



André Klingebiel

Etapes géologiques de la construction sédimentaire du Bec d'Ambès

In *L'Entre-deux-Mers à la recherche de son identité*, Actes du quatrième colloque tenu à Saint-Loubès, Lormont et Saint-Louis de Montferrand les 15, 16 et 17 octobre 1993, CLEM, 1994, pp. 7-13.



Conditions d'utilisation : l'utilisation du contenu de ces pages est réservée à un usage personnel et non-commercial. Toute autre utilisation est soumise à une autorisation préalable du CLEM. Contact : clempatrimoine@free.fr.



Citer ce document : Klingebiel (André), Etapes géologiques de la construction sédimentaire du Bec d'Ambès, *L'Entre-deux-Mers à la recherche de son identité*, Actes du 4e colloque tenu à Saint-Loubès, Lormont et Saint-Louis de Montferrand les 15, 16 et 17 octobre 1993, CLEM, 1994, pp. 7-13.
<http://www.clempatrimoine.com>

Etapes géologiques de la construction sédimentaire du Bec d'Ambès

ANDRÉ KLINGEBIEL

Professeur, Université Bordeaux I

Une carte géologique simplifiée du Bec d'Ambès, comme celle dressée par ENJALBERT (1960, fig. 32, p. 181) conduit à définir cette région de la façon suivante : « *Plaine alluviale construite dans le prolongement de la zone interfluviale de l'Entre-Deux-Mers, au confluent des deux vallées de la Dordogne et de la Garonne ; cet espace est constitué par des sédiments estuariens récents* ».

Le géologue tente d'apporter des réponses à trois questions :

— Pourquoi deux vallées confluent à cet endroit ?

La structure géologique profonde de cette partie de la marge nord-aquitaine, révèle comment la région de l'Entre-deux-mers est progressivement devenue, au cours de l'ère tertiaire, une structure anticlinale, au sein du « synclinal de Bordeaux », limitant au Sud le débouché naturel du bassin versant de la Dordogne, et comment au Pliocène, la vallée de la Garonne qui était en situation plus méridionale, a été déviée vers le Nord-Ouest, et finalement capturée par la Dordogne, formant la Gironde, elle-même déviée vers le Nord-Ouest.

