

NOTICE EXPLICATIVE DE LA
FEUILLE
HAGETMAU À 1/50 000

J.P. CAPDEVILLE

avec la collaboration de
M.C. GINESTE, A. TURQ, P. VERGAIN

1997

Editions du BRGM
Service géologique national

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie à ce document doit être faite de la façon suivante :

pour la carte : CAPDEVILLE J.P. (1997) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Hagetmau (978). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.P. Capdeville, avec la collaboration de M.C. Gineste, A. Turq, P. Vergain (1997), 70 p.

pour la notice : CAPDEVILLE J.P., avec la collaboration de GINESTE M.C., TURQ A., VERGAIN P. (1997) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Hagetmau (978). Orléans : BRGM, 70 p. Carte géologique par J.P. Capdeville (1997).

© BRGM, 1997. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1978-6

SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
RÉSUMÉ	5
INTRODUCTION	5
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	7
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	7
<i>DESCRIPTION DES TERRAINS</i>	8
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	8
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	13
Secondaire	13
Tertiaire	21
Quaternaire et formations superficielles	43
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS	
GÉOLOGIQUES	45
ÉVOLUTION TECTONIQUE	47
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	48
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	51
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	51
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	51
<i>RISQUES NATURELS</i>	53
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	53
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	55
<i>RESSOURCES ENEAU</i>	55
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	57
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	57
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	63
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	66
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	69
AUTEURS	70

RÉSUMÉ

La feuille Hagetmau s'étend au Sud de la limite méridionale de la région naturelle des Landes de Gascogne. Elle prend en compte les premiers contreforts très vallonnés de la Chalosse.

Les terrains affleurants couvrent un large éventail stratigraphique grâce à une structure anticlinale (Audignon) voisine d'un phénomène diapirique (Brassempouy). Les couches les plus anciennes, environ 195 millions d'années, sont représentées par une sédimentation triasique. Il faut ensuite remonter jusqu'aux environs de 100 millions d'années pour rencontrer les carbonates du sommet du Crétacé inférieur, les apports se poursuivant ensuite jusqu'aux époques récentes du Pliocène et du Quaternaire.

La majorité des terrains affleurants appartient aux séries argilo-carbonatées ou détritiques des molasses d'Aquitaine, aux dépôts à sables et galets des Sables fauves et aux larges bandes de matériaux alluvionnaires qui prennent la carte en écharpe.

Il faut également noter que ce sont les traces de bitume découvertes sur les structures d'Audignon et de Bastennes-Gaujacq qui avaient déclenché les recherches pétrolières de la SNPA (maintenant Elf-Aquitaine) dans le Sud-Ouest de la France.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le domaine cartographié s'étend aux confins sud de la base du triangle landais, contrastant par ses vallonnements importants avec le côté subhorizontal des paysages du Nord de l'Adour. La feuille est comprise dans sa majeure partie dans le département des Landes, occupant toutefois à sa base une petite bande du département des Pyrénées-Atlantiques. Le drainage hydrographique est assuré suivant des directions de vallées sensiblement SE-NW. Les principaux cours d'eau (Luy du Béarn, Luy de France, Louts, Gabas, Bas, Baziou, Bahus) sont tous tributaires de la rive gauche de l'Adour qui ne figure pas sur le territoire cartographié. Les vallées s'encaissent d'environ 50 à 60 m par rapport aux interfluves en plateaux qui culminent entre 120 et 200 m.

Les pôles économiques de cette région sont constitués par les activités agricoles, agro-alimentaires, ainsi que les industries liées au bois. La filière agricole est surtout représentée par la culture du maïs, sous-tendue par les élevages aviaires. Mais, dans certains secteurs localisés, la vigne tend à prendre une place économiquement importante.

L'habitat est dispersé. L'agglomération la plus importante, Hagetmau, occupe une position quasi centrale, flanquée de petites bourgades comme Geaune, Coudures, Samadet, Doazit, Saint-Aubin ou Saint-Cricq, qui conservent leurs caractères d'anciennes bastides.

CADRE GÉOLOGIQUE - PRÉSENTATION DE LA CARTE

Au Nord de la feuille, en réponse aux contraintes pyrénéennes, la structure d'Audignon, anticlinal faillé sur sa retombée septentrionale, fait affleurer en son cœur des terrains carbonatés marins appartenant aux séries crétacées et tertiaires. En limite ouest de la feuille, la remontée diapirique de Bastennes-Gaujacq découpe et rebrousse les dépôts tertiaires selon une semi-ellipse d'allongement E-W. Le centre de ce dispositif voit affleurer des terrains triasiques argilo-ophitiques (fig. 1). La sédimentation molassique continentale vient ennoyer ces structures avec quelques venues marines peu développées à l'affleurement (Rupélien, Aquitaniens, Langhien). Ensuite, l'ensemble de la feuille sert de glacis aux apports pyrénéens. C'est ainsi que vont se succéder : Sables fauves, Glaises bigarrées et nappes pliocènes, recouverts au Quaternaire par des terrasses particulièrement développées.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT

DE LA CARTE

La surface cartographiée intègre la partie sud-est de la feuille à 1/80 000 Mont-de-Marsan (215), une partie nord-ouest de la feuille Orthez (227) et une étroite bande à l'Ouest de Montréal (216) et Castelnau (228). De plus, l'étude géologique a bénéficié des travaux de terrain et de synthèse menés par les géologues intéressés par les protubérances structurales, (Daguin 1948 ; Dubalen 1910 ; Jacquot et Raulin, 1886, pour n'en citer que quelques-uns) mais aussi les équipes pétrolières avec R. Deloffre (1988), J. Dupouy-Camet (1952), H. Feinberg (1964). Sur les zones anticlinales ou diapiriques, les indications contenues dans leurs mémoires ou publications ont été mises à profit : indications précieuses car plus de 70 % des affleurements décrits ont disparu. Par contre, de nouveaux travaux agricoles (déboisement) ou aménagements routiers ont permis de compléter ou de préciser certains niveaux (Grès de Coudures) ou superpositions (nappes à galets).

De nombreuses coupes ont été levées pour tenter de comprendre la géométrie des comblements continentaux constitués par les épisodes molassiques, les Sables fauves, les Glaises bigarrées et les nappes à galets. Le prolongement de certaines limites a été souvent discerné par analyse stéréoscopique des photographies aériennes issues des missions les plus récentes de l'IGN, mais vérifié ensuite sur le terrain.

De plus, afin de lever des incertitudes, quelques sondages à la tarière hydraulique ont été réalisés jusqu'à des profondeurs pouvant atteindre 25 m.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Trias

Une partie des terrains représentant le Trias a été reconnue par forage (978-1-1, 978-2-1, 978-2-2) au cœur de l'anticlinal d'Audignon. Le toit de la formation a été rencontré à des profondeurs variant de 1 872 à 2 790 m mais l'exploration de la couche n'a pas été poussée au-delà de 295 m d'épaisseur.

Les niveaux traversés semblent appartenir au domaine lagunaire du Keuper. Ils peuvent être regroupés en quatre ensembles lithologiques plus ou moins alternants :

- des argiles anhydritiques lie-de-vin, plastiques, renfermant de petits quartz bipyramidés ;
- des marnes dolomitiques rubanées et lustrées à nombreux miroirs de friction. Le rubanement noir et beige peut marquer un débit en plaquettes et être souligné par de fins dépôts gréseux. Ces marnes peuvent aussi renfermer des passées bréchoïdes à éléments calcaréo-dolomitiques brunâtres à brun-rouge et débris de lignite ;
- un calcaire dolomitique gris foncé, compact, à galets et lentilles de calcaire beige à gris-noir, azoïque ;
- une anhydrite massive dure, rubanée, à passées plissotées, blanche ou rosée.

On notera toutefois que les trois premiers ensembles décrits peuvent présenter des injections d'anhydrite.

Les dépôts triasiques traversés par sondage appartiennent à un contexte évaporitique marqué. De plus, ils ont subi, postérieurement à leur mise en place, une tectonique de style diapirique.

Lias

La base de la série jurassique a été décrite sur 62 et 138 m grâce aux forages d'exploration pétrolière (978-2-1, 978-2-2).

La partie en contact avec le Trias montre des passées dolomitiques beiges et brunes, micritiques et azoïques, à inclusions d'anhydrite et plus

rarement à passées d'argile noire. Cet ensemble de base peut être remplacé par une brèche calcaire (978-2-1), hétérogène, à ciment gris micritique et éléments de calcaire pseudoolitique à spicules, milioles, algues mais aussi de calcaire oolitique, de dolomie, de marne dolomitique. Ensuite se superpose une dolomie micritique beige à brune, parfois grumeleuse, dure, azoïque et à veinules d'anhydrite. Parfois, au sein de cette dolomie s'intercalent des passées marneuses légèrement gréseuses et pyriteuses contenant des débris d'échinodermes.

En position supérieure se développe un calcaire micritique beige à brun, finement gréseux, à débris de gastéropodes et lamellibranches. Sur le sondage 978-2-1 ont été discernées de très abondantes oolites globuleuses à noyau de calcite remaniée. Lorsque la porosité intergranulaire reste ouverte, il a été noté des imprégnations d'hydrocarbures. À la transition entre Lias et Dogger ont été rencontrés des horizons condensés (8 m d'épaisseur) chargés en matière organique, qui pourraient représenter l'Aalénien et le Toarcien. Ce sont des dépôts marneux noirs, finement gréseux et pyriteux, indurés et parfois veinés de calcite. On y rencontre aussi de rares et fines passées de calcaire micritique gris foncé contenant quelques débris d'échinodermes et quelques lenticulines, *Nodosaria* et ostracodes.

La succession des faciès composant localement la série liasique évoque une mise en eau progressive ennoyant d'abord les épisodes lagunaires, puis proximaux, pour enfin passer au domaine de mer ouverte.

Dogger

Les formations rapportées au Dogger ont été traversées sur 89 m par le sondage 978-2-2. En majeure partie composée par une dolomie brune macrocristalline à induration hétérogène et de plus azoïque, cette sédimentation admet quelques passées de marne noire finement gréseuse et pyriteuse et de calcaire micritique gris grumeleux à débris filamenteux ; nombreux et longs, rencontrés de 1 734 à 1 722 m de profondeur, ces filaments diminuent de longueur et de densité ensuite. Des débris d'échinodermes, gastéropodes et lenticulines ont été notés dans la description des déblais de remontée du forage.

Les milieux de dépôt ayant fourni de tels horizons sont à rechercher dans un contexte de mer ouverte, avec une augmentation progressive de l'épaisseur d'eau.

Oxfordien

La partie supérieure du Jurassique a été recoupée sur 631 m par le sondage 978-2-2. Globalement, cette série carbonatée marine peut se ramener à deux épisodes de calcaire micritique encadrant un horizon dolomitique.

À la base (1 454-1 584 m) figure un calcaire micritique beige à gris-beige puis brunâtre, dur, compact, azoïque, montrant de petites plages recristallisées et des fissures tapissées de cristaux de calcite ou présentant un bourrage marneux noirâtre.

De 1 410 à 1 454 m se différencie une dolomie brune finement cristalline, dure à porosité développée, azoïque et localement pyriteuse. Dans cet ensemble ont toutefois été remarquées des passées de calcaire micritique ou dolomitique dur et compact, plus ou moins fissuré et recristallisé, azoïque, voisinant avec des plages de calcaire grumeleux à débris d'échinodermes et gastéropodes.

La partie supérieure (953-1 410 m) voit se succéder trois épisodes carbonatés différenciables par leur couleur : beige foncé à la base, sombre en partie moyenne, beige au niveau supérieur, tout en présentant des caractéristiques proches, c'est-à-dire un calcaire micritique localement dolomitique, compact, avec quelques filonnets de calcite. Au niveau biophase, il a été observé des pseudocyclammines, de rares nodosariidés, des débris recristallisés de mollusques, d'échinodermes et, parmi les quelques passées de marne finement gréseuse et pyriteuse, de petits miliolidés et des débris de mollusques.

Les milieux de dépôt ayant présidé à une telle sédimentation font partie des contextes de mer ouverte.

Tithonien

Le terme ultime du Jurassique a été foré sur 530 m par le sondage 978-2-2. Sur pratiquement tout leur développement, ces dépôts sont formés par une dolomie ou un calcaire dolomitique micritique parfois poreux à fines fissures colmatées par de la dolomite, de la calcite ou des injections marneuses. Généralement azoïques, ces horizons peuvent contenir des coprolites de crustacés (vers 630 m) mais aussi des fantômes de gravelles ou d'oolites, parfois nombreuses et bien distinctes entre 787 et 798 m. D'autre part, la masse dolomitisée peut admettre de fines intercalations de marne également dolomitisée gris verdâtre, indurée, compacte ; alors que vers 880 m de profondeur ont été décelés quelques niveaux microbréchiques gréseux et dolomitiques.

Les milieux de dépôt producteurs de tels atterrissements sont à rechercher dans les contextes de plate-forme.

Néocomien

Le contact des couches du Néocomien (Barrémien) sur celles du Jurassique semble direct, voire érosif dans le sondage 978-5-6. Une grande

partie du Crétacé inférieur (Berriasien, Valanginien, Hauterivien) paraît absente, représentant une lacune d'environ 20 millions d'années.

La partie supérieure du Néocomien a été recoupée sur de faibles épaisseurs : 112m au sondage 978-5-6, 22 m au 978-4-1, 32 m au 978-4-2. Elle correspond à un calcaire micritique gris à beige pouvant se charger en gravelles et oolites et présentant à la base des passées dolomitisées à nombreux stylolites lui conférant un aspect bréchiq. Il a de plus été noté de nombreux débris bioclastiques surtout dans la partie supérieure, attestant de la présence d'ostracodes, annélides, coprolites de crustacés, échinodermes, lamellibranches, gastéropodes, miliolidés, textulariidés, choffatelles et parfois même des gyrogonites de characées.

Une telle sédimentation a été produite sous faible tranche d'eau avec parfois des environnements dessalés.

Aptien

La série rapportée à l'Aptien a été explorée sur 361 m par le forage 978-2-2 et plus au Sud par le forage 978-5-4 (fig. 2). Elle peut se répartir en deux systèmes sédimentaires d'inégales épaisseurs. La partie supérieure essentiellement calcaire, compacte, est la plus importante, alors que la partie inférieure est composée par des alternances d'argile et calcaire.

Les horizons inférieurs sont constitués de marne silteuse plus ou moins plastique et de calcaire argileux ou détritique beige, à microgravelles, parfois dolomitisé. Ils peuvent contenir, en outre, de gros spicules et débris d'échinodermes, de lamellibranches, de foraminifères (milioles, orbitolines). Le passage au système supérieur s'effectue par l'intermédiaire d'une marne noire à l'aspect scoriacé.

Les horizons supérieurs peuvent se subdiviser en trois superpositions carbonatées :

- ~ à la base, un calcaire micritique beige, compact, à stylolites ;
- à la partie moyenne, un calcaire micritique beige, graveleux puis légèrement pyriteux ;
- au sommet, un calcaire gris légèrement argileux.

Parmi les organismes recueillis, il a été noté des orbitolines, des milioles, des petits arénacés, des algues, quelques spicules et l'apparition d'*Ethelia alba* au sommet de l'Aptien supérieur.

Les milieux de sédimentation paraissent migrer des contextes de plate-forme externe vers les zones de la plate-forme interne, à tendance proximale.

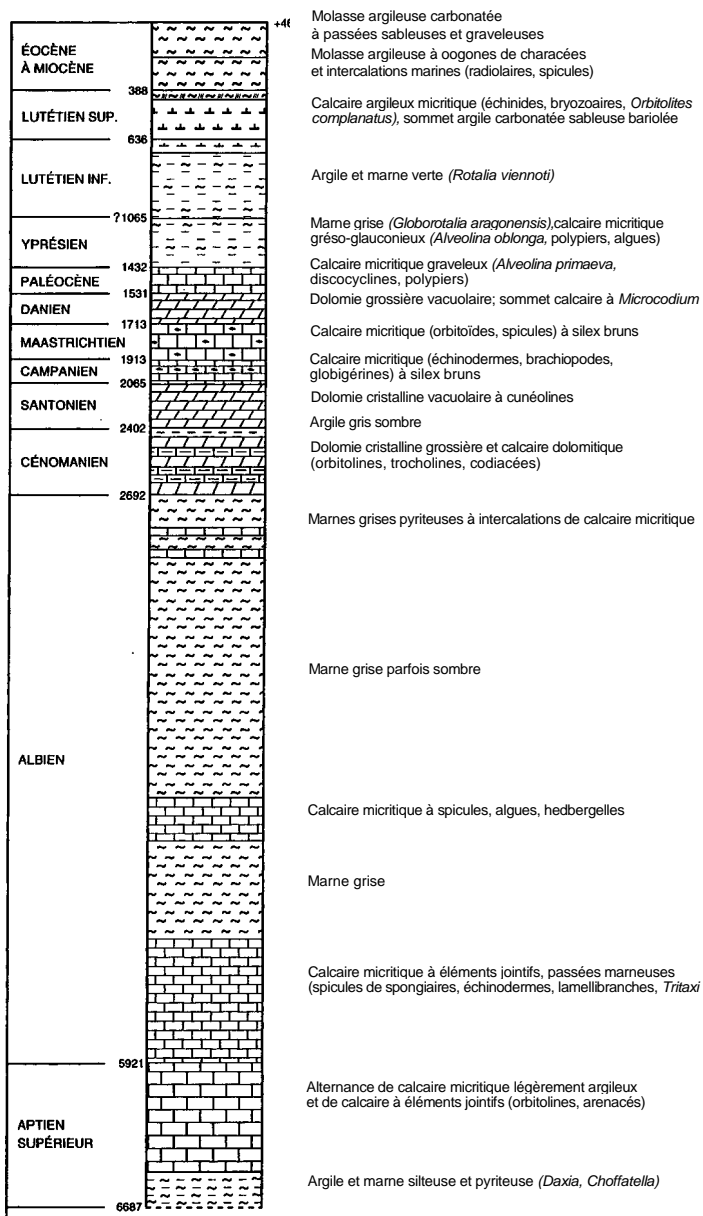


Fig. 2 - Nassiet 1 (978-5-4)
X = 356 ; 81 ; y = 149,33 ; z = 46,25

TERRAINS AFFLEURANTS

Secondaire

Trias supérieur

t7-9. **Couches diapiriques : argiles versicolores à gypse et quartz ; intrusions ophitiques.** Le dôme diapirique dit de Bastennes-Gaujacq se développe entre la vallée du Louts et celle du Luy à l'Ouest de la feuille. Morphologiquement, c'est pratiquement le seul des diapirs landais à se différencier par une dépression sommairement elliptique d'environ 7 sur 4 km, les terrains triasiques occupant la zone centrale. La remontée des terrains triasiques a provoqué, sur la partie externe du dôme, un rebroussement des couches du Secondaire et du Tertiaire.

Les argiles sont la plupart du temps verdâtres à bleuâtres, bariolées de jaune ou de lie-de-vin. Elles peuvent contenir des petits cristaux de quartz bipyramidés, typiques des horizons du Keuper. De nombreuses cristallisations d'aragonite hexagonales et maclées ont été découvertes à proximité du village de Bastennes (Frossard, 1885 ; Le Pochat et Thibault, 1977).

Dans la masse des argiles versicolores ont été mis en évidence des niveaux gypseux (au lieu-dit Laplace, au croisement de la D 326 et du chemin desservant Lahouillade) ; de faciès fibreux, ils peuvent présenter des couleurs grisâtres, rosâtres ou verdâtres et montrer de petites brèches. De faibles amas d'oxyde de fer (oligiste) ont été jadis exploités dont il ne reste que des débris en surface. Ces petites passées d'oligiste sont accompagnées par des indices d'argile kaolinique blanche (à l'Ouest du lieu-dit Bercueing). Il a été signalé aussi, au sein des argiles versicolores (Dupouy-Camet, 1952), quelques intercalations de dolomie brunâtre et des rognons de sidérose.

Des **intrusions ophitiques** (t7-9 [1]) sont perceptibles surtout dans la partie nord du dispositif diapirique. Malgré leurs possibilités d'altération, ces roches basiques dures, vert olive, constituent des buttes reconnaissables (Ouest du lieu-dit Bercueing). La roche s'altère à l'affleurement par hydrolyse des feldspath et oxydation ferrique. Cette désagrégation s'opère par couches concentriques développant des boules de différentes tailles, centimétriques à métriques. Le résidu montre un aspect aréniforme jaunâtre à rougâtre où les boules de très petite taille sont de couleur ocre.

Cette forme de dolérite ophitique à subophitique est composée de deux phases minéralogiques majeures : clinopyroxènes (augite riche en Ca et Mg, pigeonite) et plagioclases (bytownite à labrador), auxquelles viennent s'ajouter des phases annexes : olivine, oxydes ferrotitanés, minéraux de fin de cristallisation (amphibole, biotite, quartz).

Les données chimiques (Demant et Morata, 1966) précisent le caractère tholéïitique continental de ces roches issues d'un manteau lithosphérique sous-continentale enrichi.

Généralement, ces intrusions sont considérées comme étant d'âge ré-thien. Leur mise en place sous forme de filons-couches est à rattacher à la distension induite par l'ouverture de l'Atlantique nord.

Crétacé inférieur

n7. Albien. Couches de Lagouardère : calcaire gris bleuté. Ces terrains constituent au cœur de l'anticlinal une aire allongée entre Audignon à l'Est et le petit hameau de Brocas à l'Ouest. C'est aux alentours du lieu-dit Lagouardère, environ 1 km au Nord-Ouest d'Audignon, qu'ont été décrits les affleurements significatifs pour la connaissance de ces niveaux (Deloffre, 1988 ; Feinberg, 1964). Actuellement, une grande partie de ces affleurements est recouverte par la végétation ou remblayée par la mise en culture.

