



**CARTE  
GÉOLOGIQUE  
A 1/50 000**

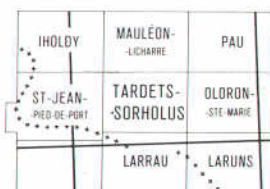
**BUREAU DE  
RECHERCHES  
GÉOLOGIQUES  
ET MINIÈRES**

# **TARDETS- -SORHOLUS**

XIV - 46

## **TARDETS- -SORHOLUS**

La carte géologique à 1/50 000  
TARDETS-SORHOLUS est recouverte par la coupure  
MAULÉON (N° 239)  
de la carte géologique de la France à 1/80 000



**MINISTÈRE DU DÉVELOPPEMENT INDUSTRIEL ET SCIENTIFIQUE  
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL**  
Boîte postale 6009 - 45 Orléans (02) - France



## NOTICE EXPLICATIVE

### INTRODUCTION – APERÇU TECTONIQUE

Le territoire de la feuille Tardets-Sorholus est traversé dans son milieu, du Sud au Nord, par la vallée du Saison qui provient de la réunion du Gave de Larrau et du Gave de Sainte-Engrâce. Dans la partie SE de la feuille, le Vert de Barlanès et le Vert d'Arette qui descendent du massif d'Igountze drainent les eaux vers le Gave d'Oloron, de même que, plus au Nord, le ruisseau du Joos. Dans l'angle NW, c'est la Bidouze, tributaire de l'Adour, qui descend du massif des Arbailles, tandis que dans l'angle SE, la partie méridionale du massif de Mendibelza est drainée par l'Irati en direction de l'Espagne.

Le pays présente des aspects variés : au Nord les landes de fougères qui couvrent les collines du Flysch culminent à la Chapelle de la Madeleine (795 m) et s'abaissent en direction du Nord ; dans un couloir central s'étendent les verdoyantes prairies du pays schisteux du Barétous et du bassin de Tardets, mais aussi les chaînons calcaires de l'Arguibelle, du Mont Bégousse, de l'Ahargou et du Chapeau de Gendarme (Pic Lichancumendy), ainsi que la large voûte calcaire du massif des Arbailles ; au Sud enfin, les massifs montagneux d'Igountze et de Mendibelza, couverts de vastes forêts et d'alpages, culminent respectivement à 1 542 m au Pic d'Arboty et à 1 472 m au Pic des Escaliers.

Du point de vue géologique, ces trois régions naturelles correspondent à trois grandes zones se succédant du Nord au Sud : a - le Flysch crétacé supérieur, avec les accidents triasiques qui l'affectent à l'Est du Saison ; b - le large couloir de marnes albiennes du Barétous et du bassin de Tardets, avec les chaînons calcaires qui l'accidentent, chaînons bordiers du massif d'Igountze à l'Est, massif calcaire des Arbailles à l'Ouest ; c - la zone des massifs hercyniens basques, massif d'Igountze et massif de Mendibelza, que sépare le couloir triasique de la haute vallée du Gave de Larrau.

Le vaste domaine du Flysch crétacé supérieur de la zone sous-pyrénéenne est, à l'Ouest de la vallée du Saison, organisé en plusieurs larges synclinaux que séparent des accidents triasiques.

L'angle NE de la feuille montre, de part et d'autre de Barcus, une série allant du Cénomanién inférieur au Flysch coniacien. Il s'agit du flanc sud d'un synclinal, dit «synclinal du Bois de Josbaig», qui sur les feuilles voisines se remplit de Flysch santorien dans son axe passant par Oloron, Esquiule et l'Hôpital Saint-Blaise. L'accident de Chabalgoity, affectant Keuper et marnes albiennes, sépare le synclinal du Bois de Josbaig du synclinal plus méridional d'Aramits dont la série ne comporte que du Flysch cénomanién.

L'accident anticlinal de la vallée du Joos (marnes albiennes et Keuper ophitique) qui prolonge manifestement l'anticlinal de Saint-Palais (feuille Mauléon) sépare les deux synclinaux ci-dessus nommés du synclinal de Roquiague. Ce dernier, dont la série ne monte que jusqu'au Flysch marno-calcaire du Cénomanién supérieur, affecte une structure assez régulière de large cuvette à peine ondulée, sauf sur son bord méridional où elle est affectée par l'accident triasique du col de Sustary. A la périphérie du synclinal de Roquiague, le Flysch schisto-gréseux du Cénomanién inférieur repose sur le Trias ophitique de Gotein à l'Ouest, sur le Trias ou l'Albien de la vallée du Joos à l'Est, tandis que sur sa bordure méridionale une formation grossièrement détritique, celle des «poudingues d'Erretzu», repose en discordance sur les marnes albiennes du bassin de Tardets.

A l'Ouest de la vallée du Saison, le Flysch cénomanién occupe un vaste territoire, où l'on peut remarquer la transgressivité vers le Sud du Flysch calcaire du Cénomanién supérieur. Des plis de direction WNW-ESE l'affectent. Le synclinal le plus méridional est rempli dans son axe par le Flysch turonien de Saint-Just-Ibarre.

Dans la zone nord-pyrénéenne, le large couloir de marnes albiennes du pays du Barétous (Lanne, Montory) et du bassin de Tardets est accidenté dans sa partie méridionale par une série de chaînons calcaires.

Le chaînon arqué sur lequel s'alignent le Mont Bégousse, l'Ahargou, le Chapeau de Gendarme et la montagne d'Etchebar, de part et d'autre de la vallée du Saison, affecte une série remarquable par la discordance des calcaires albiens sur les couches jurassiques. Le chaînon a la structure d'un pli-faille anticlinal dont le flanc sud est complètement supprimé, tandis qu'au Sud du repli synclinal albien de Haux, son noyau de Trias et d'ophite s'intègre à la couverture immédiate du massif d'Igountze.

De même, plus à l'Est, le chaînon du Pic de Sudou et du Soum de Liorry montre une série monoclinale sur la bordure du massif d'Igountze. Cependant, à la traversée de la vallée du Barlanès, entre le Pic de Sudou et le col d'Irutiguty, cette série est affectée par des replis transverses de direction méridienne (accident transverse du Barlanès) et le chaînon calcaire s'étend jusqu'au pic d'Iridoy et jusqu'au col d'Edre.

Plus au Nord vient, entouré de toutes parts de marnes albiennes, le chaînon avancé du Pic d'Arguabelle et du Mail Haut qui recoupe les vallées du Vert de Barlanès et du Vert d'Arette. Il se présente comme un anticlinal très aigu dont le flanc sud est localement étiré dans la partie orientale du chaînon. On y voit les calcaires à Mélobésiées de l'Albien en transgression directe sur l'Hettangien ou sur le noyau de Trias ophitique du pli. Il est à noter que ces différents chaînons sont hachés de toute une série de cassures, pour la plupart de direction subméridienne.

A l'Ouest de la vallée du Saison, le couloir de marnes albiennes de Tardets double de largeur, en même temps que surgit dans son axe la large voûte surbaissée de l'anticlinal de la Haute Bidouze. Cet anticlinal sépare l'étroite bande de marnes albiennes d'Aussurucq et du col de Napale, au Nord, du large synclinal albien d'Ahusquy et du

col d'Apanice, au Sud, synclinal désigné par P. Lamare sous le nom de «Synclinal des Arbailles». L'Albien du col de Napale s'enfonce au Nord sous le Flysch cénomarien discordant. L'Albien du synclinal des Arbailles est suivi vers le Sud par l'étroite bande de terrains aptiens, jurassiques et triasiques qui s'allonge du Pic Laramendy à la crête de Bostmendiète sur la bordure nord du massif d'Igountze et se poursuit du plateau de Beloscare au Pic de Béhorléguy au Nord du massif de Mendibelza.

L'anticlinal de la Haute Bidouze est une vaste voûte dissymétrique à ennoyage périalpin vers l'Est. Dans le flanc sud du pli, les calcaires aptiens forment, sous la forêt des Arbailles, le large glacis de faible pendage, affecté de multiples cassures. A l'Ouest d'Aussurucq, ces calcaires aptiens s'étirent complètement dans le flanc nord de l'anticlinal qui, dans ses termes jurassiques, est très réduit en épaisseur. Sous les terrains jurassiques et sous un Trias inférieur très développé, le cœur du pli est profondément entaillé jusqu'au Stéphanien dans la vallée de la Haute Bidouze et dans celle du ruisseau d'Hosta.

*Les «massifs basques» d'Igountze et de Mendibelza.* La feuille Tardets-Sorholus ne montre, dans sa moitié méridionale, qu'une partie des massifs hercyniens d'Igountze et de Mendibelza que l'on désigne souvent sous le nom de massifs basques. Ces massifs s'alignent sur une longue ride de fond en avant de la couverture crétacée et nummulitique de la Zone axiale, celle-ci étant ennoyée dans cette partie de la chaîne.

