

*A moitié vide ou à moitié plein,
d'eau ou de vin,
de fer ou de terre
il y a un pot ou un verre.*

Géométrie et remplissage du réservoir aquifère

La modélisation qui est l'objectif de ce travail impose de préciser la géologie du réservoir pour placer ses limites dans l'espace et pouvoir étudier, par la suite, les relations entre la lithologie et l'hydrodynamique. Une étude stratigraphique complète serait nécessaire pour élaborer un véritable modèle géologique du bassin. Ce deuxième chapitre propose un schéma lithologique adapté aux besoins de la modélisation hydrogéologique. C'est un premier niveau de compréhension de la géologie et un canevas pour les chapitres suivants.

Une revue critique des données bibliographiques montre à la fois les divergences et les similitudes entre les visions des différents auteurs. Puis l'interprétation des résultats de la campagne de tomographie de résistivité électrique sur les bordures du bassin, associée à l'analyse des faciès des niveaux superficiels du Miocène (à l'affleurement ou directement sous les dépôts quaternaires) sur l'ensemble du bassin, fournit un schéma lithologique de remplissage cohérent.

Ce schéma est enfin complété par l'interpolation du mur et du toit du Miocène et illustré par trois coupes interprétatives à travers le bassin.

2.1. Introduction

2.1.1. Lithologie du Miocène

Le Bassin de Carpentras fait partie du cortège de bassins molassiques d'avant-pays de la Vallée du Rhône. Leur formation est étroitement liée à la phase mio-pliocène de l'orogénèse alpine et leur géologie a attiré l'attention de plusieurs auteurs. L'ensemble de ces travaux est amorcé par FONTANNES (1875-1892) puis synthétisé et complété par DEMARCQ (1970) et BALLELIO (1972). Enfin la thèse de BESSON (2005) apporte le regard contemporain de la stratigraphie séquentielle. Au cours de ces études, la lithologie, directement issue des observations de terrain, reste la même et se complète mais son interprétation stratigraphique fine est délicate et demeure controversée.

Le paragraphe 1.5.2 a déjà évoqué la grande variété des faciès du Miocène rencontrés dans le bassin de Carpentras. Le tableau 1-1, qui regroupe les termes descriptifs employés sur les cartes géologiques au 1/50 000 du secteur, montre la difficulté des auteurs classiques à établir des corrélations à grande distance entre les formations et à construire un cadre stratigraphique cohérent à l'échelle du bassin.

Du point de vue hydrogéologique et par simplification dans un but de modélisation, les formations miocènes observées dans le bassin de Carpentras peuvent être regroupées en deux catégories, en fonction de leur gamme de conductivité hydraulique.

1. Les formations peu ou pas perméables sont représentées par les argiles, les marnes et les safres argileux.
2. Les formations perméables et potentiellement aquifères rassemblent les niveaux sableux des safres, les grès et les conglomérats.

L'objet de ce chapitre est de proposer un schéma de la géométrie du bassin et de son remplissage, sous une forme utilisable pour la modélisation hydrogéologique. Il ne s'agit aucunement de construire un modèle géologique complet. Les références à des études stratigraphiques, à la tectonique, à la sédimentologie, sont destinées à fournir des arguments pour les hypothèses simplificatrices qui seront formulées pour les besoins de la modélisation hydrogéologique.

Le but de ce travail est d'apporter une conception plus réaliste que celle envisagée dans les études hydrogéologiques régionales antérieures.

2.1.2. Données disponibles

Pour appréhender la nature du réservoir miocène, de nombreuses données sont disponibles ; certaines sont parcellaires, incomplètes ou de qualité variable. La démarche choisie consiste à exploiter au mieux ces informations en considérant qu'une observation, même grossière, cache une réalité. Les sources principales sont énumérées ci-dessous.

- Les cartes géologiques au 1/50 000 et leurs notices fournissent une information générale sur la géologie du bassin (DEMARCO, 1964 ; CHAMPENOIS *et al.*, 1971 ; BLANC *et al.*, 1975b ; MONIER *et al.*, 1987 ; MONJUVENT *et al.*, 1991b). Toutes ne présentent pas le même niveau de détail dans la description des faciès du Miocène (Tableau 1-1).
- Les profils géophysiques exécutés par SNPA, CGG et ANDRA et rassemblés par BOINET (1996) donnent une image du toit des calcaires urgoniens.
- Le schéma structural ante-tertiaire indique les principaux accidents (Figure 1-6).
- Les forages et sondages répertoriés dans différents fichiers – Banque du sous-sol (BRGM, 2006), DIREN, DDA, DDASS, Chambre d’Agriculture de Vaucluse, foreurs, cabinet d’étude Gilles Malessard, reconnaissance personnelle sur le terrain – ont été regroupés dans une base de données unique. Celle-ci compte plus de mille ouvrages de plus de 50 m de profondeur dans la région étudiée (Figure 2-19). La moitié environ est accompagnée d’une coupe lithologique.

Les corrélations entre forages sont difficiles car la série langhienne-serravallienne (-16 Ma à - 11 Ma) est assez monotone et il n’existe pas de niveau repère facile à identifier (DUROZOY, 1973b). De plus la qualité des coupes lithologiques fournies par les foreurs ne permet pas une étude stratigraphique à partir de ces seules données (GIGNOUX, 1929). En effet ces professionnels ne distinguent généralement que les faciès qui modifient l’avancée de l’outil. Ainsi on trouve le plus souvent un lexique descriptif simple. Les expressions « sable argileux » ou « safres » sont éventuellement associées à une mention de la couleur, « jaune », « gris », « vert », ou de la cohésion, « tendre », « induré ». Les termes « marnes » ou « argiles » sont souvent employés indifféremment l’un pour l’autre et il peut être fait mention de la couleur, « jaune », « bleu », « gris », « noir », « vert », ou de compléments du type « compact » ou « sableux ». Enfin « roche », « calcaire », « rocher dur » désignent en fait toute formation plus dure à forer. Il peut s’agir des calcarénites burdigaliennes, de conglomérats, de calcaires massifs ou gréseux de l’Oligocène ou du Crétacé.

Bien que la qualité de ces données soit très variable et qu’une interprétation fine et précise soit difficile, l’étude de ces forages permet de construire un canevas général. Le présent document ne saurait rendre compte de façon exhaustive de tous les traitements et toutes les analyses réalisées sur ces données. Ceux d’entre eux qui n’ont pas abouti, nombreux à cause de la qualité des données, ont néanmoins apporté leur éclairage sur les suivants. Finalement ce chapitre intègre implicitement une longue démarche de recherche, de tâtonnements et le contact régulier avec le terrain. La présentation des résultats ne respecte pas forcément la chronologie de l’acquisition des données et de la progression de notre compréhension.

2.2. Deux schémas géologiques

2.2.1. La vision classique

La vision de GIGNOUX (1950) et DEMARCQ (1970) décrit un bassin de Carpentras occupé par la mer de façon continue du Burdigalien au Tortonien (Figure 1–4). Ce golfe rhodano-provençal est ponctué d'îles, d'archipels et de hauts-fonds qui correspondent aux reliefs actuels (Ventoux, monts de Vaucluse, Lubéron, Alpilles...). Le remplissage sédimentaire du bassin est alors interprété comme la superposition de couches sans discordance.

Au Miocène, les différences de faciès observées sont expliquées en fonction de l'éloignement à la côte ou de la forme du fond : les accumulations grossières et bioclastiques se trouveraient dans les zones à faible bathymétrie et à forte énergie (bordures exposées du bassin, horst de Loriol), les marnes s'accumuleraient dans les secteurs plus profonds ou abrités (sillons, zone est du bassin protégée des courants par le horst de Loriol) par passage latéral de faciès. Cette vision conduit FAURE (1982) à un modèle de remplissage lenticulaire au centre du bassin (Figure 2-3) fait de « lentilles épaisses de 5 à 50 m, très allongées se relayant horizontalement et verticalement » (FAURE, 1982, p 43). Les limites est et sud sont occupées par une couronne d'argile épaisse de 150 m à 200 m. Ce serait le résultat de la redistribution et le tri des particules par les courants marins. Dans le même temps, le horst de Loriol verrait une accumulation de sédiments grossiers.

Ainsi, les études géologiques et hydrogéologiques ne proposent que des estimations très grossières et aucune caractérisation bien déterminée des limites et du remplissage du réservoir aquifère. Faute de données sur le sous-sol suffisamment denses et fiables, elles se contentent de quelques coupes schématiques et interprétatives à travers le bassin (DUROZOY, 1973b ; GLINTZBOECKEL, 1980 ; FAURE, 1982 ; MALZIEU, 1987 ; ROUDIER, 1987 ; HUNEAU, 1997), toujours fondée sur les travaux de FONTANNES (1875-1892), DEPERET (1895) et DEMARCQ (1970). Ces documents sont conformes à une vision classique de remplissage : des couches successives, Burdigalien, Langhien-Serravalien (ex-Helvétien), Tortonien, Pliocène, s'empilant verticalement. Chaque auteur cherchant à expliquer un phénomène particulier ou à intégrer des éléments nouveaux, les coupes évoluent sans aboutir à un schéma consensuel. Certains de ces documents donnent néanmoins une interprétation synthétique de la géologie du bassin. Chacun d'entre eux doit être vu d'un œil critique et dans le contexte de l'étude dont il est tiré (Figures 2–1 à 2–7).

Même si la dernière coupe (Figure 2-7) est certainement la plus aboutie, elle ne décrit pas la lithologie des dépôts. Elle constitue pourtant une bonne vision de la structure globale du bassin puisqu'elle intègre les données de géophysique pétrolière. Les ordres de grandeur des épaisseurs des étages de la série tertiaire sont cohérents avec l'ensemble des connaissances géologiques acquises. Sans forage profond traversant toute la série tertiaire au centre des fossés, il paraît bien vain de pousser l'interprétation plus loin dans le cadre d'une théorie classique de remplissage

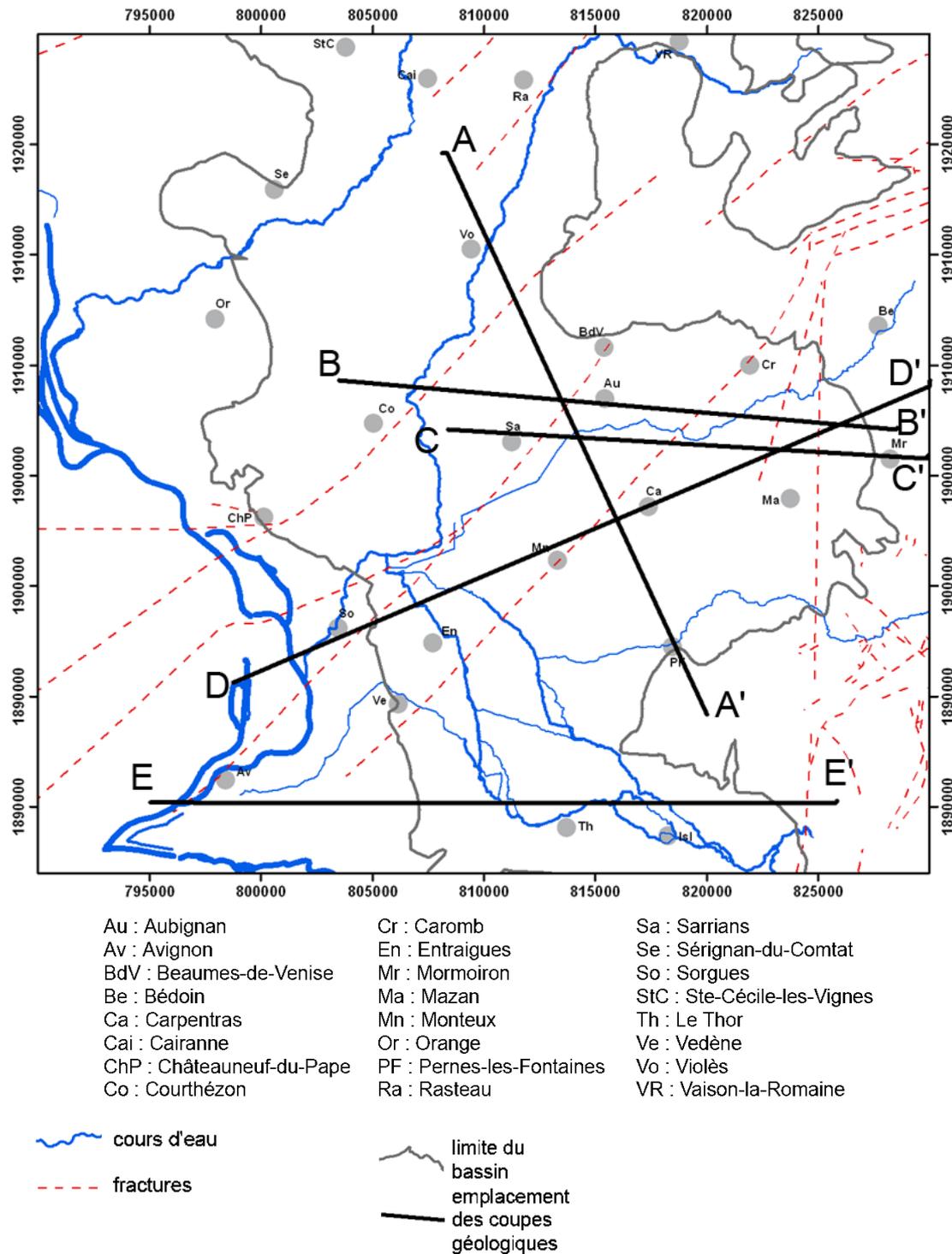


Figure 2-1. Position des coupes géologiques des figures 2-2 à 2-7

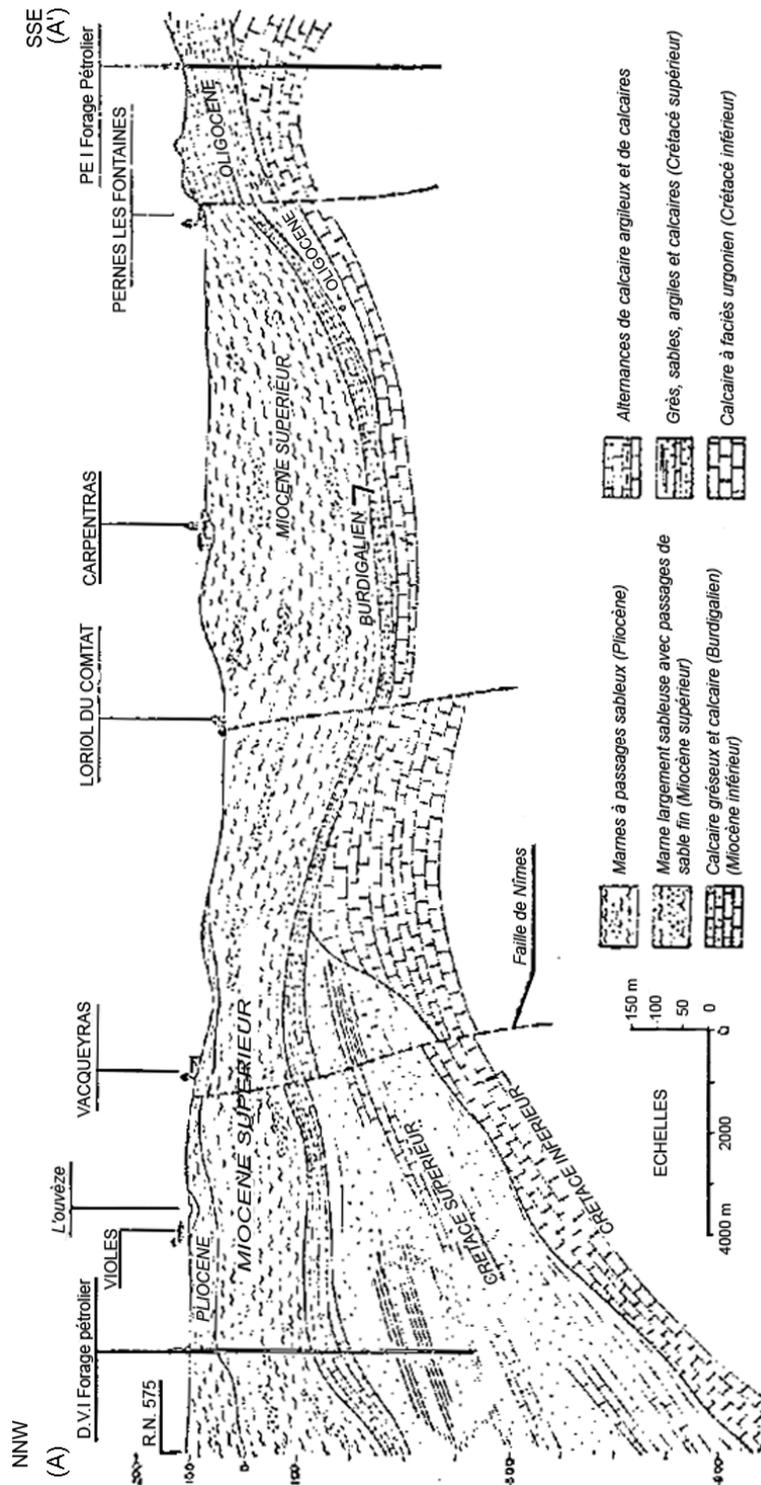


Figure 2-2. Coupe géologique schématique (AA') proposée par GLINTZBOECKEL (1980). Celle-ci montre un Burdigalien continu à travers tout le bassin. Les accidents affectent très peu le Miocène. L'Oligocène n'est représenté que dans le massif de Pernes ; il se réduit très rapidement sous le Miocène, dans le bassin de Carpentras. La série du Miocène supérieur, qui correspondrait aux safres du Langhien-Serravalien (ex-Helvétien), n'est épaisse que de 300 m au maximum et repose sur un Burdigalien d'une cinquantaine de mètres. Dans le fossé de Carpentras, les calcaires du Crétacé inférieur à faciès urgonien sont placés à moins de 400 m sous la surface. Au Nord, ils s'enfoncent rapidement alors que le Crétacé supérieur s'épaissit.

