

Excursion géologique dans les Pyrénées occidentales.

Quelques aspects de l'histoire de la Haute Chaîne (Zone Axiale).

Claude Majesté-Menjoulàs. A.S.N.A.T. 11-12-13 juillet 2014.

Les Pyrénées constituent une chaîne complexe polyorogénique. Son histoire commence avec les formations les plus anciennes c'est-à-dire, il y a plus de 500 Ma. Deux orogénèses principales l'ont modelé : Hercynienne (Carbonifère), Alpine ou Pyrénéenne (Eocène).

Structuralement et de façon très schématique les Pyrénées ont une disposition en éventail avec un déversement de plus en plus marqué des zones internes vers les zones externes. Il en résulte l'individualisation de zones d'allongement E-W :

- une Zone Primaire Axiale à matériel paléozoïque dont la partie méridionale est largement engagée dans des chevauchements au Sud et appartenant à la plaque ibérique ;
- au Sud de celle-ci une Zone Sud-pyrénéenne où la couverture mésozoïque est généralement décollée au niveau du Trias et va chevaucher l'avant-pays du Bassin de l'Ebre ;
- au Nord de la Haute Chaîne, la Zone Nord-pyrénéenne comporte des formations mésozoïques ainsi que des massifs à matériel paléozoïque. Un accident fondamental mais cependant controversé : la faille Nord Pyrénéenne ou faille Ibérique la met en contact avec la Haute Chaîne.

Ces trois jours d'excursion dans les vallées d'Ossau et d'Aspe vont nous permettre d'aborder quelques aspects de l'histoire géologique de la Haute Chaîne. A savoir :

- 1- Sédimentation récifale durant le Dévonien moyen. Récifs du Tobazo (3^e jour) et d'Estremère- Peyreget (1^{er} jour).
- 2- Magmatisme hercynien. Massif granodioritique des Eaux-Chaudes et son encaissant métamorphisé, Gabas (1^{er} jour). Cipolins du barrage de Fabrèges (1^{er} jour).
- 3- Tectonique varisque. Antiforme complexe du pic d'Auzu (1^{er} jour). Gouttière de Peyrelue et Moustardé (1^{er} jour). Anticlinal d'Urdos (2^e jour), Tobazo (3^e jour).
- 4- Histoire post-varisque. Permien, érosion de la chaîne et volcanisme intraplaque. Ossau et Bioux (2^e jour). Lahars du Tobazo (3^e jour).
- 5- Tectonique alpine dans la Haute Chaîne. Duplex des Eaux-Chaudes (1^{er} jour). Relations Haute-Chaîne et Zone N. P. Bassin de Bedous et Pont d'Esquit (2^e jour).

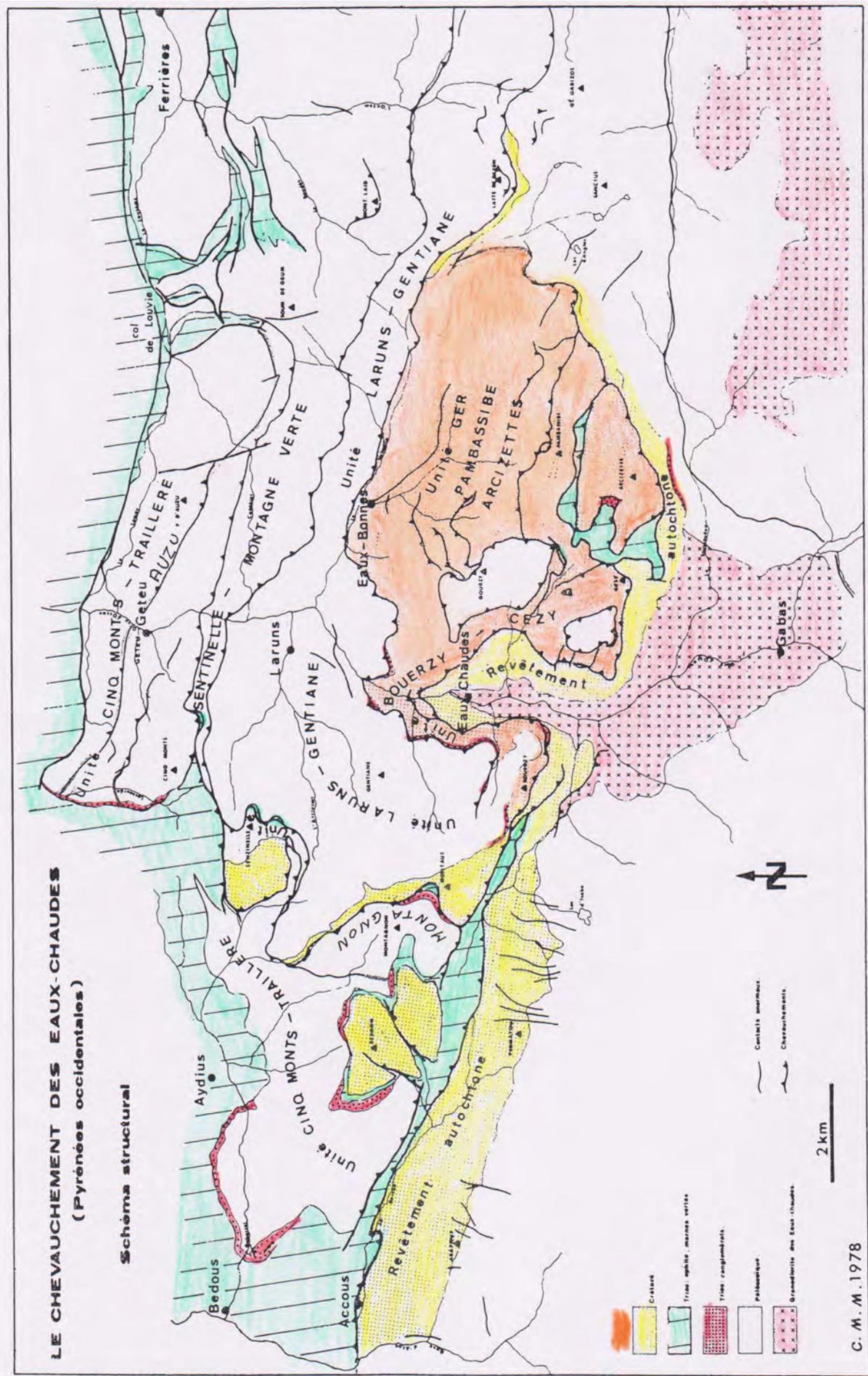


Fig. 1.- Schéma structural du chevauchement des Eaux-Chaudes - Les différentes Unités structurales.

Premier jour : vallée d'Ossau.

Au niveau de la vallée d'Ossau s'individualise ce que R. Mirouse a appelé le diverticule frontal de la Zone Axiale correspondant aux montagnes de l'Aubisque, du Cinq-Monts, de la Gentiane et du Bois de la Traillère. Il est limité au Nord par la Z.N.P. et au Sud par le synclinorium complexe des Eaux-Chaudes. En 2001 nous avons nommé ce diverticule, du fait d'une tectonique pyrénéenne complexe, sous la dénomination de Couloir de décrochement Bielle-Accous (J.Canérot, C.Majesté-Menjoulas, Y.Ternet, 2001).

Ainsi en vallée d'Ossau nous recouperons successivement du N. au S. : la Z.N.P. jusqu'à Gère-Belestein, le diverticule frontal (bassin de Laruns), le synclinorium des Eaux-Chaudes et son soubassement granodioritique et enfin la H.C. au Sud de Gabas.

ARRÊT 1. Bassin de Laruns. Pic d'Auzu. Cinq-Monts. Panorama depuis le pont de Béost.

Le diverticule frontal est découpé, en plusieurs unités, par des accidents varisques réactivés à l'alpin de direction E-W, décalés par des failles N-S tardives. Ces unités sont du Nord au Sud : Unité Cinq-Monts-Traillère divisée en quatre sous-unités (Auzu, Cinq-monts, Traillère et Montagnon d'Iseye), Unité Sentinelle-Montagne verte, Unité Laruns-Gentiane. La succession stratigraphique y est complexe. Affleurent là, des schistes siluriens (versant nord de la Gentiane, bois de Beteret), du Dévonien calcaire, du Dévonien détritique à microrhythmes et du Carbonifère (lydiennes, calcaires et schistes). Le contact avec la Z.N.P. se fait par l'intermédiaire d'un accident injecté de Trias Keuper et d'ophites. Le dispositif failles E-W recoupées par des failles N.S. a joué un rôle important dans la mise en place des ophites. *Fig.1, carte structurale.*

Tous ces terrains sont intensément déformés par l'action superposée des tectoniques varisques et alpine. Ils participent à un grand mouvement chevauchant vers le Sud qui les amène en contact anormal sur les terrains créacés du synclinorium des Eaux-Chaudes.

A - Panorama du pic d'Auzu. Fig.2

Le pic d'Auzu présente une série monoclinale déversée vers le Sud. Le versant nord est constitué par du Carbonifère, la barre calcaire formant le sommet est d'âge dévonien supérieur ; elle surmonte des formations détritiques à microrhythmes ; les calcaires blancs exploités autrefois comme marbres, apparaissant au bas du versant sud sont d'âge dévonien inférieur et correspondent aux calcaires de la « dalle » (Nerbiou, Gavarnie). La série est donc ascendante du Sud vers le Nord. Au niveau de la vallée du Canceigt, limitées au Nord et au Sud par des accidents E-W, affleurent les formations calcaireo-schisteuses du Cinq-Monts, considérées sur la carte de Laruns Somport comme carbonifères, mais vraisemblablement du Dévonien supérieur par analogie de faciès.

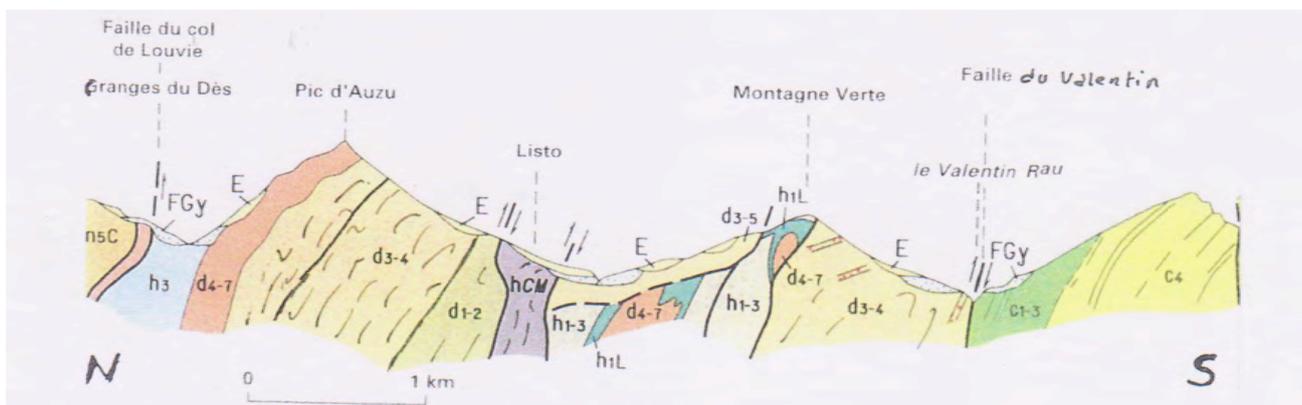


Fig. 2- Coupe Auzu-Montagne Verte. D'après Y.Ternet (Carte géol. Laruns-Somport).

B - Panorama vers l'Ouest du pic des Cinq-Monts et du Signal de Gerbe. Fig.3

La formation dite des Cinq-Monts se développe ici largement. Ce sont des alternances de calcaires cristallins d'épaisseur centimétrique à décimétrique gris foncé à patine ocre et des calcschistes et schistes noirs. L'érosion différentielle met en relief les lits durs leur donnant un aspect de « barégiennes ».

Le massif Gerbe Cinq-Monts se présente comme un dispositif en antiforme de direction E-W s'ennoyant à l'Ouest sous le Trias détritique de la plaine d'Ibech. Son flanc méridional vient chevaucher au Sud les formations triasiques du pic de Bareilles qui jalonnent l'accident du Cinq-Monts et par conséquent les formations dévoniennes du pic de la Sentinelle (série de Sia).

Quatre surfaces de schistosité y ont été observées dont une de répartition régionale correspond à la phase de déversement vers le Sud. La première est subparallèle à la stratification (plis isoclinaux). La deuxième évolue en pseudostratification et déforme la précédente ; elle est plan axial de plis varisques. Subvertical au niveau de la vallée, son plongement devient vers le sommet 20 à 10° N et parfois horizontal.

