



CARTE GÉOLOGIQUE A 1/50 000

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

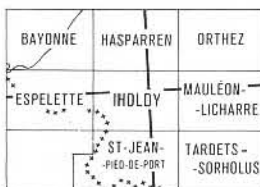
IHOLDY

XIII-45

IHOLDY

La carte géologique à 1/50 000
IHOLDY est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :

- au nord-ouest : BAYONNE (N° 226)
- au nord-est : ORTHEZ (N° 227)
- au sud-ouest : ST-JEAN-PIED-DE-PORT (N° 238)
- au sud-est : MAULÉON (N° 239)



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE ET DE LA RECHERCHE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 – 45018 Orléans Cédex – France



NOTICE EXPLICATIVE

INTRODUCTION

La feuille lholdy couvre le Nord de la Basse-Navarre, province des Pyrénées basques françaises. Elle s'étend sur une région au modelé très contrasté.

Au Nord et à l'Est, le flysch forme des collines au relief mou, dont l'altitude augmente vers le Sud-Est en même temps qu'apparaissent des zones déprimées (cuvette triasique d'Armentarits et de Jaxu). Sur ce paysage mamelonné, les calcaires de la structure de l'Arberoue se détachent malgré leur faible altitude.

Au Nord-Ouest, le massif de l'Ursuya présente un relief légèrement plus accentué, avec quelques sommets plus affirmés (pic de Garralda, mont Ursuya). Dans le quart sud-ouest de la feuille, la topographie est beaucoup plus tourmentée avec toutefois une opposition marquée entre les crêtes déchiquetées de quartzites ordoviciens et dévoniens (Baygoura, Mondarrain) et les reliefs monoclinaux des grès permo-triasiques (Artzamendi, Iparla). Cette zone est profondément entaillée à la faveur d'accidents triasiques (fossé d'Ossès, couloir de Bidarray).

Les reliefs sont, de plus, entamés par des rivières encaissées, Nive des Aldudes, Nive de Saint-Jean, confluant à l'entrée du bassin d'Ossès et entaillant les crêtes paléozoïques les plus septentrionales, au défilé du Pas de Roland.

DESCRIPTION DES TERRAINS

LES FORMATIONS CRISTALLINES DU MASSIF DE L'URSUYA

Précambrien probable et Cambra-Ordovicien

Constitué de gneiss très métamorphiques, le massif cristallophyllien de l'Ursuya (ou du Labourd (*)) s'étend dans le quart nord-ouest de la feuille. Les affleurements y sont

(*) Nom très utilisé, mais ceci à tort si l'on considère que le Labourd géographique correspond au territoire compris entre le méridien d'Hasparren, l'embouchure de l'Adour et celle de la Bidassoa.

assez rares et surtout très altérés, sauf sur les plus hautes collines et dans quelques profondes entailles d'érosion. On a cependant pu distinguer deux ensembles de formations :

- à la base, un complexe de gneiss plus ou moins basiques et de paragneiss alumineux. Le degré de métamorphisme est partout très fort. Le faciès *granulite* de la catazone a été atteint dans les gneiss basiques et dans certaines roches alumineuses qui leur sont associées ; l'essentiel de la formation alumineuse montre des associations minérales du sommet de la catazone (subfaciès à sillimanite-orthose) et a nettement subi le phénomène d'anatexie (fusion) partielle ;

- au sommet, une formation hétérogène, encore très métamorphique, dans laquelle alternent des gneiss arkosiens, des micaschistes et divers gneiss à silicates calciques. Ces terrains passent vers le haut, apparemment en continuité stratigraphique, aux schistes et quartzites ordoviciens du Baygoura, dans lesquels le métamorphisme s'atténue assez rapidement. Par contre, ils semblent être en contact avec les divers termes de l'ensemble inférieur. Ainsi apparaît, malgré le jeu des failles tardives, une *discordance cartographique*.

Nous pensons que celle-ci correspond à la coupure majeure entre un socle précambrien et une couverture cambro-ordovicienne. Ceci reste une hypothèse. Indiquons toutefois que la même coupure a été observée en de nombreux points de la chaîne pyrénéenne et qu'elle est particulièrement bien établie dans les Pyrénées orientales grâce à un volant serré d'arguments structuraux et géochronologiques.

Le métamorphisme ne fera pas l'objet, dans cette notice, d'une rubrique séparée : sa description sera intégrée à celle de la lithostratigraphie. Quant aux roches éruptives, qui occupent une place réduite, nous les passerons en revue à la fin de l'étude du massif cristallophyllien, donc avant celle de l'Ordovicien prouvé.

Précambrien probable

a1ζ. Gneiss basiques, leptynites à grenat, gneiss kinzigitiques.

Nord du massif. Entre Guéréciette, Bonloc et Sorhano, on voit affleurer les terrains les plus métamorphiques du massif (faciès granulite) :

- des gneiss basiques à plagioclase calcique, clino et/ou orthopyroxène, avec ou sans biotite rouge. Il s'agit de roches sombres, assez fines, massives ou un peu orientées. Les compositions évoquent d'anciens gabbros ou norites ;
- des roches très leucocrates (leptynites) à quartz, oligoclase parfois antiperthitique, orthose perthitique et grenat. Leur aspect est massif, leur grain moyen à fin. La teinte va du jaune clair à l'ocre, voire au jaune cassonade. A l'échelle de l'échantillon, les grenats apparaissent tantôt disposés de façon homogène, tantôt répartis dans des lits qui dessinent un rubanement (l'ancienne stratification) ; ces lits à grenats sont bien en évidence sur les surfaces altérées. Précisons cependant que le grenat manque dans certaines leptynites.

Sans doute quelque peu exagérée sur la carte, l'extension précise de ce complexe catazonal est mal connue, d'autant que s'y intercalent des passées de gneiss un peu moins métamorphiques à sillimanite-orthose (cf. a2ζ : dispositif pouvant être dû à des écaillages (voir au chapitre Tectonique). Par commodité, on a donc arrêté ce complexe basal sur des accidents subverticaux. Il est particulièrement reconnaissable dans toute la colline de la cote 272 ainsi que dans le relief situé à l'Est de l'usine hydro-électrique de Sorhano. Il semble que ce complexe très métamorphique existe, de façon au moins ponctuelle, dans d'autres secteurs du massif : en effet, on a rencontré des gneiss leucocrates et massifs à grenat. à 3 km au S.SE de Guéréciette (versant nord de Zihorry et 300 m E.SE de Bichindaritzéa).

Mont Ursuya et autres secteurs. Les gneiss qui constituent la grande colline de l'Ursuya sont caractérisés par l'abondance des grenats centimétriques et souvent aussi par celle de la sillimanite ; ils montrent typiquement une corrosion du grenat par de la

cordiérite bleuâtre, bien visible à l'œil nu. On peut les rapprocher des *kinzigites* qui ont été décrites dans d'autres massifs anciens des Pyrénées.

Certaines de ces roches s'avèrent extrêmement riches en quartz et à peu près dépourvues de feldspaths ; leur composition est en toute rigueur celle d'un micaschiste. Il existe d'ailleurs de véritables micaschistes à grenats, très micacés et feuilletés. Par augmentation de la teneur en oligoclase et orthose, on passe à des gneiss *stricto sensu*. Quelques bancs plus massifs et clairs rappellent les leptynites de l'ensemble précédent.

Métamorphisée dans le subfaciès à sillimanite--orthose, ou à la limite du faciès granulite (présence occasionnelle d'antiperthite), la formation a subi le phénomène d'anatexie. Cette fusion partielle s'observe surtout, comme il est normal, dans les termes feldspathiques ; elle reste limitée, comme l'atteste la persistance de la trame gneissique. Les éléments quartzo-feldspathiques forment de minces traînées concordantes et apparaissent aussi de façon diffuse dans des charnières de microplis couchés ; ils ne semblent pas foliés. Le développement de la cordiérite est sans doute synchrone de l'anatexie.

Ces gneiss kinzigitiques de l'Ursuya reposent visiblement sur les gneiss (a2ζ) dont il va être question. À l'Est cependant, ils donnent l'impression de s'effiloche latéralement, apparence qui peut refléter une tectonique d'écaillage plutôt qu'un passage latéral de faciès. Les relations avec le complexe des leptynites et des gneiss basiques n'ont malheureusement pas été observées. On doit néanmoins supposer que les kinzigites représentent un terme un peu plus élevé de la série originelle.

Nous n'indiquerons pas d'affleurement-type de cette formation, qui n'est guère visible au niveau des routes. Mais le mont Ursuya est de parcours aisé. Les conditions d'observation sont bonnes au sommet et en haut du versant nord.

Des roches que leur richesse en gros grenats apparentent aux précédentes constituent l'ossature de la longue croupe est-ouest de Zahiolamendy-Zihorry (*). On en a retrouvé en quelques autres points du massif cristallin, sans pouvoir affirmer qu'il s'agit bien d'équivalents latéraux des gneiss de l'Ursuya.

a2ζ. **Paragneiss à biotite, indifférenciés.** Il est difficile de se repérer dans cet ensemble assez monotone qui paraît fort puissant. Le gneiss-type est à quartz, oligoclase (**), biotite et sillimanite, souvent aussi à grenat ; on rencontre, en outre, la cordiérite, l'ortho se plus ou moins perthitique et parfois de la muscovite secondaire. Une linéation minérale se dessine nettement dans les termes les plus fins et aussi dans certains secteurs où anatexie et plissements n'ont pas perturbé la régularité de la foliation, c'est-à-dire notamment dans le Sud-Est du massif (voir la carte).

Les proportions relatives des minéraux varient notablement et l'on remarque en particulier tous les intermédiaires avec des compositions de quartzites à biotite ou de grès légèrement arkosiques. Notons quelques intercalations d'amphibolite ($x = 301,65$; $y = 122$).

Un certain rubanement s'observe dans les termes relativement riches en feldspaths. Biotite et fuseaux de sillimanite-fibrolite forment des cloisons de quelques millimètres, séparant de minces travées quartzo-feldspathiques. Ce rubanement pourrait être d'origine sédimentaire ; mais on peut aussi l'attribuer à un début de *différenciation anatectique*, car l'association des minéraux observés révèle que la formation a effectivement été soumise aux conditions de la fusion partielle.

L'anatexie se développe plus ou moins, donnant naissance à des bouffées de roche granitique assez grossière, ainsi qu'à des aspects d'injection lit par lit ; ce matériel granitique n'est pas affecté par la foliation générale des gneiss.

À 1 km au Nord de Louhossoa, sur la route qui contourne par l'Ouest la cote 245, on voit des gneiss et des quartzites compacts alterner en lits de 5 à 10 centimètres :

(*) Des gneiss leucocrates et massifs à grenats, rencontrés vers l'Est de ce secteur (cf. ci-dessus), ressemblent aux leptynites du complexe basal.

(**) Il a été observé quelques antiperthites.

ceci nous fait penser à un dépôt rythmique de sables et de pélites. Des bancs métriques de méta-quartzites et de méta-arkoses à plagioclase apparaissent aux abords des gneiss kinzigitiques (versant nord-ouest de l'Ursuya, cote 423 et juste à l'Ouest sur le sentier).

Le plus bel affleurement de gneiss, dans le périmètre de la feuille, est constitué par une grande carrière en activité, sur la rive gauche de la Nive, à l'Est de Francsénéa. Assez grossiers, peu homogènes à l'échelle de l'échantillon, ces gneiss sont parcourus de travées quartzo-feldspathiques diffuses, dues à un phénomène d'anatexie. Ils renferment d'assez gros grenats, moins abondants que ceux des kinzigites. La cordiérite auréole parfois et corrode ces grenats ; elle apparaît aussi dans les passées feldspathiques, sous forme de plages verdâtres qui peuvent atteindre le décimètre.

Dans cette carrière, on remarque aussi des corps d'un granite très blanc et assez grossier, à oligoclase, microcline et muscovite blastique. Il existe enfin des bancs peu épais de gneiss à silicates calciques (amphibolites, pyroxénites).

Etant donné la structure très complexe du massif (écaillages, redoublements probables), on ne peut guère situer ces gneiss dans la série. Peut-être marquent-ils la transition entre les kinzigites et les paragneiss indifférenciés (a2ζ) ?

Note sur l'âge du métamorphisme dans les gneiss du socle. Les associations minérales à sillimanite et orthose sont d'âge hercynien, de même l'anatexie. Plus douteux est le cas des associations notées dans les leptynites et dans les roches basiques, ainsi que celui des grenats dans les kinzigites. Il peut s'agir soit d'un reliquat de métamorphisme précambrien, soit d'une première phase du métamorphisme hercynien.

Cambro-Ordovicien probable

k-0_a. **Formation détritique de base, avec niveaux carbonatés.** La formation que l'on rapporte à la base du Paléozoïque est en général facile à identifier sur des affleurements étendus et de création récente (fouilles, talus de routes). Très diversifiée lithologiquement, elle se présente avec des couleurs d'altération bien contrastées, dont l'association est souvent caractéristique.

Il existe ainsi des gneiss à épidote ou à clinzoïsite qui s'altèrent en gris-vert ou en gris bleuâtre, des amphibolites qui s'altèrent en noir, des micaschistes qui apparaissent en gris. Des passées très blanches, épaisses de quelques millimètres, correspondent sans doute à des plagioclasites, variétés de gneiss à silicates calciques ; souvent elles sont encadrées par de fins lisérés noirs. Mais les roches les plus représentées sont des gneiss arkosiques, qui s'altèrent en jaune, tout comme certains gneiss homogènes (a2ζ) de l'ensemble sous-jacent : aussi ne peut-on exclure des confusions occasionnelles sur des affleurements exigus et monochromes.

Ce Paléozoïque de base était, avant le métamorphisme, un ensemble de pélites et de grès plus ou moins arkosiens, avec des intercalations de marnes et de calcaires.

Signalons en outre de nombreuses bouffées blanches de pegmatite très feldspathique, au contact desquelles la série paraît souvent plissotée de façon intense et désordonnée.

Du fait de l'altération, il n'a guère été possible d'étudier ces roches sous le microscope. Mais, outre de gros grenats, les micaschistes renferment en abondance de la sillimanite, bien visible à l'œil nu ; ils semblent en général dépourvus de muscovite. Nous admettrons donc un métamorphisme dans le subfaciès à sillimanite et orthose.

Cette formation affleure largement dans la moitié orientale du massif. Peu résistante à l'érosion, elle donne des cuvettes mollement ondulées, qui s'opposent au relief plus vigoureux des gneiss précambriens. La nature calcique du sol se reflète dans la végétation (cultures, prairies). Il nous a paru utile d'indiquer ici plusieurs affleurements-type de ces terrains :

- talus de la route est-ouest qui suit le parallèle 120 Lambert, 2,5 km au Sud du pic de Garralda (cote 470) ;

- carrière 350 m au Nord-Est de Garreta (x = 310,80 ; Y = 118,35) ;
- entrée sud-est de Hélette (x = 310 ; Y = 118,05) ;
- entrée de la plus petite des deux carrières ouvertes dans les pegmatites du flanc nord-est du mont Baygoura (x = 306,50 ; Y = 117,80).

Intercalations remarquables

c. *Les cipolins*. Ils représentent les termes les plus purs de la sédimentation carbonatée calcique. Connus de longue date et exploités jusqu'à quasi-épuisement pour utilisation dans les fours à chaux, les cipolins s'intercalent en lentilles dans la série. Ils passent progressivement aux termes détritiques de la formation, par l'intermédiaire de calcaires sableux. Largement cristallisés, ils renferment parfois d'autres minéraux, (graphite notamment).

