



PLAISANCE

La carte géologique à 1/50 000
 PLAISANCE est recouverte par les coupures suivantes
 de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
 au nord : MONTRÉAL (N° 216)
 au sud : CASTELNAU (N° 228)

Nogaro	Eauze	Fleurance
Aire- s-l'Adour	PLAISANCE	Auch
Lembeye	Vic- en-Bigorre	Mirande

**CARTE
 GÉOLOGIQUE
 DE LA FRANCE
 A 1/50 000**

BUREAU DE
 RECHERCHES
 GÉOLOGIQUES
 ET MINIÈRES

PLAISANCE

*Pays vert
 d'Antagnan-Montesquiou*



BRGM

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
 DES P. et T. ET DU TOURISME
 BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
 SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
 Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
PLAISANCE A 1/50 000**

par

J. COSSON

avec la collaboration de F. CROUZEL, M. ICOLE, J. ROCHE

1987

SOMMAIRE

	Pages
PRÉSENTATION D'ENSEMBLE, GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE	5
HISTOIRE GÉOLOGIQUE ET ÉVOLUTIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	15
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	15
Trias et Infra-Lias	15
Lias post-évacuaires	18
Jurassique moyen et supérieur	19
Crétacé inférieur	21
Crétacé supérieur	25
Tertiaire	26
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	28
Tertiaire	28
Quaternaire	33
APERÇU STRUCTURAL	38
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	41
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	41
<i>SUBSTANCES MINÉRALES</i>	43
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	45
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	45
<i>TABLEAU DES SONDAGES</i>	46
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	48
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	51
AUTEURS DE LA NOTICE	51

PRÉSENTATION D'ENSEMBLE, GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

Le territoire couvert par la feuille Plaisance à 1/50 000 se situe dans le Sud-Ouest du département du Gers, à cheval sur les cantons d'Aignan, Montesquiou, Plaisance et Vic-Fezensac. On se trouve là aux confins des deux Armagnacs (Bas et Haut), du pays de Rivière-Basse et de la Ténarèze, dans un secteur déjà bien en aval sur le piémont pyrénéen.

Du point de vue de l'hydrographie, la superficie de la feuille est distribuée à parts presque égales entre les bassins de la Garonne et de l'Adour : venant du Sud par Saint-Christaud (feuille Vic-en-Bigorre), la crête de partage des eaux passe ici par Baccarisse, Peyrusse-Grande, Lupiac, et se poursuit au-delà en direction d'Eauze et Losse. C'est l'itinéraire emprunté jadis par la Ténarèze, antique chemin qui, depuis les environs de Capvern jusqu'à Bordeaux, permettait de traverser l'Aquitaine sans franchir une seule rivière.

A l'Est de cette ligne, les rivières (Osse, Guiroue, Lauzoue) se dirigent droit vers le Nord pour rejoindre la Garonne par l'intermédiaire de la Baise. A l'Ouest, la Douze, la Ribерette (ou Petit Midour), le Midour et l'Arros incurvent leur cours vers le Nord-Ouest, en direction de l'Adour. La grande plaine de celui-ci, déblayée par les eaux d'un ancien gave de Pau, n'apparaît que très partiellement, dans le coin sud-ouest de la feuille où elle s'élargit autour de Plaisance, au débouché de la vallée de l'Arros.

Toutes les autres rivières citées ont des vallées relativement étroites et rectilignes, avec une basse plaine réduite et un profil en travers dissymétrique, de type gascon : le versant de rive droite, exposé à l'Ouest, court et abrupt, entaille le substrat tertiaire, tandis que le versant de rive gauche, long et en pente douce, est encombré de dépôts quaternaires.

Entre ces longues vallées plus ou moins parallèles, et qu'elles commandent en général de moins de 100 m, des collines, bien disséquées par de nombreux vallons secondaires, abaissent leurs reliefs adoucis de 270-280 m dans le Centre-Sud de la feuille à 210-220 m dans le Nord-Est et 150-160 m dans le Nord-Ouest.

En accord avec sa localisation sur le piémont pyrénéen, le domaine de la feuille Plaisance est recouvert en totalité par des sédiments post-orogéniques.

Les terrains affleurants s'étagent du Néogène à l'Actuel. Les plus anciens sont des *dépôts molassiques continentaux* qui débütent avec l'Aquitaniien supérieur (tout juste dégagé par l'érosion aux abords du confluent de l'Osse et de la Guiroue) et se superposent dans un ordre normal, sans discontinuité marquante, jusqu'à l'Helvétien supérieur basal inclus. A ce niveau prend place une importante lacune d'érosion correspondant à la plus grande partie de l'Helvétien supérieur ainsi qu'au Tortonien inférieur et moyen.

Au-dessus, mais seulement dans le quart nord-ouest du territoire de la feuille, viennent les *Sables fauves*, formation littorale insérée dans le modelé de dissection antérieur et de ce fait en rapports variés avec les terrains molassiques. Ces sables sont surmontés à leur tour par les *argiles à galets*, d'âge pontien, dont l'épandage, généralisé à l'Ouest de la Lauzoue, a comblé les vallées et nivelé la topographie en débordant partout sur les interfluves.

Les formations quaternaires, *alluvions* et surtout *colluvions*, se sont ensuite établies en contrebas de cette surface de remblaiement fini-tertiaire, à mesure de l'encaissement des vallées actuelles et de l'évolution de leur versants.

Du point de vue de la structure, l'ensemble des formations affleurantes apparaît presque horizontal, affecté seulement d'une légère inclinaison, irrégulière, vers le Nord-Ouest, en moyenne de l'ordre de 2 ‰ pour les dépôts molassiques tertiaires.

Vers la profondeur, le mur de ces mêmes formations continentales s'enfonce progressivement, d'au-dessus de - 500 m dans le Nord-Est du périmètre de la feuille, jusqu'au-dessous de - 1 500 m dans le Sud-Ouest ; la pente correspondante, relativement continue, est cependant accidentée par une ride d'orientation E.SE — W.NW, bien marquée de Gazax à Mondebat. Cette ride pourrait être apparue, à travers le remplissage du bassin, en écho halocinétique au rejeu éocène d'un linéament d'âge hercynien affectant le socle profond, de Mirande à Riscle et au-delà en direction de Mont-de-Marsan.

Enfin, dans la configuration générale actuelle de la surface anté-triasique, telle que proposée dans "Géologie du Bassin d'Aquitaine" (1974), le domaine de Plaisance se situerait sur l'aval d'une *flexure celtaquitaine* prolongeant en gros d'Arcachon à Toulouse le talus continental du golfe de Gascogne ; allongée ainsi de l'W.NW à l'E.SE, cette déclivité structurale aurait délimité la partie méridionale, subsidente, du bassin et l'extension du sel au Keuper. Cependant, cette charnière de subsidence ne doit pas s'interpréter comme une simple flexuration du socle régulière et continue. Elle traduit en fait l'affaissement différentiel, en touches de piano, de compartiments d'orientation NE — SW délimités par des failles hercyniennes dont le rejeu en extension a accompagné l'ouverture progressive de l'Atlantique (R. Curnelle, 1983).

HISTOIRE GÉOLOGIQUE ET ÉVOLUTIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Pour ce que nous en connaissons à l'heure actuelle, c'est-à-dire depuis l'aube des temps secondaires, l'histoire géologique du territoire couvert par la feuille Plaisance s'insère toute entière dans l'évolution du Bassin aquitain, dès l'origine de celui-ci.

Trias et Infralias

Au début du Trias, la partie aquitaine du craton hercynien enregistre les effets distensifs d'une proto-ouverture atlantique probablement amorcée dès le Stéphanien et poursuivie au cours du Permien (R. Curnelle, 1983) : des failles normales d'orientation SW — NE, et dont les plus actives regardent au Sud-Est, effondrent une série de demi-grabens parallèles séparés par des seuils peu accusés. Ce processus taphrogénique épargnant le bloc armorico-arverne, ces fossés se développent peu en direction du Nord-Est mais s'approfondissent au Sud-Ouest par subsidence différentielle. Sous un climat semi-aride à rares pluies torrentielles (*ibid.*), des oueds temporaires y déversent des apports plus ou moins grossiers de cônes alluviaux et de plaines d'épandage intermittentes (*Détritiques de base ou de bordure*), passant à des silts et argiles de sebkha, souvent à anhydrite diffuse et dolomie en nodules et passées (*Formation de Sébastopol*) ; dans les zones basses de ces sebkhas, des incursions marines passagères induisent un milieu lagunaire confiné, sous faible tranche d'eau, où

précipitent des évaporites à sel dominant. Ainsi localisée d'abord aux parties les plus déprimées des grabens actifs, cette *Formation salifère d'Avensac* va s'étendre progressivement à toute la partie méridionale du Bassin d'Aquitaine : elle y déborde tous les seuils antérieurs et atteint des épaisseurs considérables (680 m au forage Lacquy 101, sur la feuille Cazaubon). La très forte subsidence nécessaire à une telle accumulation de dépôts lagunaires s'accompagne de venues ophitiques impliquant des accidents crustaux ouverts jusqu'à la base de la lithosphère. Selon R. Curnelle (*ibid.*), ces événements et leur localisation traduisent la continuité synsédimentaire du processus distensif initial dont les effets, brusquement accentués vers le Sud-Ouest du bassin, y généraliseraient les effondrements. De Biscarosse à Toulouse, la charnière de cette subsidence, dite *flexure celtaquitaine* (Géologie du Bassin d'Aquitaine, 1974), ne refléterait donc pas une simple flexuration du socle, régulière et continue, mais le jeu, en touches de piano, de compartiments allongés du Nord-Est au Sud-Ouest et inégalement affaissés dans cette dernière direction.

Au-dessus de la formation salifère, un retour très général à des conditions de sebkha continentale amène la décantation d'argiles rouges ou bariolées à fréquents nodules d'anhydrite. Ces dépôts de comblement transgressent peu à peu au Nord de la charnière précédente où ils présentent un âge rhétien de plus en plus tardif en direction des bordures du bassin ; dans le même temps, le centre de celui-ci s'emplit de vases progressivement enrichies en matière organique et carbonates magnésiens, annonçant une prochaine reprise du processus évaporitique. L'ensemble de ces faciès supra-salifères est connu sous le nom de *Formation argilo-dolomitique*.

Pendant toute cette première période, la région de Plaisance se situe à l'aval très proche de la charnière de subsidence, et tous les faciès continento-évaporitiques décrits ci-avant y sont représentés en succession verticale et aussi latérale. En outre, un très puissant sill d'ophite (193 m au forage Louslitges 1) s'intercale ici dans la formation salifère : cette ascension de magma basaltique exprime bien le jeu distensif des failles profondes contrôlant l'enfoncement du bassin en cours de sédimentation.

Cette tectonique en extension s'atténue progressivement et aucune émission ophitique ne se manifeste dans l'Infralias ; cependant, les principaux traits structuraux demeurent ainsi que l'environnement continento-évaporitique qui en découle en climat sub-désertique. Le comblement tardi-triasique de l'Aquitaine par des vases salines ne marque qu'une pause momentanée dans le processus évaporitique : celui-ci se réamorçe bientôt avec le dépôt de la *Dolomie de Carcans*, repère faciologique dont l'âge varie de Rhétien moyen-supérieur au centre-sud du bassin à Hettangien vers les bordures (P. de Renévill, SNEA(P), cité par R. Curnelle, 1983). Au-dessus, subsidence et confinement installent une nouvelle et très puissante série à évaporites, interstratifiant argiles, marnes dolomitiques, dolomies et surtout anhydrite et sel. Ce dernier se localise à la partie centrale du bassin, la plus subsidente, modérément décalée vers le Nord par rapport à la zone d'extension du sel triasique ; par contre, l'anhydrite en déborde largement les limites pour atteindre les Charentes, le Périgord et le Quercy où elle passe latéralement à des faciès de bordure carbonatés et sableux. Cette formation évaporitique est dite *Zone à anhydrite* en raison de la prédominance et de l'extension de ce sulfate, attribuées à des modifications climatiques. Dans le domaine de la feuille, proche de leur ombilic, ces dépôts, composés d'alternances sel — anhydrite puis anhydrite — dolomicrite, atteignent 675 m d'épaisseur à Louslitges 1.

Lias post-évaporites

A la fin de l'Hettangien, l'arrêt de ce second épisode évaporitique marque un palier général dans le comblement du Bassin d'Aquitaine ; au-dessus, va pouvoir s'établir une plate-forme marine peu profonde à sédimentation plus uniforme (*Lias carbonaté*). Dès le Sinémurien, le niveau de la mer permet des communications entre l'Aquitaine et les Grands Causses, par le détroit de Rodez, et une avancée en direction de la Mésogée, par la région de Foix. Sur le territoire de la feuille Plaisance, des conditions de mer peu profonde, mais déjà moins confinée, à salure normale, se traduisent par le dépôt de dolomies parfois oolithiques.

La lente transgression ainsi amorcée s'amplifie au Lias moyen et supérieur : le seuil du Poitou s'ouvre, la communication avec la Mésogée s'affirme et la plate-forme aquitaine toute entière est largement soumise aux influences océaniques. Dans le même temps, les structures hercyniennes s'estompent et le territoire de la feuille Plaisance se situe dès lors sur une large ride très surbaissée, d'orientation subméridienne, dite *haut-fond d'Armagnac*. Déjà très sensible de Tarbes à Casteljaloux, ce dernier réduit les épaisseurs à son aplomb mais ne perturbe guère le faciès "*Lias marneux*" de la sédimentation régionale : les dépôts y restent de mer ouverte, assez uniformément marneux, parfois fugitivement entrecoupés de calcaires argileux ou plus rarement bioclastiques (cas du Domérien supérieur).

Dogger et Malm

Dès la base du Dogger, la sédimentation uniformément marneuse généralisée au Lias supérieur fait place à des faciès plus carbonatés contrôlés par une nouvelle paléogéographie du Bassin aquitain : amplifiant le haut-fond d'Armagnac qu'elle prolonge loin vers le Nord, une barrière oolithique et graveleuse, à tendance récifale, s'érige de Tarbes à Angoulême et sépare un domaine inframaréal à sédimentation calcaréo-argileuse, à l'Ouest, et un domaine de plate-forme interne confinée, à l'Est. Cette barrière subméridienne traverse le territoire de Plaisance : elle en occupe les deux tiers orientaux et va se maintenir ainsi jusqu'à mi-temps du Kimméridgien inférieur.

Vers ce moment, les prémices de la tectogenèse pyrénéenne commencent à induire de nouveaux changements dans la paléogéographie aquitaine. Au Kimméridgien inférieur terminal, la barrière subrécifale et la distribution en deux provinces subméridiennes s'effacent ; dans le Sud, s'esquissent deux dépressions d'allongement E.SE — W.NW, préfigurant respectivement les bassins crétacés de Mirande et de l'Adour. La plus grande partie de l'Aquitaine voit se déposer des calcaires argileux à rares passées marneuses, en milieu intertidal à faible énergie. Cependant, dans le domaine de Plaisance, une crête halocinétique s'élève sur l'alignement futur de la ride inframolassique de Gazax — Mondebat (cf. Aperçu structural) ; une érosion immédiate et intense y décape non seulement tout le Kimméridgien inférieur à la verticale de Louslitges 1, mais en outre tout l'Oxfordien et une partie du Dogger à l'aplomb de Bassoues 1.

L'évolution générale précédente s'accroît au Kimméridgien supérieur — Portlandien et amène un certain recul de la mer : deux hauts-fonds, môle de la Gironde et seuil des Landes, prolongent jusque dans l'Atlantique une péninsule de Montauban, progressivement émergée à partir du Lias. Ainsi sont individualisés les bassins des Charentes, de Parentis et de l'Adour — Mirande

où la sédimentation perd son caractère marin franc. Le territoire de Plaisance se situe dans le bassin relativement confiné de l'Adour — Mirande : les dépôts y deviennent presque exclusivement dolomitiques (*Dolomie de Mano*) et les microbrèches monogéniques interstratifiées pourraient y refléter la dissolution de passées anhydritiques.

Crétacé inférieur

Le retrait de la mer se poursuivant, l'Aquitaine septentrionale est toute entière exondée à l'aube du Crétacé. Dans le Sud, la sédimentation se circonscrit à des fonds de golfes très peu profonds : celui de Parentis est ouvert sur l'Atlantique, ceux de l'Adour et de Mirande, séparés du précédent par le seuil des Landes et l'un de l'autre par le *Haut de Maubourguet* (feuille Vic-en-Bigorre), s'allongent en direction de l'E.SE où ils communiquent entre eux et avec la Mésogée au-dessus d'un seuil parcouru de courants violents.

Cette paléogéographie va se maintenir sans modification importante pendant tout le Crétacé inférieur : le domaine de la feuille est alors inclus dans le bassin modérément confiné de Mirande, qu'il recouvre à peu près d'une rive à l'autre suivant la diagonale Plaisance — Roquebrune — Vic-Fezensac.

Au Berriasien, ces rivages apparaissent frangés d'argiles sableuses, fluviatiles ou côtières, qui passent latéralement, vers l'axe du golfe, à des calcaires micritiques de plate-forme interne en partie dolomitisés. Le sommet de ces *Calcaires de Ger*, enrichi en quartz, annonce le maximum de la régression entamée au Portlandien. Un très court épisode d'émergence, éventuellement incomplète, parachève ce retrait de la mer et marque d'influences continentales et estuariennes les argiles silteuses, sables et calcaires sableux qui constituent la *Formation du gamma-Ray* ; au sein de ces faciès, attribués à l'intervalle Valanginien — Hauterivien, s'amorce très vite une nouvelle transgression. Sur les fonds plats et très peu profonds du Bassin de Mirande, l'avancée de la mer élargit peu à peu une plate-forme abritée et relativement stable, à mesure que les rivages reculent. Si l'on excepte un retour très fugace à des conditions confinées, au cours du Barrémien, la transgression est assez continue et les autres oscillations du niveau de la mer n'induisent pas de variations lithologiques majeures : les faciès demeurent essentiellement micritiques jusque dans l'Albien où apparaissent localement des marnes quelque peu épaisses (50 m à Bassoues 1). Celles-ci constituent, sur le territoire de la feuille Plaisance, le seul écho à une accélération régionale de la subsidence qui intervient en fin de période (Aptien supérieur — Albien) et met le Bassin de Mirande en communication par l'Ouest avec celui de l'Adour ; dans le même temps, la mer ouverte pénètre déjà plus franchement dans ce dernier, à la faveur d'un sillon nord-pyrénéen qui se creuse de Tarbes au Nord de Pau, préfigurant la fosse du Flysch crétacé supérieur. Ces événements sont à relier aux mouvements orogéniques qui affectent les Pyrénées avant le Cénomaniens et à une étape dans l'ouverture du golfe de Gascogne.