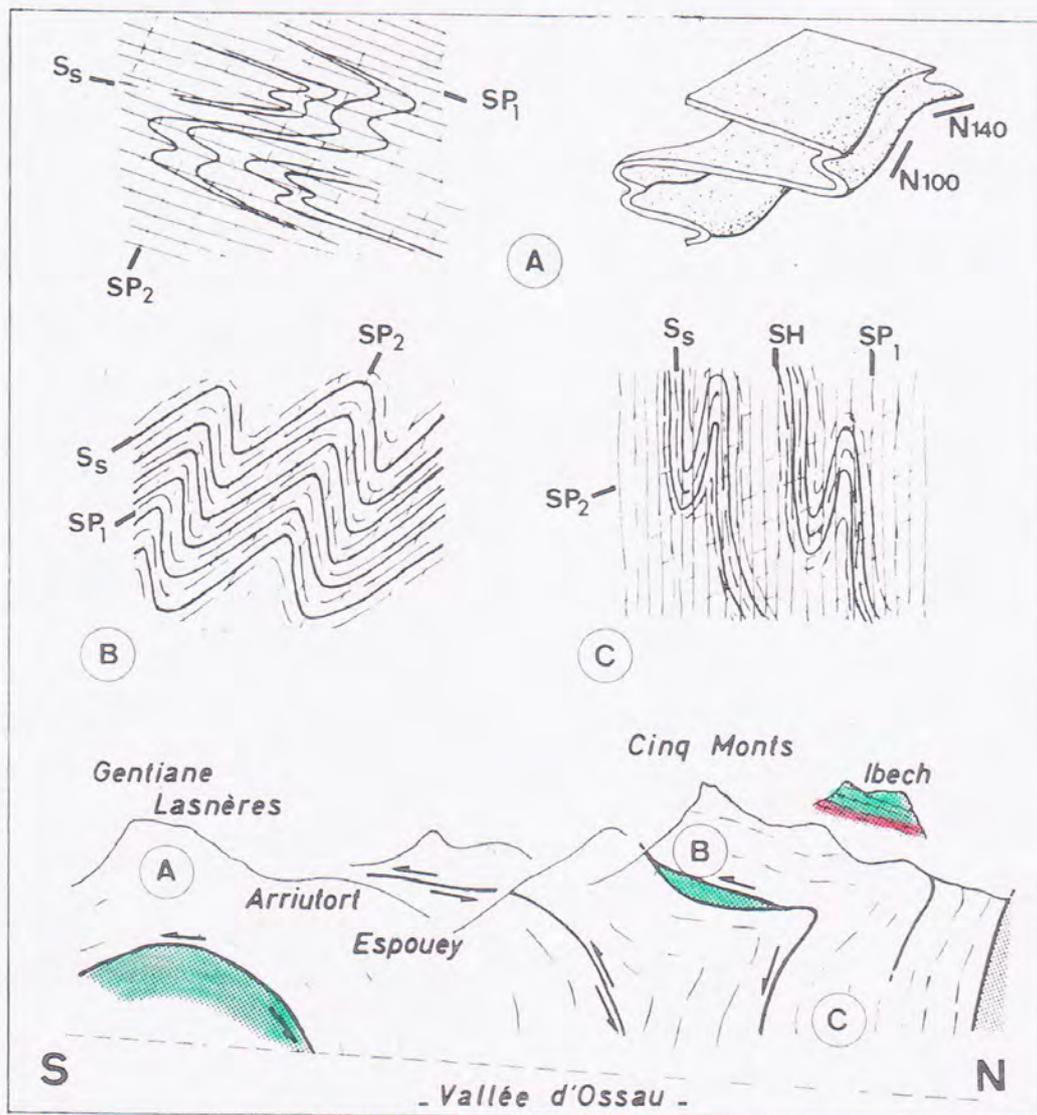


Fig. 3 .— Le chevauchement Cinq-Monts - Gentiane à l'W de la vallée d'Ossau.

A. Schémas de détails des structures visibles au pic Lasnères ; B. Détail au Signal de Cinq-Monts ; C. Détail au bas de la vallée d'Ossau, en aval de Laruns. Ss, stratification ; SH, schistosité hercynienne ; SP₁, SP₂, SP₃, schistosités pyrénéennes. En blanc, terrains paléozoïques ; en grisé, terrains post-hercyniens.

La troisième déforme la précédente, de direction N80°E son plongement se fait toujours vers le Sud de 60 à 75° ; cela implique un déversement vers le Nord. La déformation tardive est subméridienne et subverticale. Ces surfaces montrent qu'un déversement vers le Nord a succédé au déversement général vers le Sud. Ce dispositif est à rapprocher de celui de l'Ourdinse plus à l'Ouest dans le mésozoïque de la Z.N.P.. Des stries de glissements subméridiens sont observables en altitude sur les schistosités hercyniennes . Les formations triasiques jalonnant l'accident du Cinq-Monts sont fortement mylonitisées ainsi que les séries dévoniennes en contact.

C - Panorama vers le Sud.

Le panorama montre le sommet du Gourzy constituant l'unité charriée à matériel dévonien. Les calcaires affleurant dans la forêt au- dessous des pelouses sont dévoniens pour certains et crétacés pour d'autres. La distinction ne peut se faire dans le paysage. Les calcaires crétacés forment le soubassement du chevauchement (accident du Valentin) que nous avons appelé Cinq-Monts Gentiane.

ARRET 2. Défilé du Hourat.

On y observe d'aval en amont : des calcaires et des dolomies du Dévonien déversés au S.S.W., une étroite lame de terrain du Trias inférieur (grès rouges), puis d'importantes assises de calcaires du Crétacé supérieur disposés en deux ensembles superposés dont la distinction est ici difficile à faire. L'ensemble inférieur, en position autochtone, repose normalement sur la granodiorite que l'on voit affleurer à partir et en amont des Eaux-Chaudes. Sans la présence de Trias entre Dévonien et Crétacé, il est difficile de les distinguer dans le paysage.

ARRET 3. Duplex des Eaux-Chaudes. Goust. Fig. 4 A, B, C.

Le massif des Eaux-Chaudes de composition granodioritique comporte du granite à hornblende, du leucogranite et du microgranite. Le métamorphisme de contact est observable en val de Bitet. Il est recouvert par des calcaires néocrétacés avec parfois des organismes fossiles (huitres) en position de vie (chemin de la grotte des Eaux-Chaudes). Ici sur la route de Goust, les calcaires du Coniacien sont riches en Rudistes (Hippurites, Vaccinites) et polypiers.

Trois unités à matériel dévonien, séparées par des accidents chevauchants souvent injectés de Keuper laminé, participent au mouvement de recouvrement sur l'unité mésozoïque des Eaux-Chaudes. Le dispositif est schématisé dans la figure . La série mésozoïque triasique et crétacée repose par l'intermédiaire du chevauchement inférieur du duplex soit directement sur le Paléozoïque, soit sur le Crétacé de sa couverture stratigraphique. Les klippe Gourzy-Bouchouse reposent par le chevauchement supérieur du duplex sur le Crétacé. A la verticale du village des Eaux-Chaudes on a donc la superposition de deux chevauchements (inf. et sup.) pratiquement horizontaux. Entre ces deux chevauchements, des failles « horses » délimitent plusieurs unités. Le chevauchement supérieur est lui-même déformé ce qui est une caractéristique des duplex ; il plonge au Nord et constitue le premier accident d'une zone de duplex affectant les formations dévoniennes (Fig. 4A).

La nappe des Eaux -Chaudes (chevauchement Cinq-Monts Gentiane) se serait mise en place au cours d'une déformation progressive débutant par des glissements intimes le long de surfaces d'anisotropies horizontales ; par suite d'un blocage, on a un empilement en duplex amenant la structure actuellement visible. Ce duplex admet pour « toit » les séries du Keuper intercalées dans les accidents et pour « mur » un niveau de décollement dans le socle. Ce niveau de décollement se situerait à une profondeur de 2km minimum (coupes balancées) et pourrait correspondre au Silurien ampéliteux (G.Crouzet, 1987). Le raccourcissement total serait de l'ordre de 50% (Fig. 4B).

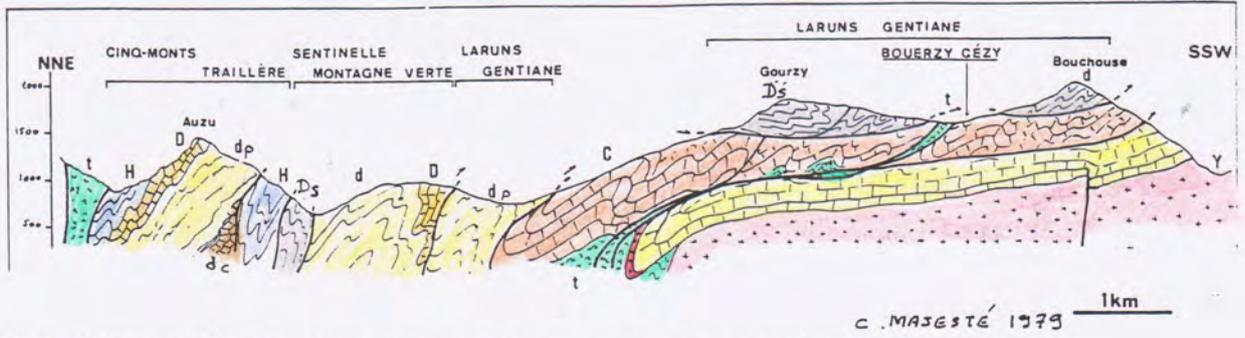


Fig. 4 A- Coupe Cinq-Monts-Bouchouse. d_c: calcaires éodévoniens ; d_p: pélites dévoniennes ; D_c: calcaires, Dévonien supérieur ; D_s: série détritique du Dévonien supérieur, Sia ; H : Carbonifère ; t : Trias ; C : Crétacé.

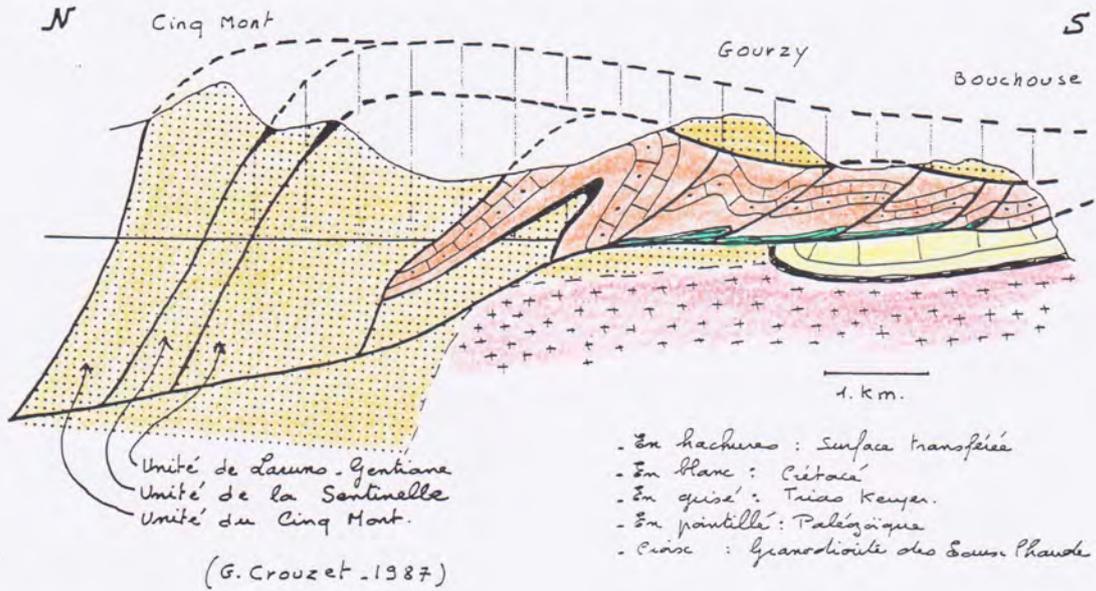


Fig. 4 B- Duplex des Eaux-Chaudes.

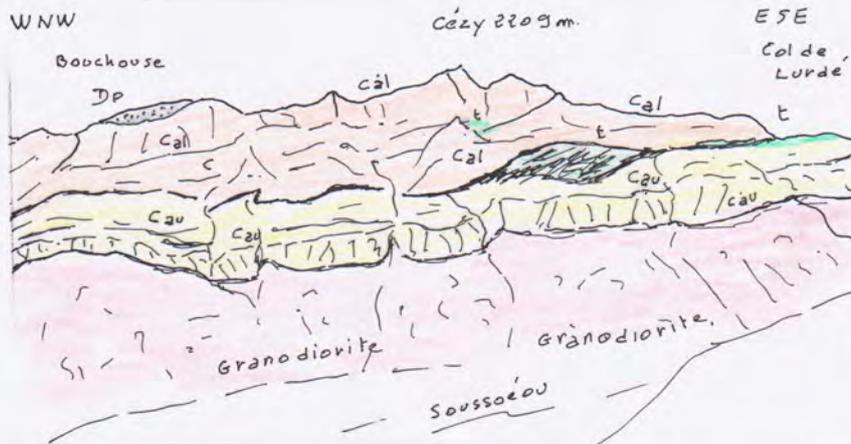


Fig. 4 C- Panorama du Soussouéou. Dp : Dévonien ; t : Trias ; Cal : Crétacé allochtone ; Cau : Crétacé allochtone.

ARRET 4. Falaise du Soussouéou. Fig.4 C, 5, 6A et 6B.

En amont de la confluence des gaves d'Ossau et du Soussouéou on peut observer la structure apparente dans les contreforts du pic de Cézy :

- à la base la granodiorite des Eaux-Chaudes ;
- le revêtement calcaire du Crétacé supérieur autochtone ;
- une bande herbeuse correspondant à une lame discontinue de Trias et d'ophite, filant vers l'Est vers le col de Lurde ;
- les calcaires néocrétacés allochtones ;
- des lambeaux charriés de terrains primaires, lambeaux de la Bouchouse , de teinte sombre dans le paysage dont la racine est plus au Nord, constituant la partie supérieure du duplex.

