Pic Bareilles montre :

- l'orientation N110E des failles-enveloppes qui limitent au Nord et au Sud le couloir de décrochement de Bielle-Accous et leur disposition en relais ;
- l'existence d'accidents transverses au sein du CDBA, très généralement chevauchants en direction de l'Est ou du SE ;
- l'envoyage vers l'Ouest des unités des Eaux Chaudes, de Laruns - Pic de la Gentiane et de la Montagne Verte sous les lames chevauchantes du Pic du Montagnon d'Iseye et du Bois de la Traillère qui prolongent vers le SW, après torsion sénestre W-E, celles de Ferrières et du Cinq Monts ;
- l'organisation des séries de la couverture post-hercynienne propre à chaque unité de socle qui indique l'existence d'une ancienne bordure de bassin ouvert au NW durant le Mésozoïque ;
- et par voie de conséquence l'impossibilité de forts coulissements au droit du CDBA, entre Haute Chaîne méridionale et Zone Nord-Pyrénéenne septentrionale.

2 - Plaine d'Ibech

La dépression d'Ibech est modelée, comme nous l'avons vu dans l'arrêt précédent, dans les formations calcaréo-argileuses et ophitiques du Trias, traversées par la faille-enveloppe du Col de Bergout. Au Nord, sur le versant occidental du vallon sub-méridien de Lassourde, s'observent les relations structurales entre socle hercynien de l'Unité du Cinq Monts, orientale et couverture mésozoïque nord-pyrénéenne du Pic de Lauriolle.

Les schistes dévoniens se superposent ici aux grès et conglomérats lie-de-vin permo-triasiques qui constituent leur revêtement discordant selon une surface d'érosion irrégulière, plongeant de 35° vers l'Est. La disposition inverse des assises discordantes est bien visible dans les affleurements abrupts qui se dressent au Nord et à faible distance de la cabane d'Ibech (figure 20).

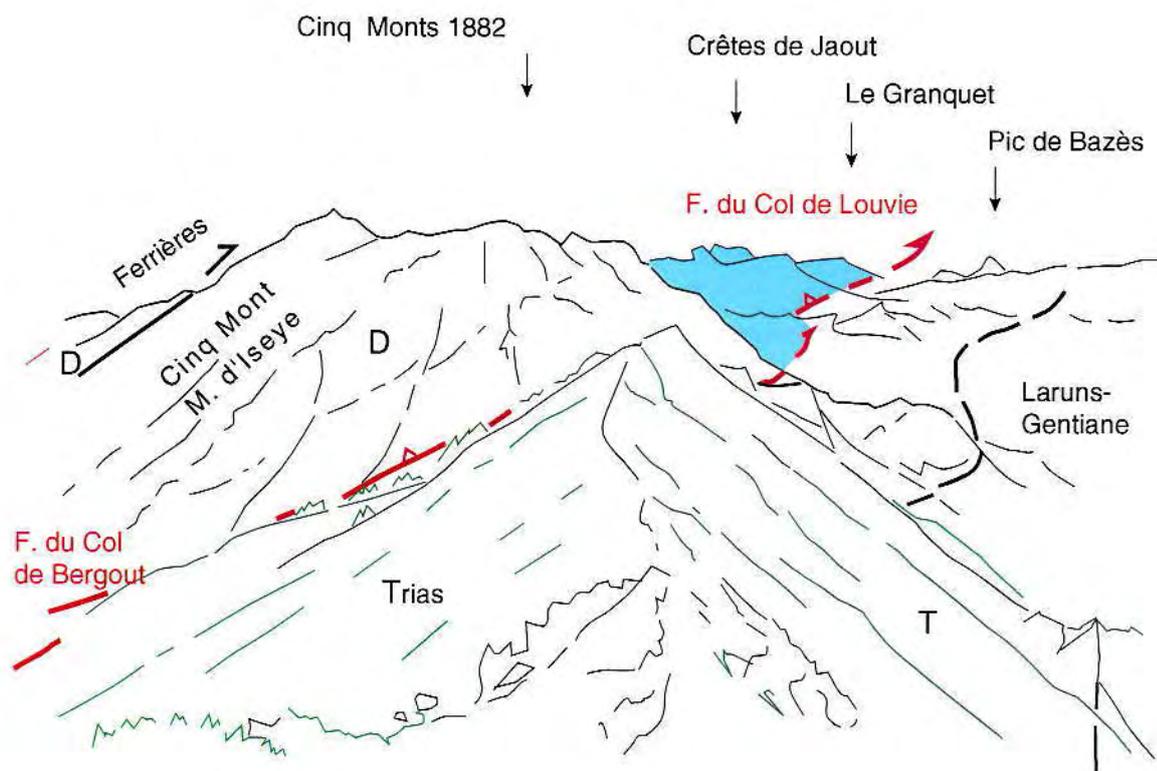


Figure 19 - Le Cinq Monts et la crête de Jaout vus du pic Bareilles.

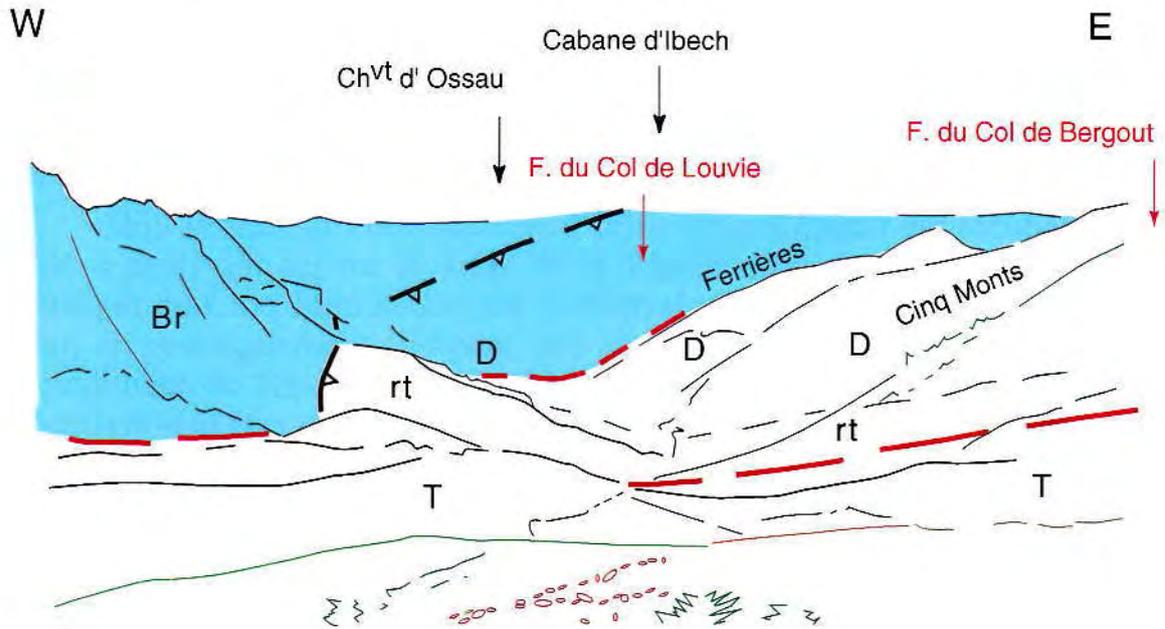


Figure 20 - Plaine d'Ibèch, le chevauchement transverse d'Ossau.

La formation détritique du Permo-Trias recouvre le Trias de la Plaine d'Ibech par l'intermédiaire d'un accident plat que l'on suit aisément sur les pentes occidentales du Signal de Cinq Monts, notamment au droit d'un copeau ophitique. Ses relations avec la puissante accumulation bréchique du Lauriolle sont masquées par des éboulis. Les levés cartographiques montrent qu'il s'agit en réalité d'un important accident sub-méridien enveloppant les unités du Cinq Monts et de Ferrières, chevauchantes vers l'Ouest puis vers le NW. Cette cassure, appelée « chevauchement transverse d'Ossau », se prolonge en direction du Nord puis du NE, traversant ainsi les chaînons nord-pyrénéens du Lauriolle-Mailh Massibé et de Sarrance-Col d'Aran (voir arrêt 3).

