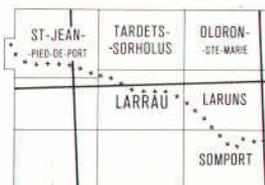




LARRAU

La carte géologique à 1/50 000
LARRAU est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : MAULÉON (N° 239)
au sud : URDOS (N° 250)



CARTE
GÉOLOGIQUE
A 1/50 000

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

LARRAU

XIV - 47

DIRECTION DU SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte Postale 818 - 45 - Orléans-la-Source



NOTICE EXPLICATIVE

INTRODUCTION – APERÇU TECTONIQUE

Une grande partie du territoire de la feuille est située en territoire espagnol et correspond à la partie haute du bassin du Rio Esca ou vallée de Roncal, du Rio Veral et du Rio Anduña. La crête frontière suit à peu près la limite est de la feuille depuis le Pic d'Ansabère (2 377 m) jusqu'au Pic d'Arlas (2 044 m) et tourne à angle droit en direction de l'Ouest vers le Pic de Lakhoura (1 872 m), le Port de Belhay et le Pic d'Orhy (2 017 m). Le versant français, très montagneux, est drainé par les ruisseaux affluents du Vert d'Arrette, par le Gave de Sainte-Engrâce, vers lequel confluent les ravins d'Arpideko Ibarra, d'Ehujarré et de Kakouéta, enfin par les ruisseaux d'Holzarté et d'Olhadubi, tributaires du Gave de Larrau, tandis qu'à la limite NW de la feuille, l'Irati coule vers l'Espagne. Des routes nouvellement construites atteignent la frontière au Col de la Pierre Saint-Martin et au Port de Larrau.

Au point de vue géologique, on doit distinguer :

– sur la bordure est de la feuille (moitié sud) une étroite bande de terrains paléozoïques appartenant à la Zone primaire axiale et à sa couverture discordante permienne;

– la couverture crétacée et nummulitique de la Zone axiale qui occupe la majeure partie de la feuille de part et d'autre de la crête frontière;

– au Nord du domaine crétacé, le synclinal triasique de la vallée de Sainte-Engrâce qui trouve son prolongement vers l'Ouest dans le synclinal triasique de la vallée de Larrau;

– en bordure nord de la feuille, les massifs hercyniens d'Igountze, à l'Est, et de Mendibelza, à l'Ouest, seulement représentés par leur partie méridionale, auxquels il faut adjoindre le lambeau de recouvrement du Pic de Lakhoura situé, plus au Sud, à cheval sur la crête frontière.

1. La Zone primaire axiale. A la limite SE de la feuille, en contrebas des hautes falaises qui limitent la vaste coupole de calcaires crétacés émergent, au pied de grands éboulis, les derniers affleurements de terrains paléozoïques de la Zone axiale. Ce sont, en face du Pic d'Ansabère, des schistes et grès à Plantes du Namuro-Westphalien; plus au Sud, des couches de même âge, associées à des calcaires namuriens, se disposant dans les deux flancs d'un anticlinal dévonien orienté suivant la vallée du Rio Acherito, affluent de l'Aragon Subordan. Enfin, au Sud du barranco de Ansotiello, en face du Quimboa Alto et du Pic Sayestico, le Carbonifère est recouvert par les grès, pélites et conglomérats rouges du Permien discordant.

A noter aussi que les grès et schistes du Namuro-Westphalien réapparaissent, à l'Ouest de la terminaison de la Zone axiale, dans deux minuscules boutonnières au fond des ravins d'Ehujarré et de Kakouéta sous une très épaisse couverture de terrains crétacés.

2. La couverture crétacée et nummulitique de la Zone axiale. La majeure partie de la surface de la feuille Larrau est constituée par la couverture crétacée de la Zone axiale que surmonte à l'Ouest du Port d'Ourdayté la couverture nummulitique.

La couverture crétacée comprend le complexe des calcaires supracrétacés (Cénomaniens à Campaniens p.p.) à sa base et le complexe du Flysch schisto-gréseux à Orbitoïdes (Campanien p.p. à Maestrichtien), ou son équivalent latéral de calcschistes à Navarrelles, au sommet.

Du point de vue structural, la vaste coupole de calcaires supracrétacés qui revêt la Zone axiale présente sur le versant français, en face du massif d'Igountze, une retombée faiblement inclinée. Dans les Arres d'Anie et au Nord de la Pierre Saint-Martin, les calcaires supracrétacés forment un vaste glacis qui s'enfonce doucement au Nord, seulement surmonté par les placages de calcschistes à Navarrelles ou de Flysch maestrichtien localisés aux abords du Pic d'Arlas, du Soum de Lèche et du Pic de Guillers. Mais à l'Ouest du ravin d'Arpidia, du fait de l'ennoyage général vers l'Ouest, ces mêmes calcaires n'affleurent plus que dans les profonds cañons d'Ehujarré, de Kakouéta, de Saint-Laurent et d'Holzarté sous une couverture de plus en plus épaisse de Flysch schisto-gréseux ou de calcschistes à Navarrelles.

La structure est plus complexe sur le versant espagnol. Tandis que la coupole de calcaires crétacés se présente en bordure immédiate de la Zone axiale (Pic d'Anie, Table des Trois Rois, Pic d'Ansabère) comme une voûte surbaissée régulière à grand rayon de courbure, on voit très vite plus à l'Ouest cette voûte s'accidenter de multiples replis à déversement au Sud, replis dont les axes s'abaissent dans la direction de l'Ouest conformément à l'ennoyage général.

Ce double dispositif tectonique, structure en plis serrés dirigés Est-Ouest et ennoyage général vers l'Ouest commande toute la région qui s'étend de la limite de la Zone axiale à la vallée de Roncal (Rio Esca) et de la frontière jusqu'à la chaîne de l'Alano et de la Peña Ezcaurri. Du Nord au Sud se succèdent anticlinaux complexes à ossature de calcaires supracrétacés et zones synclinales à remplissage de calcschistes à Navarrelles. Le premier complexe anticlinal au Nord est la Sierra d'Anabarcadia, vaste édifice calcaire qui s'abaisse rapidement vers l'Ouest, où il se termine, au Nord de la plaine de Belagua, après ennoyages successifs de ses plis élémentaires sous une couverture de calcschistes maestrichtiens qui atteint le Port d'Ourdayté et le Port de Bimbalette. Au Sud de la Sierra d'Anabarcadia et de la zone synclinale complexe de Paquiza Linzola, une série de plis en genou, toujours déversés au Sud, affectent les calcaires crétacés et s'abaissent rapidement vers l'Ouest sous les calcschistes à Navarrelles, maestrichtiens. Le plus remarquable est celui qui, au Sud du ravin de Petrechema, court depuis le Chinebral de Gamueta jusqu'au Salto del Caballo. Au Sud de ces plis multiples, la série crétacée prend une allure plus tabulaire au Quimboa Alto et dans le ravin de Petraficha.

