

*Courez, courez
Vite si vous le pouvez.
Jamais, jamais
Vous ne la rattraperez.*

Guy Béart, L'eau vive

Piézométrie et hydrodynamique

Le réservoir miocène ayant été étudié au chapitre précédent, il convient d'analyser les données relatives à l'eau qu'il contient. Ce troisième chapitre se consacre aux aspects mécaniques c'est-à-dire à la piézométrie et à l'hydrodynamique du système.

Après avoir observé la piézométrie générale en relation avec le schéma lithologique, les échanges éventuels avec les aquifères voisins sont envisagés et commentés. Puis les variations des niveaux d'eau dans les forages sont étudiées à trois échelles de temps. D'abord à l'échelle de la saison et à l'échelle inter-annuelle pour mettre en évidence les phénomènes saisonniers, les grandes tendances et la relation avec la pluie efficace. Ensuite à l'échelle de quelques semaines pour compléter les données des paramètres hydrodynamiques à l'aide de l'étude de l'effet barométrique.

3.1. Précision des mesures piézométriques et des courbes isopièzes

Quelle que soit la méthode et les précautions mises en œuvre pour effectuer une mesure du niveau de l'eau dans un puits ou un forage par rapport à la surface du sol, la précision est très inférieure au décimètre et généralement de l'ordre du centimètre ou moins si l'on utilise un instrument *ad hoc*.

Pourtant les cartes piézométriques sont beaucoup moins précises. Pour les établir, toutes les mesures ponctuelles de niveau doivent être rapportées à une référence commune, généralement le niveau général français (NGF). On introduit alors des erreurs de nivellement et d'interpolation. Les premières dépendent des instruments (théodolite, GPS) ou des méthodes utilisés pour estimer l'altitude des points de mesure (carte topographique, MNT) et les secondes de la densité des points pris en compte et du choix de la méthode d'interpolation (triangulation, inverse de la distance à une puissance, krigeage...). Ainsi les petites variations de niveau mesurées sur un même ouvrage sont significatives mais les comparaisons de cartes piézométriques, établies pour différentes dates ou pour différents aquifères, doivent être prudentes et tenir compte de ces incertitudes.

3.2. Piézométrie générale de l'aquifère molassique

La dernière carte piézométrique de l'aquifère molassique du bassin de Carpentras a été établie par FAURE (1982) pour l'hiver 1981 (Figure 3-1). L'écoulement général des eaux dans le bassin s'effectue des reliefs de l'est vers un exutoire de surface réduite à l'ouest. La bordure nord-est, de Gigondas à Caromb, montre des gradients particulièrement élevés (entre 2 et 3%) et les lignes isopièzes suivent la forme du massif dans ce secteur. Par contre, au sud-est l'alimentation par le massif de Pernes semble limitée ; les isopièzes sont perpendiculaires aux limites du massif. Entre ces deux régions, la bordure est, marquée par la colline du Limon, présente des isopièzes subméridiennes.

En allant vers l'ouest, les lignes de courant convergent vers une zone étroite entre Vedène et Bédarrides. Elles prennent une direction globalement NE-SW. Les gradients se réduisent et deviennent inférieurs à 2‰ vers Entraigues. Une zone artésienne allongée suit cet axe de convergence d'Aubignan à Entraigues et se superpose au horst de Loriol.

Dans la partie nord, les lignes de courant mettent en évidence un flux en provenance du sous-bassin de Vaison-la-Romaine (au nord du massif de Gigondas). Néanmoins il semble exister un seuil piézométrique passant au Nord de Jonquières et de Vacqueyras. Son existence est déjà signalée par DUROZOY (1973b). Les écoulements en provenance du nord seraient ainsi très réduits, les eaux étant dirigées vers Camaret et Orange. Mais le manque de forages dans ce secteur pousse à rester prudent sur cette conclusion.

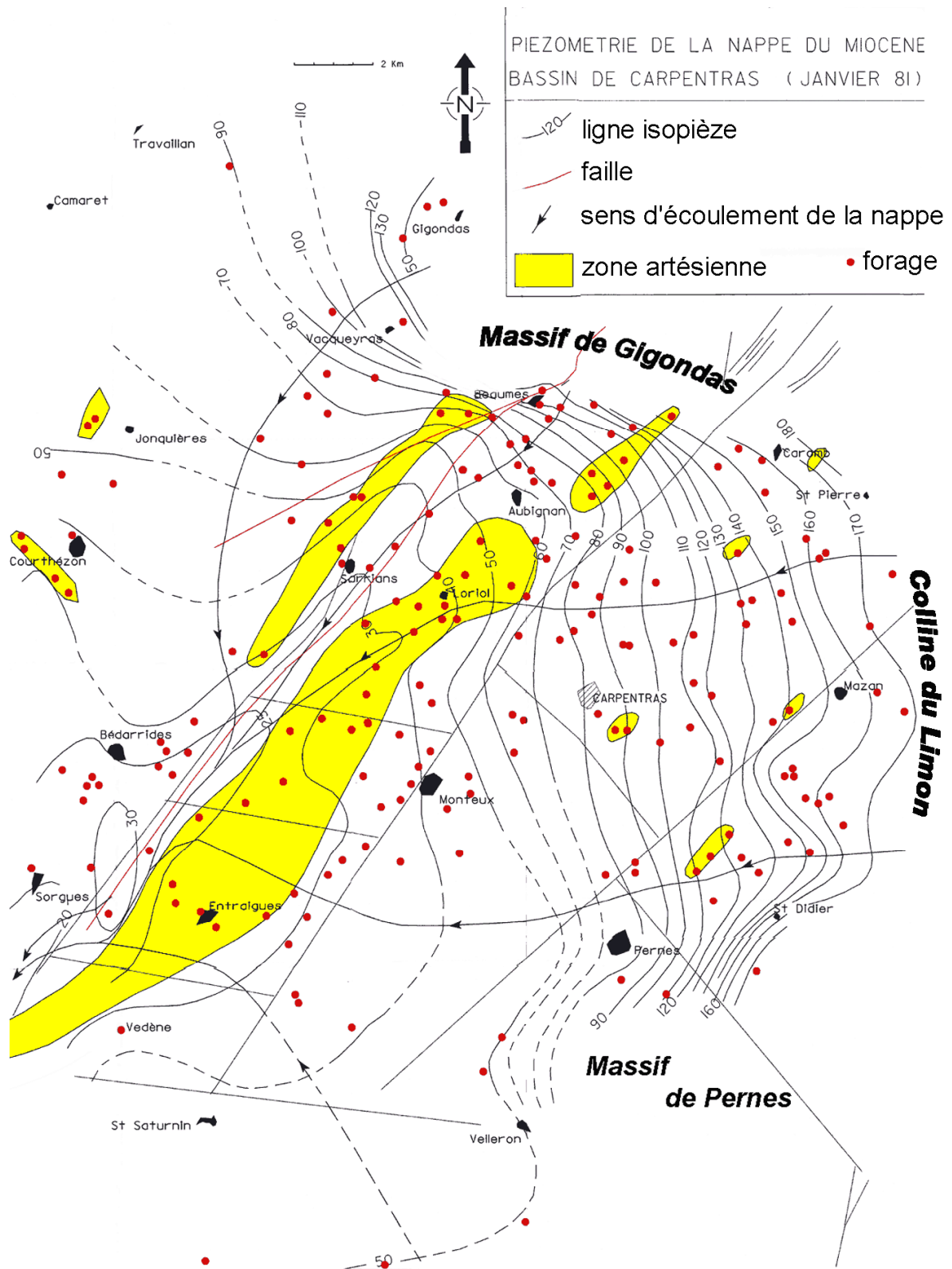


Figure 3-1. Carte piézométrique de l'aquifère molassique du bassin de Carpentras établie pour l'hiver 1981 (FAURE, 1982, modifié). Les pointillés sont utilisés dans les secteurs à très faible densité de points de mesure.

La zone de forts gradients du nord-est correspond aux larges zones d'affleurement du Miocène. Le fort pendage des couches aquifères au contact du substratum ante-miocène contribue à ces gradients importants et à un artésianisme généralisé du secteur en aval. Sur la bordure est (colline du Limon), les sédiments miocènes affleurent mais les pendages sont moins importants. L'artésianisme en aval se réduit à des zones topographiquement basses.

Au sud-est, les affleurements burdigaliens du massif de Pernes sont perchés sur les terrains oligocènes (Figure 1–7) et sont déconnectés de l'aquifère molassique du centre du bassin. L'Oligocène constituant un réservoir médiocre et compartimenté, les flux vers le Miocène sont faibles ce qui se traduit par des isopièzes presque perpendiculaires au contour nord du massif.

Au sud d'une ligne Pernes-Entraigues, l'écoulement se fait dans une direction SE-NW. Mais dans ce secteur les forages sont rares et les sédiments miocènes sont peu épais (le Crétacé inférieur affleure à la butte de Thouzon, près du Thor) et souvent argileux. La transmissivité est donc médiocre. De plus les gradients sont faibles (entre 3 et 4 ‰). Les flux venant du sud sont donc très limités (application de la loi de Darcy).

3.3. Relations avec les autres aquifères

3.3.1. Aquifères du Crétacé supérieur et de l'Oligocène

Bien que l'aquifère des sables blancs albo-cénomaniens du bassin de Bédoin-Mormoiron se situe en amont de celui du Miocène de Carpentras, on ne peut pas envisager d'échanges directs entre ces deux réservoirs. En effet les deux systèmes sont séparés par la série oligocène. Cette dernière est essentiellement calcaro-argilo-marneuse et épaisse de plus de 100 m. De plus, d'après MALZIEU (1987), le bilan hydrologique de l'aquifère des sables blancs est équilibré (Tableau 1–4) sans faire intervenir d'échanges avec le Miocène. Ainsi les écoulements du bassin de Bédoin-Mormoiron vers celui de Carpentras transitent tous par le réseau hydrographique de l'Auzon et de la Mède.

Au nord de la faille de Nîmes, l'aquifère du Turonien sablo-gréseux est connu sur la limite nord-ouest du bassin miocène de Carpentras, où il affleure (collines de la région d'Orange et massif d'Uchaux). Ces reliefs crétacés supérieurs sont une zone de recharge du Turonien et la piézométrie y est supérieure de quelques mètres à celle du Miocène situé en bordure des massifs (DUROZOY, 1973b). Il est donc tout à fait probable que le Turonien participe à une alimentation locale du Miocène, dans la partie ouest de la plaine d'Orange. Néanmoins les écoulements régionaux s'effectuant vers l'ouest, le Miocène n'est pas un exutoire privilégié des massifs Turoniens.

Au nord, le Crétacé supérieur est également présent sous la couverture tertiaire. Il devient très épais en allant vers le bassin de Valréas, au-delà de la région étudiée (880 m de Turonien au forage pétrolier de Suze-la-Rousse), mais les faciès sablo-gréseux potentiellement aquifères se limitent au voisinage du massif d'Uchaux et de la plaine d'Orange (ROUDIER, 1987). Au nord du bassin de Carpentras, le forage de Violès a

rencontré 8 m de grès et marnes du crétacé supérieur avant de traverser 60 m de calcaires argilo-gréseux non aquifères (DUROZOY, 1973b). La puissance de l'aquifère turonien sous la couverture tertiaire est donc très modeste et les flux échangés sont réduits.

Les massifs oligocènes de la colline du Limon et de Pernes affleurent sur la bordure est et sud-est du bassin de Carpentras. Les niveaux conglomératiques et les niveaux calcaires constituent de petits réservoirs compartimentés qui alimentent de petites sources (BLANC *et al.*, 1975 ; ROUDIER, 1987). La contribution de ces formations à la recharge de l'aquifère miocène est faible. Les courbes isopièzes du Miocène sont d'ailleurs perpendiculaires aux limites du massif de Pernes (Figure 3-1). Elles traduisent bien le très faible flux venant de l'Oligocène.

En résumé on ne peut donc pas exclure des apports d'eau des aquifères du Crétacé supérieur et de l'Oligocène mais ceux-ci ne participent pas significativement à la recharge de l'aquifère miocène.

3.3.2. Cas du karst urgonien sous-jacent

Les calcaires du Crétacé inférieur situés sous le remplissage tertiaire sont karstifiés et aquifères. Plusieurs forages recoupent des cavités productives (COUTURAUD, 1993).

En mesurant la piézométrie dans les ouvrages qui captent l'aquifère karstique sous couverture et sur les bordures immédiates du bassin, COUTURAUD (1993) dresse une carte piézométrique du karst urgonien (Figures 1–10 et 3–2). Celle-ci reste grossière à cause du très faible nombre de forages accessibles dans le karst et fait l'hypothèse implicite d'une continuité hydraulique entre les points de mesure.

Le drainage s'effectue globalement du nord-est vers le sud-ouest, sous le bassin de Carpentras. On observe une alimentation au niveau des bordures et des pointements crétacés. Le gradient moyen s'élève à 6‰ entre Caromb et Vedène. C'est une valeur plus forte que pour le karst affleurant sur le plateau de Vaucluse. Elle traduit un drainage plus difficile dans le karst sous couverture à cause d'une moindre karstification ou d'un colmatage partiel des drains ou des exutoires (COUTURAUD, 1993).

Le bilan de la Fontaine de Vaucluse est équilibré sans faire intervenir de pertes sous le bassin tertiaire. Ces dernières sont donc négligeables comparées aux flux mis en jeu par le système de la Fontaine. Néanmoins cela ne met pas en défaut l'hypothèse d'une alimentation du miocène par le karst sous-jacent (FAURE, 1982) car les flux circulant dans l'aquifère des safres sont plusieurs centaines de fois inférieurs à ceux de la Fontaine.

La piézométrie apporte des arguments contradictoires sur la question. Tout d'abord la charge du karst est nettement supérieure à celle du Miocène (Figure 3-2), ce qui impose un gradient ascendant et tendrait à une alimentation du Miocène par le karst. Ensuite les isopièzes du Miocène marquent une forte courbure au passage du horst de Loriol ; les lignes de courant convergent vers un axe proche de la direction N50 des grandes failles du bassin ce qui devrait traduire un drainage du Miocène par le karst.

En fait les structures ante-miocènes ont conditionné l'organisation des sédiments molassiques. Le chapitre 2 a mis en évidence un corridor de sables sableux au droit du horst de Loriol. Les transmissivités plus élevées mesurées au droit du horst (FAURE, 1982) ou à proximité s'expliquent par la disposition et la nature des sédiments (Figure 3-3). Ainsi l'apparente corrélation entre la piézométrie et la structure du Crétacé ne traduirait pas nécessairement la présence d'échanges avec le karst puisqu'elle s'explique par la dépendance de la piézométrie à la géologie du Miocène, cette dernière étant elle-même liée à la structuration antérieure.

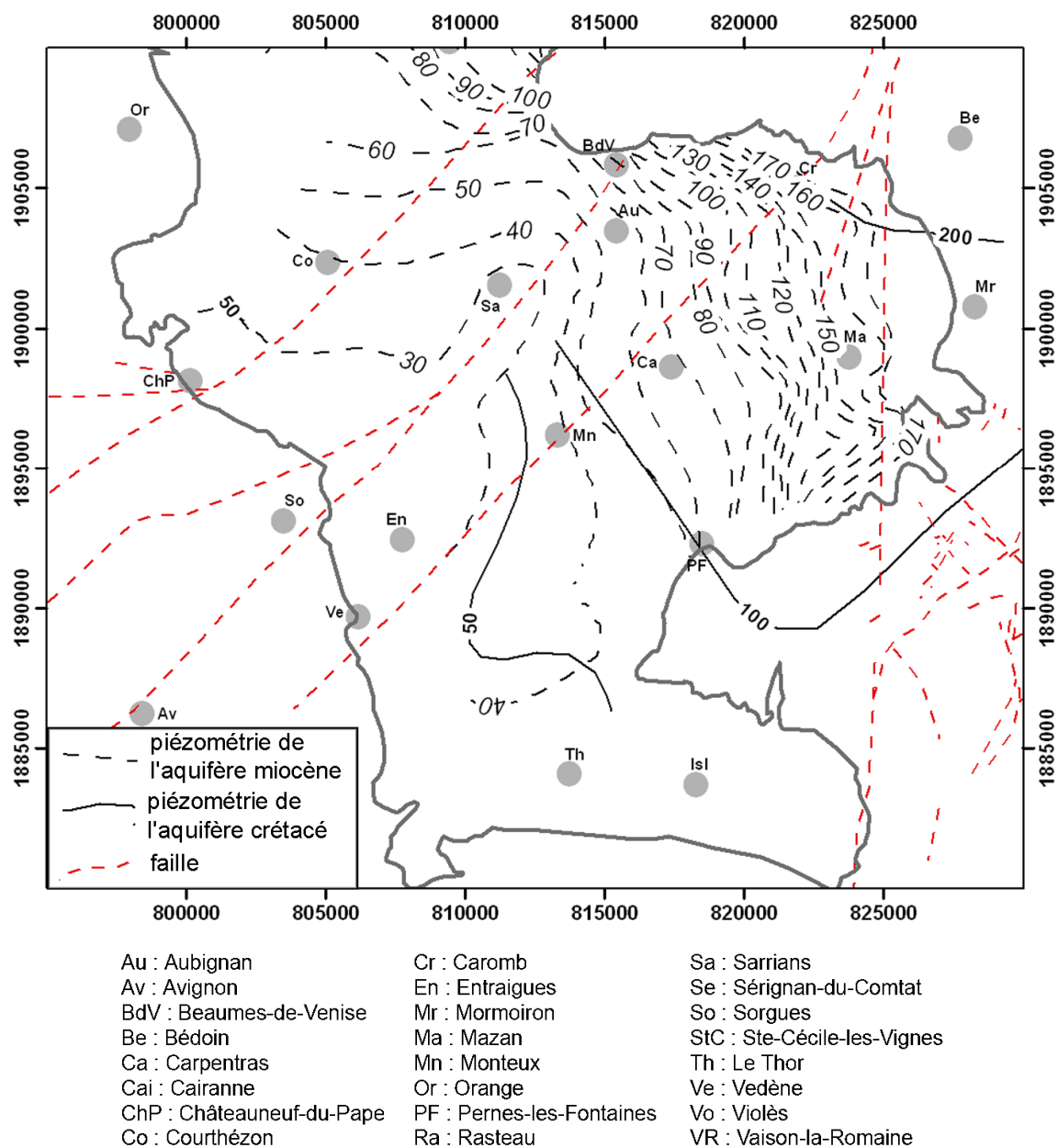


Figure 3-2. Superposition de la piézométrie de l'aquifère miocène (FAURE, 1982) et de celle de l'aquifère karstique du Crétacé inférieur (COUTURAUD, 1993). Les nombres sur les isopièzes indiquent les cotes en m NGF.

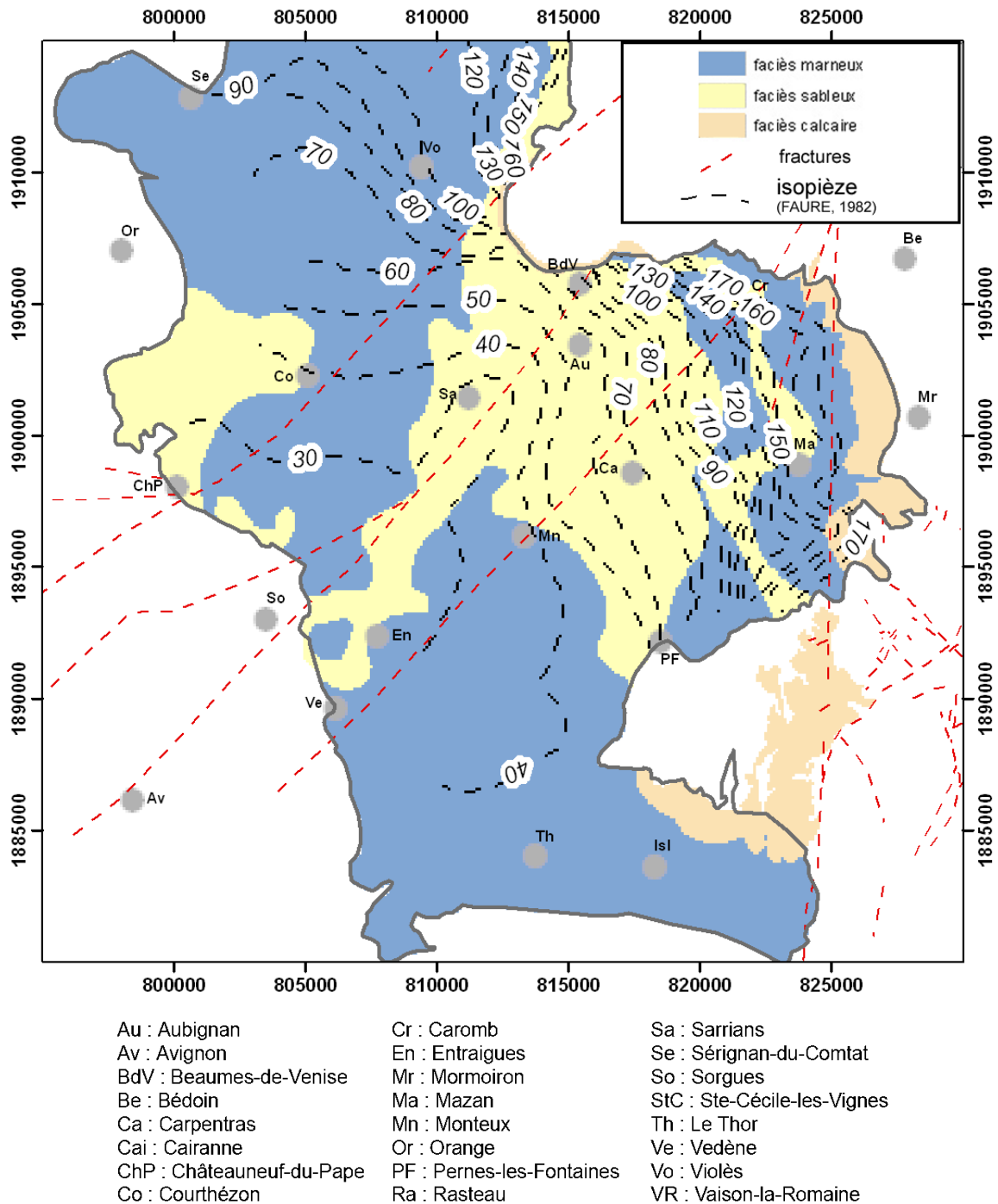


Figure 3-3. Superposition de la piézométrie de l'aquifère miocène (FAURE, 1982) et de la carte des faciès du niveau supérieur des safres (Figure 2-21)

En somme, la comparaison des charges hydrauliques du Miocène et du karst indique un gradient ascendant. Une alimentation du Miocène est donc envisageable. Sa quantification et sa localisation sont difficiles puisqu'elle ne provoque pas de distorsions évidentes de la surface piézométrique de l'aquifère miocène. Néanmoins, même si les pertes du système de la Fontaine-de-Vaucluse ne peuvent pas être supérieures à $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,

ce flux pourrait être important à l'échelle du réservoir miocène. La piézométrie ne permet pas de trancher sur l'existence d'une telle recharge.

3.3.3. Les aquifères quaternaires

Les alluvions récentes sont présentes partout dans la plaine basse, c'est-à-dire au sud et à l'ouest d'une ligne Camaret-sur-Aigues, Jonquières, Sarrians, Carpentras, Pernes-les-Fontaines. Leur puissance est comprise entre 10 et 20 m et elles sont le siège d'une nappe aquifère importante. Au nord et à l'est de cette ligne, elles sont limitées aux fonds de vallées des principaux cours d'eau (Aigues, Ouvèze, Mède, Auzon, Nesque) et leur épaisseur est restreinte à quelques mètres.

La piézométrie de la nappe des alluvions récentes a été étudiée en détail par DUROZOY (DUROZOY, 1971a ; 1971b ; 1971c ; 1972 ; 1973a ; 1973c ; DUROZOY et CHABALIER, 1976 ; 1979 ; DUROZOY, 1980 ; 1981). Elle est très dépendante du réseau hydrographique et suit globalement la topographie (MALZIEU, 1987). Ainsi les écoulements sont orientés en tout point du bassin, des bordures vers Bédarrides, lieu de confluence des cours d'eau (à l'exception de l'Aigues qui bifurque vers l'ouest au nord d'Orange).

Le niveau piézométrique dans les alluvions récentes est toujours proche de celui de l'aquifère miocène sous-jacent à tel point que la précision des cartes piézométriques ne permet pas de distinguer nettement les deux surfaces piézométriques. Néanmoins la piézométrie du Miocène semble indépendante du tracé des cours d'eau (Figure 3–4) et les mesures de terrain montrent que la charge hydraulique du Miocène est généralement supérieure à celle des alluvions (sauf sur les bordures). Les pompages dans le Miocène peuvent inverser localement cette tendance.

