

Partenariat 2010 – Savoirs – Action n°3



Salinisation des masses d'eaux en France métropolitaine et dans l'Outre-mer

Rapport final

W. Kloppmann, A. Bourhane, S. Schomburgk (BRGM)

Décembre 2010

Contexte de programmation et de réalisation

Les travaux présentés dans ce rapport ont été réalisés dans le cadre des activités de Service Public du BRGM avec le soutien de l'ONEMA (convention de partenariat n°1900/09 – Année 2010).

Les auteurs

Wolfram Kloppmann
Chef de Projet
w.kloppmann@brgm.fr
BRGM 3 Av. C. Guillemin, 45060 Orléans

Les correspondants

Onema : *Pierre-François Staub, DAST, pierre-françois.staub@onema.fr*
Référence du document :

Partenaire : *Ariane Blum, BRGM, Service EAU, a.blum@brgm.fr*

Référence du document : Rapport BRGM/RP-59496-FR

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante : Kloppmann W., Bourhane A., Schomburgk S. (2010) Salinisation des masses d'eaux en France métropolitaine et dans l'Outre-mer. Rapport BRGM/RP-59496-FR

Droits d'usage :	<i>Accès libre</i>
Couverture géographique :	<i>Nationale</i>
Niveau géographique [un seul choix] :	<i>National</i>
Niveau de lecture [plusieurs choix possibles] :	<i>Professionnels, experts</i>
Nature de la ressource [plusieurs choix possibles] :	<i>Document</i>

Salinisation des masses d'eaux en France métropolitaine et dans l'Outre-mer

Rapport final

BRGM/RP-59496-FR
Décembre 2010

Étude réalisée dans le cadre des projets
de Service public du BRGM 2010

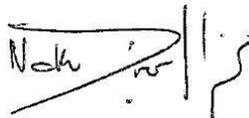
W. Kloppmann, A. Bourhane, S. Schomburgk

Vérificateur :

Nom : N. Dörfliger

Date :

Signature :



Approbateur :

Nom : S. Lallier

Date :

Signature :



En l'absence de signature, notamment pour les rapports diffusés en version numérique,
l'original signé est disponible aux Archives du BRGM.

Le système de management de la qualité du BRGM est certifié AFAQ ISO 9001:2008.

Mots clés : Mots clés (thématique et géographique): salinité, salinisation, évaporites, saumures, intrusion saline, masse d'eau, aquifère, France, DOM-COM, indicateurs géochimiques, traceurs isotopiques.

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :
Kloppmann W., Bourhane A., Schomburgk S. (2010), Salinisation des masses d'eaux en France métropolitaine et dans l'Outre-mer. Rapport BRGM/RP-59496-FR

Synthèse

La salinisation des masses d'eau souterraine, est l'une des principales causes de dégradation de la qualité de l'eau dans le monde. Ce phénomène très répandu s'avère particulièrement problématique dans les régions arides et semi-arides où la ressource en eau douce se trouve en quantité très limitée. Les mécanismes à l'origine de la salinité d'un système hydrologique sont diverses et complexes. Ainsi, le mode de salinisation dépend du contexte géographique (côtier, continental...), géologique (nature de l'aquifère, minéralogie des sédiments...) et climatique. Les principaux vecteurs impliqués dans la salinisation des masses d'eau souterraines sont l'intrusion marine, le mélange avec des saumures anciennes, la dissolution de formations évaporitiques, mais aussi diverses sources anthropiques. Il faut noter que les phénomènes d'origine naturelle cités plus haut peuvent être influencés par l'intervention humaine.

En France, un certain nombre de masses d'eaux souterraines est concerné par la salinisation. Déterminer l'origine de la salinité reste une condition indispensable pour gérer de façon efficace cette problématique. Combinées à des investigations hydrogéologiques et géophysiques, les méthodes géochimiques et notamment l'utilisation des isotopes stables et radioactifs se sont révélées adaptées à la discrimination des sources de salinité.

La présente étude, réalisée dans le cadre de la convention Onema-BRGM 2010, a permis de dresser un état des lieux de la salinisation des aquifères en France métropolitaine et dans les DROM-COM. Elle rassemble les informations disponibles dans la littérature relatives aux sources et mécanismes de salinisation des aquifères et autres systèmes hydrologiques. Cette synthèse est basée sur des données récentes (2005-2010) sur la minéralisation des masses d'eau en France métropolitaine issues de la banque ADES, intégré dans un SIG. Une classification des masses d'eau a été établie, sur la base du nombre des points impactés, afin d'identifier celles qui montrent une salinisation significative, sans en conclure sur les risques pour des utilisations spécifiques ou l'état qualitatif général de chaque masse d'eau. Des hypothèses sont émises sur l'origine et les vecteurs de la salinisation, en partant d'études publiées et de la base de données ad hoc, pour la plupart des masses d'eau identifiées comme étant concernées par une salinisation en France métropolitaine. L'approche bibliographique a été étendue aux DROM-COM.

Si le **biseau salé** est le vecteur principal de la salinisation en contexte insulaire (Corse, Guadeloupe, Martinique, La Réunion) il n'en est pas ainsi pour l'Hexagone. Les masses d'eau qui comptabilisent le nombre le plus élevé de points d'eau concernés par une minéralisation élevée se situent hors du contexte côtier. Les mécanismes impactant ces masses d'eau sont:

- La **dissolution naturelle d'évaporites** d'âge permien à tertiaire dans les bassins sédimentaires (Est du bassin de Paris, fossé rhénan, bassin Aquitain, bassins provençaux).
- La **conservation d'eau de mer ancienne** ou de saumures issues de l'évaporation d'eau de mer (saumures primaires) dans des parties confinées des aquifères. La mise en place de ces fluides salins peut être synsédimentaire, donc synchrone à la mise en place des formations aquifères, ou postérieur à la sédimentation. Dans ce dernier cas, il peut s'agir de migrations de saumures, à l'échelle du bassin, ou de l'impact de transgressions marines vers l'intérieur du continent. Plusieurs cas de salinisation par une eau de mer ancienne ont été révélés dans des masses d'eau côtières (Camargue, Marais Poitevin, calcaires jurassiques de la plaine de Caen, sables landéniens des Flandres...), eau de mer résiduelle mise en place lors de transgression d'âge divers, tertiaires à quaternaires. Dans certains cas, ce type de salinisation se superpose à des problèmes plus récents de biseau salé dans les mêmes aquifères.
- Diverses **sources ponctuelles industrielles** s'ajoutent (et souvent se superposent) à la salinisation d'origine naturelle, en premier lieu liées à des activités d'exploitation ou de valorisation de formations salifères. Il s'agit de l'extraction de la potasse (bassin potassique de Mulhouse) et de la halite, exploitée pour la production de soude, source révélée de salinisation en Lorraine et dans le Jura. Ces sources ponctuelles de salinité peuvent engendrer des contaminations spectaculaires, aussi bien du réseau superficiel (Moselle, Rhin...) et des aquifères qui les accompagnent (nappe d'Alsace, alluvions de la Moselle, alluvions de la Durance et ses affluents).
- Des **sources diffuses d'origine anthropique** créent un "bruit de fond" de salinisation, sans que les concentrations excèdent les seuils d'alerte. Il s'agit notamment des contaminations en chlorures d'origine agricole accompagnant celles, beaucoup plus problématiques, en azote et phytosanitaires et du salage des routes.

L'identification de ces sources et mécanismes de salinisation nécessite souvent une méthodologie complexe, notamment dans le cas de sources de salinité multiples qui affectent la même masse d'eau. Dans de nombreux cas, il devient possible de discriminer les sources et vecteurs de salure en combinant :

- des modèles hydrodynamiques, capables de prendre en compte le transport d'éléments dissous ainsi que les effets de densité,
- des méthodes géophysiques, y compris celle de la géophysique aéroportée,
- des méthodes géochimiques, isotopiques et radioisotopiques.

La géochimie élémentaire et isotopique a pu fournir un certain nombre d'outils et les assembler dans une "boîte à outils" spécifiques aux problèmes de la salinisation. Il s'agit notamment des isotopes stables des éléments constituant l'eau (O, H) ainsi que ceux des éléments dissous (B, Sr, Li, S, O...). On les combine souvent avec des traceurs du temps de résidence de l'eau et de la salinité dans les aquifères, notamment les radioéléments (^{14}C , tritium,...) et, pour des eaux récentes, les CFCs et autres traceurs anthropogéniques. Ces derniers peuvent donner des informations précieuses sur la chronologie de la salinisation et donc sur l'impact relatif des mécanismes naturels et anthropiques. Ces outils feront objet d'une synthèse méthodologique séparée, destinée aux praticiens et décideurs.

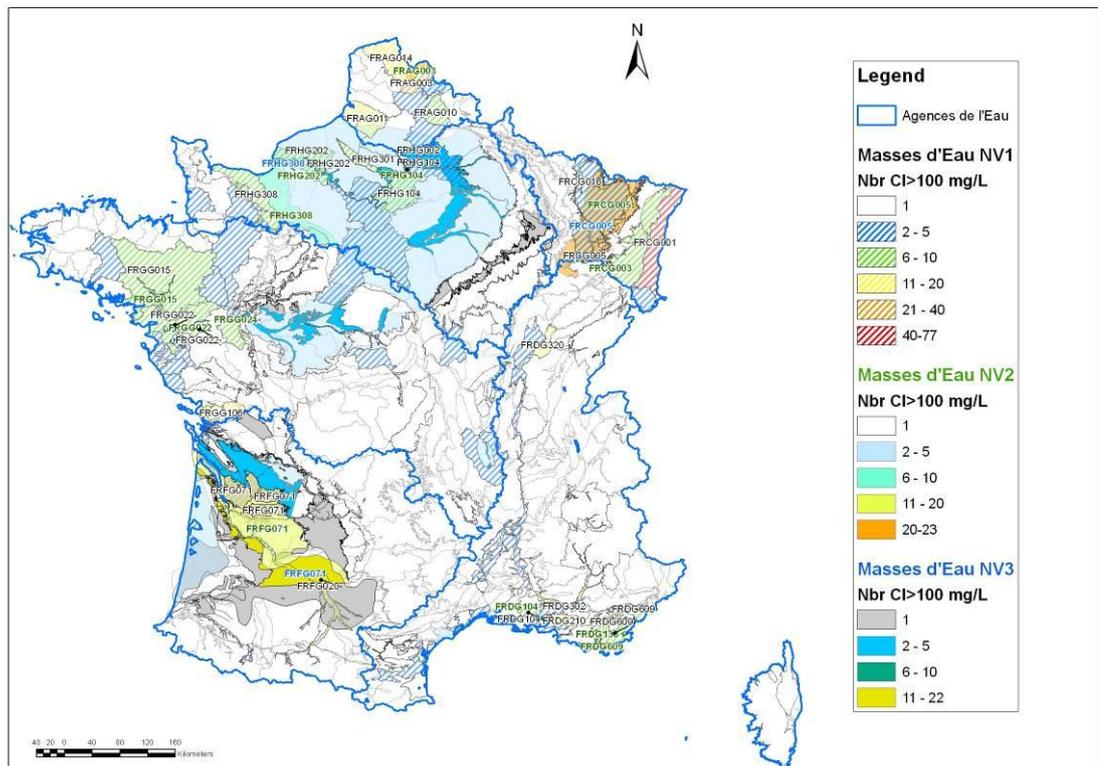


Illustration 1 : Nombre de points concernés par une salinisation ($\text{Cl}^- > 100\text{mg/L}$) par masses d'eau (niveau 1 à 3, avec limites districts hydrographiques des Agences de l'eau).

Sommaire

1. Introduction : Mécanismes de salinisation des systemes hydrologiques	13
1.1. SOURCES DE SALINITE DANS LE CYCLE DE L'EAU	13
1.2. L'APPORT DES EAUX METEORIQUES.....	16
1.3. SALINISATION DES SOLS.....	20
1.4. LA SALINISATION DES COURS D'EAU.....	21
1.5. LA SALINISATION DES LACS ET DES ZONES HUMIDES.....	21
1.6. L'INTRUSION MARINE	22
1.7. MELANGES AVEC DES SAUMURES ANCIENNES.....	26
1.8. LA DISSOLUTION DES FORMATIONS EVAPORITIQUES	27
1.9. LES FLUIDES SALINS THERMOMINERAUX.....	28
1.10. SOURCES ANTHROPIQUES DE SELS	29
2. Salinisation des masses d'eaux en France	31
2.1. METHODOLOGIE ADOPTEE	31
2.2. FRANCE METROPOLITAINE: CARTES PAR POINTS.....	32
2.3. FRANCE METROPOLITAINE: CARTES PAR MASSES D'EAU.....	35
2.4. SALINISATION DES AQUIFERES DANS L'OUTRE-MER	36
2.4.1. Salinisation à La Réunion.....	36
2.4.2. Salinisation des aquifères aux Antilles Françaises	37
3. Etudes sur la problematique de la salinisation.....	48
3.1. APPROCHE REGIONALE DE LA SALINISATION DES EAUX SOUTERRAINES	48
3.2. AQUIFERES ALLUVIAUX ET/OU ASSOCIES A DES RIVIERES	49
3.2.1. Le bassin Rhin-Meuse.....	49
3.2.2. Bassin Adour-Garonne.....	55
3.2.3. Bassin Seine-Normandie.....	56

3.2.4. Bassin Rhone-Mediterranee-Corse	58
3.3. SYSTEMES AQUIFERES MULTICOUCHES DANS LES GRANDS BASSINS SEDIMENTAIRES	59
3.3.1. Le Bassin de Paris.....	59
3.3.2. Le Bassin Aquitain.....	64
3.4. AQUIFERES DE SOCLE.....	69
3.4.1. Le Massif Armoricaain	69
3.4.2. Le Massif Central : salinisation en contexte hydrothermal	72
3.5. AQUIFERES DU LITTORAL ET ESTUAIRES	76
3.5.1. Le littoral méditerranéen.....	80
3.5.2. Le littoral atlantique	87
3.6. LA SALINISATION DANS LE CONTEXTE INSULAIRE : CORSE ET DOM- COM 98	
3.6.1. La salinisation en Corse	98
3.6.2. La salinisation des aquifères de La Réunion.	121
3.6.3. Salinisation des aquifères en Martinique	123
3.6.4. Salinisation des aquifères en Guadeloupe.....	106
3.6.5. Salinisation des aquifères à Mayotte	135
3.7. CONCLUSIONS SUR LA SALINITE EN FRANCE	114
4. Bibliographie	145

Liste des illustrations

Illustration 1 : Mécanismes naturels de salinisation des eaux de surface et souterraines.	15
Illustration 2 : Représentation schématique des mécanismes anthropogéniques de salinisation.....	16
Illustration 3 : Gammes des teneurs en chlorures des eaux de pluie en France (Négré et al., 2007). La gamme en $\mu\text{mol/L}$ correspond à une gamme de 0 à 28 mg/L	18
Illustration 4 : Gammes des teneurs en chlorures des eaux de pluie en France (Blum et al., 2002).	19
Illustration 5 : Gammes des teneurs en chlorures des rivières françaises non polluées en fonction de l'altitude moyenne des bassins et de la distance à la mer, bassins évaporitiques exclus (1000 $\mu\text{eq/L}$ correspondent à 35 mg/L). (Meybeck, 1986).	20
Illustration 6 : Position de l'interface eau douce-eau salée selon la loi de Ghyben-Herzberg. (British Geological Survey. © NERC. [IPR/47-4], UK Groundwater Forum).	23
Illustration 7 : position de l'interface selon le modèle de Ghyben-Herzberg (Custodio, 2002), modifié par (de Montety, 2008) et détermination de la profondeur de l'interface. L'échelle verticale a été exagérée par rapport à l'échelle horizontale.	24
Illustration 8 : Géométrie des interfaces entre eaux saline et douce dans un aquifère multi-couche épais. Aquifères alternent avec des acquicludes et chaque aquifère montre une pénétration différente, dépendant pro parte au potentiodynamique en amont (Custodio, 2002).	25
Illustration 9: Principaux gisements de sel en France (Fries, 1983) (1) bassins oligocènes (2) bassins liasiques, (3) bassins triasiques supérieurs (Keuper), (4) bassins triasiques moyens (Muschelkalk), (5) niveaux salifères superposés, (6) zones favorables aux stockages : sel > 100 m, profondeur > - 1 600 m pureté > 80 %, (7) failles majeures.	28
Illustration 10 : Carte de la salinité des eaux souterraines en France.	39
Illustration 11 : Carte des chlorinités des eaux souterraines en France	40
Illustration 12 : Carte de la minéralisation sans les ions Na et Cl.....	41
Illustration 13 :Points concernés par une salinisation (moyenne pluriannuelle 2005-2010 de $\text{Cl}^- > 100\text{mg/L}$) dont souligné en gris les points pour lesquels la masse d'eau n'a pas pu être identifiée avec certitude.	42
Illustration 14 : Nombre de points concernés par une salinisation ($\text{Cl}^- > 100\text{mg/L}$) par masses d'eau (niveau 1, superficiel, des masses d'eau).	43
Illustration 15 : Nombre de points concernés par une salinisation ($\text{Cl}^- > 100 \text{ mg/L}$) par masses d'eau (niveau 2, des masses d'eau). Sont également reportés les points montrant des moyennes de Cl^- sur 5 ans >100 mg/L rattachés à une masse d'eau (en rouge) et ceux pour lesquels la masse d'eau n'a pas pu être identifiée avec certitude.	44
Illustration 16 : Nombre de points concernés par une salinisation ($\text{Cl}^- > 100\text{mg/L}$) par masses d'eau (niveau 3, des masses d'eau).	45

Illustration 17 : Les 22 masses d'eau les plus touchées par la salinisation en France métropolitaine sur (≥ 7 points concernés par des teneurs moyennes >100 mg/L en Cl^-).....	47
Illustration 18 : Panaches de pollution saline en Alsace et au Pays de Bade (Aprona, 2007).....	52
Illustration 19 : Diagramme de Piper de la nappe d'Alsace et du Pliocène de Haguenau.....	53
Illustration 20 Diagramme de Piper des alluvions de la Moselle en amont et aval de la confluence avec la Meurthe (ME 2016 et ME 2017).....	55
Illustration 21 : Diagramme Piper des masses d'eau 3001 et 3002.....	57
Illustration 22 : Coupe schématique des aquifères profonds du Bassin Parisien. (Rojas et al., 1989).....	60
Illustration 23 Corrélation entre distance à l'affleurement (en km) et concentrations en chlorures dans les Gres du Trias inférieur (Celle-Jeanton et al., 2009).....	63
Illustration 24 Corrélation entre sodium et chlorures et entre calcium et sulfates dans les Gres du Trias inférieur (Celle-Jeanton et al., 2009).....	63
Illustration 25 Diagramme de Piper pour les Gres du Trias inférieur.....	64
Illustration 26 : Localisation de la zone d'étude du projet Carismeau (P =Paléocène, EM = Eocène moyen, EI = Eocène inférieur, ES = Eocène Supérieur, SIM = Sables Infra-Molassiques) dans le district Adour-Garonne. En jaune foncé, ME 5071, en jaune clair ME 5082 (Petelet-Giraud et al., 2010).....	67
Illustration 27 diagramme de Piper des Sables gravies, galets et calcaires de l'èocène Nord Ardour Garonne.....	68
Illustration 28 : Concentrations en chlorures en fonction de la profondeur et du temps de résidence dans le Massif Armoricaïn (Ayraud et al., 2008). Des concentrations $<40-45$ mg/L sont compatibles avec une origine météorique.....	71
Illustration 29 : Diagrammes de Piper des masses d'eau de La Vilaine (4015.....	72
Illustration 30 Situation des provinces thermo-minérales du Massif Central (Serra et al., 2003).....	74
Illustration 31 : Histogrammes de la minéralisation totale (TDS) des sources thermo-minérales du Massif Central (Serra et al., 2003).....	75
Illustration 32 : Localisation des principales nappes touchées par l'intrusion marine en France (D'après le tableau de bord du SDAGE Rhône-Méditerranée-Corse, 2000).....	76
Illustration 33 : Rapports ioniques Na^+ sur Cl^- en mol/mol, pour les points avec $\text{Cl}^- > 100$ mg/L.....	79
Illustration 34 Points du réseau piézométrique de l'aquifère multicouche plioquaternaire du Roussillon, Blaise et Marchal (2004).....	81
Illustration 35 Distribution des mesures de concentrations en chlorure en 2004 (mg/l), Blaise et Marchal (2004).....	82
Illustration 36 (a) Carte de localisation de la Camargue (Vallet-Coulomb et al., 2009) (b) Coupe schématique de la nappe profonde de Camargue avec hypothèses sur l'origine de la salinité (ORE-RESYST, 2008).....	84
Illustration 37 : Diagramme de Piper de la nappe des formations d'Aix (6210).....	87

Illustration 38 : Salinité de la nappe dans la couche supérieure des gravas de la rive gauche de l'estuaire de la Gironde au niveau du marais de Saint-Ciers en fonction de la distance à l'estuaire. Modélisation MARTHE multicouche en prenant en compte les effets densitaires.	89
Illustration 39: Profil simplifié des nappes du Jurassique supérieur de L'Aunis (Dever et al., 2001)	90
Illustration 40 : Diagramme de Piper de la nappe des calcaires et marnes libres du Jurassique supérieur de L'Aunis (données ADES).....	91
Illustration 41 : Diagramme de Piper de la nappe des calcaires et marnes libres du Jurassique supérieur de L'Aunis (Anongba, 2007).....	92
Illustration 42 : Partie N de la ME 3308 avec situation de la partie salinisée, Barbecot et al. (2000) d'après la carte géologique Caen, BRGM 1989).....	93
Illustration 43 : Carte des teneurs en chlorures dans la masse d'eau "Sables du Landénien des Flandres" (1014), Caous et al., 1997	95
Illustration 44 Carte des faciès hydrogéochimiques dans la masse d'eau "Sables du Landénien des Flandres" (1014), Mania (1971)	96
Illustration 45 : Diagramme de piper et de sodium-chlorures de la nappe des sables du Landénien des Flandres.....	97
Illustration 46 : Sensibilité aux intrusions salines des masses d'eau souterraine et des aquifères littoraux en Corse. (Frissant et Bodère, 2009).	99
Illustration 47 : Synthèse des données relatives aux intrusions salines (Frissant, et al, 2005).	122
Illustration 48 : Schéma conceptuel de l'aquifère littoral du Lamentin (Vittecoq et al., 2007).	125
Illustration 49 Esquisse de l'intrusion du biseau salé (pointillés noirs) et points influencés par une eau salée (en rouge) en Martinique, Brenot et al. (2008a).	127
Illustration 50 Repartition des concentrations en chlorures en fonction de la distance à la côte en Martinique (Ollagnier et Vittecoq, 2007).....	128
Illustration 51 : Représentation cartographique du territoire de la Guadeloupe – Fond cartographique : carte géologique numérisée. 1 - Basse Terre ; 2 - Grande Terre ; 3 - Marie Galante ; 4 - La Désirade ; 5 - Saint Martin, Saint Barthélemy ; 6 - Les Saintes (Dorfliger N., et Ratsimihara T., 2010)	132
Illustration 52 : Diagramme de Piper des nappes de La Grande-Terre, Plateaux du Nord (Pelletant, Beauplan et Charropin) et Plateau de l'est (Celcourt et Duchassaing) en période de carême.	133
Illustration 53 : Concentrations en Cl ⁻ des eaux souterraines mesurées lors des campagnes basses eaux (octobre 2009) et de hautes eaux (mars 2010), Jaouent et Winckel (2010).	136
Illustration 54 : Localisation de l'aquifère pyroclastique de Kawéni et de ses trois forages d'exploitation (Malard et al., 2008).....	112
Illustration 55 : Diagramme de Piper des faciès chimiques des eaux de forages de Mayotte. (Malard et Winckel, 2008)	138
Illustration 56 : Gammes de concentrations et terminologie. (D'après Kharaka et Hanor, 2005).	136

Illustration 57 : Salinité moyenne des océans exprimée en psu, c'est-à-dire en gramme de sel par kilogramme d'eau de mer (National Oceanographic Data Center, USA) 137

Illustration 58 : http://sigminesfrance.brgm.fr/res_salifere.asp 172

Liste des annexes

Annexe 1 Glossaire des termes liés à la salinisation des eaux souterraines..... 165

1. Introduction : Mécanismes de salinisation des systèmes hydrologiques

1.1. SOURCES DE SALINITE DANS LE CYCLE DE L'EAU

Le cycle de la salinité¹ dans les eaux continentales (Illustration 2) peut être subdivisé en deux grands domaines, le domaine "marin" lié directement ou indirectement à l'eau de mer, et le domaine "continental/interactions eaux-roches" pour lequel les sels dissous sont issues essentiellement de l'interaction avec des roches sédimentaires (hors évaporites marines) et cristallines et concentrées par l'évaporation. Dans le domaine « marin » la salinité passe par les aérosols marins présents dans les précipitations qui vont s'infiltrer après évaporation partielle dans les aquifères. La salinité peut être associée également à une intrusion directe de l'eau de mer dans les aquifères côtiers. La présence des eaux de mer n'est pourtant pas limitée au littoral. En effet, des transgressions marines ont pu engendrer des infiltrations d'eau de mer bien au-delà de la ligne de côte actuelle. Les eaux marines syngénétiques des sédiments marins peuvent également être préservées au sein même de ces sédiments (eaux connées). L'évaporation de l'eau de mer donne lieu à la formation de saumures sédimentaires, dites "primaires", et peut aller jusqu'au dépôt de roches évaporitiques. Ces dernières, lorsqu'elles sont traversées par des eaux souterraines ou de surface peuvent se dissoudre donnant naissance à des saumures dites "secondaires". Des faibles proportions de ces saumures mélangées aux eaux souterraines suffisent pour induire une salinisation significative des nappes, pouvant impacter et compromettre certains usages.

Les eaux de surface, initialement faiblement minéralisées, peuvent, par interaction avec les roches du bassin versant et par évaporation successive, devenir salines. Les concentrations en sel, peuvent augmenter jusqu'à la précipitation d'évaporites, notamment dans les zones arides ou semi-arides. Les lieux principaux de la formation de sels solides sont les sols agricoles irrigués et les bassins endoréiques où l'évaporation atteint ou excède l'influx d'eaux continentales. Une autre source de salinité, abondamment discutée dans la littérature sur l'hydrochimie des boucliers scandinaves et canadiens, est l'interaction avec des roches cristallines qui contiennent des inclusions fluides de taille microscopique mais souvent très concentrées en sels (Nordstrom *et al.*, 1989). L'interaction avec ces roches est favorisée par des températures et pressions élevées (fluides hydrothermales). Les gaz volcaniques, souvent riches en chlorures, soufre et autres composées, sont une autre source de salinité dans des secteurs d'activité tectonique et volcanique récente.

¹ La terminologie de la salinisation des eaux continentale Est donnée en Annexe 1

Malgré l'éloignement de la mer, le cycle "marin" joue un rôle prépondérant pour les bassins sédimentaires à l'intérieur du continent. Différents types de saumures naturelles ont été observées dans les systèmes multi-aquifères du Bassin de Paris (Fontes et Matray, 1993 a, b), des saumures primaires que l'on peut attribuer à l'évaporation d'eaux de mer, ainsi que des saumures secondaires issues de la dissolution des évaporites marines.

Un certain nombre d'actions humaines se superposent à ce cycle naturel des sels et de l'eau (*Illustration 3*). Ces actions ont tendance à renforcer certains mécanismes et donc à contribuer à la salinisation des nappes. L'exploitation des nappes par pompage génère en règle générale un changement du champ des flux qui peut engendrer des intrusions salines dans des aquifères côtiers (biseau salé) ou favoriser des échanges verticaux faisant remonter des eaux salines profondes (drainance). L'irrigation est un facteur majeur de la salinisation des sols et, en conséquence, des nappes dans les climats arides et semi-arides. Certaines activités produisent des flux riches en chlorures (eaux usées, exhaures miniers, drainage des routes soumises au salage hivernal, exploitation de fluides profonds à des fins géothermales, exploitation de la potasse, dessalement) ou des déchets solides qui à leur tour peuvent se dissoudre et contribuer à la salinisation des nappes. Ce dernier mécanisme est, à titre d'exemple, la cause principale de la salinisation de la nappe d'Alsace, avec la dissolution des déchets solides de l'exploitation de la potasse stockés en surface (terrils). D'autres sources anthropiques de salinité peuvent jouer un rôle à l'échelle locale ou régionale, avec une pollution diffuse d'origine agricole, des impacts localisés de certaines stations d'épuration, et le salage des routes.

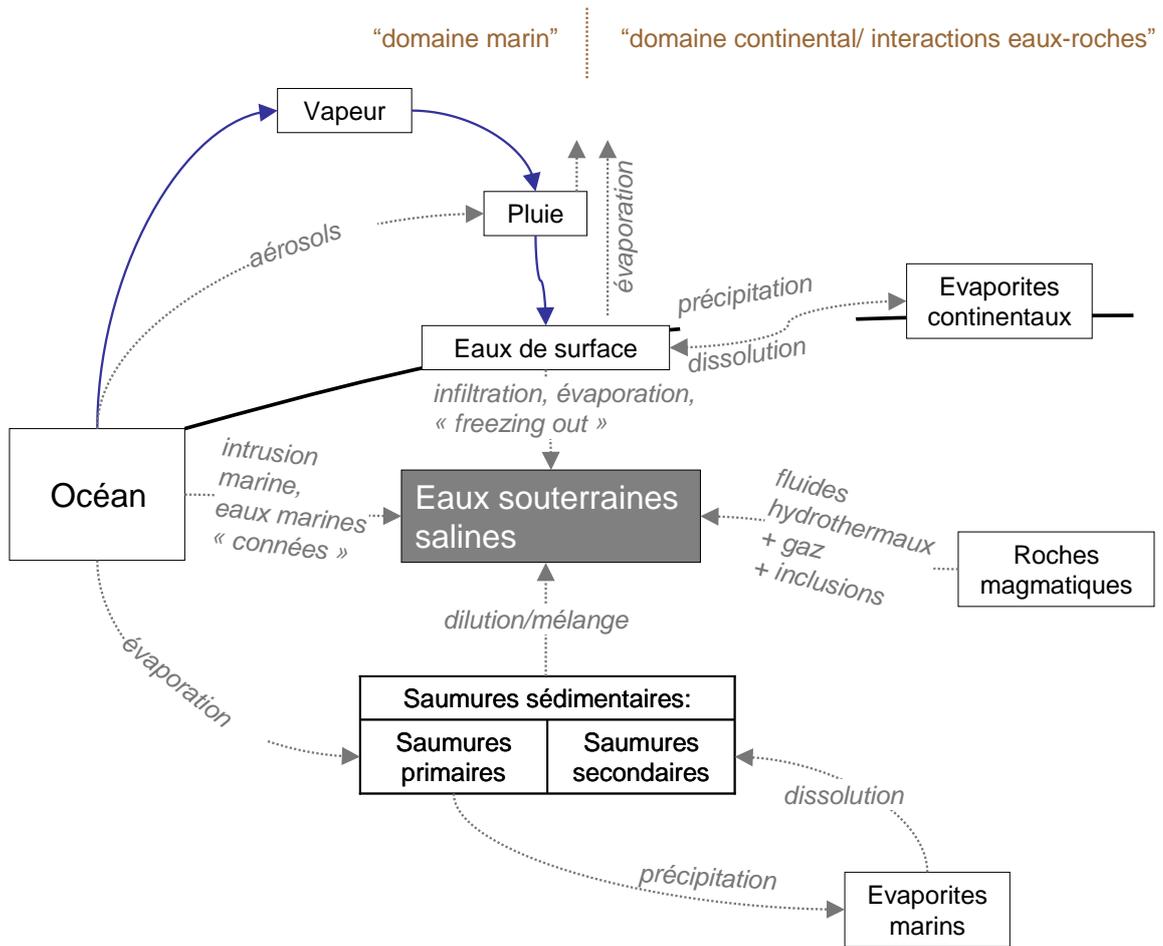


Illustration 2 : Mécanismes naturels de salinisation des eaux de surface et souterraines.

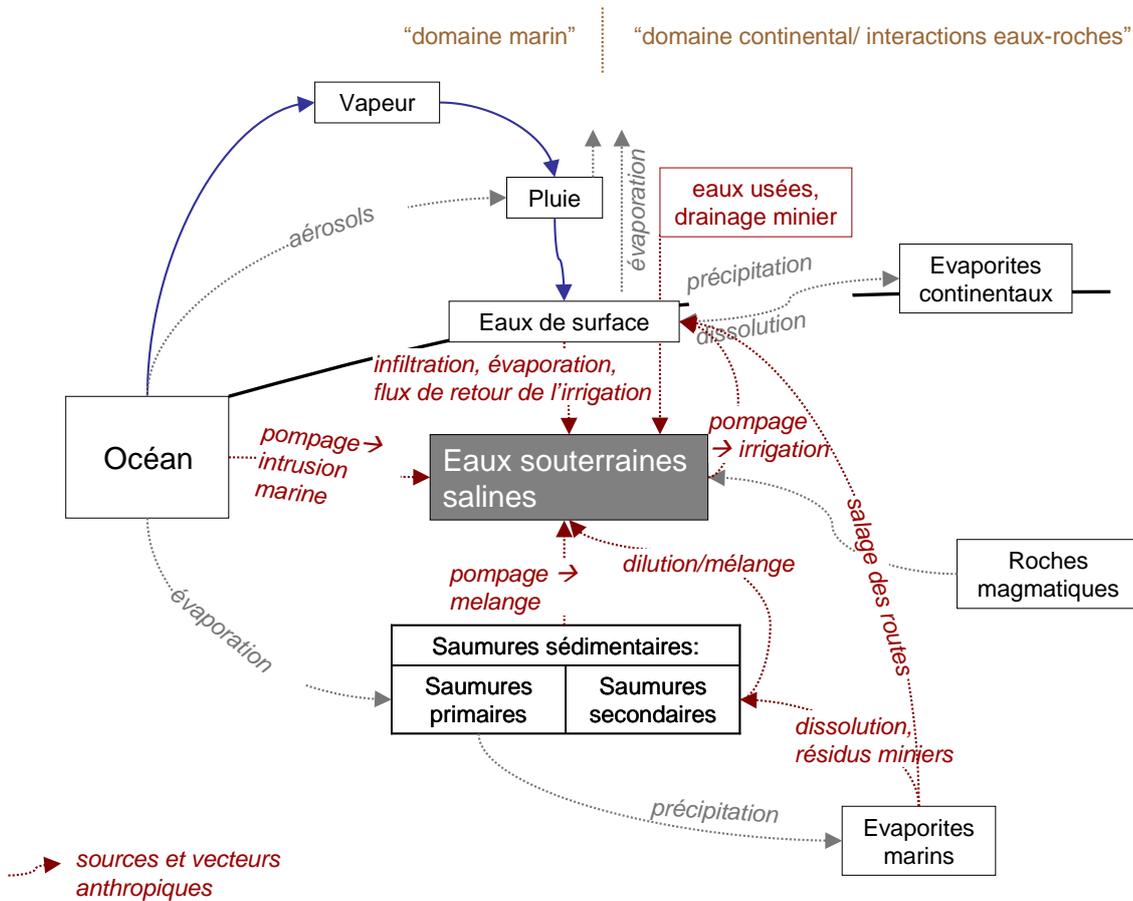


Illustration 3 : Représentation schématique des mécanismes anthropogéniques de salinisation.

1.2. L'APPORT DES EAUX METEORIQVES

La minéralisation des eaux météoriques dépend essentiellement de la distance à la côte, de l'altitude, de la géodynamique régionale (activité volcanique) et des activités anthropiques à l'échelle locale (industries pétrochimiques, cimenteries...) et régionale (combustion de combustibles fossiles...). Les aérosols, qui comprennent sels marins, des poussières terrestres et volcaniques, du matériel biogénique et des émissions anthropiques, sont la source principale des éléments dissous dans les eaux de pluie.

La présence de gaz carbonique dissous dans l'eau de pluie induit des pH acides de 5,6 environ et souvent plus faibles. Les émissions naturelles (volcanisme) ou anthropiques d'oxydes de soufre, qui conduisent à la formation d'acide sulfurique dissous, contribuent à accentuer l'acidité. Les faibles pH des eaux météoriques favorisent les interactions avec les minéraux du sol et des aquifères, augmentant ainsi la minéralisation totale.

La proximité de la mer influence très largement la composition chimique de la pluie et donc, de façon plus atténuée, celle des nappes. Le paramètre chlorure est l'un des éléments particulièrement sensibles. Au cours de la migration des masses d'air, de la côte vers le continent, les précipitations successives appauvrissent les nuages en éléments dissous d'origine marine. Les interactions avec les poussières d'origine crustal peuvent, au contraire, augmenter les concentrations, notamment en cations bivalents. Il existe un gradient de concentrations décroissant de type logarithmique de la côte vers l'intérieur des terres (Négrei *et al.*, 2007). Près des côtes, les eaux de pluie ont des teneurs en chlorures proches de 30 mg/L (Meybeck, 1986) pouvant atteindre des concentrations plus élevées en cas d'évaporation importante, contre <1 mg/L en altitude dans le Massif Central. Au-delà de 250 km des côtes, on peut considérer qu'il n'y a plus d'influence marine significative dans la composition chimique des eaux de pluie (Illustration 4, Illustration 5). La bonne corrélation du sodium avec les chlorures, avec un rapport Na/Cl proche de la valeur marine (Négrei *et al.*, 2007) montre un origine marin pour ces deux éléments, alors que les autres éléments majeurs (Ca, Mg, K, SO₄) sont enrichis par rapport à l'eau marine diluée, montrant ainsi l'influence des poussières terrestres.

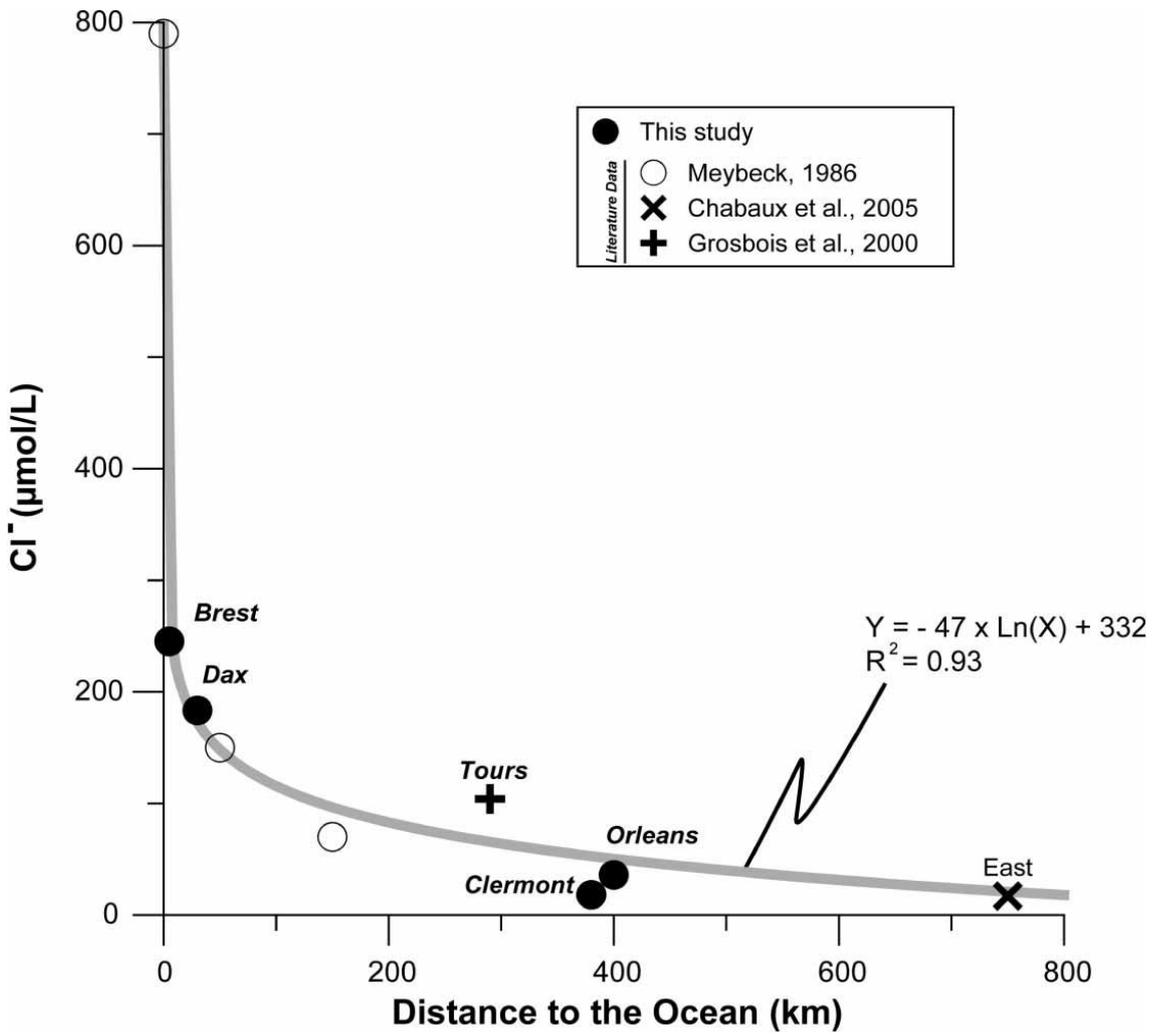


Illustration 4 : Gammes des teneurs en chlorures des eaux de pluie en France (Négrel et al., 2007). La gamme en μmol/L correspond à une gamme de 0 à 28 mg/L.

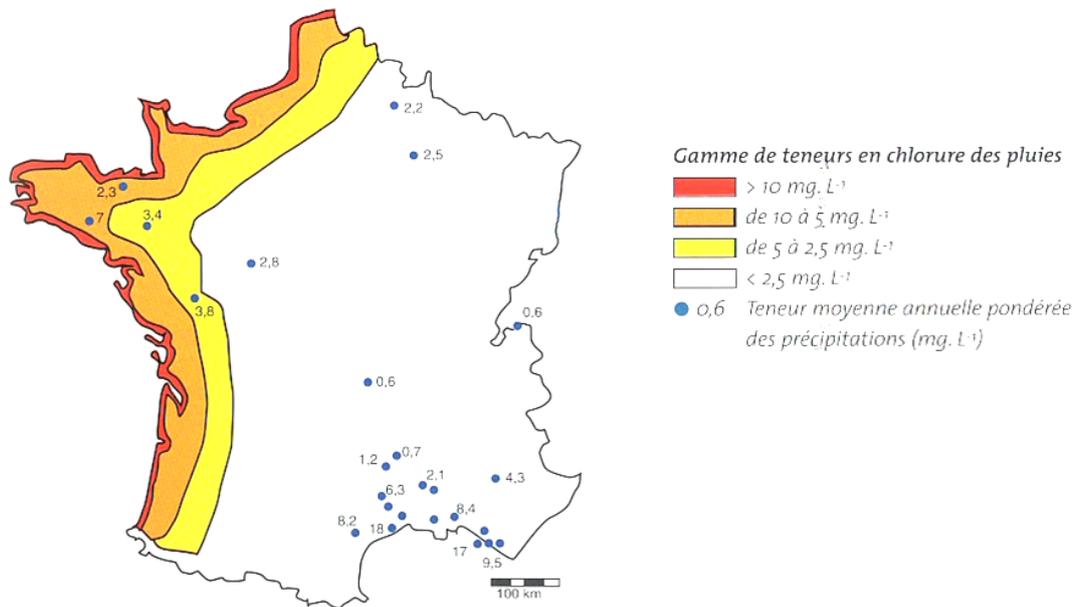


Illustration 5 : Gammes des teneurs en chlorures des eaux de pluie en France (Blum et al., 2002).

Le gradient E-W très nette observé en partant du littoral atlantique parait plus brouillé et avec des fortes variations saisonnières à proximité du littoral méditerranéen suite aux mélange de masses d'air d'origine différente (Ladouche et al., 2009, Blum et al., 2002). La diminution de l'influence marine dans les précipitations se retrouve dans les eaux superficielles des bassins versants (hors pollution et sans roches évaporitiques présents). Les chlorures décroissent ainsi dans les bassins du domaine continental et en altitude (Meybeck 1986, Illustration 6).

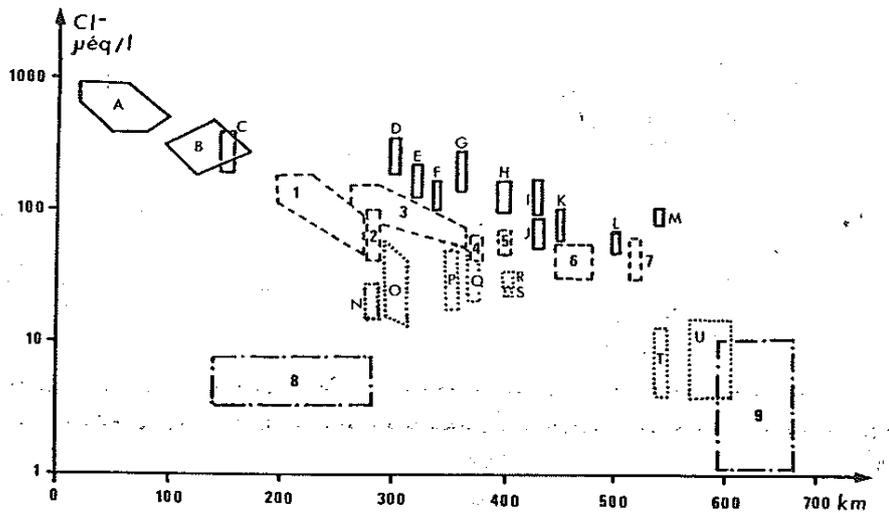


Fig. 5 — Teneurs en chlorures des eaux de rivières françaises non polluées en fonction de l'altitude moyenne des bassins et de la distance à la mer (bassins évaporitiques exclus).

Bassins de 0 à 500 m d'altitude : A : Bretagne ; B : Sarthe et Perche ; C : forêt de Fontainebleau ; D : Sologne ; E : Argonne ; F : Nivernais ; G : Bourbonnais ; H : Morvan ; I : Mâconnais ; J : Lorraine ; K : Coirons ; L : forêt de Chaux ; M : mont Jorat, Vaud.
 Bassins de 500 à 1000 m : 1 : Limousin ; 2 : Pyrénées ; 3 : bordure sud du Massif Central ; 4 : Forez ; 5 : Morvan ; 6 : Vosges ; 7 : Jura.
 Bassins de 1000 à 2000 m : N : Pyrénées ; O : Mont Dore - Cantal ; P : Margeride ; Q : Forez ; R : Velay ; S : Cévennes ; T : Chablais ; U : Alpes.
 Bassins > 2000 m : 8 : Pyrénées ; 9 : Alpes.

Illustration 6 : Gammes des teneurs en chlorures des rivières françaises non polluées en fonction de l'altitude moyenne des bassins et de la distance à la mer, bassins évaporitiques exclus (1000 µéq/L correspondent à 35 mg/L). (Meybeck, 1986).

1.3. SALINISATION DES SOLS

La salinisation des sols se traduit par une accumulation de sels solubles à la surface ou proche de la surface des sols, à des niveaux de salinité nuisibles pour la croissance des plantes qui rendent les sols impropres à l'agriculture. Elle est due à des forts taux d'évaporation qui favorise les remontés capillaires et donc l'accumulation des sels qui étaient dissous dans l'eau. Des précipitations insuffisantes empêchent un lessivage des sels qui s'accumulent. En dépassant un certain seuil de minéralisation, le sol acquiert un caractère salin et les végétaux subissent un stress physiologique dû à une pression osmotique trop forte et à une toxicité due à l'adsorption de certains éléments comme le sodium, par échange cationique. Thomas et Middleton (1993) énumèrent 5 complexes de facteurs qui peuvent enclencher une salinisation: des pratiques culturelles inadaptées, des effets indirects de l'irrigation, l'intrusion marine, la contamination par des déchets salins. La salinisation est un facteur de désertification très important et en forte progression dans le monde (24% des sols irrigués sont concernés selon la Banque mondiale). La France est pour l'instant assez peu concernée par des phénomènes de salinisation des sols, comparé au pourtour méditerranéen. Des exemples de salinisation sont connus dans les zones littorales, notamment en Camargue (Cary, 2005).

1.4. LA SALINISATION DES COURS D'EAU

La salinisation concerne une grande partie des rivières, surtout dans les régions endoréiques (les bassins fermés, sans exutoire vers la mer). La salinité dans ce type de contexte peut résulter de processus d'origine naturelle ou anthropique. Le processus naturel est enclenché par le dépôt de sels sur le sol, en particulier dans les environnements arides. Il s'agit le plus souvent d'aérosols météoriques ou de sels précipités suite à l'évaporation. Ces sels sont temporairement stockés dans le subsurface (zone non-saturée superficielle) avant de migrer vers la nappe sous-jacente. Une fois en solution dans l'eau souterraine, ils sont transportés par l'écoulement (advection) vers le cours d'eau qui draine la nappe (Vengosh, 2003). La salinité de l'aquifère qui alimente la rivière peut être due à d'autres mécanismes de salinisation qui sont développés plus bas (dissolution de minéraux salifères, mélange avec des saumures...).