Crétacé supérieur

Dès le Cénomaniens, la transgression relancée à l'Albien amène la mer à réoccuper la plus grande partie de l'Aquitaine et l'emplacement futur de la Haute Chaîne des Pyrénées. Elle laisse cependant émerger, à l'approche du Massif Central, une *péninsule de Toulouse — Montauban* dont les rivages ouest et sud courent du Lot à l'Aude, par Nérac et Pamiers, en passant alors largement au Sud d'Auch (30 km). Entre cette péninsule et une zone de non-

dépôt qui, de Tarbes à Pau, marque la rupture de pente vers la fosse plus méridionale du flysch, le Bassin de Mirande perd toute individualité et le territoire de Plaisance se situe dans un vaste domaine de plate-forme épicontinentale. Il s'y dépose essentiellement des calcaires plus ou moins graveleux, à microfaune benthique (*Couches de Pilo*).

Bien que les mêmes conditions d'environnement régional se maintiennent sans grande modification jusqu'à la fin du Crétacé, aucune formation attribuable à l'intervalle Turonien — Campanien n'a été recoupée en forage dans le périmètre de la feuille (cf. description des terrains). Certains indices permettant d'envisager une discordance sur fond durci à la base du Maastrichtien, cette lacune pourrait s'expliquer par effets de courants sous faible tranche d'eau, par exemple au-dessus d'un vaste haut-fond halocinétique qui pré luderait à la reprise ultérieure de la migration du sel en direction de la ride de Gazax.

Au Maastrichtien, la transgression se poursuit et les rivages ouest et sud de la péninsule de Toulouse reculent sur une ligne Nérac — Muret passant maintenant 30 km au Nord-Est d'Auch. Dans la région de Plaisance, l'enfoncement graduel de la plate-forme amène le dépôt des *Couches de Dumes*, formées de calcaires graveleux, parfois crayeux ou silicifiés, à Foraminifères essentiellement benthiques. En fin de période, quelques tendances lagunaires momentanées laissent prévoir un prochain retrait de la mer.

Paléocène

La régression ainsi annoncée est effective au Dano-Montien :

- la mer ouverte se retire sur une limite qui court du Sud d'Antin à Dax et de là vers Labrit et le Sud d'Arcachon, tandis que la fosse du flysch se localise au Sud d'une ride passant par Lacq, Pau et Saint-Gaudens,
- par l'Est et le Nord, les dépôts continentaux atteignent une ligne Saint-Marcet, Samatan, Auch, Roquefort,
- sur la plate-forme peu profonde qui sépare ces deux domaines, le territoire de Plaisance voit se déposer des calcaires graveleux marqués d'influences lagunaires (dolomitisation péné-contemporaine du dépôt, dans la partie inférieure, et apparition de *Microcodium*, vers le sommet).

Au Paléocène supérieur, la tendance s'inverse et un bras de la mer épicontinentale s'avance d'Ouest en Est, de Saint-Marcet au-delà de Pamiers, bordant le continent toulousain de Muret à Carcassonne. Toutefois, les autres limites paléogéographiques sont peu modifiées. A l'exception de ses confins nord-est, très littoraux, le domaine de la feuille Plaisance se situe toujours en milieu de plate-forme néritique et échappe sans doute largement aux apports sableux continentaux importants plus au Sud-Est en début et fin de période : il s'y déposerait essentiellement des calcaires bioclastiques. Aux temps finipaléocènes, les pulsations orogéniques prémonitoires qui se manifestent dans le domaine pyrénéen n'ont pas de répercussion évidente dans le cadre de la feuille. Cependant, l'absence probable de Paléocène supérieur à Louslitges 1 pourrait indiquer un haut-fond lié à une reprise de la migration du sel en direction de la ride de Gazax : celle-ci va en effet devenir bientôt sensible et persister jusqu'à l'Eocène supérieur.

Eocène-Oligocène

Au début de l'Eocène inférieur, la position du talus continental bordant la mer profonde reste approximativement celle de la période précédente, du Nord

de Tarbes à Dax et au Sud d'Arcachon. Par contre, du fait d'un probable basculement d'ensemble, la mer épicontinentale a progressé vers le Nord-Est : son rivage atteint le Sud de la Montagne Noire, Muret, Mirande, l'Est de Roquefort, de Libourne et de Royan. Elle affronte sur cette ligne un vaste épandage de dépôts continentaux, sables fluviatiles au Sud de la Dordogne, argiles et sables sidérolithiques au Nord, issus des reliefs rajeunis du Massif Central. Sur la plate-forme ainsi délimitée, les sédiments marins de l'Ilerdien, caractérisés par les petites Nummulites, traduisent l'achèvement de cette avancée marine et la régression qui s'ensuit : le domaine de Plaisance voit se déposer successivement des marnes silto-sableuses, des calcaires graveleux de plus en plus sableux et localement coupés d'argile ligniteuse, enfin des grès à ciment carbonaté (*Grès à Nummulites*). A la fin de la même période (Ilerdien supérieur et Cuisien), des sables côtiers, puis continentaux (*Sables de Lussagnet*) envahissent la plate-forme par l'Est et ramènent la ligne de rivage sur le méridien de Pau : la région de Plaisance ainsi comblée appartient dès lors au domaine continental. Environ la même époque, les *Poudingues de Palassou* commencent à s'accumuler en bordure du domaine pyrénéen : ils traduisent le démantèlement de reliefs en cours de surrection et donc le début des mouvements orogéniques majeurs.

A l'Eocène moyen, ces mouvements s'achèvent après une phase paroxysmale qui donne aux Pyrénées la structure que nous leur connaissons aujourd'hui. Le golfe aturien est fermé ; la mer ouverte recule à proximité de l'actuelle façade atlantique, entre Bayonne et Arcachon. La chaîne, dès lors totalement exondée, est aussitôt attaquée par l'érosion. Les produits de ce démantèlement post-orogénique s'étalent sur l'Aquitaine méridionale, atteignant le parallèle d'Agen. Chargés de poudingues en pied de reliefs, ils s'affinent vers le Nord, passant, dans la région de Plaisance, à des argiles, sables et grès, parfois coupés de calcaires lacustres.

Malgré un affaissement graduel du tréfonds au Sud de la charnière celtaquitaine, le volume des apports continentaux reste constamment supérieur à la subsidence et la mer ne reviendra pas sur le territoire de la feuille Plaisance avant le Tortonien supérieur. Ainsi va s'édifier, à partir de l'Eocène moyen et jusqu'au cours du Miocène moyen-supérieur, l'épaisse série continentale, fluviatile, lacustre et palustre qui constitue les *Molasses d'Aquitaine*. Dans le cadre de la coupure, et avant l'Aquitainien, les seuls événements marquants seront :

- un épisode à intercalations de gypse, attribué à l'Eocène supérieur,
- l'arrêt progressif des migrations du sel, vers la même époque, et l'ennoyage des structures correspondantes dès le Stampien,
- les répercussions vraisemblables, mais jusqu'à présent non observées, des mouvements tardi-ou post-oligocènes (A. Poignant, 1967 et J. Schoeffler, 1971) et en particulier une discordance interne aux molasses continentales, à la base du Miocène.

Néogène

Aux premiers temps du Miocène, la mer épicontinentale regagne du terrain en direction de l'Est. Cependant, cette transgression aquitainienne ne dépasse pas les abords ouest d'une ligne Aire-sur-Adour — Agen et n'intéresse donc pas le territoire de Plaisance.

A cette époque, un immense glacié en pente douce se développe de la bordure nord des Pyrénées vers le centre de l'Aquitaine. Ce glacié résulte de la coalescence de quelques très grands cônes alluviaux enracinés, en pied de reliefs, aux débouchés permanents des bassins torrentiels principaux.

C'est ainsi que l'essentiel du territoire de la feuille Plaisance se situe, à l'époque, sur l'aval d'un cône de l'Arros enraciné très loin au Sud, aux alentours d'Orignac, et alimenté par l'érosion d'un bassin montagnard préfigurant celui de l'Adour actuel. Cependant, sa partie orientale, aujourd'hui incluse dans le bassin de l'Osse, reçoit surtout des apports véhiculés sur la marge ouest d'un cône Baise — Arrats, adjacent au précédent et empiétant parfois sur son domaine ; divergent à partir de la région de Lannemezan, ce second cône exporte les eaux et les sédiments issus d'un bassin montagnard recouvrant à peu près celui de la Neste actuelle.

A plus de 60 km en avant des reliefs pyrénéens, la région de Plaisance est alors un pays très plat, balayé par des rivières au cours instable, parsemé de lacs peu profonds entourés de vastes marécages, et périodiquement inondé du fait d'un climat chaud à saisons sèches et pluvieuses contrastées. Les courants principaux véhiculent à la fois une charge détritique importante et du calcaire en solution. Sables et menus graviers (≤ 5 mm), parfois chargés de petits galets (≤ 3 cm), se déposent aux fins de crues le long des chenaux correspondants et y sont bientôt consolidés par un ciment calcaire (molasses). Autour, la végétation implantée en saison sèche dans les zones inondables piège des particules argileuses qui évoluent en marnes à grumeaux, des calcaires argileux s'élaborent au sein des marais et des lacs à eaux dormantes, des calcaires plus francs se localisent à des chenaux à eaux courantes ou claires. Subsidence continue, mais à vitesse variable, alimentation unilatérale à partir des Pyrénées et déplacement latéral ordonné des rivières (progressif d'Ouest en Est, brutal en retour) se conjuguent pour organiser ces dépôts en séquences "molasse — calcaire — marnes" légèrement diachrones malgré leur apparence cyclique.

L'Aquitainien n'affleurant qu'à peine dans l'extrême Nord-Est de la feuille, et seulement sous son faciès marneux, il n'est pas possible de préciser le trajet suivi ici par le courant détritique subméridien observé plus au Nord, à cheval sur les cours actuels de l'Osse et de la Baise (aux confins des feuilles Eauze et Fleurance).

Durant tout le Burdigalien, et sauf à l'occasion de deux courtes phases d'extension lacustre vers le Sud, les principaux chenaux de courant observés localement sont sous la dépendance du seul cône de l'Arros : ils balaient ici tout le secteur compris entre les cours actuels de l'Adour et de l'Osse, empiétant même parfois vers l'Est sur le domaine du cône Baise — Arrats. Les mouvements qui, au Burdigalien moyen, affaissent l'ensemble des régions gersoises et y induisent localement dômes et flexures n'ont pas de retentissement particulier dans le domaine de la feuille, situé en plein centre de la zone déprimée.

Plus tard, à l'Helvétien inférieur et moyen, les apports détritiques en provenance du cône de l'Arros deviennent moins abondants ; lorsqu'ils atteignent temporairement la région de Plaisance, leur chenal d'amenée s'écarte peu d'un axe dirigé de Saint-Aunès-Lengros vers le confluent des deux Midour. Par contre, le cône Baise — Arrats, alors plus puissant, peut déborder de son domaine propre et envoyer, pendant tout un temps, un courant sableux intermittent en direction de la vallée future du petit Midour. A la fin de cette période, un immense lac, où se déposent les calcaires du niveau de Bassoues, s'étend large-

ment sur le centre de la feuille, encadré, à l'Ouest et à l'Est, par deux chenaux principaux chargés d'apports détritiques et dépendant respectivement des cônes de l'Arros et de la Baise.

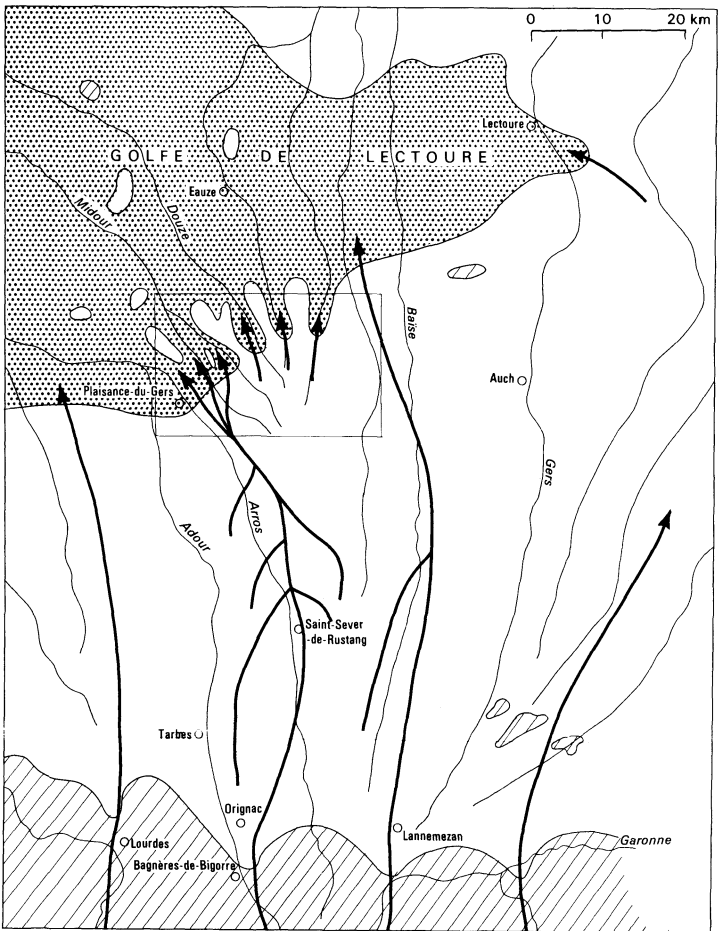
A l'Helvétien supérieur, les apports grossiers ne semblent pas dépasser le parallèle de Tarbes, sur le cône de l'Arros, et n'atteignent pas celui de Montesquiou sur le cône Baise — Arrats : le territoire de Plaisance appartient tout entier à une vaste plaine inondable parsemée de flaques marécageuses ou plus rarement lacustres.

De l'Helvétien moyen au Tortonien inférieur, subsidence et(ou) mouvements pyrénéens posthumes amènent un affaissement relatif du Bas-Armagnac par rapport au Condomois, à l'Astarac et au Magnoac. Ce phénomène, qui s'organise à partir d'une flexure semi-circulaire cernant par l'Est et le Sud les alentours mêmes de Plaisance intéresse donc tout particulièrement le domaine de la feuille (cf. Aperçu structural). Il s'ensuit un appel à l'érosion qui, associé à un changement des conditions climatiques, détermine une phase de creusement : dès le Tortonien moyen des vallées profondes, aussi importantes peut-être que les vallées actuelles, affectées comme elles de dissymétrie, sont établies des Pyrénées en direction du Nord, à travers les terrains molassiques. L'une d'entre elles, par Campan, Bagnères-de-Bigorre, Orignac, Saint-Sever-de-Rustan (feuille Tarbes), Marciac (feuille Vic-en-Bigorre) et Plaisance, préfigure les cours actuels de l'Adour montagnard et de l'Arros. Deux à trois kilomètres au Sud de Saint-Sever, cette vallée atteint à l'époque 9 kilomètres de largeur et 75 m au moins d'encaissement, avec un profil nettement dissymétrique ; aux abords nord-est de Plaisance, un delta large et ramifié la fait déboucher au rivage sud d'un golfe oriental de l'Océan, s'avancé alors jusqu'à Lectoure à travers la dépression du Bas-Armagnac (fig. 1).

Au Tortonien supérieur, ce "golfe de Lectoure" et les avals des rivières qui s'y jettent sont envahis par des sables de plages et d'estuaires fréquemment colorés par des oxydes de fer. Ces tons dominants leur font réserver le nom de *formation des Sables fauves* pour bien les distinguer de certains autres dépôts d'estran, identifiés seulement plus au Nord (feuille Eauze) et dans le Bordelais, et qui correspondent à des avancées plus anciennes de la mer (faluns aquitaniens de la Brède, burdigaliens de Pont-Pourquey, helvétiens de Manciet et autres...).

Aux temps pontiens, l'abaissement relatif du niveau de l'océan amène le retrait de *la mer des Sables fauves* et un affouillement partiel de ceux-ci. L'équilibre climatique se trouvant à nouveau rompu, une reprise intense d'érosion sur les Pyrénées provoque une surcharge des fleuves ; les vallées antérieurement creusées dans les molasses sont bientôt comblées par des *Argiles à galets et des Glaises bigarrées* qui, vers le Nord-Ouest, viennent se superposer aux Sables fauves. Plus au Sud, ces argiles à galets encombrant les débouchés montagnards de piémont, formant d'Ouest en Est les vastes plateaux de Ger et d'Orignac — Cieutat ainsi que le soubassement du Lannemezan.

Dans le cadre de la feuille Plaisance, la surface de remblaiement finalement constituée au cours du Pliocène est presque horizontale, affectée seulement d'une légère pente irrégulière vers le Nord et le Nord-Ouest ; sous un climat aride à pluies brutales, les rivières, bien que conséquentes en grand, sont divagantes et leurs eaux s'infiltrant ou s'évaporent avant d'atteindre la mer.








-  Sables fauves du Tortonien supérieur
-  Molasses oligo-miocènes
-  Nummulitique et terrains antérieurs pyrénéens
-  Rivières : 1 - tortoniennes, 2 - actuelles
-  . P Limites de la feuille Plaisance

Fig. 1 - Esquisse paléogéographique de la Bigorre à l'Armagnac à l'époque tortonienne

Quaternaire

A la fin du Pliocène et au début du Quaternaire ancien, un ultime exhaussement des Pyrénées entraîne un basculement compartimenté de leur piémont ; cet événement, associé à des précipitations mieux soutenues, déclenche les phénomènes d'érosion et de dissection qui vont conduire au modelé en creux actuel à partir de la surface de remblaiement précédente (H. Enjalbert, 1960). C'est ainsi que, entre Donau et Günz, la Neste fixe son cours sur sa vallée actuelle, en abandonnant la partie occidentale et centrale de son ancien cône alluvial du Lannemezan. Le gave de Pau amorce et développe un peu plus tard une évolution symétrique : à la fin du Günz, mais encore pendant le Mindel, il remodèle le cône de Ger et déplace progressivement son lit en direction du Nord-Ouest et de l'Ouest. Entre Neste et gave, et en particulier dans le domaine de la coupure Plaisance, peuvent alors se creuser les vallées sous-pyrénéennes de l'Adour et de l'Arros, ainsi que celles des rivières gasconnes ; leur enfouissement va exhumer en partie le relief antérieur au dépôt des Sables fauves.

Plus tard, pendant les glaciations du Riss et du Würm ancien, le glacier lourdaise du gave de Pau envoie par la vallée de l'Echez des écoulements fluvioglaciers dans la plaine aturienne, de Tarbes à Plaisance et au delà. Enfin, le gave de Pau installe son cours sur le tracé que nous lui connaissons aujourd'hui : les traits actuels de l'hydrographie sont désormais acquis.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Dans le domaine de la feuille Plaisance, les terrains observables en surface ne sont nulle part antérieurs à l'Aquitainien supérieur. Toutefois, les travaux de recherche pétrolière ont apporté de nombreux renseignements relatifs aux formations sous-jacentes.