Au nord et à l'est, les alluvions récentes des fonds de vallées contiennent la nappe d'accompagnement des cours d'eau. En contre-haut on trouve les terrasses anciennes faites d'alluvions grossières. Elles sont déconnectées des cours d'eau et alimentées uniquement par les pluies. La nappe qu'elles contiennent n'est pas pérenne. Malgré la bonne perméabilité du matériau, les propriétés aquifères des alluvions anciennes sont médiocres, faute de recharge tout au long de l'année. Le niveau piézométrique des nappes des alluvions anciennes suit la topographie. Il est plus élevé que celui des alluvions récentes voisines ou du Miocène sous-jacent. Les alluvions anciennes constituent un réservoir intermédiaire entre la recharge et les aquifères des alluvions récentes et du Miocène.

Les relations entre les aquifères quaternaires et l'aquifère du Miocène dans le bassin de Carpentras ne sont pas uniformes. Elles dépendent de la nature et de la position topographique des alluvions et du faciès du Miocène sous-jacent. Les alluvions récentes, situées dans les parties basses du bassin (zone ouest du bassin et fonds de vallées actuelles), sont très aquifères. Quand elles sont en contact direct avec des niveaux perméables du Miocène, ce dernier soutient leur niveau. A l'opposé, les terrasses anciennes sont peu aquifères et constituent un réservoir intermédiaire entre la recharge et

les aquifères en contact. Ainsi, lorsqu'elles recouvrent des niveaux perméables du Miocène, elles contribuent à l'alimentation de ce dernier.

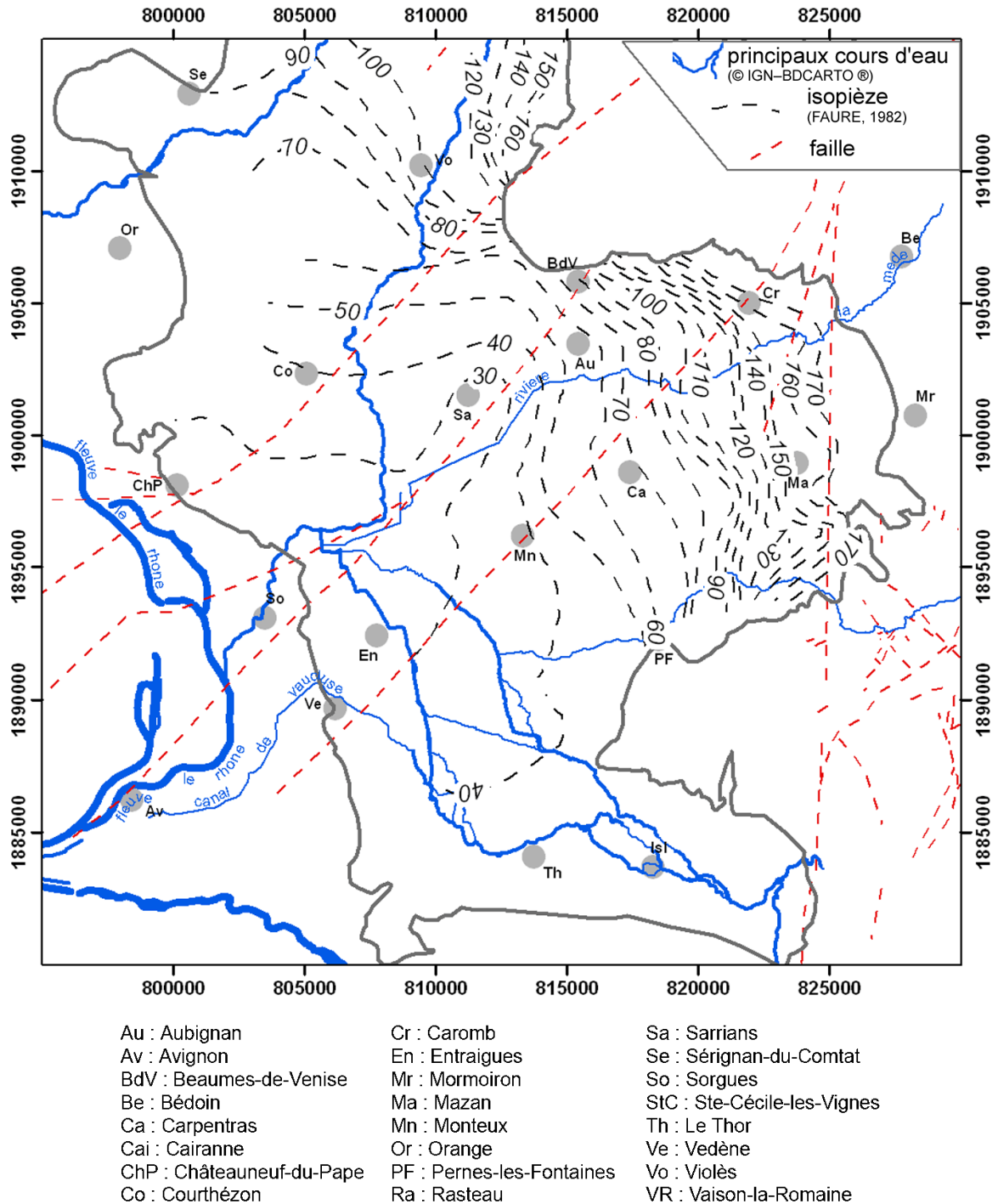


Figure 3-4. Superposition de la piézométrie de l'aquifère miocène et du réseau hydrographique

3.4. Suivis piézométriques

3.4.1. Réseau de mesure

Au début de l'étude, un seul piézographe (F796) enregistrait les niveaux de l'aquifère miocène, à Monteux (Figure 3-5). A partir de septembre 2004 les piézographes de Travaillan (F1607) et de Carpentras (F1640) ont été mis en place et équipés conjointement par la DIREN et le BRGM. Par ailleurs les niveaux de la nappe alluviale sont suivis par le BRGM à Entraigues (F2404) et à Camaret (F563).

Pour compléter ce réseau, 51 points de mesure ont fait l'objet d'un suivi piézométrique durant 20 mois à un rythme mensuel, entre novembre 2003 et août 2005 (Figure 3-5 et Tableau 3-1). Ce réseau plus dense a été établi à partir des données de la Banque du Sous-Sol (BRGM BSS), des informations de quelques foreurs locaux et d'une longue prospection sur le terrain. Les ouvrages ont été sélectionnés sur des critères de profondeur, de coupe lithologique, d'utilisation, de conception et d'accessibilité :

- **Profondeur** : la profondeur de l'ouvrage doit permettre d'ôter toute ambiguïté sur l'aquifère atteint. On évite par conséquent les ouvrages de profondeur intermédiaire (entre 20 et 50 m) qui peuvent capter les alluvions ou le sommet du Miocène, ou les deux suivant les secteurs. Néanmoins sur les bordures, où le Miocène est réduit, il est parfois difficile de faire la part des choses entre les ouvrages qui captent le Miocène et ceux qui atteignent l'Oligocène ou le Crétacé sur la seule connaissance de la profondeur.
- **Coupe lithologique** : Dans le meilleur des cas, on accède à une coupe lithologique du sondage. Sa présence, sa qualité et sa cohérence avec la géologie du secteur peuvent être considérées comme des gages de qualité des autres renseignements récoltés sur l'ouvrage.
- **Utilisation** : la mesure du niveau de l'eau exige que l'ouvrage soit sollicité peu souvent ou pour de courts pompages, de façon à ce que le niveau mesuré soit proche du niveau au repos. L'idéal est un ouvrage sans pompe. Dans le cas contraire une attention particulière est portée sur les heures et jours d'utilisation et les moments des mesures sont adaptés en conséquence.
- **Conception** : la tête de l'ouvrage doit permettre la mesure, c'est à dire le passage d'une sonde piézométrique. Pour les forages artésiens, il faut pouvoir brancher un tube manométrique ou un manomètre avec le moins de fuites possibles.
- **Accessibilité** : l'accord du propriétaire ou de l'organisme gestionnaire est indispensable. Si la présence d'une personne est requise pour l'accès au forage (clôture), cette contrainte supplémentaire doit être prise en compte pour les tournées de mesure. De plus la pratique montre que certains propriétaires se lassent vite de cette astreinte.

Dans le cas des ouvrages privés, les critères de conception et d'accessibilité sont souvent limitants.

Tous les points de mesure n'ont pas pu être suivis en continu sur l'ensemble de la période. En effet l'écoulement de quelques ouvrages artésiens n'est que temporaire ; en

dehors des périodes de jaillissement la mesure est impossible. Dans certains cas, heureusement rares, l'accessibilité a été compromise. Enfin des ouvrages sont venus compléter le réseau au cours de la période de suivi.

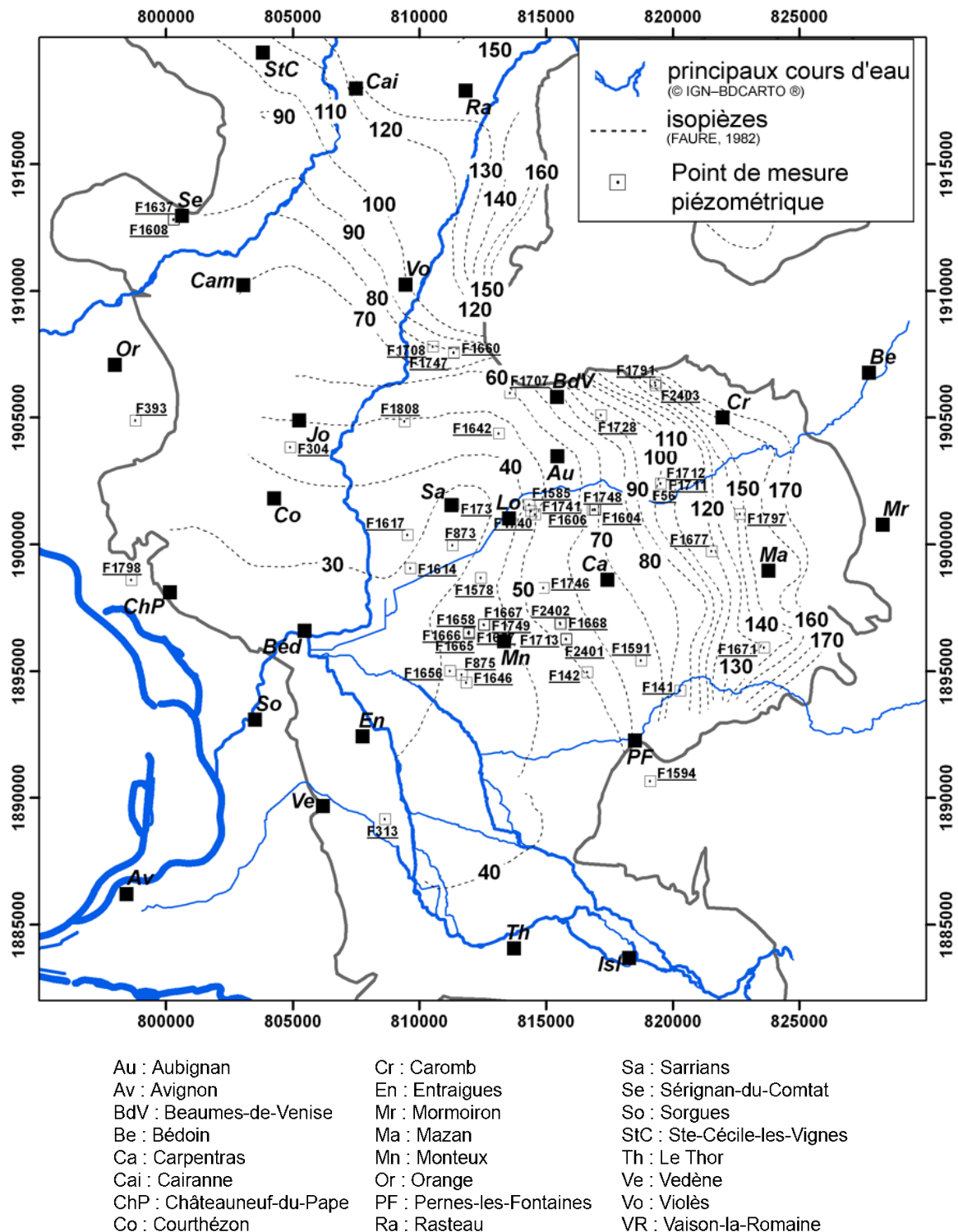


Figure 3-5. Position des ouvrages du réseau piézométrique

3.4.2. Chroniques de mesures

L'ensemble des chroniques piézométriques est représenté sur la figure 3-6. Pour permettre une meilleure lecture, les ouvrages sont regroupés par secteur géographique et l'emplacement de chaque graphe sur la figure est représentatif de la position géographique du secteur concerné. Les pluies mensuelles enregistrées à Carpentras sont mentionnées en haut de chaque colonne de graphes. Enfin le

Tableau 3-2 indique un résumé statistique des mesures effectuées sur chaque ouvrage.

Les pluies mensuelles enregistrées pendant la période d'observation présentent une répartition typique du climat de la région. Les plus forts cumuls sont en automne ; on trouve des pluies modérées au printemps et faibles en hiver ; l'été est sec.

Amplitudes des variations

Il apparaît immédiatement que l'amplitude des variations de niveau est faible (en général inférieure à 5 m) au cours de l'année, comparée à l'épaisseur de la tranche aquifère (100 m à 400 m). Les quelques ouvrages présentant des amplitudes supérieures à 5 m se trouvent dans des contextes particuliers :

- Les points F1657, F1658, F1665 et F1666 se trouvent au nord-ouest de Monteux dans la zone d'activité des Escampades. Il s'agit d'une zone dense en forages atteignant le Miocène. Certains ouvrages industriels à proximité pompent de gros volumes (HYDROSOL INGENIERIE, 2005). De plus F1658 a fait l'objet de pompages de longue durée qui perturbent la chronique.
- F1707 (Sarrians nord) est un ouvrage artésien. La mesure était effectuée à l'aide d'un tube manométrique. Au cours du suivi, une fuite intermittente a été constatée au niveau du tubage de l'ouvrage. Les mesures obtenues sont donc très imprécises et ne peuvent pas être interprétées de façon quantitative.
- Les points F1604 et F1606 (Aubignan sud) présentent des chroniques très semblables, parallèles, séparées de 6 m et marquées par un cycle saisonnier. Les niveaux mesurés dans F1606 sont toujours supérieurs à ceux de F1604. Ces deux ouvrages se situent dans une zone de maraîchage, irriguée en partie par des forages dans le Miocène. Ces deux ouvrages sont donc influencés par les pompages voisins. On remarque que les courbes baissent à la fin de l'hiver, au moment des premiers besoins d'irrigation, puis remontent en automne avec l'arrêt de l'activité. L'écart permanent entre les deux courbes, malgré la proximité des deux ouvrages, pourrait s'expliquer par le fait que F1606 est un sondage non équipé alors que F1604 est sollicité en secours pour l'irrigation et pour de petits besoins domestiques, l'erreur de nivellement étant éliminée car la zone est très plate.
- La chronique de F1640 (Carpentras) présente des caractéristiques similaires à celles du secteur d'Aubignan (F1604 et F1606). Cet ouvrage est influencé par des pompages voisins. En effet il est à l'est de l'agglomération de Carpentras, à proximité immédiate des locaux de la Communauté Urbaine (COVE) et de la caserne des pompiers qui possèdent chacune un forage sollicité quotidiennement. De plus l'habitat environnant

est pavillonnaire et de nombreux particuliers utilisent des forages pour des usages domestiques et l'arrosage du jardin.

- F1791 (St-Hippolyte le G.) capte l'aquifère crétacé du piedmont du Ventoux, à la limite du bassin molassique. L'amplitude totale du battement du niveau dans le forage atteint 7.5 m. La chronique est trop courte pour montrer plusieurs cycles. Sur la période d'observation, on note un maximum en mai 2005. Comparé aux chroniques des autres points, ce pic est très étroit. Le comportement de F1791 est singulier et ne s'accorde pas avec la dynamique observée en général pour l'aquifère miocène.

Les débits de Fontaine-de-Vaucluse sont pris comme indicateur de l'activité des aquifères karstiques régionaux. Cette chronique montre, elle aussi, un pic en mai 2005. Bien que l'observation d'un phénomène sur un seul événement doive rester prudente, il semble bien que F1791 capte un niveau karstique actif, alimenté par les reliefs voisins. Cette interprétation est confortée par le comportement identique de F1798 dans le karst de Châteauneuf-du-Pape (massif de Lampourdier)

D'une manière générale les ouvrages d'un même secteur qui captent le Miocène ont des comportements semblables. Les forages du centre du bassin montrent une variation saisonnière nette avec une baisse à la fin de l'hiver et une remontée à l'automne (Aubignan sud, Monteux Est, Monteux sud, Monteux nord). Cette évolution est moins marquée sur la périphérie (Courthézon, Pernes nord, Sarriens) mais néanmoins perceptible.

Les ouvrages situés sur les bordures présentent des niveaux plus stables au cours de l'année. Ainsi les variations saisonnières ne peuvent pas être attribuées aux pluies d'automne puisqu'elles affecteraient alors les bordures (zones de recharge) de façon privilégiée. D'autant plus que sur certains des ouvrages marqués par ces variations saisonnières, la remontée s'amorce avant les pluies, dès le mois d'août (cas de Pernes nord, Monteux est, Aubignan sud).

Ces variations sont liées à l'activité des pompages. Par conséquent le niveau piézométrique de l'aquifère miocène n'est jamais en équilibre. De plus l'homogénéité des variations piézométriques atteste de la continuité hydraulique de l'aquifère miocène à l'échelle du bassin.

On note enfin que les précipitations n'affectent pas de façon visible la piézométrie. L'exploitation de l'aquifère et l'inertie du système lissent complètement le signal.

Comparaison avec les ouvrages peu profonds

Le suivi de quelques ouvrages peu profonds permet de comparer les niveaux de la nappe superficielle à ceux de la nappe du Miocène. Au centre du bassin, les niveaux de la nappe alluviale sont quasi-constants dans le temps, à la résolution d'échantillonnage près (secteur de Monteux sud, Monteux nord, Aubignan sud) alors que les ouvrages captant le Miocène à proximité subissent des variations saisonnières. Ce constat confirme l'indépendance hydraulique des deux systèmes, au moins à l'échelle des variations saisonnières.

Point de mesure	commune	profondeur (m)	Aquifère mesuré	Code BSS	Lieu-dit	Référentiel Lambert II étendu		
						X	Y	Z
Superficiel (11)								
F563	Camaret sur Aigues		alluvial	914 6x 0074				
F1637	Sérignan du Comtat	8.35	alluvial	-	l'Harmas	800325	1912815	70
F1646	Monteux	<10	alluvial	-		811870	1894550	34
F1712	Carpentras	8	alluvial	-	Serres	819555	1902405	111
F1747	Vacqueyras	<20	Miocène superficiel	-	les Cazaux	811375	1907555	100
F1748	Aubignan	15	Miocène superficiel	-	la Rodde	816940	1901375	98
F1749	Monteux	<10	alluvial	-		812575	1896815	40
F2401	Monteux	<10	alluvial	-	Sebour	815820	1896265	70
F2402	Monteux	8.5	alluvial	-	Les Plumaneaux	815587	1896903	76
F2403	St Hippolyte le G.	<15	alluvial	-		819341	1906270	163
F2404	Entraigues sur Sorgues		alluvial	940 8x 0182	les Valayans			
Miocène (39)								
F56	Carpentras	218	Miocène	941 1x 142	Serres	819555	1902395	111
F141	Pernes les Fontaines	220	Miocène	914 1x 1	St Roch	820325	1894235	107
F142	Pernes les Fontaines	206	Miocène	940 4x 197	les écoles	816645	1894964	69
F173	Sarriens	158	Miocène	940 4x 199	les écoles	811359	1901583	35
F304	Courthézon	135	Miocène	914 7x 2	les 9 fonts	804919	1903836	48
F313	Entraigues sur Sorgues	225	Miocène	940 7x 240	le Plan	808670	1889160	36
F796	Monteux	140	Miocène	940 4x 219	la Sorguette	811870	1894550	34
F873	Sarriens	135	Miocène	940 4x 204	SCAMPI	811332	1899961	30
F875	Monteux	130	Miocène	940 4x 206	la Sorguette	811690	1894856	32
F1578	Monteux	120	Miocène	-	la Buire	812447	1898686	33
F1585	Loriol-du-Comtat	90	Miocène	-	la Sauzette	814358	1901563	45
F1591	Pernes les Fontaines	100	Miocène	-	les Boujurles	818775	1895415	95
F1604	Aubignan	95	Miocène	-	la Rodde	816970	1901360	98
F1606	Aubignan	>50	Miocène	-	la Rodde (piézo)	816855	1901360	98
F1607	Travaillan	100	Miocène	9143x0128	le Quartier	804240	1913720	90
F1608	Sérignan du Comtat	170	Miocène	-	l'Harmas	800320	1912810	70
F1614	Sarriens	180	Miocène	-	les Pradas	809670	1899065	29
F1617	Sarriens	60	Miocène	-	les Pasquiers	809555	1900380	31
F1640	Carpentras	100	Miocène	-	Le Castellias	819210	1899090	105
F1642	Aubignan	80-120	Miocène	-	Paluds	813159	1904382	49
F1656	Monteux	127	Miocène	-	Beaulieu	811236	1895002	30
F1657	Monteux	106	Miocène	-	Escampades	811989	1896520	38
F1658	Monteux	200	Miocène	-	Escampades	811984	1896552	37
F1660	Vacqueyras	150	Miocène	-	les Cazaux	811385	1907565	100
F1665	Monteux	200	Miocène	-	Escampades	811996	1896469	36
F1666	Monteux	200	Miocène	-	Escampades	811958	1896508	36
F1667	Monteux	200	Miocène	-	Escampades	812573	1896833	39
F1668	Monteux	145	Miocène	-	Les Plumaneaux	815600	1896855	71
F1677	Mazan	130	Miocène	-	les Caunes	821560	1899740	143
F1707	Beaumes de Venise	60	Miocène	-	Bouquillon	813600	1905965	75
F1708	Sarriens	206	Miocène	-	Chauvet	810555	1907805	115
F1711	Carpentras	140	Miocène	-	Serres	819555	1902400	111
F1713	Monteux	120	Miocène	-	Sébour	815815	1896270	70
F1728	Beaumes de Venise	>100	Miocène	-	St-Véran - Coulinet	817190	1905100	101
F1740	Loriol du Comtat	90	Miocène	-	Sauzette	814425	1901310	44
F1741	Loriol du Comtat	90	Miocène	-	Sauzette	814595	1901185	45
F1746	Monteux	160	Miocène	-	Marignane	814970	1898200	74
F1797	Mazan	120	Miocène	-	le Rouret	822675	1901205	159
F1808	Sarriens		Miocène	-	Garrigue sud	809445	1904860	82
autres aquifères (5)								
F393	Orange	100	Crétacé supérieur	914 6x 18	Champovin	798821	1904888	58
F1791	St Hippolyte le G.	54	Crétacé inférieur	-		819335	1906385	172
F1798	Châteauneuf du Pape	140	Crétacé inférieur	-	Le Grand Devès	798660	1898595	70
F1594	Pernes les Fontaines	40	Oligocène	-	Valette	819130	1890665	100
F1671	Mazan	180	indifférencié	-	Le Contrás	823630	1895934	182

Tableau 3-1. Caractéristiques principales des ouvrages du réseau de mesures piézométriques. La position des ouvrages est représentée sur la figure 3-5.