Il est possible de subdiviser cette formation en trois grands épisodes : à la base des calcaires argileux, puis des marnes, et enfin au sommet des calcaires gréseux.

- **Calcaires argileux à spicules.** À peine visibles à la ferme de Lamarlère, légèrement à l'Ouest d'Audignon, ou dans le bois à l'Est de la route au Nord-Ouest de Lagouardère, ils représentent une succession de bancs de calcaire gris clair à gris bleuâtre, micritique, dur, de 25 à 70 cm d'épaisseur, entrecoupés de joints marneux de quelques centimètres parfois chargés de matière organique ; ces derniers contiennent parfois une flore algale de la famille des dasycladacées (*Muniera baconica*, *Neomeris cretacea* ; Deloffre et Delmas, 1962).

L'analyse microscopique en lame mince révèle que la majorité des organismes conservés est constituée de spicules de spongiaires parmi lesquels on peut tout de même discerner de rares fragments d'algues mélobésiées et de tests d'échinides. La microfaune est représentée par de rares foraminifères (textulariidés, verneulinidés et nodosariidés). L'observation microscopique montre aussi des éléments quartzeux anguleux associés à de rares grains de glauconie.

- **Marnes.** Superposée aux calcaires argileux à spicules, se développe une sédimentation argilo-calcaire gris bleuâtre, à tendance plus ou moins plastique. Les anciennes marnières (Labie et Carré, légèrement à l'Ouest d'Audignon ou Pelloy, Laplume, Castéra aux environs de Brocas) ne sont plus que des vestiges à peine marqués dans la topographie. Les seuls affleurements parfois visibles sont à rechercher dans les fossés nouvellement rafraîchis (route joignant Audignon à Banos à l'Est de Labie). À l'embranchement du chemin menant au lieu-dit Lagouardère, les parements des

fossés montrent un faciès particulier, légèrement induré, jaunâtre, plus ou moins litifié (5 cm) et faiblement gréseux. La composante argileuse majoritaire est constituée par de la montmorillonite.

L'analyse de la microfaune a conduit à subdiviser ces termes marneux en deux assises : les marnes à *Tritaxia* à la base et, en position supérieure, les marnes à ostracodes. La biophase extraite de la base est marquée par la prédominance des *Tritaxia* sur des associations moins prolifiques à rotalidés et nodosariidés. H. Feinberg (1964) a reconnu : *Tritaxia pyramidata*, *T. tricarinata*, *Lentiatlina gaultina*, *Dentalina porcatula*, *Favusella washitensis*, *Discorbis minima*, *Gyroidina loerterlei*, *Gavelinella intermedia*, *Patellina subcretacea*, ainsi que des radioles d'oursin et des ostracodes pyritisés. L'horizon des marnes à ostracodes voit s'appauvrir les foraminifères auxquels se substituent une abondante microfaune à ostracodes : *Schuleridea jonesiana*, *Cytherella parallela*, *Isocythereis*, *Pterygocythere*, *Protargilloecia*, *Paracypris*, *Neocythere*.

La macrofaune : *Belemnites minimus* (Viennot, 1927) ou empreintes de céphalopodes déroulés (*Hamites* sp. ; Fallot, 1892), s'est avérée déterminante dans l'attribution stratigraphique de ces formations.

• **Calcaires gréseux.** Les rares affleurements montrant le sommet de la sédimentation albienne se trouvent dans la partie ouest de la zone cartographiée (légèrement au Sud du lieu-dit Spiaoubet). Ils sont formés par de petits niveaux décimétriques de calcaire beige graveleux à orbitolines et petits graviers de quartz. La microfaune est composée par de nombreuses orbitolines, quelques *Trocholina lenticularis* ainsi que des fragments de lamellibranches, bryozoaires, brachiopodes, échinides, mélobésiées.

Les renseignements obtenus grâce aux forages permettent de mesurer la rapidité de variation d'épaisseur de l'Albien. Sur le sondage 978-1-1 on note l'absence des niveaux à ostracodes et du calcaire gréseux séparant les marnes à *Tritaxia* des dolomies du Crétacé supérieur. Environ 4,5 km au Sud, en s'éloignant donc perpendiculairement à l'axe de l'anticlinal, il est décrit, entre 1 737 et 1 840 m de profondeur sur le sondage 978-1-2, des calcaires gréseux, des grès, des marnes et des lignites, occupant cette fois l'espace sédimentaire entre les marnes à *Tritaxia* et les horizons du Crétacé supérieur.

Les horizons successifs qui composent la formation albienne indiquent un déplacement des milieux de dépôt, allant du marin franc à la base vers des milieux à plus faible épaisseur d'eau (ostracodes, orbitolines), pour venir ensuite à des milieux côtiers ou continentaux.

Crétacé supérieur

c1-2. Cénomaniens. Couches de Pilo : calcaires plus ou moins dolomitiques blancs à beiges, parfois siliceux. Les couches carbona-

tées représentant le Cénomaniens ont reçu régionalement la dénomination de « Couches de Pilo » du fait de la multiplication des petites carrières jadis exploitées autour du lieu-dit Pilo au Nord-Est d'Audignon (carrière Maçon légèrement au Nord du lieu-dit Buret). Du bas vers le haut semblent s'individualiser quatre horizons (calcaires à orbitolines, calcaires à préalvéolines et ovalvéolines, marnes intermédiaires et calcaires supérieurs) qu'il est possible de retrouver sur le terrain mais dont la superposition n'a pu être définie que par les descriptions de forages (978-2-4, 978-3-5) et l'aide de la microfaune. Les terrains représentant le Cénomaniens ont une épaisseur d'environ 220 m.

- **Calcaires à orbitolines.** Les couches calcaires composant la base de la série cénomaniens sont à ciment micritique secondairement dolomitisé. L'examen microscopique des lames minces issues des carottages (978-2-4) montre que les seuls grands foraminifères présents sont des orbitolines associées à de petits foraminifères (miliolidés, verneulinidés, textulariidés) ainsi que quelques bryozoaires. D'autre part, le microfaciès est caractérisé par une dolomitisation secondaire dont les rhomboèdres colonisent la cimentation intergranulaire, tout en respectant la microfaune (Feinberg, 1964).

Les affleurements les plus accessibles se rencontrent à proximité immédiate d'Audignon (250 m au Nord-Ouest). En effet, dans le lit du Laudon ou à la base de l'escarpement en rive gauche, on note sur 4 à 6 m d'épaisseur un calcaire en plusieurs couches dures à la patine grise, à pendage de 10° vers le SSE. À la cassure il montre généralement un aspect blanc-beige à passées rosâtres, à faciès dolomitique saccharoïde spathique, mais il est parfois graveleux à ciment micritique, légèrement détritique. On y distingue : *Trocholina lenticularis*, *Ethelia alba* ainsi que des cunéolines, orbitolines, cyclolines, miliolidés et débris d'échinides.

- **Calcaire à préalvéolines et ovalvéolines.** Ces horizons calcaires ne sont pas différents par leur faciès des dépôts précédents mais peuvent être distingués grâce aux nombreuses préalvéolines observables à la loupe.

L'analyse des microfaciès (Cuvillier, 1956) montre l'apparition brusque des grands foraminifères imperforés (*Ovalveolina ovum*, *Praealveolina simplex*, *P. iberica*). À la partie supérieure apparaissent *Chrysalidina gradata* et *Pseudolituonella reicheli* mêlées à quelques algues calcaires (*Lithocodium*, *Neomeris*). Les cristaux de dolomite, à la différence des niveaux précédents à orbitolines, remplacent ici aussi bien le ciment que les tests d'organismes.

La macrofaune a fourni quelques exemplaires d'*Ichthyosarcolites triangularis* (Dubalen, 1910), *Toncasia bayleia* (Repelin, 1914) et des gastéropodes (nérinées).

- **Marnes intermédiaires.** Ce sont des argiles gris bleuâtre fortement carbonatées, qui peuvent prendre aussi des teintes beige clair en surface. On note la présence de nodules carbonatés centimétriques à décimétriques blanchâtres. H. Feinberg (1964) signale au sein de la macrofaune : *Ostrea biauriculata*, *Exogyra flabellata*, *Terebratula biplicata*, *Nerinea monilifera*, *Janira dilatata*, *Neithea laevis*, et parmi la microfaune : *Daxia cenomana*, *D. orbigny*, *Dictyopsella kiliani*, *Flabellamina alexanderi*. E. Grosdidier et P. Saint-Marc (1964) signalent également dans ces niveaux marneux *Thomasinella aegyptica*. R. Deloffre (1988) a reconnu *Chrysalidina gradata* et *Pseudolituonella reicheli*.
- **Calcaires supérieurs.** Les niveaux sommitaux sont formés par des calcaires gris-beige peu différents des couches déjà décrites. La biophase est par contre marquée par l'appauvrissement puis la disparition des ovalvéolines, alors que parallèlement se développent les préalvéolines du groupe *cretacea* et qu'apparaissent les grands lituolidés.

Les milieux de dépôt sont favorables au développement rapide des microfaunes par les conditions de faible épaisseur d'eau, d'oxygénation et de chaude température.

C3-5. Turonien-Santonien. Couches de Jouansalles : calcaires graveleux à huîtres, calcaires argileux à cunéolines, calcaires à milioles et rudistes. Le peu d'affleurements, ajouté aux difficultés d'ordres structuraux, ont fait regrouper les étages de cet intervalle. Les affleurements types peuvent encore se rechercher 500 m au Sud-Est d'Audignon, sur la partie droite de la petite route grim pant vers le lieu-dit Jouansalles. Dans les anciennes carrières de la vallée du Gabas, H. Feinberg (1964) discernait, directement sur les Couches de Pilo, un banc calcaire gris clair d'environ soixante centimètres d'épaisseur, graveleux, présentant de nombreux débris d'échinodermes. Cet épisode graveleux est surmonté par un calcaire clair microcristallin, parfois en plaquettes, dans la masse duquel on distingue de nombreux filonnets de calcite en gros cristaux ; latéralement, cette couche calcaire peut admettre une recristallisation. L'examen microscopique a permis de noter l'absence d'éléments de type quartz et glauconie. Parmi les débris abondants de tests et de radioles d'oursins (*Micraster coranguinum*), de lamelibranches et de bryozoaires, il a pu être observé quelques vertèbres d'ophiures. La microfaune est composée de globotruncanidés peu abondants (*Praeglobotruncana delrioensis*, *P. renzi*) des *Gnembelina* et *Guembelitria*, quelques textulariidés et des pithonelles à test épais. L'association indiquerait un âge post-cénomani en pouvant représenter la base du Turonien (Charitat, 1961).

Les niveaux calcaires beige clair, durs, métriques, massifs, microcristallins, parfois détritiques, peuvent contenir de nombreux débris d'organismes-

mes, quelques petites gravelles ainsi que des miliolidés, verneulinidés, valvulinidés mêlés à des dasycladacées.

L'analyse de la superposition des microfaciès des sondages 978-2-1 et 978-1-4 permet de replacer, au-dessus des couches à pithonelles à test épais, les horizons calcaires décrits par E. Jacquot et V. Raulin (1886) ainsi que L. Reyt et J. Dubalen (1892) des carrières de Jouansalles, d'où furent extraits les rudistes caractéristiques du Turonien (*Biradiolites lumbricalis* et *Actaeonella laevis*).

En rive droite de la vallée du Laudon, légèrement en aval du lieu-dit Coulaou, au Nord d'Audignon, il est possible d'observer à la base un calcaire beige, dur, à ciment micritique enrobant de nombreux débris de rudistes, auxquels s'ajoutent des cunéolines, dicyclines et valvulammines. Viennent ensuite des épisodes graveleux à grosses milioles, nombreux rotalidés, polypiers et bryozoaires. Des passées dolomitiques apparaissent en teinte généralement rose clair. La présence, parmi l'abondante population de valvulammines, de *Valvulammina picardi* et *V. parelloides* peut faire rapprocher cette sédimentation du Coniacien (Feinberg, 1964).

Les milieux de dépôt générateurs de ces formations se rencontrent en plate-forme interne.

C6. Campanien. Couches de Pé-Marie : calcaires blancs à silex et calcaires argileux gris-beige. Les coupes de référence de ces formations ont été levées en rive gauche du Gabas, à l'Ouest du village d'Eyre-Moncube. D'une manière générale, de la base vers le sommet, la couleur des couches carbonatées passe du blanc-beige au gris, à mesure que diminue l'épaisseur des bancs.

Au contact avec les couches de Jouansalles, s'établit un niveau de remaniement. La brèche à ciment carbonaté, à gros grains de glauconie, contient des éléments subanguleux de taille variant du centimètre au décimètre (fin de la coupe de Coulaou). Ces horizons glauconieux constituent un repère au sein des calcaires massifs d'aspect homogène où peuvent s'individualiser parfois des rhynchonelles. En lame mince on note que le calcaire contient de la glauconie vert bouteille en gros grains arrondis (250 μ m), des petits grains de quartz et de phosphate, des débris d'échinodermes et de lamellibranches, alors que la microfaune montre quelques ncdosariidés et textulariidés associés à *Pithonella ovalis* et *Goupillaudina*. Un nouvel épisode glauconieux apparaît dans la sédimentation, séparé du précédent par environ 25 m de calcaire à pithonelles où H. Feinberg (1964) a reconnu une abondante microfaune campanienne : *Globotruncana elevata*, *G. lapparenti*, *G. arca*, *G. fornicata*.

Au-dessus de ces horizons apparaissent des silicifications de plus en plus nombreuses disposées en bancs parallèles à la stratification. Les ma-

crofossiles sont peu nombreux mais F. Daguin (1948) signale des échinodermes (*Echinocorys heberti*, *E. arnaudi*), des lamelibranches (*Pycnodonta vesicularis*). La microfaune comporte de nombreux nodosariidés et pithonelles mais aussi *Pullenia jarvisi* et *Buliminella hofkeri*. Les nodules siliceux à l'examen microscopique montrent une forte concentration en spicules uniaxes. On notera qu'au sommet de ces dépôts apparaissent des faciès préfigurant les couches du Maastrichtien avec l'apparition en petit nombre des foraminifères de type orbitoïdes (Feinberg, 1964).

Les milieux de dépôt montrent un approfondissement progressif de la tranche d'eau avec de brusques variations dans le processus transgressif.

C7. Maastrichtien. Couches de Dumes : calcaires beiges à rudistes et foraminifères, géodes de silice, silex bruns. D'une épaisseur d'environ 130 à 150 m, ce sont des calcaires beige clair à gris, micritiques, parfois durs. On peut les observer à l'Ouest et au Sud-Ouest du village de Dumes, du lieu-dit Barry jusqu'à Capérot. D'une façon générale, on assiste de la base au sommet à un appauvrissement de l'argilosité.

Les anciennes carrières (Lapeyrère) à proximité du château de Dumes, permettaient de distinguer, sur une quinzaine de mètres d'épaisseur, un calcaire clair, d'aspect crayeux, présentant quelques passées glauconieuses ; le tout en affecté d'un pendage de 11° vers le Sud. Proche de l'église de Dumes s'individualise, dans la partie sommitale de la sédimentation, un calcaire beige jaunâtre micritique, en petits bancs d'environ 5 cm d'épaisseur. Quelques silex de petite taille ont été dénombrés, mais ces couches montrent surtout des accidents siliceux de type géodes à l'aspect caractéristique (Boulanger et Deicha, 1958). Certaines de ces géodes peuvent dépasser les 20 cm de diamètre ; la surface externe beige à sombre, présente des crêtes mamelonnées d'aspect parfois concentrique à la cassure, alors que la partie interne est tapissée par des cristaux de quartz rangés en semi-sphérules translucides ou laiteuses.

La macrofaune est constituée par des lamelibranches (*Ostrea vesicularis*, *Exogyra matheroniana*, *Inoceramus regularis* ; Daguin, 1948), des oursins parfois déformés (*Echinocorys*, *Hemipneustes*) ainsi que des nautilies.

Les déterminations des associations microfaunistiques ont été publiées par H. Feinberg (1964) et M. Neumann (1958). C'est ainsi qu'ont été entre autres cités : *Lepidorbitoïdes socialis*, *L. minor*, *Clypeorbis mamillata*, *Hellenocyclina*, *Siderolites calcitrapoides*, *S. vidali*. Certains organismes sont épigénisés par de la calcédoine, en particulier les orbitoïdes qui ensuite viennent en saillie à la surface de la couche affleurante. Dans la partie terminale de ces horizons, en rive gauche du ruisseau de Pichegarie, au Nord du lieu-dit Caoussourt, les calcaires contiennent *Orbitoïdes apiculata*

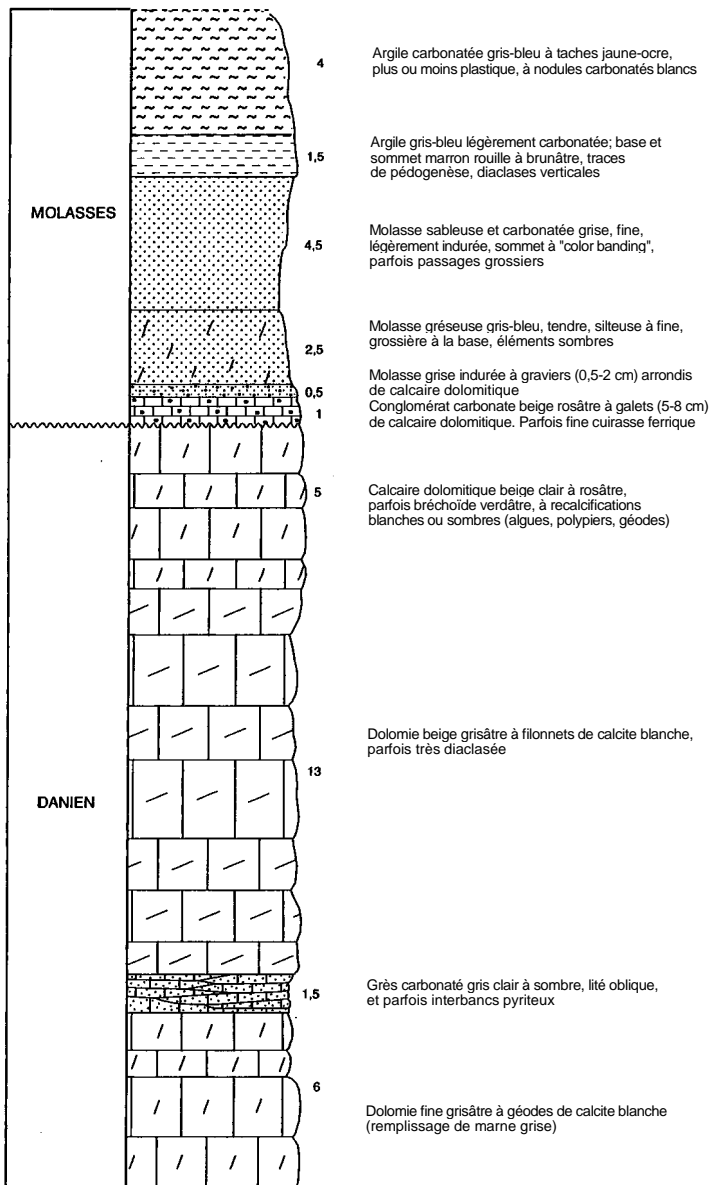


Fig. 3 - Coupe de la carrière d'Arcet
(Nord-Ouest de Banos)

et *Omphalocyclus macroporus*, caractéristiques du Maastrichtien supérieur.

Les conditions de sédimentation appartiennent à des contextes de plateforme ennoyée sous faible épaisseur d'eau.

Tertiaire

Paléocène inférieur

e1. **Danien. Couches d'Arcet : calcaires blancs parfois dolomitisés à silix et algues.** L'affleurement type de la partie inférieure de cette formation d'Arcet a été emprunté au front de taille de la carrière d'Arcet (fig. 3) sur le versant nord de l'anticlinal d'Audignon, au Nord-Ouest de Banos. Les couches peuvent présenter des pendages de 20 à 25° vers le Sud et des failles orthogonales à l'axe de l'anticlinal.

À la base, sur environ 6 m se sont déposées des couches métriques de dolomie fine grisâtre à géodes de calcite blanche. Viennent ensuite des niveaux gréseux carbonatés gris clair à sombre, à stratifications obliques d'épaisseur décimétrique dont l'interlit est parfois pyriteux et micacé. Ces grès sont surmontés par un épisode dolomitique d'environ 13 m, généralement beige grisâtre, parfois très diaclasé. On y rencontre des passées rosâtres et des filonnets de calcite blanche à translucide. On note des débris peu nombreux de tests d'échinodermes et des radioles, d'encore plus rares débris de mollusques, bryozoaires et algues de type mélobésiées. Le sommet, érodé par les dépôts molassiques, comporte 5 m de calcaire dolomitique beige clair à rosâtre pouvant montrer des niveaux bréchoïdes verdâtres et à cimentation claire ou sombre. On y discerne des restes de polypiers, des géodes calcitiques et des organismes algaires à l'état de fantômes recristallisés.

La partie supérieure des Couches d'Arcet ayant échappé à l'abrasion a été retrouvée et décrite en rive droite du Bas, au lieu-dit Cantiran, par H. Feinberg (1964). Les couches supérieures, peu dolomitisées, sont formées par la superposition de niveaux de calcaire graveleux beige à jaune, à miliolles et algues dasycladacées, avec des passées en petits bancs contenant parfois des oolites. Le sommet voit l'accroissement des bandes de *Microcodium*. H. Feinberg signale même un sable calcaire vraisemblablement issu de l'altération de ces horizons. Ce phénomène est également ressenti en rive gauche du Bahus, très légèrement en aval de Buanes. Dans les niveaux sommitaux, non attaqués par les *Microcodium*, s'individualisent un calcaire récifal à polypiers, algues et échinides, pouvant présenter des passées silicifiées, puis un calcaire à algues encroûtantes (mélobésiées, *Ethelia*) dans lequel ont été observés *Rotalia trochidiformis*, *Planorbulina antiqua*. Cette association indique le Paléocène *s.l.* : l'appartenance strati-

graphique de cette formation au Paléocène inférieur n'est donc pas prouvée.