Les massifs d'Igountze et de Mendibelza montrent, au-dessus d'un socle hercynien qui affleure dans de multiples boutonnières plus ou moins étendues, une couverture posthercynienne très développée. Celle-ci comporte des dépôts rutilants du Permien (col de Lacurde dans le massif d'Igountze), ou du Trias inférieur (ravin de Sustoquy dans le même massif). Mais c'est surtout la formation marine, dite des «poudingues de Mendibelza», associée à un Flysch albo-cénomarien, qui forme un manteau très largement étalé. Dans le massif d'Igountze, cette formation s'étend du Nord au Sud sur toute la largeur du massif, comme d'Est en Ouest du Pic de Biscarroules et du Pic de Légorre jusqu'au Pic d'Igountze, au Pic Salhagagne et au bois d'Etchelu. Dans le massif de Mendibelza, les poudingues et le Flysch crétacés occupent, du Pic Mendibel au Chardéka, au Rocher Pasteur et au Pic des Escaliers, toute la moitié nord de la partie du massif visible sur la feuille.

Sous cette couverture posthercynienne, le socle n'affleure que dans de multiples boutonnières. Dans la partie orientale du massif d'Igountze, les schistes namuro-westphaliens montrent de vastes affleurements dans le plateau de Bénou, au Sud du Pic de Légorre. Les mêmes terrains carbonifères occupent aussi une large bande en bordure nord de ce massif, depuis Licq-Athérey jusqu'à la terminaison occidentale du massif. Dans la partie centrale de celui-ci, il est possible de reconstituer la tectonique hercynienne en observant les terrains dévonien et carbonifères violemment plissés qui affleurent en de nombreux points, montagne d'Inchouriste, ruisseau de Lissigay, bois d'Anthole, ruisseau d'Asxarréguy, ravin de Sustoquy sur le Gave de Sainte-Engrâce, versant sud du Pic d'Igountze, Pic de Jaura, enfin pointements de la vallée du Saison au Sud de Licq et du Gave de Larrau.

Sur la surface couverte par la feuille, le socle primaire occupe toute la partie méridionale du massif de Mendibelza. Les grès du Frasnien forment l'essentiel des affleurements sur la vaste zone bombée allongée Ouest-Est de la Forêt d'Irati et du col d'Orgambièdesca, tandis que plus au Nord, sous les poudingues crétacés, les schistes namuro-westphaliens du vallon de Thirro affleurent dans l'axe d'un synclinal de même direction. Mais interviennent aussi des accidents transverses, à la faveur desquels calcaires griottes et terrains carbonifères sont conservés à la surface des grès frasniens d'une part dans le profond synclinal de la vallée de l'Irati, d'autre part dans le synclinal plus superficiel du cayolar d'Arratzolaté.

La tectonique hercynienne du socle du massif de Mendibelza est ainsi caractérisée par la combinaison de plis longitudinaux et d'accidents transverses, parfois brusques et cassants, de surélévation ou d'abaissement d'axe des plis.

En ce qui concerne la tectonique pyrénéenne, on peut remarquer que le synclinal triasique de la haute vallée du Gave de Larrau séparant les massifs d'Igountze et de Mendibelza est chevauché de la façon la plus nette, tant par le massif de Mendibelza sur sa bordure ouest que par le massif d'Igountze sur sa bordure est, du fait des curieux rejeux du socle de ces massifs. Le même synclinal triasique se poursuit vers l'Est sur le bord méridional du massif d'Igountze qui rejaillit sur lui en direction du Sud. De ce fait, le synclinal se couche vers le Sud et chevauche à son tour la couverture crétacée de la Zone axiale. Ce dispositif tectonique est d'une évidence saisissante à la traversée de la vallée du Gave de Larrau, à l'extrême limite sud de la feuille. De même, plus à l'Est, à la traversée de la vallée de Sainte-Engrâce, le massif d'Igountze reste déversé sur le Trias de la vallée de Sainte-Engrâce (feuille Larrau).

## DESCRIPTION SOMMAIRE DES TERRAINS SÉDIMENTAIRES

**E. Éboulis, dépôts de remaniement.** Sous la notation E ont été désignés les éboulis clastiques, ou éboulis de gravité, surtout abondants dans la région montagneuse de la feuille. Les éboulis sont mélangés à des limons et parfois soliflués, plus au Nord, dans le territoire du Flysch crétacé.

**Fz, Fy<sub>b</sub>, Fy<sub>a</sub>.** **Alluvions subactuelles et du Würm.** Elles se répartissent en trois nappes appartenant respectivement au Würm III Fz, formant terrasse de 2 à 5 m au-dessus des rivières, au Würm II Fy<sub>b</sub> (terrasse à 10-12 m) et au Würm I Fy<sub>a</sub> (terrasse à 15-20 m).

Les alluvions wurmiennes sont caractérisées par une grande abondance de galets calcaires.

**Fx. Alluvions anciennes du Riss.** A Lanne, à l'Ouest d'Aramits et sur la rive gauche du Gave du Saison, en amont d'Idaux-Mendy, s'étendent des témoins de la nappe de cailloutis à rapporter au Riss, à une altitude de 20-30 m au-dessus de la rivière.

**C7-6Fl. Maestrichtien et Campanien : Flysch schisto-gréseux à Orbitoïdes.** Dans la vallée du Gave de Larrau, le bord sud de la feuille atteint à peine le domaine du Flysch crétacé supérieur appartenant à la couverture de la Zone primaire axiale et sur lequel est déversé le massif d'Igountze.

Ce Flysch comporte des alternances de schistes noirs à Fucoïdes, de grès, de microbrèches à ciment calcaire et de calcaires gréseux de teinte brune en bancs de 10 à 50 centimètres. Les niveaux gréseux à ciment calcaire ont fourni plus au Sud (feuille Larrau) *Lepidorbitoides socialis*, *Orbitoides media*, *O. tissoti*, *Siderolites vidali*.

**c5Br. «Brèche monumentale» du Santonien.** L'angle SW de la feuille atteint, sur une surface très restreinte, à la traversée de la vallée d'Irati, la couverture méridionale crétacée du massif de Mendibelza. Il s'agit d'un affleurement de la brèche santonienne, dite «brèche monumentale d'Ibarrondoa et d'Errocaté» ou encore «grande brèche» sur la feuille Larrau, plus au Sud.

C'est une brèche polygénique, remaniant des blocs anguleux, stratifiés mais non classés, de terrains paléozoïques, schistes et quartzites dévoniens, schistes et grès carbonifères et aussi des calcaires cénomaniens. On y a trouvé (feuille Larrau) *Globo truncana* gr. *lapparenti* qui établit l'âge santorien de cette brèche.

**C4. Flysch du Coniacien.** Dans l'angle NE de la feuille, le Flysch du Coniacien, recoupé par le ruisseau de Cambillou, est surtout calcaire, avec, pour la partie supérieure, des calcaires cristallins en gros bancs et des calcaires argileux alternant avec des bancs marneux et, pour la partie inférieure, des calcaires finement graveleux, microbréchiques, parfois rubanés, à lits siliceux, silex noirs ou chailles (cf. dalle de Bidache de la feuille Hasparren), associés à des marnes vertes et à quelques bancs gréseux. La présence de *Globo truncana schneegansi* et *Gl. sigali* date ces couches du Coniacien. Épaisseur 500 mètres.

**C3. Flysch du Turonien, intercalation calcaire à la base.** Le Flysch turonien de Barcus forme, au-dessous du Flysch coniacien du ruisseau de Cambillou, une bande de 500 m de puissance. On le retrouve dans le quart NW de la feuille, remplissant le synclinal de Saint-Just—Ibarre.

Ce Flysch turonien montre des bancs alternants de calcaires marneux en plaquettes et de calcaires durs, parfois un peu siliceux, avec des grès et de rares bancs de calcaires microbréchiques. Dans ce complexe, la microfaune permet de distinguer : une zone supérieure marquée par l'apparition des *Globo truncana* bicarénées, une zone moyenne à *Gl. helvetica*, alors qu'à la base un niveau à gros Radiolaires montre l'apparition des Gumbélines. A la base de ce Flysch turonien, une barre calcaire de 20 m de puissance, avec *Globo truncana lapparenti lapparenti*, marque approximativement la limite Turonien-Cénomalien.

**C<sub>2,II</sub>, C<sub>2,II</sub>c, C<sub>2,II</sub>P.** Cénomalien supérieur et moyen : Flysch marno-calcaire type Col d'Osquiche C<sub>2,II</sub> ; intercalation calcaire C<sub>2,II</sub>c ; conglomérat de Gotein C<sub>2,II</sub>P. Dans l'angle NE de la feuille, 200 m de marnes gris bleuté séparent la barre calcaire marquant la limite Turonien-Cénomalien d'une barre calcaire inférieure, la barre calcaire du Signal de Cambillou C<sub>2,II</sub>c. Celle-ci surmonte elle-même 500 m d'un Flysch marno-calcaire qui affleure dans le bois de Gouloume et qui est attribué au Cénomalien supérieur et moyen.

Le même Flysch marno-calcaire affleure très largement dans tout le synclinal de Roquiague entre la vallée de Joos et la vallée du Saison, et, à l'Ouest de celle-ci, à Ordiarp, Musculdy et au Col d'Osquiche. Dans le synclinal de Roquiague, ce Flysch marno-calcaire est fait d'alternances de calcaires à rognons siliceux en petits bancs de 1 à 2 cm d'épaisseur et de marnes calcaires gris bleuté à Fucoïdes alternantes, notamment bien visibles près de la Chapelle de la Madeleine. Les calcaires ont fourni une riche microfaune bien caractéristique du Cénomalien, avec *Globigerina cretacea*, *Praealveolina simplex*, *Ovalveolina ovum*, *Rotalipora apenninica*, *Praeglobo truncana stephani*.