L'ennoyage général de tout le dispositif vers l'Ouest explique aussi l'apparition de la couverture nummulitique d'abord dans le témoin du Linza Maz, puis son grand développement à l'Ouest du ruisseau de Belagua. Deux synclinaux, déversés au Sud, s'allongent parallèlement l'un à l'autre dans le haut

massif frontalier : au Sud, le synclinal rempli de calcaires lutétiens dont l'axe court par la crête d'Otchogorri, le Gaztarriagagna et le Port de Betzula, au Nord, séparé du précédent par l'anticlinal de Flysch de la haute vallée d'Ardané, le synclinal de la Queleta, du Chardéka, de Pichta et du Bois de Zitziratzia, celui-ci rempli de calcschistes landéniens.

A l'Ouest du Port de Larrau apparaît, avec le synclinal couché du Pic d'Orhy, un élément plus septentrional et plus élevé dans l'édifice tectonique. La série qu'affecte ce synclinal va des calcaires conglomérés du Danien au Flysch landénien et elle se relie normalement au Crétacé de la couverture méridionale du massif de Mendibelza.

Sur le versant espagnol, le flanc sud du synclinal du Pic d'Orhy surmonte un pli anticlinal en genou de couches maestrichtiennes et celles-ci chevauchent directement les calcaires lutétiens du synclinal Betzula-Gaztarria-Otchogorri. Cet accident de chevauchement qui limite à sa base le Flysch créacé des soubassements du Pic d'Orhy se révèle, si on le suit vers l'Est, comme un accident majeur, puisque, passant au-dessus du Port de Larrau, il se poursuit sur le versant nord du ravin d'Ohadoko jusqu'au Nord d'Uztarbia, doublant l'accident de chevauchement du massif de Mendibelza.

Par contre vers l'Ouest cet accident se cicatrise rapidement dans les couches éocènes, en même temps que le Flysch maestrichtien s'est ennoyé sous une voûte dissymétrique de calcaires dano-montiens. Dès lors ce n'est plus qu'un synclinal de calcschistes landéniens qui traversent la vallée du ruisseau d'Ibarrondoa. Il se poursuit, toujours déversé à 45° au SW, pour atteindre la vallée de l'Irati au Sud du Pont d'Orgaté. Dans le flanc nord de ce synclinal, en territoire français, la barre de calcaires dano-montiens, en continuité avec celle du sommet du Pic d'Orhy, passe par la crête d'Alupigna, par le Zazpigagn, sur le revers sud du Pic de Bizkarzé et par la crête de Pachoula. On peut d'ailleurs noter que le synclinal éocène complexe qui court sur la feuille Larrau depuis la crête d'Otchogorri jusqu'à la vallée de l'Irati se poursuit sur la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port vers le Col d'Errozaté et se termine dans la Forêt d'Orion.

Par ailleurs, parallèlement à ce synclinal, au Sud de celui-ci, s'allonge un pli anticlinal de Flysch maestrichtien, à Navarrelles, toujours dissymétrique et déversé au Sud. On le recoupe au méridien du Pic d'Orhy et il atteint la limite occidentale de la feuille dans l'Alto de Balzazaras. Depuis le synclinal du Chardéka et de Pichta, c'est donc bien une série de plis qui déferlent en cascade vers le Sud jusque sur la Sierra d'Abodi, que nous voyons affecter la couverture créacée et nummulitique du massif de Mendibelza. Or J.-P. Mangin a établi que cette Sierra d'Abodi est elle-même affectée d'accidents imbriqués à déversement au Sud.

3. Le synclinal triasique de la vallée de Sainte-Engrâce. Au Nord du pays créacé, entre celui-ci et le massif d'Igountze, s'allonge d'Est en Ouest le synclinal triasique de la vallée de Sainte-Engrâce. Des paquets sporadiques de Muschelkalk, mais surtout de vastes affleurements de Keuper argilo-gypseux, associés à des massifs d'ophite très développés, s'alignent suivant l'axe de ce pli, d'abord depuis le Col de Labays jusqu'au Col Saint-Graciès, puis dans toute la région déprimée au Nord du Gave de Sainte-Engrâce, celui-ci étant profondément encaissé dans les calcaires créacés.

Le synclinal de la vallée de Sainte-Engrâce est très nettement déversé vers le Sud, sur les calcaires ou le Flysch créacé. Il est lui-même, sur son bord nord, chevauché par les terrains primaires du massif d'Igountze. Il résulte de ce dispositif que l'on trouve aussi bien de multiples petites klippes

de Trias ou d'ophite, reposant sur le Crétacé en avant et au Sud du synclinal triasique, qu'un lambeau de Paléozoïque issu du massif d'Igountze en recouvrement, en face d'Uthurruria sur le Trias du synclinal.

En face de la caserne des Douanes, le synclinal triasique traverse la vallée; mais il disparaît rapidement sur la rive gauche, masqué dans la montagne d'Otchogorria au Sud du Col des Trois Croix, du fait de l'avancée du massif d'Igountze qui rejaillit vers le Sud par-dessus lui. A l'Ouest de la montagne d'Otchogorria on retrouve le Trias, toujours couché au Sud, sur le versant du Gave de Larrau. Le synclinal triasique de Larrau prolonge ainsi le synclinal triasique de la vallée de Sainte-Engrâce. La feuille montre des affleurements de Muschelkalk, de Keuper et d'ophite très étendus à la hauteur du village de Larrau, au Nord de la terminaison orientale du massif de Mendibelza. Mais c'est surtout plus au Nord, sur la feuille Tardets, que le synclinal triasique s'étend dans la haute vallée du Gave de Larrau entre le massif de Mendibelza et le massif d'Igountze.

4. Les massifs d'Igountze et de Mendibelza. La feuille Larrau ne montre sur son bord NE qu'une partie fort réduite du massif d'Igountze, lequel s'étend surtout plus au Nord sur la feuille Tardets. Cette partie sud du massif montre surtout en affleurement des schistes et grès à Plantes du Namuro-Westphalien dans la montagne de Bénou, ainsi qu'à l'Est et au Nord de la caserne des Douanes de Sainte-Engrâce, où ces couches sont associées à des calcaires namuriens. Plus à l'Ouest, entre le Gave de Sainte-Engrâce et le cañon d'Holzarté, dans le soubassement de la montagne d'Otchogorria, le socle du massif est constitué par les grès quartziteux à *Spirifer* du Dévonien supérieur. Dans le Bois d'Arbouty, sur les pentes du Pic d'Issarbe, la couverture posthercynienne est conservée en un vaste placage comportant les couches détritiques du Perm-Trias, ainsi qu'un témoin culminant de poudingues crétacés. Ces derniers forment un autre témoin que traverse le chemin du Col de Lacurde; ils occupent aussi le Bois de Lagaretche à l'Est des cabanes de Chousse et prennent un grand développement dans la montagne d'Otchogorria.

Le massif d'Igountze est nettement déversé vers le Sud sur le synclinal triasique de Sainte-Engrâce. Le plongement du plan de chevauchement est de l'ordre de 35°, ainsi qu'en témoigne l'allure des contours tant à la traversée du ruisseau du Vert d'Arette, en face des cabanes de Chousse, qu'à la traversée du Gave de Sainte-Engrâce, en aval de la caserne des Douanes. Ce chevauchement est maximum dans la montagne d'Otchogorria, où les grès dévoniens, débordant localement vers le Sud le synclinal triasique, surmontent le Flysch maestrichtien de la couverture de la Zone axiale, ce chevauchement se faisant par l'intermédiaire d'une écaille de brèches du Santonien.