Point de mesure	commune	profondeur (m)	Aquifère mesuré	nombre de mesures	mesure piézométrique (en m NGF)				période de mesure	
					minimum	maximum	moyenne	amplitude	début	fin
Superficiel (11)										
F563	Camaret sur Aigues		alluvial							
F1637	Sérignan du Comtat	8.35	alluvial	11	63.85	65.93	65.67	2.1	18-nov-03	18-août-05
F1646	Monteux	<10	alluvial	31	30.25	30.94	30.39	0.7	25-nov-03	12-août-05
F1712	Carpentras	8	alluvial	4	106.40	106.61	106.51	0.2	08-juin-04	25-août-04
F1747	Vacqueyras	<20	Miocène superficiel	13	89.27	91.17	90.23	1.9	30-juin-04	18-août-05
F1748	Aubignan	15	Miocène superficiel	11	85.10	85.89	85.57	0.8	28-juil-04	12-août-05
F1749	Monteux	<10	alluvial	12	37.87	38.53	38.24	0.7	25-août-04	12-août-05
F2401	Monteux	<10	alluvial	4	66.75	67.80	67.19	1.1	22-mars-05	20-juin-05
F2402	Monteux	8.5	alluvial	9	65.25	66.60	66.00	1.3	22-mars-05	17-août-05
F2403	St Hippolyte le G.	<15	alluvial	7	156.92	157.29	157.13	0.4	20-janv-05	12-août-05
F2404	Entraigues sur Sorgues		alluvial							
Miocène (39)										
<u>F56</u>	Carpentras	218	Miocène	9	115.28	117.20	116.04	1.9	25-août-04	23-juin-05
<u>F141</u>	Pernes les Fontaines	220	Miocène	15	107.75	108.95	108.60	1.2	15-déc-03	21-févr-05
F142	Pernes les Fontaines	206	Miocène	20	65.83	68.42	66.99	2.6	15-déc-03	17-août-05
F173	Sarrians	158	Miocène	15	31.00	31.89	31.49	0.9	17-déc-03	18-août-05
F304	Courthézon	135	Miocène	21	46.60	47.27	46.95	0.7	15-déc-03	12-août-05
F313	Entraigues sur Sorgues	225	Miocène	125	11.79	35.56	33.88	23.8**	02-janv-03	14-juin-04
F796	Monteux	140	Miocène	1081	28.23	32.04	30.07	3.8	21-janv-97	12-avr-05
<u>E873</u>	Sarrians	135	Miocène	9	29.58	-	29.98	-	07-juin-04	12-août-05
F875	Monteux	130	Miocène	21	28.62	31.03	30.16	2.4	13-nov-03	12-août-05
<u>F1578</u>	Monteux	120	Miocène	9	32.79	33.99	33.22	1.2	24-juin-04	18-août-05
<u>F1585</u>	Loriol-du-Comtat	90	Miocène	14	-	47.37	46.81	-	18-nov-03	21-janv-05
F1591	Pernes les Fontaines	100	Miocène	20	85.67	88.66	86.47	3.0	12-déc-03	17-août-05
F1604	Aubignan	95	Miocène	21	74.81	79.94	78.00	5.1	23-janv-04	12-août-05
F1606	Aubignan	>50	Miocène	20	80.46	86.36	83.67	5.9	27-janv-04	12-août-05
F1607	Travaillan	100	Miocène	8*	77.23	82.11	80.81	4.9	23-janv-04	08-janv-06
F1608	Sérignan du Comtat	170	Miocène	18	57.97	62.55	61.00	4.6	18-nov-03	18-août-05
<u>F1614</u>	Sarrians	180	Miocène	11	-	30.21	29.80	-	06-avr-04	21-juin-05
<u>F1617</u>	Sarrians	60	Miocène	15	30.59	31.95	31.41	1.4	18-mars-04	18-août-05
F1640	Carpentras	100	Miocène	4*	97.79	104.31	99.47	6.5	27-nov-03	04-juil-05
F1642	Aubignan	80-120	Miocène	20	46.21	47.45	46.91	1.2	27-nov-03	12-août-05
F1656	Monteux	127	Miocène	24	27.20	29.68	28.75	2.5	24-févr-04	12-août-05
F1657	Monteux	106	Miocène	28	15.76	32.44	26.45	16.7	24-févr-04	12-août-05
F1658	Monteux	200	Miocène	21	-10.39	32.50	21.21	42.9**	24-févr-04	12-août-05
F1660	Vacqueyras	150	Miocène	16	90.42	94.45	91.86	4.0	06-avr-04	18-août-05
F1665	Monteux	200	Miocène	26	17.77	32.17	27.00	14.4	27-févr-04	12-août-05
F1666	Monteux	200	Miocène	17	14.10	32.12	26.03	18.0	27-févr-04	20-janv-05
F1667	Monteux	200	Miocène	20	30.78	38.07	34.49	7.3	18-mars-04	12-août-05
F1668	Monteux	145	Miocène	16	58.57	62.48	60.93	3.9	04-mars-04	17-août-05
F1677	Mazan	130	Miocène	17	125.18	126.57	125.57	1.4	18-mars-04	12-août-05
<u>F1707</u>	Beaumes de Venise	60	Miocène	7	71.02	78.98	75.19	8.0	21-déc-04	23-juin-05
F1708	Sarrians	206	Miocène	5	99.73	101.24	100.52	1.5	30-juin-04	12-nov-04
F1711	Carpentras	140	Miocène	10	105.63	109.86	108.90	4.2	08-juin-04	12-avr-05
F1713	Monteux	120	Miocène	14	59.24	63.76	61.37	4.5	14-juin-04	12-août-05
<u>F1728</u>	Beaumes de Venise	>100	Miocène	13	-	102.13	101.81	-	24-juin-04	12-août-05
<u>F1740</u>	Loriol du Comtat	90	Miocène	15	42.51	47.01	46.28	4.5	03-juin-04	12-août-05
<u>E1741</u>	Loriol du Comtat	90	Miocène	8	44.44	47.71	47.21	3.3	24-juin-04	23-mars-05
F1746	Monteux	160	Miocène	9	58.65	60.35	59.27	1.7	30-sept-04	18-août-05
F1797	Mazan	120	Miocène	8	151.36	152.98	152.55	1.6	20-déc-04	18-août-05
F1808	Sarrians		Miocène	8	74.87	76.36	75.61	1.5	21-déc-04	12-août-05
autres aquifères (5)										
F393	Orange	100	Crétacé supérieur	8	39.80	40.40	40.11	0.6	15-nov-04	23-juin-05
F1791	St Hippolyte le G.	54	Crétacé inférieur	8	147.91	155.42	153.12	7.5	20-déc-04	12-août-05
F1798	Châteauneuf du Pape	140	Crétacé inférieur	9	28.99	30.58	29.50	1.6	13-avr-04	12-août-05
<u>F1594</u>	Pernes les Fontaines	40	Oligocène	9	100.82	101.77	101.53	0.9	22-nov-04	12-août-05
F1671	Mazan	180	indifférencié	21	166.01	166.66	166.33	0.7	04-mars-04	17-août-05

*nombre de mesures mensuelles avant la mise en place d'un enregistreur en continu

**amplitude prenant en compte des périodes de pompage intense ou long sur l'ouvrage lui-même.

Tableau 3-2. Description synthétique des chroniques de piézométrie obtenues sur les ouvrages décrits dans le tableau 3-1 et sur la figure 3-5. Les ouvrages dont le numéro est souligné sont artésiens durant au moins une partie de l'année. Les amplitudes précédées d'un astérisque prennent en compte des périodes de pompage intense sur l'ouvrage lui-même.

Néanmoins cette conclusion doit être modérée. En effet, si les variations saisonnières ne sont pas visibles sur les ouvrages peu profonds, ces derniers semblent suivre les tendances interannuelles des niveaux mesurés dans le Miocène. C'est le cas notamment du secteur d'Aubignan sud. Les deux ouvrages (F1604 et F1606) suivent une tendance à la baisse durant la période d'observation. Le puits F1748, à proximité immédiate, voit son niveau baisser également, dans une moindre mesure mais régulièrement.

Le cas du puits F1747 et du forage F1660 (Secteur de Vacqueyras) rejoint le cas précédent (les niveaux proche et profond suivent une tendance à la baisse semblable) avec toutefois une nuance : dans ce secteur (Vacqueyras), le Miocène affleure et les alluvions sont absentes. La nappe superficielle captée par le puits (profondeur inférieure à 20 m) est contenue dans les premiers niveaux perméables du Miocène. Elle est libre. Le niveau piézométrique de l'aquifère atteint par le forage (150 m de profondeur) suit exactement celui du puits. Le décalage de 1 m environ entre les niveaux des deux ouvrages (F1660 supérieur à F1747) est de l'ordre de grandeur de la précision du nivellement et ne permet pas de conclure sur l'éventuelle captivité du Miocène profond dans F1660. On se situe d'ailleurs à l'amont du corridor sableux qui constitue l'axe de drainage du bassin (de Beaumes-de-Venise à Sorgues). F1747 et F1660 seraient dans une zone de recharge de toute l'épaisseur des safres.

Enfin on constate que dans les secteurs affectés par les pompages (Monteux sud, Monteux nord, Aubignan sud) les niveaux de l'aquifère miocène sont très proches de ceux des alluvions voire inférieurs par endroits. Dans ces secteurs la nappe du Miocène est captive. La conductivité hydraulique des alluvions est très supérieure à celle du Miocène. Les gradients de charge verticaux sont faibles (moins de 10 m de différence entre les alluvions et le Miocène dans le cas extrême du secteur de Monteux nord). L'éventuelle drainance des alluvions vers le Miocène est physiquement possible mais certainement lente. Par contre on peut craindre des contaminations par infiltration le long des ouvrages.

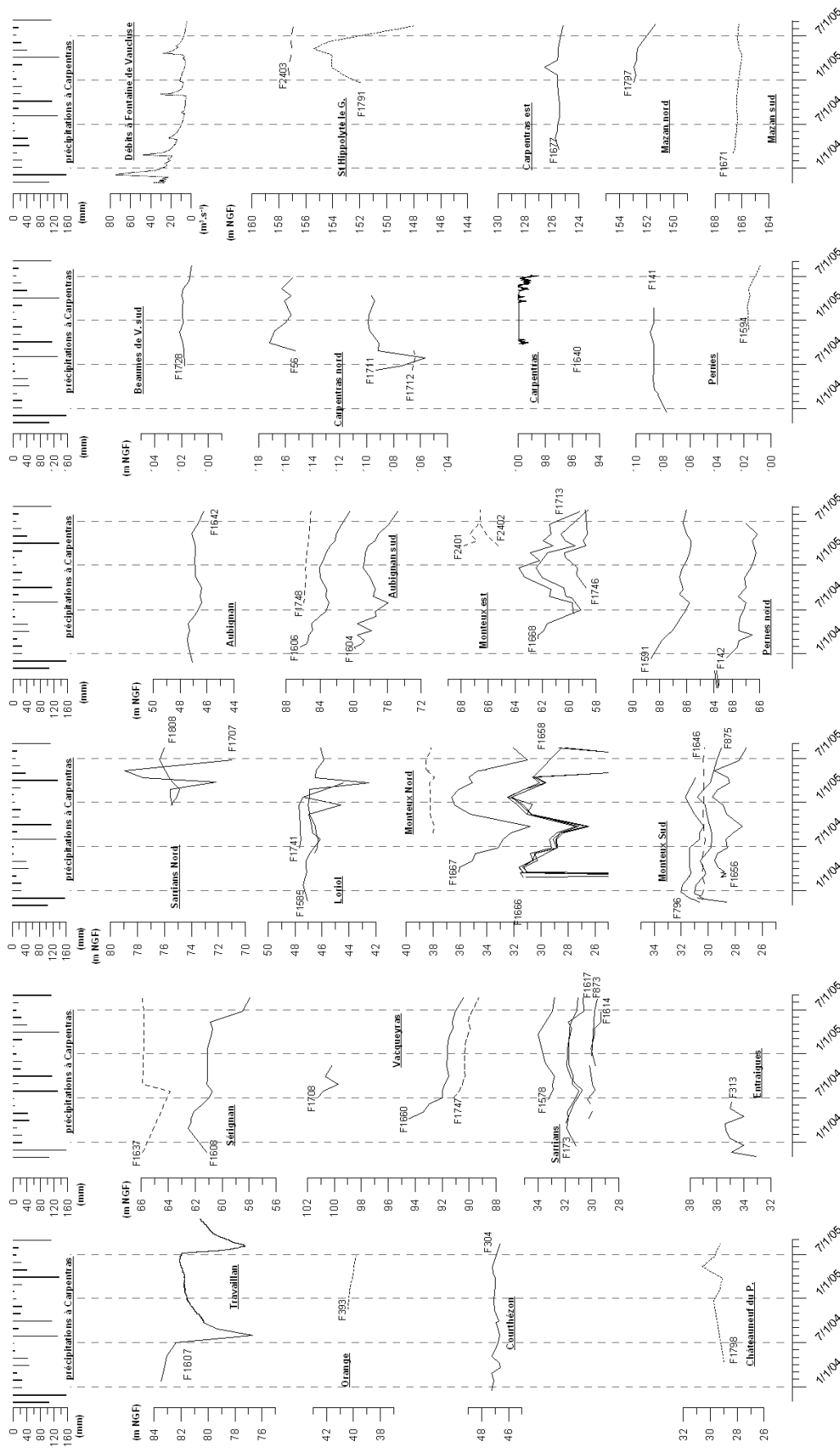


Figure 3-6. Ensemble des chroniques piézométriques obtenues entre novembre 2003 et août 2005 sur l'ensemble des ouvrages de suivi. Le numéro des ouvrages est indiqué à proximité de chaque courbe. La position relative de chaque graphique correspond schématiquement au secteur géographique qu'il représente. Les niveaux (axes des ordonnées) sont exprimés en m NGF. Chaque courbe est relative à l'axe immédiatement à gauche. En haut de chaque colonne se trouve la chronique de pluies mensuelles (en mm) enregistrées à Carpentras-La Tapy (données précipitations : CIRAME). Pour comparaison, la chronique des débits (en $m^3 \cdot s^{-1}$) à la Fontaine de Vaucluse est donnée en haut de la colonne de droite.

Étude de l'enregistrement du niveau à Monteux (F796) 1997 à 2006

Le piézomètre F796 à Monteux est équipé d'un limnigraphe et enregistre en continu les mouvements du niveau de l'eau de l'aquifère miocène au centre du bassin depuis le 21 janvier 1997 (Figure 3-7). C'est la seule chronique sur plusieurs années disponible pour cet aquifère.

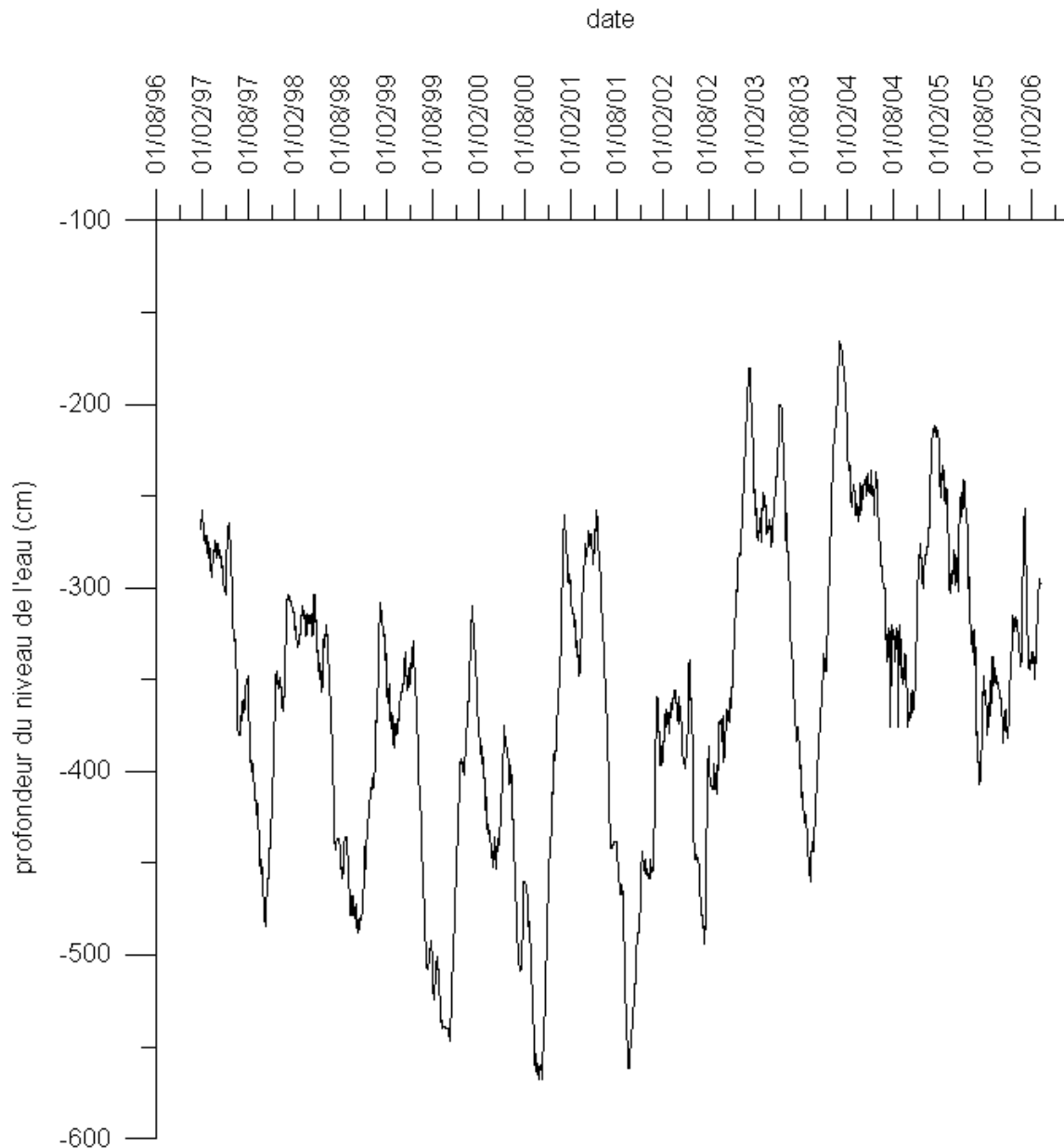


Figure 3-7. Chronique de la profondeur du niveau de l'eau dans le piézomètre F796 de Monteux (source des données : BRGM)

MAKRIDAKIS *et al.* (1983) et MAKRIDAKIS et WHEELWRIGHT (1989) proposent une méthode simple pour décomposer une série temporelle en trois composantes additives lorsqu'on connaît *a priori* la durée (p) de la période de la composante saisonnière. On pose

$$X_t = TC_t + S_t + \varepsilon_t$$

avec X_t , la série temporelle,

TC_t , la composante cyclique incluant la tendance (*trend*),

S_t , la composante saisonnière,

ε_t , la composante irrégulière mineure.

La méthode se déroule en six étapes.

1. Faire la moyenne mobile de X_t , avec une fenêtre de largeur p .
2. Calculer la différence entre la série étudiée et la moyenne mobile. On obtient ainsi la série (D_t) formée de la composante saisonnière et de la composante irrégulière mineure.
3. Calculer la composante saisonnière moyenne (S_t) à partir de D_t en faisant la moyenne de chacun des points de la période.
4. Calculer la série corrigée des variations saisonnières en soustrayant la composante saisonnière moyenne à la série X_t .
5. La composante cyclique (TC_t) est obtenue par moyenne mobile pondérée de la série corrigée des variations saisonnières.
6. Par définition, la composante irrégulière mineure est obtenue par la relation suivante :

$$\varepsilon_t = X_t - TC_t + S_t$$

Le résultat des calculs appliqués à l'enregistrement du niveau de l'eau dans le piézomètre F796 de Montoux est illustré par les figures 3-8 et 3-9. La composante saisonnière du niveau de l'eau est marquée par un maximum absolu au début de l'hiver et un minimum au début de l'automne (Figure 3-8). On retrouve l'influence de l'activité de pompage qui commence en hiver (début de la baisse), pour les cultures maraîchères et florales sous abris, se réduit au milieu du printemps (maximum relatif), avec la fin des cultures sous abris et les pluies d'avril-mai qui suffisent encore aux cultures de plein champ. Les besoins estivaux en eau induisent la forte baisse qui atteint 1.8 m, en moyenne, au début de l'automne. L'arrêt des pompages explique la remontée du niveau.

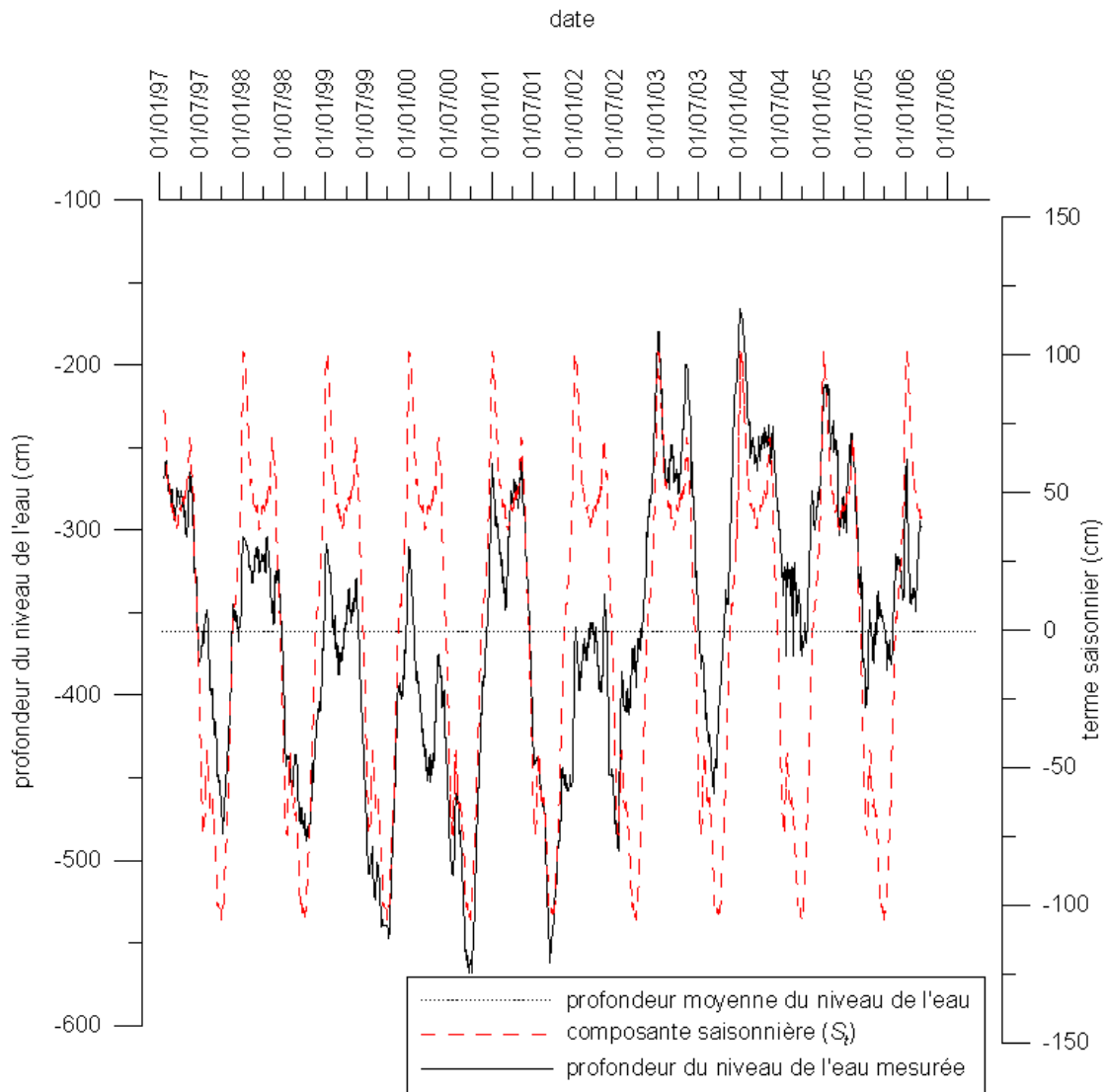


Figure 3-8. Composante saisonnière moyenne de la chronique de la profondeur du niveau de l'eau dans le piézomètre F796 de Montoux

La pluie efficace mensuelle a été calculée suivant la méthode de Thornthwaite (1948) avec une réserve utile de 100 mm, à partir des précipitations mensuelles et de l'ETP (évapotranspiration potentielle) décadaire obtenue par la formule de Penman. Les données utilisées pour le calcul ont été enregistrées à Carpentras (station de la Tapy) par le CIRAME entre 1964 et 2005. L'aquifère du Miocène est très inertielle et l'influence de la pluie efficace mensuelle sur le niveau de l'eau est difficilement perceptible sur la figure 3-9.

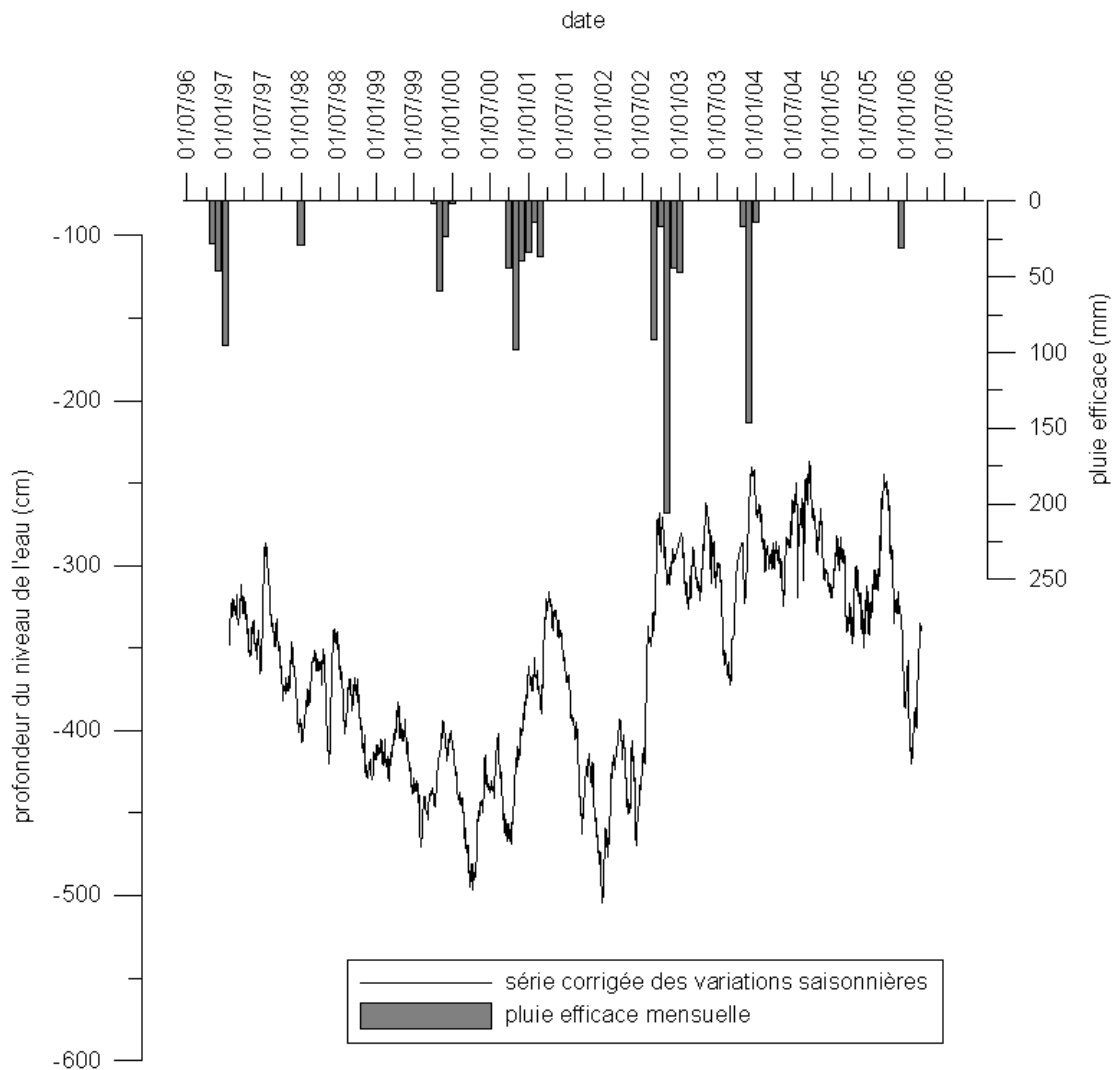


Figure 3-9. Profondeur du niveau de l'eau enregistré dans le piézomètre F796 de Montoux corrigée des variations saisonnières et pluie efficace mensuelle calculée pour la station de Carpentras-La Tapy.