Le Flysch marno-calcaire comporte des intercalations de brèches polygéniques dont la plus puissante, celle des «conglomérats de Gotein» C<sub>2,II</sub>P à la partie supérieure de la formation, atteint 25 à 30 m de puissance. Formant plusieurs affleurements lenticulaires entre Gotein et Roquiague, les «conglomérats de Gotein» comportent, dans un ciment calcaire, des éléments du socle, micaschistes, granulites, quartzites paléozoïques, associés à des blocs de calcaires crétacés, dans un ciment calcaire qui a fourni

Spongiaires, Algues, Polypiers, Radiolitidés, avec *Praeglobotruncana stephani* et *Praealveolina simplex*.

**C<sub>2,a</sub>, C<sub>2,b</sub>, C<sub>2,P</sub>. Cénomanien inférieur : Flysch marno-gréseux C<sub>2,a</sub> ; Flysch argilo-gréseux type «Grès de Mixe» C<sub>2,b</sub> ; Poudingues type «Erretzu» C<sub>2,P</sub>.** A la périphérie du synclinal de Roquiague, à l'Est de la vallée du Saison, comme à l'Ouest de celle-ci en face d'Idaux-Mendy, le Cénomanien inférieur, de 300 à 400 m de puissance, affecte une sédimentation à dominante gréseuse. C'est le faciès argilo-gréseux C<sub>2,b</sub>, comparable aux «Grès de Mixe» de la feuille Hasparren. Des grès roux ferrugineux, légèrement micacés, alternent avec des argiles noires à microfaune d'Arénacés.

Au Sud du synclinal, dans le massif du Sommet d'Erretzu et du Col d'Ourgaray, comme à l'Est de la route de Montory, le Cénomanien inférieur est affecté par des apports détritiques grossiers très abondants, localisés dans une sorte de couloir de déjection. Les poudingues d'Erretzu C<sub>2,P</sub> se présentent en intercalations lenticulaires dans le faciès argilo-gréseux de type «Grès de Mixe». Des galets, souvent de grande taille, de quartzites blancs, des paquets de schistes, des lydienes, des grès micacés constituent les éléments de ces conglomérats. Des débris de plantes forment parfois des lits ligniteux à la surface des grès ferrugineux encaissant les poudingues. Dans une intercalation argileuse, J.-P. Paris a trouvé une Ammonite, identifiée comme *Puzosia* aff. *subplanulata*.

Entre la vallée du Joos et Aramits, dans un domaine resté à l'abri des apports détritiques grossiers, le Cénomanien affecte au contraire une sédimentation à dominante marneuse. C'est le faciès marno-gréseux, noté C<sub>2,a</sub>. Des marnes noires, à altération terreuse, alternent avec des grès quartzeux ferrugineux en petits bancs. Les marnes renferment *Globigerina cretacea*, *Rotalipora apenninica*, *Praeglobotruncana stephani*.

**C<sub>2-1S</sub>, C<sub>2-1F1</sub>, C<sub>2-1P</sub>, C<sub>2-1c</sub>. Albo-Cénomanien : Poudingues de Mendibelza C<sub>2-1P</sub>, avec klïppes sédimentaires K1 ; Flysch schisto-gréseux C<sub>2-1F1</sub> ; schistes noirs C<sub>2-1S</sub> ; calcaires à Caprines et Lithothamniées C<sub>2-1c</sub>.** Attribués au Permo-Trias par E. Fournier dans la première édition de la carte au 1/80 000, les «Poudingues de Mendibelza» qui prennent une part importante dans la couverture des massifs de Mendibelza et d'Igountze ont été reconnus comme albo-cénomaniens (P. Lamare, M. Casteras).

Dans les deux massifs, la formation conglomératique uniforme C<sub>2-1P</sub> intéresse la partie méridionale et elle passe vers le Nord à une zone de transition, où un Flysch schisto-gréseux C<sub>2-1F1</sub> admet encore des intercalations irrégulières de poudingues et, plus au Nord encore, à une épaisse série de schistes noirs C<sub>2-1S</sub>, dans laquelle les poudingues ont disparu. Les passages latéraux se font par indentations.

**C<sub>2-1P</sub>. Poudingues de Mendibelza.** Dans le massif de Mendibelza, les poudingues forment, au Sud de la vallée du Lauribar, les impressionnants reliefs du Pic Mendibel, du Pic Chardeca, du Pic des Escaliers et du bois de Guerrendoy ; dans le massif d'Igountze, les rochers au Nord de Larrau, le Bois d'Ascaray au Sud du confluent des Gaves de Larrau et de Sainte-Engrâce, le Pic d'Igountze, le Pic de Legorre et le Pic de Bicsarroules.

Les poudingues de Mendibelza ont tendance à se découper en masses rocheuses d'allure ruiniforme, de teinte noir violacé, dont la stratification est parfois soulignée par des passées schisteuses ou marno-gréseuses à très rares Orbitolines. Le ciment du poudingue est friable, généralement gréseux. Les éléments sont en grande majorité empruntés au terrain dévonien ou carbonifère, galets ou blocs plus ou moins anguleux

de quartzites, de grès et de schistes du Dévonien supérieur, grès micacés et paquets de schistes noirs du Namuro-Westphalien, mais aussi blocs de calcaires griottes, lydiennes du Carbonifère, voire de grès triasique et d'ophite. La taille des éléments est très variable, en général de 0,1 m à 1 m de diamètre. Mais la formation emballe aussi des blocs gigantesques du type des «klippes sédimentaires» de P. Lamare, très nombreuses dans les deux massifs, de nature variée, désignées sur la carte sous la notation Kl avec indication de leur nature, dont les plus remarquables par leur nombre sont celles du Pic Olalargy en face du confluent des Gaves de Larrau et de Sainte-Engrâce et la plus volumineuse, la klippe de calcaire carbonifère à Goniatites d'Harlepoa, plus en amont sur la rive gauche du Gave de Larrau.

Très polymorphe, la formation des poudingues de Mendibelza est donc loin d'être homogène. Elle débute, soit par brèches polygéniques, soit par des poudingues monogéniques empruntés directement au substratum paléozoïque. Elle est aussi associée à des calcaires subrécifaux gris à Caprines, Polypiers et Lithothamniées.

Les éléments de datation des poudingues de Mendibelza sont rares. Les niveaux schisto-gréseux ont, en effet, seuls livré quelques Orbitolines, Trigonies, Inocérames et fragments d'Ammonites, trop frustes pour une détermination spécifique. L'étude comparative des Caprinidés signalés à la base de la formation dans le massif d'Igountze et des *Caprina adversa* que renferment les couches sus-jacentes aux poudingues dans le Massif de Mendibelza pourrait éclairer ce problème.

Les poudingues de Mendibelza qui atteignent par place 1 000 m d'épaisseur coiffent et ravinent des paléoreliefs à matériel hercynien ; ils peuvent localement surmonter en discordance les grès rouges du Permo-Trias, notamment dans le ravin de Sustoquy. Ce sont des poudingues de démantèlement qui présentent une disposition transgressive en direction du Sud. Ils apparaissent comme des sédiments tectogènes localisés à la limite du sillon subsident nord-pyrénéen et de la plate-forme continentale qui s'étendait au Sud sur l'emplacement de la Zone axiale et du massif des Aldudes.

**C2-1F1. Flysch schisto-gréseux.** Le Flysch schisto-gréseux C2-1F1, avec intercalations irrégulières de bancs de poudingues, auquel les poudingues de Mendibelza passent vers le Nord, constitue un faciès de transition aux argiles et schistes noirs qui, eux, sont étroitement localisés. Dans le massif de Mendibelza, le Flysch schisto-gréseux se développe notamment sur la rive droite du Lauribar, où il fournit des Inocérames. Il forme une étroite bande qui passe au Sud du Col d'Arhansus. Pour le massif d'Igountze, le même Flysch schisto-gréseux, avec intercalations de lentilles de poudingues, affleure dans le bois d'Etchelu, dans le secteur du Pic Salhagagne, à l'Est de Licq, au Col de Baralzague, au Sommet d'Iracourri, ainsi que dans le bois d'Ibary et dans la vallée du ruisseau de Hournères en amont de la Mouline. Des bancs de grès et de microbrèches à ciment calcaire y alternent de manière rythmique avec des marnes gréseuses, noires, pyriteuses et d'importantes lentilles de conglomérats y sont intercalées. Les bancs gréseux portent des empreintes végétales, souvent assez nombreuses pour constituer de petits lits ligniteux. A citer un cône et un fragment de rameau d'*Araucarites*, des empreintes d'*Equisetites*, des écailles de Conifères et des pinnules de Fougères, associés à des articles de Crinoïdes.

**C2-1S. Schistes noirs.** Quant au faciès des schistes noirs C2-1S, où les intercalations gréseuses ont disparu, comme les poudingues, on le trouve sur la bordure nord du massif de Mendibelza en une étroite bande de part et d'autre du Col d'Arhansus. Il comporte encore, notamment au-dessus de la ferme Oihartza, des klippes sédimentaires de calcaire carbonifère. Dans le massif d'Igountze, le faciès «schistes noirs» de l'Albo-



Cénomaniens est exceptionnellement développé dans les pentes au Sud du Col de Buscoy, dans un domaine délimité par le Col de Buscoy et les fermes Urruty, Jargoyhenborde et Andochéguia. On le retrouve à l'Est de Licq sur les pentes de la Montagne d'Inchouriste.

