

# Problématique de réinjection des fluides géothermiques dans un réservoir argilo-gréseux : retour d'expériences et apport de l'étude des fluides du Trias du Bassin de Paris

Rapport final

BRGM/RP-56630-FR  
septembre 2008



# Problématique de réinjection des fluides géothermiques dans un réservoir argilo-gréseux : retour d'expériences et apport de l'étude des fluides du Trias du Bassin de Paris

Rapport final

Étude réalisée dans le cadre du projet de Recherche ADEME-BRGM intitulé CLASTIQ (2006-2008)

**BRGM/RP-56630-FR**  
septembre 2008

**S. Lopez et R. Millot**

Avec la collaboration de M. Brach, J.-Y. Hervé, C. Innocent, Ph. Négrel et B. Sanjuan

**Vérificateur :**

Nom : Alain GADALIA

Date : 10 septembre 2008

Signature :

**Approbateur :**

Nom : Fabrice BOISSIER

Date : 15 septembre 2008

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 9001:2000.



**Mots clés** : réinjection, géothermie, géochimie, Bassin de Paris, Trias, synthèse bibliographique

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

S. Lopez et R. Millot et collaborateurs, 2008. Problématique de réinjection des fluides géothermiques dans un réservoir argilo-gréseux : retour d'expériences et apport de l'étude des fluides du Trias du Bassin de Paris. Rapport BRGM/RP-56630-FR, 197 p., 65 ill.

## Synthèse

Le volet Bassin de Paris du projet de recherche CLASTIQ, réalisé dans le cadre d'une convention entre l'ADEME et le BRGM<sup>1</sup>, a pour objectifs d'évaluer le potentiel géothermique des réservoirs clastiques du Trias du Bassin de Paris (Bouchot *et al.*, 2008) et de définir les conditions d'exploitation optimale de cette ressource compte tenu de problèmes de réinjection dans les formations clastiques (ce rapport).

Ainsi, le présent rapport étudie la problématique de réinjection des fluides géothermiques dans un réservoir argilo-gréseux à travers :

- un travail bibliographique à partir des expériences françaises et européennes visant à identifier les phénomènes liés à la réinjection, leurs mécanismes et les recommandations techniques préalables à l'exploitation géothermique;
- une étude géochimique des fluides du Trias du Bassin de Paris, échantillonnés dans le cadre du projet, dont le rôle dans le processus de réinjection sera précisé.

L'expérience pétrolière cinquantenaire et l'expérience plus récente de la réinjection de saumures géothermiques à basse enthalpie dans des réservoirs clastiques sont examinées. Elles montrent que les projets géothermiques à basse et haute enthalpie où l'on prévoit la réinjection de saumures refroidies dans des formations clastiques doivent être planifiés très soigneusement. Une méthodologie et une technologie adaptées permettraient d'éviter pratiquement tous les problèmes de réinjection.

La réalisation d'ouvrages profonds, généralement au-delà de 500 m de profondeur, et éventuellement déviés, implique l'utilisation de technologies et de matériel pétrolier. Il s'agira donc d'adapter la conception et les équipements des ouvrages aux spécificités de la géothermie.

Différents processus peuvent s'opposer à l'injection de saumures géothermiques refroidies dans des séries argilo-gréseuses. Parmi les nombreux phénomènes physiques généraux responsables de pertes d'injectivité (viscosité de la bulle froide, fronts diagénétiques...), les déséquilibres chimiques entre le fluide injecté et la formation réservoir peuvent conduire à des précipitations et obstruer la porosité.

---

<sup>1</sup> Le projet CLASTIQ, *CLAYed sandSTone In Question* dont la convention est le n°05 05 C0079 a été signée le 20 décembre 2005 entre l'ADEME et le BRGM pour une durée de 27 mois puis a été prolongée de 6 mois par avenant signé le 4 décembre 2007 (durée totale de 33 mois).

L'étude géochimique menée sur quelques échantillons provenant du Trias du Bassin de Paris montre que ces fluides présentent une forte salinité en profondeur. Les résultats des calculs géothermométriques et de leur caractérisation isotopique « classique » ( $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) sont en accord avec les données disponibles dans la littérature. Les données concernant les isotopes du bore, du néodyme et du lithium, sont nouvelles et pourront servir de référence pour une étude ultérieure. Cela permettra une meilleure compréhension des interactions eau-roche dans le Trias et une caractérisation plus précise des éventuels échanges entre les réservoirs du Dogger et du Trias.

L'étude de la composition chimique de ces eaux montre que dans l'ensemble les risques de précipitation de minéraux, au cours d'une éventuelle réinjection de ces fluides, à plus faible température, semblent être très réduits. Dans la mesure où ces eaux constituent plutôt un milieu réducteur, il est conseillé d'éviter un contact direct avec l'atmosphère afin d'empêcher d'éventuelles précipitations d'oxy-hydroxydes de fer, au cours de la réinjection dans le sous-sol. Si les risques de dépôts sont limités, en revanche, les problèmes de corrosion dus aux fortes concentrations de chlorure de ces eaux peuvent être importants.

Les séries argilo-gréseuses présentent également des caractéristiques propres dont une forte variabilité spatiale des faciès réservoirs et la présence de particules argileuses.

L'hétérogénéité spatiale des dépôts argilo-gréseux rend difficile l'identification systématique, dans un bassin sédimentaire, des zones favorables à la réinjection des saumures, et plus généralement à l'implantation d'une opération géothermique. Cette hétérogénéité va jouer un rôle prépondérant sur la connectivité des dépôts à l'échelle du doublet et elle peut expliquer les difficultés observées à la réinjection (anisotropie, surpressions...).

A l'échelle du pore, la présence de particules argileuses facilement mobilisables par l'écoulement peut endommager la perméabilité. Ces particules peuvent se comporter comme des clapets et conduire à l'existence de seuils hydrodynamiques en dessus desquels l'injectivité du puits se détériore progressivement.

Enfin, la littérature pétrolière présente plusieurs cas de détérioration brutale de l'injectivité liés à la déstabilisation de formations peu consolidées et à la venue rapide de sable. Ces détériorations sont systématiquement reliées à une fermeture brutale de puits injecteur.

Après une revue rapide d'opérations géothermiques européennes qui souligne la forte variabilité des situations (paramètres pétrophysiques, stratégies adoptées...), on établit un ensemble de recommandations pour réussir une opération de réinjection dans une série argilo-gréseuse.

On recommande ainsi :

- la construction des ouvrages dans les plus grands diamètres économiquement envisageables,

- la mise en place de casings de soutènement du puits en acier de grade pétrolier,
- la mise en place de crépines inox de type « fil enroulé » (*wire-wrapped*), ayant un *slot* (ouvertures des crépines) aussi large que possible, tout en répondant à la granulométrie des formations,
- pas de massif de graviers, sauf nécessité par une très mauvaise tenue mécanique des formations (risque d'effondrement),
- le chemisage total ou partiel du puits de production avec un tubing amovible en matériaux inaltérables, et pour un chemisage partiel un traitement anticorrosion préventif devra être envisagé,
- la mise en place de filtres en tête de puits,
- le chemisage total du puits de réinjection en matériaux inaltérables,
- l'utilisation de produits inhibiteurs dans l'intervalle casing-tubing,
- réaliser, dans le domaine du possible, le puits d'injection en déviation,
- utiliser lors de la foration du réservoir une boue dégradable.

En termes de perspectives, pour aboutir à des méthodes opérationnelles d'accompagnement d'une opération géothermique dans des formations argilo-gréseuses, différents points doivent faire l'objet d'une recherche approfondie.

#### 1) Productivité et injectivité des formations détritiques

Il s'agit d'identifier quelle est l'échelle d'hétérogénéité sédimentaire pertinente pour la faisabilité d'une opération géothermique (part de la perméabilité matricielle et rôle de la fracturation dans le contrôle des propriétés réservoirs de ces formations). La réalisation de modèles numériques d'hétérogénéités sédimentaires (modélisation stratigraphique ou géostatistique), caractéristiques des différents environnements peut être utilisée en parallèle à des études de terrain.

La simulation d'opérations géothermiques sur ces blocs permettrait

- d'aborder le problème d'homogénéisation des propriétés réservoirs et de déterminer un volume élémentaire représentatif.
- de définir un seuil de transmissivité acceptable (50 Dm ?) pour la réalisation d'une opération viable économiquement.
- de préciser le contrôle des objets géologiques sur l'anisotropie des paramètres comme la transmissivité et leur importance dans la connexion entre les différentes unités réservoirs.

On pourra ainsi étudier l'implantation idéale d'un puits d'injection (angle de déviation, orientation idéale par rapport aux structures géologiques...).

## 2) Etude géomécanique

Celle-ci permettrait de déterminer les conditions de déstabilisation d'une formation argilo-gréseuse au cours d'une exploitation géothermique de celle-ci. Elle pourrait aussi préciser les conditions d'initiation de la fracturation thermique permettant de pallier efficacement les problèmes de colmatage en définissant le comportement des grès soumis au choc thermique d'une saumure refroidie (perte de cohésion, relâchement de grains ou fissuration...).

## 3) Etude socio-économique

Elle pourrait aborder, d'une part, la rentabilité d'une opération géothermique éventuellement coûteuse (puits multiples, complétions, stimulations...) mais rentabilisée sur le long terme, et, d'autre part, les problèmes de conflits d'usage du sous-sol pour la réinjection des saumures (stockage de déchets, de CO<sub>2</sub>, captage d'eau potable, ....).

## Sommaire

<b>Introduction .....</b>	<b>15</b>
<b>1. Problématique générale .....</b>	<b>17</b>
1.1. LA PROBLEMATIQUE GEOTHERMIQUE .....	17
1.1.1. Considérations générales .....	17
1.1.2. Champs géothermiques basse et moyenne énergie .....	18
1.1.3. Exploitation par doublet géothermique .....	19
1.2. L'EXPERIENCE PETROLIERE .....	20
1.3. CARACTERISATION DE LA REINJECTION, INDICE D'INJECTIVITE .....	22
1.3.1. Déséquilibres .....	22
1.3.2. Indice d'injectivité d'un puits .....	22
1.3.3. Fronts de mobilité .....	25
1.4. PHENOMENES PHYSIQUES AFFECTANT L'INDICE D'INJECTIVITE APPARENT .....	26
1.4.1. Phénomènes thermiques .....	26
1.4.2. Phénomènes hydrodynamiques .....	28
1.4.3. Phénomènes mécaniques .....	29
1.4.4. Phénomènes chimiques .....	29
1.4.5. Transport particulaire, micro bulles .....	35
1.5. CONSIDERATIONS DIVERSES .....	36
1.5.1. Réalisation du forage .....	36
1.5.2. Période d'observation .....	37
1.5.3. Phénomènes bactériens .....	37
1.5.4. Considérations socio-économiques .....	39
<b>2. Spécificité des réservoirs argilo-gréseux.....</b>	<b>41</b>
2.1. ASPECTS GEOLOGIQUES .....	41
2.1.1. A l'échelle du bassin sédimentaire .....	41
2.1.2. Caractérisation des réservoirs .....	42
2.2. PERMEABILITE DES GRES .....	50
2.2.1. Relations empiriques .....	50
2.2.2. Rôle des argiles .....	52

2.2.3. Décroissance de l'indice d'injectivité .....	58
2.3. IMPACT DES PARTICULES .....	61
2.3.1. Mécanismes d'endommagement .....	61
2.3.2. Localisation de l'endommagement.....	63
2.3.3. Origine des particules .....	64
2.4. ASYMETRIE ENTRE PRODUCTEUR ET INJECTEUR .....	70
2.5. FRACTURATION NATURELLE ET PROVOQUEE .....	70
<b>3. Caractérisation chimique et isotopique des fluides du Trias du Bassin de Paris .....</b>	<b>73</b>
3.1. INTRODUCTION .....	73
3.2. ECHANTILLONS .....	73
3.2.1. Préambule .....	73
3.2.2. Localisation des échantillons et contexte géologique .....	74
3.2.3. Fluides collectés à Chaunoy, Champotran, La Torche .....	76
3.2.4. Châteauroux.....	80
3.2.5. Santenay .....	83
3.3. LES FLUIDES DU TRIAS : ETAT DE L'ART .....	84
3.4. RESULTATS ET DISCUSSIONS .....	88
3.4.1. Mesures de terrain .....	88
3.4.2. Eléments majeurs et traces.....	88
3.4.3. Isotopes.....	97
3.4.4. Géothermométrie .....	113
3.4.5. Problèmes de dépôts liés à la réinjection des fluides produits.....	116
3.5. CONCLUSIONS SUR L'ETUDE GEOCHIMIQUE DES FLUIDES .....	122
<b>4. Expériences de réinjection dans des réservoirs argilo gréseux .....</b>	<b>125</b>
4.1. EXPERIENCES FRANCAISES .....	125
4.1.1. Opérations géothermiques .....	125
4.1.2. Opérations pétrolières.....	129
4.2. EXPERIENCES EUROPEENNES .....	130
4.2.1. Allemagne .....	130
4.2.2. Danemark.....	133
4.2.3. Pays-Bas.....	134

4.2.4. Autriche .....	134
4.2.5. Suède .....	134
4.2.6. Italie .....	135
4.2.7. Espagne .....	135
4.2.8. Royaume-Uni.....	135
4.3. COMPARAISONS .....	136
<b>5.     <i>Recommandations pour une opération de réinjection dans une série argilo-gréseuse</i>.....</b>	<b>141</b>
5.1. ETUDE PROSPECTIVE, IMPLANTATION DU PUIT.....	141
5.2. CONCEPTION ET REALISATION DES PUITES ET DES INSTALLATIONS DE SURFACE.....	141
5.2.1. Conception des puits .....	141
5.2.2. Réalisation des puits et installations de surface .....	146
5.2.3. Synthèse des recommandations .....	149
5.3. EXPLOITATION.....	150
5.3.1. Suivi de l'exploitation .....	150
5.3.2. Stimulations périodiques .....	151
5.3.3. Gaz et problème associés .....	152
5.3.4. Traitement des fluides géothermaux .....	152
5.3.5. Injection à la pression de fracturation.....	153
5.3.6. Mesures diverses .....	153
5.4. LE CAS DU TRIAS DU BASSIN DE PARIS .....	154
5.4.1. Potentiel.....	154
5.4.2. Construction d'un doublet virtuel exploitant le Trias du Bassin parisien.	154
<b>6.     <i>Conclusions et perspectives</i> .....</b>	<b>157</b>
<b>7.     <i>Bibliographie</i>.....</b>	<b>161</b>

## Liste des figures

Figure 1 : Coupe d'un forage (de Marsily, 1994).....	28
Figure 2 : Composition géochimique des fluides du Trias (Boisdet et al., 1989) .....	35
Figure 3 : Développement du cake à partir de la circulation de boue de forage (Civan, 2007).....	36
Figure 4 : Massif de gravier (à gauche), au contact du grès de la formation exploitée (à droite) (Krueger, 1986b). .....	37
Figure 5 : Examen en microscopie électronique à balayage d'une éprouvette immergée dans le fluide géothermal de Creil (Bianchi et Daumas, 1984) .....	39
Figure 6 : Hiérarchie des hétérogénéités dans un réservoir fluvatile (Weber, 1986) .....	43
Figure 7 : Influence de la connectivité des corps réservoirs sur l'exploitation d'un champ pétrolier (Weber, 1986).....	44
Figure 8 : Reconstitution synthétique du réservoir de Chaunoy (Eschard et al., 1998).....	45
Figure 9 : Propriétés pétrophysiques des lithotypes définis par Eschard et al. (1998).....	45
Figure 10 : Corrélations lithologiques et variations latérales de faciès entre producteur et injecteur sur le site de Neustadt-Glewe, Allemagne (Seibt et al., 2005).....	46
Figure 11 : Impact de la distribution des hétérogénéités au sein d'une barre de méandre (Pranter et al., 2007). .....	47
Figure 12 : Facteurs contrôlant la diagénèse des corps gréseux (Stonecipher et al., 1984).....	48
Figure 13 : Impact des processus diagénétiques sur la porosité d'un grès (Surdam et al., 1989).....	49
Figure 14 : Diagrammes porosité/perméabilité (K/Φ) sur les grès du réservoir de Chaunoy (Trias du Bassin parisien) (Delmas et al., 2002).....	50
Figure 15 : Impact du dépôt de colloïdes sur le réseau poreux, a- Avant circulation du fluide chargé en colloïdes, b – Après circulation (Chen et al., 2008).....	51
Figure 16: Processus de gonflement des argiles (Civan, 2006) .....	54
Figure 17 : Morphologie des argiles dans une formation argilo-gréseuse (Neasham, 1977).....	56
Figure 18 : Vues au microscope électronique à balayage des grès de Melleray.....	58
Figure 19 :Evolution du débit en fonction du temps pendant la percolation d'une carotte issue d'un puits de Melleray (Sureau et al., 1984) .....	60
Figure 20 : Analyse au microscope électronique à balayage d'un échantillon de grès des Vosges avant (photo 1) et après percolation sur carotte (photo 2) (Boisdet et al., 1989).....	61
Figure 21 : Mécanismes d'obstruction des ouvertures de pore (Civan, 1994).....	62
Figure 22 :Types d'endommagement du réservoir par des particules (Ten Dam, 1984).....	64
Figure 23 : Production de sable à l'injecteur par circulation résiduelle entre niveaux de perméabilités différentes après fermeture du puits (à gauche) et colmatage à l'injection du aux particules en suspension (à droite) (Santarelli et al., 2000) .....	67

<i>Figure 24 : Mécanismes de blocage des ouvertures de pores suivant les gradients de pression imposés (Jilani et al., 2002)</i> .....	69
Figure 25 : Localisation des échantillons sur un fond géologique. ....	75
Figure 26 : Les différents faciès dans le Bassin de Paris du Trias au Dogger (d'après Matray et al. 1989). ....	76
Figure 27 : Site de Chaunoy (Forage Chaunoy72).....	77
Figure 28 : Localisation du site de Chaunoy (point bleu = forage Chaunoy73) sur une carte des isopaques du réservoir des Grès de Chaunoy (modifiée Delmas et al., 2002 dans Bouchot et al., 2008).....	78
Figure 29 : Séparateur eau /huile de terrain. ....	79
Figure 30 : Projet de réhabilitation du forage GTH1 à Châteauroux (document transmis par CFG Services). ....	81
Figure 31 : Tête de puit du forage GTH1 à Châteauroux. ....	82
Figure 32 : Coupe géologique du forage GTH1 à Châteauroux. ....	83
Figure 33 : Tête de puits du forage Lithium à Santenay. ....	84
Figure 34 : Localisation des dépôts salifères du Trias du Bassin de Paris. ....	85
Figure 35 : Schéma représentant l'apport de saumure du Trias vers le Dogger, d'après Matray et al. (1994). ....	86
Figure 36 : Reconstitution des circulations d'eau dans le Bassin de Paris en relation avec leurs effets diagénétiques sur les réservoirs (Matray et al. 1989). ....	87
Figure 37 : Concentrations en chlorures en fonction des concentrations en sodium. ....	90
Figure 38 : Concentrations en chlorures en fonction des concentrations en sodium pour les eaux de cette étude et les données de la littérature. Figure du bas en échelle Log.....	92
Figure 39 : Rapport Cl/Br en fonction de la teneur en Cl des eaux. Modifié d'après Matray et al. 1989. Le forage de Châteauroux n'est pas représenté sur cette figure, la teneur en Br étant inférieure à la limite de quantification.....	93
Figure 40 : Concentrations en B, Sr, Li et Nd en fonction des teneurs en Na, concentrations en mg/l et en µg/l pour le Nd. Les corrélations entre ces éléments sont données par les droites grises avec leur coefficient de corrélation. ....	95
Figure 41 : Concentrations en Li, B et Sr en fonction des teneurs en Na avec les données de la littérature, concentrations en mg/l et en µg/l pour le Nd. Les corrélations entre ces éléments sont données par les droites grises.....	96
Figure 42 : Isotopes de l'hydrogène ( $\delta^2\text{H}$ ) en fonction des isotopes de l'oxygène ( $\delta^{18}\text{O}$ ) de la molécule d'eau. ....	98
Figure 43 : Isotopes de l'oxygène ( $\delta^{18}\text{O}$ ) en fonction de la teneur en chlorures. ....	99
Figure 44 : Isotopes du strontium en fonction de la teneur en Sr dans les eaux (mg/l). ....	100
Figure 45 : Isotopes du strontium en fonction de la teneur en Sr (mg/l) dans les eaux de cette étude et celles de la littérature. A gauche de la figure sont reportées les gammes de variations connues pour différentes lithologies.....	101
Figure 46 : Isotopes du néodyme en fonction de la teneur en Nd dans les eaux (µg/l). ....	102

Figure 47 : Isotopes du lithium en fonction de la teneur en Li dans les eaux ( $\mu\text{g/l}$ ), les données pour les eaux carbonatées du Dogger sont de Girard et al. 2006.....	104
Figure 48 : Isotopes du lithium en fonction du rapport Na/Li de l'eau. ....	105
Figure 49 : Isotopes du bore en fonction de la teneur en B dans les eaux ( $\text{mg/l}$ ).....	107
Figure 50 : Isotopes du bore en fonction de la teneur en B dans les eaux ( $\text{mg/l}$ ), comparaison avec les données de Mossadik (1997) pour les eaux du Keuper et celles du Dogger (eaux des formations pétrolifères et géothermales). ....	108
Figure 51 : Evolution du rapport d'activité $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ en fonction de la distance estimée à la zone de recharge. Une erreur de 10% a été affectée à cette estimation. Cette distance a été estimée à 0 pour Santenay. ....	111
Figure 52 : Bassins sédimentaires allemands et ressources géothermales potentielles (Seibt, Peter 2005).....	131
Figure 53 : Causes de dégradation de l'injectivité d'un puits, mécanismes de contrôle et de remédiation (Palsson et al., 2003).....	151
Figure 54 : Classification des éléments chimiques dans le tableau de Mendeleïev. Les couleurs identifient les différentes systématiques isotopiques appliquées, en développement et en projet au BRGM. ....	181
Figure 55 : Table des nucléides classés en fonction de leur nombre de charges N (nombre de neutrons présents dans un noyau) et de leur nombre de masse Z (nombre de protons).....	182
Figure 56 : Spectromètre de masse à source gazeuse (CF-IRMS). ....	183
Figure 57 : IRMS et ligne d'équilibration (à gauche) pour l'analyse des isotopes stables de la molécule d'eau (O et H). ....	184
Figure 58 : Spectromètre de masse à source solide (TIMS). ....	184
Figure 59 : Spectromètre de masse à plasma à couplage inductif et multi-collection (ICP-MS-MC). ....	185
Figure 60 : Analogie entre une étude démographique et une étude géochimique. ....	186
Figure 61 : Processus naturels pouvant influencer les compositions en deutérium et en oxygène-18 des eaux souterraines (d'après Clark et Fritz, 1997).....	187
Figure 62 : Variations isotopiques de l'hydrogène dans les matériaux géologiques, d'après Coplen et al. 2002.....	188
Figure 63 : Variations isotopiques de l'oxygène dans les matériaux géologiques, d'après Coplen et al. 2002.....	188
Figure 64 : Variations isotopiques du bore dans les matériaux géologiques, d'après Coplen et al. 2002.....	190
Figure 65 : Variations isotopiques du lithium dans les matériaux géologiques, d'après Coplen et al. 2002.....	191

## Liste des tableaux

Tableau 1 : Données sur les échantillons (date, température, profondeur, teneur en eau et n°BSS). .....	76
Tableau 2 : Coordonnées du forage GTH1 à Châteauroux. ....	80
Tableau 3 : Mesures de terrain, les données pour Chaunoy, La Torche et Chamotran sont celles fournies par Vermilion Emeraude. ....	88
Les éléments majeurs de ces eaux (cations et anions) sont donnés dans le tableau 4. Les analyses chimiques des espèces majeures et traces ont été effectuées sur échantillons conditionnés (filtration à 0,45 µm pour les anions majeurs et certains éléments traces filtration à 0,45 µm et acidification à l'acide nitrique Suprapur pour les cations majeurs et le reste des traces). ....	88
Tableau 5 : Elements majeurs, concentrations en mg/l. ....	89
Tableau 6 : Elements traces, concentrations en mg/l et en µg/l pour le Nd. ....	94
Tableau 7 : Isotopes de l'oxygène, hydrogène de la molécule d'eau et teneurs en chlorures .....	97
Tableau 8 : Isotopes du strontium et teneurs en Sr dans les eaux (mg/l). ....	99
Tableau 9 : Isotopes du néodyme et teneurs en Nd dans les eaux (µg/l). ....	102
Tableau 10 : Isotopes du lithium et teneurs en Li dans les eaux (mg/l). ....	103
Tableau 11 : Isotopes du bore et teneurs en B dans les eaux (mg/l). ....	106
Tableau 12 : Données Uranium-Thorium obtenues sur les eaux de l'aquifère du Trias. Les concentrations et compositions en Th ont été reportées avant et après correction du blanc analytique (cf. lignes "Corrigé"). La composition en Th du blanc analytique est estimée à 5.10-6. Les rapports entre parenthèses sont des rapports d'activités. Les erreurs sont reportés en double écart-type. ....	109
Tableau 13 : Estimation des températures en profondeur à partir des géothermomètres chimiques pour des eaux du Trias du Bassin de Paris. ....	114
Tableau 14 : Calcul des indices de saturation (IS) des fluides du Trias du Bassin de Paris vis-à-vis des principaux minéraux, dans les conditions de température du réservoir et après refroidissement (calcul réalisé au moyen du code géochimique EQ3NR). ....	118
Tableau 15 : Synthèse des températures calculées par géothermométrie pour les fluides échantillonnés dans le Trias du Bassin de Paris. ....	122
Tableau 16 : Caractéristiques comparées de différentes exploitations européennes (cf. pages suivantes pour les données) .....	136



## Introduction

Compte tenu d'expériences infructueuses de doublets géothermiques dans le Trias du Bassin de Paris (e.g. Melleray), la question de la réinjection des fluides géothermiques est une étape critique dans la mise en exploitation des réservoirs clastiques profonds du territoire métropolitain.

C'est pourquoi, en parallèle d'une estimation quantitative du potentiel géothermique de ces réservoirs argilo-gréseux (Bouchot *et al.*, 2008), l'objectif de ce rapport est de définir les conditions d'exploitation optimale de cette ressource via une connaissance accrue des fluides géothermiques et des mécanismes liés à leur réinjection dans des formations clastiques.

Pour ce faire, deux approches ont été menées de front :

- D'une part, une synthèse bibliographique, réalisée à partir des expériences françaises et européennes, vise à identifier les mécanismes phénoménologiques liés aux problèmes de réinjection des fluides géothermiques dans un réservoir argilo-gréseux et les recommandations techniques susceptibles de pallier ces problèmes. Ce travail se place en amont d'études précises et spécifiques de chacun de ces mécanismes.
- D'autre part, afin de donner une première base à de futurs travaux sur la réinjection Trias-Trias ou multi-aquifères (Trias-Dogger...), un bilan sur la composition géochimique des fluides extraits d'aquifères clastiques du Trias a également été réalisé.

Le plan de ce rapport est le suivant :

- La première partie expose la nécessité de la réinjection des eaux de production dans une exploitation géothermique basse enthalpie, elle propose une comparaison avec l'industrie pétrolière et détaille d'un point de vue théorique les obstacles qui peuvent s'opposer à cette réinjection.
- La seconde partie montre les obstacles spécifiques aux formations gréseuses avec en particulier l'impact des microparticules.
- La troisième partie propose une étude géochimique (géothermométrie et calculs de saturation) des fluides du Trias du Bassin de Paris, échantillonnés dans le cadre de ce projet.
- Enfin, la quatrième et la cinquième partie, plus concises, présentent la problématique sous un angle opérationnel en produisant un inventaire de plusieurs expériences passées et en proposant ensuite des recommandations techniques.

Cette étude s'inscrit dans le cadre du projet CLASTIQ, *CLAyed sandSTone In Question* dont la convention n°05 05 C0079 a été signée le 20 décembre 2005 entre l'ADEME et le BRGM pour une durée de 27 mois. Cette durée a été prolongée de 6 mois par avenant signé le 4 décembre 2007 (N/ref. ADEME : 27/129), soit au total un projet de recherche d'une durée de 33 mois.

# 1. Problématique générale

## 1.1. LA PROBLEMATIQUE GEOTHERMIQUE

### 1.1.1. Considérations générales

La géothermie est l'exploitation au sens minier d'un stock d'énergie emmagasiné sous forme de chaleur dans un fluide souterrain. Cette quantité d'énergie conditionne l'état du fluide exploité. Dans les exploitations basse et moyenne énergie (cas des doublets sur aquifères dans le Bassin parisien ou le Bassin Aquitain), le fluide est généralement une saumure monophasique liquide. Dans les exploitations haute énergie, le fluide atteint son point d'ébullition lors de l'exploitation (champs de Bouillante en Guadeloupe, Cerro Prieto au Mexique, Miravalles au Costa-Rica...) ou peut directement se trouver sous phase vapeur (champs des Geysers aux USA ou de Larderello en Italie).

L'exploitation du fluide géothermal entraîne la dépressurisation du réservoir au niveau du puits de production et une augmentation consécutive des coûts de pompage pour conserver un débit d'exploitation constant. Après extraction d'une partie de son énergie thermique, le fluide résiduel, surtout s'il est d'origine profonde, peut porter atteinte à l'environnement. Sa réinjection permet de rendre durable l'exploitation d'un champ géothermique, tant suivant des critères économiques, via le maintien de la pression dans le réservoir géothermique, qu'environnementaux, via le stockage des fluides résiduels produits par l'exploitation. Enfin, la réinjection peut permettre de pallier certains effets indésirables induits par l'exploitation géothermique comme la subsidence de la zone d'exploitation (exemple du champ des Geysers).

Après extraction de son énergie thermique, le fluide réinjecté dans un réservoir géothermal est déséquilibré par rapport à ce dernier. Les modalités des opérations d'injection d'un fluide sont alors spécifiques aux contextes géologiques et géochimiques de chaque site. Il est donc difficile d'envisager celle-là sans une bonne compréhension de ceux-ci. Toutefois, suivant la nature du champ géothermique exploité, des problématiques générales peuvent être identifiées. La réinjection est ainsi nécessaire sur les champs basse à moyenne énergie, et bénéfique dans les champs haute énergie à dominante vapeur, mais elle doit être envisagée avec précaution dans les champs haute énergie à dominante liquide (Kaya et O'Sullivan, 2006; Zarrouk *et al.*, 2006; Kaya *et al.*, 2007).

La conception d'une opération de réinjection du fluide géothermal demande une évaluation aussi précise que possible de ses effets à long terme sur la pérennité de la ressource : durée de vie de l'exploitation, soutien de la pression, modification de la composition chimique du fluide géothermal, percées thermiques au niveau des puits, corrosion des tubages, colmatage progressif... Sur le court-terme, sa mise en œuvre

peut également présenter différents obstacles : maintien de l'injectivité, diminution de la perméabilité, pressions de réinjection élevées.<sup>2</sup>

### 1.1.2. Champs géothermiques basse et moyenne énergie

#### ***Nécessité de la réinjection***

Les champs basse et moyenne énergie sont exploités pour une utilisation directe de l'énergie thermique contenue dans le fluide géothermal (chauffage urbain via un réseau de chaleur,...<sup>3</sup>). Dans ces systèmes, les conditions de température et de pression sont telles que l'exploitation n'entraîne pas l'ébullition du fluide. La quantité d'eau froide récupérée après extraction de la chaleur est donc égale à la quantité d'eau chaude liquide produite et leurs volumes du même ordre de grandeur. De plus, du fait de faibles écarts de température on doit produire des débits importants pour que ces installations soient économiquement intéressantes. Ces débits sont trop importants pour être assurés par une recharge hydrique naturelle et ils nécessitent le maintien de gradients de pression horizontaux importants au sein du réservoir.

La réinjection du fluide froid permet de soutenir la pression dans le réservoir tout en apportant ce débit liquide supplémentaire. Cependant, une bulle froide se développe progressivement autour du puits injecteur remplaçant progressivement la ressource chaude. Il s'agit de trouver le schéma d'exploitation (distance entre doublets producteur/injecteur, schémas à plusieurs points) assurant le meilleur compromis entre les effets bénéfiques de la réinjection et la rapidité de la percée thermique du front froid. La présence de failles ou de conduits à perméabilité élevée, non décelés initialement, peut accélérer de manière importante cette percée thermique, et conduire à la relocalisation de l'injection plus loin du puits producteur, voire à l'arrêt prématuré des opérations géothermiques.

Comme noté précédemment, la réinjection permet de diminuer l'impact des saumures refroidies sur l'environnement, non seulement en surface mais aussi dans le sous-sol, vis-à-vis des différents aquifères se trouvant au droit de l'exploitation. Si l'eau est douce (Albien et Néocomien du Bassin de Paris, par exemple), elle peut rejoindre le réseau d'eau potable. Si elle est très peu minéralisée 1-3 g/l (Crétacé supérieur, Eocène du Bassin Aquitain), elle peut éventuellement être rejetée en surface dans le milieu naturel directement ou à travers le réseau d'eau pluviale. Si la minéralisation est trop importante, à partir de quelques grammes par litre, la mise en décharge par réinjection est nécessaire. Les utilisations de telles saumures restent relativement exceptionnelles. Le rejet dans le milieu naturel a été pratiqué de manière très limité

---

<sup>2</sup> Un rapport bibliographique a été réalisé récemment par le BRGM sur la réinjection dans les réservoirs géothermiques haute enthalpie (Maréchal *et al.*, 2008).

<sup>3</sup> L'utilisation de turbines binaires permet également d'envisager aujourd'hui la production d'électricité. Les problématiques concernant la production et la réinjection du fluide géothermal, en amont de l'échangeur de chaleur, restent cependant identiques.

dans le temps (Melleray dans les années 1980) ou à proximité de la mer (Trias anglais de la côte Est d'Angleterre) (Cautru, 1987).

### **Méthodes de réinjection**

A la faveur de différences topographiques, ou simplement par contraste de densité, la saumure géothermale refroidie déversée dans le puits de réinjection, peut y créer une charge hydraulique suffisante pour que tout le débit de fonctionnement soit absorbé (exploitation héliogéothermique d'Aulnay-sous-Bois; fonctionnement en thermosiphon de l'exploitation de Melun l'Almont). On parle alors de réinjection par gravité (Cautru, 1987).

Cependant, la plupart des boucles géothermales nécessitent un système plus ou moins complexe de réinjection sous pression à l'aide de pompes. Dans le Dogger du Bassin de Paris, la pompe de réinjection doit pouvoir fournir d'une manière courante une pression de l'ordre de 20 à 25 bars, destinée à vaincre (Cautru, 1987) :

- la pression artésienne du puits,
- les pertes de charge dans les colonnes de tubage et le puits,
- le travail nécessaire à la poussée du débit d'injection désiré.

A titre de comparaison, les pressions nécessaires sur le site de Melleray, pour la réinjection dans le Trias argilo-gréseux d'un faible débit de 80 m<sup>3</sup>/s, étaient de l'ordre de 40 bars, en 1981, ceci avant un brusque colmatage.

### **1.1.3. Exploitation par doublet géothermique**

La technique d'exploitation par doublet géothermique avec un puits producteur et un puits injecteur a été mise au point en 1969 par Pierre Maugis (Lemale et Jaudin, 1998). Elle a été largement utilisée dans le Bassin parisien pour l'exploitation géothermique des formations carbonatées du Dogger. Elle permet la réinjection de l'intégralité du débit de fluide géothermal prélevé dans le réservoir ce qui présente de nombreux avantages (Menjoz *et al.*, 1996) :

- absence de rejets dans l'environnement (système en boucle fermée),
- pérennité du débit hydraulique (réinjection),
- stabilité des pressions d'exploitation (mise à profit des interférences hydrauliques mutuelles et schémas optimaux d'implantation),
- impact limité sur l'état du réservoir (notion de périmètre d'exploitation).

Schématiquement, on peut distinguer trois phases dans la vie d'un doublet (Demange *et al.*, 1995) :

- La phase de conception repose sur un modèle de réservoir simplifié dans lesquels l'ensemble des paramètres est constant. Les données sont alors trop insuffisantes et les hypothèses trop fortes pour que le modèle développé puisse servir pour la phase suivante. Il s'agit juste de dimensionner le doublet pour un fonctionnement nominal sur une vingtaine d'années.
- La phase d'exploitation apporte son lot d'imprévus et d'impératifs techniques qui permettent de mettre progressivement à jour le modèle initial pour adopter une gestion optimale de la ressource.
- Pendant la phase de déclin, la saumure froide réinjectée commence à représenter une partie non négligeable du fluide produit. La connaissance du réservoir reste souvent imprécise à ce stade, particulièrement à cause de la présence d'hétérogénéités non identifiées, et d'un historique de production très variable.

## 1.2. L'EXPERIENCE PETROLIERE

Avec les hydrocarbures, les pétroliers produisent des volumes très importants de saumure qu'ils doivent réinjecter pour des raisons environnementales. Ces saumures représentent des proportions très variables des volumes produits. Le rapport du volume de saumures au volume d'huile produite peut ainsi aller de moins de 1 jusqu'à 40. Ce rapport augmente avec la maturité du champ. Les rapports les plus faibles sont généralement observés au Moyen-Orient (Khatib, 2007). En moyenne, en 1999, la production de saumures était estimée, en volume, à 3 fois celle de pétrole (Khatib et Verbeek, 2003). Les champs s'épuisant peu à peu, cette proportion a tendance à augmenter. En particulier, les champs « matures » peuvent produire 20 à 40 fois plus d'eau que d'huiles (cas du champ de Chaunoy, dans le Bassin parisien).

La problématique de l'injection d'eau est connue de l'industrie pétrolière depuis plusieurs décennies (Hofsaess et Kleinitz, 2003) et son importance s'est progressivement accrue. D'une part, de nombreux champs offshore, nécessitant une réinjection immédiate des saumures séparées, ont été mis en production. D'autre part, sur les champs vieillissants, une fois l'investissement initial amorti, la réinjection des saumures représente le coût opérationnel essentiel (Sharma, 2006).

En plus du stockage souterrain des saumures produites, l'injection d'eau, eau douce ou eau de mer, peut constituer une technique de récupération secondaire des hydrocarbures (*waterflooding*). Dans ce cas, un schéma d'injection est mis au point pour que l'eau pousse les hydrocarbures vers les puits de production en balayant la plus grande partie du réservoir. La raréfaction en eau douce conduit, de plus en plus, à réinjecter les fluides produits après séparation des hydrocarbures. Sur les exploitations modernes la raison principale de l'injection d'eau, outre la réduction de l'impact environnemental, est essentiellement le maintien de la pression dans le réservoir (Guan *et al.*, 2005). Les buts recherchés sont donc très proches de ceux que l'on peut rencontrer dans l'industrie géothermique.

Par rapport aux opérations géothermiques, l'industrie pétrolière dispose souvent de nombreux puits (parfois quelques centaines par champ). Les débits sont très limités,

et, les pressions d'injection peuvent dépasser 100 bars sans affecter économiquement les opérations. Enfin, l'injection est généralement réalisée sur des puits fracturés hydrauliquement ou thermiquement (Cheradame *et al.*, 2004).

Un déclin de l'injectivité a été observé sur de nombreux champs autour du monde, pour des opérations *offshore* (Golfe du Mexique, Mer du Nord...) mais aussi pour des champs importants à terre (Prudhoe Bay, en Alaska, ou Ghawar, en Arabie Saoudite...). Ce déclin peut survenir pour des valeurs de perméabilité très variables (Willhite, 1986). Il est parfois brutal et analogue à celui rapporté pour l'opération géothermique de Melleray (Santarelli *et al.*, 2000).

A titre indicatif, on reprend, à la suite, les caractéristiques de l'injection de saumure pour deux champs pétroliers dans des environnements argilo-gréseux (Cheradame *et al.*, 2004) :

- Prudhoe Bay (Alaska) : champ fluviatile, à 2900 m, perméabilité de 100 à 200 mD, deux millions de barils d'eau réinjectés par jour, dont 60% d'eau de formation, dans 159 puits, soit en moyenne 90 m<sup>3</sup>/h par puits. La pression d'injection moyenne est de 120 bars à 50 m<sup>3</sup>/h et de 160 bars à 100 m<sup>3</sup>/h. La teneur en particules est de 15 mg/l.
- Forties Field<sup>4</sup> (Mer du Nord) : champ turbiditique, constitué de grès peu consolidés, à 2300 m, perméabilité de 200 mD, 30 mg/l de matières en suspension, 300 ppm d'huile. Index d'injectivité : 5 à 25 barils par jour et par psi, soit de 0,5 à 2,5 m<sup>3</sup>/h par bars, soit encore 40 à 200 bars pour un débit de 100 m<sup>3</sup>/h.

Les réinjections de saumures de champs pétroliers et de fluides géothermiques dans des réservoirs clastiques ont toute une série de caractéristiques en commun : composition chimique et température des saumures, en production et en réinjection, problèmes d'incrustation et de corrosion, dégradation de la perméabilité par des particules et traitements associés. Cependant, la réinjection de saumures pétrolières et celle de fluides géothermiques en réservoirs clastiques diffèrent sur les points suivants (Ten Dam, 1984) :

- L'épaisseur des couches gréseuses utilisées pour la réinjection des saumures pétrolières est généralement moindre que celle des grès utilisés pour la réinjection de saumures géothermique ;
- Le volume injecté par heure dans des puits de réinjection géothermiques est jusqu'à 10 fois supérieur à la moyenne du volume réinjecté dans des puits de réinjection de saumures pétrolières (le nombre de puits étant souvent beaucoup plus important) ;
- L'espacement des puits de réinjection pour des saumures pétrolières est beaucoup plus rapproché que pour des saumures géothermiques ;

---

<sup>4</sup> Une étude de stockage de CO<sub>2</sub> a été réalisée sur ce champs par Ketzer *et al.* (2005).

- Des installations très sophistiquées de filtration des saumures avant la réinjection peuvent devenir parfaitement rentables si cela aide à récupérer davantage de pétrole.

### 1.3. CARACTERISATION DE LA REINJECTION, INDICE D'INJECTIVITE

#### 1.3.1. Déséquilibres

Au droit du puits producteur, la saumure géothermale chaude est, généralement, en équilibre avec la roche réservoir. En géothermie basse et moyenne énergie, cet équilibre est détruit par son passage à travers l'échangeur de la boucle géothermale. Contrairement à la géothermie haute énergie, pour laquelle une partie du fluide est rejetée dans l'atmosphère sous forme de vapeur, on a conservation de la matière et, en cas de réinjection, l'intégralité du fluide doit être réinjectée dans le réservoir, les éventuels dépôts et dégazage en constituant une partie négligeable.

La température du fluide réinjecté contrôle de nombreux paramètres physico-chimiques comme les indices de saturation de certains minéraux, les cinétiques de réaction... Elle va également avoir des conséquences mécaniques (contraction, fracturation...) sur la roche dans laquelle la saumure est réinjectée. La température de réinjection constitue, donc, un paramètre critique dans la définition d'une opération de réinjection (Horne, 1982). Enfin, elle constitue un critère économique important puisque la quantité d'énergie extraite du fluide géothermique est directement proportionnelle à la différence entre la température de production, donnée géologique, et la température de réinjection, variable opérationnelle.

Lors de son passage dans la boucle géothermale la composition de la saumure peut également changer à cause de phénomènes chimiques de corrosion des conduites ou de précipitation de certains minéraux. Si la saumure est en contact avec l'oxygène de l'air, en raison de la présence de fuites, par exemple, certaines réactions d'oxydation peuvent se produire. Enfin, selon les conditions thermodynamiques on peut également observer le dégazage de certains composants. Selon la nature géologique du réservoir exploité et ses caractéristiques géochimiques, la saumure réinjectée sera, plus ou moins compatible avec les fluides qu'il contient.

#### 1.3.2. Indice d'injectivité d'un puits

##### *Au niveau du réservoir*

Pour une étude qualitative de la réinjection on peut raisonner par analogie au cas idéalisé du « puits unique dans l'île ». La formule de Dupuit permet de relier, en régime permanent, pour un fluide isotherme, les caractéristiques du réservoir à la pression d'injection. On obtient ainsi (Vetter, 1978; de Marsily, 1994) :

$$\Delta p = \frac{\mu Q}{2\pi T_i} \ln \frac{R}{r_e}$$

Avec :

- $\Delta p = p_{If} - p_R$  la surpression nécessaire à l'obtention du débit volumique injecté  $Q$
- $p_{If}$  la pression d'injection en fond de puits
- $p_R$  la pression dans le réservoir, à la distance  $R$  du puits, supposée égale à la pression initiale dans le réservoir,
- $T_i$  la transmissivité intrinsèque du réservoir,
- $\mu$  la viscosité dynamique du fluide,
- $r_e$  le rayon efficace du puits et le débit.

On peut définir l'indice d'injectivité  $I$  du puits comme le rapport entre un débit d'injection et la surpression nécessaire à son obtention, à savoir :

$$I = \frac{Q}{\Delta p} = \frac{2\pi T_i}{\mu \ln \frac{R}{r_e}} \quad (1)$$

A titre indicatif, pour un réservoir ayant une transmissivité intrinsèque de  $T_i = 10^{-11} m^3$ , ordre de grandeur des transmissivités observées sur le Trias pour les opérations d'Achères et de Melleray, on obtient pour de l'injection d'eau pure à  $25^\circ C$ , de viscosité dynamique  $\mu = 8,9.10^{-4} Pa.s$ , avec  $r_e = 10 cm$  et  $R = 10 km$ , un indice d'injectivité  $I \approx 6.10^{-9} m^3.s^{-1}.Pa^{-1}$  soit  $I \approx 2 m^3.h^{-1}.bar^{-1}$ . Cette estimation correspond bien à l'ordre de grandeur des surpressions nécessaires à Melleray : environ  $\Delta p \approx 50 bars$  pour un débit de  $Q \approx 100 m^3.h^{-1}$  (Cheradame *et al.*, 2004).

L'équation (1) montre que l'indice d'injectivité est *a priori* d'autant plus mauvais que le fluide est visqueux et d'autant meilleure que l'aquifère présente une bonne transmissivité intrinsèque et le puits un grand rayon efficace.

La viscosité d'un fluide est un paramètre qui varie avec sa température. Elle dépend de sa composition physico-chimique.

La transmissivité intrinsèque est une caractéristique du réservoir. Elle est directement reliée à la perméabilité des formations géologiques. Cette perméabilité peut être diminuée par le déplacement de microparticules, par des précipitations, par une compaction mécanique. Elle peut être améliorée par corrosion, dissolution et/ou

lessivage ou des effets mécaniques (ouverture de fissures par fracturation thermique...).

Le rayon efficace du puits dépend de la formation au voisinage du puits et des travaux de foration et de complétion qui peuvent fortement l'endommager. Il peut être amélioré par des opérations de nettoyage et de stimulation<sup>5</sup>.

### **Indice d'injectivité apparent**

Dans l'équation (1), définissant l'indice d'injectivité, la pression initiale au sein du réservoir, ou pression de gisement, est relativement bien connue. Elle peut être obtenue par mesure, avant mise en fonctionnement de la boucle géothermale. En revanche, pendant l'exploitation la pression de fond de puits ne l'est qu'assez mal et l'indice d'injectivité au niveau du réservoir n'est pas directement accessible.

A défaut, aux fins de surveillance des installations, on définit l'indice d'injectivité apparent (Cautru, 1987) :

$$I_a = \frac{Q}{p_{it}}$$

- Avec  $p_{it}$  la pression en tête du puits d'injection.

Les deux variables définissant l'indice d'injectivité apparent, le débit  $Q$ , et la pression en tête de puits  $p_{it}$ , peuvent faire l'objet d'un contrôle continu dans la station géothermique. Leur enregistrement régulier permet de reconstruire l'historique de l'indice d'injectivité apparent qui peut être utilisé pour établir un diagnostic et décider

---

<sup>5</sup> Le rayon efficace du puits est souvent exprimé à l'aide du facteur de *skin*  $s = \ln \frac{r_p}{r_e}$ .

Pour un rayon de puits  $r_p$  donné, le rayon efficace du puits est d'autant plus important que le facteur de *skin* est négatif. Pour apprécier les effets d'une opération de stimulation on compare souvent les facteurs de *skin* avant et après l'opération. L'indice d'injectivité du puits peut se réécrire à l'aide de ce facteur de *skin* (cf. Serpen et Aksoy, 2005) :

$$I = \frac{2\pi T_i}{\mu \left( s + \ln \frac{R}{r_p} \right)}$$

L'indice d'injectivité est d'autant plus intéressant que le facteur de *skin* est faible.

d'opérations de maintenance appropriées ou de restauration des performances du puits.

L'indice d'injectivité apparent intègre :

- tous les débits, ceux effectivement injectés dans l'aquifère cible, comme ceux de fuites éventuelles le long de la colonne d'injection,
- toutes les pertes de charges, qu'elles se produisent dans le puits (rugosité des surfaces du tubage, réduction de son diamètre intérieur à cause de précipitations...) ou lors de l'injection effective dans l'aquifère cible.

Les données nécessaires dont les maîtres d'ouvrage doivent disposer pour surveiller l'évolution de l'indice d'injectivité apparent sont essentiellement, en plus des mesures de débit et de pression, la consommation électrique de la pompe, la salinité et la densité de l'eau réinjectée, sa température et sa viscosité (Cautru, 1987).

### **1.3.3. Fronts de mobilité**

Trois fronts peuvent être identifiés lorsque l'on injecte un fluide refroidi dans un réservoir (Menjoz, 1984) :

- le front hydraulique lié à la vitesse réelle interstitielle dans les pores (mis en évidence par un traceur inerte),
- le front thermique lié à la vitesse de déplacement des isothermes,
- le front de colmatage lié à l'extension d'une zone colmatée de perméabilité plus faible.

Pour caractériser l'évolution de ces deux derniers fronts, on introduit la mobilité, rapport de la perméabilité intrinsèque de la roche réservoir à la viscosité du fluide. L'indice d'injectivité est directement proportionnel à la mobilité. L'extension des deux derniers fronts conduit à une perte d'injectivité, qui correspond à l'existence d'un front de mobilité (faible viscosité du fluide refroidi ou perméabilité réduite par dépôt de particules, précipitation...). On distingue alors deux cas généraux (Menjoz, 1984) :

- le cas du « réservoir-composite » lorsque le rayon thermique ou de colmatage ne dépend pas du temps (endommagement stationnaire),
- le cas du réservoir à « front mobile » lorsque la discontinuité des paramètres se déplace avec le temps (endommagement progressif).

Dans le premier cas, la surpression anormale est constante et fonction du débit, du rayon du front, et du contraste de perméabilité ou de viscosité. Dans le second, elle est progressive, continue et se traduit par une dérive dans le temps avec une pente plus forte.

Dans l'étude d'un front de mobilité, trois points sont à préciser :

- l'estimation de la vitesse du front (variant avec la cinétique du colmatage, la nature du fluide injecté...),
- l'amplitude de l'échelon de mobilité (induisant la perte d'injectivité),
- la distribution réelle de la mobilité qui n'est pas une variation brutale, mais un front diffus.

#### **1.4. PHENOMENES PHYSIQUES AFFECTANT L'INDICE D'INJECTIVITE APPARENT**

L'indice d'injectivité apparent évolue avec le temps à cause de phénomènes physico-chimiques se produisant au niveau de la formation réservoir, mais aussi, à cause d'autres phénomènes se produisant dans le puits injecteur. La réussite de la réinjection des saumures refroidies conditionne l'ensemble des opérations. Son échec peut mettre un terme prématuré à la vie de l'exploitation. Une réussite partielle peut limiter l'exploitation de la ressource. La compréhension des phénomènes physiques contrôlant l'évolution temporelle de l'indice d'injectivité est donc primordiale, le but étant une réinjection à un coût énergétique faible et stable dans le temps.

##### **1.4.1. Phénomènes thermiques**

Le voisinage du puits peut être considéré comme isotherme après quelques heures d'injection à température constante. Les phénomènes thermiques, ayant une incidence sur l'indice d'injectivité d'un puits, se développent donc dans l'ensemble de la formation exploitée (Krueger, 1986a; Krueger, 1986b; Vernoux *et al.*, 1997). Dans l'industrie pétrolière, le choc thermique peut, parfois, figer les huiles exploitées (King et Adegbesan, 1997).