Vers le Sud, le chevauchement transverse d'Ossau est incontestablement relié à celui qui sépare le Trias de la Plaine d'Ibech du revêtement permotriasique du Cinq Monts. Son jeu tardi-pyrénéen a précédemment été évoqué. Mais on peut également admettre une activité plus ancienne, contemporaine du mouvement de torsion vers le SW de l'ensemble Ferrières - Cinq Monts - Montagnon d'Iseye et Bois de la Traillère. Son tracé sub-méridien dans la vallée de Lassourde devrait alors logiquement se prolonger vers le SW, à travers le complexe triasique d'Ibech, pour rejoindre le chevauchement des cols d'Arrioutort et du Montagnot.

L'arrêt d'Ibech permet enfin d'observer l'épaisse accumulation bréchique du Pic de Lauriolle. Ces brèches massives, à éléments parfois décamétriques, métamorphisées (cristaux de dipyre), ont été, rappelons-le, interprétées comme liées à l'effondrement en masse de la voûte jurassico-crétacée enveloppant le coeur évaporitique dissous du diapir du Lauriolle. La structure diapirique d'âge albien a été considérée comme étroitement associée au jeu normal de la faille transverse, NE-SW de Lassourde, accident vraisemblablement repris en compression dans le chevauchement transverse d'Ossau.

3 - Plateau du Bénou (figure 21)

Ce dernier arrêt est destiné à montrer dans le paysage le tracé du chevauchement transverse d'Ossau dans sa partie septentrionale. Le panorama, décrit à partir de l'aire de nourrissage des vautours, révèle la structure des deux compartiments de la Zone Nord-Pyrénéenne traversés par cet accident :

- Compartiment occidental

Au Nord du Pic de Lauriolle, les crêtes urgoniennes du Pic de l'Ourlène (1813m) appartenant au flanc nord de l'Anticlinal de Sarrance et du Col d'Aran, s'abaissent progressivement vers l'Est pour disparaître après avoir cependant traversé le vallon boisé de Lassourde, sous le complexe chevauchant du Pla dou Soum (1391m). Les calcaires massifs qui les constituent dessinent une voûte déversée au sud sur les marnes albiennes du synclinal d'Aran.

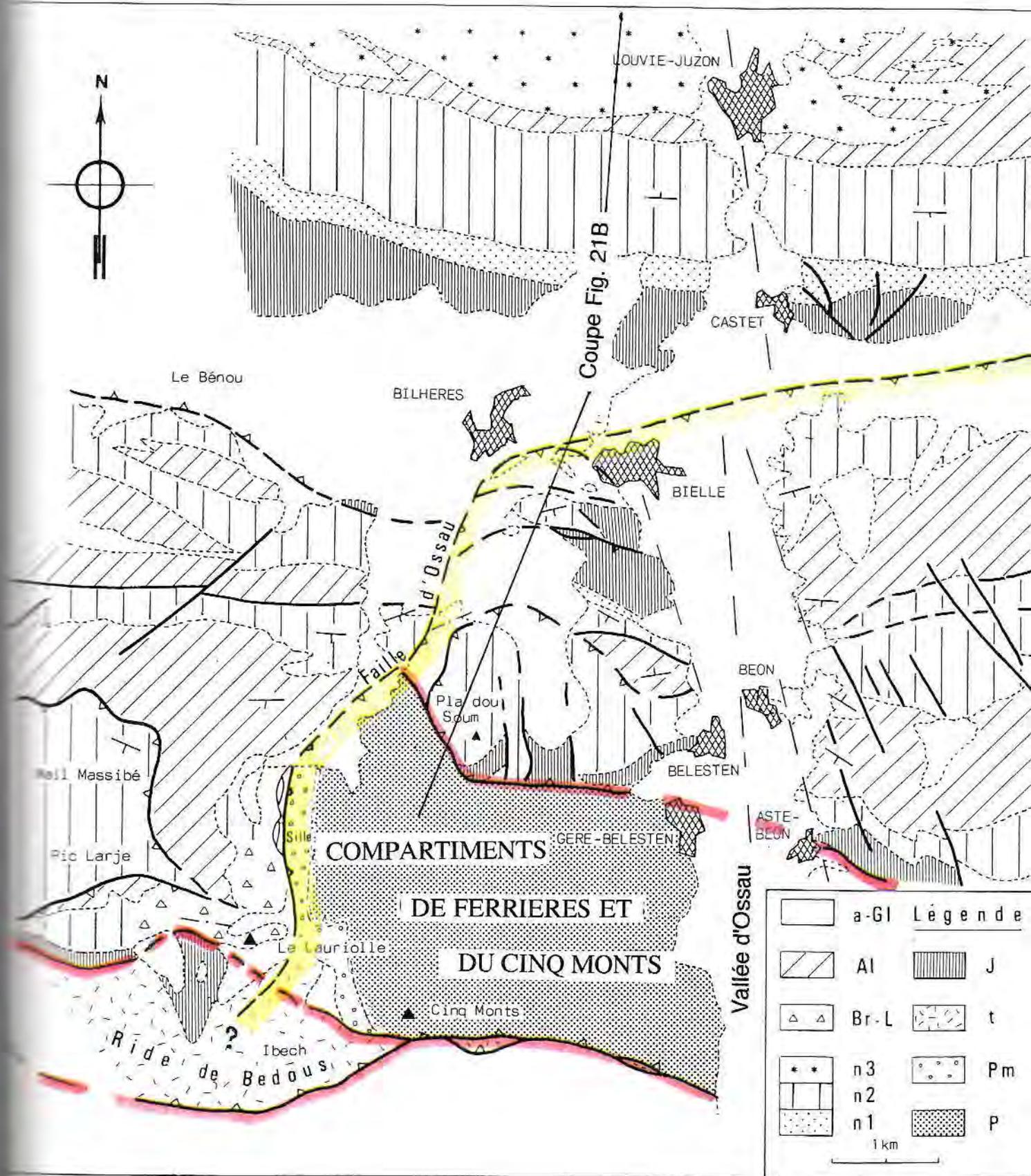


Figure 21A - Le chevauchement transverse d'Ossau. Carte géologique schématique

P : Paléozoïque ; Pm : Permo-Trias ; t : Trias moyen et supérieur ; J : Jurassique ; n : Crétacé inférieur (n1 : Barrémo-Bédoulien ; n2 : Gargasien ; n3 : Clansayésien calcaire) ; Br L : brèches du Lauriolle ; Al - F1 : Albien ; a Gl : alluvions glaciaires et fluviales.

Plus au Nord, l'Urgonien d'Aran est à son tour recouvert par la puissante série monoclinale à matériel paléozoïque et triasique dans la Plaine du Benou, jurassique et éocétacé dans la crête plus septentrionale de Lazerque (1266m). Cette série monoclinale appartient au pli-faille de Bielle-Lurbe (ou du Mailh Arrouy), structure chevauchante cette fois encore vers le Sud.

- Compartiment oriental

Ce dernier comporte tout d'abord au Sud, dans les compartiments de Ferrières et du Cinq Monts, des terrains dévoniens et carbonifères déversés au Nord et reconnus dans l'arrêt précédent. Plus au Nord, dans les pentes du Pla dou Soum, affleurent des bancs jurassiques et éocétacés, constituant leur couverture décollée sur le Trias. Dans le détail s'observent 4 écaillés à matériel mésozoïque, déversées au Nord, dont la plus septentrionale apparaît à la hauteur du village de Bielle. Ces écaillés constituent le prolongement occidental de l'unité synclinale de Jaout, déversée comme elles vers le Nord et dont l'axe court, au-delà vers l'Est de la vallée d'Ossau, dans les marnes noires à spicules de l'Albien.

Au Nord de l'unité de Jaout, ce même versant oriental montre plusieurs plis faillés affectant à l'affleurement les calcaires urgo-aptiens et les marnes albiennes. Du Jaout jusqu'au Mont du Rey (1349m) toutes les structures présentent le même déversement au Nord.

Le chevauchement transverse d'Ossau dont le tracé se suit de la vallée de Lassourde au SW jusqu'au Port de Castet au NE en passant par le Bois de Boila et le village de Bielle, sépare ainsi un compartiment oriental à déversement nord d'un compartiment occidental à déversement sud. Le premier chevauche nettement le second dans la partie méridionale de l'accident transverse. Au Nord de Bielle, l'amortissement de ce dernier se traduit par la torsion que subissent les assises jurassico-crétacées le long de l'alignement crête de Lazerque (unité à déversement sud) - Mont du Rey (unité à déversement nord).

Ce troisième arrêt montre que les coulissements transverses reconnus dans le CDDBA peuvent localement se prolonger au sein de la Zone Nord-Pyrénéenne. On en connaît également des échos plus au Sud, au sein de la Haute Chaîne Primaire, notamment au droit de la faille dite du Col de la Sagette, qui court sur la bordure sud orientale du massif granitique des Eaux Chaudes.