L'intervention humaine peut provoquer ou aggraver le processus de salinisation. Par exemple, le détournement des eaux des fleuves Amu Darya et Syr Darya pour l'irrigation des champs de coton, en Asie centrale a entraîné une diminution des débits de ces fleuves à l'origine de la salinisation suivie de l'assèchement des cours d'eau (Weinthal, 2002). D'autre part, la hausse de la salinité dans le delta du Nil est attribuée à une rupture de l'équilibre naturel des sels ; l'évacuation naturelle des sels du Nil vers la Méditerranée ayant diminué considérablement après la construction du barrage d'Assouan (Vengosh, 2003). Dans certains cas, la salinisation des cours d'eau est directement liée à une contamination anthropique. Par exemple, en Europe, le Rhin reçoit les eaux de drainage des mines de potasse, essentiellement des saumures de type Na-Cl (Kloppmann et al., 2010), depuis l'ouverture des mines, il y'a près d'un siècle. Certains cours d'eau étaient chargés en chlorures en Alsace, notamment la Thur et de l'Ill jusqu'en 1975, date de l'arrêt des rejets salins dans les cours d'eau du Bassin potassique alsacien. Les rejets dans le Rhin des chlorures issus de la production de la potasse ont longtemps été à l'origine d'une salinité élevée des eaux du Rhin, qui à son tour, entraînait une salinité élevée de la nappe à proximité du Rhin (Aprona, 2007). Les flux salins arrivant dans le fleuve, les teneurs en chlorures pouvaient atteindre des valeurs 15 à 20 fois au-dessus des valeurs naturelles (Meybeck et Helmer, 1989). Enfin, le fleuve Arno, au Nord de la Toscane (Italie) est pollué par les rejets d'eaux usées domestiques (Cortecci *et al.*, 2002). Cette pollution se traduit par une augmentation dans les eaux du fleuve des concentrations en ions sodium (Na^+), chlore (Cl^-) et sulfate (SO_4^{2-}).

1.5. LA SALINISATION DES LACS ET DES ZONES HUMIDES

La salinisation affecte fréquemment les lacs des bassins endoréiques, surtout en zone aride. Deux types de configurations susceptibles d'entraîner une salinisation de ces types de milieu ont été distingués. La première intervient lorsque le volume d'eau perdu par évaporation est supérieur au volume d'eau douce arrivant dans le lac. Cette situation peut être observée notamment en cas de détournement des cours d'eau alimentant le lac, ce qui provoque une diminution des flux entrants et de la recharge. L'autre configuration se manifeste en cas d'apport d'eaux salées. Dans cette situation, l'arrivée de flux salins accentue la salinisation initiée par l'évaporation. Ces flux

peuvent avoir une origine naturelle comme dans le cas de la salinisation du Lac de Tibériade (ou mer de Galilée) au Nord de la vallée du Jourdain, par des sources à forte salinité (Kolodny et *al.*, 1999, Nishri et *al.*, 1999). Par ailleurs, le cas de la salinisation du lac Salton Sea par les eaux d'irrigation de la plaine agricole de la vallée impériale, en Californie (États-Unis) illustre bien l'exemple d'une origine anthropique de la salinité (Vengosh, 2003).

D'autres processus sont impliqués dans le phénomène de salinisation des lacs et des zones humides (étangs, marais, tourbière...) :

- une modification de la composition des flux entrants, avec l'exemple du Grand Lac Salé, dans l'Utah, aux États-Unis (Spencer et *al.*, 1985),
- l'accumulation d'aérosols marins sur un continent exposé comme le montre le cas du Lac Eyre, en Australie (Chivas et *al.*, 1991, Vengosh et *al.*, 1991a, Herczeg et *al.*, 2001).
- le mélange avec une eau de mer résiduelle (Mer Morte, en Israël ; Starinsky, 1974, Stein et *al.*, 1997).
- une remontée de fluides hydrothermaux comme le prouve le cas du bassin de Qaidam, en Chine, (Vengosh et *al.*, 1995).

1.6. L'INTRUSION MARINE

L'intrusion marine représente l'un des mécanismes de salinisation les plus répandus impactant la qualité de l'eau des aquifères côtiers à l'échelle globale, européenne (Custodio, 2010) et nationale (Dörfliger et *al.*, 2011a). Ce phénomène entraîne des niveaux de salinité qui peuvent dépasser les normes de potabilité de l'eau, mais également compromettre son aptitude à l'irrigation. Cette problématique se trouve aggravée par une concentration de la population sur les côtes (environ 70% de la population mondiale vit en zone littorale), et par une forte croissance démographique. Les activités humaines concentrées sur ces zones (industries, agriculture, tourisme...) provoquent une augmentation de l'exploitation de la ressource et favorisent une hausse du taux de salinisation (Jones et *al.*, 1999).

Le terme d'aquifère côtier désigne ici les réservoirs d'eau souterraine en quantité exploitable situés en zone littorale. Il s'agit d'un type d'aquifère bien particulier et complexe dont les spécificités ont fait l'objet de plusieurs travaux. On citera la bibliographie de Custodio, (1985; 1997; 2002 ; 2010) et Bear et *al.*, (1999) pour une présentation complète. Cependant, dans le cadre de cette étude, il paraît pertinent de revenir sur deux notions essentielles associées aux aquifères côtiers et qui font souvent l'objet de vision erronée (Custodio, 2004) : l'interface eau douce/eau de mer et l'origine de la salinité des aquifères côtiers.

Dans ce contexte particulier, l'eau douce qui s'écoule vers la mer entre en contact avec l'eau de mer salée. Du fait de la différence de densité, l'eau douce (masse volumique $\rho_f \approx 1000$ g/L) s'installe sur une masse d'eau salée (masse volumique $\rho_s = 1025$ g/L).

Une zone d'interface se forme entre l'eau douce plus légère s'écoulant vers la mer et l'eau de mer sous-jacente plus lourde. Il s'agit du biseau salé. Cet interface n'est pas statique et, notamment en cas de surexploitation de l'aquifère. On parle alors d'intrusion marine. Les deux milieux vont ainsi s'affronter selon des règles simples en théorie, mais complexes dans la réalité. Si bien que souvent l'impact d'une invasion d'eau salée dans un aquifère littoral peut se révéler irréversible.

Déterminer la forme ainsi que la position de la zone de contact entre l'eau douce et l'eau de mer a motivé de nombreuses recherches depuis plus d'un siècle. Les premiers travaux sur les aquifères littoraux poreux ont été réalisés à la fin du XIXe siècle par Ghyben (1889) et Herzberg (1901) sur la base du principe des équilibres hydrostatiques. Dans un aquifère poreux à l'équilibre, les deux milieux se mélangent très peu. En effet, l'eau douce, moins dense ($\rho_f=1000 \text{ g/L}$) flotte sur l'eau de mer ($\rho_s=1025 \text{ g/L}$) avec un contact incliné assimilé à une surface courbe (Illustration 7).

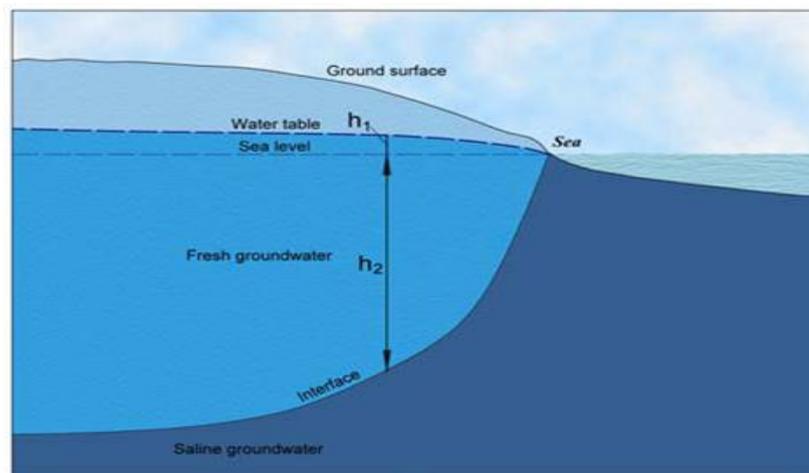


Illustration 7 : Position de l'interface eau douce-eau salée selon la loi de Ghyben-Herzberg. (British Geological Survey. © NERC2. [IPR/47-4], UK Groundwater Forum).

Conformément à l'illustration ci-dessus, la loi de Ghyben-Herzberg définit la position du contact entre les deux milieux à l'équilibre par l'équation suivante : $\rho_f \cdot (h_2 + h_1) = \rho_s \cdot h_2$ soit approximativement $h_2 = 40 \cdot h_1$, avec h_2 : la profondeur de l'interface, h_1 : la charge hydraulique (ou niveau piézométrique) par rapport au niveau de base, ρ_f : densité de l'eau douce et ρ_s : densité de l'eau de mer.

En première approximation, l'interface entre l'eau douce et l'eau de mer peut être assimilée à une limite franche. Cette approximation correspond au cas de deux fluides non miscibles, de densités différentes, en équilibre hydrostatique. L'eau de mer est supposée immobile et l'aquifère est supposé homogène avec une répartition hydrostatique des pressions. On considère plus fréquemment un équilibre dynamique,

² Natural Environment Research Council

en régime permanent, où la composante verticale de l'écoulement dans l'aquifère est négligeable (hypothèse de Dupuit).

La profondeur de l'interface est déterminée en résolvant l'équation d'équilibre entre les charges de deux fluides de densité différente (cas analogue à un tube en U comme sur l'illustration 8). La profondeur de l'interface est alors proportionnelle à la piézométrie ; la référence étant le niveau moyen local de la mer (Zéro m NGF, en France).

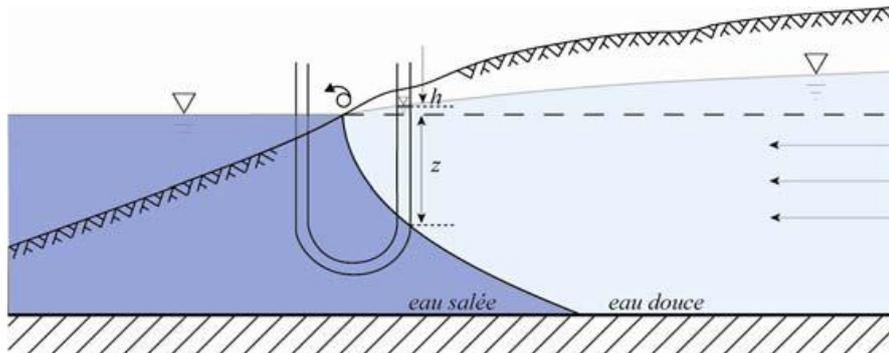


Illustration 8 : position de l'interface selon le modèle de Ghyben-Herzberg (Custodio, 2002), modifié par (de Montety, 2008) et détermination de la profondeur de l'interface. L'échelle verticale a été exagérée par rapport à l'échelle horizontale.

L'équilibre hydrostatique est rompu lorsqu'un changement de poids intervient sur l'une des deux colonnes, généralement lié à la variation d'épaisseur des couches d'eau. Dans le cas où l'aquifère se recharge suffisamment, la nappe d'eau s'épaissit, devient plus lourde et la position de l'interface migre en profondeur. L'eau douce s'écoule alors vers la mer. Dans le cas contraire, la couche d'eau douce s'amincit, devient plus légère, la position de l'interface remonte et l'eau salée s'introduit dans l'aquifère. On observe alors une avancée du biseau salé. La couche d'eaux saumâtres envahit l'aquifère. La géométrie réelle des interfaces eau douce-eau salée est généralement bien plus complexe que celle décrite par la loi de Ghyben-Herzberg étant donnée l'imbrication de strates de perméabilité différente dans des nombreux aquifères côtiers, notamment dans un milieu deltaïque (Custodio, 2010, Illustration 9) et dans les milieux hétérogènes karstiques. La distribution souvent complexe des zones à forte et à faible salinité reflète l'historique des transgressions-régressions antérieures qui ont pu laisser des lentilles d'eaux salées ou douces dans certaines parties de l'aquifère (de Montety, 2008).

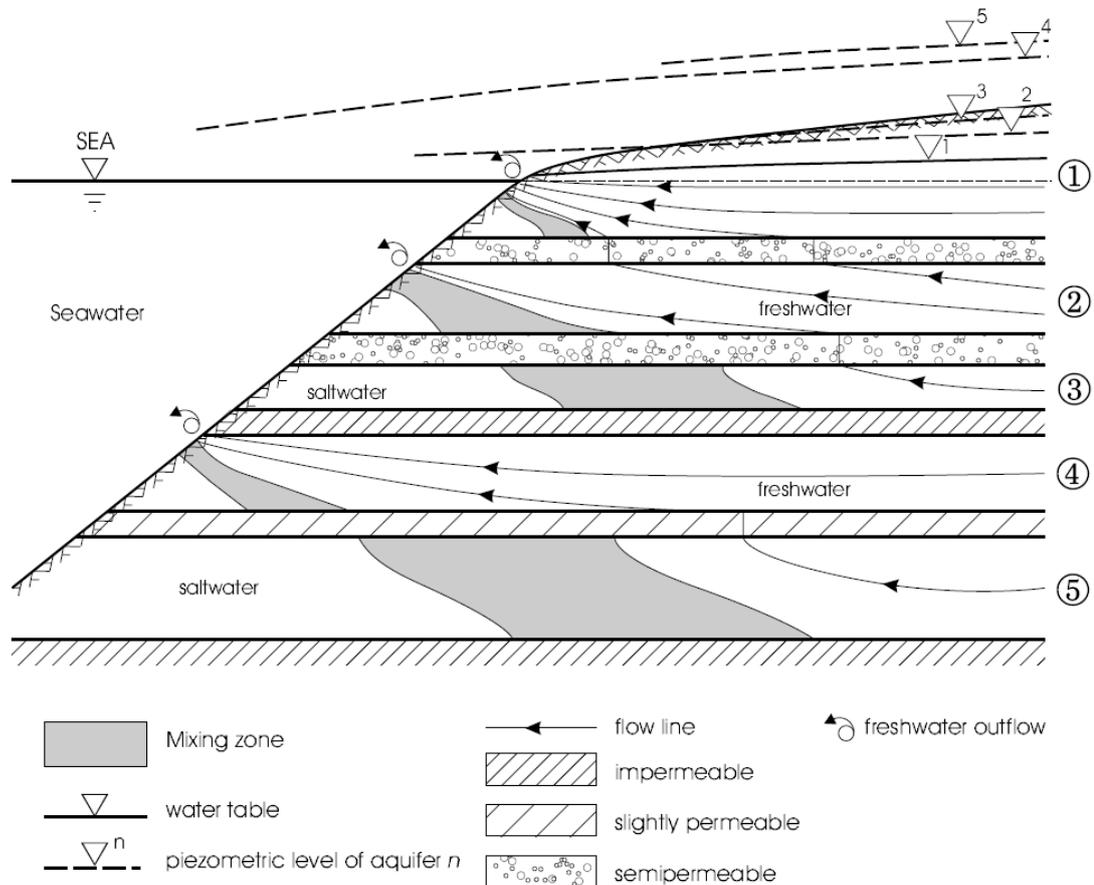


Illustration 9 : Géométrie des interfaces entre eaux saline et douce dans un aquifère multi-couche épais. Aquifères alternent avec des acquicludes et chaque aquifère montre une pénétration différente, dépendant pro parte au potentiodynamique en amont (Custodio, 2002).

Un scénario d'intrusion marine peut être observé dans les conditions naturelles, notamment en cas de sécheresse et d'abaissement saisonnier des charges hydrauliques. Il devient cependant, de plus en plus fréquent en zones côtières surpeuplées. La surexploitation modifie les charges hydrauliques et entraîne l'établissement d'un nouvel équilibre et la migration du biseau salé. La surconsommation de la ressource par un pompage excessif pour subvenir aux besoins des activités humaines (irrigation intensive, industries, consommation domestique...) entraîne le rabattement de la nappe. Ce prélèvement provoque une remontée verticale du biseau salé sous le forage, qui peut donc atteindre 40 fois la valeur de rabattement observé. Cette arrivée indésirable d'eau salée détériore de façon quasi-irréversible la qualité de la ressource. Des processus géochimiques peuvent se superposer au simple mélange entre les deux masses d'eau, notamment des échanges cationiques qui peuvent faire évoluer le faciès de l'eau saumâtre d'un type Na-Cl vers un type Ca-Na-Cl ou Ca-Cl dans le cas de la progression de la salinité (Bianchini *et al.*, 2005) ou vers un type Na-HCO₃ dans le cas d'un radoucissement de la nappe (régression du niveau de la mer (Walraevens *et al.*, 2007)

1.7. MELANGES AVEC DES SAUMURES ANCIENNES

La salinisation des nappes peut provenir de diffusion et/ou convection de saumures dites "primaires" qui sont des solutions hypersalines préservées dans des aquifères qui échangent peu avec les eaux de surface. Ces saumures sont très répandues, voir omniprésentes dans les zones profondes de la croûte terrestre, notamment dans les grands bassins sédimentaires (aquifères profonds, captifs, peu perméables) mais aussi en profondeur dans les boucliers cristallins (Kloppmann *et al.*, 2002). Il s'agit le plus souvent d'eaux marines résiduelles, formées suite à l'évaporation d'une eau de mer ancienne (saumure primaire, Vengosh, 2003). On parle alors d'eaux connées. Par exemple, dans la vallée du rift de la Mer Morte, des saumures profondes, résidus d'une eau de mer ancienne partiellement évaporée, sont en connexion hydraulique avec la nappe d'eau douce superficielle (Starinsky, 1974, Vengosh et Rosenthal, 1994, Marie et Vengosh, 2001). Dans de telles situations, les concentrations en sels peuvent être très importantes, si bien qu'une petite portion de saumures suffit à provoquer une salinisation importante.

L'augmentation graduelle de la salinité et la modification de la composition chimique de la nappe vers une prédominance des ions chlore et sodium peut également résulter d'un processus de convection et de diffusion des **fluides salins piégés dans un aquitard** en connexion avec la nappe d'eau douce (Herczeg et Edmunds, 2000). Les deux réservoirs, aquifère et aquitard, peuvent être superposés ou contigus. A titre d'exemple, plusieurs modèles ont été proposés afin d'expliquer l'augmentation de la salinité dans l'aquifère des grès du Crétacé de la formation de Milk River, en Alberta, à l'ouest du Canada. Hendry et Schwartz, (1988) affirment que l'augmentation de la salinité serait la conséquence directe d'une diffusion de solutés issus d'un aquitard sous-jacent. Autre exemple, dans l'aquifère supérieur floridien, en Géorgie (États-Unis), des failles ont mis en communication cet aquifère à travers les unités imperméables avec l'aquifère captif sous-jacent et ont permis une migration ascendante de la nappe saline inférieure (Maslia et Prowell, 1990). Comme dans la bande de Gaza, la salinisation par migration des saumures peut être accélérée du fait de la surexploitation de la nappe d'eau douce (Vengosh et al, 2002). En effet, l'amincissement de la frange d'eau douce superficielle rompt l'équilibre hydrostatique naturel et favorise la progression du panache de salinité. Le processus de salinisation est ainsi déclenché.

L'impact de ce type de salinisation est particulièrement dramatique dans les aquifères où l'eau douce n'est pas ou très peu renouvelée (nappes dites "fossiles"). De nombreuses études ont montré que les ressources en eau souterraine des régions comme le Sahel, le Sahara, et les zones arides du Moyen-Orient sont essentiellement fossiles et reflètent une paléo-recharge qui remonte au Pléistocène tardif (Cook et al., 1992).

Saumures cryogéniques : dans les régions polaires, l'exclusion des ions dissous lors du gel d'une eau de mer donne lieu à des saumures résiduelles du type Ca-Cl avec des concentrations jusqu'à 190 g Cl/L pouvant provoquer une salinisation des ressources d'eau douce (Starinsky et Katz, 2003, Marison et al., 1999, Bottomley et al, 1999, Yaqing et al., 2000). La concentration des sels dissous par l'effet du gel

(exclusion des sels de la glace et surconcentration dans la phase liquide résiduelle) s'opère aussi dans les eaux douces superficielles et peut donner lieu à des lacs salés (Canada, Antarctique) et contribuer à la salinisation des aquifères en relation avec ces lacs. Ce mécanisme n'est pas présent en France actuellement, mais a pu jouer un rôle dans le passé (Pléistocène) en Europe Central et du Nord.

1.8. LA DISSOLUTION DES FORMATIONS EVAPORITQUES

Au cours de l'évaporation d'une eau de mer, on assiste successivement à la saturation suivie de la précipitation de la calcite, du gypse, de l'halite, de l'epsomite, de la sylvite, de la carnallite, de la bischofite et de la tachyhydrite... (voir Annexe 1, "évaporites"). La forte solubilité des minéraux des évaporites (notamment des halogénures de Na, K, Mg, sulfates de Ca, Mg...) a pour conséquence qu'ils sont très fréquemment impliqués dans la salinisation des aquifères. Les eaux en contact direct avec des dépôts stratiformes ou avec des diapirs de sel, présents surtout dans les grands bassins sédimentaires, se chargent très rapidement en sels jusqu'à atteindre l'équilibre avec eux (saturation) à des concentrations qui peuvent atteindre plusieurs centaines de g/L si des chlorures sont présents. Les concentrations de ces saturations dépendent des conditions physico-chimiques et thermodynamiques (solubilité du minéral impliqué, force ionique de la solution, température, pression, ...). En France, les dépôts de chlorures se situent essentiellement dans les bassins d'Aquitaine, de Paris (Lorraine), dans le Jura et dans les fossés rhénans et rhodaniens (Illustration 10). Leur dissolution in situ donne lieu à la formation de saumures (Fontes et Matray, 1993 a et b, Kloppmann, 2010) secondaires qui se caractérisent par des rapports ioniques spécifiques, selon le type de sel dissous et donc selon le degré d'évaporation des saumures primaires qui ont donné lieu à la formation de ces sels. Ce type de salinisation a été observé dans de nombreuses régions du monde; nous citons à titre d'exemple la formation d'Ogallala, au Sud des Hautes Plaines, au Texas (États-Unis), (Mehta et al., 2000ab), l'aquifère de Dammam, au Koweït (Al-Ruwaih, 1995), l'aquifère des grès nubiens dans le Sinai et le Negev (Rosenthal et al., 1998) et le Grand Bassin Artésien en Australie (Love et al., 2000, Herczeg et al., 1991).

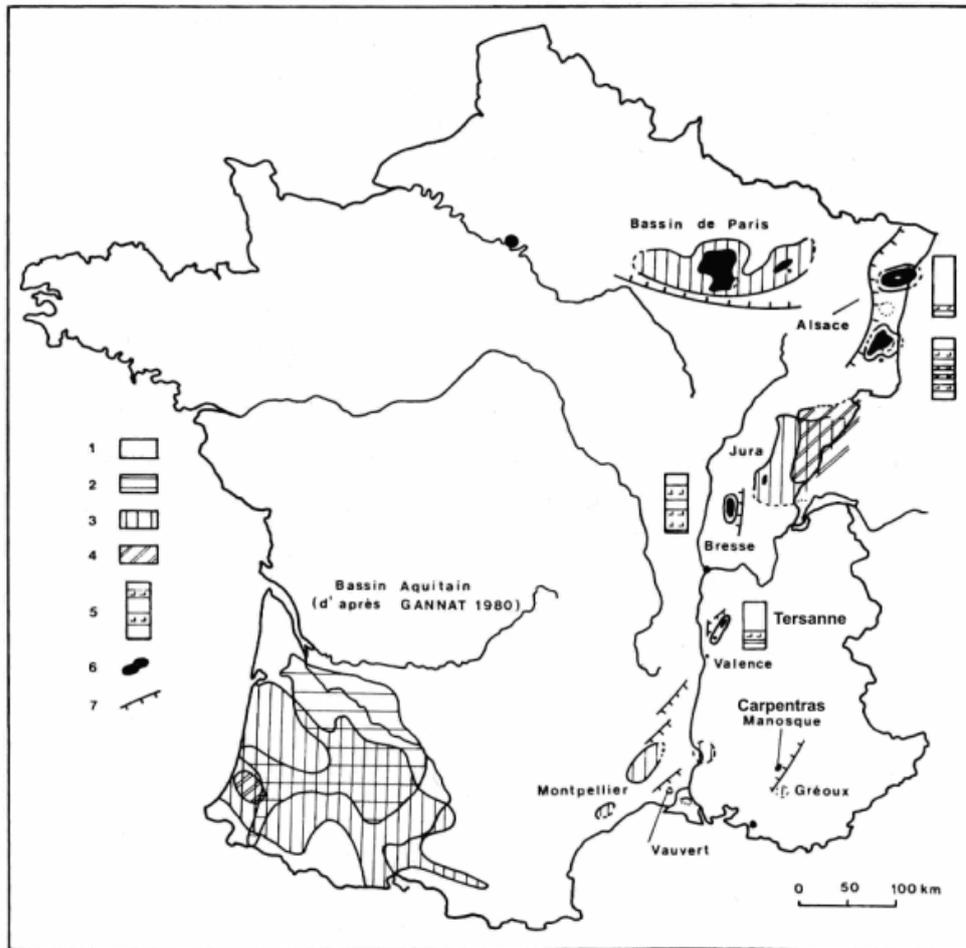


Illustration 10: Principaux gisements de sel en France (Fries, 1983) (1) bassins oligocènes (2) bassins liasiques, (3) bassins triasiques supérieurs (Keuper), (4) bassins triasiques moyens (Muschelkalk), (5) niveaux salifères superposés, (6) zones favorables aux stockages : sel > 100 m, profondeur > - 1 600 m pureté > 80 %, (7) failles majeures.

1.9. LES FLUIDES SALINS THERMOMINÉRAUX

La salinisation d'un aquifère peut résulter du mélange avec des fluides thermominéraux salins (Vengosh, 2003). Les fluides thermominéraux, d'origine marine ou non-marine, sont souvent caractérisés par de fortes concentrations en sels. A l'ouest de la Turquie par exemple, la salinité des eaux thermales se situe entre 2 et 66 g/L, avec des concentrations en bore supérieures à 50 mg/L (Vengosh et al., 2002b). Dans la ville de Mexico, les remontées d'eaux thermales sont à l'origine d'une dégradation de la qualité de l'aquifère local (Edmunds et al., 2002).

En plus de leur forte teneur en chlore, les eaux thermales sont souvent enrichies en sodium, bore, fluor, arsenic et autres contaminants qui présentent une réelle menace sur les ressources en eau douce (Vengosh, 2003).

1.10. SOURCES ANTHROPIQUES DE SELS

Les activités humaines peuvent être à l'origine d'une salinisation des eaux souterraines et superficielles (Illustration 3).

En zone urbaine, les principales activités impliquées sont l'évacuation des eaux usées industrielles ou domestiques et l'épandage de sels pour le déneigement des routes. La salinité des eaux usées provient essentiellement des rejets de détergents, riches en sodium et en bore (Raymond et Butterwick, 1992), de la lessive en poudre et des liquides utilisés dans les lave-vaisselle (riche en chlore). Ces flux salins industriels ou domestiques peuvent affecter la qualité des eaux souterraines, surtout s'ils sont rejetés sans traitement approprié (qui s'avère difficile voir impossible pour des éléments comme le chlore et le bore) ou réutilisés pour l'irrigation ou la recharge artificielle des nappes. L'usage de sels de déneigement sur les routes constitue une autre source de salinisation. La pratique la plus courante consiste à appliquer directement sur la route le chlorure de sodium pur (NaCl), très soluble et pouvant être transporté sur de grandes distances. Le chlorure de calcium (CaCl_2) est plus rarement utilisé car il rend les surfaces des routes glissantes en cas de forte humidité. L'impact du salage des routes par épandage de halite (NaCl) peut être mis en évidence par un rapport ionique Na/Cl égal à l'unité dans les eaux souterraines impactées. En zone rurale, l'activité agricole et l'élevage sont les principales sources de salinisation des ressources en eau souterraine. L'usage d'eaux usées ou à forte salinité pour l'irrigation génère un apport des ions comme le chlore (Cl^-) ou le sodium (Na^+). L'épandage de fertilisants artificiels et autres engrais d'origine animale entraîne un apport non négligeable en ions potassium (K^+), ammonium (NH_4^+) ou nitrate (NO_3^-) dans les aquifères, (Bolke, 2002 et Bolke et Horan 2000). Enfin, l'exploitation minière (sels, sulfures, or, charbon...) participe de façon non négligeable à la salinisation des eaux souterraines et superficielles à cause du drainage minier acide (mine Doyon, au Québec) ou du drainage minier salin (mines de potasse d'Alsace, Kloppmann, 2010).

2. Salinisation des masses d'eaux en France

2.1. METHODOLOGIE ADOPTEE

L'interrogation de la base de données ADES (Accès aux Données sur les Eaux Souterraines³) et l'exploitation des principales études scientifiques menées en France métropolitaine et dans l'Outre-mer a permis de cartographier les masses d'eaux les plus concernées par le phénomène de salinisation. A partir des différentes études, des fiches synthétiques résument le contexte, les méthodes mis en œuvre pour le diagnostic des sources et des vecteurs de la salinisation et les résultats obtenus. Ces fiches sont disponibles en annexe 2.

L'analyse spatiale de la salinité des aquifères français est basée sur une extraction des résultats des analyses d'eaux souterraines disponibles à partir de la banque nationale d'accès aux données sur les eaux souterraines ADES. Un nombre limité d'éléments et paramètres ont été choisis afin d'avoir accès aux informations pertinentes pour l'étude de la salinisation y compris, dans certains cas, le temps de résidence de l'eau dans l'aquifère. Les paramètres extraits sont :

- la profondeur piézométrique,
- la conductivité électrique,
- le pH,
- l'alcalinité,
- l'activité tritium,
- les concentrations des éléments majeurs, (Ca, Mg, Na, K, Cl, SO₄, HCO₃, CO₃, NO₃)
- les concentrations des mineurs et de certains traces (B, Br, Sr, Li...).

Un des objectifs de cette étude est l'analyse spatiale (par masse d'eau et/ou aquifère) de l'état actuel de la salinisation des eaux souterraine en France. Afin de s'affranchir du problème de la variabilité des salinités dans le temps, il a été décidé de limiter l'étude aux données hydrochimiques des cinq dernières années jugées plus fiables, notamment pour les analyses des éléments traces, et raisonnablement représentatives de la qualité **actuelle** des masses d'eau. Les moyennes des teneurs mesurées sur la période 2005-2010 pour les paramètres hydrochimiques choisis sont calculées sur l'ensemble des ouvrages disponibles.

Ce traitement statistique a permis de cartographier chaque paramètre et d'observer les tendances spatiales à l'échelle de la France. Pour les points ADES sur lesquels les masses d'eau dans le sens de la Directive Cadre sur l'Eau de l'Union Européenne (DCE) avaient été renseignées, ou pour lesquels une attribution univoque à une masse

³ <http://www.adès.eaufrance.fr/>

d'eau était possible (voir plus bas), une analyse plus détaillée a permis d'obtenir des statistiques et cartes dérivées par masse d'eau et par paramètre.

L'une des difficultés rencontrées au cours de ce traitement cartographique concerne la gestion des masses d'eau superposées (dans les bassins aquitaniens et parisiens en particulier). En effet, dans les zones où plusieurs masses d'eau se superposent (jusqu'à 10 masses d'eau dans certains secteurs), les profondeurs de l'échantillonnage (profondeur d'observation) doivent être prises en compte pour attribuer un point d'échantillonnage à une masse d'eau. Or, cette information reste fragmentaire dans la base ADES car, dans la plupart des cas, les échantillons ont été obtenus par pompage global dans des ouvrages crépinés sur un ou plusieurs intervalles. Seul un prélèvement par packer permettrait en effet d'attribuer une profondeur précise à un échantillon. En première approximation, la profondeur moyenne du ou des intervalles crépinés, pourrait être prise en considération mais cette information n'est pas systématiquement renseignée non plus. La profondeur totale de l'ouvrage donne accès à la profondeur maximale de l'échantillon.

La stratégie suivante d'attribution des points à une masse d'eau a été ainsi adoptée:

- attribution directe pour les points pour lesquels la masse d'eau était renseignée dans ADES
- attribution selon les coordonnées x,y pour les points dans des secteurs où une seule masse d'eau existe (pas de superposition donc attribution univoque)
- attribution selon les coordonnées x,y et la profondeur pour les points se situant dans des secteurs où plusieurs masses d'eau se superposent : les points d'une profondeur d'observation <10m ont été attribués à la première masse d'eau.

Ce traitement a permis la production d'un système d'information géographique (SIG) sous ArcGIS et la cartographie des teneurs moyennes à l'échelle nationale pour chaque paramètre mesuré. Par la suite, les analyses de cartes portent essentiellement sur le paramètre chlorure, principal élément et indicateur de la salinité.

Les cartes obtenues servent de base à une interprétation des tendances observées et la formulation de diverses hypothèses concernant les sources possibles de la salinité, en fonction du contexte hydrogéologique.

2.2. FRANCE METROPOLITAINE: CARTES PAR POINTS

Les données hydrochimiques sont cartographiées à l'échelle nationale (Illustration 11) sous ArcGIS. Cette approche permet également un traitement de l'information à l'échelle régionale (par districts hydrographiques) et locale (par masses d'eau, au sens de la DCE). Sont pris en compte, pour l'ensemble des points et des paramètres, les moyennes sur 5 ans (2005-2010).

Salinité: La cartographie de la salinité (charge totale dissoute ou TDS) des eaux souterraines de la France donne un premier aperçu de la minéralisation des eaux à

l'échelle nationale. Les gammes de salinités cartographiées sont très hétérogènes dans l'espace. Elles passent des teneurs inférieures 500 mg/L, dans le Massif Central, le Massif Armoricaïn, les Alpes et les Vosges à de très fortes concentrations dépassant ponctuellement les 10 g/L, localisées sur la côte Atlantique, le littoral Méditerranéen, dans les bassins sédimentaires (Bassin Parisien, Bassin Aquitain, Bassin du Sud-est) et le long des principaux cours d'eau (Rhône, Garonne). Il apparaît donc que les eaux les plus minéralisées se trouvent en zone littorale et en contexte de bassin sédimentaire ou alluvionnaire. La minéralisation en contexte littoral, peut s'expliquer par les apports météoriques sur la bande côtière (littoral atlantique) associée à l'interaction avec l'eau de mer ou par la concentration des sels dans les eaux de surface soumises à de fortes évaporations (Camargue). En contexte de bassin sédimentaire, des minéralisations intermédiaires (500-1000 mg/L) sont caractéristiques des terrains calcaires et donc de la dissolution des carbonates, les fortes salinités s'expliquent par dissolution d'évaporites comme l'halite ou le gypse qui se sont déposés pendant la mise en place des bassins mésozoïques et cénozoïques. A l'inverse, les plus faibles minéralisations concernent le domaine de socle hercynien à dominance siliceuse (massifs armoricaïn et central) et en altitude (Pyrénées et Alpes). Il faut noter toutefois que les fortes salinités sont souvent contrôlées par les teneurs en chlorures et/ou en sulfates. Une carte de la **minéralisation sans chlore ni sodium** (Illustration 13) permet alors de visualiser les zones où la salinité est fortement influencée par les teneurs en sulfates et en cations bivalents. Il s'agit principalement des bassins sédimentaires parisiens et aquitains, du bassin alluvial du Rhône et du littoral méditerranéen.

Les salinités observées sont liées aux teneurs en sulfates et en bicarbonates des eaux des bassins sédimentaires. Dans le district Adour-Garonne (Bassin Aquitain) par exemple, plusieurs forages captant les aquifères de l'Eocène présentent de fortes conductivités électriques dues aux concentrations en sulfates provenant de l'érosion des diapirs de sels triasiques (Négreil *et al.*, 2008). La dissolution du gypse peut être mise en évidence par un rapport ionique molaire Ca/SO₄ égal à l'unité ou très proche. Cependant, plusieurs mécanismes comme l'échange cationique Na⁺ contre Ca²⁺ ou une réduction bactérienne des sulfates entraînent une augmentation du rapport (Ca/SO₄ >1) par un enrichissement en ion calcium ou un appauvrissement en ion sulfate (Négreil *et al.*, 2008) suivant un mécanisme ou l'autre.⁴ Les relations entre minéralisation et contexte géologique constatées sont à peu près identiques à celles observées sur les salinités totales. Enfin, sur cette carte apparaît une forte atténuation des salinités maximales (une baisse de l'ordre de 50%) due essentiellement à l'absence des chlorures.

Chlorures : L'ion chlorure s'avère être le paramètre le plus influent dans la minéralisation des eaux souterraines, si bien que la carte des chlorinités (Illustration 12) à l'échelle nationale est quelque peu symétrique de celle de la salinité. Cette carte révèle néanmoins une corrélation moins visible entre la géologie et les teneurs en

⁴ L'échange cationique peut être confirmé par un rapport Na/Cl inférieur à l'unité (Vengosh *et al.*, 2002a) tandis que, par analyse isotopique, des valeurs de δ³⁴S_{SO4} supérieures à 25 ‰ (25 à 39,8 ‰) peuvent attester clairement le processus de réduction bactérienne (Nriagu *et al.*, 1991).

chlorures, même si les grandes unités géologiques restent discernables. Les gammes de concentrations sont très hétérogènes, oscillant entre des valeurs inférieures à 25 mg/L et des valeurs supérieures à 1 g/L. Cinq classes de chlorinités ont été choisies pour illustrer cette hétérogénéité. Les teneurs inférieures à 25 mg/L sont les plus fréquentes et sont compatibles avec une origine météorique des chlorures (voir chapitre 1.2). Les teneurs comprises entre 25 et 100 mg/L témoignent d'apports qui peuvent être d'origine lithologique (Chery *et al.*, 1995) ou anthropique. En général, les apports en chlorures liés à la pollution diffuse par l'agriculture restent en dessous de ce seuil de 100 mg/L (chapitre 1.10). La recharge d'origine météorique proche des côtes peut se situer dans cette gamme de 25 à 100 mg/L. Les teneurs comprises entre 100 et 250 mg/L révèlent une contamination relativement importante qui entraîne des valeurs de chlorinité proches de la limite de potabilité (250 mg/L⁵). Les teneurs comprises entre 250 et 1000 mg/L montrent une forte contamination en chlorures et des eaux impropres à la consommation humaine. Enfin, les niveaux de chlorinité supérieurs à 1000 mg/L correspondent à des eaux saumâtres et indiquent souvent un problème lié à l'avancée du biseau salé en zone côtière, à un mélange avec une saumure primaire ou secondaire.

Les plus fortes concentrations en chlorures sont situées sur la **bande côtière** (littoral atlantique et méditerranéen), dans les **bassins sédimentaires** (Bassin Parisien, Bassin Aquitain) et dans les aquifères alluviaux (Garonne, Rhône, Rhin, Moselle...). En outre, les zones avec la majorité des points dans la gamme des plus faibles valeurs de chlorinité (< 25 mg/L) se situent en domaine de socle cristallin (Massif Central, intérieur de la Bretagne) et en altitude (Alpes, Pyrénées).

Les chlorinités élevées sont relativement peu fréquentes en **zone de socle cristallin**. Une étude réalisée sur les forages d'eau potable de la Bretagne en 2006 a montré des conductivités électriques élevées (entre 800 et 1000 µS/cm) dans certaines eaux souterraines et confirme les fortes chlorinités mesurées (Carn-Dheilly A., 2007), sans qu'on puisse, sur la base de ces données, avancer des hypothèses fiables quant à l'origine de ces chlorinités. En règle générale, des fortes salinités en domaine de socle peuvent avoir deux sources (Nordström *et al.*, 1989) : des sources allochtones, par migration de saumures sédimentaires ou d'eau marine dans les roches cristallines, ou autochtones, par interaction eau-roche, hydrolyse de minéraux silicatés, interactions avec des inclusions fluides riches en chlorures. Différents mécanismes sont susceptibles d'apporter des solutions salines dans le socle (Boiron *et al.*, 2002) :

- (1) Des transgressions marines provoquent la pénétration d'eau de mer, conservée par endroit dans des zones aujourd'hui émergées;

⁵ Directive cadre sur l'eau n°2000/60/CE et décret n°2001-1220 du 20 décembre 2001 modifiant le seuil de potabilité des chlorures (250 mg/L au lieu de 200 mg/L).

(2) la sédimentation et diagénèse de sédiments d'origine marine donne lieu à des migrations verticaux de saumures dans le socle cristallin sous-jacent, qui peuvent être conservées même après érosion de la couverture sédimentaire

(3) des migrations de saumures à large échelle, des bassins sédimentaires vers les massifs cristallins ont été mis en évidence pour le bassin de Paris, le bassin d'Aquitaine et les massifs adjacents (exemples du socle cristallin du graben du Rhin et du seuil du Poitou)

Ces saumures peuvent être remobilisées et atteindre les aquifères peu profondes ou la surface par migration sur des failles, notamment dans un contexte d'activité magmatique/volcanique avec un gradient géothermal élevé qui engendre l'établissement de cellules de convection (Pauwels *et al.*, 1993 pour le Rhin, Boiron *et al.*, 2002).

La conservation d'eaux de transgressions marines dont la dernière, flandrienne, sont un élément à prendre en compte dans l'analyse des salinités dans le socle de Bretagne et sur le littoral atlantique en général. La circulation des eaux thermominérales peut être évoquée pour expliquer des chlorinités élevées dans le Massif Central (Négreil *et al.*, 2004).

2.3. FRANCE METROPOLITAINE: CARTES PAR MASSES D'EAU

Une étude statistique à l'échelle de la masse d'eau (basée sur l'identification, décrite en chapitre 2.1, des masses d'eau sollicitées par les ouvrages pris en compte dans cette étude) permet de cartographier les masses d'eau les plus touchées par le phénomène de salinisation (Illustration 14 à Illustration 18). Il convient d'admettre qu'une chlorinité excédant les 100 mg/L indique une salinisation significative de l'ouvrage concerné et des eaux souterraines captées. Cette teneur est supérieure aux chlorinités des apports météoriques, même après concentration par évaporation, et également supérieure aux valeurs qu'on pourrait attribuer à une pollution diffuse agricole. Même si la potabilité de l'eau n'est pas encore mise en cause (limite de 250 mg/L) nous considérons la valeur de 100 mg/L en Cl⁻ comme seuil d'alerte indiquant des phénomènes de salinisation. La méthodologie adoptée est simple : un décompte du nombre absolu par masse d'eau des points dont la moyenne sur 5 ans excède le seuil. Cette approche ne prend pas en compte ni la surface de la masse d'eau ni le nombre total des points. Elle introduit donc un biais car le nombre absolu des points concerné par une salinisation aura tendance à être plus élevé pour des grandes masses d'eau que pour les petites. L'approche reste préliminaire mais permet un premier aperçu du phénomène de salinisation en France métropolitaine. Une analyse statistique plus détaillée serait à envisager, afin de prendre en compte la densité des points par unité de surface mais également la variabilité temporelle des salinités, ainsi que la profondeur du prélèvement au sein de la masse d'eau et d'autres paramètres susceptibles d'avoir une relation avec la salinité (confinement...).

Les 3 cartes ci-dessus montrent le nombre de points à forte chlorinité (> 100 mg/L) pour chaque masse d'eau pour les 3 premiers niveaux des masses d'eau. Elles laissent voir que sur la plupart des masses d'eau (94%), moins de deux forages

présentent une chlorinité moyenne (sur les 5 dernières années) supérieure à 100 mg/L. Il apparaît également que 13 masses d'eau (0,9 %) présentent ≥ 10 ouvrages concernées par des teneurs en chlorures supérieures à 100 mg/L.

Les 22 masses d'eau les plus impactées sont identifiées sur l'histogramme (Illustration 18). Ces observations préliminaires laissent croire que la salinisation des eaux souterraines en France concerne un nombre limité de masses d'eau, touchées à différents degrés. La France compte actuellement 22 masses d'eau dans lesquelles plus de 7 ouvrages présentent une chlorinité moyenne (sur 5 ans) supérieure à 100 mg/L. Il s'agit principalement des aquifères alluviaux (Rhin, Seine, Durance...) et côtiers (Pliocène du Roussillon, Jurassique supérieur de l'Aunis...). Sur les 22, masses d'eau,

- 14 se situent dans des bassins sédimentaires
- 7 parmi ces 14 comportent une zone littorale, sont donc potentiellement influencés directement par l'eau de mer (intrusion saline actuelle ou ancienne),
- 6 sont des aquifères alluvionnaires,
- 2 se situent dans les massifs cristallins

Une discussion plus approfondie portant sur l'origine de la salinité sur les masses d'eau les plus concernées est menée dans les chapitres suivants. L'analyse s'appuie principalement sur les paramètres fréquemment renseignés dans la banque ADES, à savoir la chlorinité et d'autres éléments majeurs, donc sur le faciès chimique et, pro parte, sur les rapports ioniques. Les hypothèses avancées pour expliquer les faciès observés sur les diagrammes Piper de ces masses d'eau sont basées sur le contexte géologique du secteur, les résultats des études hydrogéologiques disponibles dans la bibliographie et l'apport des diagrammes binaires élémentaires qui renseignent sur les processus impliqués dans la nappe (dissolution d'halite, réduction bactérienne de sulfates...).

2.4. SALINISATION DES AQUIFERES DANS L'OUTRE-MER

Des études relatives à la salinisation des eaux souterraines ont été effectuées également dans les régions ultramarines. L'intrusion marine (eau de mer actuelle) constitue le principal mécanisme de salinisation impliqué. Les territoires d'outre-mer les plus concernés sont l'île de La Réunion (Daessle et Join, 1988 ; Frissant *et al.*, 2005), Les Antilles Françaises ; La Martinique (Vittecoq *et al.*, 2007) et La Guadeloupe (Ratsimihara et Dorfliger, 2010 ; Brenot *et al.*, 2008 ; Petit, 1990).

2.4.1. Salinisation à La Réunion

Sur l'île de La Réunion (dans l'Océan Indien), l'évolution qualitative de la ressource en eau souterraine dans les aquifères côtiers est suivie depuis une vingtaine d'années (Join et Daessle, 1988, Frissant *et al.*, 2005). Les aquifères côtiers étudiés en 1988, se

trouvent sur le littoral Ouest, entre la rivière des Galets au Nord (Saint-Paul) et la rivière Saint-Etienne au Sud (Saint-Louis et Saint-Pierre). Ce territoire s'étend sur une frange littorale de 1 à 1,5 km de largeur, jusqu'à l'altitude de 200 m. Les premiers schémas conceptuels des aquifères de l'île montrent que les nappes de sables alluvionnaires sont plus sensibles aux invasions marines que les nappes de base à encaissant basaltique. Les aquifères littoraux sont généralement constitués par des formations détritiques fluviomarines provenant des apports alluvionnaires des différents cours d'eau et surmontant les formations basaltiques plus ou moins bréchiques émises par le Piton des Neiges, constituant la nappe de base.

En 2005, l'inventaire des ouvrages soumis aux intrusions salines à l'échelle de l'île (Frissant *et al.*, 2005) a permis d'identifier 8 ouvrages recoupant l'interface eau douce-eau salée, 13 ouvrages où une intrusion saline est fortement soupçonnée et 20 ouvrages où une intrusion saline est possible (chapitre 3.6.1). Toutes les communes de la côte Ouest de La Réunion sont soumises à l'aléa intrusion saline. Les 4 communes les plus touchées sont Le Port, Saint-Paul, les Trois Bassins et Saint-Louis. Ces intrusions salines peuvent être dues à des surexploitations chroniques de la nappe (Saint-Louis, Sainte-Marie), à la faible recharge des aquifères (Trois-Bassins, Petite-Île) ou encore au captage d'aquifère naturellement saumâtre (comme celui du Port).

2.4.2. Salinisation des aquifères aux Antilles Françaises

En Martinique, la principale étude relative à la salinisation des eaux souterraines est effectuée sur la nappe basaltique du Lamentin (Vittecoq *et al.*, 2007).

Les interprétations des données géophysiques (par panneaux électriques) précisent la morphologie des différentes formations géologiques du secteur et mettent en évidence dans les formations superficielles des zones de faibles résistivités correspondant à une zone d'intrusion saline. Ces zones sont situées à proximité du littoral. Les formations concernées sont les alluvions et les passées altérées des formations volcaniques. La position superficielle et uniquement littorale de cette intrusion marine pourrait être en liaison avec la proximité de la mer d'une part et à l'importante salinité mesurée dans la partie aval des cours d'eau du secteur d'autre part. Les profils n'ont cependant pas montré d'intrusion saline au sein des formations volcaniques sous-jacentes, formations potentiellement aquifères. La complexité géométrique des formations géologiques du secteur est un des facteurs permettant d'expliquer la présence d'une intrusion saline et son absence en profondeur. Plusieurs hypothèses ont été évoquées pour justifier cet état de fait. L'intrusion saline pourrait se situer dans ces formations volcaniques à une profondeur plus importante, repoussée vers l'ouest au niveau de la Baie de Fort-de-France, ou bien être tout simplement absente compte tenu de la lithologie de ces formations profondes.

Cette étude permet de conclure toutefois qu'il n'existe pas de contre-indication à l'exploitation des aquifères potentiels situés en profondeur, à condition que le site d'exploitation soit suffisamment éloigné des secteurs où a été détectée l'intrusion saline dans les formations superficielles, c'est-à-dire à proximité immédiate du littoral. La réalisation de piézomètres de contrôles permettant un suivi physico-chimique des

eaux souterraines devrait néanmoins être effectuée le cas échéant afin de prévenir toute intrusion saline dans les formations profondes.

En Guadeloupe, les aquifères côtiers étudiés se trouvent sur les sept îles de l'archipel guadeloupéen : Basse-Terre, Grande-Terre, Marie-Galante, la Désirade, Les Saintes, Saint-Martin et Saint-Barthélemy. De manière générale, l'aléa salinisation est mal appréhendé par manque d'informations actualisées sur la position de l'interface eau douce-eau salée. Cependant, un faciès Na-Cl est observé sur un secteur (nappe du Plateau de l'est). Pour l'ensemble de cette zone, les diagrammes Conductivité électrique vs Cl et Na vs Cl laisse croire que la salinité est due à une intrusion marine (Ratsimihara et Dorfliger, 2010).