##### ***Variations de la viscosité***

La viscosité du fluide froid injecté est plus élevée que celle du fluide chaud. Pour une perméabilité intrinsèque du milieu naturel donnée, la conductivité hydraulique pour l'injection d'un fluide froid sera donc inférieure à celle pour l'injection d'un fluide chaud. Le volume de la bulle froide au niveau du puits injecteur augmentant progressivement, et remplaçant de la saumure chaude, elle devient de plus en plus difficile à pousser. On peut donc prévoir, que, tous paramètres égaux par ailleurs, l'indice d'injectivité décroisse progressivement avec le temps. Ce phénomène est bien connu pour le puits d'injection d'un doublet géothermique au niveau duquel on observe un « front de mobilité mobile » (cf. 1.3.3) dû à l'extension continue du volume froid réinjecté (Menjoz, 1984).

Dans le domaine pétrolier, Platenkamp (1985) propose une étude de l'injection d'eau froide en mer du Nord. Il montre ainsi que la formation d'un bourrelet d'eau froide autour du puits injecteur peut diminuer l'efficacité de l'injection et augmenter les effets

de *skin* (cf. note 5). Toutefois, en ce qui concerne les opérations géothermiques, cette décroissance de l'indice d'injectivité n'est pas très marquée (Menjot *et al.*, 1996). Les calculs montrent que la réduction d'indice d'injectivité peut atteindre 1 à 2% en 10 ans (Cautru, 1987).

Enfin, dans un environnement carbonaté, comme par exemple le Dogger du Bassin parisien, l'eau froide étant plus agressive que l'eau chaude, la perméabilité a tendance à augmenter par dissolution. Cette augmentation progressive et légère de la perméabilité compense généralement la baisse de l'indice d'injectivité.

### **Fracturation thermique**

Le contact entre la saumure refroidie et le milieu poreux chaud peut élargir les fissures existantes par retrait de la matrice, ou en créer de nouvelles par fracturation thermique (Cautru, 1987). L'indice d'injectivité d'un puits peut donc se maintenir dans le temps, voir s'améliorer.

Ainsi, Serpen et Aksoy (2005) rapportent que l'indice d'injectivité augmente parfois avec le temps (Bixley et Grant, 1979; Horne, 1985). On citera, notamment, les champs géothermiques de Mahiao, aux Philippines (Dobbie et Menzies, 1979), de Broadlands, en Nouvelle Zélande (Grant *et al.*, 1982), de Krafla, en Islande (Bodvarsson *et al.*, 1984). Cette amélioration, attribuée à l'ouverture des fractures sous les effets conjugués de la pression d'injection et de la contraction thermique de la roche, est essentiellement observée sur des champs haute énergie (Ariki et Hatakeyama, 1997; Maréchal *et al.*, 2008). Ce phénomène a été modélisé pour le champ géothermal de Yutsubo, à Kyushu, au Japon (Nakao et Ishido, 1998).

Il est intéressant de noter qu'à cause du changement de régime thermique, des fractures peuvent être créées par une pression d'injection en fond de puits inférieure à la contrainte existant initialement dans le réservoir. Ainsi, sur le champ de Prudhoe Bay, le refroidissement d'un réservoir à 93°C par de l'eau de mer à 27°C peut créer une réduction de la contrainte thermoélastique de l'ordre de 7 MPa (Martins *et al.*, 1995). Les mêmes calculs conduisent même à une réduction double pour le champ d'Ula en Mer du Nord (van den Hoek, P.L. *et al.*, 1996).

Dans les réservoirs argilo-gréseux, caractérisés par une forte variabilité des faciès et des perméabilités (cf. partie 2.1), les fractures induites par les contrastes thermiques peuvent recouper des corps sableux plus perméables. Les surfaces ainsi rendues disponibles à la circulation du fluide peuvent compenser la perte d'injectivité à laquelle on peut s'attendre, en particulier, à cause de la migration de particules. Hjelm *et al.* (1996) ont ainsi observé sur le champ d'Ula, en Mer du Nord, que la fracturation pouvait sensiblement varier entre les injecteurs à faible et fort débit. Enfin, on peut noter que cette fracturation peut, elle aussi, générer des particules (sables et argiles) qui peuvent à leur tour être déplacées par le fluide injecté, envahir la formation et contribuer à un abaissement de la perméabilité.

### 1.4.2. Phénomènes hydrodynamiques

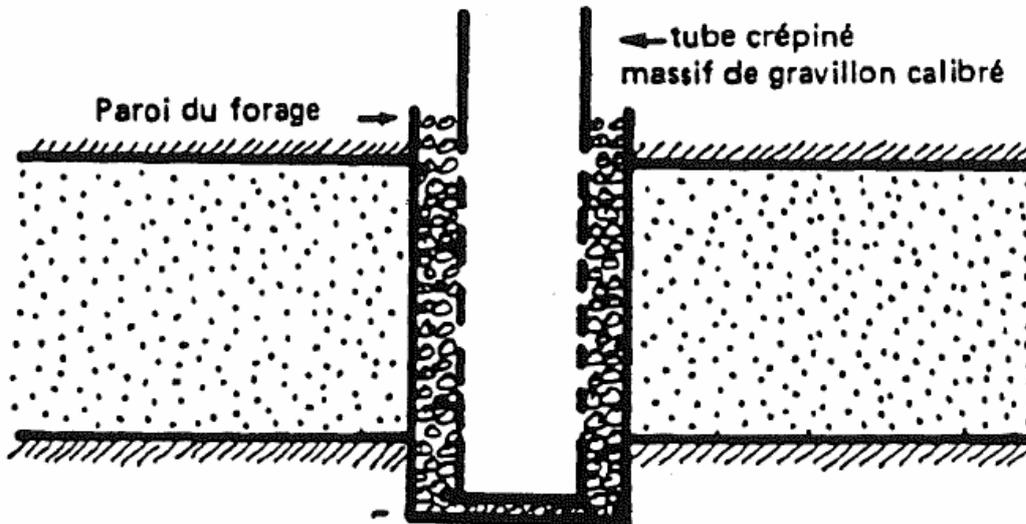


Figure 1 : Coupe d'un forage (de Marsily, 1994)

Il existe toujours, au voisinage du forage, des pertes de charge quadratiques dans les premiers décimètres de terrain entourant le puits, dans le massif de gravier filtrant et dans la crépine centrale (Figure 1). Ces pertes sont dues à la dissipation d'énergie cinétique dans les pores. Elles sont analogues aux pertes de charge dans les coudes ou les étranglements des tubes (de Marsily, 1994). La forme de la crépine, la qualité de la complétion du puits, la présence ou non de massif de gravier (*gravel-pack*) influencent alors l'injectivité du puits. L'ensemble de ces effets se retrouve dans le facteur de *skin* du puits, et, influence son indice d'injectivité.

Les conditions hydrodynamiques (turbulence) en plus de créer des pertes de charges peuvent également affecter la cinétique de réactions chimiques. Quddus *et al.* (1993) relèvent que le taux de dépôt des sulfates de calcium augmente avec le nombre de Reynolds de l'écoulement, et ce, quelque soit la nature de l'écoulement, laminaire ou turbulent, mais, cette augmentation est plus rapide dans le régime turbulent. Les effets de chenalisation de l'écoulement peuvent aussi induire une localisation préférentielle des dépôts qui vont obstruer les conduits initialement les plus efficaces.

Enfin, il est important de noter que l'interaction entre ces phénomènes hydrodynamiques et le dépôt de particules dans le réseau poreux peut conduire à des décroissances importantes de la perméabilité du milieu. Chen *et al.* (2008) montrent que l'accumulation de colloïdes dans le réseau poreux modifie sa tortuosité et augmente la dissipation d'énergie liée à l'écoulement du fluide. Cette modification se traduit à grande échelle par une baisse importante de la perméabilité.

### 1.4.3. Phénomènes mécaniques

En plus de la fracturation, le changement du champ de contraintes lié à la réinjection induit des variations des propriétés pétrophysiques du réservoir (porosité et perméabilité). Ces effets sont étudiés au voisinage du puits dans le cadre des recherches sur le stockage de CO<sub>2</sub> (Azaroual *et al.*, 2007).

Des expériences de percolation sur carotte ont également montré que la perméabilité de grès peu poreux soumis à une contrainte triaxiale décroissait d'abord sous l'effet de la compaction, puis, augmentait avec le phénomène de dilatance. A partir de l'apparition de la dilatance, l'évolution de la perméabilité suit celle de la déformation volumique, mais l'augmentation n'est pas suffisante pour retrouver la perméabilité initiale (Heiland, 2003).

Ces effets mécaniques sur la perméabilité, dus au changement de contrainte effective entraîné par l'injection d'un fluide, ont également été mis en évidence sur le terrain. Cependant, malgré des conditions expérimentales identiques (nature de la roche, amplitude des variations de pression...) il est difficile de comparer les résultats obtenus entre les deux échelles. En effet, alors que les expériences en laboratoire mesure l'effet d'hétérogénéités micro-structurelles, les évolutions observées au niveau du puits sont influencées par les structures à grande échelles : présence de failles, organisation des réseaux... (Huenges *et al.*, 2006).

Enfin, des expériences ont montré que la perméabilité des grès devenait très anisotrope lors de tests de compression triaxiale. La perméabilité est alors la plus forte dans la direction de la contrainte principale (Bruno, 1994; Zhu *et al.*, 1997; Zhu *et al.*, 2002; Bernabe *et al.*, 2003).

### 1.4.4. Phénomènes chimiques

Saripalli *et al.* (2001) proposent une revue des phénomènes chimiques affectant les propriétés pétrophysiques des aquifères. Parmi ceux-ci, on s'intéresse ici aux phénomènes de précipitation et dissolution.

Le changement de température lié à l'extraction de la chaleur et les apports exogènes (corrosion, entrée d'oxygène de l'air par des fuites...) provoquent la précipitation de silice,... Les phénomènes de coalescence de gels colloïdaux de silice, la précipitation d'autres espèces minérales (sulfures, sulfates, fluorures, argiles...) sont également évoquées dans la littérature géothermale (Cautru, 1987).

#### **Précipitations**

Les dépôts dans les tubages et dans le puits d'injection peuvent diminuer leur section utile et accentuer la rugosité des parois, augmentant ainsi les pertes de charge en ligne. Les précipités dans la formation en recouvrant la surface des pores peuvent diminuer leur ouverture et contribuer ainsi à une perte d'injectivité (Aliaga *et al.*, 1992).

Les particules arrachées mécaniquement, celles d'origine chimique, peuvent venir obturer les pores et les canaux des réservoirs ou se déposer en fond de puits.

Dans le puits, les dépôts peuvent être mis en évidence au moyen d'un profil de diagraphies au diamètreur (appareil de mesure du diamètre du forage). En fond de puits, la hauteur de sédiment déposée (top-sédimentaire) constitue également une information importante.

#### • Haute énergie

Le dépôt de silice est probablement le problème opérationnel le plus délicat en réinjection sur les champs géothermiques haute énergie (Stefansson, 1997). Il se produit soit dans le puits de réinjection, soit dans le réservoir géothermal lui-même.

Le dépôt de silice est provoqué par la sursaturation en  $\text{SiO}_2$  du fluide géothermal séparé, la vaporisation concentrant les éléments dans la phase liquide. Il s'agit d'un processus complexe et le taux de précipitation dépend de facteurs comme la température, le pH du fluide, les concentrations relatives en  $\text{SiO}_2$  et autres solutés. En général, la précipitation de silice est inhibée par l'abaissement du pH du fluide (Stefansson, 1997). Ainsi, plusieurs solutions reposent sur un traitement à l'acide du fluide réinjecté.

Dans la plupart des cas, le choix de la température d'injection est lié à la saturation en silice du fluide. Soit le fluide est injecté directement après séparation à une température assez élevée (150-170°C) soit après précipitation en surface pour être ensuite injecté à des températures plus faibles (30-90°C). L'élimination de la silice par précipitation à partir de l'eau séparée a toutefois connu des résultats divers (Stefansson, 1997).

Le dépôt de calcite est moins commun en haute énergie et plutôt rencontré dans les réservoirs carbonatés. Une baisse continue d'injectivité d'un puits d'injection sur le champ de Kizildere (Turquie) a ainsi été attribuée à une précipitation de calcite dans la formation et la partie inférieure du forage. Cette précipitation serait due au réchauffement progressif de la saumure injectée saturée en calcite (Satman *et al.*, 2000).

On peut préférer réinjecter une saumure aussi refroidie que possible de façon à récupérer tout de suite un maximum d'énergie du réservoir géothermique. Par exemple, on peut envisager l'utilisation d'une turbine binaire. Cependant, s'il existe une source de chaleur réchauffant rapidement le fluide injectée (intrusion magmatique), la réinjection d'eau relativement chaude n'est pas *a priori* une perte d'énergie à l'échelle du réservoir à moins que cette injection ne se traduise rapidement par une chute de l'enthalpie du fluide produit (court-circuit avec percée thermique). On devra simplement produire un débit plus important pour récupérer la même quantité d'énergie (Stefansson, 1997).

### • Basse et moyenne énergie

Sur les champs basse et moyenne énergie, on n'a pas séparation des phases et la composition chimique de la saumure réinjectée est très proche de celle de la saumure produite, mis à part quelques apports exogènes (fuite ou corrosion). De plus, comme noté précédemment, le voisinage du puits peut être considéré isotherme après quelques heures d'injection à température constante. Les précipitations affectant directement l'indice d'injectivité du puits se produiront donc, pour la plupart, dans le forage (Vernoux *et al.*, 1997).

Les réservoirs argilo-gréseux contiennent, en plus du matériel siliceux et des argiles, de nombreux carbonates. Les principaux sont les carbonates de calcium, de fer et de magnésium. Ces minéraux, formant souvent le ciment des grès, sont présents en des proportions très variables et peuvent réagir de différentes façons aux fluides injectés dans le réservoir. De manière générale, aux températures rencontrées dans les opérations géothermiques basse et moyenne énergie, la silice reste inerte (Saripalli *et al.*, 2001). Les problèmes de précipitation/dissolution vont donc essentiellement concerner les autres espèces.

Dans les formations autres qu'argilo-gréseuses, des dépôts sont suspectés chaque fois qu'une augmentation de la puissance de pompage à la réinjection s'avère nécessaire. Indépendamment de ce critère très indirect, des examens de puits ou des opérations destinées à remettre les puits en état apportent des preuves plus concrètes, comme sur des forages de réinjection des opérations du Bassin parisien (Baron, 1987) :

- Porte de Saint-Cloud, on a trouvé 35 m de dépôts en fond de puits qui masquaient partiellement un niveau injecteur. De plus, un micro-diamètreur a décelé un dépôt de 2,8 mm d'épaisseur environ, présentant le même aspect irrégulier que dans les forages de production.
- Au Blanc-Mesnil, où des opérations d'acidification ont eu lieu, les dégagements abondants d'H<sub>2</sub>S et les prélèvements en tête lors du dégorgeement du puits ont attesté la présence de « sulfures ».
- A la Courneuve-Nord, un dépôt en fond de puits, non échantillonné, indiquait également la présence de dépôts de nature indéterminée.
- A Meaux, des dépôts de sulfure de fer amorphe ont été identifiés en fond de puits.

De manière générale, les sédiments mis en évidence en fond de puits peuvent être soit des calcaires provenant de la formation (Dogger) soit des sulfures, produits de corrosion, générés par l'exploitation.

Des études réalisées sur les saumures produites à partir du Trias d'Achères ont montré des teneurs très importantes de colloïdes riches en fer et en silice qui apparaissent dès l'émergence. Ces colloïdes sont toutefois moins riches en silice que pour les saumures de haute enthalpie, du fait de la différence de températures. Dans le Bassin parisien, les fluides du Trias présentent cette particularité contrairement à ceux

du Dogger à cause de teneurs très importantes en fer. Dans les fluides du Dogger, ces teneurs en fer sont toujours maintenues à des niveaux très bas par la présence de soufre réduit (Fouillac, 1984). L'étude géochimique des fluides du Trias du Bassin parisien est présentée dans la partie 3 de ce rapport (Caractérisation chimique et isotopique des fluides du Trias du Bassin de Paris).

#### • Processus et cinétique

La précipitation des carbonates dépend des changements de pression et de pH des fluides du réservoir alors que celle des sulfates est souvent la conséquence du mélange de deux fluides incompatibles, par exemple le fluide du réservoir et celui réinjecté (Wat *et al.*, 1992). Les dépôts sulfatés sont moins solubles que les carbonatés. Un traitement à l'acide peut efficacement supprimer ces derniers (CaCO<sub>3</sub>...) mais se révéler inopérant face aux premiers.

Dans une solution sursaturée, la précipitation d'une phase solide se fait selon deux mécanismes distincts. La nucléation se produit d'abord, soit sur une surface préexistante, soit à partir de colloïdes en suspension dans la solution. On parle de nucléation hétérogène (Walton, 1967). Cette première étape est extrêmement rapide. Le cristal se développe ensuite, à partir de ce noyau. La croissance se fait par transfert de matière entre la solution et la surface du cristal (adsorption) puis par incorporation des éléments dans le réseau cristallin (Snoeyink et Jenkins, 1980). Le transfert de matière est la plupart du temps rapide et le processus de croissance cristalline limite généralement la cinétique de précipitation (Luo *et al.*, 1992). Cette cinétique dépend du mécanisme de croissance cristalline (Saripalli *et al.*, 2001).

Le taux de saturation d'un élément est une variable très importante qui donne des renseignements sur la probabilité qu'il précipite et la cinétique associée à cette précipitation. Dans un écoulement souterrain, qui constitue un environnement en évolution, de faibles variations dans la composition chimique des saumures, l'état des surfaces des cristaux, peuvent avoir un impact sur l'étendue de la zone de précipitation et son ampleur. Les approches basées seulement sur l'étude des équilibres peuvent, alors, se révéler peu adaptée dans l'interprétation et dans la prédiction de ce phénomène (Saripalli *et al.*, 2001).

En plus de paramètres classiques comme la température ou la pression, il existe, en effet, de nombreux facteurs de contrôle des réactions de précipitation, comme, par exemple, les conditions hydrodynamiques du fluide (cf. 1.4.2). Le modèle de Lappan *et al.* (1997) montre d'ailleurs que la précipitation est d'autant plus intense que le gradient du temps de résidence est élevé et que l'écoulement est opposé à ce gradient. Dibble et Potter (1982) montrent également que les écoulements rapides favorisent la précipitation de minéraux stables alors que des écoulements plus lents peuvent conduire à l'apparition de phases moins stables.

Ces mêmes auteurs (Potter et Dibble, 1985), ont observé que deux mécanismes sont responsables de l'obstruction des pores des grès par les oxy-hydroxydes de fer. D'une part, la floculation et la coagulation des précipités forme un filtrat (*filter cake*) au

voisinage du massif de gravier. D'autre part, les colloïdes de précipités adhèrent aux surfaces des grains de quartz par interaction électromagnétique.

Les problèmes liés au dépôt de précipités peuvent assez souvent être éliminés à l'aide d'un traitement chimique des saumures injectées. Ainsi, le contrôle de la pression partielle de CO<sub>2</sub> peut limiter la précipitation des carbonates. Des problèmes peuvent apparaître lorsque les espèces précipitées sont peu solubles, comme, par exemple, le sulfate de baryum. Une fois déposées, ces espèces ne peuvent plus être dispersées par mise en solution.

### **Dissolution**

La solubilité des carbonates de calcium ayant une évolution inverse à celle de la température, les problèmes de précipitation se rencontrent essentiellement dans le cas d'eau réchauffées et concernent peu, *a priori*, les saumures géothermales. Par contre, dans un environnement carbonaté, comme le Dogger du Bassin parisien, l'eau froide étant plus agressive que l'eau chaude, la perméabilité a tendance à augmenter par dissolution. Cette augmentation progressive et légère de la perméabilité compense généralement la baisse d'indice d'injectivité liée à l'évolution de la viscosité (*cf.* partie 1.4.1).

De même, des simulations numériques, d'injection dans un environnement gréseux, montrent que la réduction continue de l'indice d'injectivité liée à la viscosité plus élevée du fluide froid est atténuée par des réactions chimiques liées au changement de température. Ainsi, l'effet positif sur l'injectivité induit par la dissolution de l'anhydrite au voisinage du puits d'injection domine l'effet négatif lié à la reprécipitation de l'anhydrite au niveau du front froid, là où le fluide se réchauffe, entraînant un effet global facilitant l'injection (Kühn *et al.*, 2002).

La dissolution des espèces minérales, si elle accroît la porosité du réservoir, peut également contribuer à réduire sa perméabilité. En effet, lorsque le ciment de la roche réservoir est dissous, des particules de sable ou d'argiles peuvent être déstabilisées et entraînées dans l'écoulement. L'évolution de la perméabilité dépendra alors de la taille de ces particules par rapport à l'ouverture des pores (*cf.* partie 2.3).

Sayegh *et al.* (1990) a étudié la percolation continue d'une saumure saturée en CO<sub>2</sub> au travers de carottes gréseuses du réservoir de Pembina Cardium (Alberta). Toutes les expériences ont initialement montré une décroissance importante de la perméabilité, après quoi celle-ci ré-augmentait sans pour autant retrouver sa valeur initiale. Un examen des carottes au microscope a montré que de fines particules avaient obstrué les pores réduisant la perméabilité comme pour les autres expériences de percolation sur carottes de grès (*cf.* 2.2.3). Cependant, des altérations des minéraux ont été également identifiées : la dissolution de la calcite, de la sidérite... Elles pourraient expliquer l'accroissement secondaire de la perméabilité observé lors des expériences.

## **Modélisation**

De nombreux modèles reliant l'évolution de la porosité et de la perméabilité des roches aux réactions chimiques existent. La plupart sont basés soit sur une description macroscopique des phénomènes (Fair et Hatch, 1933; Bear, 1972 et partie 2.2.1), soit sur une description des phénomènes se produisant à l'échelle du grain (Panda et Lake, 1995; Woudberg et Du Plessis, 2008). L'étude comparée de certains de ces modèles, réalisée par Reis et Acock (1994), montre que le modèle traditionnel du capillaire sous-estime de manière significative les réductions de perméabilité car il n'arrive pas à reproduire l'effet de la géométrie très variable des ouvertures de pores, comme, par exemple, le rôle des pores très étroits. Cependant, les modèles récents reproduisent de plus en plus précisément ces géométries (Youssef *et al.*, 2007).

Dans le domaine de la géothermie on peut citer l'étude de la réduction de perméabilité causée par la précipitation d'anhydrite dans les réservoirs gréseux du Rhétien du bassin d'Allemagne du Nord (Pape *et al.*, 2005; Wagner *et al.*, 2005). Le code utilisé dans ces études (SHEMAT) a auparavant été validé sur des études de percolation sur carotte (Bartels *et al.*, 2002). Enfin, Kühn *et al.* (2002) montrent numériquement que la réduction naturelle de l'indice d'injectivité d'un puits géothermique dans les grès du Buntsandstein allemand (viscosité de la saumure froide) peut être compensée par des réactions chimiques.

## **Analyses géochimiques**

Des analyses réalisées, dans les années 1980, sur les fluides prélevés à Melleray, ont montré des propriétés physico-chimiques très comparables à celles du Trias européen décrites dans la littérature (figure 2). Une analyse plus poussée de prélèvements effectués dans le Bassin parisien fait l'objet de la partie 3 de ce rapport.

Site Pays Puits	Melleray (1) France GMY1	Soultz (2) France W 4616	Metanopoli (3) Italy Well 2d	Aars (4) Denmark Well 1a	Murchwood (5) U.K. Well 1	Southampton (5) U.K. Western Espl. well 1
T°C (formation)	75.5	120	65	60	73.6	76.0
pH (en tête)			7.05	6.0	6.75	6.0
GLR*	0.26	0.2	2.	0.14	-	-
TDS g/l	35.2	100	94	268	103.4	124.5
Phase gazeuse (vol. %)						
N <sub>2</sub>	63.1	28.2	0.8	32.3	77	74
CO <sub>2</sub>	29.3	46.8	1.2	17	4.5	6.7
CH <sub>4</sub>	6.2	5.6	97.7	49.3	17.5	17.4
Ar + H <sub>2</sub> + He	1.2	19.2**	0.3	2	1	1.9
Phase liquide (ppm)						
Na	11 060	28 000	24 100	74 000	33 240	41 300
K	320	326	194	730	582	705
Ca	1 236	6 920	2 114	23 500	3 670	4 240
Mg	409	138	691	2 950	668	752
Fe	6.1	176***	-	270	4.2	4.1
SiO <sub>2</sub>	37	-	29.1	48	33.2	38.1
Cl	20 000	57 800	42 558	167 000	63 815	75 900
SO <sub>4</sub>	1 760	254	27	48	1 400	1 230
HCO <sub>3</sub>	319	665	183	80	61	71

\* Gas liquid ratio

\*\* The high measured value of H<sub>2</sub> is probably owing to corrosion reactions

\*\*\* The high iron content will also be a result of corrosion

(1) Vuataz *et al.* (1988), (2) IMRG data, (3) AGIP (1988)

(4) Dansk Olie and Naturgas (1983), (5) Allen *et al.* (1983)

Figure 2 : Composition géochimique des fluides du Trias (Boisdet *et al.*, 1989)

#### 1.4.5. Transport particulaire, micro bulles

Les effets du transport particulaire sur la réduction de perméabilité sont traités en détail dans la partie 2.3 de ce rapport.

Dans la plupart des cas, les saumures géothermales contiennent des gaz dissous. Suivant les conditions thermodynamiques, de microbulles de ces gaz peuvent apparaître dans les installations de surface de la boucle géothermale. Certains auteurs n'excluent pas l'hypothèse que ces microbulles, stables puisque de très petite taille, puissent constituer un agent colmatant transportable et piégeable, au même titre que des particules solides (Menjot, 1984).

Les phénomènes de colmatage par microbulles provoquent une chute très rapide de l'indice d'injectivité puis sa stabilisation autour d'une valeur palier. L'existence de microbulles a ainsi été évoquée pour expliquer les difficultés de réinjection rencontrées sur le site de Melleray (Boisdet *et al.*, 1989). Cette hypothèse repose sur l'analyse d'expériences de percolation sur carotte (Ten Dam et Vetter, 1983).

Cependant, même si d'autres expériences de percolation montrent la possibilité du colmatage d'une carotte par des bulles de gaz, l'analyse mathématique de la dissolution de ces bulles dans la saumure prévoit des temps de dissolution très variables, qui dépendent, en particulier, du rayon des bulles. Ce rayon est une fonction de la pression du fluide. Or, de la tête de puits à la formation cible, la pression augmente de manière conséquente. Il est probable que la plupart des bulles de gaz soient dissoutes, et que celles restant, aient des rayons très faibles. Il est alors difficile

d'expliquer qu'une perte d'injectivité consécutive à l'échelle d'un réservoir soit causée par la présence de ces microbulles (Vernoux *et al.*, 1997).

## 1.5. CONSIDERATIONS DIVERSES

### 1.5.1. Réalisation du forage

Parmi les sources de particules pouvant être à l'origine de problèmes de colmatage et de perte d'injectivité d'un puits on trouve les boues de forage. Suivant comment s'est déroulé la foration et le type de complétion choisi, de nombreuses particules exogènes à la formation peuvent être présentes en fond de puits ou dans une fine couche dans la formation autour de puits (*cake*, Figures 3 et 4).

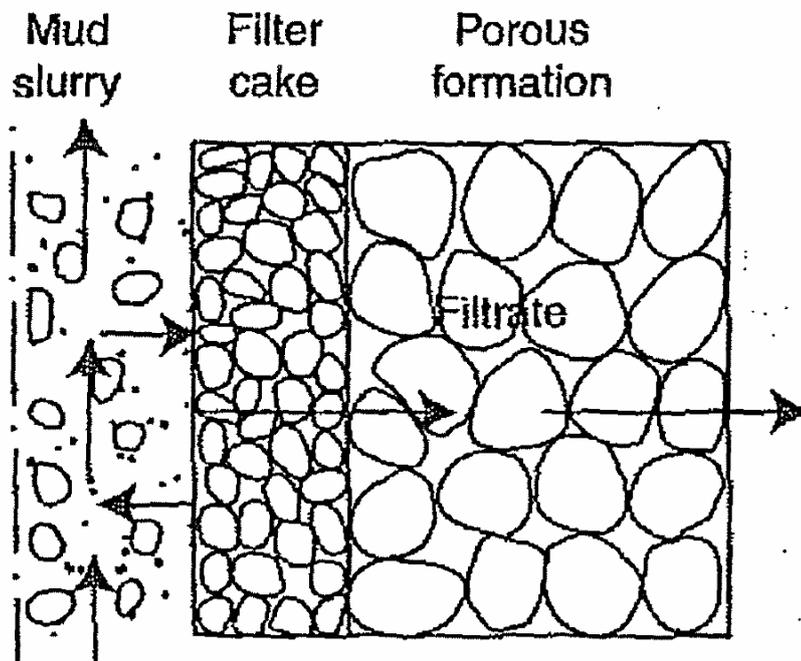
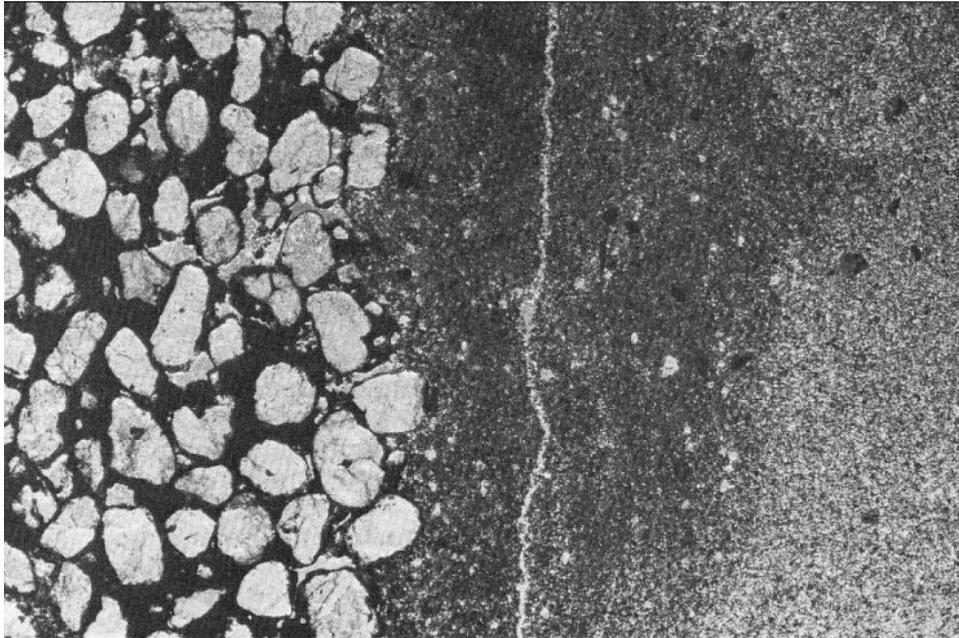


Figure 3 : Développement du cake à partir de la circulation de boue de forage (Civan, 2007)



*Figure 4 : Massif de gravier (à gauche), au contact du grès de la formation exploitée (à droite) (Krueger, 1986b).*

*Le massif de gravier est envahi par le sable, les impuretés et la boue de forage. La zone sombre dans les grès correspond à la boue de forage ayant envahi les pores.*

### **1.5.2. Période d'observation**

La durée d'observation des phénomènes de colmatage est également importante car certains peuvent présenter un caractère transitoire. Ainsi, Wang (2003) rapporte le cas d'un test d'injection avant exploitation se concluant par un faible indice d'injectivité, alors que l'injection pendant l'exploitation a pu être réalisée sans effort particulier.

Dans les milieux fracturés, souvent caractérisés par un comportement à double porosité et double perméabilité, les différents milieux peuvent présenter des temps caractéristiques différents. Ainsi, on peut observer des comportements différenciés dans le temps (Wang, 2005).

### **1.5.3. Phénomènes bactériens**

Une prolifération bactérienne dans le puits ou dans les niveaux poreux du réservoir peut créer une quantité importante de mucilage<sup>6</sup> et favoriser des modifications

---

<sup>6</sup> Mucilage : substance végétale constituée de polysaccharides, qui gonfle au contact de l'eau et produit une substance visqueuse.

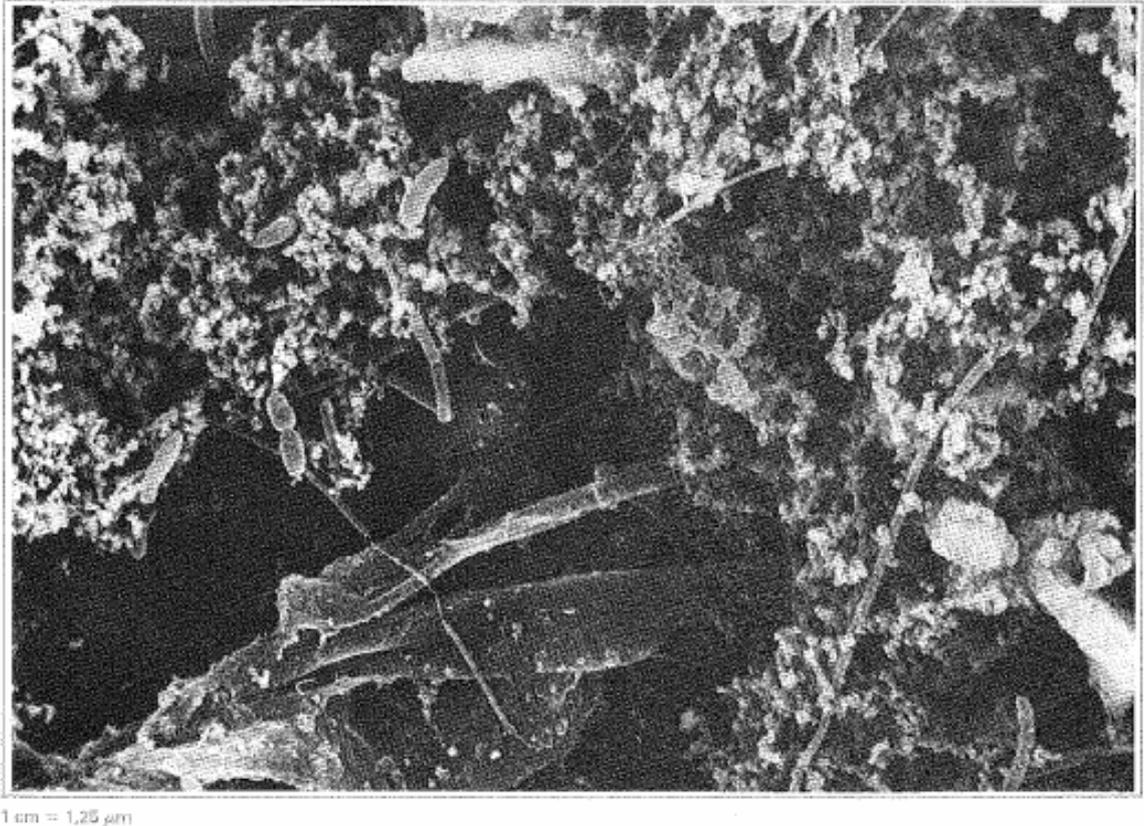
chimiques susceptibles de provoquer des précipitations, qui peuvent, à leur tour, conduire à des problèmes de colmatage.

Les études réalisées sur divers puits du Dogger et du Trias du Bassin parisien ont montré la présence de divers types bactériens dans les eaux géothermales. Si les microflore hétérotrophes sont peu actives, certaines microflore anaérobies, thermophiles et chemolithotrophes, présentent des effectifs relativement importants et des activités métaboliques intenses dans les conditions d'exploitation (Bianchi et Daumas, 1984).

Les microflore sulfato-réductrices et méthanogènes, bien représentées, pourraient intervenir dans les processus de corrosion en permettant un déroulement continu des processus électrochimiques qui, sans cette intervention bactérienne auraient tendance à se stabiliser quand le potentiel d'équilibre est atteint. Les bactéries produisent également de l'hydrogène sulfuré qui provoque une corrosion par fragilisation ou par claquage. Enfin, les microflore directement liées au cycle du fer, tirant leur énergie de réactions d'oxydation des ions ferreux en ions ferriques, participent activement à la corrosion en dépolarisant également le système par pompage de ces ions ferreux (Bianchi et Daumas, 1984). Cette corrosion dans la boucle géothermale est une source importante de particules, et participe au colmatage de la formation.

D'une manière générale, la comparaison des études effectuées sur les deux puits d'un même doublet géothermique a montré la prolifération de microflore lors du passage dans l'échangeur. Cette prolifération conduit à la production d'une biomasse bactérienne non négligeable qui aurait pu être de l'ordre de plusieurs litres de substance bactérienne par jour pour le puits de réinjection de Melleray (Bianchi et Daumas, 1984).

L'examen en microscopie électronique à balayage montre la dominance de microflore ayant une nette tendance à la formation de filaments qui adhèrent aux surfaces et aux particules (cf. figure 5). Ces filaments et ces flocs bactériens pourraient participer aux processus de colmatage des puits de réinjection (Bianchi et Daumas, 1984).



*Figure 5 : Examen en microscopie électronique à balayage d'une éprouvette immergée dans le fluide géothermal de Creil (Bianchi et Daumas, 1984)*

*L'échantillon est maintenu sans renouvellement à 55°C. On observe une intense colonisation par des bactéries produisant des filaments et des agrégats qui constituent une importante biomasse cellulaire susceptible de participer au colmatage.*

#### **1.5.4. Considérations socio-économiques**

##### ***Impact environnemental***

Comme noté précédemment, la réinjection des saumures permet de stocker un fluide aux qualités médiocres vis-à-vis de l'environnement. Face à des problèmes d'injectivité, lorsque les propriétés de l'eau sont acceptables, on peut envisager une utilisation en surface (eau potable chaude produite à partir du Trias de Châteauroux) ou une dérogation exceptionnelle (rejet provisoire en Loire à Melleray, au début des années 1980).

On peut également envisager une réinjection multi-aquifère. Cependant, cette opération est rigoureusement encadrée car certains aquifères représentant des réserves stratégiques. Le code de l'environnement définit les conditions de rejet. De manière générale, les mélanges de fluides de compositions différentes ne sont pas

encouragés. Ces précautions expliquent aussi la surveillance régulière des puits producteur et injecteur pour éviter que les saumures géothermales ne contaminent d'autres niveaux réservoir, à la suite de fuites.

### **Conflits d'usage**

Le sous-sol en plus d'être considéré, depuis longtemps, comme une ressource (minerais, hydrocarbures, géothermie...) est de plus en plus envisagé comme un lieu de stockage terminal (réinjection de saumures, déchets industriels, CO<sub>2</sub>...). Ces nouveaux enjeux, et les conflits d'usage qui en découlent, bien qu'encore peu étudiés, devraient prendre une importance croissante dans la définition d'une opération de réinjection.

### **Risque sismique**

Dans certaines situations, l'injection de fluide peut générer des microséismes. Dans les secteurs où les failles potentiellement actives sont déjà proches de la rupture, la pression de pore accrue résultant de l'injection, peut induire des changements suffisants de contrainte pour, avec le temps, conduire à une rupture soudaine et éventuellement provoquer un tremblement de terre plus ou moins important. La sismicité induite par la production ou l'injection, sur les exploitations pétrolières ou géothermiques, est un phénomène connu depuis longtemps (Guha, 2001; Maréchal *et al.*, 2008).

Récemment, à Soultz-sous-Forêts, en France, l'injection à haute pression (plus de 26 bars de surpression) dans des formations peu perméables mais chaudes à environ 5 kilomètres de profondeur a provoqué des microséismes (Baria *et al.*, 2005). La stimulation par fracturation hydraulique dans le cadre du projet *Deep Heat Mining* (extraction de la chaleur profonde) à Bâle en Suisse a également généré une sismicité accrue avec plusieurs séismes d'intensité supérieure à 3 sur l'échelle de Richter. Ce séisme, qui a secoué la ville même de Bâle, le 8 décembre 2006, a entraîné le gel du programme d'injection. D'après une étude statistique des enregistrements obtenus, le temps de retour à une activité sismique correspondant à l'activité moyenne de la région serait maintenant de l'ordre d'une dizaine d'années (Kraft *et al.*, 2008).

Ces expériences pourraient conduire à une association malheureuse de la réinjection des saumures géothermales à un risque sismique. Les deux exemples cités précédemment concernent cependant des systèmes géothermiques améliorés (E.G.S.) et l'injection de fluide à très haute pression pour permettre la fracturation de la roche. Les doublets géothermiques des bassins parisien et aquitain fonctionnent depuis plusieurs décennies sans aucune incidence sismique. Les régions ne sont pas sismiques, les pressions mises en jeu sont plus faibles.

Si on envisage des opérations de stimulation hydraulique pour améliorer l'injectivité des certains puits, ou, éventuellement, l'injection à des pressions proches de la pression de fracturation, ce risque devra toutefois être pris en compte.

## 2. Spécificité des réservoirs argilo-gréseux

Des problèmes sérieux ont été rencontrés dans l'injection d'eau de mer ou d'eau douce, la réinjection d'eaux de formation de champs pétroliers et de saumures géothermales dans des réservoirs clastiques, non ou peu fracturés, alors même que ces réservoirs présentaient une porosité matricielle acceptable, et une transmissivité *a priori* intéressante. Les formations gréseuses sélectionnées étaient endommagées soit par le forage et les méthodes de complétion, soit par les méthodes de réinjection. Certains de ces dommages sont réversibles, d'autres sont pratiquement irréversibles (Ten Dam, 1984).

A la suite, on détaille certaines caractéristiques spécifiques des formations argilo-gréseuses et leur possible implication sur ces problèmes de réinjection.

### 2.1. ASPECTS GEOLOGIQUES

#### 2.1.1. A l'échelle du bassin sédimentaire

Les formations argilo-gréseuses peuvent correspondre à de nombreux environnements de dépôts qui possèdent chacun leurs caractéristiques en termes de processus sédimentaires et d'architectures des dépôts. On en trouve aussi bien dans les environnements marins profonds (turbidites...) ou peu profonds (dépôts côtiers dominés par les marées, les vagues...), que dans les environnements continentaux (dépôts fluviaux, en tresse, méandriques, anastomosés, de plaine d'inondation, dépôts éoliens...) et enfin à la transition entre les deux (dépôts de plages, de lagunes...).

Bien que n'étant pas totalement prévisible la répartition de ces environnements et des faciès sédimentaires associés répond à une certaine logique au sein d'un bassin sédimentaire. Développée à partir de l'étude de coupes sismiques, la stratigraphie séquentielle s'attache à formaliser cette logique et identifier les différents paramètres qui vont contrôler l'évolution spatiale et temporelle de cette répartition (Emery et Myers, 1996).

La stratigraphie séquentielle a largement fait ses preuves dans le domaine pétrolier, en particulier, en termes de prédictions loin des points de données. En proposant un schéma pour l'évolution spatiale et temporelle d'un bassin sédimentaire et de ses environnements de dépôts, elle permet de proposer une localisation des niveaux aux propriétés réservoirs les plus intéressantes *a priori* (forte proportion de sable, faible argilosité...). Dans le cadre d'une caractérisation du potentiel géothermique d'un bassin on pourrait par exemple l'utiliser pour identifier les zones les moins argileuses et éviter ainsi les problèmes de réinjection associés à la présence d'argile (cf. parties suivantes).

### **2.1.2. Caractérisation des réservoirs**

Comme dans l'industrie pétrolière, une meilleure connaissance des réservoirs est nécessaire pour comprendre l'écoulement des fluides en leur sein et améliorer la récupération du pétrole ou de la chaleur. Les travaux de caractérisation de réservoir consistent à décrire, quantifier et modéliser la distribution des hétérogénéités de réservoir (sédimentologie, diagénèse et fracturation). Ils s'appuient sur les données de subsurface ou d'affleurements.

#### ***Différentes échelles d'hétérogénéités***

De manière générale, les séries sédimentaires détritiques sont caractérisées par une grande variabilité spatiale des faciès. Du point de vue de l'exploitation pétrolière ou géothermique de ces séries, cette variabilité de faciès se traduit par la variabilité des propriétés pétrophysiques qui y sont associées. Ces hétérogénéités se retrouvent à différentes échelles, du corps sédimentaire hectométrique à l'hétérogénéité intergranulaire infra-millimétrique (cf. figure 1 pour une illustration de cette variabilité dans un milieu fluviatile). En général les corps sableux et gréseux se déposent en alternance avec des bancs argileux et sont plus ou moins connectés entre eux, il est donc rare de trouver, comme en milieu carbonaté (par exemple dans le Dogger du Bassin de Paris), des couches épaisses, homogènes et continues de réservoir sans argile.

Il revient au géologue d'étudier les matériaux dans leurs moindres détails, de proposer un scénario pour leur genèse, leur mode de mise en place et de délimiter leur répartition dans l'espace. C'est à lui que l'on demandera, à l'échelle microscopique, la nature et l'agencement des constituants minéralogiques en présence dans le réservoir avec des détails sur les pores ménagés entre les grains; et à l'échelle macroscopique il devra dire la forme et la continuité des bancs et inter-bancs (Cautru, 1984). Toutefois, avant cela, il est primordial d'identifier quelles sont les échelles d'hétérogénéités les plus pertinentes pour une exploitation géothermique, tant en terme de production que de réinjection.

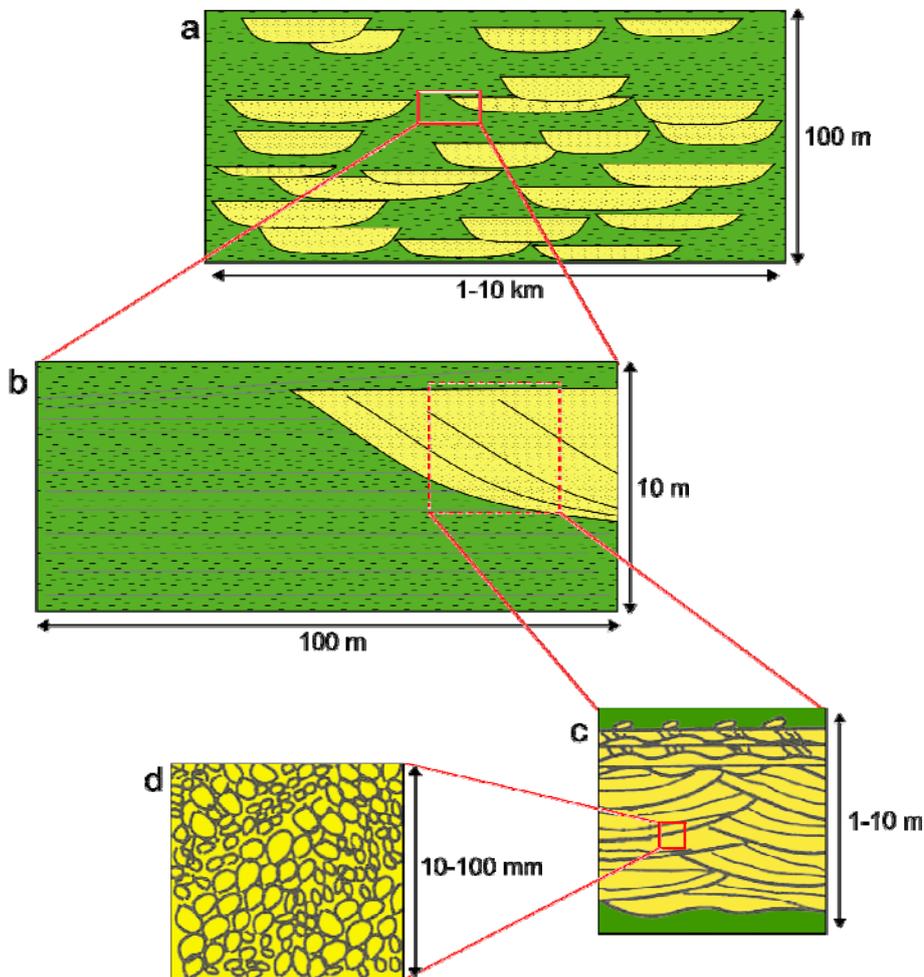


Figure 6 : Hiérarchie des hétérogénéités dans un réservoir fluvatile (Weber, 1986)

Les corps sableux sont représentés en jaune et les dépôts argileux en vert.

### **Architecture sédimentaire**

L'architecture sédimentaire désigne l'agencement spatial des principaux corps sédimentaires les uns par rapport aux autres et leur connectivité. La simple distribution de ces corps peut conduire à des variations de perméabilité entre unités hydrauliques de trois ordres de grandeur (Moreton *et al.*, 2002).

Dans un réservoir fluvatile constitué de corps chenalés, deux puits, typiquement un injecteur et un producteur, ne sont pas nécessairement reliés par un corps perméable continu (cf. figure 7). L'injection des eaux produites dans un volume d'extension finie et non connecté au producteur peut alors rapidement conduire à la pressurisation excessive du réservoir au niveau de l'injecteur et une baisse rapide de l'indice d'injectivité.

Les milieux fluviaux sont fréquemment caractérisés par une forte anisotropie de perméabilité à grande échelle que peut aisément expliquer l'hypothèse de corps perméables chenalisés. L'orientation des puits peut, alors, affecter fortement leur indice d'injectivité (Sharma, 2006).

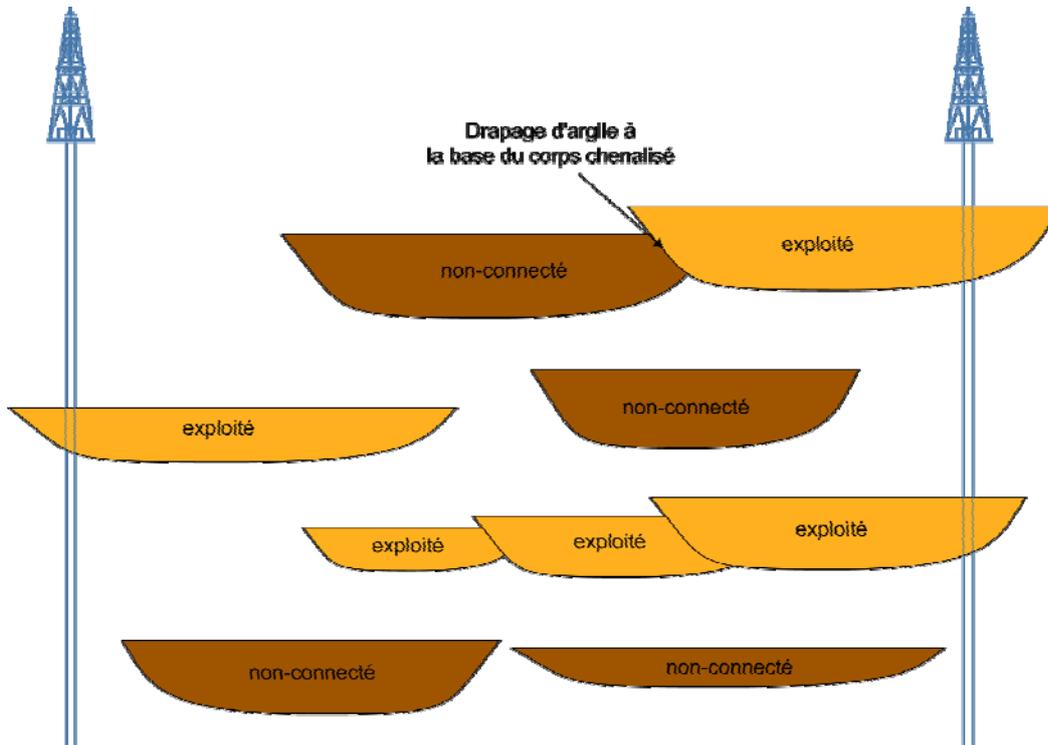


Figure 7 : Influence de la connectivité des corps réservoirs sur l'exploitation d'un champ pétrolier (Weber, 1986)

### Variations de faciès

Eschard *et al.* (1998) ont étudié l'impact des variations de faciès et des propriétés pétrophysiques associées sur les grès de Chaunoy (Trias du Bassin parisien). A partir des données de puits, d'une analyse séquentielle et de la méthode des courbes de proportion, le réservoir a été divisé en cinq séquences verticales (cf. figure 8). La longueur de corrélation dans la direction verticale a pu être estimée à partir des données de puits. En revanche, dans la direction horizontale, l'espacement entre les puits utilisés était trop grand pour capter la longueur caractéristique des corps gréseux. Les auteurs ont essayé de déterminer, parmi trois modèles géologiques conceptuels, le plus représentatif du réservoir. Cette détermination reposait sur la comparaison entre des simulations d'écoulement sur les modèles conceptuels, obtenus à l'aide d'outils géostatistiques, et l'historique des données de production.