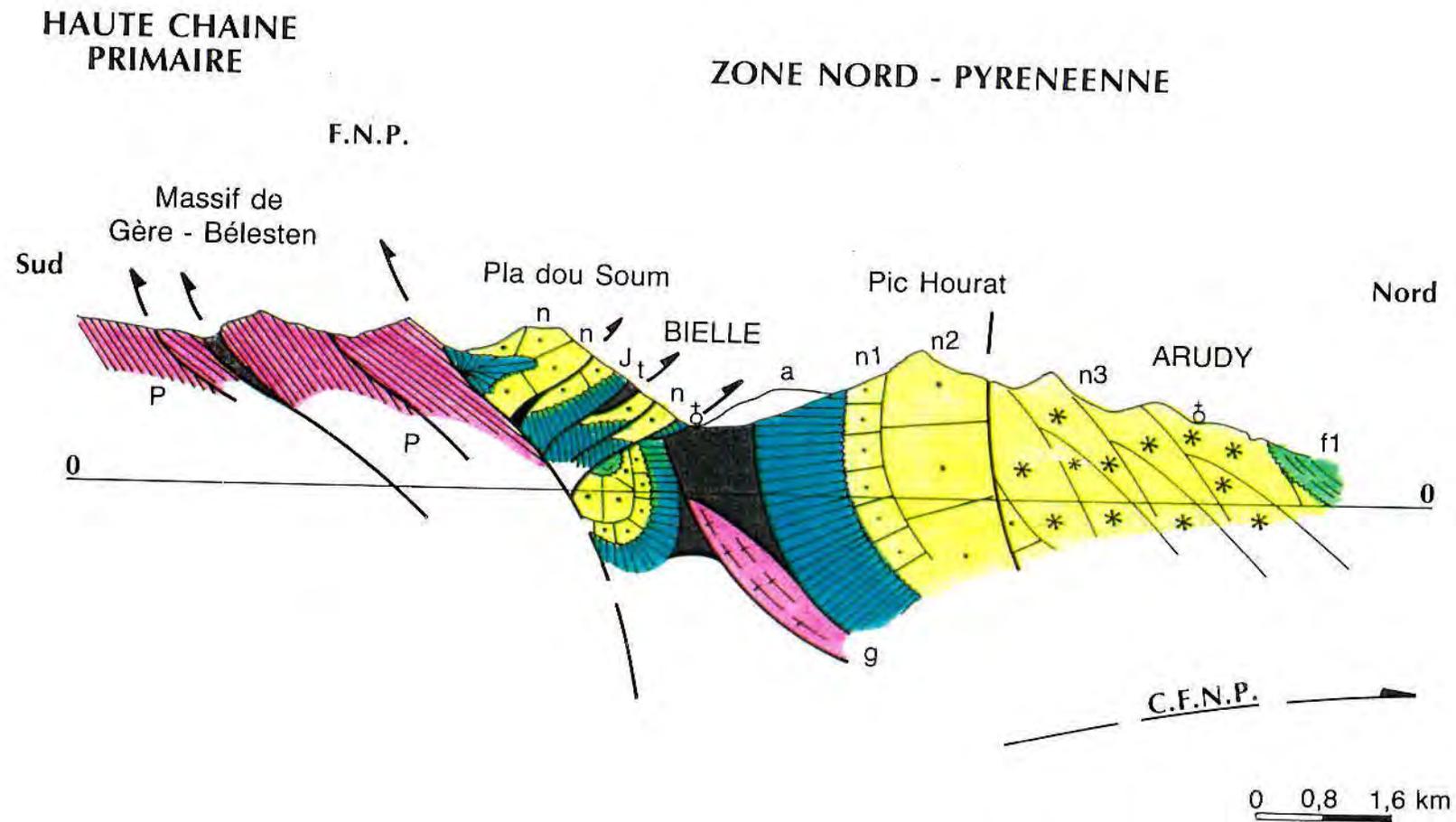


Figure 21B - Le chevauchement transverse d'Ossau. Coupe schématique de Bielle-Arudy.

P : Paléozoïque ; Pm : Permo-Trias ; t : Trias moyen et supérieur ; J : Jurassique ; n : Crétacé inférieur (n1 : Barrémo-Bédoulien ; n2 : Gargasien ; n3 : Clansayésien calcaire) ; Br L : brèches du Lauriolle ; Al - F1 : Albien ; a Gl : alluvions glaciaires et fluviales.

Dimanche 30 Septembre

1 - Crête de Lourtica

Ce premier arrêt montre en une vision panoramique circulaire le Couloir de Décrochement de Bielle-Accous dans sa partie occidentale. Il fournit ainsi des données complémentaires par rapport à celles offertes la veille par le panorama circulaire du Pic Bareilles.

- *Vue vers le Nord (figures 22 et 23)*

Les chaînons nord-pyrénéens d'Ourdinse et du Layens montrent à la fois leur structure de détail et leurs relations avec le CDBA par delà (vers le Sud) la faille-enveloppe du Col de Bergout.

A l'Est de la vallée d'Aspe, le chaînon d'ourdinse montre, entre le Mailh Massibé et le Pic de Teulère (1565m) l'empilement de deux plis couchés vers le NNE, dont l'axe plonge de 15 à 20° vers l'WNW :

- le synclinal du Sommet de Houndarette dont l'axe, dessiné en particulier par les calcaires urgoniens, apparaît sous les dolomies noires du Dogger dans les pentes méridionales du Pic de Mousté,

- l'anticlinal du Pic de Mousté (1605m) dont la charnière aigue est modelée dans les calcaires du Lias inférieur dans les pentes nord des Pics de Teulère et de Chebretou, aux extrémités W et E du Plateau d'Ourdinse.

A l'Ouest de la vallée, la même organisation plicative se suit, au-delà de l'anticlinal du Pic de Mousté (dont on retrouve le prolongement dans la charnière triasique d'Osté), dans le synclinal du Labay à axe albo-aptien et l'anticlinal couché du Layens (1625m) à coeur triasique.

Ces structures souples à déversement nord n'ont pas d'équivalent plus au Sud dans les séries verticalisées et écaillées occupant les dépressions triasiques d'Aydius et de Bedous dont elles se trouvent séparées par l'importante faille du Col de Bergout. On note par ailleurs qu'en aval de Bedous la vallée d'Aspe emprunte un couloir de failles sub-méridiennes courant vers le Nord jusqu'aux abords du village de Sarrance. Ce couloir, ancien, est emprunté par la structure diapirique transverse de Bedous-Sarrance.

- *Vue vers l'Ouest (figure 24)*

Au Sud du Col de Bergout, la dépression triasique de Bedous montre une série d'écaillés verticales, armées par les calcaires du Muschelkalk (Asserguet, Rocher des Chèvres, Arrangur) ou par les copeaux ophitiques associés aux argiles du Keuper (Aérium d'Osse, Soum de Peyrelongue, pentes boisées