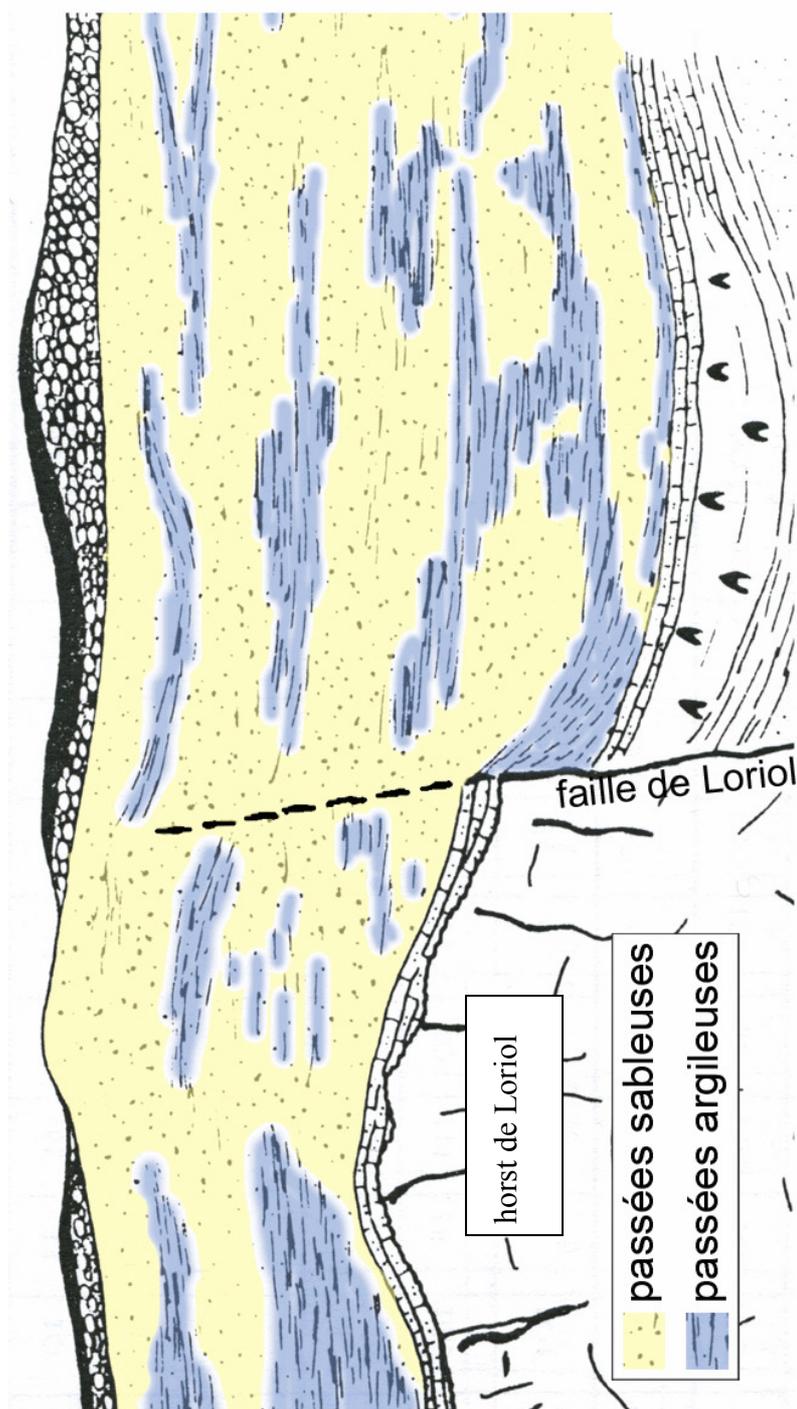


Figure 2-3. Schéma du remplissage serravalien à proximité du horst de Loriol. On peut voir des lentilles d'argile dans des niveaux sableux. L'Oligocène, représenté sous forme de calcaires, de marno-calcaires et de gypse, est absent du horst ; dans le fossé de Carpentras, son épaisseur n'est pas précisée (modifié d'après FAURE, 1982).

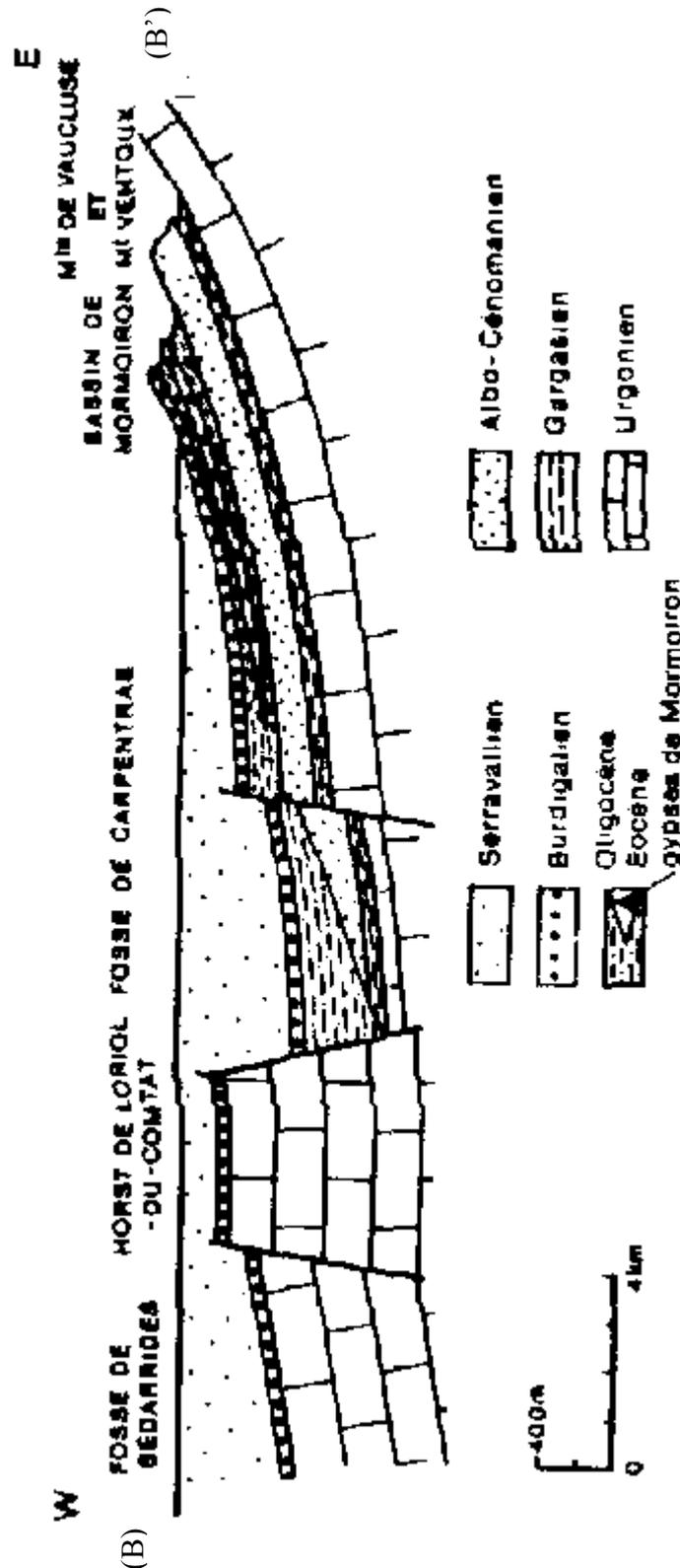


Figure 2-4. Coupe (BB') proposée par ROUDIER (1987). Les sédiments crétacés supérieurs qui affleurent dans le bassin de Mormoiron (à l'est) se prolongent jusqu'au horst de Loriol. Au pied du horst, le toit de l'Urgonien est à plus de 1000 m sous la surface ! Un Burdigalien d'épaisseur constante (100 m environ) est partout présent sous le Serravallien alors que le Langhien est absent.

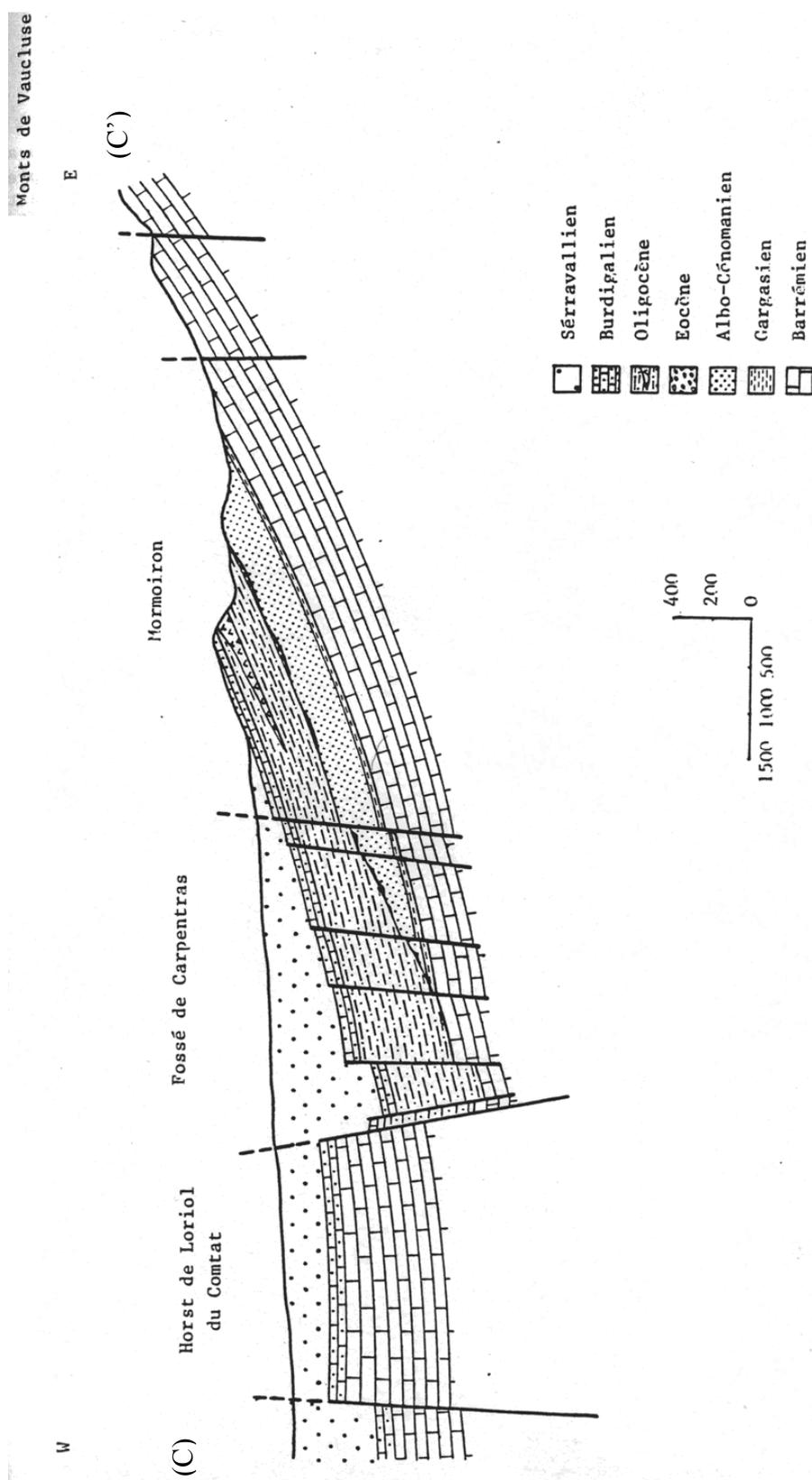


Figure 2-5. Coupe schématique (CC') des bassins de Carpentras et de Mormoiron (MALZIEU, 1987). Cette coupe ressemble beaucoup à la précédente (Figure 2-4) mais les épaisseurs des dépôts sont toutes augmentées. Dans le fossé de Carpentras, le Crétacé inférieur se situe à plus de 1100 m sous la surface, sous 500 m d'Oligocène.

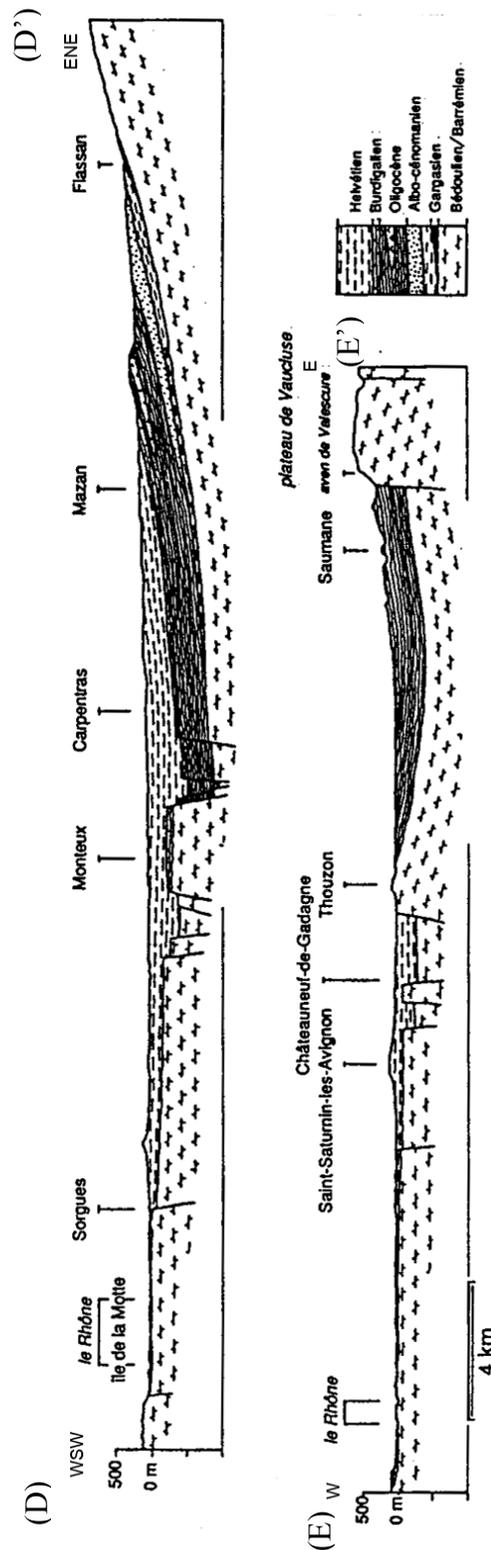


Figure 2-6. Coupes schématiques E-W du bassin par COUTURAUD (1993). L'auteur ayant travaillé sur l'aquifère karstique sous couverture, ces coupes (DD', en haut et EE', en bas) donnent une grande place au substratum calcaire du Crétacé inférieur. Elles présentent l'avantage de proposer une vision à travers l'ensemble du bassin. La coupe EE' montre un schéma proche de la limite sud du bassin avec un remplissage miocène à l'Est de la butte de Thouzon (le Thor). Cette conception est conforme à celle proposée par DUROZOY (1973b).