Les Couches d'Arcet appartiennent à des milieux de dépôt faisant partie du lagon interne avec un déplacement au niveau terminal vers la barrière récifale. L'épisode à *Microcodium* nécessite une quasi-émersion avant la sédimentation du Paléocène supérieur.

Paléocène supérieur-Éocène inférieur

e2-3a. **Thanétien-Ilerdien. Couches d'Horbaziou et de Houns : calcaires blancs à filonnets de calcite et calcaires jaune-beige à nummulites.** Les affleurements les plus caractéristiques se trouvent en rive gauche du Gabas, légèrement en aval du moulin du Houns, à proximité de Buanes, puis en continuant la route parallèle à la vallée vers l'aval, jusqu'au lieu-dit Horbaziou.

- **Couches de Houns.** De la base vers le sommet, la série débute par un niveau calcaire remaniant sur environ 25 cm des débris d'algues et poly-piers, puis se poursuit par un calcaire gréseux beige jaunâtre sur une épaisseur de 3,5 m. On note de petits granules ferrugineux dans la masse. Des diagnoses portant sur la microfaune ont permis à H. Feinberg (1964) de reconnaître *Operculina heberti*, ainsi que des miliolidés. Ensuite s'est déposé un niveau calcaire blanchâtre sur 1,5 m d'épaisseur, s'altérant en surface en un faciès crayeux contenant des restes d'algues encroûtantes. Vient ensuite un calcaire graveleux beige jaunâtre à passées blanchâtres, parfois très recristallisé, pouvant être parcouru par des filonnets de calcite en macrocristaux. Le pendage de cette couche est de 12° vers le Sud. L'association microfaunistique est caractérisée par *Alveolina primaeva*, *Coskinolina libumica* (Deloffre, 1988) et de parfois gros miliolidés. Certains de ces organismes apparaissent en relief sur les parties de la couche soumise à érosion. Le sommet est recouvert par des dépôts calcaréo-gréseux (30 cm) relayés par un niveau calcaire beige glauconieux visible sur 20 cm.

- **Couches d'Horbaziou** (Jacquot et Raulin, 1886). Ces niveaux sont discernables dans la partie boisée au-dessus de la petite route parallèle au Gabas. Sur environ 4 m d'épaisseur se distingue un calcaire gréseux beige clair, glauconieux. On peut y observer des débris de gastéropodes recristallisés et des restes d'algues mélobésiées. Au microscope, les quartz apparaissent anguleux. La microfaune est représentée par *Nummulites subexilis* accompagnée de quelques operculines et alvéolines.

Les milieux de dépôt attestent de brusques variations du niveau marin, débutant par une remise en eau à la base suivie par un contexte de plate-forme interne proximale.

Éocène inférieur

e3b. **Ilerdien. Grès de Coudures : quartzites blancs à rosâtres.** Les Grès de Coudures se rencontrent sur le versant sud de l'anticlinal d'Audignon en affleurements particulièrement discontinus, si ce n'est en blocs métriques épars. Ils ont fait jadis l'objet d'exploitations, en particulier à l'Ouest de Coudures en rive droite du Gabas, dans le bois proche du poste de gaz, mais aussi en aval de Sainte-Colombe dans les bois proches de Mounon ou encore au Nord-Ouest de Saint-Aubin.

La base de cette formation, lorsqu'elle est visible, montre des niveaux sableux (décharge de Buanes, au Sud de Moulin-Neuf, bois de Mounon, Ouest de Long en rive droite de la Gouaougue ; fig. 4). En effet, sur généralement 1 m d'épaisseur (base non appréciable) se sont déposés des sables moyens orange présentant des stratifications entrecroisées soulignées par des liserés d'argile bleu et rouille ; ces stratifications sont affectées de pentes comprises entre 8 et 15°.

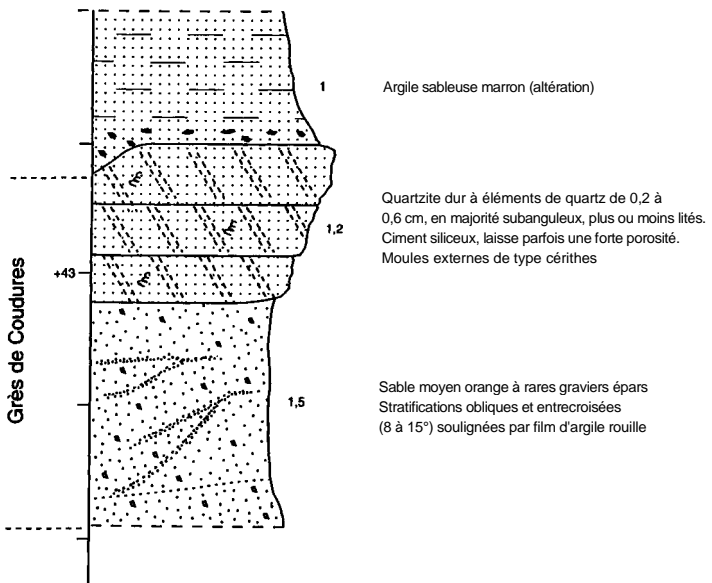


Fig. 4 - Coupe de Long
(Nord-Ouest de St-Aubin)

Ces niveaux sableux non consolidés sont surmontés par des couches quartzitiques dures d'épaisseur cumulée variable (0,8 à 4 m). La patine externe de couleur marron-ocre à marron-rouge peut faire confondre ces niveaux avec les passées grés-ferrugineuses indurées des Sables fauves. Mais l'indécision est levée à la cassure, la roche montrant alors dans sa partie non altérée une teinte blanche parfois rosâtre. La roche est formée d'éléments quartzeux, subanguleux en majorité, avoisinant 2 à 3 mm avec un maximum à 6. Ces éléments laiteux et translucides sont parfois lités.

Cent mètres avant de franchir la Gouaougue, dans le parement ouest de la petite route qui relie la D 18 à Toumine (Est de Saint-Aubin), apparaît sur deux mètres d'épaisseur un sable blanc grossier légèrement induré, argileux kaolinique, à l'aspect arénifié, qui peut représenter soit un faciès désilicifié ou bien non silicifié des Grès de Coudures.

L'examen microscopique montre une majorité de grains de quartz côtoyant de très rares feldspaths de type orthose. Les éléments quartzeux ont subi un nourrissage mais l'espace intergranulaire est comblé ou partiellement comblé par de la calcédoine. Plusieurs séparations de minéraux lourds ont permis de mettre en évidence un cortège dominé par la tourmaline suivie par la staurotide, le zircon, l'anatase, le disthène et des traces d'andalousite et de sillimanite.

À l'Ouest de Long (Nord-Ouest de Saint-Aubin) il a été remarqué des moules externes de cérites d'environ 3 cm pour les plus développés, à rapprocher des formes *montensis* et *fischelleria*. H. Feinberg (1964) a décelé la présence de très rares alvéolines, milioles et gastéropodes dont les tests sont entièrement épigénisés par la calcédoine. La position chronostratigraphique des Grès de Coudures reste donc conjecturale.

Ces dépôts ont pu se produire dans des milieux dessalés d'estuaire, une silicification secondaire intervenant postérieurement.

e3c. Ilerdien. Couches de Sarraziet : calcaires blancs à alvéolines. Les affleurements les plus caractéristiques se trouvent en rive droite du Bas au Sud et Sud-Est de Sarraziet ou à l'Est de Classun en rive gauche du Bahus. La base de la formation est constituée par un calcaire blanc crème, micritique, altérable, gréseux. H. Feinberg (1964) a remarqué au Nord de Classun un faciès particulier plus ou moins silicifié, où les grains de quartz baignent dans une matrice calcédonieuse ; cet épisode montre que la silicification secondaire qui a induré la partie supérieure des Grès de Coudures est contemporaine ou plus récente que les Couches de Sarraziet. Ensuite, sur plusieurs mètres se développe un calcaire blanc d'aspect crayeux, micritique, parfois peu induré ; les parties les plus consolidées sont graveleuses, à milioles et alvéolines de bonne taille. À la partie sommitale se développent des niveaux décimétriques beige durs, à débris algaires et gastéro-

podés ; parfois ces horizons s'avèrent pétris de foraminifères (*Aveolina subpyrenaica*, *A. lepidula*, *A. minutula*).

À l'Ouest de Sarraziet, la formation diminue fortement d'épaisseur comme le montrent les sondages.

Les milieux de dépôt ayant permis une telle sédimentation appartiennent aux contextes de plate-forme interne.

e4a. Cuisien. Couches de Lapêche : silts, marnes, calcaires gréseux à nummulites. L'affleurement classique est encore partiellement visible dans le coteau à l'Ouest de Lapêche en rive gauche du Gabas, à l'emplacement d'anciennes carrières. Sur une épaisseur d'environ 15 m se développe un calcaire de type sparite, beige, grésoglaucconieux, à foraminifères. Dans la partie supérieure apparaissent des bancs décimétriques séparés par des joints argilo-carbonatés sableux gris-blanc, plus ou moins feuilletés, à passées marno-silteuses gris verdâtre à gris jaunâtre (ruisseau de Jean-Baché, proche de la D 454 à l'Ouest d'Eugénie). Ce faciès peut représenter les « grès à nummulites » des pétroliers.

L'analyse des microfaciès et des associations microfaunistiques ont permis à J. Cu villier (1956) de distinguer, à l'intérieur de cette série d'apparence identique, une diminution des *Nummulites planulatus* et *Alveolina oblonga* avec conjointement la croissance des *Nummulites globulus* et des orthophragmines, ce qui lui a permis de proposer, sur ces critères, la fin du cycle yprésien au sein des couches de Lapêche.

En rive droite de la vallée du Baziou (Sud-Ouest de Buanes) affleurent une succession de faciès grésocarbonatés à microfaune marine, surmontés par un épisode argilo-carbonaté verdâtre qui évoque le passage aux Couches de Trabay, bien que masqué par les Sables fauves.

Les conditions de dépôt sont à rechercher dans un contexte de plate-forme proximale.

On assiste à partir de l'Yprésien moyen à la progradation rapide d'un corps détritique du Sud-Est vers le Nord-Ouest : les Sables de Lussagnet qui se placeraient en position sommitale par rapport aux Couches de Lapêche. Le forage 978-8-15, à proximité de Geaunes, a fourni à 425 m de profondeur, au sein de ces couches détritiques, des passées argileuses chargées de matière organique et de pyrite. L'approche palynologique a permis à G. Farjanel (BRGM) de distinguer des spores (*Leiotriletes adriennis*), des pollens (entre autres *Spinizonocolpites prominatus*) et du phytoplancton marin, en particulier un dynoflagellé appartenant au groupe des *Wetzeliellaceae* (*Kisselovia*). Ces associations permettent de rapporter ces niveaux au Cuisien supérieur, avec une sédimentation s'effectuant sous

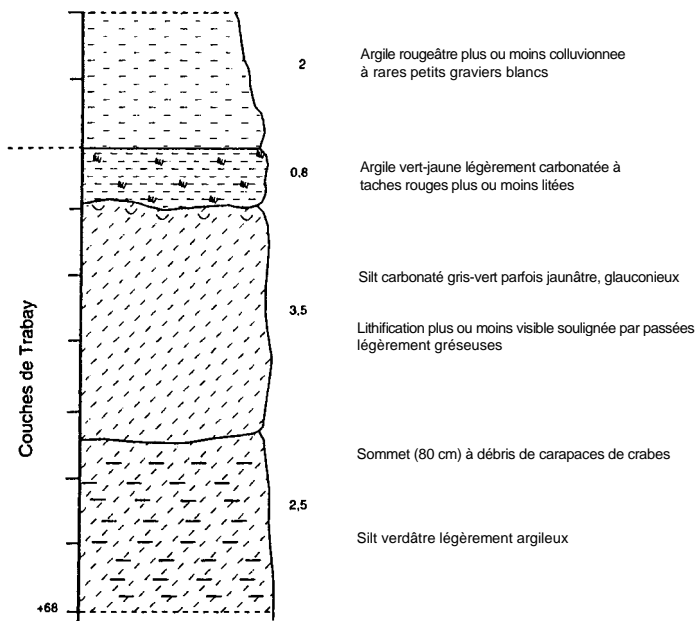


Fig. 5 - Coupe d'Horsarrieu-cimetière
(Marnière du Sourbet, Ouest d'Horsarrieu)

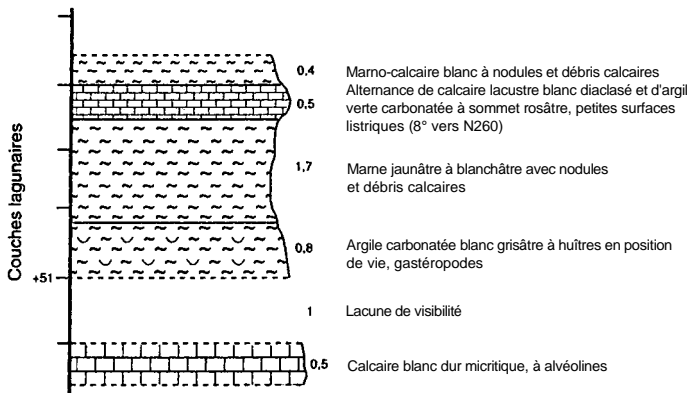


Fig. 6 - Coupe de Masseur
(Nord de Bergouey)

un climat chaud et dans un contexte de mangrove, comme l'atteste la présence de *Nypa*.

e4b. Cuisien. Couches de Trabay : silt carbonatés verdâtres. Ces horizons ont été définis eux aussi à l'Ouest de Lapêche à proximité du lieu-dit Trabay devenu Trabet sur les cartes récentes (Sud-Ouest de Coudures). Les affleurements les plus observables se trouvent au Nord d'Horsarrieu, en amont rive gauche du petit ruisseau qui passe près du cimetière, à l'ancienne marnière du Sourbet (fig. 5). Sur environ 6 m se développe un silt argilo-carbonaté verdâtre à passées légèrement plus gréseuses. Le sommet, sur 80 cm, prend une teinte légèrement jaunâtre avec des mouchetures glauconieuses accompagnées de restes de pinces et de quelques carapaces de crabes (*Xanthopsis dufourii*, *X. delbosi*, *Harptocarcinus quadrilobatus*), quelques huîtres (*Ostrea rarilamella*, *O. eversa*, *Lima trabayensis*) et brachiopodes (*Terebratulina tenuistriata*). La très abondante microfaune (Boulanger *et al.*, 1967 ; Neumann, 1958) est composée d'une forte population d'orthophragmines (*Discocyclina fortisi*, *D. augusta*, *D. douvillei*), de nummulites (*Nummulites irregularis*), mais aussi de *Globorotalia aragonensis*, de nodosariidés, de bryozoaires cyclostomes (Debourle, 1974) et d'échinodermes (oursins irréguliers, astéries, ophiures).

La phase argileuse est en grande partie constituée par de la montmorillonite (80 %) accompagnée de chlorite et d'un peu d'illite.

La sédimentation de ces dépôts relativement fins pourrait s'être effectuée en plate-forme externe.

e4c. Cuisien. Couches de Donzacq : marnes gris-bleu à blanches. Ces dépôts ont été définis grâce à l'affleurement que constitue l'argillère de Donzacq (1 500 m à l'ENE du village ; 1/50 000 Dax). Ce sont des marnes souvent plastiques, de teinte gris-bleu avec des variantes plus claires, de petits horizons de calcaire indurés, ainsi que, vers le sommet de la formation, de petits niveaux de grès micacés carbonatés tendres à fin litage. Elles peuvent contenir des passées plus silteuses (micas blancs, quartz) et des liserés ferrugineux soulignant la stratification. Sur certains niveaux se distinguent des concrétions calcaires blanches parfois pulvérulentes. La fraction argileuse est représentée par un mélange à proportions sensiblement égale d'illite et de chlorite.

Il n'est pas rare d'observer ces dépôts sur la frange du dôme diapirique (fossé gauche de la route descendant de Bergouey, dans le virage avant Gas, par exemple).

La localité type a fourni une riche microfaune planctonique comprenant notamment (Andrieuff, *in* Le Pochat et Thibault, 1977) *Globorotalia caucasica*, *G. aragonensis*, *G. frontosa*, *Globigerina pentacamerata*, indiquant un âge cuisien supérieur (Zone P 9). Cette association est comparable à celle reconnue sur cette feuille dans les anciennes marnières proches de Maylis (Feinberg, 1964).

Un contexte de plate-forme externe peut être envisagé comme milieu de dépôt.

Éocène moyen

e5. **Lutétien. Couches de Nousse : calcaires beige clair.** Les Couches de Nousse, dont l'affleurement type est pris sur le flanc nord de la ride Donzacq-Louer (feuille Tartas), ne viennent à l'affleurement que par l'effet de rebroussement des strates en bordure du diapir de Bastennes. Environ 750 m au Nord-Ouest de Brassempouy, entre Touré et Mignounet, on peut encore discerner des calcaires clairs puis jaunâtres, finement graveleux, en petits bancs décimétriques plongeant d'environ 35 à 40° vers le Sud-Est.

J.J. Burger *et al.* (1945) signalent des lithothamniées, des nummulites et *Alveolina elongata*. Un faciès beaucoup plus marneux, bleuâtre, apparaissait légèrement plus bas dans le vallon à hauteur de Sorbeins où en 1886 E. Jacquot et V. Raulin avaient remarqué *Ostrea rarilamella* et *Terebratulina tenuistriata* ainsi que des débris de carapaces de crabes. Grâce à la même marnière, J.J. Burger *et al.* (1945) dénombrent de très abondantes assilines (*A. spira*), orthophragmines et petites nummulites. Sur la feuille Dax (Andrieuff, *in* Le Pochat et Thibault, 1977), la microfaune planctonique date le Lutétien inférieur et moyen (Zone P 10 et Zone P 11).

Ces milieux de dépôt se situent en plate-forme interne.

e6a. **Bartonien. Calcaire à grandes nummulites : calcaires et marno-calcaires gris à nummulites.** À 100 m au Nord-Ouest du lieu-dit Lesgouarrigue, proche du ruisseau passant à proximité de la grotte de Brassempouy, il est possible d'observer sur une ancienne marnière ainsi que dans un fossé d'écoulement naturel, des affleurements correspondant aux faciès à grandes nummulites. Sur environ 5 m d'épaisseur se développent plusieurs bancs de calcaire gris plus ou moins argileux affectés d'un pendage de 30° vers le Sud-Est. Au sommet se diversifie un faciès carbonaté gréseux fin gris clair, plus ou moins induré, contenant une abondante microfaune. Il a été reconnu *Nummulites millecaput*, *N. aturicus*, *N. atacicus*, *N. lucasi*, *N. murchisoni*, *Assilina exponens*, *Alveolina elongata*, *Discocyclusa sella*, *D. pratti*, *Orbitolites complanatus*.

La succession de faciès grés-carbonaté, calcaire puis argileux verdâtre carbonaté, évoque, si l'on fait abstraction des organismes marins, les épisodes molassiques aquitains.

Ces variations rapides de faciès, auxquelles s'ajoute l'explosion de certaines formes de foraminifères, suggèrent des milieux fortement oxygénés à brassage rapide de l'eau, donc de plate-forme proximale.

e6b. Bartonien. Calcaire de Brassem pouy : calcaires beiges à alvéolines. Au niveau de la source à flanc de vallon au Nord-Ouest de Lesgouarrigue, débutent des calcaires massifs beige clair à crème, micritiques, durs, plongeant de 10 à 15° vers le Sud, parfois affectés de cassures N40. Ces dépôts carbonatés ont été exploités en plusieurs carrières situées toutes topographiquement au-dessus de la grotte du Pape. Dans la portion boisée, à l'Est de la grotte, quelques petites dolines vivantes, d'ouverture métrique, attestent du fonctionnement actuel d'un réseau karstique. Parmi la très abondante microfaune ont été relevés *Nummulites globulus*, *N. brongiarti*, *Alveolina elongata* et *Orbitolites complanatus*.

Dans le vallon de Pédelail au Sud-Ouest d'Horsarriou et aux anciennes carrières de Massey en rive droite du Louts, proche de la limite de la feuille, des affleurements montrent un calcaire légèrement gréseux renfermant des tests plus ou moins roulés de foraminifères, mais aussi des radiolites d'oursins, des moules internes de gastéropodes, des algues dasycladacées (*Thyrsoporella*), des corallinées (*Jania*) et quelques lithothamniées. Dans le vallon de Pédelail, les argiles sableuses de la base ont livré *Alveolina elongata*, des débris d'algues et de polypiers, ainsi que des mollusques (*Mytilus*).

Les milieux de dépôt appartiennent toujours aux contextes de plate-forme proximale.

e6c. Bartonien. Couches lagunaires : marno-calcaires lacustres à base marine. Ces horizons dans le vallon qui remonte vers le Nord à partir du cimetière d'Horsarriou ou proche du gué de Massey (Nord de Bergouey) avaient déjà fait l'objet d'investigations (Fabre, 1939 ; Schoeffler, 1971 ; Vasseur, 1902). Seule la partie supérieure de la coupe, à partir des niveaux sommitaux des couches lagunaires, a pu être observée et donc complétée.