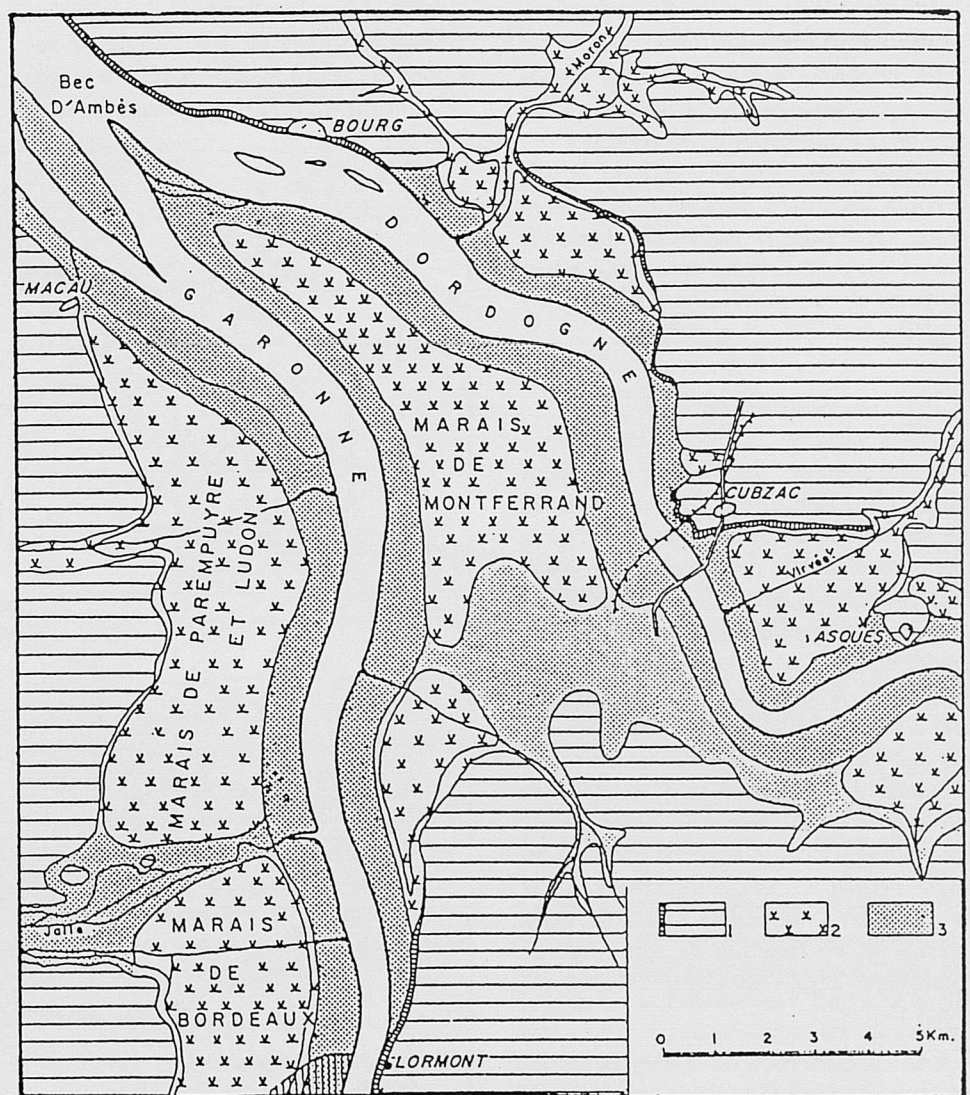


Fig. 1. Carte géologique schématique de la région du Bec d'Ambès (d'après Enjalbert, 1960, fig. 32, p. 181). 1 : reliefs et terrains antérieurs à la plaine alluviale ; 2 : marais tourbeux inondables ; 3 : bourrelet fluvial et colluvions.

— Comment et quand ces vallées ont-elles été creusées ?

Lors des bas niveaux marins du Pléistocène, et en particulier celui de la dernière période glaciaire (*Würm*), les régimes hydrodynamiques des fleuves, correspondant à des climats semi-arides et froids, ont fortement contribué à l'incision du substrat marno calcaire de cette région, selon un profil en long beaucoup plus bas que le profil actuel.

— Pourquoi et comment le comblement récent de ces vallées ?

La remontée post-glaciaire du niveau marin et la sédimentation estuarienne résultant de la « transgression flandrienne », ont provoqué, depuis plus de 5 000 ans, la submersion des vallées fluviales et la mise en place des « palus », plaines alluviales et marais qui présentent des sols originaux tant du point de vue de l'habitat, que de leurs exploitations agricole ou viticole.

INTRODUCTION

Le Bec d'Ambès, du point de vue géologique, c'est la plaine alluviale constituée de sédiments estuariens qui prolonge la zone interfluviale de l'Entre-Deux-Mers à la confluence de la Dordogne et de la Garonne. A vue humaine, cette presque île paraît stable. Les « bourrelets fluviaux » encadrant le « marais de Montferland » (fig. 1) ont été fixés depuis plus d'un siècle par des travaux d'aménagement des chenaux de navigation et d'installations portuaires ou industrielles. Mais au-delà de cette description superficielle, le géologue peut apporter des informations sur les modalités de construction de cette presque île, en fonction de son contexte géologique et de l'histoire des vallées des deux fleuves.

Cette présentation tente d'apporter des réponses à trois questions que tout un chacun, profane ou spécialiste des sciences de la Terre, est en droit de poser :

1) Pourquoi deux vallées confluent à cet endroit ?

Cette première question nous contraint à une étude des modalités de mise en place des réseaux hydrographiques de la Dordogne et de la Garonne au cours des temps géologiques, sur la marge nord du Bassin d'Aquitaine.

Observons en premier lieu que sur cette marge nord-aquitaine, à l'aval d'une ligne Coutras-Libourne-Langon, l'orientation de ces réseaux n'est pas conforme aux « pentes régionales » (définies par Prud'homme, 1972) ; en amont de cette

ligne, les principales rivières se dirigent vers le centre du bassin d'Aquitaine et du Golfe de Gascogne ; dans leur cours inférieur, elles s'orientent progressivement vers le Nord-Ouest, s'écoulant alors perpendiculairement à la pente régionale (fig. 2).

Cette orientation « subséquente » des cours inférieurs de la Dordogne et de la Garonne, ainsi que de l'estuaire de la Gironde résulte d'une évolution relativement « récente » de cette région septentrionale du bassin d'Aquitaine car elle n'est pas observée dans les étapes anciennes de l'histoire géologique de la région.

