

# PIEZOMETRIE D'UN AQUIFERE A DENSITE VARIABLE

---

« *Ce qui est simple est toujours faux ; ce qui ne l'est pas est inutilisable* »  
Paul Valéry

## Introduction

Dans la majeure partie des aquifères, la piézométrie est un outil simple qui permet de déterminer le sens des écoulements et l'intensité des flux. Généralement, la composante verticale de l'écoulement peut être négligée et on assimile la charge hydraulique au niveau piézométrique. Une simple comparaison des niveaux piézométriques en différents points permet alors de déterminer le sens de l'écoulement ; l'eau s'écoulant des niveaux piézométriques hauts vers les niveaux piézométriques bas. Dans les aquifères où la densité n'est pas constante en tout point, les niveaux piézométriques ne peuvent plus être comparés directement (e.g. Fetter, 1994). La variation de densité au sein d'un aquifère peut résulter de différences de température ou de pression (Bachu, 1995; Bachu et Michael, 2002), mais la cause la plus commune est sans doute la variation de salinité en particulier dans les aquifères côtiers (Post *et al.*, 2007). Ces variations affectent l'utilisation de la piézométrie pour représenter la caractéristique des écoulements et peuvent conduire à des interprétations erronées si elles ne sont pas prises en compte (Custodio, 1985; Fetter, 1994; Simmons, 2005; Post *et al.*, 2007). L'utilisation des mesures piézométrique dans un aquifère à densité variable est donc beaucoup plus complexe que pour les aquifères à densité constante.

De plus, il existe une fausse idée largement répandue selon laquelle la conversion de la mesure piézométrique à une densité de référence d'eau douce, « équivalent d'eau douce » (Luszczynski, 1961), est suffisante pour analyser les cartes piézométriques en milieu à densité variable. Cette correction bien que nécessaire génère une erreur généralement non négligeable dans le cas des aquifères côtiers où les gradients de charges sont faibles (Simmons, 2005; Post *et al.*, 2007). Ainsi, en dépit de son importance pour les hydrogéologues, il existe peu d'ouvrages ou de publications qui expliquent comment utiliser correctement les données de terrain pour évaluer les flux d'eau souterraine en milieu à densité variable. On peut cependant mentionner la parution récente d'un article clarifiant ce sujet (Post *et al.*, 2007). Souvent, le problème est approché par modélisation, ce qui enlève toute la simplicité de mise en oeuvre de l'approche piézométrique ! Aussi, est-il quand même utile de pouvoir déterminer une direction d'écoulement sans passer par une approche de modélisation.

## I.1. La piézométrie en milieu à densité variable - Méthodologie

### I.1.1. Notion de charge hydraulique et relation avec la piézométrie en milieu à densité variable

#### I.1.1.1. Expression de la charge hydraulique

L'énergie d'un fluide est définie par la somme des ses énergies cinétique, de potentiel et de pression. Ainsi, en mécanique des fluides, la charge hydraulique ( $h$ ) en un point donné d'un fluide incompressible soumis à la seule gravité est donnée par la relation :

$$h = \frac{u^2}{2g} + \frac{P}{\rho g} + z \quad (1)$$

où :  $u$  est la vitesse du fluide au point considéré et  $z$  l'élévation ou cote de ce point ;  $P$  est la pression de l'eau (Pa) ;  $\rho$  est la densité ( $\text{kg/m}^3$ ) ; et  $g$  est l'accélération gravitationnelle ( $\text{m/s}^2$ ).

Dans les aquifères, et plus particulièrement dans les milieux poreux, le terme de vitesse est négligeable et la charge se résume alors à la charge statique :

$$h = \frac{P}{\rho g} + z \quad (2)$$

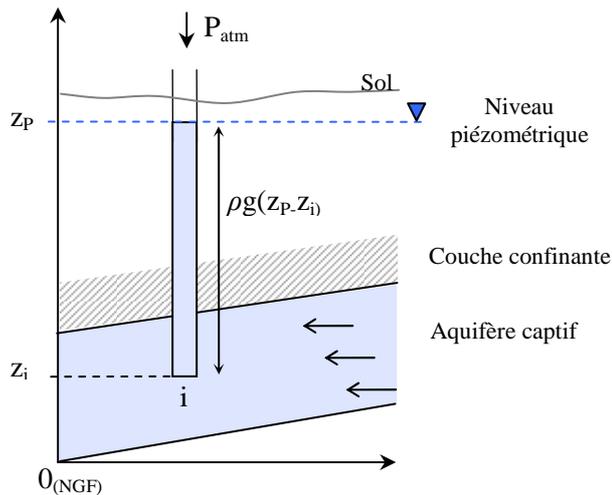
Sur le terrain, la charge représente la cote atteinte par l'eau à l'équilibre avec la pression atmosphérique dans un piézomètre (Fig. 37). Elle s'exprime généralement par rapport au NGF (Nivellement Général).

Généralement, les écoulements verticaux peuvent être négligés. Dans ce cas la charge hydraulique est indépendante de la profondeur de la mesure (*i.e.* de la profondeur de la crépine). Si la densité est égale en tout point de la colonne d'eau, la charge hydraulique en un point  $i$  (Fig. 37) peut être exprimée en fonction du niveau piézométrique  $z_p$  mesuré sur le terrain selon :

$$\begin{cases} h_i = \frac{P_i}{\rho g} + z_i \\ P_i = P_p + \rho g(z_p - z_i) \end{cases} \Rightarrow h_i = \frac{P_p + \rho g(z_p - z_i)}{\rho g} + z_i = z_p \quad (3)$$

avec  $P_p = P_{atm}$  choisit comme référence égale à 0.

⇒ La charge hydraulique est donc constante selon la verticale ; elle est indépendante de la longueur du forage et correspond au niveau piézométrique.



**Fig. 37. Représentation schématique de la charge hydraulique ; exemple d'une nappe captive**

En pratique, les aquifères ne contenant que de l'eau douce, les niveaux piézométriques mesurés sur le terrain reflètent directement les charges hydrauliques des différents points. Les niveaux piézométriques sont comparables entre eux et permettent donc de définir le sens des écoulements, des niveaux piézométriques hauts vers les niveaux piézométriques bas.

#### I.1.1.2. Concept d'équivalent eau douce

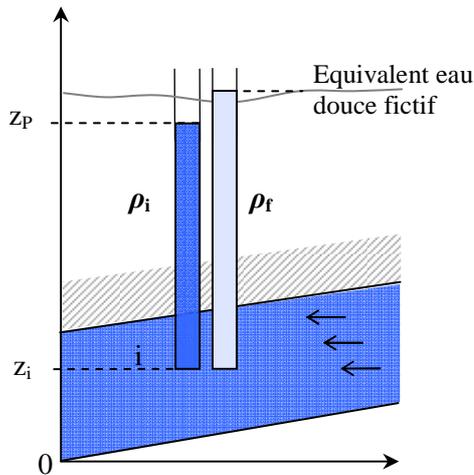
A la différence de la pression, la charge est dépendante de la densité (cf. Equation 2). Dans un système où la densité  $\rho$  varie spatialement, la charge ( $h$ ) ne représente donc plus directement les variations de pression ( $P$ ). En effet, pour une même valeur de pression, il peut correspondre des valeurs de charge différente en fonction de la densité de l'eau. Pour une eau parfaitement immobile, la non prise en compte d'une variation spatiale de densité entraîne l'apparition d'un gradient de charge fictif.

Dans les milieux à densité variable, il serait en fait préférable d'utiliser la pression de l'eau et sa densité plutôt que la charge hydraulique. Cependant, la mesure du niveau piézométrique demeure la mesure la plus facile à réaliser et la moins coûteuse expliquant la faible utilisation de la pression.

#### Définition de « l'équivalent eau douce »

Pour pouvoir comparer les charges hydrauliques de différents piézomètres d'un milieu à densité variable, une correction de densité est donc nécessaire. On se ramène alors au cas d'un milieu à densité constante en normalisant les charges par rapport à une densité de référence, identique pour tous les piézomètres. Bien que toutes les valeurs de densité puissent être utilisées, la densité de référence choisie est généralement la densité de l'eau douce ( $\rho_f \sim 1000$ ) de manière à permettre une comparaison des niveaux avec les cartes piézométriques habituelles. On définit alors un « équivalent eau douce » ou « fresh water head » (Luszczynski, 1961).

La correction couramment préconisée repose sur le principe d'équilibre des pressions. Ainsi elle consiste à déterminer la hauteur d'une colonne d'eau douce fictive exerçant une pression équivalente à la pression exercée par la colonne d'eau salée de densité  $\rho_i$  (Fig. 38).



**Fig. 38. Représentation schématique de la charge « équivalent eau douce »**

Si  $\rho_f$  est la densité de référence, la charge « normalisée » s'exprime alors par :

$$h_{f,i} = \frac{P_i}{\rho_f g} + z_i \Rightarrow \frac{\rho_i}{\rho_f} (z_p - z_i) + z_i \quad (4)$$

L'équivalent eau douce peut également être facilement calculé à partir de la mesure piézométrique suivant :

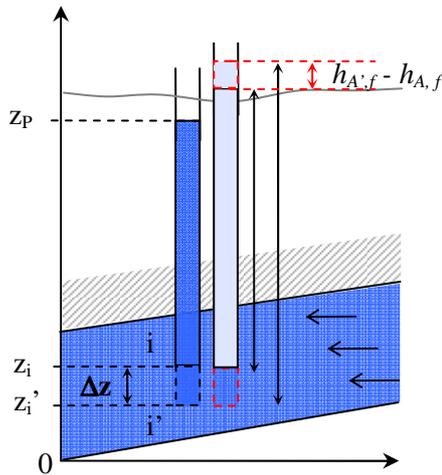
$$h_{f,i} = \frac{\rho_i}{\rho_f} h_i - \frac{\rho_i - \rho_f}{\rho_f} z_i \quad (5)$$

avec  $h_i = z_p$ , niveau piézométrique mesuré sur le terrain (cf. Eq. 3)

Dans les aquifères côtiers l'augmentation de salinité entraîne une augmentation de la densité du fluide ( $\rho_i > \rho_f$ ). Par conséquent, l'équivalent eau douce est toujours supérieur ou égal au niveau piézométrique.