A l'échelle annuelle (Figure 3-10), la corrélation entre la pluie efficace et le niveau de l'eau dans le piézomètre F796 (série corrigée des variations saisonnières) reste discrète même si les deux périodes de maximum relatif du niveau en 2001 et en 2003-2004 sont accompagnées chacune de deux années à fort cumul de pluie efficace. Entre ces deux périodes, le niveau est relativement bas et les pluies efficaces annuelles sont nulles.

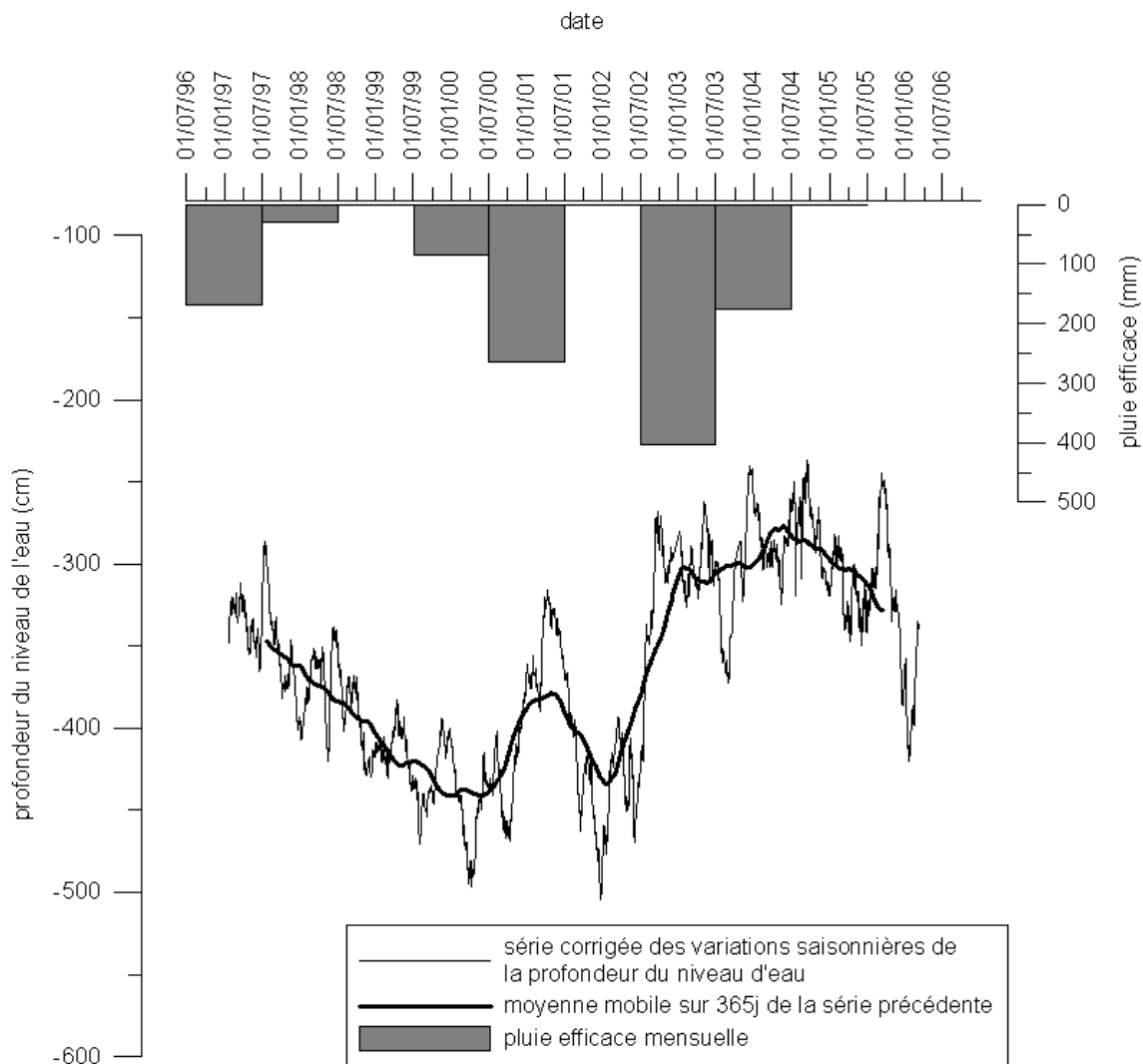


Figure 3-10. Profondeur du niveau de l'eau enregistré dans le piézomètre F796 de Montoux corrigée des variations saisonnières (et sa moyenne mobile sur 365 j) et pluie efficace annuelle calculée pour la station de Carpentras-La Tapy.

En fait la charge de l'aquifère miocène intègre la pluie efficace de plusieurs années consécutives passées. La figure 3-11 met en évidence la forte corrélation entre la charge de l'aquifère et le *cumul des écarts à la moyenne de la pluie efficace sur douze mois courant* pendant la période d'observation (1997-2006). Ce *cumul* est obtenu à partir de la pluie efficace mensuelle selon la méthode suivante (les calculs utilisent la chronique complète de 1964 à 2005).

1. On fait la somme mobile sur douze mois de la pluie efficace mensuelle.
2. On effectue les écarts à la moyenne de la série obtenue au point précédent.
3. On calcule la suite des sommes partielles des écarts à la moyenne.

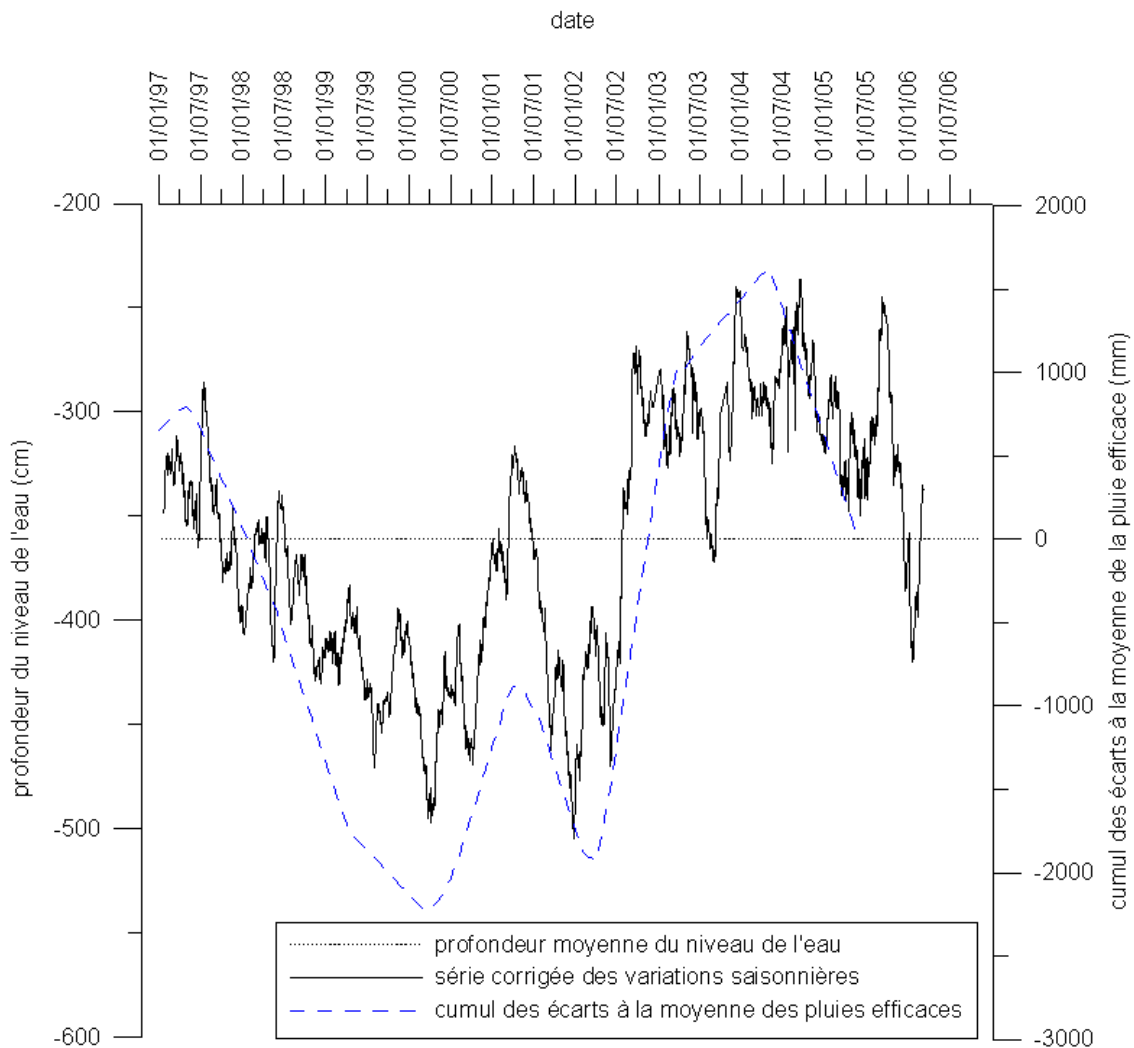


Figure 3-11. Série corrigée des variations saisonnières de profondeur du niveau de l'eau enregistré dans le piézomètre F796 de Monteux et cumul des écarts à la moyenne de la pluie efficace sur douze mois courant (calculée pour Carpentras-la Tapy).

Le cumul des écarts à la moyenne de la pluie efficace ainsi calculé est une variable représentative du cumul (ou du déficit) de recharge à une année donnée, par rapport à la recharge moyenne annuelle entre 1964 et 2005. Cette approche suppose que la pluie efficace est une série stationnaire, autrement dit qu'il n'y a pas de variation en moyenne de la pluviométrie, ni de l'ETP, ni de la réserve utile entre 1964 et 2005. En toute rigueur, cette hypothèse est bien sûr fautive. On pourrait sans doute évoquer entre autres les éventuels effets du changement climatique global sur les précipitations ou l'influence des changements de pratiques agricoles et d'occupation du territoire sur la réserve utile et l'ETP. Ces variations ne sont pas quantifiables mais elles restent certainement négligeables sur la période d'observation, comparées aux approximations faites pour le calcul de l'ETP. D'ailleurs, l'hypothèse de stationnarité est vérifiée pour la série des précipitations annuelles sur la période 1937-2004 (COGNARD-PLANCQ *et al.*, 2006).

Ainsi la charge de l'aquifère miocène étant fortement corrélée avec le cumul des écarts à la moyenne de la pluie efficace sur douze mois courant, cette variable pourrait être un indicateur du niveau de l'eau pour les années sans mesures, sous l'hypothèse de stationnarité du système aquifère et de la pluie efficace.

3.4.3. Comparaison avec des données de piézométrie issues de la littérature

Parmi les données piézométriques consultées, les plus anciennes sont celles consignées par GIGNOUX (1929). Cet auteur s'intéresse aux forages artésiens des bassins de Valréas et de Carpentras dans les années 1910 et 1920. Il remarque que les zones artésiennes du bassin de Valréas sont strictement limitées aux zones captives sous le Pliocène argileux. Mais avoue-t-il, « vers le sud [...] j'ai pu me convaincre que là les choses étaient plus compliquées, puisque, près de Carpentras, on exploite des nappes artésiennes dans le Miocène » (p 28).

Les données restent généralement qualitatives mais permettent de constater que, au début du XX^{ème} siècle, les zones artésiennes étaient plus étendues vers le sud. GIGNOUX (1929) parle de l'artésianisme des régions d'Aubignan, de Sarriens, de Monteux, de Carpentras, de Mazan, d'Entraigues. Il signale notamment un ouvrage de 70 m situé entre Carpentras et Monteux, dans le quartier de la Quinine (à proximité de l'isopièze 60 m sur la carte piézométrique de 1981 à la figure 3-1) duquel l'eau jaillit à 5 m au-dessus du sol, avec un débit de 1 l.s⁻¹ (GIGNOUX, 1929, p 35).

Ni la carte piézométrique de 1981 ni les enquêtes de terrain entre 2003 et 2005 ne rapportent d'artésianisme jaillissant dans ce secteur. De plus les zones artésiennes de Mazan ou Carpentras, déjà très réduites en 1981, n'ont pas été constatées entre 2003 et 2005. Quant à l'artésianisme de Sarriens à Entraigues, il se traduit aujourd'hui par des niveaux au-dessus du sol toujours inférieurs à 1.5 m (tableaux 3-1 et 1-2). Autour de Loriol, l'artésianisme est toujours présent mais les témoignages des riverains font état d'une baisse notable de son intensité. En effet bon nombre de maisons étaient initialement alimentées jusqu'au premier étage sans pompe. Les mesures effectuées pour cette étude montrent des niveaux qui n'excèdent pas 3 m au-dessus du sol et un artésianisme qui se tarit en été en certains points (forages F1585, F1740, F1741 du tableau 3-2).

La réduction de l'artésianisme est incontestablement due à l'exploitation de l'aquifère. Néanmoins il est difficile d'en conclure que le niveau statique de la nappe du Miocène s'est abaissée de 0.2 m.an^{-1} (10 mètres en 50 ans) entre les années 1930 et 1980 comme le proposent FAURE (1982), MALLESSARD (1991) et, CABINET GILLES MALLESSARD et HYDROSOL INGENIERIE (2002). En effet les relevés piézométriques effectués sur l'ensemble du bassin sont relatifs à un état d'exploitation du système. Dans le cas des forages artésiens, la plupart s'écoulent librement dans une fontaine. Ces ouvrages sont autant de points d'exploitation à rabattement constant. Cela induit un cône de dépression autour des secteurs d'artésianisme. Ces dépressions ne sont pas visibles sur la figure 3-1 dont l'équidistance des isopièzes est de 10 m, car la hauteur de ce cône n'est que de quelques mètres (différence entre le niveau statique et l'altitude du lieu).

Dans son *Etude hydrogéologique des plaines du Comtat*, DUROZOY (1973b) établit une carte piézométrique (ce document n'a pu être reproduit ici) à partir des données de sondages déclarés au titre du code minier. Il s'agit d'une carte moyenne sur des niveaux antérieurs à 1973. Compte tenu de la répartition des ouvrages recensés dans la BSS (Banque du Sous Sol, BRGM), la plupart de ces niveaux doivent dater des années 1960.

L'interpolation des valeurs moyennes, hors pompage sur le point de mesure, des suivis de niveau effectués entre l'automne 2003 et la fin de l'été 2005 (3.4.2.) fournit une carte piézométrique actualisée (Figure 3-12). L'interpolation est faite par la méthode de l'inverse de la distance au carré, avec un voisinage de recherche de rayon 6000 m et des mailles carrées de 200 m de côté.

Avec la carte de l'hiver 1981 (Figure 3-1) trois cartes piézométriques de l'aquifère miocène sont donc disponibles. Elles sont chacune représentative d'un moment différent : années 1960, début des années 1980, années 2003-2005. Compte tenu de la qualité de ces cartes (méthodes d'interpolation et points de mesures inconnus pour les deux premières, faible densité de points pour la dernière) leur comparaison doit être prudente (3.1.). Néanmoins des remarques générales peuvent être formulées.

L'allure des courbes isopièzes est globalement la même et les lignes de courant présentent la même convergence vers un axe de drainage Beaumes-de-Venise, Sarriens, Sorgues. Cette convergence est plus affirmée sur la carte de l'hiver 1981. On note aussi une différence au nord du parallèle d'Orange. En effet la carte de l'hiver 1981 montre un écoulement plein sud dans ce secteur alors que les deux autres cartes font état d'un flux orienté au sud-ouest.

Entre la carte des années 1960 et celle du début des années 1980, on note une baisse du niveau de 0 à 10 m dans tout le bassin, à l'exception de la plaine d'Orange. La baisse est particulièrement sensible dans l'est du bassin (Aubignan, Carpentras, Mazan). Entre la carte de 1981 et celle de 2003-2005, on observe la tendance inverse, avec une élévation du niveau de 0 à 10 m sur tout le bassin. L'augmentation est visible surtout au voisinage de l'axe de drainage (Figure 3-12). La carte de 2003-2005 se rapproche ainsi de celle des années 1960.

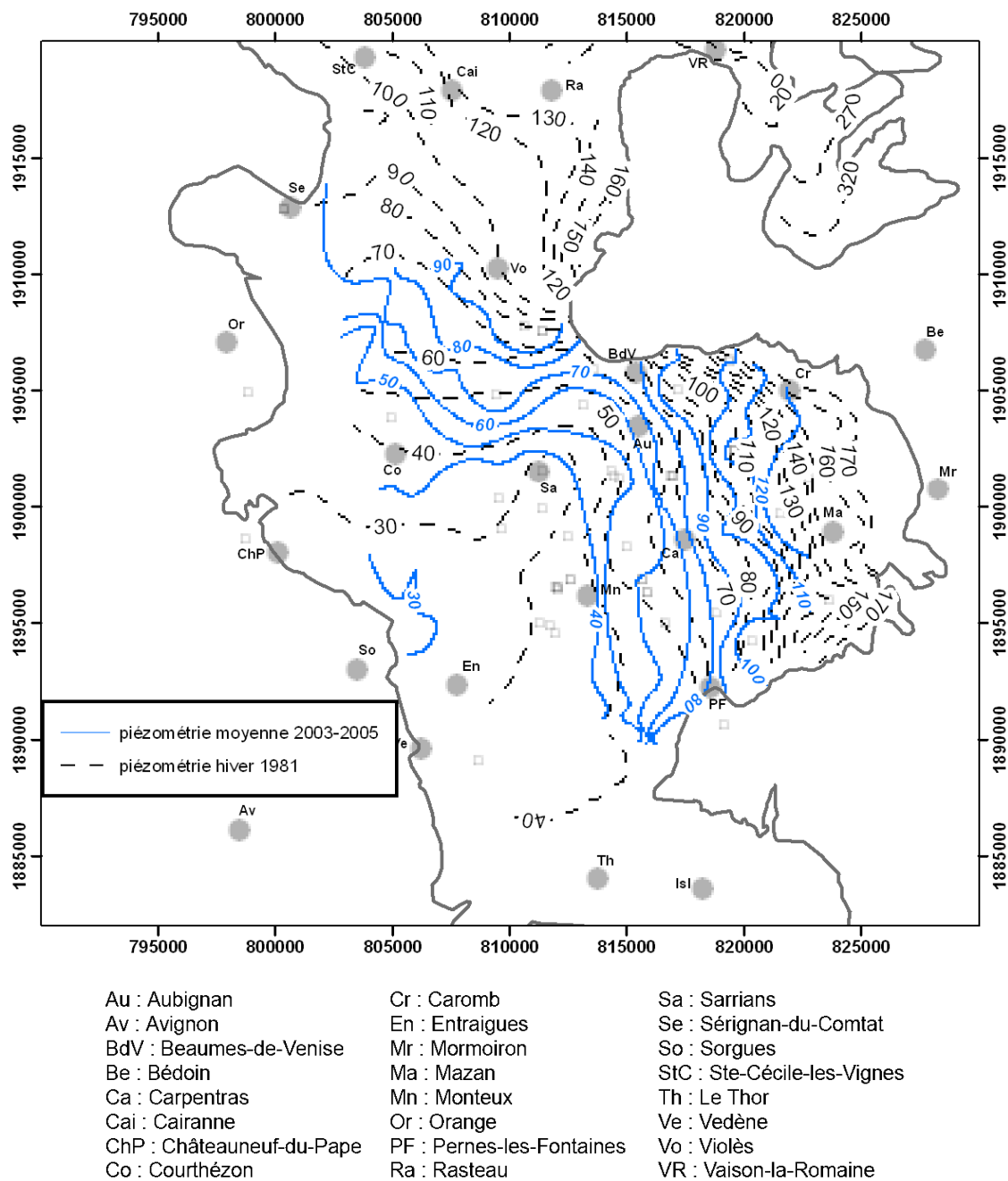


Figure 3-12. Comparaison de la carte piézométrique de l'hiver 1981 (FAURE, 1982) et de celle obtenue à partir du suivi piézométrique effectué entre l'automne 2003 et l'été 2005 (3.4.2.). Les courbes isopièzes 2003-2005 sont obtenues par interpolation des valeurs moyennes des chroniques, hors pompage sur le point de mesure.

Le cumul des écarts à la moyenne de la pluie efficace sur douze mois courant est fortement corrélé à la charge de l'aquifère miocène (3.4.2.). La Figure 3-13 montre la chronique de cumul entre 1964 et 2005. Il apparaît que le début des années 1980 est marqué par une baisse rapide de cette variable alors qu'elle atteint un maximum absolu dans les années 2003-2005. La recharge serait donc nettement plus grande durant les années précédant la période 2003-2005 que durant la fin des années 1970, ce qui expliquerait des niveaux piézométriques mesurés plus élevés.

Le cas de la carte piézométrique des années 1960 est plus délicat car les données de pluies efficaces manquent pour cette période. Néanmoins, la Figure 3-13 montre un cumul au moins comparable à celui de 1981. De plus cette carte est établie pour une période qui correspond au début de l'explosion du nombre de forages dans le Miocène. Les mesures de cette période sont donc représentatives d'un système aquifère moins sollicité que dans les années suivantes. La différence de piézométrie entre la carte des années 1960 et celle de l'hiver 1981 serait due à l'augmentation globale des forages et non pas à une diminution relative de la recharge.

Les écarts constatés entre les trois cartes sont à considérer comme des indicateurs de tendance. Ils ne doivent pas être retenus comme des quantités précises. En résumé, l'examen de la piézométrie sur 40 ans (entre les années 1960 et 2003-2005) à travers trois cartes montre que l'aquifère du Miocène peut subir des variations pluriannuelles liées à la pluviométrie avec des amplitudes de quelques mètres (moins de 10 m).

Les débits de la Fontaine-de-Vaucluse, principal exutoire de l'aquifère du Crétacé inférieur, sont représentatifs de l'activité du système karstique. Or ils ne présentent aucune corrélation avec les niveaux d'eau mesurés (Figure 3-13). La pluie efficace, et par conséquent les infiltrations depuis la surface, constituent donc la principale recharge de l'aquifère miocène.

3.4.4. Apports du suivi de la piézométrie au cours du temps

Au cours de ce travail, les niveaux piézométriques des aquifères du bassin de Carpentras ont été suivis pendant 20 mois à travers un réseau de 51 ouvrages utilisés comme piézomètres (échantillonnage mensuel). Ce réseau a permis de compléter les mesures enregistrées par le BRGM sur cinq autres points. La sélection des points du réseau s'est faite sur des critères de conception, de position et d'accessibilité des ouvrages. La majorité des points de mesure (39) atteint le Miocène. Les autres captent les aquifères superficiels, oligocènes ou crétacés.

Le suivi des niveaux de l'aquifère miocène confirme la continuité hydraulique de l'aquifère du système à l'échelle du bassin en montrant une évolution similaire dans tous les points. En général le niveau varie peu au cours de l'année (moins de 5 m) et l'essentiel des variations saisonnières est lié à l'activité des pompages dans l'aquifère. Cette évolution est particulièrement marquée au centre du bassin, dans les secteurs de forte exploitation. Les niveaux en périphérie sont plus stables. Il s'ensuit que les niveaux observés dans le Miocène ne sont jamais des niveaux statiques ; l'aquifère est en perpétuelle transition à cause des pompages.