**C2-1c. Calcaires à Caprines et Lithothamniées.** Des calcaires organogènes C2-1c s'intercalent, à différents niveaux du complexe des poudingues de Mendibelza, aussi bien dans le massif de Mendibelza (rive droite du Lauribar, à la limite ouest de la feuille, bois de Guerrendoy) que dans le massif d'Igountze (NW du bois d'Etchelu, Pic Salhagagne, vallée du Saison entre Athérey et Licq, Sud du Pic d'Igountze). Ils peuvent se placer à la base du complexe (boutonnière de Sustoquy). Ce sont des calcaires gravelogréseux détritiques, emballant souvent de petits éléments de schistes, de grès, ou de lydiennes paléozoïques. Ces lentilles calcaires renferment de nombreux organismes : Polypiers, Bryozoaires, Spongiaires, plaques et radioles d'Oursins, Caprines, Algues dont *Archaeolithothamnium amphiroeiformis*, *Aghardiellopsis cretacea*, *Kymalithon belgicum*, avec des Orbitolines, Miliolles et Trocholines (*Trocholina lenticularis*).

**C1. Albien et Aptien terminal (massif des Arbailles) : Marnes noires à spicules C1, avec intercalations calcaires C1c.** Puissante série de marnes noires C1, à pâte grise, très développées dans le synclinal des Arbailles dont l'axe passe par Lacarry—Charritte-de-Haut et remonte vers l'Ouest dans le bois de Zouhoure, les prairies d'Ahusquy et le Col d'Apanicé.

A deux niveaux principaux, un cordon discontinu de calcaires massifs C1c, de type urgonien, à Rudistes, Polypiers silicifiés, Bryozoaires, rares Mélobésiées du type Vinport et *Aghardiellopsis cretacea*, est intercalé dans la série marneuse. Au-dessous des marnes d'Ahusquy, le cordon inférieur, alternant avec des passées argileuses, *série dite «d'Ipascoa»*, semble pouvoir être rapporté au «Clansayésien» (Aptien terminal).

**№6c, №6b, №6a. Aptien supérieur (massif des Arbailles) : Marnes noires de la série de Naboléguy №6c ; Calcaires urgoniens de la série du Zabozé №6b ; Calcaires urgoniens de la série d'Ascune №6a.** Dans le versant sud de la forêt des Arbailles, l'Aptien supérieur comporte, de haut en bas :

- *la série de Naboléguy* №6c (200 m), étroite bande de marnes noires schisteuses, avec quelques lentilles de calcaires à Rudistes qui, d'Ouest en Est, passe par les cayolars dénommés Arroscoua, Erbinia, Naboléguy et Etchebidéa ;
- *la série du Pic de Zabozé* №6b (250 à 300 m) : calcaires en petits bancs, à Polypiers, Rudistes, Bryozoaires, formant récif à l'Est (Pic des Vautours), entrecoupés de marnes à Orbitolines plus développées à l'Ouest. Série remarquable par la diversité des faciès : lentilles récifales accrochées aux brisants, corps urgoniens sur les flancs, marnes à Orbitolines dans les passes ;
- *la série d'Ascune* №6a (200 m) : calcaires massifs, à pâte fine, formant de hautes falaises, en deux masses séparées par une vire marno-dolomitique médiane ; Polypiers, Rudistes, nombreuses *Toucasia*.

L'Aptien supérieur du massif des Arbailles montre en somme deux grands rythmes urgoniens, avec la série du Zabozé et la série d'Ascune.

**C1, C1Br, C1G, C1c, №6. Albien et Aptien supérieur.** Dans le bassin de Tardets, la vallée du Barétous et les chaînons nord-pyrénéens que recourent le Saison, le Vert de Barlanès et le Vert d'Arette, l'ensemble Albien-Aptien supérieur constitue un

complexe où le faciès de marnes schisteuses à spicules est représenté surtout au sommet et le faciès des calcaires subrécifaux à Rudistes, Polypiers et Mélobésiées, surtout à la base. En l'absence d'Ammonites, on résout généralement le délicat problème que pose la limite entre l'Albien et l'Aptien supérieur en estimant que cette limite est marquée par l'apparition dans ces calcaires récifaux d'une flore d'Algues Mélobésiées du même type que celle de Vinport dans les Landes. Or tous les calcaires crétacés du chaînon Lichancumendy (Chapeau de Gendarme)—Ahargou—Mont Bégousse et du chaînon de l'Arguibelle sont de ce type à Mélobésiées de Vinport. Ils seraient donc albiens et ils portent la notation C1c. Les marnes schisteuses à spicules qui les surmontent sont aussi albiennes et notées C1. Ce n'est que dans le seul chaînon du Pic de Sudou que la partie inférieure des calcaires infracrétacés doit être rapportée à l'Aptien supérieur N6.

Ce qui est remarquable, c'est la transgressivité et même la discordance des calcaires du Crétacé inférieur sur leur substratum. Le dispositif le plus net se voit sur le versant ouest du Mont Bégousse, où les calcaires albiens, bréchiques à leur base, prennent en biseau toutes les couches, du Dogger à l'Infralias. Sur le versant est du Mont Bégousse, les calcaires albiens reposent sur l'Infralias, de même que, plus au Nord, en bordure du ruisseau d'Apanise. Dans le chaînon Mail-Haut—Pic de l'Arguibelle, les calcaires albiens surmontent directement l'ophite, le Keuper, ou l'Hettangien.

**C1. Marnes schisteuses noires à spicules de l'Albien, avec son faciès argilo-gréseux C1g et avec intercalations de brèches C1br.** Les marnes schisteuses noires C1 qui remplissent toute la dépression du Barétous ont 1 500 m d'épaisseur dans le bassin de Tardets. La formation se termine à son sommet, dans ce bassin de Tardets, par des argiles noires à «septaria» qui n'ont donné en lavages que des Foraminifères sans valeur stratigraphique. Elles traduisent vraisemblablement le caractère régressif de la sédimentation à la fin de l'Albien. Mais, au-dessous, les couches deviennent de moins en moins argileuses et on passe à des marnes schisteuses noires, très finement pyriteuses, micacées, avec intercalations de bancs gréseux ou microbréchiques. Ces marnes renferment de très nombreux spicules de Spongiaires, des Globigérines, des Rotalidés, des Ostracodes, ainsi que des Bryozoaires et des Algues Mélobésiées et Dasycladacées. Les marnes noires albiennes du Barétous se retrouvent, à l'Ouest du Saison, de part et d'autre de l'anticlinal d'Hosta, de même que dans l'anticlinal de Saint-Palais et dans le croissant d'Armendarits.

Au Sud de Lanne, de part et d'autre de la vallée du Vert de Barlanès, les marnes noires de l'Albien s'accompagnent de bancs de grès et de quelques niveaux de conglomérats. La série albiennne, localement affectée par des apports détritiques, prend ainsi un caractère de Flysch argilo-gréseux C1g.

Les marnes à spicules comportent souvent, notamment dans la région de Tardets, des intercalations de bancs de brèches et aussi de poudingues qui ont été notés C1br. Les éléments sont, soit des paquets de schistes empruntés à la même formation (Ouest de Tardets et route de Tardets au Col de Sustary, Lanne), soit des galets de grès micacés, d'ophite, de calcaires à Mélobésiées. Au Nord de la Montagne d'Etchebar, c'est une brèche à gros éléments d'ophite, de calcaires dolomitiques et de calcaires albiens. Dans la vallée du Vert de Barlanès, sur la rive droite en face de la maison Mouré, à 1 500 m au Nord du chaînon de l'Arguibelle, il s'agit d'une brèche à éléments volumineux de quartzites, de schistes noirs et de grès quartziteux micacés paléozoïques qui est interstratifiée dans l'Albien. Ces conglomérats évoquent des remaniements qui témoignent de mouvements intra-albiens.

**C1c. Calcaires à Mélobésiées de l'Albien (type Lichancumendy et Arguabelle).** Le passage des marnes à spicules aux calcaires récifaux qu'elles surmontent peut être brutal, ou bien il se fait progressivement par l'apparition au sein des marnes albiennes de lentilles calcaires C1c qui deviennent vite coalescentes et passent au massif calcaire sous-jacent. De telles intercalations calcaires, parfois bréchiques, avec passage latéral aux marnes à spicules, sont notamment remarquables à l'Ouest de Montory dans la montagne de l'Ahargou, au Nord du Col de Legazaque et enfin au Nord du Chaînon de l'Arguabelle sur les deux rives du Vert de Barlanès.

Dans le versant nord de la montagne d'Ahargou qui domine le ruisseau d'Apanise, l'Albien montre un complexe où alternent des calcaires récifaux à Polypiers et Mélobésiées et des bandes de marnes à spicules avec intercalations calcaires et lentilles de brèches. Il y a ainsi quatre bandes marseuses dont l'inférieure repose directement sur le Dogger. Ce sont aussi des marnes schisteuses de la base de l'Albien qui reposent directement sur le Dogger dans le versant sud du Lichancumendy.