Une première ligne de carrières jalonne le bord sud de la feuille. Signalons tout particulièrement la lentille du Moine Mendia (cote 372, à 1 km au Sud-Est d'Hélette) : elle permet d'observer un karst fossile, colmaté par une brèche d'âge permien probable ; le marbre et le karst sont surmontés par une dalle de pegmatite (*).

D'autres cipolins se trouvent au Nord-Est, non loin de Bonloc. Indiquons surtout la carrière située à 2 km au Sud-Est de ce village (x = 309,40 ; Y = 123,35).

Les amphibolites. On en trouve de loin en loin, sans pouvoir se faire une idée précise de leur importance. Il s'agit généralement de roches peu grossières, et nettement orientées. L'épaisseur des bancs paraît être d'ordre métrique. Cependant, la plus grosse masse connue, qui forme le soubassement du village de Mendionde (affleurement frais à l'entrée est du village), est formée d'une roche plus massive et pourrait représenter un ancien corps magmatique.

G. *La méta-arkose à sillimanite*. Telle qu'elle a été cartographiée, on peut l'interpréter comme un niveau de base de la transgression cambrienne, mais ceci n'est qu'une hypothèse, difficile à vérifier en l'absence de bons affleurements du socle au voisinage. A première vue, cette roche ressemble à un granite orienté à grain moyen. Mais, sur son meilleur affleurement (x = 307,50 ; y = 118,85), elle renferme des fuseaux centimétriques de sillimanite.

k-0b. Micaschistes à sillimanite

1) Des micaschistes assez gréseux et compacts affleurent en quelques points sur les pentes inférieures du mont Baygoura. Ils sont notamment recoupés par la route en terre qui monte à ce sommet, entre le virage du bas et celui de la courbe de niveau 400 mètres. La muscovite primaire s'y développe, au moins dans le haut de la coupe. Aussi cette formation est-elle moins métamorphique que toutes celles décrites jusqu'à présent (mésozone profonde, subfaciès à sillimanite-muscovite). La muscovite secondaire semble également abondante.

On a rencontré une intercalation métrique de micaschistes à gros grenats et quelques minces passées arkosiques claires. Les relations avec la formation k-0a ne sont nulles part étudiables ; nous avons néanmoins jugé utile d'en tenter une représentation sur la carte.

2) Sous les quartzites ordoviciens du pic de Garralda, des métapélites à grain très fin ont été rapportées au même ensemble et leur position suggère, mieux qu'au mont Baygoura, qu'elles surmontent la formation rythmique de base. Mais ce secteur est particulièrement pauvre en affleurements.

3) Au Nord-Est du massif, le petit plateau d'Arramendy est constitué par des micaschistes hyperbiotitiques à sillimanite et à gros grenats. Aucun contact n'est observable avec la formation k-0a sous-jacente. Il paraît indiqué, cependant, d'admettre la superposition normale et l'équivalence avec les micaschistes gréseux du mont Baygoura, moyennant une variation latérale de faciès du dépôt originel. Mais

(*) Pour P. Termier en 1904, cette brèche était d'origine tectonique et démontrait la réalité de grands charriages dans le pays basque, déduction somme toute juste (voir le § Tectonique), faite à partir d'une observation erronée.

l'aspect de ces roches peut faire penser à certaines kinzigites de l'Ursuya : une telle attribution nous obligerait à admettre un charriage, hypothèse que le style tectonique de la région (voir le § Tectonique) ne rend pas absurde *a priori*, mais qu'il n'est pas possible d'argumenter par l'observation.

Les roches éruptives du massif cristallin

17². Diorite quartzique à biotite et grenat. Cette roche paraît associée au complexe inférieur des gneiss basiques. Elle forme de longues travées, visiblement subconcordantes avec la structure de l'encaissant. A mi-chemin entre Guéréciette et Bortheyrua, le long de la route, on devine un passage progressif aux gneiss, par l'intermédiaire d'une zone d'anatexie ou de mélange.

La diorite quartzique a les caractères suivants : roche massive et homogène, un peu orientée cependant, formée de quartz, plagioclase calcique, biotite et grenat (*), grain moyen, très constant, texture grenue quelconque à granoblastique.

17¹⁻². Leucogranites fins à deux micas. Ces roches affleurent le long de la bordure sud du massif, vers l'Ouest. De grain généralement assez fin, elles renferment : quartz, microcline moiré, plagioclase acide, biotite, muscovite subordonnée. A part quelques feldspaths potassiques rectangulaires, les minéraux sont xénomorphes.

Un affleurement-type peut être observé le long de la voie ferrée de la Nive, juste au Sud de la route Cambo-Louhossoa.

P. Pegmatites. Les pegmatites représentent l'aspect le plus connu de la géologie locale. Certaines lentilles sont en effet exploitées depuis longtemps pour les besoins de "industrie céramique (voir au § Substances minérales).

Sans travaux poussés de reconnaissance, il est impossible d'aboutir à une représentation satisfaisante de ces masses très irrégulières. On a souvent bloqué plusieurs lentilles en une.

Beaucoup de ces pegmatites injectent la formation basale du Cambra-Ordovicien. On devine assez souvent un contrôle de la limite entre socle précambrien et couverture. Les plus grosses bouffées granito-pegmatitiques des gneiss (a2ζ) ont été représentées de la même manière.

En schématisant quelque peu, indiquons que les pegmatites sont potassiques et à biotite seule dans l'environnement catazonal où la muscovite est instable, c'est-à-dire dans la plus grande partie du massif. Elles deviennent plus sodiques et se chargent en muscovite dans les terrains mésozonaux (pentes du mont Baygoura). Elles renferment localement de la tourmaline. Quelques analyses partielles sont fournies par l'article de G. Vié cité en référence.

ω.() Harzburgite** (texte d'après P. Monchaux, inédit). La péridotite dite de Sorhano (plus précisément de Haltzuya : x = 305,95 ; y = 124,60) affleure sporadiquement sur environ 100 m de long en direction W.NW, et 50 m de large. Ses contacts avec le complexe des leptynites à grenat et gneiss basiques sont subverticaux.

Elle est constituée essentiellement d'olivine, en majeure partie serpentinisée, et d'enstatite. On y trouve accessoirement du spinelle chromifère, de la magnétite, du phlogopite altéré en chlorite, du talc, des sulfures. L'absence de c1inopyroxène permet de la classer dans les harzburgites.

Le gisement est traversé par plusieurs filons de pegmatite à oligoclase antiperthitique et à biotite.

La diorite quartzique, les granites et les pegmatites sont hercyniens ; il en va sans doute de même pour la harzburgite.

(*) Le grenat semble facultatif. Il n'en a pas été vu dans la longue travée occidentale.

(**) La notation ω peut prêter à confusion, puisqu'elle était traditionnellement utilisée pour désigner les ophites, qui sont ici notées /JO. Sur les cartes futures des Pyrénées, on se propose de revenir aux notations usuelles.

ORDOVICIEN

Les terrains ordoviciens forment le massif du Baygoura, qui se prolonge à l'Ouest par une bande étroite traversant la Nive au Pas de Roland. Au Sud de la feuille, ils apparaissent de nouveau dans la région d'Urdoz comme diverticule le plus septentrional du massif des Aldudes.

Constituée par une alternance de quartzites et de schistes, la base de l'Ordovicien n'a pas fourni de fossiles caractéristiques. Les coupures sont alors purement lithologiques.

Les terrains sont métamorphiques au contact du massif cristallin. En montant par le flanc nord du mont Baygoura, après avoir dépassé un grand accident qui supprime une partie notable de la zone métamorphique, on rencontre des micaschistes à porphyroblastes séricitisés d'andalousite (équivalents métamorphiques de la formation 01-4(b) décrite ci-après), puis des schistes à minéraux (porphyroblastes de staurotide, cordiérite, grenat et biotite). Vers le sommet, ainsi que plus à l'Ouest au Pas de Roland, on ne voit plus que de la séricite et de la chlorite épizonales.

Dans les terrains non métamorphiques, on distingue successivement, de bas en haut :

01-4(a). **Quartzites bleus.** La base de cette série est formée de quartzites massifs gris-bleu ou gris foncé, brunâtres à l'altération. Les bancs sont généralement métriques, parfois décimétriques. Occasionnellement ils sont séparés par des joints fins, schisteux, gris sombre. Les conditions tectoniques empêchent de juger de leur épaisseur qui pourrait atteindre 300 à 400 mètres.

Affleurement caractéristique : $x = 303,55$; $Y = 114,05$.

01-4(b). **Schistes bleus.** Les quartzites passent plus ou moins progressivement à des schistes légèrement silteux à altération rougeâtre ou violacée. Cartographiquement, la base de cette formation coïncide avec la disparition des bancs de quartzites massifs. Ces schistes montrent fréquemment à leur surface des empreintes d'helminthoïdes. Ils atteignent 50 à 100 m de puissance.

Affleurement caractéristique : $x = 303,54$; $Y = 109,95$.

01-4(c). **Quartzites blancs.** Au-dessus de ces schistes vient une récurrence d'une centaine de mètres de quartzites blanchâtres ou rosés, psammitiques, à patine blanchâtre. Les lamelles de muscovite sont bien visibles à l'œil nu.

Les bancs sont décimétriques ou centimétriques. La face inférieure des strates montre souvent des *figures de charge* donnant un aspect caractéristique à cette formation qui a fourni des empreintes de Ptéropodes indéterminables.

Affl. caract. : $x = 303,45$; $y = 109,85$.

05-6. **Schistes noirs quartzitiques à *Orthis plicata* (Ordovicien supérieur).** Ces schistes noirs forment le cœur du massif du Baygoura, au Nord d'Ossès. Dans le soubassement du Jarra, leur épaisseur peut être estimée à 600 ou 700 mètres.

Ces schistes sont très silteux ; à la partie inférieure, ils sont argentés et il s'y intercale de fines couches généralement millimétriques, claires, quartzieuses ou quartzo-sableuses. Dans le cœur du mont Baygoura, ces schistes sont affectés par des plis transverses décimétriques et par une linéation des horizons quartzitiques sur la surface des bancs.

Dans la partie supérieure, ces schistes sont ardoisiers ; les horizons quartzitiques atteignent 5 cm d'épaisseur et se biseautent fréquemment. Ces formations sont surmontées par les schistes à Graptolithes typiques du Silurien.

C'est la première formation fossilifère du Paléozoïque ; elle a fourni en de nombreux points des *Cucullela* et *Orthis plicata* Sow. qui marquent le toit du Caradoc (*s.l.*) (Ashgillien probable).

L'ensemble lithologique sous-jacent peut être considéré comme Ordovicien indé-

férencié (01-4).

Affleurement caractéristique : $x = 303,55$; $y = 109,65$.

SILURIEN

S2-3. **Schistes ampéliteux à Graptolithes.** Ces formations affleurent sur 300 à 400 m au Sud d'Ossès ; dans ces schistes noirs ampéliteux typiques s'intercalent plusieurs passées de schistes ardoisiers.

Les faciès carburés ont fourni *Monograptus capillaceus* Tullb, *Cyrtograptus murchisoni* Carro du Wenlockien et *Monograptus bohemicus* Barrande du Ludlovien. Les schistes contiennent des lentilles conglomératiques au Sud d'Ossès ; la matrice de ce conglomérat est jaunâtre à patine ocre ; les éléments sont des galets de quartzites gris, des fragments anguleux de schistes gris et de quartzites blancs.

Affl. caract. : $x = 304,85$; $y = 109,64$.

DEVONIEN

Le Dévonien est conservé dans la structure synclinale du Laxia se prolongeant en territoire espagnol dans la vallée d'Arizacun ; au Sud de la feuille, il forme le soubassement du Jarra. Recoupées par la vallée de la Nive, ces formations fossilifères peuvent être d'après Cl. Heddebaut subdivisées de la façon suivante :

d1. **Gédinnien : Schistes à microrhythmes.** Les formations carburées de la vallée de la Nive sont surmontées par 300 à 400 m de schistes bleus à fins lits sableux. Localement, ils renferment des lentilles de calcaire blanc à Encrines. Ces schistes ont fourni à leur sommet à E. Fournier, puis à J.w. Laverdière, le long de la vallée de la Nive (gisement d'Esteberenia, Echiabechereko des nouvelles cartes) *Tentaculites geinitzianus* (Ritch), *Tentaculites tenuis* Schloth, *Spirifer subcuspidatus* Scupin, *Pterinea laevis* Golf. Cette faune caractérise le Gédinnien tout à fait supérieur.

Affl. caract. : $x = 304,95$; $y = 108,42$.

d2a. **Siégénien inférieur : Schistes vert clair et formation calcaréo-dolomitique.** Dans cette formation de 60 à 80 m de puissance, alternent des grès dolomitiques, des schistes versicolores avec, localement, des intercalations calcaires ; les grès gris clair à patine jaunâtre, souvent altérés, sont à ciment dolomitique ; on y trouve, outre le quartz, de la muscovite, de la tourmaline et de la pyrite. Les schistes dolomitiques sont le plus souvent vert clair, à aspect savonneux, mais parfois rose violacé et jaunes ; la muscovite y est finement cristallisée, associée à une faible proportion de chlorite. Cette formation contient en abondance et dès la base *Hysterolites hystericus* (Schl.) ce qui la place dans le Siégénien inférieur.

Affl. caract. : $x = 303,35$; $y = 108,15$.

d2b-c. **Siégénien supérieur : Quartzites blancs massifs.** Une barre de quartzites, épaisse de 100 m environ, forme un ressaut dans la topographie ; à sa base, on trouve localement une assise bréchiq. Ces quartzites sont blancs ou rose clair, à stratification fruste. Les grains de quartz très fins sont souvent nourris secondairement ; entre ces grains on trouve parfois des paillettes de muscovite ; les quartzites contiennent aussi de la tourmaline et de la pyrite.

Affl. caract. : $x = 306,2$; $y = 108,11$.

d2c-d. **Siégénien supérieur-Emsien inférieur : Schiste calcareux.** C'est un ensemble schisteux bleu-noir, de 130 à 150 m de puissance, contenant des bancs ou des lentilles de dolomies bleu-noir, parcourues en tout sens par des veinules de calcite, et de calcaire à Encrines bleues, riche en Polypiers composés (*Pachypora cervicomis*

Blainville, *Favosites goldfussi* d'Orb.). Cette formation très fossilifère contient à la base : *Acrospirifer primaevus* (Stein), *Stropheodonta gigas* (Mc Coy), *Eodevonaria dilatata* (cf. Roemer). l'ensemble couvre le passage Siégénien-Emsien et l'Emsien inférieur.

Affl. caract. : x = 305,60 ; Y = 108,10.

d2e-f. **Emsien supérieur : Dolomie sableuse.** L'Emsien est représenté par 500 à 600 m de dolomies, parfois sableuses avec des passées schisteuses et calcaro-schisteuses peu épaisses, qui ont fourni *Euryspirifer arduennensis* (Schnur), *Acrospirifer paradoxus* (Schl.), *Brachyspirifer carinatus* (Schnur), *Eodevonaria dilatata* (cf. Roemer), *Anathyris phalanea* (Phill.), *Anathyris ezquerrai* (Sem).

Affl. caract. : x = 307,35 ; Y = 109,25.

d3-4. **Dévonien moyen : Schistes à nodules.** A la base, cette série schisteuse contient, le long de la Nive, des intercalations de grès très souvent ferrugineux qui ont fourni *Euryspirifer mosellanus* (Solle), *Alatiformia alatiformis* (Drev) indiquant du Couvinien. Puis des schistes noirs, à rares intercalations de calcaires fétides, de même couleur, contiennent de nombreux nodules, le plus souvent siliceux. Ces schistes sont largement transgressifs dans la vallée du Laxia. Ils renferment *Euryspirifer mosellanus* (Solle), puis *Reticularia curvata* (Schl.) du Dévonien moyen.