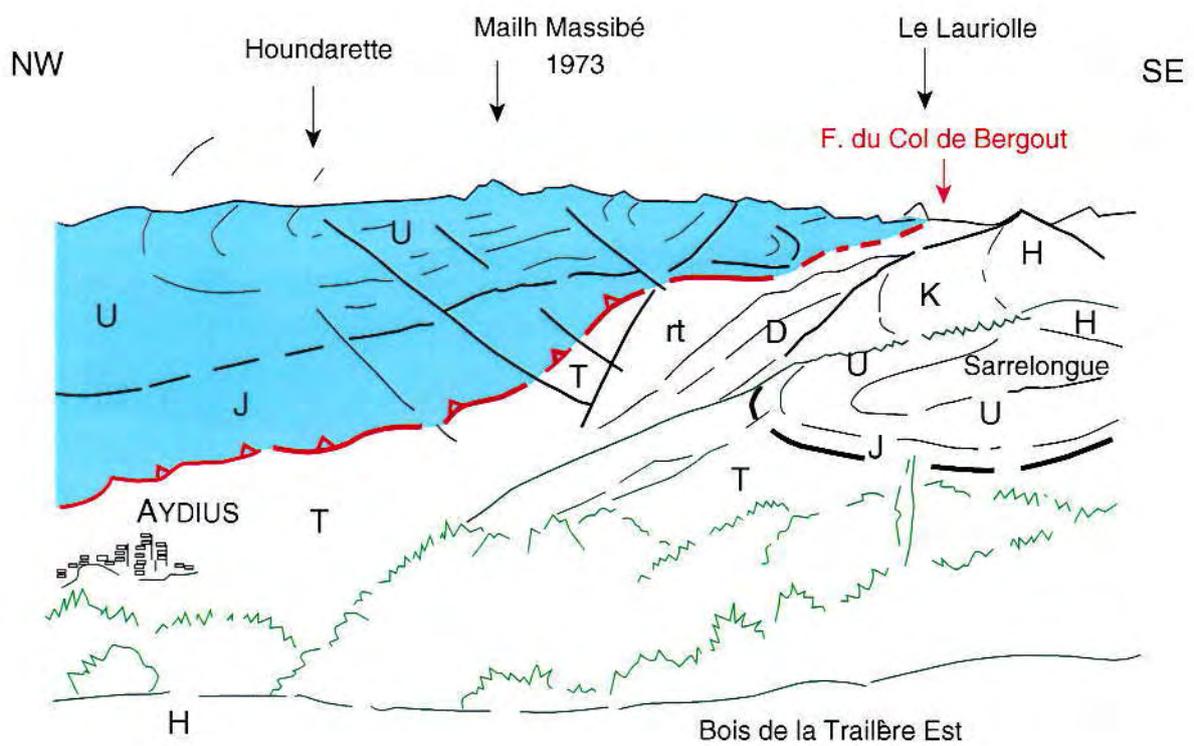


Figure 22 - Houndarette et Mailh Massibé vus de la crête de Lourtica

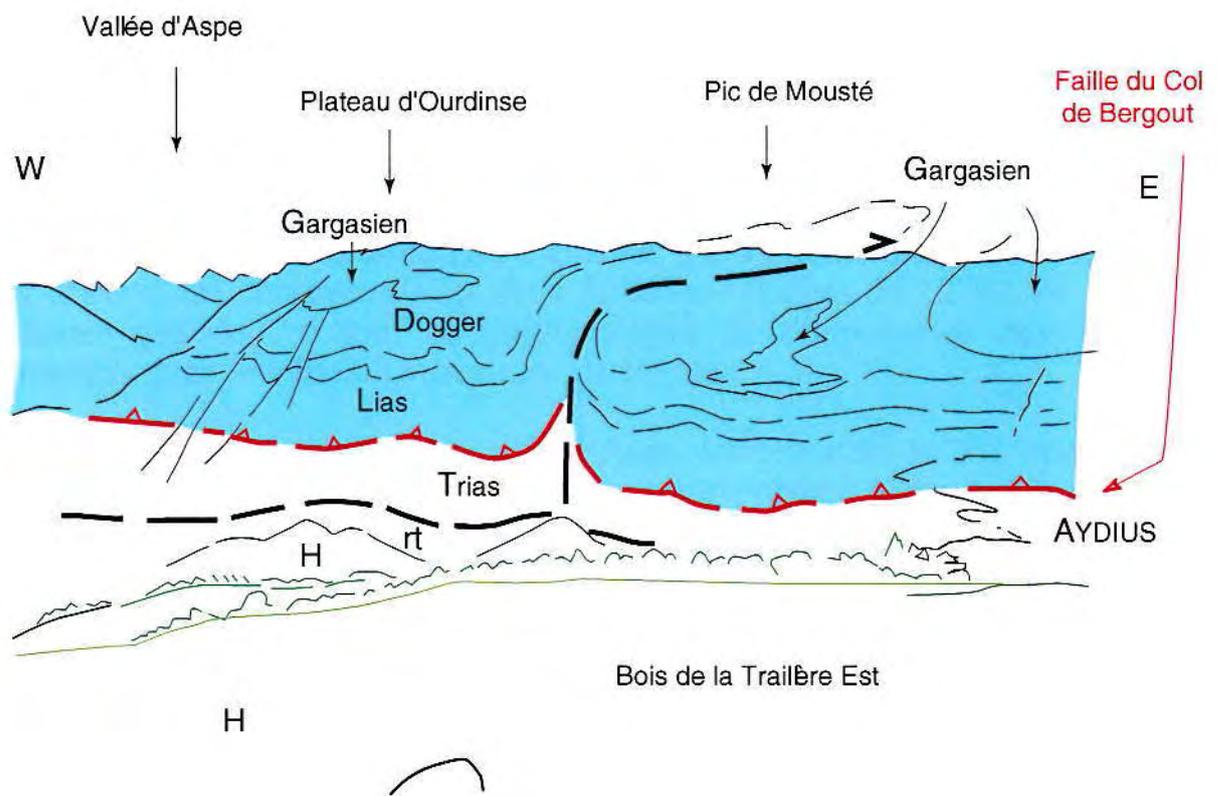


Figure 23 - Panorama de L'Ourdinse vu depuis la crête de Lourtica.

dominant le bourg de Lées). Au Sud du Soum de Pirait, le relief boisé de Patie est modelé dans des schistes noirs rapportés au Carbonifère. Des grès vraisemblablement dévoniens affleurent plus à l'Ouest, dans le Serrot de Bouch où ils constituent le substrat écaillé des conglomérats albiens appartenant à la formation des poudingues de Mendibelza.

L'ensemble paléozoïque et triasique chevauche le flysch gréseux à orbitoïdes constituant, avec les calcaires des Canyons, la couverture néocrétacée discordante de la Haute Chaîne, par l'intermédiaire de la faille du Col d'Iseye. On constate que les deux failles-enveloppes du CDBA ne sont ici distantes que de 2,5 km, ce qui témoigne de l'importance des serrages pyrénéens dans le « bassin » triasique de Bedous.

Vers l'Est, en decà de la vallée d'Aspe, les premiers reliefs appartenant aux diverses unités du Bois de la Traillère, correspondent à des écaillés de grès et pélites dévoniens ou de lydiennes, calcaires et schistes ardoisiers carbonifères largement chevauchantes vers le SE, séparées par l'étroite bande sub-méridienne de Trias ophitique du Castet de Bergout.

- *Vue vers le Sud (figure 25)*

Les unités du Bois de la Traillère se superposent au flysch et aux calcaires néocrétacés de la crête d'Arapoup par l'intermédiaire de la faille du Col d'Iseye, dont on a repéré le tracé à faible distance au Sud d'Accous. Cet accident bordant au Sud le CDBA est fortement pentée au Nord à la traversée de la vallée d'Aspe. Son plongement s'atténue ensuite graduellement, tant vers l'Ouest en direction du Pic Lacoura que vers l'Est, en direction des Eaux Chaudes où nous savons qu'elle correspond à un chevauchement plat.

Plus au Sud, dans la Haute Chaîne, affleurent les puissantes séries dévoniennes et carbonifères occupant en particulier le cirque de Lescun. On note qu'elles y sont affectées de larges ondulations sub-méridiennes classiquement rapportées au cycle hercynien.

- *Vue vers l'Est (figure 26)*

On retrouve ici la plupart des structures décrites dans la partie occidentale du panorama du Pic Bareilles avec, du Sud au Nord :

- l'unité du Bois de la Traillère Est composée d'une écaille de socle dévonnaïque et carbonifère, couronnée de sa couverture jurassico-crétacée plissée et décollée sur le Trias dans la crête du Pic de Bergon; elle s'enfonce sous cette même couverture mésozoïque dans les pentes du Serrot de Berguste, à l'Ouest du village d'Aydius ;

- l'unité du Montagnon d'Iseye et sa couverture de calcaires et dolomies jurassiques et crétacés décollés sur le Trias ophitique. L'ensemble chevauche en direction de l'Est la barre des calcaires des Canyons constituant dans le Pic de