### Limite

D'après l'Equation 5, il apparaît clairement que la charge corrigée est étroitement dépendante de la profondeur du piézomètre. On peut, de plus, évaluer l'écart entre les équivalents eau douce calculés pour 2 profondeurs différentes d'un même piézomètre (Fig. 39).



**Fig. 39. Représentation schématique de l'écart entre les équivalents eau douce calculés pour 2 profondeurs différentes d'un même piézomètre**

(i) Dans le cas d'un aquifère d'eau douce où la densité est constante, la charge est indépendante de la profondeur de la mesure (cf. Eq. 3). Donc  $h_i = h_{i'} = z_p$ .

(ii) Dans le cas d'un milieu à densité variable, l'équivalent eau douce au point  $i'$  est défini, d'après l'Equation 4, par :

$$h_{i'} = \frac{P_{i'}}{\rho_f g} + z_{i'} = \frac{\rho_i g (z_p - z_{i'})}{\rho_f g} + z_{i'} \quad (4')$$

Comme :  $z_{i'} = z_i + \Delta z$

Il vient :

$$h_{i'} = \frac{\rho_i g (z_p - z_i + \Delta z)}{\rho_{ref} g} + z_i - \Delta z = h_i + \frac{\rho_i \Delta z}{\rho_{ref}} - \Delta z = h_i + \Delta z \left( \frac{\rho_i}{\rho_{ref}} - 1 \right) \quad (6)$$

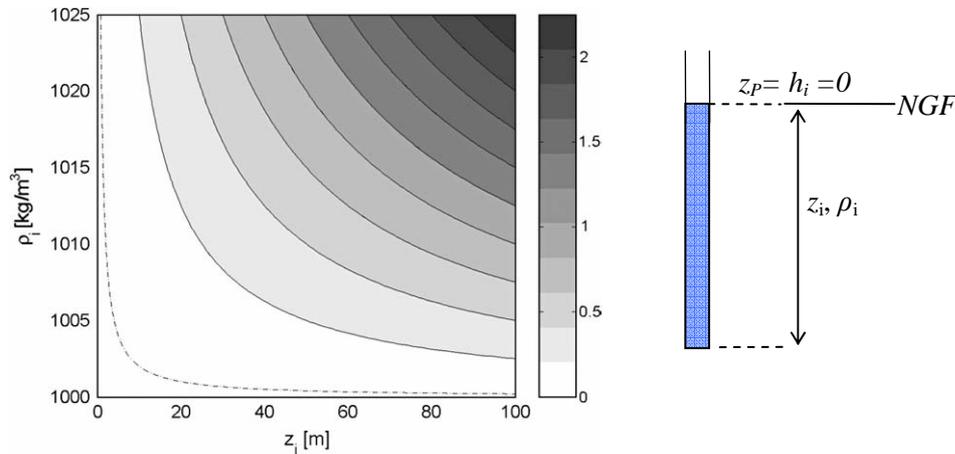
$$\text{Donc : } h_{i'} = h_i + \Delta z \left( 1 - \frac{\rho_i}{\rho_{ref}} \right)$$

⇒ Dans ce cas, la charge hydraulique n'est plus constante sur une même verticale et dépend de la profondeur du forage. Spatialement, la différence de profondeur des forages implique en elle-même une différence de charge hydraulique, même dans le cas d'un aquifère sans écoulement. L'utilisation de l'équivalent eau douce, dans le but d'estimer des gradients, nécessite donc que tous les piézomètres considérés aient la même profondeur, ce qui est rarement le cas.

En généralisant pour  $h=0$  et d'après l'Equation 5, on obtient directement l'erreur faite sur la correction « équivalent eau douce » en fonction de la profondeur :

$$h_f = - \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} z \quad (7)$$

Post *et al.* (2007) ont évalué l'importance de cette erreur en fonction du contraste de densité et de la profondeur de la mesure (Fig. 40). Ils donnent ainsi un outil visuel permettant de quantifier l'erreur d'interprétation faite par le calcul de l'équivalent eau douce sur la pression du fluide dans la crépine.



**Fig. 40.** Variation des valeurs de l'équivalent eau douce  $h_f$  (en m) calculé d'après l'Equation 5 pour  $h = 0$  en fonction de  $\rho$  et  $z$ . La ligne en pointillé représente l'erreur minimum associée à la mesure piézométrique (0.20 m) ; d'après Post *et al.* (2007).

Pour de faibles profondeurs (jusqu'à 20 m), l'erreur reste faible et l'équivalent eau douce est peu influencé par les variations de densité. Pour des profondeurs importantes,  $h_f$  s'écarte jusqu'à plusieurs mètres de la valeur  $h$  (prise à 0). Cet écart est à considérer au regard des gradients mesurés dans les aquifères côtiers de faibles dénivelés (comme les deltas) qui sont plus généralement de l'ordre du décimètre.

En Camargue, pour les 2 piézomètres les plus salés ( $\rho = 1028$  et  $1030$ ), d'une longueur de  $\sim 40$  m, l'erreur est comprise entre 1 m et 1.5 m. Cette différence est non négligeable au regard des faibles différences de charge en Camargue. De plus, compte tenu de la géométrie de l'aquifère, les forages les plus salés sont également ceux qui présentent les plus longs tubages. L'erreur faite avec cette correction est donc « maximisée » dans le cas de l'aquifère captif.

Cette correction est pourtant préconisée dans de nombreux ouvrages sans mise en garde particulière quant à son utilisation, à l'exception du Fetter (1994) qui indique que « pour des raisons théoriques, l'équivalent d'eau douce, ne peut être utilisé pour déterminer le gradient hydraulique dans un aquifère où il existe des variations latérales de densité. En effet, le gradient de densité doit être considéré pour déterminer les flux latéraux autant que le gradient hydraulique ».

⇒ La correction de la charge hydraulique en équivalent eau douce ne peut donc pas être utilisée directement pour le calcul des gradients hydrauliques.

## I.1.2. Flux dans un système à densité variable

### I.1.2.1. Ecoulement en milieu poreux d'après la loi de Darcy

De manière générale, la loi de Darcy exprimée dans les 3 directions de l'espace s'écrit :

$$\vec{q} = -K\nabla h \Rightarrow \begin{cases} q_x = -K \frac{\partial h}{\partial x} \\ q_y = -K \frac{\partial h}{\partial y} \\ q_z = -K \frac{\partial h}{\partial z} \end{cases} \quad (8)$$

où :  $q$  représente le débit spécifique par unité de section appelé également vitesse de Darcy (en m/s) ;  $K$  représente la perméabilité ou conductivité hydraulique (en m/s) considérée ici comme constante dans toutes les directions.

Cependant, dans cette expression le débit spécifique est exprimé en fonction du gradient hydraulique. Or en milieu à densité variable, la charge hydraulique n'est plus directement représentative de la variation de pression. Il faut donc revenir à l'expression plus générale de l'écoulement des fluides en milieu poreux exprimé en terme de pression (Bear, 1972; Post *et al.*, 2007) :

$$\vec{q} = -\frac{k}{\mu} (\nabla P - \rho \vec{g}) \Rightarrow \begin{cases} q_x = -\frac{k}{\mu} \frac{\partial P}{\partial x} \\ q_y = -\frac{k}{\mu} \frac{\partial P}{\partial y} \\ q_z = -\frac{k}{\mu} \frac{\partial P}{\partial z} + \rho g \end{cases} \quad (9)$$

où :  $k$  est la perméabilité intrinsèque ( $m^2$ ) ;  $\mu$  est la viscosité dynamique de l'eau (kg/m/s) ;  $P$  est la pression de l'eau (Pa) ;  $\rho$  est la densité ( $kg/m^3$ ) ; et  $g$  est l'accélération gravitationnelle ( $m/s^2$ ).

L'influence de la densité selon la direction  $z$  apparaît ici clairement. Par contre les composantes horizontales de l'écoulement,  $x$  et  $y$ , ne sont pas affectées par le terme de densité. L'évaluation de la composante verticale du flux est donc différente de celle des composantes horizontales.

Dans l'hypothèse d'un écoulement strictement horizontal et en travaillant directement à partir des gradients de pression et il n'y a donc pas besoin de connaître la densité pour estimer le flux.

On peut cependant exprimer le flux en fonction du gradient de charge si l'on veut travailler avec les données piézométriques. Dans ce cas, il faut que les charges se réfèrent à la même densité, ce qui

revient à utiliser la normalisation de la charge par rapport à la densité définie précédemment (équivalent eau douce). En exprimant la pression  $P$  en fonction de  $h_f$  (Equation 4), puis en différenciant cette expression selon  $x$ ,  $y$  et  $z$  et en l'insérant dans l'Equation 9, on obtient :

$$\left\{ \begin{array}{l} q_x = -\frac{k\rho_f g}{\mu_f} \cdot \frac{\mu_f}{\mu} \cdot \frac{\partial h_f}{\partial x} \\ q_y = -\frac{k\rho_f g}{\mu_f} \cdot \frac{\mu_f}{\mu} \cdot \frac{\partial h_f}{\partial y} \\ q_z = -\frac{k\rho_f g}{\mu_f} \cdot \frac{\mu_f}{\mu} \left[ \frac{\partial h_f}{\partial z} + \left( \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \right) \right] \end{array} \right. \Rightarrow \left\{ \begin{array}{l} q_x = -K_f \frac{\partial h_f}{\partial x} \\ q_y = -K_f \frac{\partial h_f}{\partial y} \\ q_z = -K_f \left[ \frac{\partial h_f}{\partial z} + \left( \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \right) \right] \end{array} \right. \quad (10)$$

où  $K_f$  est la conductivité hydraulique pour l'eau douce. Compte tenu des incertitudes liées à la détermination de ce paramètre,  $K_f$  est estimée égale à la conductivité hydraulique aux valeurs  $\mu$  et  $\rho$  de terrain. De plus, on peut négliger l'effet de la salinité sur la viscosité de l'eau *i.e.*  $\mu_f/\mu \approx 1$  (Post *et al.*, 2007).