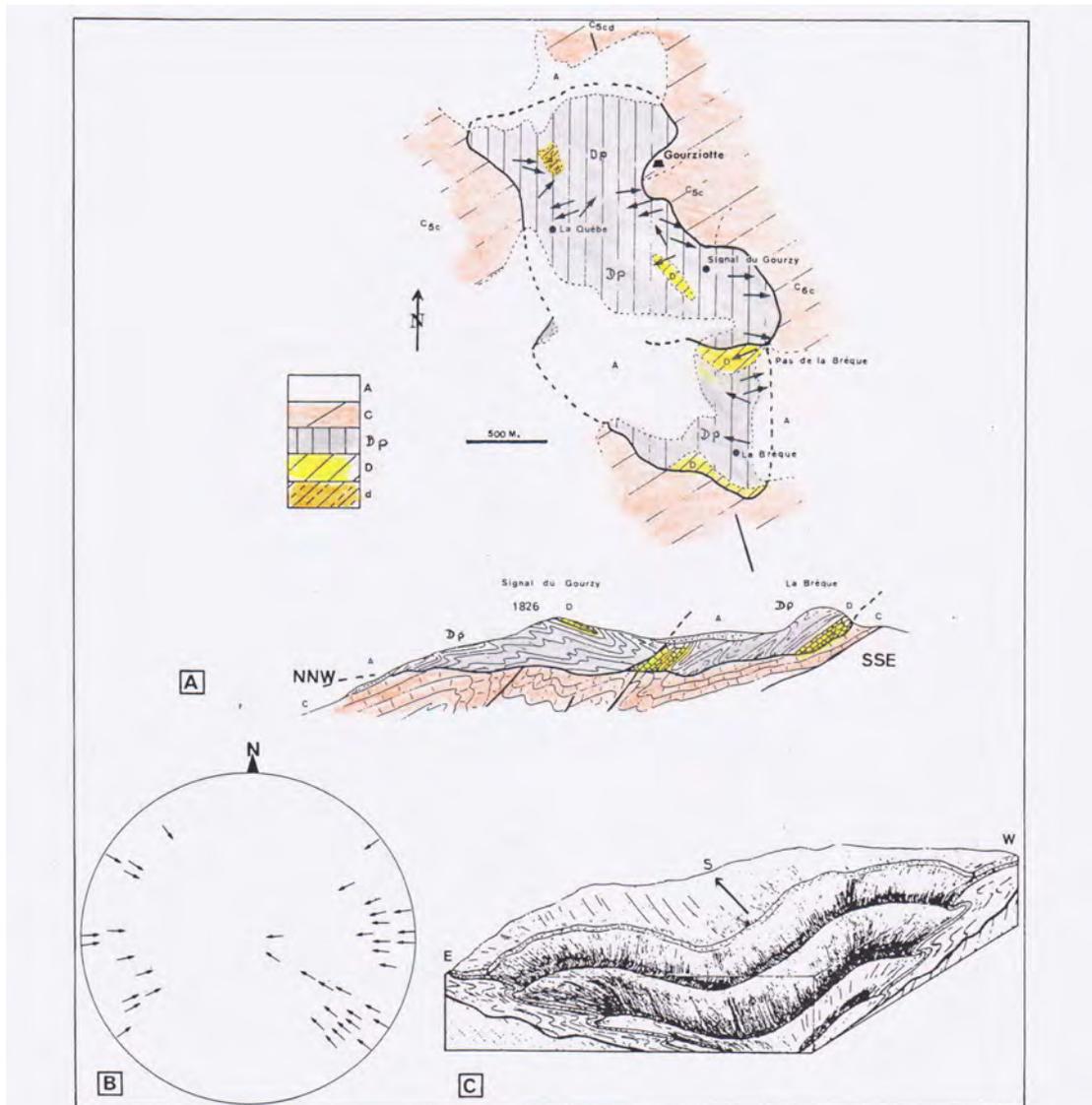


Fig. 5. — Le lambeau du Gourzy.

A. Carte et coupe. d : pélites dévoniennes ; D : calcaires dévoniens ;
 Dp : pélites et grès du Dévonien supérieur ; C : Crétacé ;
 A : éboulis.

B. Stéréogramme des axes de plis. Les directions axiales varient de
 N 60° à N 150° E - (Wulff. - hémis. sup.).

C. Schéma interprétatif d'un flanc inverse de tête anticlinale chevauchante. Replis de détail avec flancs longs en position inverse, flancs courts en position normale, courbure des axes).

ARRET 5. Barrage de Fabrèges. (départ sentier de Chérue)

Le contact granodiorite-encaissant se situe au niveau du barrage. Les calcaires dévoniens métamorphiques, présentent des intercalations (50cm) de schistes chloriteux écrasés. Ces calcaires marmoréens, très blancs, sont finement recristallisés avec des lits pyriteux noirs. A environ une trentaine de mètres du premier paravalanche après le sentier de Chérue, on peut observer un filon éruptif de 5 à 10 m d'épaisseur. Entre les deux paravalanches affleurent quelques assises de cornéennes. Un filon de quartz atteint une épaisseur de près de 10m. Au contact des calcaires la granodiorite est écrasée. Le plongement général est subvertical.

ARRET 6. Défilé de Tourmont. Pic Moustardé. Pic d'Estremère.

A partir de Pont de Camps, la route remonte en rive droite, la vallée du gave de Brousset. On pourra observer une succession de plis spectaculaires (Cailloux de Soques, gouttière de Peyrelue, pic de Sobe, pic de Moustardé). Dans ces plis sont impliqués :

- des calcaires mésodévoniens à faune récifale ;
- la série détritique frasnienne (série de Sia) du massif du Lurien ;
- des calcaires lités, des calcaires griotteux du Famennien et de la base du Carbonifère ;
- des jaspes noirs « lydiennes », des tufs et des calcaires du Tournaisien-Viséen inférieur ;
- des calcaires pélagiques du Viséen-Namurien ;
- le « culm » namuro-westphalien.

Des filons andésitiques métriques à décamétriques recoupent en divers secteurs ces formations (rochers rive droite du gave de Brousset, Cailloux de Soques ; ils sont à relier au magmatisme calco-alcalin du Pic du Midi d'Ossau que l'on apercevra parfaitement depuis le plateau d'Anéou.

A - Pic Moustardé Fig. 7.

Depuis les pelouses au-dessus du défilé de Tourmont, on pourra observer le panorama du pic Moustardé offrant un bel exemple de tectonique hercynienne superposée. Sur le versant sud du pic se dessinent deux replis synclinaux et deux replis anticlinaux déversés à couchés vers le Sud. Une coupe subméridienne entre la cote 1961m du défilé de Tourmont et la crête montre : en bas un synclinal de pélites carbonifères à plantes, puis un repli anticlinal avec calcaires viséens, lydiennes et calcaires griottes, plus haut nouveau synclinal carbonifère à plantes, puis au sommet un anticlinal dont ne subsiste que le flanc inverse et dont on devine la charnière. Entre les deux anticlinaux, au cœur du synclinal apparaît une structure triangulaire où affleurent des calcaires viséens et des lydiennes. Il s'agit d'une figure de tectonique superposée. Des plis couchés vers l'Ouest, subméridiens sont déformés par des plis E-W légèrement déjetés vers le Sud. En fait les deux anticlinaux correspondent au même axe et la figure centrale constitue une remontée de cet axe. Des chevauchements recoupent l'ensemble et traduisent un déplacement vers le S-W.

Ce même dispositif, ces mêmes superpositions de plis, se retrouvent dans la gouttière synclinale de Peyrelue, l'anticlinal de la crête de Peyrelue, le pic de l'Ouradé et la Dent de Soques : plis N20 à N60° déversés au Sud repris par de plis N130 à N140°E°.

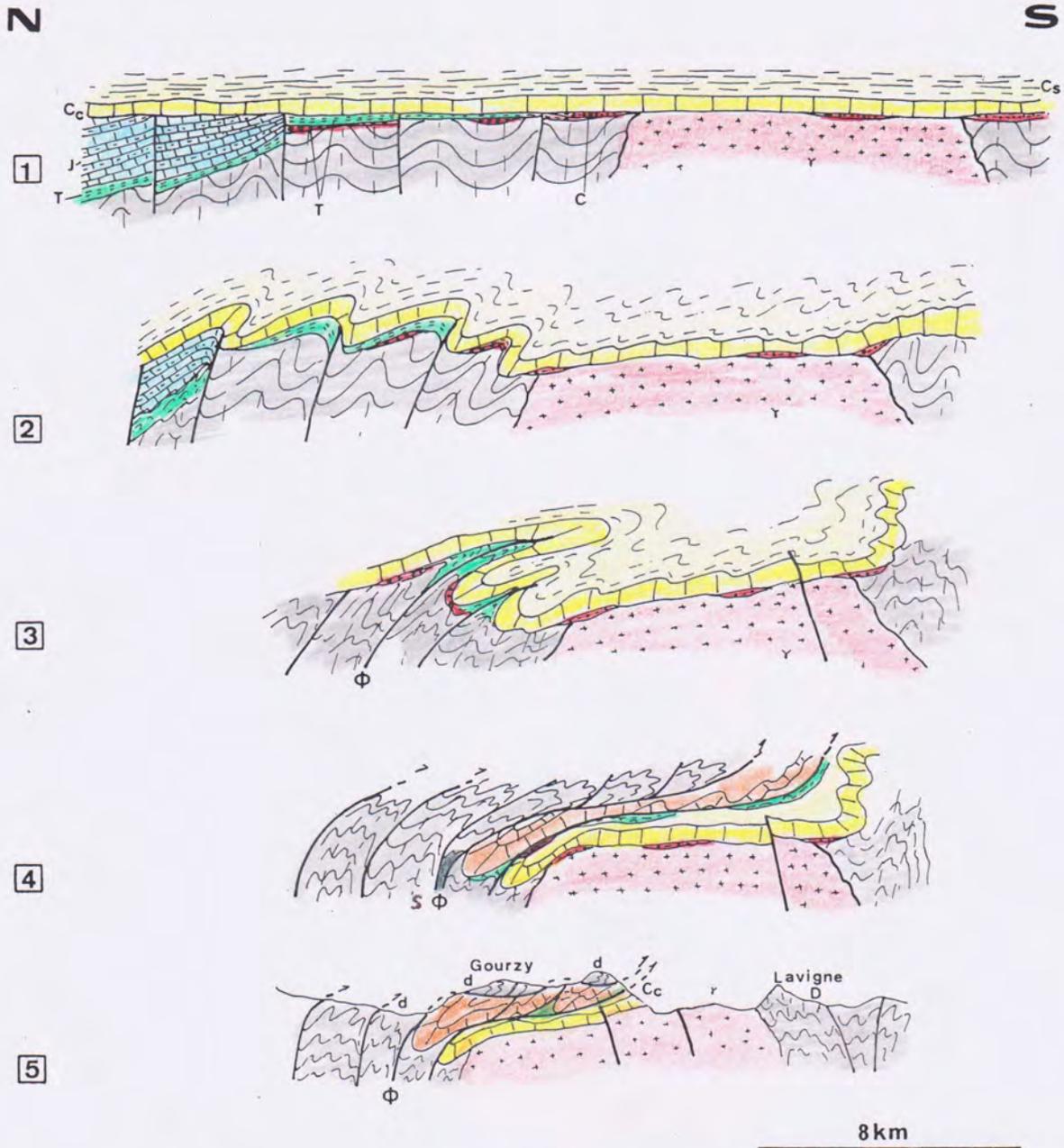
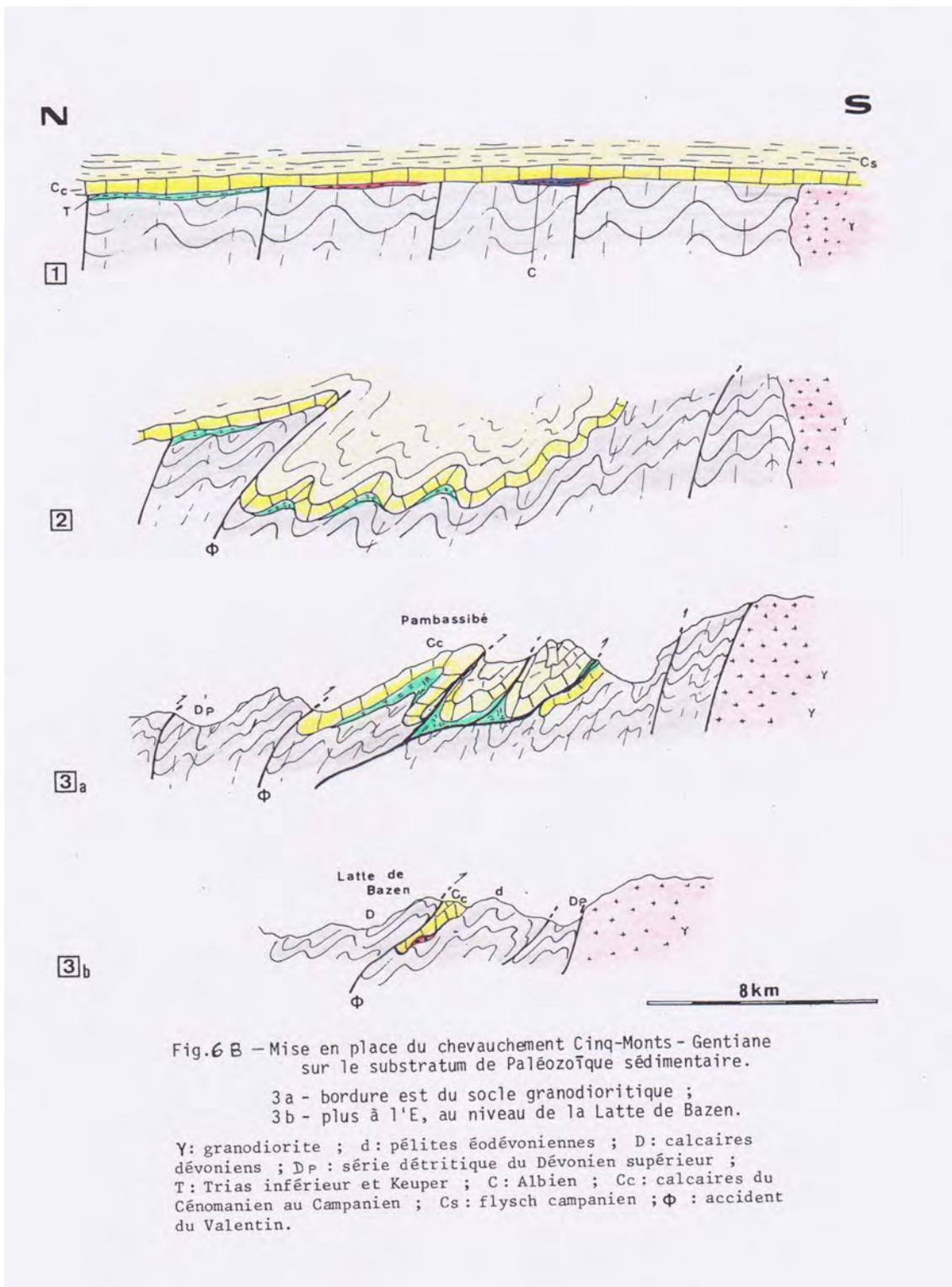


Fig. 6 A.—Mise en place du chevauchement Cinq-Monts - Gentiane sur le Massif granodioritique des Eaux-Chaudes.