C'est ainsi que les terrains non affleurants peuvent être décrits :

— dans le Sud-Ouest de la coupure, à partir des informations réunies aux forages Bassoues 1 (Ba.1, SNPA, 1957) et Louslitges 1 (LLS.1, SNEA(P), 1976-77) ;
— dans le Nord-Est, par extrapolation de certaines données fournies par les puits Vic-Fezensac 1 (VF.1, SNPA, 1956-57), foré dans le Nord-Ouest de la coupure Auch, mais moins de 2,5 km au delà de la limite orientale de la feuille Plaisance.

Les coupes lithostratigraphiques correspondantes, archivées par le BRGM au titre du code minier (dossiers n° 980-6-13, 980-6-21, 981-1-1) sont résumées au tableau des sondages.

Aucun de ces sondages n'ayant atteint le socle anté-triasique, rien ne peut être présumé de la constitution de celui-ci dans le cadre de la coupure et la description des terrains débute avec le Trias.

Trias et Infralias

En Aquitaine centrale et méridionale, le premier recouvrement du substratum paléozoïque est constitué de dépôts détritiques, carbonatés et argilo-

évaporitiques analogues à ceux qui caractérisent le Trias à faciès germanique. Cependant, il n'y a pas correspondance terme à terme avec la trilogie Bunt-sandstein — Muschelkalk — Keuper en raison, d'une part, de répétitions, diachronismes et passages latéraux de faciès, d'autre part, de la persistance de conditions évaporitiques jusque dans l'Hettangien terminal.

De fait, Trias et Infralias aquitains constituent ensemble une mégaséquence de comblement, terrigène à évaporitique, composée objectivement de six formations définies par leur lithologie et toutes observées dans l'emprise de la feuille Plaisance.

Détritiques de base et de bordure

Entre 4893 et 4955 m de profondeur, le forage Louslitges 1 a traversé 62 m d'une formation détritique grossière à ciment silto-argileux brun-rouge à gris et éléments anguleux de roches magmatiques, grès quartzitique et méta-argilite, le tout entrecoupé de quelques passées d'argile brun-rouge. Au delà, en fond de trou, il a pénétré de 7 m dans un "basalte altéré" daté de 210 ± 10 millions d'années par la méthode K/Ar (J. Esquevin, inédit, cité par B. Azambre *et al.*, 1981). S'agissant d'une roche volcanique ou hypovolcanique dont les conditions de gisement ne sont pas connues avec précision, cet âge (Keuper probable) pourrait ne constituer qu'une limite-jeune pour les sédiments détritiques directement sus-jacents dans le sondage.

Formation de Sébastopol

Toujours à Louslitges 1, au-dessus de 4893 m, viennent des argiles anhydritiques brun-rouge incluant, entre 4838 et 4833 m, une double barre de dolomie beige clair, microcristalline, à gravelles et rares oolithes ; vers le haut, ces argiles passent à des marnes dolomitiques qui couronnent l'ensemble de 4830 à 4812 mètres. Faciès, succession et position infra-évaporites apparentent ces dépôts à la *Formation de Sébastopol* (définie au forage de ce nom, dans les Landes) dont les termes carbonatés renferment des Algues et des Foraminifères du "Muschelkalk des Pyrénées", celui-ci pouvant, au demeurant, empiéter sur le Keuper inférieur (C. Bouquet et D. Stoppel, 1981).

Formation d'Avensac

Connue des Pyrénées aux abords d'une ligne Biscarosse — Lavour (talus celtaquitain des auteurs), la *Formation d'Avensac* est constituée par un puissant ensemble argilo-salifère assez souvent intercalé d'ophite, en général disposée en une seule passe, épaisse de 50 à 200 mètres. Transgressive par rapport à la formation précédente, elle témoigne de l'extension d'un bassin sud-aquitain confiné mais activement subsident. La palynologie en rapporte l'essentiel au Keuper sans exclure toute possibilité de diachronismes.

Présumée partout présente dans le périmètre de Plaisance, cette formation d'Avensac a effectivement été recoupée, à Louslitges 1, entre 4812 et 4086 m, soit sur une épaisseur de 726 mètres. Elle s'y analyse en trois termes, dont un ophitique médian.

Son membre infra-ophitique comporte 160 m d'argile bariolée à passées d'anhydrite et de sel, surmontés par 157 m de sel translucide accessoirement entrecoupé d'argile bariolée fluante.

L'ophite, traversée entre 4495 et 4302 m, y présente des faciès banals, de structure poecilitique à intersertale, à olivine, pyroxènes, plagioclase, minéraux opaques et parfois quartz. Cependant, B. Azambre *et al.* (1981) y ont décelé une certaine différenciation verticale que traduisent les densités (3,1 à 2,9, de bas en haut) et la répartition des principaux constituants : olivine relativement plus abondante dans les 60 m inférieurs, pyroxène et plagioclase en proportions équilibrées dans les 95 m suivants, plagioclase prédominant sur le pyroxène dans les 38 m supérieurs. Ces roches hypovolcaniques en sill très puissant dérivent d'un magma tholéiitique dont l'ascension fissurale suppose un important rejeu en extension de certaines cassures du socle (ouverture proto-atlantique).

Son membre supra-ophitique débute par 26 m d'argile bariolée anhydritique, légèrement métamorphisée par contact, incluant quelques passes d'anhydrite et un peu d'ophite observée sur cuttings. Vient ensuite une séquence salifère épaisse (4276-4086 m), comportant de bas en haut : 58 m de sel massif, translucide ou rosé, à rares lits d'argile bariolée, 21 m de dolomicrite argileuse à passées de sel, 111 m d'alternances de sel et d'argile anhydritique grise ou bariolée.

Formation argilo-dolomitique

A la formation salifère se superposent, dans la coupe de Louslitges 1, 189 m d'argiles bariolées, brun-rouge à gris-vert, anhydritiques dans leur tiers inférieur, puis intercalées de marne grise dolomitique, d'anhydrite blanche et de rares passées de dolomie argileuse beige. Ces faciès traduisent la décantation d'apports terrigènes fins, enrayant le processus évaporitique, puis le retour graduel à des conditions confinées préluant au dépôt de la dolomie sus-jacente. A l'échelle régionale, ils apparaissent à la fois largement transgressifs et d'un âge rhétien de plus en plus récent en direction des bordures nord et est du bassin (SNEA(P), études palynologiques inédites).

Formation de Carcans

Cette formation, traversée pour la première fois au puits Carcans 1, en Gironde, recouvre les dépôts précédents dans la plupart des forages du bassin central aquitain. Elle y débute partout, directement ou presque, par une assise dolomitique épaisse de 20 à 30 m, dite Dolomie de Carcans. Attribué à l'Hettangien débutant (Géologie du Bassin d'Aquitaine, 1974 ; notice Vic-en-Bigorre, 1977) sur la foi de biodatations locales (Maubuisson 1, Saint-Martin-du-Bois 1), ce repère faciologique apparaît aujourd'hui quelque peu diachrone (R. Curnelle *et al.*, 1980), de Rhétien moyen-supérieur à Hettangien progressivement plus élevé en allant du centre vers les bordures du bassin.

L'ensemble de la formation présente 82 m de puissance à sa traversée par le sondage Louslitges 1, entre 3897 et 3815 mètres. A la base, la Dolomie de Carcans proprement dite est représentée par 29 m de dolomicrite beige, argileuse et anhydritique, à intercalations d'anhydrite et de marnes gris foncé, dolomitiques et pyriteuses. Au-dessus, viennent 12 m de calcaire beige à pâte fine (micrite), peu dolomitique, surmontés, entre 3856 et 3826 m, par une épaisse couche d'argiles brun-rouge, légèrement dolomitiques, anhydritiques et silteuses. 7 m de micrite beige variablement dolomitique, suivis de 4 m de marne gris foncé à noire, dolomitique, terminent la formation.

Zone à anhydrite

Rapportés par corrélations à l'Hettangien moyen et supérieur, de puissants dépôts à récurrences de dolomie, anhydrite et sel gemme traduisent le retour de tout le centre aquitain à des conditions de milieu confiné salin en subsidence active. Dénommée "Zone à anhydrite" en raison du développement qu'y prend ce sulfate, cette formation évaporitique a été explorée par les deux puits pétroliers réalisés dans le cadre de la feuille.

A Louslitges 1, ces dépôts ont été traversés sur 675 m d'épaisseur, entre 3815 et 3140 mètres. Leurs 614 m inférieurs, essentiellement composés d'alternances, métriques à décamétriques, de sel et d'anhydrite, admettent en outre quelques passées très subordonnées de dolomie, marne dolomitique ou argile, elles-mêmes toujours un peu anhydritiques. Les 61 m du sommet sont dépourvus de sel : l'anhydrite y alterne seule avec des dolomicrites beiges parfois argileuses et des marnes dolomitiques.

A Bassoues 1, cette série évaporitique, rencontrées à 2833 m, a été pénétrée sur 423 m sans que son mur ait été atteint. Les faciès sont analogues à ceux observés à Louslitges 1, le sel dominant en fond de trou, sur 90 m environ, et l'alternance anhydrite — dolomicrite dans les 150 m supérieurs.

Lias post-évaporites

L'arrêt des dépôts évaporitiques précédents marque un palier de comblement consécutif à une certaine stabilisation des zones à forte subsidence différentielle en Aquitaine centrale. Une sédimentation plus uniforme, de type plate-forme marine peu profonde, à salinité normale, s'établit dès lors sur l'ensemble du bassin ; à des conditions successives de confinement relatif puis d'ouverture aux influences océaniques correspondent dans l'ordre un Lias carbonaté, Sinémurien — Lotharingien, et un Lias marneux, Pliensbachien à Toarcien terminal.

Lias carbonaté

Cette unité a été traversée entre 2833 et 2776 m à Bassoues 1 (57 m) et entre 3140 et 3062 m à Louslitges 1 (78 m).

La continuité avec la formation précédente est soulignée, à Louslitges 1, par quelques passées d'anhydrite, massives dans les 20 m inférieurs, puis rapidement amenuisées jusqu'à disparaître dans les 20 m suivants. Aux deux forages, les faciès carbonatés sont exclusivement des dolomies gris-beige microcristallines, parfois cristallines et oolithiques, localement argileuses et pyriteuses. Les calcaires oolithiques couramment observés dans la région au sommet du Lias carbonaté, et attribués au Sinémurien supérieur (Lotharingien), ne s'individualisent pas ici, où, de surcroît, l'épaisseur totale de la formation est sensiblement inférieure à celles recoupées dans divers sondages des alentours (100 m à Bordères 1, 220 m à Auch 2, 250 m à Saint-Médard 3, 124 m à Pallanne 1, 90 m à Riscle 1 bis...). Réduction ou lacune, ce phénomène pourrait situer, à ce moment et dans le domaine de Plaisance, l'amorce d'une zone haute préfigurant le Haut-Fond d'Armagnac qui va s'affirmer aux époques suivantes.

Lias marneux

Pour l'essentiel, Pliensbachien et Toarcien sont représentés par des marnes et argiles gris foncé ou noires, silteuses, parfois dolomitiques et parfois pyriteuses. Des calcaires gris à beige-brun, cryptocristallins, plus ou moins argileux, parfois bioclastiques (Lamellibranches, Echinodermes, rares Lagénidés) s'y intercalent en passes généralement étroites ; cependant, à Louslitges 1, on a noté, à la base, une dizaine de mètres de calcaire argileux et, à environ mi-hauteur, une double dalle (6 et 2 m) de calcaire microcristallin, intercalée d'un horizon argileux, rapportable en position et faciès au Domérien supérieur.

La puissance de ce *Lias marneux* est de 77 m à Louslitges 1 et de 35 m seulement à Bassoues 1. Ces épaisseurs réduites sont en rapport avec la localisation du territoire de Plaisance sur le *Haut-fond d'Armagnac* qui constitue dès lors une large ride subméridienne, bien marquée de Tarbes à Casteljaloux.

Jurassique moyen et supérieur

Dès la base du Dogger, les assises uniformément marneuses du Lias supérieur aquitain font place à des faciès carbonatés dont la répartition suppose une organisation nouvelle du bassin (cf. Histoire géologique et évolutions paléogéographiques). Dans la reconstitution correspondante, les deux tiers orientaux du domaine de Plaisance se situent, dès ce moment et jusqu'à mi-temps du Kimméridgien inférieur, sur la barrière oolithique et graveleuse qui, de Tarbes à Angoulême, partage la plate-forme aquitaine entre un domaine de mer ouverte, à l'Ouest, et un domaine interne confiné, à l'Est.

Dans la suite du Malm, ce haut-fond subrécifal et la distribution en provinces subméridiennes s'effacent tandis que commencent à s'esquisser des structures d'orientation E.SE — W.NW.

Dogger et Oxfordien

Dans la coupe de Louslitges 1, les dépôts rapportés à cet intervalle débent, à 2985 m, par 25 m de calcaire micritique, gris clair, légèrement argileux, à bioclastes, "microfilaments", rhomboèdres de dolomite et pyrite. C'est le faciès *Formation de Mézos*, déposé en milieu calme inframaréal (plate-forme externe). La suite du Dogger et l'Oxfordien présentent le faciès *Dolomie d'Ossun* : ils sont en effet constitués, entre 2960 et 2752 m, par un ensemble épais (208 m) de dolomie grise à beige-brun, microspathique à spathique, où l'abondance des gravelles et des oolithes traduit un milieu de dépôt fortement agité (zone de barrière).

A Bassoues 1, le Lias marneux est surmonté, entre 2741 et 2675 m, par 66 m seulement de dolomies en tous points analogues aux précédentes, interrompues cependant, dans leur première moitié (29 m), par de rares et minces passées de marnes dolomitiques noires. Compte tenu de la faible épaisseur de ces couches, on admet que le Dogger est ici tronqué à son sommet et qu'il y a lacune complète de l'Oxfordien.

Kimméridgien inférieur

Le Kimméridgien inférieur manque en totalité aux deux forages Bassoues 1 et Louslitges 1 : on n'y a observé aucun dépôt qui soit corréléable avec le

membre supérieur des dolomies d'Ossun (OS 1, Kimméridgien inférieur basal) ou les calcaires argileux des formations de Cagnotte et de Lons (Kimméridgien inférieur élevé et terminal). Par comparaison avec l'épaisseur cumulée des termes correspondants recoupés dans le forage le plus proche (Pallanne 1, 12 km au Sud-Est, sur la feuille Vic-en-Bigorre), il manquerait environ 650 m de couches à Louslitges 1 et plus de 800 m à Bassoues 1, en y tenant compte de l'absence, signalée plus haut, de tout l'Oxfordien et d'au moins la moitié supérieur du Dogger.

Cette très importante lacune, attribuée à l'érosion (M. Couhier, 1978), se situe, à Louslitges 1 comme à Bassoues 1, dans un intervalle où les opérations de pendagemétrie localisent une discordance très marquée. Le phénomène intéresse au moins toute l'emprise de la ride sous-molassique de Gazax — Mondebat ; il pourrait s'expliquer par le démantèlement rapide d'un haut-fond halocinétique préfigurant cette structure dès le Kimméridgien inférieur, en rapport avec la genèse d'une nouvelle paléogéographie organisant l'Aquitaine en rides et bassins d'orientation W.NW — E.SE.

Kimméridgien supérieur — Portlandien

A cette époque terminale du Jurassique, la distribution de l'Aquitaine en provinces subméridiennes est effacée et l'ensemble de son territoire recouvert par une mer peu profonde à vastes zones confinées. La région de Plaisance, comme tout le Sud-Ouest du bassin, est le siège de dépôts presque exclusivement dolomitiques connus sous le nom de *Formation de Mano*.

A Louslitges 1, les couches correspondantes, épaisses de 181 m (2752 à 2571 m) reposent en discordance sur la formation d'Ossun en partie érodée. Il s'agit de dolomies gris clair à beiges, de grain très fin à fin (dolomicrite à dolomicrospathite), en partie oolithiques vers leur sommet et à rares intercalations de marne dolomitique gris-vert. Des passées microbréchiques, relativement nombreuses et importantes dans l'intervalle 2740-2700 m, plus discrètes au-dessus, incluent des éléments de dolomicrite dans un ciment de dolomie microspathique. Ces brèches monogéniques pourraient résulter soit d'une fragmentation intraformationnelle, soit de la dissolution d'éventuelles passées anhydritiques dont aucun résidu n'a cependant été signalé ici.

A Bassoues 1, l'interprétation initiale (B. Stojcic, 1958) attribuait au Jurassique supérieur — Portlandien tout l'intervalle 2712-2360 m. En 1970, J. Bouroullec et R. Deloffre ramenaient le toit de cet ensemble à 2586 m (base des calcaires de Ger) et, en 1974, "Géologie du Bassin d'Aquitaine" en admettait la lacune complète en faisant débiter le Néocomien à 2675 m, directement en discordance sur les dolomies érodées du Dogger. En 1982, et bien que sans preuve paléontologique formelle, il paraît possible de rapporter au Kimméridgien supérieur — Portlandien l'intervalle 2675 — 2586 m, occupé par des dolomies beiges, poreuses, cristallines à microcristallines, à oolithes floues, intercalées de calcaire dolomitique à Trocholines et, dans leur moitié inférieure, de quelques passées de marnes noires à rares petits Foraminifères.

Crétacé inférieur

Durant tout le Crétacé inférieur, les reconstitutions paléogéographiques, esquissées ci-avant, situent le domaine de Plaisance dans le golfe mésogéen de Mirande que la feuille chevauche à peu près d'une rive à l'autre suivant sa diagonale SW — NE. Tous les étages y sont représentés, certains sous des épaisseurs réduites, tantôt localisées aux seules bordures du bassin, tantôt généralisées du fait d'un abaissement momentané du niveau de la mer : ce dernier cas est en particulier réalisé entre la fin du Berriasien et le début du Barrémien, lors du maximum de la régression amorcée au Portlandien.

Néocomien

Au-dessus des dolomies du Jurassique, les corrélations de microfaciès et les caractéristiques biostratigraphiques rapportent au Néocomien deux ensembles initialement définis par leur lithologie et superposés dans les sondages. La *Formation des calcaires de Ger*, située à la base, correspond à l'essentiel du Berriasien, et celle des *Argiles et Grès du gamma-Ray* approximativement à l'ensemble Valanginien — Hauterivien, la discontinuité lithologique pouvant être quelque peu diachrone à l'échelle du Bassin de Mirande et de la feuille Plaisance.

Formation des Calcaires de Ger. A Louslitges 1, cet ensemble calcaire inférieur présente 295 m d'épaisseur, entre 2571 et 2276 mètres. Il y débute par 258 m de calcaires beiges, micritiques, à oolithes et bioclastes, en partie dolomitisés (dolomicrosparites) et coupés de quelques joints argileux noirs, souvent déformés (stylolithes). Au-dessus, viennent 37 m de micrites, d'abord argileuses, à glauconie et pyrite, puis progressivement graveleuses et gréseuses à l'approche de leur toit, ce qui traduit localement la tendance régressive régionale.

A Bassoues 1, une succession très analogue en faciès et épaisseurs relatives occupe l'intervalle 2586-2320 m (J. Bouroullec et R. Deloffre, 1970).