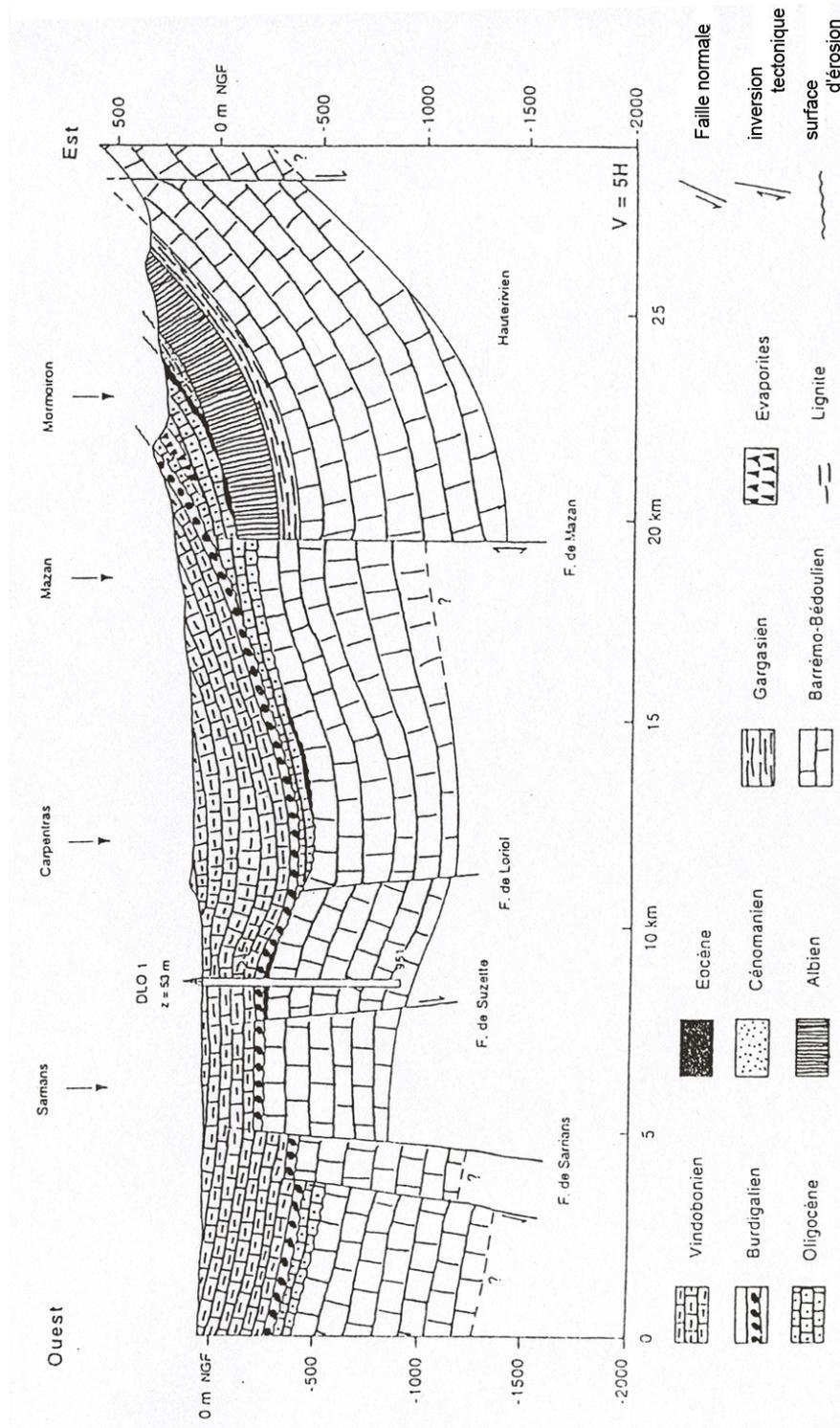


Figure 2-7. Coupe interprétative de BOINET (1996). Intégrant les données de géophysique pétrolière (SNPA-CGG –BRGM). La forme générale du bassin rejoint celle proposée par GLINTZBOECKEL (1980) sur la figure 2-2. La puissance de chaque étage a été revue pour que l'épaisseur totale de la série tertiaire corresponde aux informations fournies par la géophysique. Le Burdigalien est continu de la bordure est à la faille de Sarrriens mais il est affecté par les failles dans le fossé de Bédarrides. Par rapport à la coupe CC' (Figure 2-5), l'Oligocène sous couverture est présent mais réduit à 100 ou 150 m à l'est du horst

2.2.2. La vision actuelle de la stratigraphie séquentielle

A travers la réinterprétation des observations anciennes et le levé de nouvelles coupes, BESSON (2005) propose une autre analyse, étayée par la stratigraphie séquentielle. Il explique que le bassin rhodano-provençal aurait subi des vidanges de grande ampleur au cours du Miocène. Ces chutes du niveau marin relatif sont dues à l'évolution conjointe de la tectonique (dynamique d'avant-pays avec mise en place d'un bourrelet périphérique) et des variations eustatiques (Figure 2-8). Dans le bassin de Carpentras, deux vidanges sont identifiées, la première au passage de l'Aquitaniens au Burdigalien, la seconde entre le Burdigalien et le Langhien (incision entre 100 et 200 m dans la région de Carpentras). Cette thèse mentionne une troisième vidange entre le Tortonien inférieur et le Tortonien supérieur mais ses conséquences ne sont pas identifiées dans le bassin de Carpentras. Chacun de ces événements provoque l'érosion des sédiments de la période achevée et l'encaissement du réseau hydrographique. La transgression suivante est guidée par ces incisions fluviales.

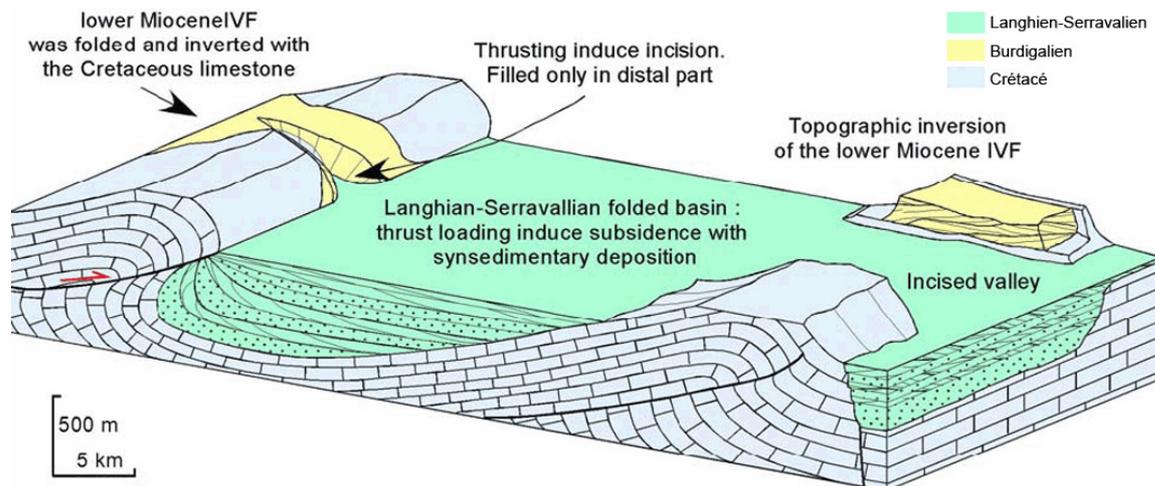


Figure 2-8. Représentation schématique du remplissage molassique des bassins de l'avant pays alpin. Relations entre les vallées incisées et l'évolution tectonique synsédimentaire. Le Burdigalien (lower Miocene IVF) se retrouve en contre-haut du Langhien-Serravalien (BESSON, 2005).

Ainsi le Burdigalien vient combler un réseau de vallées creusées dans l'Oligocène et le Crétacé à la fin de l'Aquitaniens. L'axe principal de drainage de ce réseau est globalement parallèle à la chaîne alpine (Figure 2-9a). Il traverse le bassin de Carpentras du Nord au Sud au niveau de Violès. Il s'adjoint deux branches de direction NE-SW qui correspondent à des fossés emboîtés dans les structures oligocènes, de part et d'autre du horst de Loriol. Ce paysage de rias burdigaliennes modifie l'image classique du bassin qui était vu comme la partie médiane d'un long sillon marin péri-alpin.

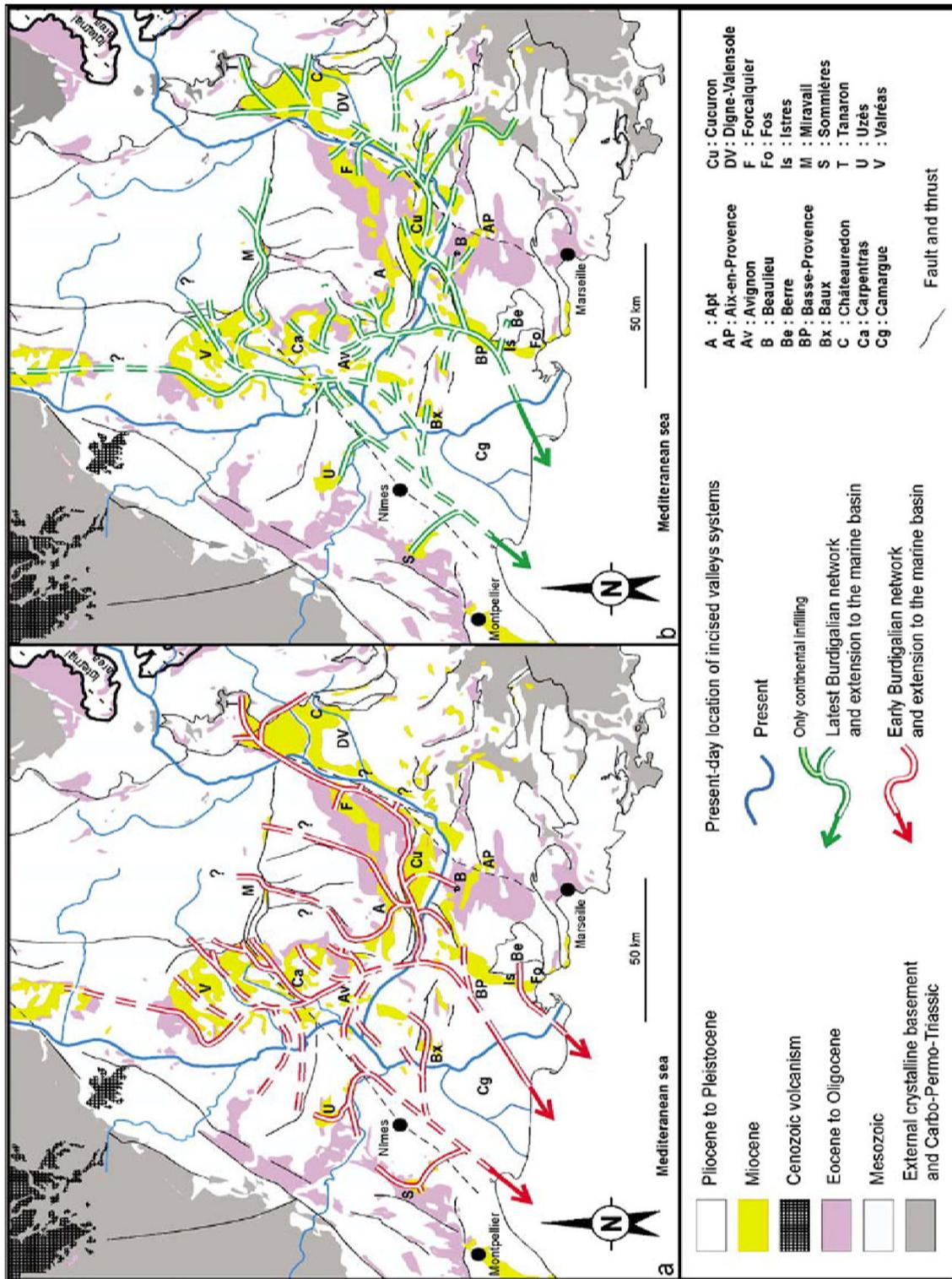


Figure 2-9. Reconstitution des réseaux fluviaux du Burdigalien basal (a) et du Burdigalien terminal (b) dans le bassin rhodano-provençal (BESSON et al., 2005)

A la fin du Burdigalien un nouveau réseau de vallées se creuse. L'axe de drainage principal nord-sud est décalé vers l'Ouest, le long de la faille de Nîmes (Figure 2-9b). La vidange du bassin de Carpentras est assurée par le réseau d'une paléo-Nesque qui bifurque vers le Sud. Le Langhien vient combler à son tour ce réseau de vallées emboîté dans le précédent, son organisation étant fortement contrôlée par les structures du substratum.

Bien que controversé, ce modèle est séduisant car il explique l'inversion topographique entre le Burdigalien et le Miocène moyen, et propose un mode de remplissage du bassin. Dans ce schéma (Figure 2-10), l'Oligocène serait fortement réduit sous le Miocène moyen (Langhien-Serravalien) et le Burdigalien serait quasiment absent sous les safres, sauf sur le horst de Loriol.

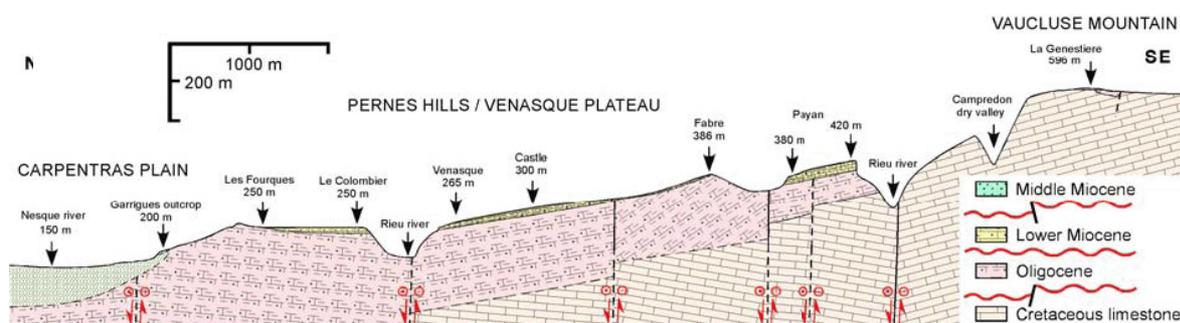


Figure 2-10. Coupe schématique de la bordure ouest du massif de Pernes (BESSON, 2005). On note l'inversion topographique entre le Burdigalien (Lower Miocene) et le Langhien-Serravalien (Middle Miocene). A l'ouest, les formations langhiennes reposent directement sur l'Oligocène

Il est dommage que cette étude se soit heurtée au manque de données de subsurface dans les safres et n'ait pas pu aboutir à un modèle géologique complet du bassin. Elle apporte néanmoins une vision contemporaine qui modifie la vision classique.