Ce n'est aussi qu'une partie très réduite du massif de Mendibelza que montre la marge NW de la feuille, ce massif s'étendant surtout plus au Nord sur la feuille Tardets et plus à l'Ouest sur la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port.

Les schistes et grès du Dévonien supérieur forment une grande partie des affleurements du socle du massif sur la feuille. Toutefois des accidents transverses de surélévations axiales et d'ennoyages parfois brusques interviennent, d'Ouest en Est : une première culmination, avec les grès dévoniens du cirque d'Odeyzakia; puis un ennoyage brusque, pour le caisson effondré de grès namuriens à Plantes d'Athagaray au Nord d'Arditsu, avec sa terminaison est en étroite lanière au Nord de Burkégui; enfin une dernière culmination axiale jusqu'à l'extrémité orientale du massif fait affleurer largement les schistes noirs du Dévonien inférieur dans les pentes du Bois de Saint-Joseph et les grès à *Spirifer* dans le Bois de Sarrantolaté.

Le déversement au Sud, constaté pour le massif d'Igountze, affecte aussi la partie orientale du massif de Mendibelza, où les grès dévoniens du Bois de Sarrantolatze se terminent en hauteur au-dessus du Flysch créacé d'Uztarbia. La situation de la petite fenêtre tectonique d'Irigaraya, récemment découverte (M. Casteras, J. Galharague), montrant le Flysch créacé à 2 km en arrière du front du massif, indique l'allure très plate du plan de chevauchement. Cette extrémité du massif, qui par ailleurs est déversée sur le Trias du synclinal de Larrau, flotte littéralement sur le Crétacé de la fenêtre d'Irigaraya. Cependant le déversement au Sud n'affecte que l'extrémité orientale du massif de Mendibelza; dès les abords du Col d'Erroyemendi, le plan de chevauchement se redresse rapidement et au-delà vers l'Ouest tout accident a disparu, sur le bord méridional du massif, entre le socle et la couverture créacée.

Lambeau de recouvrement du Pic de Lakhoura. Connue depuis les travaux d'A. Bresson, le lambeau de recouvrement du Pic de Lakhoura culmine sur la crête frontière entre le Port d'Ourdayté et le Col d'Erraytze et redescend sur le versant français au-dessus du Flysch maestrichtien entre les gorges de Kakouéta et d'Ehujarré. Ce lambeau comporte un socle paléozoïque et son revêtement créacé. Un vaste affleurement de schistes carburés du Gothlandien forme les falaises du cirque d'Heylé Gagné et remonte au Sud au-delà de la cote 1689; disposé en noyau anticlinal, il est flanqué à l'Ouest d'une bordure de grès frasniens et d'affleurements très réduits de calcaires griottes et de calcaires namuriens. Quant au revêtement créacé du lambeau, il est surtout constitué par des poudingues albo-cénomaniens, « poudingues de Mendibelza », qui montent jusqu'au sommet du Pic de Lakhoura et sont, plus au Sud, associés à des lentilles de calcaire cénomanien. Sur sa bordure méridionale, sur le versant espagnol, le lambeau de recouvrement du Pic de Lakhoura repose sur le Flysch maestrichtien par l'intermédiaire d'une semelle constituée par des brèches polygéniques d'âge santorien. Séparée du lambeau principal par un petit col, la klippe de Chouri Punta, à l'Est de la cabane d'Heylé, est faite de grès dévoniens avec, au côté Sud, une étroite bordure de poudingues de Mendibelza.

A. Bresson enracinait le lambeau de Lakhoura sur le front du massif d'Igountze, au Sud du synclinal triasique de Sainte-Engrâce. Plusieurs arguments incitent plutôt à trouver sa racine dans l'accident de l'église de Sainte-Engrâce qui fait jaillir, en bordure sud du même synclinal triasique, une écaille de schistes siluriens se poursuivant sur 1 200 m de long. Cette cicatrice se place dans le prolongement du massif de Mendibelza dont le lambeau de Lakhoura serait ainsi l'homologue.

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

E. Éboulis. La carte ne distingue pas les cônes et franges d'éboulis actifs des édifices anciens, ces derniers plus ou moins fixés par la végétation. Les plus grands éboulis se localisent principalement au pied des falaises créacées à la limite de la Zone axiale (bordure est de la feuille). Dans ces éboulis ont été figurés des arcs emboîtés, constitués par des amas de blocs calcaires, anguleux, sans ciment ni liant, notamment sous le Pic d'Ansabère. L'origine de ces édifices, à qualifier de « pseudo-moraines », paraît devoir être recherché dans l'action des neiges et des glaces, sans que ces dépôts puissent être assimilés à de véritables moraines.

F. Alluvions récentes. Les alluvions récentes ne présentent au fond des vallées, sur le domaine de la feuille Larrau, qu'une étendue très limitée. Fait exception le vaste « pla » de Belagua, au pied du Pic de Lakhoura, en territoire espagnol. Les cônes de déjection torrentielle, notamment bien développés dans la cuvette de Chousse, et les dépôts fluvio-glaciaires n'ont pas été distingués par une notation particulière.

Gl. Dépôts glaciaires. Si les formes d'érosion glaciaire sont partout évidentes sur la Haute Chaîne (cirques glaciaires du massif de Lakhoura), par contre, indépendamment de cordons morainiques épars, des dépôts glaciaires d'une certaine importance ne sont conservés, à l'état de longues moraines latérales (Astagnarté, Unguraturu) que dans le haut de la vallée de Sainte-Engrâce, au débouché du plateau des Arres, à proximité du village de Sainte-Engrâce.

e4. Lutétien inférieur : calcaires à petites Nummulites. Dans le synclinal perché éocène dont l'axe suit la crête frontière depuis la montagne d'Otchogorrigagna jusqu'au Port de Larrau, la série nummulitique se termine par une importante formation de calcaires à petites Nummulites qui témoigne de la transgression directe du Lutétien inférieur au-dessus d'un Flysch landénien. Il s'agit de calcaires très organogènes qui forment la crête d'Otchogorri, le Pic Gaztarriagagna, les croupes du Port de Betzula et du Port de Larrau, pour s'arrêter plus à l'Ouest à peu de distance du ruisseau d'Ibarrondoa.