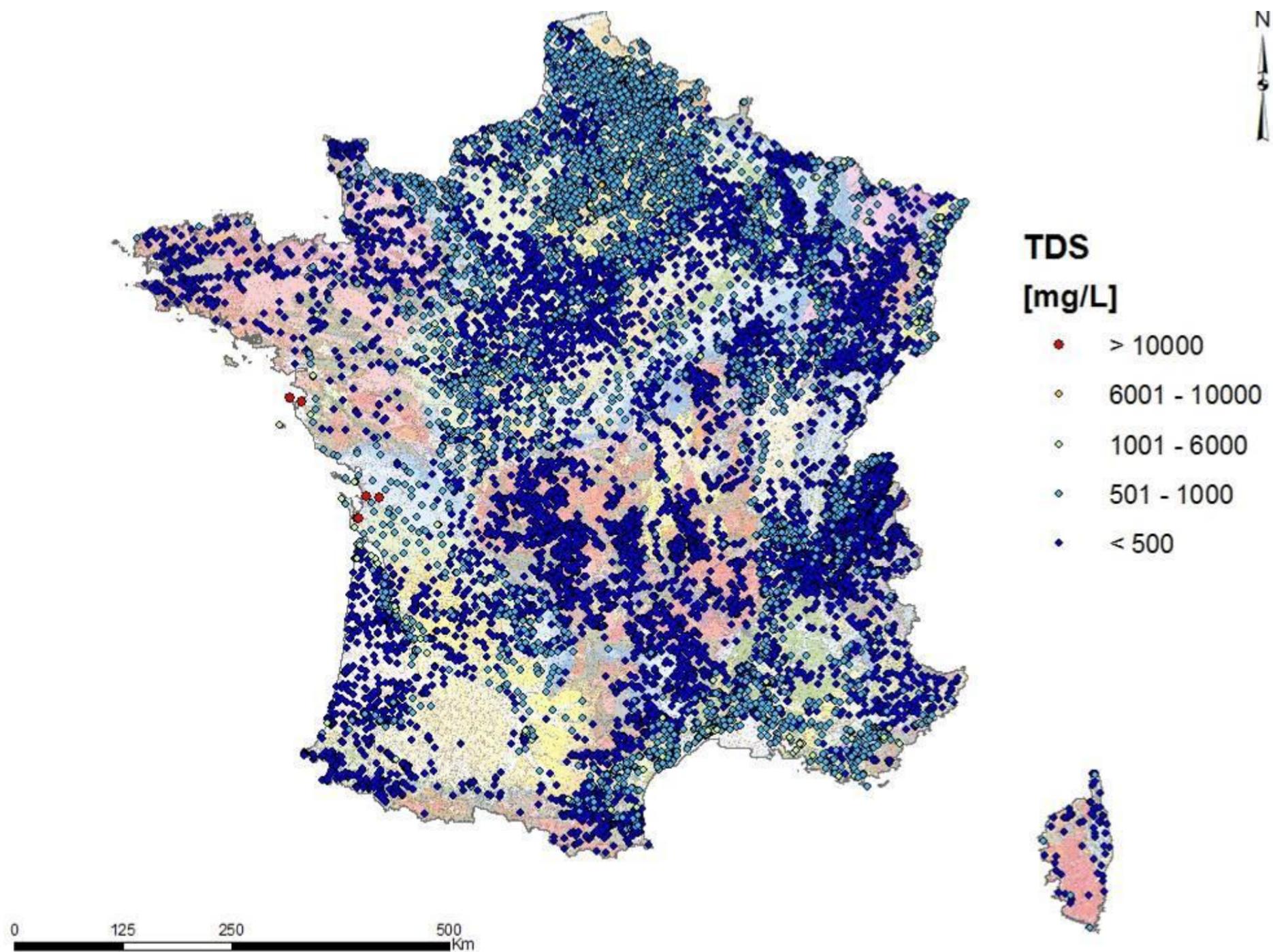


Illustration 11 : Carte de la salinité des eaux souterraines en France.

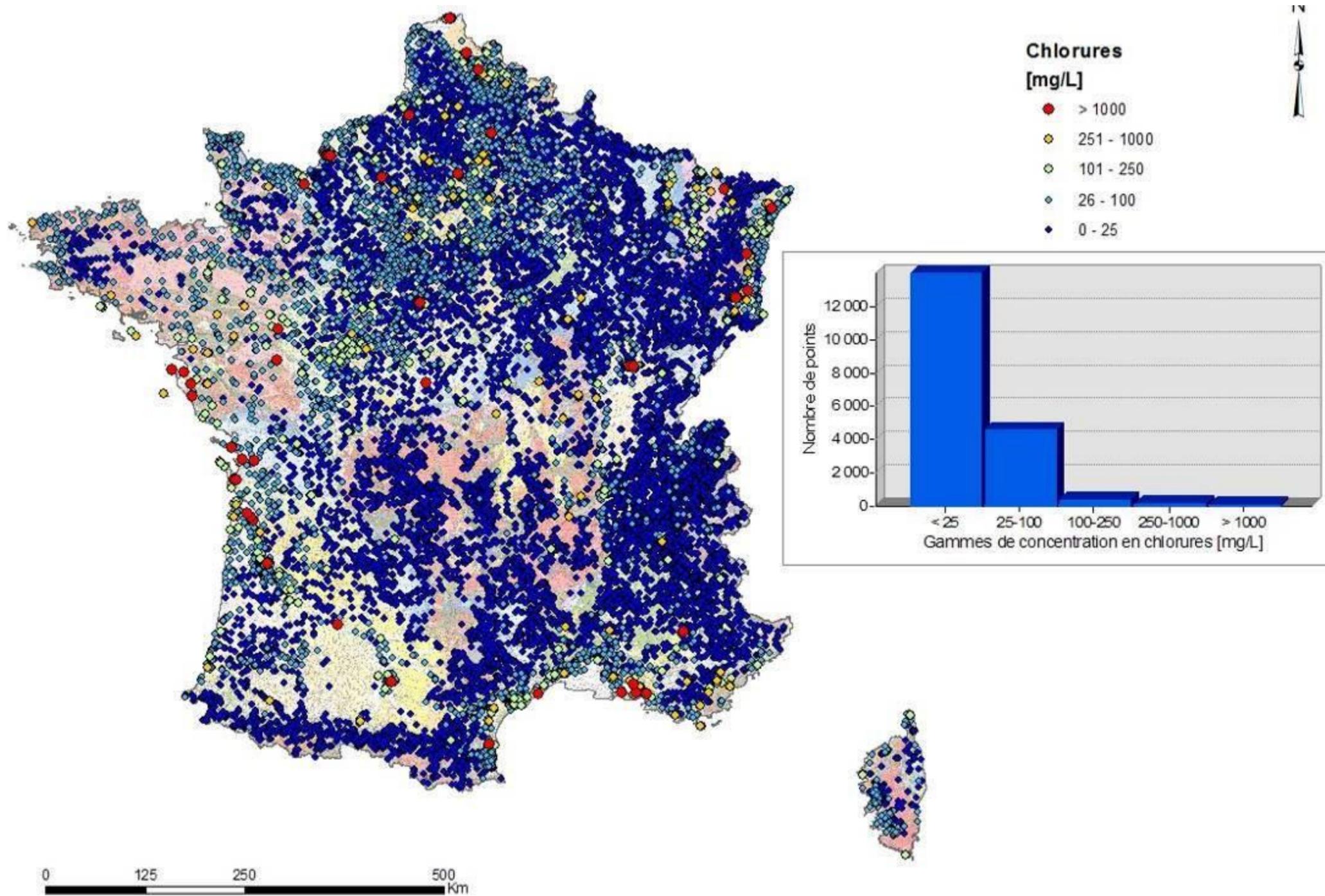


Illustration 12 : Carte des chlorinités des eaux souterraines en France

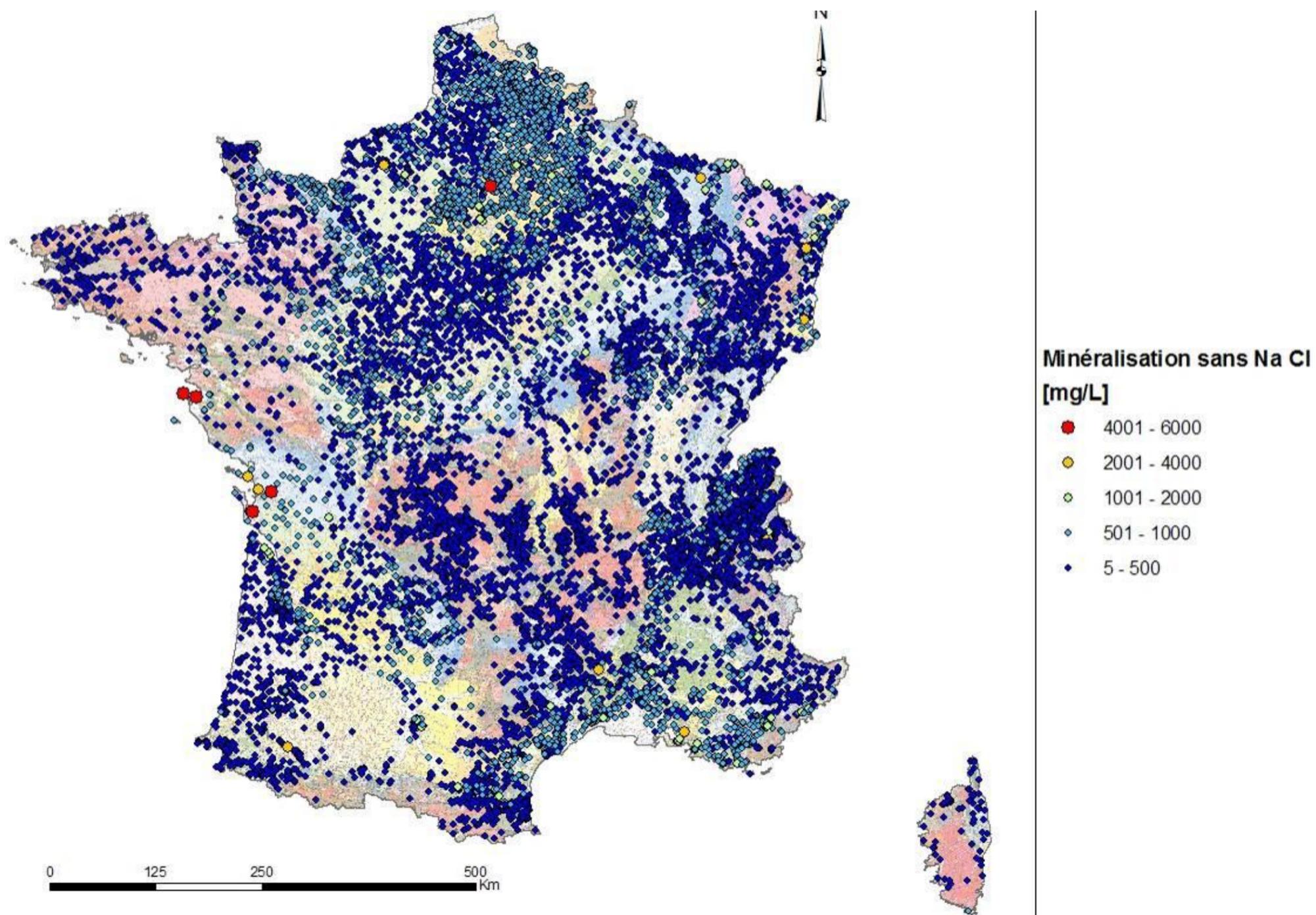


Illustration 13 : Carte de la minéralisation sans les ions Na et Cl

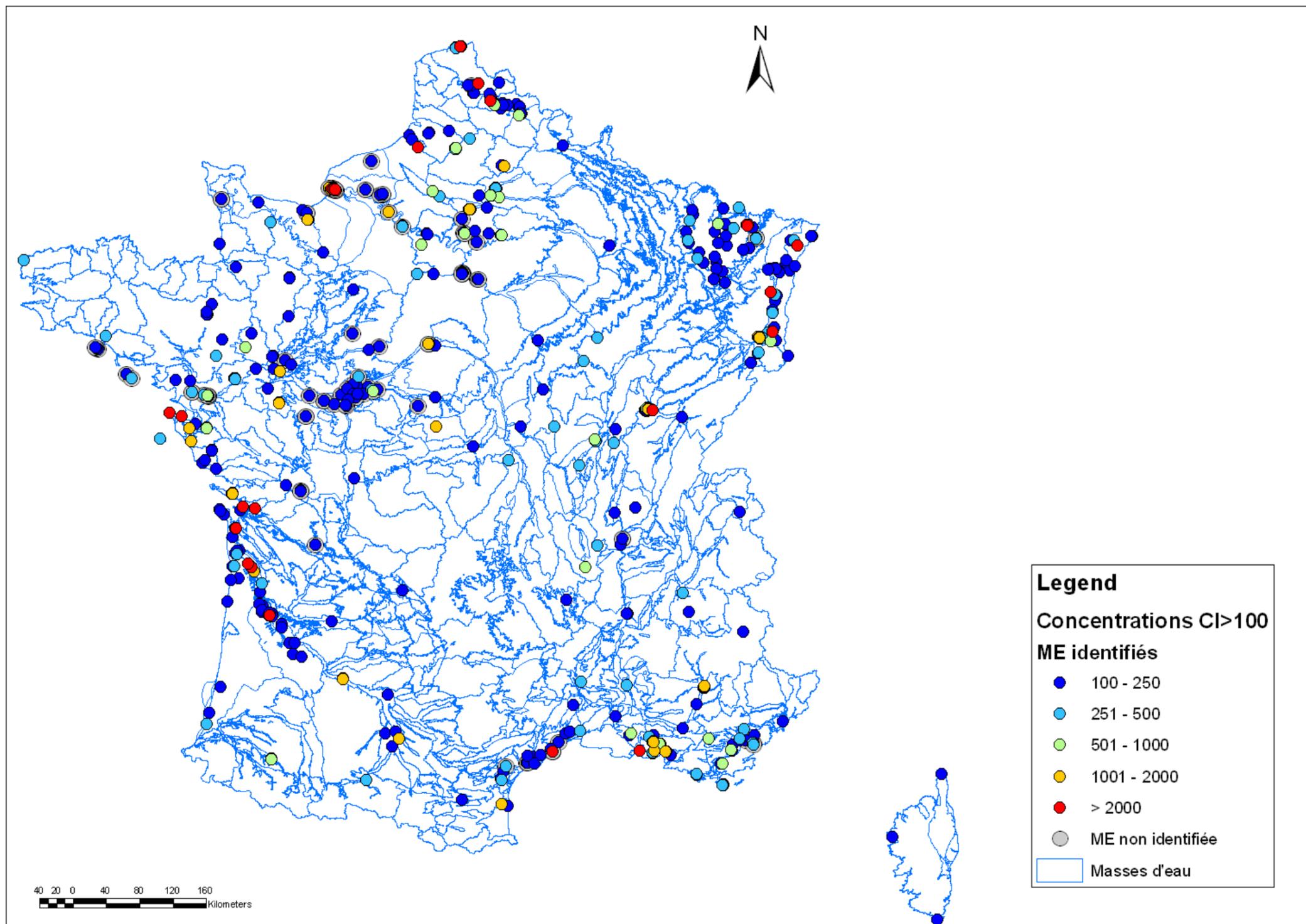


Illustration 14 : Points concernés par une salinisation (moyenne pluriannuelle 2005-2010 de Cl > 100mg/L) dont souligné en gris les points pour lesquels la masse d'eau n'a pas pu être identifiée avec certitude.

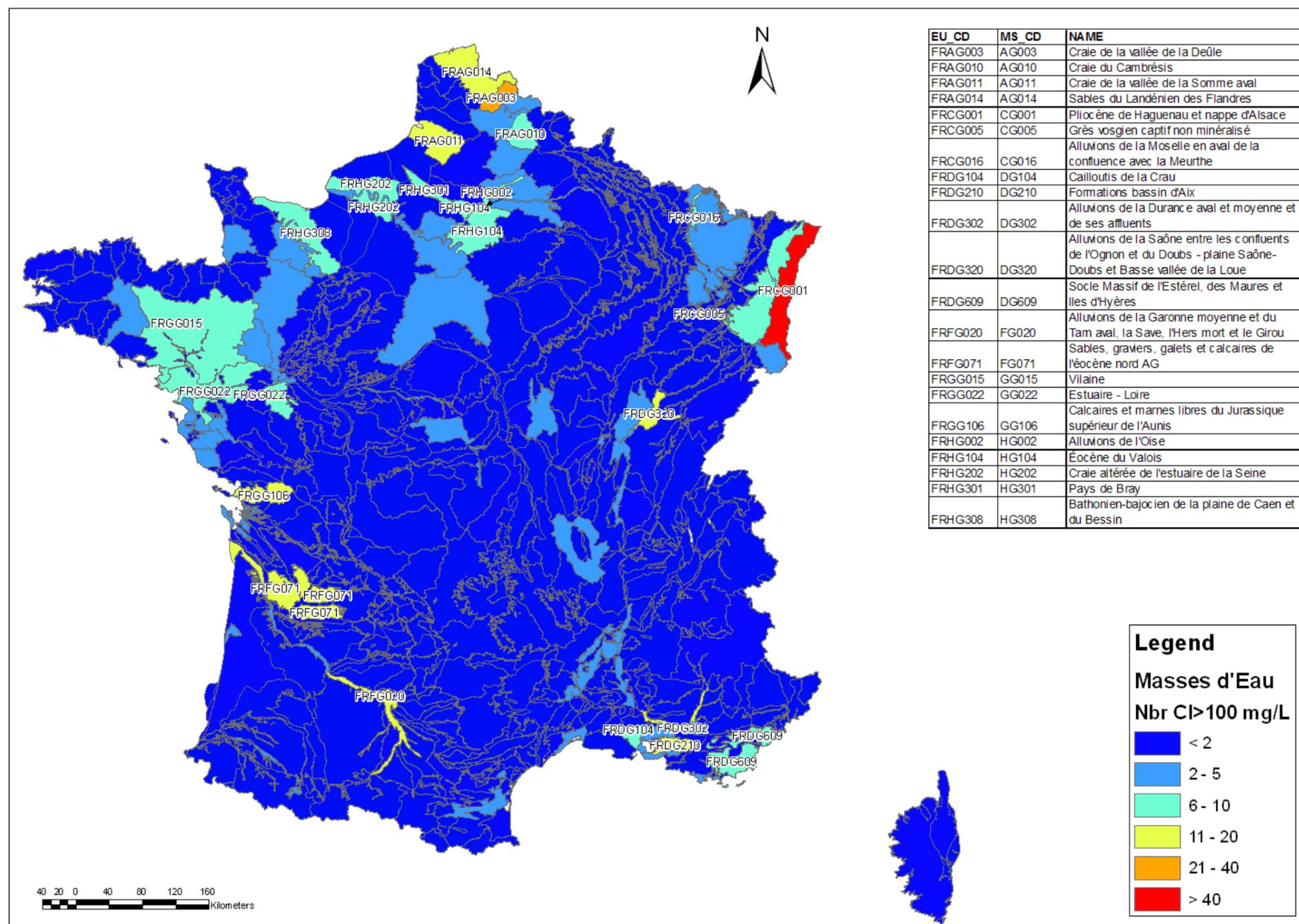


Illustration 15 : Nombre de points concernés par une salinisation (Cl > 100mg/L) par masses d'eau (niveau 1, superficiel, des masses d'eau).

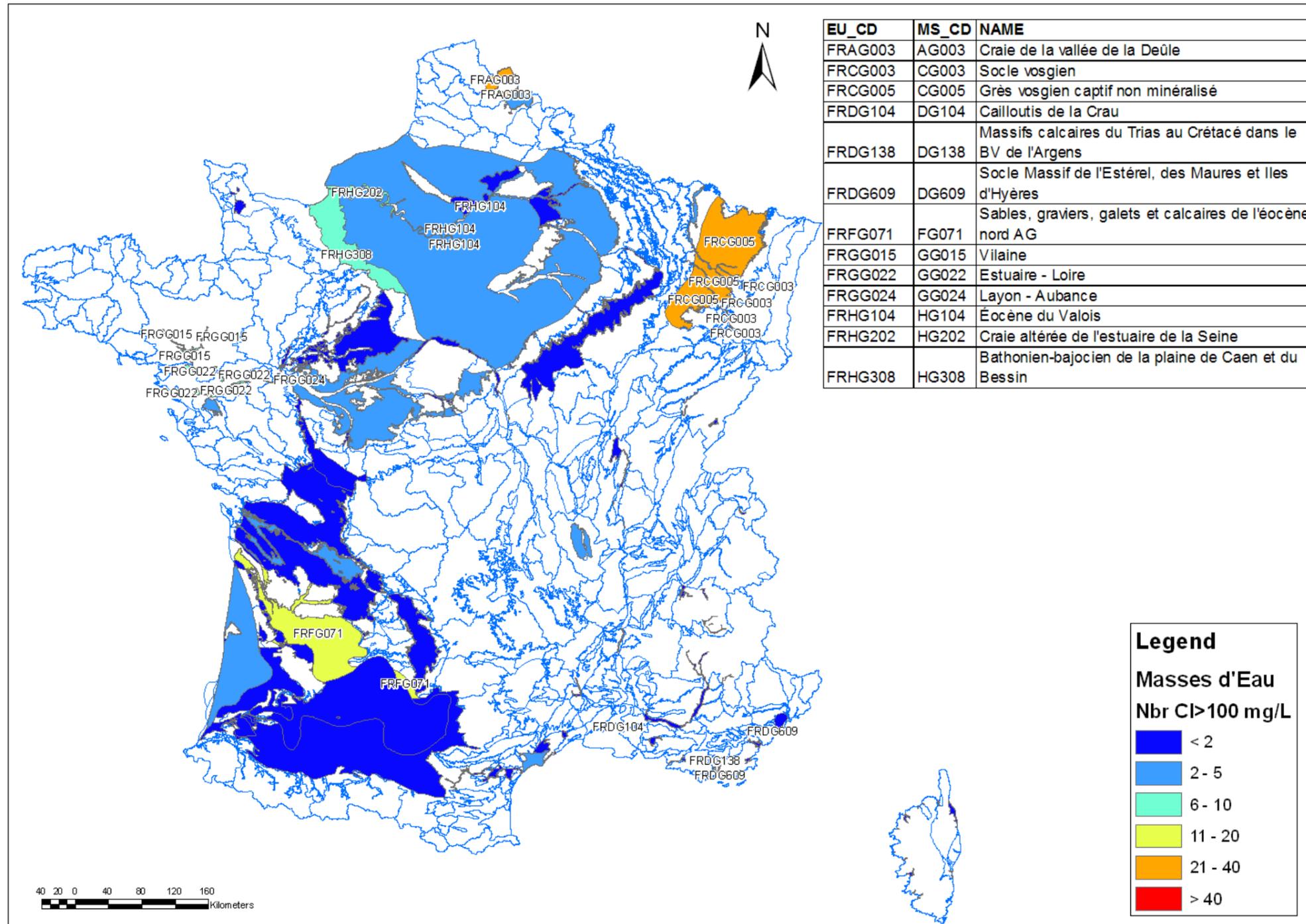


Illustration 16 : Nombre de points concernés par une salinisation (Cl > 100 mg/L) par masses d'eau (niveau 2, des masses d'eau). Sont également reportés les points montrant des moyennes de Cl sur 5 ans >100 mg/L rattachés à une masse d'eau (en rouge) et ceux pour lesquels la masse d'eau n'a pas pu être identifiée avec certitude.

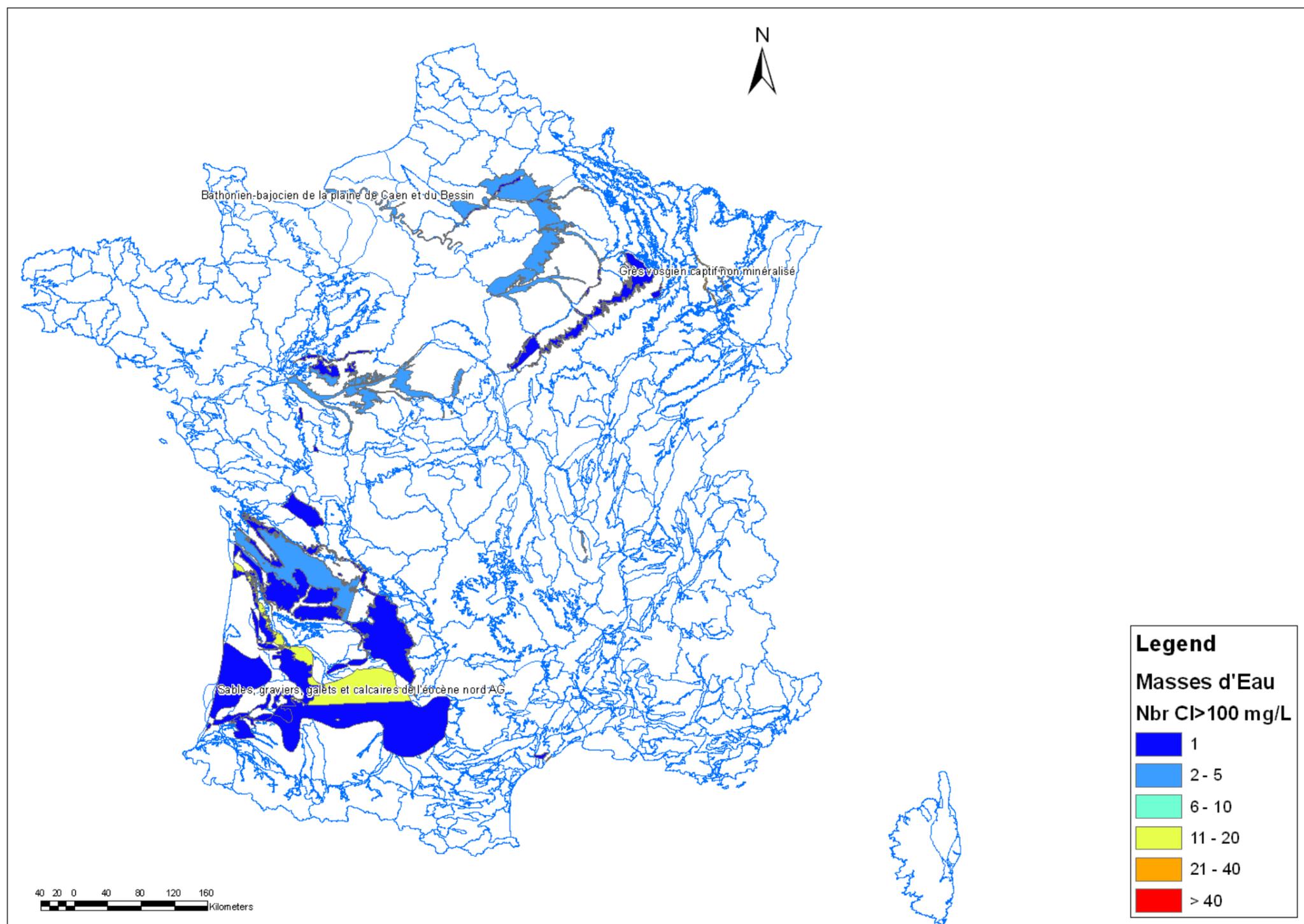


Illustration 17 : Nombre de points concernés par une salinisation (Cl⁻ > 100mg/L) par masses d'eau (niveau 3, des masses d'eau).

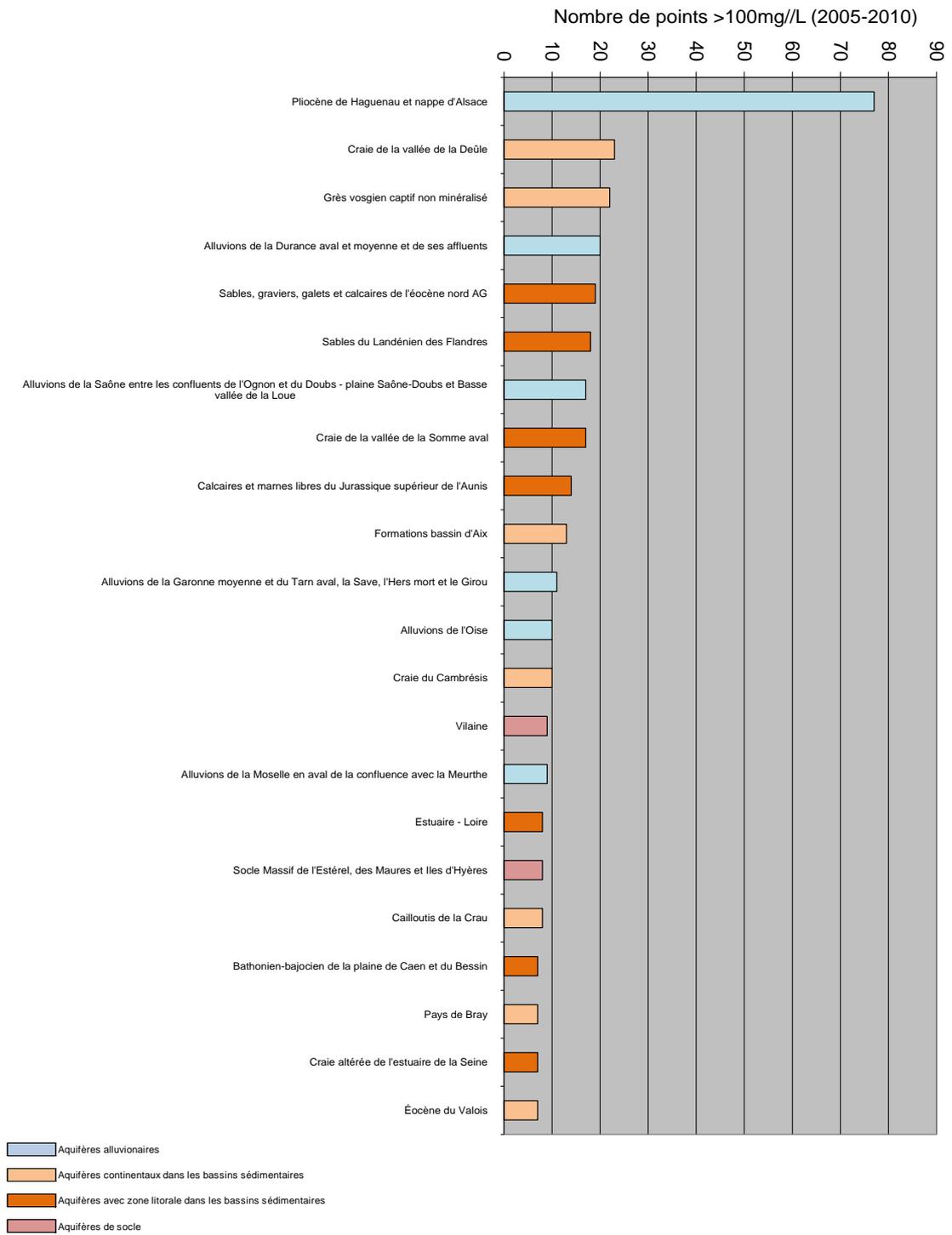


Illustration 18 : Les 22 masses d'eau les plus touchées par la salinisation en France métropolitaine sur (≥7 points concernés par des teneurs moyennes >100 mg/L en Cl⁻).

3. Etudes sur la problematique de la salinisation

3.1. APPROCHE REGIONALE DE LA SALINISATION DES EAUX SOUTERRAINES

En France, plusieurs cas de salinisation des ressources en eau souterraine ont été étudiés. La plupart des mécanismes de salinisation cités plus haut ont été rencontrés sur l'ensemble du territoire métropolitain et de l'Outre-mer.

La France compte au total 13 districts hydrographiques, dont 3 internationaux (Escaut, Rhin et Meuse) et 5 en Outre-mer. En France hexagonale, le territoire national est planifié suivant les limites de 6 grands bassins hydrologiques gérés par des Agences de l'eau (Artois-Picardie, Rhin-Meuse, Seine-Normandie, Loire-Bretagne, Adour-Garonne et Rhône-Méditerranée-Corse). Aussi bien les districts hydrographiques que les bassins hydrologiques recoupent les grandes unités géologiques, bassins sédimentaires, massifs cristallins, chaînes alpine et pyrénéenne. Comme souligné dans le chapitre 2, on observe des liens forts entre la minéralisation des eaux souterraines et la géologie. Nous avons donc choisi d'organiser les synthèses des études de cas plutôt que par bassins ou districts hydrographiques par leur contexte hydrogéologique:

- Aquifères alluviaux
- Systèmes aquifères multicouches dans les grands bassins sédimentaires
- Aquifères de socle
- Aquifères côtiers et deltaïques
- La salinisation dans le contexte insulaire: Corse et DOM-COM

La synthèse est focalisée sur les 22 masses d'eau identifiées par l'approche cartographique comme présentant une salinisation significative et récente (2005-2010) et étudiées dans le cadre de travaux réalisés sur la caractérisation qualitative de la ressource en eau souterraine.

3.2. AQUIFERES ALLUVIAUX ET/OU ASSOCIES A DES RIVIERES

3.2.1. Le bassin Rhin-Meuse

Le bassin Rhin-Meuse se trouve au Nord-Est de la France et compte près de 183 masses d'eau. Les fleuves du Rhin et de La Meuse et la rivière Moselle sont les principaux cours d'eau composant le réseau hydrographique.

Bassin Rhin-Meuse : "Pliocène de Hagueneau et la nappe d'Alsace" (ME 2001)

C'est le "Pliocène de Hagueneau et la nappe d'Alsace" (ME 2001), avec plus de 70 points caractérisé par des concentrations supérieures à 100 mg/L en Cl⁻, qui constitue la masse d'eau la plus concernée par la salinisation en France. Cette masse d'eau a fait l'objet d'un programme continu de suivi de la qualité depuis le début des années 1970 et d'un grand nombre d'études hydrodynamiques, géophysiques et géochimiques (Krebs, 1980; Noyer *et al.* 1998, 2005; Lang *et al.*, 2005; Chabart et Elsass, 1999; Schomburgk et Elsass, 2008; Kloppmann *et al.* 2001b, 2009, 2010; Bauer *et al.*, 2005; Haushalter, 2004).

Des eaux salines de faciès très différents existent dans l'aquifère rhénan au sein du Bassin Potassique et cette salinité met en danger l'AEP dans certains secteurs de la vallée du Rhin aussi bien du côté français qu'allemand. Les déchets solides des Mines de Potasse d'Alsace (MDPA) sont la cause principale de la salinisation de la nappe d'Alsace, avec la dissolution des déchets solides de l'exploitation de la potasse stockés en surface (terrils). Les saumures produites lors du traitement des sels bruts ont également contribué à la salinisation, notamment de la partie allemande dans la nappe, via les bassins de stockage temporaires de l'île de Fessenheim. Même si on recense une langue salée attribuable à des contaminations industrielles au NO de Mulhouse (Terrils d'Ochsenfeld), les autres sources anthropiques de salinité jouent un rôle mineur, avec une pollution diffuse d'origine agricole, des impacts localisés de certaines Stations d'épuration des eaux usées, et le salage des routes. La contamination par les eaux de drainage riches en ions sodium et chlore issues des terrils est bien connue depuis les années 1920 (Briquet, 1922). Les saumures issues de ce lessivage s'infiltrant et se propagent sous forme des panaches de sel de plus de 60 km dans la nappe alluviale (Illustration 19).

Différents types de saumures naturelles ont été observées dans la couches sous-jacentes de l'aquifère rhénan, des saumures primaires conservées en petites quantités au sein même des formations salifères que l'on peut attribuer pro parte à l'évaporation d'eaux de mer, ainsi que des saumures secondaires issues de la dissolution des évaporites marines. En fait, une grande partie des eaux profondes du fossé rhénan est saline. Dans les formations tertiaires, jurassiques et triasiques, ainsi que dans le socle prédominant des saumures qui peuvent atteindre 120 g/l de Cl (Pauwels *et al.*, 1993; Aquilina *et al.*, 1997). Le chimisme de ces eaux est très variable (Dreher, 1993) aussi bien en ce qui concerne les rapports ioniques des majeurs que les teneurs en

éléments traces. Des saumures synsédimentaires ainsi que des saumures issues de la dissolution de différents types d'évaporites (halite, sels potassiques, gypse...) peuvent se mélanger avec les eaux de la nappe alluviale par différents vecteurs: remontées d'eaux thermominérales ou salines des aquifères sous-jacents via des failles, contact direct des eaux de la nappe alluviale avec des diapirs (Blanc-Valleron 1991; Larpin et al., 2003), et probablement aussi diffusion à travers aquicludes sous-jacents. Il en résulte un fond géochimique complexe, compliqué de surcroît par des interactions de ces eaux salines avec la matrice de l'aquifère (Bauer et al., 2005).

Il est donc probable que des sources de salinité naturelles et anthropiques se superposent localement. A ces endroits, les saumures issues de la lixiviation des terrils peuvent se mélanger avec d'autres, naturellement présentes dans l'aquifère. La distinction de ce fond géochimique de l'apport dû au lessivage des terrils, par des outils géochimiques est un enjeu majeur pour la gestion des ressources en eau des alluvions rhénans mais elle s'avère difficile. Kloppmann *et al.* (2010) présentent une synthèse des travaux effectués sur l'identification géochimique et isotopique des mécanismes et source de la salinisation en Alsace, ainsi qu'une évaluation critique des méthodes et de leur pouvoir discriminant. Le Bassin Potassique d'Alsace a quelques spécificités présentant un vrai défi pour discriminer les différentes sources de salinité:

- La multiplicité des sources et des cheminements de la contamination saline naturelle dans un contexte de graben tectonique contenant des évaporites et des saumures sédimentaires d'âges très divers avec la possibilité de migration verticale sur des failles.
- La forte anthropisation de la vallée du Rhin qui ajoute aux sources naturelles des sources anthropiques : L'exploitation de la potasse induisant à elle seule une multiplicité de mécanismes de salinisation (terrils, saumures résiduelles, canaux de transport, bassins de sédimentation...), l'agriculture, les eaux usées, le salage des routes ainsi que certaines activités industriels générant des déchets salins stockés en surface
- L'historique long et complexe de la contamination anthropique liée à l'exploitation de la potasse.

Le défi le plus important à relever réside dans la filiation des sources de salinisation. Certaines convergent vers une origine commune : les évaporites de l'Eocène – Oligocène du Bassin Potassique. En effet, c'est la dissolution de ces évaporites qui donne lieu à une grande diversité des chemins de contaminations : érosion des terrils, dissolution naturelle, saumures résiduelles du traitement, salage des routes etc... La distinction entre ce fond géochimique et l'apport dû au lessivage des terrils et aux apports directs de saumures issues de l'exploitation par des outils géochimiques s'avère, en conséquence, difficile.

Nous nous limitons ici à un bref aperçu de chimisme de la nappe basé sur les données hydrochimiques issues de la base de données ADES (Illustration 20). Il apparaît un

faciès à tendance chloruré calcique de la nappe d'Alsace et du Pliocène de Haguenau pour certaines des eaux les plus salines, mais aussi un faciès Na-Cl pour d'autres soulignant la multiplicité des sources et/ou l'interaction des saumures avec les minéraux de la nappe alluviale. Le lessivage des terrils donne en effet lieu à des saumures du type Na-Cl mais des modifications de faciès semblent possible dans l'aquifère lorsqu'elles entrent en contact avec des minéraux argileux des alluvions. Les analyses géochimiques ont mis en évidence la présence de fortes interactions eau-roche de type échange cationique dans la nappe des alluvions vosgiennes, à l'origine d'un apport en calcium dans la nappe et du faciès chloruré calcique des eaux souterraines (Haushalter, 2004; Bauer *et al.*, 2005; Lucas *et al.* 2009; Kloppmann *et al.*, 2009, 2010). On ne peut exclure ainsi que des saumures du type Ca-Cl d'origine naturel peuvent contribuer à la salinisation de la nappe alluviale, les cations n'étant manifestement pas des traceurs conservés et donc permettent de discriminer l'origine de la contamination.

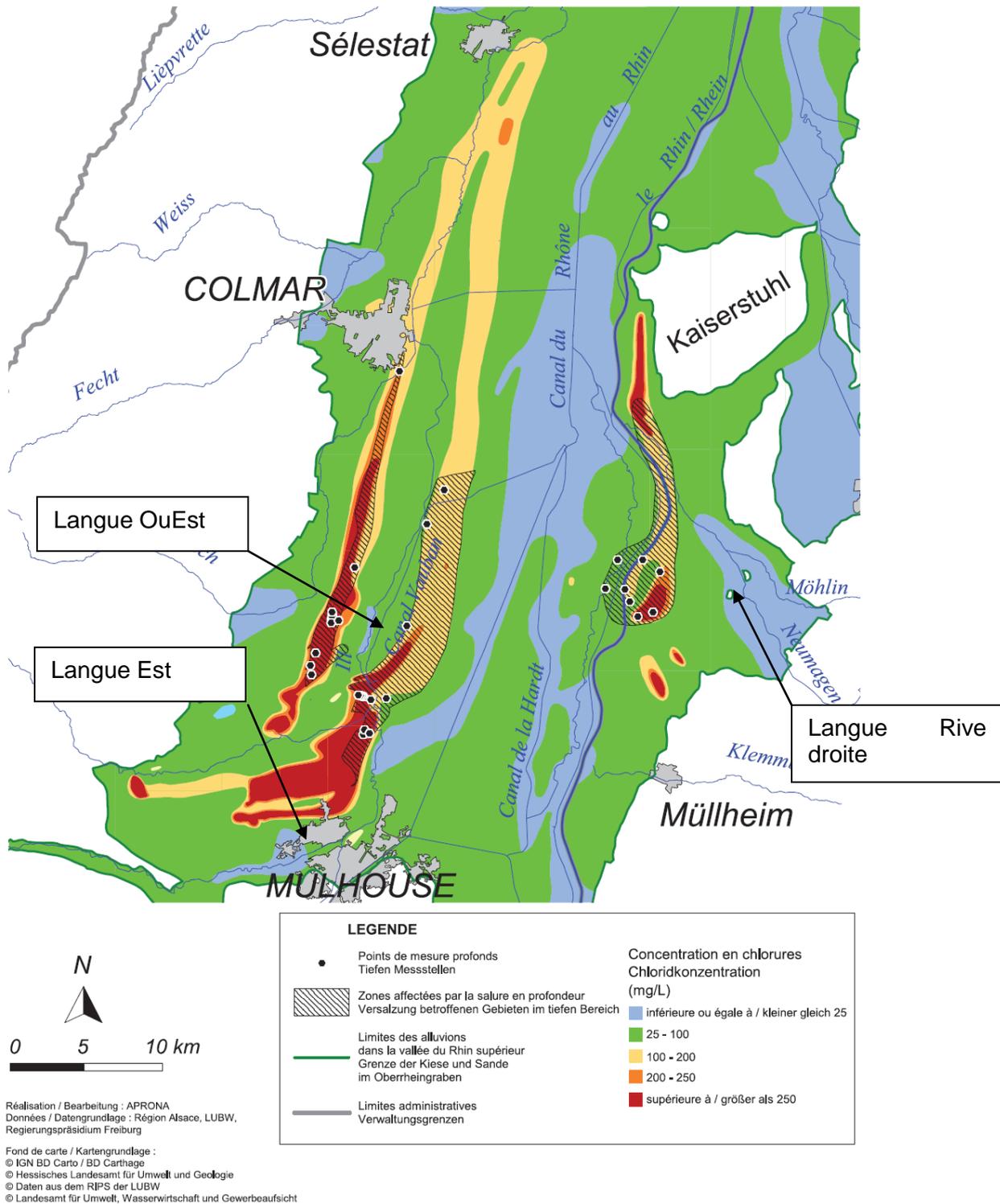


Illustration 19 : Panaches de pollution saline en Alsace et au Pays de Bade (Aprona, 2007)

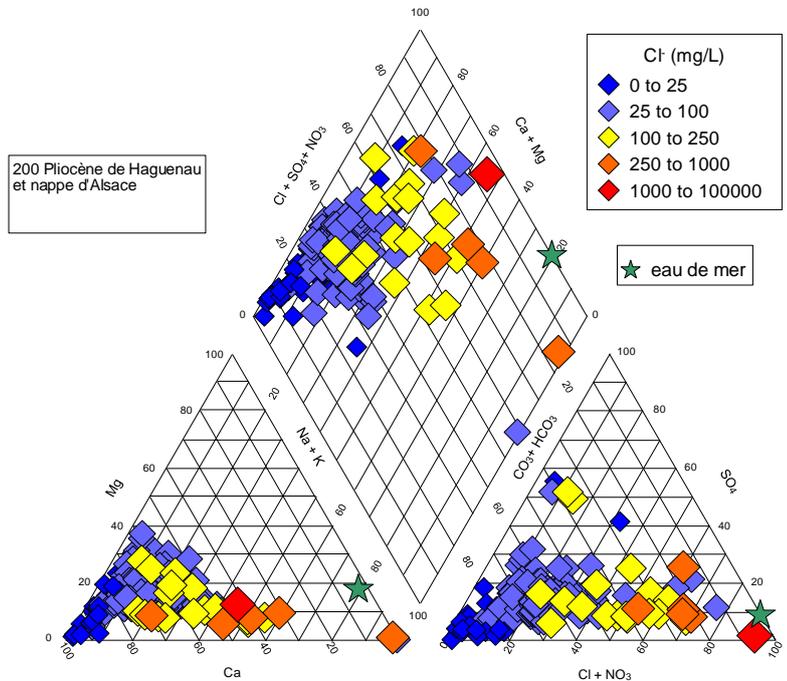


Illustration 20 : Diagramme de Piper de la nappe d'Alsace et du Pliocène de Haguenau.

Bassin Rhin-Meuse : "Alluvions de la Moselle en aval de la confluence avec la Meurthe" (ME 2016) et alluvions des affluents (Seille, Meurthe)

La contamination importante des alluvions de la Moselle et certains affluents par des chlorures et sulfates concerne essentiellement la partie en aval de Meurthe. La salinité de la nappe est directement liée à celle de la rivière. En amont du bassin (Pont St Vincent) les concentrations en chlorures restent inférieures à 100 mg/L alors que les sulfates peuvent excéder 500 mg/L (Brenot *et al.*, 2007). En aval de la confluence avec la Meurthe, la charge en sels augmente significativement, la concentration maximale journalière pouvait atteindre 495 mg/l en 2008 à Hauconcourt et la concentration moyenne annuelle en 2008 était de 360 mg/L (DREAL, 2010). La DREAL (2010) fait état de 9 captages AEP sur 27 de la nappe alluviale le long de la Meurthe et de la Moselle à l'aval de la confluence avec Meurthe qui sont sujets à des dépassements de la limite de potabilité (250 mg/L). En 2009, seuls 2 captages ont ponctuellement dépassé 250 mg/l. Une cartographie des chlorures et sulfates dans la nappe en 1993 dans la partie entre Metz et Thionville (Babot *et al.*, 1993) recensait 6 captages avec des concentrations en chlorures entre 200 et 500 mg/L et 2 excédants les 500 mg/L (maximum de 967 mg/L). La majorité des concentrations en sulfates était supérieure à 50 mg/L et 10 excédaient les 250 mg/L.

Cette salinisation est le résultat d'une superposition de sources naturelles et de contamination anthropique:

- La dissolution d'évaporites triasiques, qui comportent 5 niveaux salifères avec une épaisseur de 80 à 100 m au Keuper inférieur, notamment dans le bassin de Dieuz-Château-Salins (Baubron *et al.*, 2004). Le Keuper supérieur qui affleure aussi dans les parties moyennes du bassin (Brenot *et al.*, 2007) et constitué de marnes gypsifères. La dissolution a lieu par contact direct des nappes accompagnant les affluents de la Moselle avec des couches de halite et avec les sulfates des marnes. Des sources salines alimentent les rivières qui apportent une charge saline à la Moselle et à la nappe alluviale en aval, pendant les périodes où celle-ci est alimentée par la rivière.
- Les teneurs en pyrite élevés des marnes liasiques ont été mentionné comme source potentielle de sulfates, après leur oxydation en sulfates (Babot *et al.*, 1993) mais ce mécanisme n'a pas été mis en évidence par l'étude isotopique des sulfates dissous de la Moselle (Brenot, 2007).
- Des rejets salins d'origine industrielle sont liés à l'activité des soudières de Novacarb et Solvay qui fabriquent des carbonates de sodium en exploitant les gisements de sel à proximité de Nancy. La quantité de chlorure rejetée en moyenne annuelle sur dix ans est de 13,48 kg/s pour Novacarb et de 16,25 kg/s pour Solvay (DREAL, 2010). La convention de Bonn fixe une limite de rejet pour les deux soudières lorraines de 31 kg/s de chlorure, valeur calculée en moyenne interannuelle décennale, et une limite de concentration ajoutée au milieu naturel : 400 mg/l de chlorures dans la Moselle au droit d'Hauconcourt, soit 80 km en aval du point de rejet.
- D'autres sources plus ponctuelles ont pu exister (centrales thermiques, sidérurgie).

Parmi les affluents, c'est surtout la Seille qui apporte une charge dissoute importante. La nappe alluviale de la Seille est très fortement salinisée avec des salinités pouvant atteindre plusieurs dizaines de g/L dans les sources/mares qu'elle alimente. L'ensemble de la nappe est très saline comme l'a montré une campagne d'électromagnétisme héliporté (Baubron *et al.*, 2004). Les concentrations dans la Seille mesurées en 2003 pouvaient atteindre 1,2 g/L en Cl et 450 mg/L en SO₄. Elle exporte vers la Moselle 2 ± 0,7 kg/s en Cl et 2 ± 0,6 kg/s en SO₄ (Baubron *et al.*, 2004), donc environ un septième de l'apport anthropique lié aux soudières.

Le faciès chimique des eaux de la masse d'eau 2016 (Illustration 21) reflète la multiplicité des apports. On observe une double tendance, vers des eaux chlorurées et sulfatées mais les cations restent dominés par les bivalents, Ca²⁺ et Mg²⁺ même pour les eaux les plus chlorurées. Ce fait reflète la prédominance des apports anthropiques : les rejets des soudières sont essentiellement composés de chlorure de calcium auquel s'ajoute du chlorure de sodium résiduel qui n'a pas été utilisé dans la production de soude.