Affl. caract. : x = 307,45 ; y = 109,27.

h - CARBONIFÈRE

Des schistes noirs longeant le flanc ouest de la vallée du Laxia, puis la bordure méridionale de l'Ursuya, où ils sont largement transgressifs sur les formations de l'Ordovicien, réapparaissant au Nord dans la ride d'Espelette, ont été attribués au Houiller. Ces formations précédemment considérées comme siluriennes, ont été rattachées au Carbonifère ; elles se présentent en effet sous le même faciès et dans le prolongement de terrains ayant fourni des fossiles à Cl. Heddebaut dans le massif des Cinco-Villas.

Ces schistes noirs sont fréquemment microrhythmiques avec alternance de petits lits centimétriques ou millimétriques de sable et d'argile. Ils contiennent de plus, des petits bancs discontinus de calcaires noirs parfois à texture griotte, des lydiennes séparées par de petits bancs de schistes noirs et des microconglomérats correspondant à d'anciens chenaux. La matrice de ces conglomérats est tantôt gréseuse et claire, tantôt schisteuse et noire. Les éléments sont des dragées de quartz blanc laiteux, des quartzites gris-bleu, des schistes noirs et des lydiennes.

Affl. caract. : x = 295,35 ; y = 119,45.

Cl. Heddebaut (obs. inédite) rapporte au Carbonifère un conglomérat métamorphique à galets de quartz laiteux et de microquartzites noirs (lydiennes), découvert par lui 250 m à l'W.NW de la cote 551 de Soylandotchipi. Cette observation a été faite après le dessin de la carte.

r - PERMIEN

Les terrains rapportés au Permien et au Trias forment de vastes reliefs monoclinaux, dans le quart sud-ouest de la surface couverte par la feuille.

Les formations du Permien reposent en discordance sur celles du Paléozoïque plissées, par l'intermédiaire d'un conglomérat à éléments anguleux de schistes noirs souvent rubéfiés, à ciment pélimitique. Cette brèche est surmontée par un ensemble où alternent pélites, argiles, grès, microbrèches et brèches. Ces formations présentent une teinte générale rouge ou lie-de-vin.

A la base, les pélites et les argilites dominent, souvent chargées en nodules calcaires, brun ocreux. Des grès psammitiques roses, peu développés, existent à la base. Les

niveaux bréchiqes sont de faible extension et très lenticulaires.

Plus haut, dans la masse des pélites, les passées bréchiqes et gréseuses deviennent plus nombreuses. Les grès sont rouge foncé, souvent associés à des lentilles microbréchiqes. Les brèches sont peu polygéniques à éléments de quartz et de quartzites, irrégulièrement stratifiées ; ce sont des chenaux métriques à base très ravinante encadrant généralement un noyau pélique.

Cet ensemble renferme parfois à son sommet des coulées de basalte (généralement deux), de type mélaphyre, le plus souvent très altéré et plus ou moins spilitique.

La puissance des terrains permien est très variable. Elle atteint 400 à 500 m à l'Ouest de l'accident de Bidarray. A l'Est, elle ne dépasse guère une dizaine de mètres. Cet ensemble y est même le plus souvent inexistant.

Affl. caract. : $x = 300,65$; $Y = 117,5$.

TRIAS

Les terrains triasiques occupent la dépression d'Ossès et jalonnent les accidents de la couverture mésozoïque (structure d'Armenarits, structure de l'Arberoue). On les a mis en parallèle avec ceux du Trias germanique par comparaison lithologique.

t1-2. Les Grès bigarrés

t1-2(a). *Conglomérats et grès*. Cet ensemble forme un net ressaut dans la topographie, correspondant en particulier à la crête frontière. Il est en discontinuité stratigraphique avec l'ensemble permien ou en discordance sur les formations paléozoïques plissées. Le ciment des conglomérats est rouge foncé. Les galets sont roulés, ovales, à surface lisse ou impressionnée par des craquelures arrondies ; la nature des galets (grès rougeâtre, quartz, quartzites blancs ou bleus, schistes noirs) n'est pas toujours liée à la nature du substratum.

Ils sont surmontés par 20 ou 30 m de grès roses ou gris clair à grain grossier, massifs à la base, mieux lités au sommet, présentant fréquemment des stratifications entrecroisées.

Affl. caract. : $x = 302,56$; $Y = 108,55$.

t1-2(b). *Argilites et psammites*. Au-dessus des grès se développe une alternance d'argilites rouge violacé avec des taches gris-vert dans la partie supérieure de la série, de grès argileux et de psammites. Les stratifications entrecroisées sont fréquentes dans les psammites.

Affl. caract. : $x = 302,42$; $Y = 108,50$.

t1-2(e). *Argilites gréseuses*. Ce sont des argilites gréseuses, non plastiques en présence d'eau, se débitant en petits fragments anguleux. Elles présentent souvent des figures de glissements intraformationnels.

Affl. caract. : $x = 302,85$; $Y = 111,45$.

t1-2(d). *Argilites rubanées*. Ces argilites sont feuilletées, gris-vert, gris-noir ou ocre, plastiques en présence d'eau. Elles renferment de fines lentilles de calcaires dolomitiques. Parfois des écailles d'argilites sont remaniées et cimentées par de la dolomie.

Affl. caract. : $x = 303,45$; $Y = 110,95$.

t3-6. *Muschelkalk*. Les formations carbonatées triasiques ont été rapportées au Muschelkalk. Il s'agit de calcaires vacuolaires et de dolomies cristallines de teinte foncée. Quelques passées de schistes dolomitiques ont fourni *Lingula tenuissima*. Des calcaires en plaquettes, argileux, en bancs ondulés (Wellenkalk), des dolomies calcaires et des calcaires dolomitiques à grains fins terminent la série.

Affl. caract. : $x = 307,45$; $Y = 112,35$.

t7-9. *Keuper*. Le Keuper présente son faciès typique d'argiles bariolées. Ces argiles très plastiques sont de couleur vive, rouge, violacée, vert clair ou ocre. Elles renferment

parfois du gypse, du sel et de l'oligiste.

Affl. caract. : x = 307,40 ; y = 112,25.

$\mu\theta$.(*) **Ophites**. Les ophites sont toujours liées aux formations argileuses du Keuper. Elles renferment de gros cristaux d'augite englobant des baguettes allongées de plagioclase. On note aussi de la biotite, de la magnétite et des produits plus ou moins envahissants d'altération « autométasomatique » : chlorite, épidote, ouralite, calcite, minéraux titanifères.

Le Jurassique et le Crétacé inférieur forment la structure de l'Arberoue se prolongeant vers l'Ouest au-delà de Cambo. A l'Est du bassin d'Ossès, ces formations très condensées forment la couverture du Paléozoïque. Des lambeaux très réduits affleurent sur les rides à cœur triasique (structure d'Armendarits, ride de Suhescun, ride de Mandos).

JURASSIQUE

t10-11. **Rhétien-Hettangien inférieur : Dolomies, brèches et cargneules**. Cet ensemble en grande partie dolomitique repose généralement sur les argiles bariolées du Keuper ou sur de l'ophite. Son épaisseur varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres.

On y distingue, de bas en haut, des calcaires ocre ou des cargneules gris foncé, des calcaires dolomitiques ou des dolomies gris beige parfois rubanées à Ostracodes et Echinodermes, des calcaires dolomitiques massifs et des calcaires calcitisés comportant à plusieurs niveaux des brèches monogéniques à éléments anguleux. Des niveaux de calcaires dolomitiques très rubanés blanc-gris ou gris-beige complètent la série.

Cette formation a fourni des Textulariidés, des Valvulinidés et *Fronducularia woodwardi* de l'Hettangien. La base pourrait être rhétienne.

Affl. caract. : x = 312,38 ; y = 121,84.

12-4. **Hettangien supérieur-Sinémurien : Calcaires et calcaires oolithiques**. Ces calcaires à patine claire sont plus discontinus que les niveaux précédents. Ils s'amincissent et peuvent même disparaître sur les rides anticlinales. Dans cet ensemble alternent des calcaires à cassure gris sombre, à débris d'Echinodermes et des calcaires plus clairs oosphériques en petites barres relativement discontinues. Ils ne contiennent pas de faunes caractéristiques, mais, situés sous les formations du Lias moyen, ils ont été attribués à l'Hettangien supérieur-Sinémurien par G. Dubar (1925).

Affl. caract. : x = 312,31 ; y = 121,81.

15-8. **Lias supérieur et moyen : Marnes et calcaires marneux**. Aux calcaires du Lias inférieur, succède une série à dominante marneuse. Son épaisseur varie entre 0 (ride de Suhescun) et 50 mètres. A la base, des petits bancs de calcaires noirs microcristallins, pyriteux, pétris d'Echinodermes et de Brachiopodes indéterminables, séparés par de fins lits marneux, forment la transition lithologique avec le Lias calcaréo-dolomitique. Ils contiennent au sommet *Aequipecten aequivalvis* du Domérien. Puis viennent des schistes calcaires indurés, très fins, altérés en argiles feuilletées rouges ou jaunes. Ils ont fourni à la base des *Amaltheus* du Domérien. Au sommet, des niveaux plus durs contiennent *Posidonomya bronni* marquant le Toarcien dans les Pyrénées.

Cette formation, mal stratifiée, montre sur les rides à cœur triasique, des traces de remaniement sur place.

Du point de vue stratigraphique, dans ces formations, le Toarcien et le Domérien sont représentés de façon certaine, mais on ne peut affirmer la présence de Carixien.

(*) Au sujet de cette notation $\mu\theta$, voir la 2^{ème} note de la page 6. A l'avenir, on se propose de revenir à la notation Ω .

Affl. caract. : $x = 312,42$; $y = 121,78$.

j1-j2. **Aalénien inférieur - Dogger : Calcaires à microfilaments.** Ce complexe carbonaté d'environ 100 m de puissance, désigné sous le nom de Calcaires à microfilaments, présente des faciès à lithologie variée. Des calcaires en petits bancs, à patine rousse et à cassure claire, alternent avec des calcaires noirs en gros bancs et à silex saillant. La partie supérieure de l'ensemble est très massive et contient des Spongiaires parfois jointifs (récifs). Dans une pâte micritique, ces calcaires renferment quelques quartz c1astiques, de nombreux microfilaments, des débris d'Échinodermes et des Lenticulines.

Sur les rides anticlinales (Mandos, Suhescun, Armendarits), ces calcaires passent à des conglomérats monogéniques dont les éléments et le ciment contiennent des microfilaments, L'épaisseur de la formation varie alors de quelques mètres à 40 mètres.

Par comparaison avec les niveaux datés par des Ammonites dans le massif des Arbailles, cette formation correspondrait au Dogger et à une partie de "Aalénien.

Affl. caract. : $x = 311,52$; $y = 123,76$.

j3-6. **Callovo-Oxfordien : Marnes d'Hosta.** Les Calcaires à microfilaments sont surmontés, en concordance apparente, par une série marneuse dont l'épaisseur varie de 150 m à 200 mètres.

Ces marnes noires, brunâtres à l'altération, sont schisteuses à la base, sableuses ou micacées au sommet, Elles sont recoupées par de rares bancs de calcaire argi leux. Dans la structure de l'Arberoue, elles sont fréquemment rubéfiées.

Outre des articles d'Encrines, plus ou moins silicifiés, qui apparaissent à la surface des bancs, cette formation a fourni à O. de Charpal *Hibolites hastatus*, du Callovo-Oxfordien et *Balanocrinus changarnieri* de l'Oxfordien. J. Seunes y signale près de Cambo *Reineckeia anceps* du Callovien, *Perisphinctes furcatus*, *P. laevicosta*, *Harpoceras lacticum*.

Affl. caract. : $x = 312,15$; $Y = 121,70$.

j7-8. **Kimméridgien.** Le Jurassique terminal est représenté par un complexe calcaréo-marneux, sombre, de 100 à 150 m de puissance dans la structure de l'Arberoue. Sur les rides à cœur triasique, il est absent. Au Sud de la structure de l'Arberoue, les séquences calcaréo-marneuses sont bien marquées. A la base, des calcaires en gros bancs, à pâte fine, sombre, sont surmontés par des schistes noirs. Plus haut, des calcaires micritiques en petits bancs alternent avec des marnes schisteuses claires, La série se termine par 1 m de calcaire dolomitique gris. Localement, les calcaires renferment des Huîtres (*Exogyra virgula*J. Ils ont fourni, dans une pâte micritique, des débris d'Échinodermes, d'Ostracodes et des Lituolidés ; les premiers bancs contiennent *Pseudocyclammina jaccardi* du Kimméridgien inférieur, les niveaux suivants *Pseudocyclammina virguliana* du Kimméridgien moyen et supérieur. Au Nord, cette formation est plus uniforme. Ce sont des calcaires argileux noirs en petits bancs, dans lesquels s'intercale, aux deux tiers supérieurs, un horizon dolomitique de 10 à 15 m, plus ou moins lenticulaire, parfois bréchique.

Affl. caract. : $x = 311,71$; $y = 123,92$.

Le Portlandien n'est pas représenté.

CRÉTACÉ INFÉRIEUR

jn1-n3. **Barrémien (Néocomien) : Calcaires, marnes et grès,** La notation jn1-n3 correspond à un complexe où alternent calcaires, marnes et grès. Toutes ces formations sont plus ou moins lenticulaires. Elles reposent localement en discordance sur des calcaires érodés d'âge kimméridgien.

Dans la structure de l'Arberoue, deux ensembles calcaires sont généralement

superposés. A la base : des Calcaires noirs à Annélides qui présentent une texture biosparitique graveleuse à nombreux débris de Bryozoaires et renferment, en outre, des coprolithes de Crustacés, des restes de Mollusques, d'Échinodermes et d'Ostracodes. Au sommet, ce sont des calcaires plus clairs, biosparitiques, pétris d'entroques.

Si ce dernier niveau est relativement constant, les Calcaires à Annélides passent latéralement à des marnes vertes et à des grès roux.

Au Nord de la structure de l'Arberoue, c'est la base des Calcaires à Annélides qui passe latéralement à des grès roux et à des marnes vertes ravinant les calcaires kimméridgiens. Les calcaires à entroques sont alors directement superposés aux Calcaires à Annélides, localement par l'intermédiaire d'un enduit bauxitique à pisolithes ferrugineuses.

Affl. caract. : x = 311,42 ; y = 124,72.

Puis les formations détritiques envahissent toute la série. Il s'y intercale des lentilles de calcaire à dragées de quartz centimétriques.

Vers le Sud, c'est le sommet des Calcaires à Annélides qui passe aux marnes et aux grès. Ces calcaires reposent alors directement sur les formations kimméridgiennes qui sont localement rubéfiées.

Affl. caract. : x = 313,05 ; y = 118,62.

Les repères paléontologiques précis manquent dans cet ensemble. Les Calcaires à Annélides renfermant des Choffatelles sont attribués au Barrémien en Aquitaine.

On a mis en parallèle ces formations et les brèches d'Urcuray. Au Sud d'Hasparren, elles s'intercalent entre des Calcaires à Annélides extrêmement réduits et les Marnes de Sainte-Suzanne du Bédoulien. A Urcuray, elles envahissent toute la formation et ravinent le Kimméridgien.

Affl. caract. : x = 300,85 ; y = 125,45.