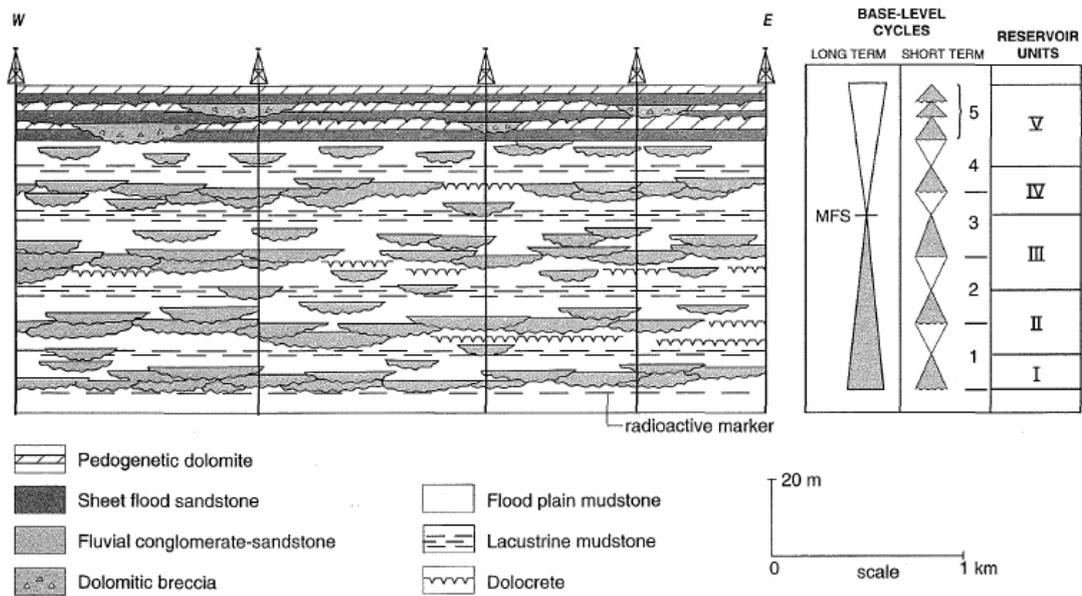


Figure 8 : Reconstitution synthétique du réservoir de Chaunoy (Eschard et al., 1998)

On distingue sur la droite le cadre séquentiel établi à plus grande échelle (cf. remarques sur la stratigraphie séquentielle au paragraphe 2.1.1)

Plus de 3.000 valeurs de porosité et perméabilité ont été mesurées sur les carottes du champ de Chaunoy. Les lithofaciès ont été regroupés en 5 lithotypes auxquels ont été affectées des propriétés pétrophysiques homogènes (porosité, perméabilité,...) estimées à partir des distributions observées. Les valeurs utilisées sont reportées dans la figure 9. En particulier, les valeurs de porosité et de perméabilité (tant horizontale que verticale) représentatives des grès propres sont respectivement de 14,7 % et de 286 mD. Ces valeurs sont à comparer avec les valeurs de perméabilité horizontale obtenues sur les formations du Trias du Bassin de Paris se distribuant entre 0,1 mD et plusieurs darcys (Delmas, 2007).

Lithotype	Lithofaciès	Porosity (%)	Horizontal Perm. (Kh) (md)	Vertical Perm. (Kv) (md)
1: clean sandstone	Channel lag (1), clean channel-fill (3)	14.7	286	286
2: dolomitic sandstone	Dolomite-cemented sandstone (1, 3, 4)	7.2	56	0.8
3: argillaceous sandstone	Mud-supported conglomerate (2), argillaceous sandstones with ripple bedding (4)	0	0	0
4: shale	Flood-plain mudstone (5), lacustrine mudstone (6)	0	0	0
5: upper dolomite	Thick dolocretes (5)	6.1	10	0.6

Figure 9 : Propriétés pétrophysiques des lithotypes définis par Eschard et al. (1998)

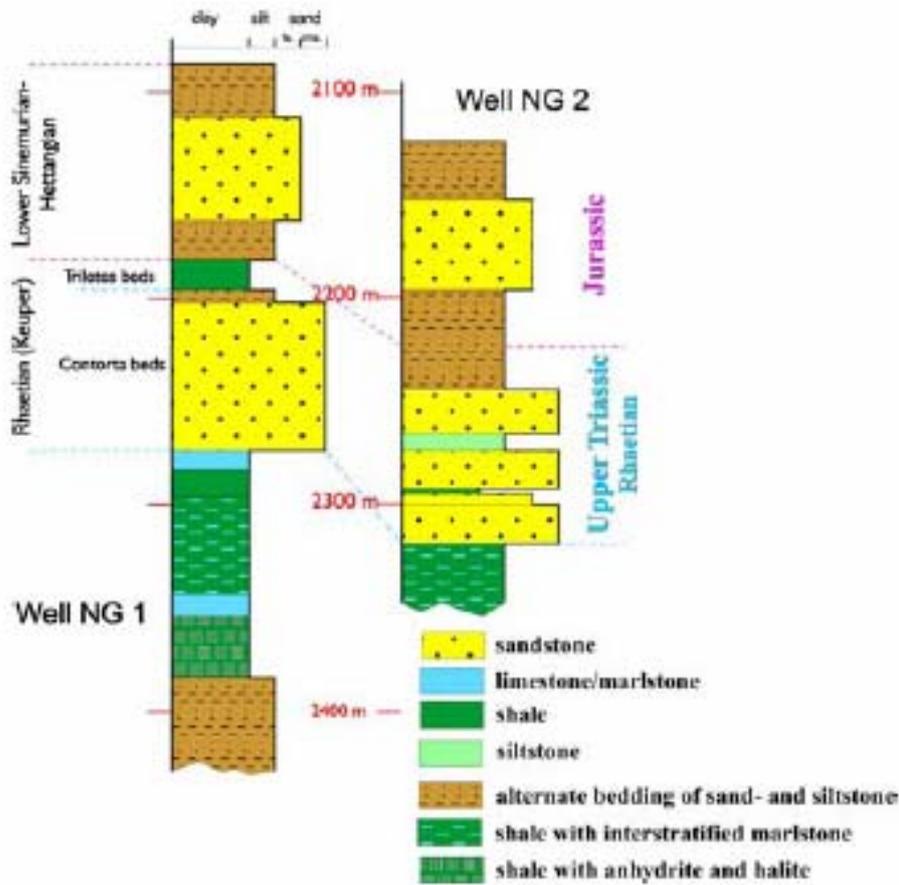


Figure 10 : Corrélations lithologiques et variations latérales de faciès entre producteur et injecteur sur le site de Neustadt-Glewe, Allemagne (Seibt et al., 2005)

Les résultats obtenus après comparaisons aux données de production n'ont pas permis de trancher en faveur d'un modèle conceptuel. Tous permettent de reproduire assez fidèlement ces données de production avec des comportements assez similaires. Selon les auteurs, l'organisation fondamentale du réservoir serait alors la division verticale en unités perméables séparées les unes des autres par des barrières beaucoup plus argileuses. Dans les unités perméables, la proportion de corps gréseux est suffisamment importante pour assurer une connectivité satisfaisante, indépendamment de leur taille et de leur distribution.

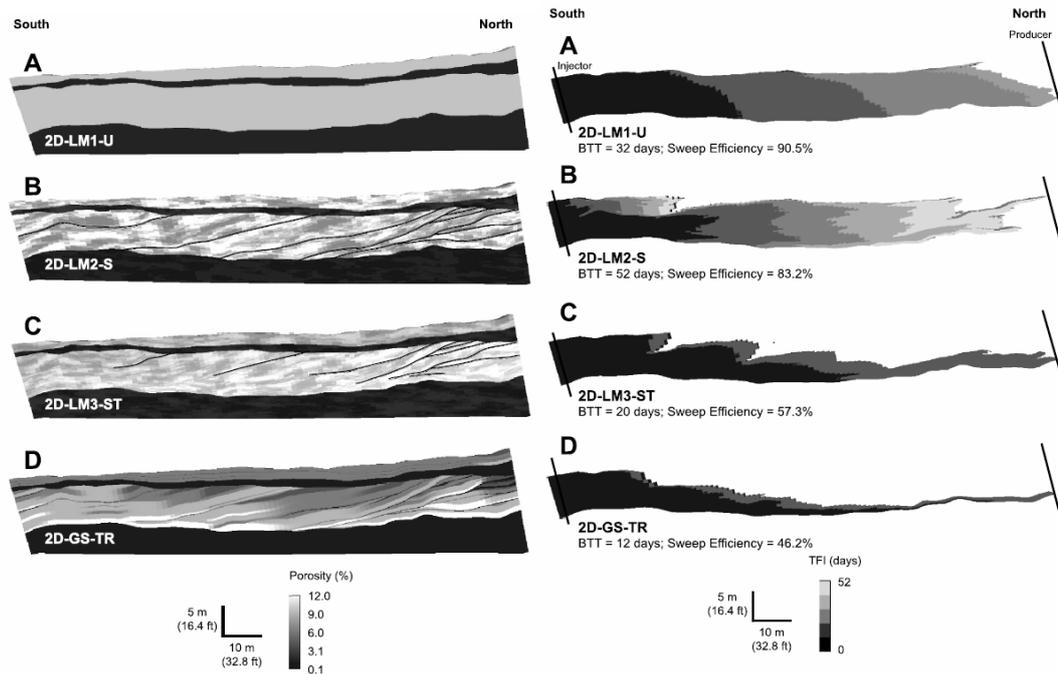


Figure 11 : Impact de la distribution des hétérogénéités au sein d'une barre de méandre (Pranter et al., 2007).

Les figures de gauche montrent le remplissage en porosité effectué. La figure de droite montre les simulations de circulation entre injecteur (gauche) et producteur (droite). BTT : BreakThrough Time=temps de percée, TFI : Time From Injector=temps écoulé depuis l'injection.

Cette problématique n'est pas propre à l'industrie pétrolière et les variations latérales de faciès ont nécessairement un impact sur l'exploitation d'un réservoir géothermique comme le montre par exemple la figure 10 (Seibt et al., 2005) ou la présentation des corrélations sur le site de Melleray (Cautru, 1984).

A titre d'exemple, la nature des hétérogénéités au sein d'une barre de méandre peut fortement influencer les temps de percée du fluide injecté (cf. figure 11). De plus, ces hétérogénéités vont influencer la pression nécessaire pour injecter un volume de fluide donné, c'est-à-dire l'indice d'injectivité. Enfin, comme suivant la distribution des hétérogénéités le volume balayé par le fluide n'est pas le même, il est important dans un contexte géothermique d'évaluer l'impact sur la quantité de chaleur récupérée et la percée thermique. Par rapport aux simulations présentées sur la figure 11, l'injecteur et le producteur d'un doublet géothermique sont beaucoup plus éloignés, typiquement de l'ordre de 1,5 km. En conséquence, il s'agit de déterminer quelle sont les échelles de description des hétérogénéités les plus pertinentes pour simuler une exploitation géothermique, à la fois pour déterminer l'indice d'injectivité (hétérogénéités au voisinage du puits) et pour déterminer la durée de fonctionnement et l'efficacité du doublet (hétérogénéités sur le trajet de l'injecteur au producteur). Une réflexion sur

l'homogénéisation (*upscaling*) sera ensuite à mener (Renard et de Marsily, 1997; Noetinger et Zargar, 2004; Noetinger *et al.*, 2005).

Enfin, cette hétérogénéité de faciès ne doit pas masquer la perméabilité éventuellement liée à la fracturation. Celle-ci peut expliquer la présence de drains préférentiels canalisant les débits importants nécessaires au fonctionnement d'une installation géothermique. La thématique de la fracturation n'est cependant pas spécifique aux réservoirs argilo-gréseux. Elle est abordée rapidement au paragraphe 2.5, en relation avec son impact sur le transport de particules.

## Diagenèse

L'influence de la diagenèse sur la porosité est majeure. En effet, elle peut l'augmenter (dissolution, fracture), l'oblitérer (recristallisation, cimentation) ou complètement la transformer. Toutefois, la plupart des processus diagenétiques favorisent fortement la réduction ou l'occlusion totale des pores. Tous les types de porosité sont susceptibles de subir l'effet de la diagenèse.

Les hétérogénéités décrites précédemment sont essentiellement liées aux processus de dépôts (Barwis *et al.*, 1990; Reading, 1996). Elles conditionnent la porosité et la perméabilité primaires d'une formation. En altérant le milieu poreux originel (taille, forme et remplissage des pores), les différents processus de diagenèse peuvent modifier ces propriétés pétrophysiques de manière substantielle.

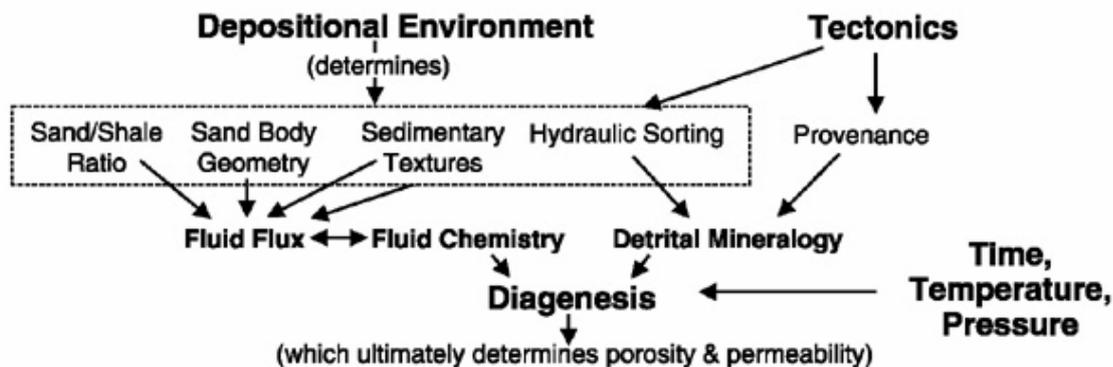


Figure 12 : Facteurs contrôlant la diagenèse des corps gréseux (Stonecipher *et al.*, 1984)

Les trois processus diagenétiques principaux affectant les grès sont la cimentation, la dissolution et la compaction. La cimentation détruit l'espace inter-grains alors que la dissolution en crée. La compaction diminue la porosité à travers des mécanismes de réarrangement de grains, de déformation, de dissolution de contact, de recristallisation et de fissuration (Hartmann *et al.*, 1999).

Les processus de diagenèse précoce vont être fortement contrôlés par la composition des sédiments et la nature des environnements de dépôts (cf. figure 12). La connaissance de la distribution spatio-temporelle de ces environnements de dépôts

revêt donc une importance toute particulière dans la prédiction des propriétés pétrophysiques d'une formation (Morad *et al.*, 2000). Ainsi, dans le Trias du Bassin de Paris, la perméabilité des grès de Donnemarie se dégrade vers l'Est avec l'apparition progressive d'argiles salifères qui ont conduit à la formation de niveaux riches en anhydrite et peu perméables.

Des processus de diagenèse plus tardifs apparaissent avec l'enfouissement progressif des sédiments. Ils dépendent des contacts entre différents types de dépôts et des écoulements régionaux de fluide (cf. figure 12 et les travaux de Hartmann *et al.* (1999)).

Zone	Temp.	Major Diagenetic Processes	
		Preserves or Enhances Porosity	Destroys Porosity
Shallow	<80°C or 176°F (<5,000 to 10,000 ft)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Grain coatings (inhibit later overgrowths)</li> <li>• Nonpervasive carbonate cements that can be dissolved later</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Clay infiltration</li> <li>• Carbonate or silica cement (in some cases irreversible)</li> <li>• Authigenic kaolinite</li> <li>• Compaction of ductile grains</li> </ul>
Inter-mediate	80–140°C or 176–284°F	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Carbonate cement dissolved</li> <li>• Feldspar grains dissolved</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Kaolinite, chlorite, and illite precipitate as a result of feldspar dissolution</li> <li>• Ferroan carbonate and quartz cement</li> </ul>
Deep	> 140°C or 284°F	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Feldspar, carbonate, and sulfate minerals dissolved</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Quartz cement (most destructive)</li> <li>• Kaolinite precipitation</li> <li>• Illite, chlorite form as products of feldspar dissolution</li> <li>• Pyrite precipitation</li> </ul>

Figure 13 : Impact des processus diagenétiques sur la porosité d'un grès (Surdam *et al.*, 1989)

Il existe une zonation des processus diagenétiques qui dépend fortement de la température souterraine (cf. figure 13). Celle-ci contrôle la cinétique de plusieurs réactions diagenétiques. Certaines argiles authigènes vont apparaître comme produits d'une altération *in-situ* des dépôts ou par précipitation à partir de l'eau interstitielle. Les propriétés des argiles vis-à-vis de la perméabilité des roches ne sont pas toutes les mêmes (formes, charges électriques... cf. partie 2.2.2).

De manière générale, on observe une décroissance graduelle des porosités avec la profondeur qui reflète une diagenèse évoluant avec la température et la compaction progressive des dépôts. Une forte diagenèse liée à l'enfouissement a été évoquée pour expliquer les faibles débits obtenus lors des tests de production sur le sondage géothermique de Cronembourg (Alsace, octobre-novembre 1980) et ne dépassant pas 15 à 20 m<sup>3</sup>/h, avec pourtant des températures au moins égales à 150-160°C dans le réservoir (Clauer *et al.*, 1986). En première approche, on peut aussi expliquer que les

grès de l'Albien, situés sous Paris et exploités par un doublet géothermique pour la climatisation depuis 1966, présentent d'excellentes propriétés réservoirs, avec une transmissivité de plus de 500 D.m, par rapport aux propriétés médiocres des grès du Trias d'Achères, à l'Ouest de Paris, beaucoup plus profonds, avec une transmissivité d'à peine 10 D.m (CFG Services, 1992).

## 2.2. PERMEABILITE DES GRES

### 2.2.1. Relations empiriques

La perméabilité d'une roche caractérise son aptitude à permettre l'écoulement des fluides contenus dans son espace poreux. La perméabilité est fonction de la taille des grains et de leur classement. On observe communément que la perméabilité augmente avec la taille des grains et diminue avec la dispersion granulométrique. L'aspect le plus important pouvant influencer la perméabilité est le type de connexions entre les pores et leur texture (Boyer, 2007).

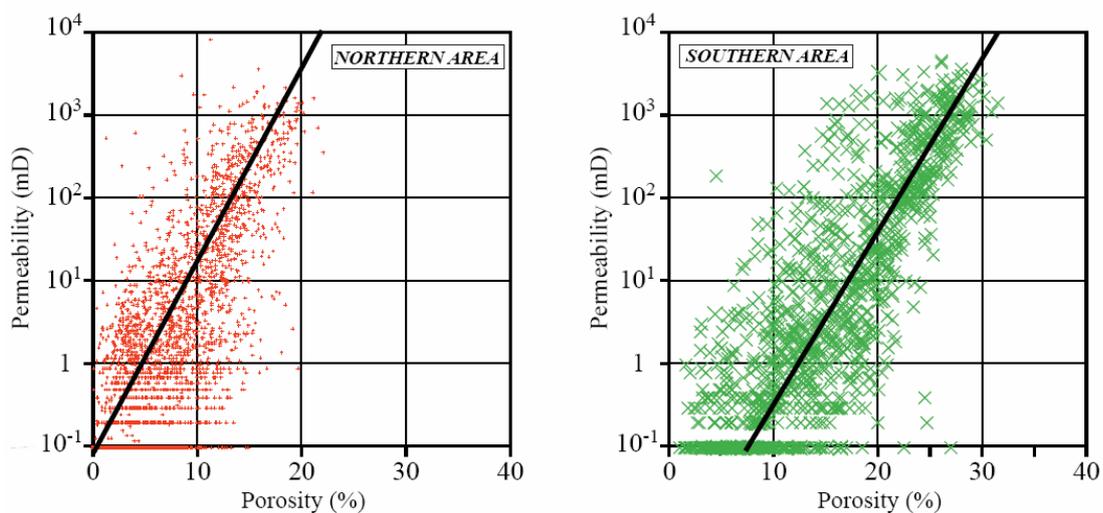


Figure 14 : Diagrammes porosité/perméabilité ( $K/\Phi$ ) sur les grès du réservoir de Chaunoy (Trias du Bassin parisien) (Delmas et al., 2002)

*On note une augmentation de la perméabilité du Nord vers le Sud à porosité constante.*

Il existe de nombreuses relations empiriques reliant porosité et perméabilité (cf. par exemple Carrier, 2003; Aubertin et al., 2005; Barr, 2005). La plupart sont basées sur des études statistiques. Elles mettent généralement en évidence une relation exponentielle entre la porosité et la perméabilité qui se traduit par une droite dans un diagramme semi-logarithmique (cf. figure 14). Toutefois, la régression obtenue est caractérisée par une forte dispersion et ne revêt pas un caractère universel. Ainsi, les régressions statistiques calculées sur les données disponibles pour les réservoirs des grès de Chaunoy (Trias du Bassin parisien) dépendent de la zone géographique

considérée (cf. figure 14). Comme le soulignent Nadeau et Ehrenberg (2006), la porosité n'est pas un critère discriminant pour expliquer la perméabilité.

La fracturation, bien sûr, peut également jouer un rôle déterminant. Ehrenberg et Nadeau (2005) ont réalisé la compilation exhaustive de données de perméabilité et de porosité en fonction de la profondeur pour plusieurs réservoirs pétroliers du monde, carbonatés ou argilo-gréseux. Ils montrent que les réservoirs de faible porosité sont plus intéressants économiquement en environnement carbonaté car plus fréquemment fracturés. Cette fracturation pourrait expliquer la faible occurrence des réservoirs silicoclastiques de faible porosité (0-8%), quelque soit leur profondeur.

Civan (2007), dans son chapitre 5, présente de nombreux modèles reliant porosité et perméabilité. Il propose de distinguer les relations statiques ou dynamiques suivant que celles-ci font intervenir ou non des processus d'endommagement et de colmatage. Les modèles dynamiques sont donc à préférer pour l'étude des phénomènes de décroissance d'injectivité alors que les modèles statiques peuvent permettre d'envisager les raisons expliquant une injectivité faible mais ne pourront pas prédire son évolution.

Bernabe *et al.* (2003) proposent une revue de plusieurs relations entre porosité et perméabilité et des processus qui peuvent affecter ces relations. Les moyens de calculs modernes permettent de mieux comprendre et préciser ces relations, en autorisant une description fine des processus impliqués à l'échelle du pore (cf. par exemple Chen *et al.*, 2008; Woudberg et Du Plessis, 2008).

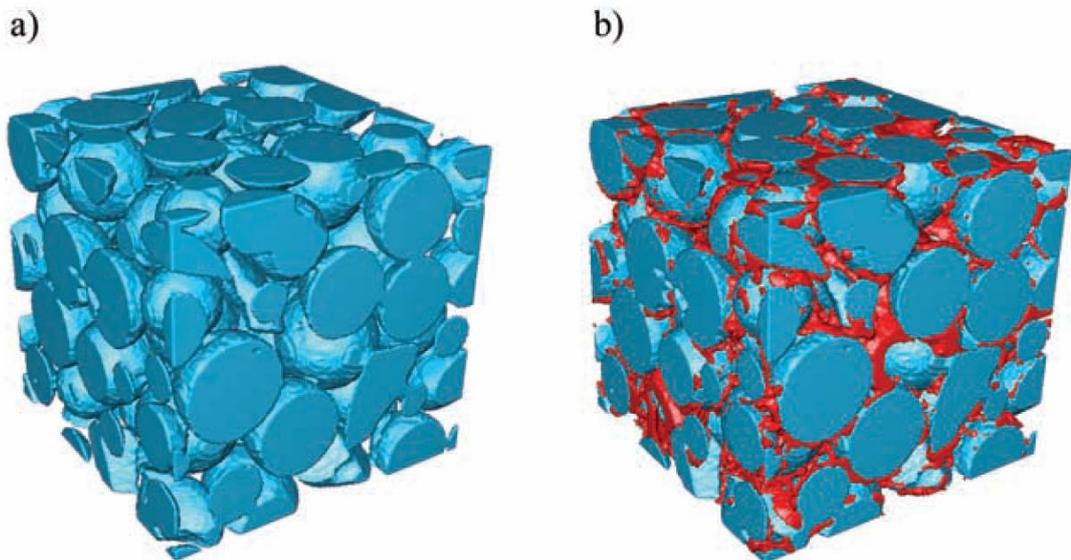


Figure 15 : Impact du dépôt de colloïdes sur le réseau poreux, a- Avant circulation du fluide chargé en colloïdes, b – Après circulation (Chen *et al.*, 2008)

## 2.2.2. Rôle des argiles

La perméabilité d'un grès est d'autant meilleure que son taux d'argile est faible (*net to gross ratio*). On parle alors souvent de « grès propres ». L'effet important de la présence d'un mince niveau argileux sur la décroissance de la perméabilité de ce type de dépôts a été mis en évidence par les travaux de Blume *et al.* (2002). Ils soulignent, à nouveau, l'importance de la caractérisation des hétérogénéités sédimentaires (partie 2.1.2).

### **Classification des argiles**

Les argiles détritiques proviennent de l'altération de roches endogènes et ont été transportées jusqu'à leur lieu de dépôt. Les minéraux argileux authigènes ou néoformés se forment dans le bassin sédimentaire. Enfin, les minéraux argileux diagénétiques sont le produit d'une réorganisation minéralogique lors de la diagenèse. Les argiles détritiques sont dites couramment argiles primaires, ou héritées, les autres sont dites argiles secondaires (Foucault et Raoult, 1995).

Les minéraux argileux sont des phyllosilicates hydratés qui se présentent en très petits cristaux de quelques  $\mu\text{m}$ , en plaquettes hexagonales ou parfois en fibres. Leur structure est caractérisée par la superposition de feuillets composés de couches tétraédriques et de couches octaédriques. Entre deux feuillets se placent divers cations. L'épaisseur de cet inter-feuillet est variable, de l'ordre du nm, il est sensible à la composition chimique du fluide interstitiel, il peut diminuer par perte d'eau suivant des modalités qui caractérisent certains des minéraux argileux (Foucault et Raoult, 1995).

Les minéraux argileux sont très nombreux et on distingue principalement la kaolinite, l'illite, les smectites, les interstratifiés et les minéraux fibreux (auxquels on ajoute les chlorites et les micas lorsqu'ils se présentent en très petits cristaux). Cette division reflète assez bien une division suivant la minéralogie et la réactivité des ces composants :

- la kaolinite est fréquente dans les roches sédimentaires argileuses résiduelles ou détritiques. Elle se présente souvent sous la forme de petites plaquettes ou fibres et a tendance à se fragmenter en fines particules qui pourront migrer à travers le milieu poreux ;
- les smectites ont des teneurs variables en Na, Al, Fe, Mg. L'épaisseur de leurs feuillets varie en fonction de la teneur en eau, elle présente donc souvent des propriétés gonflantes qui peuvent les déloger de la surface des pores.

L'illite a des caractéristiques minéralogiques proches de celles des micas, d'où l'existence d'intermédiaires illite-mica blanc. Elle est le minéral le plus commun des argiles. Elle est souvent invoquée dans les phénomènes d'obstruction de la porosité car ses fibres peuvent facilement s'entrelacer et former des amas obstruant l'ouverture des pores (Sharma, 2006). Cependant, d'autres auteurs minimisent ces propriétés (Walderhaug *et al.*, 2006).

Les interstratifiés sont formés par l'alternance plus ou moins régulière de feuillets de natures différentes, comme par exemple illite-montmorillonite, illite-chlorite. Ils se divisent en amas et obstruent la porosité en formant des ponts électrostatiques au niveau de l'ouverture des pores. Ils sont souvent très réactifs. La chlorite, en particulier, réagit avec de nombreux acides et des eaux oxygénées. Les atomes de fer qu'elle contient peuvent alors précipiter sous la forme d'hydroxydes de fer  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ .

### **Comportements des argiles**

Leur structure en feuillets et la présence de nombreux ions entre ces feuillets donnent de nombreuses propriétés aux minéraux argileux. Comme tous les dépôts sédimentaires en contiennent de manière souvent non négligeable, ces propriétés vont se manifester et contribuer à des modifications de la perméabilité même dans des corps essentiellement sableux.

#### **• Gonflement**

Bien que certains minéraux argileux soient identifiés comme étant plus sujet au gonflement que d'autres, Hayatdavoudi (1999a) souligne que toutes les argiles peuvent gonfler par hydratation. En présence d'une solution de faible force ionique les cations des interfeuillets vont adsorber des molécules d'eau, augmentant l'épaisseur de l'inter-feuillet et entraînant ainsi le « gonflement » des argiles (cf. figure 16). En présence d'une solution à force ionique plus élevée, on assiste au phénomène inverse de « rétrécissement », les molécules d'eau étant relâchées dans la solution (Civan, 2006).

Le processus de gonflement des argiles peut diminuer l'ouverture des pores et contribuer à la réduction de l'indice d'injectivité d'une formation (cf. figure 16). De plus, il peut libérer des microparticules d'argiles qui seront entraînées par l'écoulement et peuvent contribuer à l'obstruction de la perméabilité en aval. De manière générale, les argiles sont très sensibles à la moindre variation de la composition chimique des eaux injectées (Baudracco, 1989).

Bien qu'aucun élément théorique ne supporte leurs observations, Mamed-Zade *et al.* (1984) décrivent un traitement magnétique des fluides injectés qui permet d'empêcher le gonflement des argiles (Vernoux *et al.*, 1997).

Enfin, Santarelli et Carminati (1995) minimisent ce phénomène en invoquant un biais très important lié aux conditions de mesures en laboratoires qui sont très différentes des conditions de fond de puits. Alors que les argiles dans le réservoir sont totalement hydratées, les mesures effectuées en laboratoire pourraient être parasitées par des phénomènes capillaires dus à la présence de microscopiques bulles d'air. Ces auteurs avancent une explication géomécanique pour plusieurs phénomènes attribués au gonflement des argiles.

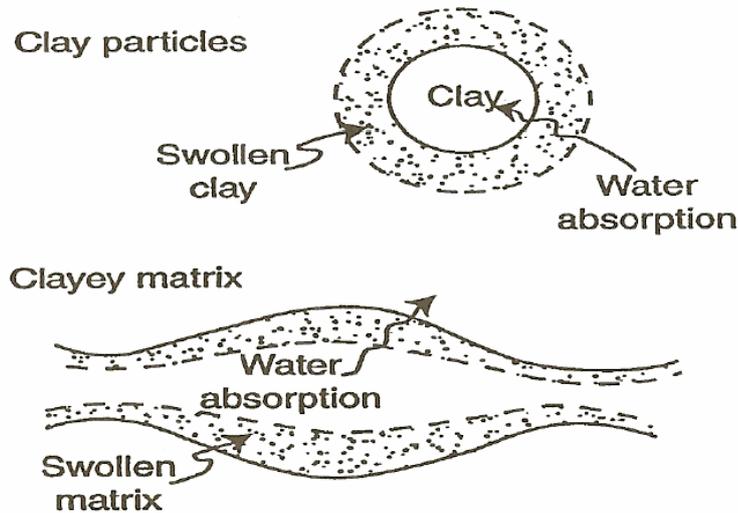


Figure 16: Processus de gonflement des argiles (Civan, 2006)

#### • Autres propriétés

De manière générale, la perméabilité des dépôts contenant des minéraux argileux est extrêmement sensible à la composition chimique du fluide qui y est injecté. Les expériences de Keren et Singer (1990) mettent en évidence une forte sensibilité de la conductivité hydraulique d'une argile au pH de la solution injectée.

On admet généralement que la filtration physique par les minéraux argileux ne peut jouer que pour les très gros ions, et surtout pour les molécules de complexes formées par la réunion de plusieurs ions. Certains colloïdes peuvent cependant être retenus.

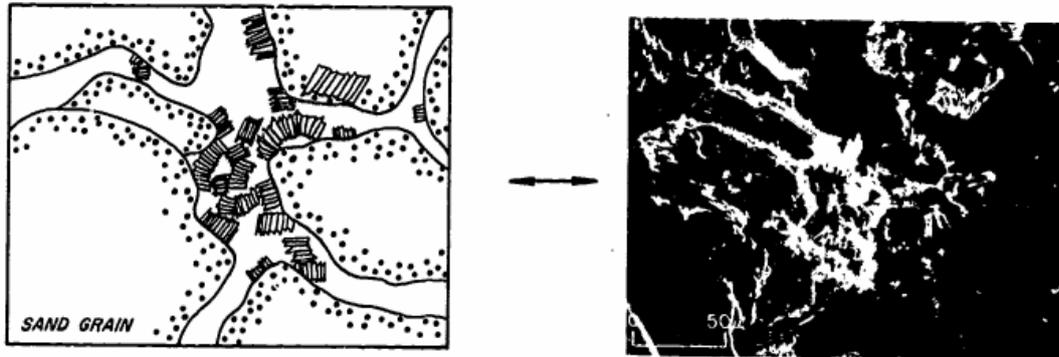
Neasham (1977) a étudié la répartition des minéraux argileux au sein des grès et en a distingué trois types que l'on pouvait associer aux propriétés pétrophysiques de la roche : des particules isolées, des revêtements entrelacés avec les cristaux présents et des filaments inter-pores (*cf.* figure 17). A chaque type est attribué un rôle dans le contrôle de la perméabilité, de la porosité et des paramètres d'ouverture de pores. A partir d'expérience de percolation sur carotte, Ornar (1987) a également montré une relation directe entre la nature des ions échangeables entre les minéraux argileux et la saumure injectée, et la décroissance de l'indice d'injectivité.

Les expériences de Baudracco (1989) montrent que la perméabilité de sables contenant de l'argile dépend de la température de la saumure qui y est injectée. De plus cette dépendance est elle-même fonction de la force ionique de la solution. Ainsi, pour une faible force ionique la perméabilité décroît lorsque la température passe de 20 à 90°C alors qu'elle augmente pour une force ionique plus importante. Dans tous les cas l'auteur note un entrainement de fines particules qui est d'autant plus important que les saumures sont peu concentrées et moins visqueuses. Il explique ses observations par les phénomènes de floculations/défloculations des argiles qui dépend des forces d'attraction et de répulsion entre particules. Des recherches ultérieures font

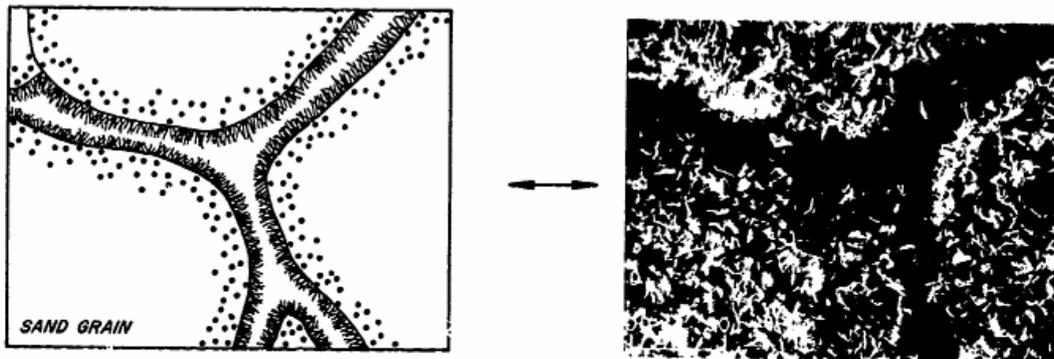
apparaître des courbes d'hystérésis de la perméabilité suivant la température et la salinité de la saumure injectée (Baudracco et Aoubouazza, 1995).

Enfin, Civan et Knapp (1987) ont proposé un modèle phénoménologique simple de prédiction de la perméabilité d'un grès tenant compte des effets de gonflement des argiles, d'arrachement des particules des surfaces de pores par l'écoulement et une description globale de l'obstruction de la perméabilité par les effets d'adsorption de ces particules à la surface des pores, de leur blocage dans des petites ouvertures de pores ou de leur dépôt (cf. également Civan (2007) pour plus de détails).

**FIGURE 1a. - "DISCRETE PARTICLE" KAOLINITE**



**FIGURE 1b. - "PORE-LINING" CHLORITE**



**FIGURE 1c. - "PORE-BRIDGING" ILLITE**

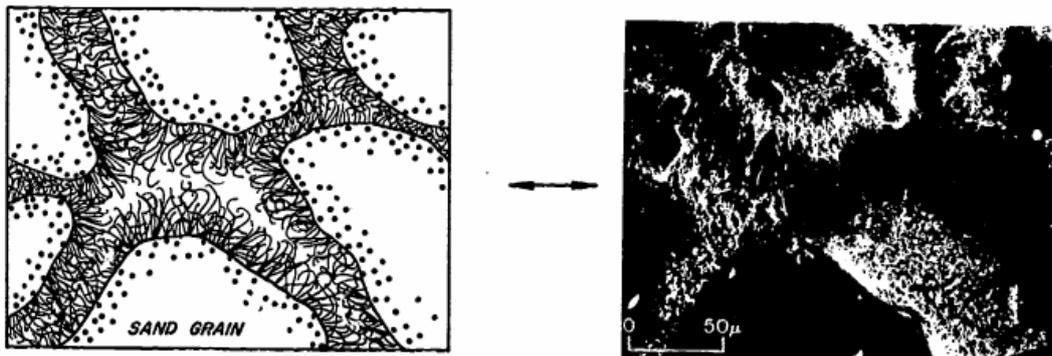


Figure 17 : Morphologie des argiles dans une formation argilo-gréseuse (Neasham, 1977)

### **Exemple de Melleray**

La présence d'argiles a été évoquée très tôt pour expliquer les difficultés d'injection rencontrées au début des années 1980 sur le site de Melleray. Comme les filtrations du fluide géothermal en sortie de la boucle géothermale ne présentaient pas

suffisamment de particules pour que l'origine des difficultés de réinjection leur soit attribuée, le rôle des argiles présents dans la formation a été avancé en même temps que la formation de bulles microscopiques ou la précipitation de particules dans le fluides réinjecté (Boisdet *et al.*, 1989).

Les formations argilo-gréseuses de Melleray, qui appartiennent au réservoir des Grès de Chaunoy, proviennent du lessivage d'un socle granito-gneissique, et ont été déposées après transport sous la forme de vastes épandages dans un milieu fluviolacustre à influences marines (précipitation de carbonates magnésiens). On obtient ainsi des grès feldspathiques micacés (arkoses), dont la porosité est uniquement matricielle.

Au cours de la diagenèse les feldspaths ont été altérés créant une porosité secondaire non négligeable et les éléments libérés Si, Al, K se sont réarrangés en kaolinite dans les pores et en quartz à croissance syntaxiale autour des grains détritiques. Parallèlement, les micas se sont exfoliés et ont libéré des oxydes de Fe. Les observations au MEB montrent des quartz néoformés, des plaquettes de kaolinite et des voiles argileux illitiques (Cautru, 1984 , cf. aussi figure 18).

Les pores observés sur le grès de Melleray (figure 18) sont petits (50-100  $\mu\text{m}$ ), et les connexions entre eux sont étroites (2-5  $\mu\text{m}$ ). Les vitesses de circulation des saumures injectées y étaient certainement importantes et ont pu dilacérer les voiles argileux illitiques et désorganiser les dactyles de kaolinite. Les plaquettes ainsi mises en suspension sont supposés être venues obturer les entrées de pores. De même, la surface développée de ces minéraux phylliteux et des cavités des feldspaths altérés étant très grande (plusieurs mètres carrés, ou même dizaines de mètres carrés au gramme), les échanges chimiques entre les fluides injectés et le réservoir-hôte ont pu être intenses (Cautru, 1984).

### ***Conséquences en terme de prospection***

La prédiction de l'emplacement des argiles détritiques mais aussi des zones favorables au développement des argiles authigènes liées à la diagénèse peut donc permettre d'anticiper certains types de problèmes de réinjection. Cette prédiction passe par la reconstruction de l'histoire géologique du bassin sédimentaire (cf. partie 2.1).

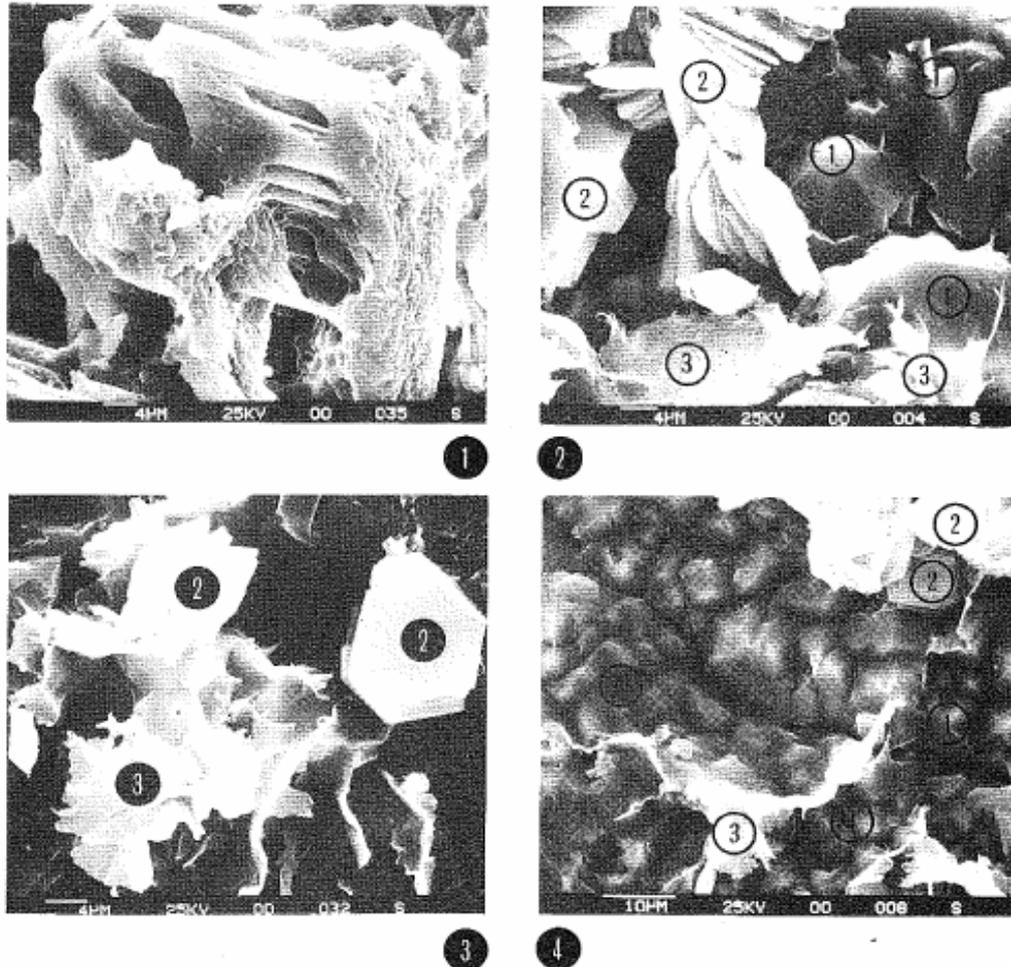


Figure 18 : Vues au microscope électronique à balayage des grès de Melleray.

1 - Grains de feldspath potassique corrodé (l'altération met en évidence les clivages du cristal).  
2 – Vue générale d'un pore encombré par : (1) du quartz de néogène en pyramides, (2) des plaquettes de kaolinite néoformée, organisée en dactyles, (3) Un voile illitique. 3 – Plaquettes hexagonales de kaolinite (2) et voile illitique arraché aux parois, 4 – Vue générale d'un pore où les quartz néoformés (1) sont enduits d'un voile argileux illitique (3) et de plaquettes de kaolinite. (Cautru, 1984)

### 2.2.3. Décroissance de l'indice d'injectivité

De manière générale, les expériences de percolation sur carotte de grès montrent une réduction de l'indice d'injectivité au cours du temps. Cette réduction peut être extrêmement importante puisque Sharma (2006) rapporte une réduction de 90% pour une percolation durant 6 mois, sur une carotte issue du champ de Forties, en Mer du Nord.

Après les difficultés de réinjection rencontrées dans les années 1980 sur les formations argilo-gréseuses du Trias, en particulier sur les sites géothermiques de Melleray et d'Achères, de nombreuses études de percolation au travers de carotte de grès ont été effectuées par le BRGM. La percolation a été effectuée sur une longue durée, avec certains paliers qui ont été prolongés pendant plus de 500 heures afin d'observer l'évolution de la perméabilité. Les conditions de salinité et de température du gisement ont été prises proche de celles de Melleray (75°C), la pression et le débit étant variables (Sureau *et al.*, 1984).

Avant et après percolation, une étude complète de la carotte (microscopie électronique à balayage, lame mince, porosité mercure), a permis de suivre l'évolution du matériau. Les percolations ont été effectuées à pression constante et les variations de débit ont été mesurées en fonction du temps. Des traçages à l'iodure de sodium ont permis de mesurer les vitesses d'écoulement, et la porosité au fluide. Les particules entraînées au cours de la percolation ont été filtrées après chaque palier et leur minéralogie étudiée au microscope électronique.

Pour toutes les carottes percolées du Trias de Melleray, on observe trois résultats marquants (Sureau *et al.*, 1984) :

- La perméabilité, quelles que soient les conditions de débit et de pression utilisées, n'est pas constante dans le temps. Elle diminue en début d'expérimentation puis semble se stabiliser au bout d'une durée variable en fonction de la nature du grès (cf. figure 19).
- La porosité totale augmente par rapport à celle mesurée initialement, la taille des pores s'agrandissant.
- Le fluide qui percole n'entraîne aucun grain de quartz ou de feldspath qui forment l'ossature du grès. Il entraîne des phyllosilicates et des particules de plus petites tailles inférieures ou égales au micron, qui se trouvent dans les pores. Le déplacement de ces particules semble être la cause de l'augmentation de la porosité et de la diminution de perméabilité observées.

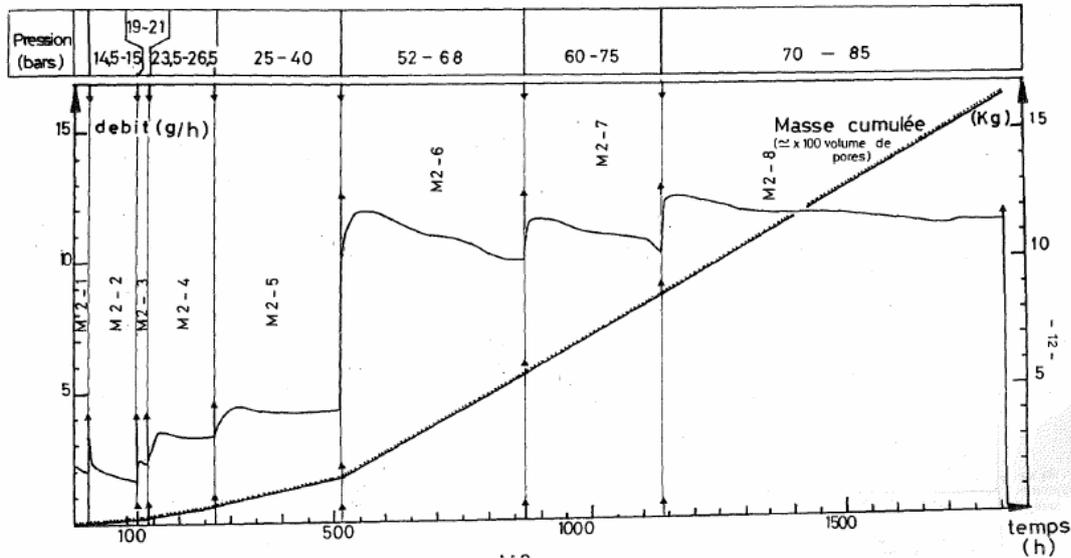
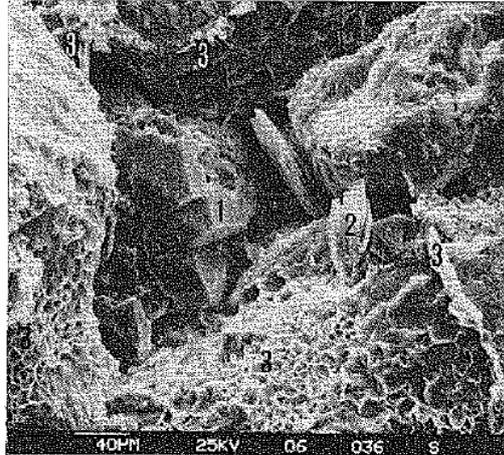


Figure 19 : Evolution du débit en fonction du temps pendant la percolation d'une carotte issue d'un puits de Melleray (Sureau et al., 1984)

Enfin, il est intéressant de remarquer que le grès utilisé pour la percolation ne montre pas toujours le même comportement. Ainsi, Boisdet *et al.* (1989) rapporte que si pour des échantillons des grès de Mill et de Berea on n'observe pas de variation de la taille et de la forme des grains et des pores, par contre, une carotte de grès des Vosges soumise à des tests de percolation similaires a montré des changements importants (cf. figure 20). Avant la percolation (figure 20, photo 1) la porosité peut s'observer de manière très détaillée et montre des structures angulaires et très fines : cristaux de quartz, de kaolinite et filaments d'illite. Après percolation (figure 20, photo 2), la surface des pores ne présente plus qu'un aspect lisse et émoussé avec une épaisse couche de particules de minéraux argileux qui bouche l'ouverture des pores. La porosité a été obstruée par la lacération des filaments d'illite et le dépôt de particules colloïdales, certainement transportées en suspension dans la saumure.

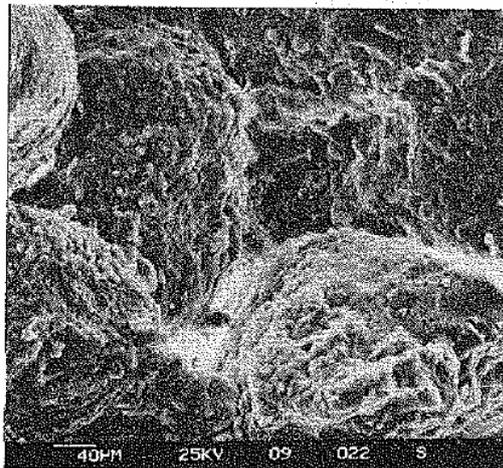
**GRES DES VOSGES – Carrière de Bust (Bas-Rhin)**



**Photo 1. MEB**  
**Before percolation**

Appearance of pore system  
(1) Authigenic quartz  
(2) Kaolinite  
(3) Illite (honeycomb and coating)

Note the fineness and clarity of pore spaces



**Photo 2. MEB**  
**After percolation**

Clogged appearance of pore system

Grains covered with a thick coating of clay minerals

*Figure 20 : Analyse au microscope électronique à balayage d'un échantillon de grès des Vosges avant (photo 1) et après percolation sur carotte (photo 2) (Boisdet et al., 1989)*

## **2.3. IMPACT DES PARTICULES**

### **2.3.1. Mécanismes d'endommagement**

La problématique de transport des particules dans un milieu poreux et son impact sur la perméabilité du milieu a été étudiée de manière théorique et expérimentale par de nombreux auteurs. Civan (2007) présente plusieurs modèles et de nombreuses références. Dans le domaine de la géothermie, on peut également citer les travaux de Vernoux *et al.* (1997), Seibt et Kellner (2003) et Ungemach (2003). Indépendamment des contextes géothermique et pétrolier, les processus de filtration sont utilisés de manière courante dans l'industrie pour la dépollution des eaux (Lawler et Nason, 2006).

L'impact du colmatage de la matrice poreuse par la circulation de la saumure chargée en particules va dépendre de la taille et de la concentration de ces particules, de la distribution de la taille des pores, de leur volume, de la perméabilité du milieu, des interactions pouvant se produire entre la matrice et la saumure, de la vitesse d'écoulement de la saumure et de la géométrie du dispositif d'injection (Ten Dam, 1984).