Il apparaît donc suivant  $z$  un terme correctif qui permet de neutraliser l'erreur faite avec la correction « équivalent eau douce » en fonction de la profondeur, mise en évidence précédemment (Equation 7). Cette expression de la loi de Darcy est utilisée dans plusieurs codes de modélisation en milieux à densité variable (e.g. SEAWAT).

De ces équations, il apparaît donc que 2 formulations différentes doivent être envisagées pour le calcul des flux selon que les écoulements sont horizontaux ou verticaux.

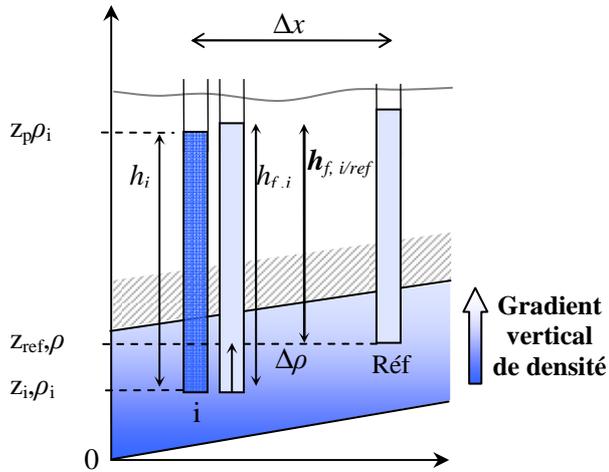
### I.1.2.2. Composante horizontale de l'écoulement

Dans le calcul d'un flux selon  $x$ , on considère un écoulement strictement horizontal. Par conséquent, les gradients de charge doivent être calculés sur une même horizontale, *i.e.* à une profondeur commune. La charge hydraulique étant représentative de la pression au milieu de la crépine, cette hypothèse suppose donc de ramener fictivement tous les piézomètres à une même profondeur.

- Pour les aquifères à densité constante, la charge est constante sur une verticale et cette transformation est donc faite de manière implicite.

- Pour un aquifère à densité variable, les charges ne peuvent être comparées que si elles ont été préalablement ramenées à une densité constante, identique en tout point, en général l'équivalent eau douce  $h_f$ . Or la charge équivalent eau douce,  $h_f$ , n'est plus constante sur une même verticale. Par

conséquent, pour des piézomètres implantés à différentes profondeurs, l'équivalent eau douce doit être recalculé par rapport à une profondeur de référence appropriée.



**Fig. 41. Représentation schématique de la charge équivalente eau douce ramenée à une profondeur de référence  $h_{f, i/ref}$**

En un point  $i$ , la pression à la profondeur de référence  $P_{i/ref}(z_{ref})$  exprimée en fonction de la pression mesurée dans la crépine  $P_i$  (Fig. 41) est donnée par :

$$P_{i/ref} = P_i - g \int_{z_i}^{z_{ref}} \rho(z) dz \quad (11)$$

Il faut donc connaître la loi de répartition de la densité entre la profondeur  $z_i$  et la profondeur de référence  $z_{ref}$ . Dans un aquifère à densité variable, les eaux de faibles densités « flottent » sur les eaux de plus fortes densités. Il existe donc une variation verticale de densité. En supposant une variation linéaire entre le point de mesure et le niveau de référence, l'intégrale de la densité correspond alors à la densité moyenne entre ces deux points. D'où :

$$P_{i/ref} = P_i - g(z_r - z_i) \frac{(\rho_{ref} + \rho_i)}{2} \quad (12)$$

La charge équivalente eau douce corrigée est alors donnée par (d'après Eq. 4) :

$$h_{f,r} = z_{ref} + \frac{P_{i/ref}}{\rho_f g} = z_{ref} + \frac{\rho_A}{\rho_f} (h_A - z_A) - \frac{(\rho_{ref} + \rho_A)}{2\rho_f} (z_{ref} - z_A) \quad (13)$$

La charge équivalente eau douce corrigée peut alors être utilisée pour calculer des gradients horizontaux.

Ainsi, cette méthode permet de corriger l'erreur faite sur les gradients par l'utilisation directe des équivalents eau douce. Il reste cependant de nombreuses sources d'incertitude. En effet, la

« normalisation » de l'équivalent eau douce par rapport à une profondeur de référence suppose de

connaître la loi de répartition de la densité suivant  $z$  ( $\int_{z_i}^{z_{ref}} \rho(z) dz$ ).

Ainsi, l'établissement de la relation (13) repose sur des hypothèses fortes :

- la densité varie selon  $z$ .
- il existe une relation linéaire univoque entre la profondeur et la densité

Une relation non linéaire pourrait également être envisagée, mais dans tous les cas, il faut que cette relation soit vérifiée par tous les piézomètres de manière univoque.

Cette correction repose de plus sur le choix d'une référence appropriée. En effet, la hauteur du niveau équivalent eau douce  $h_{f,r}$  normalisé par rapport à  $z_{ref}$  dépend du choix de la référence  $z_{ref}$ . Ainsi, les valeurs piézométriques recalculées sont fictives mais les gradients sont conservés. Cependant, si la profondeur de référence choisie correspond à un piézomètre d'eau douce, les niveaux recalculés correspondent alors à des niveaux piézométriques comparables aux autres cartes piézométriques. Le choix d'une référence d'eau douce, lorsque cela est possible, est donc le plus judicieux.

## I.2. Application à l'aquifère captif de Camargue

Répartition de la salinité et variation de densité associée

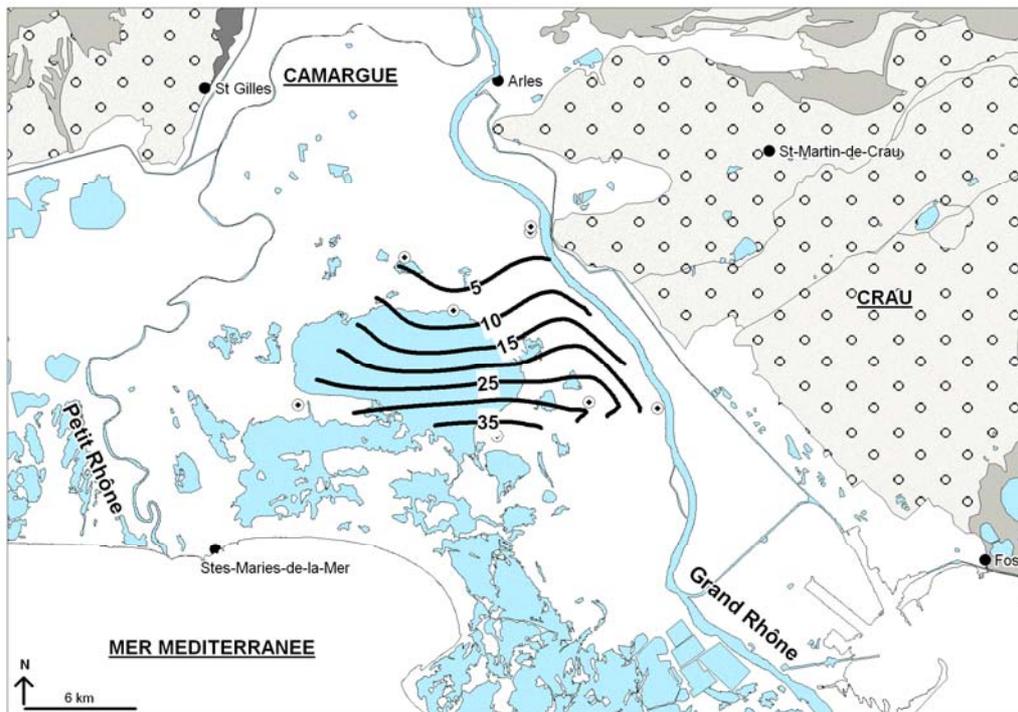


Fig. 42. Carte de répartition de la salinité (g/l) dans l'aquifère captif

L'aquifère captif présente une forte variation spatiale de salinité (Fig. 42). Les salinités sont croissantes du NE au SW en relation avec la proximité de la mer, de 2.4 g/l au Nord du delta ( $S_7$ ) à 38 g/l à 8km de la côte ( $S_5$ ). On est donc bien dans le cas d'un aquifère à densité variable. La piézométrie mesurée sur le terrain doit donc être corrigée de l'effet de la variation de salinité avant toute interprétation concernant les flux (sens, direction et intensité).

Pour chaque piézomètre, la densité de l'eau a été calculée à partir de la salinité (S) et de la température de l'eau (t) selon l'équation Internationale d'état de l'eau de mer IES 80 (UNESCO, 1981; Copin-Montégut, 2003) où l'effet de la pression a été négligé ( $P=0$ ).