Ces calcaires possèdent une riche microfaune, avec beaucoup de Foraminifères remaniés; mais la présence d'*Alveolina elongata*, de petites Nummulites du groupe de *N. purchisoni* et de Discocyclines dont *D. discus* permettent de les attribuer au Lutétien inférieur. Les gisements sont nombreux : Ouest du Pic Otchogorrigagna, borne frontière 243 sur la crête d'Otchogorri, Nord et Est du Pic Gaztarriagagna, chemin entre les cabanes de Betzula et de Fraydé Nava, 300 m au NE de la cabane d'Aspildoya, 800 m à l'Est du Port de Larrau, versant SW du Pic d'Orhy à mi-distance entre le pic et la cote 1616.

e3-2. Landénien : Flysch calcaire à *Alveolina primaeva*. Une sorte de Flysch calcaire, à attribuer au Sparnacien et au Thanétien, prend en Haute-Soule une part considérable dans la constitution des synclinaux perchés proches de la frontière, synclinal du Pic d'Orhy, synclinal du Port de Belhay, du Chardéka et de Pichta et synclinal de l'Otchogorrigagna, du Gaztarria et du Port de Betzula.

A sa partie supérieure, des marnes et des grès de teinte rouille qui n'ont fourni aucune microfaune constituent notamment les couches les plus élevées conservées dans l'axe du synclinal du Pic d'Orhy. Plus bas, se développant sur une centaine de mètres d'épaisseur au maximum, le Flysch est fait d'alternances de calcaires gris beige sublithographiques à Globigérines et de calcaires plus clairs à patine ocre; plus bas viennent des calcaires plus clairs, bien stratifiés, par place microbréchiques ou graveleux, associés à des calcschistes et à des calcaires gréseux. Ces couches renferment une microfaune, avec Globigérines, Discocyclines, *Globorotalia*, Operculines, et des Algues calcaires. Ils surmontent des calcaires gréseux à patine sombre, organogènes, souvent incrustés d'Algues, avec *Discocyclina seunesi*, *Operculina cf. heberti*, *Planorbulina antiqua*. Ces couches sont bien datées du Thanétien par *Alveolina primaeva* et *Fallotella alavensis*.

e1. Montien : calcaires à Discocyclines avec cordons de chailles. Dans les synclinaux de la haute chaîne, le Flysch calcaire landénien surmonte un niveau (15 m environ) de calcaires à Discocyclines à grain fin en bancs bien stratifiés, avec cordons de « chailles » noires et passées schisteuses. Au-dessous, viennent des calcschistes, sous lesquels un niveau calcaire avec des Oursins surmonte lui-même des alternances de calcschistes et de calcaires à grain fin sublithographiques à Globigérines et *Globorotalia*, ou de calcaires souvent graveleux et microbréchiques.

L'épaisseur totale de ces couches qui est de 60 à 80 m dans le synclinal du Chardéka et de Pichta diminue plus au Sud. Ce complexe est attribué au Montien, non sans que soit évoquée l'hypothèse d'un âge déjà thanétien pour le niveau à chailles.

c8. Danien : calcaires conglomérés à Globigérines et *Coraster*. Sous la série éocène du Pic d'Orhy, le Danien est représenté par des calcaires blancs, conglomérés, un peu crayeux, gris beige à la cassure, associés à quelques bancs de calcaires à grain fin et de calcschistes (15 à 20 m au total). Ces calcaires renferment de petites Globigérines, des *Globorotalia* et des moules d'Echinides. Ce sont les « calcaires à *Coraster* » des auteurs. On doit remarquer que les calcaires conglomérés à *Coraster* du Danien, connus dans le synclinal du Pic d'Orhy, comme au Nord du pont d'Amubi et tout le long du flanc nord du synclinal de Pichta et du Chardéka, sont au contraire absents dans le flanc sud de ce dernier synclinal, comme dans les deux flancs du synclinal plus méridional de l'Otchogorrigagna et du Gaztarria.

c7-6, c7-6fl. Maestrichtien et Campanien p. p. : c7-6fl Flysch schisto-gréseux à Orbitoïdes; c7-6 calcschistes à Navarelles. La couverture crétacée de la Zone axiale comporte, sous les calcaires daniens, d'une part un complexe schisto-gréseux ou calcschisteux dans sa partie supérieure (Maestrichtien et Campanien p. p.), d'autre part un complexe calcaire dans sa partie inférieure (Campanien p. p. à Cénomaniens). Pour la puissante série supérieure, faite soit de calcschistes, soit d'un Flysch schisto-gréseux (800 à 1 000 m), il s'agit de couches de même âge, sous deux faciès lithologiques différents qui se remplacent latéralement du Nord au Sud et de l'Ouest à l'Est, avec de multiples intrications des deux faciès.

Le Flysch schisto-gréseux c7-6fl montre, sur 800 m environ, 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 cm. Les niveaux gréseux à ciment calcaire ont fourni *Lepidorbitoides socialis*, *Orbitoides media*, *O. tissoti*, *Siderolites vidali*, *Nummofallotia cretacea*.

L'autre faciès c7-6 est celui de calcschistes gris bleuté, localement roses ou rouges, surtout à leur sommet, plus particulièrement sous le Pic d'Orhy, finement gréseux, d'aspect satiné. Ils sont datés par leur microfaune : *Stomiosphaera sphaerica*, *Pithonella* sp., ainsi que *Globotruncana lapparenti tricarinata* et *Gl. arca* connues au Port d'Ourdayté et au Col d'Errayzé. Les Navarelles (*Navarella joaquinii*) y sont abondantes, du moins en Espagne. Dans la montagne du Quimboa Alto, sur le versant espagnol, les dernières assises de la formation sont datées du Maestrichtien supérieur par *Globotruncana stuarti*.

La localisation respective de ces deux lithofaciès est la suivante. Sur le versant espagnol, depuis Zuriza et le ravin de Petraficha jusqu'à la plaine de Belagua et jusque sous le Danien de la Queleta, le Maestrichtien n'est représenté que par le faciès des calcschistes à *Globotruncana*, à Fissurines et à Navarelles. Sur la crête frontière (Pic d'Arlas, Soum de Lèche, Pic de Lak-

houra) le faciès Flysch schisto-gréseux à Orbitoïdes apparaît à la partie supérieure du Maestrichtien, se substituant aux couches les plus élevées des calcschistes à Navarrelles. Sur le versant français enfin, le Flysch schisto-gréseux à Orbitoïdes du Pic de Guillers, celui du soubassement direct du Pic de Lakhoura et, plus à l'Ouest, celui de Sakia envahit progressivement, du Sud vers le Nord et du sommet vers la base, la série maestrichtienne, remplaçant les calcschistes à Globigérines et à Navarrelles que l'on voit, dans les ravins d'Ehujarré et de Kakouéta, diminuer d'épaisseur vers le Nord, jusqu'à disparaître sans atteindre la vallée de Sainte-Engrâce. Il en est de même pour le Flysch de Logibaria au débouché des gorges d'Holzarté et pour celui du Col d'Erroyrondi, tandis que, plus au Sud, c'est le faciès des calcschistes à Navarrelles qui est représenté au Pont d'Amubi. Les soubassements du Pic d'Orhy montrent les derniers affleurements vers l'Ouest du Flysch à Orbitoïdes, les calcschistes à microfaune essentiellement planctonique les remplaçant dans la bande qui court du Pic de Bizkarzé à la vallée de l'Irati, comme, plus au Sud en territoire espagnol, dans le cœur de l'anticlinal de l'Alto de Balzarras.

c5-3. Campanien p. à Turonien : complexe des « calcaires des cañons », avec Lacazines au sommet. Le complexe désigné, plus particulièrement par E. Fournier, sous le nom de « calcaires des cañons » est l'équivalent des « calcaires des Eaux-Chaudes », ou encore « calcaires à Hippurites », de la feuille Urdos au 1/80 000. On peut encore, avec P. Souquet, les appeler « calcaires supracrétacés ».