Y: granodiorite ; d: pélites éodévonniennes ; D: calcaires dévonniens ; T: Trias inférieur et Keuper ; C: conglomérat albien ; Cc: calcaires du Cénomanien au Campanien ; Cs: flysch campanien ; Φ: accident du Valentin.



B - Pic d'Estremère. Fig 8.

Ce pic se dresse à l'Est du col du Pourtalet. Il s'agit d'anticlinaux sensiblement N-S à cœur de Dévonien moyen récifal chevauchant le Dévonien inférieur du cirque d'Anéou. La disharmonie dans les plis de détail affectant les différentes séries est particulièrement spectaculaire et traduit des glissements vers le Sud sur les surfaces de stratifications séparant les ensembles à lithologie contrastée. Les calcaires d'Estremère, Givétien supérieur – Frasnien sont riches en polypiers : *Calceola sandalina*, *Favosites goldfussi*, *Alveolites*, *Heliolites*, *Cyathophyllum*. Cette faune est abondante sur le flanc nord du pic. Nous l'observerons le troisième jour au Tobazo.

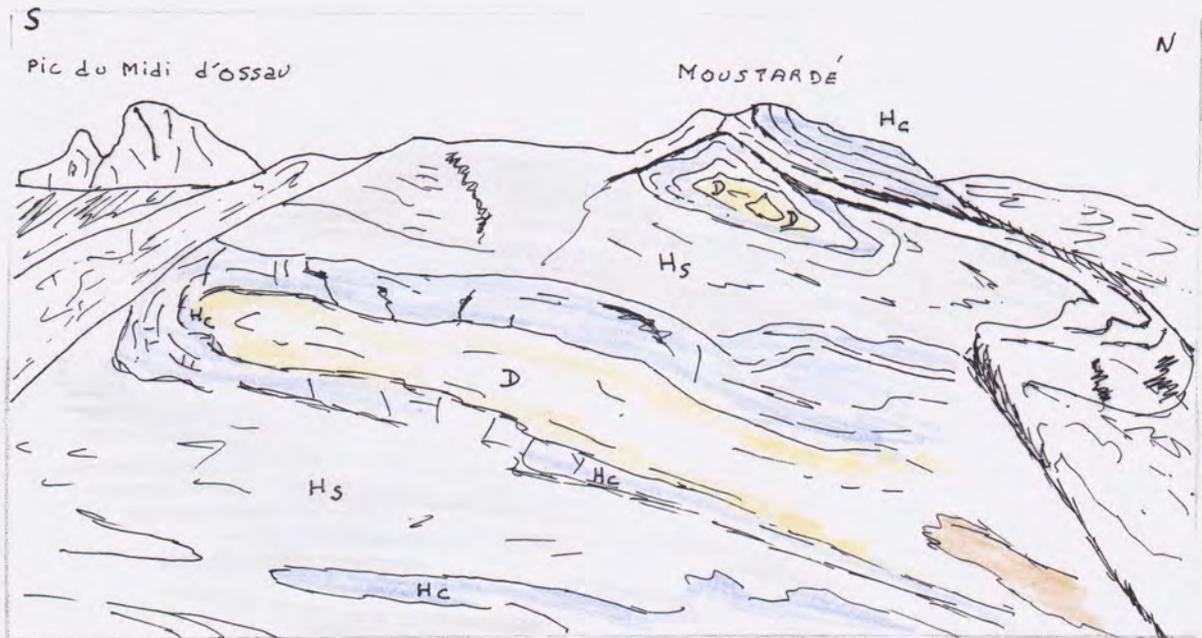


Fig. 7- Panorama du Moustardé. D : Dévonien supérieur ; H_c : calcaires carbonifères ; H_s : Culm.

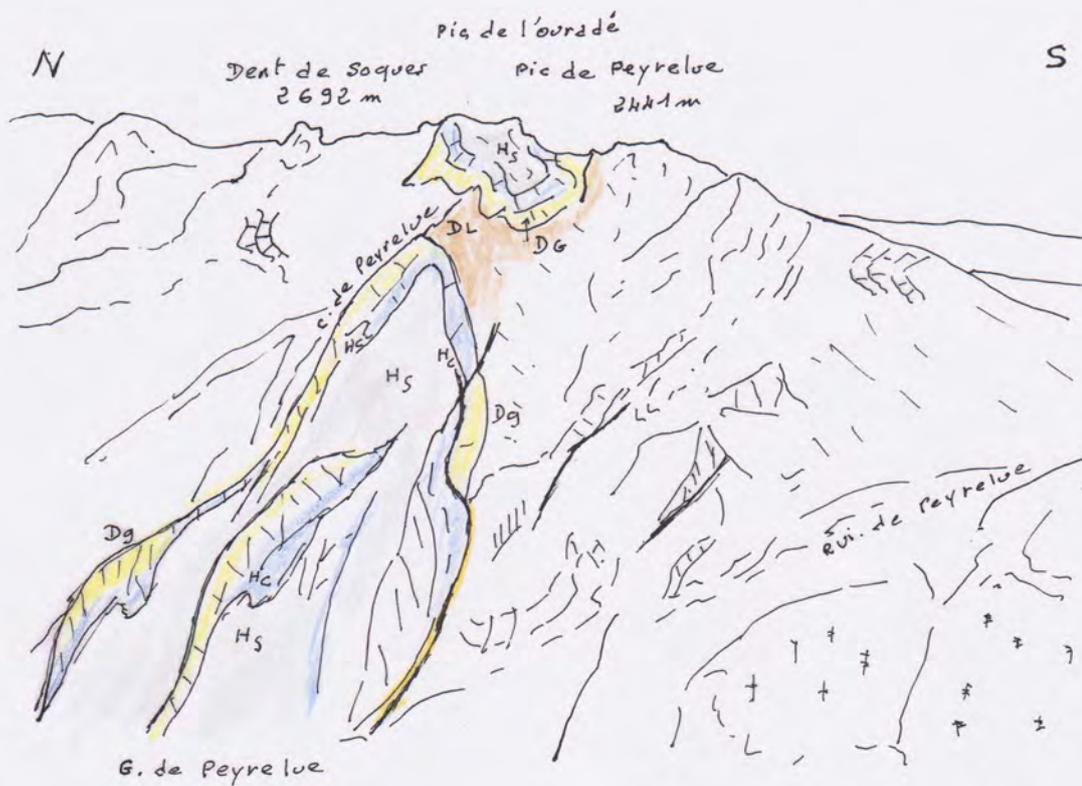


Fig. 8- La « gouttière » de Peyrelue. Superposition de plis N-S et E-W. D₁ : Série du pic Lariste ; D_g : calcaires griottes ; H_c : calcaires carbonifères ; H_s : Culm.

Deuxième jour : vallée d'Ossau et vallée d'Aspe.

1 - Pic du Midi d'Ossau. Volcanisme stéphano-permien.

Le texte, les descriptions et l'ensemble des figures sont empruntés à l'immense travail de François Bixel (1984,1985). Le parcours se fera du barrage de Bious jusqu'au lac du Roumassot. Cinq arrêts permettront d'avoir un aperçu de la structure de l'Ossau.

- 1 Extrémité sud du lac, cote 1417. Rhyolites et microgranites à muscovite dans les schistes namuro-westphaliens. Coloration des rhyolites.
- 2 Cote 1437. Entrée dans le cryptodôme de Bious. Rhyolite blanche.
- 3 Avant le pont d'Ayous. Rhyolites et microgranites à flow-banding. Rhyolites à faciès de pyroméride.
- 4 Pont de Bious. Falaise de l'Embaradère. Ring dyke. Andésite acide.
- 5 Lac de Roumassot. Ignimbrite à patine claire.

Le massif volcanique de l'Ossau possède une structure en chaudron (cauldron), celle d'un volcan avec une caldeira ceinturée par un dyke annulaire. Les formations effusives extérieures à la caldeira ont disparu du fait de l'érosion. Le dyke bordier plus résistant à l'érosion fait saillie dans le paysage et correspond aux crêtes de Mondelhs et de l'Ossau. Les formations effusives intra-caldeira sont assez bien conservées. Sur la bordure de la caldeira, au contact du dyke bordier, les couches de volcanites se redressent et passent de la disposition subhorizontale au cœur du cratère effondré à la verticalité et même au déversement au contact du dyke (cirque de l'Embaradère). L'âge de cet édifice est attribué au Stéphanien supérieur par la macroflore présente dans des niveaux sédimentaires intercalés dans les volcanites de la caldeira. Les tectoniques stéphaniennes, permienne et pyrénéenne ont fragmenté l'Ossau en trois secteurs comportant une partie du dyke et une partie du remplissage des volcanites de la caldeira : secteurs de Bious-Ossau, de Bious-Peyreget et de Bious-Ayous.

ARRET 1. Cryptodôme rhyolitique de Bious. Fig. 9A.

A l'extrémité sud du lac de Bious on entre dans le cryptodôme de Bious, il se greffe sur le ring dyke du secteur Bious-Peyreget. Au niveau du déversoir du gave de Bious (point coté 1417) le contact entre les lames de rhyolites intrusives dans les schistes noirs namuro-westphalien est bien visible. Ces rhyolites claires (blanc verdâtre) sont colorées en noir par les schistes.

ARRET 2. Cryptodôme rhyolitique de Bious.

En suivant le chemin, après le point coté 1437, on entre dans le dôme. La bordure nord en est schistosée, faillée en liaison avec des chevauchements. La rhyolite a ici une couleur blanche, une structure porphyrique avec des phénocristaux abondants de quartz, de plagioclase, de sanidine et de muscovite ; plus rarement on peut y observer de la biotite et des grenats.

ARRET 3. Cryptodôme de Bious.

En aval du pont de Bious, des blocs de rhyolite et de microgranite en éboulis présentent une structure litée (flow banding) liée à leur mise en place. La roche se débite en bancs pluridécimétriques avec un aspect schistosé résultant de cisaillements inter-bancs. En utilisant les plis d'entraînements et la fluidalité F. Bixel a pu reconstituer la structure du cryptodôme. La présence toujours en éboulis de rhyolites à faciès de pyroméride indique que la partie supérieure du dôme a atteint la surface. La rhyolite forme la partie supérieure du dôme et le microgranite en constitue le cœur.