Les connexions entre pores peuvent être obstruées par des précipitations ou des particules. Schématiquement, on peut considérer qu'il existe deux classes de canaux en parallèle : les canaux « non colmatables » de gros diamètre qui participent essentiellement à la génération de particules en mouvement mais peu à la réduction de perméabilité, et les canaux « colmatables » de petit diamètre dont la perméabilité peut devenir négligeable (Menjoz, 1984).

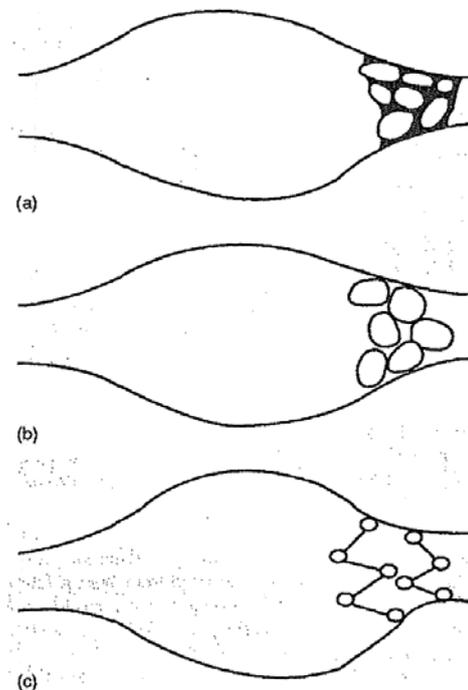


Figure 21 : Mécanismes d'obstruction des ouvertures de pore (Civan, 1994)

(a) accumulation de particules de taille moyenne puis colmatage par des fines (b) diminution du diamètre hydraulique et augmentation des pertes d'énergie par friction (c) croissance de filaments argileux

On distingue plusieurs processus d'obstruction des ouvertures de pores (cf. figure 21). La croissance de filaments argileux (typiquement d'illite, cf. partie 2.2.2) ou l'obstruction par des particules de tailles relativement importante par rapport à l'ouverture des pores peut conduire à un mécanisme de filtration à l'échelle du pore où l'accumulation de fines scelle progressivement l'ouverture par formation d'un « *mini-cake* » (Civan, 2007).

La présence de particules de taille intermédiaire (cas b de la figure 21) peut également conduire à un mécanisme de clapet où l'obstruction ne se produit qu'au dessus d'un débit seuil et d'une vitesse critique de mise en mouvement des particules (Ochi et Vernoux, 1998).

Il apparaît ainsi que la taille des particules joue un rôle important dans les différentes forces mises en jeu dans les processus de colmatage des pores. Herzig *et al.* (1970) distinguent les particules de diamètre supérieur à 30  $\mu\text{m}$  et celles de diamètre inférieur à 1  $\mu\text{m}$ . Pour les premières, les phénomènes mécaniques liés à l'écoulement du fluide sont prépondérants alors que pour les secondes, les forces électrostatiques de type van der Waals sont très importantes. On distingue alors une filtration mécanique et une filtration physico-chimique. Pour les particules de taille intermédiaire les deux processus sont en concurrence.

### 2.3.2. Localisation de l'endommagement

L'endommagement lié aux particules peut se produire soit au niveau du puits (diminution du diamètre du puits, remplissage du puits, formation d'un *cake* obstruant les perforations ou la crépine) ou plus loin dans la formation par invasion de particules (figure 22).

Le colmatage de la perméabilité autour du puits peut se produire lorsqu'une suspension de particules circule au voisinage ou dans la formation. Parmi ces fluides, potentiellement dangereux pour les qualités pétrophysiques de la formation, se trouvent les boues de forage. Le colmatage peut être externe lorsque le diamètre des particules en suspension est supérieure à l'ouverture moyenne des pores (*external cake*). Il peut également être interne lorsque les particules en suspension peuvent pénétrer dans les pores (*cf.* figures 3 et 4). La perméabilité de la zone envahie par la suspension chute de manière importante alors qu'elle n'est pas impactée en dehors de la zone envahie.

Le processus d'invasion de particules est nommé de différentes manières dans la littérature : filtration par obturation (*blocking filtration*), filtration de surface (*surface filtration*), micro-filtration (*micronic filtration*), filtration profonde ou ultra-filtration (*deep filtration*) (Dullien, 1979). Les particules sont déplacées par l'écoulement entre différents sites potentiels de rétention. Elles peuvent s'y déposer à demeure ou être entraînées à nouveau, après un certain temps. L'évolution de la perméabilité du milieu dépend de la taille des particules par rapport à l'ouverture des pores. Si elle est inférieure, la perméabilité peut augmenter car l'écoulement nettoie les pores. Dans le cas contraire, les particules s'accumulent au niveau des ouvertures et la perméabilité décroît (Saripalli *et al.*, 2001). La taille des particules est un paramètre qui joue un rôle important dans la détermination de l'étendue de l'effet de la perméabilité initiale de la roche sur l'indice d'injectivité lors de l'injection dans des fractures (Al-Homadhi, 2001)

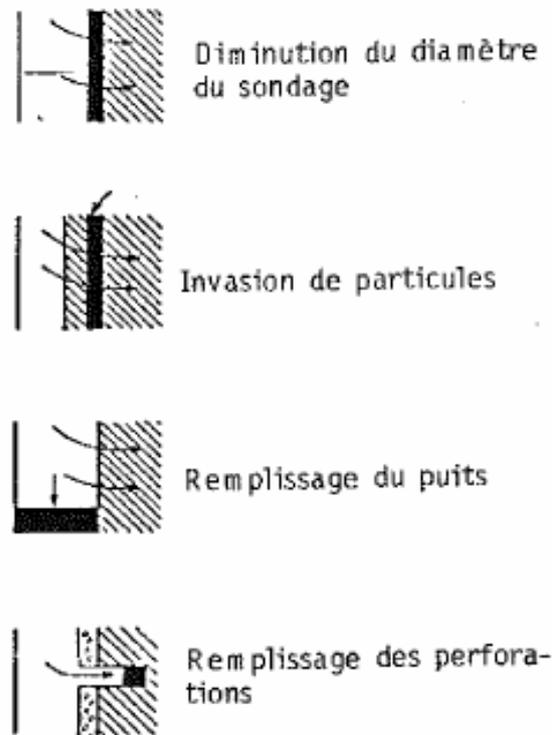


Figure 22 :Types d'endommagement du réservoir par des particules (Ten Dam, 1984)

### 2.3.3. Origine des particules

Les particules transportées peuvent avoir une origine exogène (par rapport à la formation dans laquelle s'effectue l'injection) et être constituées de matériaux extérieurs en provenance du forage de production, de matériaux constitutifs des forages et des équipements la boucle géothermales érodés par l'écoulement, ou de précipités se formant dans la boucle géothermale en raison des changements de température et de pression<sup>7</sup> (hydroxyde de fer, fines ou même sable...). Il peut aussi s'agir de la remobilisation ou modification *in situ* de fines particules endogènes et des argiles dans le réservoir lui-même.

#### **Particules exogènes**

- **Particules présentes en tête du puits de production**

---

<sup>7</sup> La formation de microbulles de gaz se comportant comme des particules en suspension a également été évoquée (Vernoux *et al.*, 1997 ; et partie 1.4.5).

Sur un doublet géothermique, l'écoulement du fluide va avoir tendance à lessiver la formation au niveau du puits producteur et la nettoyer de ses particules fines. Ces particules partent alors dans la boucle géothermale. Si l'écoulement est rapide, ou si la formation est peu cohésive, des particules plus grossières comme des grains de sables peuvent également être entraînées (Santarelli *et al.*, 2000). La mise en place d'un dispositif de contrôle des venues de sable (massif de gravier) peut toutefois limiter ce risque.

Des mesures effectuées sur le puits producteur du doublet de Melleray, dans le Trias gréseux du Bassin parisien ont relevée une production de 5,04 kg/jour de particules pour un débit de 100 m<sup>3</sup>/h. L'analyse des fluides produits sur le doublet géothermique d'Achères, toujours à partir de fluides du Trias montre que les particules arrachées à la formation (argile, quartz) sont extrêmement peu nombreuses et représentent environ 1 % de la masse produite. Ces particules sont assez grosses avec des diamètres allant jusqu'à 20 µm. La très grande majorité des particules, plus de 95% en masse, est constituée par des colloïdes de très petite taille, de diamètre compris entre 0,2 µm et 0,4 µm. Leur composition est quasiment constante : le fer et la silice dominant fortement tous les autres éléments, avec cinq fois plus de fer que de silice (Fouillac, 1984).

Bien que les argiles soient souvent évoquées à cause de leur petite taille, facilitant leur entraînement, dans certains cas on peut observer des productions importantes de sable. Sur les champs pétroliers, la proportion de sable augmente avec la proportion d'eau présente dans les fluides produits (*water cut*). Hayatdavoudi (1999b) identifie plusieurs conditions pouvant conduire à la production importante de sables :

- une faible cohésion des formations argilo-gréseuses due à une faible proportion de ciment entre les grains (peu de carbonates (2-5 %) ou des ciments contenant des oxydes de fer ou de silice),
- une granulométrie fine, généralement inférieure à 60 µm (argiles et silt),
- une mauvaise consolidation, ou une sous-compaction des sédiments, dues au dépôt dans des environnements peu énergétiques (queue de turbidites, par exemple),
- une proportion d'eau importante dans les fluides produits, ce qui dans un mélange bi-phasique eau/huile augmente la flottabilité des grains de sable,
- des débits importants et des pressions de pore faible.

#### • Particules produites dans la boucle géothermale

Outre les particules déjà contenues dans le fluide en sortie du puits de production, des particules peuvent être générées dans la boucle lors de l'exploitation. On distingue deux mécanismes (Fouillac, 1984) :

- coalescence, floculation et croissance des particules colloïdales mises en évidence au puits de production,

- précipitation de nouvelles particules résultant d'une sursaturation thermodynamique de la solution vis-à-vis de certains minéraux.

Le phénomène de floculation/croissance ne modifie pas les quantités de particules produites mais le spectre de leur répartition en taille. La taille des particules étant un élément déterminant pour leurs propriétés colmatantes, ce phénomène n'est pas à négliger. La précipitation de nouvelles espèces peut être accidentelle comme sur l'exploitation géothermique de Neustadt-Glewe où, suite à une fuite, la présence d'oxygène de l'air a entraîné des problèmes d'injectivité (Seibt *et al.*, 2005).

Etant donné les variations de température et de pH (basification par perte de CO<sub>2</sub>) dans la boucle géothermale, les études effectuées sur le fluide d'Achères concluent à la possibilité de la précipitation de sidérite et de calcédoine. Cependant, l'apparition effective de ces précipités dépend également de leur vitesse de nucléation et de croissance cristalline (*cf.* partie 1.4.4). Elle n'est donc absolument pas certaine. Toutefois, si elle se produisait elle pourrait conduire à une production de quantités importantes de solides (10 à 20 kg/jour) venant s'ajouter aux particules en provenance du puits de production (Fouillac, 1984).

Des méthodes de traitement de fluides en surface permettent d'inhiber ou de retarder les précipitations. La filtration des saumures avant réinjection permet d'éliminer la majeure partie des particules.

#### • Particules produites dans le puits injecteur

Les réactions chimiques de précipitation et de floculation se produisant dans la boucle géothermale peuvent se poursuivre dans le puits injecteur. De plus, bien que rarement évoquée, la production de particules au niveau du puits injecteur, dans la formation est également possible.

Bien que les puits injecteur soient rarement mis en production et que les conditions hydrodynamiques ne soient pas propices à la génération de particules de sables, Santarelli *et al.* (2000) rapportent de nombreux cas de perte d'injectivité liés à la génération de particules dans les puits injecteurs dans des formations argilo-gréseuses de Mer du Nord. Les baisses d'injectivité, parfois très rapides, ont toujours été liées à la fermeture des puits. Plusieurs phénomènes responsables de cette baisse ont été identifiés.

D'une part, la fermeture des puits a permis à des circulations de s'établir dans le puits et dans le réservoir entre des niveaux présentant des perméabilités très différentes (*cf.* figure 23). A l'arrêt de l'injection, la surpression liée à l'injection diffuse rapidement dans les unités perméables qui se trouvent en dépression par rapport aux unités moins perméables. Un écoulement de ces dernières, souvent très argileuses, vers les premières s'établit, et, y entraîne diverses particules. Des simulations ont montré que ces écoulements pouvaient représenter des débits importants, de l'ordre de 450 m<sup>3</sup>/j. Au niveau de la production de particules, le puits se comporte alors comme un producteur, les parties argileuses se « nettoyant » au profit des parties plus perméables.

Si la formation au niveau du puits injecteur n'est pas suffisamment cohésive, elle peut être déstabilisée par l'onde de pression générée par une fermeture brusque du puits (*coup de bélier*). La production de sable peut être très importante. De plus, si le puits est remis en fonctionnement tout de suite après cette déstabilisation la suspension créée n'a pas le temps de décanter dans la poubelle du puits et le risque de colmatage à l'injection est très élevé. Ce risque est également présent lors de la production de particules par circulation entre différents niveaux (Figure 23).

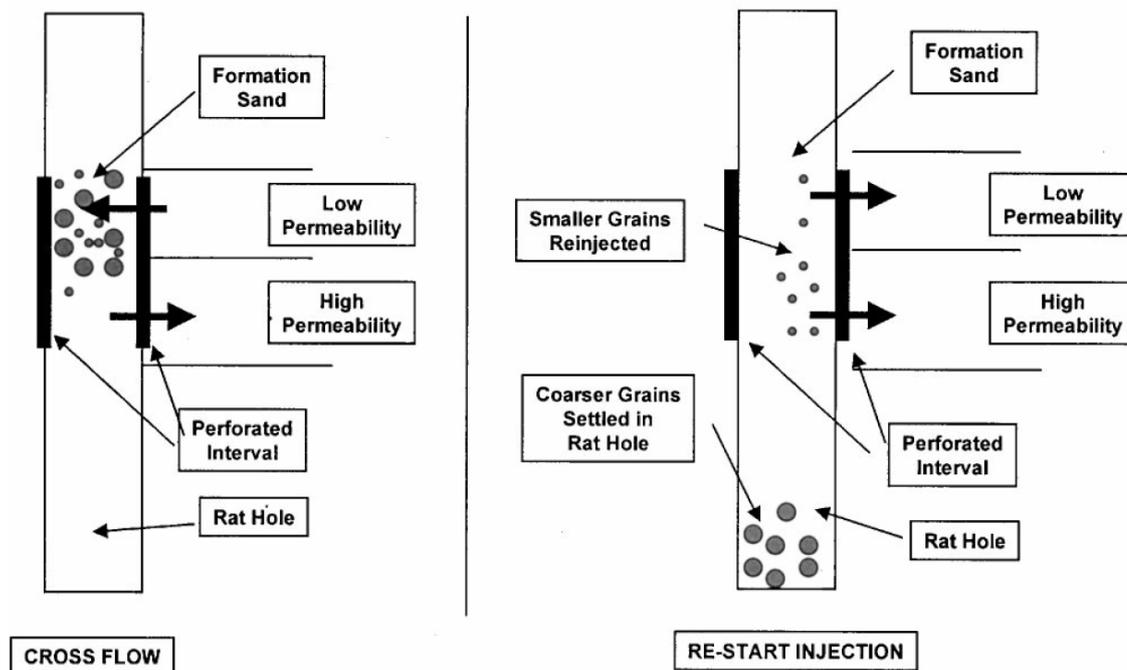


Figure 23 : Production de sable à l'injecteur par circulation résiduelle entre niveaux de perméabilités différentes après fermeture du puits (à gauche) et colmatage à l'injection du aux particules en suspension (à droite) (Santarelli et al., 2000)

Enfin, dans les cas où la dépression dans le puits injecteur est particulièrement brusque et importante (arrêts d'urgence) l'onde de pression peut provoquer la liquéfaction du sable de la formation (Santarelli et al., 2000; Hayatdavoudi, 2005). Ce phénomène peut remplir le puits de sable sur une hauteur importante, de l'ordre de la centaine de mètres, et recouvrir complètement les niveaux injectés. La décroissance d'injectivité observée est immédiate et quasi totale (Santarelli et al., 2000). Le seul remède est le nettoyage du puits et l'extraction du sable.

Les caractéristiques de la perte d'injectivité observée soudainement sur l'exploitation géothermique de Melleray au début des années 1980 sont assez semblables : décroissance importante et immédiate de l'injectivité consécutive à un arrêt de l'injection, 11 mètres de sable et d'oxydes de fer retrouvés au fond du puits injecteur, diamètre des grains de sable supérieur aux trous des crépines... (Cheradame et al.,

2004). Ces éléments pourraient justifier une étude quantitative de la possibilité de déstabilisation de la formation de Melleray par une fermeture trop rapide du puits.

### **Particules endogènes**

Les particules endogènes mobilisées à l'intérieur du réservoir sont érodées suite à un phénomène de choc qui peut être (Civan, 2006) :

- d'origine chimique, caractérisé par une salinité critique,
- d'origine hydrodynamique, caractérisé par une vitesse critique de circulation à l'intérieur des pores,
- d'origine thermique, avec une température critique.

Les concentrations en sels ont un effet très important sur la perméabilité d'une formation. Il existe une concentration seuil de salinité en dessous de laquelle les forces de répulsion entre les particules fines (de l'ordre du  $\mu\text{m}$  ou moins) et avec la surface des pores deviennent supérieures aux forces de cohésion. Ces particules sont alors dispersées et relâchées dans l'écoulement (Blume *et al.*, 2005). De même, des études sur le stockage souterrain de fluides ont mis en évidence la décroissance parallèle de la perméabilité et de la concentration en chlorures (Konikow *et al.*, 2001).

Cet effet de seuil de salinité est indépendant de l'effet hydrodynamique d'érosion des particules de la formation. Les expériences de percolation sur carotte d'Ochi et Vernoux (1998) montrent que l'on observe, quelque soit le débit d'écoulement, une décroissance importante de la perméabilité en réaction à une baisse soudaine de la salinité du fluide. Cette décroissance est progressive au fur et à mesure du dépôt des argiles dispersées.

Les effets hydrodynamiques prévalent sur l'arrachement des particules lorsque la salinité du fluide est élevée. Ils conduisent à une perte moins importante de perméabilité que les changements de salinité car seules quelques particules sont mises en mouvement, de manière assez aléatoire, et suivant les variations locales des vitesses de l'écoulement. A débit fixé, le cisaillement auquel sont soumis les particules est d'autant plus élevé que la tortuosité du milieu est importante. L'obstruction des ouvertures de pores se fait essentiellement par capture des éléments de grande taille. La perte d'injectivité est donc assez rapide et se stabilise très vite à un niveau qui dépend de la vitesse de l'écoulement (Ochi et Vernoux, 1998). On observe un phénomène d'obstruction des pores par effet clapet. Cet effet, fonction de la vitesse d'écoulement, est très bien reproduit par les modèles numériques (Ochi et Vernoux, 1999).

Il existe, comme pour les seuils de salinité, une vitesse seuil au-dessus de laquelle on observe une érosion importante des particules et une perte d'injectivité. L'existence de ce seuil est également confirmée théoriquement. Il dépend de la salinité du fluide et est d'autant plus élevé que la salinité du fluide est forte (Ochi et Vernoux, 1998).

Enfin, ces effets de seuil existent également sur les profondeurs de pénétration des boues de forages en fonction des surpressions dans le puits en foration et donc des gradients de pression et des vitesses d'écoulement à travers les pores. Pour un gradient de pression relativement faible l'ensemble des particules qui passe à travers les pores et la profondeur de pénétration des boues de forages dans la formation est importante (figure 24-a). Si le gradient de pression augmente des ponts entre particules s'établissent au niveau des ouvertures de pores et les condamnent empêchant la pénétration des boues dans la formation ((figure 24-b). Enfin, au dessus d'une pression seuil, ces ponts sont détruits et les particules pénètrent à nouveau dans la formation, ceci d'autant plus que la pression est élevée (figure 24-c).

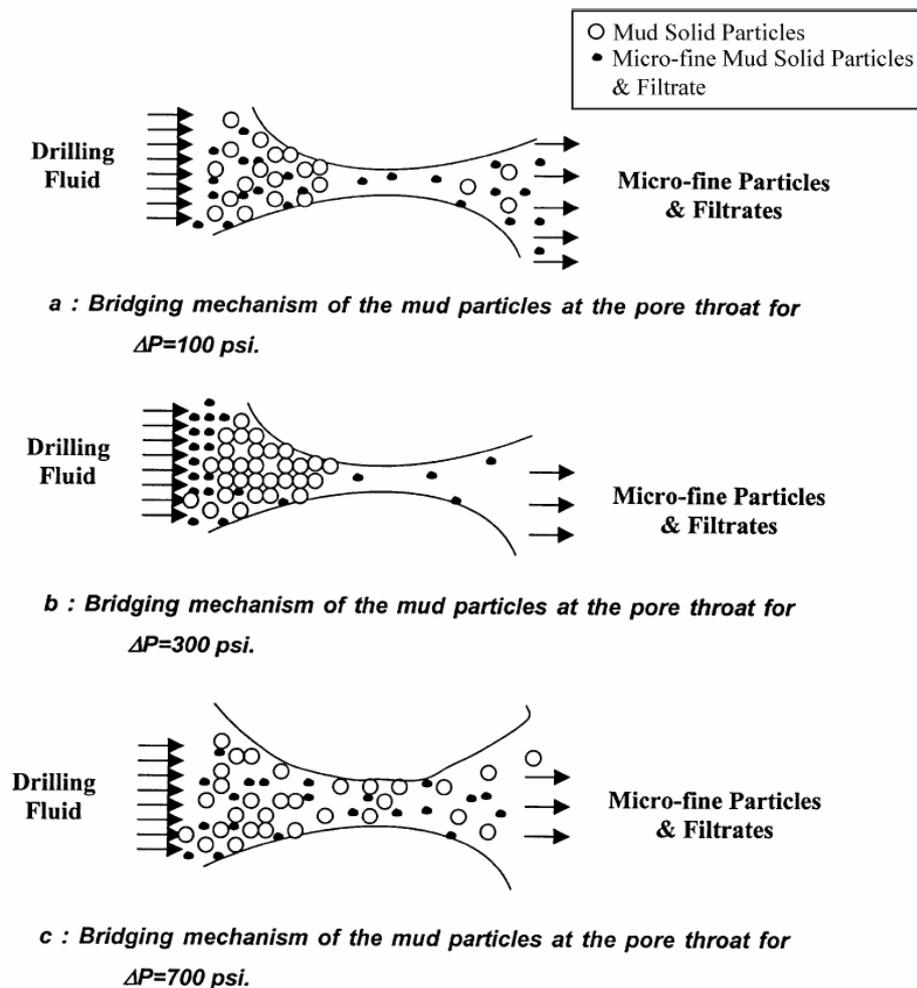


Figure 24 : Mécanismes de blocage des ouvertures de pores suivant les gradients de pression imposés (Jilani et al., 2002)

Schembre et Kovscek (2005) relèvent une augmentation de la production de fines et une baisse de l'indice d'injectivité avec l'augmentation de la température du fluide injecté. Ce phénomène peut être problématique dans la mise en place d'opérations de

récupération assistée de pétrole par injection de vapeur. Cependant, il est peu contraignant, voire bénéfique, dans le cas de l'injection d'une saumure géothermale refroidie.

## 2.4. ASYMETRIE ENTRE PRODUCTEUR ET INJECTEUR

Dans les formations argilo-gréseuses, on observe généralement une asymétrie entre le comportement des puits producteur et injecteur. L'indice de productivité est généralement meilleur que l'indice d'injectivité. Cette asymétrie se remarque dès la mise en exploitation d'un doublet géothermique et a été relevée, entre autres, sur les opérations réalisées à Melleray, en France (Boisdet *et al.*, 1989; Cheradame *et al.*, 2004), et Neustadt-Glewe, en Allemagne (Seibt *et al.*, 2005).

Sur l'opération de Neustadt-Glewe, les puits présentaient un comportement différent entre production et injection, dès leur forage en 1989 et 1990. L'indice de productivité était de l'ordre de 100 m<sup>3</sup>/h/MPa pour chacun d'eux mais les indices d'injectivité étaient bien inférieurs aux attentes. L'indice d'injectivité de l'un des deux puits a pu être amélioré grâce à des opérations de stimulation (Seibt *et al.*, 2005).

Les causes pouvant être évoquées pour expliquer cette asymétrie doivent nécessairement intégrer elle-même un élément d'asymétrie. Au niveau de la complétion du puits, les crépines à section triangulaire ne présentent pas la même résistance pour un écoulement en production et un écoulement en injection. Le massif de gravier peut également présenter un obstacle hydrodynamique différent suivant le sens de l'écoulement, avec des zones différentes de recirculation et de dissipation de l'énergie du fluide. Enfin, le transport des particules joue très certainement un rôle important dans cette asymétrie puisque la production, contrairement à l'injection, a tendance à nettoyer le producteur et est donc moins sujette à l'effet « clapet » évoqué précédemment.

## 2.5. FRACTURATION NATURELLE ET PROVOQUEE

Dans le Bassin parisien, les réservoirs argilo-gréseux du Trias sont souvent présentés comme caractérisés par une perméabilité de matrice, par opposition aux réservoirs carbonatés du Dogger caractérisés par une perméabilité de fracture (Boisdet *et al.*, 1989). En effet, le rôle des fractures et de la fissuration n'a pas été clairement mis en évidence dans les réservoirs du Trias. Il est cependant probable qu'elle joue un rôle comme dans d'autres réservoirs géothermaux argilo-gréseux, ce que semblent mettre en évidence des études d'affleurement (Philipp *et al.*, 2008).

Le rôle de la fracturation est peut-être moins évident dans ces formations à cause de l'hétérogénéité sédimentaire importante (*cf.* partie 2.1.2) qui contrôle l'arrêt des fractures, au travers de comportements mécaniques très différenciés entre grès et argiles. Il est alors moins probable qu'un système de fractures interconnectées permette d'atteindre un seuil de percolation nécessaire à l'établissement d'une perméabilité de fracture importante (Mueller *et al.*, 2006).

Cependant, le rôle bénéfique de la fracturation pour lutter contre l'endommagement des formations par mobilisation de particules et colmatage est utilisé par les pétroliers qui injectent souvent des saumures à des pressions proches de la pression de fracturation de la formation. Si la formation a tendance à se colmater la pression augmente, ce qui fracture la roche et augmente la surface disponible pour l'injection du fluide en faisant ainsi redescendre la pression. Des expériences de percolation sur carotte montrent également l'intérêt de maintenir les fractures ouvertes durant l'écoulement en mettant ainsi plus de surface à la disposition des particules transportées et susceptibles de provoquer un colmatage. La baisse d'indice d'injectivité est considérablement diminuée par cette pratique (Al-Homadh, 2001).

Cette observation a également été faite sur les champs pétroliers de Mer du Nord pour laquelle la fracturation thermique, due au contraste de température entre le fluide froid injecté et la formation chaude, est très importante, surtout dans les réservoirs dont la cohésion est faible (Santarelli *et al.*, 2008). La fracturation thermique donne aux injecteurs une certaine tolérance à l'invasion de particules. On n'observe une baisse d'injectivité sur ces puits qu'à partir d'un diamètre important pour les particules injectées. Ce diamètre seuil correspond typiquement à des grains de sable provenant d'une déstabilisation de la formation consécutive à un arrêt trop brusque de l'injection (Santarelli *et al.*, 2000).

Sharma (2006) résume ainsi les enseignements tirés de l'injection à des pressions proches de la fracturation dans le domaine pétrolier :

- l'indice d'injectivité reste relativement constant, malgré le colmatage par les particules ;
- le taux de croissance des fractures est en relation directe avec ce taux de colmatage ;
- les particules restent au voisinage de la fracture ;
- le rôle des particules est mis en évidence par l'injection d'une saumure filtrée qui n'entraîne pas de fracturation.

Enfin, cet auteur souligne la difficulté que posent les hétérogénéités sédimentaires dans le contrôle de la propagation de la fracture. Ce point est problématique pour la récupération des hydrocarbures mais son impact en termes de récupération thermique reste à étudier.

De manière générale, l'injection à une pression proche du seuil de fracturation permet aux pétroliers d'éviter l'utilisation d'autres traitements. La problématique se pose cependant de manière différente sur un doublet géothermique. En effet, si les pétroliers possèdent plusieurs puits et peuvent ajuster leurs pressions et débits d'injection en fonction de cet objectif de fracturation, le débit d'injection d'un doublet géothermique est donné par son débit de production. La pression nécessaire à l'injection de ce débit est alors imposée par la perméabilité de la formation.



## **3. Caractérisation chimique et isotopique des fluides du Trias du Bassin de Paris**

### **3.1. INTRODUCTION**

L'objectif principal de cette partie vise :

- à caractériser les fluides du Trias du Bassin de Paris, dans le but de préciser leur nature et leur température ; deux paramètres essentiels pour un réservoir géothermal;
- à déterminer le rôle de ces fluides lors d'une réinjection après refroidissement.

Les données acquises lors de cette étude comprennent les éléments majeurs, traces et un panel large d'analyses isotopiques « classiques » comme les isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène, les isotopes du strontium, et des systématiques moins « classiques » comme les isotopes du bore, du néodyme et du lithium.

L'utilisation conjointe de plusieurs systématiques isotopiques dans l'étude des fluides doit permettre de circonscrire les hypothèses portant sur la nature des fluides. Les outils et méthodes de la géochimie isotopique sont rassemblés dans l'Annexe 1.

### **3.2. ECHANTILLONS**

#### **3.2.1. Préambule**

En préalable à la description des échantillons il est important de souligner les difficultés auxquelles nous avons dû faire face afin de pouvoir échantillonner les eaux du Trias du Bassin de Paris.

En effet, les forages en production exploitant le Trias du Bassin de Paris sont rares. A cela s'ajoute le manque de coopération et/ou de diffusion d'information de la part de certaines compagnies qui exploitent les formations triasiques.

Nous remercions donc chaleureusement P. Monget de Vermilion Emeraude pour son aide précieuse quant à l'accès aux champs de Chaunoy, Champotran et la Torche. Nous remercions CFG Services (Compagnie Française de Géothermie) pour l'autorisation du prélèvement du site de Châteauroux. Nous souhaitons également remercier vivement E. Soncourt (ANTEA) pour les données concernant les forages de Santenay qu'il a bien voulu nous communiquer. Enfin, nous remercions M. Le Maire de Santenay pour son accueil et l'autorisation de prélèvement qu'il a bien voulu nous accorder pour les forages Lithium et Santana.

### **3.2.2. Localisation des échantillons et contexte géologique**

Les 7 fluides analysés dans le cadre de ce projet ont été prélevés entre novembre 2007 et mai 2008 sur 3 sites principaux :

- à l'Est de la commune de Melun (77) pour les champs de Chaunoy, Champotran et la Torche.
- sur la commune de Châteauroux (36)
- sur la commune de Santenay (21).

Comme illustré sur la figure 25, les eaux échantillonnées proviennent d'une part de la partie centrale du Bassin de Paris (Chaunoy, Champotran et la Torche) et d'autre part de la bordure du bassin proche de la zone de recharge (Châteauroux et Santenay).

En termes de réservoirs clastiques du Trias, les eaux échantillonnées à Chaunoy proviennent de la base du réservoir « Grès de Chaunoy ».

Pour en savoir plus sur la géologie des réservoirs clastiques du Bassin de Paris, dans lesquels les eaux ont été échantillonnées, le lecteur pourra se reporter au rapport de Bouchot *et al.* (2008).

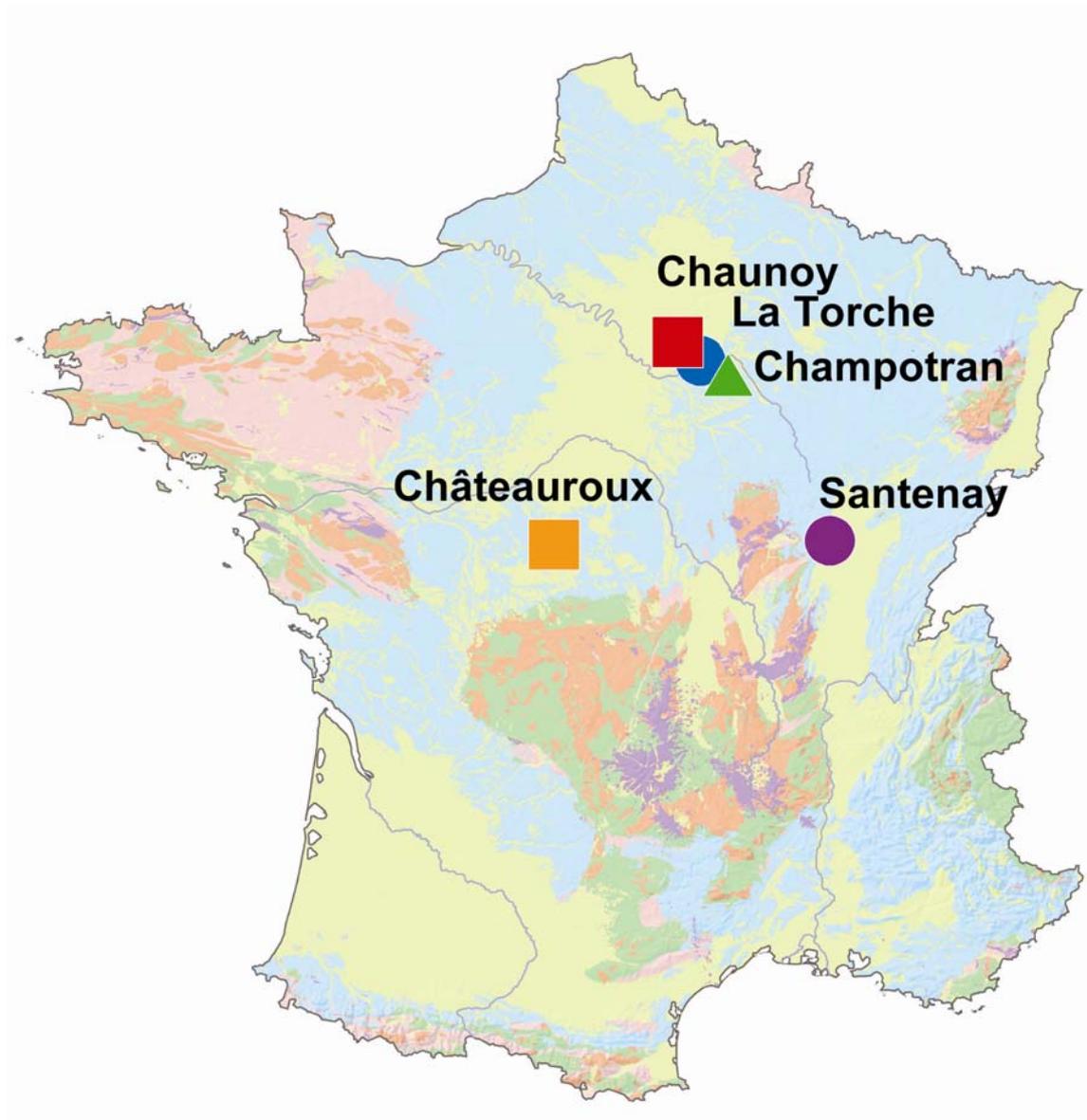


Figure 25 : Localisation des échantillons sur un fond géologique.

La pile stratigraphique simplifiée des différentes lithologies du Trias au Dogger dans le Bassin de Paris est donnée dans la figure 26.

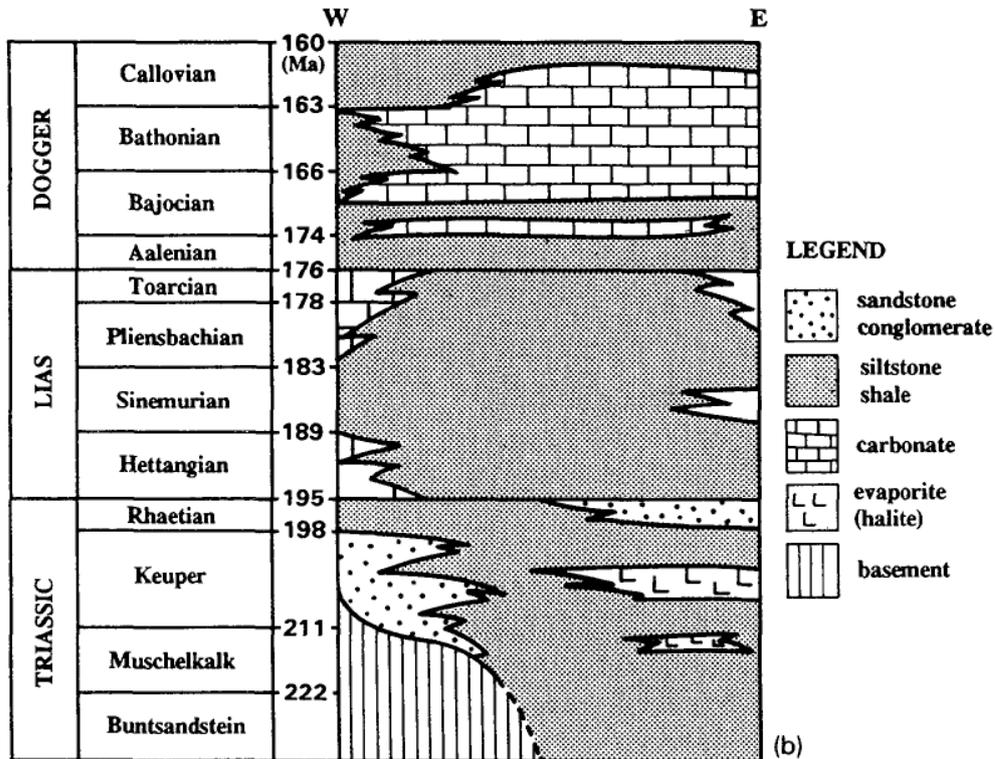


Figure 26 : Les différents faciès dans le Bassin de Paris du Trias au Dogger (d'après Matray et al. 1989).

### 3.2.3. Fluides collectés à Chaunoy, Champotran, La Torche

Les fluides du Trias dans le Bassin de Paris ont été échantillonnés pour les champs pétrolifères de Chaunoy, Champotran et la Torche en novembre 2007. Ces fluides sont exploités par la société Vermilion Emeraude.

	date échantillonnage	Temp. tête de puits °C	Profondeur m	Teneur en eau %	n° BSS
<b>CHAUNOY</b>					
Chaunoy 72	26/11/2007	83	2734	97	02584X0098
Chaunoy 73	27/11/2007	43	2449	97	02584X0093
<b>LA TORCHE</b>					
LT09	27/11/2007	29	2923	49	-
<b>CHAMPOTRAN</b>					
CHAN25	27/11/2007	35	2989	15.6	-

Tableau 1 : Données sur les échantillons (date, température, profondeur, teneur en eau et n°BSS).

Les caractéristiques des 4 forages prélevés sont données dans le tableau 1. Les forages de Chaunoy, Champotran et la Torche présentent des profondeurs qui varient de 2449 à 2989 m et la teneur en eau de ces fluides est comprise entre 15,6 et 97%.

Notons que le forage Chaunoy73 échantillonne un niveau d'argiles anhydritiques (Keuper supérieur) appartenant à la formation des Grès de Chaunoy alors que le forage Chaunoy72 recoupe les Grès de Donnemarie (Muschelkalk et Keuper inférieur) plus profonds. Compte tenus de leurs grandes profondeurs (2923 m et 2989 m), les fluides récoltés dans les forages LT09 de la Torche et CHAN25 de Champotran recouperont certainement le réservoir des Grès de Donnemarie.



*Figure 27 : Site de Chaunoy (Forage Chaunoy72).*

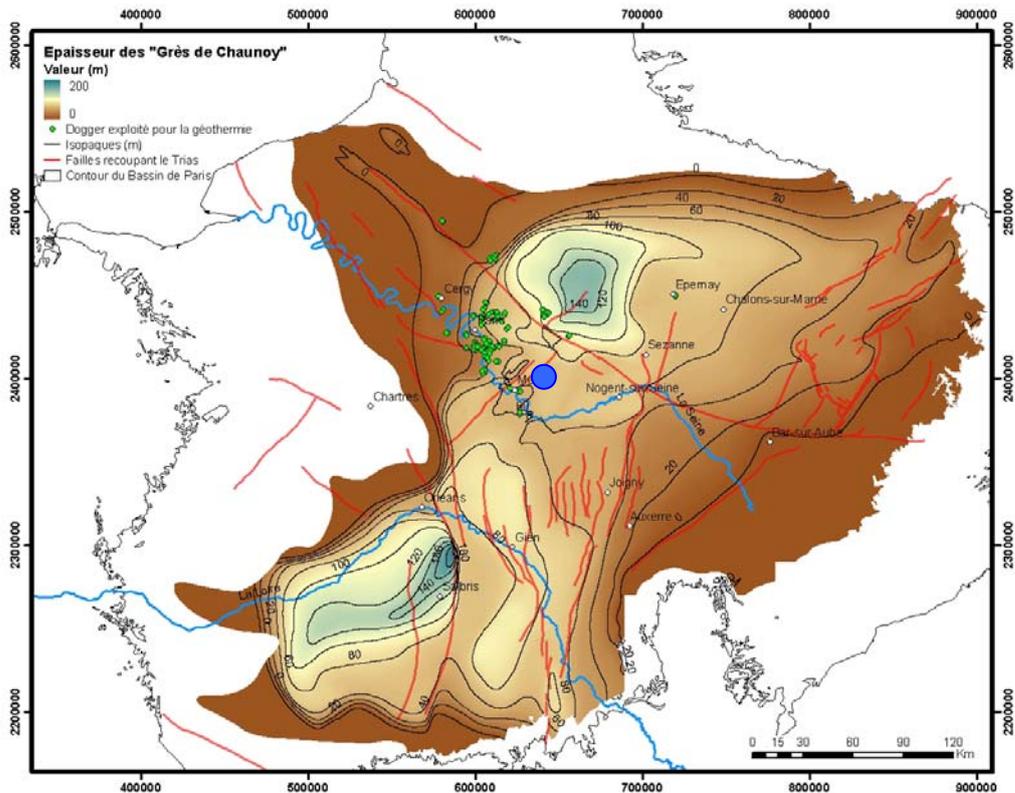


Figure 28 : Localisation du site de Chaunoy (point bleu = forage Chaunoy73) sur une carte des isopaques du réservoir des Grès de Chaunoy (modifiée Delmas et al., 2002 dans Bouchot et al., 2008)

### **Dispositif de séparation eau/huile**

Les fluides des champs de Chaunoy, Champotran et la Torche sont des fluides contenant des hydrocarbures dans des proportions variables. Afin de séparer les différentes phases du fluide, nous avons procédé à la séparation de l'eau contenue dans le mélange eau/hydrocarbures à la fois sur le terrain et de retour au laboratoire. Ces deux procédés sont décrits brièvement ci-après.

Le choix de séparer l'eau des hydrocarbures sur le terrain ou au laboratoire vient du fait que la séparation des différentes phases n'a été possible sur le terrain que pour l'échantillon Chaunoy72, du fait de la viscosité, de la température et de la cinétique de la réaction d'émulsion. Pour les autres échantillons, nous avons donc procédé à la séparation de l'eau dans nos laboratoires.

### **Dispositif de terrain**

Le dispositif de terrain dont un schéma d'utilisation est donné dans la figure 29 et permet directement de séparer les 3 phases du fluide après connexion en tête de puits.

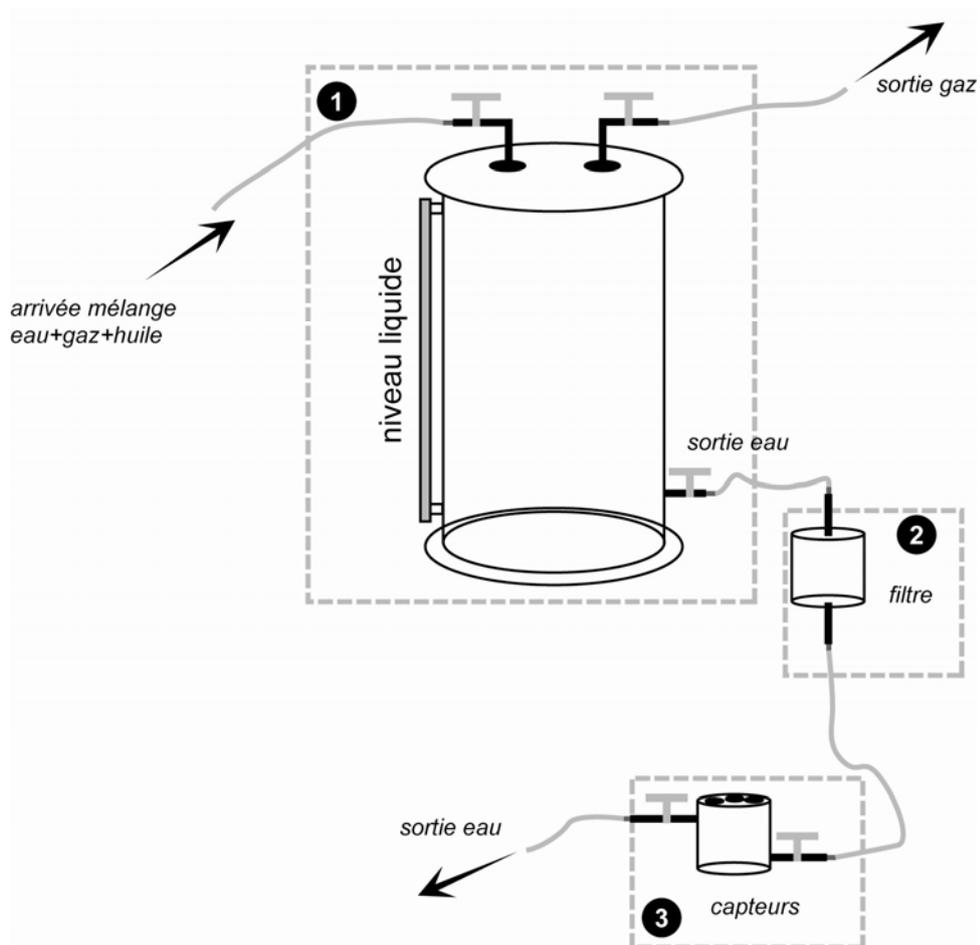


Figure 29 : Séparateur eau /huile de terrain.

Une fois connecté, le mélange (eau + gaz + huile) arrive dans un cylindre en polypropylène (partie notée 1 sur la figure 41) d'un volume de 120 L environ. L'émulsion a lieu dans cette partie du dispositif et l'avancée du processus de séparation peut-être directement observé sur le côté du cylindre. Les gaz en excès s'échappent par la partie haute du dispositif, tandis que l'eau est récupérée dans la partie basse. Quelques traces d'hydrocarbures peuvent subsister à ce stade de la séparation, c'est pourquoi un cylindre (noté 2) contenant de la laine de roche permet une première filtration de l'eau, avant que les paramètres physico-chimiques de l'eau ne soient mesurés (partie 3) au moyen des capteurs. Enfin, l'eau est prélevée à l'extrémité du dispositif.

### **Dispositif utilisé en laboratoire**

Nous avons procédé à la séparation de l'eau à partir du mélange eau + hydrocarbures pour les autres échantillons des champs de Chaunoy (Chaunoy73), la Torche (LT09) et Champotran (CHAN25).

De retour au laboratoire après les prélèvements des fluides, nous avons effectué une série de tests afin de déterminer la procédure optimale pour récupérer la phase aqueuse de ces fluides à partir du mélange eau/huile.

Ces tests ont montré que :

- la simple décantation du mélange à température ambiante ne permet aucune récupération de l'eau (au moins après 72h) ;
- la centrifugation (même à 6 000 tour/min) ne permet pas non plus une récupération efficace.

Nos investigations se sont donc portées vers la décantation dans une étuve à une température de 50°C dans des bidons de 5 litres ayant une large surface de contact. Après 48h, les taux de récupération étaient satisfaisants et nous avons pu collecter les volumes suffisants en vue des analyses chimiques et isotopiques.

### 3.2.4. Châteauroux

L'échantillon GTH1 a été prélevé sur la commune de Châteauroux (ZAC St Jean). Les références B.S.S. relatives à l'exploitation de ce forage sont : GTH1 : 05447X0112.

D'une température de 34°C en tête de puits, le forage atteint une profondeur de 670 mètres / sol suite à la réhabilitation de 2003 (figure 30).

Le forage GTH1 échantillonne l'eau du Keuper gréseux (figure 31) appartenant probablement au réservoir des Grès de Donnemarie.

Le tableau 2 récapitule les coordonnées de surface du puits GTH1 dans le référentiel Lambert 2 étendue.

<i>Coordonnées GTH 1</i>	<i>X (km)</i>	<i>Y (km)</i>	<i>Z(m)</i>
<i>Lambert 2 étendue</i>	551,710	2 200,330	+ 153

*Tableau 2 : Coordonnées du forage GTH1 à Châteauroux.*



**HABITAT36**  
Informations

**CHATEAUROUX**

**Quartier St Jean**  
(1310 logements)

**HABITAT**  
SA 2036

## FORAGE GEOtherMIQUE

*20% d'économie sur les charges de chauffage de nos locataires par rapport à un système traditionnel*

La réhabilitation du puits du Trias a permis de retrouver le débit initial avec une eau chaude à **34°C** prélevée à une profondeur de 623 mètres. Les travaux d'un montant de **749 000 Euros** ont bénéficié des aides financières des partenaires suivants :

	<b>L'ETAT</b> <b>187 000 Euros (25%)</b>
	<b>LA REGION CENTRE</b> <b>90 000 Euros (12%)</b>
	<b>L'ADEME</b> <b>90 000 Euros (12%)</b>
	<b>EDF</b> <b>90 000 Euros (12%)</b>
	<b>SA HABITAT 2036</b> <b>292 000 Euros (39%)</b>

**Maîtres d'œuvre de l'opération Exploitation du chauffage**  
**Sociétés CFG & COFOR Société ELYO Centre Ouest**

INDUSTRIE 2008  
36  
LOGEMENT  
14, 16 Rue St-Luc  
36000 CHATEAUROUX  
Tél. 02 54 08 15 15  
Réception de l'opération : 24 Juin 2003

Figure 30 : Projet de réhabilitation du forage GTH1 à Châteauroux (document transmis par CFG Services).



*Figure 31 : Tête de puit du forage GTH1 à Châteauroux.*

Cotes NGF en m	Profondeurs verticales en m	Épaisseurs en m	Lithologie	Stratigraphie	
+ 153	0	15	Argiles de décalcification.	QUATERNAIRE	
+ 138	15	70	Calcaires sublithographiques (calcaire de Montierchaume).	SECONDAIRE	
+ 68	85	30	Marnes à bancs de calcaire microcristallin.	Argovo-callovien	NALN
+ 38	115	125	Calcaires lithographiques puis oolithiques	Bathonien	DOGGER
+ 87	240	60	Marnes - Calcaires microcristallins oolithiques	Bajocien	
- 147	300	135	Argiles à minces bancs de calcaire	LIAS	
- 282	435	15	Calcaires cryptocristallins dolomitiques	INFRALIAS	
- 297	450	110	Grès feldspathiques blanchâtres à roses localement argileux et dolomitiques	Keuper	TRIAS
- 407	560	165	Sables argileux, localement gréseux, conglomératiques à la base		
- 572	725		Schistes et phyllades	Formations anté-triasique	

Figure 32 : Coupe géologique du forage GTH1 à Châteauroux.

### 3.2.5. Santenay

Les forages de la commune de Santenay se situent dans le recouvrement sédimentaire gréseux triasique du socle hercynien du Morvan qui affleure non loin, à l'ouest (Sampigny). Les sources naturelles Lithium et Santana sont captées par forage (75 et 88 m). Le nom du réservoir gréseux échantillonné n'est pas connu.

La source Lithium (code BSS 05531X0018 ; coordonnées géographiques NGF : X = 779,040 km, Y = 2 216,620 km ; Z = 225 m) et le forage Santana ont été prélevés en mai 2008.

Une photo de la tête de puits du forage Lithium est présentée en figure 33.