Ce complexe calcaire forme, à la limite est de la feuille, la vaste coupole surbaissée qui enveloppe la terminaison de la Zone primaire axiale. Sur cette voûte les calcaires supracrétacés participent à l'ossature du vaste glacis de la Pierre-Saint-Martin et des Ares d'Anie, comme ils constituent le substratum du Pic d'Arlas et du Soum de Lèche et remontent, plus au Sud, à la Table des Trois Rois, à la Sierra d'Anabarcadia et au Pic d'Ansabère, plus au Sud encore dans les vallées de Petrochema et de Petraficha, passant ainsi à la bordure méridionale de la Zone axiale en direction de la Sierra de Bernera et enfin de Campan. Les larges ravins d'Arpidia et d'Ehujarré sont encore entaillés dans ces mêmes calcaires; mais, du fait de l'envoyage général vers l'Ouest de tout le dispositif, les calcaires supracrétacés n'affleurent plus, au-delà dans cette direction, sous une puissante couverture de Flysch, que dans la vallée de Sainte-Engrâce et dans les profondes entailles des grandioses cañons de Kakouéta, de Saint-Laurent et d'Holzarté-Olhado.

Depuis 1906, A. Bresson avait établi que les calcaires des cañons surmontent directement le Carbonifère dans les gorges de Kakouéta et d'Ehujarré. Mais ce n'est que récemment que la découverte de microfaunes a permis de reconnaître, dans ce complexe calcaire de 300 à 400 m d'épaisseur, une série de niveaux qui s'étagent du Campanien jusqu'au Cénomanién.

On peut, en effet, y distinguer, sous le Flysch schisto-gréseux ou sous les calcschistes à Navarrelles, la série type que voici :

— calcschistes noirs et calcschistes silicifiés au-dessus de calcaires sombres gris ou bruns, finement gréseux, pétris de silex. Ce niveau, bien développé dans la région du Pic d'Arlas, au Soum de Lèche et en Haute Soule, a 30 m d'épaisseur. On y trouve des Lacazines, avec des Fissurines, des Globigérines, de rares *Globotruncana*, des spicules de Spongiaires. Ces « calcaires à silex » et ces calcschistes qui assurent une transition vers le Flysch sénonien supérieur, peuvent être attribués à la base du Campanien et au Santonien terminal;

— épaisse série (300 à 400 m) de calcaires massifs, graveleux ou micro-clastiques, formant notamment la majeure partie des falaises d'Ehujarré et de Kakouéta. Les Lacazines, avec *Lacazina elongata*, n'y sont abondantes que dans le haut de la formation, où elles s'associent à *Nummofallotia cretacea* et *Orbitoides tissoti* var. *densa*, en particulier dans un niveau assez constant de calcaires gris foncé ou noirs visible au sommet des murailles du cañon d'Ehujarré, ainsi que sur la route de Sainte-Engrâce en aval du confluent de la gorge de Kakouéta. Les deux-tiers inférieurs de cette formation calcaire montrent quelques sections d'Hippurites et de Radiolites, mais n'ont pas fourni de microfaune caractéristique;

— calcaires massifs noirs, passant localement à des dolomies cristallines grises. Ce sont les « calcaires à Hippurites » de la littérature. Avec des Poly-piers et des Rudistes, ils ont aussi fourni une microfaune avec *Valvulammina picardi*, *Vidalina*, *Cuneolina*, 30 à 50 m (Coniacien);

— calcaires noirs cryptocristallins (15 à 20 m) dont la microfaune, avec des Fissurines, des Radiolaires et de rares Globigérines, n'est pas significative, mais que leur position permet de rapporter au Turonien.

c2b. Cénomaniens supérieurs : calcaires à Préalvéolines. La base du complexe des « calcaires des cañons » montre des calcaires gréseux de couleur sombre qui renferment, avec des sections de Rudistes à canaux (Caprines), de petites Alvéolines, *Praealveolina cretacea*, *P. simplex*, *P. brevis*, associées à *Dicyclina* et *Cuneolina*, ces calcaires gréseux surmontant des grès grossiers à ciment calcaire. Ces couches, à rapporter au Cénomaniens supérieur et moyen, ont 10 à 15 m de puissance au total.

Généralement masqués par les éboulis à la base de la falaise crétacée de la coupole qui enveloppe la terminaison de la Zone axiale, les calcaires à Préalvéolines affleurent cependant à la Collada de Petraficha et au Sud de Sayestico. Les calcaires à Préalvéolines ont été notamment reconnus dans la galerie ouverte par l'Électricité de France dans le ravin d'Arpidia, pour accéder à la salle La Verna. Ils manquent, au contraire, au fond du ravin d'Ehujarré, où le Coniacien surmonte directement le socle houiller. La présence des calcaires à Préalvéolines à la base du complexe des « calcaires des cañons » dans la galerie d'Arpidia, ainsi qu'à la base de la coupole du Pic d'Anie, n'en indique pas moins que l'on doit rapporter à l'étage cénomaniens la transgression généralisée sur la Zone axiale, comme d'ailleurs, plus à l'Est, à Gavarnie, au Pic Balaitous et au Pic de Bazès.

c5 Br. Santonien : « Brèche monumentale d'Ibarrondoa ». Tout au long de la bordure méridionale du massif de Mendibelza, depuis le Bois de Sarrantolatze jusqu'à la vallée de l'Irati, et d'ailleurs au-delà jusqu'à la Nive de Béhérobie (feuille Saint-Jean-Pied-de-Port), le Santonien est représenté par une brèche dont la puissance moyenne est de 100 mètres. On l'appelle « grande brèche », ou « brèche monumentale » et on peut l'observer parfaitement au Nord de la cabane d'Ibarrondoa. La « grande brèche » santonienne affleure aussi sur les flancs de la montagne d'Otchogorria, engagée sous le chevauchement du bord méridional du massif d'Igountze, comme elle affleure encore sous le lambeau de recouvrement du Pic de Lakhoura, sur son bord méridional.

La « grande brèche » santonienne est polygénique. Elle remanie surtout des blocs anguleux, souvent mal cimentés, stratifiés mais non classés, de taille parfois supérieure à 1 m³, de terrains paléozoïques, schistes carburés gothlandiens, schistes et quartzites dévoniens, schistes et grès carbonifères, dolérite à structure ophitique, mais aussi de calcaires à Orbitolines, à Caprines

ou à Préalvéolines du Cénomaniens et de calcaires à Fissurines du Turonien. Le ciment, parfois argilo-gréseux, peut être fait d'un calcaire microbréchique. On y a trouvé *Globotruncana* gr. *lapparenti* qui confirme l'attribution de la formation au Santonien.