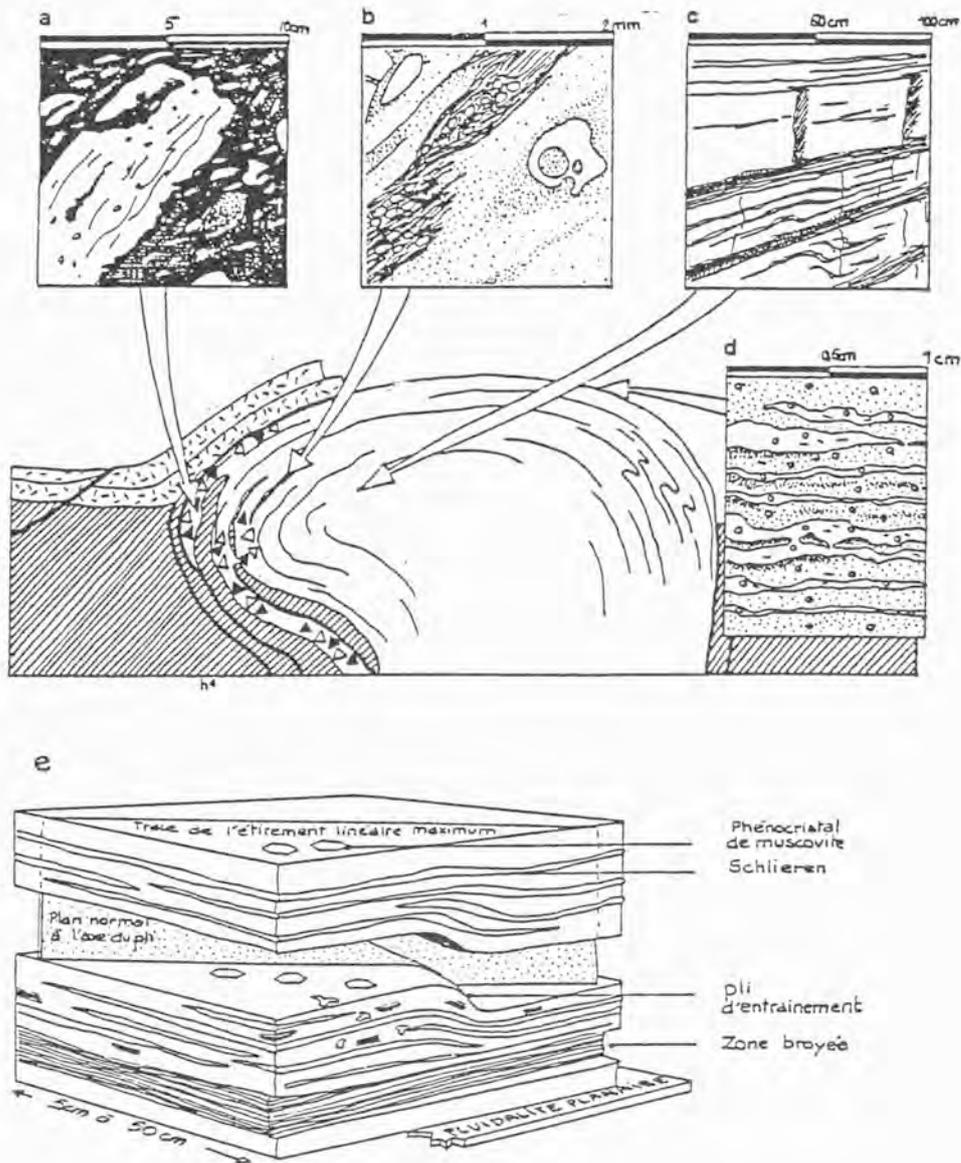


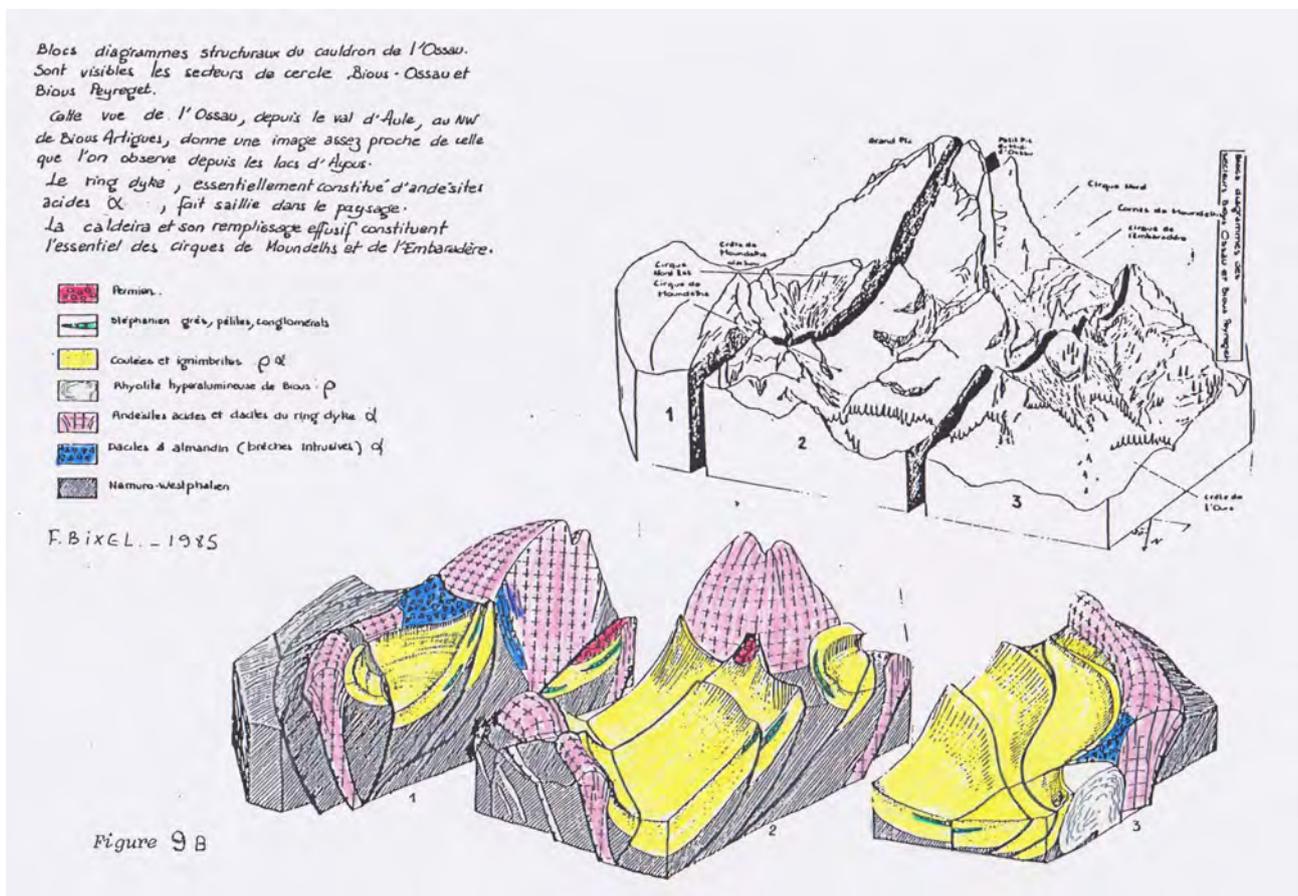
Figure 9A : CRYPTODOME DE BIOUS-ARTIGUES

F. Bixel 1985

- a) Brèche intrusive rhyolitique, noire
- b) Rhyolite blanche à lames de schistes namuro-westphaliens
- c) Rhyolite-microgranite, faciès coeur de dôme, et cf. e
- d) Rhyolite pyroméridique, faciès de surface du dôme
- e) Bloc-diagramme montrant les principaux éléments structuraux de la rhyolite.

ARRET 4. Pont de Bioux. Falaise de l'Embaradère. Andésites acides et dacites à almandin du Ring dyke.

Les falaises de l'Embaradère, à l'Est de la plaine de Bioux, correspondent au Ring dyke du secteur Bioux-Peyreget. Il est constitué par des andésites acides à texture microlithique porphyrique avec phénocristaux de quartz, de plagioclase, de biotite, d'amphibole (magnésiohornblende calco-alcaline) et de pyroxène (augite calco-alcaline). Associées à ces andésites on trouve des brèches intrusives de dacites à almandin. Ces grenats seraient compatibles avec une origine profonde, infra-crustale, comme les rhyolites à muscovite. Ces roches pourront être observées dans l'éboulis à l'Est du pont (Fig. 9B).



ARRET 5. Lac du Roumassot. Ignimbrites rhyolito-dacitiques, andésites basiques d'Ayous.

Jusqu'au lac du Roumassot on traverse les schistes namuro-westphaliens et on aura un aperçu des séries permienne rouges du pic des Arougos et du pic les Tours qui à l'Ouest dominant le sentier. Le lac repose sur une ignimbrite à patine grise et orange. Cette formation pyroclastique vient en discordance sur les schistes carbonifères. C'est la manifestation la plus ancienne de l'édifice ; elle est l'équivalent effusif des rhyolites à muscovite et des dacites à almandin. Elle renferme, comme les brèches intrusives de dacite des xénolithes de grès et pélite namuro-westphalienne, des grenats et parfois de la muscovite..

Sur cette assise pyroclastique vient une coulée d'andésites basiques formant tout le glacis occupé par les lacs du Bersau et d'Ayous et dominant le lac du Roumassot. C'est une coulée grossièrement prismée, à débit cellulaire à la partie supérieure ; les joints sont colmatés par de la silice cryptocristalline. Ces andésites à texture microlithique porphyrique sont composées de plagioclases et de clinopyroxènes. Leur minéralogie est complexe et traduit des affinités avec des séries calco-alcalines et des séries tholéitiques .

Reconstitution de l'édifice volcanique. Fig. 9C.

Depuis le lac du Bersau (cote 2103), au-dessus du refuge d'Ayous, il est possible de reconstituer, à partir des éléments structuraux visibles dans le paysage, la géométrie du chaudron de l'Ossau. Nous reprendrons ici le texte de F. Bixel (1985).

En regardant le panorama vers l'Est on voit :

-- une partie du secteur de Bious-Ossau avec le Ring dyke, depuis les crêtes de Moundelhs jusqu'au sommet de l'Ossau et le remplissage effusif de la caldeira avec les cirques de Moundelhs et de l'Embaradère, les Cornes de Moundelhs, dont la pente générale vers le lac de Bious-Artigues suit la surface structurale des coulées.

-- une partie du secteur Bious-Peyreget, du bas du cirque de l'Embaradère au pic de Peyreget. Le chevauchement de l'arc intrusif annulaire Bious-Peyreget par l'arc Bious-Ossau est nettement visible à la base de la face sud du Petit Pic du Midi d'Ossau. Il est souligné par des niveaux rouges de pélites permienne. La superposition de ces deux secteurs de cercle limités par les deux arcs correspondant aux deux fragments du Ring dyke donne une figure en amande.

-- le troisième secteur, Bious-Ayous sur lequel nous sommes est moins marqué. La structure n'est bien visible que de Bious-Artigues, avec le dôme-coulée du pic Les Tours dominant à l'Ouest le lac de Bious-Artigues et le chemin du lac au pont de Bious. En tenant compte des déformations permienne et pyrénéennes on peut reconstituer la structure circulaire de l'édifice.

La dynamique intrusive de ce chaudron peut être retrouvée à partir de la succession stratigraphique des formations effusives. On rencontre ainsi, du substratum namuro-westphalien vers la couverture molassique permienne :

- 1° des ignimbrites rhyolito-dacitiques ;
- 2° des andésites basiques à xénolithes et xénocristaux de quartz (cirque de Moundelhs) ;
- 3° des andésites basiques de type Ayous ;
- 4° des andésites acides, équivalent effusif des andésites acides intrusives du Ring dyke.

Il s'établit ainsi deux cycles magmatiques : -un premier cycle à matériaux acides peralumineux exprimant des muscovites ou des grenats, -un deuxième cycle, basique, débutant par des andésites basiques, aux caractéristiques intermédiaires entre un volcanisme calco-alcalin et tholéitique et se poursuivant par des andésites acides aux caractéristiques calco-alkalines franches.

Dans un premier temps, il semble que le magma acide, supposé d'origine crustale, anatectique, remonte. Lorsque cette « bulle » arrive à proximité de la surface, la décompression entraîne la sursaturation en éléments volatils et l'explosion avec création de la fracturation annulaire. Les rhyolites et les brèches intrusives dacitiques s'injectent suivant la faille annulaire : ce sont les premiers matériaux du ring dyke. En arrivant en surface ils forment l'ignimbrite.

Dans un deuxième temps, le magma basique à affinités tholéitiques et calco-alkalines se met en place dans le réservoir du chaudron ; il se produit une légère différenciation conduisant aux andésites acides formant l'essentiel du ring dyke. Par la suite, au Permien, la subsidence du Chaudron continue quelque peu puis s'amortit totalement.

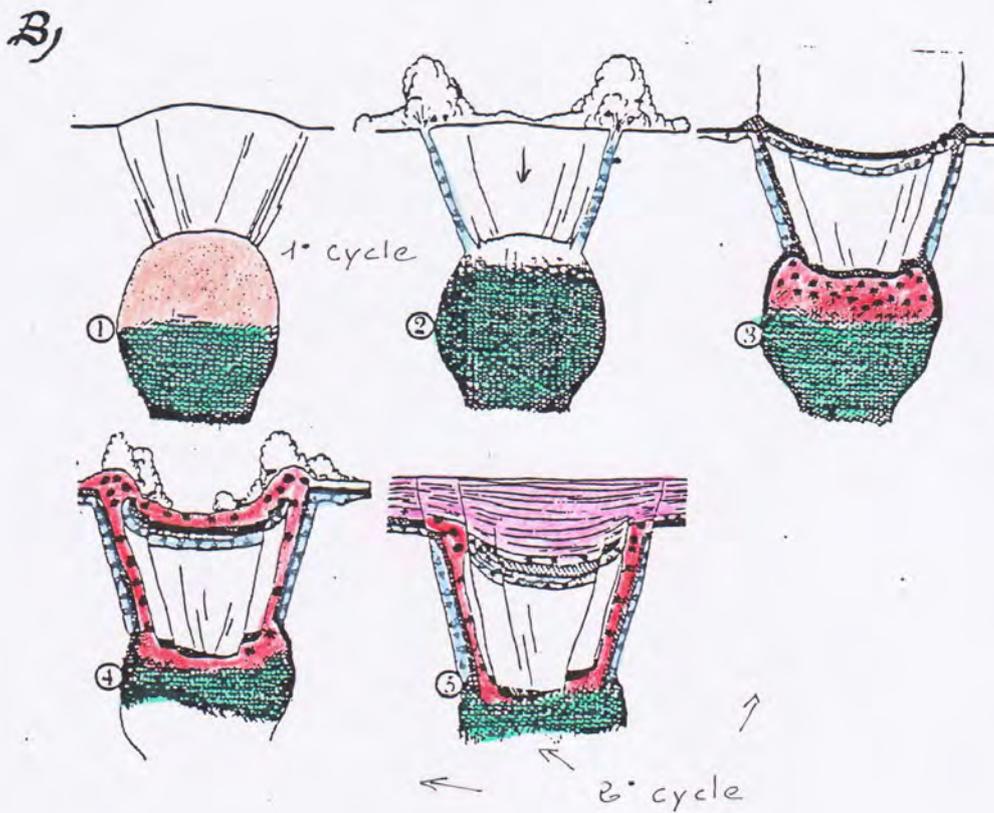
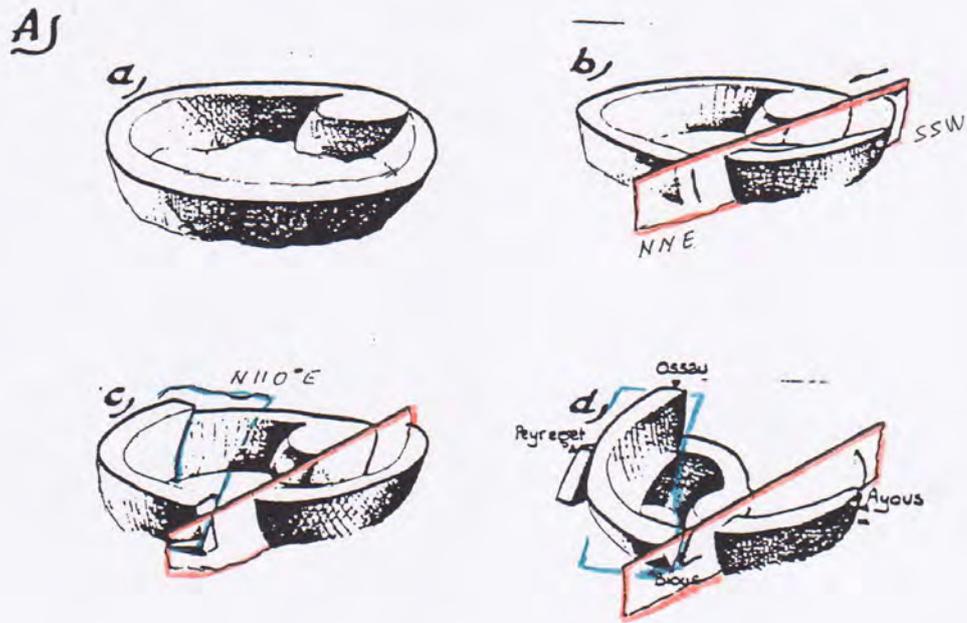


Figure 9c.: Evolution du cauldron de l'Ossau

F. Bixel 1985.

Légende Fig 9c

A) Evolution tectonique du cauldron de L'Ossau.