*Figure 33 : Tête de puits du forage Lithium à Santenay.*

### **3.3. LES FLUIDES DU TRIAS : ETAT DE L'ART**

Les eaux des formations du Trias et du Dogger (Jurassique) du Bassin de Paris ont été étudiées et caractérisées isotopiquement et chimiquement dans les années 1990. Dans cette partie, nous rappelons les principaux résultats des travaux de J.Ch. Fontes et J.M. Matray.

Tout d'abord, Fontes et Matray (1993a) se sont intéressés aux saumures associées aux dépôts salifères du Trias du Bassin de Paris. Cette étude a permis de mettre en évidence que non seulement les saumures échantillonnées à l'Est du Bassin de Paris (Varangéville, voir carte ci-dessous) étaient composées d'un mélange de saumures primaires et secondaires, mais aussi que des évaporites d'âge Permien contribuaient à la signature chimique des eaux du Trias.

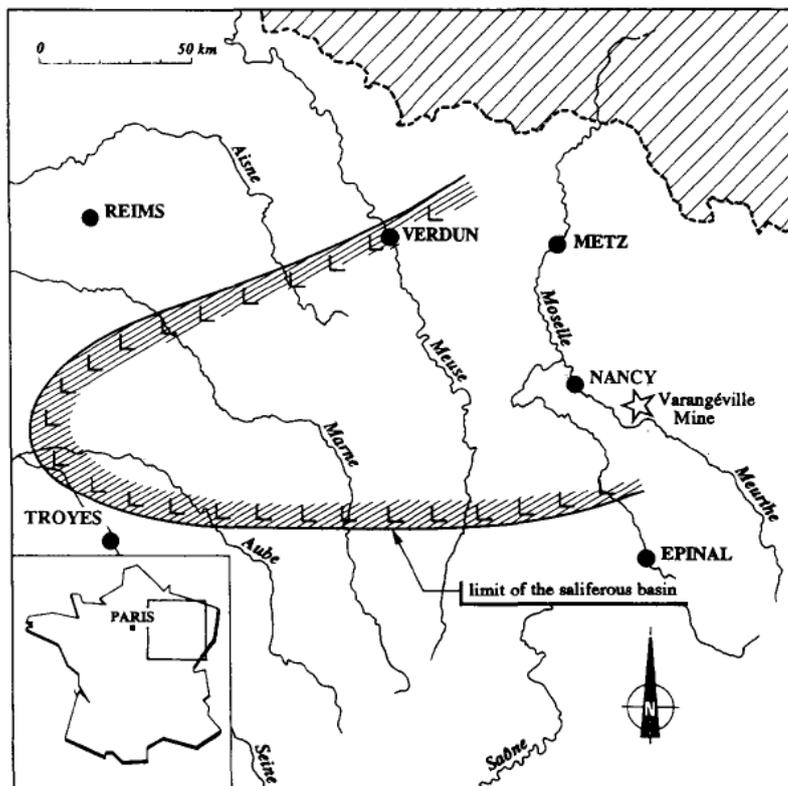


Figure 34 : Localisation des dépôts salifères du Trias du Bassin de Paris.

Dans une étude complémentaire aux travaux portant sur les saumures du Trias, Fontes et Matray (1993b) se sont intéressés aux eaux des formations pétrolifères du Trias (Keuper et Rhétien). Les résultats de cet article confirment que les eaux salines du Dogger, du Keuper et du Rhétien ont une origine complexe et résultent de différents mélanges. La salinité des eaux du Dogger et du Keuper a pour origine une saumure très enrichie d'origine primaire. Les eaux du Rhétien, quant à elles, ont une salinité qui peut s'expliquer par l'apport de trois origines différentes : 1/ une saumure primaire identique à celle du Dogger et du Keuper, 2/ un apport d'eau de mer et 3/ une dilution par des eaux météoriques.

L'article de Matray *et al.* (1994) se focalise principalement sur les eaux du Dogger. Ces auteurs y évoquent la possibilité d'échanges entre les aquifères du Dogger et du Trias. Ces échanges sont représentés dans la figure 35 qui montre la migration d'une saumure du Trias vers le Dogger.

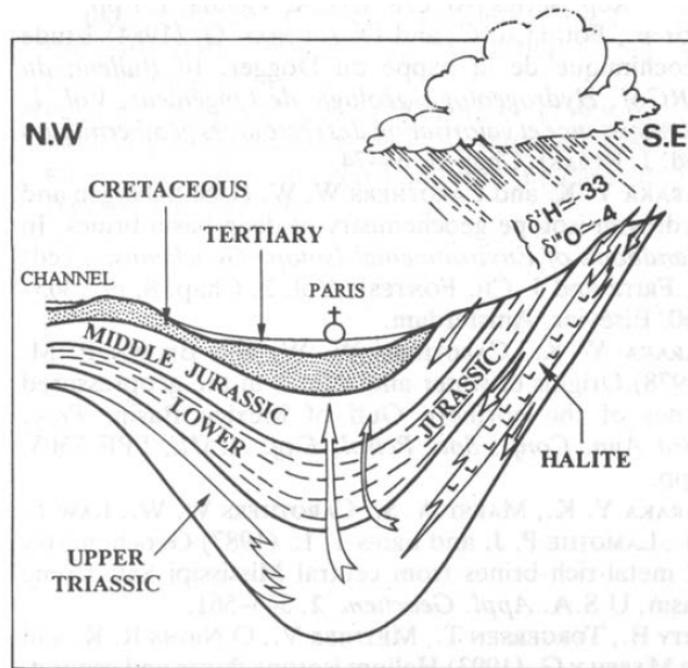


Figure 35 : Schéma représentant l'apport de saumure du Trias vers le Dogger, d'après Matray et al. (1994).

D'autres échanges entre aquifères du Trias et du Jurassique sont discutés dans l'article de Worden *et al.* (1999), notamment pour la formation des Grès de Chaunoy. Ces auteurs proposent en effet que les eaux de la formation triasique de Chaunoy aient pu migrer vers les formations du Dogger pour compenser l'apport d'eau météorique.

Enfin, dans leur article de synthèse, Matray *et al.* (1989) discutent des effets diagénétiques sur les réservoirs du Trias et du Dogger pour l'ensemble du Bassin de Paris et proposent un scénario d'évolution des réservoirs.

Selon Matray *et al.* (1989), les résultats d'analyses des eaux des formations du Dogger et du Trias montrent qu'il existe un mélange spécifique à chaque réservoir entre un pôle concentré et chaud constitué de saumures primaire et secondaire d'origine triasique, et un pôle peu concentré, agissant comme diluant, d'origine météorique. Ces mélanges résultent de l'existence de circulations de solutions entre réservoirs, suggérant ainsi de larges migrations au cours du temps.

Parallèlement, ces eaux de formation présentent une évolution géochimique qui traduit d'importantes interactions eau/roches, dont les effets ont pu être reconnus dans les réservoirs. Les résultats de Matray *et al.* (1989) permettent de reconstituer une histoire diagénétique s'appuyant sur la chronologie des interactions eau/roches. Après dépôt de sels halitiques et développement de phases précoces de dolomitisation de calcite et précipitation de gypse, la saumure primaire des évaporites du Muschelkalk et du Keuper salifère migre dans les réservoirs triasiques, ainsi d'ailleurs qu'une saumure

secondaire, d'origine profonde, ayant dissous des évaporites sur son parcours. De 195 à 150 ± 10 Ma, les interactions de ces fluides avec les formations aquifères triasiques y provoquent des phases de précipitation de dolomite, d'anhydrite et des néo-formations d'illite, néfastes pour les propriétés des réservoirs.

Par la suite, ces fluides migrent dans les réservoirs du Dogger où ils sont responsables de processus diagénétiques tardifs seulement mis en évidence par l'étude géochimique.

La phase de dilution par des eaux d'origine météorique, qui affecte les réservoirs du Dogger, est également très marquée dans les autres aquifères, traduisant ainsi l'importance de l'hydrodynamisme récent du bassin sur la composition des eaux de formation.

La figure 36 synthétise l'évolution des différents réservoirs au cours du temps.

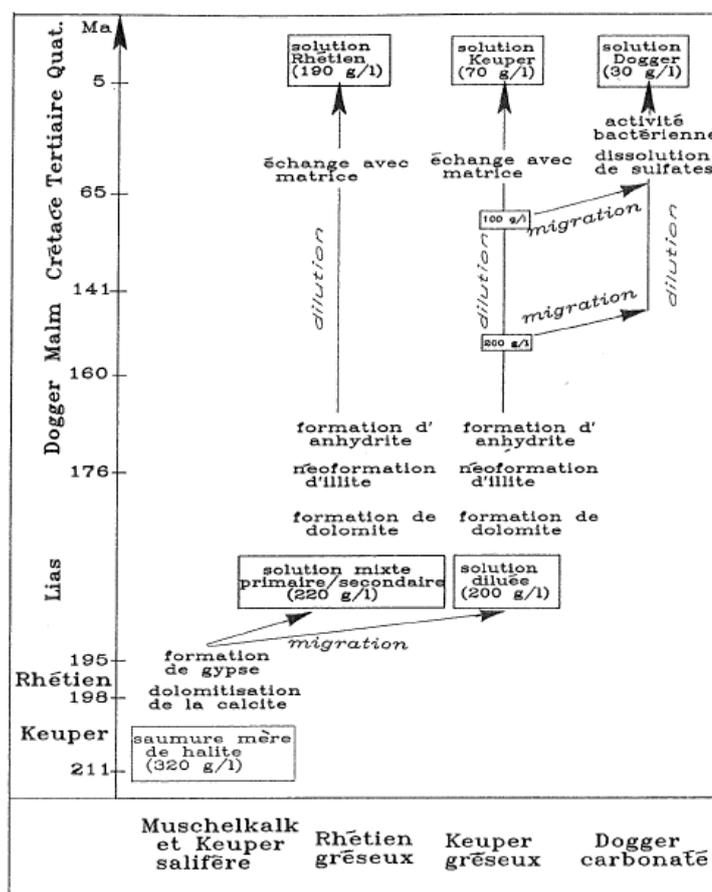


Figure 36 : Reconstitution des circulations d'eau dans le Bassin de Paris en relation avec leurs effets diagénétiques sur les réservoirs (Matray et al. 1989).

### 3.4. RESULTATS ET DISCUSSIONS

#### 3.4.1. Mesures de terrain

Lors du prélèvement sur le terrain, des mesures physico-chimiques des eaux ont été réalisées. Ces données sont rassemblées dans le tableau 3. Notons que pour les eaux de Chaunoy, les données ne sont que partielles. Du fait de la température supérieure à 50°C lors du prélèvement, la mesure de la conductivité n'a pu être effectuée. Pour les eaux de Champotran et la Torche, les échantillons ayant été prélevés « bruts » sur le terrain (mélange eau + huile), nous avons réalisé les mesures au laboratoire après séparation de l'huile et de l'eau.

	date échantillonnage	Temp. tête de puits °C	pH	Eh mV	Cond. 25°C mS/cm
<b>CHAUNOY</b>					
Chaunoy 72	26/11/2007	83	6.30	-150	-
Chaunoy 73	27/11/2007	43	6.00	490	-
<b>LA TORCHE</b>					
LT09	27/11/2007	29	4.44	-	-
<b>CHAMPOTRAN</b>					
CHAN25	27/11/2007	35	6.50	-	-
<b>CHATEAUROUX</b>					
GTH01	04/04/2008	33.2	7.80	-120	0.32
<b>SANTENAY</b>					
Lithium	06/05/2008	18.1	6.95	-8	13.46
Santana	06/05/2008	17.8	7.01	-10	13.39

Tableau 3 : Mesures de terrain, les données pour Chaunoy, La Torche et Chamotran sont celles fournies par Vermilion Emeraude.

#### 3.4.2. Eléments majeurs et traces

Les éléments majeurs de ces eaux (cations et anions) sont donnés dans le tableau 4. Les analyses chimiques des espèces majeures et traces ont été effectuées sur échantillons conditionnés (filtration à 0,45 µm pour les anions majeurs et certains éléments traces filtration à 0,45 µm et acidification à l'acide nitrique Suprapur pour les cations majeurs et le reste des traces).

Les techniques analytiques utilisées ont été la chromatographie ionique (pour les anions majeurs), la titrimétrie (alcalinité), l'absorption atomique flamme, absorption et émission, (pour les cations majeurs), la potentiométrie (pour le pH, le potentiel redox,...), la spectrométrie de masse couplée à un plasma d'argon (ICP-MS) (pour les éléments traces).

Pour la détermination des espèces majeures, l'incertitude analytique relative est de l'ordre de 5%. Pour l'analyse des éléments traces, elle est de l'ordre de 10 à 15%. Les valeurs de balance ionique (BI) inférieures ou égales à 6% pour tous les échantillons

permettent de supposer l'absence d'erreur ou de lacune importante dans l'analyse des espèces majeures. Notons enfin que les sulfures dissous n'ont pas été analysés.

	date échantillonnage	Na mg/l	K mg/l	Mg mg/l	Ca mg/l	Cl mg/l	SO4 mg/l	Cinorg. mg/l	Corg. mg/l	Alk. meq/l	BI %	Cl/Br	TDS mg/l	CH3COO mg/l	Br mg/l	NH4 mg/l	F mg/l	NO3 mg/l	PO4 mg/l	SiO2 mg/l	
<b>CHAUNOY</b>																					
	Chaunoy 72	26/11/2007	37300	966	1127	7055	77000	659	8.2	7.5	1.28	-4.64	109	125	< 0,5	704	64	< LQ	< LQ	< LQ	47.0
	Chaunoy 73	27/11/2007	36700	972	1068	5841	73500	704	7.5	6.8	1.23	-4.53	109	120	< 0,5	673	62	< LQ	< LQ	< LQ	49.6
<b>LA TORCHE</b>																					
	LT09	27/11/2007	52000	1954	1183	8339	102000	462	0.6	30.3	0.22	-2.40	103	167	< 0,5	990	90.5	0.6	< LQ	< LQ	33.1
<b>CHAMPOTRAN</b>																					
	CHAN25	27/11/2007	36200	952	1010	5600	72000	685	7.3	7.2	2.22	-4.41	114	117	< 0,5	633	63.3	0.7	< LQ	< LQ	40.3
<b>CHATEAUROUX</b>																					
	GTH01	04/04/2008	55.1	7.9	8.8	20.1	12.7	26.6	43.4	1.4	4.85	-4.58		0.37	< 0,1	< LQ	< LQ	2	< LQ	< LQ	15.2
<b>SANTENAY</b>																					
	Lithium	06/05/2008	2820	112	26.3	349	3500	2352	63.6	1.7	8.98	-5.43	191	9.52	< 0,1	18.3	0.2	3.6	< LQ	< LQ	18.1
	Santana	06/05/2008	2803	112	24.6	328	3400	2479	66.5	1.4	7.77	-6.63	218	9.52	< 0,1	15.6	0.2	3.6	< LQ	< LQ	17.2

Tableau 5 : Elements majeurs, concentrations en mg/l.

Les eaux du Trias du Bassin de Paris présentent des variations très élevées dans leurs teneurs en sels dissous (notamment les eaux de Chaunoy, Champotran, la Torche). En effet, les concentrations en sodium et chlorures sont respectivement comprises entre 55,1 mg/l et 52 g/l pour le sodium et entre 12,7 mg/l et 102 g/l pour les chlorures. Il est à noter que, d'une manière générale, les eaux de Châteauroux et les eaux de Santenay (dans une moindre mesure) sont plus diluées que les eaux de Chaunoy, Champotran et la Torche.

Cette observation apparait d'une manière évidente lorsque les teneurs en chlorures sont représentées en fonction des teneurs en sodium pour les échantillons (voir figure 37).

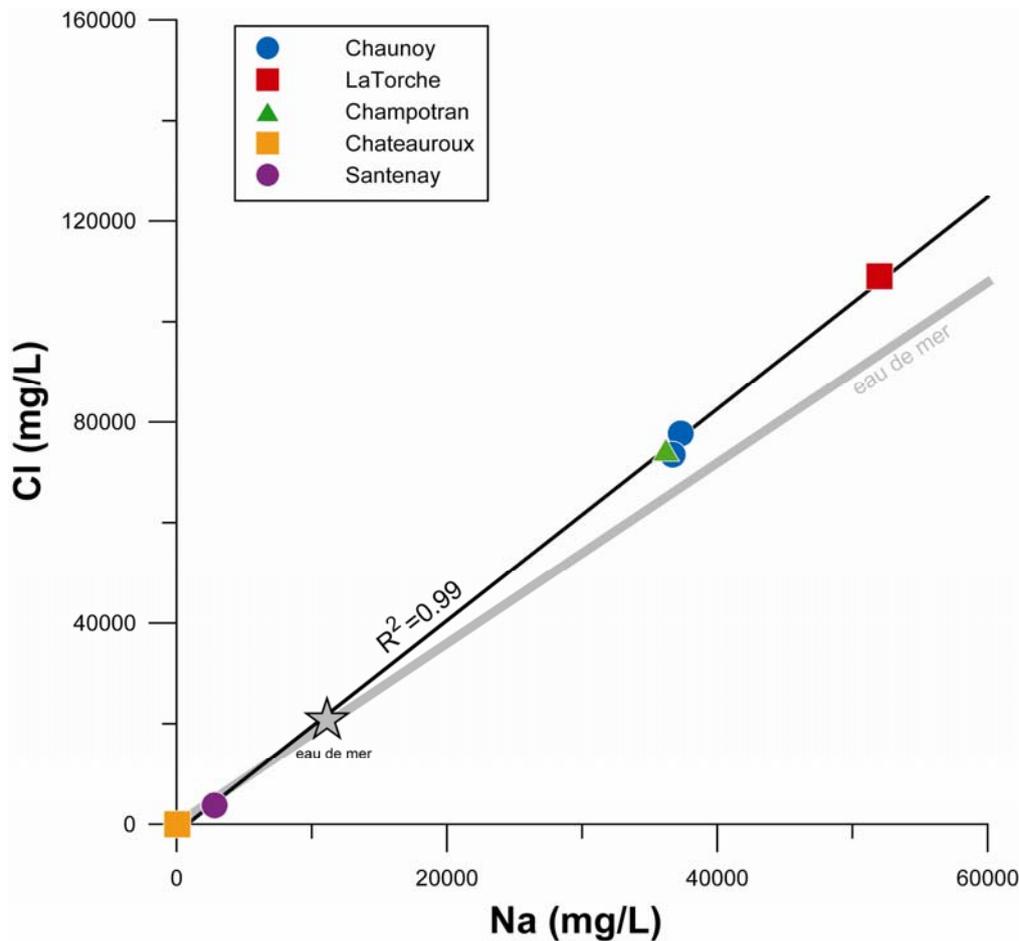


Figure 37 : Concentrations en chlorures en fonction des concentrations en sodium.

Dans la figure 38, les eaux du Trias du Bassin de Paris s’alignent sur une droite de corrélation ( $R^2=0.99$ ) dont la pente est très légèrement différente de celle représentant une dilution d’eau de mer. Les eaux de Chaunoy, Champotran et la Torche présentent toutes des concentrations en Na et Cl supérieures à celles de l’eau de mer.

Les eaux échantillonnées peuvent au premier ordre être séparées en trois groupes :

- la Torche, qui possède à la fois des teneurs en Cl et Na les plus importantes,
- les eaux de Chaunoy et Champotran qui ont des teneurs en Cl et Na relativement fortes mais cependant moins importantes que celles de la Torche,
- les eaux de Santenay et Châteauroux qui sont plus diluées et peuvent être apparentées à des eaux situées dans la zone de recharge avec les teneurs en Cl et Na les plus faibles.

Lorsque l’on compare ces données avec les données de la littérature (Fontes et Matray, 1993a ; 1993b ; Matray *et al.* 1994) on note que les eaux de cette étude sont

en parfait accord avec le peu de données disponibles. D'autre part, pour les forages de la commune de Santenay, nos mesures sont en excellent accord avec les données communiquées par ANTEA sur le suivi de ces sources depuis plusieurs années.

En ce qui concerne les autres éléments majeurs de ces eaux, les concentrations en potassium sont comprises entre 7,9 et 1 954 mg/l, entre 8,8 et 1 183 mg/l pour le magnésium et entre 20,1 et 8 339 mg/l pour le calcium, respectivement pour le forage de Châteauroux (GTH01) et la Torche (LT09).

Les concentrations en anions sont très variables selon les échantillons (comme les cations). Les teneurs en chlorures (comme déjà évoqué précédemment) sont comprises entre 12,7 et 102 000 mg/l. Les concentrations en brome sont comprises entre 15,6 et 990 mg/l. Enfin, les concentrations en sulfates sont pour ces eaux, varient de 26,6 à 2 479 mg/l. Il est à souligner que les eaux de forages de Santenay présentent les teneurs en sulfates les plus importantes (respectivement 2 352 et 2 479 mg/l pour Lithium et Santana).

Parmi les anions, les éléments Cl et Br sont conservatifs dans les eaux souterraines, c'est à dire que le rapport Cl/Br permet de tracer l'origine de l'eau sauf i) dans le cas où il existe des réactions de précipitation et/ou dissolution de sels de chlorures, et ii) dans le cas d'un mélange avec des solutions de salinités différentes. Les rapports Cl/Br (en masse) des eaux du Trias du Bassin de Paris sont compris entre 103 et 218 respectivement pour les échantillons Chaunoy73 et Santana. Le rapport marin étant de 289, les rapports Cl/Br des eaux du Trias de cette étude sont tous inférieurs à celui de l'eau de mer.

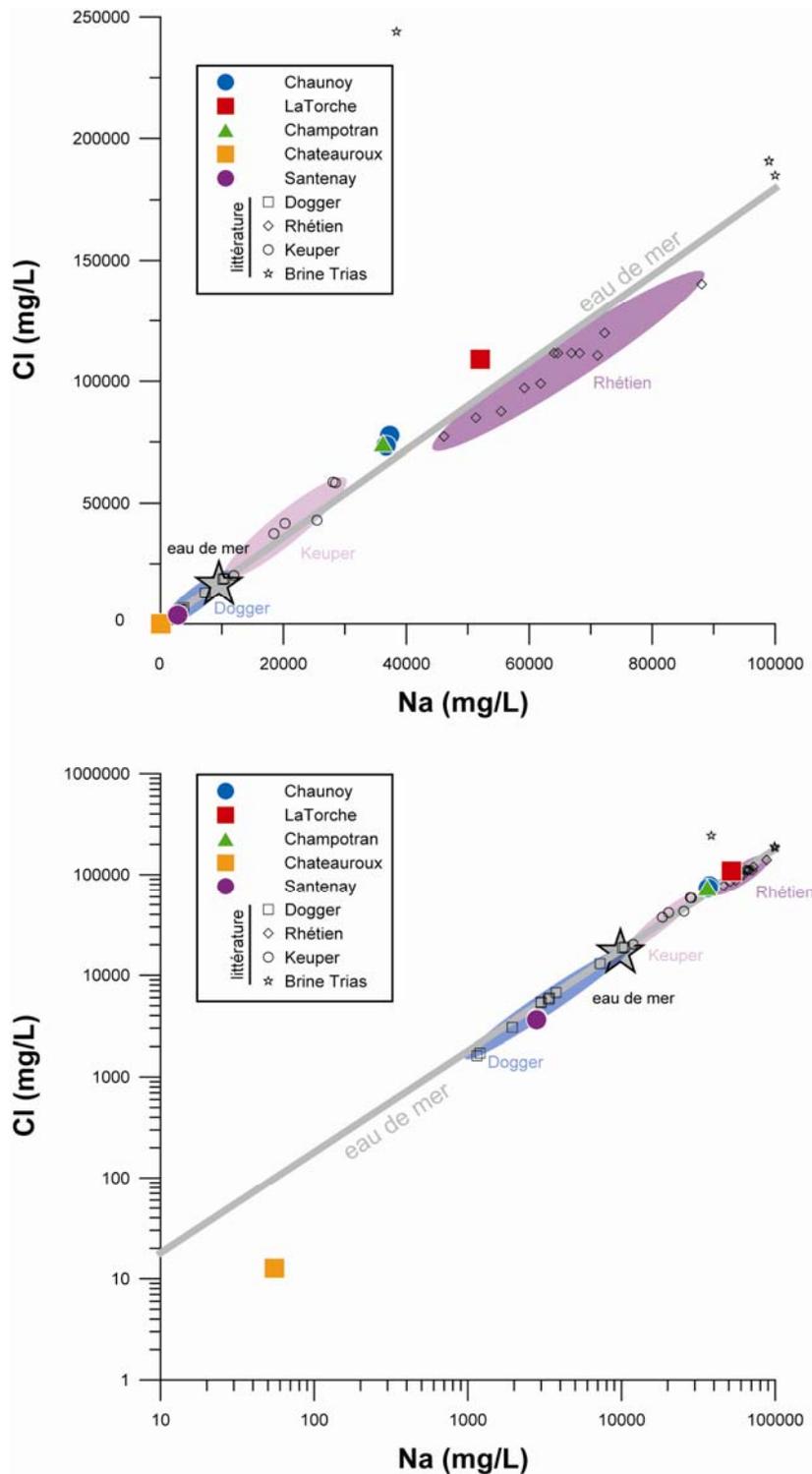


Figure 38 : Concentrations en chlorures en fonction des concentrations en sodium pour les eaux de cette étude et les données de la littérature. Figure du bas en échelle Log.

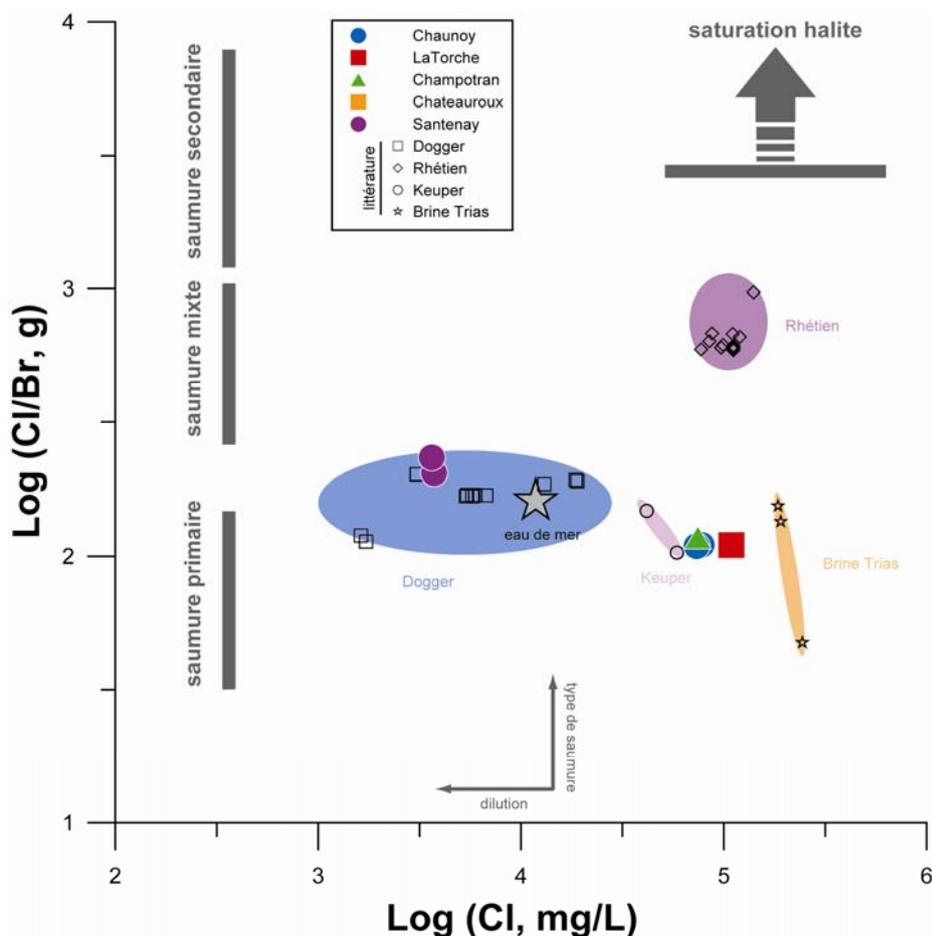


Figure 39 : Rapport Cl/Br en fonction de la teneur en Cl des eaux. Modifié d'après Matray et al. 1989. Le forage de Châteauroux n'est pas représenté sur cette figure, la teneur en Br étant inférieure à la limite de quantification.

Dans la figure 39, nous pouvons noter que les eaux du Bassin de Paris échantillonnées dans le cadre de cette étude présentent des signatures qui sont compatibles avec une origine de saumure primaire. Cette figure est extraite des travaux de Matray *et al.* 1989 et permet grâce au rapport Cl/Br en fonction de la teneur en Cl de faire la distinction entre les effets d'une dilution et le type de saumure.

En accord avec les données de la littérature (Fontes et Matray 1993a ; 1993b), les saumures du Keuper et du Dogger sont d'origine primaire alors que celles du Rhétien sont d'origine secondaire. D'autre part, les eaux du Dogger sont très nettement diluées par rapport celles du Trias. Les eaux de Santenay sont également très diluées car les forages sont situés en périphérie du bassin au niveau de la zone de recharge.

Enfin, on souligne que contrairement aux cations et anions, les concentrations en silice sont beaucoup moins variables, puisque comprises entre 15,2 et 49,6 mg/l (pour GTH01 et Chaunoy73), ce qui représente environ un facteur 3 de variation alors que les cations varient dans leur ensemble sur plusieurs ordres de grandeurs.

Les éléments traces mesurés dans les eaux du Trias du Bassin de Paris sont donnés dans le tableau 6 pour les éléments B, Li Sr et Nd.

	date échantillonnage	B mg/l	Li mg/l	Sr mg/l	Nd µg/l
<b>CHAUNOY</b>					
Chaunoy 72	26/11/2007	51.0	42.0	350	0.06
Chaunoy 73	27/11/2007	52.0	40.0	300	0.07
<b>LA TORCHE</b>					
LT09	27/11/2007	120.0	48.0	495	0.11
<b>CHAMPOTRAN</b>					
CHAN25	27/11/2007	58.0	36.3	287	0.02
<b>CHATEAUROUX</b>					
GTH01	04/04/2008	0.32	0.23	0.85	1.30
<b>SANTENAY</b>					
Lithium	06/05/2008	5.30	19.70	10.34	8.50
Santana	06/05/2008	5.36	19.37	9.80	5.40

Tableau 6 : Elements traces, concentrations en mg/l et en µg/l pour le Nd.

Les concentrations pour les éléments B, Li Sr et Nd sont, elles aussi, très variables. Les teneurs en B sont comprises entre 0,32 et 120 mg/l. Les concentrations en lithium varient de 0.23 à 48 mg/l. Enfin, les teneurs en Sr et Nd sont comprises entre 0,85 et 495 mg./l et 0.82 et 8.50 µg./l.

Ces concentrations, notamment pour les éléments B, Li et Sr sont relativement importantes pour des eaux souterraines. A ce stade, nous pouvons nous poser la question de la pertinence de la qualification d'« éléments traces ».

Pour le lithium, les eaux de Chaunoy, Champotran et la Torche, mais aussi celles des forages de Santenay (Lithium et Santana) sont des eaux souterraines qui présentent des teneurs en Li parmi les plus importantes de France. Par comparaison, l'eau minérale de Coren dans le Massif central (Millot et Négrel, 2007) présente une concentration en lithium de 26.9 mg/l.

Lorsque les concentrations des éléments Li, B, Sr et Nd sont représentées en fonction de la concentration en sodium de ces eaux (figure 40), on note très clairement que ces éléments sont corrélés avec le sodium. Cette observation tend à mettre en évidence que l'origine de ces éléments est liée aux interactions eau / roche. Cette observation sera discutée plus longuement par la suite, notamment à l'aide de l'utilisation des isotopes de ces éléments.

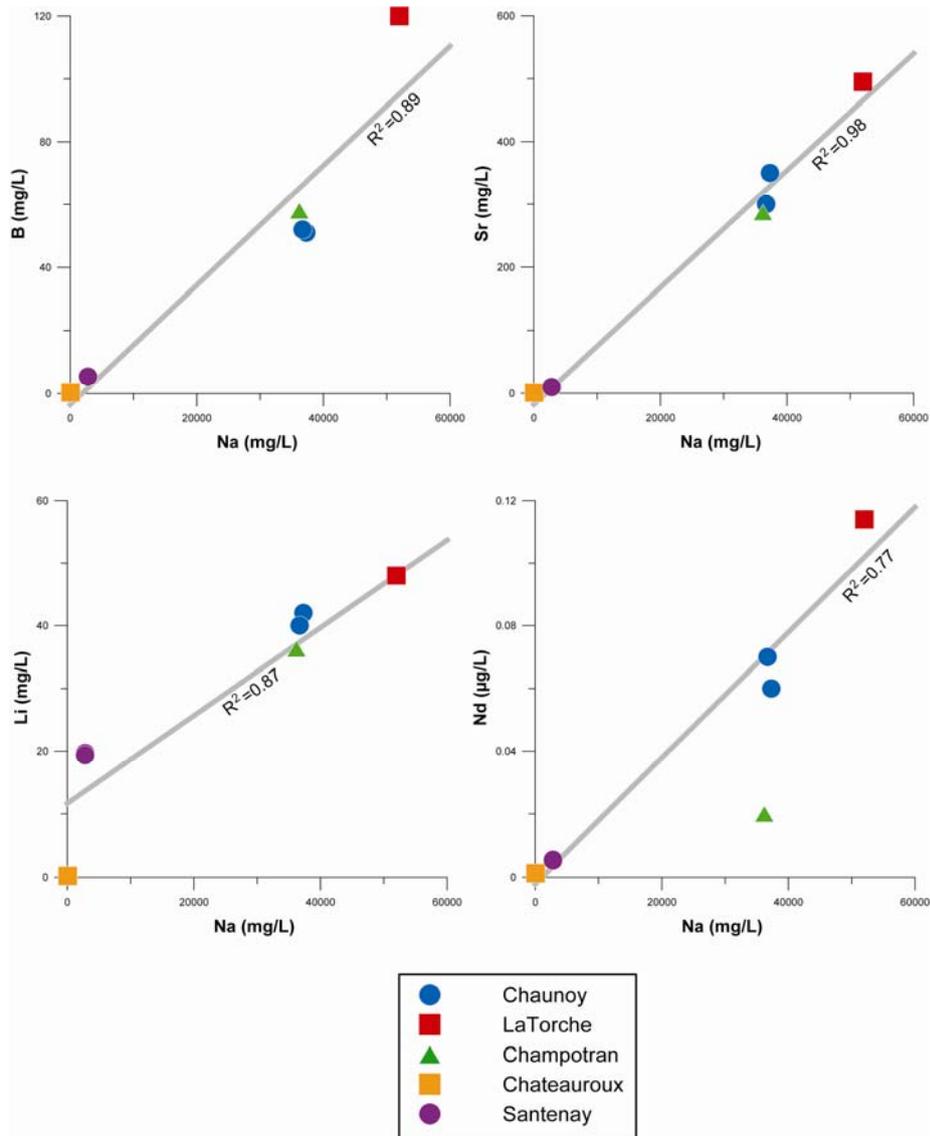


Figure 40 : Concentrations en B, Sr, Li et Nd en fonction des teneurs en Na, concentrations en mg/l et en µg/l pour le Nd. Les corrélations entre ces éléments sont données par les droites grises avec leur coefficient de corrélation.

Il n'existe malheureusement que peu de données dans la littérature pour les éléments Li, B et Sr. Toutefois lorsque l'on compare nos données avec celles de Matray et Fontes 1993a et 1993b, on s'aperçoit que les eaux de cette étude sont en parfait accord avec les données existantes pour le Keuper (voir figure 41). Nous pouvons aussi souligner le fait que, globalement les eaux du Keuper sont enrichies en Li, B et Sr par rapport au Dogger et au Rhétien.

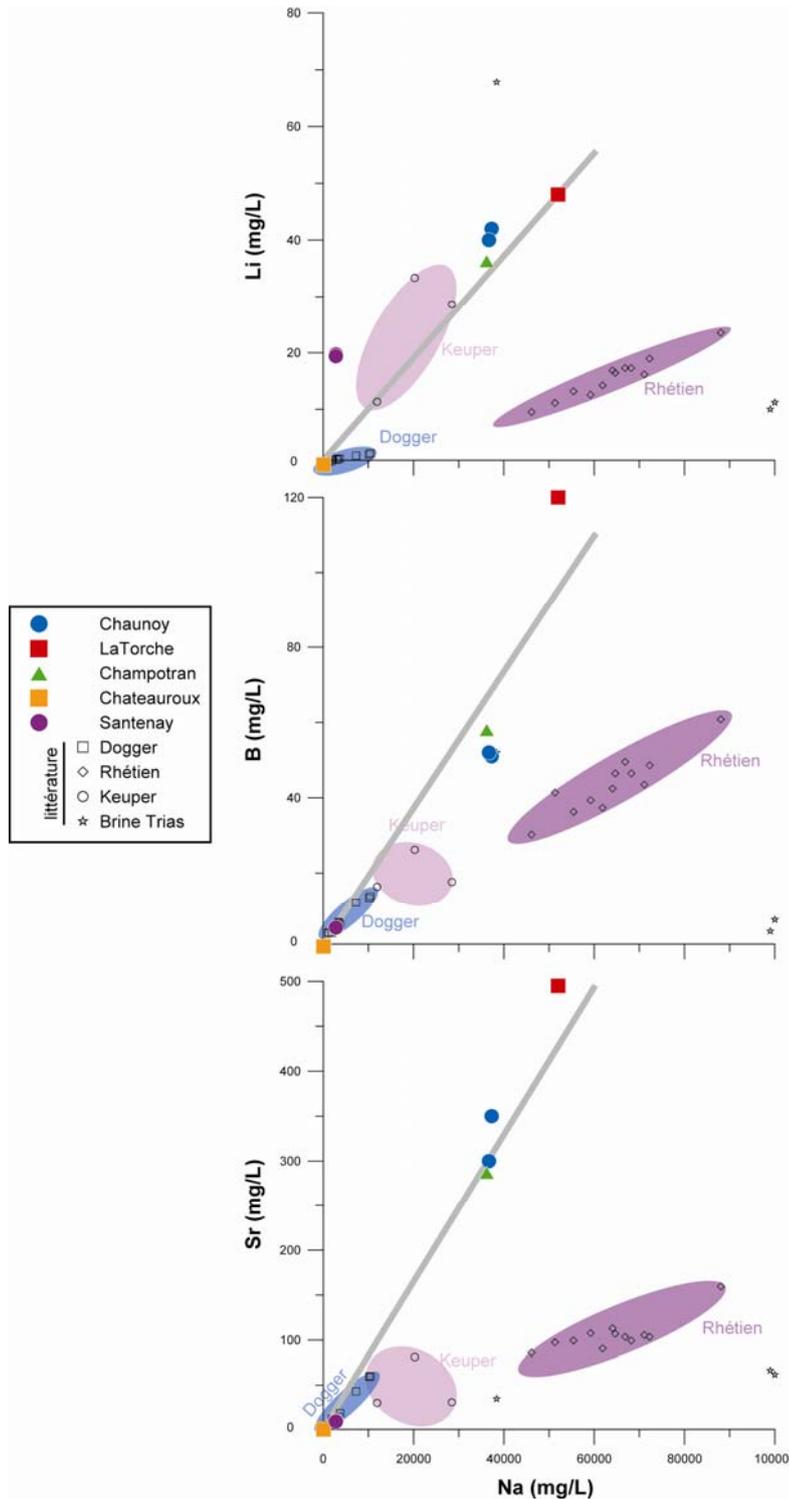


Figure 41 : Concentrations en Li, B et Sr en fonction des teneurs en Na avec les données de la littérature, concentrations en mg/l et en µg/l pour le Nd. Les corrélations entre ces éléments sont données par les droites grises.

### 3.4.3. Isotopes

#### *Isotopes stables de la molécule d'eau*

Le tableau 7 synthétise les données acquises pour les isotopes de l'oxygène, hydrogène de la molécule d'eau ainsi que les teneurs en chlorures. Les valeurs en  $\delta^{18}\text{O}$  des eaux souterraines sont comprises entre -0,9 et -8,3‰ vs. SMOW, les valeurs de  $\delta^2\text{H}$  sont elles comprises entre -7,6 et -52,3‰ vs. SMOW.

	date échantillonnage	$\delta\text{D}$ (‰) +/- 0.8‰	$\delta^{18}\text{O}$ (‰) +/- 0.1‰	Cl mg/l
<b>CHAUNOY</b>				
Chaunoy 72	26/11/2007	-20.9	-2.7	77700
Chaunoy 73	27/11/2007	-19.6	-2.5	73500
<b>LA TORCHE</b>				
LT09	27/11/2007	-7.6	-0.9	109000
<b>CHAMPOTRAN</b>				
CHAN25	27/11/2007	-20.7	-2.5	74500
<b>CHATEAUROUX</b>				
GTH01	04/04/2008	-52.2	-7.9	12.7
<b>SANTENAY</b>				
Lithium	06/05/2008	-55.6	-8.3	3729
Santana	06/05/2008	-55.5	-8.3	3634

Tableau 7 : Isotopes de l'oxygène, hydrogène de la molécule d'eau et teneurs en chlorures .

Toutes les eaux analysées sont reportées dans un diagramme  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\delta^2\text{H}$  et se situent sur, ou, sont très proches de la droite de référence des précipitations mondiales :  $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$  (Craig, 1961). C'est tout particulièrement le cas pour l'échantillon de Châteauroux (GTH1), situé sur la droite mondiale des eaux météoriques. Le reste des points montrent des valeurs en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  moins négatives et légèrement décalées de la droite, c'est le signe d'une origine potentiellement météorique des eaux. On note également que les eaux sont différentes de l'eau de mer actuelle (représentée par le standard d'eau de mer SMOW), ou ancienne et modifiée diagénétiquement, comme évoqué par Fontes et Matray (1993a). Sur ce même diagramme sont reportés les valeurs connues pour des eaux du Trias dans le Bassin de Paris : Rhétien et Keuper (Fontes et Matray, 1993a); Keuper (saumures de Varangéville, Fontes et Matray, 1993b); Est du bassin (Marty *et al.*, 2003). Les saumures de l'Est du bassin (Marty *et al.*, 2003) sont clairement les plus appauvries et localisées sur la droite de référence des précipitations mondiales. De plus, leur valeur moyenne est proche de la valeur du signal d'entrée actuel (9 et 62‰ respectivement tel que donné par Matray *et al.*, 1989). Les autres points du Rhétien et du Keuper (Fontes et Matray, 1993a, b) sont, eux, décalés par rapport à cette droite, traduisant une évaporation ou un mélange entre des eaux différentes dans le réservoir (Fontes et Matray, 1993a, b).

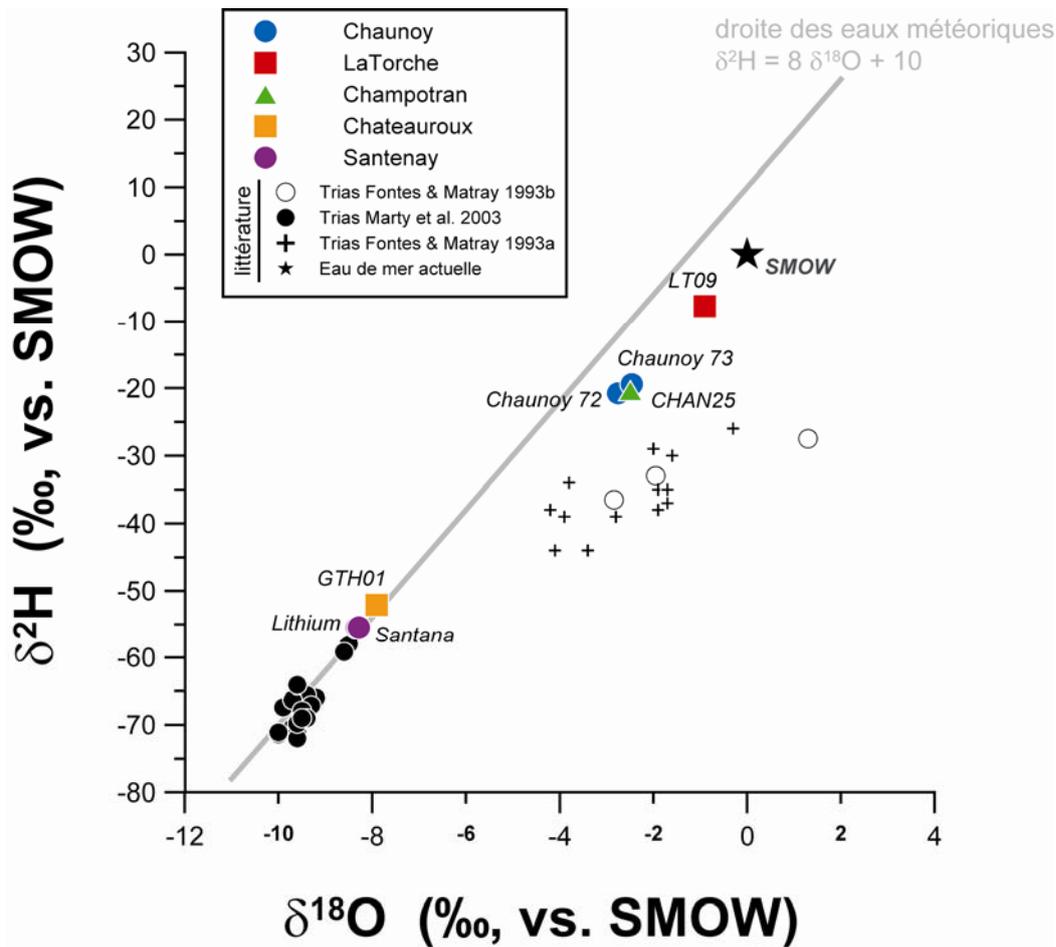


Figure 42 : Isotopes de l'hydrogène ( $\delta^2\text{H}$ ) en fonction des isotopes de l'oxygène ( $\delta^{18}\text{O}$ ) de la molécule d'eau.

Le diagramme 43 représente l'évolution des signatures isotopiques de l'oxygène  $\delta^{18}\text{O}$  en fonction des teneurs en chlorures sur les eaux du Trias. A l'exception des eaux de Varangéville, (très riches en Cl) pour un  $\delta^{18}\text{O}$  équivalent au reste des eaux, l'ensemble des eaux montrent une relation entre teneur en Cl et  $\delta^{18}\text{O}$ . Partant de l'échantillon de Châteauroux et de ceux de Santenay, avec de faible Cl (~12 mg./l) pour un  $\delta^{18}\text{O}$  de l'ordre de 8‰ (proche de la recharge actuelle), les points montrent une tendance positive dont LT09 (la Torche) présente l'autre point extrême. Il est à noter que cette tendance est très proche de celle définie pour les eaux du Rhétien (Trias Supérieur) par Fontes et Matray (1993a).

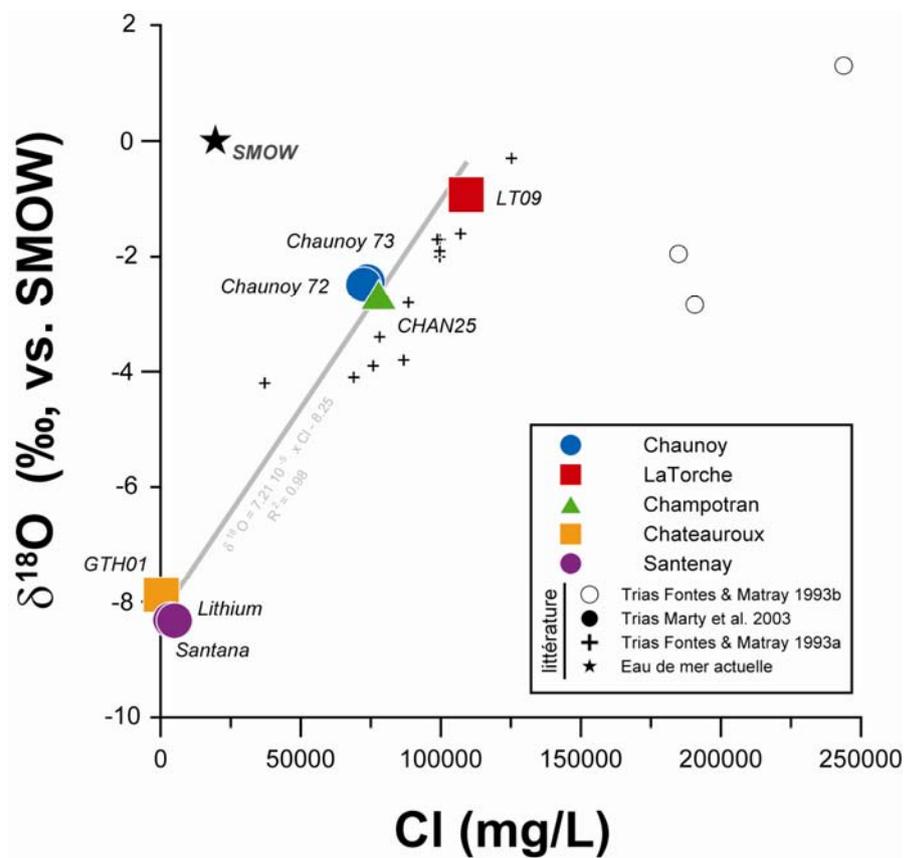


Figure 43 : Isotopes de l'oxygène ( $\delta^{18}O$ ) en fonction de la teneur en chlorures.

### Isotopes du strontium

Les résultats des analyses du strontium sont reportés dans le tableau 8. La figure 44 permet de visualiser le rapport isotopique du strontium ( $^{87}Sr/^{86}Sr$ ) en fonction de la teneur en Sr des eaux.

	date échantillonnage	Sr mg/l	$^{87}Sr/^{86}Sr$	erreur	
<b>CHAUNOY</b>					
	Chaunoy 72	26/11/2007	350	0.711232	0.000009
	Chaunoy 73	27/11/2007	300	0.710976	0.000009
<b>LA TORCHE</b>					
	LT09	27/11/2007	495	0.710432	0.000007
<b>CHAMPOTRAN</b>					
	CHAN25	27/11/2007	287	0.710971	0.000008
<b>CHATEAUROUX</b>					
	GTH01	04/04/2008	0.85	0.710468	0.000007
<b>SANTENAY</b>					
	Lithium	06/05/2008	10.34	0.715855	0.000010
	Santana	06/05/2008	9.80	0.715974	0.000008

Tableau 8 : Isotopes du strontium et teneurs en Sr dans les eaux (mg/l).

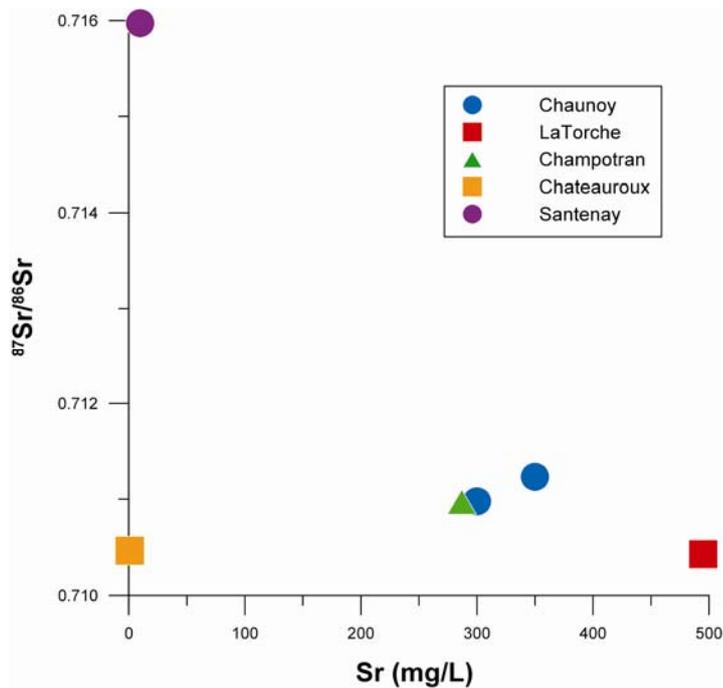


Figure 44 : Isotopes du strontium en fonction de la teneur en Sr dans les eaux (mg/l).