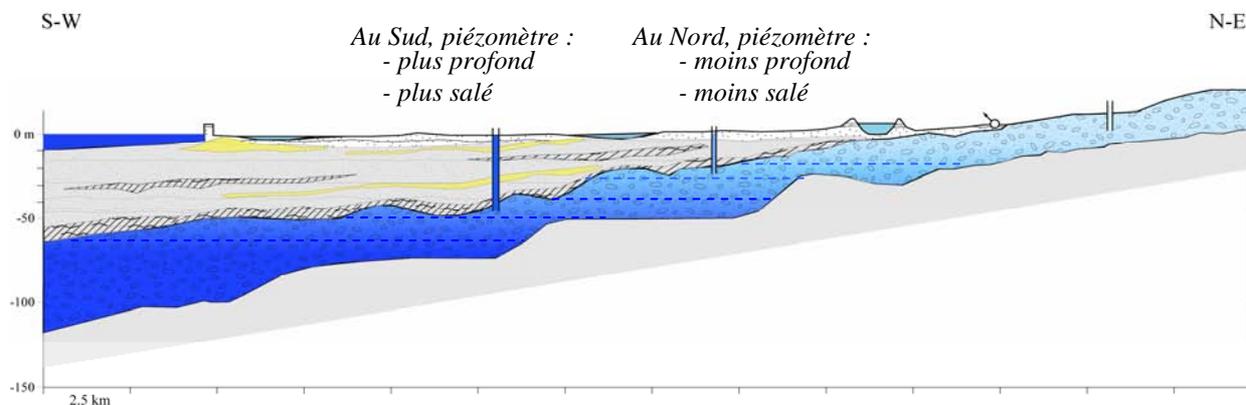
	Température (°C)	Salinité (g/l)	Densité $\rho(S,t,P=0)$
$S_7$	16.3	2.4	1000.9
$S_2$	15.7	3.8	1002.2
$S_g$	15.3	5.3	1003.5
NDA	16.0	7.5	1005.0
$F_{11}$	15.7	17.5	1013.5
$S_8$	16.1	28.4	1022.5
$S_1$	16.4	28.4	1022.5
$S_5$	16.5	37.8	1030.4
Méditerranée		39.9	1032

**Tableau 6. Densité de l'eau  $\rho(S,t,0)$  pour les différents piézomètres de l'aquifère captif**

Les niveaux piézométriques n'ayant pas pu être obtenus sur les piézomètres artésiens  $S_2$  et NDA, ils ne seront donc pas considérés par la suite.

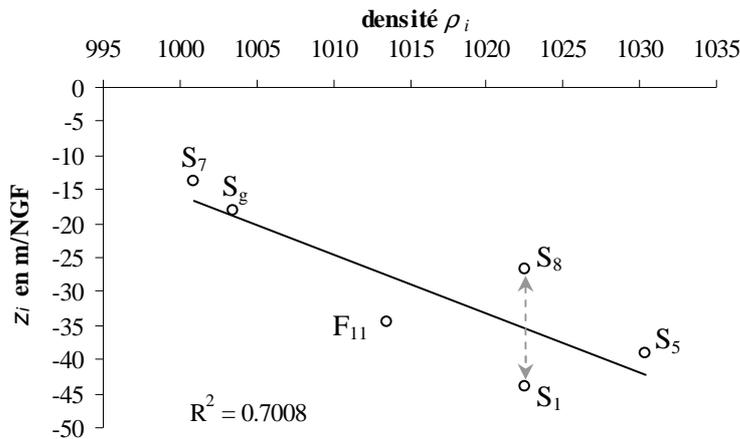
### Géométrie de l'aquifère

Les densités se répartissant verticalement (moins dense « flottant » sur plus dense) et compte tenu du pendage de la formation des cailloutis, il est vraisemblable que la variation spatiale de densité traduise une variation verticale de salinité (Fig. 43). Le pendage est néanmoins faible ( $\sim 2\%$ ) et n'influence donc pas de manière sensible la direction des écoulements. Par la suite, les écoulements verticaux seront donc négligés.



**Fig. 43. Hypothèse de répartition de salinité dans l'aquifère captif**

En effet, l'évolution de la densité dans l'aquifère vérifie globalement une relation linéaire en fonction de la profondeur, avec une augmentation de la densité pour les piézomètres les plus profonds (Fig. 44).



**Fig. 44.** Evolution de la densité de l'eau,  $\rho_i$ , en fonction de la profondeur atteinte par le piézomètre,  $z_i$ , (milieu de la crépine)

Dans le détail, on constate que cette loi n'est pas univoque. En effet, à une même densité peuvent correspondre 2 profondeurs différentes ( $S_8$  et  $S_1$ ). L'hypothèse de l'existence d'une relation verticale de densité commune pour tous les piézomètres n'est donc pas complètement vérifiée. Bien que la densité  $\rho$  dépende préférentiellement de  $z$ , elle ne semble pas indépendante de la position géographique des piézomètres ( $x, y$ ). Une telle relation reflète l'existence d'hétérogénéités au sein de l'aquifère.

Les points  $S_7$  et  $S_g$  vérifient néanmoins les conditions nécessaires à l'application de la correction

$$\text{précédemment proposée : } \forall i, \begin{cases} \rho_{ref} < \rho_i & \text{si } z_{ref} > z_i \\ \rho_{ref} < \rho_i & \text{sinon} \end{cases}$$

Or, le piézomètre  $S_7$  a une densité très proche de celle de l'eau douce (1000.9), il est donc plus pertinent de choisir sa profondeur comme profondeur de référence pour pouvoir comparer les charges recalculées avec les charges mesurées en 1970 quand l'aquifère était encore peu salé.

### Hypothèses considérées

Pour pouvoir interpréter les niveaux piézométriques, on considérera donc :

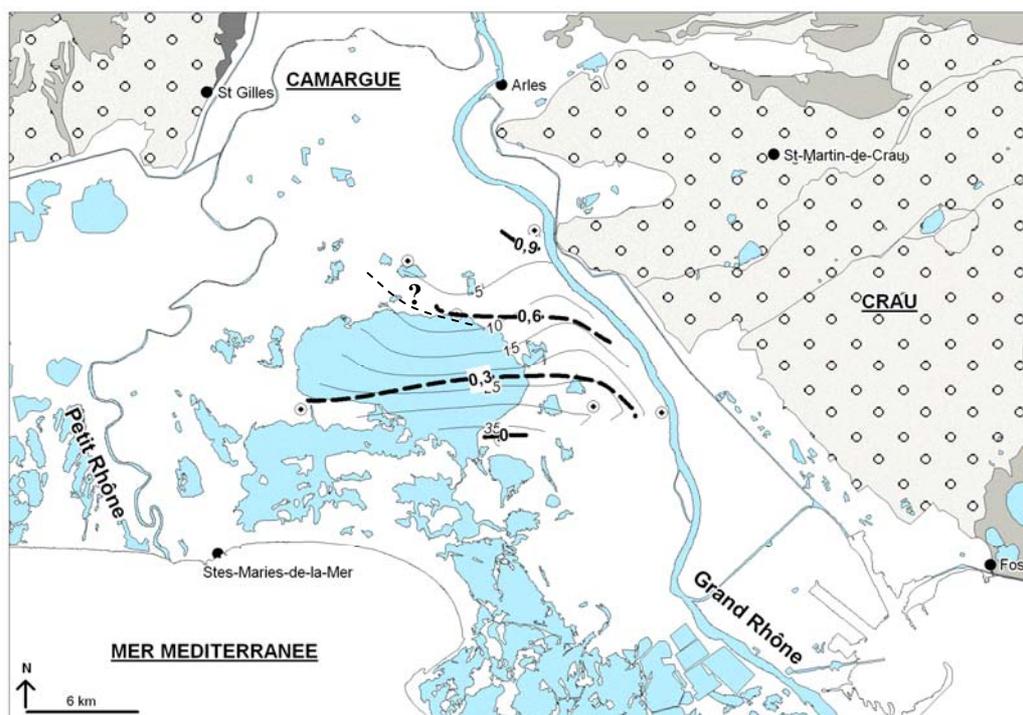
- les écoulements sont horizontaux
- la variation spatiale de salinité observée correspond à une variation verticale de densité. Par conséquent, on considère que la densité est constante sur une horizontale.
- la variation de densité entre 2 points suit une relation linéaire et peut être assimilée à la densité moyenne entre ces 2 points.
- la profondeur du piézomètre  $S_7$  est choisie comme profondeur de référence.

On ne pourra cependant pas comparer les charges hydrauliques corrigées entre les points  $S_8$  et  $F_{11}$  ni entre les points  $S_5$  et  $S_1$  puisque l'hypothèse d'évolution de la densité en fonction de la profondeur n'est pas respectée.