Les organismes identifiés dans ces dépôts marins littoraux (infra- à intertidaux) sont des Trocholines, des Lituolidés (*Nautiloculina*, *Feurtillia*, *Pseudocyclammina*), des Miliolidés, des Algues (*Macroporella*), des Ostracodes, des débris de Mollusques et d'Echinodermes. Leur association est en accord avec l'attribution très probable des Calcaires de Ger au Berriasien.

Formation des Argiles et Grès du gamma-Ray. A Bassoues 1, cette formation comporte de bas en haut, entre 2320 et 2225 m :

- 47 m d'argile calcaire, silteuse, verte à noire, à passées de grès argileux à pyrite ;
- 27 m de calcaire gris-beige gréseux, graveleux, légèrement argileux et dolomitique, à pyrite et intercalations de grès quartzeux ;
- 21 m d'argile sableuse vert-jaune, localement rubéfiée, à passées de calcaire gréseux et de grès quartzeux.

Les horizons argilo-gréseux, souvent plus ou moins ligniteux, renferment parfois des tiges et des oogones de Characées et quelques débris d'Algues (*Munieria*) ; des Ostracodes de faciès saumâtre ("*Wealdien*") et des Lituolidés (*Feurtillia frequens*) se rencontrent exceptionnellement dans les calcaires gréseux.

A Louslitges 1, les termes argileux inférieur et supérieur, réduits respectivement à 6 et 4 m, encadrent 22 m de grès fin à moyen, à ciment calcaire.

Ces dépôts manifestent des influences continentales et estuariennes en rapport avec la plus faible profondeur atteinte par les eaux entre le Berriasien terminal régressif et le Barrémien débutant transgressif. Sous une forme condensée et probablement lacunaire, ils représentent au moins l'ensemble Valanginien - Hauterivien et sans doute une partie du Barrémien basal à Bassoues 1.

Barrémien

A partir des faciès argilo-gréseux précédents, le Barrémien développe une sédimentation carbonatée de milieu peu profond mais cependant très puissante (397 m à Bassoues 1, 436 m à Louslitges 1).

Dans les deux cas, la coupure lithologique correspond à l'apparition de *Calcaires à Characées*. Ces micrites argileuses, pyriteuses, irrégulièrement sableuses, graveleuses ou à pellets, admettent quelques minces passées de marne noire. A côté de tiges et d'oogones de Characées, elles renferment de rares Foraminifères (Miliolidés, Lituolidés dont *Choffatella decipiens*), des Ostracodes, des débris de Mollusques, d'Echinodermes et d'Algues. Par rapport à l'époque précédente, ce faciès dénote un milieu encore très proche du rivage mais déjà plus influencé par la mer (supra- à intermaréal).

A Louslitges 1, ce terme initial à Characées, épais de 56 m, est surmonté, de 2188 à 2075 m, par 113 m de calcaires blanchâtres à gris clair, plus ou moins dolomitiques, dénommés *Calcaires à Algues* en raison de l'abondance des fragments de *Dasycladacées* (*Cylindroporella*, *Acicularia*...) dans leur biophase. Ces micrites, localement crayeuses, sableuses ou argilo-silteuses et pyriteuses sont particulièrement dolomitisées dans l'intervalle 2154-2096 m où dominent des dolomies microcristallines poreuses. Témoins d'un milieu encore assez peu profond, à la limite supérieure de la plate-forme inframaréale, ces faciès sont cependant les plus franchement marins connus au Barrémien dans le bassin de Mirande.

Viennent au-dessus, entre 2075 et 1977 m, des calcaires, beige-roux à gris-beige, localement intercalés de dolomie, dits *Calcaires à Annélides inférieurs*. Ces micrites, parfois crayeuses, parfois à rhomboédres de dolomite, renferment de nombreux tubes d'Annélides, souvent brisés, quelques Characées, de rares Foraminifères (*Choffatella*, *Daxia*, *Glomospira*, *Sabaudia*) ainsi que des débris de Lamellibranches et de Gastéropodes. Elles traduisent un retour du site de Louslitges 1 dans la zone de balancement des marées, en rapport avec une diminution de la profondeur des eaux. Le niveau le plus bas atteint par celles-ci est marqué, entre 1977 et 1907 m, par des alternances de micrites plus ou moins bioclastiques, localement argileuses, et de dolomicrites vacuolaires, qui ont été mises en parallèle avec la *Formation argileuse de Lacq*, dite des Argiles du Latérolog (M. Couhier, 1978). Le mouvement de la mer s'inversant alors une fois de plus, le Barrémien s'achève en phase transgressive par de nouveaux *Calcaires à Annélides*, dits *supérieurs*. Très analogues aux précédents, légèrement plus argileux dans l'ensemble et localement graveleux, ces derniers incluent des passées non seulement de dolomie mais aussi de calcaire très argileux et d'argile silteuse.

A Bassoues 1, le faciès *Calcaires à Characées*, parfois légèrement dolomitisé, se distribue en récurrences épaisses (20 à 120 m) sur toute la hauteur du Barrémien carbonaté (2225-1828 m). Il y alterne avec des dolomies sombres, microcristallines, à pyrite, des marno-calcaires à rares débris d'Algues, Ostracodes, Choffatelles, des biomicrites localement crayeuses, graveleuses ou oolithiques, à *Glomospira*, Miliolidés, Ostracodes, rares débris d'Annélides, de Mollusques et d'Echinodermes ; vers le haut, l'apparition des premières Orbitolines date le Barrémien supérieur. Aucun faciès aussi marin que les *Calcaires à Algues* ne s'individualise ici et l'anhydrite observée entre 1870 et 1850 m, au sein d'une intercalation d'argile et dans les fissures des calcaires sus-jacents, traduit par contre un épisode de confinement : pendant tout le Barrémien, le site de Bassoues 1 paraît être resté plus proche du rivage que celui de Louslitges 1.

A l'inverse, les Calcaires à Algues ont pu prendre un développement relatif plus important dans la moitié nord-est du territoire de la feuille Plaisance qui chevauche alors la partie axiale du bassin de Mirande.

Aptien inférieur (Bédoulien)

Les calcaires à Annélides et Orbitolines rapportés ci-avant au Barrémien supérieur sont surmontés sans discontinuité par des dépôts argilo-carbonatés recoupés à Louslitges 1 entre 1808 et 1780 m (M. Couhier, 1978), à Bassoues 1 entre 1828 et 1740 m (B. Stojic, 1958), et attribués au Bédoulien. Cette attribution résulte d'études de microfaciès [SNPA, SNEA(P)] et en particulier de la présence, considérée comme déterminante, de *Choffatella decipiens* ; cependant, ce Foraminifère peut avoir persisté dans le Gargasien basal et le tableau des forages annexé à "Géologie du Bassin d'Aquitaine" (1974) réduit l'Aptien inférieur de Bassoues 1 à moins de 10 m (1828-1819 m).

Dans l'interprétation initiale, que nous conservons, les 88 m de sédiments rapportés au Bédoulien, à Bassoues 1, sont des calcaires blanchâtres, crayeux, poreux, légèrement dolomitiques, à gravelles et fond microcristallin, plus argileux à la base (10 m) et au sommet (35-40 m). Ils renferment une biophase à Miliolles, rares Choffatelles, nombreuses Orbitolines, débris de Mollusques et d'Echinodermes. A Louslitges 1, ce sont 28 m de calcaires bioclastiques à pâte fine (biomicrites), gris-beige, légèrement argileux et dolomitiques incluant quelques gravelles et des spicules d'Eponges. Aux abords de la diagonale Aignan — Montesquiou, proche de l'axe du Bassin de Mirande, les mêmes calcaires sont probablement plus épais et éventuellement surmontés de marnes argileuses noires, comme c'est le cas plus au Sud-Est, aux forages Saint-Médard 1 et 2 ; dans l'angle nord-est de la feuille, plus voisin du rivage, ils peuvent s'intercaler de marnes gris foncé, sableuses et micacées, à Orbitolines, Choffatelles, Lagénidés, comme observé dans l'intervalle 1123-977 m attribué à l'Aptien inférieur au sondage Vic-Fezensac 1.

Ce sont dans tous les cas des faciès de plate-forme abritée relativement stable qui soulignent la progression continue, dans le Bassin de Mirande, du mouvement transgressif amorcé au Barrémien terminal. Ils restent sensiblement différents des classiques *Marnes de Sainte-Suzanne*, déposées à la même époque sur plate-forme confinée subsidente, en particulier dans le Bassin de l'Adour, 30 km plus à l'Ouest et au Sud-Ouest de Plaisance.

Aptien supérieur

Dans la dépression de Mirande, ce sous-étage est représenté par des dépôts carbonatés lithologiquement analogues aux calcaires précédents qu'ils recouvrent en continuité et légère transgression, dans les mêmes conditions de plate-forme abritée peu profonde. Par convention, on le fait débiter à l'extinction de *Choffatella decipiens*, malgré la survie possible de ce Lituolidé à la base du Gargasien. De même, c'est sans prétendre à la rigueur chronostratigraphique que son toit a été placé à l'apparition, soit d'Algues Mélobésiées, en séquence carbonatée continue, soit d'assises argileuses relativement épaisses.

Dans les sondages intéressant la feuille Plaisance, l'Aptien supérieur ainsi défini est constitué, en première analyse, par des calcaires, blanchâtres à beige clair, cryptocristallins, irrégulièrement crayeux, à Miliolles, nombreuses Orbitolines, rares spicules, débris d'Algues, de Mollusques, d'Echinodermes. A Bassoues 1, leur épaisseur atteint 66 m, dont 35 m de calcaires argileux à structure grumeleuse, surmontés par des calcaires plus francs, finement glauconieux et pyriteux, localement dolomitiques; à Louslitges 1, ces biomicrites, graveleuses, épaisses de 51 m, ont subi une dolomitisation, importante dans leurs 30 m inférieurs, réduite au-dessus à quelques rhomboèdres de dolomite. En allant vers le Nord-Est, ces calcaires doivent s'épaissir dans la partie axiale du bassin (on en a recoupé 364 m, sous faciès urgonien, au sondage Saint-Médard 1, 15 km au Sud-Est de Montesquiou), puis s'amenuiser à nouveau à l'approche de Vic-Fezensac 1 où, réduits à 65 m d'épaisseur, ils admettent de minces passées de marnes grises indurées.

Albien

En accord avec la convention énoncée au paragraphe précédent, l'Albien débute à Bassoues 1, à la profondeur de 1674 m, par 49 m de marnes argileuses grises, plastiques, à spicules, Lenticulines, rares *Tritaxia*, Ostracodes, débris de Mollusques et d'Echinodermes. Localement plus calcaires et plus compactes, ces marnes sont surmontées par 11 m de calcaire argileux et parfois sableux. Pyrite et glauconie fines sont présentes sur toute la hauteur de l'étage, entre 1674 et 1614 mètres.

A Louslitges 1, on rapporte à l'Albien 71 m de calcaires gris, micritiques, à spicules et rares bioclastes. Sableux dans leur moitié inférieure (1729-1693 m), ils sont au-dessus (1693-1658 m) plutôt argilo-sableux, glauconieux, et entrecoupés de marnes sableuses grises.

D'Aignan à Montesquiou, dans l'axe approximatif du golfe de Mirande, on peut présumer à cet étage une puissance et un faciès plus proches de ceux qui lui ont été attribués au forage Saint-Médard 3 (795 m de calcaires à caractères périrécifaux, grumeleux à graveleux, parfois gréseux, rarement argileux, à Mélobésiées, petits Polypiers, Bryozoaires, spicules et Orbitolines, admettant dans leur partie haute d'épaisses passées de marnes noires). Plus au Nord-Est, à l'approche du rivage nord-aquitain de l'époque, l'Albien se réduirait de nouveau, comme à Vic-Fezensac 1 dans l'intervalle 912-882 m, à quelques dizaines de mètres de marnes grises plastiques, localement sableuses et ligniteuses, à rares intercalations métriques de calcaire.

Crétacé supérieur

Nous avons vu (cf. Histoire géologique et évolutions paléogéographiques) que, dès le début de cette époque, la transgression cénomanienne avait amené la mer à réoccuper la plus grande partie de l'Aquitaine, le périmètre de Plaisance se situant alors en milieu de plate-forme épicontinentale, entre la péninsule de Montauban — Toulouse, au Nord-Est, et la fosse plus méridionale du flysch. Ces conditions vont persister jusqu'à la fin de la période crétacée.

Cénomanien

Le Cénomanien est représenté par les *Couches de Pilo*, dépôts de mer peu profonde, essentiellement calcaires et d'épaisseurs presque identiques aux trois forages Bassoues 1 (64 m, de 1614 à 1550 m), Louslitges 1 (66 m, de 1658 à 1592 m) et Vic-Fezensac 1 (68 m, de 882 à 814 m).

A Bassoues 1 et Louslitges 1, il s'agit principalement de calcaires clairs, gris blanchâtre ou beiges, à grain fin et passées poreuses ou crayeuses, légèrement dolomitiques, localement grumeleux ou graveleux, parfois sableux, en particulier vers le sommet à LLS.1. On note en outre, à Ba.1, quelques traces d'anhydrite et, dans les 20 m inférieurs, quelques éléments ferrugineux, pyrite et limonite.

A Vic-Fezensac 1, ce sont des calcaires gris ou localement jaune-roux, compacts, plus ou moins argileux, parfois sableux, et dont la base présente des fissures bourrées de marnes grises à lignite et pyrite.

Tous ces calcaires sont bioclastiques (débris d'Echinodermes et de Mollusques, spicules d'Eponges) et datent la formation par leur microfaune à nombreux Miliolidés, Préalvéolines, Cunéolines et rares débris d'Orbitolines. De surcroît, à Ba.1 et VF.1, environ la moitié supérieure de l'étage est assez largement entrecoupée de passées de marnes argileuses gris-noir, plus ou moins plastiques ou indurées, analogues à celles observées au même niveau dans certains forages implantés plus au Sud, en particulier dans le périmètre de la feuille Vic-en-Bigorre.

Turonien à Campanien

Au-dessus des Couches de Pilo, aucune formation qui puisse être mise en parallèle avec les *Couches de Jouansalles et de Pé-Marie* (cf. notice Vic-en-Bigorre) n'a été reconnue à Bassoues 1 ou Louslitges 1, non plus qu'aux forages proches à l'Ouest (Risclé 1) ou à l'Est (VF.1). Il paraît donc permis de généraliser à l'ensemble du domaine de Plaisance une lacune stratigraphique portant sur la totalité de l'intervalle Turonien à Campanien inclus.

Maastrichtien

De fait, aux quatre forages considérés, les dépôts directement superposés au Cénomanien s'identifient aux *Couches de Dumes*, faciès néritique épicontinental du Maastrichtien d'Aquitaine. Leur base inclut localement certains éléments, ferrugineux à Ba.1, glauconieux à LLS.1, qui pourraient être remaniés d'un fond durci ; elle coïncide en outre, à Louslitges 1, avec un changement de pendage autorisant à envisager une discordance. D'où l'hypothèse paléogéographique proposée plus haut et expliquant la lacune précédente par effets de courants au-dessus d'un bombement halocinétique à grand rayon de courbure.

Les Couches de Dumes reconnues dans la région de Plaisance présentent sur toute leur épaisseur des faciès typiquement carbonatés, dépourvus en particulier des intercalations marneuses qu'on leur connaît plus au Sud et plus à l'Ouest. Il s'agit ici de calcaires compacts, beiges à blancs ou gris blanchâtre, à gravelles et matrice fine (micrite) ou ciment plus cristallin (microspathite), à passées poreuses ou crayeuses. Légèrement dolomitisés dans l'ensemble, ces calcaires admettent à Louslitges 1 des intercalations de dolomie plus franche (dolomicrite à dolosparite vacuolaire). Au même sondage, des silicifications légères, observées dans les $\frac{1}{3}$ supérieurs de ces couches, situent le secteur sud-occidental de la feuille en milieu de plate-forme relativement externe. A partir de cette zone voisine de la mer ouverte, et en allant vers l'Est et le Nord-Est, à travers le territoire de Plaisance, l'épaisseur de la formation diminue, de 165 m à Ba.1 (1550-1385) à 129 m à LLS.1 (1592-1463) et 62 m seulement à VF.1 (814-752), exprimant ainsi le relèvement des fonds en direction du continent toulousain.

La biophase, qui autorise l'attribution stratigraphique au Maastrichtien, comporte des Foraminifères épisodiquement planctoniques (Lagénidés, à Ba.1) mais bien plus souvent benthiques (*Siderolites*, *Clypeorbis*, *Orbitoides*, *Fallotia*, Miliolidés...), ainsi que des Polypiers, Bryozoaires, Mollusques et Echinodermes, toutes formes caractéristiques du plateau continental.

Tertiaire

Paléogène marin

Entre les Couches de Dumes, maastrichtiennes, et les Sables inframolasiques de Lussagnet qui pourraient débiter à l'Ilerdien supérieur, les sondages implantés dans le secteur de Plaisance ont recoupé des dépôts de plate-forme marine peu profonde dont l'épaisseur diminue d'Ouest en Est, de 195 m à Ba.1 (1385-1190) à 177 m à LLS.1 (1463-1286) et 54 m seulement à VF.1 (752-698). En rapport très probable avec l'approche du continent toulousain, cette réduction et les importantes variations de faciès dont elle s'accompagne ne permettent pas une corrélation lithostratigraphique détaillée entre les trois coupes.

La succession peu puissante et éventuellement lacunaire observée à VF.1 est constituée surtout de calcaires, blanchâtres à beiges, diversement sableux, plus ou moins poreux, parfois légèrement dolomitiques. Dans leurs 8 m inférieurs et à mi-hauteur (entre 722 et 728 m), ces calcaires sont intercalés de marnes sableuses grises ou versicolores, plus ou moins plastiques, à traces gypso-anhydritiques éparses. La faune citée se limite à quelques Ostracodes et débris bioclastiques indéterminés ; elle n'apporte aucune précision supplémentaire d'ordre stratigraphique ou paléogéographique. Cependant, épaisseur réduite et faciès paraissent traduire un milieu marin tout à fait littoral (supra- à subtidal).

A LLS.1 et Ba.1, la lithologie permet de distinguer, immédiatement au-dessus du Maastrichtien, la formation dite des *Calcaires de Lasseube* qui constitue un précieux repère, tant en prospection géophysique (sismique-réflexion) que dans les forages. En l'absence de critères stratigraphiques plus précis, cette formation est attribuée à un *Dano-Montien* compréhensif. Epaisse de 66 m à LLS.1 (1463-1397) et 80 m à Ba.1 (1385-1305), elle se compose dans les deux cas de calcaire dolomitique, beige clair à blanc, à texture de micrite ou de microspathite, localement poreux ou crayeux, parfois graveleux, admettant

des passées de dolomie beige-roux, microcristalline et vacuolaire, rarement sableuse. La faune déterminée à Ba.1 est caractérisée par la présence de Foraminifères benthiques internes (Miliolidés, Arénacés), associés à des débris de Gastéropodes et à des Algues. Ce sont là des faciès de plate-forme abritée peu profonde dans un milieu dont la tendance lagunaire est attestée par une dolomitisation pénécotemporaine du dépôt.