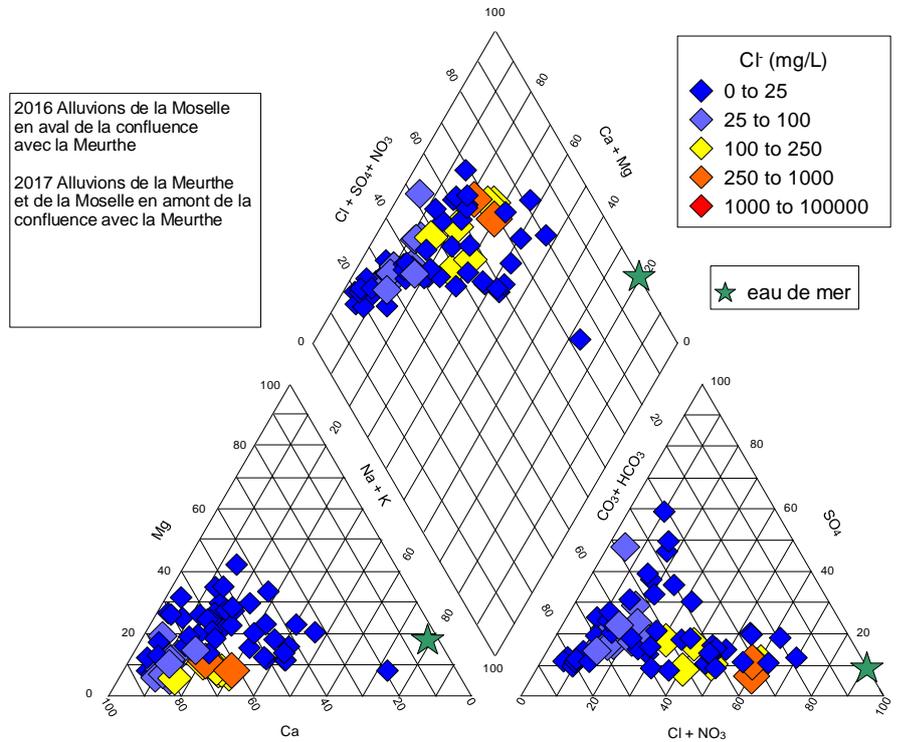


Illustration 21 Diagramme de Piper des alluvions de la Moselle en amont et aval de la confluence avec la Meurthe (ME 2016 et ME 2017)

3.2.2. Bassin Adour-Garonne

Bassin Adour-Garonne : Alluvions de la Garonne moyenne du Tarn aval, de La Save, de l'Hers mort et du Girou (ME 5020)

La nappe des alluvions de La Garonne moyenne, du Tarn aval, de La Save, de l'Hers mort et du Girou présente un faciès hydrochimique bicarbonaté calcique prédominant auquel s'ajoutent des teneurs en chlorures avec 11 points avec une concentration en chlorures supérieure à 100 mg/L dont certains dépassent le 1g/L. Le bassin versant comprend des formations tertiaires qui, en profondeur, présentent des signes de salinisation importantes due à la dissolution d'évaporites et/ou la conservation de saumures primaires (voir chapitre 3.3.2). Cette salinisation d'origine naturelle des formations plus profondes du bassin versant pourrait expliquer, *pro parte*, les teneurs en chlorures élevées du réseau superficiel et des nappes associées.

3.2.3. Bassin Seine-Normandie

Bassin Seine-Normandie: Les plaines alluvionnaires de La Seine et de L'Oise et aquifères connexes

Le bassin Seine-Normandie se trouve au Nord-Ouest de la France et compte près de 119 masses d'eau. Trois d'entre elles possèdent plus de 7 ouvrages concernés par une salinisation. Il s'agit des masses d'eau de l'Eocène du Valois (ME 3104, 7 points), des alluvions de L'Oise (ME 3002, 10 points). Les alluvions de La Seine moyenne et aval (ME 3001) et la Craie altérée de l'estuaire de la Seine (ME 3202) contiennent 5 et 7 points à forte chlorinité respectivement. Il apparaît que la quasi-totalité des masses d'eau concernées par de fortes teneurs en chlorures est située dans un contexte de bassin alluvionnaire fortement anthropisé. Des sources multiples, anthropogéniques (eaux usées, industrie, agriculture) et naturelles (influence marine dans l'estuaire de la Seine) sont donc à privilégier.

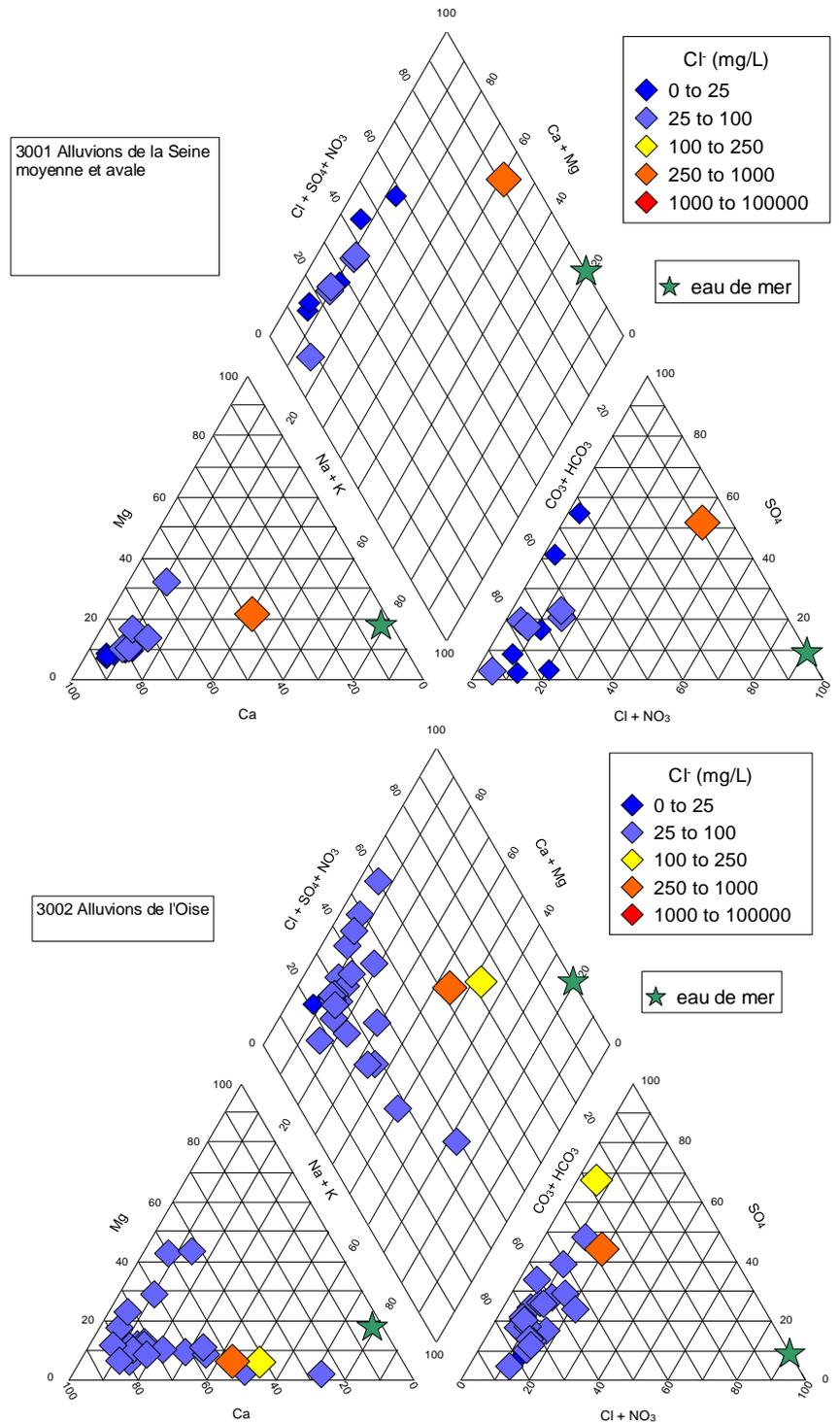


Illustration 22 : Diagramme Piper des masses d'eau 3001 et 3002.

Les eaux douces des deux masses d'eau les plus concernées par des teneurs en chlorures >100 mg/L présentent un faciès bicarbonaté calcique, ce qui reflète la

prédominance des roches carbonatées (craie, calcaires) dans leur bassin versant. Contrairement au cas de la Moselle, ce ne sont pas les rivières qui apportent des chlorures à leur nappe d'accompagnement. Roy *et al.* (1999) reportent des concentrations maximales de l'ordre de 30 mg/L en Cl⁻ et 40 mg/L pour la Seine et ses affluents. Ces chlorures proviendraient d'environ de 40% à 50% de l'atmosphère, de 20% à 30% de l'agriculture et de 20 à 30% de sources communales. Par ailleurs, ces nappes alluvionnaires présentent des teneurs relativement élevées en sulfates, par rapport aux apports atmosphériques et anthropiques potentielles. Ce faciès sulfaté peut provenir d'une oxydation de la pyrite (présente par exemple dans les sables du Thanétien) ou encore des évaporites présentes dans les sédiments du Ludien et Lutétien du centre du bassin de Paris.

3.2.4. Bassin Rhone-Méditerranée-Corse

Bassin Rhone-Méditerranée-Corse, plaines alluvionnaires du couloir Rhodanien: "Alluvions de La Saône, entre les confluents de L'Ognon et du Doubs et de la plaine Saône-Doubs et basse vallée de La Loue" (ME 6320), "Durance moyenne et aval et de ses affluents" (ME 6302)

Le couloir Rhodanien est situé au Sud-Est de La France, dans le Bassin Rhône-Méditerranée-Corse.

Parmi les aquifères alluvionnaires du Rhône et de ses affluents, les nappes les plus chlorurées sont celle des alluvions de La Saône, entre les confluents de L'Ognon et du Doubs et de la plaine Saône-Doubs et basse vallée de La Loue (ME 6320, 17 points >100 mg/L), ainsi que la nappe des alluvions de La Durance moyenne et aval et de ses affluents (ME 6302 20 points >100 mg/L).

La pollution en chlorures des alluvions de la plaine Saône-Doubs est attribuable à l'activité industrielle de l'entreprise SOLVAY. Un panache de chlorures est lié aux rejets de l'usine, située à Tavaux (Jura), existe depuis au moins 40 ans (relevés de 1968, Collin, 1976) et est suivi par l'entreprise et l'administration depuis 20 ans (Jauffret, 2004). Des concentrations > 500 mg/L ont été mesurées en 1968 en aval des bassins de décantation (Collin, 1976). D'autres sources évoquées pour les alluvions de la Saône, hors du contexte direct de cette contamination ponctuelle, sont la pollution diffuse agricole et des venues hydrothermales, notamment dans le secteur de Chalons sur Saône.

La salinisation de la Durance a été déjà mise en évidence dans les années 1970, avec des concentrations ponctuelles >300 mg/L. La Fiche de caractérisation - Masse d'eau souterraine n°6302 (www.rhone-mediterranee.eaufrance.fr) évoque des apports de versants comme origine probable de la présence de chlorures et de sulfates sur certains secteurs dus à la présence de niveaux évaporitiques.

3.3. SYSTEMES AQUIFERES MULTICOUCHES DANS LES GRANDS BASSINS SEDIMENTAIRES

Les aquifères des bassins sédimentaires sont souvent impactés par la salinisation due à la présence des formations évaporitiques (calcite, gypse, halite, sylvite...). En France, deux bassins sédimentaires mésozoïques et cénozoïques majeurs sont concernés par cette problématique ; le bassin parisien et le bassin aquitain. L'enjeu lié à la préservation de la qualité de l'eau dans ce contexte est considérable dans le sens où cette ressource est destinée à des usages multiples. Les aquifères les plus profonds (plusieurs centaines de mètres de profondeur) des deux bassins sont exploités pour la production d'énergie géothermique, pour les activités hydrothermales (Dax) ou l'embouteillage des eaux minérales. Des essais en cours visent à évaluer l'aptitude de ces aquifères profonds fortement salins au stockage du CO₂. Ces utilisations peuvent entrer en conflit avec la préservation des ressources en eau potable. Ces dernières se trouvent, pour la plupart, dans les horizons relativement superficiels (aquifères sédimentaires souvent d'âge tertiaire) mais certaines ressources profondes, de bonne qualité, doivent être préservées comme ressources stratégiques (exemple des sables de l'Albien dans le bassin de Paris).

3.3.1. Le Bassin de Paris

Le Bassin sédimentaire Parisien déborde sur la Belgique, le Luxembourg et le Sud-Ouest de l'Allemagne et s'étale du Massif Armoricaux aux Vosges d'Ouest en Est et du Massif Central aux Ardennes, du Sud au Nord. Il est relié au Bassin Aquitain par le seuil de Poitou et au Couloir Rhodanien par le seuil de Bourgogne. Il s'agit d'une cuvette sédimentaire aux roches d'origine marine, lacustres et lagunaires, puis fluviatile en surface, d'âge secondaire et tertiaire, accumulées sur 3000 m de profondeur (épaisseur du dépocentre aux environs de Château-Thierry) sur un socle hercynien. Hydrogéologiquement, il s'agit d'un système aquifère multicouche avec une succession de formations perméables et peu perméables.

Les aquifères salins profonds du bassin Parisien ont été caractérisés sur le plan géochimique (Fontes et Matray, 1993a, b). Les fluides contenus dans ces aquifères sont des eaux salines ou saumures avec des salinités (TDS) allant de 4-10 g/L dans le Dogger à 34-94 g/L dans le Keuper pour atteindre 120-220 g/L dans l'aquifère du Rhétien. Leur origine est complexe avec un mélange de saumures primaires (évaporation de l'eau de mer) très évolué avec des saumures secondaires produites par la dissolution d'évaporites d'âge triasique, mélange qui a été ensuite dilué à différents degrés par des eaux météoriques. Les aquifères salins sont actuellement exploités pour la production d'énergie géothermique et sont à l'étude pour le stockage du CO₂⁶. Principale cible de la recherche géothermique en France, les calcaires du

⁶ Plusieurs projets pour le compte de l'IEA-GHG et de la Commission Européenne (projet 7^{ème} PCRD RISCs) ont commencé à étudier l'impact potentiel du stockage dans des formations salines profondes sur la salinité des aquifères plus superficiels, via des fuites directes ou par le déplacement des saumures http://www.co2geonet.com/UserFiles/file/presentations%20Open%20Forum%202010/31_Jones.pdf

Dogger avec 110 forages réalisés fin 1986, représentent le réservoir géothermique basse température le plus développé au monde. (Rojas *et al.*, 1989).

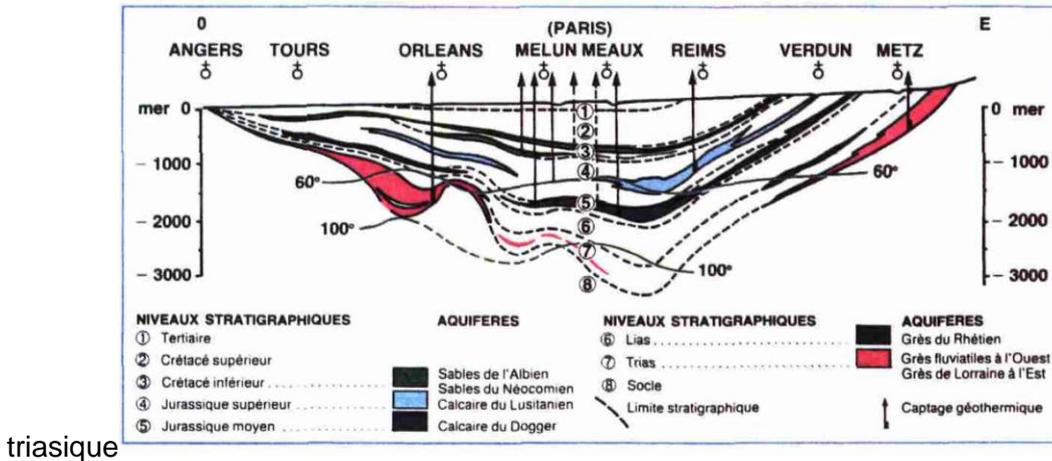


Illustration 23 : Coupe schématique des aquifères profonds du Bassin Parisien. (Rojas *et al.*, 1989).

Les aquifères sédimentaires moins profonds sont exploités pour l'alimentation en eau potable. Il s'agit des aquifères sableux du Néocomien et de l'Albien et des aquifères alluvionnaires superficiels. L'aquifère de la craie de Paris, le plus grand volume carbonaté de l'Ouest de l'Europe avec celui du Bassin de Londres, constitue un réservoir majeur grâce à sa forte porosité (porosité matricielle, structurale et localement karstique), sur près de 110 000 km², soit 20% du territoire français. Dans la partie centrale du bassin, les masses d'eau douces exploitées et concernées par une salinisation, selon les critères définis auparavant, sont peu nombreuses hors contexte alluvionnaire (chapitre 3.2.3) et littoral (chapitre 3.5.2). Il s'agit des nappes de la Craie de la vallée de la Deûle (ME 1003, 23 points >100mg/L), de la Craie du Cambrésis (ME 1010, 10 points >100mg/L), de la Craie de la vallée de la Somme aval (ME 1011, 17 points >100mg/L) et, avec 7 points identifiés de l'Éocène du Valois (ME 3104), du Bathonien-Bajocien de la plaine de Caen et du Bessin (ME 3308) et du Pays de Bray (ME 3301).

Dans l'Est du bassin de Paris (Bassin hydrographique Rhin-Meuse) deux masses d'eau hors contexte alluvial possèdent plus de 6 ouvrages à forte chlorinité. Il s'agit des masses d'eau du champ des fractures de Saverne (ME 2027), et des Grès vosgiens captifs non minéralisés (ME 2005) qui cumulent respectivement 6, et 22 ouvrages dont la chlorinité excède 100 mg/L.

Bassin Artois-Picardie : Craie de la vallée de la Deûle (ME 1003), Craie du Cambrésis (ME 1010) et Craie de la vallée de la Somme aval (ME 1011)

Le bassin Artois-Picardie se trouve au Nord de la France et compte une vingtaine de masses d'eau. Le réseau hydrographique est principalement constitué par La Somme, La Deûle et la partie amont de L'Escaut. Sur les 20 masses d'eau de l'Artois-Picardie, il

apparaît que 3 masses d'eau présentant plus de 10 ouvrages indiquant une salinisation se trouvent en terrain crayeux. Les masses d'eau concernées sont la Craie de la Vallée de La Somme aval (ME 1011), la Craie de la vallée de La Deûle (ME 1003) et la Craie du Cambrésis (ME 1010).

Le bassin Artois-Picardie est particulièrement anthropisé avec des activités minières anciennes et une forte industrialisation (Barrez *et al.*, 2008). Ces activités ont un impact certain sur la nappe de la craie (Caous, 2003) et des concentrations élevées en chlorures ont été attribuées à des sources anthropiques. Caous (2003) constate des augmentations de la minéralisation (Cl, SO₄, Mg, Na, K) dans les champs captants dans la craie au Sud de Lille (140 points) par rapport au fond géochimique dans le Nord-Pas-de-Calais (1000 points) : 64 mg/L de Cl⁻ en moyenne par rapport à 28 mg/L du fonds géochimique. Cette augmentation est attribuée ce fait aux activités anthropiques. Barrez (2006) constate une augmentation des chlorures dans la craie de la vallée de La Deûle aux abords des zones industrialisées et urbaines de la région de Douai (jusqu'à 164 mg/L mesurés dans cette étude). Il attribue ces augmentations à des contaminations organo-chlorées (HAP) et à des eaux usées urbaines et donc à des réseaux d'assainissement défectueux. Il note également la possibilité d'un relargage de chlorures par l'activité agricole. Il n'apparaît pas de gradient vertical clair de chlorures avec la profondeur.

Concernant les sources de sulfates dans la craie du bassin de la Deûle, avec des concentrations pouvant atteindre 1 g/L, Barrez (2006) mentionne :

- l'oxydation de la pyrite provenant des schistes miniers des dépôts de stériles (terrils),
- la dissolution des minéraux évaporitiques présents dans la formation des Calcaires carbonifères pouvant localement contaminer l'aquifère de la Craie par drainance ascendante,
- l'infiltration d'eaux sulfatées issues de l'oxydation de la pyrite et de la mise en solution du gypse contenu dans la couverture cénozoïque par drainance descendante ou latérale,
- origine anthropique provenant des rejets et traitements des eaux usées et/ou des pratiques agricoles.

Le chimisme des eaux de la craie du Nord de la France évolue dans la partie captive, avec notamment une augmentation de la minéralisation totale, des chlorures, jusqu'à 400 mg/L, des sulfates et du fluor (2 à 6 mg/L) rendant ces eaux impropres à la consommation (Waterlot, 1960; Ferry, 1992).

Dans le cas de la craie de la Somme avale, une influence de l'estuaire et une intrusion marine pourrait également contribuer à la salinité de la nappe.

Bassin Rhin-Meuse : "Grès vosgien captif non minéralisé" (ME 2005) et "Champ de fractures de Saverne" (ME 2027)

Une salinisation peut être observée sur les masses d'eau de l'est du Bassin de Paris notamment la masse d'eau du Grès vosgien captif non minéralisé (2005) ou la nappe du champ de fractures de Saverne (2027). Les eaux de la nappe des grès vosgiens (2005), situé en Meurthe-et-Moselle, dans la Région de Lorraine tendent vers un faciès chloruré sodi-potassique alors que la nappe du champ de fractures de Saverne, plus proche du bassin rhénan, semblent évoluer vers un faciès chloruré calcique.

L'ensemble des Grès du Trias inférieur forme un réservoir pouvant atteindre 300 à 400 mètres d'épaisseur. Il affleure dans le massif vosgien et le bassin houiller et devient captif, sous couverture, en direction de la Champagne. Il contient le volume le plus important des aquifères du bassin Rhin-Meuse, 500000 Mm³ dont 150000 Mm³ d'eau douce. Sa salinité augmente progressivement en s'éloignant de l'affleurement dans la zone captive, en fonction de la profondeur et du temps de résidence (Celle-Jeanton *et al.*, 2009). Les concentrations en Cl⁻ et en Na⁺ croissent de 2,6 à 522 mg/L et 1,6 à 302 mg/L respectivement sur une distance de 60 km à partir de l'affleurement (Illustration 24, Celle-Jeanton *et al.*, 2009). La limite de salinité de 1g/L passe approximativement dans une direction N-S de Nancy, via Metz et à l'Est du Luxembourg (Blavoux *et al.* 1981).

La bonne corrélation de Na et Cl, de Ca et de SO₄ (Illustration 25) ainsi que les rapports Br/Cl très bas (0.001), sont faveur de la dissolution de halite (NaCl) et de gypse et anhydrite comme sources de la salinité. Cet apport fait évoluer le faciès chimique des eaux d'un type Ca-Mg-HCO₃ vers un type Na-Cl dans la partie profonde saline avec des teneurs relatives en sulfates pouvant atteindre les 20% des anions (diagramme de Piper, Illustration 26). De la halite est présente dans les formations sus-jacentes notamment le Muschelkalk moyen et le Keuper inférieur, mais aussi dans le Permien sous-jacent. Des sulfates se rencontrent dans la plupart des étages du Trias lorrain, y compris dans l'aquifère lui-même, l'augmentation du SO₄ de 1 à 313 mg/L peut donc être lié à des interactions eau-roche in situ dans l'aquifère (Celle-Jeanton *et al.*, 2009). Entre les années 1970 et 2000, une augmentation de la salinité (Na, Cl) a été observée notamment dans les secteurs avec une forte exploitation de la nappe (Celle-Jeanton *et al.*, 2009). Le pompage ferait en fait venir des eaux avec un temps de résidence plus important et donc plus minéralisées.

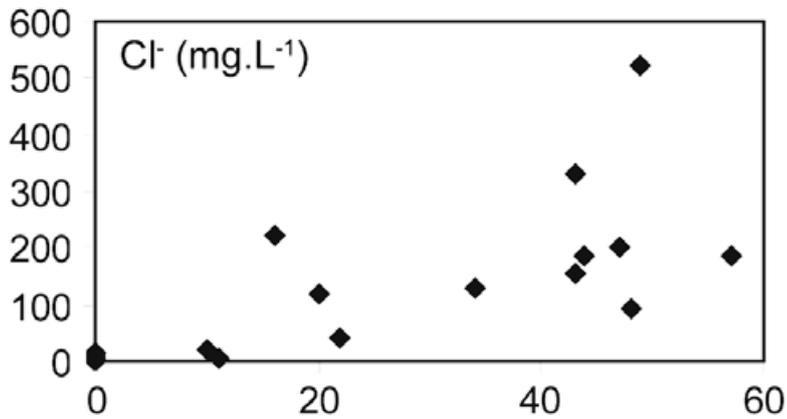


Illustration 24 Corrélation entre distance à l'affleurement (en km) et concentrations en chlorures dans les Gres du Trias inférieur (Celle-Jeanton et al., 2009)

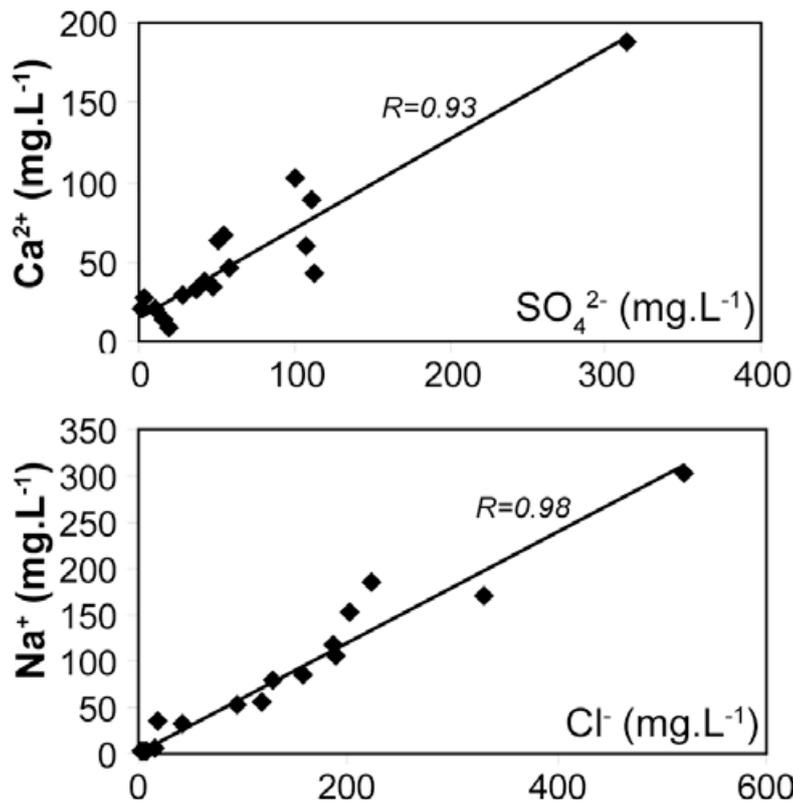


Illustration 25 Corrélation entre sodium et chlorures et entre calcium et sulfates dans les Gres du Trias inférieur (Celle-Jeanton et al., 2009)

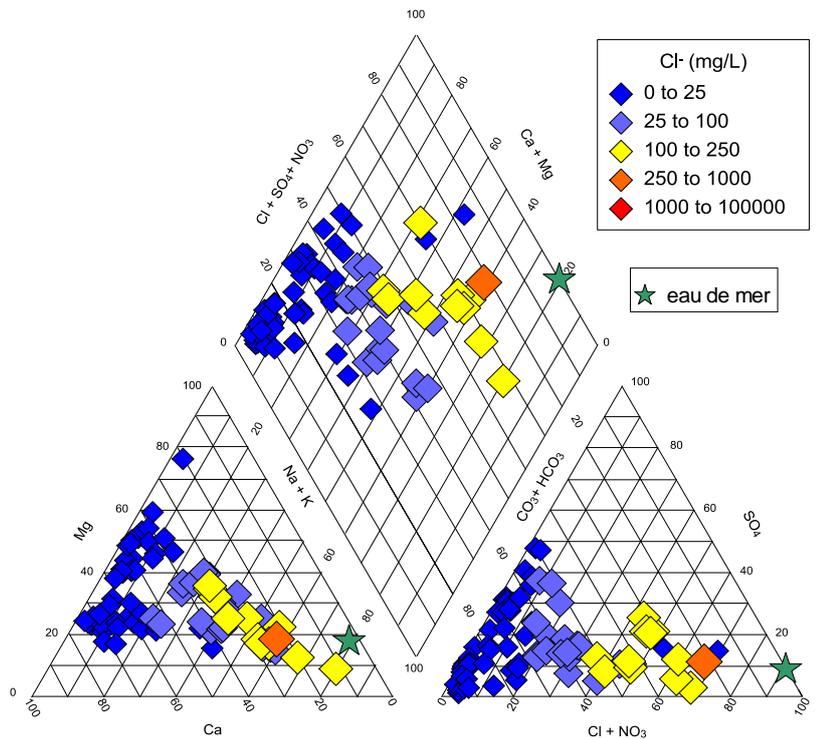


Illustration 26 Diagramme de Piper pour les Gres du Trias inférieur

En ce qui concerne le "Champ de fractures de Saverne" (ME 2027), une zone de failles subparallèles au fossé rhénan comprend essentiellement des sédiments du Trias supérieur et du Jurassique. Des sources potentielles de salinité sont la dissolution d'évaporites et la remontée d'eaux fortement minéralisées au jeu des failles.

3.3.2. Le Bassin Aquitain

La Garonne et La Gironde sont les principaux cours d'eau du réseau hydrographique géré par l'Agence de l'eau Adour-Garonne. Le bassin Adour-Garonne est délimité par les massifs armoricain, central et pyrénéen. Il couvre 116 000 km², soit 1/5 de la surface de la France. Situé dans le bassin aquitain, il est séparé du Bassin Parisien par le seuil de Poitou et, de la Méditerranée par le seuil du Lauragais. Le district comprend les bassins hydrographiques de l'Adour, de la Garonne, de la Dordogne, de la Charente et des fleuves côtiers aquitains et charentais. Les eaux souterraines sont soit de type 'nappe profonde' constituées par les parties captives des aquifères et situées dans les parties sédimentaires (275 000 km²) du district, soit de type 'nappe libre' avec les parties libres des nappes profondes et les nappes alluviales (7000 km²), soit des aquifères karstiques, principalement au Nord-Est du district.

Les masses d'eau souterraine profondes, le plus souvent de type captif, représentent les plus importantes ressources en eau. Ces nappes profondes se situent dans les couches sédimentaires secondaires à tertiaires. La géométrie des masses d'eau au

sens de la DCE reflète l'importance des aquifères profondes, on compte 10 niveaux de masses d'eau dans le bassin Aquitain.

Plusieurs captages d'eau souterraine exploitent ces nappes profondes, notamment l'Eocène sableux moyen et inférieur, qui constituent une importante ressource pour l'alimentation en eau potable, l'irrigation, le stockage de gaz et l'exploitation de l'eau thermo-minérale.

Bassin Ardour Garonne : Sables, graviers, galets et calcaires de l'Eocène Nord Adour-Garonne' (ME 5071) et les 'Sables, calcaires et dolomies de l'Eocène-Paléocène captif Sud Adour-Garonne' (ME 5082)

Plusieurs études ont eu pour objet de déterminer les relations entre le temps de résidence des eaux profondes et leur minéralisation et hydrogéochimie (notamment Chery *et al.*, 1994, André, 2002, André *et al.*, 2005 et, depuis 2008, le projet CARISMEAU, <http://carismeau.brgm.fr/>, Négrel *et al.*, 2008, 2009 ; Malcuit *et al.*, 2008, 2010). L'objet de ces études sont les masses d'eau des 'Sables, graviers, galets et calcaires de l'Eocène Nord Adour-Garonne' (5071) et les 'Sables, calcaires et dolomies de l'Eocène-Paléocène captif Sud Adour-Garonne' (5082). Ces masses d'eau comportent une série d'aquifères sableux majeurs : Paléocène, sables infra-molassiques Eocène (SIM), Eocène inférieur, Eocène moyen, Eocène supérieur.

La minéralisation des eaux est très variable, le TDS est compris entre 120 et 600 mg/L pour la majorité des eaux faiblement à moyennement salées (Petelet-Giraud 2010). Quelques points sont largement plus minéralisés pour atteindre un maximum de 2.5 g/L. On peut ainsi distinguer 3 zones principales avec des salinités élevées; la première au Sud-Est du bassin (Montauban–Toulouse–Castres–Albi) avec un TDS jusqu'à 2.5 g/L; la seconde au Sud-Ouest (vers Mont de Marsan) avec un TDS jusqu'à 1.2 g/L; et la troisième au Nord- Ouest (vers Bordeaux) avec un TDS jusqu'à 1 g/L. Les salinités élevées sont à mettre en relation avec les niveaux évaporitiques et les dômes de sels qui ont été identifiés dans ces secteurs.

Le diagramme de Piper des analyses extraites de la banque ADES montre une évolution d'un faciès bicarbonaté calcique-magnésien vers un faciès sulfaté sodique-calcique. La distribution des points dans le diagramme des anions fait apparaître un pôle peu salin riche en chlorures et/ou nitrates qu'on pourrait attribuer à des eaux impactées par l'agriculture. Un seul point d'une salinité supérieure à 1 g/L s'approche du faciès de l'eau de mer et pourrait témoigner d'une intrusion marine ponctuelle.

Ce sont essentiellement les sulfates qui dominent la minéralisation, les chlorures n'atteignant que ponctuellement les 300 mg/L dans la partie la plus minéralisée de l'aquifère (André *et al.*, 2005).

Les eaux dans la partie la plus minéralisée du système aquifère sont des eaux fossiles dont le temps de résidence, déterminé par une combinaison de l'activité ^{14}C et du $\delta^{13}\text{C}$, s'élève à plus de 20000 ans (Chery *et al.*, 1994) et atteint un maximum d'environ 35000 ans (André *et al.*, 2005), âge pléistocène confirmé par les isotopes stables de l'eau qui indiquent des paléotempératures de recharge inférieures au climat actuel.

Le mécanisme impliqué dans la salinisation serait une remontée de saumures profondes issues au moins *pro parte* de la dissolution des diapirs d'évaporites. Leur mouvement ascendant peut être favorisé par les failles qui parcourent la zone Sud du bassin extrêmement déformée. L'interaction eau-roche avec l'encaissant participe de façon significative à la minéralisation des eaux souterraines. Les isotopes du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) mettent en évidence la dissolution d'évaporites ainsi que l'altération des carbonates du Miocène ainsi que l'altération des minéraux silicatés, dans la partie Sud (région pyrénéenne) et est (région du Massif Central) de la zone d'étude. Les sulfates auraient comme origine la dissolution gypse et anhydrite de la série évaporitique, ainsi que, proche de la zone de recharge, une contribution des eaux météoriques et un apport provenant de l'oxydation du soufre sédimentaire mise en évidence par les isotopes du soufre et de l'oxygène des sulfates ($\delta^{34}\text{S}$ et $\delta^{18}\text{O}$). Certaines parties du système aquifère montrent les signes d'une réduction des sulfates par des bactéries (enrichissement des sulfates résiduelles en ^{34}S).

En combinant des diagraphies physico-chimiques et analyses hydrochimiques à une large gamme d'outils géochimiques et isotopiques (isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène de l'eau, du soufre et de l'oxygène des sulfates, du strontium, de l'uranium et du thorium, du bore, du radium), la phase 2 du projet CARISMEAU cherche à positionner les zones de recharge des différents aquifères du Bassin Adour-Garonne, de préciser la présence ou non de connexions entre systèmes aquifères, d'évaluer l'impact de l'encaissant sur la qualité chimique et la signature isotopique des eaux souterraines. Ces outils, souvent complémentaires s'avèrent particulièrement adaptés et pertinents pour une caractérisation des sources de salinisation/minéralisation et des processus qui sont susceptibles à faire évoluer le faciès géochimique:

- Mélanges des eaux de recharge avec des saumures secondaires issues de la dissolution d'évaporites ou des saumures primaires conservées dans le système ;
- Réduction des sulfates, pouvant masquer la dissolution de sulfates évaporitiques (gypse, anhydrite) ;
- Interactions avec l'encaissant carbonaté et/ou silicaté ;
- Intrusion marine?

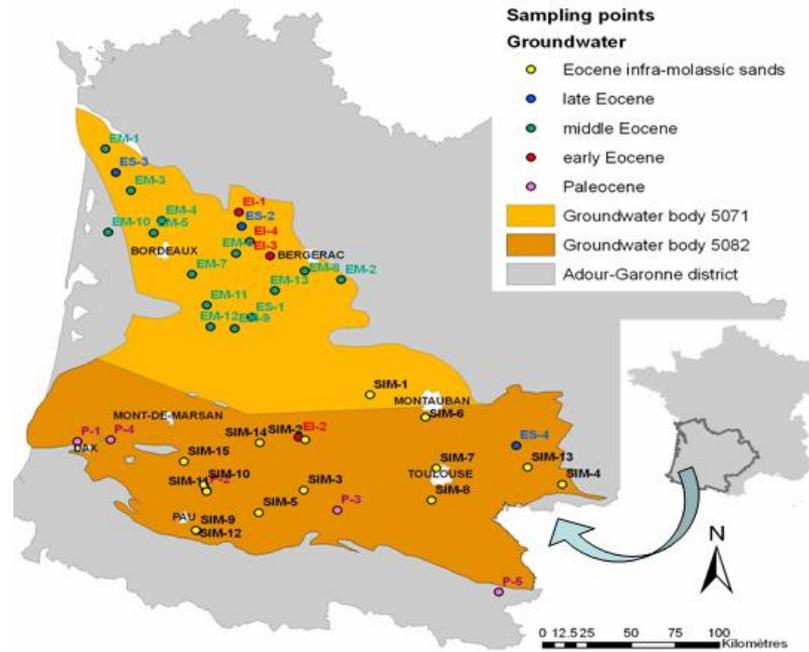


Illustration 27 : Localisation de la zone d'étude du projet Carismeau (P = Paléocène, EM = Eocène moyen, EI = Eocène inférieur, ES = Eocène Supérieur, SIM = Sables Infra-Molassiques) dans le district Adour-Garonne. En jaune foncé, ME 5071, en jaune clair ME 5082 (Petelet-Giraud et al., 2010)

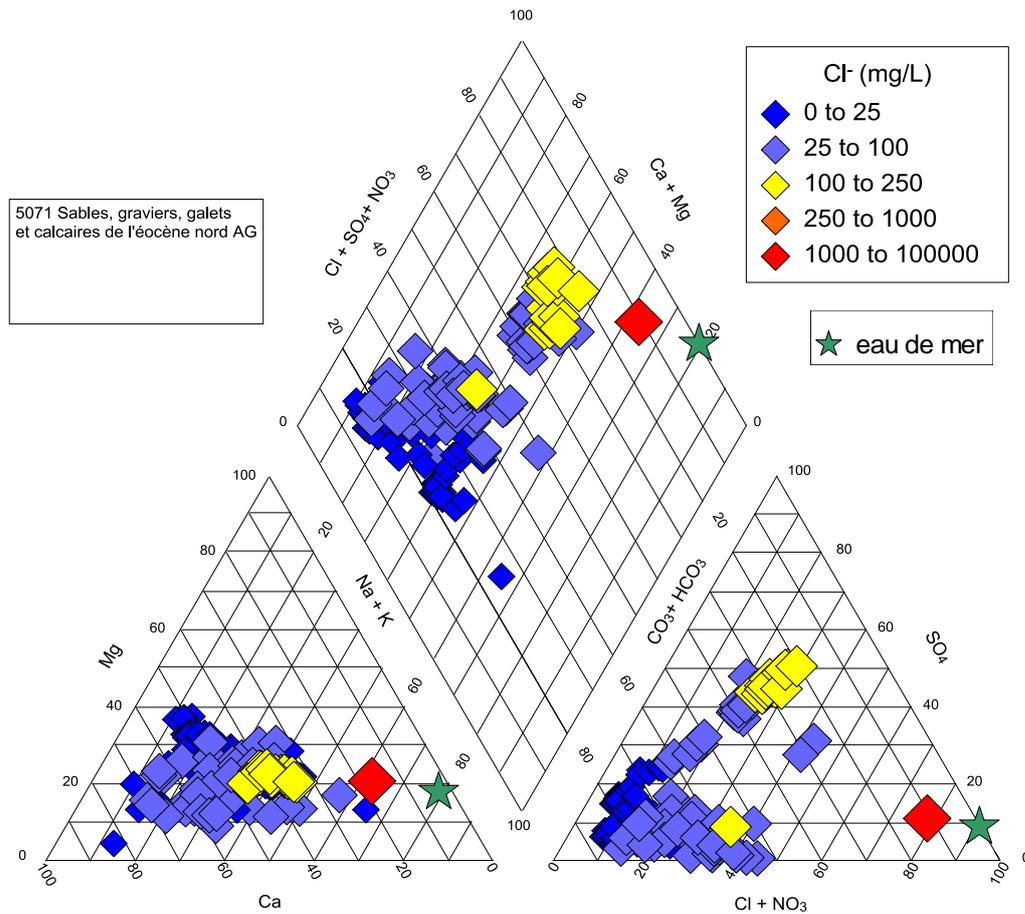


Illustration 28 diagramme de Piper des Sables gravies, galets et calcaires de l'èocène Nord Ardour Garonne.

Bassin Ardour Garonne : Aquifère thermo-minéral du Bas-Adour (Aquitaine)

L'aquifère étudié se trouve au Sud de la Région Aquitaine. La région thermale dacquoise, organisée en rive droite et gauche de la basse vallée de l'Adour dans une plaine alluviale, est limitée au Nord par les zones sableuses des Landes couvertes d'une forêt de pins, et au Sud par les secteurs vallonnés et molassiques de le Chalosse, en piémont de l'avant-pays pyrénéen.

L'aquifère thermo-minéral du Bas-Adour est surtout exploité pour le thermalisme. La station thermale de Dax est la première de France par le nombre des curistes, générant des retombées économiques appréciables (Chery *et al.*, 1999). Ce cas est cité ici pour illustre l'importance locale d'eaux thermominérales salines d'origine profonde.

La région du Bas-Adour est caractérisée par des structures diapiriques des séries salifères du Trias. A la faveur de cette cinétique, prennent place des circulations souterraines favorisées par le gradient thermique local. Il en résulte des sources thermales dont certaines sont captées depuis l'époque gallo-romaine avec de très bonnes potentialités.

Les analyses physico-chimiques et isotopiques permettent de distinguer 3 groupes d'eaux ; un groupe d'eaux hyperthermales (T = 58 à 62°C) et sulfatées, un groupe d'eaux tièdes (T = 37 à 55°C) en partie chlorurées, avec les eaux sulfurées, très minéralisées et un grand groupe d'eaux plus froides (T = 16 à 20°C) et sulfurées.

La salinité des eaux thermominérales s'explique essentiellement par l'interaction eau-roche et reste assez homogène sur l'ensemble du système thermal. A partir de la zone d'alimentation et d'infiltration, les eaux météoriques acquièrent leurs minéralisations et leurs particularités physico-chimiques et thermiques après une circulation lente vers les zones profondes et une interaction prolongée avec l'encaissant qui comprend des formations de gypse, de sel (halite) et d'anhydrite du Trias. Si l'origine de la minéralisation assez constante en sulfates dissous peut être recherchée dans les horizons sulfatés en place dans le Trias, ou repris dans les couches plus récentes, elle est souvent modifiée par une réduction bactérienne qui produit des sulfures présents sur certains ouvrages ou parfois en partie ou totalement ré-oxydés en sulfates.

La diversité des faciès hydrochimiques rencontrées sur le Bas-Adour résulte d'un contexte lui-même assez hétérogène dans une zone réduite, lié tant à l'hydrodynamique qu'à la nature des roches présentes. Les conditions de mélange sont liées à la proximité des diapirs, à la proximité des aires d'émergence en position anticlinale ou à grande profondeur. Ces conditions influencent nettement la proportion de mélange avec les eaux superficielles.

3.4. AQUIFERES DE SOCLE

3.4.1. Le Massif Armoricaïn

Le massif Armoricaïn résulte de l'érosion d'une importante chaîne de montagne d'âge hercynien ayant évolué vers un relief de pénéplaine. Ce massif est compris dans le district hydrographique Loire-Bretagne. Le bassin administré par l'Agence de l'eau Loire-Bretagne s'étend du centre de la France jusqu'à la Bretagne. Cette agence compte près de 314 masses d'eau et s'étale majoritairement sur un domaine de socle cristallin (Massif Central et Massif Armoricaïn).

Il existe relativement peu d'études qui se sont intéressées à la salinisation et à la discrimination de l'origine des chlorures dans les aquifères de socle de La Bretagne (Beaucaire *et al.*, 1999; Ayraud, 2005; Ayraud *et al.*, 2008; Carn-Dheilly, 2005, 2006). Ayraud (2005) postule, sur la base d'observations de 7 sites d'observation dans les aquifères de socle en Bretagne (Finistère, Cote d'Armor, Ille et Vilaine, Morbihan), la présence d'un fluide profond à forte concentration en chlorures (sauf pour un site situé

au centre de la Bretagne à la limite Cote d'Armor et Morbihan). Ce fluide, se caractérise par sa chlorinité avec des concentrations en sulfates élevées et par une signature particulière des isotopes du soufre et de l'oxygène des sulfates et un $\delta^{11}\text{B}$ proche de l'eau de mer. Des datations au radiocarbone révèlent un temps de résidence élevé pour ce fluide, au moins dans un cas, supérieur à 10000 ans.

D'autres exemples sont mentionnés dans BRGM (1996) et Petit *et al.* (1996) pour le Finistère, où des eaux saumâtres ont été rencontrées dans des forages hors de la zone de portée d'intrusions marines actuelles. On peut citer notamment le site de Loc Maria (29860 Plabennec) où les concentrations en chlorures augmentent d'un facteur 10 entre 67 et 79 m de profondeur pour atteindre 2100 mg/L à 103 m de profondeur.

L'observation de l'évolution des chlorures et sulfates depuis la mise en exploitation des forages et des expériences en laboratoire (en batch) démontrent un relargage de ces deux composés du réseau des micropores ou fractures peu connectées dans lesquelles des saumures fortement concentrées peuvent être conservées (Ayraud, 2005). Dans des zones profondes, en particulier sous le niveau de la mer, hors de la portée des boucles de circulation rapide des eaux météoriques, ces fluides peuvent stagner et échanger très lentement avec fractures profondes. Ils se mélangent alors avec les eaux douces, par advection ou diffusion, ce qui confère à ces dernières une salinité dépendant des proportions de mélange. Ces fluides peuvent être sollicités par pompage et ainsi contribuer à la salinisation d'ouvrages AEP.

L'origine de ces fluides et de leur salinité reste hypothétique. Ayraud (2005) et Ayraud *et al.* (2008) évoquent les sources potentielles de salinité suivantes pour les sites investigués en Bretagne:

- Une origine agricole pour la partie superficielle et altérée de l'aquifère pour lequel une bonne corrélation entre nitrates et chlorures ainsi que des rapports Cl/Br caractéristiques d'une pollution agricole ont été observés.
- Une source marine pour les fluides profonds, notamment sur la base des isotopes du soufre et oxygène ses sulfates. La plupart de ces eaux ont des temps de résidence supérieurs à 25 ans et même pour certaines plus de 10000 ans. Certains des sites sont hors de la zone à risque pour le biseau salé. Si des eaux marines sont conservées dans les parties centrales de la Bretagne, il pourrait s'agir d'eaux résiduelles de la dernière transgression marine qui date du Tertiaire (Piacencien à 2,6 Ma).
- Les concentrations élevées en sulfates s'expliqueraient par deux sources principales: l'oxydation de sulfures (principalement pyrite) contenus dans le socle cristallin et une eau de mer résiduelle comme pour les chlorures.

Des sources ponctuelles d'origine anthropique tel que le stockage de sel de route ou l'industrie de salaison paraissent peu probables, notamment dans le cas de la salinisation rencontrée dans la région rennais (Carn-Dheilly, 2005).

Beaucaire *et al.* (1999) ont étudié les fluides salins du socle profond du Massif Armoricaïn dans l'ancienne mine d'uranium de Cardon (commune de Gorges (44) au Sud-est de Nantes) à des profondeurs entre 160 et 400 m. Ils concluent, sur la base des caractéristiques géochimiques et isotopiques (isotopes du soufre et oxygène des sulfates) à une origine marine de ces fluides. Il s'agirait de saumures primaires, issues de l'évaporation de l'eau de mer ayant fortement interagi avec leur encaissant granitique.