2.2.3. En résumé

Les dépôts miocènes du Bassin Provençal sont des dépôts de plate-forme, marqués par les courants de marées et les vagues. Les apports fluviaux sont limités et fréquemment remaniés par les courants. Deux visions diffèrent sur l'interprétation des conditions de dépôts.

1. La vision classique envisage une paléotopographie très proche de la topographie actuelle ; la plupart des reliefs actuels constituaient des hauts-fonds ou des îles. Elle explique que les sédiments miocènes se seraient accumulés dans un environnement marin permanent. Les différents faciès rencontrés seraient le résultat du tri des matériaux par les courants, eux-mêmes influencés par les hauts-fonds. Le horst de Loriol et les bords des reliefs auraient été le siège d'une sédimentation calcaire alors que, dans les fossés, les fines se seraient accumulées.
2. La stratigraphie séquentielle observe des phases de vidange et considère une évolution tectonique importante du bassin de l'avant-pays alpin au cours du

Miocène. La séquence type est constituée par une molasse basale et des marnes au sommet. Ces séquences sont séparées par des surfaces d'érosion associées aux phases d'émersion partielle ou générale du bassin et marquées par une forte incision fluviale. Les principales périodes d'érosion se situeraient entre l'Aquitainien et le Burdigalien, entre le Burdigalien et le Langhien (incision entre 100 et 200 m dans la région de Carpentras) et pendant le Tortonien. Elles auraient entraîné une modification des faciès, de la géométrie du bassin et de la position des centres de dépôt. L'intérêt important de ce modèle de remplissage est d'expliquer l'inversion topographique entre le Burdigalien et le Miocène moyen. Le Burdigalien se dépose sur une surface continentale (témoins de pédogenèse). Il est représenté par de grandes barres de calcarénite. Au Langhien, on assiste à un changement brutal de faciès avec des marnes bleues micacées (type Schlier) et des sables gréseux marneux jaunâtres ou gris-bleu (les safres) datés fini-burdigaliens à langhiens.

2.3. Étude de la bordure est par tomographie de résistivité électrique

2.3.1. Objectifs

Les corrélations entre forages sont très difficiles à cause : (1) du manque de niveaux repères facilement identifiables, (2) du manque de fiabilité et de précision des descriptions des coupes, malgré les efforts de leurs auteurs, (3) de la faible profondeur des ouvrages qui ne traversent jamais la totalité de la série tertiaire ni même miocène.

La géophysique par panneaux électriques (tomographie de résistivité électrique) apporte un secours dans cette démarche. En effet, elle met en évidence les variations de résistivité électrique du sous-sol. Cette résistivité est fonction de la nature des roches (Figure 2-11) et des éventuels fluides qu'elles contiennent. La gamme de résistivité pour un même type de matériau peut être très étendue (plusieurs magnitudes) et être en partie commune à des matériaux différents. En pratique, ces gammes sont restreintes quand on s'intéresse à un contexte géologique et géographique particulier.

En hydrogéologie, la tomographie de résistivité électrique permet de distinguer les niveaux aquifères des niveaux moins perméables en tenant compte des connaissances de la géologie locale (OLAYINKA et WELLER, 1997 ; LARSEN *et al.*, 2002 ; LOKE, 2004). Cette technique d'investigation ne crée pas véritablement de données nouvelles, dans le sens où les résultats bruts sont très difficiles à exploiter sans l'aide d'une connaissance préalable du domaine étudié. Son atout est de fournir des arguments pour passer d'une information 1D (un forage) à un panneau en 2D (une coupe, une section) ou d'une information de surface (les affleurements géologiques) à son prolongement en profondeur.

Dans le bassin de Carpentras, les faciès rencontrés se répartissent différemment suivant leur résistivité.

- Les niveaux calcaires ou gréso-calcaires du Crétacé, de l'Oligocène et du Burdigalien, et les terrasses quaternaires sont résistants.

- Les niveaux argileux ou marneux sont conducteurs.
- Les niveaux sableux des safres serravaliens présentent une résistivité intermédiaire.

Des gammes de résistivités plus précises sont présentées et discutées par la suite.

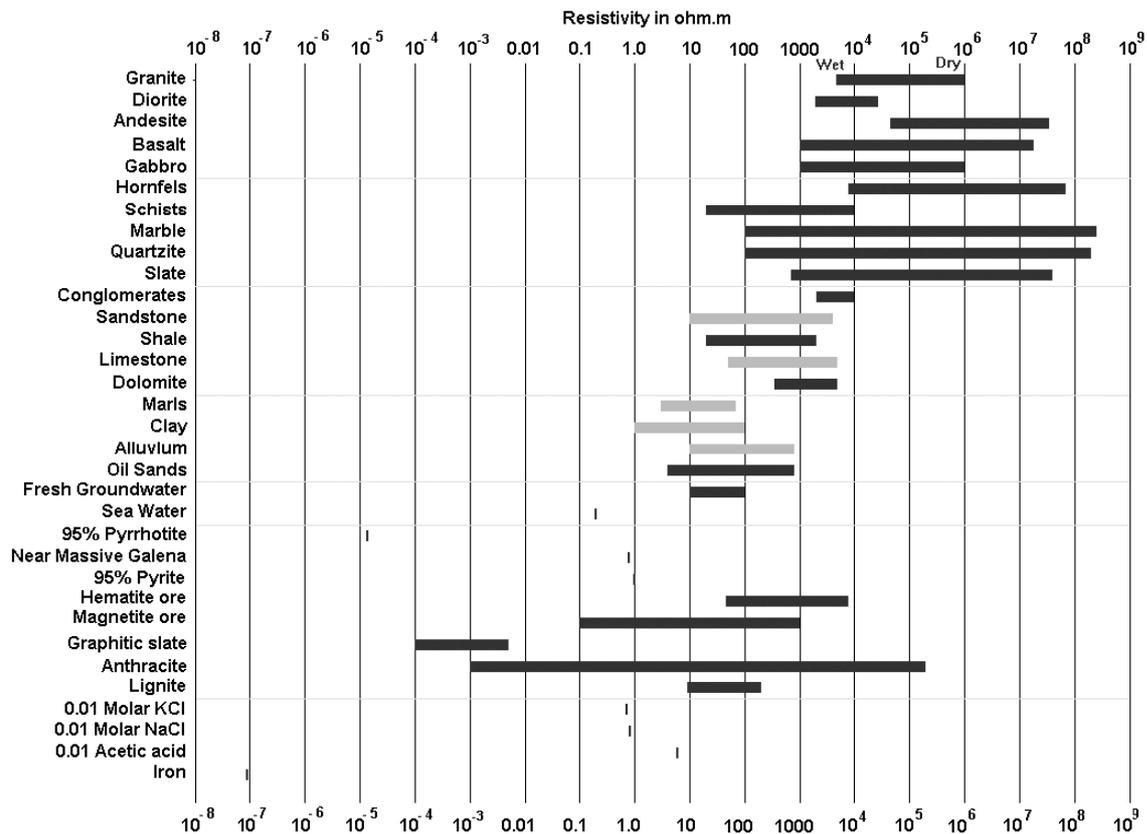


Figure 2-11. Gamme de résistivité des principaux matériaux géologiques (LOKE, 2004, modifié). Les barres grises représentent les matériaux rencontrés dans le bassin de Carpentras. Les autres, en noir, sont mentionnés à titre de comparaison.

2.3.2. Principe de la tomographie de résistivité électrique

La tomographie de résistivité électrique consiste à déterminer la distribution de la résistivité du sous-sol en faisant des mesures depuis la surface. Les principes physiques mis en jeu sont les mêmes que ceux du sondage électrique. Ils sont fondés sur la loi d'Ohm qui lie la densité de courant électrique (J) à la différence de potentiel (E) par l'intermédiaire de la conductivité électrique (σ) du matériau conducteur :

$$J = \sigma \cdot E$$

Par définition la résistivité (ρ) est l'inverse de la conductivité :

$$\rho = \frac{1}{\sigma}$$

En général les mesures de résistivité sont faites à l'aide de quatre électrodes disposées le long du profil étudié (Figure 2-12). Une paire d'électrode (C1-C2 sur la figure 2-12) injecte un courant de caractéristiques connues, pendant que l'autre (P1-P2) mesure la différence de potentiel induite dans le sol. Cette mesure fournit immédiatement une résistance (R) du sous-sol (par application de la loi d'Ohm). En multipliant R par un facteur géométrique (k), on obtient la résistivité (ρ_a) apparente du sous-sol. Le facteur k dépend du dispositif et de l'écartement entre les électrodes.

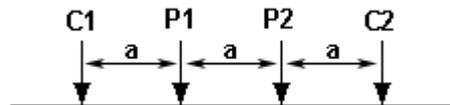


Figure 2-12. Exemple de dispositif classique à quatre électrodes : le dispositif Wenner-alpha. Dans ce cas les électrodes sont équidistantes, séparées par la distance a .

La résistivité apparente ρ_a mesurée est fonction de la résistivité réelle ρ d'un volume élémentaire du sous-sol situé à l'aplomb du milieu du dispositif. La profondeur d'investigation est fonction du dispositif choisi et de l'écartement entre les électrodes. Ainsi, pour un dispositif donné, plus les électrodes sont éloignées les unes des autres, plus la zone d'investigation est profonde.

En effectuant les mesures pour des écartements différents et en déplaçant latéralement l'ensemble du dispositif, on construit une matrice de résistivités apparentes (Figure 2-13). La représentation graphique de cette matrice est appelée pseudo-section.

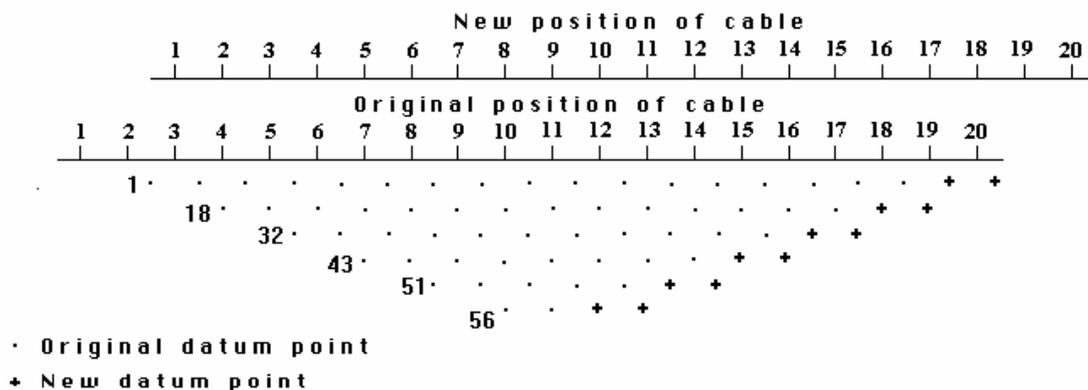


Figure 2-13. Progression sur le terrain des mesures de résistivités apparentes (LOKE, 2004). Les « câbles » représentés sur la figure correspondent au dispositif utilisé en pratique : un câble comportant plusieurs électrodes (ici, 20) est déroulé le long du profil ; par paires, elles jouent successivement le rôle de dipôle d'injection et celui de dipôle de mesure. La gestion des électrodes est assurée par un ordinateur dédié et un multiplexeur.

Les valeurs de résistivités apparentes représentées sur la pseudo-section ne sont pas les valeurs de la résistivité réelle. En effet les résistivités apparentes sont calculées sous l'hypothèse d'un sous-sol homogène. La relation entre les résistivités apparentes et les résistivités réelles est complexe et fait encore l'objet de développements théoriques. Pour estimer les résistivités réelles, il faut résoudre le problème inverse : trouver un modèle de résistivités *vraies* dont la réponse théorique est la plus proche possible de celle mesurée (résistivités *apparentes*) sur le terrain. Cette résolution se fait par itérations successives. Les méthodes et leurs variantes sont nombreuses et utilisent les techniques numériques de résolution des systèmes linéaires.

2.3.3. Méthode utilisée et matériel

Parmi les nombreux dispositifs disponibles pour effectuer les mesures, nous avons retenu le dispositif Wenner-Alpha (Figure 2-12). Il correspond à la variante *normale* des dispositifs Wenner. Cette famille a pour point commun des électrodes équidistantes. Le Wenner-Alpha a pour particularité de placer le dipôle de mesure entre les électrodes d'injection.

Le Wenner-Alpha est un des premiers dispositifs utilisés. Il est robuste et a été mis en œuvre dans des contextes très différents (OLAYINKA et WELLER, 1997 ; LARSEN *et al.*, 2002). Il est particulièrement adapté pour mettre en évidence les structures horizontales (fréquentes dans les bassins sédimentaires) sans ignorer les structures verticales. De plus il présente une intensité de signal élevée (*high signal strength*). Il est donc peu sensible aux bruits parasites, fréquents dans les zones anthropisées (DAHLIN et ZHOU, 2004 ; LOKE, 2004).

Les mesures sont effectuées le long de trois profils choisis sur les bordures du bassin au nord et à l'est de Carpentras (Figure 2-14). Les tracés suivent au mieux des lignes d'écoulement compte tenu de l'occupation du territoire traversé. C'est à cause de ces contraintes d'occupation que le projet d'un profil au sud de Carpentras a été abandonné après repérage. En effet la densité de constructions résidentielles est trop importante et ne permet pas les mesures sur une grande longueur (clôture, conduites et câbles enterrés, routes).

Les électrodes sont disposées sur un jeu de câbles de 400 m ce qui permet une profondeur d'investigation d'environ 80 m. Les sections de résistivité sont obtenues par inversion des pseudo-sections avec le logiciel RES2DINV © (GEOTOMO SOFTWARE, 2004). Les paramètres d'inversion sont les suivants :

- topographie prise en compte par la transformation inverse de Schwartz-Christoffel (LOKE, 2000) ;
- optimisation des calculs par la méthode incomplète de Gauss-Newton ;

- inversion de la matrice de Jacobi par la méthode Gauss-Newton pour les deux premières itérations puis par la méthode *quasi-Newton* pour les itérations suivantes (LOKE et DAHLIN, 2002) ;
- choix de la méthode d'inversion robuste.