De la base vers le sommet, les couches représentant le Bartonien montrent une rapide décroissance des influences marines. En effet, que ce soit près du gué de Massey (fig. 6) ou dans le vallon de Pédelail (fig. 7), les horizons de la base de la formation indiquent des faciès perdant progressivement de leurs caractères marins : calcaire blanc verdâtre tendre à rares miliolles et spirolines ou marno-calcaire blanc grisâtre à huîtres en position

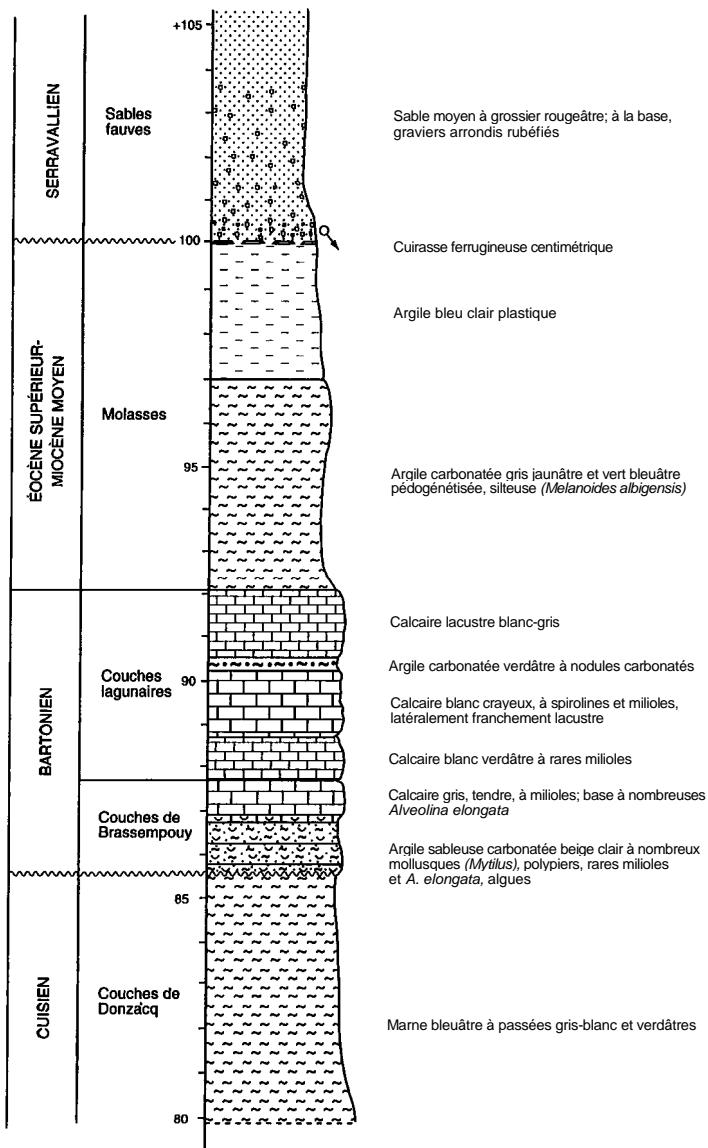


Fig. 7 - Coupe du vallon de Pédail
 (Sud-Ouest d'Horsarrieu)
 (d'après Vasseur, 1902 et Fabre, 1932, complété)

de vie et gastéropodes. Ces niveaux sont surmontés par une argile carbonatée verdâtre, litée, et des passées calcaires décimétriques lacustres. Ces horizons supérieurs évoquent les faciès argileux des molasses d'Aquitaine.

H. Schoeffler (1971) mentionne de petits niveaux marins à miliolites et rares *Alveolina elongata* dans le vallon au Sud de la ferme de Malette à 900 m à l'Est d'Hagetmau (affleurement non retrouvé).

Éocène supérieur-Miocène moyen

e-mM. **Molasses argileuses gris-bleu, silteuses, carbonatées, à passées gréseuses**

- **Priabonien (Ludien)**. Les dépôts molassiques superposés aux couches lagunaires, que l'on peut suivre dans le lit du petit ruisseau issu des sources drainant le contact Sables fauves/molasses au Nord de Lahouillé (Nord-Est d'Hagetmau), montrent à la base des argiles carbonatées silteuses gris jaunâtre et vert bleuâtre sur environ 5 m. Vient ensuite une argile plastique bleu sombre à la base, devenant plus claire au sommet où apparaît une croûte ferrugineuse centimétrique. Ces horizons n'ont révélé aucun marqueur stratigraphique ; ils ont de plus subi une érosion de la part des horizons miocènes si ce n'est oligocènes : il est donc logique de placer ces quelques mètres de dépôts (qui n'ont pas été distingués des molasses oligo-miocènes) dans le Ludien.

H. Stehlin (1910) mentionne la découverte dans l'argile à graviers de la fontaine de Pédelail (fig. 7) d'une faune contenant des restes de *Plagiolophus* et des dents de *Diplobone*, ce qui pourrait faire rapprocher ce gisement du Rupélien. Hors, d'après la description de l'encaissant, la couche à graviers fait partie de la base de la Formation des Sables fauves. Il est donc possible que cette faune soit une reprise sédimentaire.

- **Rupélien (Stampien) marin**. Des niveaux marins sont transgressifs sur

la structure anticlinale d'Audignon. Mais les dépôts présentent de telles variations d'épaisseur que les affleurements sont rares, de faible étendue et donc rapidement masqués par les colluvionnements. La présence de cette sédimentation n'a pu être constatée qu'au sommet du front de taille de la carrière d'Arcet (fig. 3) et sur une très faible épaisseur, non cartographiable : sur 80 cm à 1 m au-dessus des calcaires dolomitiques du Danien s'installe un conglomérat à ciment carbonaté micritique beige rosâtre, à galets arrondis (5 à 8 cm) de calcaire dolomitique. La base de cet horizon érosif est parfois parcourue par une mince (5 mm) cuirasse ferrugineuse. Les gisements fossilifères de cette localité ou à proximité, tous rapportés à l'Oligocène inférieur (Cuviel, 1956 ; Dubalen, 1910 ; Feinberg, 1964), n'ont pas été retrouvés.

A l'opposé du cimetière, au début de la route qui descend vers le moulin de Banos, subsiste une excavation où un horizon de calcaire argileux gris foncé a fourni une faune de gastéropodes (*Potamides margaritaceus* et *Turbo parkinsoni* ; Dubalen, 1910). Dans les fossés autour de ce point, il n'a pu être mis en évidence qu'une passée de marne sombre.

Plus à l'Est, vers Buanes et Eugénie-les-Bains, les forages 978-4-2 et 978-4-4 ont fourni (Feinberg, 1964) une microfaune de l'Oligocène inférieur marin : *Nummulites fichteli*, operculines et rotalidés.

• **Rupélien fluvio-lacustre.** À l'Ouest de Nassiet, au lieu-dit le Bourgadot, sur le flanc nord de la vallée du Luy de France, ont été signalés des restes de mammifères (Glangeaud, 1938 ; Viret, 1938). À proximité de la cote +100, une ligne de sources indique le contact entre les formations molassiques argileuses et les Sables fauves. La molasse est constituée de silts carbonatés jaune verdâtre micacés, plus ou moins indurés et d'argiles carbonatées jaunes à taches gris-bleu. Le sommet, sur 2,5 m, est parfois argileux plastique, gris-bleu à sombre, surmonté par une croûte ferrugineuse dure atteignant parfois 8 cm d'épaisseur (source au Nord de Yoilh). La plupart du temps, le sommet de la molasse est érodé par un niveau à graviers centimétriques appartenant aux Sables fauves (bois au Nord du lieu-dit Pouy-de-Hitte).

M. Richard (1948) a reconnu des fragments de mandibules et de maxillaires de *Anthracotherium magnum*, *Bachitherium*, *Coenomoeryx*, *Palaerinaeus arvernensis*, *P. sciurus*, des talpidés, des éricécidés et des rongeurs. Cette association faunistique se rattache aux horizons du Rupélien ancien.

• **Oligocène Indifférencié : niveaux fluvio-lacustres de Banos (g).** A la faveur d'un glissement de terrain, sur la route qui part de Banos pour rejoindre la carrière d'Arcet, il a été observé une sédimentation argilo-carbonatée silteuse molassique, d'environ 5 m d'épaisseur, de couleur jaunâtre à marbrures vertes. H. Feinberg (1964) avait réussi, grâce à des phénomènes de glissement analogues, à distinguer la base de cette même formation. Elle est constituée, sur une épaisseur de 1 m, par une argile carbonatée blanchâtre à gastéropodes, ostracodes et rares characées. Se superpose ensuite, un calcaire gris-beige tendre, lité, d'environ 1,5 m d'épaisseur, contenant des débris de gastéropodes.

Il est très difficile, en l'absence de marqueurs stratigraphiques, de rattacher avec précision cette formation à l'Oligocène ou au Miocène. Mais F. Daguin (1948) mentionne, à l'Est de l'église de Banos, un calcaire lacustre blanc à *Melanopsis* invisible actuellement ; ce qui pourrait alors rapprocher la molasse sous-jacente de l'Oligocène, cette analyse étant à paralléliser avec les observations effectuées au Bourgadot.

• **Oligo-Miocène.** Encadrée par les horizons rupéliens marins ou fluvio-lacustres et les Sables fauves serravalliens (cf. *infra*), affleure une série molassique épaisse de plus de 30 m. Elle n'a fourni aucun élément de datation sur le territoire de cette carte. Plusieurs faciès peuvent être distingués.

- *Faciès chenalisant.* Les faciès molassiques présentent des niveaux chenalissants fortement érosifs variant de 0,25 à 5 m d'amplitude verticale. Plusieurs exemples peuvent être rencontrés dans le Sud de la feuille (coupe du Prodé 2 km au Nord-Ouest de Poudenx, descente de Castelnau-Tursan vers Saint-Loubouer). Le front de taille de l'ancienne extraction du Prodé, puis le chemin montant vers Guédéou permettent d'observer une évolution sédimentaire intéressante au sein des épisodes molassiques (fig. 8).

À l'intérieur du dépôt à galets se différencient deux séquences. A la base, sur 3 m, se développe un niveau à galets subarrondis enrobés de sable et graviers. La taille des éléments les plus volumineux varie entre 4 et 8 cm ; ce sont des quartz blanc grisâtre et des quartzites de teinte grise à sombre ; quelques galets montrent des cupules de dissolution. Cette première arrivée grossière s'achève sur une succession de lentilles de grès moyen carbonaté tendre, gris, à lamines légèrement obliques. La séquence supérieure débute par des galets de 10 à 12 cm subarrondis parfois aplatis, de même origine que le stock précédent. On notera que, sur d'autres affleurements, la tendance à l'aplatissement des galets présente un caractère plus général. Lorsque ce niveau assure un écoulement hydrique, il n'est pas rare que les éléments soient recouverts par une cutane carbonatée. Il existe de véritables conglomérats à ciment carbonaté (250 m au Nord de Monget, sur la D 11, au Sud-Est de Geaune au bas du dépôt d'ordures) enrobant les mêmes éléments quartzeux et quartzitiques. Ces horizons fortement indurés ont été jadis exploités.

- *Faciès gréseux.* Le flux transporteur perdant de sa compétence, le transit subit une diminution de sa granulométrie conduisant à des grès gris carbonatés à éléments moyens à fins généralement micacés (muscovite). Ces niveaux d'épaisseur métrique ne sont que légèrement indurés. Ils peuvent contenir des galets mous centimétriques à décimétriques arrachés à des dépôts argilo-silteux sous-jacents. De plus, ces dépôts peuvent présenter des stratifications obliques et de petits encroûtements algaires (rive droite du Petit-Bas au Sud de Perchade).

Ces épisodes sont le plus souvent discordants sur la structure d'Audignon. Les éléments grés-carbonatés de la molasse se superposent, dans la petite vallée du ruisseau de Jean-Baché au Nord-Ouest d'Eugénie et sur la D 454, aux Couches de Lapêche, par un contact ponctué de galets mous de silt jaune au sein d'une couche légèrement indurée.

- *Faciès silteia.* L'hydrodynamisme ayant encore faibli, ne se sédimente plus que des silts carbonatés grés-micacés. Ces niveaux peuvent présenter des couleurs gris verdâtre et sont souvent affectés par des actions pédogénétiques, comme le démontrent les colorations subverticales jaunâtres à bleuâtres. Leur niveau d'induration est variable suivant l'intensité de la

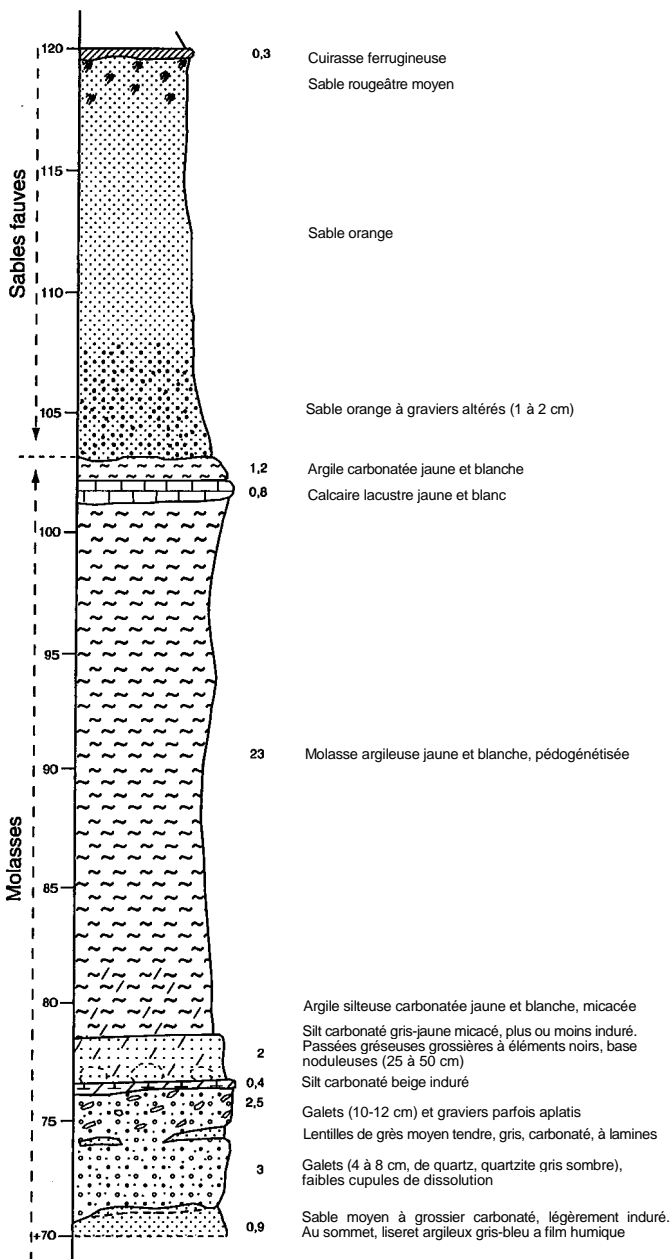


Fig. 8 - Coupe du Prodé
(Sud de Labastide-Chalosse)

calcification secondaire qui peut conduire à une véritable micrite dure, ou même évoluer encore vers des faciès particuliers de type dolocrète rosâtre.

- *Faciès de plaine d'inondation.* Les conditions de sédimentation évoluent encore vers des milieux de dépôt calmes et protégés qui privilégient les décantations de type argileux. C'est ainsi que succèdent bien souvent aux silts, des couches argilo-carbonatées jaunâtres à taches bleu clair. De tous les horizons constituant la molasse, ceux-ci sont les plus étendus horizontalement. La phase argileuse est généralement une association entre illite et montmorillonite. En plus, des traces pédogénétiques colorées, il est possible d'observer des manchons racinaires calcifiés et parfois des traces de paléosols de couleur souvent marron jaunâtre.

- *Faciès carbonatés noduleux.* À l'intérieur des silts ou plus généralement de la phase argileuse se différencient des nodules de teinte claire (pulvérulents à durs), pouvant atteindre 15 cm de diamètre. On assiste parfois, parmi les nodules indurés, à une évolution vers des septaria à fentes de retrait internes tapissées de calcite translucide et de manganèse. Localement, les nodulifications peuvent devenir coalescentes avec des interstices oblitérés par de l'argile verte carbonatée.

- *Faciès carbonatés lacustres.* Les niveaux de calcaire lacustre disséminés au sein des molasses ont une extension horizontale discontinue et leur relation avec les niveaux marqueurs (calcaires de Gondrin, de Herret ; Crouzel, 1957) sont aléatoires. D'une épaisseur variant de 0,5 à 4 m, ils sont formés de calcaire blanc dur, micritique, à porosité millimétrique flexueuse. Ces vides sont parfois mis à profit par une calcite à fins cristaux translucides.

Miocène moyen

Les dépôts représentant le Miocène inférieur n'ont pu être retrouvés, en particulier dans la petite vallée du Pichegarie au Nord-Est d'Eyres-Moncube, alors qu'ils avaient été signalés par F. Daguin (1948), ainsi que dans la vallée du Bahus proche de Montsoué où P.E. Dubalen (1910) avait recueilli des huîtres (*Cubitostrea producta*) au sein d'argiles sombres carbonatées. Les horizons jaunes et blancs, argilo-silteux carbonatés de ces vallées appartiendraient donc au Burdigalien, mais, faute de pouvoir fixer une limite de couche, ils n'ont pas été distingués cartographiquement.

m4. Serravallien. Formation des Sables fauves : sables jaune-ocre à graviers et galets rubéfiés. La Formation des Sables fauves est constituée par des sables généralement fins à moyens ocre-jaune. Ces horizons détritiques peuvent admettre des différenciations colorées allant du blanc à la base au marron rougeâtre au sommet, de fortes variations granulométriques (graviers et galets) ou d'indurations (grès durs à la base ou ferrugineux au sommet). D'épaisseur variant entre 5 et 35 m, ils contiennent des micas blancs et deux associations majeures de minéraux lourds (Bergougnoux et Crouzel, 1949 ; Duplaix, 1956 ; Feinberg, 1964) : l'une

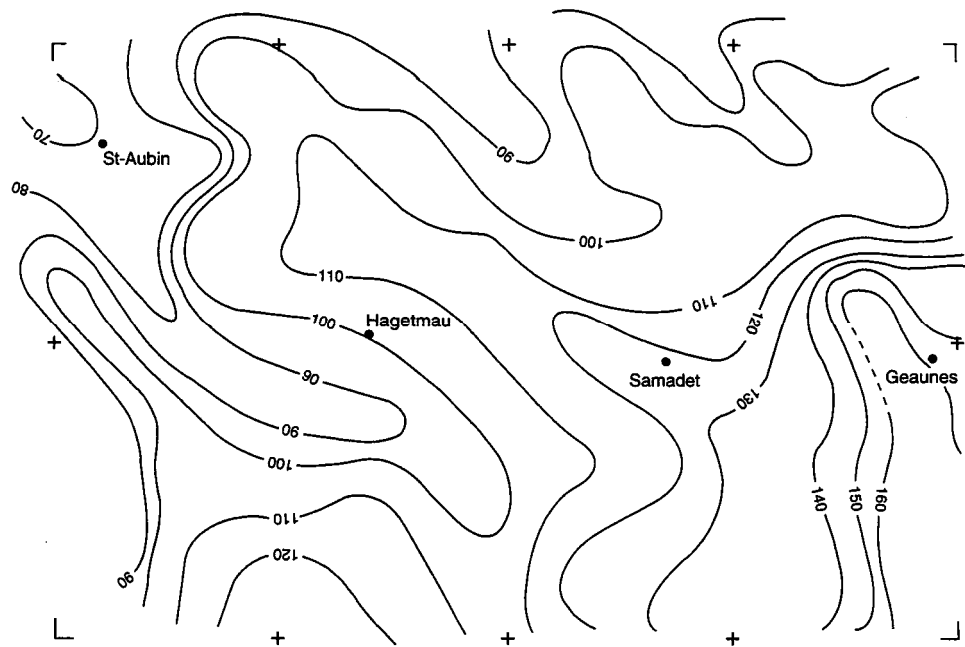


Fig. 9 - Isohypes de la base des Sables fauves

est issue des roches métamorphiques avec andalousite, tourmaline, staurolite et l'autre de l'altération des massifs granitiques, comportant rutile, anatase, zircon. Le stock mis en évidence désigne les Pyrénées comme province émettrice.

La lithologie verticale semble généralement constituée par deux séquences superposées. L'épisode basai a chenalisé le substratum molassique, s'encaissant parfois d'une cinquantaine de mètres dans ces formations (fig. 9). Dans l'axe des encaissements apparaissent des venues de galets subarrondis dont les plus développés atteignent 10 cm ; ce sont en majorité des quartz et des quartzites montrant une altération ferrugineuse jusqu'au cœur. La deuxième séquence est constituée par les Sables fauves de faciès « classique » ; assez bien classés, ils affichent des médianes évoluant jusqu'à 250 μ m, alors que la teneur en fraction fine, inférieure à 40 μ m, avoisine 20 % (Lapadu-Hargues, 1942). La base de cette séquence peut montrer un sable blanc fin parfois silteux, kaolinique.

La coupe de Barros-Pichot (fig. 10) sur la limite est de la feuille, au Sud-Est de Geaune, permet d'observer que chacune des deux séquences est oxydée par une altération sommitale du haut vers le bas. Cette forte altération, outre la coloration, peut avoir d'autres effets : elle détermine en plusieurs endroits d'épaisses croûtes ferrugineuses de 0,5 à 1,5 m (ruisseau de Touyouse au Nord de Mant, ruisseau de la chapelle de Sainte-Rose à Samadet, Ouest de Castaignos-Souslens, ruisseau au Sud de Naury). Son action dépasse parfois la base des Sables fauves, atteignant et modifiant le substratum, le sommet de la molasse argileuse carbonatée devenant, sur une frange de 0,2 à 2,8 m, une argile plastique gris-vert à sombre, de type kaolinique (Samadet, Barros-Pichot, Castandet). Ces phénomènes sont à rapprocher des observations réalisées par L. Dufour (1824).

L'observation de silex du Sénonien supérieur, non roulés, à cortex spongieux jaune, apparemment alignés en position de lithification, (croisement D 933 et route de Pedeboulan au Nord de Dumes) confirme l'intensité de l'altération au sein de la couverture de Sables fauves.