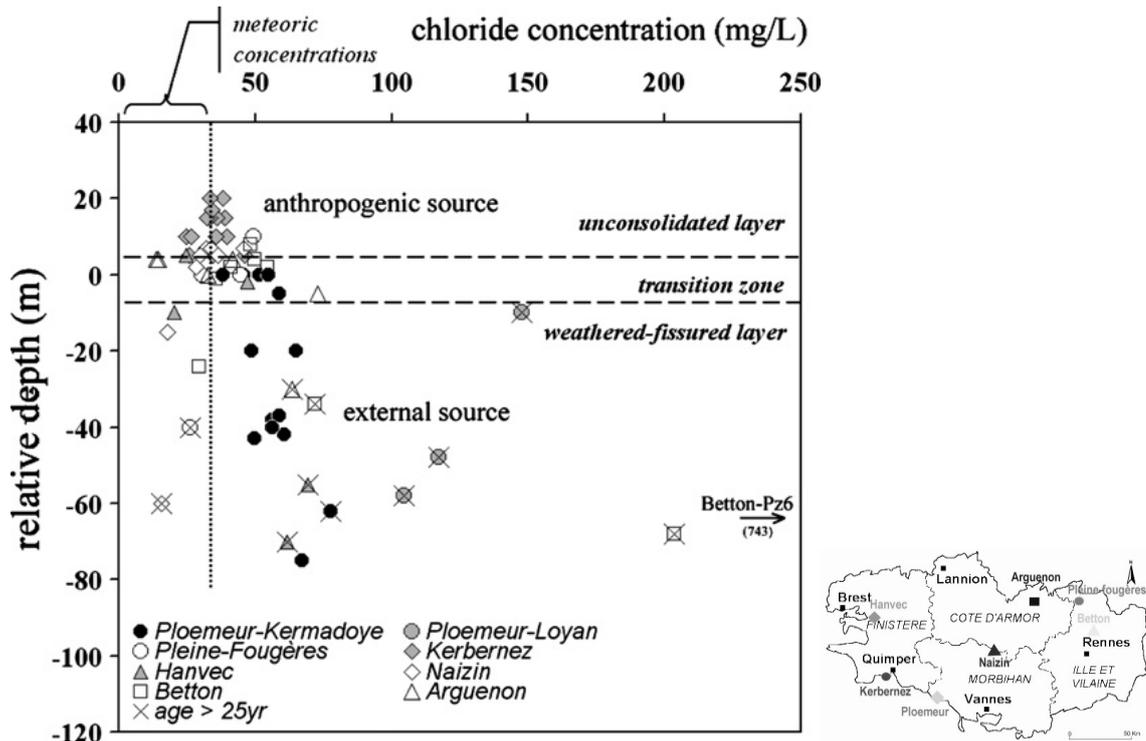


Illustration 29 : Concentrations en chlorures en fonction de la profondeur et du temps de résidence dans le Massif Armoricaïn (Ayraud *et al.*, 2008). Des concentrations <40-45 mg/L sont compatibles avec une origine météorique.

Bassin Loire-Bretagne : masse d'eau La Vilaine (4015)

Plusieurs masses d'eau de la Région Bretagne, bien que situées dans des secteurs relativement éloignés de la côte, possèdent plus de 7 ouvrages concernés par une chlorinité supérieure à 100 mg/L. Dans le domaine du socle, il s'agit notamment de la masse d'eau de La Vilaine (4015).

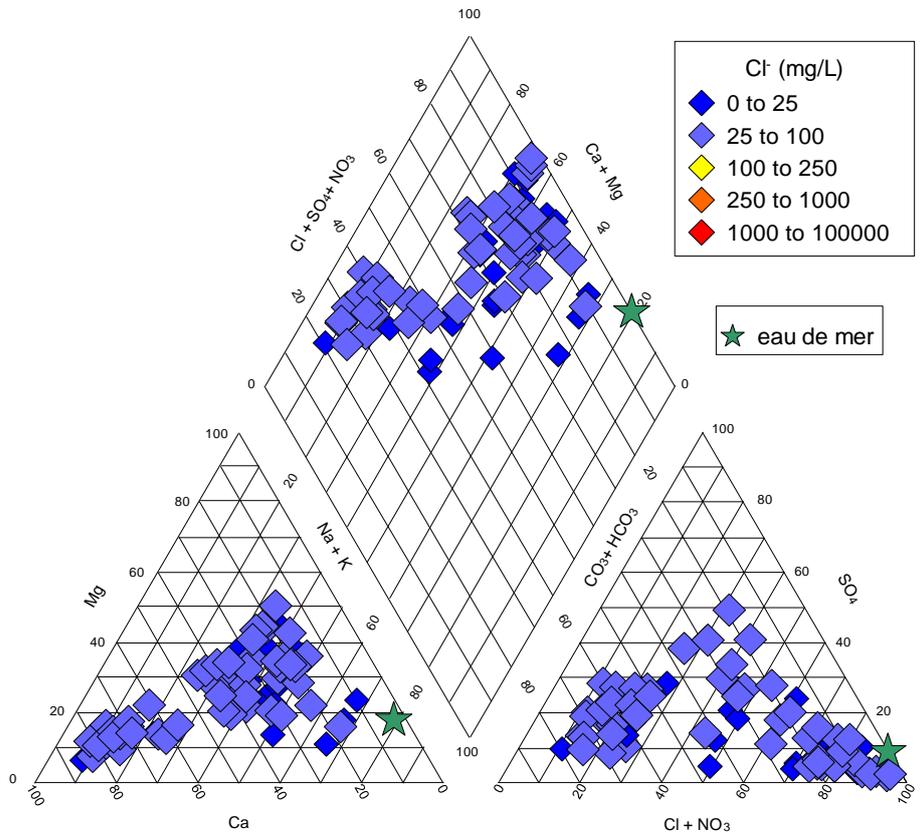


Illustration 30 : Diagrammes de Piper des masses d'eau de La Vilaine (4015).

L'analyse du diagramme de Piper et de la tendance de corrélation entre nitrates et chlorures suggère une pollution anthropique azotée de type agricole ou d'eaux usées pour la nappe de La Vilaine (4015) qui pourrait expliquer les concentrations comprises entre 40 et 100 mg/L. Pour les points plus concentrées en chlorures, on ne dispose pas d'analyses chimiques complètes dans la base ADES ce qui ne permet pas de caractériser le faciès du ou des pôles salins. Les conclusions générales pour les sites au Massif Armoricain s'appliquent dans le cas de cette masse d'eau à savoir la présence d'eaux salines d'origine marines en profondeur pouvant être mobilisées par des pompes.

3.4.2. Le Massif Central : salinisation en contexte hydrothermal

Aucune masse d'eau individuelle a été répertoriée dans le Massif Central comme salinisée selon les critères fixés auparavant (> 7 points d'eau présentant des concentrations moyennes en chlorures >100 mg/L sur la période 2005-2010, voir chapitre 2.4) Il convient néanmoins de souligner que les ressources en eau thermominérales exploitées pour les activités thermales et l'embouteillage des eaux minérales peuvent présenter une forte salinisation.

De nombreuses études géochimiques sur les zones d'émergences des eaux thermominérales situées dans le Massif Central ont été compilées dans le cadre du projet COPGEN (Serra *et al.*, 2003). Les eaux thermominérales échantillonnées et analysées sont celles de Chaudes Aigues, Margeride, Mont-Dore, Sainte-Marguerite, Cézallier, Vals-les-Bains, Vichy, Royat, Châtel-Guyon, Faille Aigueperse, Chateauneuf-les-Bains, Bourbon-l'Archambault, Nérès-les-Bains, Vichy et Bourbon-Lancy (Illustration 31). Une étude approfondie dans le cadre du même projet s'est focalisée sur les émergences le long de la faille d'Aigueperse (Négrel *et al.*, 2004) en appliquant une approche géochimique, la plus exhaustive possible, qui met en œuvre l'étude des éléments majeurs et traces, ainsi qu'un large panel d'outils isotopiques complémentaires (isotopes de la molécule d'eau, du soufre et de l'oxygène des sulfates, du bore, du lithium, du strontium et du néodyme).

La minéralisation totale de ces eaux excède généralement les 2g/L à l'exception près de Chaudes-Aigues, Bourbon-Lancy et Nérès-les-Bains. Les eaux les plus minéralisées sont celles de Vals-les-Bains entre 9 et 9,5 g/L (Illustration 32). Les concentrations en chlorures atteignent 3 g/L pour le Mont-Dore.

Ces études ont permis de montrer la très grande diversité des eaux thermominérales sur l'ensemble du Massif Central, mais aussi au sein d'une faible extension géographique constituée par la zone de la faille d'Aigueperse. Les faciès chimiques sont majoritairement bicarbonatés-sodiques, mais certains sources présentent des faciès chlorurés-sodiques (notamment Chatelguyon), sulfatés-calciques (Vichy), chlorurés-sodiques (Bourbon-l'Archambault, Bourgon-Lancy, Mont-Dore), ou sulfatés-sodiques (certaines eaux de Nérès-les-Bains). On trouve donc des différences notoires en termes de type d'eau, de salinité et de signatures isotopiques qui sont à relier à des histoires différentes pour chaque source étudiée. Ces histoires différentes sont liées à la diversité des types de réservoir (nature géologique), de la profondeur et température du réservoir qui détermine l'intensité des interactions entre l'eau et roches.

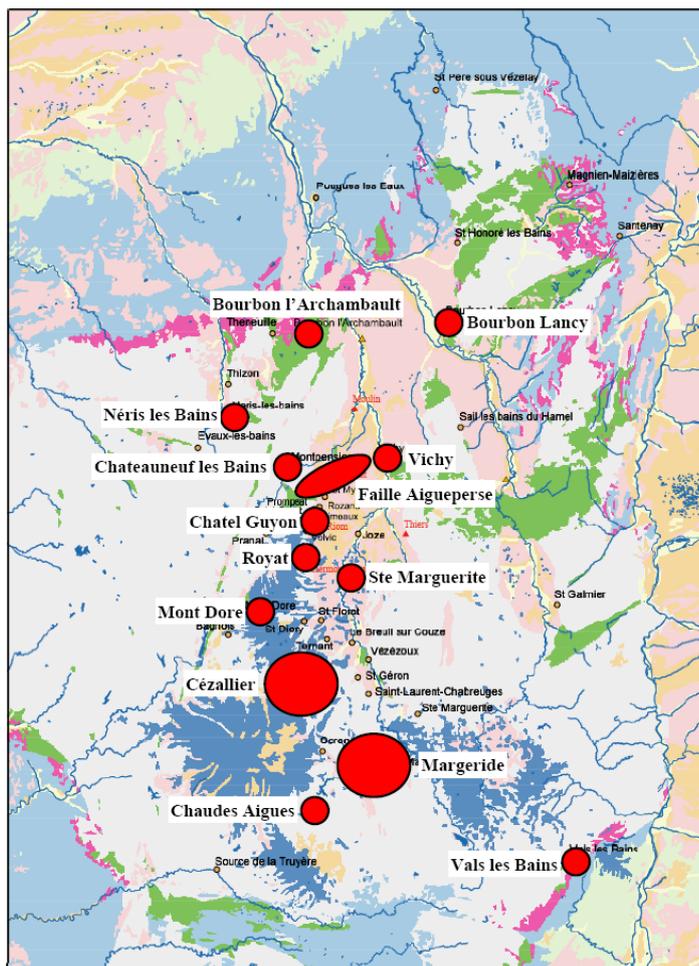


Illustration 31 Situation des provinces thermo-minérales du Massif Central (Serra et al., 2003)

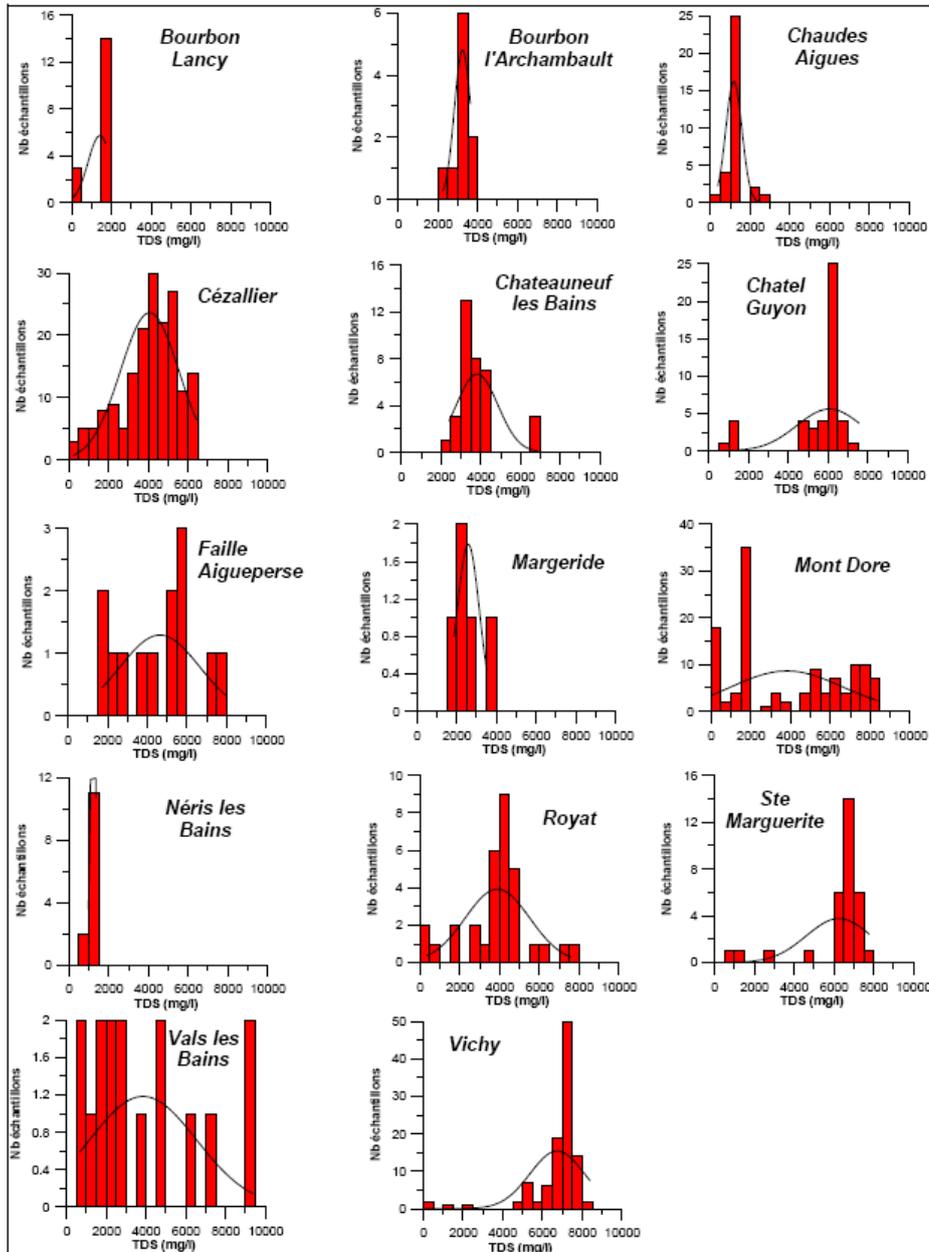


Illustration 32 : Histogrammes de la minéralisation totale (TDS) des sources thermo-minérales du Massif Central (Serra et al., 2003)

3.5. AQUIFERES DU LITTORAL ET ESTUAIRES

La France, tout comme la plupart des pays possédant une frontière maritime, n'est pas épargnée par la problématique des intrusions marines. Le tableau de bord du SDAGE de l'Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse de 2000 (Illustration 33) recensait les principales études relatives au phénomène réalisées sur la côte atlantique (sur deux nappes situées à l'entrée de l'estuaire de la Gironde) et en Méditerranée (onze nappes).

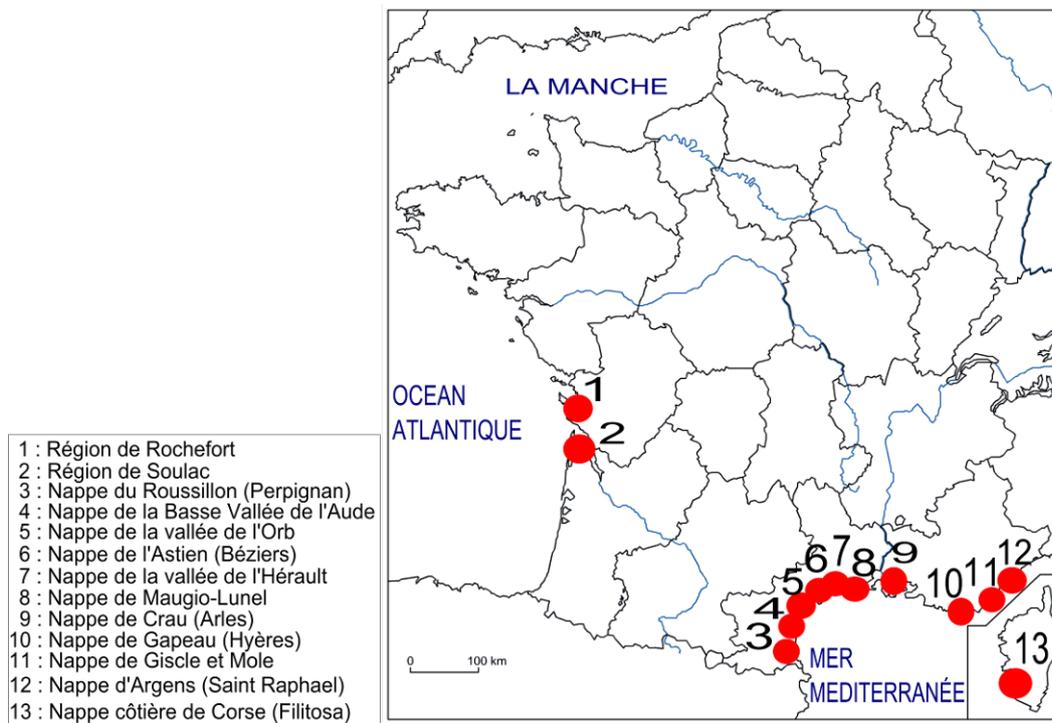


Illustration 33 : Localisation des principales nappes touchées par l'intrusion marine en France (D'après le tableau de bord du SDAGE Rhône-Méditerranée-Corse, 2000).

Une synthèse plus complète sur l'ensemble des aquifères littoraux de la France métropolitaine date de 1996 (Petit *et al.*, 1996) recense 95 aquifères superficiels et 17 aquifères profonds et distingue des cas de salinisation d'origine naturelle et des cas où la surexploitation de la nappe favorise des venues latérales et verticales d'eaux salines. L'inventaire fait état de salinité naturelle.

- dans le Nord-Pas-De-Calais et en Picardie dans des zones de très faible altitude,
- en Bretagne pour des eaux fossiles,

- sur l'île de Noirmoutier,
- en Languedoc-Roussillon dans les aquifères superficiels,
- dans des sources karstiques et
- en Camargue

Plusieurs situations type d'intrusion saline induite par des actions humaines, principalement liées à des surexploitations des nappes ont été identifiées par Petit *et al.* (1996). Il s'agit notamment de secteurs :

- avec une extension généralisée des venues d'eau salée (exemple: zones d'estuaire en Haute- Normandie),
- avec invasions d'eau salée limitées et stables (plaines alluviales du littoral méditerranéen),
- avec invasions d'eau salée saisonnières et réversibles (dans les départements du Calvados et de la Manche et aussi dans la nappe du Lias et du Dogger à proximité du marais poitevin),
- avec une invasion saline localisée (sur le littoral et sur certaines plaines alluviales de Méditerranée et en Bretagne). En revanche, il n'y a pas (pour le moment, en 1996) de vastes étendues d'aquifères atteintes par des venues d'eau salée, comme c'est le cas sur le littoral méditerranéen de l'Espagne.

Les aquifères côtiers sont plus ou moins sensibles (en fonction de leur structure, géométrie et hétérogénéités) aux intrusions salines en conditions naturelles et sous influence anthropique, sur le littoral ou dans l'environnement des cours d'eau envahis par l'eau salée. Une étude pour le compte de l'ONEMA (Partenariat 2010 Eau 2010, action n° 26; Dörfliger *et al.*, 2011a) investigate les impacts des changements climatiques sur les aquifères côtiers selon les scénarios du GIEC, et élabore une carte de vulnérabilité des aquifères côtiers français de Métropole vis-à-vis d'une montée de niveau marin. Elle applique la seule méthode de cartographie de la vulnérabilité dédiée aux aquifères côtiers, à savoir la méthode GALDIT, puis récence et les modèles hydrodynamiques d'intrusion saline existants pour les aquifères français et teste leur application dans les études d'impact des variations du niveau marin sur la salinisation des aquifères (tests en 2010 sur le marais de St-Ciers sur Gironde au niveau de l'estuaire de la Gironde et la partie Nord du marais Poitevin).

L'approche adoptée dans la présente synthèse, qui vise d'identifier les masses d'eau les plus concernées par des phénomènes de salinisation et qui procède à l'échelle de la masse d'eau et se base sur les concentrations en chlorures, en les moyennant sur les 5 dernières années, ne fait pas nécessairement apparaître les problèmes de biseau salé, souvent très localisés et limités à quelques points de

mesure. Il y a néanmoins convergence, sur les principales masses d'eau littorales, avec les approches par aquifère (référentiel BDLISA pour Dörfliger et al., 2011a) des études précitées.

Un exercice intéressant dans le contexte de la salinisation en milieu côtier est de tenter à identifier des intrusions marines sur la base des rapports ioniques des éléments majeurs, notamment du rapport molaire Na/Cl. Ce dernier est de 0,86 pour l'eau de mer et devrait être conservé lors des mélanges avec les eaux douces continentales à condition que (1) l'eau de mer est source principale des deux éléments et (2) la composition des mélanges n'est pas significativement modifiée par des interactions avec les minéraux de l'aquifère (notamment échanges cationiques $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ vs. $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$). L'illustration 34 montre les rapports Na/Cl moyennés sur 5 ans pour l'ensemble des points identifiés avec une chlorinité moyenne supérieure à 100 mg/L et pour lesquels des analyses complètes des majeurs sont disponibles. Cette carte fait apparaître une concentration certaine des points à salinité élevée sur le littoral atlantique et méditerranéen mais aussi une diversité surprenante des faciès. Même si un certain nombre de points dans la frange littorale montre effectivement le rapport molaire caractéristique de l'eau de mer, identifié par les astérisques magenta pour une gamme de 0,85 à 0,86 pour le rapport Na/Cl, on rencontre fréquemment un excès en Na et, dans certains cas, un déficit en Na. Ceci démontre que (1) le rapport ionique de l'eau marine n'est pas nécessairement conservé et/ou que l'eau marine n'est pas la seule source de salinité dans les aquifères côtiers. Un excès en Na par rapport au Cl peut s'expliquer par :

- des échanges cationiques fixant les cations bivalents et libérant du Na. Cette réaction est rencontrée par exemple après des transgressions et donc un contact prolongé de l'aquifère avec l'eau de mer, qui a laissé les sites d'échanges des minéraux argileux dans l'aquifère saturés en Na, qui est par la suite (radoucissement de l'aquifère) libéré et échangé contre Ca et Mg (Walraevens *et al.*, 2007).
- La contribution de dissolution d'évaporites avec un rapport molaire Na/Cl de 1 à la salinisation côtière.

Des excès en Na (rapports $> 1,2$) sont observés notamment pour la nappe de l'Eocène en Adour-Garonne ce qui s'accorde avec la prédominance d'un faciès Na-Ca-SO₄ constatée pour la partie la plus salinisée de cette masse d'eau (voir chapitre 3.2.2 et Illustration 28).

Dans d'autres cas, un déficit en Na peut s'expliquer par:

- La réaction inverse d'échange cationique où les minéraux argileux présents dans l'aquifère sont initialement riches en Ca^{2+} sur leurs sites d'échange et libèrent, lors du contact avec l'eau de mer, plus ou moins diluée par de l'eau douce, le Ca en fixant le Na. Cette situation est typique pour une salinisation progressive (transgression ou intrusion

saline, Bianchini *et al.*, 2005) et peut donner lieu à des faciès chimiques allant de Na-Ca-Cl à Ca-Cl.

Hors du contexte côtier, un déficit en Na comparé au rapport 1 auquel on pourrait s'attendre après dissolution de la halite, est assez systématiquement observé dans la nappe d'Alsace (chapitre 3.2.1) dû aux mêmes phénomènes d'échange cationique sur la fraction argileuse de l'aquifère (Illustration 34, voir aussi Lucas *et al.*, 2009).

A défaut d'être un traceur simple et directe d'une intrusion marine, les rapports cationiques peuvent donc nous renseigner de façon plus différenciée sur les processus qui se déroulent dans les aquifères côtiers, notamment des processus de salinisation (progression du biseau salé ou transgression marine) ou de radoucissement (régression) (Walraevens *et al.*, 2007).

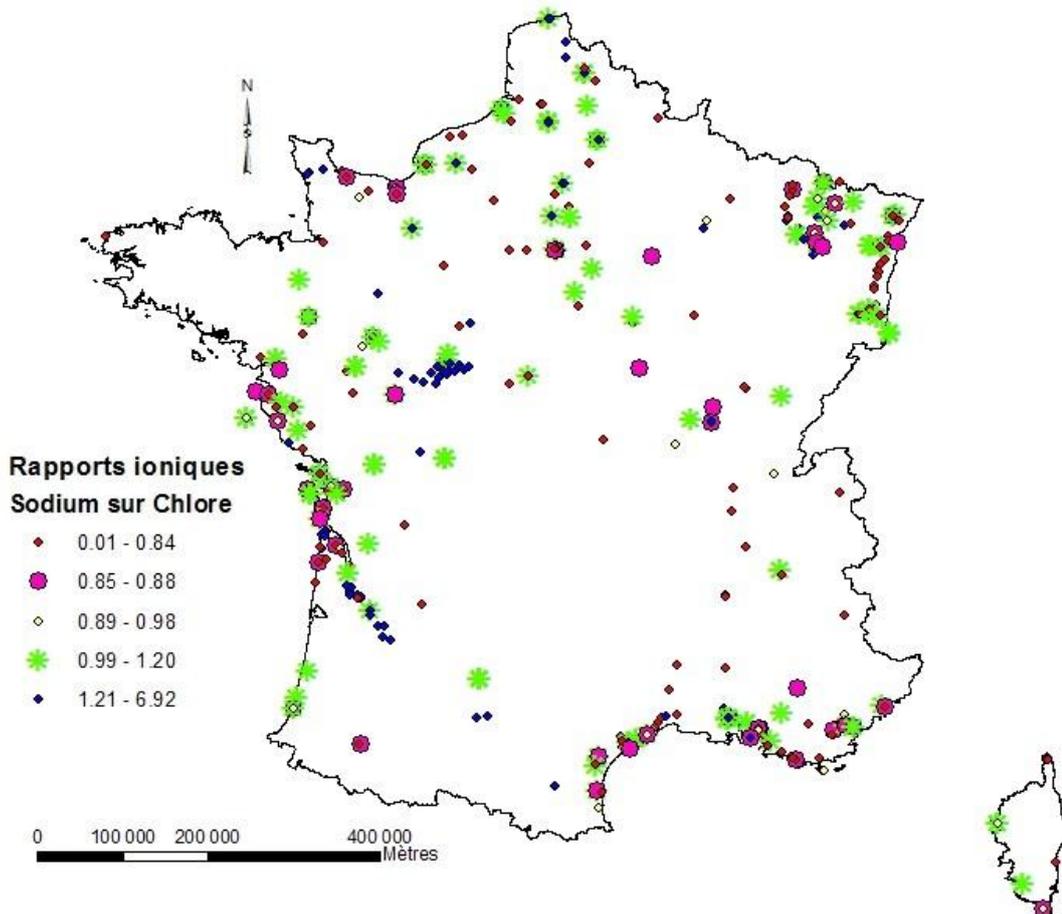


Illustration 34 : Rapports ioniques Na^+ sur Cl^- en mol/mol, pour les points avec $\text{Cl}^- > 100 \text{ mg/L}$

3.5.1. Le littoral méditerranéen

L'agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse (près de 303 masses d'eau) est l'agence qui comptabilise le plus de masses d'eau concernée par une intrusion marine (d'après le SDAGE Rhône-Méditerranée-Corse, 2000). Seules quelques masses d'eau parmi les onze recensées ont fait l'objet d'une étude visant à discriminer l'origine de la salinité. Les principaux travaux réalisés se sont focalisés sur les nappes côtières du Pliocène du Roussillon (Chery *et al.*, 1992, Daum *et al.*, 1996, Petit *et al.*, 1996), l'aquifère deltaïque de Camargue (de Montety, 2008, Ollivier, 2006) et la nappe des cailloutis de La Crau (Ollivier *et al.*, 2009). Les ME 6210 et 6104 montrent respectivement 8 et 13 points > 100 mg/L en chlorures. Concernant la région Corse (chapitre 3.6.1), le rapport BRGM de Frissant et Bodéré (2009) fait office de synthèse.

L'ensemble des aquifères de la région Languedoc Roussillon a été examiné en 2010 sur la base d'informations directement exploitables à partir de la bibliographie par Dörfliger *et al.* (2011a), le but étant d'identifier les aquifères vulnérables à l'élévation du niveau marin.

Les aquifères littoraux en Languedoc-Roussillon sont de nature très divers. Petit *et al.*, 1996 font état d'une contamination des aquifères les plus superficiels (chlorures supérieurs à 250 mg/L) sur la quasi-totalité de la bordure du littoral, mais cette salinité des aquifères, à quelques exception près, serait naturelle et que rarement provoquée par une surexploitation. Cette zone est néanmoins faiblement exploitée. Les captages AEP dans les aquifères superficiels sont situés à l'écart du rivage sans influencer la position du biseau salé, ce qui explique le faible nombre de points répertoriés >100mg/L en Cl⁻ par masse d'eau (Illustration 14). Les aquifères profonds de l'aquifère plio-quatenaire du Roussillon et de la nappe des sables de l'Astien ont une grande importance économique grâce à leurs capacités de production d'eau de bonne qualité pour un usage "noble" en eau potable. Ils sont cependant, tous les deux, vulnérables à des venues d'eau salée (Petit *et al.*, 1996), en partie due à des échanges entre niveaux captés via des ouvrages défectueux.

Bassin Rhône-Méditerranée-Corse: "*Multicouche pliocène et alluvions quaternaires du Roussillon.*" (ME 6221)

La carte de salinisation des masses d'eau dans le district Adour-Garonne montre que les nappes les plus touchées par des fortes teneurs en chlorures sont situées soit en contexte alluvial soit en domaine côtier. Parmi celles-ci, l'aquifère plio-quatenaire multicouche du Roussillon se trouve au Sud de la Région Languedoc-Roussillon dans le département des Pyrénées Orientales (Marchal *et al.*, 1992).

L'aquifère s'étend sur une superficie voisine de 850 km² depuis les Albères et les Aspres pratiquement imperméables, les Corbières marno-calcaires localement très karstifiées, jusqu'à la Mer Méditerranée. Les formations pliocènes composées d'argiles et de sables sont recouvertes par les alluvions quaternaires notamment dans les vallées de l'Agly, de la Têt et du Tech et sur le littoral entre l'Étang de Leucate et Argelès-sur-Mer. Les alluvions dont l'épaisseur reste inférieure à 30 m, constituent un réservoir très largement exploité et notamment pour l'irrigation. La continuité de

l'aquifère sous la mer et les liaisons hydrauliques avec les formations quaternaires de surface par drainance constituent des risques de dégradation de la qualité (très satisfaisante à l'état actuel) des eaux souterraines contenues dans ces nappes profondes du Pliocène. Des entrées d'eaux saumâtres à salées s'avèrent possible dans ces nappes profondes par drainance des couches supérieures (quaternaire 'contaminé', étangs et mer).

L'aquifère multicouche plioquaternaire du Roussillon constitue une importante ressource exploitée principalement pour l'alimentation en eau potable. Près de 85 millions de m³ ont été prélevés annuellement en 2004 dans l'ensemble des formations plioquaternaires du Roussillon.

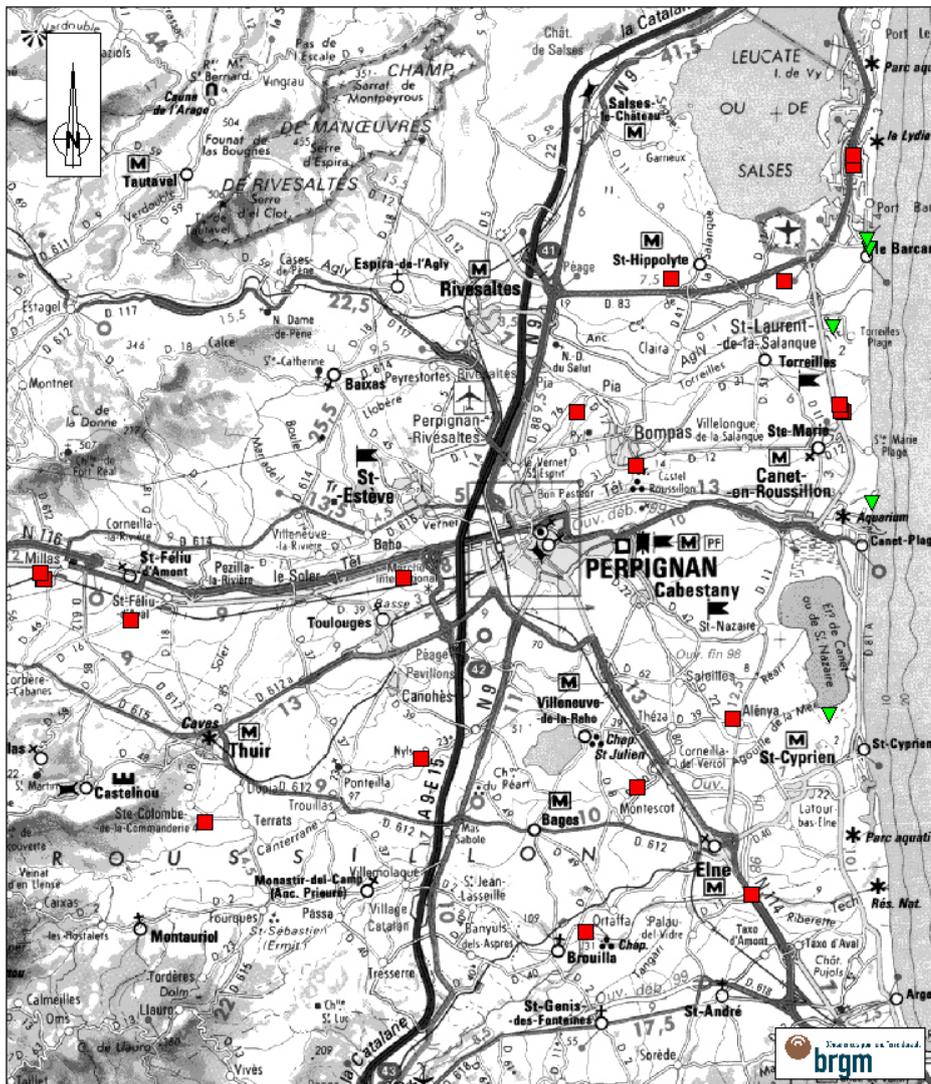


Illustration 35 Points du réseau piézométrique de l'aquifère multicouche plioquaternaire du Roussillon, Blaise et Marchal (2004).

Un état des lieux de l'aquifère multicouche plioquaternaire du Roussillon, en termes de quantité (piézométrie) et qualité (chlorures et résistivité), a été dressé en 2004, après un programme quinquennal (2000 – 2004) de mesures sur la bande littorale de cet aquifère, dont la maîtrise d'ouvrage était assurée par le Conseil Général des Pyrénées Orientales (Blaise et Marchal, 2004).

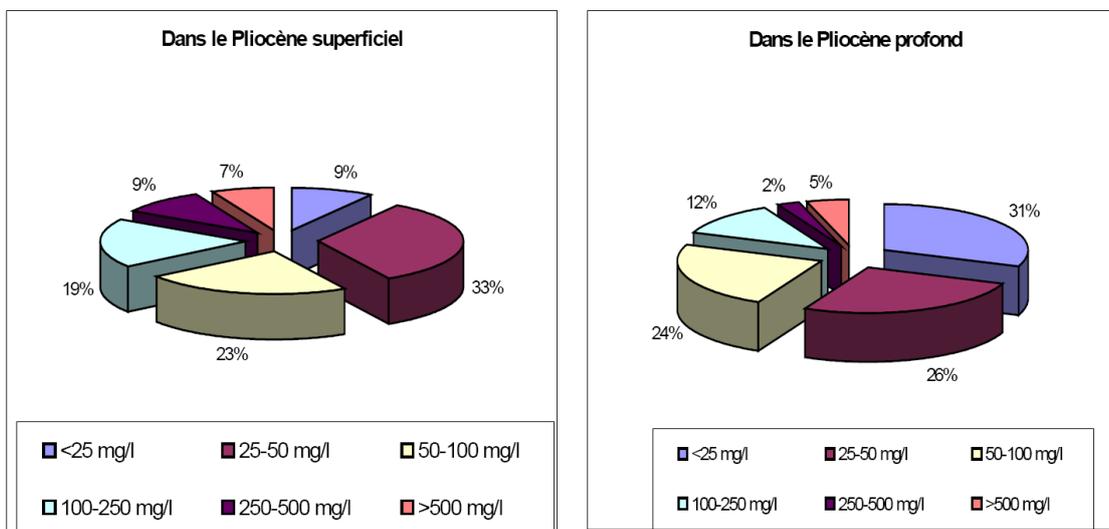


Illustration 36 Distribution des mesures de concentrations en chlorure en 2004 (mg/l), Blaise et Marchal (2004).

Les teneurs en chlorures comprises entre 100 et 150 mg/L se rencontrent autour de l'Étang du Canet. Cependant, pour les forages les plus profonds, les teneurs restent largement inférieures à 100 mg/L. Des teneurs supérieures à 100 mg/L sont mesurées dans le secteur Nord-est de Salses, à proximité de l'Étang (entre 2 et 3 g/L pour certains puits privés). L'aquifère, alors très peu profond, pourrait être influencé par un biseau salé eu égard à la présence des eaux superficielles de l'Étang. Des teneurs supérieures à 150 mg/L sont mesurées dans la partie Nord-occidentale du système aquifère, sur la commune de Barcarès (maxima mesurées entre 1984 et 2004 de 1600 mg/L, Blaise et Marchal, 2004). Dans cette zone, les niveaux les plus profonds présentent toujours une eau contenant moins de 100 mg/L de chlorures. Par contre, dans les horizons supérieurs situés vers 50 à 60 m, des teneurs en chlorures dépassant 150 mg/L s'observent entre Port Barcarès et le village de vacances des Portes du Roussillon et surtout à l'ouest et au Sud-ouest de Barcarès-Village.

En 2004, des teneurs inférieures à 100 mg/l de chlorure s'observent pour 81 % des ouvrages échantillonnés représentatifs du Pliocène profond, contre 65 % dans le Pliocène superficiel et le Pléistocène (Illustration 36). La forte contamination observée

sur certains forages bien identifiés s'explique par leur mauvaise qualité technique et/ou la dégradation des ouvrages.

L'étude de 9 forages des aquifères du Pliocène par des méthodes géochimiques (éléments majeurs, Br, Al, Sr, Li, Fe, Mn, B, Ba) et isotopiques (isotopes stables de la molécule d'eau, isotopes du soufre et oxygène des sulfates, estimation du temps de résidence par le tritium) ne démontre une influence marine que pour deux ouvrages, avec une contamination évaluée à <6 % d'eau de mer (Chery *et al.*, 1992).

Entre 2000 et 2004, le suivi des conductivités sur 5 ouvrages situés en bordure du littoral ne montre pas de tendance à la dégradation généralisée de la qualité de l'eau souterraine circulant dans les formations pliocènes (Blaise et Marchal, 2004). L'ensemble des données en chlorures actuellement disponibles ne montre pas de signe d'évolution de la qualité de l'eau souterraine contenue dans l'aquifère pliocène multicouche, avec déplacement d'un éventuel biseau salé. La dégradation locale de la qualité de l'eau constatée semblerait provenir d'une alimentation préférentielle par la surface avec drainance de plus en plus marquée en période estivale des horizons superficiels par la nappe pliocène de la Salanque. Par ailleurs, le contexte hydrogéologique local, c'est-à-dire avec une épaisseur d'éponte inférieure à 15 m entre le toit de cet horizon particulièrement productif et la base des alluvions quaternaires et la perméabilité verticale de cette éponte favorisent les échanges entre la nappe localement saumâtre contenue dans les alluvions quaternaires et le niveau aquifère supérieur du Pliocène.

Bassin Rhône-Méditerranée-Corse: "*Domaine des limons et alluvions quaternaires du Bas Rhône et Camargue*" (ME 6504) et "*Cailloutis de La Crau*" (ME 6104)

L'aquifère deltaïque de Camargue se trouve dans la Région Provence-Alpes-Côte-d'Azur, dans le département des Bouches-du-Rhône. Cette nappe côtière à forte salinité n'est pas exploitée pour l'alimentation en eau potable, ce qui explique qu'elle n'apparaît pas sur la carte des masses d'eaux affectées (Illustration 14), mais semble connectée à la nappe de La Crau, une ressource majeure d'eau potable à l'échelle régionale. Le complexe deltaïque étudié correspond à la masse d'eau du domaine des limons et alluvions quaternaires du Bas Rhône et Camargue (6504).

Il s'agit d'un aquifère à double couche ; une nappe profonde captive dans les cailloutis marno-sableux plio-pléistocène et une nappe superficielle libre dans les alluvions holocènes. Cet aquifère s'étend sur une surface d'environ 1700 km², avec des profondeurs variables pouvant atteindre 100 m dans sa zone méridionale. La perméabilité de l'aquifère superficiel varie latéralement entre 5. 10⁻⁵ et 9. 10⁻⁷ m/s, celle de l'aquifère des cailloutis est comprise entre 1. 10⁻² et 1. 10⁻⁴ m/s.

Le climat est de type méditerranéen avec une pluviométrie moyenne de 600 mm/an (importante variabilité interannuelle). L'alimentation de ces aquifères se fait principalement par infiltration des eaux d'irrigation, la pluviométrie et dans une moindre mesure, le Rhône.

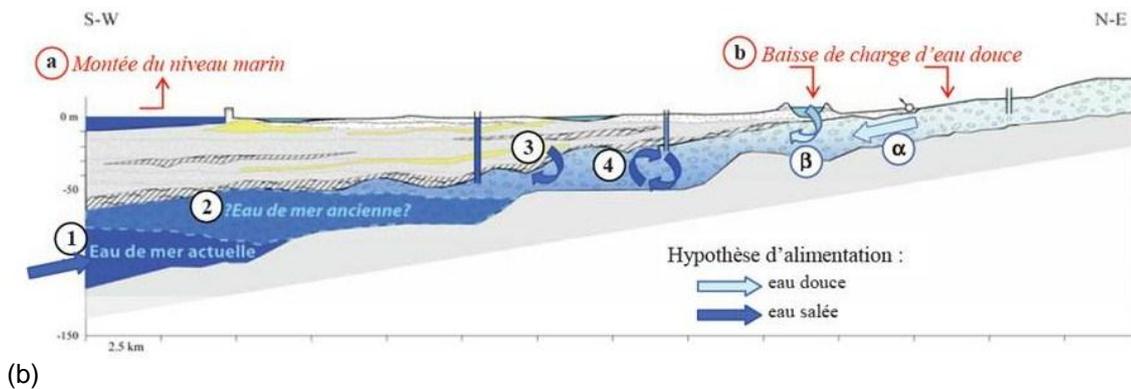
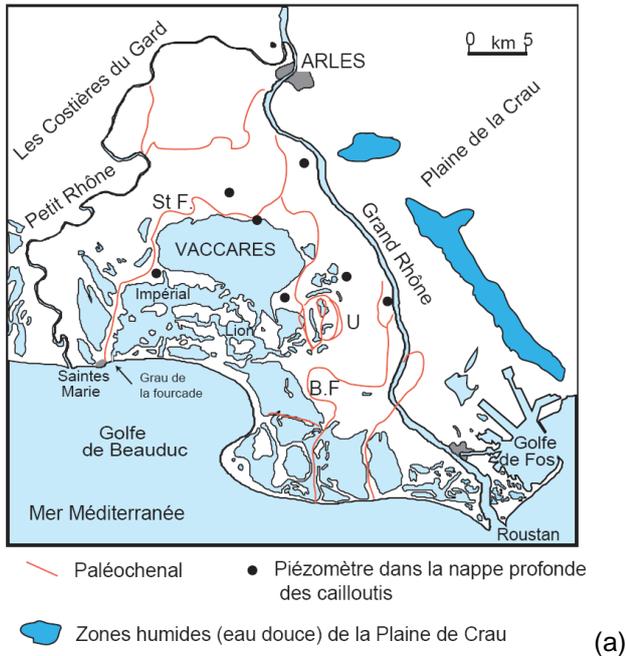


Illustration 37 (a) Carte de localisation de la Camargue (Vallet-Coulomb et al., 2009)
 (b) Coupe schématique de la nappe profonde de Camargue avec hypothèses sur l'origine de la salinité (ORE-RESYST, 2008)

En s'appuyant sur les rapports ioniques et isotopiques, plusieurs études (de Montety, 2008, Vallet-Coulomb 2003) ont permis de démontrer que les fortes salinités de l'aquifère captif s'expliquent par un mélange eau douce/eau de mer fortement modifié par des interactions géochimiques : échanges cationiques, sulfato-réduction, méthanogénèse, phénomènes de précipitations. En particulier de Montety, (2008) souligne le rôle prépondérant des processus de dégradation de la matière organique sédimentaire sur l'évolution de la minéralisation de l'aquifère captif. Le temps de séjour

des eaux, supérieur à une cinquantaine d'années, témoignerait de l'influence d'une intrusion marine ancienne en relation avec la dernière transgression marine l'Holocène supérieur.

La nappe profonde, supposée alimentée au Nord par le Rhône ou à l'est par la nappe de la Crau, se révèle complexe. Alors que tous les piézomètres montraient des eaux légèrement salées en 1970, ces eaux sont restées inchangées au Nord de l'étang du Vaccarès (1 g.L⁻¹), mais sont devenues très salées au Sud (37 g.L⁻¹) traduisant une salinisation de la nappe dans le temps. Les teneurs en Cl⁻ ont toutefois permis de montrer que la contribution de l'eau de mer à la salinisation de cette nappe variait de 6% près du Rhône à plus de 98% à 8 km de la côte. Les autres éléments (calcium, strontium...) dénotent l'influence de processus complémentaires jouant sur la chimie des eaux : échanges nappe-encaissant, réduction des sulfates, précipitation de calcite/dolomite (Vallet-Coulomb, 2009).

Les résultats d'¹⁸O et deutérium indiquent que les eaux de l'aquifère profond peuvent résulter d'un mélange entre un pôle eau de mer et un pôle Rhône ou Crau et permettent d'exclure le rôle de l'évaporation. A l'inverse, l'influence de l'évaporation se matérialise dans la nappe superficielle par une position des points sous la droite météorologique mondiale avec une tendance à s'aligner le long d'une droite d'évaporation dont les eaux de départ auraient une composition proche de celle des précipitations locales.

Des mesures de ¹⁴C et ³H ont été faites dans l'aquifère de la Crau et les zones de recharge potentielles (mer, aquifère de Crau, Rhône) afin de dater l'intrusion marine : la plupart des points ne contiennent pas de tritium et ont un temps de résidence supérieur à 50 ans. La recharge de la nappe par le Rhône ou la Crau serait donc un processus lent sur une échelle de temps supérieure à ces 50 ans.

Le carbone-14 ne peut malheureusement pas apporter de datation plus précise dans ce contexte, car cet élément est soumis à de fortes modifications dues aux fortes teneurs en matière organique observées dans ces eaux ; les modèles classiquement utilisés ne sont pas applicables ici. Un seul résultat utilisable donne un âge de 500 ans et indique que la salinisation de ces eaux profondes pourrait être associée à des intrusions pendant l'Holocène supérieur.

Par la suite, ces eaux salées n'auraient pas été repoussée à cause des gradients hydrauliques trop faibles sur la zone (Vallet-Coulomb, 2009).

La nappe de la Crau constitue une importante ressource d'eau potable, dont la qualité pourrait dépendre de celle de la nappe profonde de Camargue, puisqu'elles sont en liaison hydraulique. Cependant, la nappe de La Crau, dont la recharge provient essentiellement de La Durance conserve un faciès hydrochimique bicarbonaté calcique, indiquant l'absence de contamination significative. En somme, La minéralisation de l'aquifère captif associée au déséquilibre de charge entre l'aquifère et la mer témoigne d'un processus actuel d'intrusion marine permettant la remontée d'une eau marine plus ancienne responsable des fortes salinités actuellement observées dans l'aquifère profonde de Camargue (de Montety, 2008).

La tendance à la salinisation de l'aquifère pourrait être une conséquence de baisses de charge hydraulique dans l'aquifère de Crau qui constitue une condition limite de potentiel pour l'aquifère captif de Camargue. L'irrigation freine la salinisation des sols, mais les remontées salées existent tout de même (Vallet-Coulomb, 2009).

Bassin Rhône-Méditerranée-Corse: "Nappe des formations d'Aix" (ME 6210)

La nappe des formations d'Aix, plus éloignée de la côte, est tout de même impactée par une salinisation. Il s'agit d'un système d'aquifères multicouches avec 8 niveaux aquifères identifiés du Jurassique (karstique), Crétacé, Tertiaire et Quaternaire (alluvions) et une tectonique de failles de chevauchement intense. Les points les plus concentrés en chlorures montrent un faciès à tendance chloruré calcique voir chloruré sodique (Illustration 38).

Le recueil et la synthèse des informations géochimiques existantes sur les points d'eau de l'hydrosystème complexe du bassin Aix-Gardanne (Ancel *et al.*, 2004) et leur traitement statistique par analyse factorielle ont permis de différencier 4 types d'eau :

- un type d'eau fortement influencée par des évaporites (gypses du Trias);
- un type d'eau de type bicarbonaté calcique caractéristique des eaux karstiques des massifs carbonatés de l'Etoile et de la Mure ;
- un type d'eau de type sodique et potassique ;
- un type d'eau de type sodique et potassique chloruré ou chloruré sodique-potassique (Source Garry dans le Miocène).

Deux sources principales de minéralisation en Cl et SO₄ existent dans le bassin d'Aix-Gardanne: des évaporites triasiques qui pénètrent dans les formations plus jeunes sous forme de klippes ainsi que les mines de lignite qui impactent essentiellement l'aquifère du Fuvélien et qui, par oxydation des pyrites contenu dans la lignite, peuvent contribuer notamment à la contamination en sulfates. Les concentrations maximales recensées par Moulin *et al.* (2006) sont de 370 mg/L en chlorures et de 2000 mg/L en sulfates.