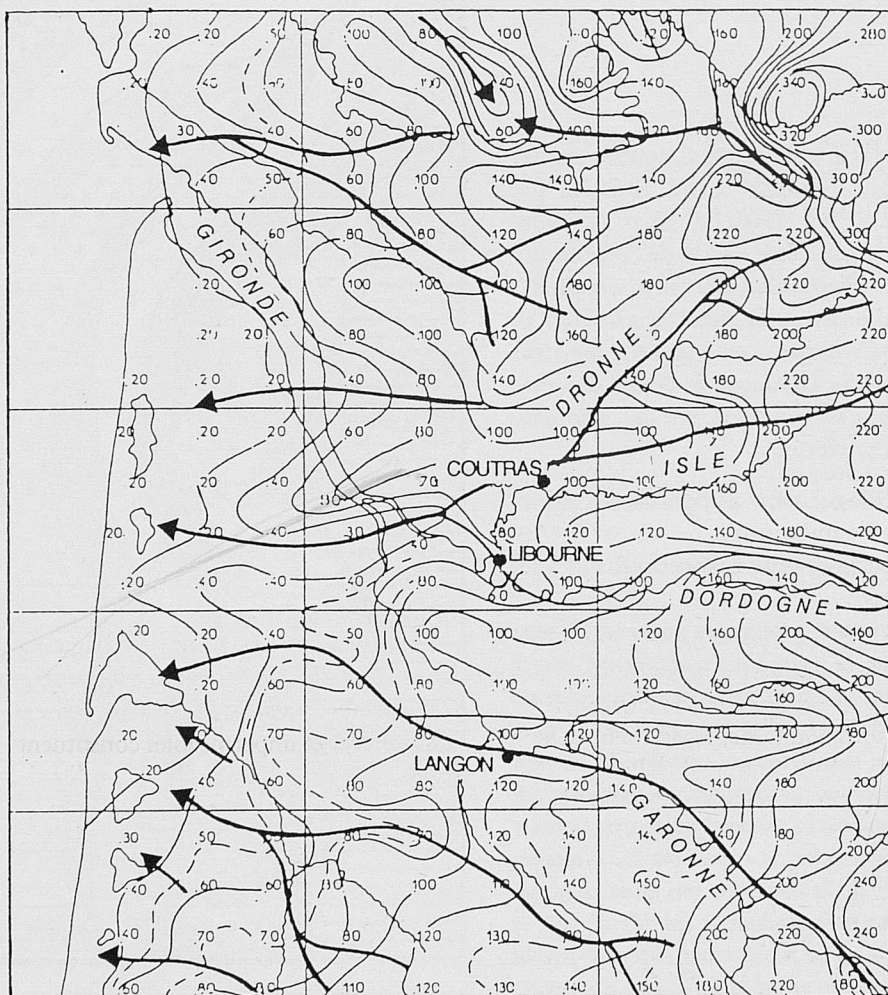


Fig. 2. Pentes régionales et réseau de drainage de la marge nord-aquitaine (d'après Prud'homme, 1972).

Dès le début de l'*Eocène moyen* (environ 50 millions d'années), trois systèmes deltaïques successifs ont mis en place des dépôts sableux et parfois ligniteux dans le sous-sol du Libournais et du Bordelais (DESERCES et KLINGEBIEL, 1971); maintenant enfouis entre 180 et 250 m ces « Sables inférieurs », sont bien connus car ils constituent un puissant aquifère qui, à partir de nombreux forages, alimente en eau potable une grande partie de la Communauté Urbaine de Bordeaux. Cette nappe captive, fortement artésienne à la fin du siècle dernier, a été largement sollicitée par les premiers forages « profonds » (200 à 250 m) effectués dans la région de St Louis de Montferrand et de Bordeaux (FABRE, 1939 b); son exploitation, croissante depuis un siècle, nécessite maintenant des pompages de plus en plus intenses. L'enfouissement de cet appareil deltaïque à plus de 200 m de profondeur traduit la subsidence relative qui a affecté cette partie de la marge nord-aquitaine (fig. 3) depuis sa mise en place par un ensemble de rivières qui drainait déjà les versants sud-ouest du Massif Central, suivant une orientation analogue à celle du réseau hydrographique actuel à l'amont du Bec d'Ambès.

La transgression marine du *Lutétien* (45 à 40 millions d'années), a recouvert cet ensemble sableux deltaïque par des dépôts marins calcaires (calcaire de Blaye) et a nivelé cette région par comblement.

Au début de l'*Eocène supérieur* (40 millions d'années), de nouveaux apports sableux se produisent sur la surface de la marge nord aquitaine, légèrement déformée. Un nouvel appareil deltaïque, qui constitue l'aquifère des « Sables supérieurs », est mis en place dans la dépression du Libournais; on en trouve des prolongements sableux jusque dans le sous-sol de Bordeaux; il indique l'existence d'un réseau fluvial descendant du Massif Central suivant la même direction d'écoulement que durant l'Eocène moyen. Cette