Les calcaires albiens C1c, d'une puissance de 300 m à la Pène Blanche, sont des calcaires de couleur claire, cryptocristallins, massifs, sans *Toucasia*, mais à *Horiopleura lamberti*, *Polyconites verneuili*, *Exogyra aquila*. La microfaune, en dehors de *Coskinolinella daguini*, est peu caractéristique, constituée par des Orbitolines, de petites Trocholines, des Lagénidés. Des Polypiers et des Bryozoaires, souvent silicifiés, des débris de Mollusques et d'Échinides n'apportent pas plus de précision. Par contre, la flore algologique, avec des Mélobésiées branchues, des formes en rameaux, *Agardhiellopsis cretacea* et *A. amphiroaeforme*, ainsi que *Archaeolithothamnium rude* et *Kymalithon belgicum*, est considérée comme albienne par les auteurs qui estiment que les formes branchues sont apparues à la limite Aptien-Albien, notamment à Vinport.

Les calcaires subrécifaux de l'Albien constituent tout le chaînon du Pic d'Arguabelle, reposant par une microbrèche sur l'Hettangien inférieur, sur les calcaires triasiques, ou sur l'ophite, terrains remaniés dans cette microbrèche. Les mêmes calcaires albiens forment le versant septentrional du chaînon du Soum de Liorry et du Pic de Sudou, où ils reposent sur des calcaires de l'Aptien inférieur. Sur la rive gauche du Vert de Barlanès, dans le massif du Col d'Iridoy et du Col d'Edre, l'Aptien supérieur manquant à nouveau, les calcaires albiens reposent sur le Jurassique supérieur. Le Mont Bégousse, le sommet et tout le versant nord de l'Ahargou sont constitués par les calcaires à Mélobésiées de l'Albien, de même que l'étroite barre de la montagne d'Etchebar.

**n6. Calcaires urgoniens de l'Aptien supérieur.** Les calcaires de l'Aptien supérieur sont des calcaires clairs, admettant rarement des intercalations de calcaires marneux siliceux. La faune est constituée par *Toucasia seunesi*, *Polyconites verneuili*, *Radiolites cantabricus*, des Orbitolines dont les plus connues sont *Orbitolina conoidea-discoidea*, avec *Orbitolinopsis aquitanica*, *Dictyoconus*, des Pseudocyclammines, des Coskinolines, des Miliolies. Avec les Bryozoaires et les Polypiers, les Algues, dont *Ethelia alba*, y sont abondantes, mais à l'exclusion des Mélobésiées branchues du type de Vinport.

Ces calcaires de l'Aptien supérieur sont représentés, sous les calcaires albiens, dans le chaînon du Soum de Liorry et du Pic de Sudou. A l'Ouest de la vallée du Barlanès, sous le Col d'Irutiguty, on trouve encore, pour représenter l'Aptien supérieur, 15 m de marnes gréseuses à Orbitolines, Coskinolines, *Toucasia* et *Ethelia alba*. Plus à l'Ouest, l'Aptien supérieur manque, comme tout le Malm d'ailleurs, dans le chaînon Bégousse-Lichancumendy et on ne le retrouve qu'en bordure nord du massif de Mendibelza, où il forme une étroite barre qui traverse le ravin de l'Apoura et court en direction du Pic de Béhorléguy.

**n5-4. Aptien inférieur et Néocomien p.p. (massif des Arbailles).** Dans le massif des Arbailles, l'Aptien inférieur (70 à 100 m) est constitué par un complexe fait d'alternances de calcaires argileux, graveleux ou conglomératiques, roux, plus ou moins pyriteux, avec des termes plus marneux. Il renferme une riche microfaune d'Orbitolines, *Orbitolinopsis*, *Coskinolina*, *Choffatella decipiens*, *Pseudocyclammina vasconica* et Néotrocholines.

A sa base se montrent, en des points privilégiés de la topographie anté-aptienne, des placages de dépôts continentaux, des brèches, ou une croûte ferrugineuse bauxitique, ou des assises de calcaires à Spatangues et à Annélides, rattachés parfois au Néocomien. On doit noter que les terrains jurassiques ont été déformés, puis érodés, avant la lente transgression crétacée.

**B. Bauxite, croûte ferrugineuse, ou argile latéritique.** Dans les chaînons calcaires centraux et orientaux de la feuille, la limite des terrains jurassiques et crétacés, toujours marquée d'un phénomène d'émersion, est par place soulignée par des dépôts d'argile alumineuse, très ferrugineuse, à pisolithes, prenant une allure de bauxite de couleur variable, verdâtre à rouille. De tels dépôts sont connus, reposant sur le Callovo-Oxfordien, à l'Est du Soum de Liorry, entre ce sommet et le Pic de Sudou, ainsi que près du Col d'Irutiguty et du Col d'Edie. Des poches remplies de couches rouges ferrugineuses et alumineuses existent au toit du Dogger sur la montagne d'Ahargou. Des croûtes bauxitiques existent aussi à la base des calcaires aptiens sur le bord nord du massif de Mendibelza au NW du Col d'Arhansus et sous le Col d'Apanicé.

**j7. Kimméridgien inférieur : Calcaires noirs à Pseudocyclammes du Pic de Belchou (massif des Arbailles).** Le flanc sud de l'anticlinal d'Hosta et de la Haute Bidouze montre le Kimméridgien directement sous le Crétacé discordant. Il a des épaisseurs variables en raison des érosions anté-aptiennes. C'est le « calcaire du Pic de Belchou », complexe, de 80 m au maximum, de calcaires noirs à pâte fine, en petits bancs, avec intercalations marneuses vers la base. Quelques Ammonites et de rares *Alveosepta jaccardi* permettent d'attribuer ces calcaires au Kimméridgien inférieur (ex-Séquanien). Le calcaire du Pic de Belchou se poursuit vers l'Est, discontinu, jusqu'au Sud d'Aussurucq, formant généralement cuesta au-dessus des marnes d'Hosta.

**j6. Oxfordien supérieur : Marnes d'Hosta (massif des Arbailles).** Les calcaires du Pic de Belchou surmontent 100 à 350 m de marno-calcaires de couleur sombre alternant avec des marnes schisteuses gris noir finement micacées qui constituent la série des « marnes d'Hosta », ou encore des « marno-calcaires d'Hosta ». Celles-ci renferment quelques rares Ammonites rauraciennes. On peut y distinguer, de haut en bas :

- calcaires marneux en dalles, à *Orthosphinctes* et *Rasenia* (20 m) ;
- marnes noires micacées avec cordons noduleux, très pauvres en fossiles (*Ochetoceras marantianum*) ;
- à la base, une assise, de 2 à 10 m d'épaisseur, de calcaires marneux noduleux à cassure bleu noir, connue sous le nom de « dalle à *Perisphinctes* », très fossilifère, d'âge rauracien et argovien supérieur, correspondant à un niveau de condensation fait d'Ammonites roulées. Au Nord du Pic de Belchou et au moulin de Capara a été recueillie une faune où l'on a reconnu *Perisphinctes falcuæ*, *P. lucingensis*, *P. marconi*, *P. sorlinensis*, *P. stenocycloides*, *P. occultefurcatus*, *Properisphinctes bernensis*, *Dichotomosphinctes wartæ*, *D. rotoïdes*, *D. kiliani*, *Ochetoceras hispidum*, *O. marantianum*, *Orthosphinctes* sp., *Arisphinctes* sp., *Aspidoceras perarmatum*.

j3-2b et j2a-1. **Callovien et Dogger : Calcaire d'Aussurucq (massif des Arbailles).** La lacune de la majeure partie de l'Argovien sépare les marnes d'Hosta des calcaires du Callovien et du Dogger souvent désignés sous le nom de « calcaires d'Aussurucq ». Cependant il y a lieu de distinguer :

- a - un terme supérieur (Callovien et Bathonien supérieur) j3-2b, comportant des calcaires massifs plus ou moins grossièrement cristallisés (50 m) ayant fourni dans leur partie élevée *Macrocephalites macrocephalus*, *Reineckeites* et *Lunolceras* et des calcaires sublithographiques gris noir, à patine grise (10 m), en bancs de 20 cm, à *Oxycerites* et *Procerites* ;
- b - un terme inférieur (Bathonien inférieur et Bajocien) j2a-1, offrant la succession :
  - calcaires, en bancs métriques, à entrelits marneux dans la partie supérieure, à *Parkinsonia* à la base (30 m) ;
  - calcaires marneux feuilletés, à intercalations de bancs noduleux de 10 à 20 cm, avec *Spathia*, *Bigotites*, *Bajocia*, *Procerites*, *Sphaeroceras*, *Strenoceras*, *Garantiana*, grosses Térébratules sellées (100 m) ;
  - calcaires marneux, noir bleuté, en bancs métriques, avec *Sonninia*, *Teloceras*, *Witchellia*, Térébratules et Rhynchonelles (15 m).

j6-3a. **Callovo-Oxfordien : Calcaires gris à Trocholines, dans le chaînon du Sudou.** Le faciès dolomitique du Callovo-Oxfordien qui règne plus à l'Est sur la feuille Oloron Sainte-Marie est remplacée dans le chaînon du Soum de Liorry et du Pic de Sudou par un faciès calcaire. On désigne, en effet, sous le nom de « calcaires du Pic de Sudou » un complexe calcaire, de 200 m environ, offrant de haut en bas la succession suivante : calcaires lithographiques de couleur beige, azoïques ; calcaires graveleux contenant de gros Gastéropodes, des Polypiers et des Algues Solénoporées, avec, entre autres Foraminifères, *Pseudocyclamina lituus* ; calcaires cristallins ; de nouveaux calcaires graveleux, légèrement dolomitiques, à Trocholines. Avec une puissance moindre, le Callovo-Oxfordien est représenté dans l'accident transverse du Barlanès, entre le Col d'Edre et le Col d'Irutiguty. Il est absent dans le chaînon Régousse—Lichancumendy qui était émergé pendant le Callovo-Oxfordien.

j3b-16. **Callovien p.p., Dogger et Aalénien : calcaires à microfilaments.** Dans le chaînon Soum de Liorry - Pic de Sudou, comme dans l'accident transverse du Barlanès jusqu'au Col d'Irutiguty, les calcaires gris à Trocholines du Callovo-Oxfordien surmontent un complexe actuellement désigné sous le nom de « calcaires à microfilaments ». Ces couches renferment en fait des faciès lithologiques variés : calcaires marneux noirs, calcaires légèrement dolomitiques, calcaires noirs à grain très fin et cassure conchoïdale ; mais leur caractère commun est de renfermer ces filonnets microscopiques encore énigmatiques. La formation a 150 m de puissance au Sud du Pic de Sudou.