Une étude géochimique plus étendue (Moulin *et al.*, 2006) a permis de mieux contraindre les origines de la minéralisation et les circulations dans le système multi-aquifère. En association avec les informations apportées par la signature chimique des isotopes stables de l'eau, du tritium et du strontium, les informations des éléments traces (F, Br, Ba et I) ont été utilisées pour mieux contraindre l'origine et la nature des circulations et mélanges d'eau en présence dans ce hydrosystème complexe. Les conclusions principales de cette étude sont les suivantes :

- L'eau de mer, ancienne ou récente, ne semble contribuer à la minéralisation des nappes (isotopes du strontium) ;
- Les eaux souterraines dans le bassin d'Aix-Gardanne sont récentes (moins de 20 ans), et sont alimentées principalement par les reliefs bordant le bassin (tritium) ;
- Des mélanges sont visibles entre les aquifères, notamment entre la nappe du Fuvélien et le Jurassique, mais aussi entre le Bégudien, le Fuvélien et le Trias (éléments majeurs, traces et isotopes du Sr) ;
- Il semble que des eaux remontant du socle se mélangent aux eaux du Jurassique dans le secteur amont du bassin (signature chimique et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$).

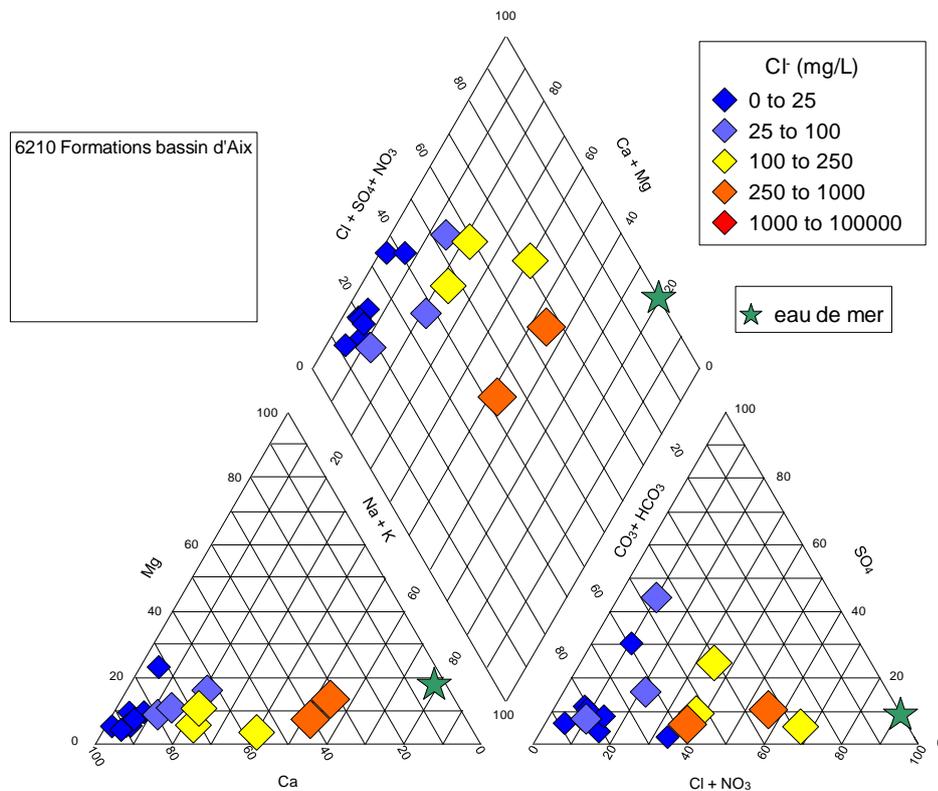


Illustration 38 : Diagramme de Piper de la nappe des formations d'Aix (6210).

3.5.2. Le littoral atlantique

En 2010 (Dörfliger et al., 2011a) comme en 1996 (Petit et al., 1996), on constate que le nombre des aquifères côtiers concernés par le phénomène d'intrusion saline n'est pas très importante, en comparaison avec les aquifères côtiers espagnols par exemple, liés à une surexploitation. La plupart des études montrent des zones d'intrusion saline très

locales, lié d'une part à des exploitations non adaptées (surexploitation) et d'autre part à la proximité de la côte.

Bassin Ardour-Garonne: "Sables plio-quaternaires des bassins côtiers et terrasses anciennes de La Gironde" (ME 5045)

L'estuaire de la Gironde, formé par la confluence de la Dordogne et de la Garonne, est fortement influencé par les marées de l'océan Atlantique qui se font ressentir jusqu'en amont de Bordeaux (Döfliger *et al.*, 2011a). La salinité des eaux de l'estuaire augmente donc vers l'aval jusqu'à la pointe de Grave qui marque la limite entre l'estuaire et l'océan. Les relations nappe-estuaire du côté rive gauche ont mis en évidence des zones présentant une vulnérabilité plus ou moins importante à l'intrusion d'eau saumâtre en provenance de l'estuaire. La rive gauche est marquée par la présence d'un grand nombre de terrasses et la présence d'eaux fossiles largement salées.

En ce qui concerne la rive droite de la Gironde au niveau du marais de Saint-Ciers, certaines études mettent en évidence un contact direct entre les eaux de l'estuaire et la nappe des graves. Cette zone a donc été choisie pour établir un modèle hydrodynamique permettant d'évaluer les risques de salinisation des eaux de l'aquifère en cas de pompage trop intensif et d'une augmentation du niveau et de la salinité des eaux de l'estuaire (Döfliger *et al.*, 2011a). Dans cette partie de l'estuaire, la salinité des eaux est comprise entre 8 et 15g/l selon la période de l'année. En régime permanent et sans pompage, les différences de salinité entre la partie supérieure et la partie inférieure de l'aquifère sont très faibles (0,5 g/l au plus proche de l'estuaire). Il s'agit donc plus d'un front salé que d'un biseau salé. L'illustration 39, résultat des simulations prenant en compte les effets densitaires, permet d'apprécier l'extension de cette zone en conditions avec ou sans pompage. En régime permanent et sans pompage, la propagation du front salé à l'intérieur des terres se fait sur une distance d'environ 200 mètres. En régime de pompage l'extension du front salé ne progresse pas de manière visible au cours de la période de pompage ; il y a simplement une augmentation de la salinité à proximité de l'estuaire.

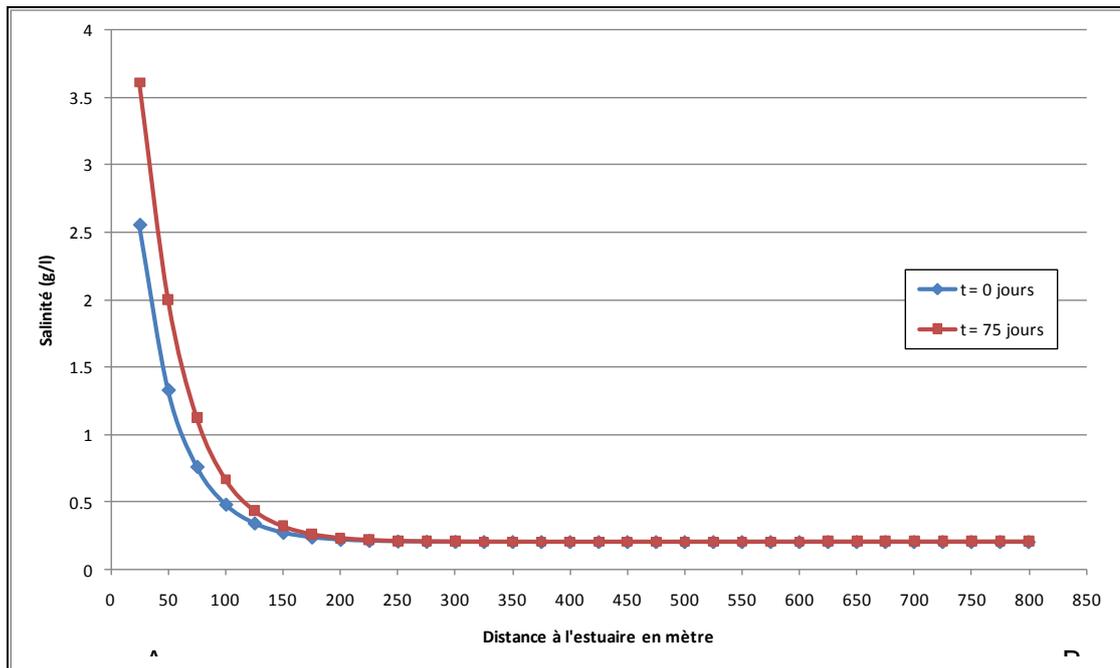


Illustration 39 : Salinité de la nappe dans la couche supérieure des graves de la rive gauche de l'estuaire de la Gironde au niveau du marais de Saint-Ciers en fonction de la distance à l'estuaire. Modélisation MARTHE multicouche en prenant en compte les effets densitaires.

Bassin Loire-Bretagne : Calcaires et marnes libres du Jurassique supérieur de L'Aunis (ME 4106)

La masse d'eau du bassin Loire-Bretagne qui semble la plus concernée par une salinisation se trouve dans les calcaires et marnes libres du Jurassique supérieur de L'Aunis (ME 4106), avec un total de 14 ouvrages à fortes teneurs en chlorures recensés. Ces chlorinités importantes sont liés à la situation de cette masse d'eau en zone littoral et l'influence du marais poitevin. Dans le secteur on peut distinguer plusieurs niveaux aquifères dans les couches calcaires du jurassique (Lacouture, 1996) :

- les alluvions : alluvions modernes - alluvions graveleuses pléistocènes;
- les calcaires marneux du Malm (Kimméridgien et Oxfordien) captés à faible profondeur, dans la zone superficielle (0 à 25 m) où ils présentent une altération;
- les calcaires fissurés et karstifiés du Dogger (Callovien, Bathonien, Bajocien)
- les calcaires gréseux et niveaux sableux du Lias moyen ou Infra-toarciens.

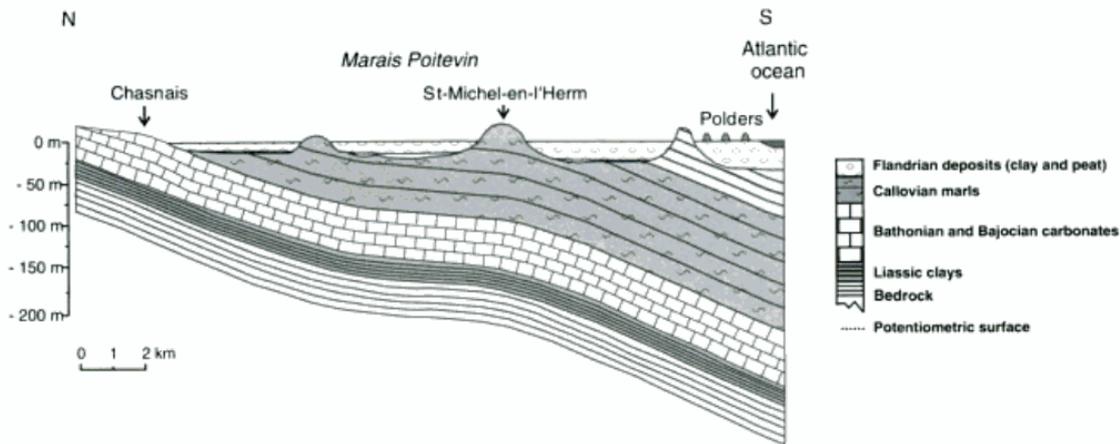


Illustration 40: Profil simplifié des nappes du Jurassique supérieur de L'Aunis (Dever et al., 2001)

La problématique d'une invasion saline (existence d'un biseau salé) au Sud de la Sèvre Niortaise est différente de celle rencontrée au Nord du cours d'eau. En effet, dans la partie Nord du marais (modélisée), ce sont essentiellement les niveaux du Dogger qui sont captés. Or, il a été constaté que les eaux du Dogger sont salées sous le marais, entre le littoral et la Vieille Autise (Lacouture, 1996). Sur le diagramme de Piper de cette masse d'eau, apparaissent deux groupes d'eau (Illustration 41, Illustration 42). Un groupe à faciès bicarbonaté calcique et un autre à faciès chloruré et sulfaté calcique. Il manque sur ce diagramme le pôle le plus salin qui présente un faciès nettement Na-Cl (Anongba, 2007).

Dans l'aquifère du Dogger des concentrations en chlorures peuvent atteindre 15 g/L (Dever et al., 2001, Anongba, 2007), la chimie des éléments majeurs et des bromures indiquerait un mélange bipolaire entre une eau douce et une eau saline. Cette dernière montre des rapports ioniques (y compris Br/Cl) similaires à ceux d'une eau de mer actuelle. Le taux d'eau marine dans la nappe peut atteindre les 80%. Les activités radiocarbone et les isotopes stables de l'eau permettent de peaufiner ce modèle, il s'agit en fait d'un mélange ternaire avec (1) une eau marine résiduelle de la dernière transgression d'âge flandrien (2) une eau douce moderne peu saline avec nitrates et tritium mesurables (3) une eau douce plus ancienne que l'eau saline, probablement en place avant la transgression flandrienne. D'autres processus qui déterminent la minéralisation sont l'oxydation de la pyrite dans la partie douce de l'aquifère qui augmente les sulfates à bas $\delta^{34}\text{S}$ (Barbecot, 1999) et la réduction des sulfates dans la partie saline qui diminue les rapports SO_4/Cl par rapport à l'eau marine et enrichit les sulfates en ^{34}S . L'âge de l'ingression saline dans l'aquifère a été estimé, sur la base de datations ^{14}C à 7000 ans (Anongba, 2007), ce qui s'accorde bien avec la fourchette des âges de la dernière transgression marine dans le secteur du Marais Poitevin (6800 à 8000 ans).

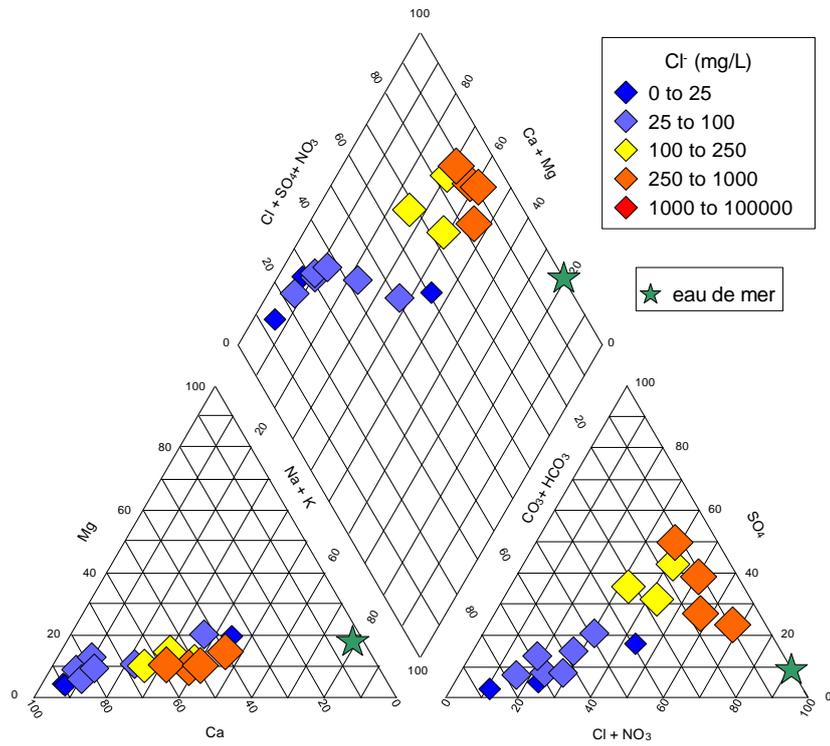


Illustration 41 : Diagramme de Piper de la nappe des calcaires et marnes libres du Jurassique supérieur de L'Aunis (données ADES).

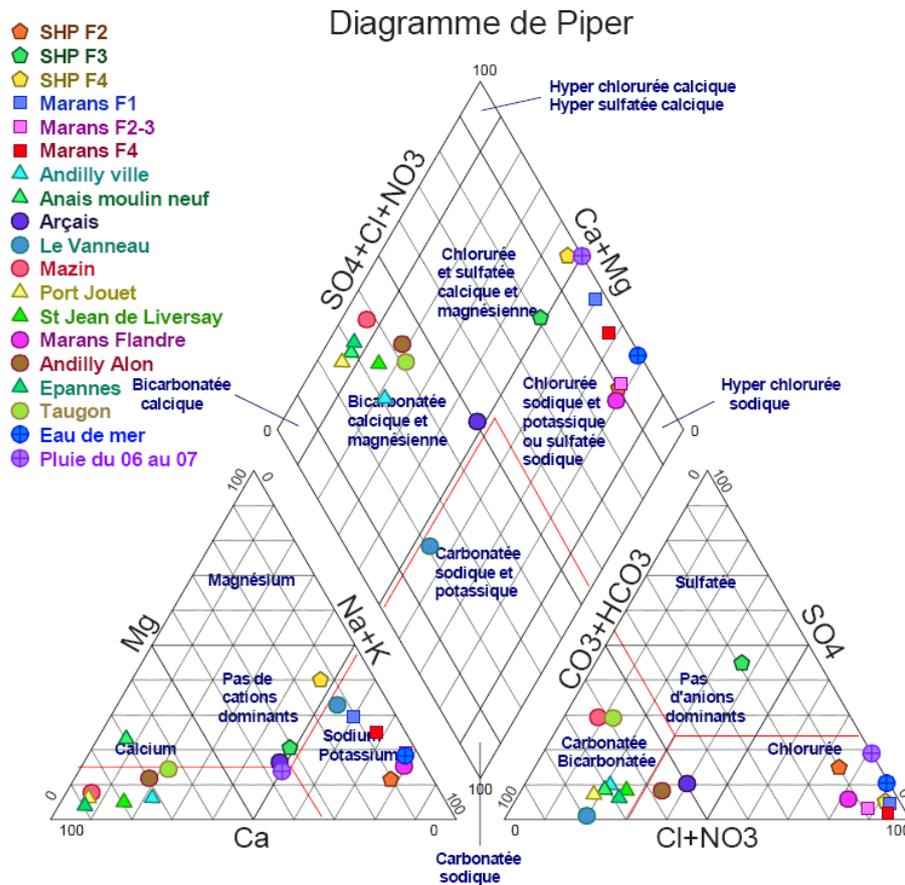


Illustration 42 : Diagramme de Piper de la nappe des calcaires et marnes libres du Jurassique supérieur de L'Aunis (Anongba, 2007).

Bassin Loire-Bretagne : "Bathonien-Bajocien de la plaine de Caen et du Bessin" (ME 3308)

Cette masse d'eau se situe dans la plaine côtière de Caen qui est constitué par des formations jurassique du Dogger (fiche de caractérisation initiale de la ME 3308, <http://sigessn.brgm.fr/html/files/3308-car.pdf>). Les deux principaux aquifères sont ceux du Bathonien et du Bajocien, comprenant la puissante série calcaire du Bathonien supérieur (45 à >100 m), la formation semi-perméable des calcaires feuilletés et marno-calcaires du Bathonien inférieur et les calcaires oolithiques karstiques du Bajocien. Elle comprend une partie captive étendue, sous le recouvrement des formations crayeuses. L'important réservoir aquifère bathonien de la plaine de Caen est très exploité pour les besoins en eau importants des collectivités, de l'industrie et de l'agriculture avec des prélèvements totaux de l'ordre de 30 Mm³/an.

L'exploitation de la partie captive de la nappe est limitée par la présence d'eau saline dont l'origine a été investiguée par Barbecot *et al.* (1998, 2000). La minéralisation

totale (TDS) varie entre 0,75 et 2 g/L et reste inférieure à 0,8 g/L dans la partie libre. Dans la partie captive on observe un net gradient de salinité vertical. Le faciès chimique évolue d'un type Ca-HCO₃ à un type Na-Cl de la partie libre à la partie profonde. Les teneurs en chlorures évoluent de 60 à 660 mg/L. L'estimation des temps de résidence sur la base des activités ¹⁴C a mis en évidence un âge élevé pour la salinisation entre 7500 et 4500 ans B.P.⁷. La salinisation est donc ancienne et liée, comme dans le cas de la ME 4106, à une transgression pendant la période Atlantique (8000 à 4700 ans B.P.). Les concentrations en sulfates dans la partie libre sont liées à une oxydation de la pyrite, les rapports SO₄/Cl dans la partie saline sont inférieures au rapport marin et les isotopes du soufre et oxygène démontrent une réduction des sulfates du pôle marin. Il y a absence d'intrusion saline récente et on peut conclure à un confinement important des eaux salines dans la partie profonde de l'aquifère. Le processus de paleo-salinisation se superpose à une évolution géochimique par interactions avec les minéraux de l'aquifère qui induisent une augmentation des rapports Na/Cl due à des processus d'échange cationique Na vs. Ca. Ce processus maintient les concentrations en Ca sous le seuil de la saturation en fluorine ce qui donne lieu à une augmentation spectaculaire des teneurs en fluor (jusqu'à 10 mg/L), autre facteur limitant de l'utilisation de cette ressource (Barbecot *et al.*, 2000, Gadalia *et al.*, 1994).

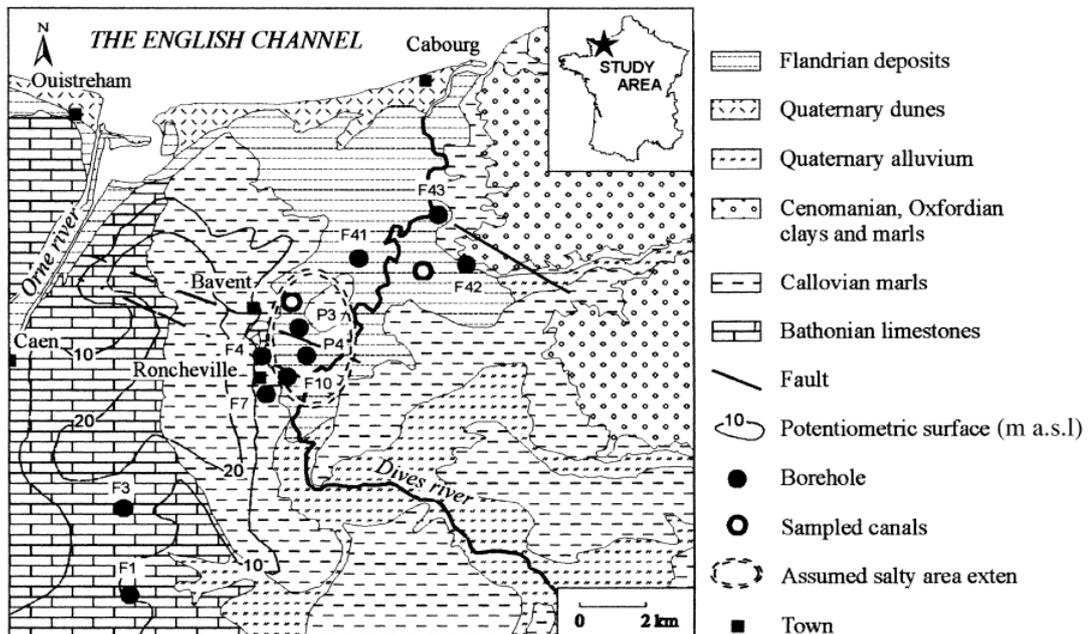


Illustration 43 : Partie N de la ME 3308 avec situation de la partie salinisée, Barbecot *et al.* (2000) d'après la carte géologique Caen, BRGM 1989

⁷ B.P. = before present

Bassin Artois-Picardie : "Sables du Landénien des Flandres" (1014)

L'aquifère des sables du Landénien s'étend en Flandres (2700 km² dont 366 km² à l'affleurement) et dans le Bassin d'Orchies (600 km² dont 425 km² à l'affleurement). Il s'agit de sables marins fins et glauconieux, surmontés de sables fluvio-marins à continentaux. Le Landénien supérieur, aquifère, d'une épaisseur de 10 à 15 m, repose généralement sur des formations plus argileuses du Landénien inférieur. La plus grande partie de cette nappe est captive, sous les argiles de l'Yprésien, les affleurements et zone de recharge étant limités à la partie méridionale de l'aquifère et situés en France uniquement. C'est donc un aquifère peu vulnérable sauf sur sa frange libre. Les eaux à 2 kilomètres de la limite de captivité ont des temps de résidence de plus de 50 ans comme le démontrent les datations au tritium et ¹⁴C. Il existe donc une protection efficace de la nappe grâce à la couverture yprésienne empêchant les eaux récentes de pénétrer dans le réservoir captif (Caous *et al.*, 1997). Il convient néanmoins de noter que bien que l'aquiclude de l'Yprésien soit très épaisse et peu perméable, l'eau contenue dans l'Argile des Flandres alimente la nappe des sables Landeniens par drainance descendante. Avec une porosité efficace de l'ordre de 20 %, la réserve est considérable (estimée à près de 6,6 milliards de m³), avec un renouvellement annuel de l'ordre de 110 millions de m³. La production par puits est toutefois limitée par la faible perméabilité de l'aquifère. Utilisée autrefois pour des besoins domestiques par de nombreux puits, disséminés sur les zones d'affleurement, la nappe des sables Landéniens est aujourd'hui essentiellement exploitée dans la partie captive du Bassin des Flandres.

Les teneurs en chlorures excèdent les 100 mg/L dans la partie Nord-Est de la partie captive au niveau de la frontière belge (Illustration 44) et approchent les 300 mg/L dans le secteur de Vieux Berquin et de Merville. Caous *et al.* (1997) évoquent une "poche d'eau de mer fossile" pour expliquer les teneurs >200mg/L. Les sulfates restent peu élevés, de l'ordre de 80 mg/l.

Les trois faciès hydrochimiques rencontrés sont (Illustration 45, Mania, 1971):

- un faciès bicarbonaté-calcique en continuité avec celui des eaux de la craie, à proximité de l'affleurement,
- un faciès bicarbonaté-sodique, dans la majeure partie de l'aquifère (voir les diagramme de Piper et de sodium-chlorures, Illustration 46, sur lequel figurent majoritairement les eaux <100 mg/L en chlorures).
- un faciès chloruré-sodique, par piégeage d'eau salée de la transgression yprésienne par la faille de Bailleul et contamination d'eau de mer près de Calais.

Cette évolution est caractéristique d'aquifères côtiers qui ont subi des invasions par l'eau de mer puis un radoucissement. Walraevens *et al.*, (2007), Coetsiers *et al.* (2009) et Coetsiers et Walraevens (2006) ont observé une succession similaire de faciès dans les aquifères tertiaires en Belgique, notamment les sables du Ledo-Pansélien des Flandres (Ca-HCO₃, Mg-HCO₃, Na-HCO₃, Na-Cl, du plus dilué au plus salé). Cette

succession est attribuable à un remplacement d'eau de mer (type Na-Cl) par de l'eau douce (Ca-HCO₃) accompagné d'échange cationique sur les minéraux argileux de l'aquifère qui fixent le Ca amené par les eaux continentales douces et libèrent le Na fixé auparavant lors de l'intrusion marine.

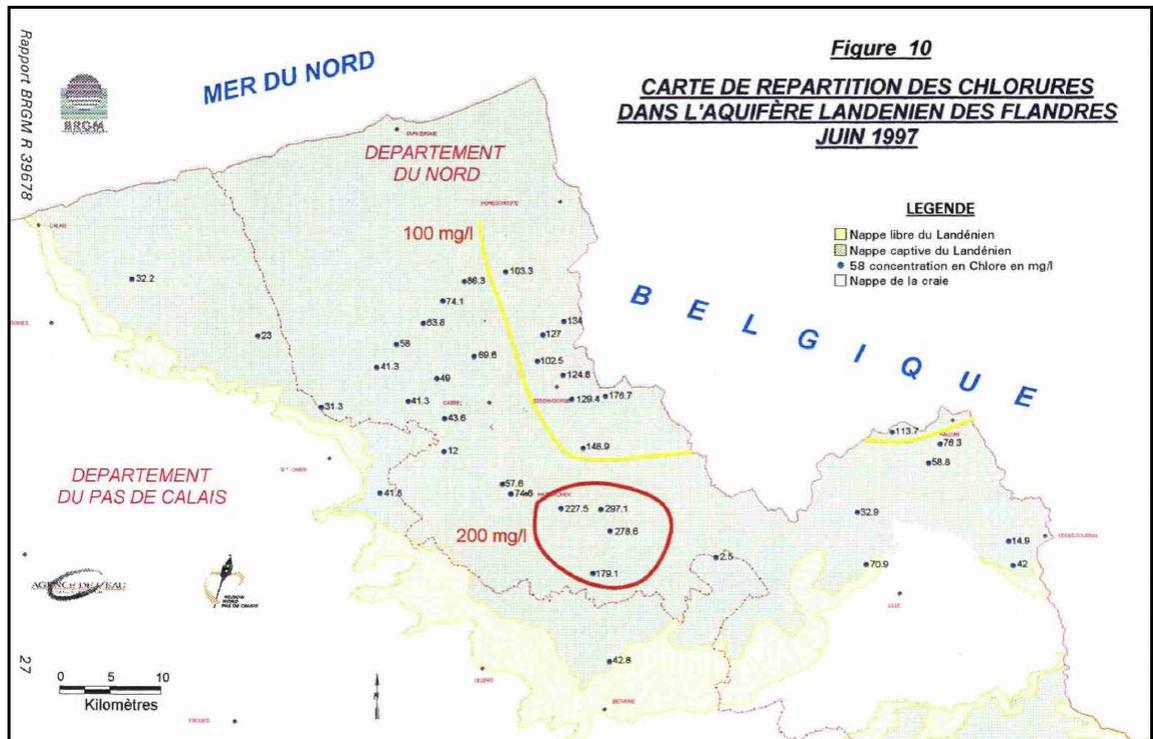


Illustration 44 : Carte des teneurs en chlorures dans la masse d'eau "Sables du Landénien des Flandres" (1014), Caous et al., 1997

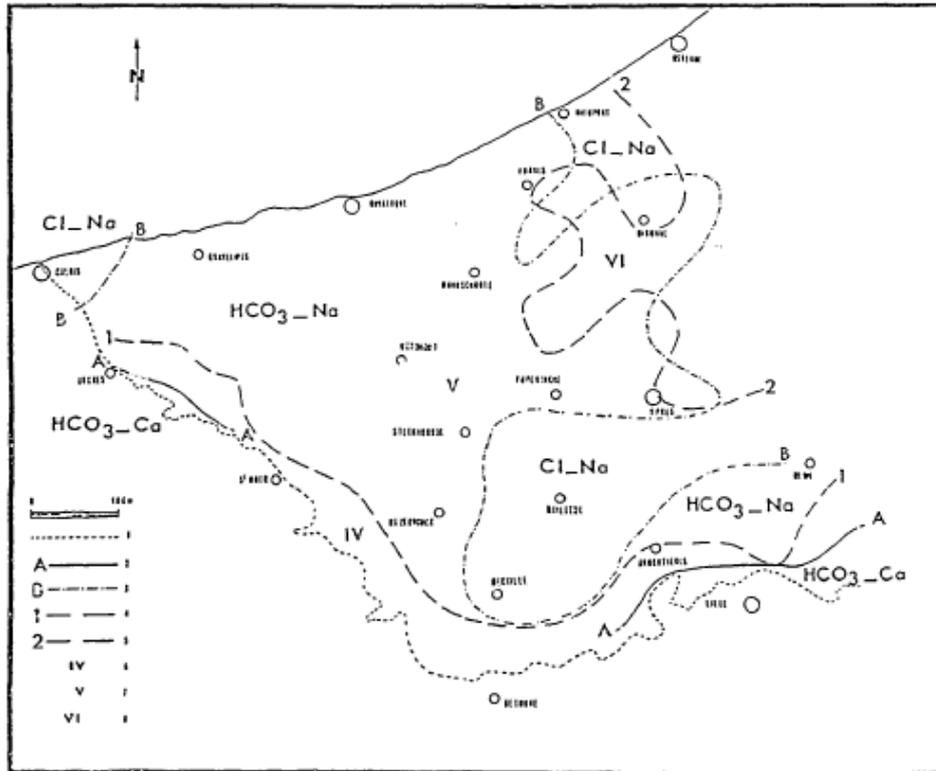


Illustration 45 Carte des faciès hydrogéochimiques dans la masse d'eau "Sables du Landénien des Flandres" (1014), Mania (1971)

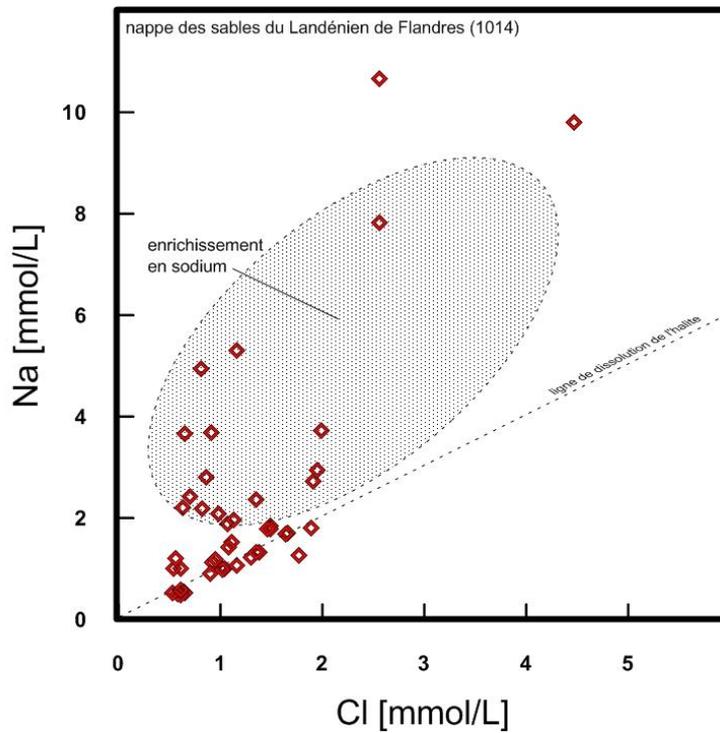
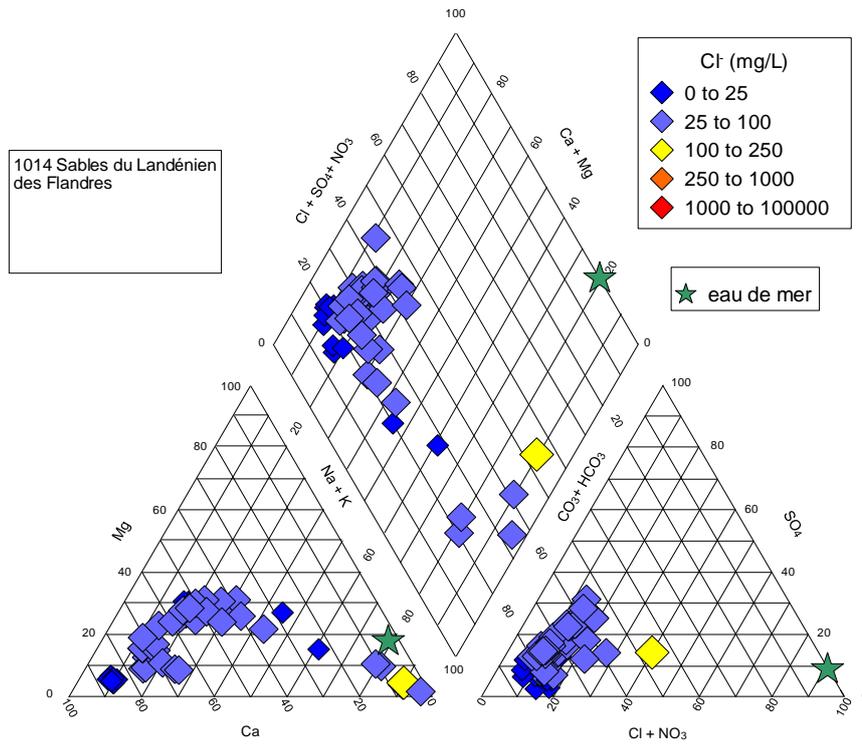


Illustration 46 : Diagramme de piper et de sodium-chlorures de la nappe des sables du Landénien des Flandres.

3.6. LA SALINISATION DANS LE CONTEXTE INSULAIRE : CORSE ET DOM-COM

Le milieu insulaire reste particulièrement vulnérable aux intrusions marines du fait de la proximité du biseau salé tout autour des réservoirs d'eau souterraine. Dans le contexte des changements climatiques, une montée du niveau de la mer (20 à 100 cm à l'horizon 2100, selon le GIEC, 2008) pourrait aggraver de façon irréversible ce phénomène. La vulnérabilité des aquifères côtiers vis-à-vis des changements climatiques dans les DROM-COM ainsi l'état des connaissances sur l'état actuel des phénomènes de salinisation et leur origine est traité par Dörfliger *et al.* (2011b)

3.6.1. La salinisation en Corse

En France métropolitaine, la Corse apparaît comme le territoire le plus touchée par les intrusions marine, du fait de sa géographie insulaire. Les aquifères littoraux concernés (Dominici, 1989 ; Petit *et al.* 1996, Nguyen-Thé *et al.*, 2003, Frissant et Bodere, 2009) se répartissent sur tout le pourtour de la Corse. Ils se sont davantage développés sur la côte orientale de l'île (Illustration 47).

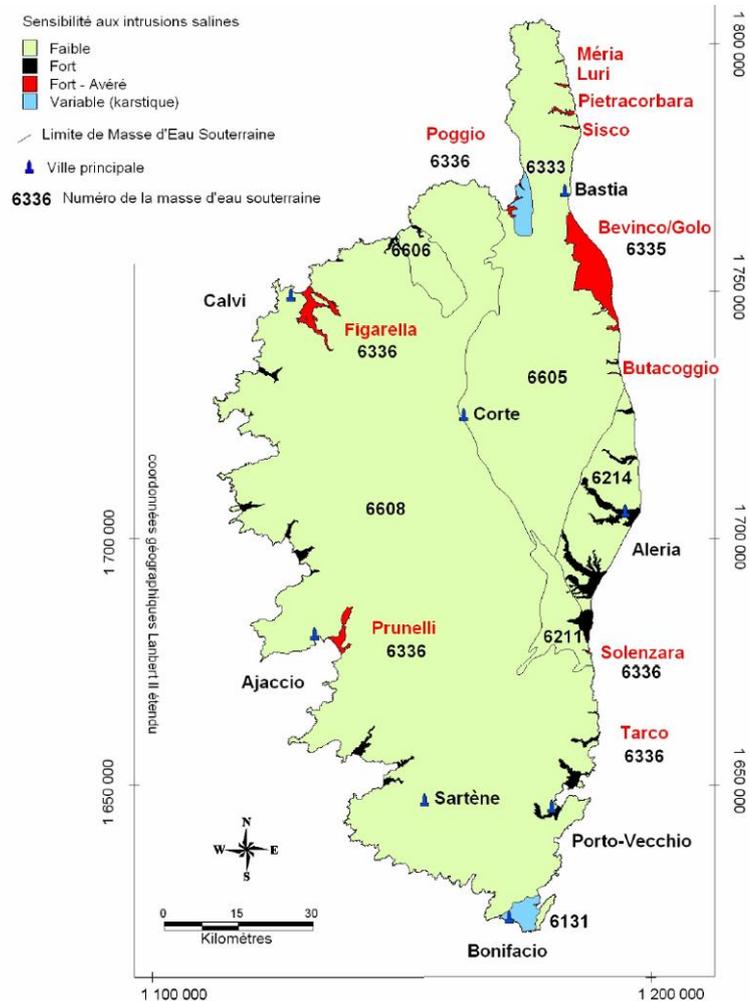


Illustration 47 : Sensibilité aux intrusions salines des masses d'eau souterraine et des aquifères littoraux en Corse. (Frissant et Bodère, 2009).

La salinisation en Corse concerne plusieurs masses d'eau, appartenant au district hydrographique Rhône-Méditerranée-Corse. Les nappes alluviales côtières contribuent de manière importante à l'alimentation en eau potable en Corse. Certaines de ces nappes sont de dimensions très réduites. Elles ont cependant toute leur importance au regard des difficultés que présente l'adduction d'eau, étant donné le relief accentué des terrains et l'éloignement d'un grand nombre de collectivités. Les réserves des nappes alluviales côtières sont généralement faibles, de quelques millions de mètres cube d'eau au plus, à l'exception de 3 nappes de plus grande superficie. Il s'agit du système aquifère des plaines alluviales de Marana-Casinca, qui permet d'alimenter en eau potable l'agglomération de Bastia, le système aquifère de la Figarella et du Fiume Secco, qui alimente la ville de Calvi et le système aquifère côtier du Fium'Orbo et de l'Abatesco. En saison estivale, période pendant laquelle la population touristique

augmente considérablement, des problèmes de surexploitation des nappes alluviales sont rencontrés très fréquemment.

Les alluvions quaternaires qui composent ces nappes sont essentiellement formées de galets roulés dans des matrices sableuses plus ou moins argileuses. Lorsqu'elles sont récentes, les alluvions sont grossières et peu argileuses. Elles ont alors une bonne conductivité hydraulique qui peut atteindre 10^{-2} m/s. Les aquifères littoraux de Corse sont ainsi davantage exploités que les grands domaines granitiques et métamorphiques. La plupart des nappes alluviales côtières sont en équilibre avec leur cours d'eau. Celui-ci peut soutenir la nappe lorsqu'elle est captée. Il peut également être à l'origine de pollution. Les liaisons avec le réseau hydrographique ont ainsi une importance prononcée en ce qui concerne les possibilités d'exploitation de ces nappes et leur gestion. Les eaux des nappes alluviales côtières ont un faciès essentiellement bicarbonaté calcique. Lorsque ces nappes sont issues de formations schisteuses, leurs eaux sont plus minéralisées que lorsqu'elles proviennent de formations granitiques.

Les masses d'eau souterraine les plus sensibles identifiées par Frissant et Bodère (2009) sont les aquifères alluviaux secondaires des basses plaines littorales de Corse (ME 6336) et les aquifères alluviaux majeurs corses (ME 6335). Ces masses d'eau sont soumises aux effets combinés du biseau salé (pénétration d'eau marine dans le littoral) et du rentrant salé (remontée d'eau marine dans le lit de la rivière). Les calcarénites miocènes de Bonifacio (6131) et les calcarénites éocènes et zones alluviales du Golf de Saint-Florent (6333) sont, de par leur nature karstique, potentiellement sensibles aux intrusions salines. Les autres masses d'eau qui couvrent l'essentiel du territoire et du littoral de la Corse ont une faible vulnérabilité aux intrusions salines, même si celles-ci sont ponctuellement possibles.

Frissant et Bodère (2009) recensent 28 communes qui ont sur leur territoire des ouvrages potentiellement sensibles aux intrusions salines (75 ouvrages) dont 4 qui ont été obligées d'abandonner des ouvrages (5 au total) suite à une contamination par des intrusions salines. 16 ouvrages sont ou ont été contaminés sur 6 communes, dont 2 ont font part de difficultés actuellement.

3.6.2. La salinisation des aquifères de La Réunion.

Les études effectuées à ce jour démontrent que la plupart des départements d'Outre-Mer demeurent particulièrement vulnérables au phénomène d'intrusion marine. Sur l'île de La Réunion (dans l'Océan Indien), l'évolution qualitative la ressource en eau souterraine dans les aquifères côtiers est suivie depuis une vingtaine d'années (Daessle et Join, 1988, Frissant *et al.*, 2005) Les aquifères côtiers étudiés en 1988, se trouvent sur le littoral Ouest, entre la rivière des Galets au Nord (Saint-Paul) et la rivière Saint-Etienne au Sud (Saint-Louis et Saint-Pierre). Ce territoire s'étend sur une frange littorale de 1 à 1,5 km de largeur, jusqu'à l'altitude de 200 m (Illustration 48). Les premiers schémas conceptuels des aquifères de l'île montrent que les nappes de sables alluvionnaires sont plus sensibles aux invasions marines que les nappes de base à encaissant basaltique. Les aquifères littoraux sont généralement constitués par des formations détritiques fluvio-marines provenant des apports alluvionnaires des

différents cours d'eau et surmontant les formations basaltiques plus ou moins bréchiées émises par le Piton des Neiges, constituant la nappe de base.

Les aquifères côtiers de l'Ouest de La Réunion constituent une ressource majeure exploitée pour l'alimentation en eau potable. Cette zone de l'île, à l'abri des vents dominants, se situe dans un contexte peu favorable à l'alimentation des nappes d'eaux souterraines. Ces dernières sont en équilibre précaire avec les eaux marines infiltrées à l'intérieur des terres. En fonction du contexte hydrologique et hydrodynamique, l'influence chimique du milieu marin se fait ressentir de façon plus ou moins importante sur l'ensemble des puits et forages du domaine côtier.

Les études hydrogéologiques ont montré de fortes hétérogénéités structurales au sein du basalte ainsi que des variations saisonnières des conditions hydrodynamiques sur les nappes étudiées. Il s'avère toutefois que certains forages près du littoral ont une pression suffisante pour repousser le biseau salé à plus de 100 m. Enfin, il apparaît que 88% des ouvrages influencés par le biseau salé sont localisés sur une zone où la hauteur annuelle des précipitations est inférieure à 1 m/an.

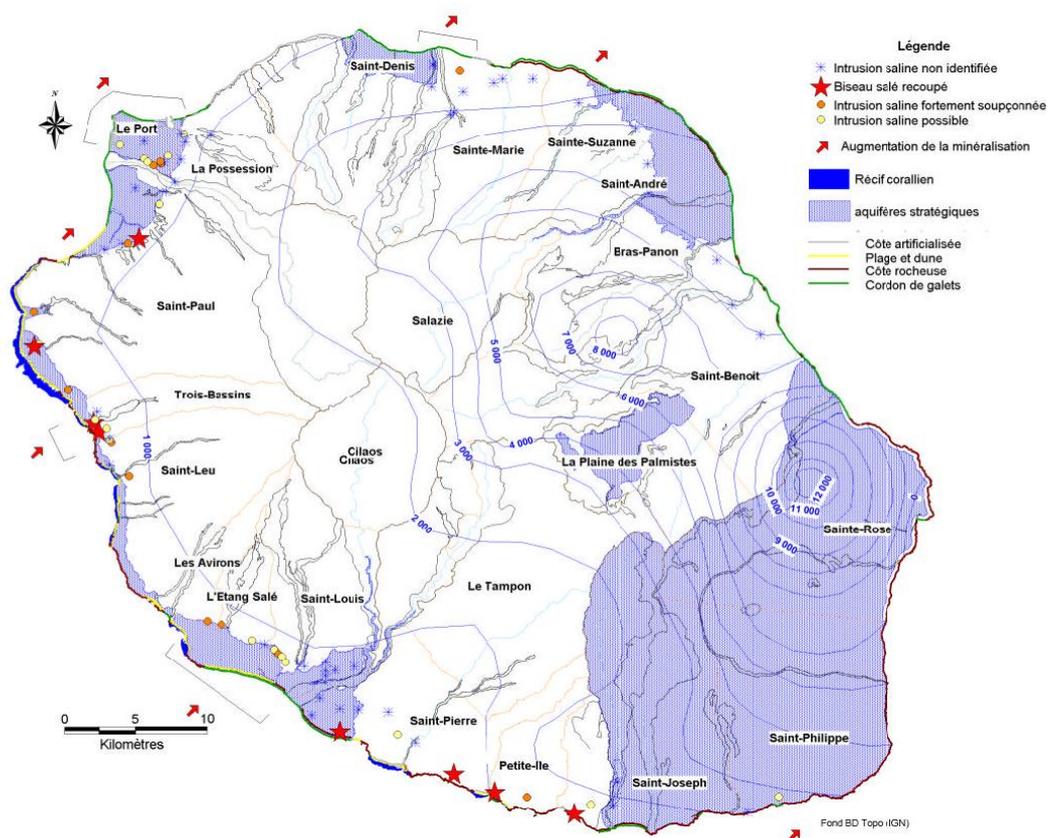


Illustration 48 : Synthèse des données relatives aux intrusions salines (Frissant, et al, 2005).

En 2005, une étude visant à dresser un état des lieux du phénomène d'intrusion marine a été menée sur l'ensemble de l'île de La Réunion (Illustration 48).

Les teneurs en chlorures mesurées permettent de classer les ouvrages en 3 groupes : les forages dont la chlorinité reste inférieure à 100 mg/L, ceux qui présentent des chlorinités entre (100 et 300 mg/L) situées au voisinage de la limite admissible pour l'alimentation en eau potable (250 mg/L) et ceux dont les chlorinités dépassent le seuil alarmant des 500 mg/L.

La synthèse réalisée en 1988 (Daessle et Join, 1988) a permis l'établissement de sept extraits de carte (1:25000) comportant, outre les références et données des ouvrages, une tentative de zonage des degrés de salinité des eaux souterraines de la côte Ouest.

En 2005, l'inventaire des ouvrages soumis aux intrusions salines à l'échelle de l'île a permis d'identifier 8 ouvrages recoupant l'interface eau douce-eau salée, 13 ouvrages pour lesquels une intrusion saline est fortement soupçonnée et 20 ouvrages avec une intrusion saline possible (Illustration 48).

Toutes les communes de la côte Ouest de La Réunion sont soumises à l'aléa intrusion saline. Les 4 communes les plus touchées sont Le Port, Saint-Paul, les Trois Bassins et Saint-Louis. Ces intrusions salines peuvent être dues à des surexploitations chroniques de la nappe (Saint-Louis, Sainte-Marie), à la faible recharge des aquifères (Trois-Bassins, Petite-Île) ou encore au captage d'aquifère naturellement saumâtre (comme celui du Port).