- a) Situation initiale au Stéphienien.
 b) Cisaillement sénestre au Permien l'édifice est déformé par des accidents NNE-SSW. Un seul de ces accidents est représenté : celui séparant le secteur Ouest Bious - Ayous du reste de la structure annulaire.
 c) et d) Lors de l'orogénèse pyrénéenne, un chevauchement N40 à plongement N scinde la partie est en deux secteurs : le secteur Bious - Ossau et le secteur Bious - Peyreget.

Evolution du cauldron stéphienien de l'Ossau.

B) 1^{er} cycle

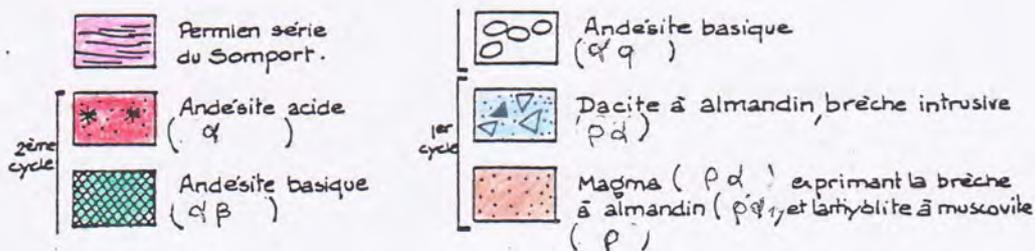
- Arrivée d'un magma acide à grenat almandin exprimant les termes intrusifs (p) rhyolite et microgranite à muscovite et (p q) dacite à almandin.
- Effondrement de la caldeira avec émission de l'ignimbrite basale (p d'), équivalente effusive des termes (p d₁) et (p d₂).
 Suivant la faille annulaire se mettent en place la dacite à almandin (p q) et la rhyolite à muscovite (p).

L'ensemble de ce premier cycle comporte deux termes, avec des minéraux exigeant un magma riche en alumine. Cela se traduit par la présence d'almandin chez (p d₁) et (p d₂) et la présence de muscovite chez (p). Ces particularités minéralogiques pourraient être liées à un magma commun pour ce premier cycle d'origine sialique.

2^{ème} cycle.

- Emission des coulées d'andésites basiques (α β) suivant le ring dyke, précédées par les faciès (α q) d'andésites basiques à xénoclastes de quartz. Le liquide résiduel piégé dans le réservoir subit un fractionnement de type calco-alcalin pour donner les andésites acides (α').
- Emission des andésites acides (α').
- La "cauldron subsidence" continue et s'amortit durant le dépôt des formations terrigènes autuniennes de la série du Somport.

Le deuxième cycle, constitué par des termes plus basiques, d'origine mantélique, possède des affinités minéralogiques et géochimiques calco-alcalines. Il est toutefois à noter que les termes h⁵-d' possèdent des clinopyroxènes à affinité tholéitique.



2 - Vallée d'Aspe.

La fin de la journée sera consacrée à des observations en vallée d'Aspe après avoir rejoint cette dernière par le col de Marie-Blanche. Nous examinerons le Bassin de Bedous et l'anticlinal d'Urdos.

A - Bassin de Bedous. Couloir de décrochement Bielle-Accous. FIG. 10.

Le Prolongement vers l'Ouest du diverticule frontal de la Haute Chaîne (Couloir de décrochement Bielle-Accous) s'enneige sous le revêtement triasique du Bassin de Bedous. Il est en contact au Nord avec la Z.N.P. par la faille du col de Bergout et au Sud avec la H.C. par la faille du col d'Iseye. Ces accidents sont disposés en relais. Entre ces grandes failles se développent plusieurs accidents chevauchants séparant plusieurs unités déjà citées pour le bassin de Laruns ; ces accidents sont des reprises de failles varisques ayant en partie conditionné les dépôts dévoniens et carbonifères. Dans les crêtes séparant les vallées d'Ossau et d'Aspe une brusque torsion leur donne une disposition subméridienne avec un déversement vers le Sud-Est et l'Est (massif du bois de la Traillère, du bois de Sarciat et du Montagnon d'Iseye). Entre le Paléozoïque et le Crétacé supérieur, apparaissent des lambeaux de couverture jurassique et néocrétacée flottant sur le Trias ophitique et formant les synclinaux perchés, déversés vers le Nord du Bergon, de la Marère et de la ferme Sarrelangue. L'envoyage de l'unité du bois de la Traillère se traduit par l'accumulation d'écaillés, de calcaires du Muchelkalk et d'argiles du Keuper injectées d'ophites et sur les pentes du Castet de Bergout de flysch campanien. A l'Ouest de la vallée, l'écaillage affecte aussi les quartzites du socle paléozoïque (Ordovicien ?) et sa couverture discordante de conglomérats albiens (Serrot de Bouch) appartenant à la formation des poudingues de Mendibelza. Vers le Sud, au Sud de l'accident du col d'Iseye, les formations crétacées des pics Permayou, Ronglet et Arapoup et à l'Ouest de la vallée, de l'Oueillarisse constituant la couverture discordante de la Haute Chaîne. Nous la traverserons, au niveau du défilé (centrale électrique, cote 452) au Sud du bassin de Bedous. Cette discordance peut aisément être observée depuis le sentier du lac d'Isabe (vallée du Bitet) et depuis le sentier, par la vallée d'Ansabère, du col de Pétragème.

B - Anticlinal d'Urdos. Fig. 11.

Les coupes du pont d'Urdos (pont de Cebers) entre Etsaut et Urdos et de Garcet au Sud de Lescun sont fondamentales quant à la stratigraphie du Dévonien supérieur et du Carbonifère de la vallée d'Aspe (travaux de M.F. Perret, 1989) Les terrains y sont parfaitement datés zone par zone par une abondante faune de Conodontes. Nous reprendrons ici ses conclusions : le Carbonifère débute par des calcaires souvent amygdaloïdes micritiques à Conodontes et Goniatites du Tournaisien supérieur reposant directement en l'absence de lydiennes sur un Dévonien terminal carbonaté ; au-dessus vient une autre unité calcaire formée de calcaires sombres à laminites de plusieurs mètres d'épaisseur, se poursuivant jusque dans le Namurien. Le Culm sus-jacent leur succède.

Au point de vue tectonique, l'aire synclinale Etsaut-Urdos à remplissage de Carbonifère à faciès Culm est affectée par de grands chevauchements vers le Sud. Des plis anticlinaux (fort du Portalet, Lazaret d'Urdos-Arnousse) déjetés à déversés vers le Sud ou le Sud-Ouest sont des anticlinaux de rampe liés aux chevauchements. Le jeu de ces derniers s'est produit dès le Carbonifère inférieur et durant la sédimentation du Carbonifère. On explique ainsi les différences entre les séries des flancs nord et sud de l'anticlinal du Fort du Portalet ; en effet la série du flanc nord est plus complète que celle du flanc sud et est redoublée. Ceci apparaît sur les coupes équilibrées de A.Daudignon calculées pour les secteurs de la Pène d'Udapat, de la Cristallère et du Fort du Portalet à partir du jeu en failles inverses de failles dévoniennes.



Fig.10- Coupe N-S du Bassin de Bedous. D'après Y. Ternet (Carte géol. Laruns-Somport).

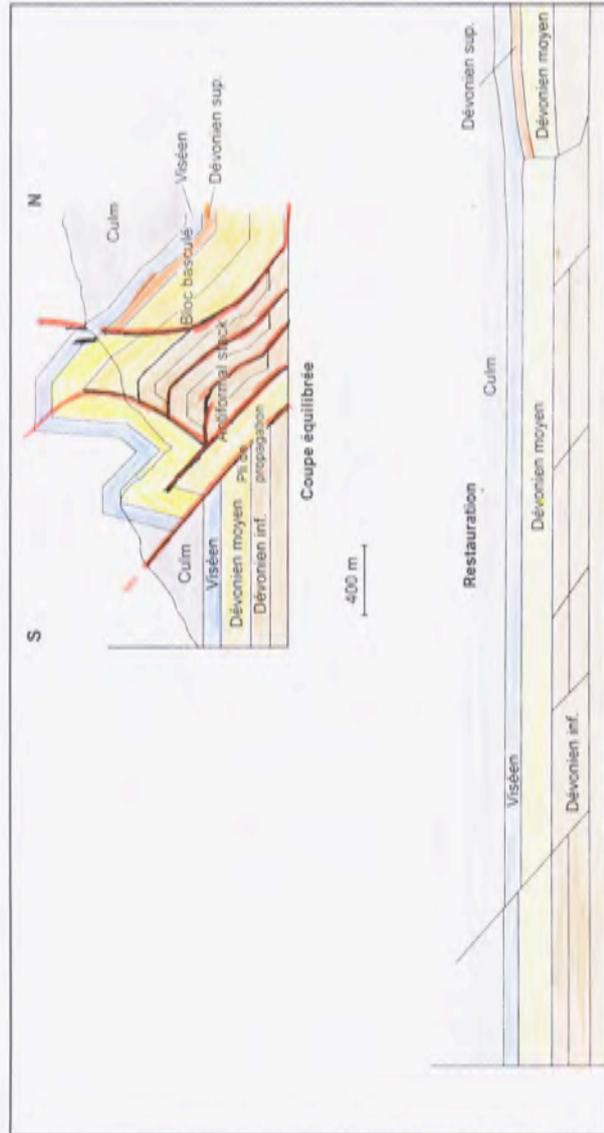
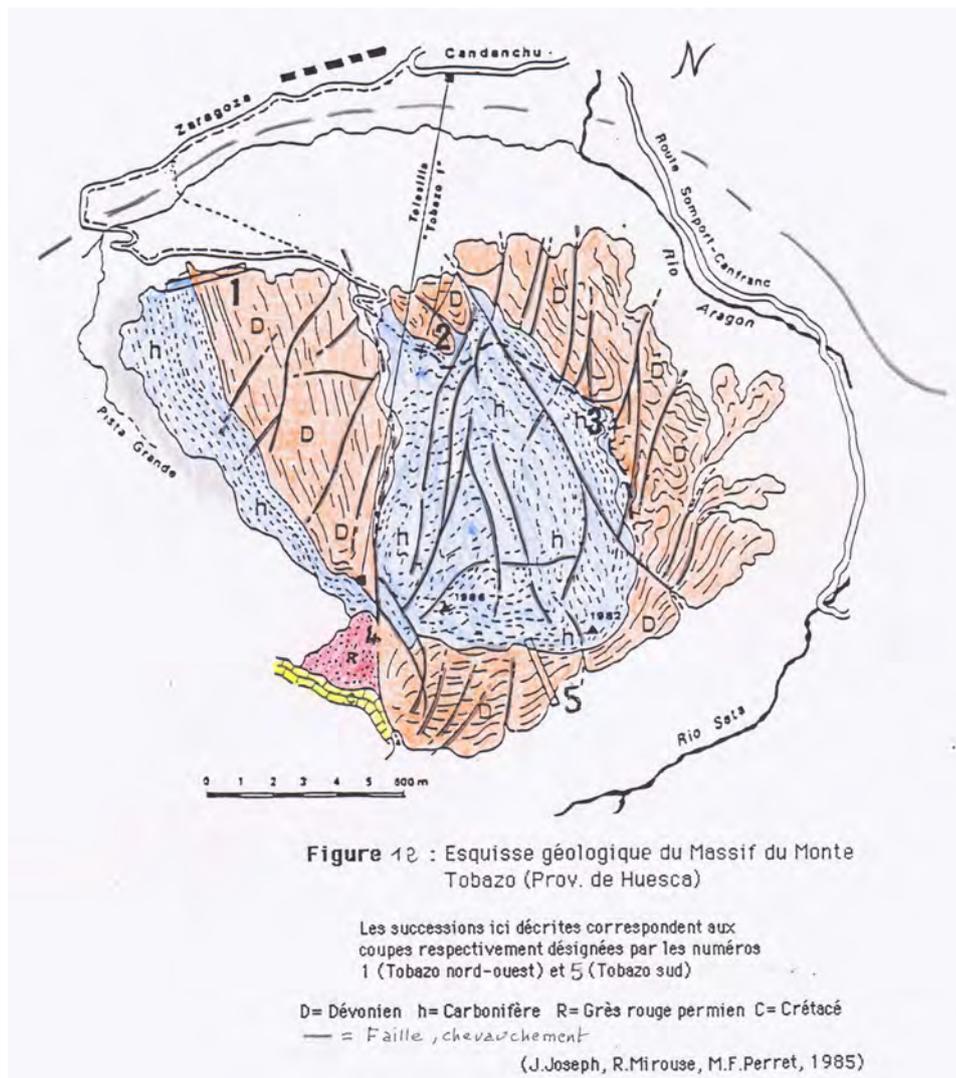


Fig. 11 Anticlinal du fort du Portalet. Coupe équilibrée de la "Mature" (cf après A. Daudignon, 2002)

Troisième jour : Vallée d'Aspe, Candanchù, Monte Tobazo.