## I.3. Résultats

### I.3.1. Relation piézométrie - salinité dans l'aquifère des Cailloutis

#### Niveau piézométrique brut ( $h_i$ )

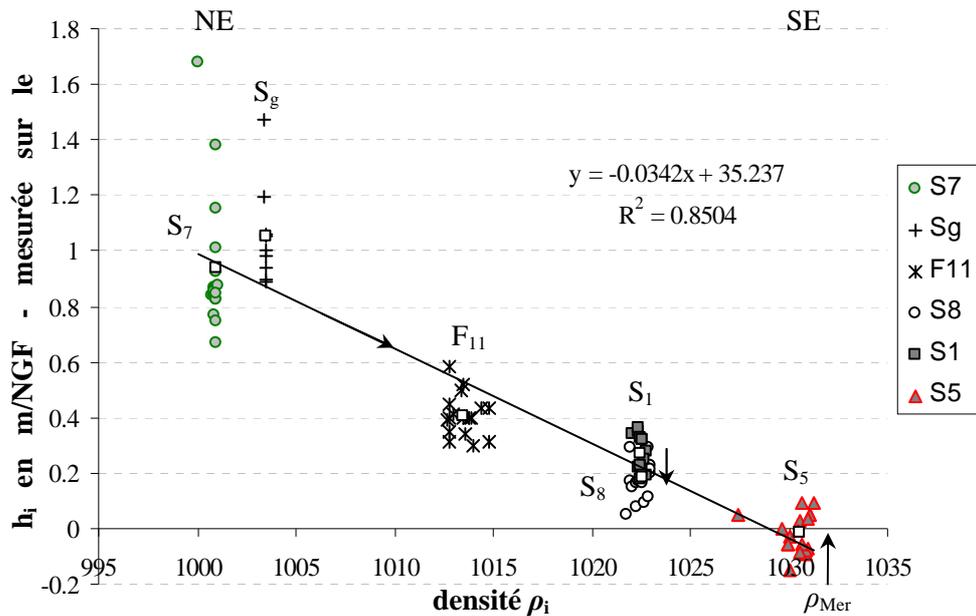


**Fig. 45. Carte des niveaux piézométriques bruts (en m/NGF) de l'aquifère captif ; comparaison avec la répartition de la salinité (traits fins)**

La piézométrie brute présente une répartition spatiale semblable à la répartition de salinité (Fig. 45). Les plus hauts niveaux piézométriques sont situés au NE ( $S_7, S_2$ ) où l'eau a une faible salinité tandis que les niveaux les plus bas, proches de 0 m/NGF ( $S_5$ ) sont observés au SE du delta où l'eau a une salinité proche de celle de la mer (Fig. 46). Cette répartition est en accord avec un écoulement depuis les zones de recharge supposées (Crau et Rhône) vers la mer. Néanmoins, les variations de densité induites par l'augmentation de salinité du Nord au Sud accentuent vraisemblablement cette répartition et masquent peut-être d'autres phénomènes.

La relation entre le niveau piézométrique brut et la densité (Fig. 46) montre l'existence d'une bonne corrélation ( $R^2 = 0.85$  ; Fig. 46). La forte variation de charge observée de  $S_7$ - $S_8$  vers  $S_5$  ( $\Delta h \sim 1$  m) est

donc surestimée. Ce résultat confirme que dans le contexte de la Camargue, l'influence de la densité sur les niveaux piézométriques ne peut pas être négligée.



**Fig. 46. Niveaux piézométriques bruts en fonction de la densité mesurée  $\rho_i$ . Les carrés blancs représentent les valeurs moyennes des mesures mensuelles.**

L'eau des piézomètres  $S_1$  et  $S_8$  ayant la même densité, les niveaux piézométriques peuvent être directement comparés. On constate qu'en moyenne le piézomètre  $S_8$  a une charge inférieure à celle du  $S_1$ . Il existe donc une légère différence de charge entre ces 2 piézomètres de  $\sim 9$  cm. Pour les autres points, aucune conclusion ne peut être tirée avant de corriger l'effet de la densité.

#### Equivalent eau douce ( $h_{f,i}$ ), (Luszczynski, 1961)

L'intervalle de variation de charge équivalent eau douce est bien plus faible qu'avec les niveaux bruts (40 cm au maximum contre 1 m pour les niveaux bruts). De plus, on observe une inversion du sens du gradient par rapport aux niveaux bruts (flèche en tireté ; Fig. 47). Compte tenu de la géométrie de l'aquifère, les piézomètres  $S_5$  et  $S_1$  qui présentent les plus fortes salinités, présentent également les plus longs tubages. L'effet cumulé de la forte salinité et d'une grande longueur de tube entraîne une erreur plus importante sur le calcul de l'équivalent eau douce  $h_f$  (cf. I.1.1.2. Concept d'équivalent eau douce ; Limite). La correction appliquée à ces 2 piézomètres est donc largement supérieure à la correction appliquée aux autres piézomètres et plus particulièrement  $S_7$  et  $S_g$ . Par conséquent, l'inversion du sens du gradient observée est vraisemblablement fictive. L'erreur commise avec la correction « équivalent eau douce » est particulièrement visible sur les piézomètres  $S_1$  et  $S_8$  dont la densité est similaire. La différence de charge constatée précédemment entre ces 2 piézomètres a été fortement amplifiée (de  $\sim 9$  cm à 48 cm) et correspond à l'influence de la profondeur du forage (cf. Fig. 40 p 86).

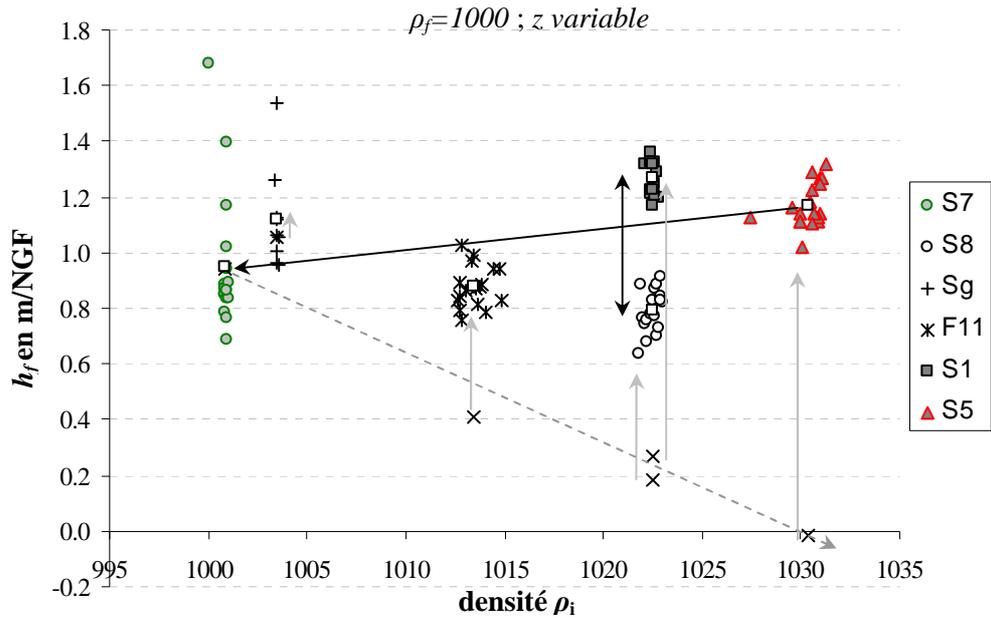


Fig. 47. Niveaux d'équivalent eau douce  $h_f$  ( $\rho_f=1000$ ) en fonction de la densité mesurée ( $\rho_i$ ). Les valeurs moyennes des niveaux piézométriques bruts sont indiquées par des croix.

La charge équivalent eau douce ne peut donc pas être utilisée directement pour déduire le sens des écoulements dans le contexte de la Camargue.

Equivalent eau douce rapporté à une profondeur de référence  $h_{f, i/ref}$  et carte piézométrique simplifiée

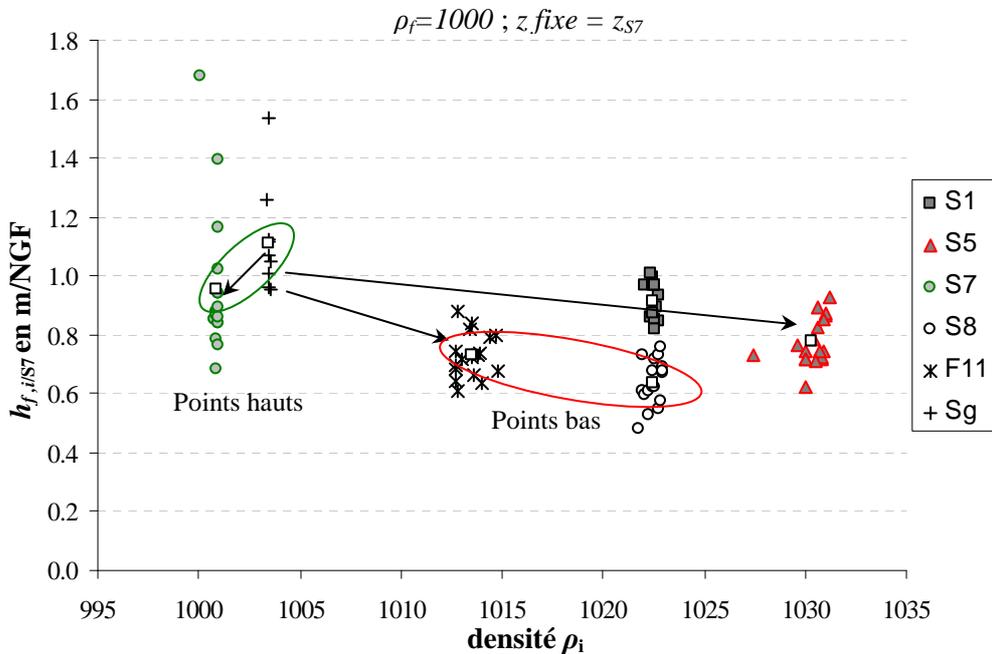


Fig. 48. Niveaux d'équivalent eau douce corrigés  $h_{f, i/S7}$  ( $\rho_f=1000 ; z_{S7} = 18 \text{ m}$ ) en fonction de la densité mesurée ( $\rho_i$ ). Les carrés blancs représentent les valeurs moyennes des mesures mensuelles.