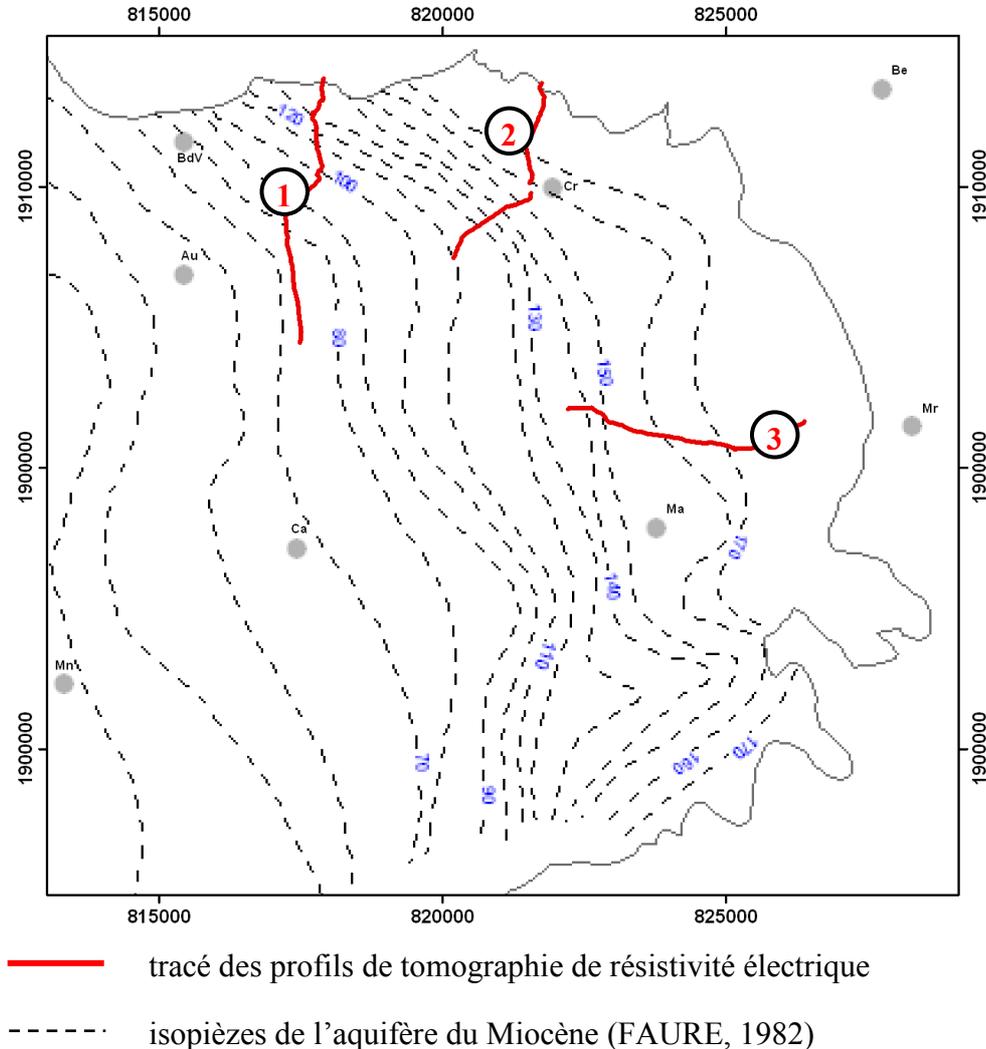


Figure 2-14. Position des profils de reconnaissance par tomographie de résistivité électrique.

2.3.4. Résultats

Les trois panneaux de résistivité électrique sont présentés sur les figures 2–15, 2–16 et 2–17. Les valeurs de résistivité obtenues s'étendent de moins de 5 $\Omega.m$ à plus de 500 $\Omega.m$. Les panneaux présentent globalement des zones de résistivité homogènes : résistivité supérieure à 150 $\Omega.m$, comprise entre 40 et 100 $\Omega.m$ et inférieure à 30 $\Omega.m$.

Les valeurs les plus élevées (supérieures à 150 $\Omega.m$) correspondent à des zones superficielles ou à la bordure du bassin (le début de chaque profil). Les valeurs moyennes (40-100 $\Omega.m$) semblent former des bandes en alternance avec les plus petites valeurs

(moins de 30 $\Omega.m$). Ces bandes sont inclinées dans le sens de la topographie, leur pente est supérieure à celle de la surface. Ceci est particulièrement visible sur le deuxième profil (Figure 2-16).

La confrontation des données fournies par la géophysique avec l'examen des cartes géologiques et de leurs notices, des coupes des forages proches des profils et des observations sur le terrain permet de corréliser les contrastes de résistivité à des changements de formations géologiques. Il est à noter qu'aucune coupe de forage proche du troisième profil n'est disponible. L'interprétation de ce profil est donc réalisée à partir des autres données et des profils 1 et 2.

Les fortes résistivités ($\rho > 150 \Omega.m$)

En surface, les zones de forte résistivité (supérieure à 150 $\Omega.m$) correspondent, en général, à des dépôts récents, peu épais, grossiers et très peu aquifères (terrasses alluviales et colluvions). Toutefois, dans le cas du premier profil (Figure 2-15), le niveau résistant situé en amont immédiat du forage n°2 témoigne de la présence d'une butte de grès grossier à éléments très roulés et débris de coquilles (micro-poudingue bioclastique, conglomérat des Traversiers). Ce niveau est recoupé par le forage n°2 entre 45 et 48 m.

Sur les bordures du bassin (début des profils), les zones de forte résistivité (supérieure à 150 $\Omega.m$) correspondent aux terrains calcaires anté-langhiens. Sur le premier profil, ces niveaux résistants alternent avec des niveaux très conducteurs. Le pendage apparent de l'ensemble est subvertical. Il s'agit des marno-calcaires hauteriviens (n_3). Sur le second profil (Figure 2-16), les niveaux résistants de la bordure du bassin correspondent à la molasse calcaire bioclastique du Burdigalien (m_{1bC}). Ce niveau est d'ailleurs recoupé à 25 m par le forage n°5. Enfin, sur le profil 3 (Figure 2-17), les terrains de bordure sont constitués par la molasse burdigalienne (m_{1b1-4}) épaisse de 10 m (BLANC *et al.*, 1975a) et surmontant les calcaires marneux de l'Oligocène. La limite entre ces deux formations est peu marquée.

Les résistivités moyennes et faibles ($\rho < 100 \Omega.m$)

Les niveaux de résistivité inférieure à 100 $\Omega.m$ correspondent au sommet du remplissage sablo-argileux des safres serravaliens. Les niveaux marneux apparaissent très conducteurs alors que les niveaux plus sableux présentent des résistivités intermédiaires (40-100 $\Omega.m$). Ainsi les forages n°6 et 7 (Figure 2-16) sont dans des niveaux de safre sableux et leurs positions coïncident avec des résistivités moyennes alors que le forage n°9, qui recoupe 65 m d'argile sous les alluvions, correspond à un secteur peu résistant.

De la même façon, on observe sur l'est du profil n°3 (Figure 2-17), un niveau conducteur qui représente des argiles, largement visibles sur le terrain. Vers l'ouest, elles passent sous un niveau moyennement résistant qui correspond à des safres sableux, eux-mêmes surmontés par les alluvions.

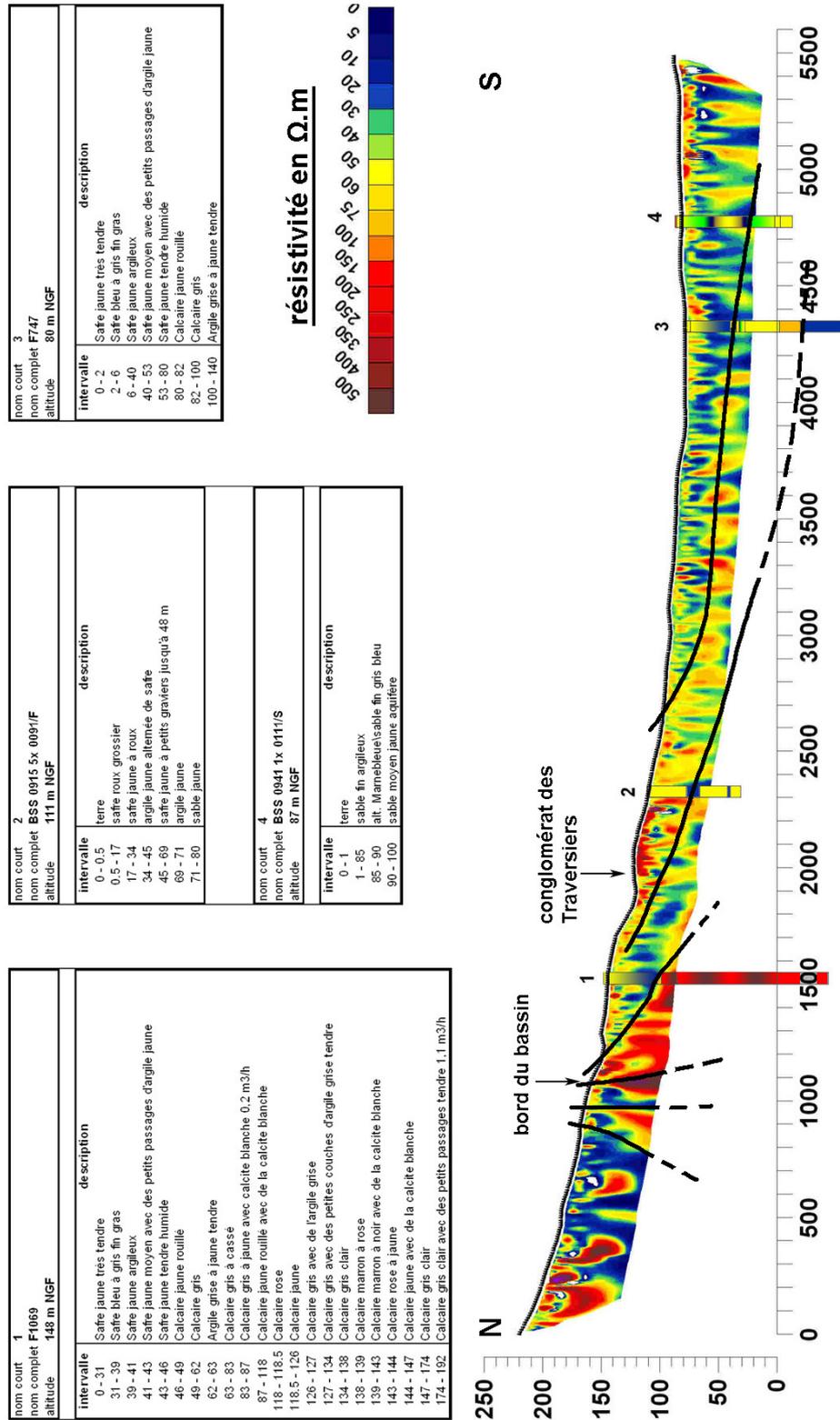


Figure 2-15. Profil n°1. Panneau électrique nord-ouest : Saint-Véran-Serres. Les forages les plus proches du profil sont décrits dans le tableau et leur projection est indiquée sur le panneau. Les couleurs utilisées pour distinguer les niveaux reconnus par les forages correspondent à l'ordre de grandeur de la résistivité électrique du matériau.

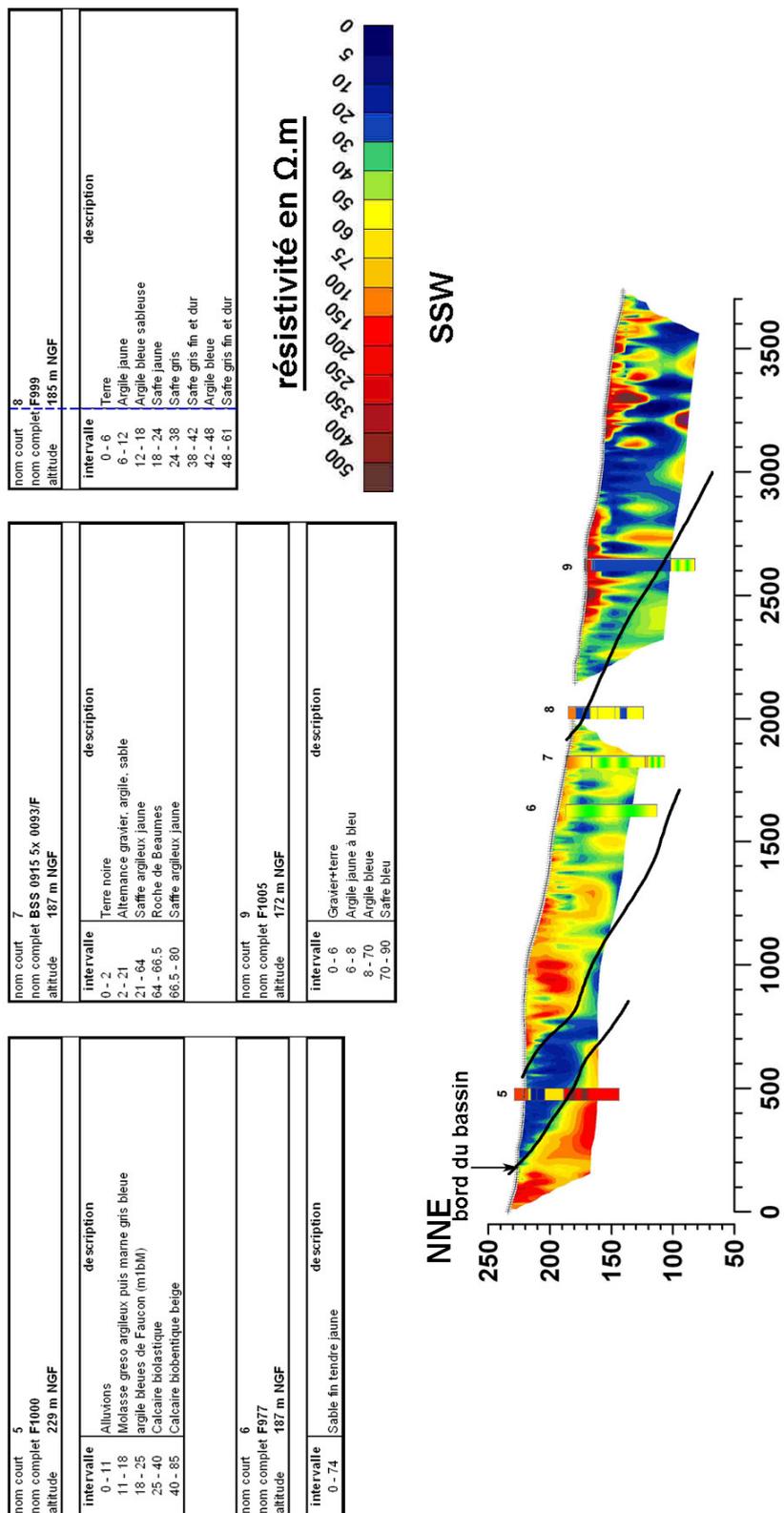


Figure 2-16. Profil n°2. Panneau électrique nord : Caromb-Serres. Les forages les plus proches du profil sont décrits dans le tableau et leur projection est indiquée sur le panneau. Les couleurs utilisées pour distinguer les niveaux reconnus par les forages correspondent à l'ordre de grandeur de la résistivité électrique du matériau.

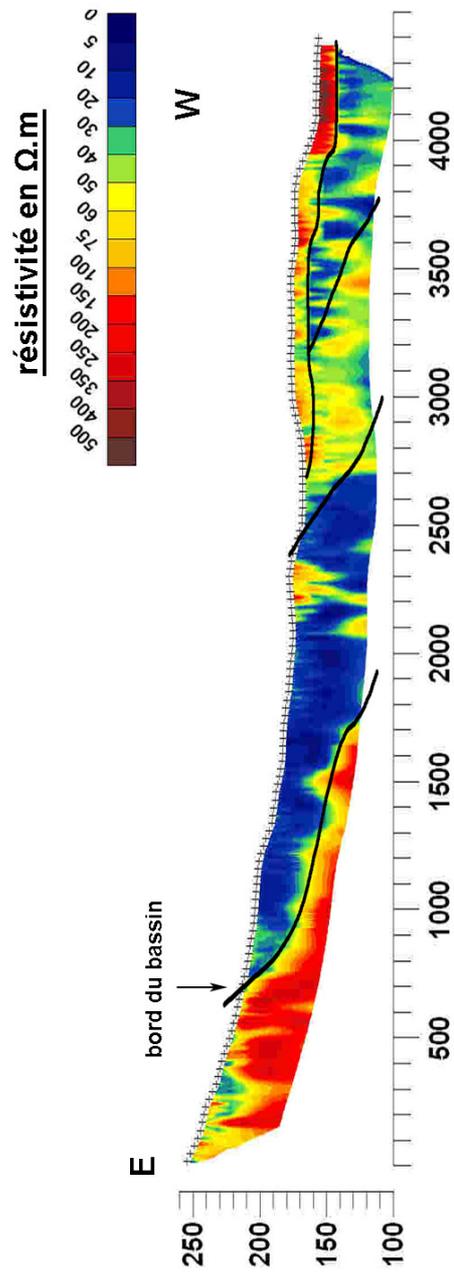


Figure 2-17. Profil n°3. Panneau électrique est : Mazan

Étude particulière du profil n°1

Sur le profil n°1, les contrastes sont moins marqués. L'examen des forages montre que l'ensemble du panneau se trouve dans des terrains sablo-argileux (des safres) assez homogènes à l'échelle des profondeurs d'investigation. Néanmoins, le forage n°1 mentionne un niveau plus argileux avant d'atteindre les calcaires. Ce niveau semble se prolonger sous le profil mais le forage n°2 ne le décrit pas explicitement. De même, à l'extrémité aval du profil, les forages n°3 et 4 traversent un niveau de safre argileux qui semble se prolonger en aval et envahir toute l'épaisseur du profil.