La « grande brèche » santonienne, qui se montre transgressive, reposant sur divers termes de la série crétacée, est une brèche grossière, syntectonique, localisée au Sud du massif de Mendibelza, sur la zone de flexure qui sépare la plate-forme continentale surélevée occupant la Zone axiale du sillon subsident du Flysch nord-pyrénéen. Elle traduit l'intervention de mouvements tectoniques assez importants pour avoir amené le socle hercynien en affleurement et permis son démantèlement.

c4. Coniacien : calcaire d'Erroyrondi à Vidalines. Dans la couverture méridionale du massif de Mendibelza, le Coniacien est représenté par des calcaires massifs pseudo-oolithiques, gréseux, à *Vidalina*, *Valvulammina*, *Rotalia*, *Cuneolina*, avec quelques intercalations conglomératiques à dragées de quartz et galets de schistes. Ces affleurements de calcaires coniaciens sont localisés dans une bande Est-Ouest qui va des abords de la Chapelle Saint-Joseph, au Nord du Col d'Erroyrondi, jusqu'au Nord de la cabane d'Ibarrondoa. On peut noter que le calcaire granulo-détritique d'Erroyrondi se retrouve dans la montagne d'Errozaté (feuille Saint-Jean-Pied-de-Port) après une interruption aux abords de la vallée d'Irati.

c3-2. Turonien et Cénomaniens supérieur : « Brèche rose » d'Erroyrondi. Au bord sud du massif de Mendibelza, la route de Larrau au plateau d'Erroyrondi recoupe, en dessous de la Chapelle Saint-Joseph, une brèche qui se poursuit vers l'Est en affleurement jusqu'au Col d'Ibarrondoa. C'est la brèche que P. Souquet appelle « brèche rose d'Erroyrondi ». Il s'agit d'une brèche grossière, de teinte généralement rosée, qui renferme, remaniés en blocs de grande taille, des calcaires microcristallins à *Stomiosphaera sphaerica* et *Pythonella ovalis* du Turonien, avec des calcaires finement graveleux à *Praealveolina simplex*, *Ovalveolina ovum*, associés d'ailleurs à de nombreuses sections de *Caprina adversa*, des calcaires à Orbitolines et des calcaires organogènes, enfin des conglomérats à menus galets de schistes et de quartzites paléozoïques. La « brèche rose d'Erroyrondi » est à rapporter au Turonien et au Cénomaniens supérieur. Par l'intermédiaire de calcaires ferrugineux rouges à Orbitolines, Polypiers, Mélobésiées, Bryozoaires et Caprines, elle repose sur les poudingues de Mendibelza. Bien développée aux abords de la Chapelle Saint-Joseph, la « brèche rose » d'Erroyrondi se poursuit, avec réduction d'épaisseur, jusqu'au Col d'Ibarrondoa.

c2-1p. c2-1c. Albo-Cénomaniens : poudingues de Mendibelza c2-1p; calcaires à Lithothamniées c2-1c. Attribués au Permo-Trias par E. Fournier dans la 1^{re} édition de la feuille Mauléon 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).

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. Le ciment du poudingue est friable, généralement gréseux. Les éléments sont en grand nombre 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 10 à 50 cm de diamètre. Très polymorphe, la formation des poudingues de Mendibelza est loin d'être homogène. Elle débute, soit par des brèches polygéniques, soit par des poudingues monogéniques empruntés directement au substratum paléozoïque.

Les éléments de datation des poudingues de Mendibelza sont rares. Seuls, les niveaux schisto-gréseux que l'on trouve sur les feuilles Tardets et Saint-Jean-Pied-de-Port ont, en effet, livré quelques Orbitolines, Trigonies, Inocérames et fragments d'Ammonites, trop frustes pour une détermination spécifique. Les poudingues de Mendibelza coiffent et ravinent des paléoreliefs à matériel hercynien. Ce sont des poudingues de démantèlement qui 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.

Sur la feuille Larrau, où n'est représentée que la partie méridionale des massifs de Mendibelza et d'Igountze, on ne trouve que la formation uniforme des poudingues; ce n'est que plus au Nord, sur la feuille Tardets, que les poudingues disparaissent progressivement dans un Flysch schisto-gréseux.

Sur la feuille Larrau, les poudingues de Mendibelza forment, sur la bordure méridionale du massif de Mendibelza, une bande continue depuis le Bois de Saint-Joseph jusqu'à la vallée d'Irati. La partie méridionale du massif d'Igountze montre une vaste couverture de poudingues crétacés dans la montagne d'Otchogorria, entre les gorges d'Holzarté et la vallée de Sainte-Engrâce, et par ailleurs des placages moins importants au Nord du village de Sainte-Engrâce, tandis qu'à l'Est des cabanes de Chousse, dans la montagne de Lagaretche, au Nord du Col de Labays, le socle du massif est à nouveau masqué par les poudingues crétacés. Le lambeau de recouvrement du Pic de Lakhoura comporte aussi, au-dessus de son socle paléozoïque, une vaste couverture de poudingues de Mendibelza qui forment notamment le sommet de cette montagne.

Les poudingues de Mendibelza du lambeau de recouvrement du Pic de Lakhoura sont associés plus particulièrement sur la bordure méridionale de leur affleurement, à des calcaires organogène c2-1c, de même âge albo-cénomannien. Ce sont des calcaires gravelo-détritiques, emballant de petits éléments de grès, de schistes et de lydiennes paléozoïques. Ces lentilles calcaires renferment de nombreux organismes, Polypiers, Bryozoaires, Spongiaires, Orbitolines et Mélobésiées dont *Archaeolithothamnium amphiroformis*, *Aghardielopsis cretacea*.

t7. 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 carneules, des brèches et des calcaires dolomitiques de couleur beige ou jaune chamois. Ces dépôts triasiques sont très généralement accompagnés de massifs d'ophite.

Le Keuper, avec d'importants massifs d'ophite, est représenté aux environs de Larrau, de même que tout le long du synclinal triasique de la vallée de Sainte-Engrâce, depuis la caserne des Douanes jusqu'au Col de Labays.

t6-3. Muschelkalk : calcaires à *Fronicularia* et dolomies. Normalement au-dessous du Keuper, mais parfois en position tectonique aberrante, les dépôts de la mer du Muschelkalk se présentent comme un complexe comprenant, sans que se dégage un ordre de succession général : des calcaires à

grain fin, gris sombre ou bleu noir en gros bancs; des calcaires marneux en plaquettes ondulées avec des vermiculures nombreuses, alternant avec de fins lits marneux gris sombre ou jaunâtres; des calcaires dolomitiques gris jaunâtre et des dolomies parfois pulvérulentes et souvent cargneulisées.

Ce n'est que plus à l'Ouest, sur la feuille Saint-Jean-Pied-de-Port, que les calcaires en plaquettes du Muschelkalk ont livré à P. Lamare des Lingules et des *Pseudomonotis*; plus près vers le Nord, à Athérey (feuille Tardets), on y trouve des *Fronicularia*.