Les éléments de cette brèche varient de 5 à 50 cm et sont généralement anguleux. On y reconnaît des calcaires, des dolomies et des schistes du Jurassique ; le ciment carbonaté est généralement rubéfié.

Dans la structure d'Armendarits, le Barrémien est représenté par une vingtaine de mètres de calcaires à Pélécytopodes de teinte noire à patine ocre. Ce sont des calcaires micritiques à microspathiques par places ; plusieurs niveaux sont gréseux. Ils renferment des Bryozoaires, des Milio/es, des Ostracodes, des Choffatelles, des *Orbitolinopsis*. Ils reposent en légère discordance angulaire sur le Jurassique.

Affl. caract. : x = 313,35 ; y = 113,30.

n5. **Bédoulien : Marnes de Sainte-Suzanne, marnes gris bleuté.** Cette formation est bien développée dans la structure de l'Arberoue où elle atteint 200 m d'épaisseur. A la base, ce sont des argiles feuilletées, silteuses, bleutées, à altération brune, renfermant parfois des nodules calcaires. Au sommet, ce sont des argiles calcaires et des marnes gris foncé. Des intercalations de calcaires gris-noir, bioclastiques, à Algues et à entroques et de calcaires argilo-micritiques à Annélides sont fréquentes.

Ces marnes ont fourni des Choffatelles, des Orbitolines et *Hoplites deshayesi* du Bédoulien.

Sur la structure d'Armendarits, cette formation est représentée par une dizaine de mètres de marnes grises ou marron, dans lesquelles on trouve l'association Choffatelles-Orbitolines.

Affl. caract. : x = 313,37 ; y = 113,35.

n6a. **Gargasien : Calcaires urgoniens.** Des calcaires à faciès urgonien surmontent les Marnes de Sainte-Suzanne. D'épaisseur très variable, ils ne dépassent guère quelques dizaines de mètres au Nord de la structure de l'Arberoue ; plus au Sud, creusés par les grottes d'Oxocelhaya, ils atteignent 150 mètres.

Dans cette masse de teinte générale gris foncé, alternent des calcaires micritiques à bioclastes et des calcaires biopelsparitiques à quartz clastiques. Certaines passées à Polypiers sont bioconstruites.

Ils renferment de nombreux Rudistes, des Polypiers, des Echinodermes, des Bryozoaires, des Miliolles et *Iraquia*, *Coskinolinella daguini*, *Trocholina infragranulata*, *Nilmmolocllina* qui confèrent à cette formation un âge aptien supérieur.

Affl. caract. : x = 313,08 ; y = 120,24.

n7. **Marnes noires.** Les calcaires urgoniens sont parfois séparés des Calcaires à Mélobésiées rapportés à l'Albien par une assise marneuse. Ce sont des marnes noires parfois sableuses à passées rougeâtres et micacées. Lorsqu'elles sont plus carbonatées, elles renferment des spicules et des Foraminifères (Précunéolines, *Glomospira*). Au Sud de la structure de l'Arberoue, elles se biseautent du fait de la transgressivité des Calcaires à Mélobésiées.

Affl. caract. : x = 312,44 ; y = 120,32.

ALBIEN ET CRETACE SUPERIEUR

L'Albien et le Crétacé supérieur ont été groupés car les limites entre les différentes formations ne coïncident que rarement avec les coupures stratigraphiques. De plus les passages latéraux entre ces formations sont très fréquents.

n7-C1C. **Calcaires à Mélobésiées.** Sous ce terme sont groupées des formations carbonatées de lithologie et de puissance très variables.

La puissance de ces formations atteint 250 m sur la structure de l'Arberoue, où elles forment les crêtes séparant la dépression de Saint-Esteben de celle d'Armendarits. A la base, on distingue des calcaires à patine beige, en bancs de 20 cm, à nombreuses passées silicifiées, biosparitiques, graveleuses, à éléments de sparite et de mie rite ; au sommet, les calcaires sont plus massifs, à patine blanche, toujours silicifiés, biosparitiques, graveleux, à éléments de quartz anguleux, microbréchiques dans leur partie basale et à éléments de micrite et de dolosparite dans la partie supérieure. Ces calcaires renferment des Échinodermes, des Polypiers, des Bryozoaires, des Orbitolines, *Lituola* et des Mélobésiées de « type Vimport ». Ils sont transgressifs sur les formations aptiennes : au Nord, ils reposent sur les marnes de l'Aptien supérieur, au Sud, directement sur les calcaires à faciès urgonien par l'intermédiaire d'une zone de condensation à Brachiopodes. On retrouve ces formations bien développées dans la région d'Anh ice-Mongelos où certaines passées sont bioconstruites.

Les autres affleurements sont plus restreints. Au Nord du massif de l'Ursuya, à proximité de Cambo, quelques lambeaux de calcaires biosparitiques, à éléments de micrite (calcaires à microfilaments), contiennent des Bryozoaires, des Orbitolines et de nombreuses Mélobésiées. Les affleurements discontinus de la dépression de SaintMartin-d'Arberoue leurs sont tout à fait comparables.

Sur la structure d'Armendarits et la ride de Suhescun, on trouve Quelques petits témoins de calcaires intrabioclastiques roses à quartz c1astiques. La plupart des bioclastes sont des entroques et les Mélobésiées sont rares. Ces lambeaux reposent souvent sur les formations du Trias.

Vers le Sud (ride de Mandos), les calcaires s'enrichissent en intraclastes puis passent à des conglomérats calcaires, les galets sont empruntés aux sédiments du Trias mais aussi, le plus souvent, à ceux de l'Hettangien et aux calcaires à filaments du Dogger.

Les Calcaires à Mélobésiées reposent en discordance sur les terrains antérieurs. Leur base est attribuée à l'Albien (Orbitolines, *Trocholina lenticularis*, Mélobésiées de Vimport). Les niveaux supérieurs, passant parfois au Flysch de Mixe, pourraient être cénomaniens.

Affl. caract. : x = 314,22 ; Y = 120,28.

n7-C1M. **Marnes à spicules.** Les Marnes à spicules affleurent largement au Nord dans le cœur de l'anticlinal de Saint-Palais, où elles atteignent 1500 m de puissance et sur le flanc ouest de la structure de l'Arberoue. Au Sud, leur épaisseur peut se réduire à

quelques mètres. Elles se localisent alors sur le pourtour des rides de Suhescun et de Mandos. Elles peuvent même être absentes (structure d'Armendarits). De couleur grise ou noire, sans stratification apparente, elles sont parfois entrecoupées de bancs de calcaires argileux mal individualisés. Elles contiennent des *septaria*. Au sein de ces formations se développent des niveaux conglomératiques, polygéniques, discontinus, à éléments de schistes et de quartzites primaires, de grès permo-triasiques, de quartz bipyramidés issus du Keuper, de calcaires du Jurassique et du Crétacé inférieur.

Outre de nombreuses spicules, les marnes renferment *Thalmaninella*, *Globigerina waschitensis* et des *Rotalipora* dans la partie supérieure. Cette formation est d'âge albien moyen à cénomanien inférieur. La partie inférieure peut passer latéralement aux Calcaires à Mélobésiées (structure de "Arberoue) ou être transgressive sur les formations sous-jacentes ; la partie supérieure passe latéralement ou verticalement au Flysch de Mixe.

Affl. caract. : $x = 313,52$; $y = 124,95$.

n7-C2 F. **Flysch argilollréseux ou Flysch de Mixe**. Il occupe une large surface au Nord-Ouest et sur la moitié est de la feuille. Son épaisseur oscille entre 100 et 600 mètres. Sa lithologie varie du Sud au Nord : au Sud de la ride de Suhescun, la formation est mal stratifiée, les niveaux conglomératiques et les olistolithes sont fréquents ; au Nord de Suhescun jusqu'à l'hody, la formation s'enrichit en silts et en grès, mais renferme toujours des conglomérats et des olistolithes.

Au Nord d'l'hody et au Nord du massif de l'Ursuya, ce flysch présente une alternance centimétrique ou décimétrique d'argiles, de silts ou de grès qui lui donne un aspect caractéristique.

Il renferme des Foraminifères arénacés peu significatifs et *Thalmaninella brotzeni*, *Globigerina waschitensis* et des *Rotalipora* dans sa partie supérieure, ce qui permet de rattacher celle-ci à l'Albo-Cénomaniens. Sa partie inférieure passe latéralement aux Marnes à spicules situées sur les rides et aux brèches de la gouttière de Bonloc et de l'aérodrome d'Ixassou.

Affi. caract. : $x = 321,45$; $y = 121,25$.

Cl-2F. **Flysch à silex inférieur**. C'est une vanatlon latérale du Flysch de Mixe intéressant les deux tiers supérieurs de cette formation. Il s'étend largement dans les dépressions synclinales de Beyrie et de Larceveau, où il atteint 300 à 400 m d'épaisseur. Ce faciès n'est plus représenté au Sud de la ride de Suhescun. C'est un flysch où alternent argiles, silts et grès, avec des conglomérats. Il s'y intercale des lentilles de calcaire à silex pouvant devenir très abondantes et envahir toute la formation. La silicification se présente sous forme de rognons très apparents ou de chailles à contours diffus. Les calcaires sont micritiques à bioclastes et intraclastes et riches en quartz clastiques. Les nombreuses figures de courant indiquent une direction NW-SE. Ce flysch renferme, outre des Foraminifères arénacés atypiques, *Thalmaninella*, *Rotalipora*, *Globotruncana stephani*, *Gumbelina*, *Stomiosphera spherica* ; il serait cénomanien moyen.

Affl. caract. : $x = 318,40$; $y = 107,55$.

Cl-2M. **Marnes à miches jaunes**. Localisées dans le synclinal de Beyrie, ces marnes s'intercalent dans la partie supérieure du Flysch à silex inférieur ; elles pourraient être liées aux filons d'épisyénite. Leur épaisseur est de quelques dizaines de mètres. Ce sont des marnes mal stratifiées, jaunâtres ; à miches calcaires ou à nodules décimétriques à centimétriques.

Affl. caract. : $x = 321,25$; $y = 119,35$.

n7-C2B. **Brèches de la gouttière de Bonloc**. Ces formations affleurent largement sur la croupe de l'aérodrome d'Ixassou et forment le flanc est de la gouttière de Bonloc.

A l'aérodrome d'Ixassou, ces brèches ont une matrice gréseuse, peu développée ou même absente ; les éléments très anguleux sont presque exclusivement des schistes

noirs paléozoïques. La taille de ces éléments est très variable ; certains peuvent atteindre le mètre. Dans la gouttière de Bonloc, la matrice est mieux développée, souvent ferrugineuse, toujours très altérée, donnant à ces brèches un aspect c1astique. Les brèches passent latéralement au Flysch de Mixe ou aux Marnes à spicules : elles seraient d'âge albo-cénomaniens. Mais au Sud d'Espelette, elles ont fourni, dans des intercalations schisto-gréseuses, des empreintes de Roseaux et un exemplaire de *Parahoplites deshayesi*. Si cette Ammonite n'est pas remaniée, les brèches seraient en partie aptiennes.

Affl. caract. : x = 310,45 ; Y = 124,15.

Les olistolithes. Sur la carte ont été figurées les zones à olistolithes. On a qualifié d'olistolithes les blocs erratiques, dont la taille dépasse 1 m, recimentés dans le flysch, les plus importants pouvant atteindre 0,5 kilomètre.

Ces olistolithes se localisent dans les synclinaux du col des Trois Chênes et de San-Julian. Surtout présents dans le Flysch de Mixe et dans le Flysch à silex inférieur, ils sont rares dans les Marnes de Saint-Palais.

Leur nature et leur fréquence dans la série stratigraphique sont les suivantes : les quartzites ordoviciens, les quartzites dévoniens, les ophites (les plus fréquents) dominant nettement dans les formations les plus jeunes (Flysch à silex) ; les calcaires du Lias inférieur, du Dogger, du Malm, de l'Aptien inférieur, les calcaires à Mélobésiées dominant dans les formations les plus anciennes (Flysch de Mixe). Cette évolution montre que les olistolithes trouvent leur origine dans un démantèlement progressif des reliefs consécutifs aux mouvements albo-cénomaniens.

Leur localisation dans l'espace montre qu'ils ont resédimentés à proximité de leurs zones d'origine : bordure sud du massif du Baygoura, ride de Suhescun, ride de Mandos.

C2-3M. Marnes de Florenzarenborda. Elles affleurent de façon restreinte sur le flanc ouest du synclinal d'Irissary, en bordure des massifs primaires, sur lesquels elles reposent par l'intermédiaire d'une brèche polygénique.

Ce sont des marnes bleues, plus ou moins foncées, parfois micacées à stratification peu visible. Elles renferment une association de faune pélagique du Cénomaniens supérieur-Turonien (*Rotalipora globotruncanoides*, *R. cushmani*, *Praeglobotruncana hagni*, *Globotruncana lapparenti*).

Ces marnes, surmontées par le Flysch à silex sénonien ou le Flysch calcaire de l'Antzaramendi, représentent des faciès de bordure du sillon flysch.

Affl. caract. : x = 308,05 ; Y = 112,55.

C2-3C. Calcaire bioclastique à Rotalipores. Il se localise à l'Est du bassin d'Ossès. C'est un calcaire massif à patine grise, biosparitique à biomicritique, à quartz anguleux, qui contient des Bryozoaires, des Échinodermes, des Miliolles, des Orbitolines, des Textulariidés, des Verneuilidés et une faune pélagique abondante marquant le toit du Cénomaniens ou la base du Turonien (*Rotalipora brotzeni*, *R. hagni*). Il passe latéralement aux Marnes de Florenzarenborda.

Affl. caract. : x = 307,25 ; Y = 111,25.

C2-3F. Flysch bleu. Le Flysch bleu affleure dans les dépressions synclinales de Beyrie et de Larceveau où il atteint 700 ou 800 m d'épaisseur. Il est constitué par une alternance décimétrique, localement métrique, de marnes gris bleuté et de bancs de calcaires gris clair, parfois grossier, à grano-classement très apparent et présentant à leurs bases de nombreuses figures de courants.

Ce sont des calcaires argilo-micritiques à bioclastes et intraclastes pouvant se charger en quartz c1astiques et devenir microconglomératiques : le ciment est alors micritique, les éléments sont des roches métamorphiques, des schistes et des quartzites paléozoïques, des ophites. Ce flysch renferme, à la base, une association de microfaune pélagique cénomaniens (*Rotalipora cushmani*, *Globotruncana stephani*, *Gumbelina*,

Pithonella, *Stomiosphera spherica*) ; au sommet l'association de microfaune est typique du Turonien inférieur (*Globotruncana stephani*, *G. helvetica*, *Stomiosphera spherica*, *Gumbelina*, *Pithonella*).

Le Flysch bleu repose en continuité sur le Flysch de Mixe ou sur le Flysch à silex inférieur.

Affl. caract. : x = 319,35 ; Y = 108,50.

C3F. Flysch des petites barres calcaires. Le Flysch des petites barres calcaires occupe le cœur du synclinal de Larceveau où sa puissance serait d'environ 400 mètres.

Il est en grande partie marneux ; les calcaires, en bancs de 1 à 5 m, lenticulaires, à patine beige ou rosée, présentent des laminations ondulées. Ces calcaires sont argilo-micritiques ou intrabioclastiques à ciment micritique rarement gréseux.

Les rares figures sédimentaires, liées à l'abondance des marnes pélagiques, montrent que ce flysch s'est déposé loin des sources d'apport. Il renferme une association de faune du Turonien supérieur (*Gumbelina*, *Pithonella*, *Stomiosphera spherica*, *Globotruncana linnei*, *G. helvetica*, *G. sigali*).