Ensuite le niveau conglomératique, coupé par le forage n°2 et reconnu en surface, n'est pas mentionné explicitement par les forages avals. Les valeurs de résistivité électrique moyennes à fortes (60-200 Ω .m) qui lui correspondent montrent pourtant une continuité sur plus de 1200 m après le forage n°2. Deux explications peuvent être avancées. Ce niveau grossier pourrait disparaître au profit des safres argileux. Il pourrait aussi correspondre au niveau « calcaire jaune rouillé » du forage n°3 (entre 80 et 82 m). Dans ce cas il se prolongerait sous le forage n°4 et son pendage réel serait plus fort que celui qui apparaît sur le modèle de résistivité.

En fait l'interprétation géophysique de ce niveau de résistivité élevée reste délicate car l'épaisseur de la formation à laquelle il se rattache est très réduite (2 à 5 m). La résolution d'investigation géophysique n'est pas suffisante pour en dessiner des contours précis. Il apparaît donc sous forme d'une succession d'anomalies de résistivité à cause du fort contraste de propriété électrique de ce niveau avec les niveaux encaissants. Peu de mesures sont représentatives de ce niveau résistant ce qui induit une grande incertitude sur sa position lors de l'inversion du profil (passage des résistivités apparentes aux résistivités vraies). De plus l'erreur numérique est d'autant plus grande que le niveau observé est profond. Il est donc tout à fait possible que le pendage apparent sur le panneau électrique soit sous estimé et que le niveau conglomératique soit continu et étendu conformément à la vision de la stratigraphie séquentielle. Ainsi le conglomérat des Traversiers, près de St-Véran, pourrait correspondre à un niveau repère marquant un bas niveau marin relatif correspondant à une période d'incision du bassin.

Enfin l'extrémité nord du profil n°1 (la bordure du bassin) met en évidence la discordance progressive des dépôts post-burdigaliens. Cette organisation est tout à fait comparable au modèle décrit par la stratigraphie séquentielle (Figure 2-18) et aux observations de terrain (CASAGRANDE, 1989). On voit clairement apparaître l'empreinte de la tectonique d'avant-pays syn-miocène sur la disposition des dépôts.

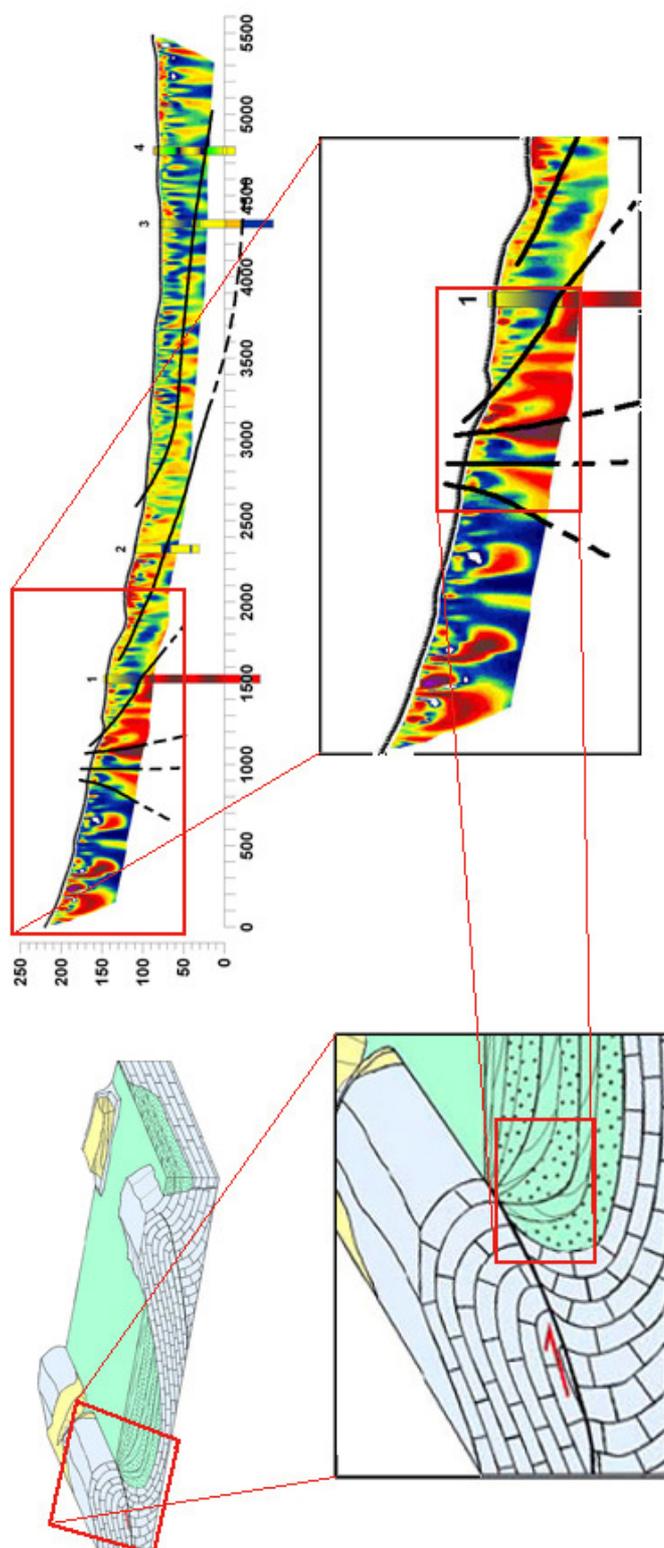


Figure 2-18. Comparaison entre les structures mises en évidence par la tomographie de résistivités électriques sur la bordure nord du bassin (Figure 2-15) et le schéma de remplissage (Figure 2-8) proposé par BESSON (2005). On observe le même type de discordance progressive des dépôts.

2.3.5. Apports de la tomographie électrique

En résumé, les trois panneaux électriques réalisés sur la bordure est du bassin au nord et à l'est de Carpentras permettent de distinguer les niveaux sableux des niveaux marneux dans les safres serravaliens. En effet les résistivités électriques mesurées sont inférieures à 30 Ω .m pour les niveaux marneux et se situent entre 40 et 100 Ω .m pour les niveaux sableux. Le substratum calcaire et les alluvions présentent des résistivités supérieures à 150 Ω .m. Ces valeurs sont conformes à celles des sondages électriques réalisés dans le bassin (LEMOINE et SIWERTZ, 1980 ; FAURE, 1982).

Grâce à la longueur importante des profils (près de 15 km cumulés), la tomographie électrique met en évidence une continuité et une alternance des niveaux sableux et des niveaux argileux des safres, au moins sur les bordures. Ce constat est particulièrement clair sur les profils 2 et 3. Le profil n°1, quant à lui, permet de suivre le niveau de conglomérat dit des Traversiers sur plus de 2 km. Le remplissage du bassin serait donc multicouche et non pas constitué uniquement d'un agencement de lentilles comme le suggère la figure 2-3. Enfin l'extrémité nord du profil n°1 montre une discordance progressive des dépôts, phénomène déjà décrit à partir d'observations de terrain et pris en compte par le modèle de la stratigraphie séquentielle.

Ainsi la tomographie de résistivité électrique permet de comprendre l'agencement multicouche des sédiments miocènes sur les bordures du bassin. Elle représente bien les faciès observés en surface et dans les forages. Enfin les résultats sont conformes au modèle de remplissage proposé par la stratigraphie séquentielle.

2.4. Schéma de remplissage de l'ensemble du bassin

2.4.1. Étude de l'ensemble des forages

Répartition des forages

L'examen de la répartition des forages de plus de 50 m laisse apparaître deux secteurs sans forage ou avec une densité très faible d'ouvrages (Figure 2-19). Ces zones se trouvent de part et d'autre du horst de Loriol. Elles sont allongées dans la direction N-S. Leur position et leur orientation coïncident avec les réseaux de vallées incisées qui se sont succédé au cours du Miocène (Figure 2-9).

Le secteur sud correspondrait à l'incision du réseau de la paléo-Nesque, entre le massif de Pernes et le horst. Les forages sont très peu nombreux dans cette zone car ils sont très peu productifs. En effet le substratum remonte en allant vers le Sud et les niveaux rencontrés dans les forages sont très argileux (Figure 2-20 et Tableau 2-1).

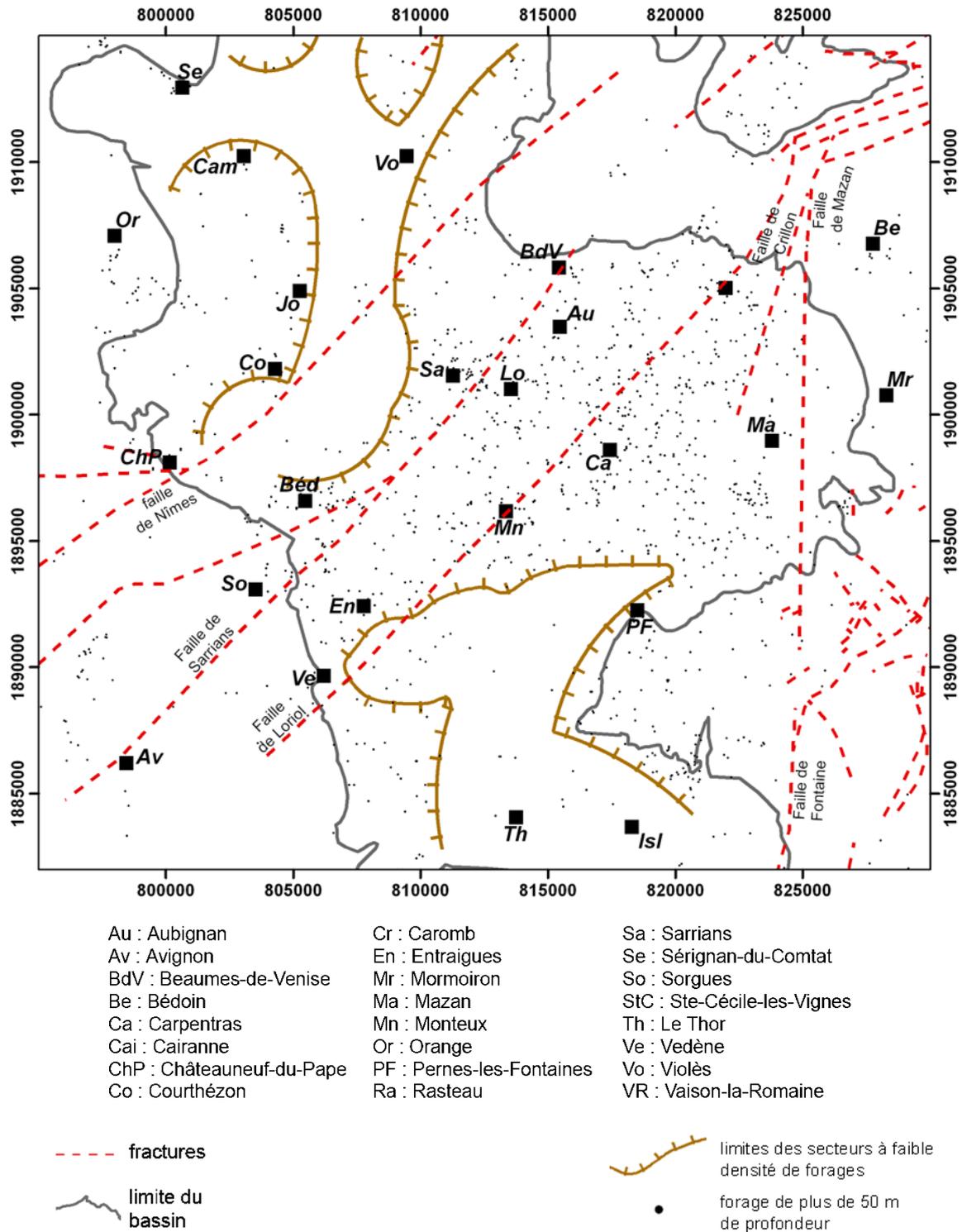


Figure 2-19. Position des ouvrages de plus de 50 m de profondeur, répertoriés dans la base de données. Les lignes bistre hachurées indiquent les secteurs à très faible densité de forages. Ces zones pourraient correspondre à des portions des réseaux de vidanges miocènes comblées par des matériaux marneux.

Faciès du niveau supérieur des safres

En examinant la nature du niveau supérieur des safres serravaliens traversé par les forages dans le bassin (plus de 400 coupes ont été prises en compte), une carte des faciès du Miocène à l’affleurement et sous les dépôts quaternaires est établie (Figure 2-21). A l’est, on observe la même alternance entre les niveaux sableux et les niveaux argileux que sur les profils géophysiques (2.3.). A l’extrême bordure est, on trouve les faciès calcaires du Burdigalien.

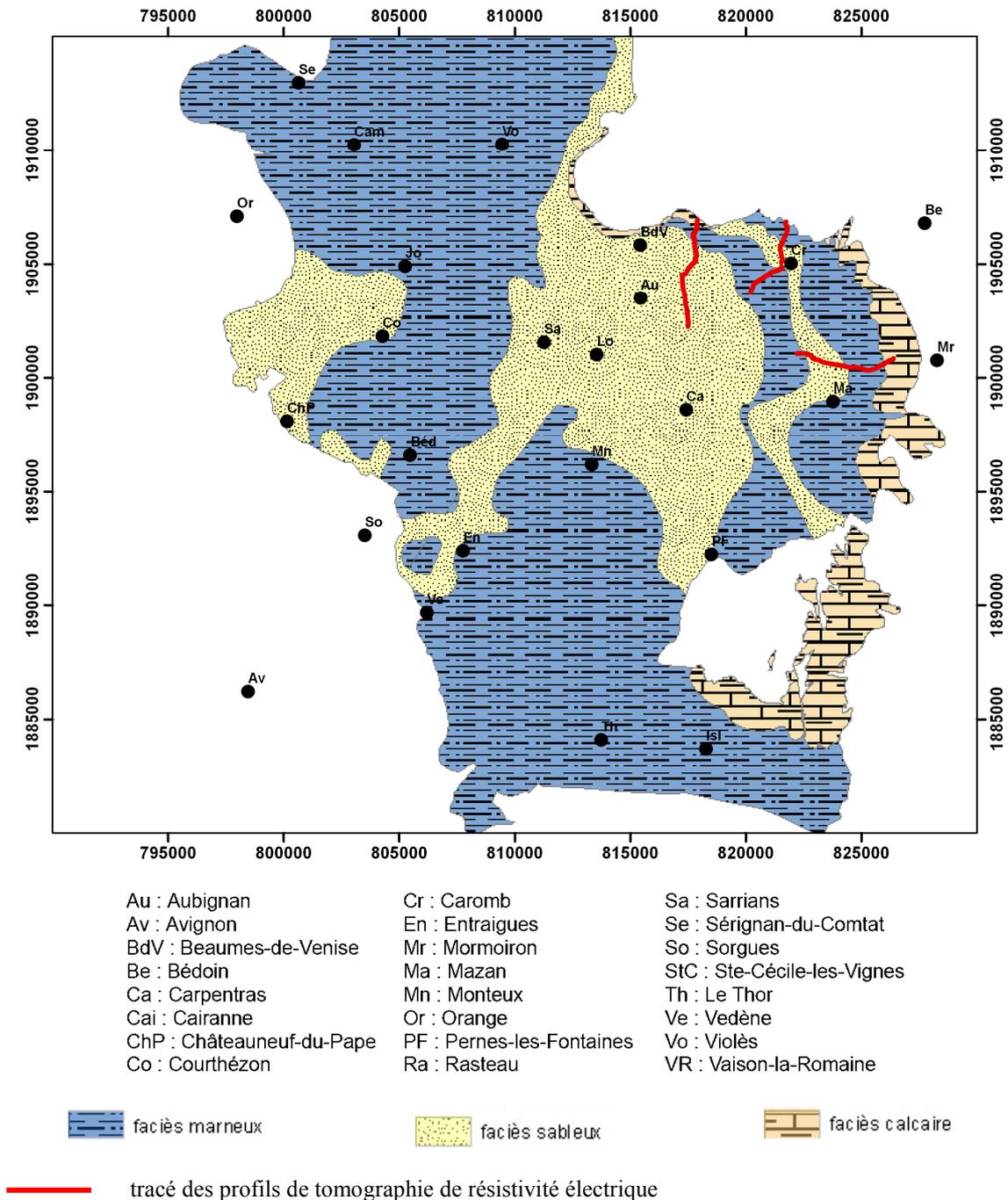


Figure 2-21. Nature des sédiments mio-pliocènes au toit de la série dans le bassin de Carpentras et les plaines d’Orange

Les résultats de la géophysique peuvent donc être généralisés à l'ensemble du bassin : le remplissage langhien-serravalien serait constitué d'une alternance de niveaux sableux et de niveaux argileux continus et l'aquifère miocène du bassin de Carpentras serait un aquifère multicouche.