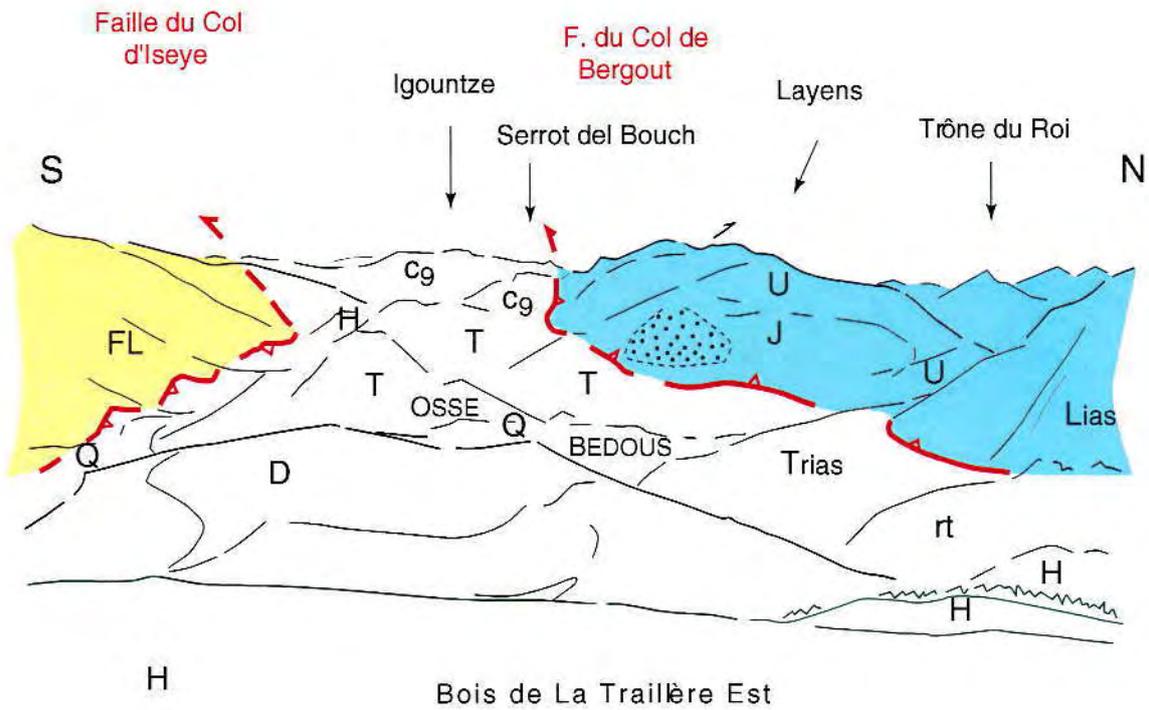


Figure 24 - Le Layens et le bassin de Bedous vus de la crête de Lourtica.

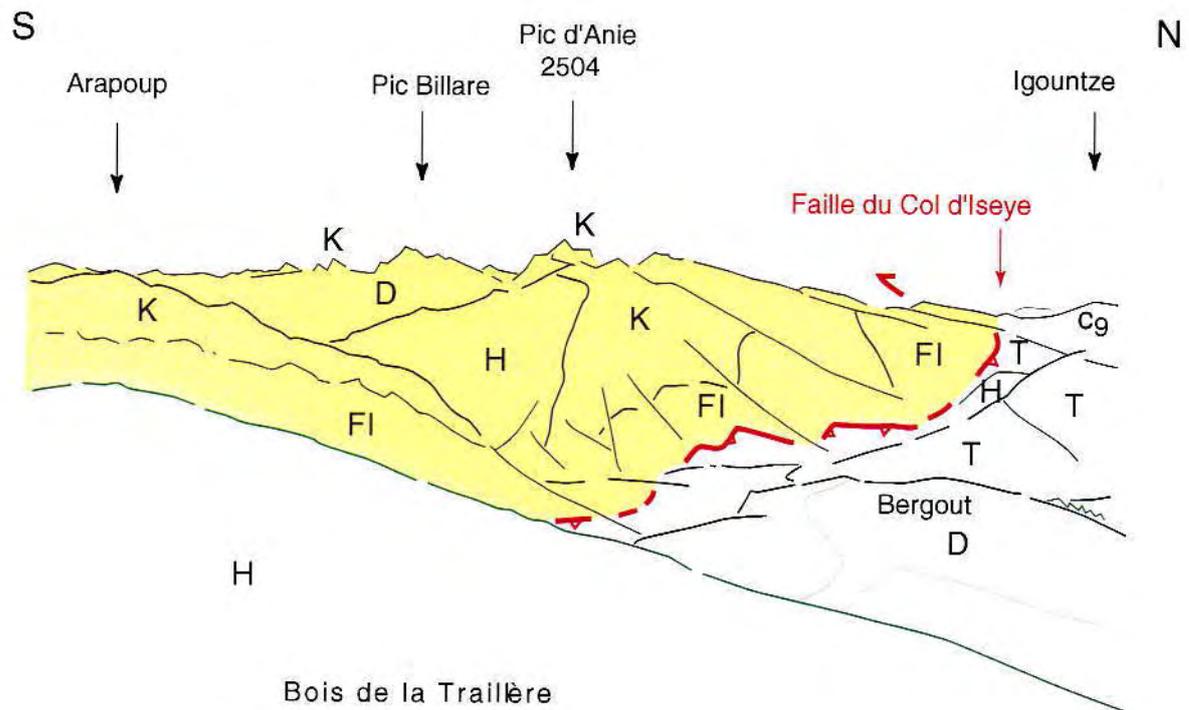


Figure 25 - Haute Chaîne et Pic d'Anie vus de la crête de Lourtica.

Lorry, le revêtement des schistes, pélites et calcaires dévono-carbonifères du compartiment de Laruns-Pic de la Gentiane :

- l'écaille du sommet 1787m masquant une partie du relief lointain du Lauriolle. Son articulation avec le relief plus septentrional du Pic de Larie se fait au droit du Col de Larje par l'intermédiaire de la faille-enveloppe sub-verticale du Col de Bergout ;

- enfin le chaînon du Mailh Massibé où les calcaires urgo-aptiens dessinent un anticlinal transverse, faillé, assurant la transition entre les synclinaux couchés du Lauriolle plus oriental et du Sommet de Hountanette (1695m) plus occidental et plus élevé dans l'édifice plissé des chaînons nord-pyrénéens de l'Ourdinse et du Layens.

2 - Castet de Bergout (figure 27)

Le sommet ophitique 1226m est établi dans la couverture triasique du compartiment de la Traillère Ouest. De ce relief l'observation est faite tout d'abord en direction du SE et du Col de la Fontaine de Bergout. On relève, en plans successifs de plus en plus éloignés :

- la bande sub-méridienne de calcaires et argiles ophitiques séparant les deux compartiments écaillés du Bois de la Traillère, composés ici de schistes et calschistes dévoniens ;

- les replis de détail à déversement sud, affectant la couverture mésozoïque du Pic de Bergon, décollée sur le Trias ophitique ;

- le bourrage de calcaires et argiles versicolores entrelardés de copeaux d'ophite occupant les pentes occidentales de ce dernier relief, à l'approche du Col d'Iseye ;

- le chevauchement du compartiment du Bois de la Traillère Est sur le revêtement néocrétacé de la Haute Chaîne par l'intermédiaire de la faille-enveloppe du Col d'Iseye.

En direction de l'Ouest apparaissent les reliefs qui dominent la vallée d'Aspe sur son versant occidental. Au-delà du village de Bedous, la série post-triasique du Layens recouvre les calcaires gris du Muschelkalk par l'intermédiaire d'une bande discontinue d'argiles versicolores du Keuper, jalonnant le tracé de la faille-enveloppe du Col de Bergout. Des brèches de collapse tout à fait comparables à celles du Lauriolle et interprétées ici encore comme brèches d'origine diapirique, occupent les pentes qui dominent la propriété de Capdevielle.

Il est à noter qu'au droit de la vallée d'Aspe la faille du Col de Bergout s'enfonce avec une pente de 45° vers le Nord sous les reliefs de l'Ourdinse et du Layens, en enveloppant une série d'écailles sub-méridiennes à matériel jurassique, témoignant ainsi de la complexité des relations entre couverture nord-pyrénéenne plissée et zone triasique écaillée de Bedous.