Suite à cette seconde correction, il apparaît donc que :

- les piézomètres  $S_g$  et  $S_7$  constituent les points hauts de l'aquifère
- les piézomètres  $F_{11}$  et  $S_8$  constituent les points bas de l'aquifère

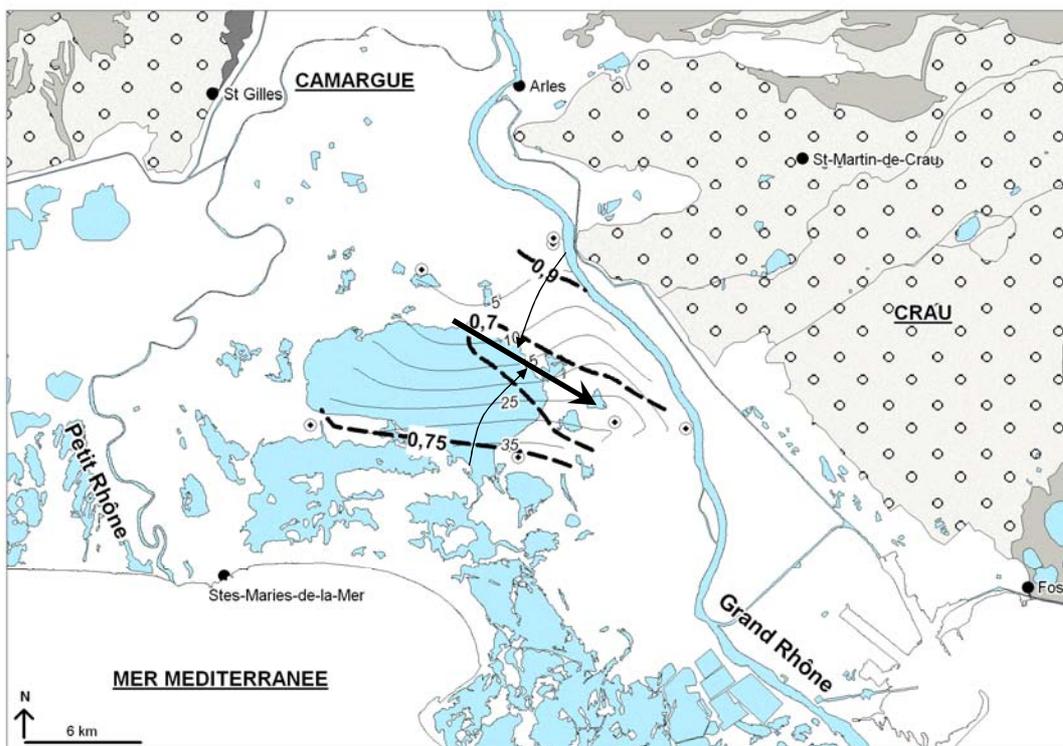
Par contre, aucune relation ne peut être directement conclue entre les points  $S_8$  et  $F_{11}$  ni entre les points  $S_5$  et  $S_1$  puisque l'hypothèse d'évolution de la densité en fonction de la profondeur n'est pas respectée. On considérera donc la différence de charge entre  $F_{11}$  et  $S_8$  négligeable de même qu'entre  $S_1$  et  $S_5$ .

Les différences de charge sont faibles (50 cm au maximum) et représentent des gradients très faibles compte tenu des distances importantes entre les piézomètres (Tableau 7).

	$h_{f, i/S7}$ (m/NGF)	$\Delta h$ versus $S_g$ (m)	Gradient
$S_7$	0.95	0.16	$8.0 \cdot 10^{-4}$
$S_g$	1.11	-	
$F_{11}$	0.73	0.38	$3.2 \cdot 10^{-5}$
$S_8$	0.64	0.47	$4.7 \cdot 10^{-5}$
$S_1$	0.92	0.19	$1.2 \cdot 10^{-5}$
$S_5$	0.78	0.33	$2.8 \cdot 10^{-5}$

**Tableau 7. Gradients de charge par rapport au piézomètre  $S_g$  obtenus à partir des charges équivalent eau douce rapportées à la profondeur du piézomètre  $S_7$**

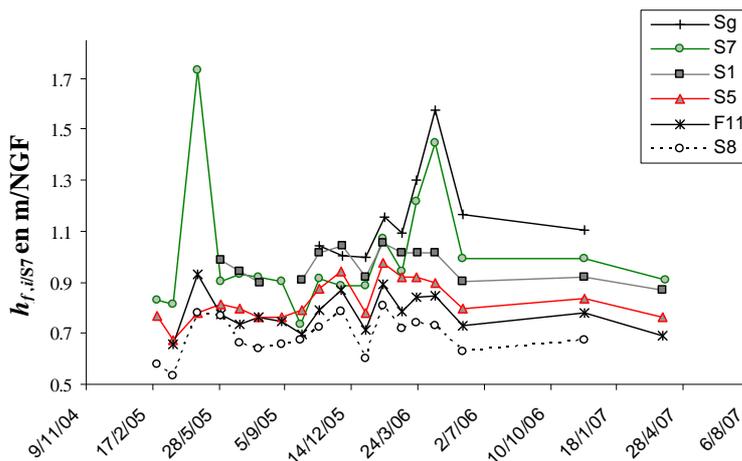
Compte tenu du nombre réduit de niveaux piézométriques disponibles et des incertitudes rencontrées lors de la correction de ces niveaux, la réalisation d'une carte piézométrique reste sujette à caution. Néanmoins, on peut proposer la carte très simplifiée suivante (Fig. 49).



**Fig. 49. Carte des niveaux piézométriques corrigés (en m/NGF) de l'aquifère captif ; comparaison avec la répartition de la salinité (traits fins)**

Contrairement à ce que laissent supposer les niveaux piézométriques bruts, on n'observe pas un écoulement unique du Nord-Est vers le Sud. Ainsi, il semble exister 2 directions d'écoulement opposées, Nord-Sud et Sud-Nord, convergeant vers un axe de drainage principal en direction du SE vers les piézomètres F<sub>11</sub> et S<sub>8</sub>. L'existence d'un axe d'écoulement vers le piézomètre S<sub>8</sub> est confortée par l'absence de rabattement du niveau d'eau en ce point lors des pompages (60 l/min) indiquant une bonne alimentation de ce point. Enfin, pour ces deux axes d'écoulement supposés et en estimant une perméabilité moyenne entre 10<sup>-4</sup> et 10<sup>-3</sup> m/s, on obtient des vitesses de Darcy très faibles, comprises entre 0.1 m et 1 m par an. Ces résultats confirment les faibles circulations dans l'aquifère captif.

La répartition temporelle des niveaux piézométriques corrigés est similaire à celle observée pour les niveaux moyens et on n'observe pas de différence notable entre hautes eaux et basses eaux. Seuls les piézomètres S<sub>7</sub> et S<sub>8</sub> présentent ponctuellement des hausses importantes de niveau, vraisemblablement en relation avec les crues du Rhône, qui augmentent ponctuellement les gradients de charge vers les points bas de l'aquifère. Ces variations temporelles sont discutées plus en détail dans le chapitre suivant (cf. II. Etude des variations naturelles du niveau piézométrique).



**Fig. 50. Variations temporelles des niveaux piézométriques corrigés**

#### Comparaison avec la carte piézométrique de 1969

La carte piézométrique de 1969 a vraisemblablement été réalisée avec les niveaux piézométriques bruts (Fig. 51). Cependant, l'aquifère captif présentait à cette époque une salinité peu élevée (cf. Partie 1 p 59 et Tableau 8) à l'exception de la partie Sud-Est de la carte (en particulier S<sub>8</sub> à 28 g/l). Dans ce secteur, les charges hydrauliques ont pu être sous estimées.

Dans la partie NE de la Camargue (Fig. 51), le sens des écoulements et le principal axe de drainage identifiés en 1969 semblent vraisemblablement avoir été conservés. Par contre, la direction des écoulements est modifiée. On observe actuellement un axe de drainage vers le SE en direction des piézomètre S<sub>8</sub> et F<sub>11</sub>. De plus, on constate que la courbe isopièze 1 m actuelle, se situe en amont de

l'isopièze 1 m obtenue en 1969. Ce résultat prouve la baisse sensible de la charge de la nappe captive depuis 1969.

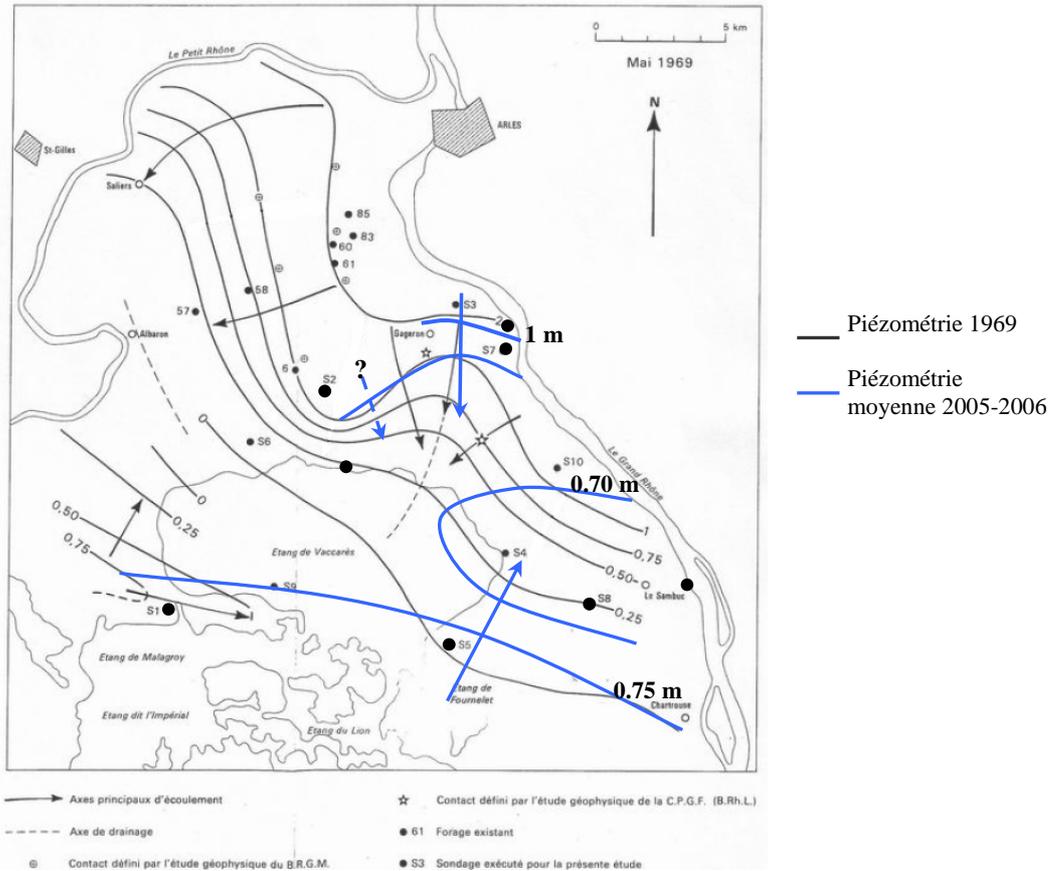


Fig. 51. Comparaison de la carte piézométrique actuelle avec la carte piézométrique de 1969

Dans la partie SE, le sens des écoulements est opposé à celui de 1969. Le point S<sub>5</sub> qui constituait un point bas (non salé à cette date) présente aujourd'hui une charge relativement élevée. Cette inversion s'accompagne d'une augmentation importante de salinité (de 0 à 38 g/l) et pourrait donc refléter l'influence d'une intrusion marine.