À la base de ces formations, sur deux sondages tarières (978-4-26 et 978-4-27) effectués dans le secteur est de l'anticlinal d'Audignon, au Nord et à l'Est de Pécorade, ont été rencontrées des venues marines de type mangrove, argiles grises plastiques silteuses en lits centimétriques, micacées, chargées en matière organique (fig. 11). Il en est de même sur le sondage tarière (978-7-5) des landes du Moulin-à-Vent au Nord de Mant, ce qui confirme l'avancée marine au Sud de la structure d'Audignon.

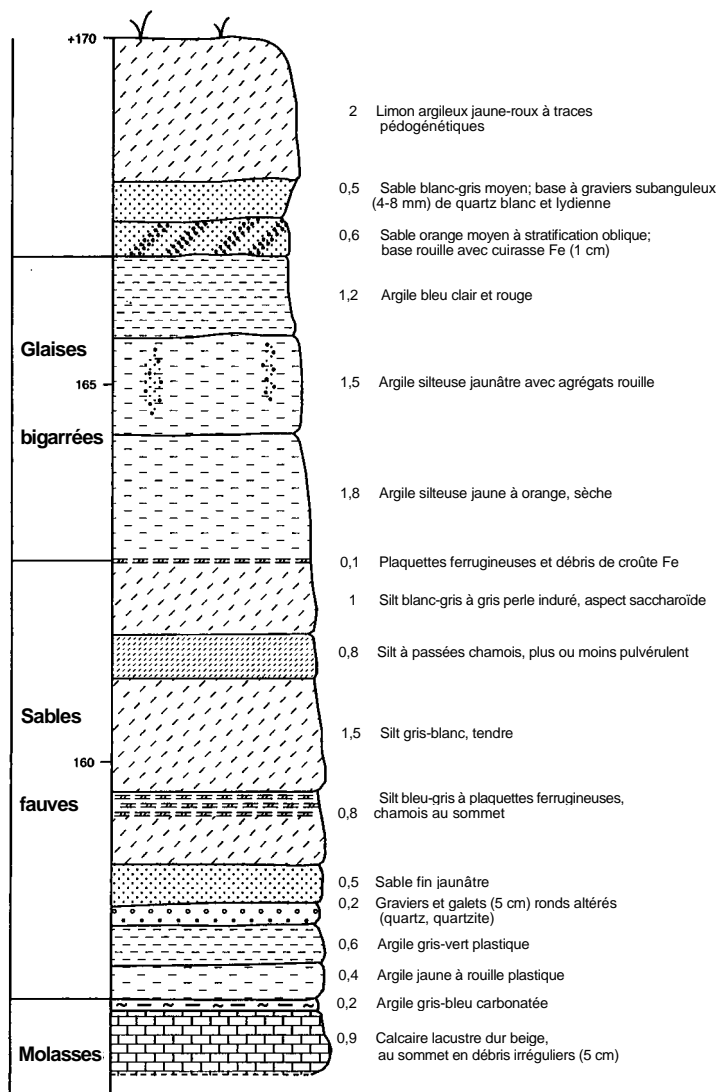


Fig. 10 - Coupe de Barros-Pichot
(Sud-Est de Geaune)

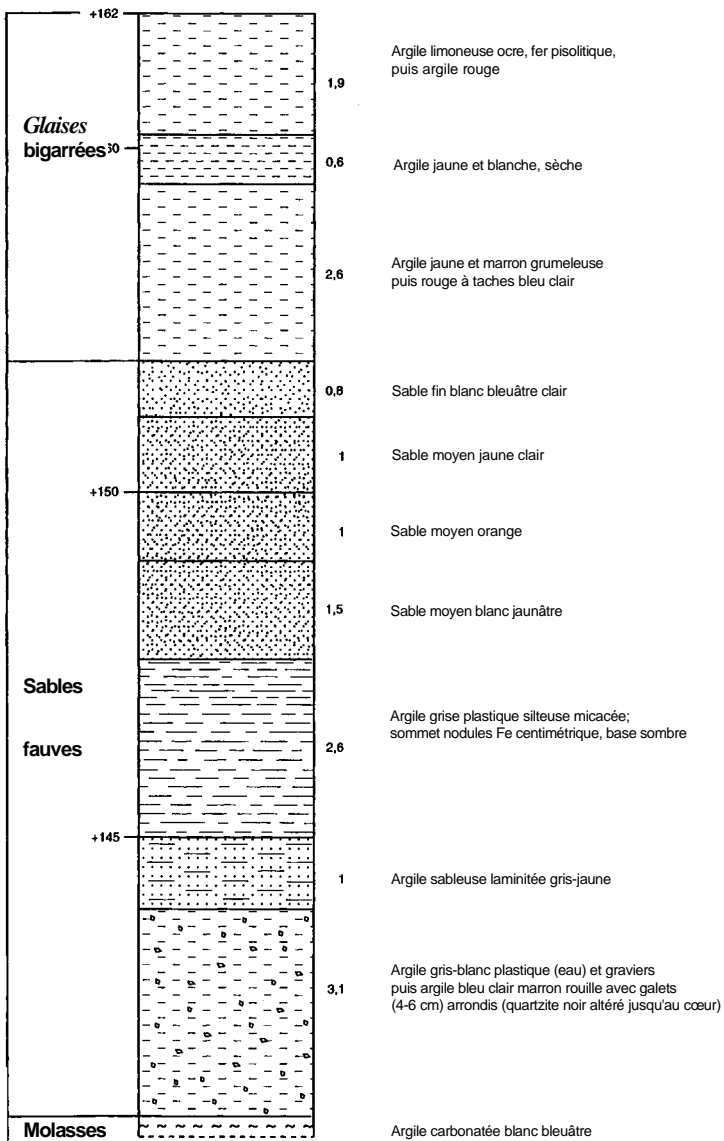


Fig. 11 - Coupe sondage tarière croisement D 11-D 135 (978-4-26)

Ces venues à **influence marine** (m4{1}) sont à mettre en relation avec les affleurements de l'abattoir de Saint-Sever du flanc nord de l'anticlinal (Capdeville, 1990). Ils n'ont pu être mis en évidence à l'affleurement sur la feuille d'Hagetmau, si ce n'est un faciès latéral rappelant, par son litage centimétrique et sa couleur gris bleuâtre, les dépôts déjà cités (en rive droite du Gabas à la hauteur de Mouricaou, à l'Est de Samadet). Ces formations, souvent azoïques, sont datées à leur base ou latéralement par des faluns (Langhien inférieur à Sos : Magné *et al*, 1985 ; ou Serravallien moyen à supérieur à Salles, Zone NN 6 : Folliot, 1993).

Les horizons représentant les Sables fauves au niveau de la feuille, sont le résultat de la progradation rapide de faciès fluviatiles soumis à une altération intense après leur dépôt.

Miocène supérieur

m5. Tortonien. Formation des Glaises bigarrées : argiles gris-bleu à passées blanchâtres ou rougeâtres. Cette formation apparaît généralement en couches argileuses d'épaisseur variant de 5 à 50 m. Reconnaisables à leur aspect bariolé à dominante gris-bleu où se juxtaposent des marbrures jaunes, vertes, rouges, violettes ou blanches, ces argiles plastiques sont à dominante d'illite. Les passées supérieures ont subi une rubéfaction intense donnant des couleurs rouge carmin et mauves accompagnées de passées gris-blanc kaoliniques (Péhusté au Sud d'Argelos). Les plus fortes épaisseurs de sédimentation semblent avoir été guidées par les gouttières évidées par le transit des Sables fauves (fig. 9).

Ces formations généralement azoïques sont datées localement par des occurrences ligniteuses. Les macrorestes végétaux prélevés à Arjuzanx (Grégor, 1985 ; Huard, 1974) montrent l'abondance de *Taxodioylon taxodii*, *T. gypsaceum* et *T. giganteoides*, rapportés au Miocène supérieur. Mais, J.P. Suc *et al* (1986) et G. Farjanel (*in* Capdeville, 1990), en s'appuyant sur l'étude des palynofaciès, démontrent des relations avec d'autres sites lignitifères ou des variations de température et d'humidité qu'il est possible d'associer à un âge pliocène inférieur. Par ailleurs, les couches ligniteuses d'Orignac et de Capvern, à la base des Glaises bigarrées, ont fourni une flore à taxodiacées (Bugnicourt *et al*, 1988 ; Sauvage, 1969) associées à Orignac à une faune de mammifères (*Hipparion* et rhinocéros ; Guérin, 1980), vraisemblablement équivalente à celle de Montredon classée en MN 10 (renseignement oral de M. Duranthon, muséum d'histoire naturelle de Toulouse).

Le passage des Sables fauves aux Glaises bigarrées peut s'effectuer graduellement par l'intermédiaire d'une zone de transition à petites intercalations centimétriques d'argile et de sable (Laouillé au Nord-Est d'Hagetmau, route de Péricq à Labère à l'Ouest de Serres-Gaston) ; le feuillet élémen-

taire étant composé d'une argile rose brillant et blanc, comportant à son sommet un film millimétrique de croûte ferrugineuse chamois, supportant un sable rougeâtre grossier. La phase argileuse, en majorité kaolinique, présente une faible proportion d'halloysite.

Le dépôt des Glaises bigarrées semble s'être effectué dans une vaste plaine d'inondation soumise à de fréquentes exondations.

Pliocène

p1. Nappe alluviale inférieure. Gravier et galets ; matrice argilo-sableuse rougeâtre. Les nappes pliocènes argilo-graveleuses couronnant le piémont pyrénéen ne font que de brèves incursions dans le Sud de la feuille où elles occupent le haut d'interfluves, en particulier au Nord-Est de Mant. Sur une épaisseur d'environ 8 à 12 m se sont déposés d'abord des graviers et petits galets subarrondis n'excédant pas 3 cm ; ces éléments de quartz opaque et quartzite gris à sombre sont la plupart du temps rougis et mêlés à quelques débris roulés de croûte ferrugineuse. Le passage à la partie sommitale s'effectue graduellement pour aboutir à des argiles sableuses rougeâtres. Une deuxième séquence granodécroissante se développe ensuite. Elle comporte des galets d'une taille pouvant aller jusqu'à 5 cm, subarrondis, emballés dans un sable argileux jaune-rouge. Les éléments les plus représentés sont fournis par le quartzite sombre.

L'attribution stratigraphique n'est pas évidente car aucun marqueur n'a pu être décelé. Le substratum à la limite Mio-Pliocène semble contraindre ce premier épisode détritique au Pliocène ou au-delà. Le niveau d'altération plaiderait aussi en faveur de la base du Pliocène.

p2. Nappe alluviale moyenne. Gravier et galets ; matrice argilo-sableuse jaunâtre. Les dépôts constituant la nappe moyenne sont très faiblement représentés en extension géographique (château d'eau en limite ouest de feuille sur la D 13). Ils se situent en position topographiquement haute (+190 NGF). Sur une épaisseur variant de 6 à 10 m se différencie, à la base, des galets de taille supérieure aux éléments décrits dans l'épisode p1. En effet, la majorité des galets subarrondis atteignent 8 à 10 cm mais possèdent surtout un aspect plus « frais » sans véritable rubéfaction externe ; on notera toutefois qu'à la cassure, certains galets présentent une auréole externe plus sombre attestant d'une altération partielle. La matrice argilo-sableuse est généralement jaunâtre. Le sommet de la séquence est occupé par des argiles silteuses peu épaisses de l'ordre de 1 à 2 m.

Rien dans l'état actuel des connaissances ne permet de caler stratigraphiquement la nappe p2 si ce n'est sa superposition à l'épisode précédent.

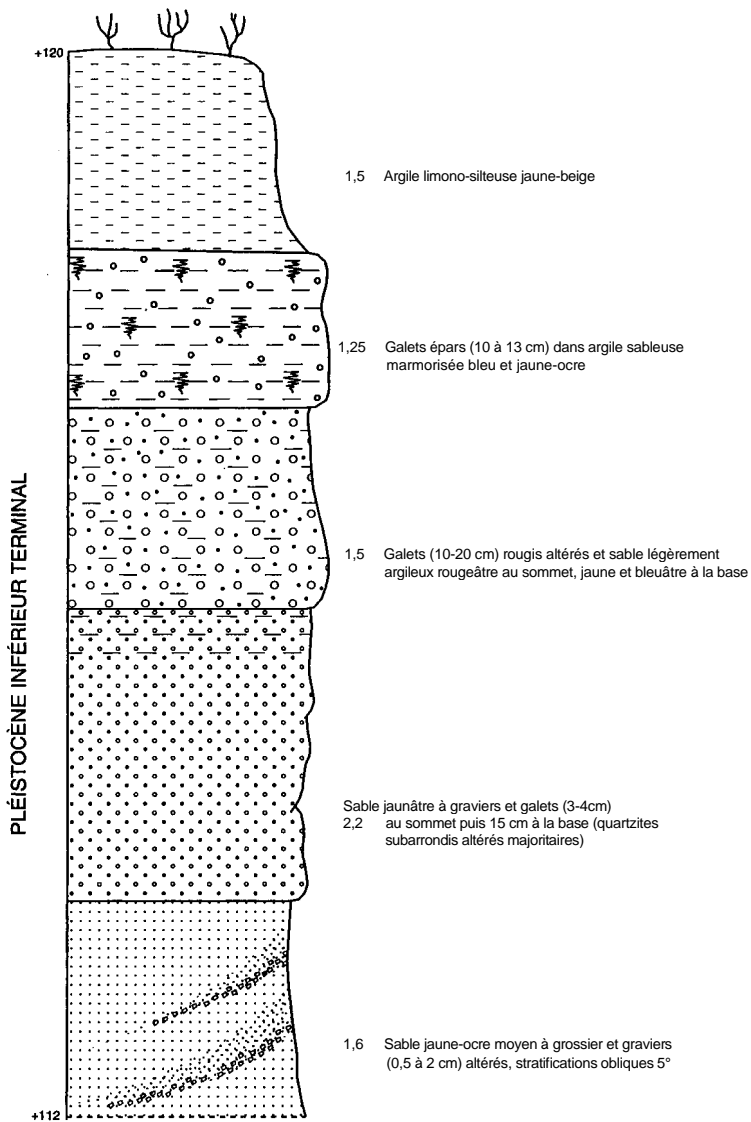


Fig. 12 - Coupe la Pède (lande d'Agès)
(Sud-Est d'Agès)

La mise en place de ces dépôts détritiques pourtant grossiers ne laisse apparemment que peu de trace d'encaissement ou de chenalisation, comme si l'agent de transport générerait une couche isolante à la base (« coulée boueuse » de F. Taillefer, 1951).

Quaternaire et formations superficielles

Formations alluviales

Fu. Pléistocène inférieur terminal. Terrasse à galets graviers et matrice argilo-sableuse. En réponse à l'abaissement du niveau marin au début des époques quaternaires, on assiste aux premiers encaissements notables conduisant à un réseau fluvial structuré. La mise en place de la terrasse Fu provoqué un replat marqué selon quatre couloirs SE-NW, passant de l'altitude +175 en amont à +95 NGF en aval. Trois des quatre couloirs sont actuellement occupés par des affluents de l'Adour, Luy de Béarn, Louts, Gabas. L'encaissement par rapport aux cotes sommitales de la nappe p1 s'établit aux environs de 30 à 40 m. L'épaisseur des dépôts est comprise entre 12 et 20 m. Plusieurs diverticules (Philondenx, Serres-Gaston) et raccords (lande d'Agès) sont observables, montrant que dans cette partie du cours le transport s'effectuait encore selon un réseau en tresses.

Plusieurs affleurements permettent d'observer le matériel de cette terrasse : lac d'Halco, contournement sud-ouest d'Hagetmau, la Pède au niveau de la lande d'Agès (fig. 12), chapelle Sainte-Rose à Samadet, rive droite du Gabas. La majorité des galets présente une taille de 15 à 20 cm, le centile pouvant atteindre 25 cm. Les éléments de quartz, quartzite gris à filonnets quartzeux sont subarrondis et rubéfiés. De rares galets de grani-toïdes ne figurent plus qu'à l'état pulvérulent. On note que la répartition de la nature pétrographique des galets est très nettement en faveur des quartzites (80 %). La matrice est sableuse, faiblement argileuse, de couleur ocre-jaune à rougeâtre, admettant des passées sableuses micacées. Le sommet des apports est constitué par une couche métrique argilo-limorieuse beige à argilo-silteuse jaune pouvant contenir des taches bleuâtres (D 11 au Nord d'Eugénie-les-Bains) et de petites passées de manganèse.

Fv. Pléistocène moyen ancien. Terrasse à galets, graviers et matrice argileuse rubéfiée. Occupant une surface bien moindre que la terrasse Fu, les apports du Pléistocène moyen ancien se rencontrent dans les vallées du Bahus, du Gabas et du Luy de France. Ils provoquent un replat s'étendant de la cote +120 à la cote +75 NGF à l'aval. Par rapport à la terrasse antérieure, l'encaissement est en moyenne de 30 m. L'épaisseur totale est comprise entre 12 et 18 m. Ces dépôts reposent généralement sur les molasses.

Grâce aux affleurements des environs de Coudures, Mant et Monségur, il est possible d'observer les caractéristiques du matériel déposé. Les galets sont subarrondis, d'une taille variant entre 12 et 15 cm mais dont le centile peut arriver à 25 cm. Le stock est composé d'une majorité de quartzites sombres, accompagnés de granitoïdes, de schistes et de quartz. L'état d'altération s'avère moins important que dans les niveaux antérieurs, même si les rubéfections montrent parfois des colorations plus appuyées. La matrice est à dominante argileuse jaune à orange parfois bleuâtre, avec des passées sableuses ou à cailloutis clairs. Le sommet de la terrasse est occupé par un alluvionnement plus fin, limoneux, beige-marron, comportant des traces d'oxyde de fer et de manganèse.

Ces atterrissements sont rattachés en amont à la nappe dite de Pont-Long attribuée au Mindel par H. Alimen (1964) alors que C. Thibault (*in* Le Pochat et Thibault, 1977), à proximité de Hinx, la situe dans le Riss.

On remarquera qu'il n'a pas été rencontré sur l'étendue de la feuille d'apports attribuables au Pléistocène moyen récent.

Fx. Pléistocène supérieur. Terrasse à galets, graviers et matrice sableuse. Cette terrasse n'est représentée que dans l'angle sud-ouest de la feuille, au niveau de la vallée du Luy de Béarn. Le toit de l'édifice alluvionnaire se situe à l'altitude +50 NGF, l'épaisseur estimée est de l'ordre de 8 à 15 m et son encaissement par rapport aux formations du Pléistocène moyen ancien est d'environ 30 m.

Les galets subarrondis sont emballés dans une matrice sableuse moyenne à grossière sans marque d'altération. On note une forte proportion de granitoïdes et de schistes avec une faible venue d'éléments de calcaires.

Fy-z. Alluvions récentes indifférenciées. Suivant les fonds des vallées creusées par les cours d'eau déjà cités, se sont déposés des atterrissements issus des reprises de matériels alluvionnaires ou d'érosion des versants des dites vallées. Les limites sur chaque versant sont difficiles à apprécier du fait de leur recouvrement partiel par les colluvions de pente. L'épaisseur du comblement peut atteindre 23 m, comme il a été constaté par le sondage tarière effectué à proximité du Louts au Sud de Samadet (978-7-4). Sur ce sondage apparaît vers 11 m de profondeur une argile hématisée pouvant marquer le passage aux niveaux flandriens. L'observation des terrains traversés montre une forte argilosité, plus colorée dans la partie supérieure, avec quelques passées de galets et graviers.

Dans le lit actuel, les galets subarrondis sont emballés dans du sable peu argileux. Les éléments sont constitués par une majorité de quartzites mêlés à des granitoïdes et des lydiennes.

F-C. Alluvions et colluvions de fond de vallée. Le fond des petites vallées adjacentes aux ruisseaux de moyenne importance est recouvert par des dépôts de reprise locale alliant sable, argile, graviers et galets suivant les terrains recoupés par la vigueur de l'entaille.

Les **cônes de déjection** (F-C[1]) au débouché des vallons, recueillent le matériel érodé sur le bassin-versant. En fonction de la pente, de la longueur du transit et des possibilités d'abrasion, le bourrelet de bordure du cône peut représenter un dénivelé allant jusqu'à 3 m et dont la géométrie peut être modifiée sporadiquement en fonction de fortes précipitations.

Formations colluviales

CF. Colluvions et dépôts de versants. D'épaisseur extrêmement variable (0,2 à 6 m), ces formations superficielles sont nourries aussi bien par les terrains molassiques, les Sables fauves, les nappes pliocènes et même les Grès de Coudures. Ces dépôts sont particulièrement représentés sur le périclinal sud d'Audignon dans la vallée de la Gouaougue et son prolongement vers l'Est. Ces niveaux sablo-argileux beige à marron clair sont alimentés en premier lieu par les Sables fauves mais sans oublier les faciès désilicifiés ou non silicifiés des Grès de Coudures, ou encore la partie argilo-silteuse des Couches Trabay. Il n'est pas rare d'y rencontrer des graviers et des agrégats d'oxyde de fer et de manganèse.

Ils n'ont été figurés que lorsque l'épaisseur dépassait un mètre et que la nature du substratum était inconnue.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Le contexte de bassin en Aquitaine prend forme à la suite des phénomènes structuraux post-hercyniens qui conduisent à une décratonisation de cette partie de l'Europe (Curnelle et Dubois, 1985). Cette période structurellement mouvementée va avoir pour conséquence un magmatisme basique (ophites) et une réponse sédimentaire du type progradation continentale (détritiques et dépôts de plaine alluviale), transgression marine restreinte et confinement (épaisse série argilo-évaporitique). Un phénomène de rifting continental en relation avec un étirement crustal va ensuite, par réactivation des trains d'accidents nord-aquitains et nord-pyrénéens, contrôler et appeler par une active subsidence la sédimentation dans le Bassin aquitain.