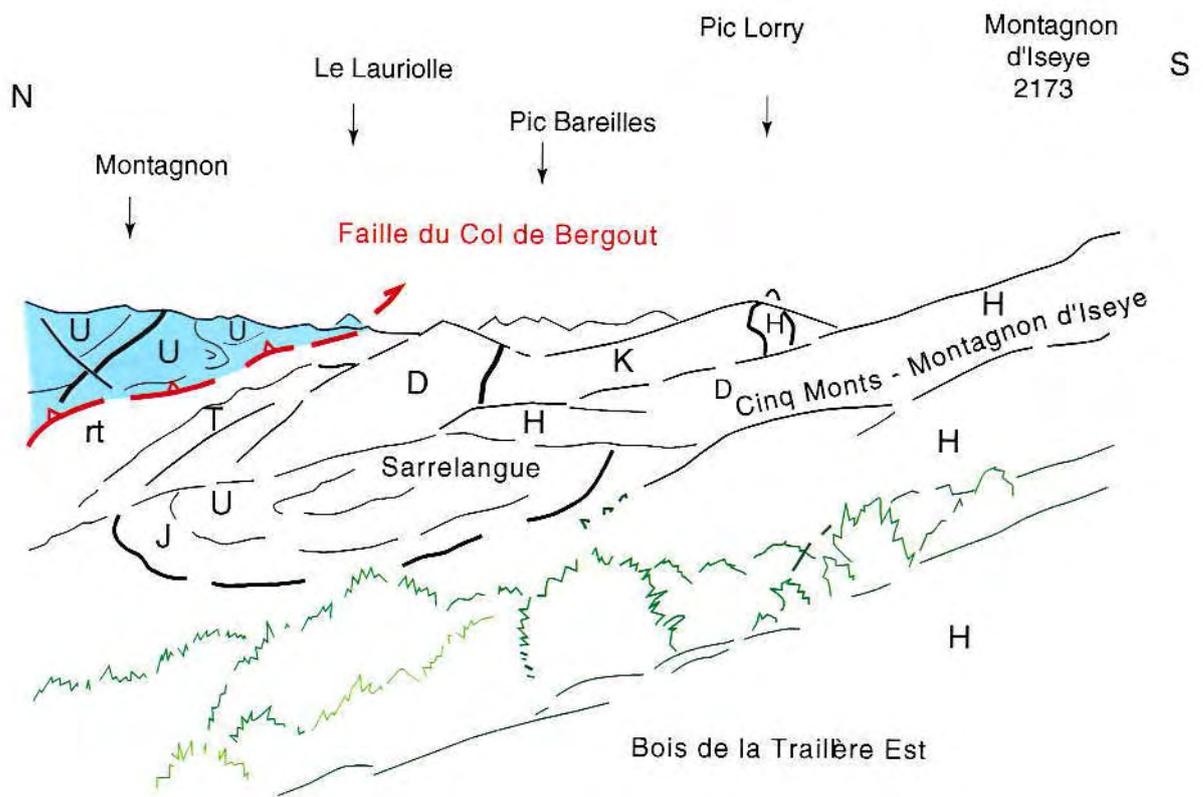


Figure 26 - Secteur du Pic Bareille vu de la crête de Lourtica

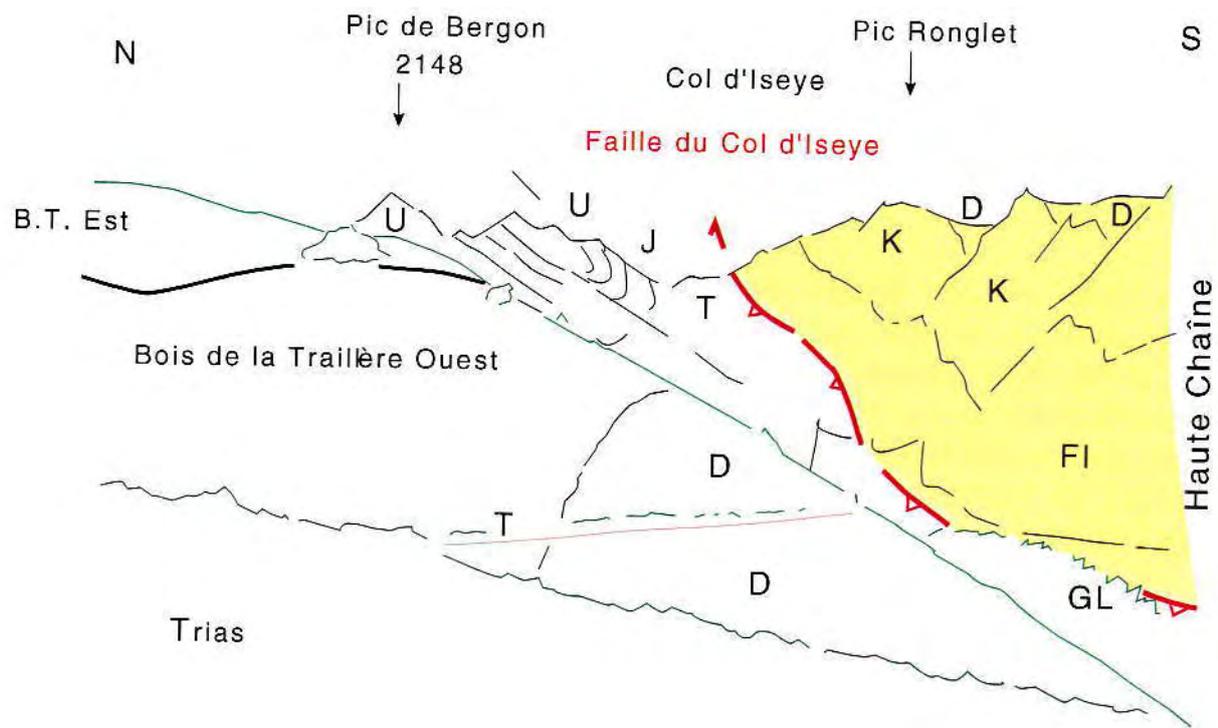


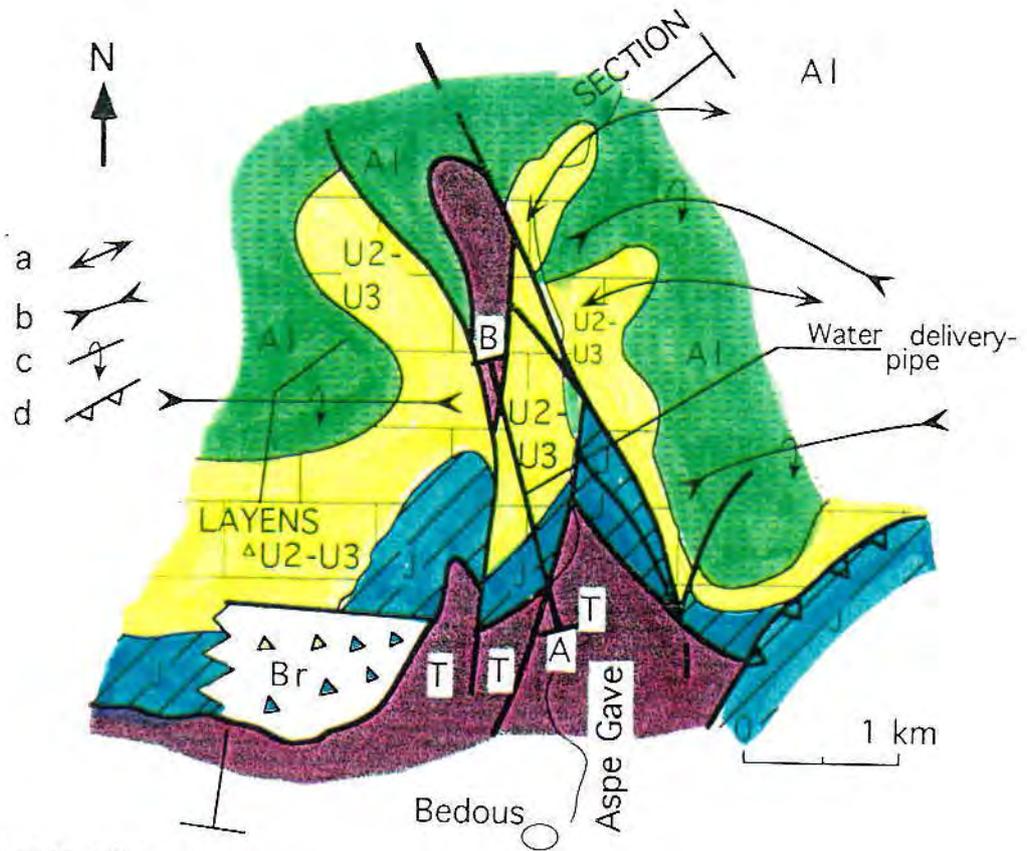
Figure 27 - Pic de Bergon et col d'Iseye vus du Castet de Bergout.