Le troisième jour sera consacré aux observations du Monte Tobazo. A partir des forges d'Abel la route du col du Somport recoupe les formations rouges permienes (pélites versicolores) de la série du Somport.

Au Sud du Somport, en anticlinal de rampe, affleurent, au milieu des terrains rutilants permien, déplacés vers le Sud par chevauchement, les calcaires dévoniens et carbonifères du Monte Tobazo. Ils sont dominés au Sud par les formations néocrétacées des pics de l'Aguila et de la Garganta appartenant aux massifs de la Ternera et de la Télera. Du fait de la disposition tectonique, du moins pour la coupe versant sud, la superposition normale des couches est conservée ; on peut ainsi observer l'évolution dans le temps d'un récif frasien. **Carte Fig. 12.**



Le Carbonifère repose ici, comme au pic Saint André à Gavarnie, directement sur les calcaires récifaux du Frasnien inférieur, les grès et grès calcaireux du Tournaisien supérieur remplissant les cavités d'un paléokarst. Viennent ensuite des calcaires bioclastiques du Tournaisien terminal (3m), des calcaires viséens (10m) de teinte claire à laminations puis des calcaires namuriens bleu noir à filonnets de calcite blanche. Toutes ces formations sont bien datées par Conodontes (Jean Joseph, 1985 ; M.F. Perret, 1989).

Toutes les observations seront faites le long de la piste qui, depuis le grand parking de Candanchù, situé au Sud de la caserne, grimpe au sommet du Tobazo. Le dénivelé est de l'ordre de 350m. Après une boucle vers l'Ouest dans le vallon de Saragoza, la piste serpente sur le versant nord, traverse le barranco emprunté par les télésièges, file vers l'Est puis remonte vers le Sud vers le sommet 1986m qui domine la vallée encaissée de la Seta.

Ce cheminement permet de faire des observations tant du point de vue tectonique que stratigraphique et sédimentologique ; les paysages sont exceptionnels. Cinq arrêts sont prévus.

ARRET 1. Rochers de calcaire cote 1650 m au-dessus de la piste. Fig. 13 A et Fig. 14.

La coupe décrite ici est reprise des travaux de Jean Joseph (1985). Les calcaires apparaissent en position monoclinale et plongent de 70°E. La succession stratigraphique et les relations stratification-schistosité (40 à 50°E) montrent qu'il s'agit d'une série renversée. De ce fait les premiers rochers épars dans les pelouses sont des calcaires noirs à laminites du Namurien en contact avec le Culm affleurant sur le chemin de la « Pista grande ». La coupe se poursuit ensuite dans le Carbonifère inférieur et le Dévonien.

De bas en haut la succession est la suivante :

a / Calcaires massifs, clairs, formant une puissante barre à l'Ouest d'un couloir souligné par des Pins à crochet. Biomicrite à Stromatopores peu apparents.

b / Calcaires argileux (2,5m) bien stratifiés. Nombreuses colonies de Stromatopores globulaires et bulbeux. *Pseudoactinodictyon* sp., *Stromatopora* sp.

c / Calcaires massifs, mal stratifiés, biomicritiques localement recristallisés. Stromatopores moins abondants qu'en « b ». Rôle constructeur certain. Epaisseur 7 à 8m.

d / Alternance de lits calcaires argileux à boules de Stromatopores jointives et de bancs de calcaire pur, microcristallin à Stromatopores apparemment en position de vie.

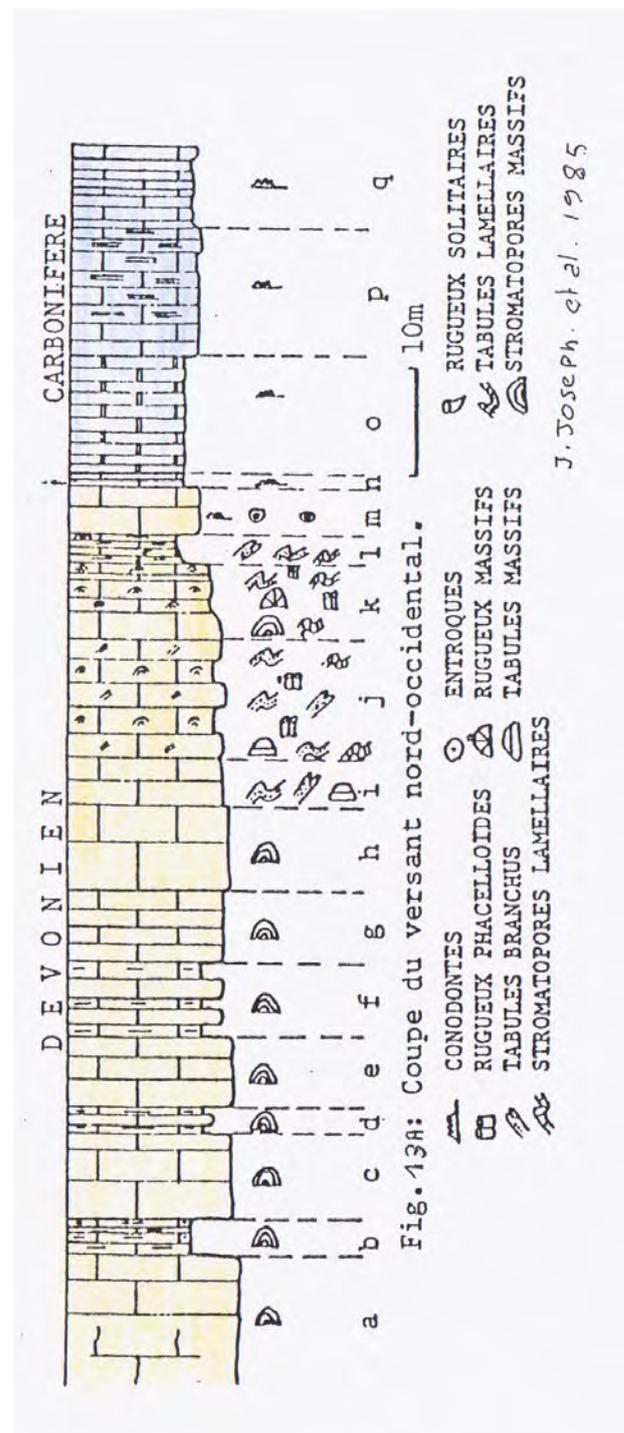
e / Calcaires massifs (5 à 6m), biomicritiques à Stromatopores globulaires. *Pseudoactinodictyon*.

f-g / Alternance, sur 12m, de calcaires un peu argileux à Stromatopores globulaires et de calcaires durs, microcristallins où des Stromatopores massifs (*Pseudoactinodictyon*) voisinent avec des colonies de *Stachyodes* et d'*Amphipora*. En « g » les couches de calcaires argileux micritiques sont moins schistosées et moins épaisses. Le calcaire dur est une biomicrite à petits bioclastes anguleux, dolomitisée et traversée de fins joints stylolithiques.

h / Calcaires (8m) massifs (stratification peu apparente) très karstifiés en surface avec quelques Stromatopores massifs.

i / Calcaires (3 à 4m) en bancs épais où apparaissent des Tabulés lamellaires et branchus silicifiés. Sont aussi présents des Stromatopores massifs (*Actinostroma tabulatum crassum*), des formes relevant des genres *Trupetrostroma*, *Atelodictyon*, *Stachyodes* et des Tabulés massifs (*Alvéolites*).

j / 8 à 10 mètres d'alternance de calcaires biomicritiques à bioclastes variés (Ostracodes, Entroques, débris de Tabulés) souvent encroûtés par des Tabulés lamellaires en partie silicifiés et de calcaires construits à



Rugueux phacelloïdes. Stromatopores (*Stachyodes*, *Stromatoporella cf. socialis*). Rugueux (*Disphyllum* sp.).

k / 4 à 5 mètres de calcaires débutant par un banc à Stromatopores massifs à Caunopores , puis par des couches où se côtoient des Tabulés lamellaires et branchus silicifiés, des Rugueux massifs (*Hexagonia hexagona*) et des Rugueux phacelloïdes (*Disphyllum*). L'ensemble est surmonté par un banc à Stromatopores lamellaires (*Stromatoporella*).

l / 2 à 3 mètres de couches argilo-calcaires peu épaisses suivies par 20 cm de calcaire construit à Stromatopores lamellaires (*Stromatoporella* sp.), puis par un calcaire bioclastique à débris de Tabulés branchus et de Rugueux. A la partie supérieure de cette unité vient un calcaire sombre micritique, à joints limoniteux , à surface ravinée .

m / Calcaires (4m) bioclastiques grossiers caractérisés par l'accumulation de débris d'encrines.

Les Stromatopores donnent un âge givétien pour les termes de « a » à « j » ainsi que pour la première couche de « j ». Le reste de la succession peut être attribué au Frasnien par des débris de Conodontes (*Ancyrodella*) dans le terme « m ».

n / 0,5mètre de calcaires riches en bioclastes variés (Crinoïdes, Ostracodes, Bryozoires, Trilobites) englobés dans une matrice de micrite.

o / 10 mètres de calcaires à patine claire et à cassure gris bleu sombre ou gris rosé, en bancs décimétriques à métriques à débris divers (Goniatites, Globochaetes, Crinoïdes).

p / 12 mètres de calcaires en bancs parfois épais, à patine claire grise ou beige, à cassure légèrement rosée et à débris d'organismes.

q / 5 mètres de calcaires plus riches en micrite, plus pauvre en organismes et à grains de pyrite et limonite.

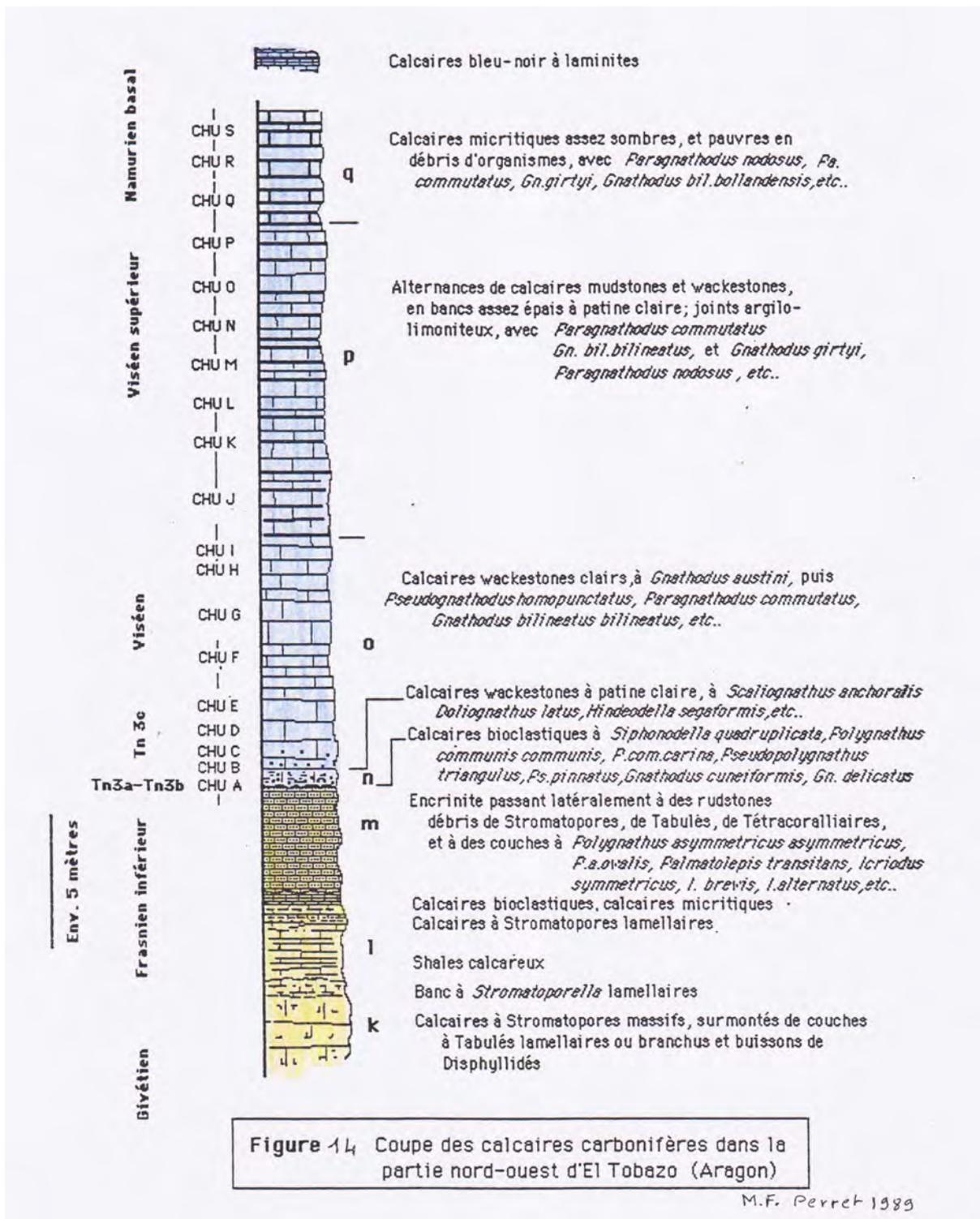
Les premiers décimètres de l'assise « n » ont un âge tournaisien moyen et supérieur, datés par Conodontes (*Siphonodella quadruplicata*, *Polygnatus communis communis*, *Gnatodus delicatus*, *Gn. punctatus*, *Gn. pseudosemiglaber*, etc.). La base du terme « o » serait du Tournaisien supérieur (association de Conodontes). La suite de « o » présente des formes de passage du Tournaisien supérieur au Viséen. Le sommet de « p » et le terme « q » sont d'âge passage Viséen-Namurien (*Gn. girtyi*, *Gn. bilineatus bilineatus*, *Polygnatus nodosus*).