Les calcaires du Muschelkalk ont leur plus grand développement aux environs de Larrau. De multiples affleurements accompagnent aussi le Keuper du synclinal triasique de la vallée de Sainte-Engrâce. Ils y ont fourni des indices de magnésite, ou giobertite.

t2-1. Trias inférieur : argilites rouges, grès et poudingues quartzeux. Sous le Muschelkalk, le Trias inférieur et le Permien sont représentés par des formations continentales rutilantes.

Le Trias inférieur **t2-1** (Grès bigarrés) comporte, du sommet à la base :

— 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;

— 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.

Sur le territoire de la feuille Larrau, ces formations du Trias inférieur ne sont représentées que dans le Bois d'Arbouty, sur le versant méridional du Pic d'Issarbe, où ils reposent sur d'autres formations rouges attribuées au Permien.

r, r3, r2. Permien. Dans le Permien de la couverture discordante de la Zone axiale, à l'Est et en contrebas des hauts reliefs crétacés du Quimboa Alto, de Chipeta et de Sayestico, on a pu distinguer les deux subdivisions supérieures du « Grès rouge » permien, telles qu'elles ont été définies par R. Mirouse dans les hautes vallées d'Aspe et du Baralet (feuille Laruns), à savoir :

— la série de la Peña de Marcanton **r3** (Permien supérieur) : pélites rutilantes, grès rouges ou verdâtres;

— la série du Pic de Baralet **r2** (Permien moyen) : grès rouges et conglomérats polygéniques à éléments souvent calcaires.

Ces séries continentales n'ont fourni aucune Plante, ni aucun fossile et leur attribution au Permien supérieur et au Permien moyen est basée sur des analogies de lithofaciès, ainsi que sur les relations de ces séries avec la série du Somport (Permien inférieur), seulement représentée plus à l'Est, sur la feuille Laruns. Le Permien moyen étant directement transgressif sur les schistes namuro-westphaliens, le terme inférieur du Permien est ici absent.

Dans le massif d'Igountze, il n'a pas été possible de faire les mêmes distinctions et le Permien qui forme dans le Bois d'Arbouty un vaste placage discordant à la surface du Carbonifère a été noté **r**.

h4-3b. Namuro-Westphalien : schistes et grès psammitiques à débris de végétaux. La série carbonifère affectée par les mouvements hercyniens se termine par un puissant complexe schisto-gréseux à Plantes, de plus de 500 mètres. Les grès psammitiques, riches en empreintes végétales, *Calamites* et débris ligniteux, sont associés à des schistes noirs. Ce complexe comporte

de minces intercalations de calcaires gréseux, vers sa base, dans ses 50 premiers mètres. Il est daté du Namuro-Westphalien, parce qu'il a fourni, vers sa base, sur la feuille voisine de Tardets une faunule de *Goniatites* avec *Proshumardites karpinskyi* du Namurien.

Dans le massif de Mendibelza, les schistes à Plantes du Namuro-Westphalien constituent le caisson de terrains carbonifères effondré à l'Est du cirque d'Odeyzakia.

Dans le massif d'Igountze, la même formation affleure largement d'une part dans la montagne de Bénou, entre le Col de Saint-Graciès et le Col Lataillade, d'autre part au Nord et à l'Est de la caserne des Douanes de Sainte-Engrâce.

Dans la Zone axiale, à l'Est du Pic d'Ansabère, comme plus au Sud dans le barranco de Ansotiello, le Carbonifère se termine par le même complexe détritique de schistes, grès, psammites à Plantes westphaliennes, de caractère paralique, avec, à sa base, des *Goniatites* namuriennes.

Signalons enfin que ce sont les grès et schistes du Namuro-Westphalien qui, dans le prolongement occidental de la Zone axiale, affleurent en deux petites boutonnières sous les calcaires supracrétacés au fond des gorges d'Ehujarré et de Kakouéta.

h3a, h2, h3a-2. Calcaires namuriens h3a et schistes viséens h2. On doit rapporter au Namurien inférieur, sous la notation **h3a**, 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 50 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. Ces calcaires paraissent azoïques. Ils ont été datés en fonction de leur position.

On les rencontre dans le massif de Mendibelza à la base des synclinaux carbonifères situés de part et d'autre du cirque d'Odeyzakia. Dans le massif d'Igountze, quelques lentilles de ces calcaires percent la couverture de schistes et grès namuro-westphaliens.

Les calcaires noirs du Namurien surmontent un ensemble schisto-gréseux de faciès Culm, de 60 à 100 m d'épaisseur, noté **h2**. Ce sont des schistes de débit ardoisier qui sont de couleur gris verdâtre ou beige, sauf à leur base, dans les 15 derniers mètres, où ils sont rouges. On rapporte ce Culm qui a donné des *Goniatites* telles que *Goniatites subcircularis*, surtout au Viséen, en notant toutefois que la faune découverte par G. Dubar et J.-W. Laverdière dans le massif de Mendibelza, au ravin de Blanchin (feuille Saint-Jean-Pied-de-Port) indique qu'il monte dans le Namurien basal.

Dans la forêt d'Irati, la faible épaisseur des couches n'a pas permis de figurer, à l'échelle de la carte, les divers éléments d'une succession qui comprend, sous les calcaires noirs namuriens : 15 m de schistes luisants verts et rouges à tiges d'Encrines et 15 m de calcaires amygdaloïdes gris ou roses, sortes de « fausses griottes » enrobés dans des schistes verts ou rouges. Le complexe a été désigné sous la notation **h3a-2**.

A l'extrémité occidentale de la Zone axiale, dans les deux flancs de l'anticlinal du barranco de Acherito, le Carbonifère inférieur **h3a-2** est représenté par une série de calcaires marins comportant, du sommet à la base : calcaires crinoïdiques en dalles intercalés de pélites sombres, calcaires massifs noirs à microrhythmes avec brèches intraformationnelles, calcaires gris en dalles et calcschistes clairs à joints phylliteux. La présence de divers *Goniatites*, *Pericyclus*, *Merocanites*, à la partie inférieure de cet ensemble, permet d'y caractériser le Viséen inférieur.

h2a. Viséen inférieur et Tournaisien supérieur : lydiennes et schistes noirs. Le niveau fait de schistes noirs siliceux, de jaspes et de lydiennes, de 10 à 20 m d'épaisseur, est très constant à la base du Carbonifère, aussi bien dans le massif de Mendibelza que dans le domaine de la Zone axiale.

d6b. Famennien supérieur : calcaires griottes à Goniatites. Le Dévonien se termine par la formation dite « des calcaires griottes » (60 m environ), avec parfois lits calcaires rubanés à la partie supérieure, griottes typiques, gris clair ou roses, amygdalins, bien lités, passant parfois à la base à des calcaires cellulieux. Les griottes n'ont fourni que des sections de Goniatites et de Clyménées indéterminables. On les rapporte au Famennien supérieur.

Très constant à la partie terminale du Dévonien du massif de Mendibelza, le niveau des calcaires griottes s'observe sur la feuille sur la bordure Nord du caisson de schistes carbonifères effondré à l'Est du cirque d'Odeyzakia.

d6a. Famennien inférieur et Frasnien : schistes et grès à *Cyrtospirifer verneuili*. Dans le massif de Mendibelza, 5 à 50 m de schistes gréseux rubanés, noirs ou violacés, souvent micacés, attribués au Famennien inférieur, peuvent séparer les calcaires griottes du complexe des schistes et grès à *Cyrtospirifer verneuili*.