A la partie supérieure du complexe des calcaires graveleux, à microfilaments encore rares, renferment, entre autres Foraminifères, des Trocholines. On les rapporte donc à la base du Callovien et au Bathonien. La partie moyenne de la formation, où les microfilaments sont abondants, est faite de calcaires noirs, compacts, à grain très fin ; elle correspond au Dogger. Enfin la base du complexe qui devient calcaréo-marneuse et où les microfilaments sont plus rares doit descendre dans l'Aalénien, surmontant les marnes terreuses jaunâtres du Toarcien. Ainsi les calcaires à microfilaments montent jusque dans la base du Callovien, alors qu'ils descendent dans l'Aalénien.

On peut noter qu'aux abords de l'accident transverse du Barlanès, ces calcaires à microfilaments sont fréquemment bréchiques. Il en est de même dans le chaînon de

l'Ahargou et du Lichancumendy, de part et d'autre de la vallée du Saison, où le Dogger est représenté par des brèches à éléments de calcaires à microfilaments alternant avec des bancs de ces mêmes calcaires. Ici la brèche de base remanie le substratum. Il s'agit d'une petite cordillère, ou d'un seuil, en vibration constante pendant le Dogger, comme prélude à l'émersion du chaînon pendant tout le Jurassique supérieur et le Néocomien.

La brèche de base du Dogger (30 m d'épaisseur moyenne) repose sur des termes variés du Lias dont elle remanie les éléments.

Le Dogger peut exceptionnellement avoir 150 m d'épaisseur dans la montagne d'Ahargou au Nord du village de Haux.

l6-4, l5-4. **Lias supérieur et moyen marneux.** Sur la bordure nord du massif d'Igountze, en face du Pic de Sudou, comme dans l'accident transverse du Barlanès, les calcaires à microfilaments surmontent un complexe Toarcien—Charmouthien, noté l5-4 et comportant : des marnes terreuses jaunâtres du Toarcien à rares microfilaments, où ont été recueillis (G. Dubar) des *Grammoceras* gr. *striatum*, Gr. aff. *toarcense*, de même que les faunes de la zone à *Hildoceras bifrons* et de la zone à *Harpoceras falciferum* avec *Dactyloceras commune*, *Terebratula jauberti*, *Pecten acuticosta*.

*Le Lias moyen* est représenté, dans la même coupe du Col de Sudou, par des marnes terreuses jaunâtres, associées à quelques bancs de calcaires marneux, avec la faune à *Amaltheus margaritatus*, *Terebratula punctata*, *Pseudopecten aequivalvis* du Domérien (20 m), surmontant des calcaires bleu noir, en petits bancs du Pliensbachien (10 m), à Bélemnites et Brachiopodes.

La succession est comparable dans la chaîne Ahargou—Lichancumendy, ainsi que sur la bordure nord du massif de Mendibelza jusqu'aux abords du Pic de Béhorlégué ; mais le Lias moyen et supérieur est par place raviné par le Dogger sus-jacent.

Dans le flanc sud de l'anticlinal de la Haute Bidouze (massif des Arbailles) le Lias supérieur et moyen est noté l6-4.

*Le Lias supérieur* offre la succession :

- alternances de calcaires marneux à *Cancellophycus* et de marnes, avec *Ludwigella*, *Hyperlioceras* (50 m) ;
- marnes noires, armées à intervalles métriques de bancs de calcaires marneux fossilifères au Sud d'Hosta, près de la ferme Burhaldeborda (feuille Saint-Jean-Pied-de-Port) avec *Pleydella mactra*, *P. aalense*, *Tmetoceras* sp. ;
- marnes et calcaires marneux, à *Pholadomyes* et *Rhynchonelles*, avec *Polyplectus*.

*Le Lias moyen* montre dans les deux flancs de l'anticlinal de la Haute Bidouze :

- les couches du Domérien, calcaires ferrugineux à surface supérieure corrodée, avec *Pseudopecten aequivalvis* et des Bélemnites, surmontant des calcaires marneux noirâtres, à entroques et Bélemnites, et des calcaires marneux, gris en bancs métriques, à *Belemnites* aff. *acutus* et Térébratules ;
- et les couches du Pliensbachien, calcaires sublithographiques, à pâte grise, à veines de calcite ferrugineuse, en bancs de 30 cm, contenant localement des oolithes ferrugineuses, avec *Derocheras* sp. et *Acanthopleuroceras* sp. (5 m) et calcaires sublithographiques contenant des passées de calcaire gris oolithique (10 m).

13-2. **Lias inférieur : Calcaires rubanés et oolithiques, brèches et dolomies.** Le Sinémurien et l'Hettangien supérieur constituent un complexe de 60 à 100 m au total, qui, avec des variantes possibles, présente, notamment dans la coupe de la vallée du Saison au pied du Lichancumendy, du sommet à la base, la succession suivante : calcaires oolithiques bleu foncé en gros bancs ; calcaires et calcaires dolomitiques rubanés très cristallins ; brèche calcaire rouge ou versicolore, exploitée comme marbre, dite « pseudobrèche rose saumon » sur le plateau de Béloscare ; dolomies et calcaires compacts gris bleuâtre ou noirs. En l'absence de fossiles caractéristiques, on peut admettre que les calcaires oolithiques et rubanés appartiennent au Sinémurien supérieur, les brèches versicolores, les dolomies et calcaires compacts sous-jacents au Sinémurien inférieur et à l'Hettangien supérieur.

14. **Hettangien inférieur et Rhétien : « Dalle à *Diademopsis* », brèches, dolomies calcaireuses et marnes.** Dans les chaînons de bordure du massif d'Igountze, de même qu'au Nord du massif de Mendibelza, entre le plateau de Béloscare et les abords du Pic de Béhorléguy, l'Infralias a une constitution assez uniforme dont le type peut être pris au pied du Lichancumendy (Chapeau de Gendarme), sur la rive gauche du Saison.

L'Hettangien inférieur (30 m) se termine par un niveau repère de calcaire bleu noir dont les bancs, souvent pétris de radioles et de plaques de *Diademopsis*, sont séparés par de petits lits de schistes calcareux violacés. Au-dessous, vient le niveau (2,50 m) dit de la « brèche hettangienne », ou encore du « tuf éruptif » (G. Dubar). Il s'agit d'une brèche de roches argileuses rouges, vertes ou violacées, et de fragments de roches éruptives. G. Dubar y voit un niveau équivalent de celui du « tuf éruptif de Ségalas » dans l'Ariège (feuille Saint-Girons). Cette brèche qui est associée à du minerai de fer (Montory) surmonte des calcaires compacts gris bleuâtre, souvent un peu marmoréens.

Le Rhétien (20 m) est fait de dolomies calcaireuses, de cargneules et de calcaires marno-dolomitiques finement cristallins, devenant plus marneux à leur base, où ils passent insensiblement aux marnes du Keuper.

15-7. **Keuper : Marnes bariolées gypsifères.** Les dépôts lagunaires du Trias supérieur sont les marnes argileuses bariolées, vertes ou rouge lie-de-vin, souvent gypsifères, typiques du Keuper pyrénéen. Ces marnes sont associées, de façon désordonnée et surtout à la base, à des cargneules, des brèches et des calcaires dolomitiques de couleur beige ou jaune chamois. Ces dépôts triasiques sont très généralement accompagnés de massifs plus ou moins importants d'ophite.

Le Keuper constitue le terme de base des chaînons au Nord du massif d'Igountze, chaînon de l'Arguibelle et du Mail Haut, chaînon du Pic de Sudou. Le même terrain triasique nourrit en son cœur l'accident transverse du Barlanès et il affleure largement, entre Athérey et Etchebar, comme au NE de Haux, dans l'axe de l'anticlinal qui court du Mont Bégousse au Lichancumendy.

A l'Ouest de Licq, une bande à peu près continue de Keuper, avec pointements sporadiques d'ophite, suit le bord du massif d'Igountze et celui du massif de Mendibelza. Au Sud du plateau de Béloscare, ce Keuper se raccorde à celui qui remplit la haute vallée du Gave de Larrau et enveloppe la terminaison occidentale du massif d'Igountze en passant vers l'Est au synclinal triasique de Sainte-Engrâce (feuille Larrau).