3 - Structure transverse Bedous-Sarrance (facultatif)

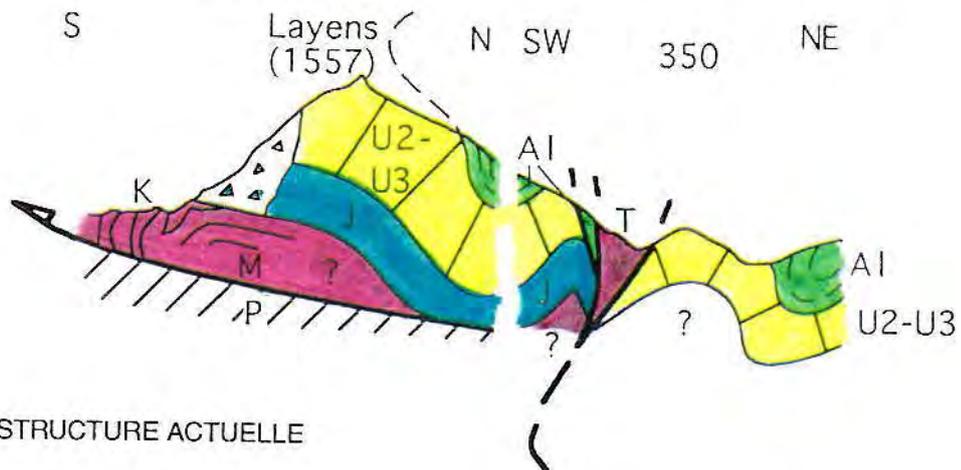
En aval de Bedous, la vallée sub-méridienne d'Aspe recoupe diverses structures affectant les terrains post-hercyniens de la Zone Nord-Pyrénéenne des Chaînons Béarnais, notamment le synclinal de Ponsuzou et l'anticlinal de Sarrance (figure 28).

En réalité ces deux structures sont recoupées par une série de failles transverses injectées de Trias. Ce dernier est connu sous le relief du Layens où il a été reconnu sur 500 mètres, le long de la conduite EDF de la Centrale d'Asasp. Il a été plus récemment mis en évidence sur le versant occidental de la vallée, au coeur du synclinal de Ponsuzou. Il perce là sa couverture jurassique et éocénacée en un diapir transverse qui se relie à la structure du Layens et de Bedous et se prolonge vers le NW en direction du coeur triasique de l'anticlinal de Sarrance.

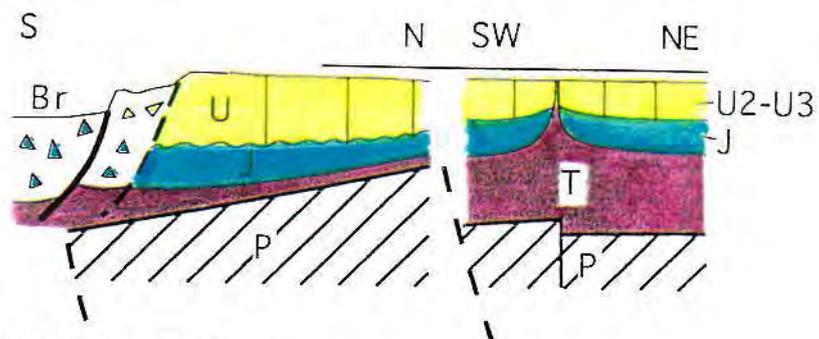
Le diapir perçant de Ponsuzou est l'une des nombreuses structures qui, au sein de l'édifice pyrénéen, témoignent, comme celle du Lauriolle, du jeu de failles normales transverses activées au Crétacé inférieur par le décrochement sénestre entre Europe et Ibérie. Il montre que cette tectonique ne peut être réduite au jeu des failles impliquées dans le CDBA et à plus forte raison à celui d'une faille unique, fût-t-elle nord-pyrénéenne.



1 - CARTE GÉOLOGIQUE



2 - STRUCTURE ACTUELLE



3 - STRUCTURE AU CLANSAYÉSIEEN

Figure 28 - La structure diapirique transverse Bedous - Sarrance.

P : Paléozoïque ; T : Trias (M : Muschelkalk ; K : Keuper) ; J : Jurassique ; U : Urgonien (U2 : Aptien supérieur ; U3 : Clansayésien) ; Br : brèches de collapse ; AI : Albien ; a : anticlinal ; b : synclinal ; c : déversement ; d : chevauchement.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Le lecteur trouvera dans la liste bibliographique volontairement restreinte, ci-après, les données requises à la fois pour l'exposé du thème présenté ici et pour son application au terrain

Brunet M.F. (1991) - Subsidence et géodynamique du Bassin d'Aquitaine. Relations avec l'ouverture de l'Atlantique. Thèse Doct. Etat, Univ. Paris VI, 288 p.

Canérot J. (1989) - Rifting éocréacé et halocinèse sur la marge ibérique des Pyrénées occidentales (France). Conséquences structurales. *Bull. Centre. de Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 13, 1, 87-99.

Canérot. J. & Lenoble J.L. (1993) - Diapirisme créacé sur la marge ibérique des Pyrénées occidentales : exemple du Pic de Lauriolle ; comparaisons avec l'Aquitaine, les Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 164, n° 5, 719-726.

Castéras M. (1933) - Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. Thèse Sciences Paris et *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXXVII, n° 189, 525 p.

Castéras M. (1974) - Les Pyrénées in « J. Debelmas, *Géologie de la France* » Doin éd. Paris, 296-345.

Choukroune P., Le Pichon X., Séguret M. & Sibuet J.-C. (1972) - Bay of Biscay and Pyrenees. *Earth and planet Sci. Lett.*, 18, 109-118.

Dercourt J., Gaetani M., Vrielynck B., Barrier E., Biju-Duval B., Brunet M.F., Cadet J.P., Crasquin S. & Sandulescu (éds). Atlas Peri-Tethys, CCGM - CGMW, 24 *Palaeogeographical maps*, explanatory notes, 268 p.

James V. (1998) - La plate-forme carbonatée ouest-pyrénéenne au Jurassique moyen et supérieur. Stratigraphie séquentielle, stades d'évolution, relations avec la subsurface en Aquitaine méridionale. Thèse Univ. Paul Sabatier, Toulouse, *Strata* 2, vol. 32, 351 p.

Le Pichon X., Bonnin J., Francheteau J. & Sibuet J.-C. (1971) - Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne - in « Histoire structurale du Golfe de Gascogne » éd. Technip, Paris, VI. 11-1 à VI. 11-44.

- Majesté-Menjoulas Cl. (1979) - Evolution alpine d'un segment de chaîne varisque: nappe de Gagarnie, chevauchement Cinq Monts - Gentiane (Pyrénées centrales et occidentales). Thèse Sc. Toulouse, 343 p.
- Mirouse R. (1962)- Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. Thèse Sc. Toulouse, *Mém. Carte géol. Fr.*, 1966, 451 p.
- Montadert L., Damotte B., Fail J.P., Delteil J.R. & Valery P. (1971) - Structure géologique de la plaine abyssale du Golfe de Gascogne - in « Histoire structurale du Golfe de Gascogne, éd. Technip, Paris, VI. 14-1 à VI. 14-42.
- Olivet J.-L. (1996) - La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 20, 1, 131-195.
- Olivet J.-L., Bonnin, J., Beuzart P. & Auzende J.-M. (1984) - Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. CNEXO (éd), Paris, 315, *Rapp. Sci. Tech.*, 54, 108 p.
- Richert J.P. (1967) - Analyse structurale du Pays basco-béarnais entre les gaves de Mauléon et d'Oloron (B.-P.). Thèse 3e Cycle, Strasbourg, 210 p.
- Roest W.R. & Srivastava S.P. (1991) - Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia and Africa in the North Atlantic, from the Late Cretaceous to the present, *Geology*, 19, 613-616.
- Sitter L.U. de, (1953) - La faille nord-pyrénéenne dans l'Ariège et la Haute-Garonne. *Leid. Geol. Med.*, Deel XLVIII, 287-291.
- Souquet P., Bilotte M., Canérot J., Debroas E.J., Peybernès B. & Rey J. (1975) - Nouvelle interprétation de la structure des Pyrénées. *C.R. Acad. Sciences*, Paris, t. 281, D, 609-612.
- Souquet P., Peybernès B., Bilotte M. & Debroas E.J. (1977) - La chaîne alpine des Pyrénées - *Géologie alpine*. 53, 2, 193-216.
- Ternet Y. (1965) - Etude du synclinal complexe des Eaux Chaudes (Basses-Pyrénées). Thèse 3e Cycle, Toulouse. 166 p.
- Ternet Y., Canérot J. & Majesté-Menjoulas Cl. (2001) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Laruns-Somport (soumise).