Les concentrations en Sr pour ces eaux varient entre 0,85 et 495 mg./l, respectivement pour le forage de Châteauroux et celui de la Torche. Les rapports isotopiques du Sr varient quant à eux entre 0,710432 (La Torche) et à 0,715974 (Santana).

Les résultats obtenus pour les isotopes du Sr de ces eaux peuvent être discutés plus largement par rapport aux différentes sources connues de Sr dans les eaux souterraines mais aussi par rapport aux quelques données existants dans la littérature.

La figure 45 ci-dessous rassemble les données de cette étude et celles publiées dans la littérature.

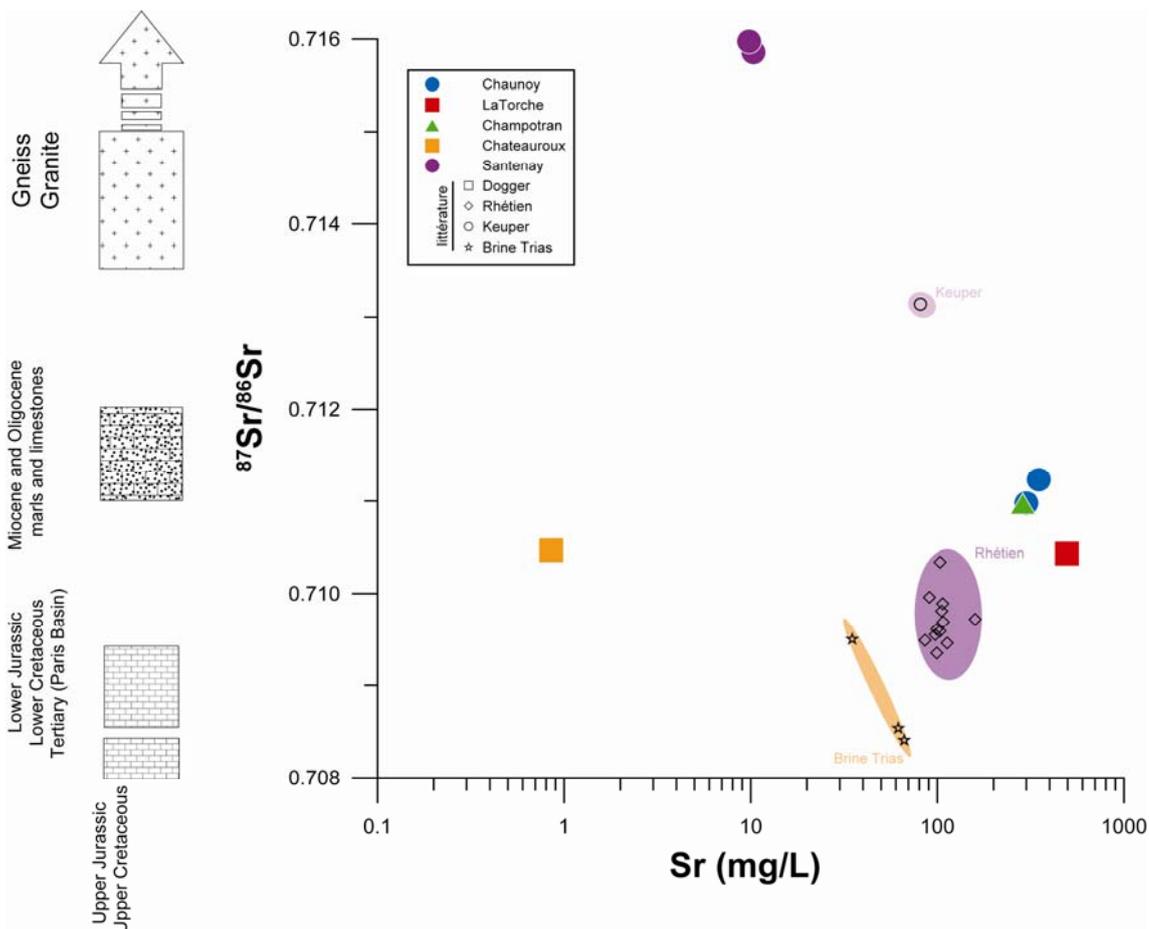


Figure 45 : Isotopes du strontium en fonction de la teneur en Sr (mg/l) dans les eaux de cette étude et celles de la littérature. A gauche de la figure sont reportées les gammes de variations connues pour différentes lithologies.

En comparant avec les données de la littérature, nous pouvons noter que les eaux du Bassin de Paris présentent de fortes variations dans leur signature isotopique du Sr à grande échelle. Les eaux de Chaunoy, Champotran et la Torche présentent les teneurs en Sr les plus élevées avec des rapports isotopiques  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  proches de 0,710 à 0,711. Par contre, les valeurs obtenues pour les eaux des forages de Santenay (0,7158-0,7159) mettent en évidence une contribution d'une lithologie différente (avec une contribution plus radiogénique).

D'une manière générale ces signatures isotopiques du Sr sont totalement compatibles avec une signature d'eau souterraine ayant interagi avec des lithologies sédimentaires.

### Isotopes du néodyme

Les résultats des analyses du néodyme sont reportés dans le tableau 9 et la figure 46 permet de visualiser le rapport isotopique du Nd ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) en fonction de la teneur en Nd des eaux.

	date échantillonnage	Nd µg/l	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	erreur
<b>CHAUNOY</b>				
Chaunoy 72	26/11/2007	0.06	0.512073	0.000050
Chaunoy 73	27/11/2007	0.07	0.512144	0.000012
<b>CHATEAUROUX</b>				
GTH01	04/04/2008	1.30	0.512082	0.000006
<b>SANTENAY</b>				
Lithium	06/05/2008	8.50	0.512204	0.000006
Santana	06/05/2008	5.40	0.512211	0.000006

Tableau 9 : Isotopes du néodyme et teneurs en Nd dans les eaux (µg/l).

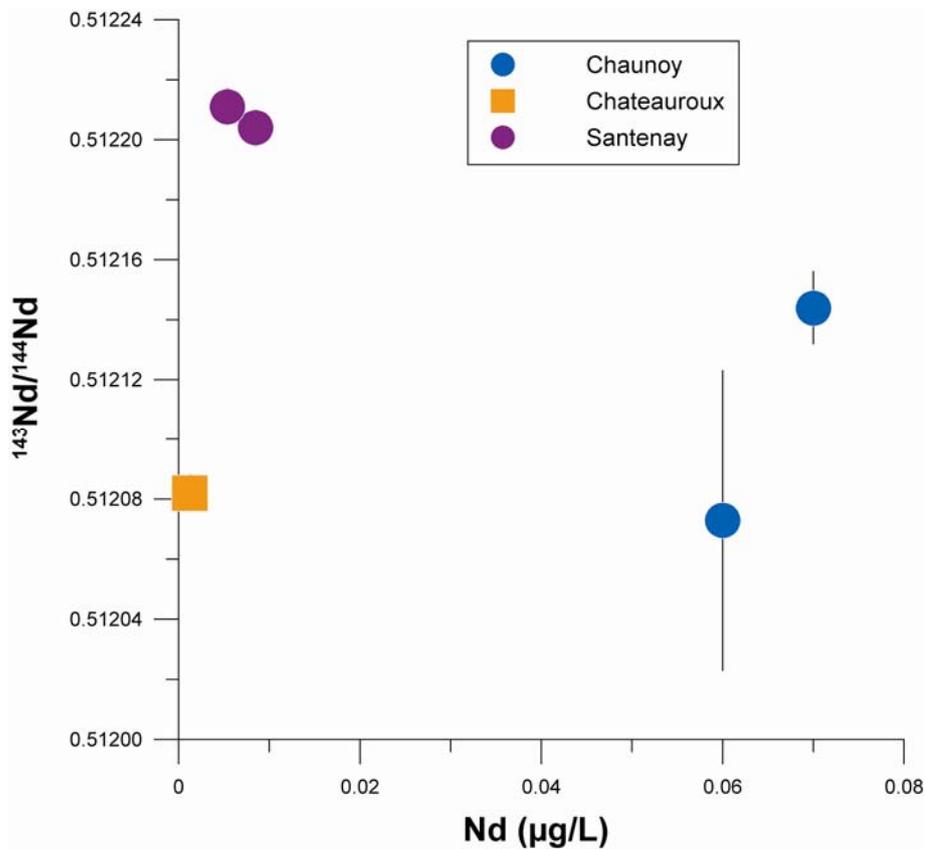


Figure 46 : Isotopes du néodyme en fonction de la teneur en Nd dans les eaux (µg/l).

Les concentrations en Nd dans les eaux sont très faibles (0,06 à 8,5 µg/l) et les rapports isotopiques sont compris entre 0,512073 et 0,512211. Compte tenu des erreurs analytiques, il est impossible de distinguer les signatures isotopiques en Nd des deux forages de Santenay. Il en est de même pour les eaux de Chaunoy. D'une manière générale ces signatures isotopiques du Nd sont totalement compatibles avec une signature d'eau souterraine ayant interagi avec des lithologies sédimentaires.

### Isotopes du lithium

Les résultats des analyses du lithium sont reportés dans le tableau 10 et la figure 47 permet de visualiser le rapport isotopique du Li ( $\delta^7\text{Li}$ ) en fonction de la teneur en Li des eaux.

	date échantillonnage	Li mg/l	$\delta^7\text{Li}$ (‰)	erreur
<b>CHAUNOY</b>				
Chaunoy 72	26/11/2007	42.0	7.1	0.2
Chaunoy 73	27/11/2007	40.0	6.8	0.2
<b>LA TORCHE</b>				
LT09	27/11/2007	48.0	10.9	0.2
<b>CHAMPOTRAN</b>				
CHAN25	27/11/2007	36.3	6.7	0.2
<b>CHATEAUROUX</b>				
GTH01	04/04/2008	0.23	9.3	0.2
<b>SANTENAY</b>				
Lithium	06/05/2008	19.70	7.2	0.2
Santana	06/05/2008	19.37	7.3	0.2

Tableau 10 : Isotopes du lithium et teneurs en Li dans les eaux (mg/l).

Les concentrations en lithium de ces eaux sont très variables, puisque comprises entre 0,23 mg/l (Châteauroux) et 42,0 mg/l (Chaunoy72). Les signatures isotopiques de ces eaux varient quant à elles de 6,7‰ (Châteauroux) à 10,9‰ (La Torche).

Dans la figure 47, les données isotopiques du lithium de ces eaux sont reportées en fonction de la concentration en Li. Nous pouvons observer que d'une manière générale, pour les eaux du Trias, la composition isotopique du lithium semble décroître avec la concentration, bien que l'eau de la Torche ne réponde pas à ce schéma général.

Les données  $\delta^7\text{Li}$  obtenues pour les eaux du Trias du Bassin de Paris ne peuvent être comparées qu'avec valeurs  $\delta^7\text{Li}$  mesurées pour les eaux de formation carbonatées du Dogger dans l'Est du Bassin de Paris au niveau du site de Meuse/Haute Marne de l'ANDRA mesurées dans le cadre du projet ISOBLIFE (partenariat ANDRA/BRGM, Girard *et al.*, 2006).

Dans la figure 47, nous pouvons remarquer également que les eaux du Dogger et du Trias présentent des signatures chimiques et isotopiques très nettement différentes pour le lithium. Les eaux du Trias ont des signatures  $\delta^7\text{Li}$  systématiquement plus basses que celles du Dogger.

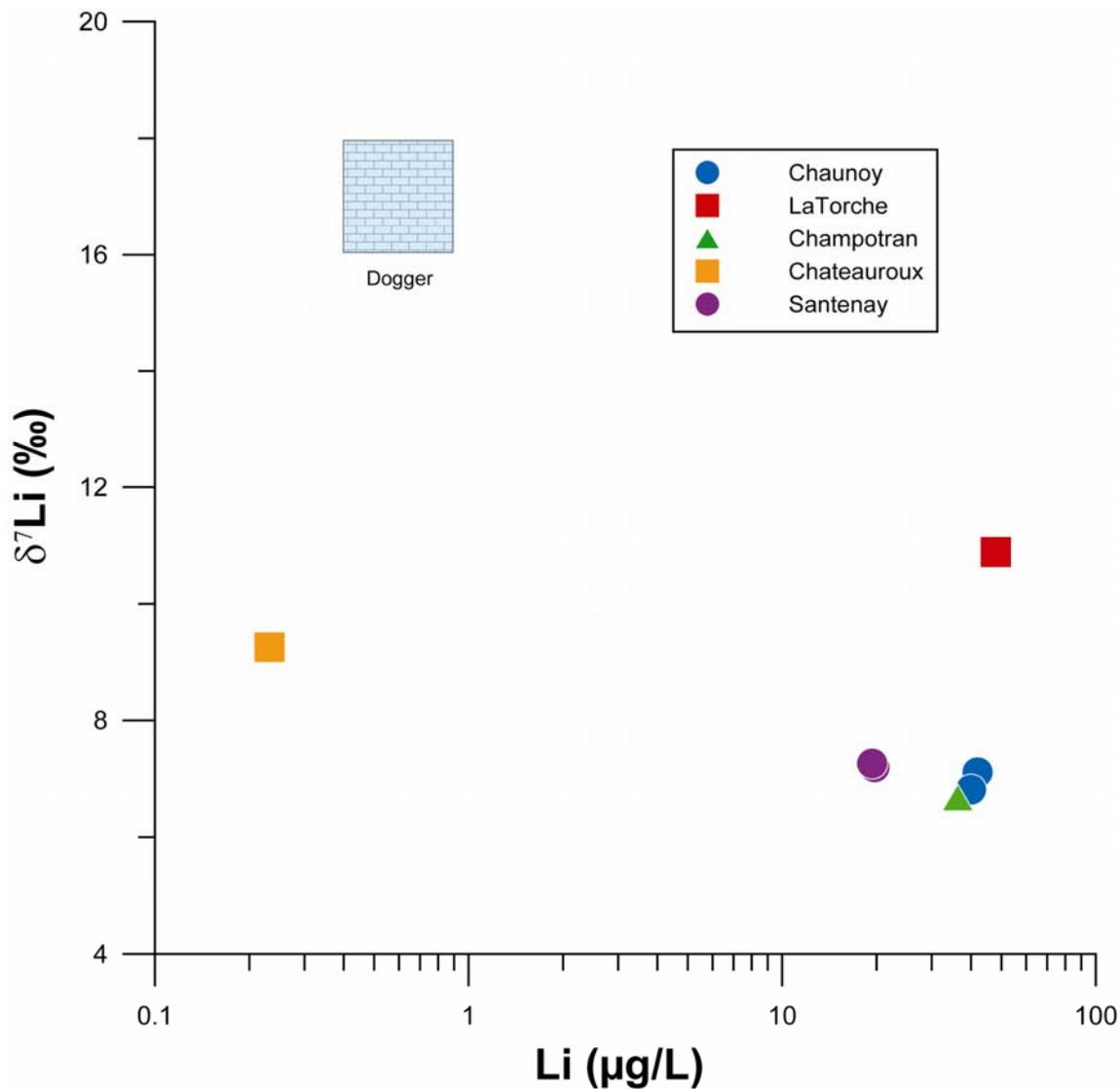


Figure 47 : Isotopes du lithium en fonction de la teneur en Li dans les eaux (µg/l), les données pour les eaux carbonatées du Dogger sont de Girard et al. 2006.

A partir des compositions isotopiques du lithium et en première approximation, nous pouvons tenter de recadrer ces valeurs  $\delta^7Li$  dans le contexte général de fractionnement des isotopes du lithium. Pour le lithium, cette approche est d'autant plus intéressante qu'il s'agit d'un élément fortement soluble lors des interactions eau/roche et que le géothermomètre chimique Na/Li est un outil précieux dans la détermination de la température des eaux géothermales.

En effet, Kharaka *et al.* (1982) et Fouillac et Michard (1981) ont montré que le rapport élémentaire Na/Li est fonction de la température d'équilibre de l'eau en profondeur. Dans la figure 48, les compositions isotopiques du lithium sont reportées en fonction du rapport Na/Li de l'eau.

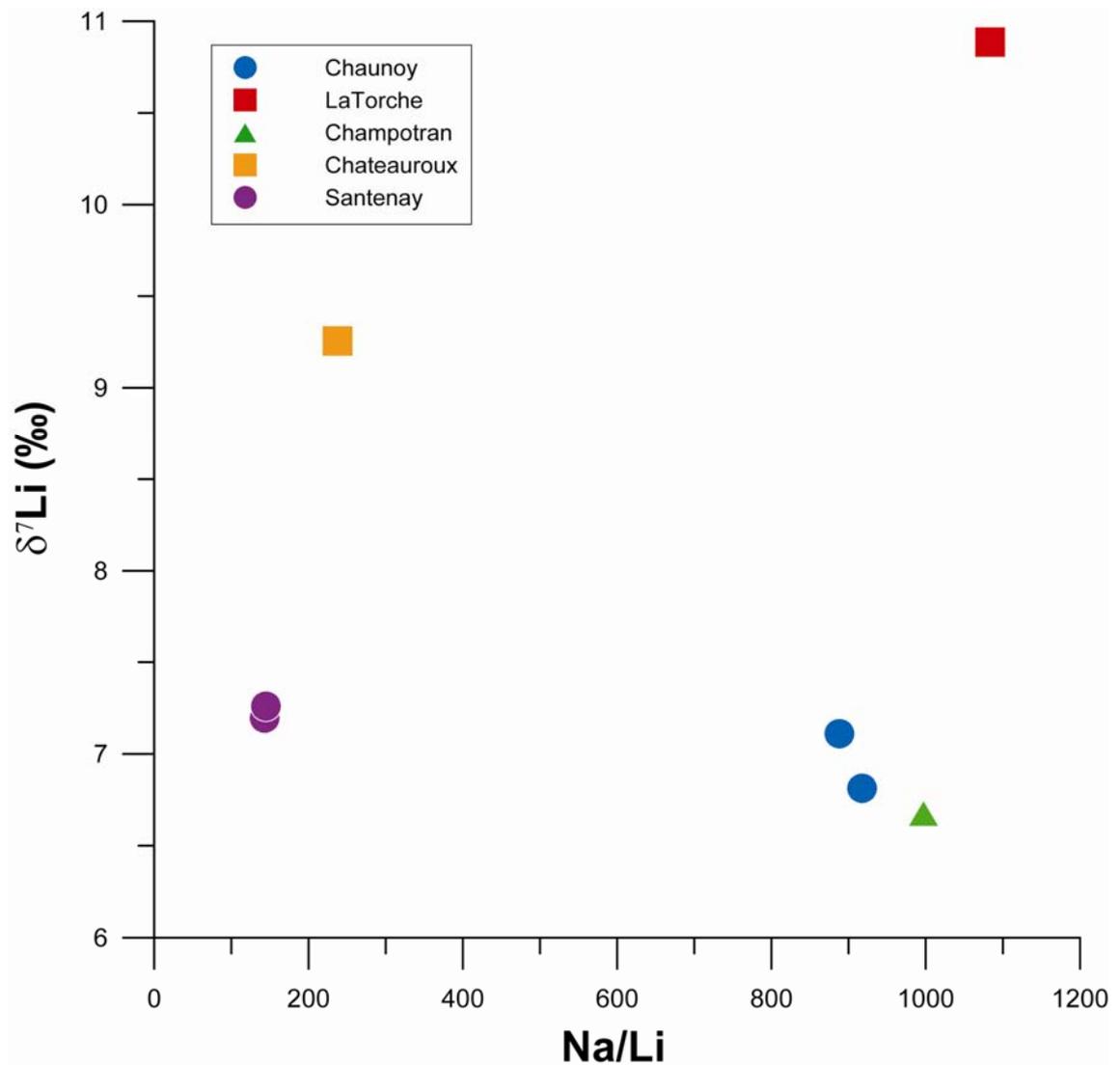


Figure 48 : Isotopes du lithium en fonction du rapport Na/Li de l'eau.

Nous pouvons constater dans la figure ci-dessus qu'il n'existe pas de relation simple et directe entre la composition isotopique du lithium de l'eau et le rapport Na/Li.

En effet, alors que nous pouvons observer que le rapport Na/Li est croissant pour les eaux de Santenay, Châteauroux, Chaunoy, Champotran et La Torche (en accord avec des températures croissantes, c.f. § 3.5), les signatures isotopiques du lithium de ces eaux varient indépendamment du rapport Na/Li entre 6,7‰ (Châteauroux) et 10,9‰ (La Torche).

Alors que le fractionnement isotopique du lithium est fonction de la température d'interaction et que le rapport Na/Li est lui aussi thermo-dépendant, il peut paraître surprenant que ces deux paramètres soient découplés pour les eaux du Trias.

En réalité, cette observation peut trouver son explication dans le fait que le géothermomètre Na/Li est fonction de la nature du fluide (en particulier la teneur en chlorures) et que les effets qui contrôlent le fractionnement des isotopes du lithium dans les eaux géothermales soient fonction non seulement de la nature du fluide mais aussi de la nature de la roche. Il est probable que la comparaison de ces deux paramètres ( $\delta^7\text{Li}$  et Na/Li) pour l'ensemble des eaux ne soient certainement pas une approche pertinente compte tenu de la grande variabilité dans la nature des fluides étudiés entre les fluides issus de la partie centrale du bassin (Chaunoy, Champotran et la Torche) et les fluides situés en bordure de bassin proche de la zone de recharge (Châteauroux et Santenay).

### **Isotopes du bore**

Les résultats des analyses du bore sont reportés dans le tableau 11 et la figure 49 permet de visualiser le rapport isotopique du B ( $\delta^{11}\text{B}$ ) en fonction de la teneur en B des eaux.

	date échantillonnage	B mg/l	$\delta^{11}\text{B}$ (‰)	erreur
<b>CHAUNOY</b>				
Chaunoy 72	26/11/2007	51.0	25.3	0.1
Chaunoy 73	27/11/2007	52.0	25.5	0.1
<b>LA TORCHE</b>				
LT09	27/11/2007	120.0	22.5	0.1
<b>CHAMPOTRAN</b>				
CHAN25	27/11/2007	58.0	25.4	0.2
<b>CHATEAUROUX</b>				
GTH01	04/04/2008	0.32	17.0	0.1
<b>SANTENAY</b>				
Lithium	06/05/2008	5.30	5.9	0.1
Santana	06/05/2008	5.36	5.1	0.1

Tableau 11 : Isotopes du bore et teneurs en B dans les eaux (mg/l).

Les concentrations en bore varient de 0,32 mg/l (Châteauroux) à 120 mg/l (la Torche), quant aux données isotopiques  $\delta^{11}\text{B}$ , elles sont comprises entre 5,1‰ (Santana) et 25,5‰ (Chaunoy73).

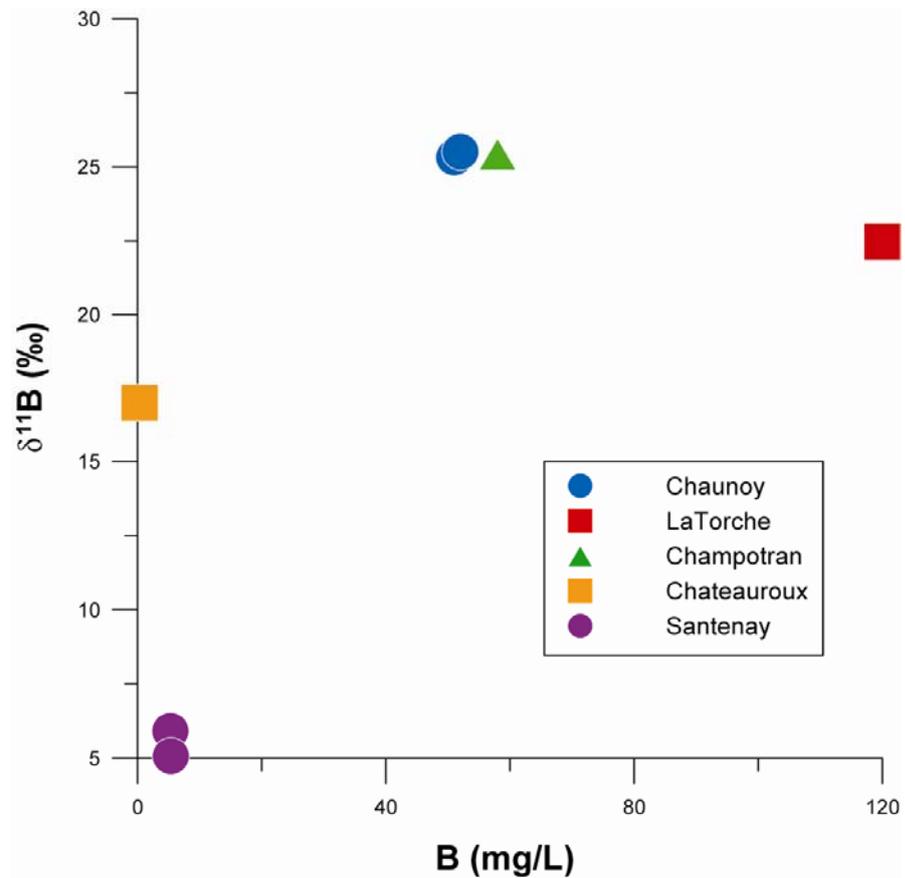


Figure 49 : Isotopes du bore en fonction de la teneur en B dans les eaux (mg/l).

Les données des eaux du Trias pour les isotopes du bore peuvent être comparées à celles mesurées dans la thèse de Mossadik (1997) pour le Keuper et le Dogger (eaux des formations pétrolifères et eaux géothermales) et avec les données des eaux de formation carbonatées du Dogger dans l'Est du Bassin (Girard *et al.*, 2006). Cette comparaison est donnée dans la figure 50.

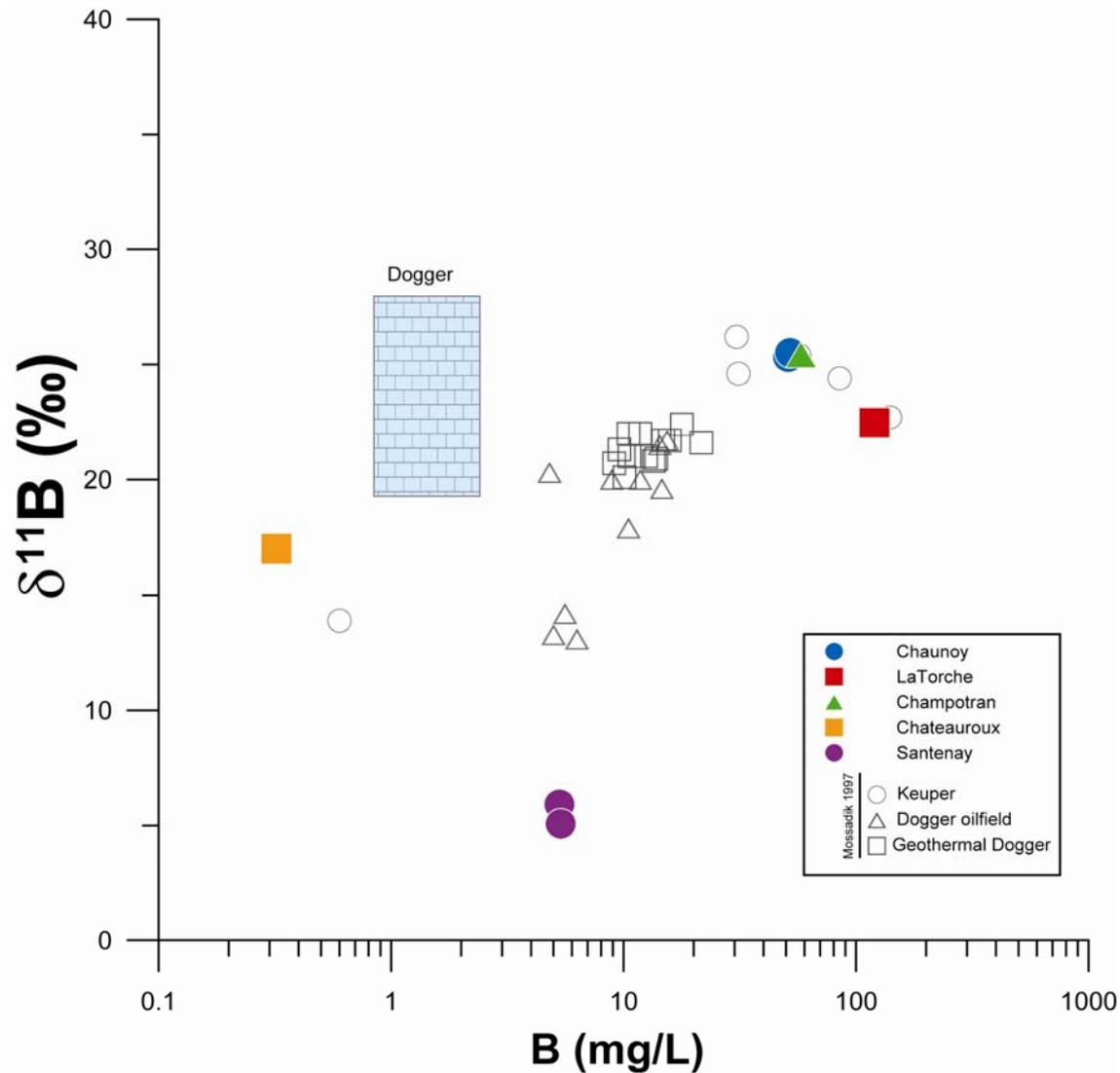


Figure 50 : Isotopes du bore en fonction de la teneur en B dans les eaux (mg/l), comparaison avec les données de Mossadik (1997) pour les eaux du Keuper et celles du Dogger (eaux des formations pétrolifères et géothermales).

### Isotopes de l'uranium et du thorium

Les résultats sont reportés dans le tableau 12. Les concentrations en U les plus élevées sont mesurées à Santenay, et d'une façon générale, elles sont extrêmement faibles dans les eaux pétrolifères et très inférieures à celles mesurées dans les eaux proches des zones de recharge, l'eau de Champotran faisant exception.

date échantillonnage	U (ppt)	erreur ppt	Th (ppt)	erreur ppt	Th/U	erreur	$(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})$	erreur	$(^{238}\text{U}/^{232}\text{Th})$	erreur	$(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})$	erreur	$(^{230}\text{Th}/^{238}\text{U})$	erreur
<b>CHAUNOY</b>														
Chaunoy 72	6.55	0.03	0.270	0.001	4.12E-02	2.78E-04	1.3646	0.0108	56.3	0.4	2.75	0.11	4.89E-02	1.96E-03
corrigé											8.46	1.03		
Chaunoy 73	3.61	0.01	0.192	0.001	5.32E-02	2.69E-04	1.9346	0.0271	31.2	0.3	5.46	0.27	1.75E-01	8.65E-03
corrigé											10.18	0.92		
<b>LA TORCHE</b>														
L109	6.06	0.03	1.041	0.005	1.72E-01	1.12E-03	1.1375	0.0202	13.1	0.1	5.08	0.32	3.87E-01	2.48E-02
corrigé											5.51	0.38		
<b>CHAMPOTRAN</b>														
CHAN25	82.98	0.62	0.676	0.002	8.15E-03	6.70E-05	1.1872	0.0034	377.0	3.2	4.70	0.85	1.25E-02	2.26E-03
corrigé											5.34	1.10		
<b>CHATEAURoux</b>														
GT-H01	49.22	0.50	0.938	0.004	1.91E-02	2.14E-04	6.0640	0.0191	158.8	1.8	2.53	0.41	1.59E-02	2.60E-03
corrigé											421.3	4.9	6.45E-03	1.13E-03
<b>SANTENAY</b>														
Lithium	3651	21	0.694	0.006	1.90E-04	2.07E-06	8.9123	0.0278	16499	180	7.92	0.16	4.80E-04	1.11E-05
corrigé											9.07	0.21	7.52E-05	1.94E-06
Santana	4525	31	5.414	0.012	1.20E-03	8.69E-06	9.6370	0.0211	2620	19	31.50	1.23	1.20E-02	4.77E-04
corrigé											2919	21	1.10E-02	4.43E-04

Tableau 12 : Données Uranium-Thorium obtenues sur les eaux de l'aquifère du Trias. Les concentrations et compositions en Th ont été reportées avant et après correction du blanc analytique (cf. lignes "Corrigé"). La composition en Th du blanc analytique est estimée à 5.10<sup>-6</sup>. Les rapports entre parenthèses sont des rapports d'activités. Les erreurs sont reportés en double écart-type.

Les rapports  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  les plus élevés (jusqu'à 9) se rencontrent là encore au niveau (Santenay) ou au voisinage (Châteauroux) des zones de recharge, mais il est important de noter que les eaux des champs pétrolifères n'ont pas atteint l'équilibre séculaire, les deux échantillons de Chaunoy, les plus enrichies en isotope 234, donnant d'ailleurs des rapports assez différents l'un de l'autre.

Les teneurs en Th mesurées sont extrêmement faibles, et souvent proches de la valeur du blanc total de pollution analytique. Ainsi, ces teneurs ne doivent être prises au mieux que comme des ordres de grandeur, à l'exception de l'eau de Santenay, la plus riche en Th (Santana).

Cette présence de Th dû à la pollution analytique est moins rédhitoire pour les compositions isotopiques en Th, dans la mesure où le blanc total « composition » n'est que légèrement supérieur au blanc total « concentration », alors que la prise d'échantillon est supérieure de plus d'un ordre de grandeur. Malgré cela, la contribution du blanc de pollution est parfois très importante, notamment pour certaines des eaux pétrolifères.

#### • Temps de résidence des eaux dans l'aquifère

Dans cette étude, il n'a pas été possible de contraindre les temps de résidence en s'appuyant sur le couplage U – Th (Innocent *et al.*, 2006). Les « âges » obtenus s'avérant manifestement trop jeunes. Outre la fiabilité aléatoire des mesures de Th, il est également possible que  $^{230}\text{Th}$  soit quasi immédiatement soustrait au système, sans qu'il soit possible de contraindre raisonnablement le terme de perte en Th. Quoiqu'il en soit, il reste que seuls les isotopes de U peuvent donner des informations quant au temps de résidence des eaux dans l'aquifère.

Les activités les plus élevées sont mesurées au voisinage des zones de recharge. Les eaux de Santenay sont très légèrement réductrices ou tout au moins non oxydantes (Eh de -8 et -10 mV), alors que celles de Châteauroux sont plus clairement réductrices (Eh = -120 mV). Les eaux de Santenay se situent très probablement au niveau d'un front rédox ainsi que l'attestent les concentrations élevées en U (Cowart, 1980). Les activités très élevées, pour Santenay comme pour Châteauroux, peuvent s'expliquer par la présence de faciès dolomitiques dans ces deux régions (Hamon, 2001), à moins que l'enrichissement en nucléide 234 se fasse pendant la percolation des eaux de recharge dans le sol, ces deux explications n'étant d'ailleurs pas exclusives.

Comme il est raisonnable de penser que les eaux des champs pétrolifères du centre de l'aquifère sont fortement réductrices, il est possible de tester le modèle simple d'Ivanovitch *et al.* (1991) de désintégration asymptotique de  $^{234}\text{U}$  à partir d'un front redox après passage à des eaux réductrices.

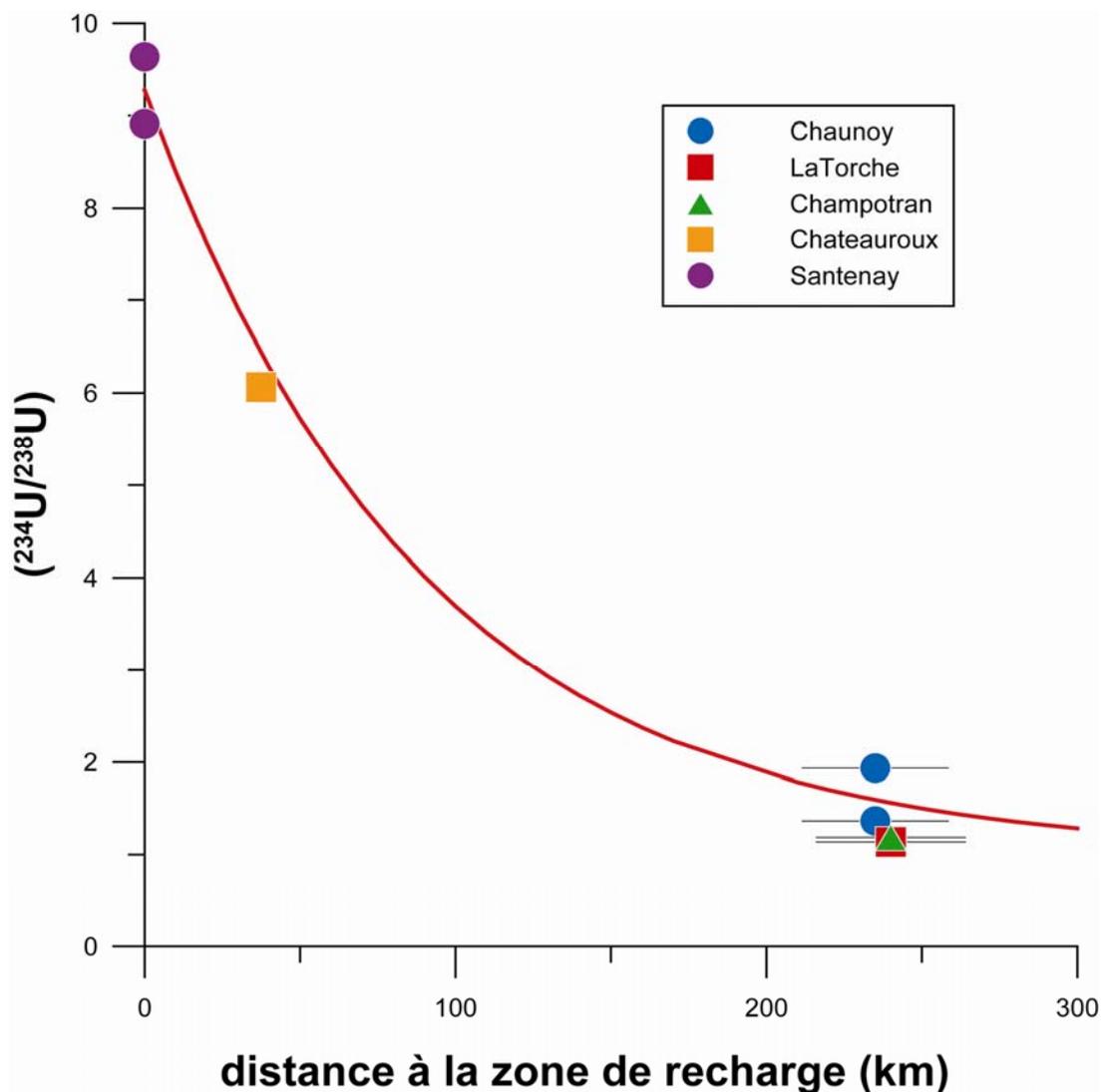


Figure 51 : Evolution du rapport d'activité  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  en fonction de la distance estimée à la zone de recharge. Une erreur de 10% a été affectée à cette estimation. Cette distance a été estimée à 0 pour Santenay.

L'illustration 51 qui représente la rapport d'activité ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ) en fonction de la distance par rapport à la zone de recharge montre clairement que les données peuvent s'expliquer dans le cadre de ce modèle simple, ne prenant en compte aucun échange d'uranium pendant la remise asymptotique à l'équilibre séculaire. La vitesse d'écoulement moyenne déduite est de 0,25 m par an (courbe rouge).

Ainsi les « âges » des eaux des champs pétrolifères seraient de l'ordre de 1 Ma. Ces résultat est en accord avec l'étude de Pinti et Marty (1995), qui ont mesuré les compositions isotopiques de gaz rares sur les pétroles de l'Est de Paris et contraint les interactions eau – pétrole dans l'aquifère du Trias. Ces auteurs estiment les temps de résidence des eaux souterraines de l'ordre du Ma ou moins.

Par contre, la vitesse calculée à partir des isotopes de l'uranium apparaît beaucoup plus faible que celles publiées par Blavoux et Olive (1981) et Marty *et al.* (2003). Ces deux études ont été effectuées sur des eaux proches de la zone de recharge principale de la nappe, en Lorraine. Blavoux et Olive calculent une vitesse d'écoulement de 1,9 m par an d'après les paramètres physiques, mais notent que les âges  $^{14}\text{C}$  mesurés sur ces mêmes eaux induisent des vitesses souvent beaucoup plus faibles. Marty *et al.* arrivent, d'après des analyses  $^{14}\text{C}$  sur des eaux de la même zone à une vitesse moyenne de  $3,7 \pm 1.3$  m par an, avec des âges calculés inférieurs à 30 ka. Cependant, Blavoux et Olive (1981) notent que le gradient hydraulique peut varier non seulement dans l'espace (variations de perméabilité), mais aussi dans le temps, en fonction des alternances climatiques. Dans ce cadre, l'intérêt des isotopes de l'uranium réside dans le fait que la période du nucléide  $^{234}\text{U}$  (248 000 ans) va permettre de « lisser » ces variations qui intéressent des gammes de temps trop brèves pour être réellement enregistrées par ce système. Ainsi, il est fort possible que la vitesse moyenne sur une gamme de temps de l'ordre de 1 Ma soit nettement plus faible que celle mesurée actuellement, comme le suggèrent d'ailleurs Blavoux et Olive (1981).

De toute façon, en prenant à titre d'exemple une vitesse d'écoulement de 3 m par an, les eaux des champs pétrolifères (Chaunoy, Champotran et la Torche) devraient avoir des rapports d'activité de l'ordre de 8, ce qui impliquerait un apport d'uranium extrêmement enrichi en  $^{234}\text{U}$  et qui plus est ad hoc (afin d'expliquer le rapport d'activité de l'eau de Châteauroux), alors même que les teneurs en  $^{234}\text{U}$  mesurées dans les eaux des champs pétrolifères sont très faibles.

A l'inverse, certaines études isotopiques des gaz rares sur deux forages de l'aquifère du Trias : Melleray (45) et Céré-la-Ronde (37) (Castro et Jambon, 1998 ; Castro *et al.*, 1998) concluent à un âge très ancien des eaux situées au centre de l'aquifère, de l'ordre de 15 à 30 Ma. Cependant, ces études montrent aussi que les gaz rares sont transportés verticalement de façon massive du socle sous-jacent vers l'aquifère, ce qui peut mener à des âges incohérents, ainsi que les auteurs le notent eux-mêmes (Castro et Jambon, 1998). De tels âges impliqueraient que les activités de  $^{234}\text{U}$  et  $^{238}\text{U}$  soient rigoureusement à l'équilibre séculaire dans ces eaux, ce qui n'est pas le cas, à moins d'envisager, comme dans le cas précédent, un apport d'uranium ad hoc, qui dans ce cas devrait avoir un rapport d'activité supérieur à 1. Qui plus est, cet apport devrait être pérenne sur des dizaines de millions d'années.

Ainsi, l'utilisation dans ce cas précis du modèle d'Ivanovitch (1991) permet de donner des temps de résidence moyens des eaux de l'aquifère du Trias qui semblent très cohérents. Afin de confirmer et d'affiner ces résultats, il faudrait pouvoir mesurer d'autres eaux de cet aquifère en d'autres points, à commencer par les eaux de la zone de recharge principale en Lorraine. Cette première tâche sera menée à bien très prochainement.

### 3.4.4. Géothermométrie

Depuis 1965, plusieurs géothermomètres chimiques tels que Na/K, Na/K/Ca, Na/K/Ca/Mg, K/Mg, Na/Li,  $SiO_2$ , etc., ou isotopiques  $\delta^{18}O(H_2O)/\delta^{18}O(SO_4)$ , sont couramment utilisés en exploration géothermique (Serra *et al.*, 2004). Ces relations semi-empiriques, qui permettent d'estimer la température du fluide dans le réservoir à partir des concentrations de certaines espèces chimiques ou de valeurs isotopiques déterminées en solution, reposent toutes sur des relations d'équilibre chimique ou isotopique entre le fluide du réservoir et des minéraux, qui constituent les roches de ce réservoir, dans les conditions de température et de pression du réservoir.

Malheureusement, l'équilibre de ces réactions n'étant pas toujours atteint dans les réservoirs ou subissant des perturbations au cours de la remontée et du refroidissement du fluide (processus de mélange, contaminations, précipitations de minéraux, etc.), les températures estimées à partir de ces outils ne sont pas toujours concordantes. Ainsi, les géothermomètres Na/K et Na/K/Ca ne peuvent pas être appliqués sur l'eau de mer ou lorsque celle-ci vient se mélanger, en surface, à un fluide profond. Le géothermomètre Na/K donne souvent, en milieu volcanique ou granitique, des valeurs de température surestimées en raison d'un apport de potassium, qui provient de la dissolution de feldspath potassique par des eaux de surface. Le géothermomètre  $SiO_2$  donne des valeurs de température sous-estimées lorsqu'un fluide profond est dilué par des eaux de surface, au cours de sa remontée, ou lorsque de la silice amorphe précipite pendant le refroidissement d'un fluide profond très chaud, contenant alors une concentration très élevée en silice.

Les résultats des principaux géothermomètres appliqués aux différents fluides du Trias du Bassin parisien, échantillonnés et analysés au cours de cette étude, sont présentés dans le tableau 13.

	Profondeur m	T <sub>prof.</sub> °C	T <sub>surface</sub> °C	T <sub>oz.</sub> °C	T <sub>calcd. (1)</sub> °C	T <sub>calcd. (2)</sub> °C	T <sub>Na/K (1)</sub> °C	T <sub>Na/K (2)</sub> °C	T <sub>Na/K/Ca (g=1/3)</sub> °C	T <sub>Na/K/Cu/Mg</sub> °C	T <sub>K/Mg</sub> °C	T <sub>Na/Li (1)</sub> °C	T <sub>Na/Li (2)</sub> °C	T <sub>Mg/Li</sub> °C	T <sub>Na/Rb</sub> °C	T <sub>Na/Cs</sub> °C	T <sub>810(H2O-SO4)</sub>	T <sub>estimée</sub> °C
CHAUNOY Chaunoy 72 Chaunoy 73	2734	83.0		99	69	77	123	88	153	85	125	153	83	136	57	57	133	95±20
	2449	43.0		102	72	79	124	89	156	78	126	152	81	136	57	57	148	95±20
LA TORCHE LT09	2923	29.0		84	54	62	145	112	176	99	147	144	72	140	63	63		85±20
	2989	35.0		92	62	70	124	88	155	79	126	148	77	133	55	57		90±20
CHATEAUROUX GTH01			33.2	54	24	33	249	239	180	37	62	231	174	61	94	71		45±10
			18.1	60	30	40	148	116	157	129	116	269	223	177	104	88		50±10
SANTENAY Lithium Santana			17.8	58	28	38	149	117	157	130	117	268	222	178	105	88		50±10

T<sub>oz.</sub>, T<sub>SO2(am.)</sub> : Fournier and Rowe (1966) ; T<sub>calcd. (1)</sub> : Amorsson (1983) ; T<sub>calcd. (2)</sub> : Heigesson et al. (1978).  
T<sub>Na/K (1)</sub> : Fournier (1979) ; T<sub>Na/K (2)</sub> : Michard (1979).  
T<sub>Na/K/Ca</sub> : Fournier and Truesdell (1973). T<sub>Na/K/Cu/Mg</sub> : correction avec Mg (Fournier and Potter, 1979).  
T<sub>K/Mg</sub> : Giggensbach (1988).  
T<sub>Na/Li (1)</sub> : Kharaka et al. (1982) ; T<sub>Na/Li (2)</sub> : Fouillac et Michard (1981).  
T<sub>Mg/Li</sub> : Kharaka and Mariner (1989).  
T<sub>Na/Rb</sub> and T<sub>Na/Cs</sub> : Michard (1990).  
T<sub>810 (H2O-SO4)</sub> : Mizutani and Rafter (1969).

Tableau 13 : Estimation des températures en profondeur à partir des géothermomètres chimiques pour des eaux du Trias du Bassin de Paris.

### **Fluides minéralisés profonds du Trias (Chaunoy, Champotran, La Torche)**

Les eaux minéralisées profondes des forages de Chaunoy et de Champotran montrent des salinités (autour de 120 g/l) et des compositions chimiques comparables. L'eau du forage de La Torche possède une salinité beaucoup plus élevée (168 g/l). Pour toutes ces eaux, on peut constater que les géothermomètres  $SiO_2$ -Quartz ou Calcédoine (2), Na/K (2), Na/K/Ca/Mg et Na/Li (2) donnent des valeurs de température concordantes autour de 95°C pour Chaunoy, 90°C pour Champotran et 85°C pour La Torche (tableau 13). Ces températures sont en bon accord avec les courbes d'évolution de l'enfouissement et de la température du Bassin parisien en fonction du temps, données par Worden *et al.* (1999). Elles suggèrent que les fluides étudiés sont à l'équilibre, dans les conditions actuelles de température, avec de nombreux minéraux constituant les roches du réservoir.

D'après Azaroual *et al.* (1997), les concentrations de silice dissoute dans les fluides minéralisés du Keuper triasique correspondent à un équilibre thermodynamique de ces fluides à la fois avec le quartz (observé dans les ciments diagénétiques) et la calcédoine. Cette conclusion est en bon accord avec les résultats obtenus au cours de cette étude. Nous verrons, dans la partie suivante, que le bon fonctionnement du géothermomètre Na/K, à relativement basse température, peut s'expliquer par la saturation de ces eaux vis-à-vis du feldspath potassique et de l'albite, qui sont, par ailleurs, deux phases observées dans les ciments liés à l'évolution diagénétique du bassin (Azaroual *et al.*, 1997; Worden *et al.*, 1999).

Les bons résultats obtenus en utilisant le géothermomètre Na/Li (2) sont plus difficiles à comprendre car normalement, cette relation ne peut être appliquée que sur des solutions possédant des concentrations en chlorure inférieures à 0,3 M, ce qui n'est pas le cas dans cette étude. En principe, c'est le géothermomètre Na/Li (1) du tableau 13, créé et développé à partir de données acquises sur des bassins sédimentaires et pétroliers, qui aurait dû donner les meilleures estimations de température. Une des explications de la surestimation de température systématiquement observée en utilisant cette relation (autour de 140-150°C) pourrait être l'existence de concentrations de lithium anormalement élevées dans ces fluides, reliées à un épisode plus chaud dans le passé (enfouissement plus profond du bassin, cf. Worden *et al.*, 1999), qui n'auraient pas eu le temps de se rééquilibrer dans les conditions actuelles de température.

A noter que le géothermomètre Mg/Li et le géothermomètre isotopique  $\delta^{18}O(H_2O)$ - $\delta^{18}O(SO_4)$  donnent également des valeurs de températures surestimées par rapport aux conditions de température actuelles, comprises entre 133 et 148°C (tableau 13).

### **Fluides du Trias moins profonds et moins minéralisés (Santenay, Châteauroux)**

Pour ces eaux moins profondes et beaucoup moins minéralisées (surtout celle prélevée à Châteauroux), peu de géothermomètres peuvent être utilisés.

Pour l'eau du forage de Châteauroux, les géothermomètres  $SiO_2$ -Quartz ou Calcédoine (2) et Na/K/Ca/Mg convergent autour d'une température de 45°C (tableau 13).

Pour les eaux de Santenay dont les compositions chimiques sont pratiquement identiques, seule la valeur de température d'environ 40-50°C, estimée à partir du géothermomètre  $SiO_2$ -Quartz ou Calcédoine (2), semble être acceptable (tableau 13).

Tous ces résultats semblent traduire l'existence d'un faible nombre de réactions à l'équilibre entre ces eaux et les minéraux aluminosilicatés des roches du réservoir dont elles sont issues. Il faut dire que ces eaux sont proches de la zone de recharge (voir figure 25), beaucoup plus superficielles que les précédentes et sont portées à des températures relativement basses qui ne favorisent pas les interactions eau-roche.

### 3.4.5. Problèmes de dépôts liés à la réinjection des fluides produits

Avant de s'intéresser aux problèmes de dépôts associés à la réinjection des fluides du Trias étudiés dans ce rapport, il est important de voir avec quels types de minéraux ces fluides sont à l'équilibre dans les conditions de température du réservoir. Il est également intéressant de déterminer la valeur de la fugacité de  $CO_2$  régnant dans le réservoir.