Affl. caract. : x = 321,21 ; Y = 109,75.

Le Flysch des petites barres calcaires et le Flysch bleu ont été groupés à l'Ouest de Suhescun. Ils affleurent avec une épaisseur très réduite dans le synclinal de San-Julian et la gouttière de Bonloc. Les petites barres calcaires étant de plus en plus lenticulaires, il n'est guère possible d'établir une coupure valable entre ces deux ensembles.

C3c. Grande barre calcaire du Flysch. Elle se poursuit de façon presque continue depuis le synclinal de San-Julian jusqu'à la gouttière de Bonloc. Avec une épaisseur de 20 à 40 m, elle forme souvent un ressaut assez net dans la topographie. Constituée de bancs calcaires de 10 cm à 1 m d'épaisseur, à *joints secs*, beiges ou rosés, elle présente des laminations ondulées. Son grano-classement est normal à la base. La formation est très détritique à galets !. Les roches paléozoïques, à quartz c1astiques et à micrites qui sont surmontés par des marnes noires ou bleutées. La faune est abondante mais remaniée dans les niveaux détritiques (*Gumbelina*, *Pithonella*, *Globotruncana gr. lapparenti*, *Stomiosphera spherica*).

La Grande barre calcaire constitue le terme de base d'une macro-séquence de flysch calcaire ; elle est légèrement transgressive.

Affl. caract. : x = 312,35 ; Y = 114,42.

C4F. Flysch calcaire inférieur. Il affleure dans la dépression synclinale d'Irissary et dans la gouttière de Bonloc. Ce flysch montre une alternance métrique à décimétrique de calcaire gris clair et de niveaux marneux gris foncé. La base des bancs présente de nombreuses figures sédimentaires (traces de courants, pistes). Si les niveaux de grès et de silts sont rares, les calcaires sont, par contre, souvent gréseux à la base des séquences et nettement grano-classés. Les accidents siliceux sont peu nombreux. Ce sont des calcaires intrabioclastiques à débris de quartzites et de schistes paléozoïques ou à éléments de micrite et de quartz c1astiques.

Ils renferment une association de faune à affinité coniacienne (*Gumbelina*, *Pithonella*, *Stomiosphera spherica*, *Globotruncana sigali*, *G. renzi*, *G. coronata*, *G. fornicata*).

Ce flysch est légèrement transgressif par rapport aux formations sous-jacentes (gouttière de Bonloc).

Affl. caract. : x = 312,35 ; y = 114,42.

C4-5FS. Flysch à silex supérieur. Il forme le flanc est du synclinal d'Irissary et se prolonge dans la gouttière de Bonloc.

Dans ce flysch alternent, en lits centimétriques, des argiles ocre ou jaunes, des silts, des grès et des marnes noires.

Les accidents silicifiés stratifiés (cherts) sont nombreux. Des lentilles souvent importantes de flysch calcaire s'y développent ; les calcaires sont argilo-micritiques à

intraclastes et à biocl.astes, chargés de silex rubanés. Des argiles sans silex avec quelques bancs de calcaires marneux encadrent la formation.

Il renferme une association de *Globotruncana schneegansi*, *G. sigali*, *G. lapparenti*, *coronata*, *G. angusticarinata*, *G. fomicata*, *G. concavata*, qui lui confère un âge coniacien supérieur à santonien.

Ce flysch surmonte en continuité le Flysch calcaire inférieur ; sa partie supérieure passe latéralement et verticalement au Flysch de l'Antzaramendi.

Il est largement transgressif sur la bordure du massif de l'Ursuya-Baygoura sur lequel il repose par l'intermédiaire de marnes et de brèches.

Affl. caract. : x = 311,45 ; Y = 116,40.

C4-5FC. Flysch calcaire supérieur de l'Antzaramendi. Il occupe le cœur du synclinal d'Irissary. Il est formé d'une alternance décimétrique de calcaire bleu-noir à patine ocre et de marnes bleues à Fucoïdes. Les lentilles de brèches polygéniques y sont fréquentes. A la base, les bancs de calcaire sont grossiers : ce sont des biopelsparites gréseuses.

Les Foraminifères pélagiques assez abondants donnent un âge santonien à cette formation (*Globotruncana renzi*, *G. lapparenti*, *G. coronata*, *G. angusticarinata*, *G. fomicata*, *G. marginata*, *G. concavata*).

La partie inférieure passe latéralement au Flysch à silex supérieur. A l'Ouest, il se montre largement transgressif : il repose directement sur les terrains paléozoïques, sur les formations secondaires anté-Crétacé supérieur ou sur les marnes de Florenzarenborda.

Affl. caract. : x = 301,05 ; Y = 112,30.

φθ. Teschénites (« épsyénites »). Des sills de roches basiques alcalines se sont mis en place dans les marnes du Cénomaniens (Cl-2M), où ils ont développé par endroits une nette auréole de contact à diopside et grossulaire. Ces sills prolongent ceux des environs de Saint-Palais, situés plus à l'Est sur la feuille Mauléon.

La roche la plus représentée est une teshénite assez grossière, renfermant : augite titanifère, hornblende brune, labrador et analcime. Une évolution secondaire en *épsyénite* a provoqué le remplacement des plagioclases basiques et de l'analcime par de l'albite et par des minéraux calciques de basse température.

La petite languette touchant le bord oriental de la feuille près du parallèle 117 Lambert représente un sill de roche plus fine, riche en hornblende brune automorphe et à texture plus ou moins lamprophyrique.

QUA TERNAIRE

Les terrains quaternaires se rencontrent principalement dans deux vallées : celle de la Nive à l'Ouest, celle de l'Arberoue à l'Est. Dans la première, il s'agit surtout de dépôts alluviaux disposés en terrasses, alors que dans la seconde ce sont les colluvions qui prédominent. Ailleurs, il est possible, à la rigueur, d'attribuer au Quaternaire certains éboulis de bas de pente.

Un type particulier de formations quaternaires est celui des remplissages de grottes (Isturits-Oxocelhaya) et d'abris sous roche (Olha), liés à une occupation humaine préhistorique.

Formations alluviales. Les datations proposées pour les nappes fluviatiles, ou fluvio-glaciaires de la Nive, s'appuient sur des travaux récents concernant les formations du Quaternaire de la région de Bayonne, située en aval de la zone couverte par la feuille Iholdy où ces nappes se poursuivent (Cl. Chauchat et Cl. Thibault (1968), Cl. Chauchat (1968), Cl. Thibault (1970)). Elles résultent également d'observations faites à l'abri Olha, près de Cambo-les-Bains, par E. Passermard (1924).

Ft. Un lambeau de très haut niveau, appartenant sans doute au Quaternaire très ancien, fut découvert par E. Passemard (1924) au sommet de la butte de la Bergerie (altitude absolue : 157 m), au Sud de Cambo-les-Bains. L'auteur y signalait de gros galets épars, « presque tous de grès blanc ». Actuellement on n'y rencontre que de petits galets et graviers de grès assez décomposés, de quartz, remaniés sur les pentes, ce qui rend très incertaine la délimitation du dépôt initial. De sorte qu'une large extension a été attribuée sur la carte aux matériaux dérivés des alluvions Ft (EFt), en l'absence de substratum visible.

Fu. Nous attribuons au Villafranchien supérieur, ou Günz, des placages situés à l'altitude absolue de 90-100 m, immédiatement en amont de Cambo, et à plus de 175 m, au Nord d'Ossès. Le matériel grossier, de granulométrie hétérogène, y est constitué de grès très altérés, oxydés, de roches schisteuses pourries, de quartzites également affectés. La gangue est rougeâtre, sableuse, souvent parcourue par des zones enrichies en oxydes ferriques. La reprise de ces matériaux a donné, à l'Ouest du Camp de César, une accumulation de galets sans stratification dans une matrice sableuse grise (EFu).

Au Nord d'Ossès, à proximité de la ferme Ameztoya, la terrasse gunzienne comporte aussi des blocs peu émoussés dont la plus grande dimension atteint 70 centimètres.

Fv. Il s'agit là du niveau rapporté à la glaciation mindélienne, à la suite des observations faites dans la région de Bayonne (Cl. Chauchat et Cl. Thibault, 1968). Il s'étale largement en aval du Pas de Roland sur le cours de la Nive, notamment à Cambo où l'on peut remarquer la régularité de sa surface. Ce sont en majorité des grès blancs ou roses, dont beaucoup sont altérés, qui le composent. On peut noter qu'ils sont enveloppés de pellicules argileuses, de couleur orangée ou rouge. Enfin signalons que des lentilles de sables bruns coupent la masse de matériel hétérogène, à gangue sablo-argileuse rougeâtre, par exemple au Nord d'Halsou.

FW1. Les alluvions FW1, attribuées au Riss I, sont bien connues grâce, en particulier, aux carrières de Larressore et aux coupes des tranchées de chemins au Sud d'Ossès où elles apparaissent sous une couverture de limons argilo-sableux bruns, à structure polyédrique et de consistance ferme. Ces alluvions se caractérisent par un matériel hétérogène, grossier dans l'ensemble, composé de diverses roches gréseuses et de quartzites portant parfois des enduits orangés ou rougeâtres, ainsi que de rares granites que l'on brise facilement. La gangue, argilo-sableuse, a une couleur brun-rouge.

FW2. Cette nappe, mise en place au Riss II, se distingue nettement dans le modelé topographique mais livre difficilement ses caractères granulométriques et pétrographiques en raison d'un épais revêtement li mono-argileux. D'après ce qui a été observé au droit du village de Larressore, il semble que des lits de sable et d'argile soient fréquemment présents dans sa masse.

FW3. Sauf dans le bassin d'Ossès dont elle occupe le fond, la formation Fm est réduite à des bandes étroites le long de la vallée de la Nive, dans l'abri Olha, au Nord-Est de Cambo et sur la rive droite de la Nive. E. Passemard (1924) avait remarqué l'existence des galets de ce niveau alluvial, qu'il appelait terrasse de 15-17 m, au-dessous des couches wurmiennes appartenant au début du Würm. Ceci conduit à dater la nappe alluviale Fm de la fin de la glaciation rissienne, c'est-à-dire du Riss III. La majeure partie des éléments grossiers y est constituée de grès fins, certains de couleur rose, de quartzites, de quartz et de poudingues.

Fx-y-z. Sous cette notation complexe, nous avons désigné les dépôts qui constituent les fonds de vallées actuels de la Nive et de l'Arberoue. En aval de Cambo, où ils appartiennent presque exclusivement à la glaciation wurmienne, ils comprennent sur une quinzaine de mètres d'épaisseur, des sables grossiers, des graviers, des galets, avec

parfois des passées limoneuses ou argileuses. Il peut arriver, notamment dans la vallée de l'Arberoue, que les dépôts wurmiens soient recouverts par des colluvions et des limons d'inondation post-glaciaires ou même subactuels.

Cx. Colluvions. En plus des couvertures très localisées des terrasses FW1 et FW2 mentionnées plus haut, les colluvions apparaissent nettement dans la vallée de l'Arberoue, où leur étendue et leur épaisseur en autorisent la cartographie. Les analyses granulométriques ont démontré qu'il s'agissait de limons plus ou moins argileux ou sableux, mal classés. De nombreuses coupes, dans les tranchées de routes, permettent de voir que ces limons atteignent plusieurs mètres d'épaisseur et qu'ils sont divisés par des coulées de solifluxion faites de fragments et de petits blocs siliceux. D'après leur altération pédologique peu poussée, il semble que ces colluvions soient wurmiennes. En outre, étant donné leurs surfaces régulières, il n'est pas impossible qu'elles épousent une morphologie de terrasses anté-wurmiennes.

R. Matériaux résiduels. Deux surfaces aplanies, l'une à l'Ouest d'Ixassou, l'autre au Sud de Bidarray, sont constituées par des produits de décomposition des roches du substratum. A Ixassou, les analyses témoignent de l'altération de granites, sans qu'il s'y soit ajouté d'apport étranger. Il est remarquable que, dans le modelé topographique, ces surfaces se situent altimétriquement entre les nappes du Günz et du Mindel. On pourrait donc les interpréter comme résultant d'une phase d'arrêt dans le creusement interglaciaire.

E, EFt, EFu. Eboulis sur les versants. Des blocs anguleux, parfois de grandes dimensions, donnant des éboulis de gravité, encomrent souvent les pieds de versants (ou bien recouvrent de nombreux versants). La formation de ces éboulis a pu débuter dès l'orogénèse pyrénéenne et se poursuivre jusqu'à nos jours.

Remplissages de grottes et d'abris sous roche

Grottes d'Isturits et d'Oxocelhoya (commune d'Isturits et de Saint-Martin-d'Arberoue). Ces grottes s'ouvrent dans les calcaires urgoniens. D'abord fouillées par E. Passemard de 1912 à 1923, les grandes salles du réseau supérieur, ancien cours souterrain de l'Arberoue, furent ensuite explorées, à partir de 1928 et jusqu'en 1948, par R. et S. de Saint-Périer. E. Passemard rassembla en 1924, dans sa thèse, les résultats de ses recherches, qui montraient déjà l'importance et l'intérêt de la stratigraphie des dépôts paléolithiques ainsi que leur richesse en outillages lithiques, en œuvres d'art et en restes de faune. R. et S. de Saint-Périer (1930, 1936, 1952) s'attachèrent surtout à faire connaître les industries lithiques ou osseuses et les brillantes manifestations artistiques du Paléolithique supérieur (gravures et sculptures en os et roches diverses). L'occupation humaine et le remplissage sédimentaire connexe, reflétant des épisodes climatiques contrastés, se sont développés à Isturits durant toute la glaciation wurmienne et une partie du Post-Glaciaire. En effet les civilisations suivantes y ont été mises en évidence (en partant de la plus ancienne) : Moustérien, Périgordien et Aurignacien, Solutréen, Magdalénien, Azilien, Age du Bronze et époque romaine.

Un second réseau fossile, également creusé puis délaissé par l'Arberoue, s'étagé à une vingtaine de mètres au-dessous du premier. Réuni à celui-ci par un passage artificiel, il est connu des touristes sous le nom de grotte d'Oxocelhaya. Du point de vue archéologique, il n'a livré que des vases de l'Age du Bronze et des ponctuations rouges, peintes sur une paroi à une époque indéterminée.

Un troisième parcours souterrain existe plus bas : il est actuellement suivi par l'Arberoue.

Coordonnées Lambert : x = 239,25 ; Y = 124,75.

Abri Olha (commune de Cambo). C'est en 1917 que E. Passemard fouilla un vaste abri entamé par les exploitations de calcaires jurassiques, sur la rive gauche du ruisseau Olha et à une faible distance de la route de Cambo à Hasparren. L'important remplissage, haut de près de 7 mètres, comprenait plusieurs couches moustériennes

séparées par des niveaux de gros blocs (E. Passemard, 1924).

La présence du Rhinocéros de Merck dans la première moitié des dépôts et du Renne dans la deuxième moitié laisse supposer que la stratigraphie de l'abri Olha couvrirait les stades glaciaires de Würm I et Würm II.

TECTONIQUE

La feuille Iholdy couvre deux ensembles structuraux bien distincts : à l'Est, une zone dite *pyrénéenne* où les directions structurales E.SE-W.NW sont parallèles à l'orientation générale de la chaîne ; à l'Ouest, une zone *basque* où les structures prennent une disposition arquée centrée sur le massif de Baygoura-Ursuya.

Une zone à orientation sensiblement nord-sud assure la transition entre deux ensembles.