Sous-jacents aux calcaires griottes, les schistes et grès à *Spirifer verneuili* affleurent, sur la feuille, dans la partie occidentale du massif d'Igountze, dans le soubassement de la montagne d'Otchogorria, aussi bien sur le versant du Gave de Sainte-Engrâce que sur le versant des gorges d'Holzarté. La même formation occupe une grande part des affleurements du socle du massif de Mendibelza sur la feuille Larrau, depuis le Bois de Sarrantolatze jusqu'à la montagne d'Orpuné, au cirque d'Odeyzakia et à la vallée de l'Irati. Les grès à *Spirifer* sont aussi représentés dans le lambeau de recouvrement du Pic de Lakhoura et ils constituent la presque totalité de la petite klippe de Chouri Punta.

Cette formation des « schistes et grès à *Spirifer verneuili* » comporte, à sa partie supérieure, des grès quartziteux et grauwackeux, associés à des brèches quartzitiques; au-dessous, des alternances de grès quartzeux brun rouille, un peu micacés, limoniteux, fréquemment altérés, par place bréchiques, des grès-quartzites bruns en dalles bien stratifiées, avec des schistes gréseux brun foncé ou jaune verdâtre légèrement micacés. Ces couches ont fourni, sur le territoire de la feuille, peu de fossiles, toutefois, en plusieurs points, *Cyrtospirifer verneuili*, un élément de la faune beaucoup plus abondante recueillie sur les gisements des feuilles voisines de Tardets et de Saint-Jean-Pied-de-Port.

d2. Dévonien inférieur : schistes noirs. Dans la Zone axiale, le faciès banal du Dévonien inférieur : pélites schisteuses noires, grises ou ocre et pélites calcaréo-gréseuses, limoniteuses, décalcifiées en surface (grauwackes), caractérise les couches qui forment le cœur de l'anticlinal du barranco d'Acherito. On sait, par les faunes abondantes que les mêmes niveaux ont livrées plus à l'Est (feuille Laruns), qu'ils peuvent être rapportés au Coblenzien et localement à la base de l'Eifélien.

s5. Gothlandien : schistes carburés. Dans le lambeau de recouvrement du Pic de Lakhoura, une grande partie du socle primaire est constituée par des schistes noirs ampélitiques, d'un faciès typique de « schistes carburés » si caractéristiques du Gothlandien pyrénéen. Ces schistes carburés forment no-

tamment, au-dessus des éboulis, les parois du cirque de Heylé Gagné (cote 1689). Ces schistes sont par place métamorphiques et montrent de grands cristaux maclés d'andalousite. A. Bresson y a cependant signalé des Graptolites. Des schistes carburés sont aussi associés à l'écaille ordovicienne de l'église de Sainte-Engrâce.

s3-2. Ordovicien : schistes ardoisiers et micaschistes. C'est à l'Ordovicien que l'on rapporte les micaschistes, associés à des schistes ardoisiers et des quartzites, qui affleurent dans la lame de l'église de Sainte-Engrâce et se poursuivent vers l'Est sur 2 km en bordure du front chevauchant du Trias.

TERRAINS MÉTAMORPHIQUES

ζ. **Gneiss.** Une étroite lame de gneiss et de micaschistes sériciteux, surgissant de la profondeur au milieu des schistes et grès à Plantes du Namuro-Westphalien, est recoupée par le chemin qui mène du village de Sainte-Engrâce au Col de Lacurde, à 2 km environ au SE de celui-ci.

ROCHES ÉRUPTIVES

ω. **Ophite triasique.** Dans le synclinal triasique de la vallée de Sainte-Engrâce, de même qu'aux environs de Larrau, de nombreux massifs d'ophite accompagnent les marnes et les calcaires du Keuper.

Ces ophites sont banales, caractérisées par la présence d'augite diallage englobant poecilitiquement 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 saussuritisation et à l'albitisation.

δ. **Dolérite à structure ophitique.** Dans le massif de Mendibelza on voit, au Nord du Pic d'Orhy, auprès de la maison Orpuné, pointer au travers des grès du Frasnien ou des calcaires griottes, des roches, par place 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 poecilitiquement 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 la partie française de cette feuille :

(1) Chapitre rédigé par M. BERNATZKY.

1. *Fer.* Un chapelet de lentilles d'oligiste de 1 à 2 m de puissance s'allonge N 160° E, pendage 35° SW, sur 600 m dans les quartzites du Dévonien, près de la ferme de Berkeguy (1068-2-1).

Ce gisement était exploité entre 1750 et 1870. A l'époque la plus active, on sortait 16 000 tonnes en 10 ans.

Actuellement on trouve difficilement les traces de ces mines.

2. *Giobertite* dans les dolomies du Muschelkalk au voisinage des affleurements d'ophites, dans la bande du Trias qui longe le ruisseau d'Uhaytza.

La giobertite, forme des îlots métriques et décimétriques, de forme irrégulière, au milieu des dolomies du Muschelkalk, près du Pont d'Enfer (1068-3-21) et au-dessus de l'église d'Engrâce, sur la route forestière (1068-4-16).

3. *Galène et sidérose.* On trouve dans un karst du Maestrichien - Campanien (calcaires du Kakouéta), dans le bassin du ruisseau de Heylé, des rognons de galène enrobés dans une argile ferrugineuse et un filonnet de sidérose (1068-3-22).

L'indice n'a pas de valeur industrielle, mais cette minéralisation dans le Crétacé est assez insolite et mérite d'être mentionnée.

Il a été trouvé par hasard, par des bûcherons; aucune recherche systématique de gîtes semblables n'a été faite; aussi leur présence dans ces calcaires où les vides karstiques abondent, est plus que probable.

Bibliographie

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

Plan de la Concession de Burkeguy au 1/10 000. Service des Mines de Tarbes.

G. VIÉ (1942) - Notes sur quelques gisements métallifères des Pyrénées Basques. *Bull. Soc. Sc. L. Arts de Bayonne*, n° 40.

P.W. STUART - MENTEATH (1913) - Sur les gisements métallifères des Pyrénées occidentales. *Bull. de « Biarritz-Association »*, p. 103.

CH. BOUQUET - Compte rendu d'une visite aux anciens travaux du ruisseau de Heylé. B.R.G.M. - D.R.M.M. - Division SW - Saint-Jean-Pied-de-Port (Basses-Pyrénées), avril 1962 (Rapport inédit).

TRAVAUX CONSULTÉS

P. Barrère, A. Bresson, M. Casteras, G. Culot, J.-P. Destombes, R. Etchevarria Caballero, E. Fournier, M. Frey, J. Galharague, F. Garcia Salinas, Ch. Guiraudie, P. Lamare, N. Llopis Llado, F. Lotze, J.-P. Mangin, R. Mirouse, J.-P. Paris, F. Ravier, R. Ribis, P. Souquet, G. Viers.

M. CASTERAS