#### ***Equilibres eau-minéraux dans le réservoir***

Afin d'atteindre ces objectifs, des calculs de spéciation et d'indices de saturation de ces fluides vis-à-vis des principaux minéraux silicatés, carbonatés et sulfatés, dans les conditions de température du réservoir, ont été réalisés au moyen du code géochimique EQ3NR et de la base de données data0.com.R2 (Wolery, 1995). L'indice de saturation IS de l'eau vis-à-vis d'un minéral est défini comme le logarithme du rapport du produit d'activités Q de la réaction concernée sur la constante d'équilibre K de cette même réaction. On a :

$$IS = \log \frac{Q}{K}$$

Si  $IS = 0 \pm 0,3$ , on considère que l'eau est saturée vis-à-vis du minéral. Si  $IS < 0,3$ , l'eau apparaît comme sous-saturée vis-à-vis de ce minéral et la dissolution de ce dernier est possible, d'un point de vue thermodynamique. Si  $IS > 0,3$ , on considère que l'eau est sursaturée vis-à-vis du minéral et la précipitation de ce dernier est envisageable, d'un point de vue thermodynamique. Néanmoins, la cinétique des réactions de dissolution et de précipitation pouvant être un facteur limitant, ces réactions, en milieu naturel, peuvent être extrêmement ralenties, surtout à basse température, et ne pas avoir lieu. Ainsi, on trouve des rognons de silex alors que, d'un point de vue thermodynamique, cette phase est instable par rapport au quartz dans les conditions de surface.

Bien que le formalisme de Pitzer soit le plus adapté pour les calculs des coefficients d'activité des ions dans les solutions les plus minéralisées de cette étude (eaux de Chaunoy, Champotran et surtout, La Torche), nous avons utilisé la relation de Debye-Hückel étendue (Wolery, 1995) pour déterminer ces coefficients. Ceci a été fait afin de pouvoir effectuer les calculs de spéciation et de saturation à 100°C en tenant compte des espèces dissoutes de l'aluminium et des minéraux alumino-silicatés, ce qui n'est, pour l'instant, pas réalisable avec le formalisme de Pitzer. Dans la mesure où les sulfures dissous n'ont pas été analysés et l'état d'oxydo-réduction de ces fluides est mal connu, ces paramètres n'ont pas été pris en compte dans les calculs. Par exemple, nous ne pourrions pas savoir quel est l'état de saturation de ces fluides vis-à-vis des sulfures métalliques tels que la galène (PbS), la blende ou la sphalérite (ZnS) ou vis-à-vis des oxy-hydroxydes de fer.

Les calculs de spéciation et de saturation ont été effectués uniquement sur l'eau du forage Chaunoy72, représentative des eaux des forages Chaunoy73 et Champotran, qui indiquent quasiment la même composition chimique. Ils ont également été réalisés sur les échantillons d'eau de La Torche, de Châteauroux et de Lithium (qui a été choisi comme échantillon représentatif de Santenay). Les résultats obtenus sont reportés dans le tableau 14.

Pour les eaux minéralisées de Chaunoy et La Torche, la valeur du pH dans les conditions de température du réservoir a été estimée en supposant une réaction d'équilibre entre ces eaux et la calcite. Pour l'eau de Chaunoy, le pH estimé à 100°C (6,18) est assez proche de la valeur mesurée (6,30). En revanche, pour l'eau de La Torche, qui n'a pu être séparée de l'huile qu'en laboratoire, les écarts observés sont beaucoup plus importants (valeur de 4,44 pour le pH mesuré et de 7,24 pour le pH estimé à 100°C). Les concentrations d'aluminium ont été déterminées en supposant une réaction d'équilibre entre ces eaux et le feldspath potassique car il est très difficile d'obtenir des résultats d'analyse chimique corrects de l'aluminium en solution très minéralisée. La calcite et le feldspath-K ont été choisis en raison du fait qu'ils ont été observés dans les ciments diagénétiques du réservoir (Worden *et al.*, 1999). Nous verrons que les concentrations d'aluminium calculées sont plus faibles que celles qui ont été analysées, mais sont en meilleur accord avec les observations faites sur les ciments diagénétiques du réservoir et les résultats obtenus en utilisant les géothermomètres chimiques.

### **Estimation des fugacités de $CO_2$**

Les valeurs des fugacités de  $CO_2$  sont reportées dans le tableau 14. Elles n'ont pas pu être transformées en valeurs de pression partielle car les informations sur les conditions de pression dans les forages, nécessaires pour calculer les coefficients de fugacité (Duan *et al.*, 1992), n'ont pas été obtenues. La valeur la plus élevée (0,034 atm) a été trouvée pour les eaux de Santenay. Pour l'eau de Chaunoy, la valeur de fugacité de  $CO_2$  estimée (0,025 atm) est légèrement inférieure. Nous verrons que cette valeur est probablement contrôlée par un équilibre avec la calcite. La valeur de fugacité de  $CO_2$  trouvée pour l'eau du forage de La Torche semble anormalement

basse mais peut être expliquée par le fait que la concentration en bicarbonate dissous est, elle-même, très faible.

Echantillon	Chaunoy 72 CH72	Chaunoy 72 CH72	La Torche LT09	La Torche LT09	Châteauroux GTH01	Châteauroux GTH01	Santenay Lithium	Santenay Lithium
Date de prélèvement	26/11/2007	26/11/2007	27/11/2007	27/11/2007	04/04/2008	04/04/2008	06/05/2008	06/05/2008
T (°C) <sub>utilisée</sub>	100	40	100	40	45	45	50	50
pH <sub>utilisé</sub>	6,18 <sup>(1)</sup>	6,25 <sup>(2)</sup>	7,24 <sup>(1)</sup>	7,30 <sup>(2)</sup>	7,80 <sup>(3)</sup>	7,80 <sup>(3)</sup>	6,95 <sup>(3)</sup>	6,95 <sup>(3)</sup>
f <sub>CO2</sub> (atm)	2.51E-02	8.50E-03	1.80E-04	5.78E-05	4.44E-03	4.44E-03	3.37E-02	3.37E-02
Al <sub>T</sub> analysé (µg/l)	37.1	37.1	29.7	29.7	0.90	0.90	1.40	1.40
Al <sub>T</sub> utilisé (µg/l)	3,43 <sup>(4)</sup>	3,43 <sup>(4)</sup>	10,1 <sup>(4)</sup>	10,1 <sup>(4)</sup>	3,22 <sup>(4)</sup>	0,90	0,54 <sup>(4)</sup>	1,40
IS Albite	-0,26 (sat.)	2.43	-0.44	2.61	-1.66	-2.21	-1.02	-0.60
IS Anhydrite	-0,02 (sat.)	-0.61	-0,17 (sat.)	-0.78	-2.68	-2.68	-0,33 (sat.)	-0,33 (sat.)
IS Aragonite	-0,14 (sat.)	-0.78	-0,14 (sat.)	-0.81	0,14 (sat.)	0,14 (sat.)	0,18 (sat.)	0,18 (sat.)
IS Barytine	0,04 (sat.)	0.66	0,07 (sat.)	0.69	0,22 (sat.)	0,22 (sat.)	-0,21 (sat.)	-0,21 (sat.)
Beidellite-Na	-1.21	4.53	-3.13	3.29	-1.08	-2.37	-1.29	-0.32
Beidellite-K	-1.64	4.23	-3.49	3.04	-1.15	-2.44	-1.56	-0.59
Beidellite-Ca	-1.15	4.40	-3.10	3.12	-0.64	-1.93	-1.23	-0.26
Beidellite-Mg	-1.10	4.38	-3.06	3.09	-0.60	-1.89	-1.32	-0.36
IS Calcédoine	-0,24 (sat.)	0.38	-0.50	0,16 (sat.)	-0,20 (sat.)	-0,20 (sat.)	-0,18 (sat.)	-0,18 (sat.)
IS Calcite	0,00 (sat.)	-0.63	0,00 (sat.)	-0.66	0,28 (sat.)	0,28 (sat.)	0,32 (sat.)	0,32 (sat.)
IS Céladonite	1.22	3.45	3.04	5.66	1.22	1.22	-0,34 (sat.)	0,08 (sat.)
IS Célestite	-0.89	-1.11	-0.97	-1.20	-3.14	-3.14	-1.04	-1.04
IS Dolomite	0.90	-0.53	0.85	-0.64	1.69	1.69	0.89	0.89
IS Dolomite Désord.	-0,22 (sat.)	-1.97	-0,27 (sat.)	-2.08	0,28 (sat.)	0,28 (sat.)	-0.49	-0.49
IS Feldspath-K	0,00 (sat.)	3.42	0,00 (sat.)	3.76	0,00 (sat.)	-0.55	0,00 (sat.)	0.42
IS Fluorite	n.d.	n.d.	-1.53	-1.18	-3.68	-3.68	-0.47	-0.47
IS Gypse	-0.56	-0.63	-0.73	-0.83	-2.27	-2.27	-0.40	-0.40
IS Illite	-0.54	4.78	-1.44	4.53	-0,12 (sat.)	-1.39	-0.88	0,08 (sat.)
IS Kaolinite	-0.88	3.83	-2.57	2.66	-0,04 (sat.)	-1.14	-0.50	0,33 (sat.)
IS Magnésite	-0.37	-1.44	-0.42	-1.52	-0,10 (sat.)	-0,10 (sat.)	-0.92	-0.92
IS Magnétite	3.50	-3.07	13.15	6.84	3.89	3.89	1.87	1.87
IS Montmorillonite-Na	0,01 (sat.)	4.45	-0.91	4.06	0,12 (sat.)	-0.80	-0.47	0,23 (sat.)
IS Montmorillonite-K	-0.39	4.30	-1.26	3.82	0,06 (sat.)	-0.87	-0.73	-0,04 (sat.)
IS Montmorillonite-Ca	0,02 (sat.)	4.26	-0.94	3.83	0.49	-0.43	-0.47	0,23 (sat.)
IS Montmorillonite-Mg	0,12 (sat.)	4.30	-0.85	3.86	0.60	-0.32	-0.50	0,19 (sat.)
IS Muscovite	0,26 (sat.)	6.97	-0.90	6.59	0.82	-0.84	0.35	1.59
IS Pyrophyllite	-1.91	3.64	-4.11	2.05	-1.37	-2.47	-1.76	-0.93
IS Quartz	-0,03 (sat.)	0.64	-0,28 (sat.)	0.42	0,06 (sat.)	0,06 (sat.)	0,07 (sat.)	0,07 (sat.)
IS Sidérite	-0.95	-1.65	-0.57	-1.21	-0.85	-0.85	-0,27 (sat.)	-0,27 (sat.)
IS Smectite-high-Fe-Mg	0.60	0.68	3.78	4.34	0,08 (sat.)	-0.61	-2.08	-1.56
IS Smectite-low-Fe-Mg	0.48	1.86	2.46	4.31	0,24 (sat.)	-0.46	-1.44	-0.92
IS Strontianite	-0,31 (sat.)	-0.40	-0,24 (sat.)	-0.35	0.54	0.54	0,32 (sat.)	0,32 (sat.)
IS Wairakite	-4.10	-1.92	-4.16	-1.38	-5.38	-6.49	-6.31	-5.48
IS Withérite	-0.67	-0,16 (sat.)	-0.48	0,01 (sat.)	2.39	2.39	-0,34 (sat.)	-0,34 (sat.)

n.d. : non déterminé

<sup>(1)</sup> pH calculé en supposant que l'eau est à l'équilibre avec la calcite à 100°C

<sup>(2)</sup> pH estimé en tenant compte du refroidissement de l'eau de 100 à 40°C

<sup>(3)</sup> pH mesuré

<sup>(4)</sup> Al calculé en supposant que l'eau est à l'équilibre avec le feldspath-K à 100°C

Tableau 14 : Calcul des indices de saturation (IS) des fluides du Trias du Bassin de Paris vis-à-vis des principaux minéraux, dans les conditions de température du réservoir et après refroidissement (calcul réalisé au moyen du code géochimique EQ3NR).

Par ailleurs, la concentration en carbone organique (qui n'est pas sous forme d'ions acétate) est élevée (30,3 mg/l) et la valeur de pH mesurée (4,44) est anormalement faible. Le fait que cette eau soit étroitement liée à l'huile et n'ait pu être extraite qu'en laboratoire rend difficile l'interprétation des résultats des analyses, qui sont susceptibles d'avoir été fortement perturbés.

### **Calcul des indices de saturation (IS) vis-à-vis des principaux minéraux**

Le calcul des indices de saturation effectué au moyen du code géochimique EQ3NR, dans les conditions de température du réservoir, montre que l'eau minéralisée de Chaunoy est saturée vis-à-vis d'un assemblage minéralogique constitué de quartz-calcédoine, de minéraux alumino-silicatés tels que le feldspath potassique, l'albite, la muscovite (que l'on peut assimiler à un pôle pur d'illite potassique) et les montmorillonites sodiques, calciques et magnésiennes, de minéraux carbonatés tels que la calcite, l'aragonite, la dolomite désordonnée et la strontianite ( $SrCO_3$ ) ainsi que de minéraux sulfatés tels que l'anhydrite et la barytine (tableau 14).

Ces résultats sont en bon accord avec les observations pétrographiques et minéralogiques effectuées sur les ciments diagénétiques des réservoirs triasiques, qui aboutissent à une séquence diagénétique synthétique unique pour ces réservoirs (Matray *et al.*, 1989; Azaroual *et al.*, 1997; Worden *et al.*, 1999). Cette séquence comporte une succession de phases telles que :

- une cimentation de dolomicrite et dolomicrosparite,
- un nourrissage de quartz,
- une cimentation d'anhydrite,
- la dissolution de feldspaths (ceux-ci montrent des degrés d'altération très variables),
- une cimentation de dolosparite,
- une re-précipitation d'anhydrite,
- une saturation des quartz,
- la précipitation de silice,
- la néo-formation de kaolinite (qui semble résulter de la dissolution des feldspaths ; cependant, la quantité de kaolinite est trop faible comparée au volume de feldspaths dissous, ce qui implique le départ d'éléments comme Al et Si),
- la néo-formation d'illite (ces néo-formations existent mais ne paraissent pas jouer un rôle majeur dans la cimentation des réservoirs. Plusieurs phases d'illitisation ont été mises en évidence et constituent, parfois, la dernière manifestation diagénétique observable).

Tous les événements diagénétiques présentés dans cette séquence sont le résultat de multiples interactions eau-roche qui peuvent, dans certains cas, être caractérisés géochimiquement. C'est le cas, notamment, de certaines phases tardives telles que la néo-formation de dolosparite, d'anhydrite et d'illite, dont il est possible d'apprécier les

conditions de formation (température et pression) par l'étude géochimique combinée des phases aqueuses et solides (Matray *et al.*, 1989).

Le calcul de la concentration totale en aluminium dissous en supposant l'équilibre de cette eau avec le feldspath potassique à 100°C semble être pertinent dans la mesure où l'on aboutit à un équilibre de cette eau vis-à-vis de l'albite, ce qui est en bon accord avec les valeurs de température cohérentes trouvées à partir du géothermomètre Na/K et les observations pétrographiques effectuées sur les ciments diagénétiques.

Les hypothèses faites pour estimer le pH et la concentration d'aluminium de cette eau, dans les conditions de température du réservoir, semblent donc être justifiées. L'utilisation de la relation de Debye-Hückel étendue, à la place de celle de Pitzer pour calculer les coefficients d'activité, ne semble pas modifier, de façon significative, les calculs de saturation vis-à-vis de cette solution minéralisée.

Dans la mesure où le calcium peut être contrôlé par la montmorillonite calcique, il est probable que la fugacité de  $CO_2$  soit contrôlée par la présence de calcite et non par des arrivées de  $CO_2$  d'origine profonde, ce qui expliquerait la valeur plutôt basse de ce paramètre.

On retrouve, pour l'eau de La Torche (tableau 14), un état de saturation vis-à-vis des mêmes minéraux carbonatés (calcite, aragonite, dolomite désordonnée et strontianite) et sulfatés (anhydrite et barytine). Cette eau semble être plutôt à l'équilibre avec le quartz qu'avec la calcédoine. En ce qui concerne les minéraux alumino-silicatés, elle serait proche de l'équilibre avec l'albite et le feldspath potassique. Néanmoins, contrairement à l'eau de Chaunoy, elle est sous-saturée vis-à-vis de la plupart des autres minéraux alumino-silicatés (montmorillonites, muscovite...). Pour cette eau, qui est très minéralisée (beaucoup plus que celle de Chaunoy) et qui n'a pas pu être extraite de l'huile sur site, l'absence d'outils adaptés (relation de Debye-Hückel étendue à la place du formalisme de Pitzer) et la complexité des données analytiques (valeur du pH, espèces organiques à considérer, etc.) rendent le calcul de la spéciation et des indices de saturation beaucoup moins précis.

L'eau de Lithium plus superficielle, plus froide (50°C) et moins minéralisée, indique également un état de saturation vis-à-vis des minéraux carbonatés et sulfatés tels que la calcite, l'aragonite, la strontianite, l'anhydrite et la barytine, mais elle est, aussi, à l'équilibre avec de nouveaux minéraux carbonatés tels que la sidérite ( $FeCO_3$ ) et la withérite ( $BaCO_3$ ) (tableau 14). Elle est saturée vis-à-vis du quartz et de la calcédoine. En ce qui concerne les minéraux alumino-silicatés, elle est sous-saturée vis-à-vis de la plupart des minéraux alumino-silicatés, lorsque l'on suppose qu'elle est à l'équilibre avec le feldspath potassique (tableau 14). Elle est à l'équilibre avec toutes les montmorillonites, la kaolinite et l'illite, lorsque l'on utilise la concentration d'aluminium total analysée. Elle est, par ailleurs, sursaturée vis-à-vis du feldspath-K et de la muscovite tandis qu'elle reste sous-saturée vis-à-vis de l'albite. Quel que soit le scénario envisagé, cette eau est toujours sous-saturée vis-à-vis de l'albite, ce qui explique le mauvais fonctionnement des géothermomètres Na/K et Na/K/Ca (tableau 13).

L'eau de Châteauroux, la plus superficielle et la moins minéralisée, est à l'équilibre avec les minéraux carbonatés tels que la calcite, l'aragonite, la dolomite désordonnée et la magnésite (tableau 14). Elle est seulement saturée vis-à-vis de la barytine quant aux minéraux sulfatés. Elle indique également un état de saturation vis-à-vis du quartz et de la calcédoine. En ce qui concerne les minéraux alumino-silicatés, cette eau est à l'équilibre avec la kaolinite, l'illite, les montmorillonites sodiques et potassiques et les smectites, lorsque l'on suppose qu'elle est saturée vis-à-vis du feldspath-K (tableau 14). Elle est sous-saturée vis-à-vis de la plupart des minéraux alumino-silicatés, lorsque l'on utilise la concentration d'aluminium total analysée (tableau 14). Là encore, quel que soit le scénario envisagé, cette eau est toujours sous-saturée vis-à-vis de l'albite, ce qui explique le mauvais fonctionnement des géothermomètres Na/K et Na/K/Ca (tableau 13), tout comme pour l'eau de Lithium.

### ***Risque de précipitation au cours du refroidissement des eaux chaudes et de leur réinjection***

Comme nous avons estimé à environ 40°C la température de réinjection des fluides dans le sous-sol, nous avons calculé l'état de saturation des eaux de Chaunoy et La Torche à cette température, au moyen du code géochimique EQ3NR. Nous pourrions, ainsi, examiner les risques de précipitation de minéraux au cours du refroidissement de ces eaux de 100 à 40°C. Les résultats de ces calculs sont reportés dans le tableau 14.

A l'exception de la Withérite qui peut précipiter d'un point de vue thermodynamique (mais beaucoup plus difficilement d'un point de vue cinétique), ces eaux, à 40°C, sont fortement sous-saturées vis-à-vis des autres minéraux carbonatés, malgré le dégazage en  $CO_2$ , qui reste toutefois peu important (tableau 14). Ces eaux sont également sous-saturées vis-à-vis des minéraux sulfatés. Tous ces résultats s'expliquent par le fait que la solubilité de la plupart de ces minéraux augmente lorsque la température diminue. On ne devrait, donc, pas constater de précipitation de la part des minéraux carbonatés et sulfatés.

En ce qui concerne le quartz, la calcédoine et les minéraux alumino-silicatés, ces eaux sont, la plupart du temps, sursaturées vis-à-vis de ces minéraux, à 40°C (tableau 14). Néanmoins, les concentrations de silice en solution étant relativement faibles, et la cinétique de précipitation de nombre de ces minéraux relativement lente, les risques de formation de dépôts sont plutôt réduits. Seule, la précipitation de kaolinite (déjà observée au cours de la remontée et du refroidissement d'eaux thermales) ou de montmorillonite mal cristallisées pourrait être envisagée, mais reste peu probable.

Dans l'ensemble, les risques de précipitation de minéraux, au cours d'une réinjection de ces fluides, à plus faible température, semblent être très réduits. Dans la mesure où ces eaux constituent plutôt un milieu réducteur (absence d'oxygène en profondeur), il est conseillé de ne pas les mettre en contact avec l'atmosphère afin d'éviter d'éventuelles précipitations d'oxy-hydroxydes de fer, au cours de la réinjection dans le sous-sol. Si les risques de dépôts sont limités, en revanche, les problèmes de corrosion dus aux fortes concentrations de chlorure de ces eaux (surtout La Torche), peuvent être importants.

Pour les eaux plus froides de Châteauroux et de Santenay qui sont moins minéralisées, avec des températures déjà proches de 40°C, et dont les concentrations en silice dissoute sont plus faibles, on peut indiquer que les risques de dépôts sont encore plus limités. Les risques de corrosion sont également beaucoup moins importants.

### 3.5. CONCLUSIONS SUR L'ETUDE GEOCHIMIQUE DES FLUIDES

L'échantillonnage réalisé pour cette étude comporte quatre points de prélèvements dans la partie centrale du Bassin de Paris : champs de Chaunoy (2), Champotran et La Torche, et deux points de prélèvements en bordure du Bassin de Paris : Châteauroux et Santenay. L'étude géochimique des ces échantillons montre que :

- les eaux profondes minéralisées des forages de Chaunoy et de Champotran présentent de fortes salinités (autour de 120 g/l) avec des compositions chimiques et isotopiques très comparables ;
- l'eau du forage de La Torche possède une salinité beaucoup plus élevée (168 g/l) avec des caractéristiques isotopiques sensiblement différentes ;
- les géothermomètres chimiques appliqués à ces fluides donnent des valeurs de températures qui se situent entre 85 et 95°C ;
- les fluides situés en bordure du bassin ont des compositions chimiques très nettement différentes. Ces eaux nettement moins minéralisées (Santenay et Châteauroux) sont plus superficielles et présentent des températures plus froides autour de 45 à 50°C.

	Température estimée °C
<b>CHAUNOY</b> <i>Chaunoy 72</i> <i>Chaunoy 73</i>	95±20 95±20
<b>LA TORCHE</b> <i>LT09</i>	85±20
<b>CHAMPOTRAN</b> <i>CHAN 25</i>	90±20
<b>CHATEAUROUX</b> <i>GTH01</i>	45±10
<b>SANTENAY</b> <i>Lithium</i> <i>Santana</i>	50±10 50±10

Tableau 15 : Synthèse des températures calculées par géothermométrie pour les fluides échantillonnés dans le Trias du Bassin de Paris.

L'étude du rapport d'activité ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ) des eaux en fonction de la distance par rapport à la zone de recharge permet, en première approximation, de déterminer une vitesse moyenne d'écoulement d'environ 0,25 mètre par an, ce qui correspond à un « âge » d'environ 1 Ma pour les eaux des champs de Chaunoy, Champotran et la Torche.

D'une manière générale, la caractérisation isotopique des eaux issues des réservoirs détritiques du Trias montre que nos données sont en accord avec celles de la littérature (systématiques isotopiques « classiques » : isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène, isotopes du strontium) et que pour les isotopes du bore, du néodyme et du lithium, les données de ce rapport pourront servir de référence pour une étude ultérieure (comparaison Dogger-Trias et/ou étude complémentaire du Trias).

Enfin, l'étude de la composition chimique de ces eaux montre que dans l'ensemble les risques de précipitation de minéraux, au cours d'une éventuelle réinjection de ces fluides, à plus faible température, semblent être très réduits.

Dans la mesure où ces eaux constituent plutôt un milieu réducteur (absence d'oxygène en profondeur), il est conseillé d'éviter un contact direct avec l'atmosphère afin d'empêcher d'éventuelles précipitations d'oxy-hydroxydes de fer, au cours de la réinjection dans le sous-sol.

Si les risques de dépôts sont limités, en revanche, les problèmes de corrosion dus aux fortes concentrations de chlorure de ces eaux (surtout La Torche), peuvent être importants.

Enfin, en ce qui concerne l'impact de la réinjection de saumures géothermiques triasiques dans le réservoir carbonaté du Dogger, il peut se produire éventuellement des précipitations d'hydroxydes de Fe si on ne prend pas de précautions concernant l'oxygène de l'air. En revanche, les concentrations en silice dissoute sont trop faibles pour qu'il se produise une précipitation d'alumino-silicates. Il en va de même concernant la précipitation de phases carbonatées dans la mesure où la réinjection concerne un fluide refroidit.



## 4. Expériences de réinjection dans des réservoirs argilo gréseux

Au début des années 1990, on dénombrait de nombreuses expériences d'exploitation géothermique des réservoirs argilo gréseux en Europe. Cependant, seulement quelques doublets fonctionnaient, malgré un potentiel important et étendu (CFG Services, 1992).

### 4.1. EXPERIENCES FRANCAISES

#### 4.1.1. Opérations géothermiques

##### *Melleray, région Centre (1980)*

Le doublet de forages réalisé en 1980, à Melleray, près d'Orléans avait pour objet de permettre, grâce à la géothermie, de couvrir une part prépondérante des besoins de chauffage de 17 hectares de serres horticoles et florales (Boisdet, 1984). Lors de la mise en exploitation, il est apparu que la pression d'injection était nettement supérieure aux estimations. La pompe d'injection, d'ailleurs dimensionnée à partir des résultats du puits de production, plus favorable, s'est révélée très insuffisante pour assurer le débit prévisionnel (Cheradame *et al.*, 2004). Le débit maximum d'exploitation n'a jamais dépassé 110 m<sup>3</sup>/h.

A l'occasion d'essais d'injection, en juin 1982, il s'est produit un colmatage soudain, brutal et définitif du puits d'injection. Le puits a été gravement endommagé et toutes les tentatives de décolmatage, notamment par dégorgement et air lift, resteront vaines, condamnant le puits à l'abandon (Cheradame *et al.*, 2004). A compter de la fin décembre 1982, une autorisation provisoire de rejet des eaux géothermales dans la Loire était demandée et obtenue des Pouvoirs Publics pendant la durée d'exécution d'un programme de recherches approfondi destiné à remédier à ces problèmes d'injection (CFG Services, 1992). Le doublet a été définitivement abandonné à la fin des années 1980 et les puits rebouchés.

L'incident de colmatage s'est produit le 16 juin 1982, après un arrêt du puits. Dans la matinée, les premiers résultats des essais semblaient indiquer que l'asymétrie production/injection avait disparu, avec un retour aux prévisions de 1980. L'injection a été arrêtée à 12 h 00. Presque immédiatement après la reprise du test, à 13h 10, avec un débit double de la matinée l'indice d'injectivité a chuté rapidement. Le facteur de *skin*, qui était resté proche de zéro jusqu'au 28 mai 1982, atteignait +28.5. Des débris remontés sur un outil posé à 11 m du fond initial étaient essentiellement composés de plaquettes d'oxydes de fer pouvant atteindre 25 mm<sup>2</sup>, ainsi que de grains de sable dont le diamètre était parfois supérieur au *slot* des crépines (Cheradame *et al.*, 2004).

La dynamique rapide du phénomène exclut *a priori* l'existence d'un mécanisme de blocage de l'écoulement par fermeture des pores ou chenaux sous l'effet de l'augmentation de la pression locale. Ceci a été confirmé par les résultats des mesures faites sur les échantillons de la roche réservoir, prélevés sur le puits de production (CFG Services, 1992). Le colmatage correspond donc plutôt à un blocage de la perméabilité à la paroi, ce que traduit la valeur de *skin* élevée. Une explication consiste à envisager un colmatage à l'injection par déplacement brusque d'éléments fins en suspension. Ces éléments fins peuvent *a priori* avoir pour origine, selon CFG Services, 1992 :

- le puits de production,
- la déstabilisation, au puits d'injection, et la mise en mouvement des argiles ou de mud-cake résiduel entre les niveaux producteurs,
- la présence d'hydroxydes ferriques.

Comme la filtration opérée lors des tests sur les eaux du puits d'injection n'a mis en évidence ni fines ni argiles (BRGM, 1983; CFG Services, 1992) l'hypothèse d'une arrivée de matériaux provenant de la ligne de surface (plus de 1 km) n'est pas exclue par certains auteurs (Cheradame *et al.*, 2004). Les solutions proposées, mais non réalisées à l'époque, furent, d'après CFG Services, 1992 :

- l'extraction de la complétion existante,
- l'alésage du réservoir géothermal,
- la mise en place d'une complétion adaptée avec massif de gravier (*gravel-pack*).

Les formations argileuses ont souvent une faible tenue mécanique. Par exemple, cette faiblesse a empêché la réalisation de DST sur le Rhétien et le Trias d'Achères (Vathaire, 1984a). Nous pensons donc, que l'hypothèse d'une déstabilisation de la formation au niveau du puits (d'injection ou de production) est la plus probable. Cette déstabilisation, qui aurait pu endommager la crépine, pourrait être reliée à l'arrêt brutal de l'injection ou simplement au doublement brutal de la pression ; dans le rapport BRGM de 1983, les auteurs rapportent une oscillation de la pression lors du doublement de la pression.

La description du colmatage brusque observé sur Melleray est très proche de celle faite pour les champs pétroliers de Mer du Nord (arrêt de l'injection, colmatage rapide) et expliqués par déstabilisation de la formation (Santarelli *et al.*, 2000). Une étude géomécanique plus approfondie devrait permettre de déterminer la plausibilité de cette hypothèse.

### **Achères, région Ile-de-France (1982)**

L'objectif de l'opération géothermique était ciblé sur les grès du Trias (Keuper-Rhétien) et éventuellement les calcaires de l'Héttangien. Les caractéristiques de cet aquifère

étant mal connues, les ouvrages étaient conçus de façon à pouvoir effectuer un retour sans difficulté aux calcaires du Dogger (si le Lias-Trias s'avérait inexploitable). Les calcaires oolithiques du Dogger sont situés entre 1 350 et 1 480 m de profondeur, et les grès du Trias situés entre 1 895 et 1 950 mètres (Vathaire, 1984a) appartiennent au réservoir des Grés de Chaunoy (entre 1923 et 1955 m).

Postérieur à la réalisation du doublet de Melleray, celui d'Achères a bénéficié du retour d'expérience du premier. Un soin particulier a été apporté à la mise en place des complétions par crépines et massifs de gravier (*gravel-pack*). A Melleray, les complétions ne comportaient que des crépines. Des stimulations par acidification ont été effectuées, ce qui a permis d'améliorer le *skin* de l'un des deux puits. Les deux puits ont cependant présenté d'importantes résistances à l'injection: 135 m<sup>3</sup>/h à 75 bars en tête pour Achères 1 (essais de juin 1982) et 90 m<sup>3</sup>/h à 115 bars en tête pour Achères 2 (dernière phase des essais de janvier 1983).

En particulier, l'essai d'injectivité réalisé sur le puits Achères 2, avec l'eau soutirée du puits Achères 1, n'a pas permis d'obtenir un indice d'injectivité significatif. La pression d'injection correspondant à un débit donné ne cessait de croître avec la durée d'injection. Ce comportement était très différent de celui de l'essai d'injectivité réalisé sur Achères 1 pour lequel la réduction d'injectivité avait été pratiquement immédiate (Vathaire, 1984a; Vathaire, 1984a; Vathaire, 1984b). Le phénomène de dérive d'injectivité observé sur le puits Achères 2 a été attribué à l'absence de filtration poussée en surface avant injection, et, aux turbulences et érosions générées à proximité du puits avec des débits importants (100 m<sup>3</sup>/h) injectés sur une hauteur utile du réservoir trop faible de l'ordre de la dizaine de mètres (CFG Services, 1992).

Malgré l'excellente productivité en exploitation par pompe immergée, les difficultés rencontrées en réinjection et les puissances nécessaires ont empêché l'exploitation économique du Trias. Les deux puits ont été rééquipés pour l'exploitation du Dogger.

### ***Cergy-Pontoise, région Ile-de-France***

Le puits de production de Cergy-Pontoise a atteint le Trias qui a été capté et testé. L'aquifère correspondant a montré une productivité relativement faible. Le projet s'est alors orienté vers l'exploitation du Dogger, au potentiel hydraulique beaucoup plus intéressant (Boisdet, 1989).

### ***Paris***

A Paris, la climatisation des tours Mirabeau et Cristal (immeubles de bureau) utilise un doublet géothermique. L'un des deux forages est dévié, l'autre est vertical. Ce doublet

exploite la ressource géothermale des sables de l'Albien. Il stocke également, de manière alternative, des calories ou des frigories<sup>8</sup>.

Les essais de réinjection ont montré une asymétrie de comportement des puits. Aucun problème n'a été constaté, en utilisant le puits vertical comme injecteur. En revanche, dans l'autre sens, les pressions d'injection sont montées rapidement à 8 bars, interdisant l'exploitation dans des conditions normales. La cause de ces problèmes d'injection a été attribuée à l'introduction d'air dans la boucle de surface, venant perturber la capacité d'injection par la création de bulles dans le réservoir. Après élimination de ces bulles et des quantités importantes d'air stockées dans l'aquifère, l'injection a pu être réalisée normalement. Pour éviter ces phénomènes liés à la pénétration d'air dans la boucle géothermale, un système de dégazage a été mis en place.

Les sables de l'Albien étant relativement peu profonds, leur qualités pétrophysiques sont bien meilleures que celles des séries argilo-gréseuses profondes du Trias.

### ***Châteauroux, région Centre***

A Châteauroux, le Trias sableux, situé entre 482 et 670 m de profondeur, est exploité à l'aide de pompes à chaleur. L'opération ne comporte pas de forage d'injection. L'eau, de très bonne qualité chimique, est rejetée dans le réseau de surface, après prélèvement des calories (Terusse, 2003).

### ***Clermont-Ferrand, région Auvergne (1980)***

Les forages d'exploration géothermique des Vergnes ciblaient les formations argilo-gréseuses du Trias de Limagne. Avant la foration, il était prévu une série détritique à dominante arkosique avec quelques intercalations argileuses ou marneuses. Il a cependant été rencontré, une puissante série majoritairement argileuse, à interstratifications de grès arkosique en bancs d'épaisseur réduite et de sables fins à matrice argileuse (GEOTHERMA SA et GEOSOL, 1981). L'écart entre la prévision géologique effectuée pour ce forage et la nature des dépôts rencontrés est une illustration typique de la forte variabilité latérale de faciès et des hétérogénéités sédimentaires que l'on peut rencontrer dans ces environnements de dépôts clastiques.

En outre, la foration du puits a été confrontée à d'importants problèmes d'éboulement. La boue de forage a été modifiée et des dispositifs de contrôle du trou ont dû être installés avant la mise en place des crépines.

Malgré des températures intéressantes, de l'ordre de 100°C et plus, et en dépit de traitements chimiques importants, la production de 100 m<sup>3</sup>/h prévue n'a pas été

---

<sup>8</sup> L'équipement thermodynamique des deux immeubles réalise les transferts thermiques des locaux entre eux et avec la nappe pour créer deux stockages distincts : l'un froid stocke les frigories produites par les pompes à chaleur en hiver; l'autre chaud, stocke les calories fournies par la climatisation l'été.

atteinte. Compte tenu de ces résultats, le puits a été fermé (GEOTHERMA SA et GEOSOL, 1981).

### ***Cronenbourg, Alsace (1980)***

Un sondage géothermique réalisé à la fin de l'année 1980, à Cronenbourg (Alsace) a ciblé le Trias gréseux mais n'a pas pu obtenir de débits permettant une faisabilité économique. Les débits soutirés n'ont pas dépassé 15 à 20 m<sup>3</sup>/h, alors que les températures, au moins égales à 150-160°C dans le réservoir, étaient très intéressantes. Une forte diagenèse liée à l'enfouissement a été évoquée pour expliquer ces faibles débits (Clauer *et al.*, 1986).

### ***Opération de stockage de chaleur de Plaisir, Thiverval-Grignon, région Ile-de-France***

L'expérience menée à Plaisir et Thiverval-Grignon avait pour but de démontrer la faisabilité de stockage en nappe de la chaleur. La chaleur gratuite produite en période estivale par une usine d'incinération était censée assurer le chauffage d'immeubles pendant l'hiver. Le milieu de stockage choisi pour cette expérimentation était une nappe captive contenue dans des niveaux argilo-gréseux.

Le dispositif testé comprenait un puits central servant au stockage-déstockage et trois puits périphériques servant à l'injection d'eau chaude et froide. Au cours des essais, les difficultés techniques rencontrées ont conduit à orienter ce projet de démonstration vers une opération à caractère scientifique et technique ayant pour but la mise au point et la compréhension des phénomènes rencontrés. Les essais en doublet ont permis de démontrer la faisabilité d'injection et de récupération sur un même puits à des débits inférieurs à 40 m<sup>3</sup>/h (CFG Services, 1992).

### **4.1.2. Opérations pétrolières**

De nombreuses opérations pétrolières d'exploration et de production pétrolières ont ciblé le Trias argilo-gréseux du Bassin parisien (Delmas *et al.*, 2002). Sur la plupart de ces champs, les productions de saumures sont importantes. Elles sont réinjectées après séparation des hydrocarbures, d'une part, à cause de leurs médiocres qualités environnementales, d'autre part, pour pousser les huiles en place. Par ailleurs, le nombre important de puits nécessaires pour l'exploitation d'un champ pétrolier peut apporter, localement, un grand nombre de mesures sur la nature des hétérogénéités sédimentaires.

## 4.2. EXPERIENCES EUROPEENNES

De manière générale les informations concernant les opérations géothermiques européennes captant des réservoirs argilo-gréseux sont relativement dispersées dans la littérature. De plus, ce sont essentiellement les succès qui sont documentés alors que les échecs peuvent être riches d'enseignements comme a pu le montrer l'expérience française de Melleray.

Les opérations réussies sont généralement caractérisées par une transmissivité élevée, supérieure à 100 D.m, qui permet certainement d'éviter les problèmes sérieux d'injection. Les formations sont le plus souvent peu argileuses, et apparaissent plutôt compactes. Quelques problèmes ont toutefois été résolus et des solutions préventives proposées.

### 4.2.1. Allemagne

Un épais bassin sédimentaire s'étend de la Hollande à la Pologne et couvre tout le Nord de l'Allemagne (figure 52). Il comporte quatre principaux aquifères : Buntsandstein, Rhétien-Keuper, Hettangien et Aalénien. Tous ces aquifères sont argilo-gréseux. Les réservoirs exploitables se situent entre 1.000 et 2.400 m de profondeur. Aucune anomalie thermique importante n'a été relevée. Le gradient géothermique moyen (30°C/km) est toutefois légèrement plus fort dans les zones sous lesquelles les dépôts salifères du Zechstein (Permien) sont les plus épais (CFG Services, 1992).

L'exploitation économique de ce potentiel requiert des débits importants, de l'ordre de 50 à 100 m<sup>3</sup>/h avec un rabattement raisonnable (Seibt, 2005). Les caractéristiques du bassin sédimentaire d'Allemagne du Nord remplissent ces conditions. Parmi celles-ci, selon CFG Services (1992), on peut relever:

- une perméabilité élevée des zones exploitées (0,8 à 1,5 Darcy),
- très peu de failles, d'où une porosité essentiellement matricielle,
- 5 à 10 % d'argile dans les grès (kaolinite et montmorillonite),
- 3 à 8 % de calcite et dolomite dans ces grès,
- tous les aquifères exploités sont non artésiens,
- contenu en gaz assez variable,
- une salinité forte, croissant régulièrement avec la profondeur (100 g/l par km).

La protection contre l'injection de particules est assurée par :

- la protection des conduites contre la corrosion par revêtement ou acier spéciaux,

- la filtration de l'eau géothermale en trois étapes (drain filtrant du puits de production, filtres 25 et 3  $\mu\text{m}$  respectivement à l'amont et l'aval de la centrale).

De plus, lors d'un redémarrage, après un arrêt de la centrale, l'eau est d'abord réinjectée dans un réservoir spécial jusqu'à ce qu'elle redeviende claire.

Il est intéressant de noter que des problèmes de venues de sables ont conduit à arrêter le doublet de Prenzlau mis en service en 1988 (cf. expérience de Melleray §.4.1.1.).



Figure 52 : Bassins sédimentaires allemands et ressources géothermales potentielles (Seibt, Peter 2005)

### **Groß Schönebeck, Allemagne**

Situé dans le bassin sédimentaire d'Allemagne du Nord, les grès du Rotliegend (formation de Dethlingen), et les roches volcaniques sous-jacentes, constituent le réservoir cible d'un programme interdisciplinaire de recherche sur les techniques des Systèmes Géothermiques Améliorés (E.G.S.). Le but des recherches est donc le développement de méthodes de stimulation permettant d'améliorer la perméabilité des aquifères profonds en accroissant ou en créant une porosité secondaire et de nouveaux chemins d'écoulement (Huenges *et al.*, 2006; Zimmermann *et al.*, 2007).

La profondeur du réservoir est importante (4200 m) et les températures élevées (150°C). Les grès de la formation de Dethlingen sont propres et présentent une perméabilité matricielle initialement élevée (Trautwein et Huenges, 2005; Huenges *et al.*, 2006).

### **Neustadt-Glewe, Allemagne**

Le site de Neustadt-Glewe est caractérisé par les puits les plus profonds et les températures les plus élevées pour une opération géothermique en fonctionnement en Allemagne (Seibt, 2005).

Le réservoir exploité est l'aquifère gréseux de la formation de Contorta (Rhétien moyen). Les pressions d'injection sont faibles grâce à l'excellente transmissivité du réservoir et au fait que l'aquifère exploité soit en dépression hydrostatique (- 150m/sol). Le débit par injection gravitaire simple, sans pompage, est ainsi « naturellement » de 80m<sup>3</sup>/h.

L'asymétrie classique des comportements entre production et injection a été observée dès les premiers tests de puits. Cependant, il apparut également que les tests d'injection ne permettaient pas d'établir une prédiction fiable du comportement du réservoir lors du fonctionnement de la boucle géothermale en exploitation (Seibt *et al.*, 2005).

Un problème de réinjection avec augmentation de la pression d'injection a été constaté en 1998 et attribué à la présence d'hydroxydes de fer et d'aragonite dans les crépines du puits injecteur à la suite d'une entrée d'air dans celui-ci (oxydation). Une acidification douce a permis de récupérer une partie de l'injectivité et l'exploitation fonctionne depuis normalement (Vernoux *et al.*, 1997; Seibt *et al.*, 2005; Boyer, 2007).

En cas d'arrêt de l'exploitation les puits sont inertés à l'azote. Comme expliqué précédemment, l'eau des puits est filtrée avant réinjection. Enfin la protection contre la corrosion des tubages est assurée par un revêtement spécial de toutes les surfaces en contact avec le fluide (casings en fibre de verre renforcés). L'extérieur du casing de production est isolé de la formation par un fluide protecteur remplissant l'annulaire cuvelage-tube et l'entrée d'oxygène est évité en surpressurant le fluide avec de l'azote (Vernoux *et al.*, 1997).

Enfin, au niveau du puits d'injection le réservoir est divisé en deux unités qui peuvent être isolées l'une de l'autre pour différents traitements de stimulation (Vernoux *et al.*, 1997).

### **Neubrandenburg, Allemagne**

Le fluide géothermal exploité provient de deux aquifères gréseux de la partie supérieure de la formation de Postera d'âge Rhétien. Des désordres ont été constatés dans les puits d'injection. Comme pour le site de Neustadt-Glewe, un rechemisage des puits par des tubages en fibres de verre (anti-particules) ainsi qu'un système d'inertisation à l'azote (pas d'oxydation) ont été mis en place pour éviter que ne se reproduisent ces phénomènes (Boyer, 2007).

L'inversion des flux pour le stockage de chaleur produite par cogénération est également pratiquée.

### **Bruchsal, Allemagne**

Un doublet expérimental a été réalisé à Bruchsal dans les années 1980. Arrêté après les tests, le projet a cependant permis de mettre en évidence plusieurs problèmes dont (CFG Services, 1992) :

- le dégazage de gaz carbonique (variations de pression) ;
- des précipitations de carbonate de calcium dans les tuyauteries de surface.

Le problème de précipitation fut résolu par une acidification à l'acide chlorhydrique de la saumure et par l'augmentation de la pression dans les circuits de surface avant réinjection.

## **4.2.2. Danemark**

A Thisted, au Nord Ouest du Danemark, le puits Thisted 2 a été foré pour mettre en production un aquifère profond situé dans la série détritique des grès de Skagerrack (Trias inférieur).

Devant les faibles perméabilités et débits mesurés dans ce forage, il fut décidé d'exploiter l'aquifère supérieur, lui-aussi argilo-gréseux, situé dans la formation des grès de Gassum (Trias supérieur), moins profonde (CFG Services, 1992). Le réservoir est constitué de grès fins à grossiers à passées arkosiques, ou conglomératiques. Quelques rares niveaux argileux ou carbonatés complètent cette série. Les pressions d'injection restent faibles et ne dépassent pas 12 bars pour un débit maximal de 200 m<sup>3</sup>/h. Elles s'expliquent par l'excellente transmissivité du réservoir la dépression hydrostatique de l'aquifère (Boyer, 2007).

Aucun problème de fonctionnement n'est mentionné par l'exploitant moyennant quelques mesures préventives, dont :

- la mise en pression d'azote des puits immédiate et automatique dès l'arrêt de l'exploitation,
- le maintien de la pression à 11 bars pour éviter le dégazage à la production (point de bulle),
- la filtration à 1 µm de l'eau avant réinjection avec 2 jeux de filtres (filtres à panier en sortie du puits de production, filtres à cartouches avant réinjection) et un filtre témoin de contrôle de la filtration,
- le dégorgement du puits de production avant sa connexion au puits d'injection,
- le surpompage du puits d'injection avant sa mise en service,
- la possibilité de faire produire le forage d'injection par gaz lift (azote) en cas de nécessité.

#### **4.2.3. Pays-Bas**

La réalisation d'un doublet destiné à chauffer des serres de concombres et fleurs voisines a été menée en 1987 sous la direction de TNO dans le cadre d'un Programme National de Recherches aux Pays-Bas. Le forage de 1.673 m de profondeur a permis de tester la plupart des niveaux argilo-gréseux aquifères de cette zone et d'en équiper la partie inférieure avec des crépines pour réaliser un test en mars 1988. (CFG Services, 1992). La nécessité de réinjecter les saumures produites et le faible coût du gaz à l'époque ont conduit à l'arrêt de ce projet.

#### **4.2.4. Autriche**

A cause de transmissivités très faibles les dépôts argilo-gréseux du Bassin Styrien ne sont exploités qu'à des fins balnéaires. Les seuls projets produisant des débits importants exploitent les séries carbonatées dont les transmissivités sont de un à deux ordres de grandeur supérieures (Goldbrunner, 1999; Goldbrunner, 2005a; Goldbrunner, 2005b).

#### **4.2.5. Suède**

A Lund, en Suède, une opération multi-puits (4 puits de producteurs et 5 injecteurs) permet la mise en production d'un réservoir argilo-gréseux. Les grès, qui possèdent d'excellentes caractéristiques hydrodynamiques, sont peu profonds (500 m) et leur épaisseur varie entre 80 et 180 m.

Un puits de réinjection supplémentaire a été foré pour permettre, en cas de diminution de la capacité d'absorption des ouvrages par colmatage, de réintroduire dans le réservoir la totalité de la saumure produite. Aucun système de filtration n'a été mis en place en surface et l'eau géothermale provenant des différents puits producteur est simplement mélangée avant échange dans la station.

Chaque puits est équipé d'un tube de petit diamètre permettant l'injection d'air comprimé. Après une période d'arrêt les puits sont mis en production par air-lift pendant 2 heures, permettant ainsi un nettoyage de la zone proche du puits (crépine, massif de graviers, formation) et le réarrangement des grains du massif filtrant avant de repartir pour une nouvelle saison de chauffe.

#### **4.2.6. Italie**

L'opération géothermique de Metanopoli a été réalisée dans l'enceinte du siège de la firme pétrolière AGIP. Elle visait la mise en production d'un aquifère détritique situé dans les formations gréseuses du Miocène supérieur de la plaine du Pô.

Les couches recoupées par les deux puits du doublet étaient assez homogènes et corrélables. Il est probable que les corps gréseux soient étirés dans une direction Nord Est-Sud Ouest (axe du chenal d'un paléofleuve), ce qui confère au réservoir une excellente transmissivité dans cette direction.

Cependant, la très faible productivité des grès, de transmissivité inférieure à 2 D.m, n'a pas permis une exploitation économique de ce mauvais réservoir géothermique. L'installation a fonctionné parfaitement sur le plan technique jusqu'en 1991, date à laquelle elle a été arrêtée (CFG Services, 1992).

#### **4.2.7. Espagne**

Au début des années 1980 plusieurs études ont été conduites dans le bassin sédimentaire du Tage, au Nord de Madrid. Les forages de Tres Cantos, San Sebastián et Los Reyes ont produit, à partir des formations argilo-gréseuses tertiaires, des températures intéressantes, de l'ordre de 80°C. Les débits étaient compris entre 150 et 250 m<sup>3</sup>/h et les salinités oscillaient entre 25 et 100 g/l (Cuchi-Oterino *et al.*, 2000).

Des expériences de réinjection ont été planifiées (Ten Dam, 1984) mais l'exploitation de la ressource géothermale n'a pas été décidée malgré la bonne productivité. Nous n'avons pas trouvé d'information sur les raisons de ce choix.

#### **4.2.8. Royaume-Uni**

Le puits de Southampton, New Hampshire, a été foré pour mettre en production un réservoir argilo-gréseux situé à plus de 1.700 m de profondeur dans le Trias inférieur (Buntsandstein). Ce réservoir est constitué des grès de Sherwood (base de la série triasique) qui succèdent en continuité aux formations détritiques du Permien. L'assise se compose principalement de bancs de grès plus ou moins grossiers, de siltites, d'argilites bruns-rouges et de passées conglomératiques.

L'ouvrage a été exécuté en 1981, mais son utilisation comme puits de production date de 1987. L'opération est exploitée en puits unique avec rejet dans la Test. En effet, les différents puits d'exploitation réalisés dans la région du New Hampshire ont montré les bonnes possibilités géothermales de ces séquences gréseuses du Trias mais

l'existence de barrières de type structural ou sédimentaire réduit fortement les possibilités d'exploitation. Dans ces conditions de réservoir discontinu, à la fois sur le plan sédimentaire et sur le plan structural, l'implantation de forages d'injection se révèle alors très problématique (CFG Services, 1992).