Les venues marines vont être tributaires de la faible communication avec le domaine téthysien vers le Sud-Est qui maintient encore une forte sédimentation évaporitique (zone à anhydrite) du Lias inférieur. L'installation marine est confirmée ensuite par un contexte de plate-forme ouverte vers l'Ouest sur un proto-Atlantique, la structuration devenant alors méridienne

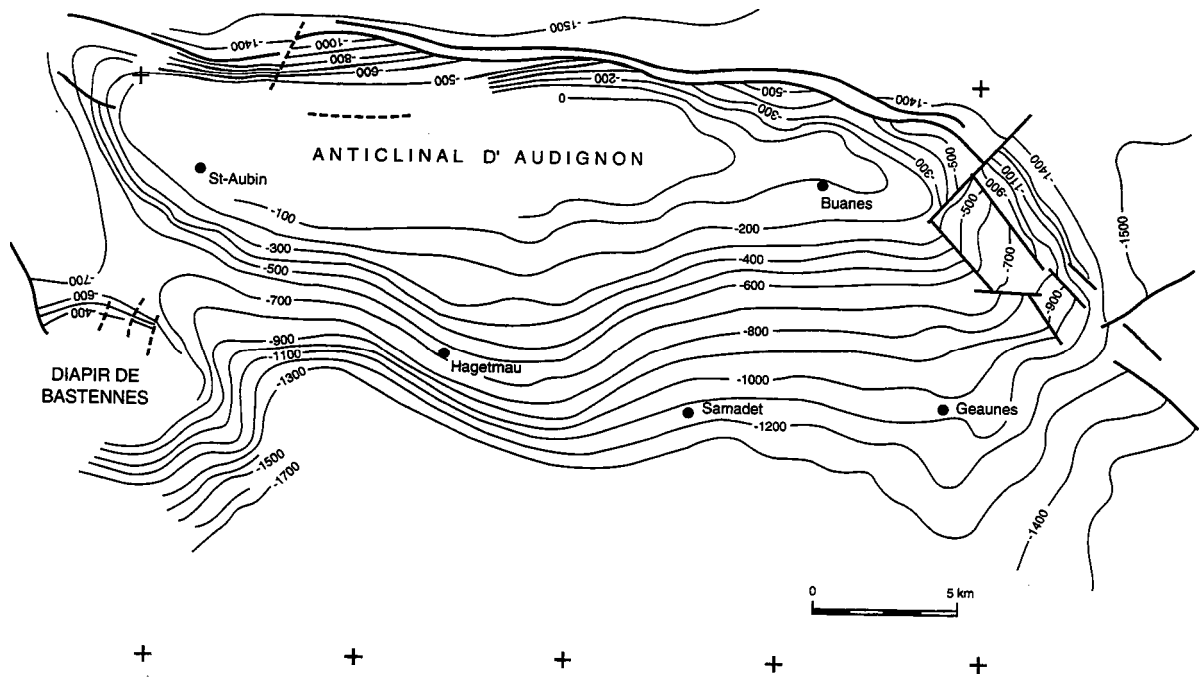


Fig. 13 - Isobathes de la base du Tertiaire
 (d'après sismique SNEA-P, 1975, modifiée 1994)

(Delfaud, 1972) ce jusqu'au Jurassique moyen. Dès le Jurassique supérieur se différencie un haut-fond E-W : le seuil des Landes qui va séparer deux zones subsidentes, Parentis et Adour-Mirande. La différence de vitesse d'affaissement va occasionner respectivement des dépôts de plate-forme externe dans l'une et des dépôts à tendance plus confinée dans l'autre. Situation qui se confirme et s'accroît au Crétacé inférieur.

La grande mobilité de certaines zones d'enfouissement d'Aquitaine peut être mise en relation avec le mouvement relatif de l'Espagne (Olivet *et al*, 1981) et l'ouverture de l'Atlantique nord. Durant le Crétacé supérieur, la subsidence se déplace vers le Sud, créant le sillon pyrénéen. Cette zone de réception va accueillir plus de 5 000 m de flysch, alors que débute l'halocinèse dans la zone sud du bassin d'Aquitaine. La surrection de la chaîne pyrénéenne alimente le remplissage des fosses, laissant une large ouverture à la sédimentation marine carbonatée en provenance de l'Atlantique. La deuxième partie du Tertiaire voit s'accroître la progradation des faciès continentaux molassiques.

ÉVOLUTION TECTONIQUE

Les vicissitudes de l'évolution du bassin ont occulté certains traits anciens ; cependant, la configuration, la localisation et la pérennité de quelques mouvements attestent de leurs rejeux. L'examen des isobathes représentant le toit du socle dans le Bassin aquitain (BRGM, 1974) montre un enfoncement quasi régulier du Massif central vers les Pyrénées jusqu'à une transversale Nérac-Limoux ; ensuite, la pente s'accroît pour atteindre -5 000 m vers Aire-sur-Adour et -10 000 m aux environs de Sault-de-Navailles, au Sud de la feuille Hagetmau. Cette brusque accélération de l'affaissement du socle selon une direction N120 peut être la trace de la « flexure celtaquitaine », élément tectonique majeur dans l'histoire et l'agencement du bassin d'Aquitaine. Cette zone de flexure représente la charnière à partir de laquelle des claveaux parallèles, d'orientation NE-SW, s'annoient vers le Sud-Ouest. La réactivation en distension de ces cassures au Trias contrôle la sédimentation en même temps que s'affirme l'ouverture du bassin vers le Sud.

Ensuite, l'évolution structurale de la région d'Hagetmau va être liée à la mobilité affichée par le sous-bassin Adour-Mirande. À l'intérieur de cette entité se différencie encore le bassin d'Arzacq, zone déprimée qui va fonctionner en réceptacle jusqu'au Tertiaire (fig. 13). La charge particulièrement importante que vont représenter les atterrissements albo-aptiens, va déterminer une halocinèse sur les couches évaporitiques du Trias. Le territoire de la zone cartographiée se trouvant en bordure nord de la structure d'Arzacq, plusieurs systèmes diapiriques vont l'affecter, suivant des stades différents. Dans le secteur Bastennes-Gaujacq, la montée des terrains évaporitiques vient percer la surface en une ouverture semi-elliptique. Sur la

ride d'Audignon, la remontée de halite et d'anhydrite s'est arrêtée vers 3 000 m de profondeur, mais s'avère le moteur de la structuration anticlinale. À Pécorade, le stade de remontée est moindre mais a provoqué des pièges pétrolifères exploités.

L'image de la base des terrains tertiaires (fig. 13) obtenue par prospection sismique (SNEA-P) affinée par les données de sondages, montre que l'anticlinal d'Audignon est faillé sur son versant nord par un double accident N90 prolongé vers l'Est par une virgation N120. À l'affleurement, cela se traduit par des pendages de 10 à 15° sur le flanc sud alors que des relevés de 30 à 60° sont fournis par le flanc symétrique. Le double accident semble en fait représenter la bordure nord du synclinal d'Arzacq. Jouant en faille inverse, il montre des rejets s'échelonnant entre 500 et 1 300 m. Dans la partie est du dispositif anticlinal, une cassure N45 semble déterminer un nouvel écartement entre les deux accidents qui prennent alors une direction N120 en figurant une légère dorsale en horst, en bordure orientale des zones à huile de Pécorade ou de Garlin.

Le rejeu le plus récent qui puisse être matérialisé au niveau de l'anticlinal d'Audignon est fourni par la position de deux sites marquant les venues marines du Langhien. Sur le versant nord de l'anticlinal, au niveau des abattoirs de Saint-Sever (1/50 000 Mont-de-Marsan), à la cote + 68 NGF apparaît le niveau à *Megacardita jouanetti*, alors que son homologue, repéré par forage tarière légèrement au Nord-Est de Pécorade, donc pratiquement sur la dorsale N120, se trouve à + 154 NGF.

Les terrains de l'auréole diapirique de Bastennes montrent des pendages verticaux et même déversés comme dans la descente de Bergouey vers Gas. J. Dupouy-Camet a montré que le diapir était extravasé surtout dans sa partie ouest. Sur le flanc sud-est, à proximité de la grotte de Brassempouy, les pendages passent progressivement de 20° pour le Bartonien des calcaires de la grotte, à 35° au sein du Calcaire à grandes nummulites, puis 45° au niveau des Couches de Nousse, et 50° pour les Couches de Donzacq.

La montée du diapir de Bastennes se situe dans la phase post-lutétienne mais des pendages de 15 à 20° ont été notés au Sud-Ouest de la structure dans les dépôts appartenant au Rupélien. Il semble que les molasses éomiocènes aient subi une érosion, et l'affleurement langhien du Petit-Capdebosq dans le Sud-Ouest de la structure (1/50 000 Dax) présente un pendage de 5° (Dupouy-Camet, 1952).

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

L'évolution paléogéographique au droit du territoire couvert par la feuille Hagetmau fait partie du processus géologique qui régit le Sud du

bassin d'Aquitaine. En mettant à profit les investigations pétrolières (sondages et couvertures sismiques) et les synthèses publiées, il est possible de replacer, parmi les grands traits géodynamiques du bassin, les particularités régionales.

Création des bassins et premiers comblements

Les terrains les plus anciens ayant conservé leurs caractéristiques sédimentaires sont attribués au Trias (250 millions d'années). Au début de l'ère secondaire, le craton européen est affecté par un étirement crustal qui remet en mouvement de grands accidents hérités des phases hercyniennes, ce qui se traduit, au sein de ce qui va devenir le bassin d'Aquitaine, par des failles normales d'orientation SW-NE déterminant une série de demi-grabens dont les regards sont dirigés vers le Sud-Est (Curnelle et Dubois, 1986). Cette taphrogenèse épargne le Massif central, provoquant un basculement relatif et l'approfondissement vers le Sud-Ouest des compartiments créés par les demi-grabens. La charnière de ce dispositif figure la « flexure celtaquitaine » (BRGM, 1974). Les parties les plus déprimées sont le siège de décharges intermittentes plus ou moins grossières de type cônes alluviaux et plaines d'épandage sous un climat semi-aride. Latéralement s'organisent des faciès de sebkhas où se différencient des évaporites. L'étirement crustal, par son ampleur, mobilise certains accidents jusqu'à la base de la lithosphère, déterminant des remontées ophitiques à l'intérieur des couches lagunaires. Après un contexte de sédimentation continentale durant lequel se déposent des argiles bariolées, le processus lagunaire se déploie à nouveau à l'Infralias, accumulant une importante série salifère : la « zone à anhydrite ». La région d'Hagetmau se situe en bordure sud de ce dispositif.

Sédimentation marine transgressive

Les alternances anhydrite-halite-dolomie, attribuées à des climats chauds mais à humidité variable, subissent des venues marines annonçant la transgression du Lias moyen. Sous faible épaisseur d'eau s'établissent d'abord des conditions de plate-forme interne. Le passage aux formations représentant le Dogger s'effectue par des horizons condensés marneux chargés de matière organique, pouvant indiquer la plaine abyssale. L'organisation des corps sédimentaires répond ensuite à un schéma méridien où la barrière oolitique, du seuil du Poitou à Pau, sépare une plate-forme interne d'un domaine de mer ouverte à l'Ouest. C'est dans les milieux de dépôt proches de la barrière mais en position externe que se situe alors le territoire de la feuille, sans grand changement jusqu'au Kimméridgien supérieur.

Régression

La disposition générale change au Tithonien par une série de hauts-fonds et de zones émergées, en particulier le seuil des Landes qui déter-

mine deux dépressions : Parentis et Adour-Mirande. Les atterrissements de la zone sud Adour-Mirande montrent des faciès de plate-forme interne plus ou moins confinés. Le retrait de la mer s'accroissant, la sédimentation marine est restreinte aux deux zones déprimées déjà citées. Les apports enregistrés au Crétacé inférieur au droit de la feuille se situent en bordure ouest de la zone Adour-Mirande, en environnements sous-salés. Une nouvelle poussée transgressive amène une épaisse sédimentation albo-aptienne dans ce qui va devenir le bassin d'Arzacq. La région d'Hagetmau se trouve alors sur la bordure nord de ce grand ensemble préfigurant le sillon pyrénéen. La surcharge apportée durant l'accumulation de ces dépôts, ajoutée aux mouvements associés à l'ouverture du golfe de Gascogne, va déclencher une halocinèse (Mauriaud, 1987). La croissance du dôme salifère d'Audignon détermine l'érosion d'une partie du Jurassique et contrôle l'épaisseur des dépôts de part et d'autre de la ride. Le sommet des horizons albiens est marqué par une régression qui ne laisse subsister qu'une faible tranche d'eau.

Malgré la transgression généralisée durant le Cénomani en Aquitaine, le territoire de la feuille reste à nouveau sous faible épaisseur d'eau en bordure de la plate-forme interne. Les conditions optimales (température élevée et forte oxygénation de l'eau) permettent un épanouissement des foraminifères. Il faut attendre le Santonien pour déceler sur l'anticlinal d'Audignon, une érosion (Feinberg, 1964), montrant par ailleurs que la ride est toujours en mouvement. La mer campanienne qui transgresse ensuite est reliée au sillon « aturien », et il en est de même durant le Maastrichtien.

Si le Paléocène inférieur est marqué en Aquitaine par une importante régression, c'est à peine si l'on note quelques faciès à *Microcodium* dans la partie supérieure des Couches d'Arcet. Même si l'épaisseur d'eau est faible, l'influence marine est continue jusqu'à l'Éocène moyen.

La phase tectonique majeure des Pyrénées contribue ensuite à l'arrivée des matériaux d'érosion. C'est ainsi qu'au Priabonien, après une ultime passée marine à huîtres, s'installent les premières molasses fluvio-lacustres. Une incursion marine est notée durant l'Oligocène mais elle a beaucoup de peine à franchir l'obstacle que constitue le dôme d'Audignon et le contourne par l'Ouest et l'Est. Puis de nouveau s'impose la sédimentation molassique.

L'abaissement du niveau de la mer au Miocène moyen, préfigurant la « crise de salinité » en Méditerranée, provoque un encaissement des émissaires transportant les Sables fauves. L'ultime venue marine se situe au Langhien et ne semble pas avoir franchi la latitude de Samadet-Pécorade. Le glacis pyrénéen alimente le comblement des Landes en utilisant les couloirs gravés par les distributaires des Sables

fauves en laissant se déposer les Glaises bigarrées. Durant le Pliocène, les nappes graveleuses ne progradent que sur la partie sud du territoire. Au Quaternaire, en fonction des variations du niveau marin, va s'inscrire le réseau des terrasses fluviales.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

Une *karstification* affecte les bancs carbonatés présentant une porosité ouverte parcourue par un courant hydrique agressif. Ces conditions sont réunies dans le Calcaire de Brassempouy. Les contraintes structurales qu'a fait subir la surrection du diapir ont déterminé un réseau de diaclases dans les bancs calcaires durs. Ces fractures ont été empruntées puis aménagées par des eaux météoriques acides pour donner naissance à un réseau de cavités dont on peut distinguer, dans le bois à l'Ouest de Lasgouarigue, à proximité de la grotte du Pape, les appareils aériens constitués par des dolines d'effondrement. Ces conduits, d'un diamètre inférieur au mètre, n'ont pu être explorés, mais font partie du réseau vivant qui ne paraît pas être relié directement au réseau fouillé par les préhistoriens.

D'autres manifestations karstiques ont été relevées à proximité des cités d'Hagetmau et d'Audignon. Sur les rives du Louts, au niveau de la plaine des sports d'Hagetmau, un fontis capta, avant des travaux de colmatage, une grande partie de l'écoulement du ruisseau. Ce réseau karstique a pu se développer à l'intérieur des bancs calcaires des couches lagunaires.

À proximité du trajet de la faille affectant le flanc nord de l'anticlinal d'Audignon s'ouvrent des appareils karstiques intéressant le Campanien à l'Est et à l'Ouest de la source de Marseillon (Est de Haouriet) et à l'Est de Coulaou, le Cénomaniens à proximité de Bertauton. Les autres édifices karstiques aériens ne semblent pas avoir de relation aussi évidente avec des fractures : ils affectent, à l'Est d'Audignon, le Cénomaniens des environs du Haou ainsi que le Turonien proche de Pédeboulan.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

La feuille Hagetmau peut être divisée en trois zones naturelles :

- au Nord et Nord-Est, la zone tectonisée de l'anticlinal d'Audignon et du diapir de Bastennes fait affleurer des terrains anciens soit carbonatés, soit argileux ou ophitiques ;
- la partie sud-est, occupée par les interfluves où se répartissent en position basse les sédiments molassiques surmontés des Sables fauves et des Glaises bigarrées ;

- les couloirs alluvionnaires s'impriment dans les dépôts déjà cités, traversant la feuille selon des diagonales SE-NW.

Sols

Le climat atlantique doux (12,4 °C de moyenne) et humide (900 à 1 000 mm) que connaît la région, favorise l'activité biologique des sols, provoquant une bonne minéralisation de la matière organique des litières et donc une évolution vers des humus de type mulls.

Sur les versants molassiques ou de colluvions molassiques s'organisent des sols calcicoles de type sol brun calcique présentant une texture argilo-limoneuse à argilo-sableuse. Le complexe absorbant est généralement saturé par le calcium. La teneur en magnésium est élevée, moyenne en potassium et faible en phosphore. Le pH de l'horizon A1 est élevé : 6,5 à 7. La réserve utile en eau est moyenne : 230 mm sur le premier mètre (Hubert, 1988). Le chêne pubescent, le chêne pédonculé, le charme et parfois le merisier font partie des essences pionnières au point de vue boisement.

Sur les nappes pliocènes et les Glaises bigarrées se développent des sols bruns pouvant, en fonction de leur charge graveleuse, subir quelques lessivages. La texture varie entre un limon argilo-sableux et un sable argilo-limoneux. Ces sols sont en général bien drainés. La teneur en magnésium et phosphore est élevée, faible en potassium et moyenne en calcium. Le pH de l'horizon de surface varie entre 5 et 6. La réserve utile en eau est bonne : 350 mm.

Les surfaces à Sables fauves produisent des sols bruns à texture variable en fonction de l'épaisseur des limons colluviaux qui les recouvrent. Généralement limono-sableux à sablo-argileux, ils sont bien drainés. Le pH de l'horizon A est compris entre 4,5 et 6,5. La réserve utile en eau dépasse 300 mm. La richesse minérale assez bonne, avec toutefois une déficience en potassium, leur confère une relative fertilité.

Végétation et cultures

En opposition avec le secteur landais tout proche, la couverture forestière est en dessous de la barre des 25 % de la surface totale, malgré l'aspect bocagé de la Chalosse. Les cultures permanentes (fruitiers, surfaces en herbe) occupent 48 % de la surface agricole utilisée, les 52 % restants représentant les cultures annuelles. Parmi les cultures permanentes on remarquera que la vigne n'entre que pour moins de 5 %.

Une analyse globale de la situation agricole fait apparaître que les exploitations assurent une grande partie de la production de maïs française, avec pour corollaire une importante filière aviaire de « gras ». La région mise actuellement sur la qualité des produits maïs aussi sur la tradition. Par

exemple, en réponse aux élevages en batteries se développe le « poulet label » laissé en liberté, ou le maïs doux et même la culture du kiwi. Dans le domaine de la viticulture, de grands efforts de qualité sont tentés sur les appellations Tursan.

RISQUES NATURELS

Sismicité

La région ne fait pas partie des grands domaines sismiques français répertoriés. La Délégation aux risques majeurs l'a classée en 1985 dans la zone 0, dite à sismicité négligeable pour les constructions courantes au niveau des règles parasismiques.

La carte de la sismicité historique (Vogt, 1979) relatant les aires d'intensités maximales connues en unités M.S.K., partage la feuille entre la zone V (au Nord) et la zone VI (au Sud).

Glissements de terrain

L'incision des vallées quaternaires détermine des pentes importantes sur les flancs de celles-ci. Cette érosion s'est appliquée à une superposition de terrains molassiques (argilo-carbonatés), Sables fauves (détritiques) et souvent terrasse Fu (détritique). Les terrains sommitaux, de par leur texture, accueillent des nappes phréatiques. Leur drainage s'effectue par une série de petits écoulements au contact molasse/détritique. Ces écoulements entretiennent une charge hydrique susceptible de faire glisser les colluvions issues des terrains supérieurs. Il semblerait que seuls les terrains adjacents aux routes ont été affectés par ces glissements (Banos).

L'extension, par de rapides coulées boueuses, des cônes alluviaux au débouché des petites vallées adjacentes en fonction de précipitations violentes, met parfois en péril les cultures de la plaine sous-jacente et complique ensuite les travaux agricoles.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Matériaux calcaires durs

Les couches calcaires portées à l'affleurement par les phénomènes structuraux, ont jadis été activement exploitées. Depuis l'Albien jusqu'au Bartonien, une multitude de carrières ont utilisé ces roches comme matériaux de construction ou d'empierrement pour chaussée. Il n'en reste souvent que des vestiges parfois difficiles à déceler dans la végétation ou sous le remblaiement. Une seule a survécu ; par une judicieuse diversification,

elle produit, à partir des dolomies des Couches d'Arcet à proximité de Banos, des produits pulvérulents (60 000 tonnes/an) qui servent de charges minérales.

Les véritables conglomérats calcaires à éléments siliceux que comporte parfois les molasses ont eux-aussi été sollicités comme matériaux de construction (Geaune) ou de pavement (le Prodé au Nord-Ouest de Poudenx).

Quarante fours à chaux étaient recensés dans le canton de Geaunes et cinq dans celui d'Hagetmau (Jacquot et Raulin, 1886). Ces fabrications ont actuellement totalement disparu.