Dans la coupe de Ba.1, cette formation de Lasseube est surmontée, de 1305 à 1258 m, par 47 m de calcaires blanchâtres, d'abord graveleux, à Coskinolines, puis grumeleux, crayeux ou poreux, à Miliolites, Textulaires et Rotalidés ; ces *Calcaires inférieurs* appartiendraient au Thanétien. Au-dessus, après 10 m d'argile sableuse noirâtre (*Marnes intermédiaires*), viennent 58 m de *Calcaires supérieurs* admettant quelques passées d'argilite noire feuilletée, discrètes à la base mais assez largement développées dans les 15 m terminaux (*Marnes supérieures*). Le lithofaciès de ces calcaires, d'abord analogue à celui des précédents, se modifie progressivement pour inclure une importante phase sableuse accompagnée de pyrite et finalement de glauconie. Simultanément, la microfaune, initialement pélagique (Globigérines, *Globorotalia*) fait place à des Foraminifères plus littoraux (Alvéolines, Flosculines et Nummulites, ces dernières dominant au sommet), associés à des Algues Mélobésiées. Des *Calcaires de Lasseube* aux *Sables de Lussagnet*, cette succession évoque une certaine avancée de la mer, du Thanétien à l'Ilerdien débutant, puis son recul graduel.

A Louslitges 1, les assises directement superposées aux dolomies du Danomontien sont rapportés aux *Calcaires supérieurs* (M. Couhier, 1978). A 1397 m, elles débutent par 22 m de calcaires blancs à beiges, micritiques, sableux, glauconieux, légèrement graveleux et silicifiés, à Miliolites et Alvéolines. Au-dessus, entre 1375 et 1318 m, l'alternance de calcaires analogues, de sables plus ou moins argileux et de grès assure une transition ménagée au niveau sus-jacent. Ce dernier, épais de 32 m, est constitué de grès blanchâtres, d'abord grossiers puis moyens à fins, à glauconie et ciment calcaire, entrecoupés de sables hétérogranulaires également glauconieux ; ces grès ont livré une microfaune à Alvéolines et Nummulites, celles-ci devenant rapidement prépondérantes. En l'absence apparente de tout terme initial attribuable au Paléocène supérieur transgressif, la tendance ultérieure à la régression est bien traduite par cette séquence calcaréo-gréseuse que couronnent des *Grès à Nummulites*, témoins habituels de la progression en mer, vers l'Ouest aquitain, d'apports sableux issus du Massif Central au cours de l'Ilerdien.

Sables de Lussagnet

La régression précédente marque la fin du Paléogène marin franc ; elle se trouve parachevée par un vaste épandage de sables côtiers, puis continentaux, connus sous le nom de *Sables de Lussagnet*.

Ces dépôts détritiques ont été recoupés aux divers sondages implantés dans le cadre de la feuille et alentour. Pour l'essentiel, ce sont des sables translucides à blanc verdâtre, fins à grossiers, à grains subanguleux à subarrondis ou émoussés mats. Ils admettent des intercalations de grès gris clair à ciment carbonaté et des passées, plus ou moins importantes et nombreuses, d'argiles ou de marnes sableuses, ocre ou gris foncé et localement à lignite ou pyrite. Ces sables passent aux molasses argileuses sus-jacentes de façon en général progressive et récurrente : les épaisseurs qui leur sont attribuées ici (100 m à Riscle 1, 150 m à Ba.1, 108 m à LLS.1 et 70 m à VF.1) ne prétendent donc pas à une précision rigoureuse.

D'un point de vue chrono-stratigraphique, les *Sables de Lussagnet* ont pu être mis en parallèle avec les Poudingues de Palassou, accumulés au pied des reliefs pyrénéens pendant et un peu après la surrection primordiale de ceux-ci, soit de l'Ilerdien supérieur au Bartonien. Cependant, cette contemporanéité paraît n'être que partielle et ces sables sont attribués, pour l'essentiel, au seul Eocène inférieur élevé (Ilerdien terminal et Cuisien), leur sommet pouvant éventuellement appartenir au Lutétien inférieur. Quoi qu'il en soit, dans le domaine de la feuille Plaisance, les *Sables de Lussagnet*, progradant d'Est en Ouest, assurent le comblement de la plate-forme marine dans le temps même où se développent par ailleurs les mouvements majeurs pyrénéens.

Dépôts molassiques

A partir de l'Eocène moyen, avant même que ne s'achève l'exondation des Pyrénées, la plus grande part du Bassin d'Aquitaine devient le siège d'une sédimentation continentale, fluviale, lacustre et palustre, qui va se poursuivre sans interruption jusqu'au Tortonien inférieur inclus.

Les dépôts correspondants, puissants et monotones, constituent la *Molasse d'Aquitaine* qui recouvre entre autres tout le territoire de la feuille Plaisance. En sondage, cette molasse apparaît formée d'argiles bleues ou ocre, à intercalations de marnes, de lits de sables ou de graviers, et passées calcaires et gréseuses, diffuses ou interstratifiées. L'analyse détaillée des profils sismiques et des logs électriques (J. Schoeffler, 1972) a permis d'y reconnaître plusieurs discordances dont une à la base du Stampien et une autre à la base du Miocène. D'autre part, les horizons gypsifères fréquents dans la partie inférieure de cette série molassique pourraient caractériser l'Eocène supérieur (F. Béa et M. Kieken, *in* Winnock et coll., 1971 ; Géologie du Bassin d'Aquitaine, 1974).

Ces molasses ont été traversées jusqu'à 1047 m à Riscle 1, 1040 m à Basoues 1, 1178 m à Louslitges 1, 628 m à Vic-Fezensac 1 (*cf.* Aperçu structural). Leur moitié inférieure y présente partout des passées plus ou moins gypsifères.

TERRAINS AFFLEURANTS

Tertiaire

Les terrains tertiaires affleurant sur la feuille Plaisance sont continentaux et littoraux. Ils appartiennent, pour leur base, aux Molasses d'Aquitaine, pour leur sommet, aux Sables fauves tortoniens et aux Argiles à galets pontiennes.

Dépôts molassiques

En surface, la molasse apparaît comme constituée par un ensemble de roches peu variées entre lesquelles existent de nombreux termes de passage et qui affleurent à tous les niveaux. On y reconnaît :

- des calcaires palustres, parfois lacustres, avec dissociation plus ou moins poussée des fractions calcaire et argileuse : calcaires durs lités, calcaires massifs d'aspect grumeleux et bariolés (faciès le plus commun), calcaire d'apparence bréchique ou pseudo-pisolitique, calcaires à structure cloisonnée, etc. ;
- des roches détritiques : poudingues de provenance pyrénéenne, conglomérats à éléments calcaires miocènes, molasses à ciment calcaréo-marneux où abonde le quartz, à côté de débris calcaires, de micas, de feldspaths corrodés,

enfin sables dont les minéraux lourds (grenats, épidote, andalousite) attestent l'origine pyrénéenne ;

— des marnes bariolées (jaunes, grises, parfois verdâtres ou rougeâtres) qui présentent au lavage un résidu sableux et qui incluent des grumeaux calcaires localement très abondants.

Des indices répétés de pédogenèses intraformationnelles permettent de déceler l'influence des agents atmosphériques, de la végétation et des nappes d'eau sur la mise en place de ces dépôts miocènes. Des lits d'argile brune ou rougeâtre, subhorizontaux et peu épais (20 à 40 cm), sont en effet souvent interstratifiés au sein des bancs calcaires aussi bien que des masses marneuses. Les observations faites à la faveur de grands travaux ont montré qu'il s'agit de reliques de paléosols présentant parfois plusieurs horizons (Aca, Bca et C) ; ce sont des sols de type hydromorphe, à pseudo-gleys, impliquant mise en mouvement et redistribution du fer et du carbonate de calcium. Ces paléosols se succèdent en moyenne de 2 m en 2 m. Délavées par les pluies, recouvertes par les produits de ruissellement, les coupes démonstratives sont vite altérées et l'observation y devient très difficile.

m_{1a}. Aquitanien. Niveau du Calcaire gris de l'Agenais. On peut attribuer à la partie supérieure de cet étage les marnes qui affleurent sur la rive droite de l'Osse, au bas des coteaux, autour du château de Grassio, tout au Nord-Est de la feuille. Ce niveau aquitanien se développe à partir de là sur la feuille Eauze, avec un calcaire blanc, taché d'ocre. Celui-ci devient de plus en plus épais mais ne prend le faciès typique du Calcaire gris de l'Agenais que plus au Nord, au delà de la route joignant Condom à Montréal-du-Gers.

m_{1b1}. Burdigalien inférieur. Niveaux des Calcaires de Gondrin et de Herret. Ces deux niveaux définis dans le Burdigalien inférieur (F. Crouzel, 1956) sont présents du Sud au Nord de la feuille. Ils atteignent une puissance globale de 30 à 35 mètres. Ce sont, de bas en haut :

— le *niveau de Gondrin*, qui affleure dans la vallée de l'Osse, en aval du confluent de celle-ci avec le Lizet, et dans celle de la Guiroue à partir de 2 kilomètres au Nord de Bassoues. Il est marneux, à peine souligné à la base par un banc molassique peu épais visible au-dessous de Bazian (Osse) et de Callian (Guiroue). Il est plus franchement détritique autour de Cazaux-d'Anglès ;

— le *niveau de Herret*, qui s'étend dans toutes les vallées. Ses faciès sont variables. Un banc calcaire épais est visible sous Bazian (Osse) et sous Callian (Guiroue). Il est détritique autour de Cazaux-d'Anglès.

m_{1b2}. Burdigalien moyen. Niveaux des Calcaires de Pellécahus, de Lectoure inférieur et de Larroque-Saint-Sernin. Le Burdigalien moyen atteint 35 à 40 m d'épaisseur. La cote de sa base s'abaisse de 160 m au Sud-Est (vallée du Lizet) à moins de 100 m vers le Nord-Ouest (confluent des deux Midour). Il comporte trois unités :

— le *niveau de Pellécahus*, surtout détritique (molasse parfois très fine), mais qui peut se terminer, dans la vallée de la Guiroue, par un banc calcaire ;

— le *niveau inférieur de Lectoure*, calcaire dans la vallée de l'Osse (4 à 7 m de puissance), mais détritique plus à l'Ouest (Midour et Douze) où il est formé de molasse souvent surmontée de calcaire. Il est fossilifère à Castelnau-d'Anglès, carrière de la Guiroue, avec *Gomphotherium angustidens*, forme *olisiponensis* ;

— le *niveau de Larroque-Saint-Sernin*, détritique à l'Ouest (Arros et Midour), plutôt calcaire à l'Est (Osse et Guiroue), avec un passage molassique entre Montesquiou et Bazian.

m1b3. **Burdigalien supérieur. Niveaux du Calcaire supérieur de Lectoure et du Calcaire d'Auch.** Le Burdigalien supérieur présente une puissance de 30 m environ. Conformément à la pente générale signalée ci-avant, sa base s'abaisse du Sud-Est au Nord-Ouest, de 190 à 130 m environ. Il se décompose en deux niveaux :

— le *niveau supérieur de Lectoure* est calcaire dans la vallée de l'Osse, avec un passage détritique vers la Guiroue au niveau de Tudelle et de Cazaux-d'Anglès. Il est marneux dans le secteur de l'Arros ;

— le *niveau d'Auch* s'étend largement sur toute la surface de la feuille : les marnes qui le composent exclusivement à l'Ouest, dans la vallée de l'Arros, s'associent vers l'Est à des bancs calcaires peu épais qui disparaissent à nouveau dans les environs de Montesquiou.

m2a1. **Helvétien inférieur. Niveau du Calcaire inférieur de l'Astarac.** Ce sous-étage, épais de 15 à 20 m, affleure au-dessus de 210-220 m au Sud-Est, dans le secteur de Montesquiou, et au-dessus de 160 m, vers le Nord-Ouest, aux abords de Pouydraguin. Sa composition est variable : marnes dans la vallée de l'Osse, calcaire surmonté de marnes dans le centre de la feuille (de la Guiroue au Midour), marnes avec des passages détritiques dans la vallée de l'Arros. Il est fossilifère au Nord de Castelnau-d'Anglès, sur la lisière nord-ouest du bois de Montpellier, dans une ancienne tuilerie (*Gomphotherium angustidens*). On a trouvé aussi *Zygodon turicensis* au lieu-dit Jourdan, au Sud du village de Belmont.

m2a2. **Helvétien moyen. Niveaux des calcaires de Sansan, de Monlezun et de Bassoues.** Quand il est complet, ce sous-étage peut atteindre 35 m de puissance. Sa cote de base s'abaisse de 225-230 m au Sud-Est, à 175-180 m vers le Nord-Ouest.

— Le *niveau de Sansan* affleure sur la presque totalité de la feuille avec une épaisseur d'ordre décimétrique. Souvent marneux et peu distinct, il est marqué à l'occasion par un banc calcaire relativement mince, en particulier vers le S.SE de la coupure.

— Dans l'emprise de la feuille, le *niveau de Monlezun* a une puissance moyenne de l'ordre de 10 mètres. Il est surtout marneux, en particulier à l'Ouest, avec quelques passages calcaires mieux développés vers le Nord-Est. Cependant, des affleurements de molasse (s.s.) s'y observent au-dessous du lieu-dit Cabiro (point haut côté 278, 3 km à l'Est de l'église de Louslitges), en direction de la Riberette et plus bas sur l'interfluve séparant celle-ci de la Douze, de Saint-Pierre-d'Aubézies à Castelnavet, en particulier sous le lieu-dit Pélouch, et jusqu'au Nord-Est d'Aignan où ils dominent Sables fauves et Argiles bigarrées. Ces faciès détritiques jalonnent le tracé d'un paléo-courant né dans la région de Lannemezan et se dirigeant vers le Nord-Ouest.

— Le type du *calcaire de Bassoues* a été pris à la sortie ouest de ce village, autrefois ville fortifiée : sous la statue de Saint-Frisc, son affleurement, épais d'environ 10 m, comporte deux bancs de calcaire argileux, blanc et jaune par taches, séparés par des marnes à grumeaux. Le niveau auquel il a donné son nom est également calcaire au départ des vallées qui rayonnent autour de Cabiro, à Peyrusse-Vieille, Peyrusse-Grande, Lupiac, Saint-Pierre-d'Aubézies, Castelnavet et sur l'interfluve Midour — Lys, à l'Est de Beaumarchès. Il admet

cependant, entre Arros et Petit Midour, des intercalations de molasses (s.s.) déposées dans un chenal mouvant axé de Beaumarchès vers Loussous-Débats et au-delà. Ce *niveau de Bassoues* a en moyenne une puissance d'environ 15 m, mais n'affleure actuellement que sur la moitié sud du territoire de la feuille, son extension plus au Nord ayant été réduite par l'érosion quaternaire. Il est fossilifère sous l'église de Mondebat (commune de Couloumé-Mondebat) avec *Deinotherium giganteum* et à 750 m au Sud de l'église de Gazax (commune de Gazax-et-Baccarisse) avec *Brachytherium brachypus*.

m_{2a3}. **Helvétien supérieur. Niveau du Calcaire supérieur de l'Astarac.** Sur le territoire de Plaisance, l'Helvétien supérieur n'est représenté que par le plus ancien de ses niveaux. Encore celui-ci n'affleure-t-il que tout au Sud et au sommet des coteaux, à l'intérieur d'un triangle dont les sommets se situent près de Beaumarchès, au Nord de Peyrusse-Vieille et à Bassoues. Il est calcaire autour du lieu-dit Cabiro, marneux partout ailleurs.

Dépôts non molassiques

m_{2b3}. **Tortonien supérieur. Sables fauves.** Le quartz nord-ouest de la feuille est en partie recouvert par la *Formation des Sables fauves* qui s'étend plus largement au-delà, sur le Bas et une part du Haut-Armagnac, et jusque sous les Sables des Landes.

Il s'agit ici, pour l'essentiel, de dépôts de plages et d'estuaires, constitués de sable quartzeux fin, rarement blanc, généralement coloré par de l'argile ferrugineuse et emballant des débris coquilliers souvent roulés. Une pseudo-stratification, oblique et entrecroisée, y est fréquente. Par places, et à des niveaux variables, le Sable fauve est agglutiné par un ciment calcaire et forme des assises indurées souvent fossilifères. Quelques surfaces de plage ont été naturellement dégagées dans ces faciès. Certains niveaux sont plus marneux, d'autres peuvent enrober des galets.

Ces sables (voir coupes en marge de la carte) se situent souvent dans la partie haute d'interfluves de second ordre, soit qu'ils en constituent eux-mêmes le couronnement, soit qu'ils s'y trouvent surmontés par les Glaises bigarrées postérieures. Dans cette position, l'épaisseur de la formation n'excède pas 15 à 20 m et peut souvent être beaucoup plus faible. D'autres affleurements, présentant parfois un développement horizontal important et des hauteurs de 30 à 40 m, s'observent aux flancs de coteaux plus élevés, culminant jusqu'à 60 ou 70 m au-dessus d'eux, dans l'Helvétien continental inférieur ou moyen ; ils sont interprétés comme des placages résiduels peu épais, appuyés aux molasses des versants, mais sans passer graduellement à celles-ci ni s'y interstratifier. Cette répartition des Sables fauves implique les modalités de leur dépôt, par invasion marine submergeant les avals d'un réseau hydrographique établi antérieurement et de surcroît en grande partie réaffouillé et approfondi au cycle actuel d'érosion. Aux alentours même de Plaisance, cet ennoyage des rias se serait achevé par l'édification momentanée d'un vaste delta ramifié, au débouché maritime d'un fleuve pyrénéen empruntant en gros le tracé des vallées actuelles de l'Adour montagnard et de l'Arros.

Aucun gisement fossilifère n'a jusqu'à présent été signalé dans les Sables fauves sur le territoire de la feuille Plaisance. Par contre, plus au Nord (feuilles Eauze et Condom en particulier), on a identifié une faune littorale, abondante mais peu variée, comportant surtout des Huîtres (*Ostrea gryphoides*, avec des individus de toutes tailles dont certains atteignent la variété *crassis-*

sima), mais aussi des Oursins plats (*Amphiope perspicillata*, *Scutella rotundata*), des Astartidés (*Cardita jouanneti*), des Pectens (*Flabellipecten larteti*) : caractéristique de faciès, mais non d'étage, cette association, apparue avec l'Helvétien, peut s'être perpétuée à travers tout le Miocène moyen. Il peut s'y associer des dents de Squales et des fragments de côtes de Siréniens, ainsi que des restes brisés de Mammifères terrestres et de Crocodiliens charriés par les fleuves et les courants côtiers, le tout d'âge également imprécis.

Dans ces conditions, l'attribution stratigraphique résulte d'un raisonnement indirect qui peut être résumé de la façon suivante.