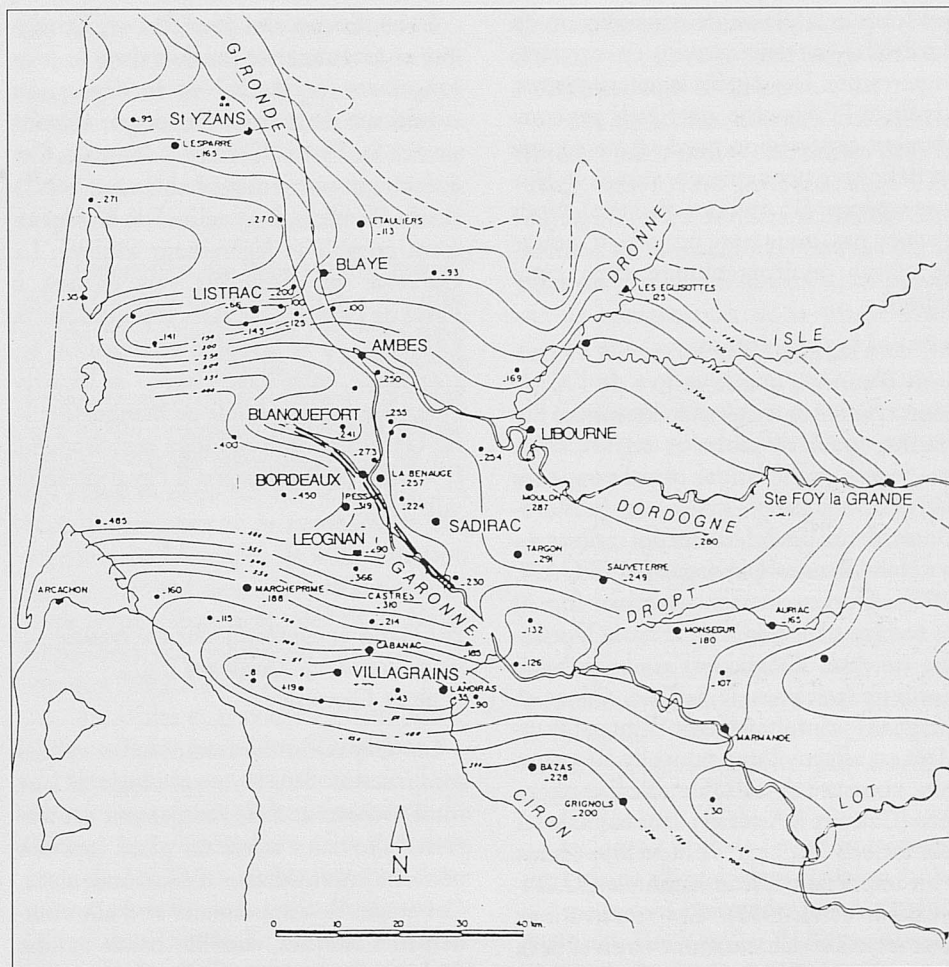


Fig. 3. Isobathes de la base de l'Eocène moyen (d'après Klingebiel, 1969) (équidistance : 50 m ——— : Faille de Bordeaux).

formation sableuse est recouverte, à l'Eocène supérieur (39 à 34 millions d'années), par des argiles, des marnes et des calcaires déposés en milieux lagunaires estuariens ou lacustres. Développés sur une centaine de mètres d'épaisseur, ces terrains tendres et imperméables constituent le « fond rocheux » des vallées actuelles de la Dordogne et de la Garonne dans le secteur du Bec d'Ambès (TASTET, 1966; FERAL, 1970).

Au début de l'*Oligocène* (34 à 32 millions d'années), en écho lointain de l'orogénèse pyrénéenne, la déformation de la marge et de la topographie régionale

accuse le soulèvement de « zones-hautes » comme celles de Blaye et de l'Entre-Deux-Mers, et l'enfoncement des « zones basses » que sont toujours la dépression de la basse Dordogne en Libournais, et la dépression de la basse Garonne en Bordelais. Un réseau hydrographique de faible pente, mais de même orientation générale que les précédents, dépose en Libournais des sables fluviaux constituant la « Mollasse du Fronsadais ». Entre 32 et 28 millions d'années, une vaste transgression marine produit une nouvelle couche de dépôts calcaires (GAYET, 1980) qui forment maintenant l'armature de l'Entre-Deux-Mers : c'est le « calcaire à Astéries »,

qui fournit la pierre de construction en Bordelais, souvent extraite en carrières souterraines. Des dépôts laguno-lacustres, à la fin de l'Oligocène, ont nivelé par comblement cette région nord-aquitaine, qui est définitivement émergée depuis le *Miocène supérieur* (15 millions d'années). Nous n'avons pas, pour cette période, d'indices de réseau hydrographique dans cette région.

C'est à la fin du *Pliocène*, vers 4 à 5 millions d'années, que le centre de l'Aquitaine, comblé de matériaux détritiques fluviaux, graviers, sables et argiles, subit une légère surélévation, et provoque les défluviations progressives, vers le Nord-Ouest, des cours inférieurs des rivières du système Garonne-Dordogne (LEGIGAN, 1979). Alors se mettent en place (fig. 4) les terrasses anciennes de la basse Dordogne (terrasse d'Artigues) et de la basse Garonne (terrasses de Sadirac, Cénac et Léognan) ; simultanément l'Entre-Deux-Mers est affecté d'une nouvelle élévation avec voussure de sa table calcaire oligocène (Calcaire à Astéries) dans laquelle les fissurations dirigent le développement d'un important réseau karstique (KLINGEBIEL et al. 1993). Ces réactivations tectoniques et déformations tardives de la marge nord-aquitaine qui se produisent à l'orée du Quaternaire imposent donc aux cours inférieurs de la Garonne et de la Dordogne leur orientation actuelle qui peut paraître paradoxale si on considère leur nouveau trajet vers le Golfe de Gascogne, qui devient orthogonal à la pente initiale de la marge, ainsi qu'à la pente régionale actuelle. En raison de ces déformations récentes de la marge, le réseau emprunte une série de dépressions parallèle à l'axe anticlinal de Saintonge, situé au N.E., et qui est limitée au Sud par une série de points-hauts ou dômes faisant affleurer les terrains tertiaires en rive gauche de la Garonne et de la Gironde : dômes de Villagrains, Léognan, Blanquefort, Listrac et St Yzans-Couquèques (fig. 3).