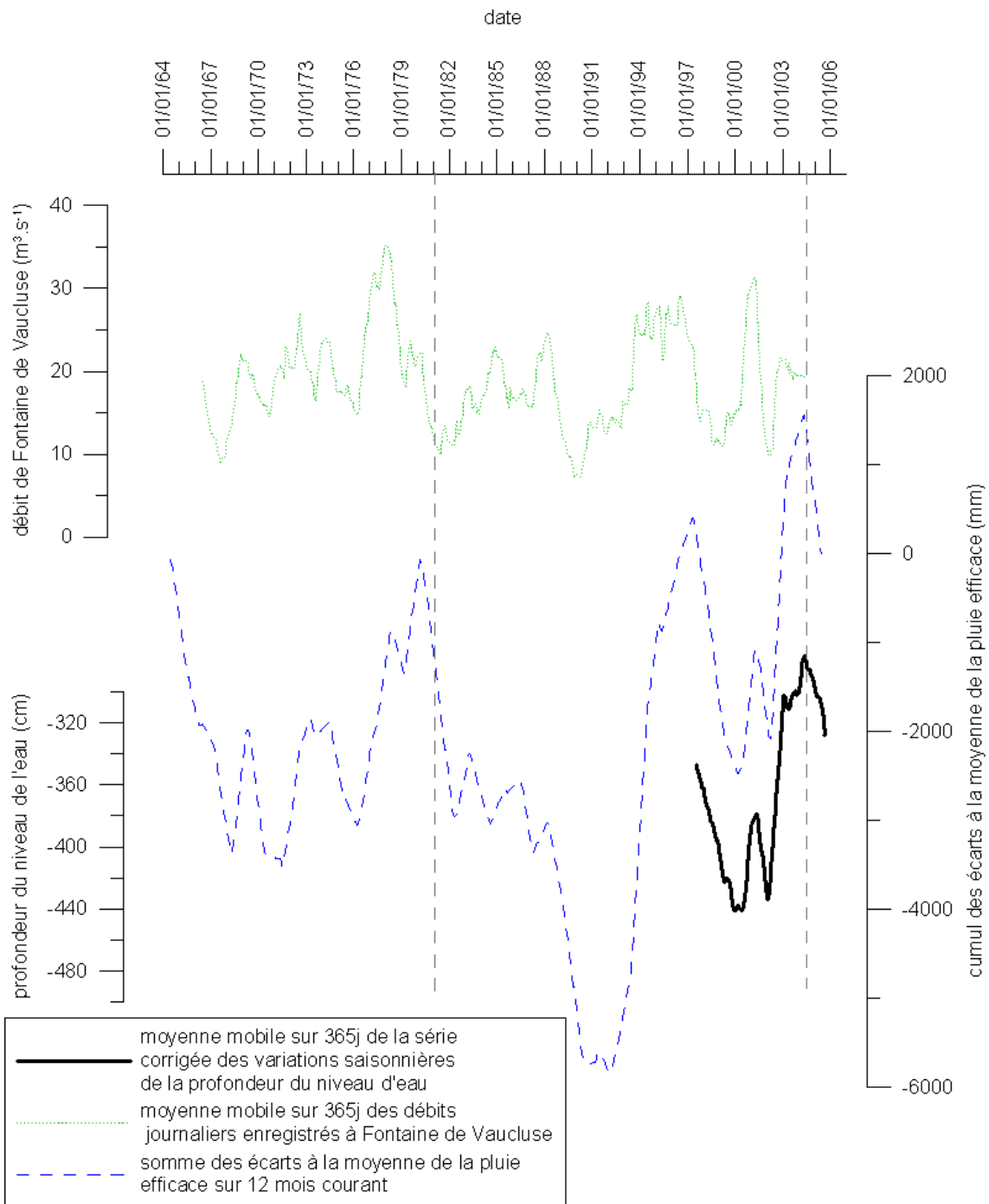


Figure 3-13. Cumul des écarts à la moyenne de la pluie efficace sur douze mois courants (calculée pour Carpentras-la Tapy) comparé à la moyenne mobile sur 365 j de la série corrigée des variations saisonnières de la profondeur du niveau de l'eau (enregistré dans le piézomètre F796 de Monteux) et à la moyenne mobile sur 365 j des débits journaliers de Fontaine-de-Vaucluse.

L'observation des niveaux dans les aquifères voisins met en évidence leur indépendance hydraulique vis-à-vis de l'aquifère miocène à l'échelle de l'année. Des échanges à plus long terme ne sont néanmoins pas à exclure même si l'essentiel de la recharge se fait depuis la surface.

Le cumul des écarts à la moyenne de la pluie efficace sur douze mois courants est fortement corrélé avec le niveau piézométrique mesuré à Monteux (chronique de près de 10 ans) et pourrait être utilisé comme indicateur de la dégradation quantitative de l'aquifère miocène. En effet si une baisse de la piézométrie n'est pas imputable à une diminution de ce cumul, elle est probablement due à l'augmentation des pompages comme c'est le cas entre les années 1960 et 1981.

La comparaison des données de piézométrie actuelles avec celles de la littérature permet d'apprécier l'évolution de l'aquifère miocène sur près d'un siècle. On note une réduction importante de l'intensité de l'artésianisme due à la multiplication des forages (entre 5 et 10 m). Ce constat atteste de l'impact de l'exploitation de l'aquifère mais ne doit pas être confondu avec une perte équivalente de charge hydraulique puisque les niveaux observés sont des niveaux dynamiques.

Enfin, à l'échelle des quarante dernières années, la comparaison de trois cartes piézométriques ne montre pas de tendance monotone. La piézométrie de 2003-2005 est comparable à celle des années 1960, à la précision des cartes près.

3.5. Paramètres hydrodynamiques

Plusieurs forages captant le Miocène du bassin de Carpentras ont fait l'objet de pompages d'essai. L'essentiel des résultats a été rassemblé et interprété par FAURE (1982). Les autres données proviennent de rapports hydrogéologiques et de comptes rendus de travaux (COMPAGNIE DE PROSPECTION GÉOPHYSIQUE FRANÇAISE (CPGF), 1981 ; 1983 ; 1984 ; 1986b ; CABINET GILLES MALLESSARD, 1990 ; BUREAU D'ÉTUDES T. GOURDIN, 1994 ; CABINET GILLES MALLESSARD, 1998 ; GEOAPPLICATION S.A., 1998 ; 2000 ; CABINET GILLES MALLESSARD, 2002 ; IDÉES EAUX, 2003). Il s'agit la plupart du temps d'essais de puits qui ne fournissent qu'une estimation grossière de la transmissivité (Figure 3-14), trois essais seulement ont conduit à des estimations du coefficient d'emmagasinement (Figure 3-16).

Les transmissivités obtenues vont de $3.7 \cdot 10^{-5}$ à $1.7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Elles sont le plus souvent le résultat de l'interprétation de la courbe de rabattement dans le puits de pompage avec la méthode de Jacob mais les hypothèses d'application de cette méthode (puits parfait dans une nappe aquifère captive, homogène, isotrope, d'épaisseur uniforme, d'extension infinie et aux épontes imperméables) ne sont pas respectées. Sous la condition de temps de pompage suffisamment longs, les calculs peuvent être adaptés à des situations imparfaites comme un puits incomplet ou éponte semi-perméable (KRUSEMAN et DE RIDDER, 1994), mais, dans le cas de l'aquifère miocène, ce temps de pompage devrait être de plusieurs centaines d'heures. Or la durée des pompages n'est,

le plus souvent, que de quelques heures, le régime pseudo-stationnaire n'est pas toujours atteint et le débit de pompage est mesuré grossièrement.

La comparaison des valeurs fournies par la méthode de Jacob, non rigoureuse, avec celles fournies par d'autres méthodes (méthode de Hantusch notamment) sur quelques essais montre une faible dispersion des résultats (rapport inférieur à 3 entre les valeurs extrêmes) compte tenu des nombreuses incertitudes sur les paramètres utilisés (FAURE, 1982). Les valeurs indiquées sont donc des ordres de grandeur représentatifs de la transmissivité du Miocène.

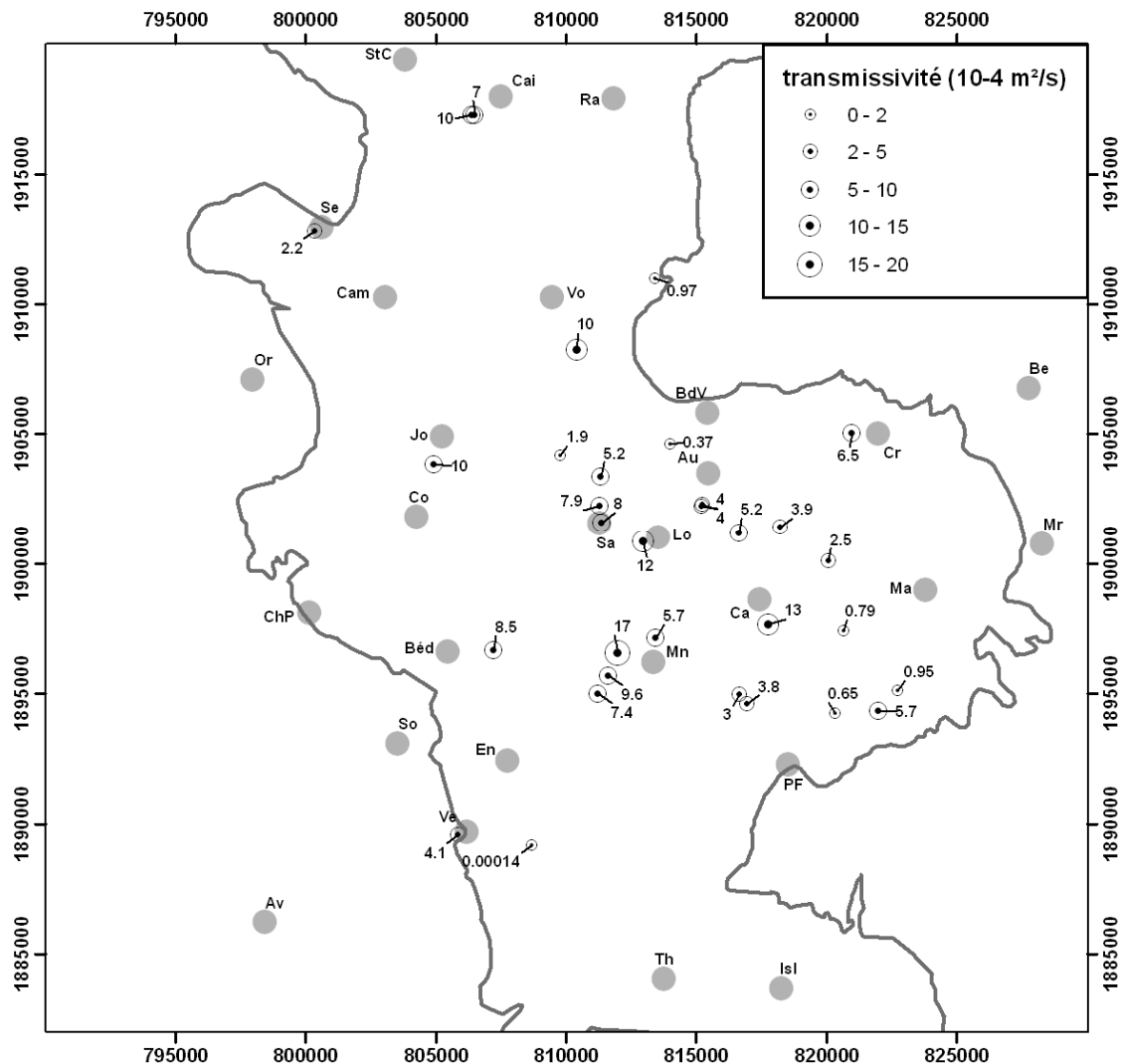


Figure 3-14. Quelques valeurs de la transmissivité de l'aquifère miocène

La plupart des pompages d'essai ont été effectués pour évaluer la productivité d'un ouvrage. Leur objectif n'est pas de caractériser un niveau aquifère particulier dans le Miocène. Ainsi, le plus souvent, les ouvrages testés sont simplement isolés de la surface

et des niveaux superficiels par un tubage plein en tête, le reste est crépiné sur toute la hauteur ou laissé en trou nu. La transmissivité estimée est donc représentative d'un matériau homogène équivalent à celui du remplissage miocène au voisinage de l'ouvrage.

Compte tenu de la pénétration partielle des ouvrages et des temps de pompage de seulement quelques dizaines d'heures, l'épaisseur aquifère sollicitée est comprise entre la hauteur de la crépine (ou de la partie en trou nu) et celle de la totalité de l'aquifère miocène, c'est-à-dire entre 100 m et 500 m. En pratique, les auteurs des interprétations utilisent la hauteur de la crépine ou, à défaut, celle de l'ouvrage, pour le calcul de la perméabilité qui a donc tendance à être sous-estimée, notamment pour les essais les plus longs. Les valeurs sont rassemblées sur la figure 3-15. Elles sont de l'ordre de $0.5 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ à 10^{-5} m.s^{-1} (à l'exception d'une valeur située à l'est de Vedène).

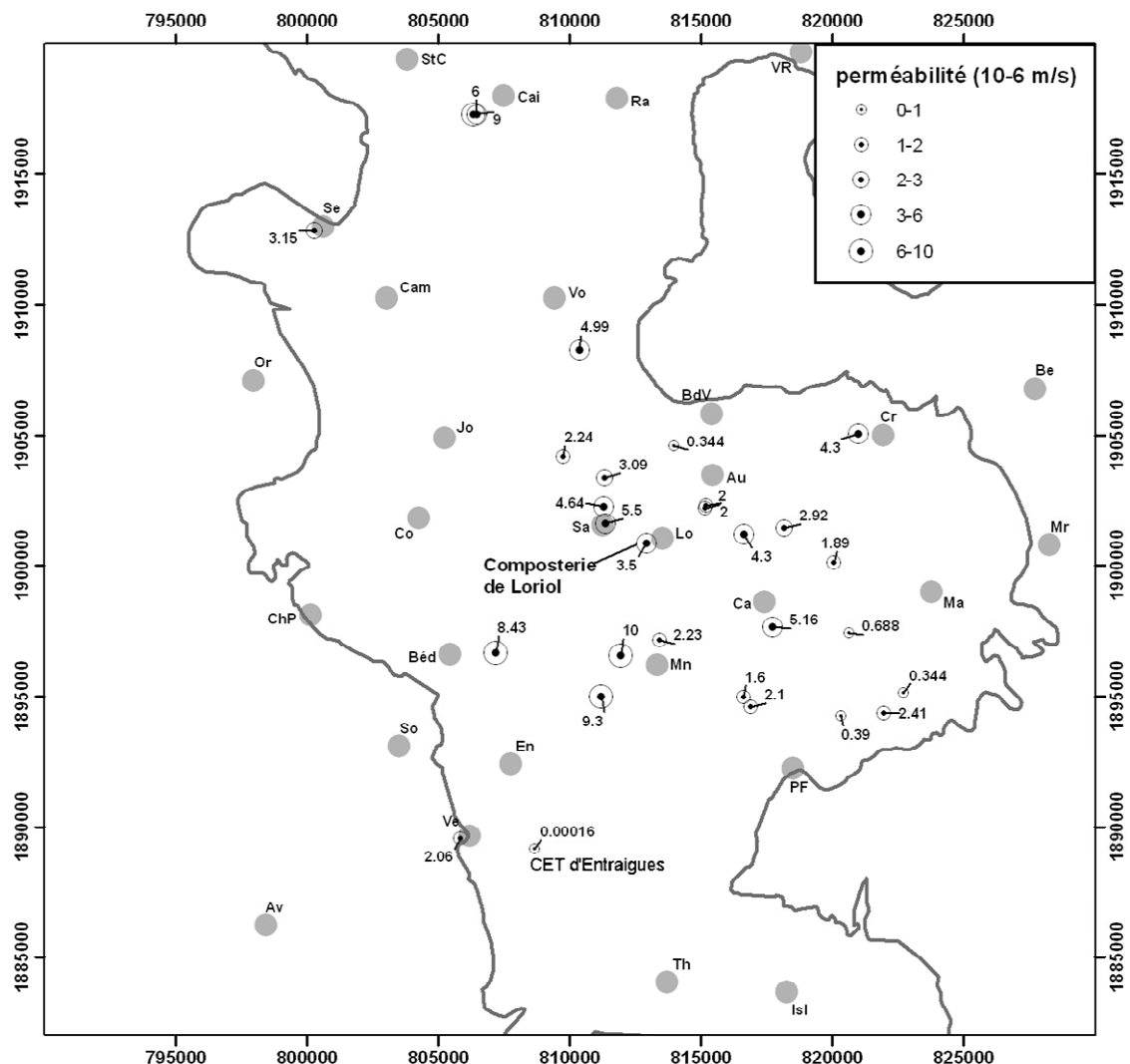


Figure 3-15. Quelques valeurs de la perméabilité de l'aquifère miocène

Une valeur de perméabilité est particulièrement basse ($1.6 \cdot 10^{-10} \text{ m.s}^{-1}$) à l'est de Vedène. Elle est issue de l'interprétation d'un essai de pompage dans le forage profond (105.5 m) du centre d'enfouissement technique (CET) d'Entraigues (CABINET GILLES MALLESSARD, 1998). Cet ouvrage se situe dans la zone peu productive du sud du bassin, attribuée à la ria de la paléo-Nesque (2.4.1. Étude de l'ensemble des forages). Après 10 m d'alluvions, le forage recoupe 95.5 m de matériaux marno-sableux très peu perméables. A la base on trouve un niveau plus sableux entre 98 et 100 m de profondeur.

L'essai s'est déroulé par soufflage à l'air comprimé, le train de tige étant descendu à 84 m de profondeur. Cette opération a provoqué l'évacuation instantanée de 2 m^3 d'eau environ suivie d'un débit continu extrêmement faible (quelques centaines de litres par heure). L'interprétation de la courbe de remontée (observée sur plus de 11 jours sans retrouver le niveau initial) est réalisée par la méthode de l'« écopage » (*bailed method*) (FERRIS *et al.*, 1962) qui utilise la formule suivante :

$$s' = \frac{V}{4\pi T t} e^{-r_w^{2S/4Tt}}$$

où s' est le rabattement résiduel dans le forage,

V est le volume d'eau expulsé,

T est la transmissivité,

t est le temps écoulé depuis l'extraction du volume V ,

r_w est le rayon effectif du forage,

S est le coefficient d'emménagement.

Pour des temps t suffisamment longs, l'exponentielle du dénominateur tend vers 1 et on a :

$$s' = \frac{V}{4\pi T t} \text{ soit } T = \frac{V}{4\pi s' t}$$

L'application de cette méthode au forage du CET d'Entraigues nous donne une estimation de la perméabilité des safres argileux : $1.6 \cdot 10^{-10} \text{ m.s}^{-1}$.

A contrario, le forage de Loriol (BSS n° 0940 4x 0196), exploité par la composterie de la communauté urbaine de Carpentras, traverse la totalité de la série sablo-argileuse qui constitue le remplissage de la partie médiane du bassin. Après les dépôts récents et un niveau d'argile bleue entre 19 et 27 m de profondeur, les matériaux sont essentiellement sableux, avec de rares lentilles d'argile de quelques mètres d'épaisseur, jusqu'au substratum burdigalien à 252 m. La valeur de perméabilité ($3.5 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$) déduite des essais sur ce forage est représentative des niveaux sablo-argileux des safres. Elle est du même ordre de grandeur que les autres valeurs du secteur, entre $2 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ et $5 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$.

Les plus fortes perméabilités ($>5 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$) sont attribuables à des niveaux particulièrement sableux. Elles sont généralement fournies par des essais de courte durée et ne sont pas représentatives d'un grand volume aquifère.

Les essais de pompage disponibles utilisent rarement des piézomètres. Le coefficient d'emmagasinement n'est disponible que pour trois points au centre du bassin (Figure 3-16). Deux des valeurs sont très proches, autour de $3 \cdot 10^{-4}$ (Monteux et Pernes les Fontaines). Elles sont conformes aux valeurs d'emmagasinement des aquifères captifs, comprises entre 10^{-5} et $5 \cdot 10^{-3}$ (FERRIS *et al.*, 1962 ; DE MARSILY, 1981 ; KRUSEMAN et DE RIDDER, 1994). La troisième est presque dix fois plus grande ($2 \cdot 10^{-3}$) mais les données de l'essai dont elle est issue sont incomplètes et la réinterprétation est impossible. Cette valeur demeure néanmoins dans la plage des coefficients d'emmagasinement des aquifères captifs même si elle semble élevée et peu cohérente avec les deux autres.

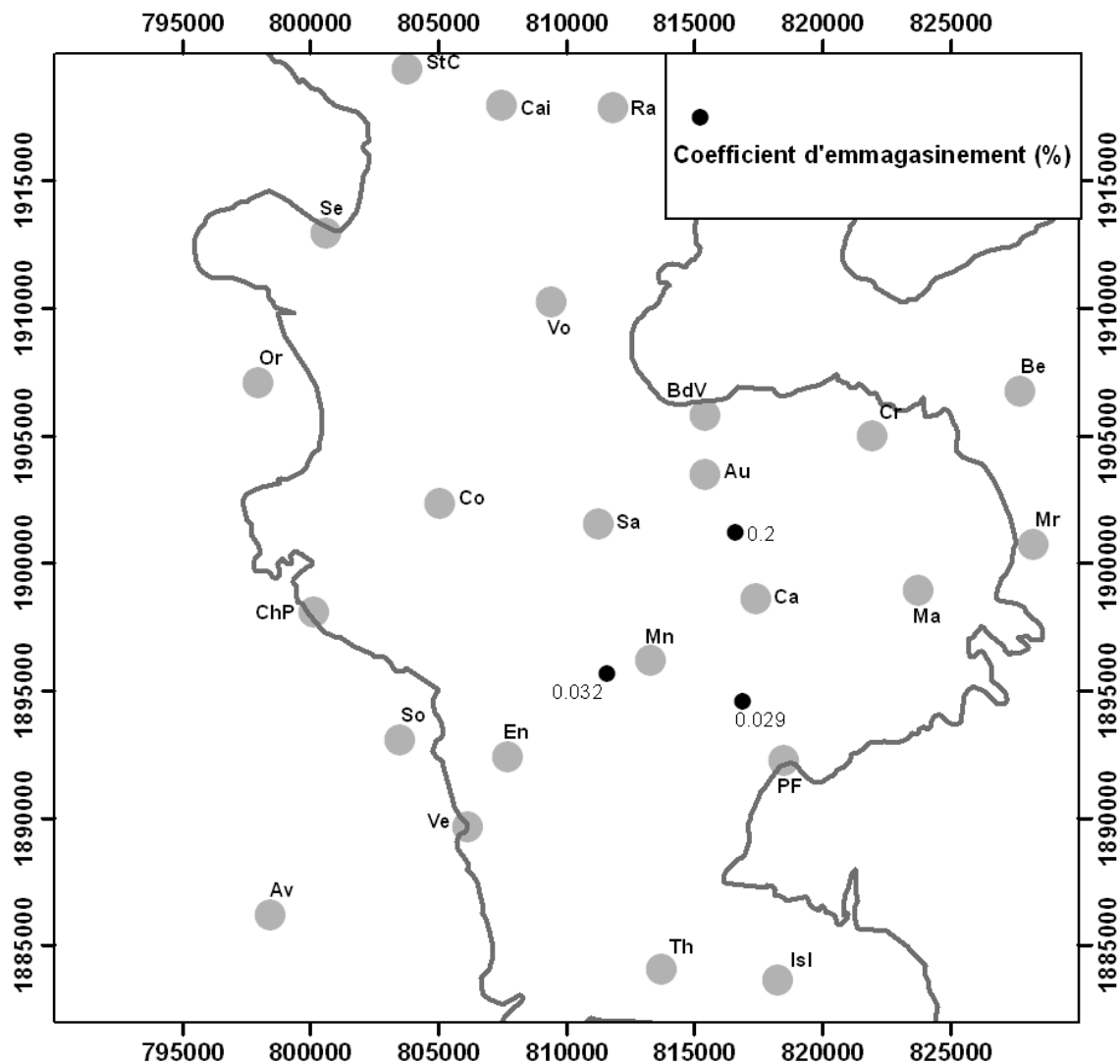


Figure 3-16. Quelques valeurs du coefficient d'emmagasinement de l'aquifère miocène.

3.6. Étude de l'effet barométrique et des marées terrestres sur la piézométrie

3.6.1. L'effet barométrique

La colonne d'eau dans un puits ouvert est soumise à la pression dans l'aquifère (p_w) et à la pression atmosphérique (p_a). Le niveau d'eau (W) mesuré dans le puits est la position d'équilibre de la colonne d'eau. L'écoulement dans l'aquifère étant très lent, le terme d'énergie cinétique ($V^2/2\rho$) est négligeable devant les termes de pression dans l'expression de la charge totale (H) de l'eau. Ainsi le théorème de Bernoulli conduit à écrire :

$$H = \frac{p_w}{\rho g} + Z_w = \frac{p_a}{\rho g} + W \quad (1)$$

avec :

ρ : masse volumique de l'eau [ML^{-3}], considérée constante sur toute la hauteur de la colonne d'eau ($W - Z_w$),
 g : accélération de la pesanteur [$L.T^{-2}$],

p_w : pression de l'eau dans l'aquifère à la cote Z_w ,

p_a : pression atmosphérique.