ZONE PYRENEENNE

Une zone de plis d'axe sensiblement E.SE-W.NW s'ordonne du Sud au Nord. On y distingue au Sud, des rides étroites à cœur triasique, au Nord de larges structures formées par le flysch crétacé.

Seules les extrémités nord des rides de Suhescun et de Mandos apparaissent sur la feuille. Elles forment des boutonnières plus ou moins complexes ; leurs flancs sont accidentés de failles inverses dont les prolongements sont recouverts par le flysch. Le déplacement latéral dû à ces failles peut être important.

Au Nord, les formations du Crétacé supérieur dessinent des structures kilométriques : synclinorium de Larceveau, synclinorium de Beyrie et anticlinorium de Saint-Palais. Dans ces structures, le flysch est de plus affecté de plis métriques à décamétriques.

Le plissement, très accusé dans le synclinorium de Larceveau, l'est nettement moins au Nord : synclinorium de Beyrie, anticlinorium de Saint-Palais.

La *zone de transition* se marque dans la cuvette d'Irissary et la structure d'Armendarits. Ces deux ensembles accusent une orientation générale N.NW puis N.NE. La cuvette d'Irissary est un synclinorium où les axes de plis à tendance N-S sont déversés vers l'Ouest.

La structure d'Armendarits correspond à un diapir extravasé dont seule l'extrémité méridionale s'enracinerait. Les accidents chevauchants qui le bordent ont induit dans le flysch des plis déversés à axe nord-sud.

La torsion dessinée par ces structures pourrait être la manifestation dans la couverture d'un accident cisailant du socle, cicatrice de l'avancée vers le Nord du massif de l'Ursuya.

ZONE BASQUE

L'ensemble présente un dispositif arqué dont le centre est occupé par le massif de l'Ursuya.

Du Sud au Nord, on distingue trois grandes unités :

- le massif paléozoïque du Baygoura et sa couverture mésozoïque ;
- le massif cristallin de l'Ursuya et sa couverture du Crétacé supérieur, reployée dans la gouttière de Bonloc ;
- la structure de l'Arberoue, se prolongeant à l'Ouest au-delà de Cambo où elle montre son substratum paléozoïque dans la ride d'Espelette.

Le contact entre ces différentes unités se fait le long d'accidents qui deviennent localement chevauchants à la faveur de décrochements N 20° E.

Cet agencement complexe est la traduction en surface d'un chevauchement profond, reconnu dans les zones septentrionales par les forages pétroliers et les profils sismiques, chevauchement lié à l'avancée vers le Nord du massif de l'Ursuya.

Massif paléozoïque du Baygoura et sa couverture mésozoïque. Dans le massif du Baygoura, les formations paléozoïques méridionales forment un synclinal complexe dont les flancs sont affectés de chevauchements locaux.

Au Sud d'Ossès, la série tout d'abord monoclinale, après un accident d'effondrement, est ployée en un anticlinal déversé au Nord.

Dans la vallée du Laxia et de l'Arizacun, les formations dévoniennes forment un synclinal déversé vers l'Ouest, son flanc est étant affecté d'une faille inverse. Les formations dévoniennes de son flanc ouest chevauchent largement celles du Carbonifère du flanc oriental de l'anticlinal du Pas de Roland.

Ce dispositif, orienté N 20° E dans la vallée du Laxia, se prolonge avec quelques complications le long du massif cristallin de l'Ursuya, où il prend une direction est-ouest après avoir subi une torsion brusque à proximité du Pas de Roland.

Sur ces formations très plissées vient une couverture permo-triasique, très faiblement ondulée, mais affectée d'une tectonique cassante.

Lorsque ces accidents présentent un rejet important, ils se prolongent dans le socle, provoquant des effondrements de la couverture (bassin d'Ossès, fossé de Lukaindeguia). En bordure de ces fossés, les formations du Paléozoïque peuvent venir localement chevaucher celles du Permo-Trias.

Cette couverture est aussi affectée d'un accident complexe majeur, l'accident de Bidarray : il s'agit d'une faille d'effondrement orientée N 150° E, reprise postérieurement par des décrochements N 20° E. L'accident se prolonge au Nord dans le massif de l'Ursuya, le scindant, comme on le décrira plus loin, en deux blocs qui se comportent différemment par rapport à la couverture d'âge crétacé supérieur.

Massif cristallin de l'Ursuya et sa couverture crétacé supérieur

Massif cristallin de l'Ursuya

Structure du massif (à l'exclusion des relations avec l'Ordovicien 01-4). La foliation des roches métamorphiques est orientée N 100° E en moyenne et plonge modérément vers le Sud. Cette allure monoclinale des gneiss a été perturbée par quelques plis droits peu serrés d'axe N 100-110°E (les pendages vers le Nord restent néanmoins l'exception) et par des flexures brutales de même direction ; ces dernières passent à des failles subverticales. La plus importante flexure faillée longe le pied sud de l'Ursuya au niveau de Macaye et abaisse le compartiment méridional.

Un des traits les plus apparents de la carte est la localisation préférentielle du Paléozoïque de base (k-o) dans la moitié orientale du domaine cristallin. Ce secteur correspond en effet au compartiment abaissé par l'accident subméridien de Bidarray, présenté ci-dessus, qui traverse le massif sous la forme d'un réseau de failles, fort complexe et difficile à suivre.

Des lames anticlinales de gneiss précambriens alternent avec des synclinaux, parfois très pincés, de la formation notée k-o. Les structures apparaissent dans l'ensemble un peu déversées vers le Nord. Certains contacts entre socle et couverture sont repris par des failles inverses. On remarque aussi de telles failles à l'intérieur des unités de socle ; elles peuvent être soulignées par des filons de quartz (cote 304, 2 km W.NW d'Hélette).

Les gneiss kinzigitiques de l'Ursuya reposent sur les gneiss a2ζ : cette superposition paraît anormale, si l'on se réfère à l'étude du métamorphisme (cf. chapitre : Description des terrains) et à la comparaison avec d'autres massifs pyrénéens, tel le Castillon (travaux de L. Roux). Toutefois, il est difficile de préciser l'ampleur et la géométrie du charriage : pli couché à cœur de kinzigites, ou lame chevauchante ? Les quelques indices de broyage observés au pied nord de la montagne peuvent ne refléter

qu'un rejeu tardif. Les kinzigites s'ennaient au Sud à la faveur de la flexure de Macaye (cf. ci-dessus).

- On a supposé l'existence d'un charriage au Moine-Mendia (cote 372 à 1 km au SE d'Hélette), car les cipolins et la pegmatite sus-jacente (*) reposent sur des terrains attribués au Cambro-Ordovicien (k-0b) (00).

- Dans le hameau de Sorhano et juste au Sud, les gneiss ont une allure très feuilletée et laminée : ce détail suggère un écaillage du complexe des leptynites vers le Nord.

- Enfin, malgré le manque d'affleurements, on a cru pouvoir interpréter la structure au pied du mont Baygoura en tenant compte du style mis en évidence ailleurs. On aurait ainsi un synclinal de micaschistes k-0b, déversé vers le Nord.

Remarques sur les éléments microstructuraux. Matérialisée par les micas, souvent aussi par des fuseaux de sillimanite fibreuse, une linéation minérale apparaît au Sud-Est sur les plans de foliation des gneiss (a2₃) (* * *) et des micaschistes (k-0b) (* * * *) ; plus généralement, on la discerne à peu près partout où ces types de roches se présentent avec un grain assez fin et une foliation régulièrement plane. Sa direction est N 100 à 110°E en moyenne, sauf dans les secteurs de replissement tardif (le Sud-Est notamment). Son plongement est nul ou faible vers l'Est dans la moitié occidentale du massif, faible à modéré vers l'Est dans la moitié orientale.

Si l'on en juge par un fait classique d'observation, une telle linéation doit être parallèle à des axes de plis couchés *synschisteux* ; mais nous n'avons guère pu le vérifier ici.

La plupart des microplis observés sont déversés vers le Nord et dirigés N 100-110° E, avec des axes subhorizontaux ou peu inclinés vers l'Est. On en remarque notamment dans les kinzigites de l'Ursuya. Ils semblent postérieurs à la naissance de la foliation et plus ou moins synchrones de l'anatexie.

Relations avec le Paléozoïque post-formation k-o. Des chevauchements notables se lisent sur la carte à l'Ouest du mont Baygoura (voir page 22). En revanche, l'accident observé sur les pentes nord de cette montagne, et que jalonne par endroits un filon de quartz, est plutôt une faille inverse. Ces accidents permettent de comprendre la réduction apparente des terrains affectés par le métamorphisme mésozonal et épizonal.

De même, le pic de Garralda est selon toute vraisemblance un lambeau ordovicien charrié. On voit en effet au Sud-Est des schistes bleus (0 1-4(b 1), non métamorphiques, surmonter sans intermédiaire des métapélites (k-0b) de la zone à sillimanite.

Les joints schisteux des quartzites du sommet, envahis par des minéraux de la mésozone (andalousite à reliques de staurotide), semblent plus métamorphiques que les schistes sous-jacents, tels qu'on les observe en débris sur les versants ouest et nord. Ceci laisse prévoir l'existence d'autres charriages que celui indiqué par la carte et par la coupe.

Juste sous le sommet nord du pic, un placage de grès triasique se montre affecté par un pli couché dont l'axe, dirigé N 80°E, plonge d'environ 20° vers l'Est ; on remarque une schistosité fruste de plan axial, à faible pendage sud.

La couverture crétacé supérieur

Elle apparaît dans la gouttière de Bonloc : structure synclinale à flanc est renversé ; ce dispositif est compliqué du fait de la transgressivité des différents termes du flysch déversés sur le cristallin.

A l'Ouest de l'accident de Bidarray, la couverture crétacé supérieur est masquée par

(*) Voir la note page 5 de la « Description des terrains », concernant la brèche de remplissage karstique du Moine-Mendia.

(**) Ces derniers s'observaient lors des travaux de construction de la station de pompage située au pied du versant nord-ouest de la colline. On croit les deviner aussi au bord de la petite route Hélette-Etchégaraya.

(***) Crête E-W joignant les cotes 317 et 345.

(****) Bord de la route montant au mont Baygoura, entre les altitudes 320 et 420 mètres.

le chevauchement du massif cristallin. Elle réapparaît à l'Ouest de Cambo dans un synclinal étroit, pincé entre les formations paléozoïques du Pas de Roland au Sud et les formations carbonifères de la ride d'Espelette au Nord.

Structure de l'Arberoue

Cette structure à armature d'âge jurassique et crétacé inférieur se dispose *en croissant*, bordant le massif cristallin de l'Ursuya.

A l'Est, elle se présente en série monoclinale plongeant vers l'Est et chevauchant le flanc oriental de la gouttière de Bonloc.

A l'Ouest, elle est ployée en un anticlinal déversé au Nord, le flanc sud étant chevauché par le massif cristallin de l'Ursuya. Ce chevauchement s'accroissant à proximité de Cambo, seul le flanc septentrional de cet anticlinal est visible. Plus à l'Ouest, la structure apparaît de nouveau monoclinale.

Ce singulier dispositif peut être interprété comme une écaille de contrechevauchement, conséquence de l'avancée de l'Ursuya portant sa couverture normale de dépôts d'âge crétacé supérieur.

Le massif de l'Ursuya s'est comporté de façon différente de part et d'autre de l'accident de Bidarray. A l'Est, il a embouti les chaînons jurassiques qui se sont gauchis, et seul le contre-chevauchement de la structure de l'Arberoue sur la gouttière de Bonloc est visible en surface. A l'Ouest, le massif surélevé a chevauché les chaînons jurassiques qui se sont ployés en anticlinal.

ÉVOLUTION STRUCTURALE

Malgré le grand nombre d'informations recueillies sur le territoire couvert par cette feuille, la complexité structurale ne permet pas de reconstituer avec rigueur la chronologie des déformations. Une idée fondamentale émerge néanmoins : l'enchaînement presque continu des mouvements et des déformations depuis l'orogénèse hercynienne jusqu'à l'orogénèse pyrénéenne. Il n'en demeure pas moins que cet enchaînement a pu être perturbé par des saccades et des stades d'accélération.

TECTONIQUE HERCYNIENNE

Précisons tout d'abord que nos connaissances actuelles ne nous permettent pas de déceler à coup sûr une tectonique précambrienne.

On ne peut exclure qu'une phase de chevauchement ait précédé l'essentiel du métamorphisme hercynien. Au mont Baygoura en effet, les joints schisteux des quartzites blancs de l'Ordovicien (01-4(C)) montrent des associations mésozonales ; or ils se trouvent stratigraphiquement au-dessus des quartzites bleus (01-4 (a)), à peine épizonaux, qui les dominent dans le paysage.

Quoi qu'il en soit, une importante tectonique tangentielle accompagne à l'Hercynien le métamorphisme général et l'anatexie. Elle est responsable des microstructures observées. A grande échelle, on doit lui attribuer "essentiel de la structuration du massif ; citons en particulier la mise en place allochtone des kinzigites de l'Ursuya (phénomène qui serait synchrone des microplis syn-anatectiques observés) et la structure du Sud-Est en bandes alternantes, qui correspondrait à d'anciens plis couchés, ultérieurement redressés.

Les formations paléozoïques non métamorphiques ont subi une tectonique hercynienne qui se traduit par des plis couchés isoclinaux accompagnés d'une schistosité de plan axial. Les accidents chevauchants à l'intérieur des formations paléozoïques semblent liés à cette phase des déformations. De même, le charriage de

ces terrains paléozoïques sur le cristallin a pu débiter, ou se poursuivre, pendant la fin de l'orogénèse hercynienne.

EVOLUTION POST-HERCYNIENNE ET ANTE-PYRENEENNE

Sur ce socle paléozoïque plissé se sont déposés les sédiments du Permo-Trias. La paléogéographie est conditionnée par des reliefs résultant d'accidents verticaux (accident de Bidarray, à l'Ouest duquel les terrains permien atteignent 400 à 500 m, alors qu'à l'Est ils se réduisent à quelques mètres ou sont même inexistantes, ce qui indique que l'accident était déjà actif à cette époque).

Les argiles et le sel à faible densité du Keuper se seraient accumulés dans les dépressions de ce socle accidenté.

Région des rides (Est et Sud-Est de la feuille). Au cours du Secondaire, les mouvements épigénétiques auraient rompu l'équilibre instable dû aux épaisseurs inégales de terrains plastiques, donnant naissance à des rides à cœur triasique qui se sont comportées comme des hauts-fonds pendant tout le Mésozoïque. Au Lias, ceci se marque par des amincissements et des remaniements. Au Dogger, le phénomène s'accroît avec l'apparition de faciès bréchiques.

A la fin du Jurassique l'émersion est générale : absence de sédiments du Portlandien et de la base du Néocomien. Sur la ride à cœur triasique, la lacune est plus importante : absence de terrains kimméridgiens.

A l'Albo-Cénomaniens une phase tectonique importante est bien marquée par une transgression générale et par l'apparition du faciès flysch. Cette phase semble liée à une accentuation du déséquilibre eustatique, les zones déprimées recevant le maximum de matériel. Les zones en surrection sont démantelées, comme en témoignent les accumulations d'olistolithes (il est généralement admis que ces derniers sont liés à des phases orogéniques).

Au Turonien et au Sénonien, la sédimentation de type flysch se poursuit, mais sans olistolithes.

Bordures du massif cristallin et formations paléozoïques non métamorphiques. L'accident nord du mont Baygoura (ou de Louhossoa) paraît postérieur aux grands chevauchements hercyniens (fig. 1). Il implique les terrains du Trias et a même fonctionné pendant le dépôt de ceux-ci. Or on ne le suit pas dans le flysch à l'Est. Quant au pli couché affectant le placage triasique du pic de Garralda, il ne semble pas passer dans le flysch du voisinage. Voici donc deux autres observations qui prouvent l'existence de mouvements post-hercyniens et anté-pyrénéens.