La confluence des deux fleuves, Dordogne et Garonne, se produit dans le prolongement occidental de la dépression subsidente de la basse Dordogne suivant un axe Ste Foy la Grande - Libourne. Cet événement survient probablement vers la fin du Pliocène, le synclinal de Bordeaux étant comblé et légèrement soulevé. La Garonne qui s'écoulait vers l'Ouest à l'aval de Langon, est alors capturée par la Dordogne, à la faveur d'une érosion en rive droite, entre l'axe « haut » de l'Entre-Deux-Mers et le « dôme de Blanquefort ». La Garonne dès lors longe puis franchit la « faille de Bordeaux » à l'aval de cette ville (fig. 3).

2) *Quand et comment ont été creusées les vallées de la Dordogne et de la Garonne ?*

Les étapes du creusement des vallées sont inscrites dans la morphologie de leur fond-rocheux et dans l'étagement des terrasses alluviales mises en place lors des périodes intermédiaires d'alluvionnement. Ces étapes de creusements et d'alluvionnements alternés, dans les basses vallées de la Garonne et de la Dordogne, sont bien définies à partir des études des terrasses effectuées par CHAPUT (1924 et 1927), BALLAND (1936), FABRE (1939), CASTAING (1970), FERAL (1970), DUBREUILH (1976), BECHELER et VIVIERE (1989).

L'absence de terrasses anciennes en rive droite de la Dordogne à l'aval de Libourne ainsi qu'en rive droite de la Gironde semble indiquer que les enfoncements du lit de ces fleuves auraient été affectés d'un forçage vers le Nord-Est, qui semble résulter du soulèvement relativement plus important des régions bordières de leur rive gauche, et en particulier des dômes de Villagrains, Blanquefort, Listrac et Saint Yzans - Couquèques.

La dernière phase de creusement, qui correspond à la dernière série de bas niveaux marins (phases glaciaires du Wurm, entre 100 000 et 20 000 années avant le Présent) a abaissé le fond du talweg, de la Dordogne à l'aval de Libourne, de la Garonne à l'aval de Bordeaux, et de la Gironde à l'aval d'Ambès, à des altitudes très inférieures au niveau actuel de la mer (— 15 m à Bordeaux et Cubzac ; — 25 m à Ambès ; — 30 m à Blaye), se raccordant progressivement à — 60 m au large du Verdon (FERAL, 1970).

Le « fond-rocheux » est bien connu dans le secteur d'Ambès, grâce aux très nombreux sondages de reconnaissance du sous-sol effectués pour l'approfondissement du chenal de navigation, et pour la détermination des types de fondations nécessaires aux nombreuses constructions industrielles et installations portuaires implantées dans cette zone. Les vallées de la Dordogne, de la Garonne et de la Gironde sont ici encaissées dans les argiles et les marnes (et les minces intercalations de calcaires lacustres) de l'Eocène supérieur, et dans la région de Bordeaux, dans les argiles de la base de l'Oligocène (Sannoisien).

Les sondages nous révèlent aussi une nappe alluviale de sables et graviers à galets, déposée lors de cette phase de creusement-alluvionnement par les fleuves dont le régime torrentiel correspond bien au climat périglaciaire, semi-aride qui sévissait alors sur le Sud de l'Europe. Cette nappe alluviale est située entre — 12 et — 20 m NGF dans les secteurs de Bordeaux et de Cubzac, entre — 20 et — 27 m dans les paléochenaux de part et d'autre la pointe du Bec d'Ambès, et s'enfonce progressivement vers l'aval. Ces dépôts alluvionnaires grossiers dessinent un système de chenaux anastomosés, dit « en tresse » (ALLEN et al., 1970) qui divaguaient lors des crues sur toute la largeur du lit majeur, c'est-à-dire plus d'un km en Dordogne au droit de Cubzac, plus

de 2 km en Garonne entre St Louis de Montferrand et Parempuyre, et plus de 4 km par le travers de la confluence, entre Macau et Bourg-sur-Gironde (FERAL, 1970).

Pendant cette longue période d'alluvionnements torrentiels, sous climat semi-aride, les bancs de sables exondés à l'étiage ont été sujets à des reprises éoliennes qui ont édifié des revêtements discontinus de sables éolisés sur les versants des vallées. Les minéraux lourds contenus dans ces sables superficiels indiquent très nettement un flux de vannage orienté d'Ouest en Est (KLINGEBIEL, 1966). Les sables charriés par la Garonne sont en effet caractérisés par de fortes teneurs relatives en andalousite, tourmaline et staurotide, minéraux que l'on retrouve en proportions sensiblement identiques dans les sables éoliens plaqués en rive droite de la Garonne sur les coteaux de Lormont et Cenon. Les sables charriés dans le même temps par la Dordogne sont caractérisés par de fortes teneurs relatives en pyroxènes, minéraux provenant des roches et cendres volcaniques du Massif Central ; l'abondance de ces minéraux caractérise très nettement les placages de sables éoliens qui se trouvent en rive droite de la Dordogne sur les coteaux de la région de Saint-André-de-Cubzac.