On a donc pour l'expression de la hauteur d'eau dans le puits :

$$(1) \rightarrow W = H - \frac{p_a}{\rho g} \quad (2)$$

Très souvent en hydrogéologie, la pression atmosphérique (p_a) est prise comme la pression de référence, constante et nulle par convention. Il s'ensuit que la hauteur d'eau mesurée dans le puits est considérée égale à la charge de l'eau dans l'aquifère.

$$(2) \rightarrow W = H$$

Cette simplification est généralement appliquée de façon implicite dans la plupart des études piézométriques. Or la pression atmosphérique varie au cours du temps et ces variations se répercutent sur la charge (H) dans une proportion α et, par conséquent, sur la hauteur d'eau (W) dans le puits. Les variations de H et de p_a sont de même signe ($0 < \alpha$) et la variation de charge ne peut être supérieure à celle de la pression atmosphérique ($\alpha \leq 1$).

On a donc :

$$dH = \alpha \frac{dp_a}{\rho g} \quad \text{et} \quad dW = (\alpha - 1) \frac{dp_a}{\rho g}, \quad \text{avec } 0 < \alpha \leq 1 \quad (3)$$

Ainsi une augmentation (resp. une réduction) de pression atmosphérique induit une baisse (resp. une hausse) proportionnelle du niveau d'eau dans le puits. C'est l'effet barométrique.

Cas de l'aquifère captif (ou semi-captif)

Dans un aquifère captif ou semi-captif, la pression exercée par le poids des terrains de couverture et la pression atmosphérique sont supportées à la fois par l'eau souterraine et par le squelette solide de l'aquifère. Ainsi une variation de la pression atmosphérique (dp_a) est compensée en partie par une variation de la pression hydrostatique (dp_w) et en partie par une variation de la tension de compression de la phase solide ($d\sigma$) :

$$dp_a = d\sigma + b \cdot dp_w \quad (4)$$

avec $0 < b \leq 1$, un coefficient caractérisant la surface de contact sur laquelle la pression hydrostatique est effective [0]. Ce coefficient dépend de la nature de la roche aquifère (JACOB, 1940).

$$(1) \rightarrow dp_w = dp_a + \rho g dW$$

$$\text{soit} \quad \rho g \frac{dW}{dp_a} = \frac{dp_w}{dp_a} - 1 \quad (5)$$

en utilisant l'expression de dp_a donnée par (4), on obtient :

$$(4) \& (5) \rightarrow \rho g \frac{dW}{dp_a} = \frac{dp_w}{d\sigma + b dp_w} - 1 = \frac{\frac{dp_w}{d\sigma}}{1 + b \frac{dp_w}{d\sigma}} - 1 \quad (6)$$

En l'absence de flux, un volume aquifère élémentaire soumis à la variation de pression dp_a voit son volume varier de dV . En faisant l'hypothèse que les grains du squelette solide de l'aquifère sont incompressibles individuellement, cette variation de volume dV est égale à la variation du volume d'eau dV_w .

$$dV = dV_w \quad (7)$$

Par définition des modules d'élasticité de l'eau (E_w) et de la matrice solide de l'aquifère (E_s), on a

$$\frac{dV_w}{V_w} = -\frac{dp_w}{E_w} \quad (8)$$

$$\text{et} \quad \frac{dV}{V} = -\frac{d\sigma}{E_s} \quad (9)$$

Par définition de la porosité Φ :

$$V_w = \Phi V \quad (10)$$

On déduit de (8), (9) et (10) que :

$$(8), (9) \text{ \& } (10) \rightarrow \frac{dp_w}{d\sigma} = \frac{E_w}{\Phi E_s} \quad (11)$$

en utilisant l'expression (11) dans (6), il vient :

$$(6) \text{ \& } (11) \rightarrow \rho g \frac{dW}{dp_a} = \frac{\frac{E_w}{\Phi E_s}}{1 + b \frac{E_w}{\Phi E_s}} - 1 \quad (12)$$

E_w , E_s , Φ et b sont constants et tous positifs pour un système puits-aquifère donné. Le premier terme du membre de droite de l'équation (12) est donc constant et inférieur à 1. On a donc l'inégalité suivante :

$$(12) \rightarrow \frac{\frac{E_w}{\Phi E_s}}{1 + b \frac{E_w}{\Phi E_s}} - 1 < 0 \quad (13)$$

Dans un système puits-aquifère, la hauteur d'eau dans le puits est linéairement anti-corrélée à la pression atmosphérique.

JACOB (1940) pose $B_E = - \left(\frac{\frac{E_w}{\Phi E_s}}{1 + b \frac{E_w}{\Phi E_s}} - 1 \right) \geq 0$, coefficient d'efficiencia barométrique [0].

En notant $B = p_a / \rho g$, la pression atmosphérique exprimée en hauteur d'eau, on a l'expression simple suivante :

$$dW = -B_E \cdot dB \quad (14)$$

En remarquant que $B_E = (1 - \alpha)$, on constate que la relation (14) est équivalente à la relation (3).

Cas de l'aquifère libre

Dans les aquifères libres, les variations de pression atmosphérique sont entièrement compensées par la pression hydrostatique ($d\sigma=0$ et $b=1$) et s'appliquent uniformément sur toute la surface libre de l'aquifère.

$$(4) \rightarrow dp_a = dp_w \quad (15)$$

Les variations de niveau sont dues uniquement à la compressibilité de l'eau sur l'épaisseur (e) de l'aquifère.

$$dW = -\frac{e}{E_w} dpa \quad (16)$$

Cette compressibilité étant très faible ($1/E_w = 4.8.10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$), l'effet barométrique est imperceptible sur les aquifères à nappe libre ($B_E \approx 0$).

3.6.2. L'effet de marée terrestre

Potentiel générateur des marées terrestres

Les forces gravitationnelles du Soleil et de la Lune provoquent une déformation viscoélastique du globe et de l'atmosphère terrestre. La résultante (\vec{F}) de ces forces dérive du potentiel générateur (Ω) (LEFEVRE, 2000).

$$\vec{F} = -\vec{\nabla}\Omega$$

Ce potentiel est généralement écrit sous la forme de son développement harmonique :

$$\Omega = \sum_i A_i \cos(\alpha_i)$$

avec A_i l'amplitude de la $i^{\text{ème}}$ composante. A_i est une fonction de la position géographique du lieu.

α_i est l'argument de la $i^{\text{ème}}$ composante. α_i dépend des positions relatives à la Terre de la Lune et du Soleil. C'est donc une fonction du temps.

Effet de marée terrestre sur un aquifère

Les marées provoquent une dilatation cubique de la croûte terrestre. Dans le cas d'un aquifère, cette dilatation se traduit par une augmentation de volume de la matrice. Par réaction, une baisse de la pression hydrostatique s'en suit ; le niveau dans le forage baisse.

Pour les mêmes raisons que pour l'effet barométrique, ces variations sont généralement négligeables (inférieures au centimètre) dans les aquifères à nappe libre. Sauf s'ils ont une très faible porosité (inférieure à 10^{-4}) et une grande épaisseur (supérieure à 100 m) (BREDEHOEFT, 1967).

Près de 400 ondes de marées constituent le développement complet du potentiel. Seules celles de grande amplitude ont une influence sur les aquifères. Les six principales sont responsables de 95% des variations de niveau observées dans les forages (MARSAUD *et al.*, 1993). Leur période et leur origine sont résumées dans le tableau 3-3.

Nom	Période (en h)	Origine astronomique
M _t	327.859	Onde lunaire déclinationnelle
O ₁	25.819	Onde lunaire diurne principale
K ₁	23.934	Onde luni-solaire déclinationnelle diurne
N ₂	12.658	Onde lunaire elliptique majeure de M ₂
M ₂	12.421	Onde lunaire principale semi-diurne
S ₂	12.000	Onde solaire principale semi-diurne

Tableau 3-3. Description sommaire des principales ondes de marée affectant les aquifères (RHOADS et ROBINSON, 1979 ; MARSAUD et al., 1993 ; LEFEVRE, 2000)

3.6.3. Intérêt de B_E

Le coefficient d'efficiace barométrique B_E est directement lié à l'emmagasinement spécifique (S_s) de l'aquifère par la relation suivante (JACOB, 1940) :

$$S_s = \frac{\rho g \Phi}{E_w B_E}, \quad [L^{-1}] \quad (17)$$

ρ , g et E_w étant indépendants de l'aquifère, si l'on connaît la porosité ϕ et le coefficient d'efficiace barométrique B_E , on obtient une estimation de l'emmagasinement spécifique S_s .

En introduisant les valeurs numériques de ρ , g et E_w :

$$(17) \rightarrow S_s = 4.771 \cdot 10^{-6} \frac{\Phi}{B_E} \quad (18)$$

avec :

$$\begin{aligned} \rho &= 997 \text{ kg.m}^{-3} \\ g &= 9.81 \text{ m.s}^{-2} \\ E_w &= 2.05 \cdot 10^9 \text{ Pa} \end{aligned}$$

L'expression du coefficient d'emmagasinement S est alors

$$S = 4.77 \cdot 10^{-6} \frac{\Phi e}{B_E} \quad (19)$$

avec e , épaisseur de l'aquifère.

3.6.4. Méthode de détermination de B_E

Analyse temporelle – distinction entre $B_{E,S}$ et $B_{E,L}$

En pratique, les données expérimentales ne fournissent pas les différentielles dW et dB mais des incréments ΔW et ΔB correspondant aux variations de W et B durant le pas d'échantillonnage Δt . Par définition, B_E est le coefficient de proportionnalité entre ΔW et ΔB . La démarche la plus simple consiste donc à rechercher la pente de la droite de régression linéaire entre ΔW et ΔB . Cette valeur est notée $B_{E,S}$.

Mais cette méthode s'applique mal avec des données bruitées. Dans ce cas la corrélation entre ΔW et ΔB est mauvaise et l'incertitude sur B_E devient grande. On peut alors rechercher une corrélation linéaire entre W et B . En effet le bruit enregistré par la chronique de piézométrie est dû à des phénomènes autres que l'effet barométrique. Il peut s'agir d'une variation de stock (recharge ou vidange), d'un rabattement local par des pompes voisins, de l'influence des marées terrestres. Parmi ces phénomènes, seul l'effet barométrique induit une relation linéaire entre W et B . Si l'on trace W en fonction de B , on pourra donc chercher les portions linéaires correspondant aux périodes durant lesquelles l'effet barométrique est dominant. La pente de ces segments donne une estimation de B_E (RHOADS et ROBINSON, 1979). On la note $B_{E,L}$.

$B_{E,L}$ et $B_{E,S}$ peuvent être interprétés respectivement comme les réponses à long terme et à court terme du système puits-aquifère (RASMUSSEN et CRAWFORD, 1997). Le rapport de ces deux valeurs est lié à la nature captive ou libre de l'aquifère et à certaines caractéristiques du système puits-aquifère. En effet $B_{E,L}$ reflète les variations de niveau dues à des modifications importantes et durables de la pression atmosphérique alors que $B_{E,S}$ est calculé à partir de variations dont les durées sont de l'ordre du pas de temps (30 min dans le cas du forage F393).

Dans le cas d'un système puits-aquifère idéal, l'effet barométrique sur le niveau dans le puits et sur la pression dans l'aquifère est synchrone. On a donc $B_{E,L}=B_{E,S}$. Dans le cas d'un aquifère captif, $B_{E,L}\neq 0$. Pour un aquifère libre $B_{E,L}\approx 0$.

En général on a $B_{E,L}\neq B_{E,S}$ ce qui indique un retard entre la réponse du puits et celle de l'aquifère aux variations de barométrie. Si $B_{E,L}>B_{E,S}$ (avec $B_{E,L}$ significativement différent de 0) alors l'aquifère est captif et le retard est attribué à des phénomènes de capacité et de bords du puits (*well bore storage and well skin effects*). Si $B_{E,L}<B_{E,S}$ (avec $B_{E(L)}$ proche de 0), l'aquifère est libre et le retard est dû aux propriétés de diffusivité pneumatique de la zone non saturée (FURBISH, 1991 ; RASMUSSEN et CRAWFORD, 1997 ; SPANE, 2002).

D'une manière générale avant d'effectuer ces calculs, on soustrait la tendance linéaire et la moyenne à chaque série étudiée. On élimine ainsi les tendances à long terme dont l'origine n'est pas à rechercher dans l'effet barométrique et on annule l'ordonnée à l'origine des droites de régression (RASMUSSEN et CRAWFORD, 1997). Par la suite on note \tilde{X} la série X sans tendance et de moyenne nulle.

Mouvements apériodiques et périodiques de la barométrie

La barométrie en un point donné de la surface terrestre n'est pas constante. Elle subit des variations au gré des phénomènes météorologiques (successions des anticyclones et des dépressions). Ces mouvements sont de grandes amplitudes et ne présentent pas de période fixe déterminée.

Comme la croûte terrestre, l'atmosphère subit aussi une dilatation sous l'effet gravitationnel des marées. La pression atmosphérique présente donc des variations au rythme des composantes harmoniques du potentiel générateur.

Enfin la pression atmosphérique présente une variation diurne due à l'évolution de la température de l'air entre le jour et la nuit. Comme tout fluide, l'atmosphère subit une dilatation thermique sous l'effet de l'augmentation de la température durant le jour.

Cette composante thermique journalière se superpose aux harmoniques diurnes du potentiel de marée. Les mouvements diurnes du niveau de l'eau dans le puits sont donc dus à la combinaison des deux phénomènes : une force gravitationnelle qui provoque par dilatation, à la fois un abaissement du niveau dans le puits et une réduction de la pression atmosphérique, et cette réduction de pression qui tend à une élévation du niveau de l'eau par effet barométrique.

Ainsi les variations diurnes de la barométrie et de la piézométrie se trouvent très fortement corrélées. Pourtant la première n'est pas la cause unique de la seconde. Elles sont toutes deux conséquences de phénomènes de même période.

Les corrélations établies entre W et B ou leurs incréments ΔW et ΔB doivent donc tenir compte de l'influence des marées et de la température de l'air sur la barométrie. Dans le cas contraire les variations diurnes viennent perturber le calcul. En pratique on utilise donc les moyennes mobiles sur 24 h des séries ou de leur différentielle pour filtrer ces phénomènes diurnes (effet de marée et effet thermique).

3.6.5. Application aux enregistrements de piézométrie et de barométrie sur le bassin de Carpentras

La piézométrie des forages F1607, F1711 et F796 est enregistrée par des limnigraphes automatiques. Les données sont traitées et archivées par le BRGM.

Pour le forage F393, la piézométrie a été suivie avec un capteur de pression de type DIVER DI 241 (Van Essen Instruments). Cette sonde est immergée dans le forage et mesure la somme (P_{Diver}) de la pression (H_w) exercée par la colonne d'eau et de la pression (P_a) exercée par la colonne d'atmosphère sus-jacente. La pression atmosphérique (P_a) est enregistrée avec un capteur de pression de type BARODIVER DI 250 (Van Essen Instruments) sur le site de l'INRA à Montfavet (commune d'Avignon). Toutes les mesures de pression sont exprimées en centimètres d'eau douce.

$$P_{Diver} = H_w + P_a \Leftrightarrow H_w = P_{Diver} - P_a \quad (20)$$

H_w correspond au niveau d'eau dans le puits mesuré à partir d'un plan de référence arbitraire. La cote NGF (W) de l'eau dans le puits s'exprime :

$$W = z + H_w - H_{m0} - H_{w0}$$

où H_{m0} est la profondeur du niveau d'eau dans le puits mesurée à un temps t_0 arbitraire à partir de la surface du sol de cote NGF z

et H_{w0} est la hauteur de la colonne d'eau au-dessus du capteur au temps t_0 . Cette valeur est obtenue à partir de la relation (20) appliquée au temps t_0 .

Enfin le pas d'échantillonnage de l'enregistrement de la barométrie est le quart d'heure. Il est nécessaire de rééchantillonner la série B au cas par cas, pour l'adapter au pas de chaque chronique de piézométrie W .

Exemple détaillé du forage F393 à Orange

L'enregistrement s'effectue au pas de temps de 30 min du 15/11/2004 au 14/12/2004. Les chroniques brutes apparaissent très bruitées, marquées par des périodes inférieures à la journée (Figure 3-17). Les chroniques lissées par une moyenne mobile sur 24 h laissent apparaître clairement le comportement anticorrélé de la barométrie (B) et de la hauteur d'eau (W) dans le forage (Figure 3-18). Ceci est conforme à l'effet barométrique puisqu'une hausse de pression entraîne une baisse de niveau. Les variations de grande amplitude de la barométrie correspondent aux évolutions météorologiques et aux passages des masses d'air de pressions différentes.

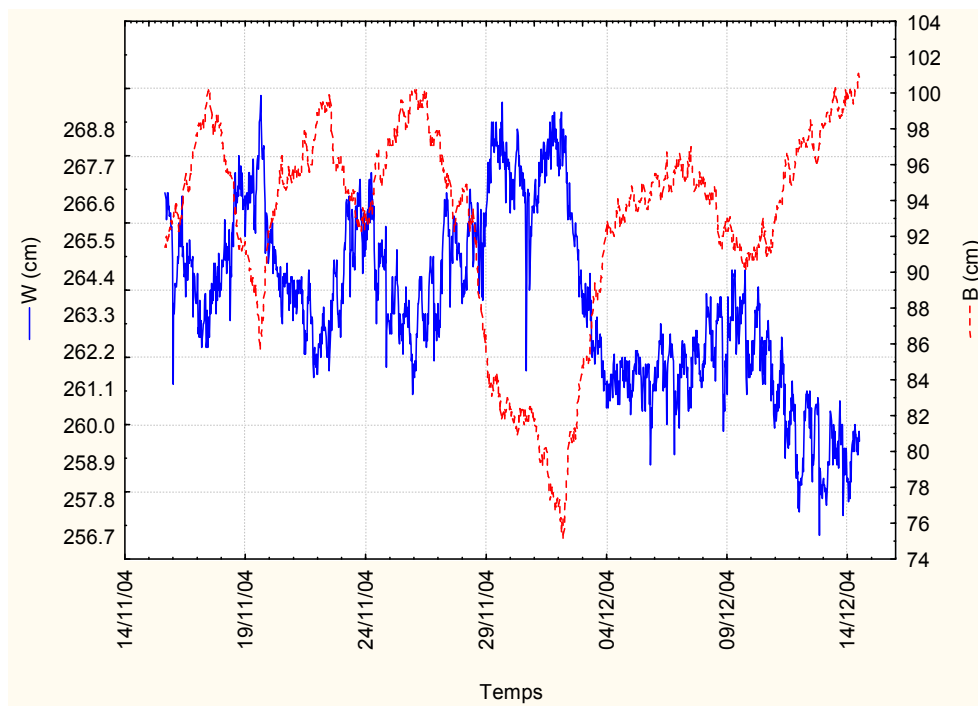


Figure 3-17. Chroniques de la piézométrie (ligne pointillée et axe de droite) et de la barométrie (ligne continue et axe de gauche) enregistrées au forage F393 d'Orange. Les valeurs sont indiquées en centimètres d'eau douce par rapport à une origine arbitraire.

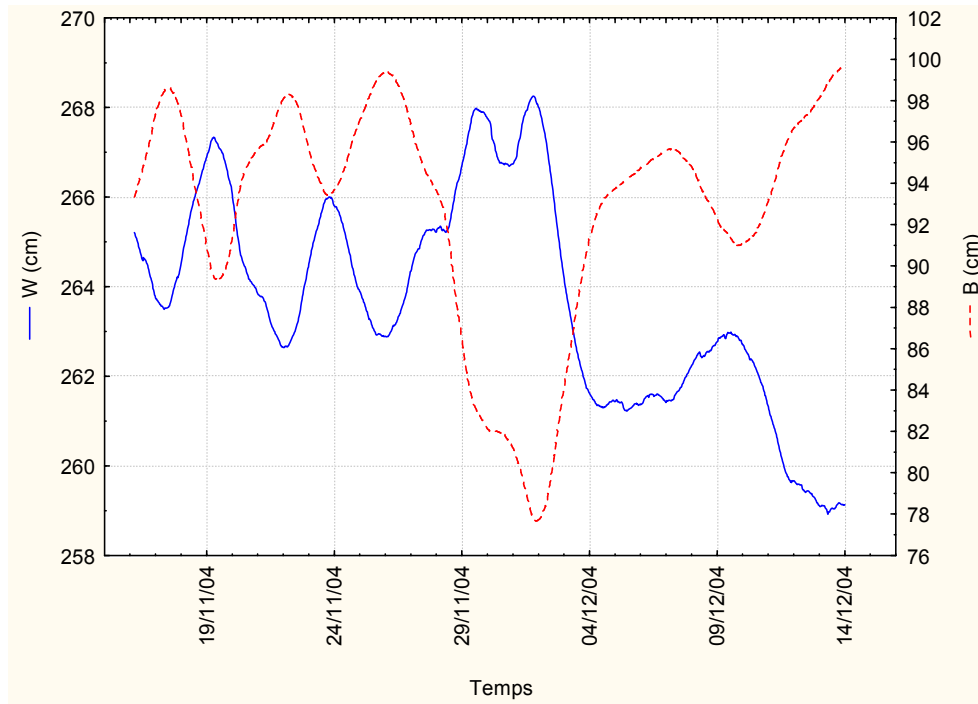


Figure 3-18. Chroniques de la piézométrie (ligne pointillée et axe de droite) et de la barométrie (ligne continue et axe de gauche) enregistrées au forage F393 d'Orange lissées par une moyenne mobile sur 24 heures. Les valeurs sont indiquées en centimètres d'eau douce par rapport à une origine arbitraire.

Pour étudier l'effet barométrique dans le domaine temporel, il convient de soustraire la tendance linéaire et la moyenne aux séries B et W : on obtient \tilde{B} , \tilde{W} , $\Delta\tilde{B}$ et $\Delta\tilde{W}$. Puis pour obtenir les estimations de B_E (coefficient d'efficacité barométrique), on calcule la pente de la droite de régression linéaire entre \tilde{B} et \tilde{W} et entre $\Delta\tilde{B}$ et $\Delta\tilde{W}$ (Figures 3-19 et 3-20).

Mais les valeurs obtenues par le calcul automatique de la pente de régression entre B et W doivent être critiquées. En effet les variations du niveau de l'eau sont corrélées à celles de la barométrie mais subissent aussi d'autres influences, notamment celles des pompages. Ainsi la relation linéaire entre niveau et pression est perturbée par des phénomènes transitoires non linéaires.

Les périodes de comportements linéaires apparaissent clairement sur le graphe de $W=f(B)$ sous la forme de segments de droite (RHOADS et ROBINSON, 1979). Ces segments ont tous une pente proche de 0.42. C'est cette valeur, supérieure à celle obtenue par la méthode des moindres carrés (0.31), qui est retenue pour $B_{E,L}$.

On obtient finalement les estimations suivantes :

$$B_{E,L} = -\tilde{W} / \tilde{B} = 0.42 \quad \& \quad B_{E,S} = -\Delta\tilde{W} / \Delta\tilde{B} = 0.40$$

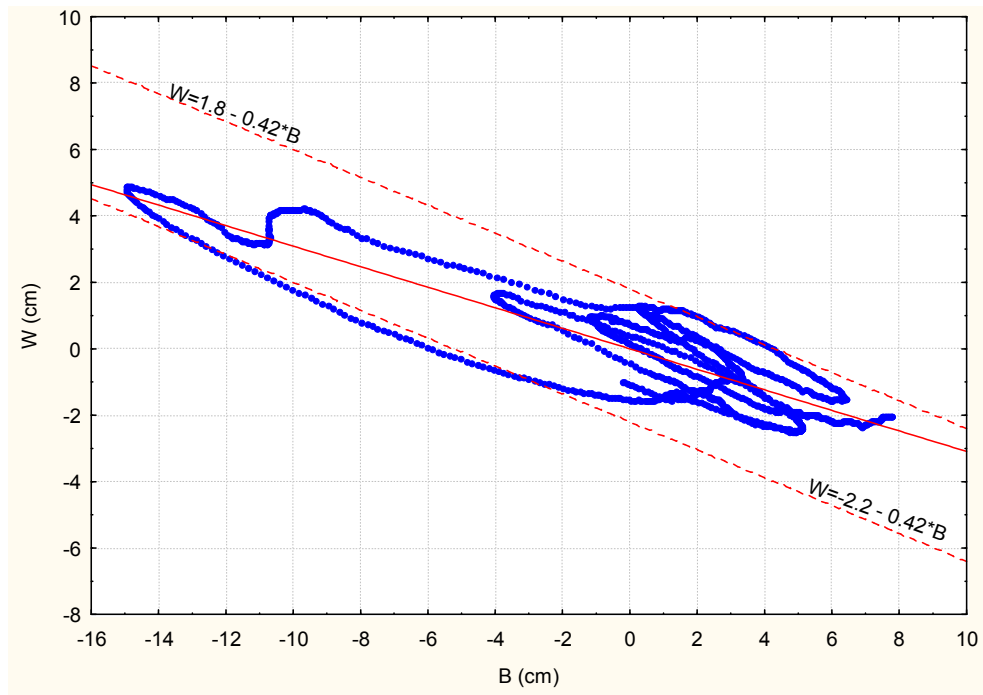


Figure 3-19. Régression linéaire entre \tilde{B} et \tilde{W} au forage F393 d'Orange. Calcul de $B_{E,L}$.