Actuellement, des études visent à mettre en place de meilleures méthodes de contrôle du biseau salé dans le contexte insulaire volcanique et à évaluer, au moyen de la modélisation hydrodynamique et des outils géochimiques, l'impact d'une remontée du niveau de la mer sur la qualité de la ressource (Dörfliger *et al.*, 2011b).

3.6.3. Salinisation des aquifères en Martinique

Dans le département français de La Martinique (Antilles Françaises), la nappe du Lamentin a fait l'objet d'une investigation géophysique visant à cartographier le biseau salé (Vittecoq *et al.*, 2007). L'aquifère étudié se trouve sur la côte ouest de l'île. Le secteur d'étude est situé entre la zone industrielle de La Lézarde au Lamentin et la zone industrielle Petite Cocotte à Ducos. Ce secteur constitue du point de vue géologique et piézométrique, la zone la plus probable où cette nappe peut avoir des relations avec le littoral. Le sous-sol du secteur est constitué de formations sédimentaires récentes (alluvions récentes, mangroves) reposant sur un substratum volcanique. Les alluvions en Martinique sont constituées de conglomérats plus ou moins grossiers, de silts, d'argiles, formant des lentilles superposées ou emboîtées entre elles de façon complexe. Les formations de mangrove sont composées d'argiles et de silts (vases), alternant avec des niveaux tourbeux plus ou moins massifs. Les épaisseurs communément rencontrées dans ces formations superficielles vont de 5 à 35 m. Le substratum est composé de conglomérats et de coulées basaltiques.

La nappe de la plaine du Lamentin est exploitée pour l'alimentation en eau potable de la ville de Fort-de-France, chef-lieu de La Martinique et constitue de ce fait, une ressource stratégique pour l'île.

L'étude hydrogéologique montre l'existence de charges hydrauliques relativement élevées (une dizaine de mètres) à faible distance du littoral et un gradient piézométrique de l'ordre de 3%.

Les interprétations des données géophysiques (par panneaux électriques) précisent la morphologie des différentes formations géologiques du secteur et mettent en évidence dans les formations superficielles des zones de faibles résistivités correspondant à une zone d'intrusion saline. Ces zones sont situées dans la partie ouest du profil, à proximité du littoral. Les formations concernées sont les alluvions et les passées altérées des formations volcaniques. La position superficielle et uniquement littorale de cette intrusion marine pourrait être en liaison avec la proximité de la mer d'une part et à l'importante salinité mesurée dans la partie aval des cours d'eau du secteur d'autre part. Les profils n'ont cependant pas montré d'intrusion saline au sein des formations volcaniques sous-jacentes, formations potentiellement aquifères. La complexité géométrique des formations géologiques du secteur est un des facteurs permettant d'expliquer la présence d'une intrusion saline et son absence en profondeur. Plusieurs hypothèses ont été évoquées pour justifier cet état de fait. L'intrusion saline pourrait se situer dans ces formations volcaniques à une profondeur plus importante, repoussée vers l'ouest au niveau de la Baie de Fort-de-France, ou bien être tout simplement absente compte tenu de la lithologie de ces formations profondes (Illustration 49).

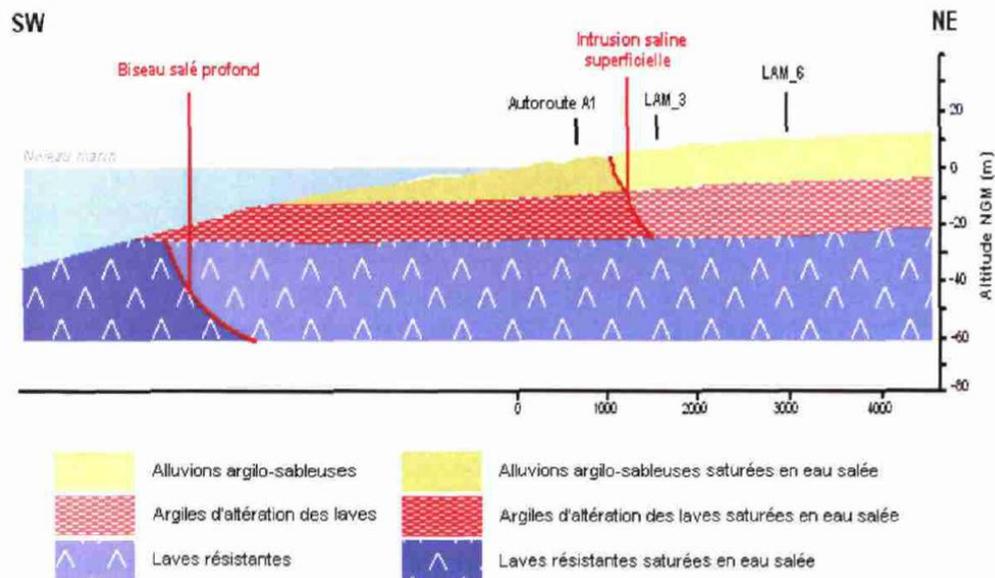


Illustration 49 : Schéma conceptuel de l'aquifère littoral du Lamentin (Vittecoq et al., 2007).

Cette étude permet de conclure toutefois qu'il n'existe pas de contre-indication à l'exploitation des aquifères potentiels situés en profondeur, à condition que le site d'exploitation soit suffisamment éloigné des secteurs où a été détectée l'intrusion saline dans les formations superficielles, c'est-à-dire à proximité immédiate du littoral. La réalisation de piézomètres de contrôles permettant un suivi physico-chimique des eaux souterraines devrait néanmoins être effectuée le cas échéant afin de prévenir toute intrusion saline dans les formations profondes.

L'étude du fond géochimique des eaux souterraines de la Martinique a permis de caractériser les principales sources d'éléments dissous : l'eau de pluie, la lithologie et l'eau de mer (via l'interaction avec de l'eau de mer fossile et/ou le biseau salé) (Brenot et al., 2008a ; Lions et al., 2008). Pour ce faire, une analyse couplée de la géochimie élémentaire avec une approche isotopique (isotopes H et O de l'eau, du Sr et du B) a été réalisée.

Brenot *et al.* (2008a) ont établi une carte représentant l'emprise supposée du biseau salé (Illustration 50). L'approche simplifiée adoptée repose sur la différence de niveau piézométrique entre eaux souterraines et l'eau de mer (risque maximal pour une différence inférieure à 2 m). Un certain nombre de points marqués par une salinité élevée se situent en effet dans cette zone d'influence potentielle. Comme démontre la répartition des concentrations en chlorures en fonction de la côte, on peut rencontrer des concentrations supérieures à 100 mg/L jusqu'à 5 km à l'intérieur des terres (Illustration 51). D'autres hypothèses doivent être envisagées pour expliquer une signature géochimique marquée par l'eau de mer pour les points situés hors de la zone d'emprise du biseau salé :

- Remobilisation d'eau de mer fossile conservée dans les formations dans des secteurs éloignés de la côte et avec une signature géochimique (notamment $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) proche de l'eau de mer actuelle. La présence de telles eaux de mer résiduelles s'expliquerait par la mise en place sous-marine des formations concernées ou par des transgressions marines postérieures à leur émergence.
- Altération des formations calcaires, qui sont rares sur la Martinique mais susceptibles d'influencer localement la géochimie des eaux et imposer un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ proche de celui de la mer actuelle.
- Apports de particules carbonatées par les poussières continentales ou les pluies.

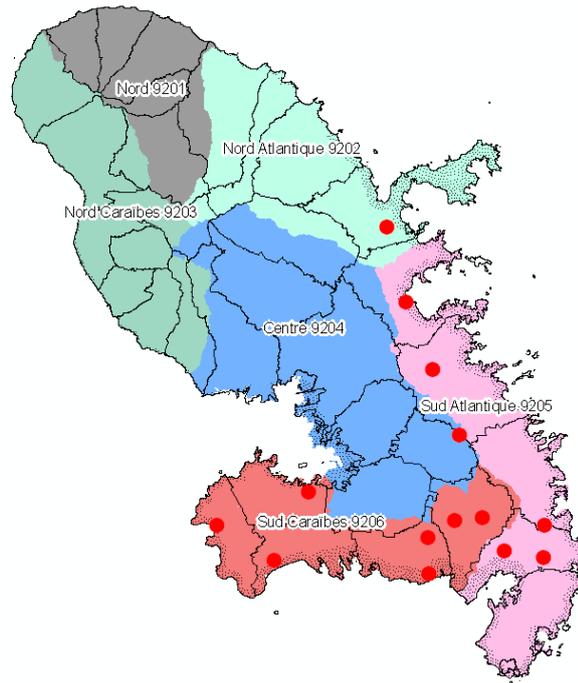


Illustration 50 Esquisse de l'intrusion du biseau salé (pointillés noirs) et points influencés par une eau salée (en rouge) en Martinique, Brenot et al. (2008a).

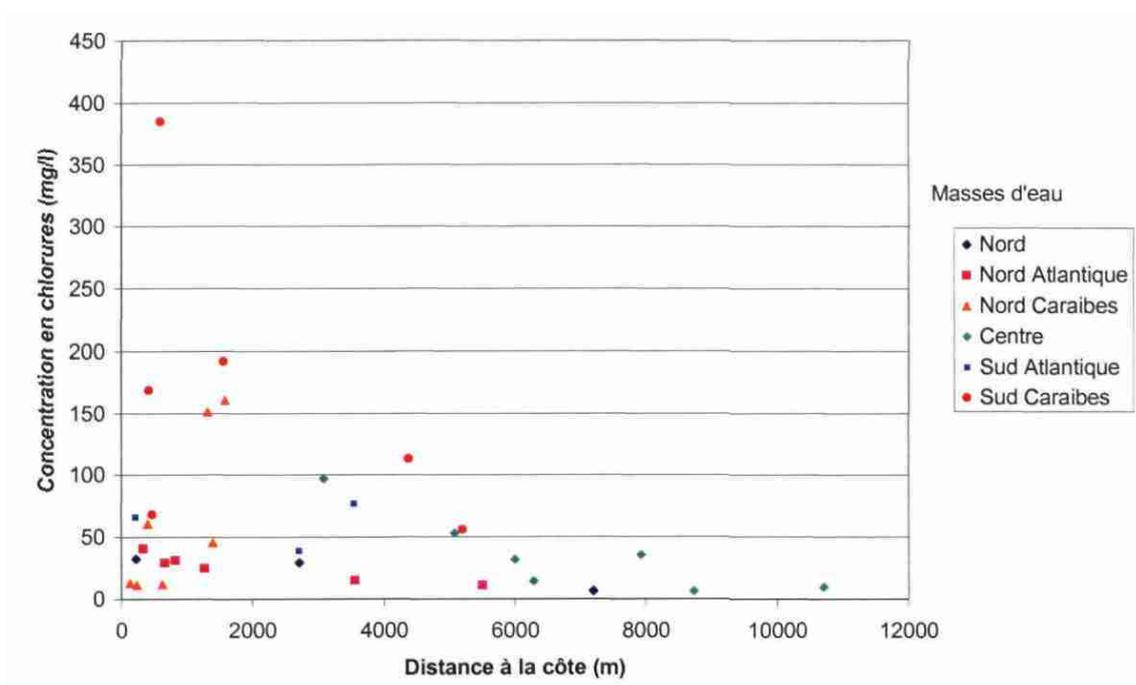


Illustration 51 Repartition des concentrations en chlorures en fonction de la distance à la côte en Martinique (Ollagnier et Vittecoq, 2007)

3.6.4. Salinisation des aquifères en Guadeloupe

Les aquifères côtiers étudiés se trouvent sur les sept îles de l'archipel guadeloupéen : Basse-Terre, Grande-Terre, Marie-Galante, la Désirade, Les Saintes, Saint-Martin et Saint-Barthélemy (Illustration 52).

Les différentes unités hydrogéologiques de ces îles, mises en place du Mésozoïque au Quaternaire, sont constituées de deux grands types de formations géologiques : volcanique et sédimentaire.

De manière générale, l'aléa salinisation est mal appréhendé par manque d'informations actualisées sur la position de l'interface eau douce-eau salée. Le risque de salinisation est alors établi à partir de la piézométrie moyenne et la géométrie de la nappe. Il faut également tenir compte de l'impact anthropique sur la salinisation, et notamment les pompages excessifs. Ceux-ci amenant à une remontée verticale du biseau salé au voisinage des forages.

Des études géophysiques ont été mis en œuvre afin de déterminer la position du biseau salé sur plusieurs îles, et ce, à l'échelle locale ou globale.

L'île de Basse-Terre

Très peu d'études géophysiques ont été réalisées sur la Basse-Terre, mais il semblerait que le biseau salé soit rarement repéré et présente localement une position redressée due au bon hydrodynamisme de la nappe (Paulin et Valentin, 1984). En effet, des sondages électriques réalisés en bordure de mer ont recoupé le biseau salé. Mais, les sondages suivants exécutés à 100 mètres des premiers et environ 150 m de la mer n'ont pas recoupés l'interface eau douce/eau salée. L'île de Basse Terre présente un fond géochimique élevé en calcium, magnésium et sodium. Les concentrations en chlorures et sulfates sont importantes à proximité du dôme. Quant aux éléments traces tels que le fer, le manganèse et le fluor, ceux-ci impliquent des fonds géochimiques élevés dans certaines zones localisées (Brenot et al., 2008b).

Pour la masse d'eau 9103b : « Edifices volcaniques du Nord de Basse-Terre », des concentrations élevées en chlorures (jusqu'à 443 mg/L) et en sulfates (jusqu'à 901 mg/L) ont été constatés a la proximité du Dôme de la Soufrière hors de la porté de toute intrusion saline (Brenot et al., 2008b). Les sulfates et les chlorures sont fournis par les dépôts pyroclastiques (andésites à basalte de la série alcaline faiblement potassique) de la Soufrière et prédominent dans les eaux des sources proches du Dôme.

L'île de Grande-Terre

Sur l'ensemble de la Grande Terre, le substratum imperméable n'a pas été identifié. L'interface eau douce/eau salée semble être systématiquement en position supérieure

de ce substratum et est assimilé à la limite inférieure du système (Vilmen *et al.*, 2003). La Grande-Terre présente un risque de fond géochimique élevé en sodium et chlorures au niveau des côtes et des zones à faible piézométrie à l'intérieur des terres (Brenot *et al.*, 2008b). Les concentrations en éléments majeurs dans les eaux souterraines documentées par Petit et Dourgaparsad (1993), sont comprises entre 24 et 837 mg/L pour les chlorures et de 0.4 et 134 mg/L pour les sulfates. Les sources de Dupré et St Bernard présentent des concentrations très élevées en sodium (385-925 mg/L) et en chlorures (690-1889 mg/L, Petit et Dourgaparsad, 1993).

Le secteur le plus sensible est le Nord de la Grande-Terre où le faciès est chloruré sodique (Illustration 53); une certaine disparité subsiste quand même en fonction des années pour ce secteur en période de carême.

Les Plateaux de l'est présentent un faciès Ca-HCO₃ avec un faciès Na-Cl pour le forage de Celcourt (une seule analyse en 1997). Pour l'ensemble de la zone conductivité vs Cl⁻, Mg²⁺ vs Ca²⁺ et Na⁺ vs Cl⁻ sont bien corrélés. La salinité est donc très probablement due à une intrusion marine.

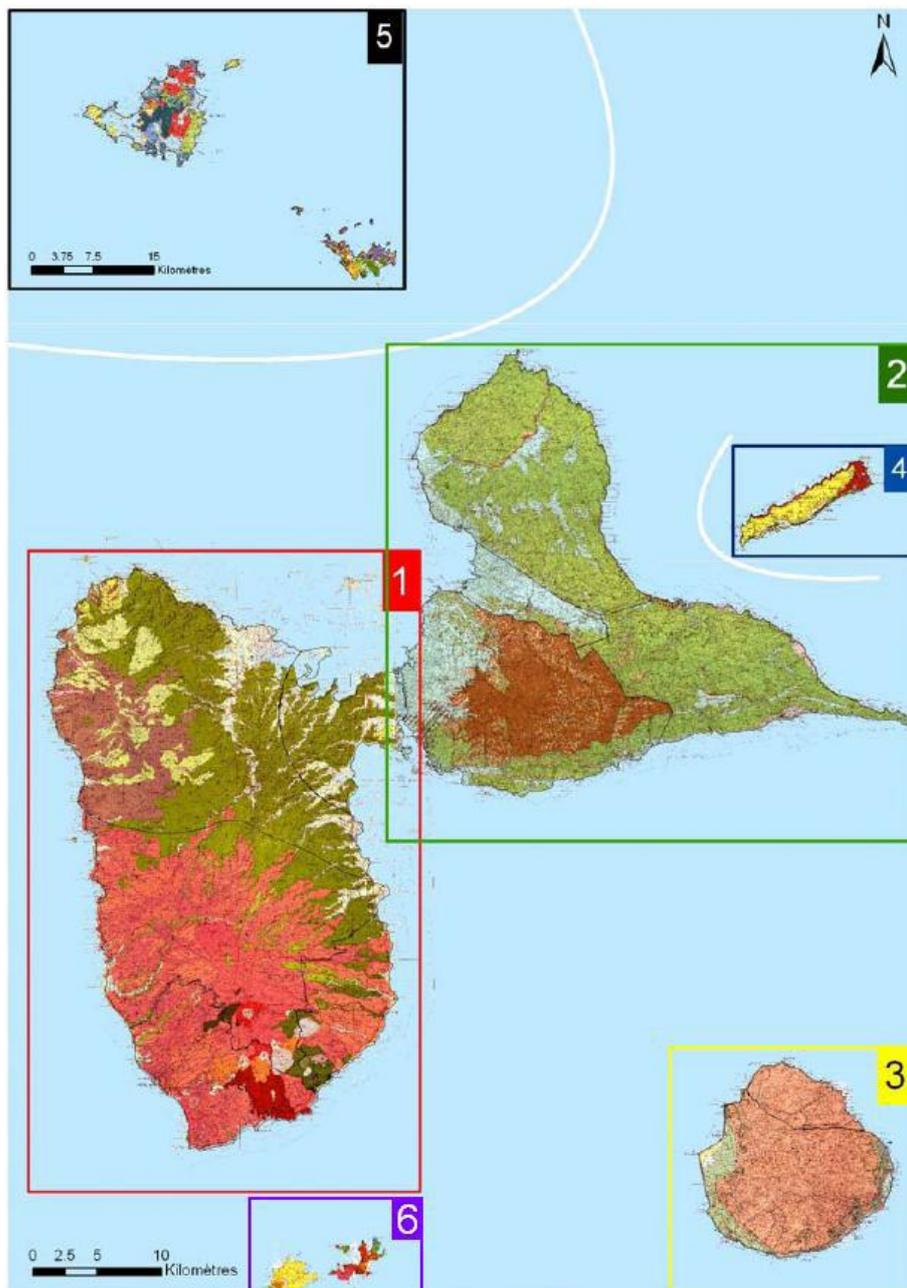


Illustration 52 : Représentation cartographique du territoire de la Guadeloupe – Fond cartographique : carte géologique numérisée. 1 - Basse Terre ; 2 - Grande Terre ; 3 - Marie Galante ; 4 - La Désirade ; 5 - Saint Martin, Saint Barthélemy ; 6 - Les Saintes (Dorfliger N., et Ratsimihara T., 2010)

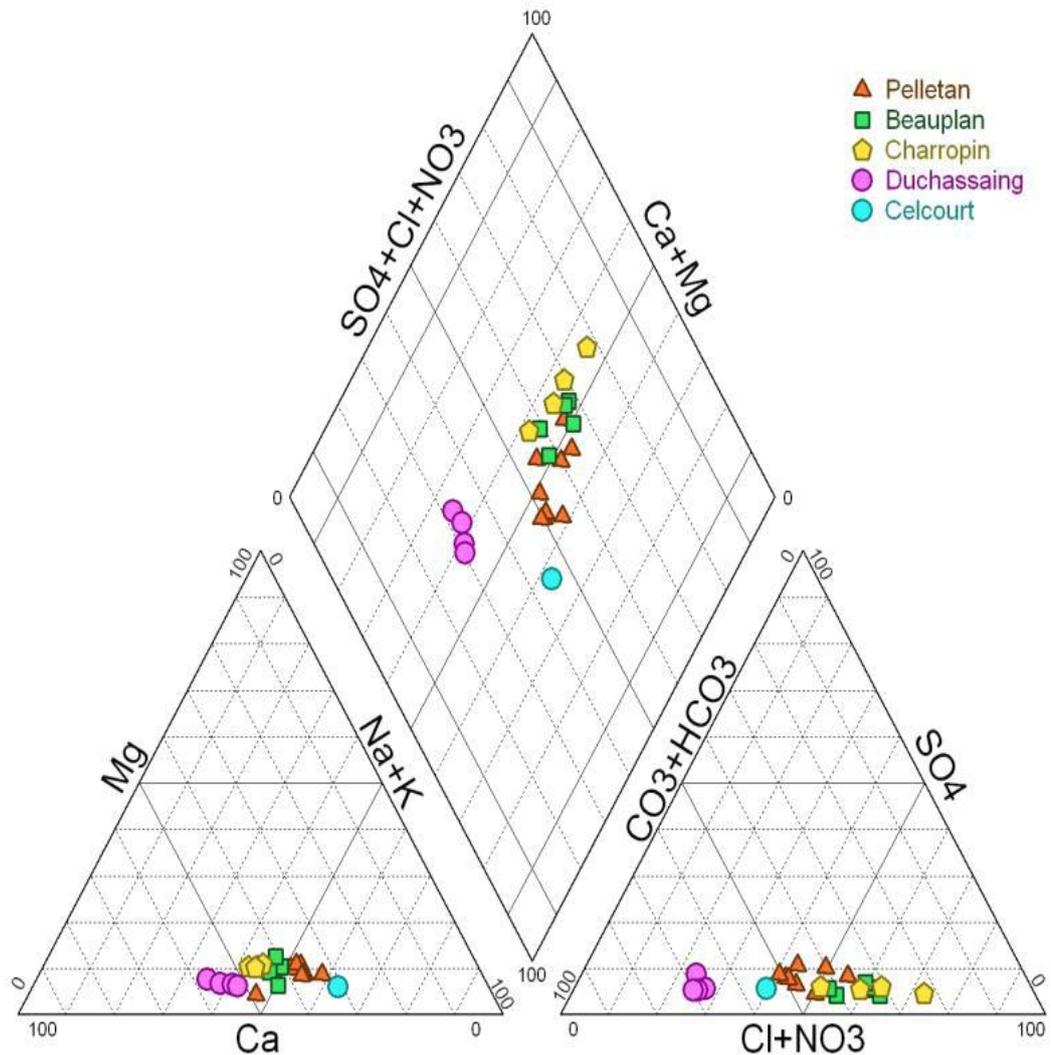


Illustration 53 : Diagramme de Piper des nappes de La Grande-Terre, Plateaux du Nord (Pelletan, Beauplan et Charropin) et Plateau de l'est (Celcourt et Duchassaing) en période de carême.

L'île de Marie Galante

Pour Marie-Galante, la géométrie de l'interface eau douce/eau salée est connue pour toute l'île (prospections géophysiques anciennes – 1974 et 1982). La géométrie du biseau salé est variable sur l'ensemble de l'île : de -10 m à -75 m NGG. Sa position

varie en fonction des variations du niveau marin et des variations piézométriques. Au Nord de l'île, l'interface se situe à environ -25m/-30m. Au Sud de l'accident majeur des Bas, sauf sur la plaine côtière où on la retrouve également à -25m/-30m de profondeur, celle-ci s'approfondit quand les altitudes s'élèvent. Les épaisseurs calcaires à eau douce sont alors de plus en plus importantes vers le centre de l'unité (plus de 100 m).

En termes de fond géochimique, les mêmes observations sont faites que pour la Grande Terre, en l'occurrence, un risque de concentrations élevées en sodium et chlorures. (Brenot *et al.*, 2008b).

L'île de Saint-Martin

Les prospections géophysiques ont été effectuées sur Saint-Martin en 1989 et 1990. Les sondages montrent une extension limitée du biseau salé. La charge hydraulique de la nappe empêche la pénétration des eaux salées. Pour la deuxième étude, portant sur l'ensemble de l'île, le biseau salé a été repéré en trois points (Saint Jean, Marigot, Grand Case), mais semble là aussi avoir une extension limitée à l'intérieur des terres. De plus, les eaux en périphérie sont fortement minéralisées et possèdent des teneurs en chlorures et sodium importantes (jusqu'à 2270 et 1060 mg/l respectivement) (Petit, 1990).

Les eaux souterraines de Saint Martin présentent un fond géochimique élevé en calcium, magnésium, sodium, chlorures et sulfates (Brenot *et al.*, 2008b). Plusieurs facteurs induisent ces concentrations élevées :

- la lithologie des aquifères de formations volcano-sédimentaires,
- lessivage de roches carbonatées,
- contribution marine.

De plus, les eaux des forages de l'usine d'embouteillage « Fond'or » ont un faciès chloruré-sodique avec 705 mg/L en sodium et 1309 mg/L en chlorures.

3.6.5. Salinisation des aquifères à Mayotte

La mise en place d'un réseaux de surveillance de la qualité des masses d'eau continentales (cours d'eau et eaux souterraines) et littorales conformément à l'application de la Directive Cadre sur l'Eau a permis de faire un premier bilan de la qualité des nappes sur l'île (Malard et Winckel, 2008, 2009; Jaouent et Winckel, 2010). Les teneurs en chlorures des eaux souterraines de Mayotte mesurées sur les eaux prélevées en mars 2010 varient entre 6 et 41 mg/L, avec une moyenne de 21,2 mg/L. Seul un point (ouvrage du gymnase Labattoir) fait exception avec une concentration de 180 mg/L, qui peut s'expliquer par sa proximité à la mer (environ 900 mètres) et permet d'évoquer la présence possible d'un biseau salé.

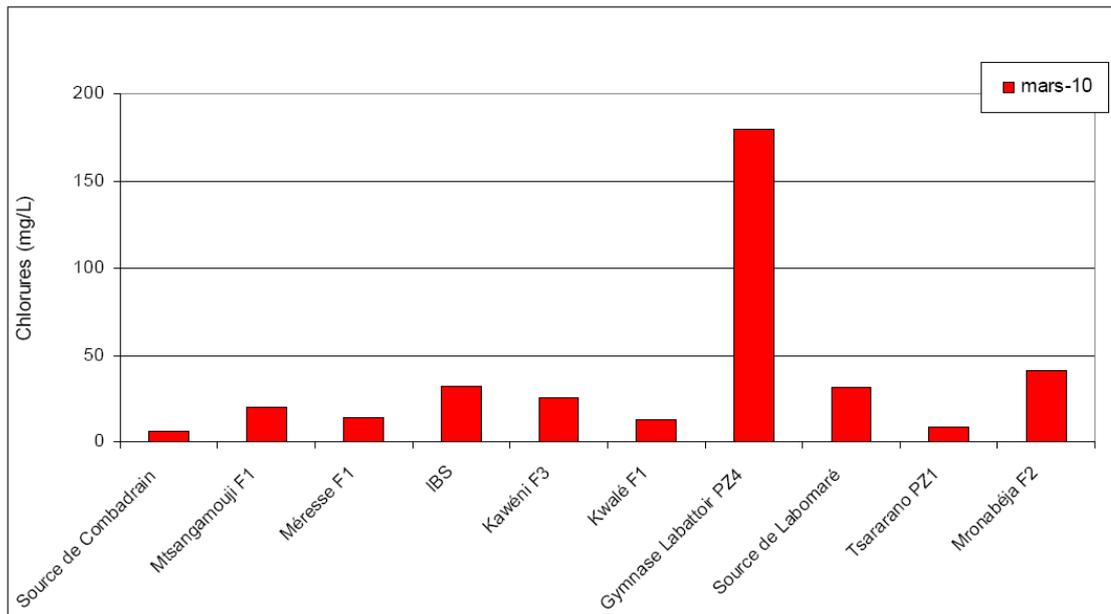


Illustration 54 : Concentrations en Cl⁻ des eaux souterraines mesurées lors des campagnes basses eaux (octobre 2009) et de hautes eaux (mars 2010), Jaouent et Winckel (2010).

Sur l'île de Mayotte (Océan Indien), un aquifère pyroclastique étudié plus en détail par Malard *et al.* (2008) se trouve dans la dépression volcano-sédimentaire de Kawéni, au Nord-est de Grande-Terre, dans la commune de Mamoudzou, chef-lieu de la collectivité départementale de Mayotte. Cet aquifère, d'une importance stratégique (plus de 500 m³/jour) est exploité au niveau de 3 forages pour l'alimentation en eau potable de l'agglomération de Mamoudzou et d'une partie de la Petite-Terre (Illustration 55).



Illustration 55 : Localisation de l'aquifère pyroclastique de Kawéni et de ses trois forages d'exploitation (Malard et al., 2008)

L'aquifère de Kawéni s'est mis en place dans un cratère volcanique pléistocène (les dernières éruptions remontent à 6000 ou 7000 ans BP), rempli par des dépôts de pyroclastites remaniés, liés aux événements éruptifs phréato-magmatiques, à l'altitude du niveau marin et aux mouvements gravitaires. Les dépôts de mangrove ont partiellement envahi la partie est de la zone. L'aquifère identifié comme captif au niveau des forages F1, F2 et des piézomètres est composé de dépôts de pyroclastites argileux et d'un substratum basaltique fracturé. Le réseau hydrographique est constitué principalement par la rivière pseudo-pérenne Mro oua Kaouénilajoli et ses affluents.

Les études hydrogéologiques permettent de constater de fortes hétérogénéités structurales au sein du basalte et d'importantes variations saisonnières des conditions hydrodynamiques sur les nappes étudiées. Les jaugeages (au sel) réalisés permettent d'envisager une recharge localisée sur une zone d'infiltration préférentielle dans la rivière Kaouénilajoli.

La réitération des prospections géophysiques en 2005 met en évidence une baisse des résistivités au-delà de -50 m NGM, pouvant être une réponse à une avancée du biseau salé, consécutive à l'exploitation de l'aquifère.

Les teneurs en chlorures mesurées montrent une homogénéisation des eaux de la nappe mais n'indiquent pas de contamination significative par une intrusion marine (chlorinités mesurées inférieures à 60 mg/L). D'autre part, les eaux de la nappe présentent un faciès bicarbonaté sodique typique des eaux douces en contexte volcanique, qui semble écarter l'impact d'une contamination marine. L'enrichissement en sodium est certainement dû à l'interaction avec les roches volcaniques, riches en sodium (feldspaths sodiques).

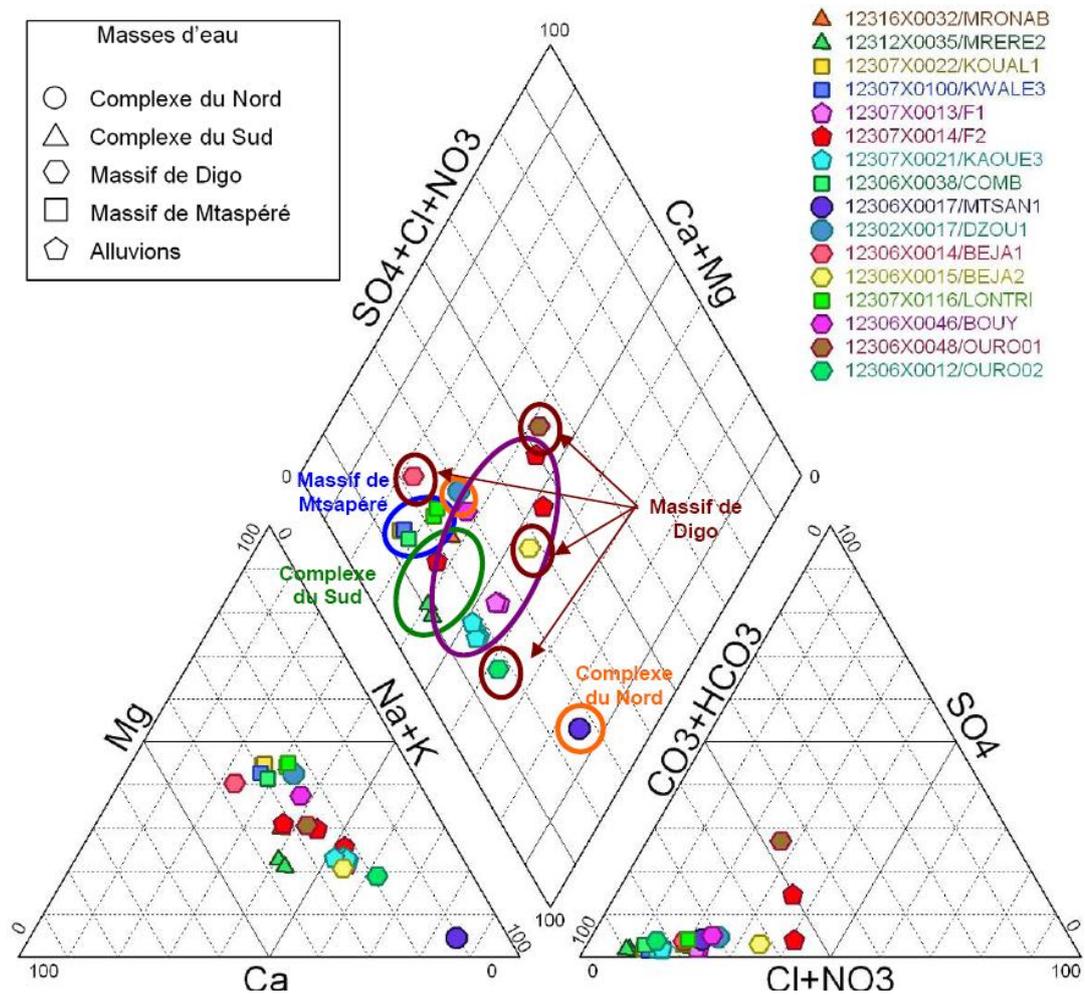


Illustration 56 : Diagramme de Piper des faciès chimiques des eaux de forages de Mayotte. (Malard et Winckel, 2008)

Les résultats obtenus suggèrent la nécessité d'une poursuite d'étude et d'une surveillance des paramètres qui contraignent l'aquifère. Ces études permettront de quantifier les processus de recharge, transfert et vidange de l'aquifère et de comprendre l'évolution quantitative et qualitative de la ressource. La réalisation de 3 sondages de surveillance (ou d'un forage de reconnaissance) au droit des anomalies conductrices détectées par tomographie électrique est également recommandée.

Une étude géophysique aéroportée est en cours afin de permettre notamment de cartographier avec précision l'extension du biseau salé dans les aquifères côtiers de Mayotte (Nehlig *et al.*, 2010, projet en cours de réalisation).

3.7. CONCLUSIONS SUR LA SALINITE EN FRANCE

En conclusion, il apparaît que même si la salinisation des masses d'eau en France ne concerne actuellement qu'un nombre restreint de nappes exploitées pour l'eau potable (22 sur 534 au total en France métropolitaine selon les critères retenus, ce phénomène est loin d'être marginal. En effet, certains contextes sont plus sensibles que d'autres face à la dégradation de la qualité de leurs ressources en eau potable. Les nappes situées en domaine côtier et insulaire sont les plus touchées par les fortes salinités qui sont dues le plus souvent à une avancée du biseau salé. Les nappes alluviales demeurent également extrêmement sensibles à la salinisation du fait de la perméabilité des alluvions et la forte urbanisation des plaines alluviales.

La méthodologie appliquée dans cette étude pour dresser un bilan de la salinisation des nappes en France hexagonale, à savoir

- l'exploitation des données récentes sur la qualité de l'eau de la banque ADES,
- le choix d'un paramètre clef unique (chlorures), moyenné sur les 5 dernières années,
- la définition d'un seuil de 100 mg/L pour cette moyenne pluriannuelle des chlorinités afin d'identifier les points de mesure concernés par une salinisation,
- l'attribution des points de mesure ainsi identifiés à une masse d'eau sur la base des informations contenues dans ADES,
- une statistique simple par masse d'eau (nombre de points dépassant le seuil des 100 mg/L,
- le classement des masses d'eau par nombre de dépassement,

a donné, malgré la simplicité relative de l'approche, des résultats qui paraissent pertinents par rapport aux cas de salinisation identifiés dans la bibliographie. La grande majorité des cas avérés de salinisation des nappes apparaît sur les cartes des masses d'eau (limitées aux 3 premiers niveaux) ainsi dressées, à l'exception d'un certain nombre de nappes côtières concernées par l'intrusion saline, et ceci pour plusieurs raisons:

- limitation du phénomène de l'intrusion saline sur une frange de largeur très étroite et peu exploitée pour de l'eau potable et donc avec un nombre de points de mesures limité.
- variabilité temporelle du phénomène avec des dépassements ponctuels qui peuvent être lissés par le fait qu'on considère une moyenne pluriannuelle.

C'est la raison pour laquelle la synthèse bibliographique a été étendue, par rapport aux masses d'eau identifiées par l'approche SIG, notamment pour le littoral, les îles et les DOM-COM. Il est néanmoins évident que le bilan préliminaire dressé dans ce rapport n'est pas exhaustif et qu'un certain nombre de cas de salinisation ne sont pas mentionnés individuellement, ni traités en détail. Il permet néanmoins d'établir un premier classement des causes les plus significatives d'une minéralisation élevée qui peut mettre en danger certains usages des ressources en eau françaises.

Si le **biseau salé** est le vecteur principal de la salinisation en contexte insulaire (Corse, Guadeloupe, Martinique, La Réunion) il n'en est pas ainsi pour l'hexagone. Les masses d'eau qui comptabilisent le nombre le plus élevé de points d'eau concernés par une minéralisation élevée se situent hors du contexte côtier. Les mécanismes impactant ces masses d'eau sont:

- La **dissolution naturelle d'évaporites** d'âge permien à tertiaire dans les bassins sédimentaires (est du bassin de Paris, fossé rhénan, bassin Aquitain, bassins provençaux)
- La **conservation d'eau de mer ancienne** ou de saumures issues de l'évaporation d'eau de mer (saumures primaires) dans des parties confinées des aquifères. La mise en place de ces fluides salins peut être synsédimentaire, donc synchrone à la mise en place des formations aquifères, ou postérieur à la sédimentation. Dans ce dernier cas, il peut s'agir de migrations de saumures, à l'échelle du bassin, ou de l'impact de transgressions marines vers l'intérieur du continent. Plusieurs cas de salinisation par une eau de mer ancienne ont été révélés dans des masses d'eau côtières (Camargue, Marais Poitevin, calcaires jurassiques de la plaine de Caen, sables landéniens des Flandres...). Il s'agirait d'eaux de mer résiduelle mises en place lors de transgression d'âge divers, tertiaires à quaternaires. Dans certains cas, ce type de salinisation se superpose à des problèmes plus récentes de biseau salé dans les mêmes aquifères.
- Diverses **sources ponctuelles industrielles** s'ajoutent (et souvent se superposent) à la salinisation d'origine naturelle, en premier lieu liées à des activités d'exploitation ou de valorisation de formations salifères. Il s'agit de l'extraction de la potasse (bassin potassique de Mulhouse) et de la halite, exploitée pour la production de soude, source révélée de salinisation en Lorraine et dans le Jura. Ces sources ponctuelles de salure peuvent engendrer des contaminations spectaculaires, aussi bien du réseau superficiel (Moselle, Rhin...) et des aquifères qui les accompagnent (nappe d'Alsace, alluvions de la Moselle, alluvions de la Durance et ses affluents).
- Des **sources diffuses d'origine anthropiques** créent un "bruit de fond" de salinisation, sans que les concentrations excèdent les seuils d'alerte. Il s'agit notamment des contaminations en chlorures d'origine agricole accompagnant celles, beaucoup plus problématiques, en azote et phytosanitaires et du salage des routes.

L'identification de ces sources et mécanismes de salinisation nécessite souvent une méthodologie complexe, notamment dans le cas de sources de salinité multiples qui affectent la même masse d'eau. Dans de nombreux cas il devient possible de discriminer les sources et vecteurs de salure en combinant :

- des modèles hydrodynamiques, capable à prendre en compte le transport d'éléments dissous ainsi que les effets de densité,
- des méthodes géophysiques, y compris celle de la géophysique aéroportée,
- des méthodes géochimiques, isotopiques et radioisotopiques.

La géochimie élémentaire et isotopique a pu fournir un certain nombre d'outils et les assembler dans une "boîte à outils" spécifique aux problèmes de la salinisation. Il s'agit notamment des isotopes stables des éléments constituant l'eau (O, H) ainsi que ceux des éléments dissous (B, Sr, Li, S, O...). On les combine souvent avec des traceurs du temps de résidence de l'eau et de la salinité dans les aquifères, notamment les radioéléments (^{14}C , tritium,...) et, pour des eaux récentes, les CFCs, SF_6 et autres traceurs anthropogéniques. Ces derniers peuvent donner des informations précieuses sur la chronologie de la salinisation et donc sur l'impact relatif des mécanismes naturels et anthropiques. Ces outils feront objet d'une synthèse méthodologique séparée, destinée aux praticiens et décideurs.

4. Bibliographie

Al-Ruwaih F. M. (1995) Chemistry of groundwater in the Damman aquifer, Kuwait. *Hydrogeol. J.* 3, 42–55.

Ancel, A., M. Moulin, N. Rampoux (2004). Bassin d'Aix-Gardanne: état des connaissances géologiques structurales et hydrogéologique. Rapport de phase 1 : Synthèse des données hydrogéologiques. Rapport BRGMiRP-53238-FR. 1 14 pages, 38 illustrations, 2 annexes.

Andre L., Franceschi A., Pouchan P., and Atteia O. (2005) Using geochemical data and modelling to enhance the understanding of groundwater flow in a regional deep aquifer, Aquitaine Basin, south-west of France. *J. Hydrol.* 305, 40-62.

André, L., (2002). Contribution de la géochimie à la connaissance des écoulements souterrains profonds : Applications à l'aquifère des Sables Infra-Molassiques du Bassin Aquitain. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux 3, 204p, 6 Annexes.

Anongba B. (2007) Identification du système hydrogéologique des formations quaternaires et callovo-oxfordiennes du Marais Poitevin par approche couplée minéralogique, hydrodynamique et géochimique. PhD thesis, Université de Poitiers, Poitiers, 379 pp.

Aprona (2007) Indicateurs transfrontaliers pour la protection de la nappe dans le Fossé rhénan supérieur Grenzüberschreitende Indikatoren zum Schutz des Grundwassers im Oberrheingraben. Rapport final INTERREG III, 188pp.

Aquilina L., Pauwels H., Genter A. Fouillac C. (1997) Water-rock interaction processes in the Triassic sandstone and the granitic basement of the Rhine Graben : Geochemical investigation of a geothermal reservoir. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**, 4281-4295.

Ayraud V., Aquilina L., Labasque T., Pauwels H., Molenat J., Pierson-Wickmann A. C., Durand V., Bour O., Tarits C., Le Corre P., Fourre E., Merot P., and Davy P. (2008) Compartmentalization of physical and chemical properties in hard-rock aquifers deduced from chemical and groundwater age analyses. *Appl. Geochem.* 23, 2686-2707.

Ayraud Virginie (2005) - Détermination du temps de résidence des eaux souterraines : application au transfert d'azote dans les aquifères fracturés hétérogènes, Thèse d'Etat, Université de Rennes 1.

Babot Y., Jacquot N., Pollet B., and Mangin C. (1993) AGENCE DE L'EAU RHIN-MEUSE. CARTOGRAPHIE DE LA QUALITE DES EAUX SOUTERRAINES DU BASSIN RHIN-MEUSE 1990-1992. AVENANT AU CONTRAT N°1 : NAPPE

ALLUVIALE DE LA MOSELLE ENTRE ARS-SUR-MOSELLE ET MALLING. Report BRGM/RR-37564-FR pp.

Barbecot F. (1999) Approche géochimique des mécanismes de salinisation des aquifères côtiers. Chronologies 14C-226Ra. Thèse de Doctorat, Université Paris XI, Orsay, 277 pp.

Barbecot F., Marlin C., Gibert E., and Dever L. (1998) Identification and characterization of a saline wedge in the Bajocian-Bathonian coastal aquifer of the area of Caen (France). *Comptes Rendus Acad. Sci. Ser II-A* 326, 539-544.

Barbecot F., Marlin C., Gibert E., and Dever L. (2000) Hydrochemical and isotopic characterisation of the Bathonian and Bajocian coastal aquifer of the Caen area (northern France). *Appl. Geochem.* 15, 791-805.

Barrez F. (2006) Essais de caractérisation hydrochimique verticale de la nappe de la Craie dans le secteur minier Carvin-Douai-Hénin Beaumont. PhD, Docteur de l'Université de Lille 1 en : Génie Civil, Université des Sciences et Technologies de Lille 1, 75 pp.

Barrez F., Carlier E., Cartier J. P., and Shahrour I. (2008) Hydrochemical Evolution of the Chalk Aquifer through the Coal Mine Basin of the Nord-Pas-de Calais Region (France). In: Rapantova, N. and Hrkal, Z. Eds.) *Mine Water and the Environment, Proceedings*.

BAUBRON J. C., BOURGEOIS B., FEUGA B., FOURNIGUET G., LE.NINDRE Y. M., NGUYEN.THE D., QUESNEL F., CARNUS E., CATIMEL S., CHEVAL L., COUTELLE A., DELPONT G., LOPEZ B., MARCHETTO M., OLIVIER L., PERRIN J., POLY D., ROETTGER B., and THOMAIDIS C. (2004) Etude de l'aléa lié à la dissolution du sel dans le bassin de Dieuze - Château-Salins et incidences sur les aquifères et sur les mouvements de la surface du sol. Rapport final. Report BRGM/RP-52535-FR, BRGM, Orléans, 194 pp.

Bauer M., Eichinger L., Elsass Ph., Kloppmann W., Wirsing G. (2005) Isotopic and hydrochemical studies of groundwater flow and salinity in the Southern Upper Rhine Graben. *Geologische Rundschau-International Journal of Earth Sciences*, 94, 565-579

Bear J., Cheng, A.H.-D., Sorek, S., Ouazar, D. et I., H. (1999) *Seawater Intrusion in Coastal Aquifers - Concepts, Methods, and Practices*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London, 625, 51-71 pp..

Beaucaire, C., N. Gassama, et al. (1999). "Saline groundwaters in the hercynian granites (Chardon mine, France): geochemical evidence for the salinity origin." *Applied geochemistry* 14: 67-84.

Bianchini G., Pennisi M., Cioni R., Muti A., Cerbai N., Kloppmann W. (2005) Hydrochemistry of the high-boron ground waters of the cornia aquifer (Tuscany, Italy)., *Geothermics*, 34, 297-319

Blaise M. and Marchal J. P. (2004) Surveillance de l'aquifère plioquaternaire du Roussillon. Observations réalisées en 2004. Report BRGM/RP-53615-FR, BRGM, 79 pp. Daum J. R., Bakalowicz M., Chery L., and Longin G. (1996) Méthodes et moyens de contrôle des biseaux salés dans les aquifères littoraux. Report BRGM/RR-38847-FR, pp.

Blanc-Valleron (1991) Les formations Paléogènes évaporitiques du Bassin Potassique de Mulhouse et des bassins plus septentrionaux d'Alsace. Document du BRGM n° 204

Blavoux B. and Olive P. (1981) RADIOCARBON DATING OF GROUNDWATER OF THE AQUIFER CONFINED IN THE LOWER TRIASSIC SANDSTONES OF THE LORRAINE REGION, FRANCE. *J. Hydrol.* 54, 167-183.

BLUM A., CHERY.L., BARBIER.J., BAUDRY.D., PETELET.GIRAUD.E., RUPPERT.N., SEGUIN.J.J., VIGOUROUX.P. (2002), Contribution à la caractérisation des états de référence géochimique des eaux souterraines. Outils et méthodologie. Rapport final, BRGM/RP-51549-FR.

Boiron M. C., Cathelineau M., Banks D. A., Buschaert S., Fourcade S., Coulibaly Y., Michelot J. L., and Boyce A. (2002) Fluid transfers at a basement/cover interface Part II. Large-scale introduction of chlorine into the basement by Mesozoic basinal brines. *Chem. Geol.* **192**, 121-140.

Bolke J. K., and Horan M. Strontium isotope geochemistry of groundwaters and streams affected by agriculture, Locust Grove, MD. *Appl. Geochem.* 15, 599–609. 2000.

Bolke J.K. Groundwater recharge and agricultural contamination. *Hydrogeol. J.* 10, 153–179. 2002.

Brenot A., Allier D., and Dumon A. (2008b) Identification des zones à risque de fond géochimique élevé dans les cours d'eau et les eaux souterraines en Guadeloupe. Report RP-55709-FR, BRGM Orléans, 102 pp.

Brenot A., Carignan J., France-LaNord C., and Benoit M. (2007) Geological and land use control on delta S-34 and delta O-18 of river dissolved sulfate: The Moselle river basin, France. *Chem. Geol.* 244, 25-41.

Brenot A., Vittecoq B., Négrel P., and Mardhel V. (2008a) Système d'information sur les eaux souterraines de Martinique : Caractérisation physico-chimique naturelle des eaux souterraines. Report BRGM/RP-56266-FR, BRGM, Orléans, 123 pp.

BRGM (1996) Les aquifères littoraux de France Métropolitaine. Report Note BRGM BRE n°96.29 9pp.

BRIQUET.A (1922) Avis sur la salinité de l'eau des puits publics d'Ensisheim - 12/10/1922. + Avis sur la cause de la salinité des eaux des puits de la ville d'Ensisheim au point de vue hydro-géologique -12/12/1922., note technique SGR Alsace.

CAOUS J.Y., LAMOTTE C, LEPRETRE J,P., NICOLAS J,, 1997, Contrôle qualitatif

Carn-Dheilly A. (2006) Police de l'Eau 2006 Analyse de la Conductivité de l'eau de forages des régions littorales de Quiberon (56) et Paimpol (22) Influence du biseau salé. Report Note BRGM BRE n° 07.03, 10 pp.