D'autres structures post-hercyniennes sont plus difficiles à dater, et l'on peut aussi bien les considérer comme pyrénéennes. Ainsi, les plis couchés des formations paléozoïques ont été repris et redressés postérieurement au dépôt du Trias. Ce dispositif est bien visible sur la bordure du bassin d'Ossès où le Trias pseudoconcordant est redressé le long du flanc d'un pli de quartzites ordoviciens (fig. 2).

TECTONIQUE PYRENEENNE

Bien que sur la feuille l'hody on ne possède pas d'informations concernant les terrains postérieurs au Crétacé supérieur, on peut affirmer que les structures actuelles sont dues aux phases tectoniques pyrénéennes d'âge tertiaire.

Elles se sont marquées à l'Est par des plissements du flysch en grandes structures à axe W.NW-E.SE et par une reprise des flancs des rides à cœur triasique par des failles inverses induisant des recouvrements locaux.

A l'Ouest, les phases tectoniques pyrénéennes se sont marquées par l'avancée du

Fig.1 - Accident nord du Mont Baygoura

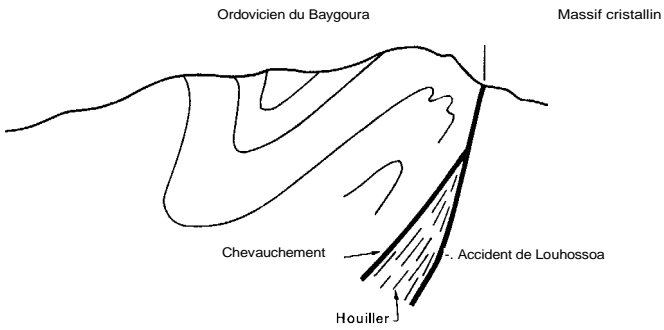
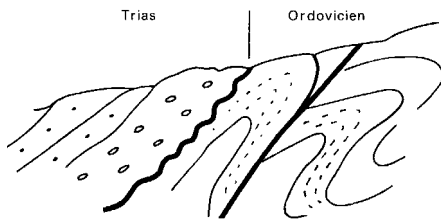


Fig.2 - Schéma tectonique



massif cristallin de l'Ursuya, à la faveur d'un chevauchement profond reconnu plus au Nord. Cette avancée s'est traduite en surface sur la feuille lholdy par des recouvrements locaux et des contre-chevauchements ; rappelons le comportement différent des deux moitiés du massif cristallin, de chaque côté de l'accident de Bidarray. Des réajustements tardifs se marquent par des accidents cisai liants N 20° à 40°E.

Il est difficile de préciser la part de ces mouvements pyrénéens dans le massif cristallin : mentionnons le rejeu certain de l'accident de Bidarray, des rejeux hypothétiques d'écaillages antérieurs (Sorhano ?), la reprise des failles plus ou moins inverses limitant les lames est-ouest de terrains précambriens au Sud-Est ; ces dernières failles passent en effet dans le flysch à l'Est du Garralda.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGEOLOGIE

Du fait du peu de développement des alluvions sur la feuille lholdy, les nappes superficielles sont inexistantes.

Les autres formations sont intensément disloquées ; il n'y a pas, de ce fait, de niveaux aquifères liés à un horizon géologique déterminé.

La presque totalité des eaux utilisables provient de sources liées aux infiltrations ou aux migrations dans les fissures.

La qualité des eaux et les caractères des sources varient évidemment avec la nature des terrains traversés.

Les formations cristallines donnent des eaux de bonne qualité provenant d'arènes superficielles ou de fissures étroites, mais le débit des sources est généralement faible.

Les quartzites et les schistes de l'Ordovicien sont peu perméables : il s'y produit beaucoup plus de ruissellement que d'infiltrations.

Les schistes siluriens ampéliteux, riches en matière organique et pyrite donnent des eaux ferrugineuses.

Les grès, les quartzites dévoniens, donnent des eaux très peu minéralisées et filtrées par des bouchons de sables résiduels.

Les formations permo-triasiques sont des aquifères médiocres : ils ne fournissent que des ruisselets temporaires.

Les terrains du Jurassique et du Crétacé inférieur, calcaréo-schisteux, affectés de phénomènes karstiques, ne mettent pas à l'abri des pollutions les eaux qui les traversent.

Le flysch est un aquifère médiocre, aussi bien du point de vue qualitatif que quantitatif. Du fait de l'entraînement des produits colloïdaux de décalcification, les eaux qui en sont issues sont généralement opalescentes ou franchement troubles. D'autre part, ces sources, en période de sécheresse, sont réduites à de simples suintements et peuvent même tarir.

SUBSTANCES MINERALES

Les minéralisations rencontrées sur le territoire de la feuille lholdy sont assez variées, mais leur importance économique est très faible : seul le feldspath d'Ursuya (Pyrénées atlantiques) est exploité actuellement : 9640 tonnes de feldspath marchand en 1970.

On a extrait 50000 t de pyrite à 32-35 % de soufre du gisement d'Ixassou et 138000 t d'hématite et de carbonate grillé du gisement d'Oustélegui. Actuellement

ces deux gisements sont abandonnés bien qu'ils ne soient pas complètement épuisés. **Feldspath.** De puissants filons de pegmatites, leucogranites et aplites abondent dans le massif gneissique d'Ursuya et passent même quelquefois dans les terrains paléozoïques encaissants. Seules les pegmatites du mont Baygoura sont exploitées. Le tout-venant demande un traitement assez complexe pour l'élimination de la biotite et l'enrichissement en feldspaths.

Béryl. A. LACROIX (Minéralogie de la France, tome 2, p. 15), indique : « Basses Pyrénées. Leymerie a signalé des prismes grisâtres de béryl dans le quartz du Labourd sans indication plus précise (Descr. géol. de la Haute-Garonne, 1882, p. 212) ». Cette observation n'a été confirmée par aucun géologue ayant travaillé dans ce secteur.

Type de minéralisation à pyrite et quartz. Une minéralisation sulfurée exclusivement pyriteuse, sans cuivre, donnant un minerai de composition minéralogique très simple, en relation avec des failles N.NE, s'étend le long d'une zone faillée de la frontière espagnole, au Sud, aux micaschistes du massif de Labourd, au Nord. Seul un tronçon de 600 m dans la vallée de Laxia (gisement d'Itxassou) présente un intérêt économique. Deux types de concentrations pyriteuses existent ici :

- des filons à gangue quartzreuse, encaissés dans les niveaux schisteux ou schisto-gréseux (Emsien, sommet du Dévonien) ;
- des amas lenticulaires localisés dans les niveaux de grès dolomitiques du Dévonien inférieur.

La pyrite est nickélicifère et aurifère (6,4 g d'or/t de pyrite). De l'autre côté de la frontière, dans les mêmes formations, des gisements de pyrite ont été exploités autrefois pour l'or.

Le tonnage extrait depuis le début du siècle est de l'ordre de 50000 tonnes à 32-35 % de soufre. Le gisement est loin d'être épuisé.

La température de dépôt devait être probablement basse,

Type de minéralisation à sidérose et chalcopyrite. Les gîtes de ce type sont nombreux dans toutes les Pyrénées basques et on en trouve six dans les limites de la feuille Iholdy (voir tableau).

Leurs caractères principaux sont : la présence de sidérose, quartz et chalcopyrite, la forme filonienne des gisements, l'âge postérieur au Permo-Trias, la température de dépôt probablement basse et la zonalité verticale.

Les gîtes encaissés dans les formations du Permo-Trias sont constitués presque uniquement de sidérose (très peu de quartz, très faibles traces de chalcopyrite).

Dans les schistes du Dévonien, le quartz domine sur la sidérose et la chalcopyrite est plus abondante.

La liaison de ce type de gîtes avec les gisements de magnésite de la région est très discutée.

Autres types de minéralisation

Exploitation d'Oustélgui - Filon N.NW : remplissage bréchique dans le Permo-Trias (puissance : 0-15 m, long. : 2500 m). Minéralisation : sidérose, quartz, chalcopyrite, baryte.

Petite exploitation de Saint-Martin-d'Arossa. Minéralisation d'Oustélgui, plus galène, blende, stibine. Terrain encaissant : schistes et quartzites de l'Ordovicien.

Indice de Jarra. Minéralisation : sidérose, chalcopyrite, hématite et quartz dans un filon de direction E 10°S.

Indice d'Arrtschulégu. Minéralisation : chalcopyrite, pyrite, sidérose, quartz dans un filon dans l'Ordovicien.

Indice de Turchiléniá. Cuivre gris en veinules discontinues et très peu épaisses dans le basalte extrêmement altéré interstratifié dans les argilites permienues.

Indice de Guéréchiténiá. Filon de quartz, pyrite, mispickel, calcite, encaissé dans le Dévonien.

Indices du Col de Galarzé. Trois indices de fer (hématite et limonite) : deux d'entre eux jalonnent un filon de quartz recoupant les terrains du Permien ; le troisième est situé dans les schistes et quartzites de l'Ordovicien.

Index de Gahaléguy. Index stratiforme de pyrolusite et de diallogite au contact des formations du Paléozoïque et de la couverture gréseuse permo-triasique.

Petite exploitation de Gorria. Filons et lentilles de baryte dans les argilites tectonisées du Permien.

Indices de Mandos-Uréta. Indices de calamine dans les calcaires karstiques jurassiques.

MATERIAUX DIVERS

Les galets et quartzites ont été exploités comme ballast. Les calcaires kimméridgiens et albiens sont utilisés en pierre de taille ou pour l'empierrement. Les grès permo-triasiques sont exportés sous le nom de *Dalle de la Rhune*. Certains flyschs calcaires ont servi à la fabrication de ciment. Les lentilles de cipolin du massif de J'Ursuya ont été utilisés pour l'amendement des sols.

DOCUMENTATION COMPLEMENTAIRE

COUPE RESUMEE D'UN SONDAGE

Un seul forage profond a été effectué sur la feuille Iholdy : Ainhice I (1027-8-1) à l'extrémité sud-est de la feuille ($x = 318,170$; $y = 107,400$; $z = 220$) (ESSOREP, 1968). Ce forage avait pour but de reconnaître une structure définie par des profils sismiques comme un brachy-anticlinal accidenté de failles inverses sur les flancs. Établi au sommet de cette structure, il devait permettre d'évaluer les possibilités pétrolières des terrains du Jurassique et du Crétacé inférieur.

La série est redoublée à 1613 m de profondeur par une faille inverse mettant en contact les formations du Lias et celles de l'Aptien inférieur (cf. coupe en annexe).

Dans le compartiment supérieur, le forage a traversé 631 m de flysch à silex du Cénomaniens, caractérisé par *Stomiosphera spherica*, *Praeglobotruncana stephani*, *Pithonella ovalis*.

L'Albien supérieur et moyen est représenté par 59 m de Flysch de Mixe renfermant une microfaune albiennaise *Precuneolina*, *Globigerina waschitensis*, 22 m de marnes noires à spicules comparables aux marnes de Saint-Palais et 354 m de calcaires à Mélobésiées, *Colomiella*, Spongiaires, Polypiers, Bryozoaires, Serpules, Gastéropodes, Textulariidés, spicules.

Ces calcaires reposent en discordance sur 20 m de marnes noires, gréseuses, attribuées à l'Oxfordien, par comparaison avec des affleurements datés de l'Oxfordien.

Le Dogger est représenté par 270 m de calcaires à microfilaments, surmontant 114 m de marnes noires gréseuses du Lias supérieur ayant fourni *Procytheridea magnycourtensis* Apo.

Le Lias inférieur et moyen est représenté sous son faciès habituel : calcaire oolithique à ciment spathique (oosparite) (20 m) et dolomie cristalline localement oolithique (122 m).

Dans le compartiment inférieur, ce sont des calcaires à minces lits de marne noire, renfermant une microfaune caractéristique de l'Aptien inférieur (Précunéolines, *Orbitolina*, *Iraquia*, *Miliolidae*), qui sont transgressifs sur les marnes de l'Oxfordien. Cette formation présente d'excellentes corrélations par diagraphies (*Gamma Ray-*

Neutron-Sonic) avec les niveaux homologues du compartiment supérieur. Mais son épaisseur est ici de 120 mètres. Donc elles sont nettement moins érodées que les précédentes.

La lithologie du Jurassique est tout à fait comparable à celle reconnue dans l'unité supérieure avec toutefois l'apparition d'anhydrite dans les sédiments du Lias inférieur. Seul le Keuper (729 m) semble être représenté par du sel massif, de l'anhydrite blanche, des argiles vertes avec des minces bancs de dolomie cristalline. Les grès et les conglomérats du Trias inférieur ne sont pas représentés.

Les 304 mètres des formations traversées sous le Trias peuvent être attribués au Paléozoïque : argile calcaire noire avec de minces bancs de calcaire à quartz clastique fortement silicifié, quartzites blancs et gris. Aucun marqueur paléontologique n'a été trouvé dans ces niveaux. Ils rappellent certains faciès du Dévonien.

Il semble que la faille inverse redoublant cette série ait un rejet très important, les deux unités représentées semblant appartenir à des domaines paléogéographiques différents.

BIBLIOGRAPHIE

Publications

- BOSCH B. (1965) - Contribution à l'étude géologique et micropaléontologique du Jurassique dans la région de Saint-Jean-Pied-de-Port (Basses-Pyrénées), Thèse doct. 3^{ème} cycle géol., opt. micropaléontol., Paris.
- BOULANGER D., DEICHA G. (1961) - A propos de la pegmatite d'Hélette (Massif du Labourd, Basses-Pyrénées), *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 7, p. 179-180.
- CHAUCHAT Cl. (1968) - Les industries préhistoriques de la région de Bayonne du Périgordien ancien à l'Asturien, Thèse doct. 3^{ème} cycle. Fac. Lettres et Sciences humaines, Bordeaux, t. I, 191 p., ronéot. ; t. II, LX pl.
- CHAUCHAT Cl. et THIBAUT Cl. (1968) - La station de plein air du Basté, à Saint-Pierre-d'Irube (Basses-Pyrénées), *Bull. Soc. Préh. Fr.*, t. LXV, fasc. I, p. 295-318, 12 fig.
- CHENEVOY M. (1960) - Remarques pétrographiques sur le massif cristallophyllien du Labourd (Basses-Pyrénées), *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 238-240.
- DELOFFRE R. (1965) - Etude géologique du Flysch crétacé supérieur entre les vallées de l'Ouzon et du Gave de Mauléon (Basses-Pyrénées), Imp. Brière, Bordeaux.
- DROT J., LAGNY P. et SAGON J.P. (1962) - Nouvelles données sur la stratigraphie du Primaire des environs d'Aïnoha (Basses-Pyrénées). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 4, n° 3, p. 431-435.
- DUBAR G. (1925) - Etude sur le Lias des Pyrénées françaises, *Mém. Soc. géol. Nord*, 1. 3, 332 p.
- GUBLER Y. et CHAR PAL O. de (1955) - Une coupe du Jurassique supérieur au pays basque. Région de Cambo à Saint-Esteben (feuilles de Bayonne, Mauléon, Orthez), *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 7, p. 132-135.