Ce modèle est compatible avec l'observation de lentilles plus sableuses ou plus argileuses décrites par FAURE (1982) car les niveaux sableux et les niveaux argileux de grande extension reconnus par la géophysique électrique et l'étude des forages, sont eux-mêmes composites. A l'échelle du bassin, ils apparaissent homogènes, plutôt sableux ou plutôt argileux mais à l'échelle locale on observe des passées sableuses au sein des niveaux argileux et, inversement, des passées argileuses au sein des niveaux sableux.

2.4.2. Modèle lithologique schématique

Estimation de la profondeur du substratum

Les paragraphes précédents ont détaillé l'arrangement et la nature des sédiments remplissant le bassin. Pour compléter le schéma, il faut estimer la profondeur du mur du Miocène.

Cette surface est inconnue. Elle n'est rencontrée que par quelques forages près des bordures et par un unique ouvrage, situé sur le horst de Loriol, au centre du bassin (Tableau 2-2). Aucun forage ne traverse la série Miocène des fossés. Elle n'est matérialisée en surface qu'aux limites d'affleurements de la base du Miocène.

Profondeur	Lithologie	Étage	Cote du toit de la formation (m NGF)
0-245 m	argiles ocre (36m), Sables fins argileux à passées d'argile sableuses grises	Serravalien-Langhien	52
245-325 m	Calcarénite	Burdigalien	-193
325-	Calcaire à rudistes	Barrémo-Bédoulien	-273

Tableau 2-2. Description des terrains rencontrés par le forage de Loriol (n° BSS 09404x0003/DLO1)

La prospection sismique fournit cependant une estimation de la profondeur du réflecteur U attribué au toit des calcaires urgoniens du Crétacé inférieur (BOINET, 1996) le long de profils qui traversent le bassin (Figure 2-22). Dans la zone étudiée, cette surface est souvent proche du mur miocène, à l'échelle des épaisseurs du remplissage miocène. En effet, sur le horst de Loriol, le Burdigalien repose directement sur les calcaires urgoniens. Les forages les plus profonds, au droit des fossés, recoupent plus de 300 m de safres sans atteindre de niveau calcaire, burdigalien, oligocène ou crétacé. Mais à cause des incisions aquitanienne et burdigalienne la puissance de l'Oligocène est réduite sous les safres (Figure 2-10).

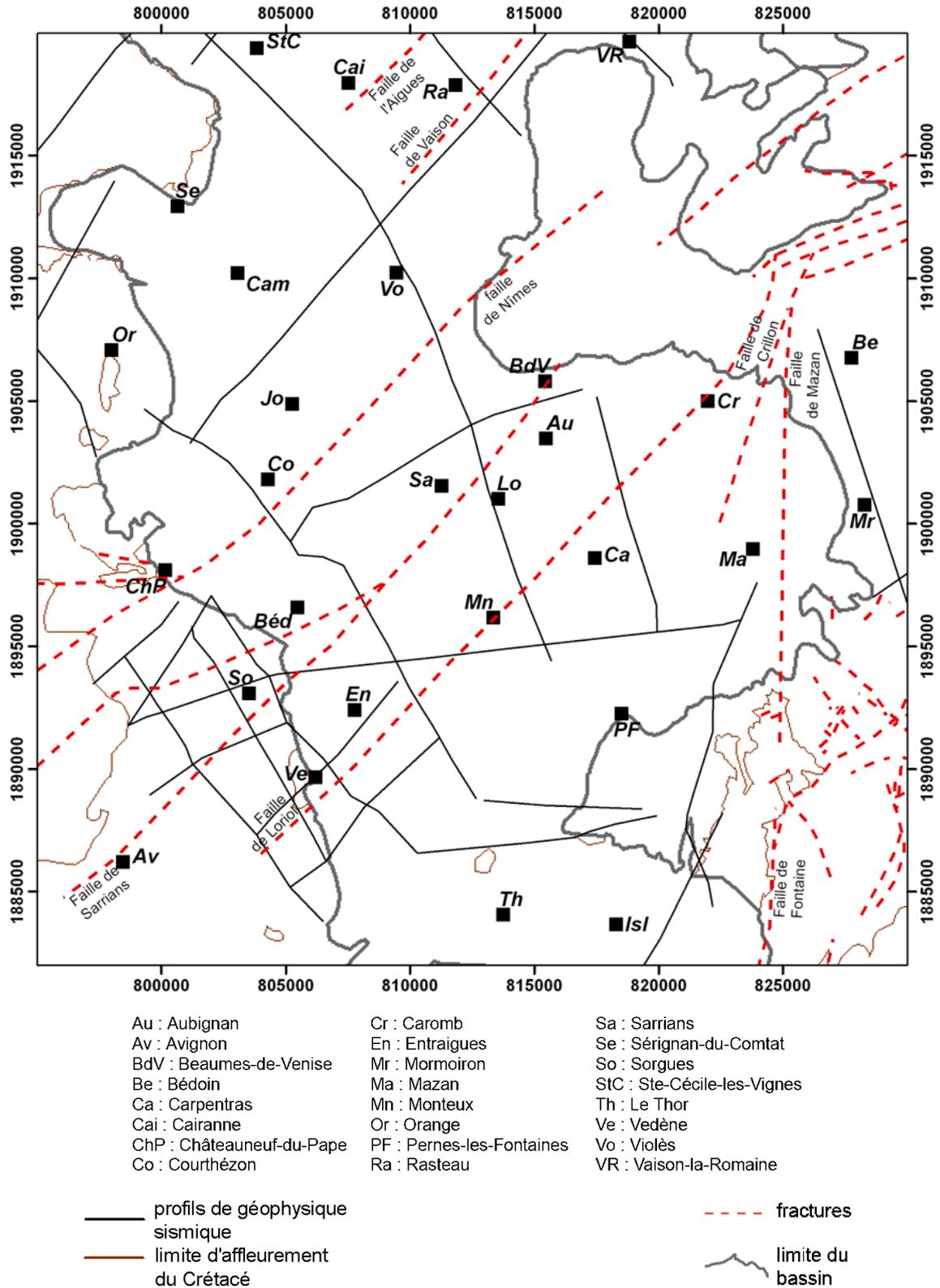


Figure 2-22. Données utilisées pour l'interpolation du mur du Miocène

Justification des paramètres d'interpolation

Le choix des paramètres d'interpolation découle de l'étude statistique et géostatistique (variogramme) des cotes reconnue par la géophysique (Figure 2-24). La dimension des cellules est fixée à 400 m de côté, supérieure à la plus petite distance entre les points (184.7 m) et de l'ordre de grandeur de la distance moyenne (662 m). Le variogramme montre un plateau à une portée entre $5 \cdot 10^3$ m et $6 \cdot 10^3$ m avant de marquer une nouvelle croissance puis une décroissance.

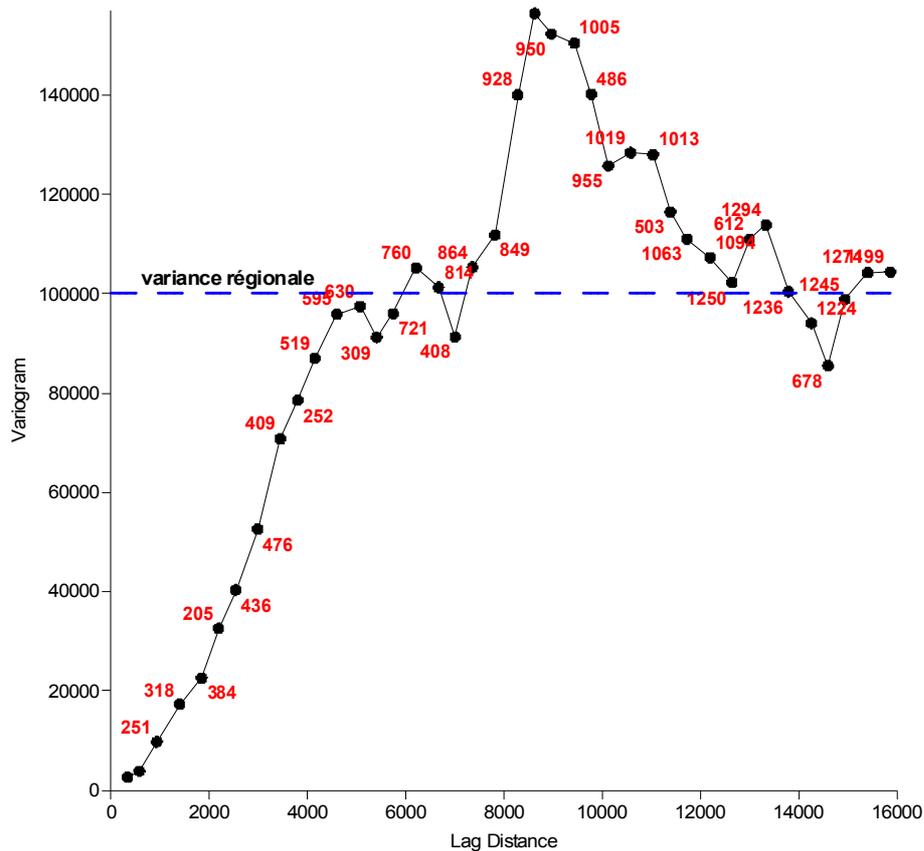


Figure 2-24. Variogramme omnidirectionnel des cotes reconnues par géophysique du toit des calcaires urgoniens. Le nombre inscrit à côté de chaque point indique le nombre de paires utilisées pour le calcul.

Cet effet de trou pourrait être imputable à la disposition en bande des données, le long des profils sismiques, et aux accidents géologiques. En effet les profils sont distants les uns des autres de $6 \cdot 10^3$ m à $10 \cdot 10^3$ m. La variance pour les courtes distances (inférieures à la portée de $5 \cdot 10^3$ - $6 \cdot 10^3$ m) est donc calculée essentiellement à partir des points d'un même profil ou à partir des points situés près des intersections entre profils. Cette variance montre donc une évolution continue en fonction de la distance car elle décrit des secteurs assez réguliers. Au-delà de cette portée, le variogramme indique la variance entre les profils. On change brutalement d'échelle spatiale et on prend en compte de nouvelles propriétés de la distribution des cotes du réflecteur sismique, notamment les accidents géologiques et donc les grandes discontinuités de la surface étudiée. On observe alors une nette croissance de la variance autour de $8 \cdot 10^3$ m (+50%). A l'échelle générale

du bassin, c'est-à-dire à plus de $12 \cdot 10^3$ m, ces discontinuités locales s'effacent et on retrouve une variance régionale qui semble être en continuité avec la première partie du variogramme.

L'étude et l'interprétation du variogramme montre que les données retenues pour l'interpolation sont suffisantes pour rendre compte des principales propriétés de la surface du substratum : continuité à l'échelle locale et à l'échelle du bassin, discontinuité à l'échelle intermédiaire correspondant aux accidents géologiques. Un voisinage circulaire de 5000 m de rayon est donc retenu pour tenir compte de toute la variance des données sans l'effet de trou.

De plus l'objectif n'étant pas de mettre en évidence des structures particulières mais uniquement d'estimer la cote de la surface anté-miocène, on choisit une interpolation pondérée par l'inverse de la distance à la puissance 1,7 (CARUSO et QUARTA, 1998). Le choix d'une puissance inférieure à 2 (valeur plus classique) permet de réduire l'effet de bulles engendré par la méthode ; on obtient une surface plus douce sans introduire de biais. Enfin l'interpolation tient compte de l'altitude des limites d'affleurement des calcaires du Crétacé inférieur et des accidents affectant le substratum (Figure 2-22).

Toit du Miocène

Quand le Miocène n'affleure pas, son toit est constitué par le Pliocène, dans les parties nord et ouest, et ailleurs par les alluvions.

Dans le bassin de Carpentras, les affleurements pliocènes sont peu étendus. Ils sont localisés le long des reliefs qui marquent la limite ouest du bassin. On y observe des niveaux argileux à intercalations sableuses qui apparaissent souvent gris mais peuvent être micacés par endroit. Ils viennent combler les paléovallées messiniennes (Figure 2-25) et sont emboîtés dans le Miocène (BALLESIO, 1972 ; MONJUVENT *et al.*, 1991a).

Les formations miocènes sont tendres. L'érosion messinienne a donc créé des vallées très larges plutôt que des canyons étroits, comme on les observe pour les rias incisées dans les calcaires crétacés, et les limites d'érosion sont peu visibles. Ainsi, en surface, le Pliocène se distingue difficilement des terrains serravaliens voisins car ni la lithologie (faciès marno-argileux micacé) ni la géomorphologie n'attestent clairement sa présence. Seule une étude précise et spécialisée permettrait de préciser son extension.

Il est certain que la transgression pliocène n'a fait qu'une incursion limitée dans le bassin de Carpentras. Néanmoins, on sait que le bassin est comblé au cours du Miocène et il est avéré que les principaux cours d'eau actuels existaient déjà durant le Néogène. Le réseau hydrographique messinien a donc nécessairement eu une action érosive sur les terrains miocènes. D'ailleurs, la ria de la paléo-Ouvèze, au nord, a été identifiée (BALLESIO, 1972 ; CLAUZON *et al.*, 2005) entre Orange et Violès (Figure 2-25).

Les zones largement marneuses de la partie nord du bassin sont donc, au moins en partie, attribuables au Pliocène. D'après les documents consultés, les marnes de la partie

sans forage profond productif, au sud de la zone d'étude (Figure 2-19), n'ont pas été datées de façon certaine. Selon les auteurs des coupes de forages, elles sont attribuées indifféremment au Miocène supérieur ou au Pliocène. En particulier JOLEAUD (1907-1912 *in* BALLELIO, 1972) a signalé des marnes pliocènes près de Saint-Saturnin-lès-Avignon mais la carte géologique (MONJUVENT *et al.*, 1991b) n'en mentionne pas.



++++ Limite d'érosion anté-pliocène
(CLAUZON, 2005)

Terrains

Alluvions
Pliocène
Miocène

Au : Aubignan
Av : Avignon
BdV : Beaufort-de-Venise
Be : Bédoin
Ca : Carpentras
Cai : Cairanne
ChP : Châteauneuf-du-Pape
Co : Courthézon

Cr : Caromb
En : Entraigues
Mr : Mormoiron
Ma : Mazan
Mn : Monteux
Or : Orange
PF : Pernes-les-Fontaines
Ra : Rasteau

Oligocène
Eocène
Cénomanién
Crétacé inférieur
Jurassique
Trias
Sa : Sarriens
Se : Sérignan-du-Comtat
So : Sorgues
StC : Ste-Cécile-les-Vignes
Th : Le Thor
Ve : Vedène
Vo : Violès
VR : Vaison-la-Romaine

Figure 2-25. Limites connues de la surface d'érosion anté-pliocène et principales limites d'affleurement des formations géologiques.