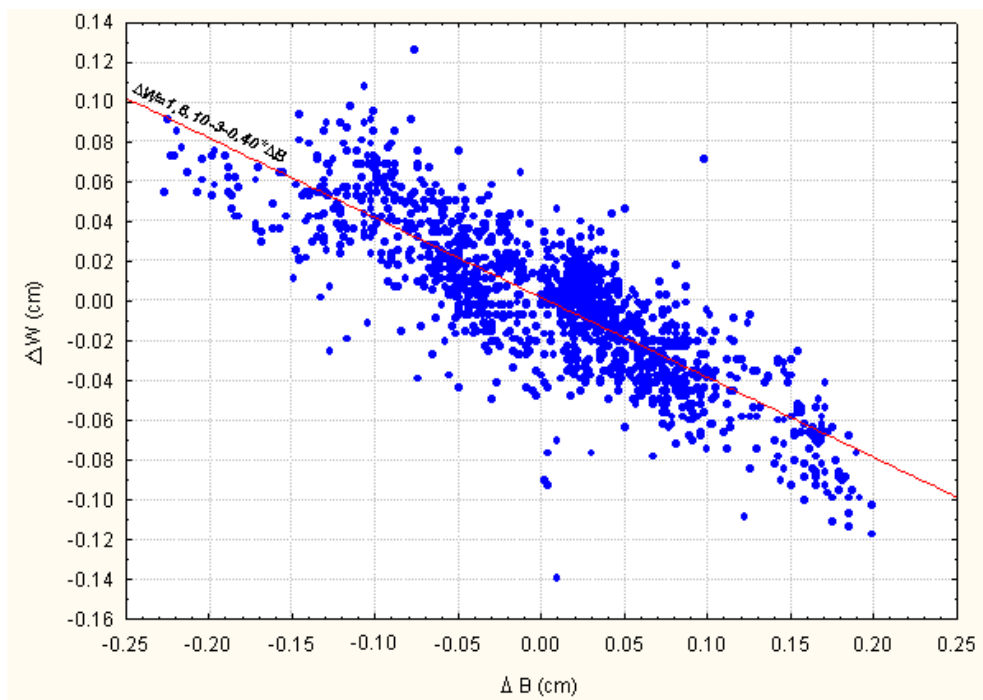


Figure 3-20. Régression linéaire entre $\Delta\tilde{B}$ et $\Delta\tilde{W}$ au forage F393 d'Orange. Calcul de $B_{E,S}$

La relation $B_{E,L} > B_{E,S} > 0$ est caractéristique des aquifères captifs (RASMUSSEN et CRAWFORD, 1997).

En appliquant l'expression (18) avec une porosité totale de 30% (aquifère sablo-argileux), on a l'emmagasinement spécifique S_s :

$$S_s = 3.4 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1}$$

Soit, pour une épaisseur aquifère de l'ordre de 100 m, un coefficient d'emmagasinement S :

$$S = 3.4 \cdot 10^{-4}$$

Résultats pour l'ensemble des points étudiés

Les paramètres d'enregistrement de chaque chronique sont indiqués dans le tableau 3-4.

Point de suivi	Commune	Formation captée	Période d'observation	Pas d'échantillonnage	Cote du niveau repère
F 393	Orange	Crétacé sup.	15/11/2004-14/12/2004	30 min	40 m NGF
F1607	Travaillan	Miocène	03/02/2005-31/05/2005	60 min	80 m NGF
F796	Monteux	Miocène	04/02/2005-01/06/2005	60 min	100 m NGF
F1711	Carpentras	Miocène	03/02/2005-31/05/2005	60 min	25 m NGF

Tableau 3-4. Paramètres d'enregistrement des chroniques de piézométrie pour l'étude de l'effet barométrique

Les figures 3-21 à 3-32 rassemblent, pour chaque point suivi, les chroniques W et B , leurs moyennes mobiles sur 24 heures ainsi que les corrélations entre \tilde{B} et \tilde{W} et entre $\Delta\tilde{B}$ et $\Delta\tilde{W}$. Pour finir le tableau 3-5 mentionne les valeurs estimées de $B_{E,S}$, $B_{E,L}$, S_s , et S pour chaque point étudié. Le calcul de S est fait à partir de $B_{E,S}$ et à partir de $B_{E,L}$, avec une porosité totale de 30%.

Lieu	$B_{E,S}$	$B_{E,L}$	Épaisseur estimée du niveau aquifère capté (m)	Coefficient d'emmagasinement S	
				à partir de $B_{E,S}$	à partir de $B_{E,L}$
F393 (Orange)	0.40	0.42	100 m	$3.6 \cdot 10^{-4}$	$3.4 \cdot 10^{-4}$
F1607 (Travaillan)	0.24	0.25	200 m	$1.2 \cdot 10^{-3}$	$1.1 \cdot 10^{-3}$
F796 (Monteux)	0.23	0.45	160 m	$1.0 \cdot 10^{-3}$	$5.1 \cdot 10^{-4}$
F1711 (Carpentras)	0.19	0.50	85 m	$6.4 \cdot 10^{-4}$	$2.4 \cdot 10^{-4}$

Tableau 3-5. Estimations de l'efficacité barométrique et du coefficient d'emmagasinement

Pour tous les points étudiés, $B_{E,S} < B_{E,L}$, (Tableau 3-5) ce qui témoigne de la nature en charge de l'aquifère. Dans les cas de F393 (Orange) et F1607 (Travaillan), on a de plus $B_{E,S} \approx B_{E,L}$. Ceci traduit la réponse rapide de l'aquifère aux fluctuations barométriques. Par contre F796 (Monteux) et F1711 (Carpentras) montrent une réponse plus lente de l'aquifère dans ces secteurs : les réactions à court terme ($B_{E,S}$) et à long terme ($B_{E,L}$) présentent une nette différence.

La différence entre $B_{E,S}$ et $B_{E,L}$ est due au temps de réaction de la charge de l'aquifère sous l'effet des variations barométriques. Alors que la pression atmosphérique s'applique directement et en totalité sur la surface de l'eau dans le puits, l'eau dans l'aquifère n'est soumise qu'à la fraction de pression qui n'est pas compensée par la réaction du squelette solide de la matrice. Il s'ensuit un déséquilibre entre le puits et l'aquifère qui induit des flux d'eau entre eux. Le délai nécessaire pour retrouver l'équilibre dépend de l'ouvrage lui-même et des paramètres hydrodynamiques T et S de l'aquifère.

Il est difficile de faire la part des choses entre ces causes, néanmoins la transmissivité est d'un ordre égal ou supérieur à $10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ et le coefficient d'emmagasinement de l'ordre de 10^{-4} , ce qui est suffisant pour que le délai d'équilibration soit imperceptible (SPANE, 2002). Les points F393 et F1607 réagissent d'ailleurs instantanément alors que les transmissivités et les coefficients d'emmagasinement de ces secteurs sont du même ordre de grandeur. La cause du temps de réaction de F796 et F1711 est à chercher dans le voisinage de ces points. Elle est souvent attribuée à l'effet de capacité (*storage effect*) ou à l'effet pariétal (*skin effect*) du puits (RASMUSSEN et CRAWFORD, 1997 ; SPANE, 2002). Il faut aussi remarquer que ces points sont situés au cœur d'une zone sollicitée par de nombreux pompages. La fenêtre d'observation s'étend de février à juin et correspond au début de la période de baisse du niveau de la nappe du Miocène (3.4.2.) Le temps de réaction pourrait être accru du fait de la tension déjà exercée sur le niveau piézométrique. L'effet des variations à court terme de la barométrie est de faible amplitude et se trouve masqué en partie par les pompages voisins alors que le niveau de l'eau dans le puits de mesure réagit instantanément.

Les estimations du coefficient d'emmagasinement obtenues par l'étude de l'effet barométrique sont toutes comprises entre $2.4 \cdot 10^{-4}$ et $12 \cdot 10^{-4}$. Les valeurs calculées à partir de $B_{E,S}$ sont influencées par le voisinage du point de mesure, elles ne sont donc pas retenues par la suite.

Le coefficient d'emmagasinement calculé à partir de $B_{E,L}$ pour F796 ($S=5.1 \cdot 10^{-4}$) peut-être comparé à la valeur obtenue par pompage d'essai à l'ouest de Monteux ($S=3.2 \cdot 10^{-4}$) positionnée sur la figure 3-16. Cet écart entre les estimations (rapport de 1.6) est raisonnable quand on tient compte des nombreuses hypothèses simplificatrices nécessaires, entre autres à l'interprétation des pompages d'essai.

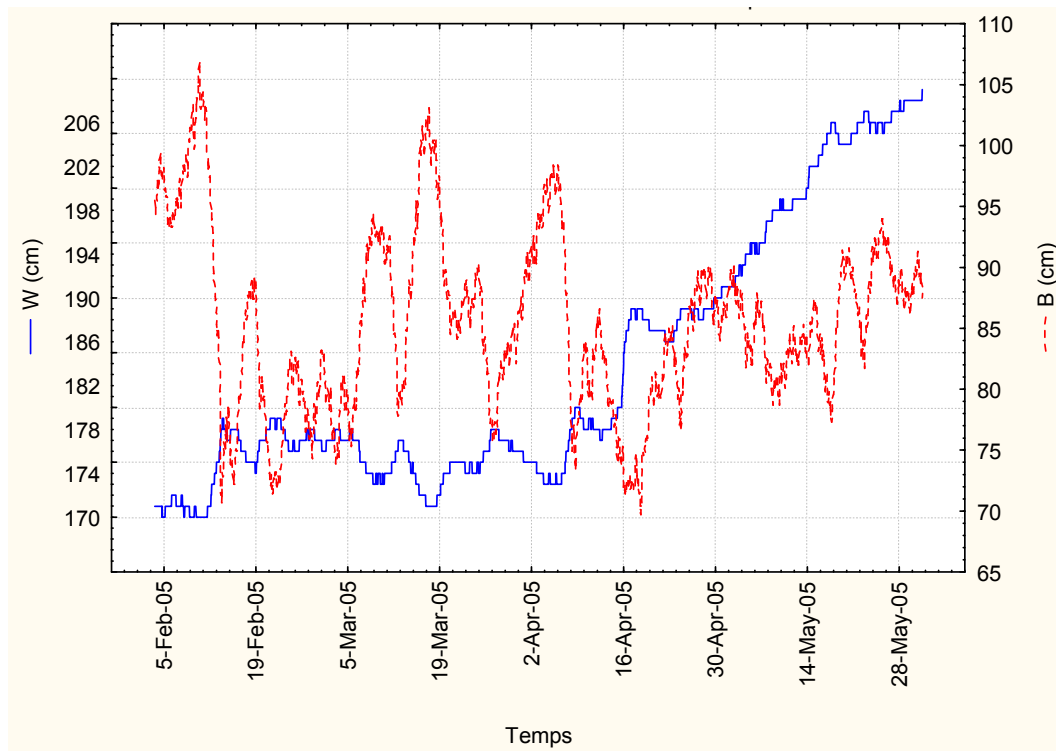


Figure 3-21. Chroniques de la piézométrie (W) et de la barométrie (B) enregistrées au forage F1607 de Travaillan

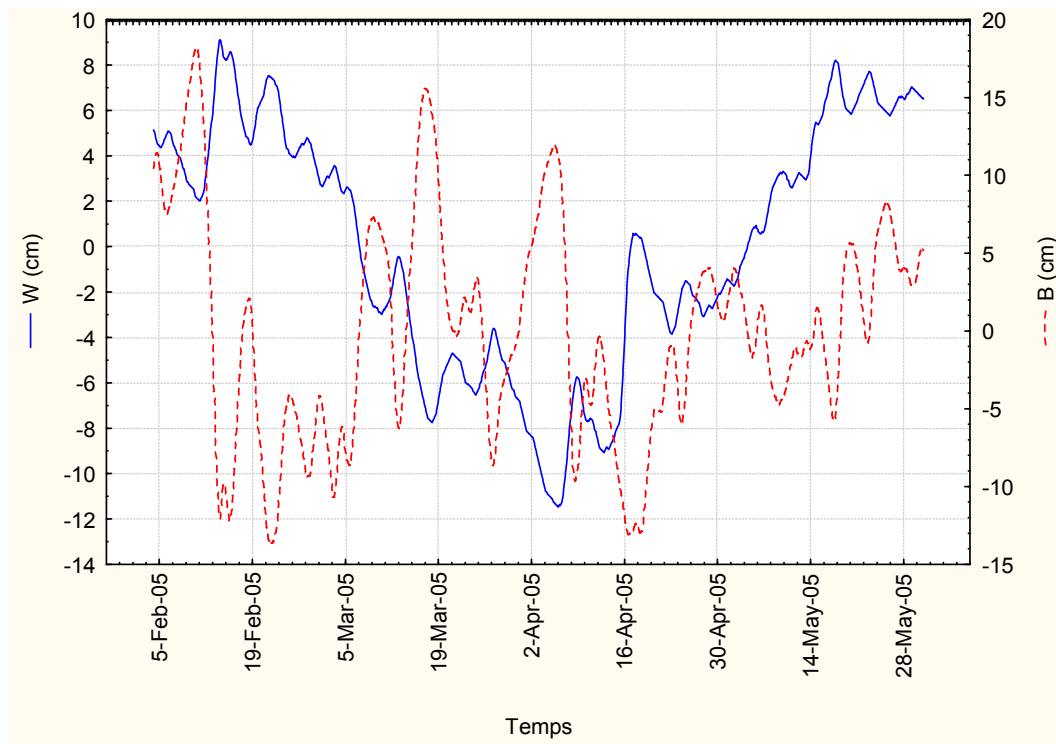


Figure 3-22 Moyennes mobiles sur 24 heures de la piézométrie (W) et de la barométrie (B) enregistrées au forage F1607 de Travaillan

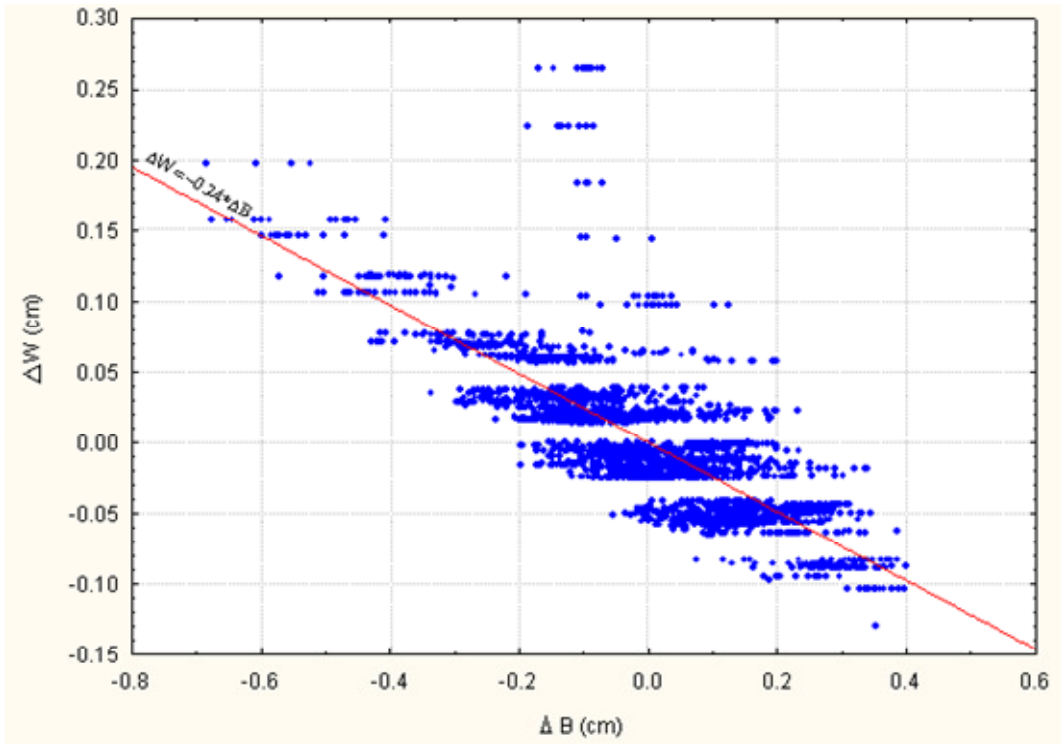


Figure 3-23. Site de Travaillan : régression linéaire entre $\tilde{\Delta B}$ et $\tilde{\Delta W}$. Calcul de $B_{E,S}$

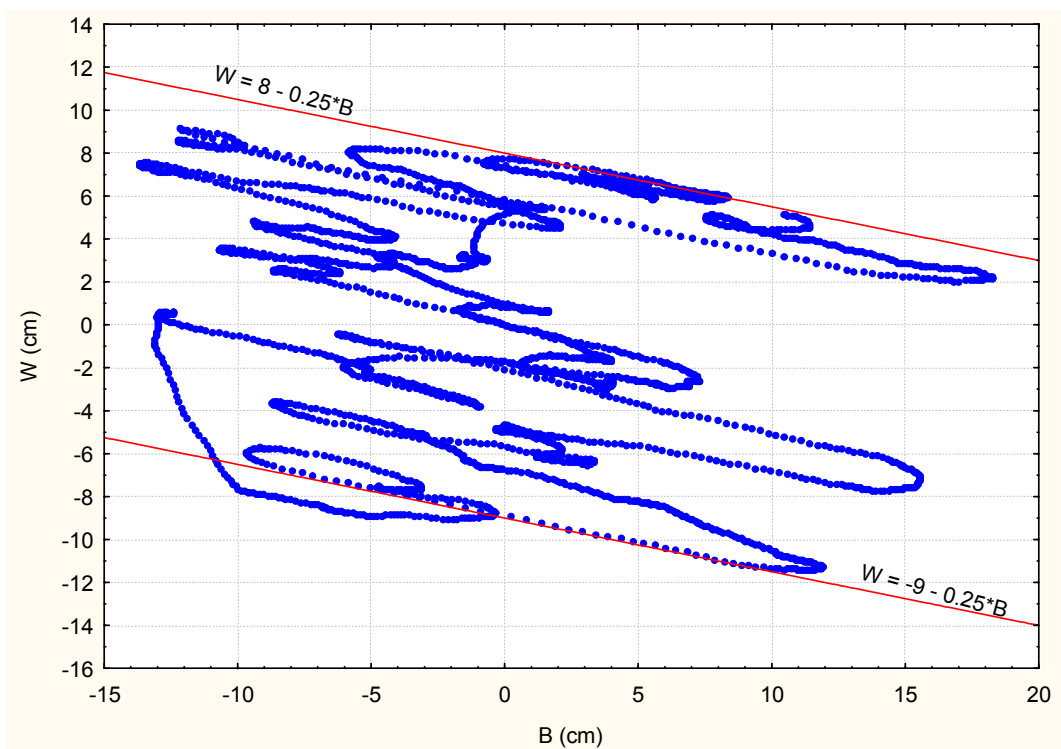


Figure 3-24. Site de Travaillan : régression linéaire entre \tilde{B} et \tilde{W} . Calcul de $B_{E,L}$

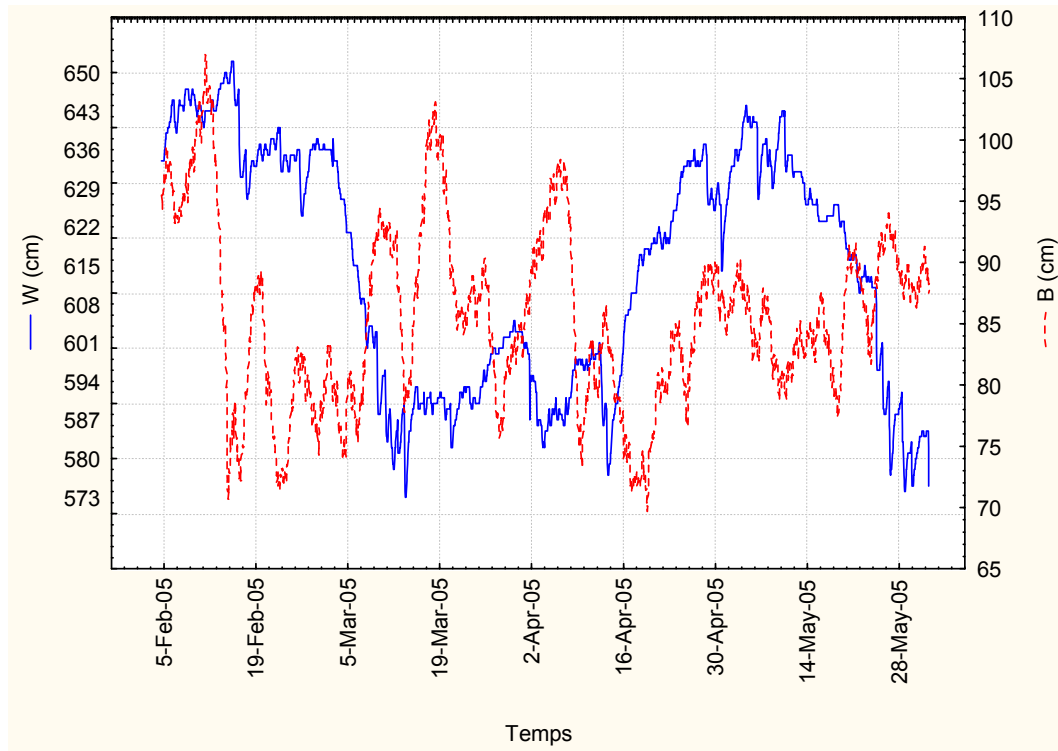


Figure 3-25. Chroniques de la piézométrie (W) et de la barométrie (B) enregistrées au forage F796 de Monteux

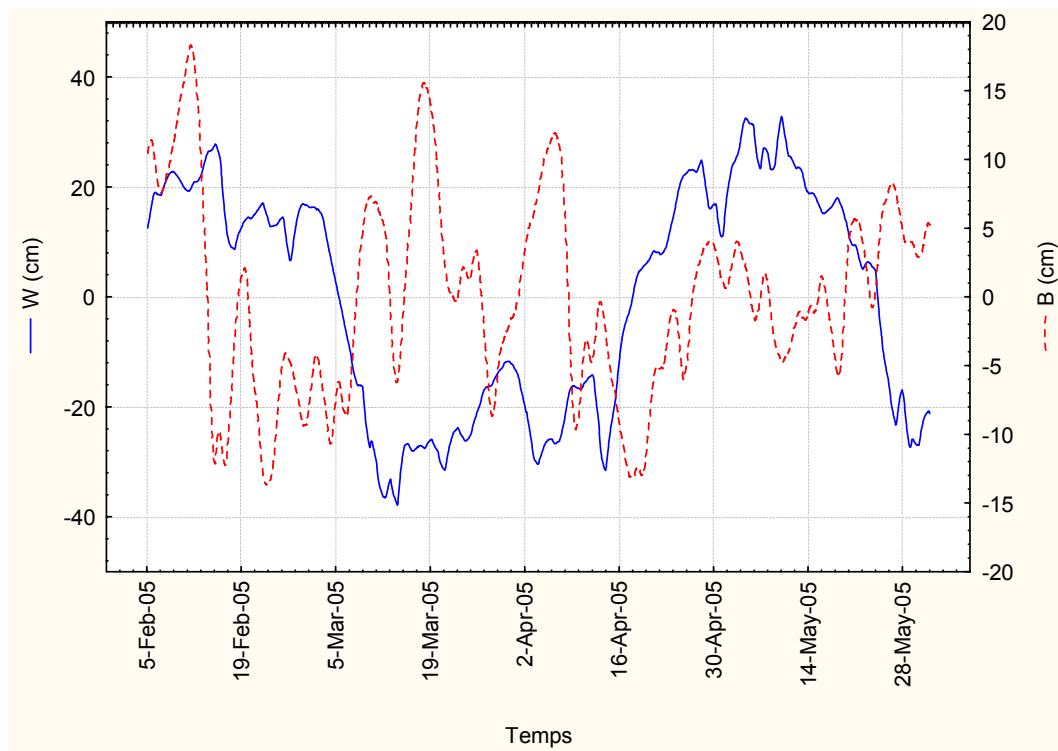


Figure 3-26. Moyennes mobiles sur 24 heures de la piézométrie (W) et de la barométrie (B) enregistrées au forage F796 de Monteux

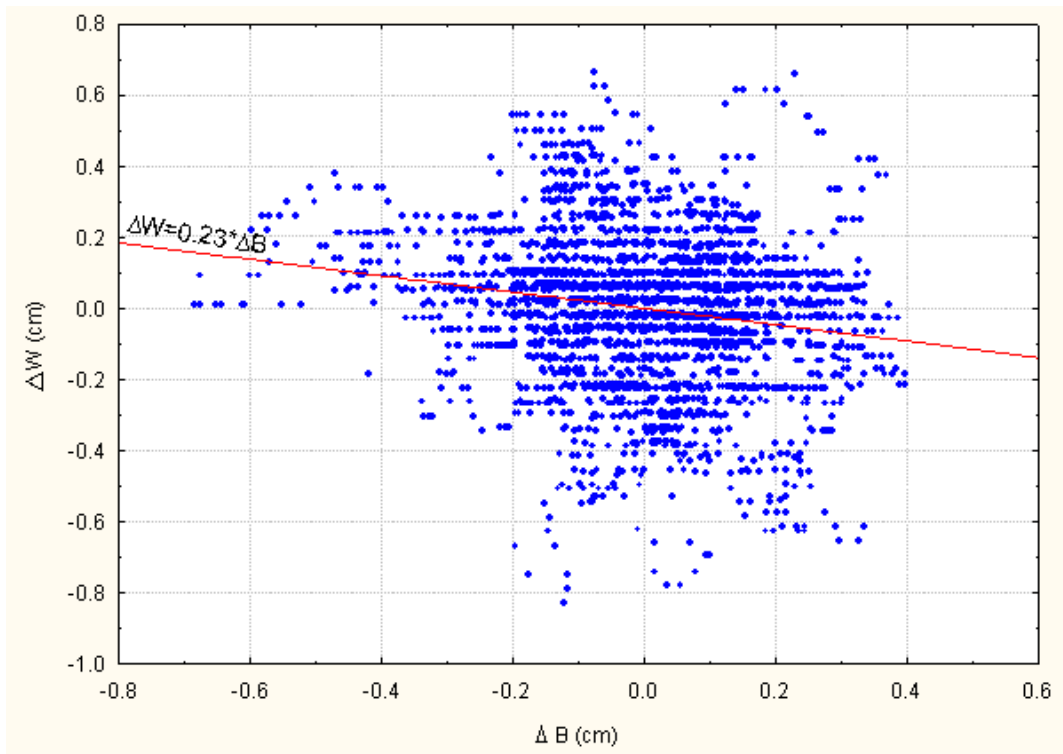


Figure 3-27. Site de Monteux : régression linéaire entre $\Delta \tilde{B}$ et $\Delta \tilde{W}$. Calcul de $B_{E,S}$.