C - PREHISTOIRE

ANCIENNETE ET PARTICULARISMES DE L'OCCUPATION HUMAINE DES MONTAGNES D'OSSAU ET ASPE

par Geneviève Marsan*

La fin des temps glaciaires : Premiers occupants en Ossau et Aspe

Les massifs calcaires du bassin d'Arudy et de la zone de Lurbe Saint-Christau ont servi de lieu de chasse temporaire aux derniers chasseurs-prédateurs de la préhistoire pyrénéenne.

En effet, les abris naturels sous roche et les grottes ont protégé les campements provisoires de petits groupes d'hommes qui suivaient, du piémont jusqu'à la basse montagne, la transhumance naturelle, estivale, des grands troupeaux d'herbivores. C'est en effet ce que nous révèlent les fouilles archéologiques menées dès la fin du XIXème siècle, et poursuivies de nos jours.

A Arudy, les vestiges (fig.1) des *Magdaléniens* (13.000 à 12.000 ans avant le Présent), riches en industries lithiques et osseuses, et remarquables par leurs œuvres d'art, nous enseignent que la chasse portait essentiellement sur le *cheval*, le *renne*, le *bouquetin*, puis les *grands bovidés*, l'*isard* et le *cerf*. L'environnement était celui d'un paysage découvert de prairie froide, avec quelques bosquets de bouleaux et de pins.



Fig. 1 - Cheval gravé, Arudy, Espalungue. *Magdalénien*.

Leurs successeurs immédiats les *Aziliens* (vers 11.000 avant l'Actuel), sont présents à Arudy et Lurbe, sur de petits sites qui marquent la fin et l'abandon des principaux habitats antérieurs consécutif aux modifications climatiques du début du Post-glaciaire et au développement de la forêt : départ de la faune typiquement froide (renne, bison, etc.), installation définitive d'une faune de climat tempéré. L'industrie lithique se microlithise, l'art disparaît.

Post-glaciaire et derniers occupants préhistoriques : des chasseurs aux premiers pasteurs néolithiques

La transformation profonde, lors de quatre phases climatiques distinctes, des paysages du Post-glaciaire explique sans doute les formes différentes d'adaptation de l'homme à ce nouvel environnement.

De 9.900 à 8.000 ans environ avant le Présent, deux sites à Arudy témoignent de la présence de *Sauveterriens*, qui mettent à leur menu la consommation massive d'escargots forestiers (d'où le nom d'escargotières donné à leurs gisements), en complément notable de la consommation de *cerf*, *bouquetin*, *isard*, *sanglier*, *chevreuil*. Leur mobilier ordinaire n'évolue guère, sauf certains éléments très microlithisés (fig.2.).



Fig.2 - Industrie lithique, Arudy, Bignalats. *Sauveterrien*.

Leur font suite, sur deux campements uniques à ce jour, à Arudy et Sarrance, les *Néolithiques*, vers 6.800 ans avant le Présent, encore chasseurs mais qui, en devenant ici des *éleveurs de bétail*, vont commencer désormais à *produire* leurs moyens de subsistance. C'est la naissance de l'économie sylvo-agro-pastorale, avec le début du défrichement de la forêt et la constitution de zones pâturées. Leurs mobiliers comptent désormais un outillage de haches en

Pierre, des récipients en céramique (fig.3). Plus tard ils adopteront, à côté des grottes sépulcrales traditionnelles, le dolmen comme tombe à vocation collective : Buzy, Oloron.

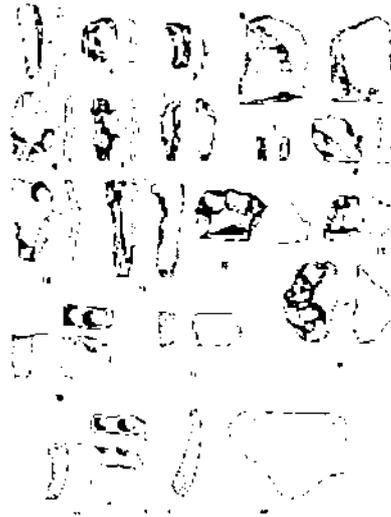


Fig.3 - Industrie lithique et céramique, Arudy, Bignalats. *Néolithique*.

La Protohistoire : Implantation du pastoralisme primitif en moyenne et haute montagne

Dès 4000 ans avant le Présent, une phase de déforestation est lisible dans l'analyse palynologique de la tourbière de Bioux-Artigues, qui traduit l'impact de l'homme sur le milieu montagnard, ossalois et aspois. C'est à ce moment que sont construits les premiers mégalithes de moyenne et haute montagne, tant sur le versant nord que sur le versant sud. La vallée d'Ossau avec sa centaine de cercles de pierre, ses tumuli et tumuli-cercles, ses grottes sépulcrales remarquables à inhumation, occupe une place à part dans l'histoire de l'occupation humaine des vallées béarnaises. Avec l'Age du Bronze et du Fer (Protohistoire), avec la maîtrise grandissante des technologies du métal, qui permet désormais la fabrication d'outils, de bijoux et d'armes en cuivre, bronze, fer, l'homme occupe désormais durablement la montagne pyrénéenne. A-t-il pu exploiter les sites miniers d'altitude comme **Aspeigt**, **Cézy**, **Maspêtre**, etc. ? La hache de cuivre trouvée à Gabas et analysée (fortes traces d'étain et d'arsenic) apporte une première réponse négative.

Le plateau du **Benou** contient un ensemble caractéristique de vestiges de ces temps-là : polissoirs de haches de pierre, cercles du Houndas et des Couraüs d'Accaüs, tumuli (fig.4).

Il est probable, en raison de l'existence à Arudy de grottes d'habitats et de sépultures contemporains de ces sites de montagne, que les massifs calcaires de la basse vallée ont constitué le premier "village", permanent ou semi-permanent, des pasteurs ossalois.



Fig. 4 - Cercle de pierre, Bihères, plateau du Benou. *Age du Fer* (vers 500 ans avant J.C.).

Quelques caractéristiques du pastoralisme historique des montagnes d'Ossau et Aspe

Nous savons peu de choses sur le pastoralisme pendant l'Antiquité (quel est le rôle et la signification de la villa aquitano-romaine de Bielle?) et les relations entre les hommes de la montagne et ceux du piémont. Par contre nous savons qu'il existe des routes et des chemins transfrontaliers, utilisés par Rome (le Somport est notre exemple le plus proche), souvent antérieurs à la romanisation. Une monnaie trouvée récemment à Arudy (pièce d'argent des *Baskunes*, vers 100 ans avant notre ère) indique une relation possible entre notre vallée, Pampelune, siège de l'atelier monétaire d'origine, et les trésors de Barcus et Lecumberri (Pays basque). Certains éléments de la toponymie (nom primitif d'Arudy : Eruri ou Aruri ; Larroun, etc.), nettement d'origine euskarienne, posent aussi la question de l'identité des populations de nos vallées, et leurs rapports avec les *Vascones* ou *Vascons*.

L'organisation et les règles du pastoralisme historique sont connues grâce aux *chartes médiévales* (*fors*) qui fixent les droits et les devoirs de chacun, dans un cadre féodal " atténué". Leurs renouvellements seront demandés à la royauté. A côté, du XVIIème au XXème siècle, va se développer une industrie autour des carrières de marbre et des mines, surtout en vallée d'Ossau. Mais la *propriété et la gestion collectives des estives de montagne*, et les relations particulières avec le piémont, conditionnent la vie de ces vallées jusqu'à la Première Guerre mondiale. L'exemple actuel du pastoralisme d' Ossau, hérité

des "temps immémoriaux", reste la preuve de la force d'une culture originale, ancestrale, traditionnelle, mais encore dynamique et qui s'ouvre à l'Europe.

Bibliographie

Cazaurang (J.J.). Scènes de la vie rurale en Béarn : la vie des campagnes béarnaises. Paris : Horvath, 1983.

Dugene (J.P.). Ossau pastoral. Tarbes : Parc national des Pyrénées, 2001. Sous presse.

Marsan (G.). Préhistoire de la vallée d'Ossau : Eléments de réflexion et de discussion sur l'occupation de la montagne ouest-pyrénéenne, au Tardiglaciaire et au début du Postglaciaire. In 118è congrès nation. des soc. histor. et scientif., Pau, 1993. P. 473-486.

Marsan (G.) et Utrilla (P.). L'implantation du mégalithisme dans les passages des Pyrénées centrales : Comparaison des vallées d'Ossau et Tena-Canfranc. Ibidem. P. 521-532.