3) *Comment s'est construite la plaine du Bec d'Ambès ?*

Dans ces vallées, le régime d'écoulement des eaux se modifie progressivement en raison de la remontée du niveau de la mer déterminant la formation de méandres (ALLEN et al., 1970) dans lesquels se déposent des sables de plus en plus fins, et localement des tourbes dans des bras morts. Quelques récurrences de dépôts torrentiels sont néanmoins observées en certains points de l'estuaire (FERAL et KLINGEBIEL, 1970). Ce n'est qu'après

que le niveau de la mer eut atteint son niveau actuel, vers 5 000 ans avant le Présent, que s'est amorcée la phase « finale » de sédimentation estuarienne, qui encore actuellement édifie les îles et les palus de la Gironde à partir des sédiments fins en suspension dans le « bouchon vaseux ».

La répartition des divers types de sédiments fluviaux et estuariens qui remplissent la vallée majeure de l'estuaire ainsi que les basses vallées de la Dordogne et de la Garonne, est maintenant très bien connue, en raison des milliers de sondages qui y ont été effectués depuis un siècle. Dans la zone du Bec d'Ambès, ces données permettent de reconstituer très précisément les étapes de sédimentation qui s'expriment dans une succession verticale type (séquence), de 15 à 30 m d'épaisseur qui comprend de la base au sommet (FERAL, 1970) :

— des sables et graviers à galets, contenant quelques rares blocs erratiques isolés, transportés par des radeaux de glaces fluviales lors des débâcles printanières des fleuves. Ces dépôts fluviatiles grossiers, épais de 5 à 15 m, présentent une diminution générale de la taille des grains, de la base au sommet. Ils passent progressivement à des dépôts sableux plus fins qui marquent un changement du régime hydraulique qui peut être localement dû à une diminution de la pente d'écoulement, en raison de la remontée du niveau de base, mais peut traduire aussi un changement climatique affectant le continent. Réchauffement et humidification du climat régularisent les flux en diminuant l'importance et la capacité de transport des crues et en réduisant les érosions dans les bassins versants, par suite du développement d'un couvert végétal et forestier. Ces dépôts ont été mis en place il y a plus de 10 000 ans.

— des sables fins, accumulés dans des barres de méandres, des argiles silteuses à débris végétaux et des argiles à laminae sableuses déposées dans des bras morts.

Ces dépôts sont accumulés sur 5 à 10 m d'épaisseur ; ils sont datés entre 10 000 et 3 000 ans avant le Présent.

— des argiles silteuses sur le bourrelet fluvial, ou des argiles tourbeuses dans les marais, sur 5 à 10 m d'épaisseur. Elles représentent les derniers stades de comblement du lit majeur de l'estuaire par les vases du « bouchon vaseux » ; ce processus de construction de la plaine estuarienne, qui s'est amorcée dès que le niveau de la mer a atteint son niveau actuel, il y a 5 000 ans environ, se poursuit encore actuellement ; il consiste d'une part en une accrétion latérale des berges, et d'autre part en une décantation des suspensions apportées par les eaux de l'estuaire inondant la plaine alluviale lors des pleines mers de vives eaux, jusqu'à la cote + 4 m NGF. Dans le lit mineur, le développement des bancs sableux, puis leur recouvrement par des vases amorcent la formation des îles qui s'agrandissent ensuite progressivement par accrétion latérale.

Quelques étapes de l'évolution récente de la plaine alluviale dans la région du Bec d'Ambès sont présentées par A. FABRE (1939 a) ; elles font état de l'accroissement de l'île du Bec au Sud de Bourg/Gironde, en Dordogne, et de sa jonction avec le bourrelet fluvial de la rive droite de la Garonne, ainsi que d'une migration du flux principal de la Garonne, du chenal de Macau vers le chenal d'Ambès. Cette migration du chenal de la Garonne a été favorisée par le Service des Accès du Port Autonome de Bordeaux qui a fixé la confluence à la pointe du Bec d'Ambès, dont la rive côté Garonne a été stabilisée par un ensemble d'épis submergés, tandis que le chenal de Macau était fermé à son extrémité amont par une digue submersible, ce qui a accéléré son envasement.

Les bourrelets fluviaux sont constitués par des limons argileux, silteux et parfois sableux, peu perméables, qui sont cepen-

dant des terres fertiles et non submersibles en bordure des fleuves. Ils isolent et délimitent la dépression centrale de la plaine d'Ambès, inondable et marécageuse, où se développent de vastes tourbières.

Les sols de palus (GRANGEROU, 1982), dans lesquels les teneurs en argile et en matière organique augmentent (respectivement de 30 à 60 % et de 1,5 à 3 %) avec l'éloignement du fleuve, ont une texture fine à très fine ; ils sont lents à se ressuyer, relativement riches en MgO et CaO et pauvres en K₂O et P₂O₅ ; leur pH, voisin de la neutralité, leur confère de bonnes aptitudes agricoles et même viticoles.