	Salinité 1969 (g/l) (moyenne mars-juillet)	NP $h_i$ (m/NGF) mai 1969	Salinité 2005-2006 (g/l)	NP $h_i$ (m/NGF) 2005-2006	NP $h_{f,i/S7}$ (m/NGF) 2005-2006
S <sub>5</sub>	0.7	0.05	37.8	-0.02	0.78
S <sub>1</sub>	1.3	0.71	28.4	0.27	0.92
S <sub>7</sub>	1.4	1.07	2.4	0.94	0.95
S <sub>2</sub>	1.4	1.15	3.8	-	-
S <sub>3</sub>	3.2	2.04	-	-	-
S <sub>4</sub>	5.2	0.31	-	-	-
S <sub>6</sub>	11.9	0.06	-	-	-
S <sub>8</sub>	27.3	0.15	28.4	0.18	0.64
S <sub>g</sub>			5.3	1.1	1.11
NDA			7.5		
F <sub>11</sub>			17.5	0.41	0.73

Tableau 8. Salinités et niveaux piézométriques lors de l'établissement de la carte de 1969 (moyenne mars-juillet 1969) ; comparaison avec les valeurs de 2005-2006

### I.3.2. Evolution comparée de la piézométrie et de la salinité depuis 1969

Les salinités et les niveaux piézométriques de la nappe captive ont été suivis par intermittence depuis la fin des années 60 (cf. Stratégie d'étude et acquisition des données p 72). Malgré l'ancienneté de certaines données et leur éparpillement dans les banques de données de divers organismes, la reconstitution d'une chronique depuis 1969 a pu être réalisée dans le cadre de ce travail (Fig. 52 ; Annexe 3).

A l'exception des piézomètres  $S_1$  et  $S_5$ , il ne ressort pas de tendance claire d'évolution des niveaux piézométriques. Par contre pour ces 2 derniers piézomètres, une baisse sensible du niveau est constatée entre 1969 et 2007. Il existe néanmoins des incertitudes sur ces données notamment sur la valeur de la cote NGF du repère de mesure, limitant leur interprétation aux tendances à long terme. L'amplitude des variations piézométriques est similaire à celle observées actuellement, notamment pour le piézomètre  $S_7$  qui présente des sauts de piézométrie de l'ordre du mètre (Fig. 52).

Sur les variations de salinité, les tendances sont nettement plus prononcées. On observe:

- des salinités stables au  $S_8$ , au  $S_6$  et au  $S_7$
- une augmentation de salinité, modérée au  $S_2$  (doublement de la salinité) mais dramatique au  $S_1$  et  $S_5$ .

L'augmentation de salinité au  $S_5$  est en accord avec les faibles niveaux piézométriques ( $\leq 0$  m/NGF) à partir de 1972. Par contre, au  $S_1$ , l'augmentation de salinité a d'abord été faible puis brutale et forte en 1978. Une nette baisse de piézométrie est également observée à cette date ((3), Fig. 52).

L'augmentation sur le long terme de la salinité s'est accompagnée de sauts de salinité. Or au début des années 70, la Basse Crau a fait l'objet d'importants aménagements et plus particulièrement la construction du port autonome de Fos. Une relation entre ces sauts de salinité et (i) des baisses de charge de l'aquifère de Crau ou (ii) les étapes d'aménagement de la Crau a donc été recherchée.

L'historique des niveaux piézométriques de la nappe en Basse Crau montre (CERIC HORIZON, 1993) :

- des basses eaux en 1959 et 1967
- des niveaux hauts de 1971 à 1978 (*H.N.* ; Fig. 52)
- des niveaux en baisse sur la période 1979 - 1993 avec un étiage sévère en 1989 (*B.N.*) du à une sécheresse prononcée.

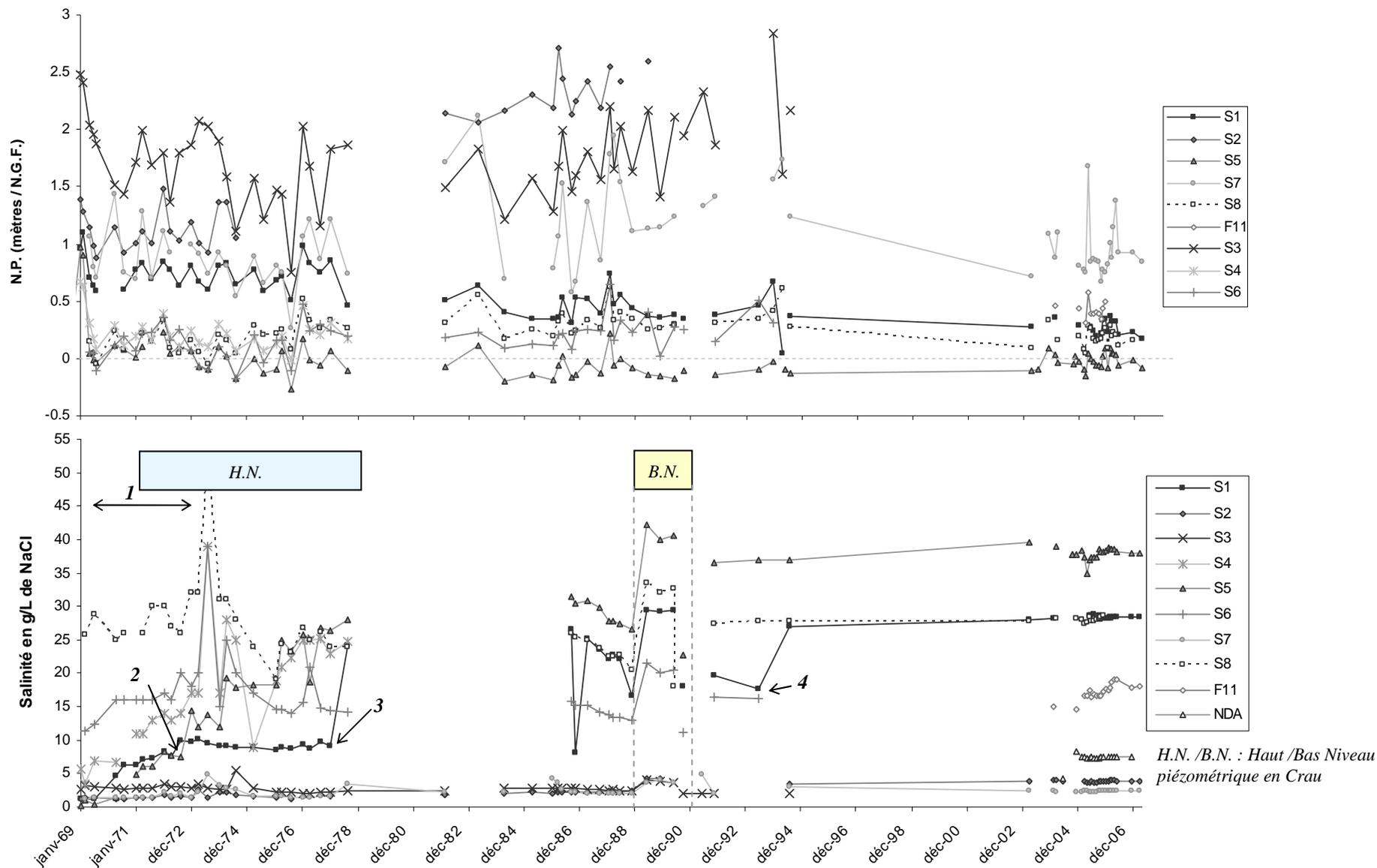


Fig. 52. Evolution des niveaux piézométriques (N.P.) et de la salinité de l'aquifère captif de Camargue de 1969 à 2007

De 1971 à 1979, malgré une période pluvieuse excédentaire, on observe une augmentation de salinité au  $S_1$  et plus particulièrement au  $S_5$  qui passe de 5 à 28 g/l. Cette augmentation de salinité peut correspondre à la baisse de gradient dans la partie Sud-Ouest de la nappe de Crau entre 1967 et 1977 (de 0.8‰ à 0.5‰). De plus, on constate que les bas niveaux de l'année 1989 ont eu une répercussion sur la salinité de tous les piézomètres de Camargue. Les baisses de charge importantes dans l'aquifère de Crau semblent donc avoir un impact direct et rapide sur la salinisation de l'aquifère captif.