L'établissement des vallées larges et profondes dont la mer des Sables fauves a ennoyé les parties en aval est nécessairement postérieur à l'Helvétien moyen débutant et implique un arrêt généralisé des dépôts, suivi d'une période de fort creusement. Or, du Bas-Armagnac à l'Astarac et aux Coteaux de Gascogne, la sédimentation continentale miocène s'est poursuivie sans aucune interruption importante jusqu'au Tortonien inférieur inclus (Molasses de Saint-Gaudens et de Montréjeau). De ce fait, la phase d'érosion responsable des creux constatés ne paraît pas pouvoir être antérieure au Tortonien moyen. Les Sables fauves, déposés sur les avals du réseau hydrographique ainsi créé, sont d'autre part surmontés par les Glaises bigarrées, elles-mêmes corrélées au Pontien daté à Orignac (feuille Bagnères-de-Bigorre) : en l'absence de témoin paléontologique qui s'y opposerait formellement, leur attribution au Tortonien supérieur semble donc extrêmement probable et a été retenue comme telle.

m-p. **Pontien. Argiles à galets et Glaises bigarrées.** A l'Ouest de la Lauzoue, molasses continentales et Sables fauves supportent fréquemment une formation argileuse à galets qui affleure largement au sommet des coteaux et parfois en placages aux versants de certaines vallées.

Parfois grises et maculées de jaune clair, mais le plus souvent bariolées de nuances vives où dominent les tons jaune orangé à ocre-rouge, ces argiles, non calcaires, sont habituellement plus ou moins silteuses ou sableuses. La matrice ainsi constituée emballé divers éléments, tantôt dispersés, tantôt regroupés en traînées ou en poches, allant des grenailles d'oxyde de fer siliceux (2 à 5 mm) à des petits galets dont la plus grande dimension n'excède guère 5 cm autour du point haut Cabiro et 3 cm à Lupiac. Souvent mal roulés ou même recassés, ces galets proviennent en majorité de roches siliceuses, métamorphiques ou non (quartz, quartzites, silexites, grès ferrugineux...) : on remarque en particulier des cailloux de lydienne dont la forme parallépipédique reflète le débit naturel de leur roche-mère carbonifère, après au moins 70 km de transport du Sud vers le Nord. La plupart des éléments inclus portent une mince patine corticale ocrée, brillante et lustrée en surface. La formation présente en outre des indices de pédogenèse dispersés à travers toute sa masse, sans qu'il soit possible de caractériser des niveaux de paléosols.

Ces dépôts argilo-caillouteux, mal classés et à stratification désordonnée dans le détail, se relie de proche en proche au vaste épandage de boues torrentielles qui, 40 à 60 km au Sud de Plaisance, participe à la constitution des puissants cônes de déjection du piémont pyrénéen (plateaux de Ger, d'Orignac, de Lannemezan). De la région d'Orignac au Bas-Armagnac, cette formation :

— repose sur une surface d'érosion qui s'abaisse graduellement d'au-dessus de 500 m à moins de 150 m, avec cependant des irrégularités liées à l'existence de creusements et de ravinements antérieurs ;

— diminue progressivement d'épaisseur, de plus de 130 m à 20 m (ou même quelques mètres seulement du fait de l'érosion quaternaire) ;
— atténuée peu à peu son caractère conglomératique, par amenuisement de la taille et du nombre des galets, beaucoup de ceux-ci se trouvant successivement fragmentés, altérés puis détruits, à l'exception des éléments les plus siliceux et en particulier des lydiennes. Cette évolution est d'ailleurs implicitement contenue dans la désignation de ces dépôts par les termes d'*Argiles à galets* en Bigorre et de *Glaises bigarrées* en Bas-Armagnac.

Dans le cadre de la feuille Plaisance, ces boues torrentielles traduisent leur éloignement des reliefs pyrénéens par la taille réduite de leurs galets, peu nombreux et essentiellement siliceux, comme nous l'avons dit, ainsi que par leur altitude de base qui s'abaisse d'environ 260 m autour de Cabiro-la-Tuilerie (borne 278) et 240 m autour de Lupiac, à 150 m seulement au Nord-Ouest d'Aignan, sur l'interfluve Douze — Midour. Cependant, entre les mêmes points, leur épaisseur apparente passe d'une vingtaine de mètres (à Cabiro) ou moins (environ 3 m à Lupiac) à 30, 40 ou même 50 m ; cet épaissement, à contre-sens de l'évolution d'ensemble signalée ci-dessus, peut être attribuée partie à la topographie de ravinement antérieure (comblement d'un creux relatif), partie à une érosion préférentielle récente de la tranche supérieure des dépôts les plus élevés. En outre, le manque de cohésion et de tenue de la formation ne permet pas d'exclure que, sur certains versants, des glissements en masse puissent exagérer vers le bas la hauteur des affleurements dont ils proviennent et avec lesquels ils restent en continuité.

Ces dépôts n'ont livré aucun fossile dans la région de Plaisance. Leur attribution au Pontien (ou pour certains au "Pontico-Pliocène") repose sur la continuité de la formation en direction du Sud, jusqu'au piémont pyrénéen où l'on connaît quelques rares gisements de Mammifères : celui des lignites d'Orignac, avec *Hypparion gracile* (espèce typique du Pontien de Pikermi), associé à *Tetralophodon longirostris*, *Deinotherium giganteum*, *Tapirus priscus*, *Rhinoceros schleiermachi*, *Chalicotherium goldfussi*, *Dorcatherium crassum*, *Cervus dicranoceros*, *Steneofiber jaegeri*, *Indarctos arctoides*, celui de la tuilerie de Trie-sur-Baise (Hippopotamidé primitif, *Dorcatherium crassum*, *Rhinoceros schleiermachi*), ceux de la carrière de Bonnefont (Hippopotamidé primitif) et de Betpouy (Mastodonte).

Quaternaire

Quaternaire des vallées

Aspect général

La plus grande partie du territoire de la feuille est drainée par des rivières de type gascon nées sur le piémont pyrénéen ; seul le coin sud-ouest est traversé par l'Adour, d'origine montagnarde. A ces deux types de cours d'eau, rivières d'origine locale, rivières pyrénéennes, sont liés des formes et des dépôts quaternaires particuliers.

Les vallées des rivières gasconnes ont un profil transversal dissymétrique avec un versant de rive droite nettement plus abrupt et plus court que le versant de rive gauche tourné vers l'Est. A l'intérieur de ces vallées, les dépôts d'alluvions anciennes, toujours minces et discontinus, sont moins les témoins d'une phase de remblaiement généralisé que la trace laissée par une phase

quaternaire de moindre creusement au cours de l'enfoncement des vallées. Ces traits s'affirment du Sud au Nord, à mesure que l'on s'éloigne des Pyrénées. Sur le territoire des feuilles Tarbes et Vic-en-Bigorre, situé au Sud de Plaisance, les alluvions fluviales forment fréquemment des cordons caillouteux à galets et graviers de quartz, grès-quartzite, lydienne, tous éléments présents dans les formations anciennes érodées par les rivières. Vers l'aval, un granoclassement est intervenu, les éléments grossiers ont disparu et les alluvions quaternaires deviennent alors relativement délicates à distinguer, aussi bien des formations molassiques sous-jacentes que des limons de recouvrement colluvionnés sur les versants.

Les formes du relief suivent une évolution parallèle. Près de la chaîne des Pyrénées, des replats relativement bien individualisés et continus se disposent en gradins étagés sur les versants longs. Au Nord, les phénomènes d'évolution des versants, en particulier la solifluxion, se développent au point d'oblitérer presque complètement les anciennes formes. En outre, les replats des versants longs qui subsistent ne s'appuient plus généralement sur un dépôt alluvial, mais sur le substratum.

Critères stratigraphiques

Comme il est fréquent dans cette région du piémont pyrénéen, les dépôts quaternaires présents sur le territoire de la feuille Plaisance n'ont pas fourni de documents paléontologiques. Dans ces conditions, les attributions stratigraphiques procèdent de la prise en compte des deux critères suivants :

- l'intensité des altérations et d'autres phénomènes de même nature comme la différenciation des profils pédologiques développés à la surface des terrains,
- la disposition relative des formations.

L'altération post-sédimentaire constitue un critère particulièrement précieux pour établir les corrélations reliant les nappes alluviales des grandes rivières venues des Pyrénées. Les alluvions de ces rivières renferment toujours des roches altérables dont certaines, particulièrement bien typées, appartiennent à plusieurs, voire à tous les bassins alluviaux de la région. C'est ainsi que des roches bien caractérisées comme les ophites, les spilites, les grès-quartzites phylliteux du Paléozoïque inférieur de la chaîne, se retrouvent parmi les galets des formations alluviales de la plupart des rivières pyrénéennes. Il a alors été montré que, pour toute la partie occidentale du piémont des Pyrénées françaises :

- l'altération est d'autant plus poussée que la formation alluviale est ancienne,
- au-delà d'une certaine ancienneté correspondant à la nappe attribuée au Riss, des faciès d'altération particuliers caractérisent toutes les nappes d'une ancienneté donnée.

Ainsi, dans les formations du Quaternaire inférieur, les galets de grès-quartzite phylliteux sont altérés sur leur périphérie et ceux formés initialement de roches magmatiques de la norme des basaltes ou des granodiorites sont altérés jusqu'au coeur. Dès la nappe alluviale attribuée au Mindel, les galets de grès-quartzite ne sont pratiquement pas touchés et les galets d'ophite, de spilite, de lamprophyre, certaines granodiorites, tous galets entièrement décomposés dans les nappes du Quaternaire ancien, ne présentent plus qu'une altération corticale d'une épaisseur de l'ordre du centimètre. Dans les nappes

plus récentes, les altérations sont plus variables et plus aléatoires en fonction de paramètres indépendants du facteur ancienneté : nature du milieu et pH, qualité du drainage, abondance du calcaire dans le dépôt initial. La nature des sols développés au sommet des terrasses peut relayer les altérations affectant les galets en tant qu'indicateur d'ancienneté. Le critère pédologique est néanmoins d'une utilisation plus délicate à cause des nombreux déterminants qui peuvent jouer. En tout état de cause, il n'est utilisable que dans une région restreinte. C'est ainsi que dans la région de Plaisance, la nappe rissienne est caractérisée par des sols de type lessivé dégradé à tendance podzolique. Ces sols, appelés dans la région boubènes, permettent facilement de distinguer les nappes Riss et Würm de l'Adour, car la terrasse wurmienne porte un sol différent, de type brun, plus ou moins affecté par l'hydromorphie. En revanche, pour les alluvions de l'Arros, la distinction Riss — Würm est plus délicate car la terrasse wurmienne porte également un sol de type boubène, les matériaux de cette rivière étant plus favorables que ceux de l'Adour à ce type d'évolution pédologique.

Les sols de type boubène se développent en effet très rapidement sur toutes les formations alluviales dont les matériaux sont issus du seul démantèlement des molasses miocènes ou des Argiles à galets et Glaises bigarrées pontiennes. Ceci est le cas, non seulement des niveaux rissiens et wurmiens de l'Arros, mais de toutes les terrasses alluviales des rivières gasconnes. Au long de celles-ci, la nature du sol n'est donc pas un critère d'âge relatif ; de même, les galets inclus dans une nappe donnée ne proviennent plus directement des Pyrénées, mais du remaniement d'anciens dépôts ayant déjà subi eux-mêmes les intempéries pendant des périodes de temps considérables, et leur degré d'altération n'est plus en rapport avec l'ancienneté de cette nappe. Dans ces conditions, les seules données susceptibles de concourir à la chronologie des alluvions des rivières gasconnes sont leurs dispositions relatives et, éventuellement, vers l'aval, le mode de raccord de tel ou tel de leurs replats avec l'une ou l'autre des terrasses identifiées le long du cours d'eau pyrénéen dans lequel conflue la rivière considérée.

Dans le domaine de la feuille Plaisance, les vallées de certaines rivières gasconnes sont en partie bordées par des alluvions antérieures à celles du lit majeur. La carte en représente un seul niveau, rapporté au Würm ; les nappes plus anciennes ne sont pas cartographiables ou ont disparu, oblitérées par les solifluxions et le colluvionnement. Par contre, dans la vallée de l'Adour les alluvions anciennes venant à l'affleurement sont rissiennes et wurmiennes. Les dépôts mindeliens de l'Adour, connus à l'amont dans la région d'Hiis (feuille Bagnères-de-Bigorre) "plongent" sous les alluvions plus récentes de la plaine de Tarbes. Il n'est donc pas douteux que les alluvions du Riss, du Würm et du lit majeur actuel ont remanié ces anciens dépôts et peuvent éventuellement, ici ou là, les recouvrir en profondeur.

Alluvions du Riss

Fx. Alluvions de la terrasse de Plaisance, dans l'interfluve Adour — Arros : galets, graviers et sables. La terrasse de Plaisance émerge assez nettement au-dessus de la plaine wurmienne de l'Adour dont la sépare un talus haut de quelques mètres. Son attribution au Riss, fondée sur cette disposition, est corroborée par la nature des sols qui y sont du type lessivé dégradé (boubènes). Son épaisseur totale au-dessus du bed-rock molassique, observée dans les forages pour tirs sismiques, est en moyenne d'une quinzaine de mètres mais peut

atteindre 18 à 22 m à l'aplomb d'un ancien chenal joignant Plaisance au Tuco par la sablière de Peyrens.

En coupe, ce niveau alluvial comporte une couverture relativement continue de limons beiges, sableux en surface mais qui passent progressivement en profondeur à des argiles silto-sableuses. Ce recouvrement, souvent épais de 2,5 à 3 m, peut manquer totalement ou exceptionnellement atteindre 5 mètres. De Belloc à Rapine et au Tuco, donc pour l'essentiel de cette terrasse, les graves sous-jacentes paraissent exclusivement constituées de matériel aturien d'origine pyrénéenne : une gangue abondante (25 %) de limon argileux incluant des sables y emballés des graviers et des galets (2/240 mm) de quartzite et de silexite (40 à 47 % dans la fraction 40/60 mm), de schistes et de dolomies (25 à 30 %), de roches cristallines (10 à 30 %), de quartz (1 à 10 %), de grès siliceux et d'arkoses (< 3 %). Les éléments de roches granitiques à biotite s'y désagrègent dans une proportion assez élevée (1/3 en moyenne), mais variable d'un endroit à l'autre et sur une même verticale (0 à 45 %).

Au Sud d'une ligne joignant Jû-Belloc à Rapine, l'extension vers l'Est des apports de l'Adour est interdite par l'émergence rapide du coteau molassique qui arme vers l'amont l'interfluve Adour — Arros. Cependant, au pied du versant oriental de ce coteau, la terrasse précédente se prolonge vers le Sud par un replat situé 2 à 5 m plus haut que les alluvions wurmiennes de l'Arros et qui se rétrécit en s'élevant doucement des Menjots à Majestés (commune de Saint-Aunix-Lengros). Sous 4 à 6 m d'une couverture limoneuse en partie d'origine colluviale et dont le remaniement estompe le talus qui la limite à l'Est, cette banquette comporte 3 à 4 m de sables ou de graviers fins (≤ 5 mm), souvent pelliculés de limonite, et plus rarement de petits galets (≤ 10 cm de long) pris dans une matrice argilo-limoneuse. Ces caractères font considérer ce replat comme le témoin d'une terrasse fluviale édiflée nécessairement par l'Arros et très vraisemblablement au Riss, en raison de son raccord au niveau aturien de cet âge.

Alluvions du Würm

Dans la vallée de l'Adour, divers travaux (Alimen H., 1964 ; BRGM, CETE et LCHF, 1982) ont permis de reconnaître trois stades (WI, WII, WIII) dans le dépôt des alluvions du Würm. Cependant, dans le cadre de la feuille Plaisance, les formations éventuellement attribuables à la phase WIII apparaissent très discrètes sinon hypothétiques et n'ont pas été dissociées des alluvions subactuelles et actuelles décrites plus loin ; de même, les dépôts WI et WII, que la morphologie n'individualise pas toujours nettement et dont les autres caractéristiques sont très semblables, ont été regroupés sur la carte sous la notation Fy_1 (Würm aturien non subdivisé).

Fy_1 . Alluvions de la vallée de l'Adour : galets, graviers et sables. Le complexe wurmien ainsi défini est ici nettement emboîté dans la terrasse du Riss. Il semble dépasser partout 4 à 5 m de puissance (M. Icolle) et, de fait, à l'aplomb de son aire d'affleurement, les trous pour tirs sismiques ont atteint le substrat molassique entre 7 et 13 m de profondeur. Il est toutefois assez peu probable que les alluvions wurmiennes constituent à elles seules la totalité de ces dernières épaisseurs : des recherches pour AEP, implantées au Sud-Ouest de Tasque, dans le secteur des Rouges, ont en effet montré que les graves ainsi traversées comportaient une couche inférieure d'épaisseur très variable (1,5 à 6 m, 3 m en moyenne), sensiblement plus argileuse et plus conductrice que les cailloutis sablo-limoneux superposés (J.-C. Soulé *et al.*, 1978), et on doit envisager l'ap-

partenance possible de cette couche à l'épandage rissien, largement entaillé pendant l'interglaciaire riss-würm, mais sans pour autant avoir été partout déblayé jusqu'au bed-rock.

Les sols sont peu différenciés, en général de type sol brun, et localement affectés par l'hydromorphie. Les forages ont traversé une couche superficielle de limon argileux brun grisâtre, d'épaisseur en moyenne métrique mais qui peut souvent manquer ou au contraire atteindre exceptionnellement 2 à 3 mètres. Les graviers et les galets (2/300 mm) du cailloutis sous-jacent, emballés dans une matrice sableuse à faible teneur en limon, paraissent intacts ou très peu altérés. Un spectre de leurs lithologies, établi par J. Khobzi (1965) 3 km en aval de Tasque, au pont d'Izotges (feuille Aire-sur-Adour), diffère de celui de la terrasse rissienne par une moindre proportion de roches cristallines (8 % dont 1/4 fragmentable sans cependant tomber en arène), et un pourcentage plus élevé de schistes surtout métamorphiques (schistes et dolomies 38 %) ainsi que de quartzites et de silexites (50 %), le calcaire demeurant ici encore absent. Ces écarts ne sont ni fortuits ni isolés mais rejoignent des variations systématiques observées dans le même sens tout au long de l'Adour moyen (H. Vogt, 1961) ; ils peuvent s'expliquer par le fait que les alluvions wurmiennes sont en majeure partie remaniées de la terrasse rissienne dont les éléments altérables, en particulier granitiques, arénisés à l'interglaciaire riss-würm, se sont ensuite désagrégés au transport.

Fy2. Alluvions des basses terrasses de l'Arros et des rivières gasconnes : silts et argiles, rares lentilles graveleuses. En rive droite de l'Arros la carte distingue une basse terrasse wurmienne très continue bien que parfois étroite. Des sondages ont montré que cette banquette est habituellement constituée d'une couche de limon, épaisse de 3 à 9 m (5 m en moyenne), recouvrant une grave sableuse (2 à 8 m, moyenne 4 m) très rarement visible en affleurement. Par endroits, et en particulier aux débouchés de vallons affluents, cet assemblage de deux couches est largement interrompu, sur toute sa hauteur, par des dépôts mal classés mêlant argiles, sables, graviers subordonnés et rares galets disséminés. Ces matériaux semblent constituer des accumulations transverses, à surface très légèrement convexe, et peuvent s'interpréter comme des apports de ruissellement concentré, amenés du versant oriental, en remblai dans de larges entailles de ravinement : ils seraient dans ce cas quelque peu plus tardifs que la basse terrasse proprement dite.