- H EDD EBAUT Cl. (1965) - Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans le massif des Aldudes (Basses-Pyrénées), *Bull. Soc. géol. Fr.*, t.7, n° 4, p. 631-639, 7 fig.
- HEDDEBAUT Cl. (1966) - Données nouvelles sur le Silurien et le Dévonien des Pyrénées basques, *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 86, p. 197-200, 1 fig.
- HEDDEBAUT Cl. (1973) - Etudes géologiques dans les massifs paléozoïques basques, Thèse Univ. Sc. Techn., Lille, 263 p.
- KULBI KI G. (1963) - Études géologiques et minéralogiques de la vallée du Laxia (Basses-Pyrénées), *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 88, n° 12, p. 163-174, 5 fig.
- LAFUSTE J. (1964) - Faunules de Tabulés dévoniens dans la vallée du Laxia (Basses-Pyrénées). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 4, p. 145-147, 2 fig.
- LAGNY P. (1963) - Étude géologique et métallogénique de la bordure méridionale du massif du Labourd aux environs d'Ixassou, Thèse 3^{ème} cycle Fac. Sci. Paris, 118 p., annexes.
- LAMAR E P. (1939) - La série paléozoïque du massif du Baygoura et de la vallée de la Nive, *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. IX, p. 163-184.
- LAMARE P. (1940) - Les anomalies structurales de Jaxu et de Bustince en Basse-Navarre française, *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 112.
- LAMARE P. (1944) - Observation sur la tectonique des Pyrénées basques, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1. XIV, p. 103.
- LAMARE P. (1950) - Les conditions de gisement de basaltes permien et des ophites triasiques du pays basque. Observation à un travail d'Ho et G. Termier, *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1950, n° 8, p. 130-131.
- LAMARE P. (1955) - La bordure septentrionale des Pyrénées basques aux environs d'Espelette, *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, 1. 52, n° 241, p. 335-353.
- LAMARE P. et CASTERAS M. (1955) - Sur l'âge des formations détritiques crétacées des environs d'Espelette (Basses-Pyrénées), *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1954, n° 15, p. 390-393.
- LAMARE P. (1956) - Présentation de la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port de la carte géologique de France à 1/80000 (2^{ème} édition, 1953) avec remarques sur la structure de son territoire et de ses abords, Actes 2^{ème} congr. Int. Et. pyrénéennes, Luchon-Pau, 1954, t. 2, sect. 1, p. 73-123.
- LAMARE P. (1957) - La digitation primaire d'Amnotz entre Espelette et Sare (B.P.). Feuille Espelette à 1/50000, *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 1. 4, n° 250, fasc. B, p. 533-552, 1 fig.
- LAVE RD 1 È RE JW. (1930) - Contribution à l'étude des terrains paléozoïques dans les Pyrénées occidentales, *Mém. Soc. géol. Nord*, t. X.

- MULLER J. (1965) - Le revêtement permo-triasique du Jarra et de l'Arraduy en pays de Cize (Pyrénées occidentales françaises). Analyse structurale et cinématique des déformations, *Actes Soc. linn. Bordeaux*, t, 102, n° 9, p. 3 et 34,28 fig.
- PASSEMARD E. (1924) - Les stations paléolithiques du pays basque et leur relation avec les terrasses d'alluvions, Thèse Sc. Univ. Strasbourg, Bodiou imp., Bayonne, 1 vol., 218 p., 9 pl., 1 carte, 127 fig.
- POIGNANT A. (1966) - Révision du Crétacé inférieur en Aquitaine occidentale et méridionale, Thèse, Fac. Sciences, Paris.
- SAINT PÉRIER R. de (1930) - La grotte d'Isturitz 1. Le Magdalénien de la salle Saint-Martin. *Arch. Institut Paléont. humaine*, Mém. 7, Masson et cie éd., Paris, 1930, 123 p., 101 fig., 13 pl. h.-t.
- SAINT PERIER R. de (1936) - La grotte d'Isturitz II. Le Magdalénien de la grande salle. *Arch. Institut Paléont. humaine*, Mém. 17, Masson et cie, Paris, 1936, 138 p., 75 fig., 12 pl. h.-t.
- SAINT PERIER R. et S. de (1952) - La grotte d'Isturitz III. Les Solutréens, les Aurignaciens et les Moustériens, *Arch. Institut Paléont. humaine*, Mém. 25, Masson et cie éd., Paris, 1952, 264 p., 135 fig., 12 pl. h.-t.
- THIBAUT Cl. (1970) - Recherches sur les terrains quaternaires du bassin de l'Adour, Thèse doct. ès Sciences naturelles, Univ. Bordeaux, 1970, 814 p., ronéot., 171 fig., 68 pl., 1 carte h.-t.
- VIË G. (1969) - Pegmatites et feldspaths de l'Ursuya, *Industrie Céramique*, déco 1969, nO 624, p. 885-886.
- VIENNOT P. et YANG-KIEH (1928) - Observations pétrographiques dans le massif cristallin du Labourd (Basses-Pyrénées), *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. XXVIII, p.369-379.
- VIERS G. (1960) - Le relief des Pyrénées occidentales et de leur piedmont. Pays basque français et Baretous, Edouard Privat édit., Toulouse.

Document inédit : S. LORSIGNOL, rapport ESSO-REP, GL 637.

Cartes géologiques à 1/80000

- Feuille Mauléon : 1^{ère} édition (1910), par L. Carez et E. Fournier.
2^{ème} édition (1969), par M. Casteras, P. Lamare et M. Mirouse.
- Feuille Bayonne : 1^{ère} édition (1905), par Maury, Savornin, Seunes et Vasseur.
2^{ème} édition (1935), par P. Lamare, J. Repelin et P. Viennot.
- Feuille Orthez : 1^{ère} édition (1912), par Bresson, Maury, Savornin et Vasseur.
2^{ème} édition (1944), par F. Daguin.
- Feuille Saint-Jean-Pied-de-Port : 1^{ère} édition (1907), par P. Termier.
2^{ème} édition (1954), par P. Lamare.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/320000

Feuille Bayonne (1962), coord. par F. Permingeat.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés, soit au S.G.R. Aquitaine, Avenue du Docteur Albert Schweitzer, 33600 - Pessac, soit au B.R.G.M., 74, rue de la Fédération, 75015 - Paris.

LEXIQUE

Ampéliteux : Les schistes ampéliteux sont des schistes noirs charbonneux et pyriteux.

Bioclaste : Débris d'organismes carbonatés, fragmentés, transportés puis déposés.
Adjectif dérivé : bioclastique.

Bioconstruit : Roche dont la structure est le fait de formes animales ou végétales (Cœlentérés, Algues calcaires, Polypiers, Stromatopores).

Biomicrite : Calcaire dont les éléments figurés sont des débris d'organismes et le ciment un calcaire à grain fin.

Biopelsparite : Roche dont les Éléments figurés sont des débris d'organismes ovoïdes à contours généralement flous et dont le ciment est formé d'une mosaïque de cristaux dont la taille est supérieure à 10 μ .

Chailles : Silex inachevés en partie calcaires, de formes souvent spongieuses et ramifiées.

Coprolithes : Excréments fossiles.

Figure de charge : Protubérances de sédiments qui s'enfoncent dans une masse sous-jacente de matériel argileux. La bordure des poches dans l'argile est finement zonée et montre d'évidentes figures d'écrasement.

Flysch : Formation généralement épaisse où alternent sédiments fins et sédiments grossiers. Les séquences sont individualisées par des surfaces de discontinuité, la base des bancs étant alors marquée par des figures de courant. Le granoclassement est sensible dans les bancs d'arénites.

Fuçoïde : Trace d'organisme d'origine incertaine : Algues ou terriers d'animaux fousseurs.

Helminthoïdes : Pistes rubanées, méandriiformes et serrées.

Intraclaste : Fragment carbonaté péné-contemporain du dépôt dans un état peu ou pas consolidé et n'ayant subi un transport qu'à l'intérieur même du bassin de sédimentation.

Intrabioclastique : Roche dont les éléments figurés sont des intraclastes et des bioclastes (vo ir ces termes).

Mélaphyre : Se dit d'un basalte à faciès post-volcanique, sombre, chloritisé, épidotisé, ouralitisé et contenant de la calcite.

Micrite : Roche formée d'une agglomération de petits grains de calcite ou de dolomite, de taille moyenne inférieure à 10 μ .

Microspathique : Texture formée de cristaux de calcite engrenés les uns dans les autres dont la taille ne dépasse pas 63 μ .

Microfilament : Organismes présentant, en section taillée, l'aspect de filaments dont l'origine est très discutée : larve de Lamellibranches, section de Posidonomyes, Algues filiformes, Ptéropodes.

Olistolithe : Blocs erratiques de grande taille, stratifiés dans une succession géologique normale (G. Flores, 1955).

Oosparite : Roche dont les éléments figurés sont des oolithes et dont le ciment est sparitique.

Pisolithe : Grain sphérique ou ovoïde, de diamètre supérieur à 2 mm, dont l'enveloppe possède une texture concentrique. Au cœur on trouve un noyau de nature variable (débris de fossiles, grains de quartz).

Septaria : Nodule de la taille du poing ou plus, bien individualisé dans une masse marneuse, très dur à casser, il montre un intérieur compact de calcaire gris-noir, compartimenté par un réseau tri-orthogonal concentrique à veinules de calcite.

Silt : Particules de taille comprise entre 2 et 63 μ .

Sparite : Terme anglais indiquant un ciment carbonaté formé d'une mosaïque de cristaux dont la taille est supérieure à 10 μ .

AUTEURS

J. BOISSONNAS : Formations cristallines.

G. LE POCHAT : Stratigraphie et tectonique des formations primaires et secondaires.

Cl. THIBAUT : Formations quaternaires.

M. BERNATZKY : Substances minérales.

TABLEAU DES MINÉRALISATIONS AVEC LEUR ÉCHELLE
DE GRANDEUR ET CARACTÉRISTIQUES TRÈS SOMMAIRES

Gîtes liés au ou encaissés dans	Exploitations	Essais d'exploitation	Indices
I Massif cristallophyllien d'Ursuya	Baygoura feldspath des pegmatites		Béryl - référence bibliographique non confirmée
II Paléozoïque (jusqu'au Permien)	Itxassou pyrite dominante quartz-sidérose	Type à pyrite et quartz Type à sidérose et chalcopyrite Saint-Martin-d'Arossa, filon N-W, subvertical encaissé dans schistes et quartzites de l'Ordovicien. Sidérose principale, quartz acces- soire. Galène, blende, baryte, stibine - rares.	Jarra : filon ; Arritschuléguy : filon ; Moulotegua : filon ; Guerechiténia : filon à quartz dominant, pyrite, mispickel.
III Terrains post-hercyniens	Oustélégui : filon	Type à sidérose et chalcopyrite	
		Divers c) <i>Gorria</i> Ba : lentilles et pseudo-filons dans les terrains permien tec- tonisés.	e) <i>Mandos-Ureta-Zn</i> Calamine en liaison avec les karsts dans les terrains jurassiques. a) <i>Galarzé (col)</i> Fer dans les formations du Permien et du Paléozoïque en liaison avec un filon de quartz. b) <i>Gahaleguy-Mn</i> stratiforme sur les dé- pôts du Paléozoïque sous ceux du Permien. d) <i>Truchelima-Cuivre</i> gris, filonnets dans basalte permien.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
INTRODUCTION	1
DESCRIPTION DES TERRAINS	1
<i>LES FORMATIONS CRISTALLINES DU MASSIF DE L'URSUYA</i>	1
<i>Précambrien probable et Cambro-Ordovicien</i>	1
<i>Précambrien probable</i>	2
<i>Cambro-Ordovicien probable</i>	4
<i>Les roches éruptives du massif cristallin</i>	6
<i>ORDOVICIEN</i>	7
<i>SILURIEN</i>	8
<i>DÉVONIEN</i>	8
<i>CARBONIFÈRE</i>	9
<i>PERMIEN</i>	9
<i>TRIAS</i>	10
<i>JURASSIQUE</i>	11
<i>CRÉTACÉ INFÉRIEUR</i>	12
<i>ALBIEN ET CRÉTACÉ SUPÉRIEUR</i>	14
<i>QUATERNAIRE</i>	18
TECTONIQUE	21
<i>ZONE PYRÉNÉENNE</i>	21
<i>ZONE BASQUE</i>	21
ÉVOLUTION STRUCTURALE	24
<i>TECTONIQUE HERCYNIENNE</i>	24
<i>ÉVOLUTION POST-HERCYNIENNE ET ANTÉ-PYRÉNÉENNE</i>	25
<i>TECTONIQUE PYRÉNÉENNE</i>	25
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	27
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	27
<i>SUBSTANCES MINÉRALES</i>	27
<i>MATÉRIAUX DIVERS</i>	29
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	29
<i>COUPE RÉSUMÉE D'UN SONDAGE</i>	29
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	30
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	33
<i>LEXIQUE</i>	33
AUTEURS	34
TABLEAU DES MINÉRALISATIONS	35

COUPE DU FORAGE

PROF.	COUPE	LITHOLOGIE	ÉTAGES	
		Calcaire argilo- micritique à quartz clastiques légèrement silicifié beige foncé à gris Argile calcaire grise à noire Grès gris clair fin à ciment calcaire Chailles beiges et bleutées Calcaire argilo-silico-micritique à bioclastes et quartz clastiques beige foncé à marron et gris Argile calcaire grise	Flysch à silex (631 m)	CÉNOMANIEN
631		Grès noir à ciment argileux	Flysch de Mixe (59m)	
690		Marne noire	Marnes de S ^t -Palais (22 m)	
712		Calcaire intrabioclastique à micrite beige à gris Calcaire argilo- micritique à bioclastes gris foncé à noir Calcaire bioclastique à micrite beige clair à blanc Calcite Calcaire intrabioclastique à micrite gris à gris foncé	Carbonates du Crétacé inférieur (354 m)	ALBIEN
1066		Marne noire gréseuse	Marnes noires à Ammonites (20 m)	
1086		Calcaire micritique à bioclastes marron foncé à noir Calcite Calcaire argilo- micritique à bioclastes beige foncé à noir	Calcaire à filaments (270 m)	JURASSIEN
1356		Marne noire	Lias supérieur (114 m)	
1470		Calcaire ooclastique à spathomicrite Dolomie cristalline grise à gris foncé Localement ooclastes	Lias inférieur à moyen (143 m)	
1613		Calcaire micritique ou argilo- micritique à bioclastes gris à gris foncé Calcite et dolomite blanche	Carbonates du Crétacé inférieur (272 m)	APTIEN SUPÉRIEUR
1885		Marne noire Calcaire argilo- micritique gris foncé à noir. Quelques bioclastes	Marnes noires à Ammonites (104 m)	
1989		Calcaire micritique beige foncé à noir Quelques bioclastes Calcaire argilo- micritique beige foncé à noir Calcite blanche	Calcaires à filaments (271 m)	JURASSIEN
2260		Marne noire Calcaire argilo- micritique beige foncé à noir	Lias supérieur (96 m)	
2356		Calcaire ooclastique. Localement pellets Dolomie cristalline grise à beige Anhydrite blanche	Lias inférieur à moyen (151 m)	
2507		Sel rose et blanc Anhydrite à inclusions et veines d'argile verte Dolomie microcristalline grise à mouchetures d'anhydrite Quartzite blanc et rose Argile rouge brique Ophite verte Anhydrite blanche Argile noire Calcite Ophite verte Calcaire silico micritique à quartz clastiques		TRIAS à INFRA-LIAS (729 m)
3236		Grès quartzite gris à blanc Ophite verte Argile à argile calcaire noire Calcaire silico micritique à quartz clastiques Quartzite gris	PRIMAIRE possible (304,85 m traversé)	
		Fond à 3540,85 – Formation Primaire possible		