De plus, 4 événements pouvant avoir un impact sur la nappe de la Crau et donc sur la salinité de l'aquifère captif ont pu être mis en relation avec des sauts de salinité (CERIC HORIZON, 1993) :

- (1) de 1969 à 1972 : travaux du port autonome (augmentation salinité  $S_1$  et  $S_5$ )
  - (2) en 1972 : mise en eau d'une tranchée drainante au Sud-Ouest de la Crau (saut au  $S_5$  fin 1972 et au  $S_8$  en 1973)
  - (3) en 1977 : 2 piézomètres de Crau (X19 et X22) situés le long du canal d'Arles à Fos présentent une anomalie dans la profondeur de l'interface 20g/l qui est remontée jusqu'à -4 m NGF alors qu'elle se situait entre -10 et -20 m NGF sur la période 1971 à 1993. La cause de cette remontée de sel n'a pas pu être déterminée (saut important au  $S_1$ )
  - (4) en 1993 : la tranchée drainante a présenté un débit très faible (40 l/s) et sa ligne d'eau est descendue au dessous de la côte de sécurité de +1.20 m. La cause de cette forte baisse correspond à un pompage de l'entreprise Sollac qui provoquait un écoulement à contre-courant (saut au  $S_1$ ).
- L'impact de l'ouverture du canal de liaison en 1982-1983 n'a pas pu être évaluée compte tenu d'un trou dans la chronique à cette période.

Il semble donc que l'aquifère captif de Camargue soit très sensible aux baisses de charge de la Crau (année 1989 par exemple). L'augmentation de la salinité au  $S_1$  et  $S_5$  depuis 1969 semble de plus être en relation avec l'aménagement de la Basse Crau. On constate notamment que les sauts de salinité du piézomètre  $S_1$  sont étonnamment bien corrélés avec plusieurs événements de Crau. Cette observation suggère que l'alimentation de la nappe captive par l'Ouest (Petit Rhône) est négligeable voire inexistante.

Au  $S_8$ , la salinité est restée relativement constante depuis les années 60. Les cailloutis dans cette zone renferment une faune marine qui pourrait indiquer que la salinité en ce point est en partie héritée. Cette stabilité peut également refléter un équilibre entre des flux d'eau douce et d'eau salée dans ce secteur. Enfin, depuis 1994, la salinité de l'aquifère semble avoir atteint un équilibre.

### I.3.3. Comparaison avec la piézométrie et la salinité de Basse Crau

Les courbes d'isosalinité 35 g/l semblent être approximativement en continuité entre la Camargue et la Crau (Fig. 53-a) suggérant un même processus de salinisation qui pourrait vraisemblablement correspondre à une intrusion marine. Dans le détail, en Crau, la courbe 35 g/l s'enfonce plus loin à l'intérieur des terres, jusqu'à la hauteur du piézomètre  $F_{11}$  alors qu'en Camargue, la salinisation modérée de ce point déforme fortement les courbes d'isosalinité suggérant un apport d'eau douce dans ce secteur.

De plus, on remarque qu'en Crau l'isosalinité à 0.5 g/l est proche de celle à 35 g/l individualisant ainsi une zone de transition étroite (~2 km) qui témoigne de flux relativement importants capables de repousser les eaux salées. En Camargue, la zone de transition entre la salinité 35 g/l et 2 g/l s'étend sur une douzaine de kilomètres témoignant de flux très faibles, en accord avec les faibles vitesses de circulation calculées pour l'aquifère captif.

Les courbes piézométriques de Basse Crau et de Camargue présentent la même orientation NW-SE (Fig. 53-b). L'orientation générale des écoulements est donc conservée entre la Crau et la Camargue. On visualise bien le rôle de la tranchée drainante (*T.D.*) dans le soutien du niveau piézométrique ainsi que le net recul de la piézométrie des années 90 par rapport aux années 80 (recul de l'isopièze 0.5 m). Il est difficile d'interpréter plus précisément les évolutions piézométriques compte tenu des incertitudes liées aux méthodes de correction de la piézométrie en milieu à densité variable.

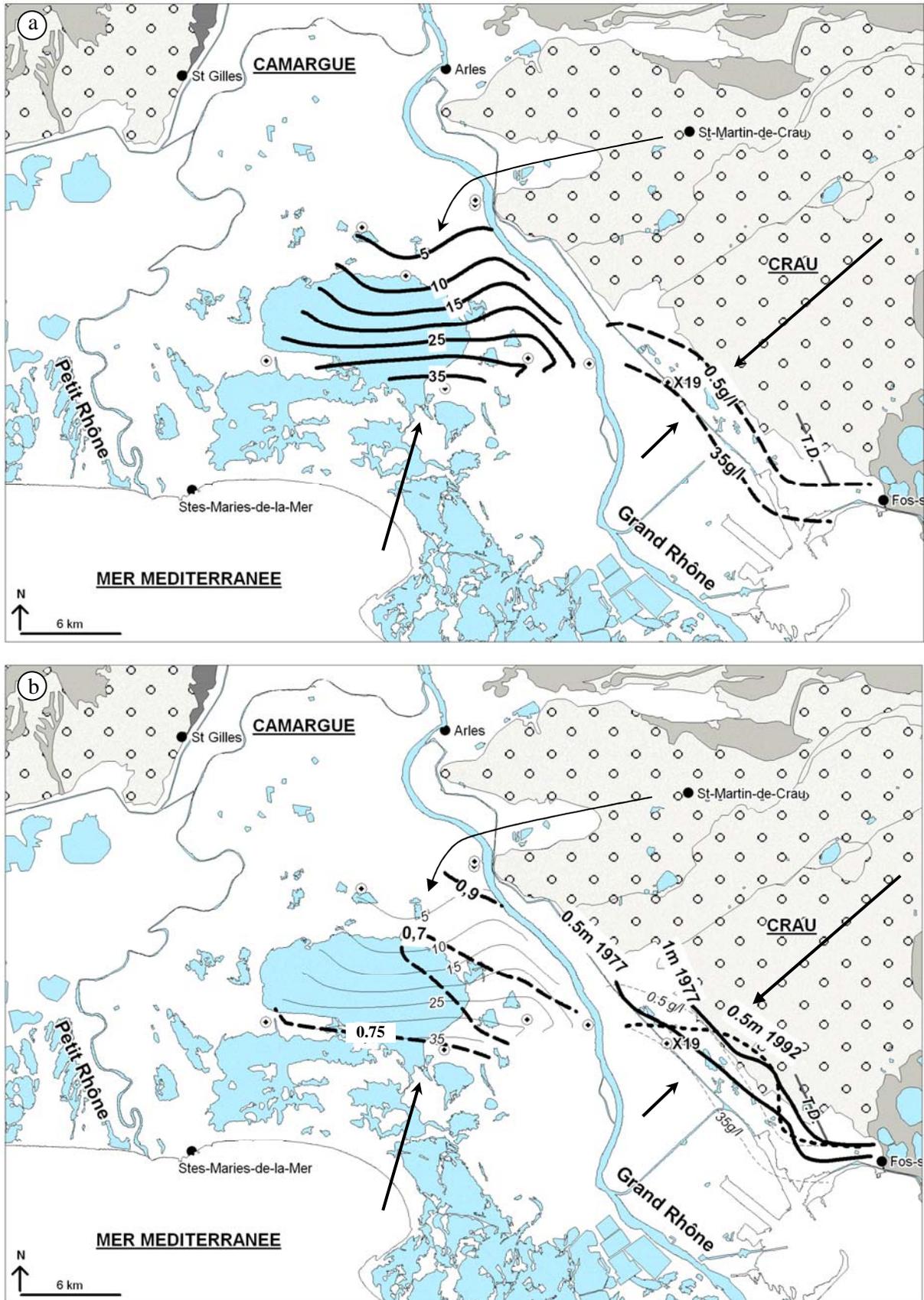


Fig. 53 Comparaison des isosalinités (a) et des isopiëtes (b) de Camargue et de Basse Crau réalisée à partir des données de CERIC HORIZON (1993).

## Conclusion

Les fortes variations de salinité dans l'aquifère captif ne permettent pas d'utiliser directement les niveaux piézométriques mesurés sur le terrain. Comte tenu de la géométrie de l'aquifère où les fortes salinités sont associées aux fortes profondeurs, les erreurs commises avec la correction « équivalent eau douce » ne sont pas négligeables et conduisent à inverser le sens du gradient. Une correction adaptée au problème de densité variable a donc été réalisée en rapportant les piézomètres à une profondeur commune de référence. Malgré des incertitudes liées à la répartition de la densité en fonction de la profondeur, cette correction minimise les erreurs faites sur les gradients.

Ce travail a permis de réaliser une carte piézométrique très simplifiée mettant en évidence la présence d'un axe de drainage en direction du Sud-Est de la Camargue. Les gradients sont très faibles indiquant des faibles vitesses de circulation dans l'aquifère compatibles avec l'étendue importante de la zone de transition eau salée/eau douce. L'inflexion des courbes d'isosalinité à proximité du F<sub>11</sub> pourrait traduire un apport d'eau douce dans ce secteur.

Une forte augmentation de la salinité des piézomètres S<sub>1</sub> et S<sub>5</sub> situés à proximité de la côte a été mise en évidence. Cette augmentation s'accompagne d'une légère baisse du niveau piézométrique. L'augmentation sur le long terme de la salinité s'est accompagnée de sauts qui ont pu être reliés à des baisses de charge de l'aquifère de Crau (naturelles ou anthropiques). La tendance à la salinisation de l'aquifère est donc principalement une conséquence des baisses de charge hydraulique dans l'aquifère de Crau qui constitue une condition limite de potentiel (alimentation) pour l'aquifère captif.

Les faibles vitesses de circulation dans l'aquifère apparaissent cependant en contradiction avec la rapidité des augmentations de salinité en Camargue dans l'hypothèse d'une intrusion marine moderne rapide suite aux baisses de charge en Crau.