En rive gauche, cette basse terrasse s'étale plus largement mais s'interrompt cependant à l'amont rapproché de Plaisance pour réapparaître à l'aval, entre le Tillet et Tasque où elle se raccorde à la plaine wurmienne de l'Adour. Près de la ferme de l'Asté, elle comporte, sous environ 1,50 m de limons blancs et jaunes, une formation de sable ocre superposée à des sables plus grossiers et petits graviers (≤ 5 mm). Dans les fondations du pont de Rapine, on a observé de haut en bas 3 m de limon sablonneux puis argileux, 0,50 m d'argile gris-bleu, enfin 6 m environ de grave argileuse progressivement plus compacte et admettant vers la base quelques passées de sable argileux ; les galets (8 à 10 cm au maximum), exclusivement faits de roches siliceuses (75-80 %) et de quartz (20-25 %), y sont pris dans une matrice argilo-limoneuse ocre, dépourvue de calcaire.

Le long des rivières gasconnes de moindre importance, une basse terrasse de caractéristiques analogues apparaît de place en place, très généralement en rive gauche. Son épaisseur, très variable, peut atteindre 5 à 6 mètres. Les sols y sont habituellement du type boubène.

Alluvions subactuelles et actuelles

Fz. Alluvions de l'Adour : galets et sables. Remaniés d'alluvions et de colluvions antérieures, essentiellement wurmiennes et accessoirement rissiennes, ces dépôts comportent habituellement une tranche superficielle formée exclusivement de sables et de limons. Cette couche peut assez souvent manquer à l'aplomb du lit mineur et ses épaisseurs observées, entre Belloc et Préchac, varient ainsi de 0 à 1,20 m (0,70 m en moyenne). Les graves sous-jacentes, à matrice sableuse très pauvre en argile, présentent dans le même secteur une puissance moyenne de l'ordre de 6 m ; ce seraient pour l'essentiel des dépôts wurmiens lavés de leurs fines et remaniés seulement dans leurs 1 à 2 m supérieurs (BRGM, CETE et LCHF, 1982).

Fz. Alluvions du lit majeur des rivières gasconnes : argiles et limons. Etablis de part et d'autre du chenal, ces dépôts argilo-limoneux, en général entièrement décarbonatés, renferment parfois des lentilles de sable fin et des granules ferrugineux. Localement, en situation de mauvais drainage et en rive droite, ils peuvent montrer, entre 0,40 et 1 m de profondeur, quelques amas calcaires post-sédimentaires très friables. En milieu bien drainé, les sols sont peu différenciés.

Formations superficielles des cotaux

RCm. Formations résiduelles et colluvions récentes issues des terrains miocènes. Ces formations recouvrent le sommet des crêtes et le versant de rive gauche des vallées. Les sols sont très variés dans le détail, bien qu'en général peu évolués. Beaucoup sont proches du type brun calcaïque.

CFm. Colluvions limoneuses et alluvions anciennes déplacées. Ces colluvions limoneuses recouvrent le bas des versants longs des vallées dissymétriques et certains replats. Elles sont toujours affectées par la solifluxion. Leur texture est argilo-limoneuse, parfois avec une importante fraction de sables fins. Les sols sont des boubènes à horizon de grepp très variable en épaisseur et en netteté.

Cm-p. Colluvions caillouteuses issues du Pontien. Entre Beaumarchès et Louslitges, l'interfluve Arros — Midour est couronné de place en place par des lambeaux d'argiles à galets, d'extension réduite. Ceux-ci sont les témoins d'une couverture pontienne plus continue dont le démantèlement a alimenté des dépôts de pentes étalés sur le versant nord et entraînés dans les têtes de vallons de plusieurs ruisseaux tributaires du Midour. Ces colluvions caillouteuses renferment des galets de quartz et de quartzite, à cortex grésio-ferrugineux, irrégulièrement répartis dans une matrice d'argile fine ou sableuse, de couleur ocre orangé. Les sols correspondants, mal différenciés, ne dépassent jamais le stade sol brun légèrement lessivé.

APERÇU STRUCTURAL

Du point de vue de la structure, les molasses continentales miocènes affleurant dans le domaine de la feuille apparaissent presque horizontales, affectées seulement d'une légère inclinaison d'ensemble vers le Nord-Ouest, en moyenne de l'ordre de 1,75 ‰ entre Montesquiou et Aignan.

Ce plongement est cependant loin d'être uniforme, ou même continu. Les courbes de niveau de la base du *Calcaire de Bassoues* (fig. 2) décèlent en effet :

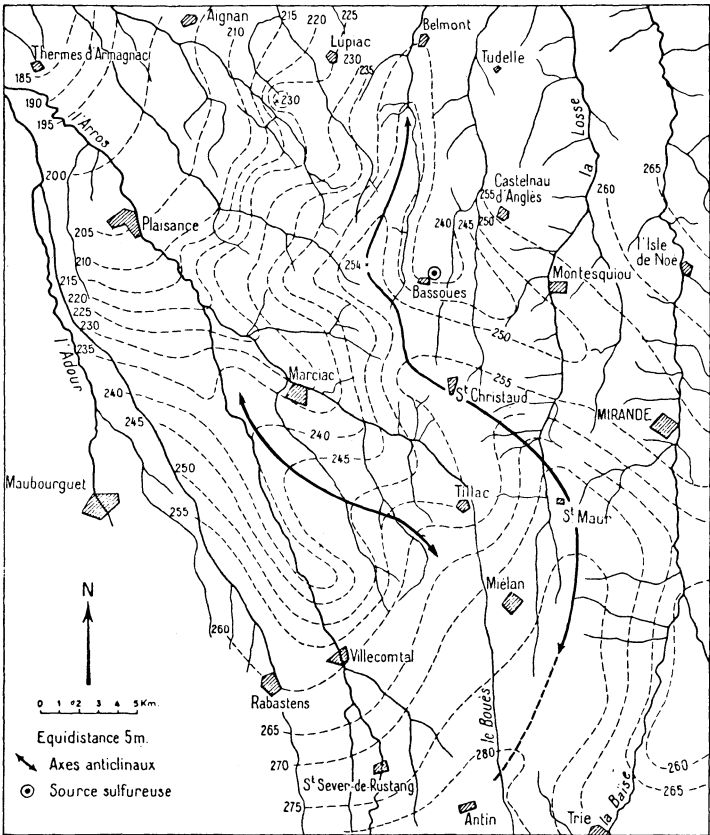
- une ondulation anticlinale dont l'axe sinueux va de Belmont à Cabiro, Saint-Christaud, Saint-Maur et au-delà, en direction d'Antin ;
- plus à l'Ouest, une convergence sensible des pendages en direction de Thermes-d'Armagnac et leur accentuation initiale (jusqu'à 5‰ entre Cabiro et Mondebat) à partir d'une ligne joignant Belmont à Gazax, puis à Marciac et Labatut (feuille Vic-en-Bigorre), et au-delà, en direction de Castelnau-Rivière Basse (feuille Aire-sur-l'Adour). Cette disposition reflète un affaissement relatif du Bas-Armagnac suivant une flexure semi-circulaire entourant les abords de Plaisance (F. Crouzel, 1956).

Une déformation tout à fait semblable, mais en plus accentuée, affecte le niveau du *Calcaire inférieur de l'Astarac*, 35 à 40 m en-dessous du précédent. Le mouvement qui a engendré la flexure de l'Armagnac a donc dû se développer lentement pendant au moins tout l'Helvétien et probablement jusque dans le Tortonien inférieur.

Plus en profondeur, les renseignements fournis par les études géophysiques à objectifs pétroliers, et en particulier les profils obtenus par sismique-réflexion, calés sur les coupes de forages, ont permis d'élaborer une esquisse structurale du mur des formations continentales tertiaires (base des Sables de Lussagnet). Dans le périmètre de la feuille Plaisance, cette surface est schématisée sur la carte en isohypses équidistantes de 100 m : organisée selon une orientation pyrénéenne, elle s'enfoncé progressivement du Nord-Est au Sud-Ouest, entre une zone haute de Vic-Fezensac (feuille Eauze), élevée au-dessus de -500 m, et une dépression de Marciac (feuille Vic-en-Bigorre) approfondie au-dessous de -1600 mètres. La pente correspondante, en moyenne de l'ordre de 5 à 6 %, est accidentée, dans le S.S.W de la feuille, par une ride parallèle à l'orientation générale E.SE — W.N.W. Elevée au-dessus de -1100 m entre Gazax et Mondebat, où elle atteint 150 m de commandement, cette ride s'enselle au-dessous de -1200 m dans la région de Tasque pour culminer à nouveau plus à l'Ouest, dans le dôme de Riscle (feuille Aire-sur-l'Adour) ; vers l'E.SE, après ensellement au-dessous de -1300 m, elle paraît se prolonger dans la forte surélévation de Mirande — Saint-Médard (-90 m).

Ce modelé de la surface anté-molassique résulte en grande partie de la migration des argiles et des évaporites du Trias et de l'Infralias : au cours de l'Eocène, en particulier, ces masses plastiques ont constamment flué à partir des aires déprimées pour aller nourrir le cœur de rides progressivement accentuées de ce fait.

En raison des vicissitudes de l'évolution antérieure du bassin, les ondulations observées au niveau précédent ne se répercutent pas à l'identique dans les strates profondes. Cependant, certains traits paraissent avoir été positionnés de longue date. Ainsi, la ride de Gazax — Mondebat était-elle apparue déjà aux temps tardi-jurassiques et immédiatement soumise à l'érosion : aux deux sondages forés à son aplomb, les *Dolomies de Mano* (Kimméridgien supérieur — Portlandien) reposent en effet en discordance sur des formations rapportées à l'Oxfordien ou au Dogger. La position et l'orientation de cette ride suggèrent même sa localisation au-dessus d'un élément structural hercynien dont nous allons voir l'existence très probable.



F. Crouzel

**Fig. 2 - Isohypses de la base des calcaires de Bassoues
autour de Plaisance**

La configuration du socle anté-triasique lui-même, à l'aplomb du territoire de Plaisance, peut en effet être appréhendée dans le cadre plus large du Bassin aquitain. Dans sa forme actuelle et très schématiquement, le substrat de celui-ci, affleurant aux lisières du Massif Central, s'enfonce d'abord très progressivement, dans la direction du S.S.W, par avoisiner -2000 m à l'aplomb approximatif d'une ligne Condom — Carcassonne. A partir de celle-ci, la pente s'accélère et porte l'approfondissement à environ -4000 m sur une ligne Villeneuve-de-Marsan — Rieumes. En l'état des connaissances synthétisées dans "Géologie du Bassin d'Aquitaine" (1974), cette rupture de pente participerait d'un linéament majeur, dit *flexure celtaquitaine*, de direction N 120°E, prolongeant d'Arcachon à Toulouse le talus continental du golfe de Gascogne et limitant ainsi la partie profonde du bassin et l'extension vers le Nord du sel triasique. Cependant, cette image simple et évocatrice ne doit pas occulter l'articulation de cette charnière de subsidence en touches de piano inégalement affaissées vers le Sud-Ouest : c'est en effet le rejeu en distension de cassures tardi-hercyniennes orientées NE — SW, qui, en rapport avec la prime ouverture de l'Atlantique, a contrôlé la sédimentation triasique (R. Curnelle *et al.*, 1980 ; R. Curnelle 1983). Quoi qu'il en soit, le bassin s'affirme dès lors en direction du Sud et, malgré les cassures et les ondulations qui le morcellent, atteint des profondeurs de -7000 à -10 000 m entre Tarbes et Sault-de-Navailles (feuille Arthez-de-Béarn), suivant l'axe de la fosse la plus profonde. Au-delà de celle-ci, les fonds se relèvent rapidement sur la marge orogénique que constitue la chaîne pyrénéenne. A l'Est, le bassin est limité par la faille de Villefranche-de-Rouergue qu'une flexure étirée prolonge jusqu'à Toulouse et Saint-Martory.

Dans le cadre ainsi esquissé du socle anté-triasique, le domaine de Plaisance s'inscrit à l'aval rapproché de la charnière dite celtaquitaine. Il y chevaucherait un sillon E.SE — W.NW approfondi sous la cote -5000 m entre ce talus lui-même et un abrupt faillé marquant le flanc N.NE d'une ride axée de Mirande à Riscle et au-delà en direction de Mont-de-Marsan. Plus haut, vers -1500 à -1700 m, le même escarpement de faille affecte le toit du Lias d'un rejet qui atteint 150 m entre Osse et Arros. Ainsi positionné dès l'origine du bassin, tout comme celui d'Antin — Garlin (feuille Vic-en-Bigorre), cet abrupt traduit à l'évidence les rejeux d'une fracture hercynienne du socle ; l'effet structural de ces rejeux, éventuellement renforcé par la migration des évaporites, a pu en outre localiser sur le même alignement la ride de Gazax — Mondebat telle qu'observée au niveau de la surface anté-molassique.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

RESSOURCES EN EAU

Eaux de surface

La plupart des rivières drainant le territoire de la feuille Plaisance (Osse, Guiroue, Lauzoue, Douze et Midour) sont coupées de toute alimentation montagnarde par le plateau de Lannemezan. En outre, l'imperméabilité d'ensemble du substrat molassique fait que les précipitations locales, en moyenne de l'ordre de 900 mm par an, ne sont pas emmagasinées. En conséquence, tous ces cours d'eau présentent le régime semi-aride habituel aux rivières gasconnes : susceptibles de déborder après plusieurs jours de fortes pluies ininterrompues, ils accusent en revanche des étiages prononcés.

A bien des égards, l'Arros est aussi une rivière gasconne, mais les apports qu'il reçoit des Baronniees lui valent un débit mieux soutenu bien qu'encore modeste (6,4 m³/s, module moyen annuel à Villecomtal, sur la feuille Vic-en-Bigorre).

L'Adour a un bassin montagnard suffisamment vaste pour lui assurer un débit relativement important, de caractère pluvio-nival : son module moyen annuel, de 9,4 m³/s à Asté (feuille Bagnères-de-Bigorre), atteint 37 m³/s en aval du confluent de l'Arros, à Corneillan (soit une quinzaine de kilomètres à l'Ouest du méridien de Plaisance, sur la feuille Aire-sur-l'Adour).

Nappes alluviales

Les alluvions des rivières gersoises ont des extensions limitées, des épaisseurs faibles (4 à 5 m) et les passes sablo-graveleuses y sont très subordonnées aux matériaux argilo-limoneux. Elles ne recèlent donc pratiquement pas de nappe d'eau susceptible d'une exploitation par captage.

La basse vallée de l'Arros elle-même présente seulement quelques possibilités locales, d'intérêt limité.

Par contre, la plaine de l'Adour comporte une nappe alluviale aux ressources intéressantes. Au-dessus de leur substratum molassique imperméable, les alluvions des divers âges, à dominante de sables, graviers et galets, y constituent un aquifère unique ; alimenté par l'infiltration des précipitations et des écoulements superficiels, celui-ci se trouve d'autre part en communication avec les eaux de l'Adour. La partie utile de cet aquifère correspond aux seuls cailloutis sablo-limoneux des alluvions actuelles et wurmiennes, localement épais d'une dizaine de mètres et souvent superposés à des graves plus argileuses attribuées au Riss : elle permet d'obtenir des productivités atteignant 100 m³/h par ouvrage de captage (puits du syndicat intercommunal des eaux d'Aignan, 2,5 km au Sud-Ouest de Tasque, sur la feuille Aire-sur-l'Adour). Le niveau de l'eau s'établit entre 1 et 5 m sous la surface du sol et ses variations annuelles peuvent atteindre 2 mètres. Cette nappe est vulnérable aux pollutions.

Eaux des interfluves

Dans la moitié occidentale de la coupure, les coteaux d'interfluves sont assez souvent couronnés par des *Argiles à galets* du Pontien. Celles-ci présentent parfois des lentilles graveleuses d'une certaine extension, alimentant quelques émergences diffuses et sources plus ou moins pérennes, de faible débit. Vers le Nord-Ouest, la *Formation des Sables fauves*, dont l'épaisseur atteint localement 15 à 20 mètres, constitue un milieu perméable en petit. Il s'agit cependant d'un aquifère perché, morcelé par le réseau hydrographique en compartiments de faible étendue, et souvent recouvert par des dépôts argileux pontiens. Avec un impluvium ainsi réduit, les ressources sont nécessairement limitées. Au contact de son mur molassique imperméable, cet aquifère n'alimente, dans la région, que des suintements et des petites sources dont le débit d'étiage est inférieur à 1 l/s ; on peut cependant citer les captages pour alimentation en eau potable de Loubédats (980-1-14) et d'Aignan (980-2-18).

Les *molasses continentales tertiaires* dans lesquelles est modelée la masse principale des interfluves sont globalement imperméables. Les venues d'eau y sont rares, saisonnières et de débit très réduit : ce sont soit des sources de bas-

fond liées à des écoulements dans la frange d'altération superficielle, soit des sources issues de niveaux sableux lenticulaires ou de bancs calcaires. Par exception, certains de ces derniers, relativement épais, peuvent être bien karstifiés et un peu plus productifs : c'est le cas d'un niveau lacustre du Burdigalien moyen, près de Castelnau-d'Anglès (aven, ruisseau souterrain et résurgence captée, 980-8-1).

Eaux profondes

En profondeur, la première formation aquifère connue sur tout le territoire de la feuille se situe à la base des terrains molassiques. Elle est constituée par des dépôts sablo-gréseux à intercalations argileuses appartenant aux formations dites des *Sables de Lussagnet* et des *Grès à Nummulites*, dont la puissance cumulée, de l'ordre de 150 m dans le Sud-Ouest de la coupure, paraît se réduire à 70 m environ dans l'extrême Nord-Est. Les isohypses du mur des formations continentales tertiaires, portées sur la carte, représentent approximativement la morphologie de la base des Sables de Lussagnet ; elles donnent une idée de profondeurs auxquelles on peut atteindre ce réservoir infra-molassique, soit entre 600 et 1700 m sous la surface du sol, suivant les lieux. La nappe captive correspondante serait artésienne-jaillissante au moins à l'aplomb des vallées dans presque tout le tiers ouest de la coupure, ainsi que suivant le cours de l'Osse en aval de Riguepeu. Partout ailleurs, son niveau piézométrique se situerait entre 10 et 50 m en-dessous des lignes de thalwegs. A défaut d'un captage dans l'emprise de la feuille Plaisance, on peut faire référence à l'ouvrage de Lamazère (1007-1-12, feuille Mirande), situé 10 km à l'E.SE de Montesquiou et dont le débit par pompage atteint 150 m³/h. En raison des températures liées à sa profondeur, cette réserve d'eau douce est aussi une ressource géothermique.