Matériaux calcaires tendres

Les couches carbonatées tendres ont elles aussi été exploitées activement autrefois comme marnières. Les principales exploitations utilisaient les silts carbonatés de Trabay ou les Couches de Lapèche, ainsi que les faciès tendres de l'Albien supérieur ou de l'Éocène. Les produits extraits servaient comme amendement agricole pour les sols trop acides, la proximité des Landes justifiant alors un tel procédé.

Matériaux siliceux durs

Les niveaux quartzitiques des Grès de Coudures ont constitué, au siècle dernier, un matériau recherché pour la fabrication de pavés. Plusieurs petites extractions ont été retrouvées dans la vallée du Gabas à Coudures, du Laudon en aval de Sainte-Colombe ou de la Gouaougue.

Matériaux siliceux tendres

Les niveaux sablo-graveleux des Sables fauves ont eux aussi fait l'objet d'extractions aujourd'hui interrompues (Sud de Poudenx au lieu-dit Cantaou, Passicos au Nord d'Argelos). Les nappes pliocènes et la terrasse Fu n'ont par contre été utilisées que sporadiquement sur l'ensemble du territoire de la feuille.

Matériaux argileux

En provenance des molasses mais surtout des Glaises bigarrées, ce produit a surtout été utilisé par les tuileries et briqueteries régionales pour une production locale (12 dans le canton d'Hagetmau, 3 dans celui de Geaunes ; Jacquot et Raulin, 1886).

L'argile plastique sombre de type kaolinique, issue des transformations apportées par l'altération ferrugineuse sus-jacente aux molasses a permis de fabriquer à Samadet une faïence recherchée au XVII^e siècle. Une manufacture royale fut fondée en 1732 par l'abbé Roquepine, qui se développa

jusqu'à la Révolution. Certaines de ces créations sont visibles au musée local.

Matériaux en relation avec les diapirs

Les niveaux gypseux ont été utilisés, lorsqu'ils affleuraient, comme pierre à plâtre. Les petits amas d'oligiste et de sidérose ont fait l'objet de petites exploitations rapidement épuisées. Les remontées ophitiques, bien qu'existant à l'affleurement, n'ont pas subi d'extraction sur le territoire de la feuille.

RESSOURCES MINÉRALES

Pétrole

La petite structure de Pécorade, mise en évidence par étude sismique en 1975, fait partie du permis Chalosse-Bigorre attribué à la SNEA(P). La zone orientale et méridionale de la structure d'Audignon est bordée par des monoclinaux jurassiques délimités par failles et généralement obturés en amont-pendage par érosion des horizons du Jurassique supérieur. Le Barémien et le Tithonien se sont révélés porteurs d'huile asphaltique sur environ 200 m d'épaisseur. La porosité moyenne évolue entre 3 et 8 % mais la perméabilité est faible.

À partir de quelques plates-formes, en utilisant la technique du forage dévié, la structure de Pécorade a été mise en production stimulée par injection d'eau. La récupération a été au début d'environ 150 000 t/an anhydres, puis le débit a chuté de moitié alors que s'accroissait le pourcentage d'eau (38 %).

RESSOURCES EN EAU

Les effets des contraintes structurales enregistrées par les terrains durant et après leurs dépôts conditionnent la géométrie des aquifères, qui mis à part les superficiels, s'ennoient profondément vers le Sud alors qu'ils affleurent ou viennent proches de l'affleurement au Nord de la feuille.

Nappes superficielles

- **Nappes pliocènes.** Ces nappes perchées sont drainées naturellement, au toit des Glaises bigarrées, à cause de leur position haute au flanc des interfluves. Elles ne possèdent que de faibles capacités aquifères.
- **Nappes alluviales.** Alimentées par les cours d'eau, ces nappes font l'objet de captages à usages agricoles car, non protégées au toit, elles sont

susceptibles de recueillir toutes les pollutions (en particuliers nitrates et écoulements de lisiers).

- **Nappe des Sables fauves.** Le drainage du réservoir que constitue la Formation des Sables fauves s'effectue naturellement au contact avec les molasses sous-jacentes imperméables. Certaines des multiples sources qui jalonnent ce contact, sont captées (Samadet). Cet aquifère fait aussi parfois l'objet de forages (978-7-3) qui obtiennent des débits de l'ordre de $15 \text{ m}^3/\text{h}$, avec un pH de 6,6. La couverture de Glaises bigarrées, lorsqu'elle existe, assure une protection efficace de la nappe, mais la qualité des eaux peut être sérieusement amoindrie lorsque la terrasse alluviale du Pléistocène inférieur terminal (Fu), par érosion, vient en connexion avec les Sables fauves. Alors, la vulnérabilité est totale, comme le montre le captage de Samadet, contaminé par les venues de nitrates et *Escherichia coli*.

Nappes profondes

Les réservoirs aquifères profonds peuvent être divisés en quatre grands systèmes : Éocène inférieur, Paléocène, Crétacé supérieur, Jurassique.

- **Éocène Inférieur.** Les relations de l'aquifère contenu dans les Sables de Lussagnet avec les formations sous-jacentes, en particulier le Paléocène et le Sénonien, sont difficiles à appréhender au Nord du fait de la couverture. Les connections ne doivent présenter une grande surface mais peuvent exister au niveau du flanc oriental de l'anticlinal. Au Sud, les marnes yprésiennes bloquent les possibilités de communications. Au-dessus les épisodes molassiques assurent une protection parfaite.

Quelques sondages, en particulier vers Geaune (978-4-10, 978-8-3, 978-8-15) montrent que cet aquifère est artésien. Le niveau piézométrique atteint avoisine + 25 NGF. La température de l'eau est alors de $31,5 \text{ }^\circ\text{C}$. Le débit obtenu pour l'ouvrage le plus performant est de $580 \text{ m}^3/\text{h}$ pour un rabattement de 21,5 m. Les analyses montrent un taux de bicarbonate de calcium proche de 75 mg/l , de sulfates vers 27 mg/l et de chlorures à 12 mg/l . On notera toutefois $0,15 \text{ mg/l}$ de fer. La production de ces forages est partagée entre eau potable et irrigation.

- **Paléocène.** Les capacités aquifères de ces niveaux n'ont été testées que par un faible nombre de forages. Sur l'ouvrage 978-2-19, le débit obtenu est de $20 \text{ m}^3/\text{h}$ pour un rabattement de 56 m, alors que sur le captage 978-2-21 le niveau piézométrique s'établissait à +43 m, le débit montait à $175 \text{ m}^3/\text{h}$ pour un rabattement de 66 m (transmissivité de $4,3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$). La température de l'eau à la sortie était alors de $30,5 \text{ }^\circ\text{C}$. La minéralisation totale approchait les 550 mg/l , pouvant se décomposer en 225 mg/l de bicarbonate, 120 mg/l de sulfates et 102 mg/l de chlorures.

- **Crétacé supérieur.** Le système aquifère contenu dans le Sénonien est surtout connu par les sondages à vocation agricole qui le captent ou par les importantes sources qui le drainent. Les ouvrages ayant fait l'objet de tests donnent une fourchette de débit s'étendant de 100 à 150 m³/h, occasionnant des rabattements compris entre 5 et 25 m.

Plusieurs sources (Haouriet, Marseillon, la Peyradère) procèdent au drainage du flanc nord de l'anticlinal d'Audignon et semblent en relation avec l'accident qui le parcourt. La source de Marseillon au Nord d'Audignon possède un débit qui peut varier de 500 à 1 000 m³/h. Le temps de réponse aux précipitations montre que les niveaux carbonatés affleurants permettent une recharge non négligeable de cet aquifère (karstification).

- **Jurassique.** Les horizons jurassiques sont susceptibles de contenir un aquifère non minéralisé mais n'ont pas pour l'instant fait l'objet d'investigations.

Thermalisme

L'établissement thermal d'Eugénie-les-Bains reçoit des curistes venus soigner des maladies métaboliques, des lésions ostéo-articulaires ou des affections de l'appareil urinaire. Deux types d'eaux sont mis à contribution, puisées à différentes profondeurs par forages. Correspondant aux anciennes venues artésiennes, le sondage le moins profond dispense une eau à 18 °C, bicarbonatée sodique, alors que le sondage le plus profond permet d'utiliser une eau fortement minéralisée (890 mg/l), sulfatée calcique et magnésienne, possédant une température de 42 °C.

Géothermie

La température (30,5 °C) de l'eau fournie par le forage 978-2-21 au Sud immédiat de la ville d'Hagetmau permet à la commune de chauffer la piscine. Malgré les températures attractives envisageables dans les différents aquifères de la région, il n'a pas été réalisé à ce jour d'autres tentatives de chauffage par ce moyen.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Des premières traces à la fin du Paléolithique

La présence dans l'anticlinal d'Audignon de calcaires à silex du Campanien et du Maastrichien explique au moins pour partie l'importance des occupations préhistoriques. Les altérites recouvrant cette structure géologique, les coulées de solifluxion qui la nappent, comme les forma-

tions alluviales qui la bordent ou la traversent, livrent un matériau facilement accessible qui, non gelé, est de bonne qualité. Si l'on vient du Nord du Bassin aquitain, il s'agit là de la première bonne source de matière première lithique rencontrée après la traversée des Landes.

Les recherches préhistoriques commencent réellement lorsque MM. Dubalen et Mascareaux découvrent les deux grands sites du Paléolithique, la grotte du Pape de Brassempouy (1880) et le site d'Arcet à Montaut (1889). Le retentissement certain qu'ont eu ces travaux a parfois eu des conséquences désastreuses pour les sites. Ainsi en 1892, à Brassempouy, un véritable pillage du site est organisé sous couvert d'une visite de savants à l'initiative du Dr Magitot. Les célèbres œuvres d'art ont été mises au jour à ce moment-là, mais en dehors de tout enregistrement raisonné du contexte. Quant au site d'Arcet, situé à l'intérieur d'une carrière en activité, l'absence de publication des premières observations ne nous permet pas de savoir s'il s'agit d'une grotte ou d'un gisement de plein air. Toujours à la fin du XIX^e siècle, les recherches de préhistoire dans cette partie des Landes vont réunir, à côté des deux chercheurs déjà évoqués, M. de Laporterie associé à M. Piette à Brassempouy entre 1894 et 1897, puis à P.E. Dubalen à Montaut au tout début du XX^e siècle. Il faut attendre la fin des années soixante pour qu'une réflexion d'ensemble soit menée par C. Thibault (1970) sur la géologie et la préhistoire de la Chalosse. R. Arambourou puis surtout J.C. Merlet ont étendu ses recherches -notamment dans la région de Montaut- tandis qu'à partir de 1968 les équipes de H. Delporte (1950) puis de D. Buisson mènent l'étude du matériel et la fouille des sites de Brassempouy.

Le Paléolithique ancien et moyen, bien qu'encore mal connu, est attesté par de nombreuses découvertes de surface. Dans la plupart des cas, il s'agit de pièces isolées, souvent des bifaces ou de pics autrefois qualifiés de Chalossien. Ces outils à base réservée, dont une large partie de la morphologie découle de l'utilisation de congélifract, a servi à F. Bordes et à C. Thibault à définir l'Acheuléen méridional. À ce faciès succède le Moustérien à tradition acheuléenne. Par ailleurs, il existe sur les gîtes à silex quelques ateliers de taille comme Pennon.

Dès le début du Paléolithique supérieur on voit se développer les occupations en grotte et en abri dans l'un des rares massifs calcaires karstifiés, celui de Brassempouy qui, à travers divers *loci*, renferme l'une des plus importantes stratigraphies du Sud-Ouest de la France. Elle commence par une importante occupation castelperronienne. Lui succèdent plusieurs couches d'Aurignacien qui livrent un abondant matériel lithique et osseux. L'étude de l'origine des matières premières lithiques montrent des contacts avec le Nord-Est du Bassin aquitain et le piémont pyrénéen. À la fin de cette période, une partie du site est abandonnée ou fréquentée de manière plus sporadique par les hyènes ou l'homme. Ensuite, les Périgordiens su-

périeurs viennent s'installer dans la grotte du Pape et à l'avant de celle-ci, et ont laissé là une importante quantité de matériel dont de très nombreux burins de Noailles. C'est probablement eux qui ont sculpté les principales œuvres d'art dont la célèbre « Vénus à la capuche » ou « Dame de Brassempouy ».

La seconde moitié du Paléolithique supérieur, bien que présente dans ce gisement, est moins bien documentée. La première phase, le Solutréen, livre dans ce site en abondance des feuilles de laurier et des pointes à cran assez atypiques. Cette culture a également été identifiée dans le gisement d'Arcet où elle se caractérise par un type de pointe à retouche bifaciale particulière, les pointes de Montaut. Les modalités de leur fabrication a été mise en évidence par M. Lenoir qui a insisté sur le rôle joué par la taille par pression après chauffage des pièces pour un cinquième d'entre elles. Ces données permettent à J.C. Merlet (1991) d'interpréter Arcet comme un campement à activité spécialisée où une technique de production particulière a été expérimentée sans qu'elle débouche sur un produit fini exporté. Pour la seconde phase, le Magdalénien, la meilleure documentation provient de Brassempouy qui permet d'utiles comparaisons avec les abris-sous-roche de Sorde-l'Abbaye et les sites basques, même si les niveaux les plus récents de la grotte du Pape et de la galerie des Hyènes ne semblent pas contenir de témoins des phases finales de cette période. Toutefois, certains outils mis en évidence par J.C. Merlet, notamment à Montaut, semblent se rattacher plus nettement à l'Azilien.

L'occupation de la fin du Paléolithique à la conquête romaine

Des prospections récentes dues à J.C. Merlet ou à M.C. Gineste (Gineste *et al.*, 1995) travaillant avec ce dernier pour l'étude du matériel, ont mis en évidence des sites de plein air, généralement situés sur les hauteurs et livrant du matériel lithique composé essentiellement d'éclats de décortilage et d'épannelage des blocs mais aussi de *nuclei* et d'outils attribuables au Néolithique ou à l'âge du bronze (dominant alors des racloirs, associés à des meules en Grès de Coudure et des haches polies en ophite). La rareté du matériel céramique de ces périodes ramassé en prospection, peut s'expliquer par l'acidité des sols, leur relativement dense mise en culture et les destructions qui en résultent. Une des constantes de ces sites nouvellement découverts est l'absence d'outillage vraiment caractéristique et des occupations du Paléolithique jusqu'aux âges des métaux. Etant relativement éloignés des sources de matière première lithique, ce qui implique le transport de celle-ci, il semble que le choix du lieu d'implantation soit plus lié à des activités comme la chasse et la pêche. Les gisements se localisent préférentiellement sur des positions dominantes aux abords de ruisseaux (sites inédits de Sainte-Colombe et de Vielle-Tursan).

En ce qui concerne les habitats de la protohistoire (âges des métaux), G. Fabre (1952) avait effectué un recensement des sites protohistoriques du secteur par dépouillement de la bibliographie ancienne et notamment des travaux de M. Chopinet. Son inventaire des sites protohistoriques reste important même si un grand nombre de camps ici signalés s'avèrent, au fur et à mesure des travaux de prospection, correspondre plutôt à des mottes castrales. La superposition des deux périodes est admise dans certains cas (l'exemple le plus célèbre est fourni par le camp de Mus à Doazit, et avec moins de certitude par Mayouraou sur le territoire de la commune d'Hagetmau), mais on peut déplorer l'absence d'une véritable investigation archéologique sur ces camps de hauteur dont D. Roux a montré une certaine cohérence avec les systèmes de circulation depuis le piémont pyrénéen. La relative faible densité des vestiges de nécropoles tumulaires dans ce secteur sauf aux abords d'Hagetmau et vers Vielle-Tursan, aux marges de la carte, incite à une grande prudence quant à la datation comme protohistorique de sites livrant par ailleurs peu de matériel céramique en prospection. Des éperons barrés tout à fait caractéristiques ont cependant été repérés sur ce territoire, confortant la validité de certains toponymes comme Castéra, mais sans reconnaissances archéologiques formelles autres que la photographie aérienne.

En Tursan, fouillant un groupe de *tumuli* à la fin du siècle dernier, P.E. Dubalen a mis au jour des *phiales* à inscriptions ibériques qui confirment que pendant la fin de l'âge du fer au moins, la Chalosse a du être en contact avec des populations de l'autre versant des Pyrénées. Certaines découvertes anciennes comme celle d'Eyres-Moncube (1844) où des pièces de monnaie caractéristiques, présentant à l'avant une tête barbue et au revers une élévation globuleuse un peu allongée, ont été attribuées aux Tarusates d'Aire, témoignent de la présence aquitaine dans ce territoire et confirment au II^e siècle avant notre ère, une circulation monétaire préromaine.

L'Antiquité et ses incertitudes

La romanisation de la région n'aura lieu qu'au moment de la conquête de Crassus succédant de peu à la défaite des Sotiates (Sos, Lot-et-Garonne) autour de 56 avant notre ère ; la dernière bataille avant la conquête césarienne de cette petite Aquitaine du Sud de la Garonne se livrant certainement au Nord de l'Adour contre les Tarusates. Après les révoltes de 29/28 avant J.C. qui ont vu M. Valérius Messala sur les bords de l'Adour, l'implantation des Romains est définitivement acquise, et la cité de Dax autour du peuple des Tarbelles, célèbres pour leur qualité de mineurs, doit regrouper une grande partie du territoire qui nous occupe. Mais une part difficile à mesurer voit son sort lié à celui d'Aire dont on ignore si elle était chef-lieu de cité durant le haut Empire. Si tel était le cas, son territoire s'étendait jusqu'au Béarn et au passage du Somport entre les deux grandes

cités de Dax et des Élusates d'Eauze. Dans le cas inverse, il est possible qu'un partage entre Dax et Eauze ait eu lieu, qui ne sera corrigé au bénéfice d'Aire-sur-l'Adour qu'aux III-IV^e siècles de notre ère, au moment de la création de la Novempopulanie.

En tout état de cause, l'occupation antique du secteur est très mal connue pour le début de l'Empire puisque les états fouillés des *villae* de Saint-Sever (hors du cadre ici étudié, dans la vallée du Gabas) et de Gaujacq (hors de la carte et dominant le Luy de France) appartiennent plutôt au bas Empire. Le seul bénéfice de cette nature connu dans le cadre de la carte géologique Hagetmau est le site de la Haute Salle à Serres-Gaston où les premières fouilles sont signalées par H. Tartièrre en 1866, témoignant d'un habitat résidentiel de qualité : présence de marbre, d'éléments de sculpture et de mobilier antique. Les précisions quant à la chronologie du site restent très faibles malgré les sondages ou les notes que lui consacrent L. Martres en 1875, E. Taillebois et J.E. Dufourcet en 1882 puis 1888, C. Lacoste en 1961 et finalement B. Watier. Celle-ci réalise la première intervention archéologique bien documentée sur une petite partie du site en 1974, dégageant trois états dont un du IV^e siècle de notre ère. L'étude réalisée par C. Balmelle à partir des fragments de mosaïques conservés conclut, elle aussi, à une occupation du bas Empire, ce qui n'exclut pas une installation antérieure.

Des traces plus diffuses d'occupation antique ont été étudiées par R. Arambourou (sur Mouscardès) puis par B. Watier (à Bonnegarde) ou signalées plus récemment par MM. Dufau et Marsan (à Labastide-Chalosse), mettant en évidence des habitats intercalaires entre les grands établissements agricoles antiques évoqués précédemment. En tout état de cause, l'exploitation agricole du secteur à l'époque antique apparaît comme réduite, privilégiant les vallées dont celle du Gabas où Serres-Gaston se situe à une distance équivalente du gleyzia d'Augreilh à Saint-Sever et de l'Arribère dous Gleisia à Lalouquette (Pyrénées-Atlantiques) ou celle du Luy de France.

Ces établissements exploitaient certainement les plateaux pour l'élevage ou la récolte des produits de la forêt par l'intermédiaire d'un réseau d'habitats secondaires : fermes, hameaux villageois à peine entrevus par l'archéologie. Le véritable essor de cette région ne paraît pas avoir eu lieu - en l'état actuel de nos connaissances - avant la création de l'abbaye de Saint-Sever, vers le X^e siècle. Ses possessions temporelles vont s'étendre prioritairement en Chalosse, quadrillant le territoire mais dynamisées également par un axe de circulation vers le Béarn que les fors anciens qualifient de vieille route : Sault-de-Navailles, Hagetmau, Saint-Sever où se situe le passage de l'Adour.

De l'époque médiévale aux temps modernes

Si les données historiques et archéologiques sont quasi inexistantes pour la période entre le VI^e siècle et le XI^e siècle, cela est vrai pour presque toute la Gascogne où les passages successifs -et pour certains peut-être légendaires - des Wisigoths, des Francs, des Vascons, des Arabes et enfin des Normands, ont achevé de brouiller les pistes d'une histoire sans texte. Il apparaît cependant que Saint-Sever, et peut-être Aire-sur-l'Adour, d'un point de vue religieux, vont fixer à partir du substrat antique la nouvelle dynastie gasconne : ce sont les mottes castrales du plateau de Morlanne à Saint-Sever qui paraissent avoir servi de lieu de réunion pour Sanche Guillaume et ses vassaux au XI^e siècle, et c'est au pied de ce même site que son ancêtre Guillaume Sanche avait fait bâtir en 988 le monastère comtal situé entre les deux vicomtés de Dax et de Marsan.

L'histoire religieuse de la région reste à écrire, au-delà des légendes hagiographiques de Saint-Girons et de Saint-Sever, toutes deux créations tardives du XII^e siècle. Le diocèse d'Aire n'est attesté qu'en 506 et la liste épiscopale s'interrompt peu après 670, pourtant presque un siècle après celle de Dax. Un évêque des Gascons ne sera connu à Bazas qu'à partir du X^e siècle : Bombaud, le propre frère de Guillaume Sanche, qui revendique la restauration des anciens évêchés de Novempopulanie.