C'est aussi le Keuper qui, toujours accompagné d'ophite, injecte l'accident de Gotein et du Col de Sustary, celui de la vallée du Joos, ainsi que le pli-faille de Chabalgoïty.

t6-3. **Muschelkalk : Calcaires bleu noir à *Frondicularia*.** Normalement au-dessous du Keuper, mais parfois en position tectonique aberrante, les dépôts de la mer du Muschelkalk se présentent sous la forme d'un complexe comprenant, sans que se dégage un ordre de succession général : des calcaires à grain fin, gris sombre ou bleu noir, en bancs de 10 à 20 cm d'épaisseur, des calcaires marneux en plaquettes ondulées, avec des vermiculures nombreuses, alternant avec de fins lits marneux gris sombre, des calcaires durs en bancs, des calcaires dolomitiques gris jaunâtre et des dolomies parfois pulvérulentes et souvent cagneulisées.

Ce n'est que plus à l'Ouest (feuille Saint-Jean-Pied-de-Port) que les calcaires en plaquettes du Muschelkalk ont livré des Lingules. Mais les calcaires bleu noir renferment parfois des *Frondicularia* sur le territoire de la feuille Tardets—Sorholus, notamment à Athérey.

Les calcaires du Muschelkalk ont leur plus grand développement dans la haute vallée du Gave de Larrau qui sépare le massif de Mendibelza du massif d'Igountze. Près des Forges de Larrau, au Nord de la ferme Bustanobia, ces calcaires renferment un petit gisement de magnésite, ou giobertite.

t2,t1. **Trias inférieur grés-argileux (t2), grés-conglomératique (t1).** Le Trias inférieur, équivalent du « Grès bigarré », comporte, du sommet à la base :

- un terme argilo-gréseux t2 : argilites, psammites et grès micacés en bancs minces et en dalles, formant plusieurs alternances, les argilites l'emportant généralement au sommet. Ces roches sont de teinte dominante rouge pourpré ou sanguine, avec quelques bandes vertes ;
- un terme grés-conglomératique t1 : grès-quartzites grossiers, de teinte blanche, ou rosée, ou rose saumon, à stratification entrecroisée, en gros bancs de 50 cm environ, associés soit à des grès congloméroïdes, soit, à la base, à des poudingues monogéniques à galets de quartzites arrondis et bien calibrés.

Cette succession est établie dans le flanc sud de l'anticlinal d'Hosta et de la Haute Bidouze, où le terme inférieur repose en discordance sur les schistes stéphaniens.

Le Trias inférieur affleure, au Sud du Pic de Béhorléguy, dans la couverture du massif de Mendibelza. A la surface du massif d'Igountze, il constitue de vastes placages de couches rutilantes discordantes sur le socle, plateau d'Eyharcet et du cayolar Urrutchanze, à l'extrémité orientale du massif, boutonnière de Sustoquy au centre de celui-ci.

r. **Permien : grès, poudingues et pélites rouges.** Dans le haut des ravins du Barlanès, au Nord du Pic d'Arboty, comme au Sud du Pic de Legorre, la couverture posthercynienne du massif d'Igountze débute par un complexe de pélites schisteuses tendres et de grès argileux friables, verdâtres à la base, puis de teinte lie-de-vin ou rouge violacé plus foncée que celle du Trias inférieur, avec quelques intercalations de conglomérats polygéniques (à galets de calcaires griottes, de calcaires noirs namuriens, de lydiennes et à paquets de schistes noirs). Reposant directement sur les terrains carbonifères, ces formations continentales ont été attribuées au Permien, en l'absence, il est vrai, de tout argument paléontologique.

Au Permien ont été aussi rapportées des couches de même nature à la base du massif de Mendibelza, au SW du Pic de Béhorléguy, d'une part, et au cayolar Cihigolatzte, au Sud du Pic Chardéca, d'autre part.



**h5. Stéphanien : schistes et grès à flore d'Hosta et de la Haute Bidouze.** Le Carbonifère supérieur affleure, sous le Trias concordant, d'une part dans le cœur de l'anticlinal d'Hosta, au Sud de Saint-Just-Ibarre et, d'autre part, dans la boutonnière de la Haute Bidouze. Il y est représenté par un complexe de schistes noirs et de grès bruns ou grisâtres psammitiques alternant avec quelques bancs de poudingues siliceux de couleur claire. Des empreintes végétales y sont connues depuis longtemps. Les auteurs citent *Annularia*, *Asterophyllites*, *Nevropteris*, *Alethopteris*, *Sigillaria*.

**h4-3b. Namuro-Westphalien : schistes et grès psammitiques à débris de végétaux et à rares Goniatites (*Proshumardites*).** La série carbonifère affectée par les plissements hercyniens se termine par un puissant complexe schisto-gréseux à plantes, de 300 à 400 m d'épaisseur. Les grès psammitiques, riches en empreintes végétales (*Calamites*) et en débris ligniteux, sont associés à des schistes noirs ; ils admettent dans leur partie inférieure quelques intercalations de calcaires noirs.

La formation schisto-gréseuse du Namuro-Westphalien est bien développée aux abords de la vallée d'Irati dans le massif de Mendibelza près du chalet Pedro ; elle a fourni vers sa base, 2 km plus à l'Est, près du cayolar Cihigolatze, une petite faune de Goniatites dont *Proshumardites karpinskyi* du Namurien inférieur.

Le même complexe de schistes et de grès à plantes constitue le terme le plus élevé du socle du massif d'Igountze. Il affleure également sur la bordure nord de ce massif à l'Ouest de Licq—Athérey et jusqu'à son extrémité occidentale. On retrouve le complexe namuro-westphalien sur le plateau de Benou au Sud du Pic de Legorre et jusqu'au ruisseau de Chousse.

**h3, h3-2. Namurien inférieur et Viséen.** Dans les massifs d'Igountze et de Mendibelza, on doit rapporter au Namurien inférieur, sous la notation h3, des calcaires noirs, recoupés de filons de calcite blanche, de 100 à 150 m de puissance, tantôt en gros bancs massifs, tantôt en petits lits ondulés de 5 à 10 cm d'épaisseur. Ces calcaires noirs témoignent souvent d'une sédimentation finement rythmique. Parfois dolomitiques, ils montrent par place des intercalations de brèches sédimentaires formées d'éléments des mêmes calcaires noirs.

Les calcaires noirs du Namurien surmontent un ensemble schisto-gréseux de faciès Culm, de 60 à 100 m d'épaisseur, noté h3-2. Ce complexe schisto-gréseux est peu fossilifère dans le domaine de la feuille Tardets—Sorholus ; mais on le rapporte au Namurien inférieur et au Viséen, parce que, plus à l'Ouest, dans le massif de Mendibelza (ravin de Blanchin — feuille Saint-Jean-Pied-de-Port) G. Dubar et J.W. Laverdière ont pu établir que les schistes sont encore namuriens à leur partie supérieure, où ils renferment *Eumorphoceras bisulcatum*, *Prolecanites quinquelobus* et *Nuculoceras nuculatum*, tandis que dans leur partie moyenne ils fournissent la faune type à *Goniatites subcircularis*, *G. granosus*, *Daraelites*, *Pronorites*, *Prolecanites* du Viséen supérieur.

En général les schistes du Culm, de débit ardoisier, sont de couleur gris verdâtre à beige, sauf à leur base, dans les 15 premiers mètres, où ils sont rouges. Mais des variantes ne sont pas exclues.

Le Namurien et le Viséen sont connus, à la surface du bombement de l'Irati du massif de Mendibelza, dans plusieurs synclinaux, notamment celui du haut Irati et celui du cayolar Arratzolaté. Dans le haut Irati, le Viséen est représenté, sous les calcaires noirs du Namurien, par 15 m de schistes luisants verts et rouges à tiges

d'Encrines et par 15 m de calcaires amygdaloïdes, gris ou roses, sortes de « fausses griottes », enrobés dans des schistes rouges et verts. Dans le massif d'Igountze, les mêmes terrains apparaissent, sous la couverture crétacée, en de multiples boutonnières, vallon de Sustoquy, vallée du Saison au Sud de Licq, montagne d'Inchouriste, Bois d'Anthole, ravin d'Asxarréguy, Col de Lacurde et revers sud du Pic d'Igountze, vaste boutonnière des ruisseaux de Lissague et d'Aygonce. Dans la boutonnière du ravin de Sustoquy, le Viséen montre, sous 150 m de schistes ardoisiers sans fossiles, 40 m de calcaires gris cristallins, par place bréchiques, avec passées schisteuses.

**h2a. Viséen inférieur et Tournaisien supérieur : lydiennes et schistes à nodules phosphatés.** Le niveau de base du Carbonifère, fait de schistes siliceux, de jaspes et de lydiennes noires, de 10 à 30 m d'épaisseur, a été reconnu partout, très constant dans tous les affleurements carbonifères, tant dans le massif de Mendibelza que dans le massif d'Igountze. Aux Bains du Teinturier, à l'Est de Licq, ces schistes et lydiennes renferment les nodules phosphatés si fréquents ailleurs dans les Pyrénées. Sans argument paléontologique local, ces couches sont attribuées au Viséen inférieur et au Tournaisien supérieur.