Le vignoble des palus s'est développé sur le bourrelet fluvial avec un encépagement particulier, dominé par les « gros » et « petit » verdot, à véraison tardive et résistant bien à ces terroirs humides. Le développement de ce vignoble est en grande partie dû à la facilité d'embarquement direct de ses produits à partir des chais construits en bordure des fleuves ; il est dû aussi à ce que les vins de palus à maturation lente, donc de longue conservation, étaient réputés être améliorés par leur transport en mer, et étaient très demandés dans les pays tropicaux (FRANK, 1824). Lors de la crise phylloxérique, le vignoble de palus a pu être préservé grâce aux possibilités de submersion des vignes, découlant d'un dispositif d'écluses permettant d'inonder (en novembre et décembre) des « casiers » délimités par de petites digues, à partir des jalles dont le fonctionnement est alors inversé, stockant les eaux du fleuve piégées sur la plaine alluviale lors des marées hautes. D'autres vignobles ont simplement été inondés par des eaux artésiennes issues des aquifères profonds sollicités par des sondages réalisés à cette fin.

Avant l'installation d'adductions d'eau potable « collectives », l'alimentation des

habitations et des chais dans les palus était obtenue par des puits atteignant les sables et graviers sous-jacents aux argiles et tourbes de la plaine alluviale ; mais ces eaux peu profondes, parfois chargées en composés organiques, n'étaient pas toujours de très bonne qualité. Quelques « châteaux », à Saint Louis de Montferrand en particulier, forèrent jusqu'aux aquifères profonds, dans les sables d'âge tertiaire, qui fournissaient une eau artésienne abondante et d'excellente qualité. Un autre procédé, peu onéreux, faisait appel à la filtration des eaux estuariennes, amenées dans des fossés à marée haute, et percolant ensuite à travers une paroi de pierres poreuses (généralement du calcaire à Astéries) vers une partie plus basse du fossé ; les faibles débits et le stockage à ciel ouvert ne garantissaient pas la pureté de l'eau.

CONCLUSION

La connaissance géologique de cette région, l'étude de la composition et de l'agencement des terrains qui la constituent, permettent de comprendre pourquoi, comment et quand, la presqu'île du Bec d'Ambès s'est construite. La Gironde, estuaire « désorienté », prend naissance en ce lieu original de confluence de deux fleuves réunis sous la contrainte d'événements géologiques qui ont déformé, à la fin du Pliocène, et déforment encore la marge nord-aquitaine dont la relative fragilité est ainsi mise en évidence.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEN (G.P.), CASTAING (P.), FERAI (A.), KLINGEBIEL (A.) et VIGNEAUX (M.), 1970 : Contribution à l'étude des faciès de comblement et interprétation paléogéographique de l'évolution des milieux sédimentaires récents et actuels de l'estuaire de la Gironde. *Bull. Inst. Géologie Bassin d'Aquitaine*, 8, 1970, p. 99-154.
- BALLAND (R.), 1936 : Observations géologiques dans la vallée de la Jalle de Saint-Médard. P.V. Soc. Linn. Bordeaux, T. LXXXVII, p. 157-224.
- BECHELER (P.) et VIVIERE (J.L.), 1988 : Evolution du réseau hydrographique ancien de la Garonne dans la région des Graves. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, Bordeaux, n° 43, p. 163-178.
- BOYE (M.), MOULINE (M.), PRATVIEL (L.) et VIGUIER (C.), 1968 : Relations entre la forme des cours inférieurs de la Garonne et de la Dordogne et les topographies souterraines des terrains tertiaires. *Revue de Géomorphologie dynamique*, n° 2, p. 1-9, SEDES édit., Paris.
- CASTAING (P.), 1970 : Contribution à l'étude sédimentologique des terrasses fluviales du Bordelais ; relations avec le Sable des Landes. *Thèse doctorat 3^e Cycle*, Faculté des Sciences, Université Bordeaux, n° 736, 117 p.
- CASTAING (P.), 1981 : Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes, *Thèse de Doctorat d'Etat, Sciences*, Université Bordeaux I, n° 701, 530 p.
- CASTAING (P.), FERAI (A.) et KLINGEBIEL (A.), 1970 : Sur la nature et l'origine des minéraux lourds des alluvions quaternaires de la Garonne et de la Dordogne. *C.R. Somm. Soc. géol. France, séance du 2 fév. 1970, fasc. 2*, p. 38-39.
- CHAPUT (E.), 1924 : L'origine des terrasses de la Garonne. *Bull. Soc. géol. France*, 4, t. XXIV, p. 449.
- CHAPUT E., 1927 : Recherches sur l'évolution des terrasses de l'Aquitaine. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, 1927.
- DESERCES (R.) et KLINGEBIEL (A.), 1971 : Contribution à l'étude lithostratigraphique et paléogéographique des « Sables inférieurs » du Bordelais. *C.R. 96^e Congrès National Sociétés Savantes*, Toulouse, 1971, Section Sciences, t. II, p. 147-155.
- DUBREUILH (J.), 1976 : Contribution à l'étude sédimentologique du système fluvial Dordogne-Garonne dans la région bordelaise. Les ressources en matériaux alluvionnaires du Département de la Gironde. *Thèse d'Université*, Bordeaux 3, n° 91, 272 p.
- ENJALBERT (H.), 1961 : Les pays aquitains : le modelé et les sols, *Brière édit.* Bordeaux, 603 p., 103 fig.
- FABRE (A.), 1939 a : Les terrains de revêtement du Médoc, Bordeaux, *Drouillard imp.*, 333 p., 54 fig., 21 pl.
- FABRE (A.), 1939 b : Description géologique des terrains tertiaires du Médoc. *Thèse Sciences, Univ. Bordeaux*, Drouillard Imp., Bordeaux, 525 p.
- FERAI (A.), 1970 : Interprétation sédimentologique et paléogéographique des formations alluviales flandriennes de l'estuaire de la Gironde et de ses dépendances marines. *Thèse doctorat 3^e cycle*, n° 806, Faculté des Sciences, Univ. Bordeaux, 158 p., 62 fig.