Les données de prospections récentes (Vergain, 1993 ; Gineste, 1994) ont montré l'importance du réseau de mottes castrales dans ce secteur qui connaît, comme le reste de la Gascogne, entre le IX^e et le XI^e siècle, une organisation sociale s'appuyant sur la classe des *miles*. Sans qu'il soit possible d'affirmer des datations précises pour ces vestiges, on peut citer les mottes cadastrales de Lacrabe, Doazit, Castelnau-Tursan, Cam-de-Louts à Larbey, Jupouy à Vielle-Tursan, Cordelier à Saint-Loubouer, Lacrouts à Horsarrieu ou Lassalle à Montaut.

A partir du XII^e siècle, des phénomènes concomitants entraînent un bouleversement du paysage : le réseau paroissial est affirmé, les conflits politiques entre les souverains anglais et les ducs d'Aquitaine obligent la région à prendre partie et à se doter de structures nouvelles : castelnaux (Brassempouy, Montaut, Doazit), bastides (Bonnegarde, Labastide-Chalosse appelée alors La Bastide du Pont-de-la-Reine lorsqu'elle fut fondée en 1327), mises en défense de maisons seigneuriales par l'administration anglaise (Dumes en 1288, Audignon en 1316 mais aussi Serreslous, Momuy,...), premières chartes de communes (Chabas, 1968). Les chemins du pèlerinage de Saint-Jacques - dont l'origine est plus ancienne - guident le développement et incitent à l'essor des églises de pèlerinage et à la création d'hôpitaux. Des ordres militaires sont à l'initiative de certaines de ces créations : hospitaliers ou du Saint-Esprit à Horsarrieu (XII^e siècle), chevaliers de Saint-Jacques de l'épée rouge, d'origine espagnole, à Audignon

(mentionné en 1274 et 1286), mais il peut s'agir dans certains cas de seigneuries rurales (comme à Larbey où existait une enclave dépendant directement du pouvoir royal qui y conservait seul le droit de justice, appelé les ostaux royaux) et les bénédictins avaient leur propre réseau (Saint-Michel à Saint-Sever). Deux chemins principaux, étudiés par P. Dubédat, passaient par la Chalosse : après Saint-Sever et Audignon, on pouvait gagner Sault-de-Navailles par Horsarrieu et Saint-Girons ou alors gagner Saint-Cricq sur le gave de Pau.

L'art roman, ici bien représenté, témoigne de l'expansion démographique et économique de la Chalosse au cours de ces deux siècles et l'on doit chercher l'origine de certaines églises dans les chapelles castrales primitives, en l'absence d'indices de romanisation. L'histoire médiévale et moderne de la région peut aussi se lire à travers les édifices religieux : ainsi la faiblesse des créations gothiques et la transformation des églises en réduits défensifs durant les « siècles noirs » de la guerre de Cent Ans, mais aussi les aménagements et les agrandissements entre le milieu du XV^e siècle et le début des guerres de religion par l'adjonction de collatéraux et de voûtes, (Cabanot *et al*, 1987).

C'est ce même mouvement que l'on retrouvera, après les destructions des guerres religieuses, aux XVII^e et XVIII^e siècles où de nouvelles chapelles, la création de porches ou de sacristies et parfois d'un portail monumental comme celui de Brocas (Montaut), sans oublier les décors intérieurs (retables des Mazetti), confirment le renouveau de cette région.

Exploitations de l'argile (Samadet), des grès (Coudures) et du calcaire (Audignon) sont mieux connues à partir du début du XIX^e siècle mais puisent leur origine au moins au début des temps modernes, rappelant la permanence d'une relation entre les hommes et les matières premières qui est présente ici depuis la préhistoire.

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

Il est possible de débiter l'itinéraire géologique par le petit village de Poudenx au Sud de la carte. Depuis cette butte-témoin au sommet de Glaises bigarrées nous dominons la vallée du Luy de France. Bertrand de Poudenx en est le premier seigneur cité en 1072. Le château fut pris par les Anglais et détruit en 1452.

Par la D 56 tournons le dos aux Pyrénées. Si dans les virages apparaissent les Sables fauves, le contact avec les molasses sera par contre difficile à visualiser du fait des colluvions de pente. Remontons sur le flanc droit de la vallée pour passer dans Lacrabe qui résista victorieusement aux troupes d'Edouard III d'Angleterre en 1253. À partir du village nous retrouvons les Glaises bigarrées.

En continuant au Nord vers Hagetmau, nous atteignons rapidement la terrasse Fu dont le sommet argilo-limoneux n'est pas fait pour faciliter la différenciation avec les terrains dans lesquels elle s'encaisse. En empruntant la rocade ouest d'Hagetmau, les talus permettent d'observer, sur 5 à 8 m d'épaisseur, les éléments constituant cet alluvionnement. En gravissant la rive nord du Louts, peu avant le croisement menant à la crypte de Saint-Girons, il est possible de repérer dans le fossé le contact entre les Sables fauves et la molasse. Une petite halte à la crypte nous rappellera que l'abbaye fut fondée en 778 par Charlemagne et détruite en 1569 durant les affrontements entre protestants et catholiques.

Dirigeons-nous vers l'Ouest jusqu'à atteindre Brassempouy. Le village, bâti sur une crête étroite de Sables fauves à graviers, présente une disposition en « arête de poisson ». Occupé par les armées anglaises au XIII^e et XIV^e siècle, il possède une église romane remaniée postérieurement par des adjonctions gothiques. Une visite au musée archéologique fera découvrir, outre un outillage lithique important, une réplique d'une des figurations humaines les plus anciennes : la « Vénus à la capuche », découverte dans la grotte du Pape à l'Est du village.

Retournons maintenant vers le Nord, traversons Saint-Cricq-de-Chalosse, laissons à gauche le château de Marquebielle, la route serpente alors dans les niveaux ocre des Sables fauves; Profitons, après le château, de la vue vers l'Ouest, pour observer la géomorphologie en creux du diapir de Bastennes. Empruntons ensuite la route à droite qui nous amène vers le petit village perché de Bergouey. Au sommet nous attend l'église fortifiée du XII^e et une fontaine de dévotion réputée pour guérir les goitres. En bordure du cimetière, prendre le petit chemin qui dévale vers Gas ; dans le virage, il est possible d'observer les couches redressées par la montée du diapir. En empruntant le gué sur le Louts, nous passons en rive droite sur un affleurement des Couches lagunaires. Nous accédons ensuite à la terrasse Fu en direction de Doazit ; par un petit détour vers l'Est nous passons au bas de la double enceinte du camp préhistorique du Mus. Nous pouvons rejoindre alors Saint-Aubin par la D 18. À l'Est du village, les talus de la route permettent de voir des blocs de Grès de Coudures. La paroisse apparaît au VIII^e siècle, la place centrale fait admirer une église fortifiée possédant une abside du XII^e. Saint-Aubin fut le siège de graves incidents au cours de la Fronde.

Par la D 18 roulons vers Montaut, nous recoupons alors perpendiculairement l'axe de l'anticlinal d'Audignon. La carrière d'Arcet constitue un affleurement particulièrement démonstratif, puisqu'il permet de passer en revue les dolomies du Paléocène inférieur et un des rares contacts discordants visibles de l'Oligocène. Juste après la carrière, gravissons le petit chemin qui monte vers Banos. Une grande partie de la montée s'effectue sur les molasses ; la butte est couronnée par des Sables fauves à croûte

ferrugineuse basale. Nous sommes sur le flanc nord de l'anticlinal. Depuis la route qui traverse le village nous avons vue sur le panorama de la plaine landaise. Pour rejoindre Audignon, tournons vers le Sud à la hauteur du cimetière ; avant d'arriver au croisement de Guillot, des silex signalent la présence du Campanien. Dans la montée vers Lagouardère, les bois de la partie gauche de la route cachent d'anciennes petites carrières installées sur les couches de l'Albien supérieur. Le site d'Audignon a été le siège d'une commanderie du Saint-Esprit sur les chemins de Compostelle au XIII^e. En passant à pied à côté de l'église et son clocher-donjon, on peut traverser le Laudon sur un pont de bois et accéder aux anciennes extractions dans le calcaire du Cénomaniien.

Prenons ensuite durant 500 m la D 78 vers le Sud et bifurquons vers la gauche en direction de Dumes. La route longe des affleurements du Turono-Santonien ; lorsqu'elle s'élève, le changement dans les silex montre le passage aux Couches de Pé-Marie. Le château de Dumes fut édifié en 1289 par Guitard d'Arambès sur autorisation d'Edouard I d'Angleterre ; fief des Navailles, il fut rasé sur ordre de Richelieu au XVII^e.

Traversons la D 933 vers l'Est, franchissons le Gabas, et remontons la vallée jusqu'à Coudures, patrie de d'Audigeos chef de la révolte contre la gabelle au XVII^e siècle. Éloignons-nous vers le Nord par la D 52, après avoir franchi le Bas, virons vers Sarraziet. Dans le premier lacet de la route figure un bloc de Grès de Coudures, ensuite apparaissent les Sables fauves. Sarraziet fut érigé en baronnie par Louis XI en 1461 en faveur de Guicharnaud de Lescun. En empruntant la petite route à droite après l'église nous pouvons descendre vers les anciennes carrières de calcaire blanc à alvéolines de l'Ilerdien.

Dirigeons-nous vers la vallée du Bahus et remontons-là en direction de Buanes. Juste après avoir traversé le petit ruisseau du Baziou, tournons à gauche vers le moulin du Houns ; les bois à droite de la route dissimulent les affleurements du Paléocène supérieur. Par la première route à notre droite gagnons Buanes en traversant les formations quartzitiques des Grès de Coudures. Cette bastide, cofondée en 1346 par Pierre I de Castelnaud et Édouard II d'Angleterre, possède une église du XIV^e avec un clocher-mur.

Par Classun il est possible de retrouver la vallée du Bahus et de remonter vers l'amont. Les Couches de Sarraziet, jadis exploitées dans le bois avant le pont, marquent la terminaison périclinale de la structure d'Audignon. La petite route en rive droite de la vallée, aboutit au village thermal d'Eugénie-les-Bains. Lancée sous Henri IV puis véritablement mis en vogue par l'impératrice, la station se forge maintenant une réputation dans le domaine de la diététique. Il sera donc possible d'en tester les vertus, surtout si durant l'itinéraire proposé, la tentation d'un repas en ferme-auberge vous a fait goûter au confit de canard, aux cèpes et au vin de Tursan.

BIBLIOGRAPHIE

- ALIMENH. (1964) - Le Quaternaire des Pyrénées de la Bigorre. Mém. Serv. Carte géol. Fr., 394 p.
- BERGOUIGNOUX F.M., CROUZEL F. (1949) - Les faciès des Sables fauves (Vindobonien sup.) dans le Bassin d'Aquitaine. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), 19, p. 135-153
- BOULANGER D., DEICHAG. (1958) - Présence de différents types d'accidents siliceux dans le Sénonien supérieur de Dumes (Landes). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6^e sér., p. 159-163.
- BOULANGER D., MASSIEUX M., PLAZIAT J.C, TOUMARKINE M. (1967) - Essai de corrélation stratigraphique entre les marnes à *Xanthopsis* de Chalosse, les couches à *Nummulites atacicus* des Corbières septentrionales et le Lutétien du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 9, p. 367-370.
- BRGM (éd.), ELF-RE, ESSO-REP, SNPA (1974) - Atlas géologique du bassin d'Aquitaine.
- BUGNICOURT D., CLARAC P., DUPEYRON J., PRIVE-GILL C, SAUVAGE J. (1988) - Sédimentologie, bois fossiles et palynologie d'une couche à lignite de Capvern (plateau du Lannemezan, Hautes-Pyrénées). *Bull. Centres rech. explor. prod. Elf-Aquitaine*, 12, 2, p. 739-757.
- BURGER J.J., CUVILLIER J., SCHOEFFLER J. (1945) - Stratigraphie du Nummulitique de la Chalosse de Montfort. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), 15, p. 207-220.
- CABANOT J., MARQUETTE J.B., SUAUB. (1987) - Églises de Chalosse. Mont-de-Marsan.
- CAPDEVILLE J.P. (1990) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Mont-de-Marsan (951). Orléans: BRGM, 41 p. Carte géologique par J.P. Capdeville, J. Dubreuilh (1990).
- CHABAS D. (1968) - Villes et villages des Landes. Bayonne, t. 1, p. 47-53.
- CHARITAT P. (1961) - Étude géologique de la région de Montgaillard-Capvern (Hautes-Pyrénées). Thèse 3^e cycle, Paris, 101 p.
- CROUZEL F. (1957) - Le Miocène continental du Bassin d'Aquitaine. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 54, n^o 248, 264 p.
- CURNELLE R., DUBOIS P. (1985) - Évolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français : bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), II, 4, p. 529-546.
- CUVILLIER J. (1956) - Stratigraphic correlations by microfacies in Western Aquitaine. Leiden : E.J. Brill, 2^e éd.
- DAGAIN P. (1948) - L'Aquitaine occidentale. Paris : Herman, 326 p.
- DEBOURLE A. (1974) - Les bryozoaires du Nummulitique d'Aquitaine sud-occidentale. Thèse État, Bordeaux 238 p.

- DELFAUD J. (1972) - Remarques sur les directions subméridiennes en Aquitaine. *Bull. Soc. linn. Bordeaux*, t. 2, n° 8, p. 163-167
- DELOFFRE R. (1988) - Itinéraire géologique en Chalosse. *Bull. Centres rech. explor. prod. Elf-Aquitaine* 12, 2, p. 707-737.
- DELOFFRE R., DELMAS M. (1962) - Un niveau à algues calcaires au passage Albien-Cénomani en Aquitaine. *Rev. micropal*, vol. 5, n° 3, p. 214-222.
- DELPORTE H. (1980) - Brassempouy, la grotte du Pape. Station préhistorique. Il y a 20 000 ans, l'art. Contis.
- DEMANT A., MORATA D. (1996) - Dolérites tholéitiques des Landes (France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 167, 3, p. 321-333.
- DUBALEN P.E. (1910) - Rapport géologique sur les environs de Dax. Mont-de-Marsan : Tixier-Legrand, 19 p.
- DUFOUR L. (1824) - Note sur l'alumine hydratée silicifère ou lenzénite des environs de Saint-Sever. *Ann. sci. nat.*, t. II, p. 21-26.
- DUPLAIX S. (1956) - Étude des formations meubles de la Gascogne, du Pays Basque et de leur littoral. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 7, p. 108.
- DUPOUY-CAMET J. (1952) - Recherches structurales sur les accidents tertiaires du sud-ouest de l'Aquitaine. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 33, t. XLIX, p. 249-537.
- FABRE A. (1939) - Description des terrains tertiaires du Médoc. Thèse, Paris. Bordeaux : Drouillard.
- FABRE G. (1952) - Les civilisations protohistoriques de l'Aquitaine. Paris.
- FALLOT E. (1892) - Quelques observations sur le Crétacé supérieur dans l'intérieur du Bassin d'Aquitaine et ses relations avec les terrains tertiaires. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3^e sér., t. XX, p. 350-370.
- FEINBERG H. (1964) - Contribution à l'étude stratigraphique et structurale du dôme d'Audignon. Thèse 3^e cycle, Paris, 182 p.
- FOLLIOT M. (1993) - Les faluns de Salles et de Mios (Gironde). Étude paléoécologique et propositions paléogéographiques. Thèse doct. univ. Bordeaux I, 128 p.
- FROSSARD C. (1885) - Minéraux de Bastennes (Landes). *Bull. Soc. Borda*, Dax, t. 10, p. 315-327.
- GINESTE M.C, TURQ A., VERGAIN P. (1995) - Prospection archéologique diachronique sur le nord de la Chalosse. BSB, p. 423-432.
- GLANGEAUD L. (1938) - Sur la découverte d'un gisement à *Anthracotherium* dans les lignites stampiens de Nassiet (Landes). *P. V. Soc. linn. Bordeaux*, XC, p. 16-22.
- GREGOR H.J. (1985) - Vorläufiger Bericht über neuer Pflanzenfossilien aus Tertiären sedimenten, Sud-Frankreich. *Documenta naturae*, 25, S. 12-14.

- GROSDIDEER É., SAINT-MARC P. (1964) - Sur la présence de *Thomasinella* (foraminifère) en Aquitaine. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 2, p. 68-70.
- GUERINC. (1980) - Rhinocéros fossiles du Miocène terminal au Pléistocène d'Europe occidentale (thèse État, Lyon). Doc. lab. géol. fac. sci. Lyon, n° 79, 202 p.
- HUARD J. (1974) - Premiers résultats de l'étude paléobotanique des couches à lignites néogènes des Landes. Mém. BRGM, n° 78, tome 2, p. 509-512.
- HUBERT H. (1988) - Les types de stations forestières du Lannemezan, Gers et moyen-Adour. CÉMAGREF, 186 p.
- JACQUOT E., RAULIN V. (1886) - Statistiques géologiques et agronomiques du département des Landes. Mont-de-Marsan : Delaroy.
- LE POCHAT G., THIBAUT C. (1977) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Dax (977). Carte géologique par G. Le Pochat, C. Thibault, P. Andreieff (1977).
- LAPADU-HARGUES P. (1942) - Sur l'étude granulométrique des Sables fauves du Béarn. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 127-128.
- MAGNE J., BAUDELLOT S., CROUZEL F., GOURINARD Y., WALLEZ M.J. (1985) - La mer du Langhien inférieur a envahi le centre du bassin d'Aquitaine : arguments biostratigraphiques et géochronologiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 300, sér. II, n° 19, p. 961-964.
- MAURIAUD P. (1987) - La tectonique salifère d'Aquitaine. Le Bassin d'Aquitaine. *Revue Pétrole et Techniques*, n° 335, p. 38-41.
- MERLET J.C. (1991) - Le gisement préhistorique d'Arcet. Montaut.
- NEUMANN M. (1958) - Révision des orbitoïdes du Crétacé et de l'Éocène en Aquitaine occidentale. Thèse État, Paris, 382 p.
- OLIVET J.L., BONNIN J., BEUZART P., AUZENDE J.M. (1981) - Cinématique de l'Atlantique nord et central. Publications CNEXO, rapport sci. et technique n° 54, 108 p.
- REPELIN J. (1914) - Feuille de Mont-de-Marsan. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 136, t. XXIII, p. 144-147.
- REYT L., DUBALEN J. (1892) - Notice géologique et agronomique sur la protubérance crétacée des environs de Saint-Sever (Landes). *Assoc. fr. avanc. sci.*, Pau, 21, p. 382-387.
- RICHARD M. (1948) - Les gisements de mammifères tertiaires. Contribution à l'étude du Bassin d'Aquitaine. Mém. Soc. géol. Fr., n° 52, t. XXIV, 380 p.
- SAUVAGE J. (1969) - Etude sporo-pollinique des formations miocènes d'Orignac (Pyrénées centrales). Doc. lab. géol. fac. sci. Lyon, 31, p. 1-19.

- SCHOEFFLER J. (1971) - Étude structurale des terrains molassiques du piémont nord-pyrénéen de Peyrehorade à Carcassonne. Thèse État, Bordeaux, 371 p.
- SUC J.P., LE GIGAN P., DINIZ F. (1986) - Analyses polliniques de lignites néogènes des Landes : Arjuzanx et Hostens (France). *Bull. Inst. géol. bassin Aquitaine*, n° 40, p. 53-65.
- STEHLIN H.G. (1910) - Die Säugetiere des schweizerischen Eocaens. Mém. Soc. paléont. Suisse, t. XXXVI, p. 838-1164.
- TAILLEFER F. (1951) - Le piémont des Pyrénées françaises. Privat éd., 375 p.
- THIBAUT C. (1970) - Recherches sur les terrains quaternaires du bassin de l'Adour. Thèse État, Bordeaux I, 3 t., 385 p.
- VASSEUR G. (1902) - Révision de la carte géologique. Feuille d'Orthez. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XII, n° 85, p. 135.
- VIENNOT P. (1927) - Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 163, t. XXX.
- VIRET J. (1938) - Sur les argiles ligniteuses de Nassiet, près d'Amou (Landes). *CR. Acad. Sci*, Paris, 207, p. 500.
- VOGT J. (1979) - Tremblements de terre. Mém. BRGM, n° 56, 183 p.
- ZOLNAÏ G. (1971) - Le front nord des Pyrénées occidentales. In « Histoire structurale du golfe de Gascogne ». Paris : Technip, 1, IV-5, 128 p.

Carte géologique de la France à 1/80 000

- Feuille *Castelnau*, par E. Jacquot (1884).
- Feuille *Montréal*, par E. Jacquot (1884).
- Feuille *Mont-de-Marsan*, par E. Jacquot, V. Raulin (1888).
- Feuille *Orthez*, par G. Vasseur, M. Bresson, M. Savornin, E. Maury (1912).

Carte géologique des Pyrénées à 1/250 000

- Feuille n° 1, SNEA(P), Pau (1965).

DOCUMENTS CONSULTABLES

Les sondages et résultats des travaux souterrains exécutés sur l'ensemble de la feuille sont archivés à la banque de données du sous-sol du BRGM. Les documents, régulièrement actualisés, peuvent être consultés au service géologique régional Aquitaine, av. Dr-Schweitzer, 33600 Pessac, ou au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée en 1994 par J.P. CAPDEVILLE, ingénieur géologue au BRGM, Service géologique national (département Cartes et synthèses géologiques), avec la collaboration de M.C. GINESTE (Association des fouilles archéologiques nationales, antenne de Lormont), A. TURQ et P. VERGAIN (service régional de l'Archéologie, Bordeaux), pour le chapitre « Préhistoire et archéologie ».

Présentation au CCGF : 22 juin 1994

Acceptation de la carte et de la notice : 11 décembre 1995

Impression de la carte : 1997

Impression de la notice : juillet 1997