**d6b. Famennien supérieur : calcaires griottes à Goniatites.** Le Dévonien se termine par la formation dite des « calcaires griottes » (60 à 80 m), parfois à prédominance schisto-gréseuse, avec lits calcaires rubanés à leur partie supérieure, griottes typiques gris clair ou roses, bien lités, pour la partie moyenne, passant parfois à des calcaires cellulés à la base. Les griottes peuvent être plus ou moins décalcifiées et apparaissent alors comme des schistes marneux vacuolaires, de couleur ocre jaune, où de rares témoins calcaires sont conservés. Les griottes ne fournissent que des sections de Goniatites et de Clyménies indéterminables. On les rapporte au Famennien supérieur.

Le niveau des calcaires griottes est très constant à la partie terminale du Dévonien, aussi bien dans le bombement de l'Irati du massif de Mendibelza que dans les affleurements du socle du massif d'Igountze dans les multiples boutonnières énumérées ci-dessus au sujet du Carbonifère.

**d6a-b. Famennien inférieur et Frasnien : schistes et grès à *Spirifer verneuili*.** Dans le massif de Mendibelza, 100 m de schistes gréseux rubanés, noirs ou violacés, souvent micacés, à passées de calcaires gréseux gris bleuté à leur partie supérieure, attribués au Famennien inférieur, séparent les calcaires griottes des « schistes et grès à *Spirifer verneuili* ». Dans le massif d'Igountze, cette zone de passage est généralement moins épaisse (15 à 20 m).

Le complexe des schistes et grès à *Spirifer verneuili* occupe la majeure partie des affleurements du socle paléozoïque du massif de Mendibelza dans le bombement de l'Irati. Les mêmes terrains sont largement représentés dans les différentes boutonnières où le socle apparaît dans le massif d'Igountze : ravin de Sustoquy, Bains du Teinturier, vallée du Gave de Larrau au pied du bois d'Ascaray, longue bande depuis la montagne d'Inchouriste jusqu'au Nord du Pic d'Iracourri, ruisseau d'Asxarréguy, crête au Nord du Pic d'Iridouy, bois d'Anthole, bois d'Harribelsette, ruisseau d'Aygonce.

Il s'agit d'un complexe détritique, constitué d'une alternance de grès quartzeux brun rouille un peu micacés, limoniteux, fréquemment altérés, par place bréchiques, de grès-quartzites bruns en dalles bien stratifiées et de schistes gréseux brun foncé ou jaune verdâtre légèrement micacés. A la partie supérieure du complexe, les grès deviennent de plus en plus massifs, en même temps que quartziteux et grauwakeux.

La faune est la même que celle qui avait été découverte en 1928 par G. Dubar et J.W. Laverdière dans un gisement situé au SW du Pic de Béhorléguy (feuille Saint-Jean-Pied-de-Port). De nombreux gisements ont depuis été reconnus sur la feuille Tardets-Sorholus, tant dans le massif d'Igoutze (M. Casteras) que dans le massif de Mendibelza (J. Frey). Cette faune comprend : *Aulopora repens*, *Acervularia ananas*, *Hexagonaria*, *Phillipsastraea*, *Leptaena rhomboidalis*, *Orthis*, *Chonetes hardrensis*, *C. stoddarti*, *Productella subaculeata*, *P. productoides*, *P. praelongus*, *Cyrtospirifer verneuili*, *Athyris communis*, *Camarotoechia letiensis*, *C. omaliusi*, *C. dumonti*, *Camarophoria*, Fénéstelles, *Pterinopecten*, *Murchisonia bigranulosa*, *Pleurotomaria*, *Loxonema* ; elle permet d'attribuer la formation des « schistes et grès à *Spirifer verneuili* » au Famennien inférieur et au Frasnien.

On doit noter que la même formation est connue dans les vallées d'Aspe et du Brousset (feuille Laruns), où R. Mirouse l'a dénommée « série du Pic de Lariste ».

## ROCHES ÉRUPTIVES

λ. **Lherzolite.** Des pointements d'une roche verte qui, malgré son degré d'altération, montre tous les éléments d'une lherzolite, péridotite à diallage et bronzite, sont connus d'une part dans la cour de la ferme de Chabalgoïty, au Sud du Signal de Cambeillou, d'autre part près de la ferme de Cécénéguiet vers l'extrémité nord du tracé de l'accident triasique de la vallée du Joos.

ω. **Ophite.** De nombreux massifs d'ophite accompagnent les marnes et les calcaires du Keuper : chaînon du Mail Haut et du Pic d'Arguibelle, bordure nord du massif d'Igoutze (avec les nombreux pointements du Barlanès, l'important massif de la cote 636 au NW du Col de Légazague, les pointements voisins du Saison entre Haux et Etchebar), ceux du synclinal triasique de la haute vallée du Gave de Larrau, celui enfin d'Ouristary au Nord du massif de Mendibelza. Il faut y ajouter les massifs d'ophite qui accompagnent le Keuper dans la zone du Flysch crétacé : ceux de Gotein et de l'Est de Sauguis, ceux du Col de Sustary, ceux enfin de la vallée du Joos.

Comme dans les affleurements des feuilles voisines, l'ophite est caractérisée par la présence de cristaux d'augite diallage englobant poeciliquement des baguettes allongées de plagioclase (oligoclase à labrador). Ces minéraux sont accompagnés de sphène, ilménite, biotite et magnétite. L'altération de la roche conduit à la formation d'ouralite, de serpentine et d'épidote. Les plagioclases sont exposés à la saussurisation et à l'albitisation.

δ. **Dolérites à structure ophitique.** Dans le massif de Mendibelza, on voit, au SE du Col d'Orgambideska, sortir au travers des grès du Frasnien, en plusieurs pointements de taille inégale, des roches bien altérées que P. Viennot a rapportées à des dolérites et à des péridotites et que P. Lamare a qualifiées de diorites. Les mieux conservées montrent des plagioclases altérés, de l'augite en grandes plages incluant poeciliquement les feldspaths, de l'épidote, de la chlorite, de l'olivine et un peu de magnétite.

## MINÉRALISATIONS (1)

Trois types de minéralisation sont connus dans les limites de cette feuille :

- 1 — Giobertite dans les dolomies du Muschelkalk.
- 2 — Oligiste : un faible indice dans le Muschelkalk et un niveau dans l'Hettangien.
- 3 — Bauxites ou argiles bauxitiques au sommet du Jurassique supérieur (lacune de sédimentation) recouvert par le Crétacé.

Il faut mentionner encore la présence de lydienes dans le Viséen inférieur et Tournaisien supérieur, à nodules phosphatés, au Bain du Teinturier, à l'Est de Licq.

La giobertite est connue en un seul endroit : Lessartia ou Larrau—Lessartia (1050-6-1) (2).

Elle occupe un niveau dans les dolomies du Muschelkalk au contact (3) des ophites.

Plusieurs sondages furent exécutés par la Société Denain—Anzin et un tonnage de quelques centaines de milliers de tonnes mis à jour. La structure tectonique de ce gîte est complexe. Il semble que la série soit renversée, le Carbonifère couvrant le Muschelkalk au NE, et qu'on n'ait pas fait de sondages pour déterminer la minéralisation du Muschelkalk sous le Carbonifère. Il y a donc des possibilités d'extension dans cette direction.

La minéralisation en fer (oligiste) dans le Muschelkalk est connue en un seul point, sur la route de Larrau (1050-6-2).

Par contre, l'oligiste occupe un niveau bien constant de l'Hettangien, niveau formé de tuf volcanique qu'on retrouve partout où l'Hettangien est observable.

Il est impossible de situer tous les points où ce niveau était jadis exploité ; on signalera ici seulement le secteur le plus travaillé : une bande d'Hettangien presque continue suit la crête du massif de Bostmendiète (1050-6-3) ; on trouve la même formation dans le massif d'Etchebar (1050-7-1), au col d'Arbites (1050-7-3), près de la ferme de Borthiry (1050-7-2), près de la grange Larry (Montory) (1050-7-4).

Actuellement tous ces gîtes sont abandonnés.

Une belle coupe de la formation (Hettangien) se trouve dans une petite carrière au point 338.57 92.1 + 265 (Tardets 7-8) au pied du Chapeau de Gendarme.

Les bauxites ou argiles bauxitiques sont connues en trois points de la feuille. Ces indices sont pauvres et ne présentent actuellement aucun intérêt minier.

Les centres des trois affleurements connus se trouvent aux points :

$$\begin{array}{ll} x = 342.85 & y = 89 . 3 \\ x = 344.20 & y = 89 . 2 \\ x = 347.50 & y = 89 . 05 \end{array}$$

## Bibliographie

VINCIENNE H. (1961). — Sur l'origine sédimentaire des magnésites de la région de Larrau (Basses Pyrénées). *C.R. Ac. Sc.*, t. 253, n° 15 (9 oct.).

(1) Chapitre rédigé par M. BERNATZKY.

(2) Ces numéros sont ceux du Code Minier du B.R.G.M., que l'on pourra consulter pour plus de précisions.

(3) Cette observation n'implique pas *a priori* qu'il y a une relation génétique entre la giobertite et l'ophite.

TRAVAUX CONSULTÉS

H. Alimen, R. Bousquet, M. Casteras, J. Delfaud, R. Deloffre, G. Dubar, M. Frey, J. Galharague, M. Gottis, J.D. Guignard, P. Lamare, D. Le Maître, J.P. Paris, P. Souquet, P. Viennot, G. Viers, H. Vincienne.

M. CASTERAS