ARRET 2. Couloir des télésièges.

Peu après le couloir, au milieu des calcaires ocres tournaisiens, ici subhorizontaux, apparait la partie supérieure des calcaires clairs frasnien (termes « k, l, m »). Ces calcaires sont en position anticlinale. L'ensemble est vigoureusement plissé et montre de nombreuses figures de superposition, (plis N-S repris par des plis E-W).

ARRET 3. Versant est du Tobazo.

La piste longe ici la limite dévono-carbonifère. On constate une évolution au sommet de la série dévonienne, les calcaires crinoïdiques « m » se chargent en fragments volumineux de colonies de Tetracoralliaires (*Phillipsastrea*) et d'autres coraux pour passer à de véritables conglomérats calcaires. Ces conglomérats paraissent localement rubéfiés sous le Tournaisien. La coupe du Carbonifère est complète et les unités « n, o, p, q, » ont pu être divisées (marquage sur les affleurements) : n (A), o (B à I), p (J à P), q (Q à S). (M.F. 1989).



ARRET 4. Sommet 1986m. Lahar du Tobazo.

Depuis le sommet (table d'orientation), la vue vers le Nord permet d'observer les ensembles volcaniques du pic du Midi d'Ossau et du pic de l'Anayet et l'ennoyage de la haute Chaîne sous les calcaires néocrétacés du pic d'Anie. Vers le Sud, le panorama montre ces calcaires à plongement vers le Nord constituant les pics de la Garganta et del Aguila avec à leur base les formations rutilantes permienne. Vers le Sud-Est, au-delà du cañon de la Seta le contact discordant Paléozoïque-Crétacé est parfaitement visible.

Au-dessus, dans la falaise dominant le sentier à l'Ouest, on observera un conglomérat à éléments volcaniques anguleux. Il s'agit d'une coulée de boue à aspect chaotique : un lahar.

ARRET 5. Coupe sud falaise du cañon de la Seta. Fig. 13B et Fig. 15.

La coupe se trouve dans un couloir, au sommet de la falaise; le cheminement est délicat et demande de la prudence. Il est cependant facile d'observer le passage du Dévonien au Carbonifère et surtout la position normale des couches avec un plongement faible de 10 à 20° N permet de voir la mise en place du récif et sa disparition. L'ensemble est assez massif, certains niveaux sont très riches en organismes et visiblement construits, d'autres vers le sommet ont fourni une abondante microfaune de Conodontes.

Cette coupe présente des caractéristiques analogues à celle décrite à l'arrêt 1 :

- Les termes « a » à « i » des deux coupes sont analogues du point de vue de la lithologie et des faunes. Il en est de même pour la silicification des Tabulés, Rugueux et Stromatopores.
- Dans la coupe sud des couches à rognons siliceux et à lits de cherts (termes « i » et « j ») sont présents.
- Les termes « q », « r » et « s (coupe sud) » et les termes « j » à « l » (coupe nord) sont assez semblables (calcaires construits à Rugueux phacelloïdes et calcaires à encôtements de Tabulés et Stromatopores lamellaires.
- Apparition ici dans la coupe sud de conglomérats rubéfiés sous les calcaires tournaisiens. La partie sommitale de la série dévonienne est marquée par une surface de paléokarts dont les anfractuosités sont comblées par des calcaires gréseux du Tournaisien transgressif (terme « t »).
- Les données paléontologiques permettent de situer dans le Givétien les termes de « a » à « r » en particulier par la présence de Caenopores dans les Stromatopores. Le terme « s » appartiendrait quant à lui à partie inférieure du Frasnien (*Disphyllum godfussi*, *Hexagonaria hexagona*).
- La série carbonifère est identique : grès calcaires limoniteux, calcaires micritiques à patine claire, calcaires sombres avec minces lits argileux et laminations.
- Les termes « t, u, v, w » sont riches en Conodontes. Le remplissage du terme « t » (paléokarst) renferme des associations du Tournaisien moyen et supérieur (M.F. Perret, 1985, 1989).
- Enfin la partie supérieure de la coupe (termes « u, v, w, x ») correspond à des calcaires pélagiques, calcaires micritiques clairs et calcaires sombres à laminites dont le dépôt transgressif amorcé au Tournaisien moyen va se poursuivre jusque dans le Namurien.

Au point de vue tectonique, la structure est celle d'un anticlinal de rampe. Les terrains dévoniens et carbonifères ont d'abord été déformés par des plis N-S à N20°E, décamétriques à hectométriques affectés par une schistosité de fracture plan axial et par des chevauchements vers l'Ouest. Puis ils ont été ployés en une structure anticlinale E-W à plan axial à plongement nord. Des figures de superposition traduisent cette

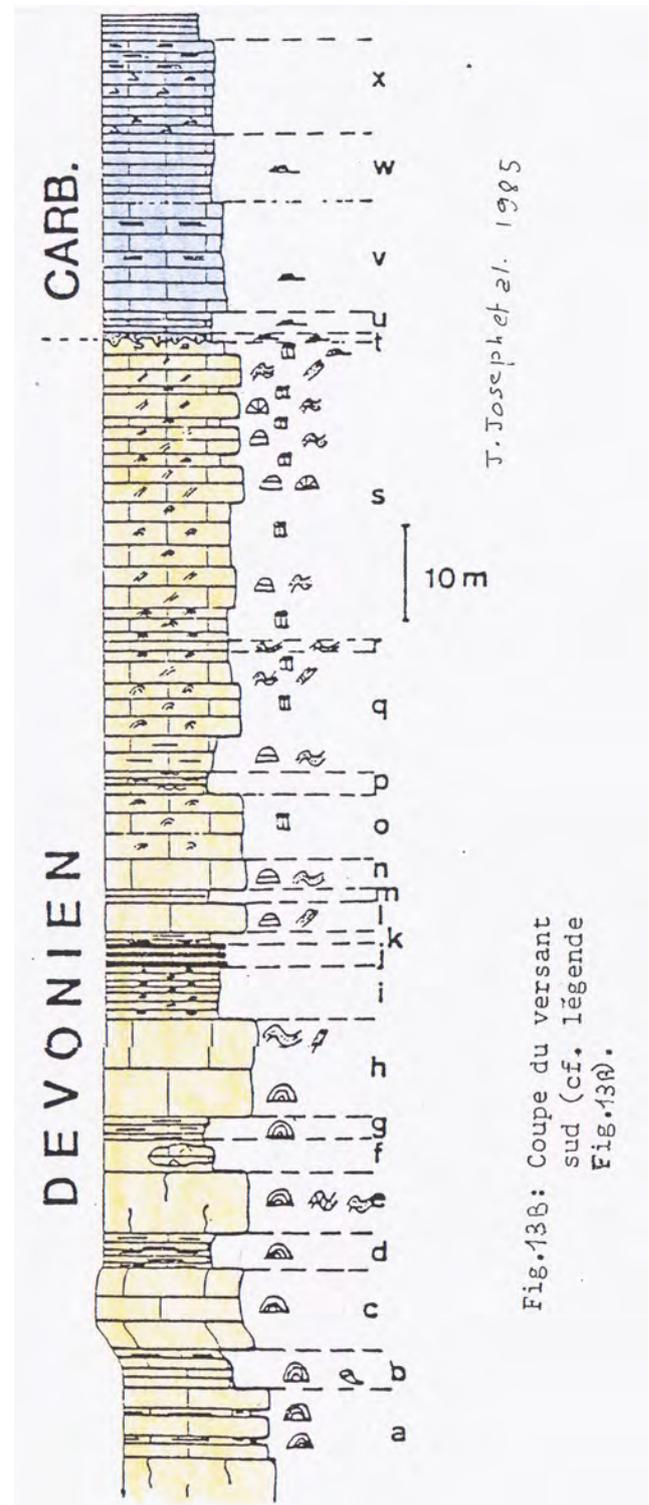
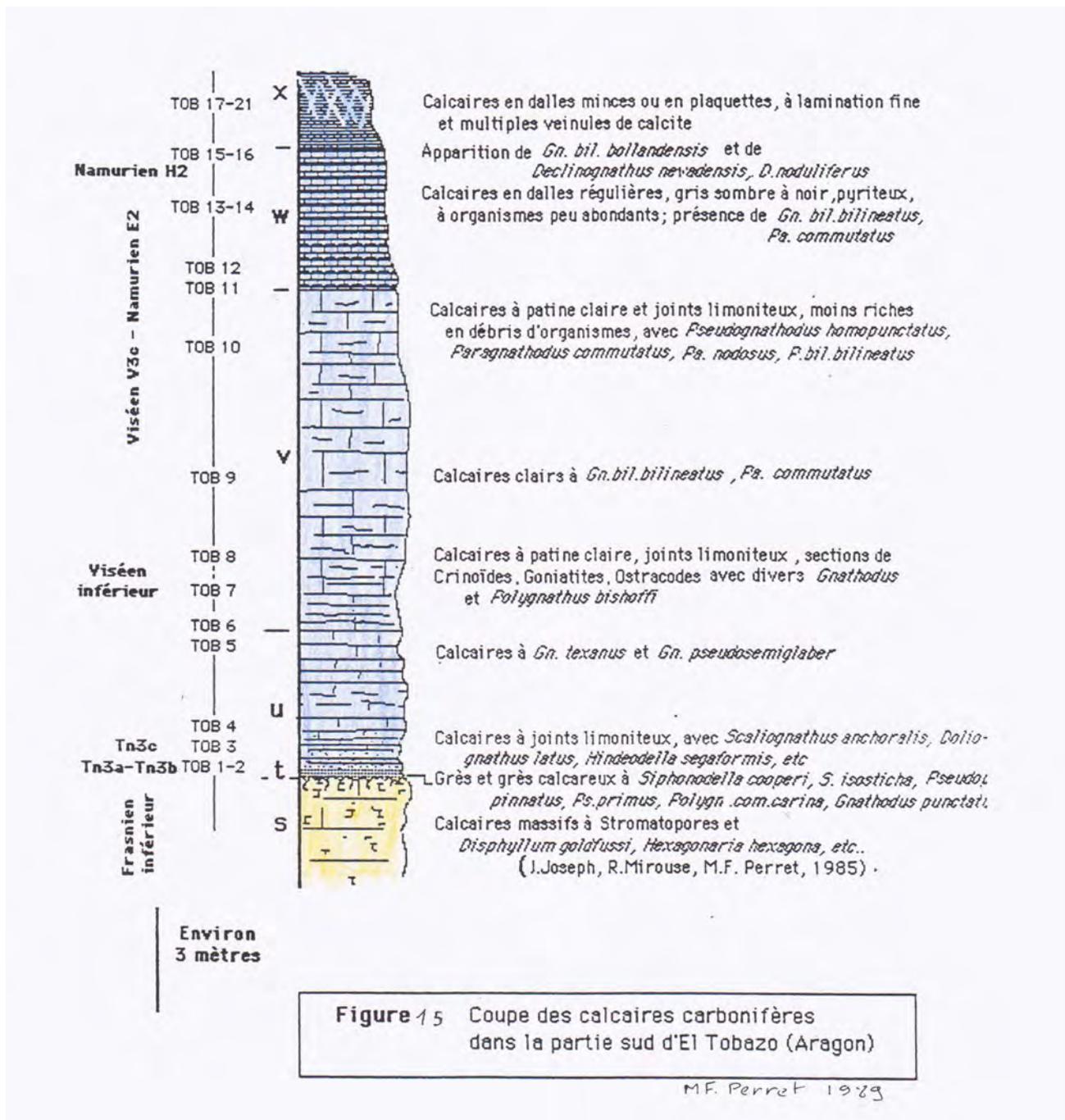


Fig.13B: Coupe du versant sud (cf. légende Fig.13A).

succession de déformations. La présence de plusieurs chevauchements mineurs à plongement nord permet de lier cette structure à un chevauchement aveugle à vergence sud. Les formations permienues du Somport cachettent cette structure.

Par la présence de calcaires à Crinoïdes du Frasnien au-dessus des formations récifales, directement surmontés par le Tournaisien, la série du versant nord (arrêt1) paraît plus complète que celle du versant sud où le Tournaisien repose directement sur les calcaires récifaux.



Bibliographie sommaire.

Bixel F. - 1984. Le volcanisme stéphano-permien des Pyrénées. *Thèse Sciences Toulouse*. 640 p., 212 fig.

Joseph J., Mirouse R., Perret M.F. - 1984. Calcaires dévoniens et carbonifères du Monte Tobazo (Pyrénées aragonaises, Huesca, Espagne). *Acta géol. Hisp., Barcelona, t19, n°3, page 149-166, 3 fig. 2pl.*

Majesté-Menjoulàs C. - 1979. Evolution alpine d'un segment de chaîne varisque. Nappe de Gavarnie, Chevauchement Cinq-Monts-Gentiane (Pyrénées centrales et occidentales). *Thèse Sciences Toulouse*. 343 p., 132 fig., cartes.

Perret M.F. - 1989. Recherches micropaléontologiques et biostratigraphiques (Conodontes – Foraminifères) dans le Carbonifère pyrénéen. *Strata, Toulouse. Série 2 Mémoires vol.21, 1993. 625p.160 fig., 13 pl.*

Ternet Y. Majesté-Menjoulàs C., Canérot J., Baudin T., Cocherie A., Guerrot C., Rossi P. - 2004. Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille **Laruns-Somport** (1069). Orléans ; BRGM 192 p. Carte géologique par Ternet Y., Barrère P., Canérot J., Majesté-Menjoulàs C. (2004).