Carn-Dheilly Anne, (2005), Enquête sur les forages d'eau saumâtre en Ille et Vilaine (35), NOTE 05.149.

Carn-Dheilly Anne, (2007) Analyse de la conductivité de l'eau de forages des régions littorales de Quiberon (56) et Paimpol (22). Influence du biseau salé. Note BRGM BRE n° 07.03 - 20 p.

Carpenter A. B., Trout M. L., and Pickett E. E. (1974) Preliminary report on the origin and chemical evolution of lead- and zinc-rich brines in central Mississippi. Econ. Geol. 52, 1191–1206. 1974.

Cary, L., 2005. Mobilité des éléments selon les alternances aérobie anaérobie dans un écosystème rizicole en Camargue, PhD thesis, Université Paul Cézanne Aix - Marseille III.

Celle-Jeanton H., Huneau F., Travi Y., and Edmunds W. M. (2009) Twenty years of groundwater evolution in the Triassic sandstone aquifer of Lorraine: Impacts on baseline water quality. Appl. Geochem. 24, 1198-1213.

Chabart M. et Elsass P. (1999) Contrôle et surveillance de la salinité de la nappe phréatique d'Alsace - Rapport de synthèse des mesures effectuées en 1998. Rapport BRGM/RR-40663-FR, BRGM.

Chery L., Dusseau P., and Sourisseau B. (1994) Diagnostic de l'accroissement de la salinité des nappes profondes de l'éocène moyen en Gironde - Programmes de la Communauté Urbaine de Bordeaux (CUB) et du Fond National de Développement de l'Assainissement de l'Eau (FNDAE). Report BRGM/RR-37998-FR, 618 pp.

Chery L., Dusseau P., and Sourisseau B. (1994) Diagnostic de l'accroissement de la salinité des nappes profondes de l'éocène moyen en Gironde - Programmes de la Communauté Urbaine de Bordeaux (CUB) et du Fond National de Développement de l'Assainissement de l'Eau (FNDAE). Report BRGM/RR-37998-FR, 618 pp.

Chery L., Galaria A., Mazurier C. et Sourisseau B., 1999. Ressources thermominérales du Bas- Adour. Grille d'observation de la qualité des eaux. Rapport de synthèse. BRGM : rapport R 40 675, 83 p.

CHERY.L. (1992) INTERPRETATION DES RESULTATS DES ANALYSES ISOTOPIQUES DES EAUX DU MULTICOUCHE DU ROUSSILLON Rapport BRGM/RR-36094-FR

Chivas A. R., Andrew A. S., Lyons W. B., Bird M. I., and Donnelly T. H. Isotopic constraints on the origin of salt in the Australian playa: 1. Sulfur. Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol. 84, 309–331. 1991.

- Coetsiers M. and Walraevens K. (2006) Chemical characterization of the Neogene Aquifer, Belgium. *Hydrogeol. J.* 14, 1556-1568.
- Coetsiers M., Blaser P., Martens K., and Walraevens K. (2009) Natural background levels and threshold values for groundwater in fluvial Pleistocene and Tertiary marine aquifers in Flanders, Belgium. *Environmental Geology* 57, 1155-1168.
- Collin J.-J. (1976) Les eaux souterraines de la plaine Saône-Doubs gisement, hydrodynamique, hydrochimie, pollution, gestion et sauvegarde. Th. Doct., Univ. Lyon, Lyon 96 pp.
- Cook P., Edmunds W. M., and Gaye C. B. estimate paleorecharge and paleoclimate from the unsaturated zone profiles. *Water Resour. Res.* 28, 2721–2731. 1992.
- Cortecchi G., Dinelli E., Bencini A., Adorni-Braccesi A., and La Ruffa G. Natural and anthropogenic SO₄ sources in the Arno river catchment, northern Tuscany, Italy: a chemical and isotopic reconnaissance. *Appl. Geochem.* 17, 79–92. 2002.
- Custodio E. (2002) Coastal aquifers as important natural hydrogeological structures. In: Bocanegra, Martines, and Massone Eds.), *Groundwater and Human Development*.
- Custodio E. (2010) Coastal aquifers of Europe: an overview. *Hydrogeol. J.* 18, 269-280.
- Custodio, E. (1985) Saline Intrusion, *Hydrogeology in the service of Man*, 18th congress of the International Association of Hydrogeologists, Cambridge.
- Custodio, E. (1997) *Seawater Intrusion in Coastal Aquifers. Guidelines for Study, Monitoring and Control*, Water report n°11. Food and Agriculture Organization of the United Nation, Rome, Italie, 152 pp.
- Custodio, E. (2004) Myths about seawater intrusion in coastal aquifers, 18 SWIM proceedings. IGME, Cartagena 2004, pp. 599-608..
- DAESSLE.M., JOIN.J.L, (1988), Cliché de salinité des nappes souterraines de la côte Ouest de l'Île de la Réunion. BRGM/88-REU-005.
- Daum J. R., Bakalowicz M., Chery L., and Longin G. (1996) Méthodes et moyens de contrôle des biseaux salés dans les aquifères littoraux. . Report BRGM/RR-38847-FR, pp.
- Davis S. N. (1964) The chemistry of saline waters by R. A. Krieger: discussion. *Ground Water* 2, 51.
- De Montety V. (2008) Salinisation d'un Aquifère Captif Côtier en Contexte Deltaïque - Cas de La Camargue (Delta du Rhône, France), Thèse, Université d'Avignon.
- Denimal S., Barbecot F., Dever L., Tribovillard N., and Meilliez F. (2001) Chemical and isotopic tracing of underground water in relation with leaching of mine spoils, Nord-Pas-

de-Calais Coal Basin (France). *Bulletin de la Societe Geologique de France* 172, 111-120.

Denimal S., Tribovillard N., Barbecot F., and Dever L. (2002) Leaching of coal-mine tips (Nord-Pas-de-Calais coal basin, France) and sulphate transfer to the chalk aquifer: example of acid mine drainage in a buffered environment. *Environmental Geology* 42, 966-981.

Dever L., Travi Y., Barbecot F., Marlin C., and Gibert E. (2001) Evidence for palaeowaters in the coastal aquifers of France. *Geological Society Special Publication* 189, 93-106.

Dominici R. (1989) Synthèse hydrogéologique de la Corse, état des connaissances en 1988, Fiches synthétiques et fiches cartographiques. Report R 30150 CSC 4S 89, BRGM, Bastia, 336 pp.

Dörfliger N (2011b) Influence de la montée du niveau de la mer sur le biseau salin des aquifères côtiers des DROM/COM, Rapport intermédiaire BRGM/RP-59457-FR, 114 p.

Dörfliger N., Schombrugk S., Bouzit M., Petit V., Caballero Y., Durst P., Douez O. (2011a) Montée du niveau marin induite par le changement climatique : Conséquences sur l'intrusion saline dans les aquifères côtiers en Métropole, Rapport intermédiaire, BRGM RP-59456-FR, 142 p

DREAL (2010) Thème 2 : Eau et milieux aquatiques. Prélèvements, pressions et rejets http://www.lorraine.developpement-durable.gouv.fr/article.php3?id_article=3325

Dreher T. (1993) Die chemische Beschaffenheit der tieferen Grundwasservorkommen im nördlichen Oberrheingraben. Dissertation, Universität Karlsruhe, 138 pp.

Edmunds W. M., Carrillo-Rivera J. J., and Cardona A. Geochemical evolution of groundwater beneath Mexico City. *J. Hydrol.* 258, 1–24. 2002.
et quantitatif de l'aquifère landénien des Flandres, Rap, BRGM R39678, 38p., 16fig., 6 ann,

EUCHER.G., MIEHE.J.M., MOURON.R, (2005), Modalités d'exploitation et de protection de l'aquifère de Kawéni : Rapport d'année 2, BRGM/RP-54082-FR.

Ferry B. (1992) Parts des transformations chimiques naturelles et provoquées dans la nappe de la craie du Nord de la France, Université des Sciences et Techniques de Lille 1, 42 pp.

Fontes J. C. and Matray J. M. (1993) Geochemistry and origin of formation brines from the Paris Basin, France. 1. Brines associated with triassic salts *Chem. Geol.* **109**, 149-175.

Fontes J. C. and Matray J. M. (1993) Geochemistry and origin of formation brines from the Paris Basin, France. 2. Saline solutions associated with oil-fields. *Chem. Geol.* **109**, 177-200.

Fontes, J. C. and J. M. Matray (1993). "GEOCHEMISTRY AND ORIGIN OF FORMATION BRINES FROM THE PARIS BASIN, FRANCE.2. SALINE SOLUTIONS ASSOCIATED WITH OIL-FIELDS." *Chemical Geology* 109(1-4): 177-200.

Fries G., Berest P., and Beaudoin B. (1983) Elements of an inventory of the French salt deposits. *Annales Des Mines* 190, 39-46.

Frissant N., René-Corail C., coll Bonnier J. et De La Torre Y. (2005) : Le phénomène d'intrusion saline à La Réunion : état des connaissances et synthèse des données disponibles. Rapport BRGM/RP-54330-FR, 64 p., 27 ill., 4 tabl.

FRISSANT.N., BODERE.G., (2009), Sensibilité des masses d'eau souterraine aux intrusions salines en Corse. Inventaire des forages et puits publics destinés à l'AEP sensibles. Rapport final, BRGM/RP-56165-FR.

Gadalia A. and Laurendon P. (1994) Gestion de la ressource en eau de l'aquifère captif du Bajocien - Phase 2 : origine et possibilités de traitement du fluor. Report R37917, BRGM.

Hanor J. S. (1987) Origin and Migration of Subsurface Sedimentary Brines, Short Course 21. (SEPM) Society for Sedimentary Geology, Tulsa, OK.

Haushalter M. (2004) Etude du transfert réactif de la salinité dans l'aquifère rhénan à l'échelle régionale : transport, échanges d'ions (Na, Ca) avec le substratum, déplacement de l'équilibre des carbonates. Mémoire de DEA Université de Strasbourg.

Hendry M. J., and Schwartz (1988) An alternative view on the origin of chemical and isotopic patterns in groundwater from the Milk River aquifer, Canada. *Water Resour. Res.* 24, 1747–1763.

Herczeg A. L., and Edmunds W. M. (2000) Inorganic ions as tracers. In *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology* (eds. P. Cook and A. L. Herczeg). Kluwer Academic, Boston.

Herczeg A. L., Dogramaci S. S., and Leaney W. J. (2001) Origin of dissolved salts in a large, semi-arid groundwater system: Murray Basin, Australia. *Mar. Freshwater Res.* 52, 41–52.

Jaouent T. and Winckel A. (2010) Définition du réseau de contrôle de surveillance DCE de la qualité des cours d'eau, des eaux souterraines et littorales de Mayotte. Programme 2010. Rapport d'avancement. Report BRGM/RP-58228-FR, 162 pp.

Jauffret D. (2004) Délimitation des zones les plus favorables aux prélèvements d'eau souterraine pour l'alimentation en eau potable des alluvions de la Saône en Côte-d'Or. Report BRGM/RP-53094-FR, BRGM, 12 pp.

Jones B. F., Vengosh A., Rosenthal E., and Yechieli Y. Chapter 3: Geochemical investigations. In *Seawater Intrusion in Coastal Aquifers—Concepts, Methods and*

Practises (eds. J. Bear, A. H. D. Cheng, S. Sorek, D. Ouazar, and I. Herrera). Kluwer Acad. 1999.

Kharaka J., Y. K. and Thordsen (1992) J. Stable isotope geochemistry and origin of water in sedimentary basins. In *Isotope Signatures and Sedimentary Records* (eds. N. Clauer and S. Chaudhuri). Springer, Berlin, pp. 411–466..

Kharaka Y. K., et Hanor, J. S. 5.16 Deep fluids in the continents. I. Sedimentary basins. 2005.

Kharaka Y. K. W., and Carothers W. (1986) Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of deep basin brines. In *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry* (eds. P. Fritz and J. C. Fontes). Elsevier, Amsterdam, vol. II, Chap. 2, pp. 305–360.

Kloppman W., Négrel P., Weng P., (2010) *Éléments méthodologiques de réflexion pour la détermination de l'origine de la salure dans les eaux souterraines du bassin potassique alsacien*, Note Interne, BRGM, Orléans, France.

Kloppmann W. (2010) *Synthèse des travaux scientifiques portant sur la salure de l'aquifère rhénan (méthodes géochimiques et isotopiques)*. Rapport final. Rapport BRGM/RP-59171-FR.

Kloppmann W., Elsass P. et Gourcy L. (2009) – *Reconnaissance de la salure profonde en amont du syndicat EBE. Étude géochimiques et isotopiques*. Rapport final BRGM/RP-57523-FR, 64 p.

Kloppmann W., Negel P., Casanova J., Klinge H., Schelkes K., and Guerrot C. Halite dissolution derived brines in the vicinity of a Permian salt dome (N German basin). Evidence from boron, strontium, oxygen, and hydrogen isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 65, 4087–4101. 2001.

Kloppmann W., Petelet E., Bauer M., Durand S., Elsass PhSchmitt., A.D., Chabaux F., Wirsing G. (2001) – *Reconnaissance transfrontalière de l'aquifère profond dans la bande rhénane entre Fessenheim et Breisach. Grenzüberschreitende Erkundung des tiefen rheinnahen Grundwasserleiters zwischen Fessenheim und Breisach. Synthèse des résultats hydrochimiques et isotopiques. Zusammenfassung der hydrochemischen und isotopechemischen Ergebnisse*. Rap. BRGM/RP-51338-FR, 41 p., 9 fig.

Kloppmann, W., Girard, J.-P., Négrel, Ph. (2002) Exotic stable isotope compositions in saline waters and brines from the crystalline basement. *Chem. Geol.*, 184, 49-70.

Kolodny Y., Katz A., Starinsky A., Moise T., and Simon E. (1999) Chemical tracing of salinity sources in lake Kinneret (Sea of Galilee), Israel. *Limnol. Oceanogr.* 44, 1035–1044.

Krebs G. (1991) *Contrôle et surveillance de la salinité de la nappe phréatique dans le Département du Haut-Rhin. Rapport de synthèse des mesures effectuées en 1990*. Rapport R32689 ALS 4S91, BRGM SGALS.

- Lacouture L. (1996) Faisabilité d'un modèle hydrogéologique sur la bordure sud du Marais Poitevin (17 - 79) Bilan des connaissances. Rapport BRGM R 39301
- Ladouche B., Aquilina L., and Nathalie D. (2009) Chemical and isotopic investigation of rainwater in Southern France (1996-2002): Potential use as input signal for karst functioning investigation. *J. Hydrol.* 367, 150-164.
- Lang U., Gudera T., Elsass P., and Wirsing G. (2005) Numerical modelling of chloride propagation in the quaternary aquifer of the southern Upper Rhine Graben. *International Journal of Earth Sciences* 94, 550-564.
- Larpin O., Chery L., Elsass P., Kloppmann W. (2003) Contribution à la caractérisation des états de référence géochimique des eaux souterraines. Application de la méthodologie à la nappe du Rhin. Rapport BRGM/RP-52163-FR.
- Lions J., Allier D., Pinson S., Vittecoq B. (2008) Identification des zones à risque de fond géochimique élevé dans les cours d'eau et les eaux souterraines en Martinique. Rapport BRGM/RP-56748-FR
- Love A. J., Herczeg A. L., Sampson L., Cresswell R. G., and Fifield L. K. (2000) Sources of chloride and implications for ³⁶Cl dating of old groundwater, southwestern Great Artesian Basin, Australia. *Water Resour. Res.* 36, 1561–1574.
- Lucas Y., Schmitt A. D., Chabaux F., Clement A., and Fritz B. (2009) Quantification of cationic exchanges in the Upper Rhine valley potash basin: Coupled geochemical and modeling approach. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, A798-A798.
- Malard A. and Winckel A. (2008) Définition des réseaux de surveillance DCE de la qualité des eaux souterraines, de surface et côtières de Mayotte. Report BRGM/RP-56774-FR, BRGM, Orléans, 218 pp.
- Malard A. and Winckel A. (2009) Réseaux de surveillance de la qualité des eaux de surface, souterraines et côtières de Mayotte. Programme 2009. Report BRGM/RP-57377-FR, BRGM, Orléans, 114 pp.
- Malard A., Vaudour K., Winckel A. (2008) – Modalités d'exploitation et de protection de l'aquifère de Kawéni – Année 3 – BRGM/RP-56773-FR, 116 p., 33 ill.
- Malcuit E. (2010) - CARISMEAU 2 - Projet de recherche et thèse associée : « Zone Minéralisée de l'Entre-deux-Mers ». Rapport d'étape - Janvier 2010. Rapport BRGM/RP-58062-FR, 45, pages, 26 illustrations, 5 annexes.
- Malcuit, E., Ph. Négrel, E. Petelet-Giraud, J.M. Gandolfi, N. Pédrón, A. Brenot (2008) Caractérisation isotopique et géochimique des masses d'eau dans le bassin Adour-Garonne : interconnexions et hétérogénéités – CARISMEAU. Rapport final. Tome 2 : Approche couplée hydrogéologique et géochimique isotopique des Sables Infra-Molassiques du Bassin Adour-Garonne. Rapport BRGM/RP-56737-FR, 196p.

Mania J. (1971) Contribution à l'étude de la nappe des sables landéniens en Flandres franco-belges et dans le bassin d'Orchies. Thèse Doct. 3ème cycle, Université de Lille, Lille, 163 pp.

MARCHAL.J.P., CHERY.L., CHABART.M., ROIGNOT.G., VIALA.J.P., (1992), CONTAMINATION MARINE DE L'AQUIFERE PLIO-QUATERNAIRE DU ROUSSILLON (PYRENEES ORIENTALES), BRGM/RR-36239-FR.

Margat, J. et Castany, G., (1977), Dictionnaire français d'hydrogéologie, éditions BRGM.

Marie A. and Vengosh A. (2001) Sources of salinity in groundwater from Jericho area, Jordan valley. *Ground Water* 39, 240–248.

Marison G. M., Farren R. E., and Komrowski A. J. (1999) Alternative pathways for seawater freezing. *Cold Reg. Sci. Technol.* 29, 259–266.

Maslia M. L., and Prowell D. C. (1990) Effect of faults on fluid flow and chloride contamination in a carbonate aquifer system. *J. Hydrol.* 115, 1–49..

Mehta S., Fryar A. E., and Banner J. L. (2000a) Controls on the regional-scale salinization of the Ogallala aquifer, Southern High Plains, Texas. *Appl. Geochem.* 15, 849–864.

Mehta S., Fryar A. E., Brady R. M., and Morin R. H. (2000b) Modeling regional salinization of the Ogallala aquifer, Southern High Plains, Texas. *J. Hydrol.* 238, 44–64.

Meybeck M. (1986) Composition chimique des ruisseaux non pollués de France. *Sci. Geol. Bull.* 39, 3-77.

Meybeck M. R., and Helmer (1989) The quality of rivers: from pristine state to global pollution. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* (Global Planet Change Section), 75, 283–309.

Moulin M., Ladouche B., Cubizolles J., and Dufour P. (2006) Etude hydrogéologique des ressources en eau souterraines profondes du bassin d'Aix-Gardanne. Phase 2 : Acquisition de données complémentaires (1ère année) - résultats et premières interprétations. Report BRGM/RP-55175-FR, BRGM, 64 pp.

Negrel P., Guerrot C., and Millot R. (2007) Chemical and strontium isotope characterization of rainwater in France: influence of sources and hydrogeochemical implications. *Isotopes in Environmental and Health Studies* 43, 179-196.

Négrel P., Petelet-Giraud E., Serra H., Millot R., and Kloppmann W. (2004) Caractéristiques hydrogéo-chimiques et isotopiques d'eaux thermo-minérales du Massif-Central. Inventaire du potentiel géothermique de la Limagne (projet COPGEN). Rapport final. Report BRGM/RP-53597-FR, BRGM, pp.

- Négrel P., Roy S., Petelet-Giraud E., Brenot A., Millot R., Colin A., (2009) Carismeau, Caractérisation isotopique et géochimique des masses d'eau dans le bassin Adour-Garonne : interconnexions et hétérogénéités. Rapport de phase 1. BRGM/RP-55069-FR. 128 p.
- Négrel P., Roy S., Petelet-Giraud E., Brenot A., Millot R., Dutartre P., Fournier I., les outils de diagraphie chimique pour la caractérisation des masses d'eau, Projet CARISMEAU, (2008).
- Négrel, Ph., E. Petelet-Giraud, A. Brenot, R. Millot et Ch. Innocent, 2008. Caractérisation isotopique et géochimique des masses d'eau dans le bassin Adour-Garonne : interconnexions et hétérogénéités – CARISMEAU. Rapport final. Tome 1 : Les outils isotopiques appliqués à la gestion des ressources en eau. Exemple de la masse d'eau des sables Infra-molassiques. Rapport BRGM/RP-56291-FR, 192pp
- Nguyen-Thé, D., Palvadeau, E., Sinzelle, B., (2003) – Atlas cartographique des aquifères littoraux de Corse. Rapport BRGM RP-52191-FR, 99 p.
- Nishri A., Stiller M., Rimmer A., Geifman Y., and Krom M. Lake Kinneret (The Sea of Galilee): the effects of diversion of external salinity sources and the probable chemical composition of the internal salinity sources. *Chem. Geol.* 158, 37–52. 1999.
- Nordstrom D. K., Lindblom S., Donahoe R. J., and Barton C. C. (1989) FLUID INCLUSIONS IN THE STRIPA GRANITE AND THEIR POSSIBLE INFLUENCE ON THE GROUNDWATER CHEMISTRY. *Geochim. Cosmochim. Acta* **53**, 1741-1755.
- NOYER.M.L., ELSASS.P. (2005) Modélisation de la salure profonde au droit et en aval du Bassin Potassique - Rapport final. Rapport BRGM/RP-54389-FR
- NOYER.M.L., MENJOZ.A., ELSASS.P., THIERY.D., MARTIN.J.C., (1998) Modèle de la nappe d'Alsace. Projet de développement 312. Rapport final. BRGM/RR-40335-FR
- Nriagu, JO, Coker, RD, Barrie, LA (1991) Origin of sulfur in Canadian Arctic haze from isotope measurements. *Nature* 349: 142–145
- O.R.E.RESYST (2008) Rapport final O.R.E. RESYST (Réponses d'un système deltaïque aux forçages externes) Report ORE_RESYST_final_30-04-08, CEREGE, 34 pp.
- Ollagnier S. and Vittecoq B. (2007) Suivi de la qualité des eaux souterraines de Martinique, campagne de saison des pluies 2006 : Résultats et interprétation. Report BRGM/RP-55499-FR, BRGM, Orléans, 77 pp.
- Ollivier P., 2006. Interface continent-océan: géochimie du Rhône (flux et bilans d'érosion) et transferts d'eaux souterraines en Camargue (apports des isotopes du strontium). Thèse Univ. Paul Cézanne Aix-Marseille III, 246 pp.

Pauwels, H., Fouillac, C., Fouillac, A.M., 1993. Chemistry and isotopes of deep geothermal saline fluids in the Upper Rhine Graben: Origin of compounds and water-rock interactions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 2737-2749.

Petelet-Giraud E., A. Brenot, Ph. Négrel, R. Millot, S. Roy, Ph. Dutartre, I. Fournier (2010) Approche multi-isotopique et contraintes géochimiques sur les interconnexions et hétérogénéités des masses d'eau en Adour-Garonne : le projet de recherche CARISMEAU - La chimie des éléments majeurs, les relations inter-éléments. Fiche Valorisation du projet CARISMEAU – Agence de l'Eau Adour-Garonne & BRGM.

Petit V., Caous J., Czernichowski I., de La Quèrière P., Mäzene B., Talbo H., Ehiermael G., Sourisseau B., Bérard P., and Bel F. (1996) Les aquifères littoraux en France métropolitaine. Report R 39298, BRGM, 120 pp.

Petit V., Dougaparsad M. (1993). – Gestion des nappes de Grande-Terre et de Marie-Galante suivi qualité (1991-1992). Rapport BRGM/R36652 ANT 4S 93. 17 p.

Ratsimihara T., et Dorfliger N., (2010), Étude des conséquences du changement climatique sur l'intrusion saline dans les aquifères côtiers de la Guadeloupe, état de la salinisation des différents systèmes aquifères. Rapport d'avancement, Juin 2010.

Raymond K. L., and Butterwick. Perborate. In Detergents (ed. N. T. de Qude). Springer, New York, pp. 288–318. 1992.

ROJAS.J., GIOT.D., LE.NINDRE.Y.M., CRIAUD.A., FOUILLAC.C., BRACH.M., MENJOZ.A., MARTIN.J.C., LAMBERT.M., (1989), CARACTERISATION ET MODELISATION DU RESERVOIR GEOTHERMIQUE DU DOGGER. BASSIN PARISIEN, FRANCE. RAPPORT FINAL. BRGM/RR-30169-FR.

Rosenthal E., Jones B. F., and Weinberger G. (1998) The chemical evolution of Kurnob Group paleowater in the Sinai–Negev province—a mass-balance approach. *Appl. Geochem.* 13, 553–569.

Roy S., Gaillardet J., and Allegre C. J. (1999) Geochemistry of dissolved and suspended loads of the Seine river, France: Anthropogenic impact, carbonate and silicate weathering. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 1277-1292.

Schomburgk S. et Elsass P. (2008) Contrôle et surveillance de la salinité de la nappe phréatique d'Alsace dans le Bassin Potassique et à l'aval (68) Rapport de synthèse des mesures effectuées en 2007. Rapport BRGM/RP-56420-FR BRGM, Orléans.

Serra H., Petelet-Giraud E., and Négrel P. (2003) Inventaire du potentiel géothermique de la Limagne (COPGEN). Synthèse bibliographique de la géochimie des eaux thermales. Rapport final. Report BRGM/RP-52587-FR, BRGM, 84 pp.

Spencer R. J., Eugster H. P., Jones B. F., and Retting S. L. Geochemistry of Great Salt lake, Utah: I. Hydrochemistry since 1850. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 727–737. 1985.

- Starinsky A. (1974) Relationship between calcium–chloride brines and sedimentary rocks in Israel. PhD Thesis, The Hebrew University, Jerusalem, 176pp..
- Starinsky A. et Katz A. (2003) The formation of natural cryogenic brines. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67, 1475-1484.
- Stein M., Starinsky A., Katz A., Goldstein S. L., Machlus M., and Schramm A. Strontium isotopic, chemical, and sedimentological evidence for the evolution of Lake Lisan and the Dead Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 3975–3992. 1997.
- Thomas D. S. G. and Middleton N. J. (1993) Salinization: new perspectives on a major desertification issue. *J. Arid Environ.* 24, 95–105.
- Vallet-Coulomb C., Radakovitch O., Montety V. D., Hermitte D., Sonzogni C., Ollivier P., and Paul M. (2009) L'eau souterraine en Camargue. In: Monaco, A., Ludwig, W., Provansal, M., and Picon, B. Eds.), *Le golfe du Lion, un observatoire de l'environnement en Méditerranée* Editions QUAE.
- Vengosh A. (2003) Salinization and Saline Environments, in *Environmental geochemistry*. In: Sherwood Lollar, B., Holland, H. D., and Turekian, K. T. Eds.), *Treatise in Geochemistry*. Elsevier Science..
- Vengosh A. and Rosenthal A. (1994) Saline groundwater in Israel: its bearing on the water crisis in the country. *J. Hydrol.* 156, 389–430.
- Vengosh A., Chivas A. R., McCulloch M. T., Starinsky A., and Kolodny Y. Boron-isotope geochemistry of Australian salt lakes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 2591–2606. 1991a.
- Vengosh A., Chivas A. R., Starinsky A., and Kolodny Y. Boron isotope geochemistry of nonmarine brines from the Qaidam Basin (China). *Chem. Geol.* 120, 135–154. 1995.
- Vengosh A., Helvacı C., and Karamanderesi I. H. Geochemical constraints for the origin of thermal waters from western Turkey. *Appl. Geochem.* 17, 163–183. 2002a.
- Vengosh A., Marei A., Guerrot C., and Pankratov I. (2002b). An enigmatic salinity source in the Mediterranean coastal aquifer and Gaza Strip: utilization of isotopic (B, Sr, O) constraints for searching the sources of groundwater contamination. *Goldschmidt Conference, Davos, Switzerland, August 18–23, 2002*. 2002a.
- Vengosh A., Starinsky A., Kolodny Y., and Chivas A. R. Boron-isotope geochemistry as a tracer for the evolution of brines and associated hot springs from the Dead, Sea, Israel. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 1689–1695. 1991.
- Vilmen F., Gourdol L., Bézèlgues S., Comte JP. (2003) - Synthèse des connaissances hydrogéologiques de Guadeloupe. BRGM-DIREN – R51785.

VITTECOQ.B., MATHIEU.F., LACHASSAGNE.P., BRUGERON.A., (2007), Localisation du biseau salé sur la nappe du Lamentin : apport de la méthode géophysique par panneau électrique. Rapport final, BRGM/RP-55554-FR.

Walraevens K., Cardenal-Escarcena J., and Van Camp M. (2007) Reaction transport modelling of a freshening aquifer (Tertiary Ledo-Paniselian Aquifer, Flanders-Belgium). *Appl. Geochem.* 22, 289-305

Waterlot G. (1960) Sur les variations du chimisme de l'eau de la craie du Nord de la France dans les zones de recouvrement tertiaire. *Ann. Soc. Géol. Nord* 80, 311-318.

Weinthal E. *State-making and Environmental Cooperation*. MIT Press, Cambridge, MA. 2002.

WINCKEL.A., MAZURIER.C., GENNA.A., DUBREUILH.J., DUFOUR.P., BARENNE.S.E., (2003), Ressources en eau thermique et minérale du département des Pyrénées-Atlantiques. Recensement, identification et caractérisation des sources thermales ou minérales anciennes, abandonnées ou mal connues, BRGM/RP-52737-FR.

YAMANAKA, M., KUMAGAI, Y., 2006. Sulfur isotope constraint on the provenance of salinity in a confined aquifer system of the southwestern Nobi Plain, central Japan. *Journal of Hydrology* 325, 35-55.

Yaqing W., Xiaobai C., Guanglan M., Shaoqing W., and Zhenyan W. (2000) On changing trends of dD during seawater freezing and evaporation. *Cold Reg. Sci. Technol.* 31, 27–31.

Annexe 1

Glossaire des termes liés à la salinisation des eaux souterraines

Un grand nombre de termes descriptifs est utilisé dans la littérature pour décrire la minéralisation des eaux souterraines. Il n'existe pas de système de classification globale car les caractéristiques de ces eaux sont définies en fonction de plusieurs critères différents. Ces critères comprennent la salinité de l'eau, la concentration et l'origine des divers éléments dissous, et même l'origine de la molécule de l'eau (H₂O) qui est souvent différente de celle des solutés. La terminologie suivante est établie d'après Hanor (1987) et d'après Kharaka et Thordsen (1992). Le lecteur pourra se référer également à White et *al.*, (1963) et Sheppard (1986) pour une nomenclature plus complète.

Cycle hydrologique : désigne le cycle complet des phénomènes subis par l'eau depuis la vapeur d'eau atmosphérique, en passant par l'état liquide ou solide sous forme de précipitations, pour s'écouler sur ou sous terre jusqu'à la mer, et finalement retourner à la forme de vapeur d'eau atmosphérique par l'action de l'évaporation et de la transpiration (Dictionnaire de l'Eau, Office de la langue française, Québec, 1981).

TDS: abréviation anglaise de Total Dissolved Solids. Terme utilisé comme synonyme de salinité ou de charge totale dissoute (CTD).

Salinité : ce terme est synonyme de TDS et s'exprime généralement en mg/L ou en gramme de sels par kilogramme de solution (Illustration 58). La salinité peut être déterminée directement par la somme des concentrations mesurées en éléments dissous ou par le poids du résidu solide après évaporation et, indirectement et approximativement, à partir de la conductivité électrique (mS/cm) ou le potentiel électrique spontané (mV). Toutefois, le terme de salinité est souvent utilisé comme synonyme de chlorinité. Usuellement, on considère en fonction de leur salinité, les eaux douces, saumâtres, salines et les saumures (Illustration 57).

Eau salée : une eau dont la salinité est comprise entre 10 et 35 g/L (entre 1 et 3,5·10⁴ mg/L).

Eau saumâtre : une eau dont la salinité est comprise entre 1 et 10 g/L (0,1 et 1·10⁴ mg/L).

Eau douce : une eau dont la salinité est inférieure à 1 g/L (1000 mg/L).

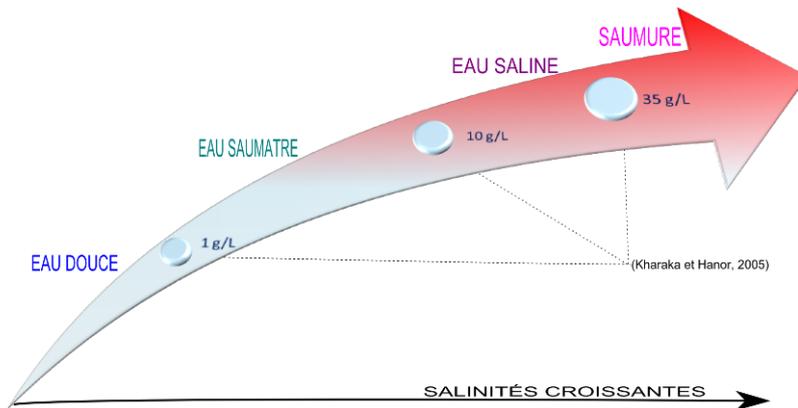


Illustration 57 : Gammes de concentrations et terminologie. (D'après Kharaka et Hanor, 2005).

Minéralisation : concentration des solides totaux dissous (STD ou TDS). La minéralisation est aussi utilisée comme synonyme de salinité (Banton et Bangoy, 1999).

Chlorinité : la concentration en chlore dissous sous forme de chlorures (mg/L).

Eau de formation ("oil field waters") : l'eau présente dans les pores et les fractures des roches immédiatement avant le forage. Ce terme est couramment utilisé dans l'industrie pétrolière, mais n'a aucune signification sur l'âge ni l'origine des fluides souvent très salins, qui accompagnent les gisements de pétrole.

Saumure : une eau dont la valeur de salinité est supérieure à la valeur moyenne de celle de l'eau de mer, c'est-à-dire plus de 35 g/L TDS ($3,5 \cdot 10^4$ mg/L TDS). D'après cette définition, la majorité des eaux des champs de pétrole sont des saumures. Cependant, seulement une faible fraction d'entre elles pourrait être classée comme saumures conformément aux définitions de Davis (1964) et Carpenter et *al.*, (1974) qui placent la limite inférieure de salinité des saumures à 100 g/L TDS ($1 \cdot 10^5$ mg/L TDS).

Saumure primaire : eau de mer évaporée à différents degrés.

Saumure secondaire: saumure issue de la dissolution de sels solides (évaporites).

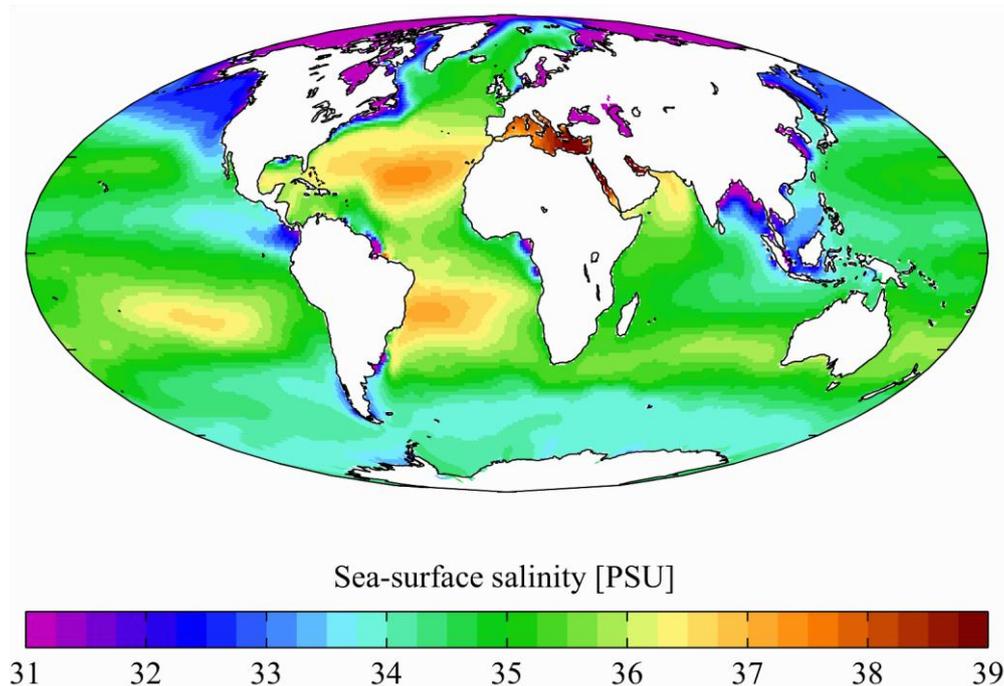


Illustration 58 : Salinité moyenne des océans exprimée en psu, c'est-à-dire en gramme de sel par kilogramme d'eau de mer (National Oceanographic Data Center, USA).

Faciès hydrochimique : plusieurs diagrammes (dont celui de Piper couramment utilisé) existent pour classer les eaux en fonction de leurs compositions chimiques ou faciès hydrochimiques. Dans ce système de classification, les cations suivis par les anions sont classés dans l'ordre décroissant de leur concentration équivalente relative à la minéralisation totale (ex. eau de type Na-Ca-Cl). La concentration de chaque ion doit être supérieure ou égale à 5% de la concentration totale TDS. Cela équivaut à une concentration supérieure ou égale à 10 % de la concentration totale des cations ou des anions (Kharaka et Thordsen, 1992).

Eau météorique : une eau issue de la pluie, de la neige, des ruissellements et d'autres plans d'eaux de surface qui percole dans les roches et remplace les eaux interstitielles qui peuvent être météoriques, magmatiques (dites aussi "juvéniles") ou connées (ou innées). Cependant, la contribution des eaux "juvéniles" reste assez hypothétique. L'eau météorique dans les bassins sédimentaires est généralement rechargée à de plus hautes altitudes, le long des marges du bassin. Le temps du dernier contact avec l'atmosphère n'est pas pris en compte dans cette définition, mais peut être précisé pour définir davantage l'eau météorique par rapport à son temps de résidence dans l'aquifère.

Ainsi, les expressions comme 'eau météorique récente', 'eau météorique Pléistocène', ou 'eau météorique Tertiaire' pourraient indiquer l'époque du dernier contact avec l'atmosphère (Kharaka et Carothers, 1986).

Eau fossile : une eau météorique peu mobile dans la roche (aquifère ou aquiclude) qui ne participe pas au cycle actuel de l'eau.

Eau connée/innée : le mot '*connate*' (qui veut dire 'né avec' en Latin) est introduit par Lane (1908) pour décrire ce qu'il supposait être une eau de mer ayant gardé sa composition chimique initiale et piégée dans les espaces de pores d'une coulée de basalte protérozoïque (pillow basalt) depuis son extraction du plancher océanique. Par la suite, le sens du terme a beaucoup évolué. Alors que certains auteurs, comme Hanor (1987) préfèrent l'utiliser selon sa signification originale, d'autres, comme White *et al.*, (1963) ou Kharaka et Thordsen (1992) l'utilisent pour désigner des eaux syngénétiques aux roches qui les contiennent qui peuvent avoir subi une modification chimique et isotopique, mais qui n'ont pas eu de contact avec l'atmosphère depuis que leurs roches-mères se sont déposées. Ainsi, les eaux connées sont fossiles, mais les eaux fossiles ne sont pas nécessairement connées.

Evaporites : terme général désignant des dépôts riches en chlorures et sulfates alcalins (avec les ions K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Cl^- et SO_4^{2-}). La précipitation de ces sels succède à des concentrations par évaporation intense, généralement dans des lagunes peu ou pas reliées à la mer, ou encore dans des lacs salés. Par ordre de cristallisation, on a les principaux minéraux suivants : le gypse, l'anhydrite, le sel gemme (halite), la carnallite et la Sylvine (Illustration 59). Ils donnent soit des lits continus, soit des masses lenticulaires, soit des cristaux ou des amas isolés au sein d'argiles, de sables argileux ou de dolomies. Ces dépôts correspondent souvent à un épisode de régression, et s'intercalent alors entre des calcaires marins francs (Raoult et Foucault, 2005).

Les évaporites jouent un rôle économique important puisqu'elles fournissent le sel gemme, le plâtre et la potasse. En France métropolitaine, elles sont communes dans le Trias supérieur de type germanique (Keuper), dans le Tertiaire du Bassin de Paris (gypse ludien de Montmartre), dans l'Oligocène du fossé rhénan (potasses d'Alsace), dans le Miocène de la Méditerranée (Messinien) et de son pourtour.

NOM	FORMULE CHIMIQUE	SYSTEME CRISTALLIN	DENSITE	SOLUBILITE
Sulfates				
ANHYDRITE	CaSO ₄	orthorhombique	2.96-2.98	2,4g/l
BASSANITE	CaSO ₄ .0,5H ₂ O	quadratique	2.75	3g/l (20°C)
GYPSE	CaSO ₄ .2H ₂ O	monoclinique	2.32	2g/l
EPSOMITE	MgSO ₄ .7H ₂ O	orthorhombique	1.67	710g/l (20°C)
HEXAHYDRITE	MgSO ₄ .6H ₂ O	monoclinique	1.75	308g/l
KIESERITE	MgSO ₄ .H ₂ O	monoclinique	2.75	419g/l (à chaud) faible à froid
LEONITE	K ₂ Mg(SO ₄) ₂ .4H ₂ O	monoclinique	2.20	faible à froid
MIRABILITE	Na ₂ SO ₄ .10H ₂ O	monoclinique	1.49	110g/l(0°C), décomposée à 32.3°C
THENARDITE	Na ₂ SO ₄	monoclinique	2.66	48g/l (0°C)
LANGBEINITE	K ₂ Mg ₂ (SO ₄) ₃	cubique	2.83	faible, incongruent >60°C
POLYHALITE	K ₂ MgCa(SO ₄) ₄ .2H ₂ O	triclinique	2.78	incongruent
GLAUBERITE	Na ₂ Ca(SO ₄) ₂	monoclinique	2.85	incongruent
Chlorures				
HALITE	NaCl	cubique	2.17	357g/l (0°C)
SYLVITE	KCl	cubique	1.99	340g/l (20°C) 587g/l (100°C)
BISCHOFITE	MgCl ₂ .2H ₂ O	monoclinique	1.60	1670g/l (à froid), 3670g/l (à chaud)
CARNALLITE	KMgCl ₃ .6H ₂ O	orthorhombique	1.60	645g/l(19°C)
KAINITE	KClMgSO ₄ .11H ₂ O	monoclinique	2.15	795g/l(18°C)
Carbonates				
NATRON	Na ₂ CO ₃	monoclinique	1.46	215g/l
TRONA	Na ₂ CO ₃ .NaHCO ₃ .H ₂ O	monoclinique	2.12	très soluble

Minéraux évaporitiques les plus communs avec leurs caractéristiques principales (les silicates évaporitiques et les borates ne figurent pas dans ce tableau).

Illustration 59 : http://sigminesfrance.brgm.fr/res_salifere.asp.

Salinisation : accumulation de sels dans les eaux ou les sols. Processus selon lequel l'eau souterraine ou la solution du sol se minéralise sous l'influence de mécanismes physiques comme l'évaporation, accentué par un drainage interne insuffisant, la dissolution de minéraux, l'interaction avec l'eau de mer actuelle et le mélange avec une saumure (primaire ou secondaire). La salinisation des eaux consiste en une augmentation de la salinité des eaux douces de surface et souterraines. Les activités anthropiques peuvent provoquer l'intrusion d'eau marine suite au pompage excessif en zone littorale et à la construction d'ouvrages aquacoles contenant de l'eau de mer en région côtière. Cette dégradation de la qualité de l'eau peut rendre cette ressource impropre à la consommation humaine, à l'usage industrielle et affecter l'agriculture locale, en particulier les rizières.

Biseau salé : Partie d'un aquifère côtier envahi par l'eau salée (généralement marine), comprise entre la base de l'aquifère et une interface de séparation eau douce / eau salée : le coin d'eau salée est sous l'eau douce. L'intrusion d'un biseau salé au-delà d'une position naturelle de faible pénétration, est quasi systématiquement la conséquence d'une surexploitation de l'aquifère. Une diminution suffisante des

exploitations, dans le cadre d'une gestion concertée par exemple, permet d'envisager un retour à la normale à moyen terme (Glossaire SDAGE Rhône-Méditerranée-Corse).

Intrusion marine : invasion de l'eau de mer dans les nappes d'eau douce du littoral. Ce phénomène est provoqué par une avancée du biseau salé vers l'intérieur des terres souvent consécutive à une surexploitation de la nappe. (Voir Paragraphe 1.6).

Conductivité : La conductivité électrique est l'aptitude d'un matériau à laisser les charges électriques se déplacer librement, autrement dit à permettre le passage du courant électrique. La conductivité électrique est l'inverse de la résistivité. Elle correspond à la conductance d'une portion de matériau de 1 m de longueur et de 1 m² de section.

La conductivité d'une solution peut être mesurée à l'aide d'un conductimètre. La conductivité de l'eau permet d'estimer sa charge en ions, elle s'exprime généralement en $\mu\text{S}/\text{cm}$ ou en mS/cm pour des salinités plus élevées. La conductivité de l'eau est fonction de la concentration totale en sels dissous (essentiellement les chlorures), de la distribution des différents sels (composition chimique) et de la température. Plusieurs auteurs ont donné des relations permettant de calculer la conductivité en fonction des concentrations des différents sels dissous. Les bases de conversion de la conductivité en salinité sont données par les 'tables internationales océaniques' qui ont été établis en 1971 par l'Institut National d'Océanographie de Grande-Bretagne et l'UNESCO. De manière pratique, on utilise les tables de conversion établies pour des salinités de 10 à 40 g/kg et des températures de 15, 20 et 25°C. De manière, encore plus simplifiée, pour avoir directement une valeur approchée de la salinité en fonction de la conductivité, on peut appliquer les règles suivantes :

- à 15°C, la salinité exprimée en g/kg, est de l'ordre de 0,7 à 0,85 fois la conductivité exprimée en mS/cm
- à 20°C, de l'ordre de 0,6 à 0,75 fois la conductivité
- à 25°C, de l'ordre de 0,55 à 0,7 fois la conductivité.

Ces rapports vont en croissant avec la concentration totale en sels. Ces règles simplifiées sont valables pour une eau proche de la composition 'standard' de l'eau de mer. Si la composition chimique s'en écarte beaucoup, l'erreur d'estimation peut devenir plus importante.

Par application de la formule d'Archie et des tables ou règles de conversion conductivité/salinité, on peut transformer les coupes de résistivités en coupes de salinité de l'eau en fonction de la profondeur, et localiser ainsi pour des aquifères littoraux l'intrusion du biseau salé marin, y compris la zone de transition à salinité relativement variable (Daum *et al.*, 1996).

Dessalement : le dessalement de l'eau (également appelé dessalage ou désalinisation) est un processus qui permet d'obtenir de l'eau douce, (potable ou, plus rarement en raison du coût, utilisable pour l'irrigation), à partir d'une eau saumâtre ou salée (eau de mer, notamment). En dépit du nom, il s'agit rarement de retirer le sel de l'eau, mais

plutôt, à l'inverse, d'extraire de l'eau douce. Deux technologies sont actuellement utilisées pour séparer le sel de l'eau : les procédés thermiques dont multistage flash (MSF), multieffect evaporation (MED) sont les plus répandus, et l'osmose inverse.

Interactions eau-roche (en anglais : Water Rock Interaction, WRI) : au cours de leur cheminement, les eaux souterraines sont en contact direct avec des matériaux solides tels que les sédiments, les sols et les roches. De ces interactions peuvent résulter des phénomènes de dissolution et de précipitation, mais aussi d'autres importants phénomènes tels l'adsorption et les réactions d'échange ionique. Par ailleurs, les solutés peuvent aussi interagir avec d'autres éléments en solutions ou en suspension dans l'eau, et se complexer avec ceux-ci. Tous ces phénomènes concernent aussi bien les espèces chimiques minérales qu'organiques et peuvent influencer la salinité ainsi que modifier le faciès hydrochimique d'une eau saline.

Rain out : première phase de la minéralisation. Processus ayant lieu dans les nuages, au cours duquel la goutte de pluie interagit avec la particule sur laquelle elle condense (noyau de condensation).

Surexploitation : en sciences de l'environnement, la surexploitation désigne le stade où un prélèvement de ressources naturelles pas, peu, difficilement ou coûteusement renouvelables dépasse le stade de la *renouvelabilité naturelle*. En hydrogéologie, il s'agit de l'exploitation de quantités d'eau souterraine excessives par rapport à une norme fixée en fonction de diverses contraintes, et plus particulièrement par rapport au *débit de production assuré* lié à la conservation de l'équilibre à plus ou moins long terme. Concept proche de celui d'*exploitation de la réserve*. Les auteurs de langue anglaise utilisent les termes *overdevelopment*, *overdraft* ou *exhaustion* (Castany et Margat, 1977).

Saturation : en chimie des solutions, la saturation est la concentration maximale à partir de laquelle une substance ne peut plus se dissoudre dans un solvant. Ce point de saturation dépend de la température, et de la nature du solvant et du soluté ainsi que de la force ionique de la solution.

Solutions hypersalines : solutions dont les concentrations des différents sels dissous dépassent les seuils de saturation respectifs.

Wash out : lessivage de l'atmosphère par les gouttes de pluie au cours de l'évènement pluvieux. Ce processus contribue considérablement à la minéralisation de l'eau de pluie.



**Centre scientifique et technique
Service EAU**

3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France – Tél. : 02 38 64 34 34