Les alluvions quaternaires couvrent la majeure partie de la plaine. Elles sont composées de matériaux hétérométriques organisés en un agencement complexe, typique de ces formations. On trouve une succession rapide de lits de marnes, tourbe, limons, sables, graviers, galets de quelques mètres d'épaisseur et d'extension spatiale limitée. La puissance totale des alluvions est généralement de l'ordre de 10 m, mais peut atteindre 20 m au centre de la plaine des Sorgues (DUROZOY, 1972 ; MALZIEU, 1987).

Coupes géologiques interprétatives

Les analyses précédentes permettent de proposer un schéma lithostratigraphique général du remplissage du bassin de Carpentras selon trois coupes schématiques (Figures 2-26, 2-27, 2-28, 2-29).

La coupe n°1 parcourt le bassin du nord au sud, depuis Cairanne jusqu'au Thor. Elle recoupe les principales structures qui affectent le Crétacé. Du nord au sud, le toit du Crétacé inférieur remonte, réduisant d'autant l'épaisseur des dépôts crétacés supérieurs jusqu'à leur disparition au niveau de la faille de Sarrians. Dans sa partie supérieure, cette coupe montre l'organisation des terrains tertiaires. On retrouve, entre Cairanne et Sarrians, l'épaisse accumulation argilo-marneuse attribuée au remplissage pliocène. Dans la partie sud de la coupe, entre Monteux et le Thor, la série miocène est envahie par les marnes et sa puissance diminue. Ce secteur correspond à la zone sans forage du sud de la région et correspondrait, au moins en partie, au remplissage langhien de la paléo-Nesque (2.2.2.). Entre ces deux zones marneuses, dans le secteur de Sarrians, le remplissage miocène est très sableux. On y trouve d'ailleurs une forte concentration de forages (seuls quelques uns sont placés sur la coupe).

La coupe n°2 suit la direction du panneau de géophysique électrique (panneau n° 2, Caromb-Serres, Figure 2-16) et le prolonge vers le sud-ouest jusqu'aux collines de Châteuneuf-de-Gadagne (au sud de Vedène). Elle présente l'organisation multicouche régulière du remplissage miocène entre la bordure nord-est et Monteux. La série est ensuite envahie par les marnes comme sur la coupe n°1.

Enfin, sur la coupe n°3, on retrouve d'est en ouest l'organisation multicouche, le passage sableux du secteur de Sarrians puis le sud du corps sédimentaire argilo-marneux du Pliocène déjà rencontré par la coupe n°1.

Même si des niveaux marneux et des niveaux sableux sont identifiés et distingués dans le remplissage des safres langhiens et serravaliens, il faut rappeler que ces formations ne sont pas des marnes ou des sables purs. Les safres marneux sont des marnes à passées plus ou moins sableuses, pouvant même contenir des niveaux aquifères. Néanmoins ces derniers ont toujours une puissance limitée à quelques mètres (exceptionnellement jusqu'à 8 m) et ils ne se retrouvent pas dans les forages voisins. Leur extension est donc très locale. De même les safres sableux renferment des niveaux marneux de quelques mètres (jusqu'à 5-6 m). Sans constituer une barrière hydraulique, ils constituent des hétérogénéités au sein des niveaux aquifères et induisent une anisotropie des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère miocène (chapitre 3).

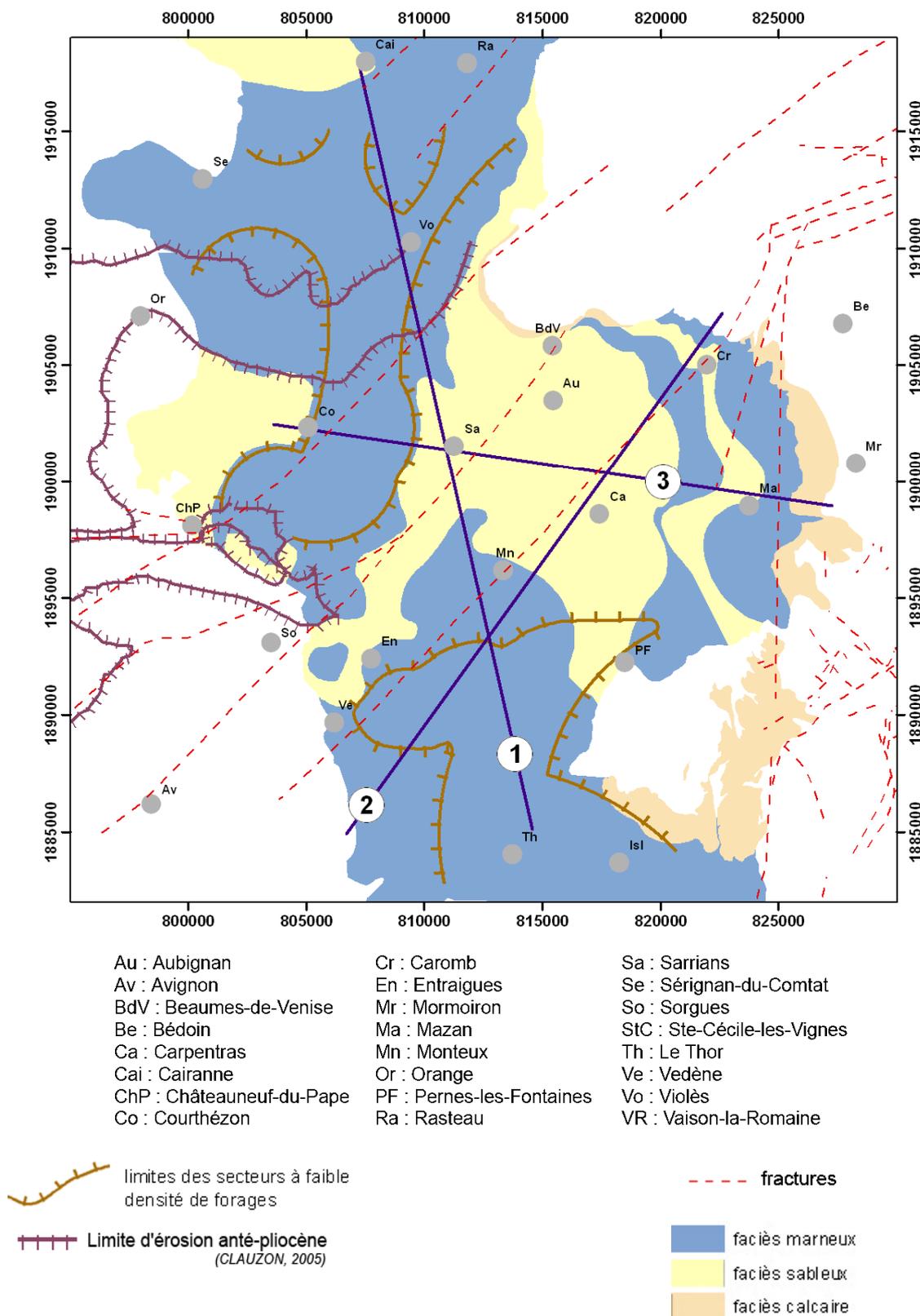


Figure 2-26. Emplacement des coupes géologiques

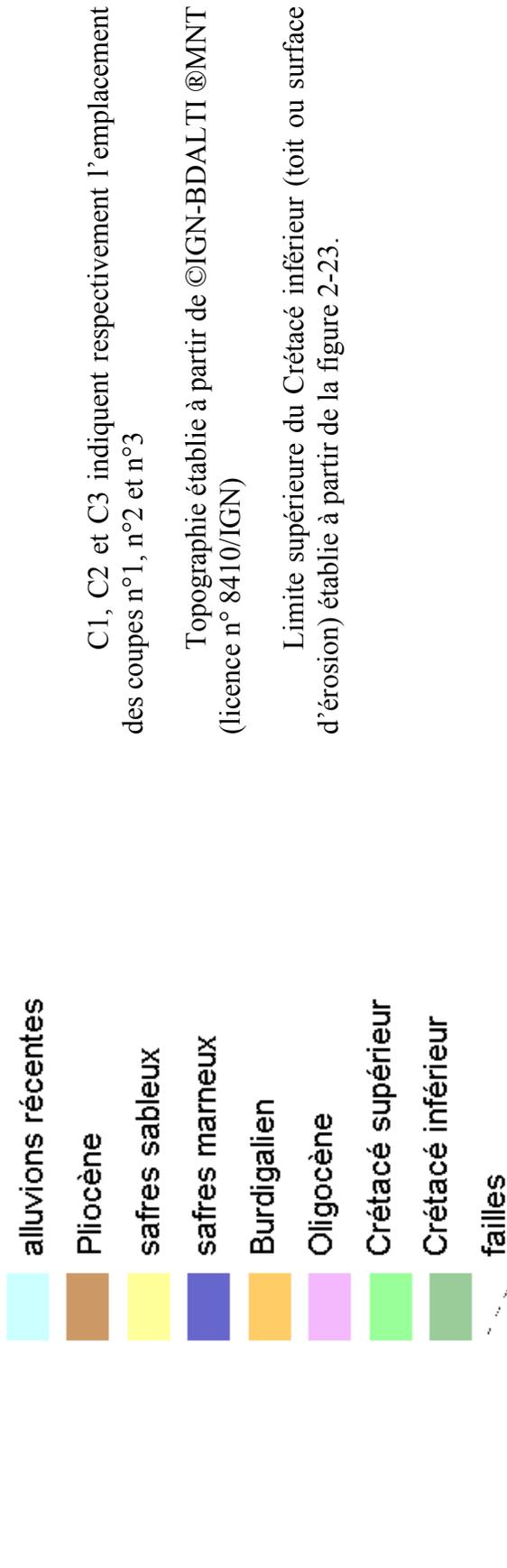


Figure 2-27. Coupe géologique schématique n°1, de Cairanne au Thor.

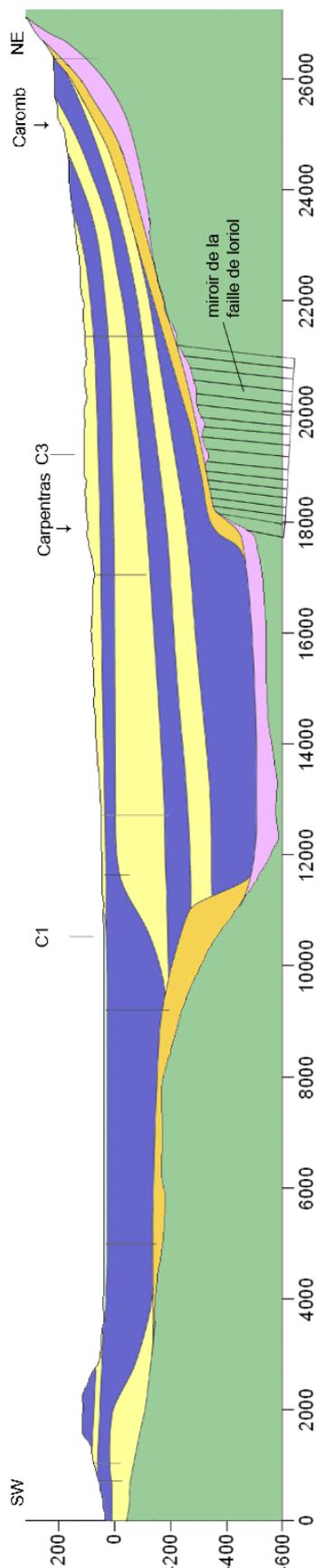


Figure 2-28. Coupe géologique n°2, de Vedène à Caromb

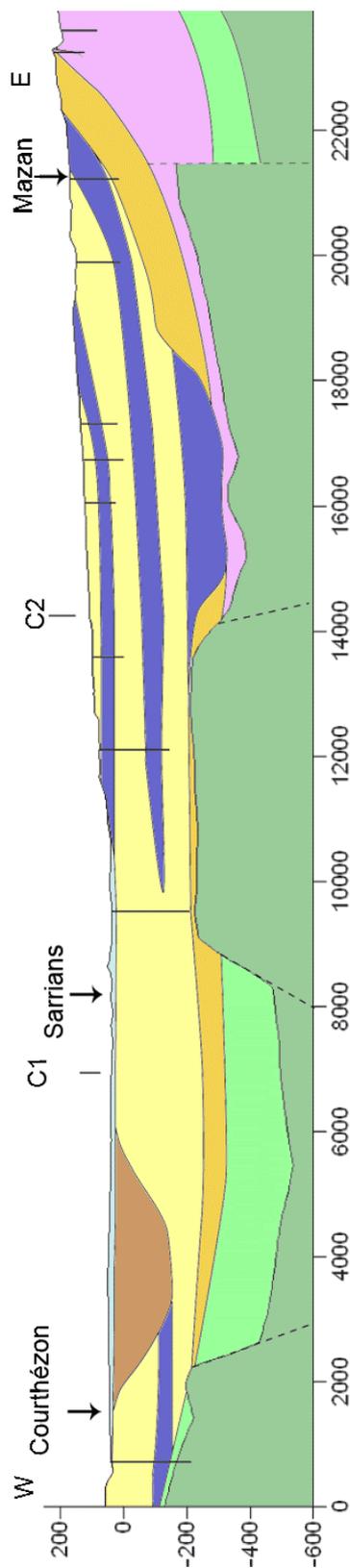


Figure 2-29. Coupe géologique n°3, de Courthézon à Mazan

2.5. Conclusion

Par l'étude de l'ensemble des données géologiques disponibles (forages, géophysique pétrolière, cartes et descriptions géologiques) le remplissage miocène du bassin de Carpentras n'apparaît plus actuellement comme une formation discontinue d'argiles et de sables mais comme un agencement bien organisé de niveaux de safres marneux et de niveaux de safres sableux continus et de grande extension.

Dans cette analyse, la tomographie électrique apporte des arguments en faveur d'un remplissage multicouche et de la continuité des niveaux différenciés dans les safres, sur les bordures du bassin. La généralisation de ce constat est appuyée par la distribution spatiale du faciès du niveau supérieur des safres sur l'ensemble de la zone d'étude. En effet la structure en auréoles concentriques confirme la superposition, l'alternance et la continuité de niveaux marneux et de niveaux argileux. De plus ces investigations géophysiques mettent en évidence une discordance progressive des dépôts sur la bordure nord du bassin. Ce résultat est un élément de plus en faveur d'une tectonique syn-miocène significative dans le bassin de Carpentras, il est conforme au modèle de remplissage des bassins d'avant-pays, proposé par BESSON (2005).

Finalement un schéma du remplissage miocène peut être proposé. Compte tenu de la qualité variable des données et de leur nature essentiellement descriptive, fondée sur l'étude des faciès, ce schéma reste grossier. Il est loin des exigences d'un modèle géologique mais il permet pourtant de distinguer des zones et des niveaux de perméabilités très différentes et fournit donc un canevas précieux à l'étude de l'hydrodynamique du bassin, objet du chapitre 3.

Cette vision du remplissage miocène est cohérente avec les différentes descriptions proposées dans la littérature. Même si elle s'appuie sur les conclusions de la stratigraphie séquentielle, l'interprétation classique par passage latéral de faciès et la description lenticulaire trouvent leur place d'un point de vue purement descriptif. En effet le creusement puis le remplissage des réseaux hydrographiques successifs mettent à la même cote des matériaux de natures différentes. De plus, à l'échelle de l'ensemble du bassin, les sédiments miocènes sont organisés en couches homogènes de grande extension, correspondant aux principales séquences de comblement. Mais au sein de chacune de ces couches, on trouve des niveaux lenticulaires plus sableux ou plus argileux de dimensions réduites. Ces niveaux ne sont ni des niveaux aquifères importants, dans le cas des lentilles sableuses, ni des barrières hydrauliques, dans le cas des lentilles argileuses, mais ils donnent à l'ensemble miocène une forte anisotropie hydrodynamique.