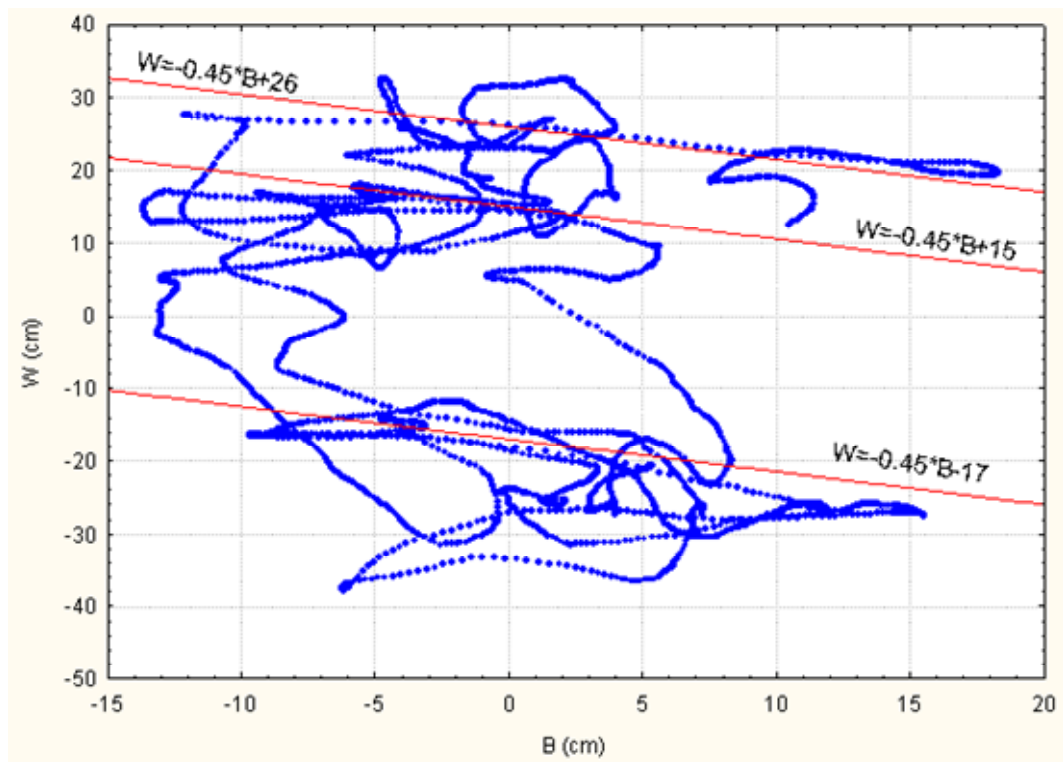


Figure 3-28. Site de Monteux : régression linéaire entre \tilde{B} et \tilde{W} . Calcul de $B_{E,L}$.

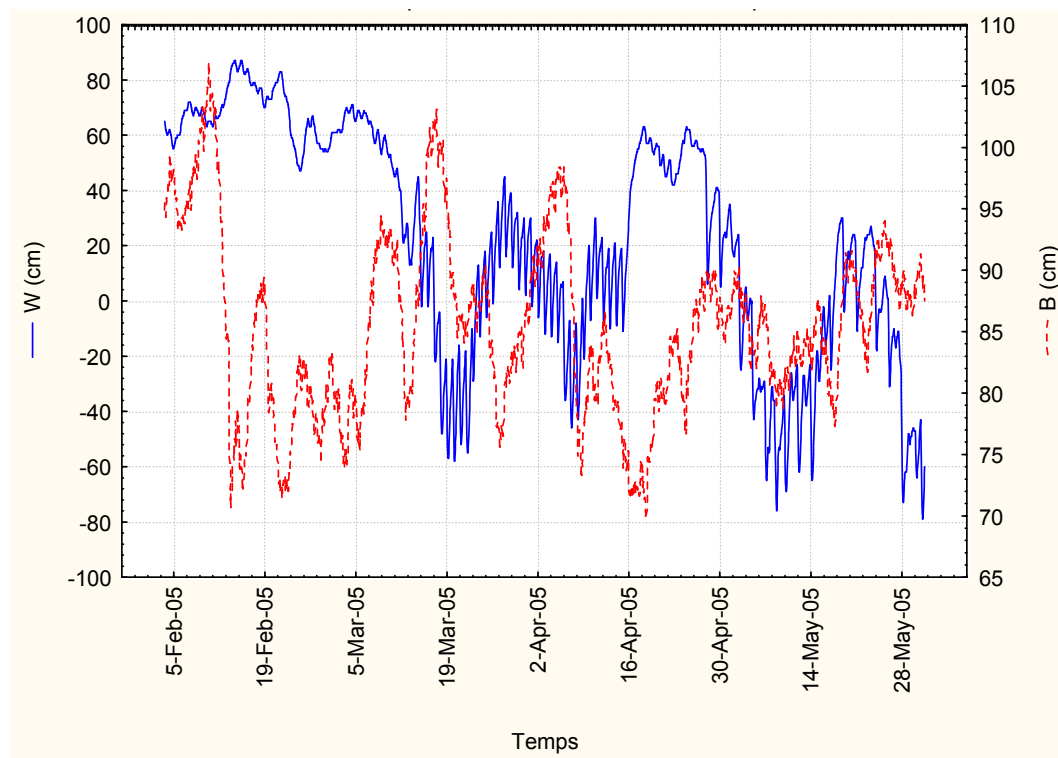


Figure 3-29. Chroniques de la piézométrie (W) et de la barométrie (B) enregistrées au forage F1711 de Carpentras

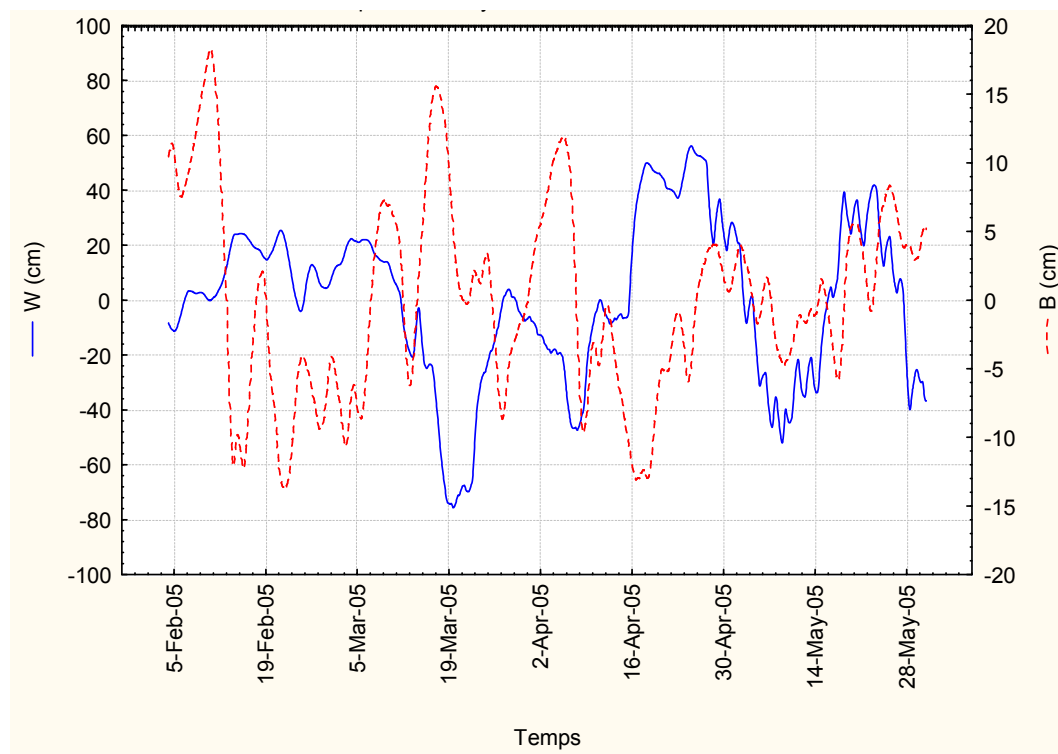


Figure 3-30. Moyennes mobiles sur 24 heures de la piézométrie (W) et de la barométrie (B) enregistrées au forage F1711 de Carpentras

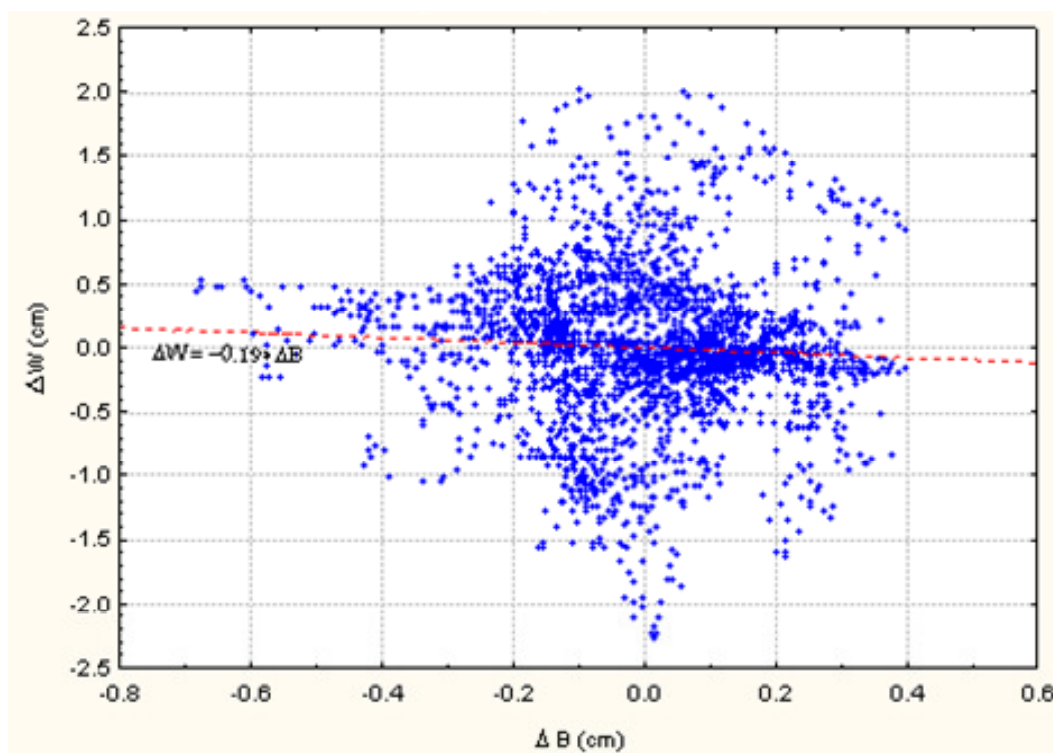


Figure 3-31. Site de Carpentras : régression linéaire entre $\Delta\tilde{B}$ et $\Delta\tilde{W}$. Calcul de $B_{E,S}$

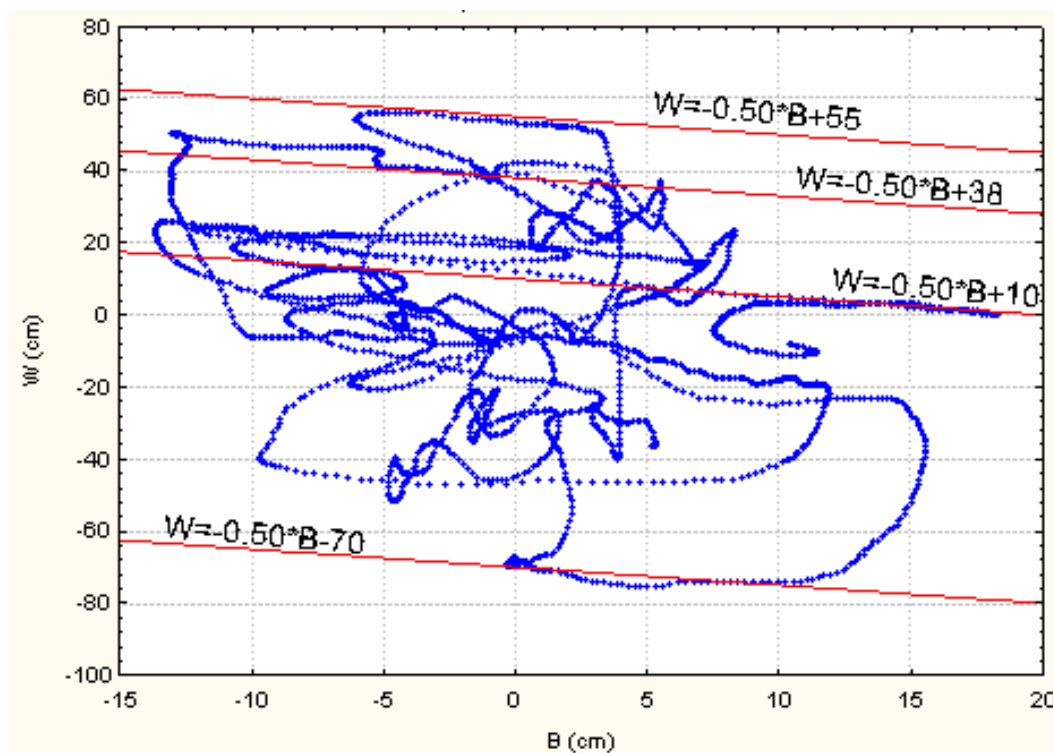


Figure 3-32. Site de Carpentras : régression linéaire entre \tilde{B} et \tilde{W} . Calcul de $B_{E,L}$.

Pour tous les points étudiés, $B_{E,S} < B_{E,L}$ (Tableau 3-5) ce qui témoigne de la nature en charge de l'aquifère. Dans les cas de F393 (Orange) et F1607 (Travaillan), on a de plus $B_{E,S} \approx B_{E,L}$. Ceci traduit la réponse rapide de l'aquifère aux fluctuations barométriques. Par contre F796 (Monteux) et F1711 (Carpentras) montrent une réponse plus lente de l'aquifère dans ces secteurs : les réactions à court terme ($B_{E,S}$) et à long terme ($B_{E,L}$) présentent une nette différence.

La différence entre $B_{E,S}$ et $B_{E,L}$ est due au temps de réaction de la charge de l'aquifère sous l'effet des variations barométriques. Alors que la pression atmosphérique s'applique directement et en totalité sur la surface de l'eau dans le puits, l'eau dans l'aquifère n'est soumise qu'à la fraction de pression qui n'est pas compensée par la réaction du squelette solide de la matrice. Il s'ensuit un déséquilibre entre le puits et l'aquifère qui induit des flux d'eau entre eux. Le délai nécessaire pour retrouver l'équilibre dépend de l'ouvrage lui-même et des paramètres hydrodynamiques T et S de l'aquifère.

Il est difficile de faire la part des choses entre ces causes, néanmoins la transmissivité est d'un ordre égal ou supérieur à $10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ et le coefficient d'emmagasinement de l'ordre de 10^{-4} , ce qui est suffisant pour que le délai d'équilibration soit imperceptible (SPANE, 2002). Les points F393 et F1607 réagissent d'ailleurs instantanément alors que les transmissivités et les coefficients d'emmagasinement de ces secteurs sont du même ordre de grandeur. La cause du temps de réaction de F796 et F1711 est à chercher dans le voisinage de ces points. Elle est souvent attribuée à l'effet de capacité (*storage effect*) ou à l'effet pariétal (*skin effect*) du puits (RASMUSSEN et CRAWFORD, 1997 ; SPANE, 2002). Il faut aussi remarquer que ces points sont situés au cœur d'une zone sollicitée par de nombreux pompages. La fenêtre d'observation s'étend de février à juin et correspond au début de la période de baisse du niveau de la nappe du Miocène (3.4.2.) Le temps de réaction pourrait être accru du fait de la tension déjà exercée sur le niveau piézométrique. L'effet des variations à court terme de la barométrie est de faible amplitude et se trouve masqué en partie par les pompages voisins alors que le niveau de l'eau dans le puits de mesure réagit instantanément.

Les estimations du coefficient d'emmagasinement obtenues par l'étude de l'effet barométrique sont toutes comprises entre $2.4 \cdot 10^{-4}$ et $12 \cdot 10^{-4}$. Les valeurs calculées à partir de $B_{E,S}$ sont influencées par le voisinage du point de mesure, elles ne sont donc pas retenues par la suite.

Le coefficient d'emmagasinement calculé à partir de $B_{E,L}$ pour F796 ($S=5.1 \cdot 10^{-4}$) peut-être comparé à la valeur obtenue par pompage d'essai à l'ouest de Monteux ($S=3.2 \cdot 10^{-4}$) positionnée sur la figure 3-16. Cet écart entre les estimations (rapport de 1.6) est raisonnable quand on tient compte des nombreuses hypothèses simplificatrices nécessaires, entre autres à l'interprétation des pompages d'essai.

L'étude théorique de l'effet barométrique (1.6.3) a conduit à l'équation (19) qui montre que le coefficient d'emmagasinement S est proportionnel au rapport $\frac{\Phi e}{B_E}$. Dans le cas des ouvrages étudiés, le rapport $\frac{\Phi}{B_E}$ est compris entre 0.6 et 1.2. Ces ouvrages sont peu nombreux (quatre) mais ils sont répartis dans le bassin. En considérant qu'ils sont

représentatifs des secteurs productifs, une fourchette des valeurs vraisemblables de S , pour les zones sans valeur mesurée, est donnée par :

$$(19) \rightarrow \quad 2.9 \cdot 10^{-6} \times e \leq S \leq 5.7 \cdot 10^{-6} \times e \quad (21)$$

Cette estimation est grossière, l'intervalle s'étend du simple au double, mais peut fournir un ordre de grandeur en l'absence de mesure.

La valeur de S la plus élevée ($2 \cdot 10^{-3}$), située entre Aubignan et Carpentras (Figure 3-16) et obtenue par pompage d'essai peut à nouveau être discutée. Dans ce secteur l'épaisseur maximum de l'aquifère est estimée à 270 m en prenant la puissance totale de la série langho-serravallienne (chapitre 2). Par application de la relation (21), S devrait être, au plus, de l'ordre de $1.5 \cdot 10^{-3}$. La valeur fournie par l'interprétation de l'essai de pompage pourrait donc être surestimée, comme soupçonné au 3.6. Cette surestimation résulterait de la pénétration partielle du forage et des piézomètres ainsi que de la présence d'épentes semi-perméables (le secteur se trouve en effet dans la partie multicouche du bassin (2.4) dont les effets ne sont pas pris en compte.

Conclusion à l'étude de l'effet barométrique pour le calcul du coefficient d'emmagasinement

L'approche du coefficient d'emmagasinement (S) par l'étude de l'effet barométrique fournit des valeurs cohérentes avec celles obtenues par pompage d'essai. Mais le calcul de S par l'intermédiaire de B_E présente au moins deux avantages.

1. Cette méthode utilise un seul point de mesure ; aucun second ouvrage n'est nécessaire.
2. Elle renseigne sur le degré de captivité de l'aquifère et distingue le comportement à court terme de celui à long terme. En particulier, $B_{E,L}$ est représentatif de l'effet à long terme, donc d'un grand volume aquifère. C'est une valeur intéressante pour la modélisation du bassin. Par pompage elle est difficile d'accès car il faudrait des piézomètres suffisamment éloignés du point de pompage, un pompage de très longue durée pour pouvoir mesurer un rabattement sur les piézomètres lointains et aucune perturbation parasite sensible (pompages voisins, recharge, effet barométrique et marées terrestres).

Pour le calcul de S à partir de B_E , il est nécessaire de connaître e et Φ . L'étude géologique permet généralement une bonne estimation de l'épaisseur aquifère e , mais la porosité totale est rarement mesurée. Si d'un point de vue méthodologique cette lacune peut être prise pour une faiblesse, en pratique, une estimation, même grossière de e suffit pour obtenir un ordre de grandeur.

3.7. Conclusion à l'étude des paramètres hydrodynamiques et de la piézométrie

Le niveau piézométrique est la seule variable accessible, caractéristique de l'état hydrodynamique de la nappe. En général l'approche reste qualitative mais peut permettre également d'estimer le coefficient d'emmagasinement.

Dans un premier temps, le suivi mensuel pendant vingt mois d'un réseau de 55 ouvrages servant de piézomètres, la comparaison des niveaux piézométriques des aquifères du bassin et le rapprochement des données de la littérature avec les données actuelles apportent des arguments sur certains aspects de l'hydrodynamique de l'aquifère miocène.

1. L'axe NE-SW, proche du horst de Loriol et caractérisé par un remplissage de safres à faciès sableux (chapitre 2), constitue un axe de drainage principal de l'aquifère. Cette zone connaît un artésianisme généralisé, l'aquifère du Miocène soutenant la nappe alluviale par drainance ascendante.
2. Les zones de recharge correspondent au Burdigalien calcaire et aux niveaux de safres à faciès sableux (Figure 2–25), à l'affleurement ou sous les alluvions anciennes. Elles s'étendent le long du massif de Gigondas, et de la colline du Limon à Carpentras.
3. L'alimentation par le karst urgonien sous couverture est possible car la charge hydraulique de cet aquifère est supérieure à celle du Miocène. Sa quantification est difficile mais pourrait atteindre $1 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ sans déséquilibrer le bilan hydrologique établi pour le système de la Fontaine-de-Vaucluse.
4. Dans la plaine alluviale, l'aquifère miocène soutient la nappe superficielle par drainance ascendante, sauf dans des secteurs de pompage intense.
5. Les niveaux piézométriques mesurés dans l'aquifère miocène montrent une nette variation saisonnière (baisse à la fin de l'hiver et remontée à la fin de l'été) liée à l'activité des pompages. Ce constat se retrouve dans l'ensemble du bassin même si les plus fortes amplitudes (entre 5 m et 10 m) s'observent dans la région de Montoux, Carpentras, Aubignan, Sarrians.
6. Les points de suivi dans les aquifères voisins (crétacés et alluviaux) montrent des évolutions très différentes de celle observée dans le Miocène. Ce dernier constitue donc bien un système à part entière.
7. Le système aquifère est très inertiel et l'influence de la pluie efficace mensuelle sur le niveau de l'eau mesuré dans les forages est imperceptible. Par contre la charge de l'aquifère est fortement corrélée avec le cumul des écarts à la moyenne de la pluie efficace sur douze mois courant.
8. La comparaison de trois cartes piézométriques et de données qualitatives permet d'apprécier l'évolution des niveaux sur près d'un siècle. On note une réduction de l'intensité de l'artésianisme (baisse de 5 m à 10 m de la pression) imputable à la

multiplication des forages. Néanmoins, à l'échelle du bassin, aucune tendance monotone (à la baisse ou à la hausse) n'apparaît et les niveaux mesurés en 2003-2005 sont comparables à ceux des années 1960, à la précision des cartes près.

Dans un deuxième temps, les pompages d'essai fournissent une estimation de la conductivité hydraulique des différents faciès reconnus dans les sables miocènes :

1. niveaux argileux : perméabilité de l'ordre de 10^{-10} m.s⁻¹ (une seule mesure au CET d'Entraigues),
2. niveaux sableux : perméabilité de l'ordre de 10^{-6} m.s⁻¹ (28 mesures).

Enfin l'étude de l'effet barométrique permet d'approcher le coefficient d'emménagement par une méthode simple à mettre en œuvre. Les valeurs calculées sont comprises entre $2.4 \cdot 10^{-4}$ et $12 \cdot 10^{-4}$. On peut les utiliser pour confirmer ou critiquer les valeurs fournies par les pompages d'essai et pour estimer le coefficient d'emménagement dans les secteurs où les valeurs font défaut.