Parmi les formations du Tertiaire marin sous-jacent, les assises carbonatées de l'Eocène inférieur, du Paléocène supérieur et du Dano-Montien constituent également des réservoirs emplies d'eau douce géothermale.

Au-delà, les dépôts calcaires du Crétacé ont des caractéristiques aquifères moins homogènes mais représentent cependant des réservoirs potentiels dont les eaux sont encore peu minéralisées (1 g/l). A profondeur plus grande, diverses assises carbonatées du Jurassique ont également été reconnues comme aquifères.

Toutes ces nappes profondes paraissent communiquer entre elles, en particulier sur la quasi-totalité du territoire de la feuille.

SUBSTANCES MINÉRALES

Jusqu'aux environs de 1925, l'extraction de divers matériaux à usage local a donné lieu à de multiples exploitations artisanales réparties sur tout le territoire de la feuille. Parmi ces anciennes carrières, la carte signale seulement celles qui ont pu être identifiées sur le terrain. On produisait ainsi :

— **des terres pour tuiles et briques** (arg), provenant principalement des Glaises bigarrées du Pontien (en particulier sur les communes d'Aignan, Bacarisse, Margouët-Meymes et Sabazan) mais aussi de divers horizons argileux des molasses burdigaliennes ou helvétiques (sur les communes de Loubédac, Margouët-Meymes, Lupiac, Castelnau-d'Anglès...) et plus accessoirement de

certaines formations éluvio-colluviales (en particulier au versant rive gauche de la Lauzoue, sur les communes de Peyrusse-Grande et Prèneron) ;

— **des pierres à bâtir, pierres à chaux et concassés d'empierrement** (cal), surtout fournis par certains calcaires lacustres du Burdigalien moyen, naguère exploités dans les vallées de l'Osse (sur la commune de Caillavet) et de la Guirou (Calcaire inférieur de Lectoure, près de Castelnau-d'Anglès), ainsi que de l'Helvétien (Calcaire inférieur de l'Astarac, au Sud de Belmont et près de Montesquiou ; Calcaire de Bassoues, à proximité de Castelnave et de Lupiac) ;

— **des marnes** (mar) pour l'amendement de certains sols limono-sableux (boulbènes), prélevées dans les niveaux marneux du Burdigalien moyen, en particulier dans l'Ouest de la coupure, sur les communes de Bétous, Bouzon-Gelle nave et Castillon-Debats ;

— **des graviers pour empierrement** (grv), extraits de formations de pente éluvio-colluviales, par exemple en rive gauche de l'Osse, face à Montesquiou ;

— **des sables** (sab), tirés soit d'alluvions récentes, soit plus souvent de la formation des Sables fauves, comme à l'Ouest de Castillon-Debats. On peut également citer la sablière de Peyrens, ouverte dans la partie haute de la terrasse rissienne, en aval de Plaisance.

La concentration des entreprises, liée à l'évolution des conditions économiques, a amené peu à peu la fermeture de presque toutes ces carrières. Deux d'entre elles seulement, ouvertes l'une et l'autre dans des calcaires du Burdigalien moyen, paraissent avoir encore une activité suivie :

— celle de Saint-Jean-de-Castex (commune de Vic-Fezensac), près de l'angle nord-est de la coupure, produit des granulats pour travaux routiers et bâtiment ;

— celle de Riguepeu, exploitée par sciage, fournit de la pierre à bâtir et d'ornementation pour escaliers, cheminées...

De nos jours, l'essentiel de l'activité extractive est en fait consacré à la production de sables et de graviers à partir des alluvions de l'Adour. Dans le domaine de la feuille, les gravières sont localisées au Sud de Jû-Belloc. Elles y exploitent, à l'aplomb du lit mineur et accessoirement en rive droite dans le lit majeur, des graves épaisses en moyenne de 6 m et très souvent sans couverture superficielle (terre végétale ou limon). Il s'agit, suivant les lieux et les couches, de graves 0/80 ou 0/150, propres à légèrement polluées (équivalent sable 80 à 50), bien graduées (25 à 30 % de 0/5, 40 à 50 % de supérieur à 20 mm) ; les sables roulés sont un peu friables (coefficient FS 25,4), mais les gravillons obtenus par concassage des supérieurs à 20 présentent de bonnes caractéristiques de dureté (Los Angelès 22, Micro-Deval en présence d'eau 12). Bien élaborés, ces produits conviennent à tous les usages de viabilité, à la seule exception des couches de surface (enduits et enrobés) pour trafics importants ; ils sont également aptes à la fabrication de tous les bétons courants de construction, et éventuellement à celle de certains bétons de résistance après élimination des sables les plus friables (double-lavage).

Le volume des graves prélevées annuellement tout au long du cours de l'Adour est assez considérable (près de 2 000 000 de m³ en 1980) et a des conséquences sur l'hydrodynamique fluviale et la nappe phréatique des alluvions. Pour en limiter autant que possible les effets, un schéma d'extraction et de réaménagement coordonné (BRGM, CETE de Bordeaux et LCHF, 1982) a été établi ; à l'amont immédiat de Jû-Belloc, ce projet délimite, en lit mineur et en saligue, 55 hectares de gravières potentielles dont l'exploitation, déjà plus ou moins effective sur 12 à 15 hectares, permettrait la création d'un bassin de

compensation des crues (retardement et écrêtage) et de soutien à la nappe alluviale.

En matière d'hydrocarbures, aucun des sondages implantés dans le domaine de la feuille ou à ses abords n'a rencontré de gisement. Ils ont seulement décelé quelques placages d'asphalte accompagnés de très faibles indices gazeux à Louslitges 1 (dans la Dolomie d'Ossun), ainsi qu'un fond gazeux très discret au passage de la zone à anhydrite (à LLS.1 et Bassoues 1), dans l'ophite et la Formation de Sébastopol. Ils contribuent cependant à définir et à situer, en position stratigraphique et structurale, certains niveaux à caractéristiques de réservoir et ces renseignements constituent un guide précieux tant pour la poursuite des investigations pétrolières que pour les recherches d'eaux profondes : à Louslitges 1 comme à Bassoues, et jusqu'au niveau du Dogger, tous les réservoirs potentiels sont en effet envahis d'eau douce.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires intéressant la région et en particulier des itinéraires dans le *Guide géologique régional : Aquitaine occidentale*, par M. Vigneaux, 1975, Masson et Cie, éditeurs, Paris.

TABLEAU DES SONDAGES
(coupes stratigraphiques résumées)

Stratigraphie		Sondage		Nom	Lousitges 1	Bassoues 1	Vic-Fezensac 1
		Symbole		LLS.1	Ba.1	VF.1	
		N° d'archivage national		980-6-21	980-6-13	981-1-1	
		Coordonnées x	425,295	419,200	442,772		
		Coordonnées y	3147,190	3148,838	3159,660		
Lambert z	+185,08 m	+138,29 m	+124,17 m				
Cote table		191,35 m	143,69 m	127,67 m			
Quaternaire	Formations superficielles			0	0	0	
Tertiaire continental	Molasses indifférenciées						
	Sables de Lussagnet			1178	1040	628	
Tertiaire marin	Eocène basal			1286	1190	698	
	Paléocène supérieur			lc ?	1258	?	
	Dano-Montien Calcaire de Lasseube			1397	1305	lc ?	
Crétacé supérieur	Maastrichtien Couches de Dumes			1463	1385	752	
	Turonien à Campanien			lc	lc	lc	
	Cénomaniens Couches de Pilo			1592	1550	814	
Crétacé	Albien			1658	1614	882	
	Aptien supérieur			1729	1674	912	
inférieur	Aptien inférieur			1780	1740	977	
	Barrémien			1808	1828	1123	
	Néocomien			2244	2225	1196 ?*	
	Portlandien et Kimméridgien supérieur Formation de Mano			2571	2586	n.a.	
Jurassique supérieur et moyen	Kimméridgien inférieur			lc	lc		
	Oxfordien		Dolomie d'Ossun	2752	lc		
	Dogger		Formation de Mezos	2960	2675		
	Lias marneux			2985	2741		
Lias post-évaporites	Lias carbonaté			3062	2776		
	Infra-Lias et Trias	Zone à anhydrite Dolomie de Carcans			3140 3815	2833* n.a.	
Formation argilo-dolomitique			3897				
Série salifère d'Avensac Dolomie de Sébastopol			4086 4812				
Détritiques de base et de bordure			4893*				
Profondeur finale			4962	3256	1297		

* Formation dans laquelle le forage a été arrêté

2244 Profondeur au toit de la formation considérée, comptée en mètres à partir de la table de rotation (cote "sondeur")

~ Discordance ou transgression notée sur colonne stratigraphique

lc Lacune

n.a. Formation non atteinte

Tableau établi à partir de documents SNPA-SNEA(P) archivés au Service géologique régional Midi-Pyrénées

BIBLIOGRAPHIE

Travaux publiés et mémoires de thèses

ALIMEN H. (1964) - Le Quaternaire des Pyrénées de la Bigorre. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 394 p., 117 fig., 24 tabl., 12 pl. h.-t.

BERGOUNIOUX F.-M. et CROUZEL F. (1949) - Les faciès des Sables fauves (Vindobonien supérieur) dans le Bassin d'Aquitaine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5, t. 19, p. 135-153.

BOUROULLEC J. et DELOFFRE R. (1970) - Interprétation sédimentologique et paléogéographique par microfaciès du Crétacé inférieur basal d'Aquitaine sud-ouest. *Bull. Centre Rech. Pau (SNPA)*, vol. 4, n° 2, p. 381-429, 15 fig., 7 pl.

BOUROULLEC J. et DELOFFRE R. (1976) - Relations faciès-environnement au Crétacé moyen en Aquitaine occidentale. *Bull. Centre Rech. Pau (SNPA)*, vol. 10, n° 2, p. 535-583, 5 fig., 2 tabl., 34 pl.

CAROZZI A.-V., BOUROULLEC J., DELOFFRE R. et RUMEAU J.-L. (1972) - Microfaciès du Jurassique d'Aquitaine. *Bull. Centre Rech. Pau (SNPA)*, vol. sp. n° 1, 594 p., 28 fig., 14 tabl., 200 pl.

CROUZEL F. (1952) - Les affleurements de Sables fauves en Aquitaine. *Terre d'Oc*, Vic-Fezensac, décembre 1952, p. 544-550.

CROUZEL F. (1956) - Le Miocène continental du Bassin d'Aquitaine. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 54, n° 248, 264 p., 62 fig., 1 pl. h.-t.

CROUZEL F. (1966) - Permanence, au pied du versant nord des Pyrénées Centrales, des débouchés des rivières miocènes, pliocènes et quaternaires. *Pirineos*, 81-82, p. 95-104.

CURNELLE R. (1983) - Evolution structuro-sédimentaire du Trias et de l'Infra-Lias d'Aquitaine. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 7, 1, p. 69-99, 16 fig.

CURNELLE R., DUBOIS P. et SEGUIN J.-C. (1980) - Le Bassin d'Aquitaine : substratum anté-tertiaire et bordures mésozoïques. 26e Congr. géol. int. ; *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, mém. 3, p. 47-58, 12 fig.

DELFAUD J. (1969) - Essai sur la géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. Thèse Sci. nat., Bordeaux, 5 vol. ronéo. + pl. h.-t.

ENJALBERT H. (1960) - Les pays aquitains. Le modelé et les sols. Imp. Bière, Bordeaux, 618 p., 102 fig., 47 pl., 2 cartes h.-t.

HOUSSE B., MAGET Ph. et coll. (1977) - Potentiel géothermique du Bassin aquitain. Rapport BRGM-SNEA(P) pour DGRST (contrat 76/7-1332), 167 p., nb. tabl. et graphiques, 38 pl. h.-t.

ICOLE M. (1973) - Géochimie des altérations dans les nappes d'alluvions du piémont occidental nord-pyrénéen. Essai de paléopédologie quaternaire. Thèse Sci. nat., Paris VI, 328 p. ronéo., 26 fig., 34 tabl., 6 pl. h.-t.

JACQUOT E. (1870) - Description géologique, minéralogique et agronomique du département du Gers. Imp. nationale, Paris, 158 p., 1 pl. de coupes.

KHOBZI J. (1963) - Les conditions géomorphologiques de l'aménagement agricole de la basse vallée de l'Arros. Thèse 3e cycle, Strasbourg, 100 p. ronéo., 10 fig., 14 tabl., 1 carte h.-t., et Imp. Bouquet, Auch, 1966.

POIGNANT A. (1967) - L'Oligo-Miocène d'Aquitaine méridionale. Thèse, Paris, 385 p.

RICHARD M. (1946) - Contribution à l'étude du Bassin d'Aquitaine. Les gisements de Mammifères tertiaires. *Mém. Soc. géol. Fr.*, t. 24, n° 52, 380 p., 52 fig., 7 tabl.

SCHOEFFLER J. (1971) - Etude structurale des terrains molassiques du piémont nord des Pyrénées, de Peyrehorade à Carcassonne. Thèse Sci. nat., Bordeaux, 323 p. ronéo., 6 fig. et pl. h.-t.

TAILLEFER F. (1951) - Le piémont des Pyrénées françaises. Imp. Privat, Toulouse, 383 p., 49 fig., 5 pl. + 7 pl. h.-t.

VIGNEAUX M. et coll. (1975) - Aquitaine Occidentale. Guide géologique régional, Masson éd., 223 p., 104 fig., 2 tabl., 12 pl.

VOGT H. (1961) - Etude morphodynamique de l'Adour moyen. Thèse 3e cycle, Strasbourg, 90 p. ronéo., 21 tableaux, 22 cartes h.-t.

WINNOCK E. et coll. (1971) - Les évaporites en Aquitaine. *Bull. Centre Rech. Pau (SNPA)*, vol. 5, n° 2, p. 341-404, 23 fig., 1 tabl.

Ouvrage collectif

BRGM, ELF - RE, ESSO - REP, SNPA (1974) - Géologie du Bassin d'Aquitaine. Atlas de 27 planches avec notices explicatives bilingues.

Travaux inédits

BRGM - Documents et rapports divers, dont études hydrogéologiques de : H. KÜHN, Ph. MAGET, J. ROCHE, J.-C. SOULÉ, A. VANDENBERGHE.

BRGM (1975) - Action concertée Adour. Ressources en eaux souterraines. Rapport 75 SGN 018 AQI/MPY pour Agence de Bassin Adour-Garonne et Ministère de l'Industrie, 51 p. ronéo, annexes (121 p.), biblio (8 p.), 9 pl. h.-t.

BRGM, CETE de Bordeaux, LCHF (1981-82) - Schéma d'extraction et de réaménagement coordonné des carrières de la vallée de l'Adour entre Bagnères-de-Bigorre et Barcelonne-du-Gers. Rapport pour Institution interdépartementale pour l'aménagement hydraulique du bassin de l'Adour, 5 fasc., 367 p. ronéo, nb. ill. et annexes + résumé 38 p. ronéo.

CA CG (1973) - Etude hydraulique de la vallée de l'Adour. Rapports pour SRAE Midi-Pyrénées :

— (1) Etude physique qualitative et géométrique du réservoir aquifère, 10 p. ronéo, 2 cartes, 88 coupes.

— (2) Cartes piézométriques de la nappe des alluvions, 16 p. ronéo, 4 cartes.

GALHARAGUE J. et ROBERT J. (1978) - Les gisements d'alluvions subactuelles et récentes dans la vallée de l'Adour entre Bours et Barcelonne-du-Gers. Rapport BRGM-CETE Sud-Ouest pour Comité de gestion de la taxe parafiscale sur les granulats (réf. 11.32.3), 86 p. ronéo, 9 pl. h.-t.

KÜHN H., MAGET Ph. et ROCHE J. (1970) - La nappe infra-molassique dans la région Midi-Pyrénées. Rapport synthétique BRGM 70 SGN 031 MPY, 37 p. ronéo., analyses, biblio. (34 p.), 9 pl. h.-t.

MAGET Ph., ROCHE J. et VANDENBERGHE A. (1969) - La nappe infra-molassique dans la région Midi-Pyrénées. IX, Feuille Auch à 1/100 000. Rapport BRGM 69 SGL 043 MPY, 17 p. ronéo, 3 annexes, 15 pl. h.-t.

ROCHE J. (1975) - Etude des possibilités aquifères du Tertiaire marin du Bassin aquitain dans la région Midi-Pyrénées. Rapport BRGM 75 SGN 227 MPY, 20 p. ronéo., 1 pl. h.-t.

ROCHE J. (1976, 1977, 1981) - La nappe infra-molassique dans la région Midi-Pyrénées. Mises à jour successives. Rapports BRGM 76 SGN 005 MPY, 77 SGN 404 MPY, 81 SGN 737 MPY.

ROCHE J. (1977) - Etude des possibilités aquifères du Crétacé inférieur du Bassin aquitain dans la région Midi-Pyrénées. Rapport BRGM 77 SGN 273 MPY, 16 p. ronéo, 2 pl. h.-t.

SNEA(P), SNPA - Documents et rapports internes dont rapports de fin de sondages de M. COUHIER (Louslitges 1, 1978) et B. STOJCIC (Vic-Fezensac 1, 1957 - Bassoues 1, 1958).

SOULÉ J.-C. avec la collaboration de ASTRUC J.-G. et CORP J.-C. (1977) - ERH de la France. Etat des connaissances et synthèse hydrogéologique du département du Gers. Rapport BRGM 77 SGN 405 MPY, 40 p. ronéo, annexes (58 p.), analyses, biblio., 11 pl. h.-t.

SOULÉ J.-C. avec la collaboration de COLLIN J.-M. et VERNET R. (1978) - Etudes des possibilités de captage dans les alluvions de l'Adour. Rapport BRGM 78 SGN 613 MPY pour Syndicat intercommunal des eaux d'Aignan, 12 p. ronéo, 17 pl. h.-t.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Montréal* : 1^e édition (1884), par E. Jacquot ;
2^e édition (1965), par H. Vogt, F. Crouzel,
H. Feinberg, J. Dupouy-Camet, J. Cu villier, V. Sacal.

Feuille *Castelnau* : 1^e édition (1884), par E. Jacquot ;
2^e édition (1965), par F. Crouzel, H. Feinberg,
F. Taillefer, H. Vogt, P. Usselman, J. Khobzi.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés :

- soit au SGR Midi-Pyrénées, avenue Pierre-Georges Latécoère, 31400 Toulouse ;
- soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

Cette notice a été rédigée par Jean COSSON, géologue en chef du corps autonome de l'Etat (CNRS), avec la collaboration de :

- Fernand CROUZEL, maître de recherches au CNRS, professeur à l'Institut catholique de Toulouse, pour la description des terrains tertiaires affleurants et leur histoire géologique ;
- Michel ICOLE, chargé de recherches au CNRS, pour la description des terrains quaternaires ;
- Jean ROCHE, ingénieur géologue au BRGM, pour les ressources en eau.