FERAL (A.) et KLINGEBIEL (A.), 1970 : Signification paléoclimatique de deux niveaux de graviers rencontrés dans les dépôts flamands de l'estuaire de la Gironde entre Blaye et Pauillac. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux*, n° 9, p. 143-151.

FRANK (W.), 1824 : *Traité sur les vins du Médoc et autres vins rouges du département de la Gironde.*

GAYET (J.), 1980 : L'ensemble des environnements oligocènes nord-aquitains : un modèle de plateforme marine stable à sédimentation carbonatée. *Thèse Doctorat d'Etat Sci.*, Univ. Bordeaux, n° 676, 2 t.

GRANGEROU (E.), 1982 : Particularités des palus du Bordelais et de leur vignoble. *Mémoire Ing.*, ENITA, Bordeaux, 95 p.

KLINGEBIEL (A.), 1966 : Observations sur les sables de recouvrement superficiels dans le Bordelais. *Bull. Serv. Carte géol., France*, t. LXI, n° 278, p. 185-188.

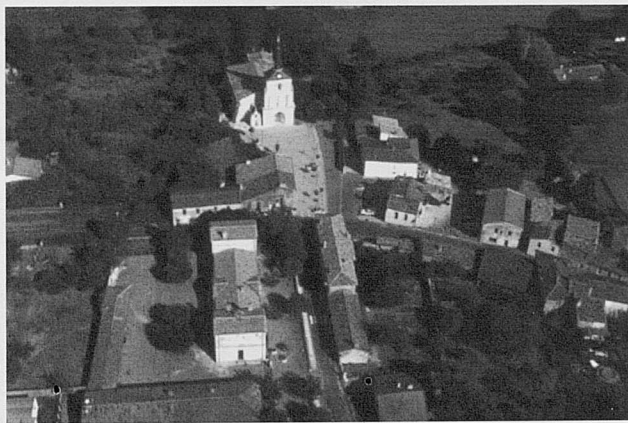
KLINGEBIEL (A.), GAYET (J.) et MAIRE (R.), 1993 : Facteurs faciologiques et tectoniques contrôlant la karstification sur la marge nord aquitaine (France) : Exemple de l'Oligocène Nord-aquitain. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 317, série II, p. 523-529.

PRUD'HOMME (R.), 1972 : Analyse morphostructurale appliquée à l'Aquitaine occidentale et au Golfe de Gascogne. *Mém. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, n° IV, 365 p., 222 fig.

TASTET (J.P.), 1966 : Etude minéralogique et sédimentologique des formations marneuses de l'Eocène terminal et de l'Oligocène du Bordelais. *Thèse 3^e Cycle*, Université Bordeaux n° 445, 123 p.

WILBERT (J.), 1987 : Les sols de l'Entre-Deux-Mers, *Actes du 1^{er} colloque « L'Entre-Deux-Mers à la recherche de son identité »*, C.L.E.M., 1988, tenu en pays de Branne en 1987, p. 133-140.

Carignan de Bordeaux



Située à proximité de Bordeaux, dans le secteur des Premières Côtes, Carignan de Bordeaux jouit d'un paysage varié, de coteaux verdoyants entrecoupés par les vallées du Bouteronde et de la Pimpine.

Malgré une forte expansion démographique, un urbanisme maîtrisé a su préserver un aspect champêtre et boisé.

La commune conserve une vocation agricole avec notamment un vignoble de grande qualité.

Les édifices les plus remarquables sont l'église Saint-

Martin, le Château de Carignan et le Château de Canteloup.

Carignan de Bordeaux occupe une situation privilégiée puisque située à proximité de la rocade de Bordeaux permettant de joindre en dix minutes les autoroutes A 10 vers Paris et A 62 vers Toulouse avec l'ouverture du Pont d'Arcins.