### 4.3. COMPARAISONS

Le tableau 16 regroupe les caractéristiques de différentes opérations géothermiques européennes relevées dans la littérature.

sources	GEOTHERMA SA et GEOSOL (1981), Boisdet (1984), Vathaire (1984b), CFG Services (1992)
notes	1 : perforation du casing 9"5/8 pour tester l'ensemble Trias-Hettangien 2 : aucune amélioration notable du débit après traitement à l'acide 3 : teneur en solides très importante, échec de la réinjection et rejet dans la tamise

*Tableau 16 : Caractéristiques comparées de différentes exploitations européennes (cf. pages suivantes pour les données)*

## Réinjection des fluides géothermiques dans un réservoir argilo-gréseux

	France								
	Melleray		Achères		Cergy-Pontoise	Paris (Maison de la Radio)		Les Vergnes I	Plaisir Thiverval Grignon
code forage	GMY1	GMY2	A1	A2	CGY-1				
fonction	producteur	injecteur			producteur	chaud	froid		
profondeur									
type de forage	vertical	dévié (30° dans le réservoir)			vertical	vertical	dévié	vertical	
toit du réservoir	1416 m	1436 m	≈ 1900 m	1930 m	1927 m	492 m	480 m	1535 m	
épaisseur		170 m	60 m	15 m		37 m	>25 m	30 m	
	utile		10 m						10 à 15 m
stimulation			acidification					oui <sup>2</sup>	
transmissivité	avant stimulation	13,2 D.m	10,8 D.m	11,2 D.m		530 D.m	300 D.m	1,1 à 1,6 D.m	56 D.m
	après stimulation		19,25 D.m						
skin	avant stimulation		15	15					
	après stimulation		-2	10					
température production		73°C	78,6°C	78°C		27°C	27°C	88°C	
température réinjection									
salinité totale		38 g/l	93,6 g/l	93,6 g/l					<0,35 g/l
débit artésien			45 m <sup>3</sup> /h	25 m <sup>3</sup> /h					
pression statique en tête		≈ 5 bars	≈ 5 bars						
point de bulle		12,2 bars	13,7 bars						
incondensables		0,15 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	0,34 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>						
débit produit/injecté	150 m <sup>3</sup> /h								
indice de productivité			1,80 à 6,76 m <sup>3</sup> /h/bar	2,46 m <sup>3</sup> /h/bar					
indice d'injectivité			2,03 m <sup>3</sup> /h/bar	décroissance continue avec la durée du test					
boue de forage	boue bentonitique	boue à base de polymères (Flogel)			boue à base de polymères (Flogel)			boue à base de polymères (Flogel) dans le réservoir	
tubage	acier 13"3/8 de 0 à 299,69 m (chambre de pompage)	acier 7" de la surface au toit du réservoir	liner 7" à 1808 m		acier 13"3/8 de 0 à 300 m (chambre de pompage)			acier 7" jusqu'à 1600 m	
	acier 9"5/8 jusqu'au toit du réservoir				acier 9"5/8 jusqu'au toit du réservoir			réservoir prévu en 6"	
complétion	crépine inox 6"5/8 slot 0.8 mm	crépine inox 4"1/2 slot 0.8 mm	crépine 4" 1/2	crépine 4" 1/2	crépine inox <sup>1</sup> 6"5/8 slot 1 mm			crépine 4"1/2 à enroulement spirale	
massif de gravier	non	non	oui (trou 6" suralésé à 11")	oui (trou 6" suralésé à 11")	non (open-hole 8"1/2)			oui (trou suralésé 11")	

(Tableau 16, suite)

# Réinjection des fluides géothermiques dans un réservoir argilo-gréseux

	Allemagne							
	Bruchsal		Waren	Neubrandebourg	Prenzlau		Neustadt-Glewe	
code forage	Bruchsal 1	Bruchsal 2						
fonction	producteur	injecteur					producteur	injecteur
profondeur	1932 m	2542 m	1510 m	1500 m	1000 m			
type de forage	vertical	vertical						
toit du réservoir	1573 m	2281 m		1250 m			2200 à 2400 m	2200 à 2400 m
épaisseur	300 m	256 m		≈ 20 m				
utile								
stimulation								
transmissivité	avant stimulation	33 D.m					100 D.m	
	après stimulation							
skin	avant stimulation							
	après stimulation							
température production	116°C		60°C	52°C	42°C	42/10-20	≈ 95°C	
température réinjection			10 à 20°C	10 à 20°C				50°C
salinité totale	125 g/l		160	100 à 133 mg/l			220 mg/l	
débit artésien							non	non
pression statique en tête								
point de bulle								
incondensables								
débit produit/injecté			50 m <sup>3</sup> /h	100 m <sup>3</sup> /h	70 m <sup>3</sup> /h		110 à 120 m <sup>3</sup> /h	
indice de productivité								
indice d'injectivité				>20 m <sup>3</sup> /h/bar				≈ 55 m <sup>3</sup> /h/bar
boue de forage								
tubage				acier 9"5/8 jusqu'à 120 m				
				acier 7" jusqu'à 1240 m				
complétion			crépines fil enroulé	crépines 5"1/2			trou tenu (bonne tenu des formations)	tubage perforé et crépines à fil enroulé
massif de gravier			oui	oui (trou sur-alésé)				

(Tableau 16, suite)

## Réinjection des fluides géothermiques dans un réservoir argilo-gréseux

	Danemark		Suède		Italie		Angleterre	Pays-Bas	
	Thisted		Lund		Metanopoli			Asten (sables de Breda)	Asten (sables de Berg)
code forage	Thisted 2	Thisted 3			Metanopoli 2	Metanopoli 1	Southampton <sup>3</sup>		
fonction	producteur	injecteur	producteurs (4 puits)	injecteurs (5 puits)	producteur	injecteur	producteur		
profondeur	3280 m	1234 m	680 à 750 m	668 à 770 m		2500 m		1672 m	
type de forage	vertical	vertical			dévié (37° dans le réservoir)	vertical			
toit du réservoir	1229 m	1200 m			1941 m	1967 m	1729 m		
épaisseur			80 à 180 m		224 m	538 m	67 m		
	utile						16 m		
stimulation					acidification				
transmissivité	avant stimulation	70 à 110 Dm							
	après stimulation				1,22 à 1,4 D.m		3,3 D.m		
skin	avant stimulation						-2,9		
	après stimulation						-2,4 à -3,7		
température production	46°C		22 à 23 °C		63 à 64°C		76°C	35°C	59,5°C
température réinjection		10°C		4 à 6°C		≈ 40°C			
salinité totale	163 g/l		60 g/l		70/73 g/l		125 g/l		
débit artésien		non							
pression statique en tête									
point de bulle									
incondensables					>2 m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>				
débit produit/injecté			1.750 à 2.000 m <sup>3</sup> /h au total						
indice de productivité								13,7 m <sup>3</sup> /h/bar	2,9 m <sup>3</sup> /h/bar
indice d'injectivité		>16 m <sup>3</sup> /h/bar							
boue de forage									
tubage	tubage acier 13"3/8 jusqu'à 1064 m	tubage amovible en acier 7" jusqu'à 1169 m				tubage 5" jusqu'à 1902 m			
	tubage acier 9"5/8 jusqu'à 1204 m					puis tubing 3" 1/2 et packer d'isolation à 2.020 m.			
complétion	crépines 6" slot 0,3 mm	crépines 6" slot 0,3 mm	crépines acier 100 / 120 m		perforation à l'hyperjet		liner 9" 5/8 sabot 1700m		
massif de gravier	oui (trou sur-alésé 16")	oui (trou sur-alésé)	oui	oui			non (trou ouvert 12"1/4)		

(Tableau 16, suite et fin).



## 5. Recommandations pour une opération de réinjection dans une série argilo-gréseuse

On liste dans ce chapitre diverses recommandations préventives pour maximiser les chances de réussites d'une opération de réinjection de saumure géothermale dans une série argilo-gréseuse. Un important programme de recherches, mené par le BRGM et financé en partie par la communauté européenne, avait accompagné l'opération d'exploitation géothermique des formations argilo-gréseuses du Trias de Melleray. Ce programme a abouti à diverses conclusions qui sont complétées par les recommandations issues de la littérature.

### 5.1. ETUDE PROSPECTIVE, IMPLANTATION DU PUIT

Les hétérogénéités sédimentaires jouent un rôle important dans le contrôle des problèmes de productivité et d'injectivité d'une opération géothermale exploitant une formation clastique (cf. partie 2.1). En conséquence, il est important de caractériser ces hétérogénéités à la fois à l'échelle du bassin sédimentaire puis du réservoir. Cette caractérisation sera importante pour le dimensionnement et l'implantation des puits. Elle permettra par exemple d'identifier la direction des paléo-écoulements et l'orientation associée des corps gréseux qui peut générer une anisotropie de la transmissivité du réservoir. Elle permettra aussi de localiser les zones les plus propices à l'implantation d'un doublet géothermique (taux d'argile, diagénèse...).

Certains auteurs recommandent de choisir un réservoir géothermal où les transmissivités minimum ne sont pas inférieures à 50 D.m avec des épaisseurs de réservoir suffisamment épaisses, supérieures à 30 voir 60 mètres. On visera donc essentiellement des zones des grès amalgamés et relativement propres.

### 5.2. CONCEPTION ET REALISATION DES PUIT ET DES INSTALLATIONS DE SURFACE

#### 5.2.1. Conception des puits

##### *Schéma d'exploitation*

Le schéma classique de mise en œuvre d'une opération géothermique est l'utilisation d'un doublet (cf. partie 1.1.3).

Dans l'hypothèse où l'injectivité du réservoir s'avérerait insuffisante pour absorber le débit d'exploitation avec des pressions acceptables, il peut être envisagé **de réinjecter les eaux dans deux (triplet) ou plusieurs puits séparés** (cluster multi-puits). Ce schéma a par exemple été choisi sur l'exploitation de Lund en Suède (cf. partie 4.2.5).

Cette solution reste néanmoins forcément coûteuse puisqu'elle implique la réalisation de puits supplémentaires.

Si la géochimie des eaux et la législation le permettent, on peut envisager une solution multi-aquifère avec par exemple, dans le Bassin parisien, un puits producteur exploitant le Trias, plus chaud, et un puits injecteur dans le Dogger plus perméable. De plus, ce schéma peut être retenu sur un doublet épuisé exploitant le Dogger. Ceci peut réduire considérablement les frais de forage en ne nécessitant que l'approfondissement du producteur. Enfin des schémas complexes, nécessitant des complétions adaptées, peuvent être envisagés pour utiliser simultanément plusieurs niveaux aquifères (par exemple, dans le Bassin parisien, plusieurs aquifères du Trias).

### ***Dimensionnement du puits***

Les pertes de charges dans les tubages augmentent les pressions de pompage nécessaires pour la production et l'injection des débits souhaités. Elles sont donc génératrices de coûts d'exploitation et devront être minimisées.

A débit fixé, les pertes de charges sont proportionnelles à la longueur du tubage dans lequel le fluide circule et inversement proportionnelles à la puissance cinquième de son diamètre. On limite donc les pertes de charges en choisissant des diamètres de forage et de crépines aussi grands que techniquement et financièrement possible.

Néanmoins, la réalisation des forages, conduites et autres équipements en gros diamètres peut entraîner des surcoûts non négligeables surtout à grande profondeur. Il s'agira donc d'un choix avant tout économique à évaluer en fonction de chaque projet.

On cherchera également, dans la mesure du possible à éviter les pertes de charges singulières liées à la présence d'obstacle sur le réseau. On évitera les vitesses excessives et les variations locales et brutales de pression (surpression ou sous-pression) pour obtenir des écoulements aussi réguliers et laminaires que possible au droit du réservoir et dans l'ensemble de la boucle géothermale.

De plus on veillera à approfondir le puits afin de dépasser la formation cible et créer un piège à sédiments (*poubelle* ou *rathole*) de taille suffisante. Ce piège peut pourra recueillir les particules décantant par gravité à l'arrêt du puits et évitera le colmatage trop rapide du puits par remplissage.

Enfin, l'utilisation de forages déviés en augmentant la surface de contact éventuelle avec des formations perméables, permet de réduire les pressions de pompages. Le coût est un peu supérieur à celui d'un forage vertical. Dans le cas où un seul forage dévié pourrait être effectué on essaiera de le destiner à l'injection des fluides.

### ***Dimensionnement des pompes***

On devra anticiper une dégradation probable de l'indice d'injectivité des formations argilo-gréseuses. Le matériel impliqué, et tout particulièrement la pompe d'injection, devra être dimensionné en conséquence et le coût d'exploitation évalué en tenant

compte de cette dégradation progressive et des opérations curatives périodiques éventuelles.

On pourra éventuellement envisager le choix d'une pompe qui permette, à l'instar des pompes pétrolières, l'injection à une pression proche de la pression de fracturation de la roche pour pouvoir pallier les problèmes de colmatage.

### **Choix des matériaux**

#### **• Rôle des tubages**

Les tubages (casings) généralement utilisés par les pétroliers pour réaliser des forages profonds ont pour rôle principal de :

- soutenir les parois du forage (résistance mécanique),
- isoler et protéger les zones non captées (étanchéité),
- transporter les fluides du réservoir vers la surface,
- accueillir du matériel de mesure ou/et de production (pompe),
- supporter des interventions de maintenance et de mesure (logs).

#### **• Types de tubages utilisés**

Les tubages en acier de grade pétrolier (K55, N80) répondent bien à ces obligations précédentes mais sont sensibles à la corrosion par des fluides agressifs, comme par exemple de nombreux fluides géothermaux. Pour limiter cette corrosion, des traitements chimiques et/ou des précautions préventives particulières doivent donc être mises en œuvre dans le cas de leur utilisation en géothermie.

Les tubages en acier spéciaux (inox AISI 316 L par exemple) résistent mieux à certains types de corrosion, mais sont souvent mécaniquement moins résistants. Ils sont fragiles vis-à-vis de certaines agressions mécaniques, et difficiles à mettre en œuvre. Ils sont surtout extrêmement coûteux. Il paraît difficile d'en envisager l'utilisation comme cuvelage dans la construction des forages profonds. Il constitue par contre assez fréquemment le matériau constitutif des crépines.

Les tubages en acier revêtu présentent les mêmes caractéristiques mécaniques que les tubages acier, et, du fait de leur revêtement intérieur, peuvent être rendus insensibles à la corrosion. Toutefois, leur mise en œuvre est parfois délicate au niveau des raccordements. Ils sont par contre extrêmement vulnérables aux actions mécaniques (chocs, poinçonnage, rayures, frottements) et de ce fait totalement incompatibles avec des actions de forage ou des interventions sur le puits. On réservera donc leur usage à des complétions amovibles (colonne de pompage, chemisage de puits), dans lequel on ne descendra pas de matériel pouvant endommager le revêtement.

Les tubages en matériaux inaltérables (composite fibre de verre...) présentent l'avantage d'être insensibles à la corrosion. Certaines fibres de verre peuvent néanmoins parfois réagir à certaines attaques chimiques, devenir poreuses et/ou perdre leur cohésion (bullage, désolidarisation de la fibre et du liant). Mécaniquement les tubages en fibre de verre sont moins résistants que les tubages acier. Comme les tubages revêtus, ils sont extrêmement sensibles aux agressions mécaniques, avec, de surcroît, un risque d'attaque chimique à partir des blessures) Comme pour ces derniers, on réservera leur utilisation à des tubages amovibles.

Enfin, on peut également envisager d'introduire derrière le tubage de production un fluide protecteur, comme sur le site de Neustadt-Glewe (Seibt, 2005).

#### • **Recommandations**

Dans de nombreux cas, les problèmes rencontrés au cours de l'exploitation sont issus de la corrosion des matériaux constituant la boucle géothermale. Cette corrosion peut aboutir à l'arrêt de l'exploitation par colmatage des puits ou vieillissement prématuré des ouvrages.

Les matériaux constitutifs des forages sont les premiers concernés. Les tubages peuvent se dégrader assez rapidement (avec formations de plaquettes d'oxydes de fer) et entraîner des désordres divers : colmatage du puits d'injection, perforation, fuite... Une corrosion importante des tubages peut entraîner une diminution de leur épaisseur et donc de leur résistance mécanique. Elle peut conduire à terme à un effondrement partiel ou total du puits, entraînant souvent la perte de l'ouvrage.

L'usage des tubages en acier de grade pétrolier reste quasiment incontournable lors de la réalisation des forages profonds. Néanmoins, pour empêcher leur corrosion, il est tout à fait envisageable d'installer dans les forages, une fois ceux-ci réalisés, des colonnes amovibles en matériaux inaltérables servant à la production et à l'injection des fluides, évitant ainsi un contact direct entre l'acier des cuvelages et l'eau du réservoir géothermique.

### ***Choix de la complétion***

#### • **Crépines**

Dans les formations argilo-gréseuses, la mise en place de crépines semble être la règle, sauf dans les cas exceptionnels de formations particulièrement massives et cohésives.

On choisira de préférence des crépines de bonne qualité hydraulique afin de limiter autant que possible des écoulements turbulents à l'entrée du réservoir et limiter les pertes de charge. A débit et diamètre fixés, la mise en place d'une complétion de qualité favorisant des écoulements hydrauliques laminaires, apportant un minimum de pertes de charge et répartissant le débit au mieux dans le réservoir, est à privilégier.

En ce sens, le choix de crépines de type « fil enroulé » (*wire wrapped*) paraît le plus judicieux. Il sera proposé, autant que possible, et préféré à des crépines moins performantes de type « perforé » (*slotted*), de type mixte (tube perforé recouvert de fil enroulé, plus résistant mais un peu moins performant), ou aux classiques perforations du casing (méthode souvent utilisée par les pétroliers).

#### • Massif de graviers

La présence d'un massif de gravier (*gravel pack*) dans l'exploitation des formations argilo-gréseuses n'est pas systématique. Il est clair que la mise en place d'un massif de graviers à grande profondeur et sur une hauteur importante (plus de 20 m) est une opération délicate, difficile à réaliser, et dont le succès n'est pas assuré, en particulier dans les puits déviés.

L'utilisation d'un massif de graviers est particulièrement important pour lutter contre les problèmes de venues de sables et la déstabilisation possible de la formation gréseuse (Santarelli *et al.*, 2000).

#### • Sur-alésage

Le sur-alésage du puits (*underreaming*) consiste à élargir son diamètre au niveau de la formation captée. Il permet ainsi d'augmenter le rayon efficace du puits et de diminuer la vitesse d'écoulement et les pertes de charge associées au voisinage du puits. Le sur-alésage autorise également la mise en place d'un massif de gravier de plus grande épaisseur. Il présente les mêmes difficultés que la mise en place d'un massif de gravier (*cf. supra*).

Nonobstant les contraintes techniques, deux tendances semblent se dégager. L'une consiste à réaliser un sur-alésage aussi important que possible, considérant l'intérêt qu'il y aurait d'exposer la plus grande surface possible de formation et un massif de graviers épais afin de permettre des écoulements lents et non turbulents à l'entrée du réservoir. L'autre tendance considère que le gain global d'une telle opération est faible compte tenu des difficultés de réalisation (coût, risque pour le forage, risque d'avoir une complétion incomplète et insatisfaisante). Elle préfère augmenter la longueur de réservoir traversé, en effectuant par exemple un forage en déviation, plutôt que d'augmenter la surface exposée en augmentant le diamètre du puits.

Enfin, l'alésage permet, après réalisation du puits, de nettoyer les dépôts colmatant éventuels (*cake*) liés à la circulation des boues de forage.

#### • Recommandations

Sauf le cas très particulier de formation particulièrement massive et ne présentant aucun risque de délitage ou d'éboulement, la mise en place de crépines paraît nécessaire.

La mise en place d'un massif de gravier ou le sur-alésage ne s'imposent pas systématiquement. Il sera privilégié dans les forages où son installation peut se faire

sans trop de contrainte (forage vertical, profondeur moyenne, aquifère de faible épaisseur).

Cependant, en n'installant pas de massif de gravier on s'expose au risque de venues de sable et éventuellement de déstabilisation de la formation (Santarelli *et al.*, 2000). Pour plus de détails, on pourra consulter les travaux de Morita *et al.* (1998) et Price-Smith *et al.* (2003) qui présentent des recommandations méthodologiques pour lutter contre les venues de sables.

On pourra recourir à l'utilisation de double crépines intégrant déjà le massif de graviers (*pre gravel-packed*) (CFG Services, 1992).

Quand le choix se présente, on utilisera de préférence un puits d'injection dévié afin de favoriser la longueur de réservoir traversée.

## **5.2.2. Réalisation des puits et installations de surface**

### ***Scénario réversible***

Pour la réalisation d'un doublet, et dans la mesure du possible, on choisira un scénario de réalisation des travaux permettant le choix définitif de l'injecteur après foration des deux puits. De même pour un scénario multi-puits on essaiera de garder la possibilité de choisir les injecteurs parmi les puits présentant les meilleurs indices d'injectivité.

### ***Suivi des opérations***

L'acquisition d'informations au cours de la foration et des travaux de complétion, ainsi que leur archivage sont primordiaux. Accumuler de nombreuses informations peut paraître redondant mais celles-ci peuvent se révéler précieuses en cas de difficultés et d'identification des causes de ces difficultés : *cuttings* et, si possible, carottes du réservoir, diagraphies, débit-métrics, analyses chimiques par niveau producteur. Ces informations serviront, suivant la phase de réalisation, au dimensionnement de certains organes (pompes, traitement des eaux...). Ceci suppose des interventions précises et planifiées.

### ***Foration***

#### **• Choix de la boue de forage**

Une attention particulière devra être apportée au suivi des opérations de forage et aux techniques mises en œuvre pour les réaliser, soient notamment :

- la définition et la surveillance de la qualité des boues utilisées ainsi que la finesse de leur filtration,

- un suivi en continu des paramètres chimiques sur filtrats des boues ou échantillons locaux,
- un suivi bactériologique et, le cas échéant, la mise en œuvre de bactéricides avant, pendant ou après le forage.

Le fluide de forage et les produits utilisés pour constituer la boue, doivent être compatibles avec le fluide présent dans la formation gréseuse. La plus légère incompatibilité peut causer des incrustations irréversibles et l'obturation des pores par des particules, très difficiles à enlever (cf. partie 1.4.4).

La même procédure doit être appliquée pour les fluides de complétion. Une acidification sans étude de compatibilité préalable sur carottes et sur les fluides peut, en effet, aboutir à une réduction de perméabilité irréversible.

#### • Nettoyage

Une fois que les puits de production et de réinjection ont été complétés, ces puits doivent être soumis à des essais de débit de longue durée, pour éliminer toute trace de fluides de forage ou de complétion. Un alésage peut également permettre de les nettoyer mais on devra prévoir l'évacuation ou le stockage des débris résultant.

#### ***Mise en place de la complétion***

La variabilité importante des faciès dans les formations détritiques peut entraîner des problèmes d'identification précise des niveaux producteurs et des difficultés de positionnement des crépines par rapport à ceux-ci. La mise en place d'un massif de gravier peut éventuellement pallier ce problème lorsque les alternances entre niveaux producteurs et argileux sont trop fréquentes.

#### ***Dimensionnement des filtres***

Le plus souvent, les désordres observés dans le puits d'injection proviennent du colmatage du réservoir par des particules véhiculées par le fluide géothermal. Pour lutter contre ce phénomène il est souvent proposé de décanter ou de filtrer l'eau du circuit.

Après la détermination exacte des caractéristiques des particules présentes dans le fluide géothermal produit, une série d'essais peut être faite sur des carottes de la série clastique en injectant et en observant l'effet de différents fluides à concentrations de particules variables. Les résultats de ces essais et études donneront les paramètres nécessaires pour déterminer le type de système de filtration ou/et de traitement chimique à appliquer aux fluides avant la réinjection.

Compte tenu des débits en jeu, la décantation est une méthode difficile à mettre en œuvre dans le cadre d'une boucle géothermale. Elle a, en outre, l'inconvénient de favoriser une aération des eaux propices à des modifications chimiques défavorables (formation fréquente d'hydroxydes de fer...).

On recommande généralement, de manière préventive et en complément des mesures anticorrosion, la mise en place sur la boucle de surface de deux systèmes de filtration. Le premier, le plus en amont de l'échangeur est relativement sommaire. Le second, situé le plus en aval possible par rapport à l'échangeur, est plus sophistiqué et permet une filtration très fine dont le seuil est déterminé à partir des tests précédents.

Ces filtres sont de différents types : à panier, à cartouche, de contrôle... Ils permettent de retenir les particules jusqu'à 1 micron. Cependant, ils ne protègent qu'une partie de la boucle : les particules qui apparaîtraient dans le puits d'injection ou qui proviendraient de sa dégradation ne sont pas retenues.

### **Stimulations**

La stimulation des réservoirs gréseux peut intervenir :

- au moment de la mise en production de l'ouvrage,
- pendant l'exploitation, pour remédier à un désordre occasionnel ou un colmatage de la formation,
- de manière périodique et planifiée, lors du changement de pompe, du nettoyage des tubages, du dégorgement du puits d'injection...

Les traitements chimiques consistent principalement à injecter des produits (acides, polyphosphates), nettoyant le réservoir et/ou augmentant artificiellement la porosité et la perméabilité des formations à proximité du puits par dissolution.

Les nettoyages et les stimulations hydrauliques (dégorgement, air-lift, pompage) remplissent le même rôle de nettoyage et de lavage en provoquant une circulation forcée de l'eau de la formation vers l'extérieur du puits et entraînant les particules pouvant entraîner son colmatage.

Les traitements mécaniques (élargissement, fracturation hydraulique) visent à créer, dans un espace restreint autour du puits, artificiellement de la porosité et augmenter le rayon efficace du puits en augmentant les surfaces de contact avec des formations perméables *via* de nouvelles fractures.

Il est difficile de prévoir le résultat de ces différentes méthodes de stimulation et elles n'ont pas toujours l'effet bénéfique escompté sur les formations traitées. Par exemple :

- Les élargissements (sur-alésage) sont relativement difficiles à réaliser dans de bonnes conditions à grande profondeur, sur de grandes hauteurs, ainsi qu'en puits déviés. Le puits peut être ainsi involontairement endommagé voire rendu inutilisable.
- Les acidifications ne posent en général que peu de problèmes mais agissent avant tout sur les parties les plus perméables du réservoir. L'acide suit les canaux d'écoulement les plus perméables au détriment des zones moins perméables qui

constituent les cibles du traitement. On devra également tenir compte d'un éventuel impact corrosif sur les tubages en contact avec l'acide pendant les opérations.

- Les traitements aux polyphosphates (dispersant) peuvent avoir des effets divers sur les argiles des formations. Le résultat de la dégradation des argiles par les polyphosphates devrait être contrôlé avant tout usage afin de s'assurer de ne pas conduire à une situation qui conduirait à faciliter le colmatage du puits d'injection par les résidus argileux.
- La fracturation hydraulique peut s'avérer temporairement positive dans un premier temps, mais les fractures peuvent ensuite se refermer progressivement sous l'effet de la pression litho-statique. Il faut donc s'assurer que la formation conserve les fractures ouvertes ou prévoir un soutènement en introduisant un remplissage adéquat : injection de sable ou autres particules...

### **5.2.3. Synthèse des recommandations**

La réalisation d'ouvrages profonds, généralement au-delà de 500 m de profondeur, et éventuellement déviés, implique l'utilisation de technologies et de matériel pétrolier. Il s'agira donc d'adapter la conception des ouvrages aux spécificités de la géothermie.

Pour la foration de formations argilo-gréseuses, on recommandera :

- la construction des ouvrages dans les plus grands diamètres économiquement envisageables,
- la mise en place de casings de soutènement du puits en acier de grade pétrolier,
- la mise en place de crépines inox de type « fil enroulé » (wire-wrapped), ayant un slot aussi large que possible, tout en répondant à la granulométrie des formations,
- le chemisage total ou partiel du puits de production avec un tubing amovible en matériaux inaltérables, et pour un chemisage partiel un traitement anticorrosion préventif devra être envisagé,
- la mise en place de filtres en tête de puits,
- le chemisage total du puits de réinjection en matériaux inaltérables,
- l'utilisation de produits inhibiteurs dans l'intervalle casing-tubing,
- la réalisation, si possible, du puits d'injection en déviation,
- l'utilisation, lors de la foration du réservoir, de boue dégradable.
- pas de massif de graviers autour des crépines, sauf nécessité en cas de très mauvaise tenue mécanique des formations (risque d'effondrement),

A noter que l'utilisation d'un massif de gravier est à considérer avec soin. Certains experts préfèrent de pas l'utiliser ne serait-ce parce que sa mise en place est une opération délicate, surtout sur un puits dévié, et dangereuse pour les caractéristiques du puits. De plus, il peut constituer une zone d'accumulation de particules injectées et conduire rapidement à des surpressions à l'injection. Cependant, son rôle dans la tenue des formations peu consolidées et dans le contrôle des venues de sable est absolument primordial. Son utilisation est ainsi préconisée dans l'exploitation pétrolière des champs argilo-gréseux en Mer du Nord. On peut également se demander dans quelle mesure l'utilisation d'un massif de gravier aurait pu éviter la détérioration brutale des caractéristiques d'injectivité de l'opération géothermique de Melleray.

De manière générale toutes les opérations de stimulations visant à augmenter le rayon efficace du puits et la transmissivité à ses alentours sont a priori bénéfiques : suralésage, acidification, fracturation... On relèvera que les pétroliers pratiquent fréquemment la réinjection de saumures au seuil de fracturation de la roche, ce qui permet de lutter efficacement contre l'endommagement lié aux particules.

## **5.3. EXPLOITATION**

### **5.3.1. Suivi de l'exploitation**

Le suivi de différents paramètres peut permettre d'anticiper certains problèmes et de les éviter. L'archivage de toutes les opérations et les mesures effectuées sur les puits est particulièrement précieux pour l'identification des causes d'un éventuel problème. Le relevé de l'évolution de l'indice d'injectivité des injecteurs peut ainsi permettre de planifier des nettoyages préventifs pour éviter un colmatage total (*cf.* le diagramme de la figure 53 issu d'une étude technico économique de l'injection de saumure sur une opération pétrolière, Palsson *et al.*, 2003).

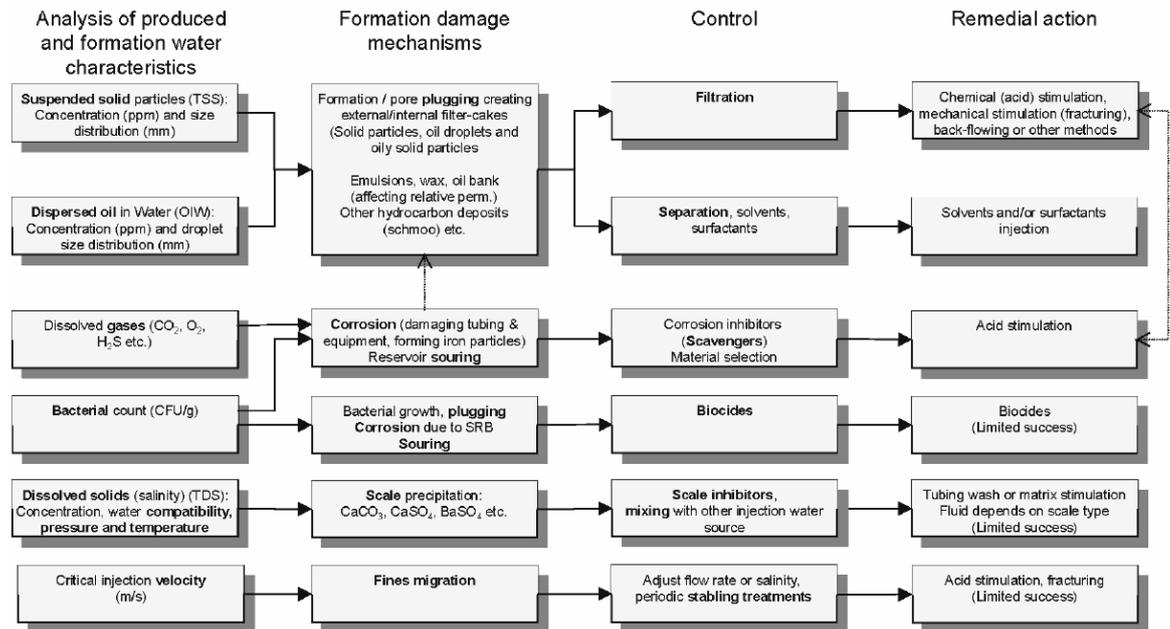


Figure 53 : Causes de dégradation de l'injectivité d'un puits, mécanismes de contrôle et de remédiation (Palsson et al., 2003)

Des procédures minutieuses de suivi permettent d'apprécier des variations de propriétés du fluide qui peuvent parfois apparaître à plus ou moins long terme. On effectuera des prélèvements périodiques de fluide, en un point le plus en amont possible du puits de production, et en un autre point le plus en aval possible du puits de réinjection. On pourra ainsi mettre en évidence les déséquilibres éventuels des compositions chimiques, à l'origine des dépôts : fuites dans les canalisations, de liquide ou de gaz...

Enfin, à la faveur d'interventions lourdes on auscultera systématiquement le puits : côte de fond de puits, diamètre de précision, état du tubage et du découvert, débit-métrie...

### 5.3.2. Stimulations périodiques

On envisagera des stimulations périodiques pour rétablir l'injectivité. En particulier, on mettra périodiquement en production les puits d'injection.

Ainsi, il peut être envisagé de profiter des périodes énergétiquement creuses de l'été pour faire débiter le puits d'injection (dégorgement artésien, air-lift, pompage). On portera toutefois une attention particulière aux phénomènes de corrosion accélérés que pourraient induire ces actions (on préférera réaliser un gaz-lift avec de l'azote au lieu de l'air). Les puits d'injection pourront être équipés avec un système d'air lift fixe pouvant être actionné dès l'identification d'un problème de colmatage.

Cette pratique pose toutefois le problème du rejet des eaux géothermales d'exhaure produites. La réinjection dans le puits de production devra être étudiée attentivement, en prenant particulièrement en compte les risques de corrosion et de colmatage. En cas de rejet dans le milieu extérieur, le refroidissement et la salinité imposeront parfois de réaliser une dilution des fluides avant rejet final. Cette dilution peut augmenter considérablement les volumes à rejeter et par conséquent les volumes de stockage nécessaires et les coûts associés.

### **5.3.3. Gaz et problème associés**

On préférera les opérations de gaz-lifts à l'azote aux traditionnels air-lifts à l'air comprimé pour éviter l'oxygénation des eaux entraînant la précipitation d'hydroxydes de fer.

Pour éviter la formation de micro-bulles dans la boucle géothermale, on essayera dans la mesure du possible de conserver dans l'ensemble du circuit une pression nettement supérieure à la pression d'apparition du point de bulle. On peut également envisager le dégazage à pression atmosphérique avec séparation de la phase gazeuse. Les risques de dépôt, que cette pratique est susceptible d'entraîner, sont minimisés si le dégazage a lieu après l'échangeur de chaleur (CFG Services, 1992).

Pour éviter les problèmes d'oxydation, on mettra sous atmosphère inerte les zones dénoyées lors de l'arrêt des installations de manière systématique. Cette solution est très souvent retenue, et parfois automatisée dans les exploitations géothermiques décrites en Allemagne et au Danemark.

De même une sur-pressurisation de la boucle géothermale en fonctionnement avec de l'azote peut permettre d'éviter la pénétration d'oxygène de l'air (système retenu à Neustadt-Glewe).

### **5.3.4. Traitement des fluides géothermaux**

Le traitement des eaux géothermales permet :

- de protéger les tubages en acier et le circuit géothermal primaire des atteintes de la corrosion ou de ralentir de façon conséquente ses effets (inhibiteurs de corrosion) ;
- d'empêcher la formation et le dépôt de certains minéraux du fait des modifications physico-chimiques des eaux (inhibiteurs de croissance cristalline).

Les traitements sont de type préventif, c'est-à-dire mis de façon permanente en application pendant la durée de vie des ouvrages, ou curatif, c'est-à-dire uniquement mis en œuvre pendant les périodes d'entretien ou d'intervention sur les puits.

Parmi les traitements préventifs, on retiendra les actions suivantes :

- le traitement chimique par injection dans le circuit géothermal de produits anti-corrosions adaptés aux eaux et aux aciers à protéger, méthode du tubing d'injection en fond de trou utilisée pour les opérations au Dogger du Bassin parisien ;
- le traitement des éventuels espaces annulaires en utilisant des produits neutralisants ou inhibiteurs ;
- les traitements bactéricides pour éviter les proliférations éventuelles.

Parmi les traitements curatifs, on note toute une gamme de nettoyages mécaniques, hydrauliques, chimiques, ou la combinaison de ces actions. Ces traitements permettent souvent de retrouver partiellement ou totalement les caractéristiques initiales de production, mais n'évitent pas une lente dégradation des ouvrages.

Enfin, on peut mentionner des méthodes électromagnétiques et acoustiques de conditionnement du fluide géothermal réinjecté. Cependant, dans le cas de l'exploitation d'un réservoir argilo-gréseux, elles ne sont d'aucun effet sur le colmatage essentiellement lié à la présence de particules dans le fluide géothermal (Vernoux *et al.*, 1997).

### **5.3.5. Injection à la pression de fracturation**

L'élimination totale des particules du fluide injecté étant impossible, les pétroliers pratiquent de manière routinière l'injection de saumures à une pression proche de la pression de fracturation des roches. La propagation de la fracturation dans la formation permet le maintien des caractéristiques d'injectivité malgré la formation d'un cake peu perméable à la surface des fissures. Cette méthode est considérée comme la seule permettant de maintenir l'injectivité d'un puits dans le temps (Santarelli, 2008).

### **5.3.6. Mesures diverses**

On maintiendra une pression de pompage mécaniquement acceptable pour la formation gréseuse et le massif de graviers filtrant.

On veillera à assurer un écoulement dans le circuit qui évite les variations locales et brutales de pression (surpression ou sous-pression). En particulier on évitera les fermetures brusques du puits pouvant déstabiliser les formations (Santarelli, 2000).

Après arrêt de l'injection, on observera une période de repos qui permette la décantation des particules en suspension dans le piège à sédiments, qui devra être de profondeur suffisante.

Avant tout redémarrage de l'installation, on pourra également laisser le du puits de production débiter sans injection pendant quelques dizaines de minutes. Se posera alors le problème du stockage et du rejet des volumes de fluides produits pendant cette courte période.

## 5.4. LE CAS DU TRIAS DU BASSIN DE PARIS

### 5.4.1. Potentiel

Plus étendu et plus chaud que le réservoir du Dogger, le réservoir du Trias a par contre une productivité plus variable, en général moins bonne, expliquée par des dépôts détritiques présentant une très forte hétérogénéité sédimentaire. Il semble, en revanche, présenter une relative homogénéité chimique.

Les valeurs de transmissivités sont très hétérogènes mais quelques tests indiquent que la semelle détritique peut présenter localement de bonnes caractéristiques malgré une épaisseur relativement réduite (Housse et Maget, 1976, Bouchot *et al.*, 2008). Les transmissivités relevées dans les aquifères du bassin sédimentaire d'Allemagne du Nord sont souvent supérieurs d'un à deux ordres de grandeur.

### 5.4.2. Construction d'un doublet virtuel exploitant le Trias du Bassin parisien

#### ***Puits de production***

Opérations successives :

- foration :
  - o 0-100 m : forage en 24 (ou 26"). Mise en place d'un tubage acier 18"5/8 (ou 20") permettant d'isoler les formations superficielles (quaternaire ou tertiaires) éventuellement exploitées.
  - o 100-600 m : forage en 17"1/2. Mise en place d'un tubage acier 13"3/8 assurant la protection de l'Albien. Ce tubage servira également à protéger la zone de *build-up* en cas de forage dévié. Il accueillera également la future chambre de pompage.
  - o 600-1700 m : forage en 12"1/4. Mise en place d'un tubage acier 9"5/8 au toit du Trias.
  - o 1700-1900 m : forage en 8"½ dans le réservoir. Mise en place de crépines inox 6"5/8.
- mise en eau du puits,
- essais de production/injection,
- stimulations éventuelles,

- mise en place d'une complétion d'exploitation en fibre de verre constituée : d'une chambre de pompage sur 300 m (tubing 229.9 / 196.6 mm) et d'un tubing de production 176/150.6 mm jusqu'en tête des crépines ;
- traitement de l'annulaire avec un produit inhibiteur.

### ***Puits d'injection***

Opérations successives :

- foration :
  - o 0-100 m : forage en 24 (ou 26"). Mise en place d'un tubage acier 18"5/8 (ou 20") permettant d'isoler les formations superficielles (quaternaire ou tertiaires) éventuellement exploitées.
  - o 100-600 m : forage en 17"1/2. Mise en place d'un tubage acier 13"3/8 assurant la protection de l'Albien. Ce tubage servira également à protéger la zone de build-up en cas de forage dévié.
  - o 600-1700 m : forage en 12"1/4. Mise en place d'un tubage acier 9"5/8 au toit du Trias.
  - o 1700-1900 m : forage en 8"½ dans le réservoir. Mise en place de crépines inox 6"5/8.
- mise en eau du puits,
- essais de production/injection,
- stimulations éventuelles,
- mise en place d'une complétion d'exploitation en fibre de verre constituée d'un tubing de production 176/150.6 mm jusqu'en tête des crépines,
- traitement de l'annulaire avec un produit inhibiteur.



## 6. Conclusions et perspectives

L'échantillonnage des fluides du bassin de Paris réalisé pour cette étude comporte :

- quatre points de prélèvements dans la partie centrale du Bassin de Paris : (i) champ de Chaunoy captant soit un niveau d'argiles anhydritiques dans les « Grès de Chaunoy » du Keuper supérieur soit les « Grès de Donnemarie » du Muschelkalk et Keuper inférieur, (ii) champs de Champotran et de La Torche captant les « Grès de Donnemarie » ,

- et deux points de prélèvements en bordure du Bassin de Paris : Châteauroux (Keuper gréseux) et Santenay.(recouvrement gréseux triasique du socle hercynien du Morvan)

L'étude géochimique des ces eaux montre que :

- les eaux profondes minéralisées des forages de Chaunoy et de Champotran présentent de fortes salinités (autour de 120 g/l) avec des compositions chimiques et isotopiques très comparables ;
- l'eau du forage de La Torche possède une salinité encore plus élevée (168 g/l) avec des caractéristiques isotopiques sensiblement différentes ;
- les géothermomètres chimiques appliqués à ces fluides donnent des valeurs de températures qui se situent entre 85 et 95°C ;
- les fluides situés en bordure du bassin ont des caractéristiques nettement différentes : moins minéralisées,, plus superficielles et plus froides (de 45 à 50°C).

Les température calculées par géothermométrie sont accord avec les estimations obtenues par les cartes d'isothermes (Bouchot et al., 2008) pour les réservoirs des « Grès de Chaunoy » et des « Grès de Donnemarie ».

L'étude du rapport d'activité ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ) des eaux en fonction de la distance par rapport à la zone de recharge permet, en première approximation, de déterminer une vitesse moyenne d'écoulement d'environ 0,25 mètre par an, ce qui correspond à un « âge » d'environ 1 Ma pour les eaux des champs de Chaunoy, Champotran et la Torche.

D'une manière générale, la caractérisation isotopique « classiques » (isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène, isotopes du strontium) des eaux issues des réservoirs détritiques du Trias montre un bon accord avec celles de la littérature . Pour les isotopes du bore, du néodyme et du lithium, ces données contribueront à l'établissement d'un référentiel. Cela permettra une meilleure compréhension des

interactions eau-roche dans le Trias et une caractérisation plus précise des éventuels échanges entre les réservoirs du Dogger et du Trias.

Enfin, des simulations géochimiques à partir de la composition de ces eaux montrent que les risques de précipitation de minéraux, au cours d'une éventuelle réinjection de ces fluides, à plus faible température, semblent être très réduits.

Dans la mesure où ces eaux constituent un milieu plutôt réducteur (absence d'oxygène en profondeur), il est conseillé d'éviter un contact direct avec l'atmosphère afin d'empêcher d'éventuelles précipitations d'oxy-hydroxydes de fer, au cours de la réinjection dans le sous-sol.

En revanche, les concentrations en silice dissoute sont trop faibles pour qu'il se produise une précipitation d'alumino-silicates. Il en va de même concernant la précipitation de phases carbonatées dans la mesure où la réinjection concerne un fluide refroidit.

Si les risques de dépôts sont limités, en revanche, les problèmes de corrosion dus aux fortes concentrations de chlorure de ces eaux (surtout La Torche), peuvent être importants.

La partie bibliographique de cette étude présente les différents processus pouvant s'opposer à l'injection de saumures géothermiques refroidies dans des séries argilo-gréseuses. Elle passe en revue les phénomènes physiques généraux responsables de pertes d'injectivité. Parmi ces phénomènes, les déséquilibres chimiques entre le fluide injecté et la formation réservoir peuvent conduire à des précipitations et obstruer les pores.

La forte hétérogénéité spatiale des dépôts argilo-gréseux rend difficile l'identification systématique, dans un bassin sédimentaire, des zones favorables à la réinjection des saumures, et plus généralement à l'implantation d'une opération géothermique. La forte variabilité des faciès réservoir va jouer un rôle prépondérant sur la connectivité des dépôts à l'échelle du doublet et elle peut expliquer les difficultés observées à la réinjection (anisotropie, surpressions...).

A l'échelle du pore la présence de particules argileuses facilement mobilisables par l'écoulement peut endommager la perméabilité. Ces particules peuvent se comporter comme des clapets et conduire à l'existence de seuils hydrodynamiques au-dessus desquels l'injectivité du puits se détériore progressivement.

Enfin, la littérature pétrolière présente plusieurs cas de détérioration brutale de l'injectivité liés à la déstabilisation de formations peu consolidées et à la venue rapide de sable. Ces détériorations sont systématiquement reliées à une fermeture brutale de puits injecteur.

Après une revue rapide d'opérations géothermiques européennes qui souligne la forte variabilité des situations (paramètres pétrophysiques, stratégies adoptées...), un

ensemble de recommandations est proposées pour réussir une opération de réinjection dans une série argilo-gréseuse. Parmi celles-ci on notera que le choix de l'utilisation ou non d'un massif de gravier est l'une des questions les plus importantes à trancher. Ce dispositif permet le contrôle des venues de sables et stabilise la formation autour du puits mais il peut être très délicat à mettre en place, en particulier dans les puits déviés. On veillera également à l'étanchéité de la boucle géothermale pour éviter la formation d'oxy-hydroxydes. Dans la mesure du possible on mettra en place un dispositif de filtration avant réinjection. De manière générale toutes les opérations de stimulations visant à augmenter le rayon efficace du puits et la transmissivité à ses alentours sont a priori bénéfiques : sur-alésage, acidification, fracturation... On relèvera que les pétroliers pratiquent fréquemment la réinjection de saumures au seuil de fracturation de la roche, ce qui permet de lutter efficacement contre l'endommagement lié aux particules.

Ensuite, on peut énumérer différents points devant faire l'objet d'une recherche approfondie pour aboutir à des méthodes opérationnelles d'accompagnement d'une opération géothermique dans des formations argilo-gréseuses.

Le premier point concerne à la fois productivité et injectivité des formations clastiques. Il s'agit d'identifier quelle est l'échelle d'hétérogénéité sédimentaire pertinente pour étudier la faisabilité d'une opération géothermique. On évaluera ainsi dans quelle mesure la perméabilité est essentiellement matricielle et quel rôle joue la fracturation dans le contrôle des propriétés réservoirs de ces formations. Différents modèles numériques d'hétérogénéités sédimentaires (modélisation stratigraphique ou géostatistique), caractéristiques des différents environnements existants pourraient être utilisés en parallèle à des études de terrain.

La simulation d'opération géothermique sur ces blocs permettra d'aborder le problème d'homogénéisation des propriétés réservoirs, et de choix d'un volume élémentaire représentatif. Elle pourrait également permettre de définir un seuil de transmissivité acceptable (50 Dm ?) pour la réalisation d'une opération. Elle permettra de préciser le contrôle des objets géologiques sur l'anisotropie des paramètres contrôlant les écoulements (transmissivités) et leur importance dans la connexion entre les différentes unités réservoirs. On pourra ainsi étudier l'implantation idéale d'un puits d'injection (angle de déviation, orientation idéale par rapport aux structures géologiques...).

En parallèle, une étude à petite échelle du colmatage par transport particulaire pourrait être effectuée avec comme point de départ soit le modèle de réseau de Ochi et Vernoux (1999) soit l'approche de Shapiro *et al.* (2007) introduisant une composante stochastique. En plus de l'utilisation de ces modèles l'étude de l'écoulement proche du puits pourrait permettre d'expliquer l'asymétrie observée entre production et injection dans les séries argilo-gréseuses.

Une étude géomécanique permettrait de déterminer les conditions de déstabilisation d'une formation argilo-gréseuse au cours de son exploitation géothermique. Elle pourrait aussi préciser les conditions d'initiation de la fracturation thermique qui peuvent permettre de pallier efficacement les problèmes de colmatage en précisant le

comportement des grès soumis au choc thermique d'une saumure refroidie (perte de cohésion, relâchement de grains ou fissuration...).

Enfin, une étude socio-économique pourrait aborder, d'une part, la rentabilité d'une opération géothermique éventuellement coûteuse (puits multiples, complétions, stimulations...) mais rentabilisées sur le long terme, et, d'autre part, les problèmes de conflits d'usage du sous-sol pour la réinjection des saumures (stockage de déchets, de CO<sub>2</sub>, captage d'eau potable, ....).

## 7. Bibliographie

- Al-Homadhi E.S.** (2001) - The effect of the initial rock permeability on the extent of injectivity reduction due to brine injection through fractured formation. *Oil & Gas Science and Technology - Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 56, 2, p. 135-143
- Aliaga D.A., Wu G., Sharma M.M. et al.** (1992) - Barium and Calcium Sulfate Precipitation and Migration Inside Sandpacks. *SPE Formation Evaluation*, 7, 1, p. 79-86
- Ariki K. et Hatakeyama K.** (1997) - Effects of the injection temperature on injectivity of geothermal wells. *Journal of the Geothermal Society of Japan*, 19, 4, p. 197-208
- Aubertin M., Chapuis R.P. et Mbonimpa M.** (2005) - Discussion of "Goodbye, Hazen; hello, Kozeny-Carman," by W. David Carrier III. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 131, 8, p. 1056-1057
- Azaroual M., Fouillac C. and Matray J.-M.** (1997) - Solubility of silica polymorphs in electrolyte solutions: II. Activity of aqueous silica and solid silica polymorphs in deep solutions from the sedimentary Paris Basin. *Chem. Geol.*, 140, 167-179.
- Azaroual M., André L., Blaisonneau A. et al.** (2007) - Etude des scénarios d'injection de CO<sub>2</sub> et niveau d'injectivité de référence dans l'aquifère salin du Dogger du bassin de Paris. BRGM Rapport de recherche n°RP-55375-FR
- Baria R., Michelet S., Baumgaertner J. et al.** (2005) - Creation and mapping of 5000 m deep HDR/HFR reservoir to produce electricity. *World Geothermal Congress*, Antalya, Turkey. Disponible sur : <http://iga.igg.cnr.it/pdf/WGC/2005/1627.pdf>
- Baron M.G.** (1987) - Recommandations spécifiques pour la conception, l'exploitation et l'entretien d'une boucle géothermale, Dogger du bassin parisien. Syndicat National des Exploitants de Chauffage
- Barr D.W.** (2005) - Discussion of "Goodbye, Hazen; hello, Kozeny-Carman," by W. David Carrier III. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 131, 8, p. 1057-1058
- Bartels J., Kuhn M., Schneider W. et al.** (2002) - Core flooding laboratory experiment validates numerical simulation of induced permeability change in reservoir sandstone. *Geophysical Research Letters*, 29, 9, p. 1320

**Barth S.R.** (1993) - Boron isotope variations in nature: a synthesis. *Geologische Rundschau* 82, 640-641.

**Barth, S.R.** (2000) - Geochemical and boron, oxygen and hydrogen isotopic constraints on the origin of salinity in groundwaters from the crystalline basement of the Alpine Foreland. *Applied Geochemistry* 15, 937-952.

**Barwis J.H., McPherson J.G. et Studlick J.R.J.** (1990) - Sandstone Petroleum Reservoirs. *Springer-Verlag*, 583 p.

**Bassett R.L., Buszka P.M., Davidson G.R., Chong-Diaz D.** (1995) - Identification of groundwater solute sources using boron isotopic composition. *Environment Science and Technology* 29, 2915-2922.

**Baudracco J.** (1989) - Study of the variations in permeability and fine particle migrations in unconsolidated sandstones submitted to saline circulations. European Geothermal Update, K. Louwrier, E. Staroste, J. D. Garnish and V. Karkoulias, Kluwer Science Publishers.

**Baudracco J. et Aoubouazza M.** (1995) - Permeability variations in Berea and Vosges sandstone submitted to cyclic temperature percolation of saline fluids. *Geothermics*, 24, 5-6, p. 661-677

**Bear J.** (1972) - Dynamics of Fluids in Porous Media. *Elsevier*, 764 p.

**Bernabe Y., Mok U. et Evans B.** (2003) - Permeability-porosity relationships in rocks subjected to various evolution processes. *Pure and Applied Geophysics*, 160, 5-6, p. 937-960

**Bianchi A. et Daumas S.** (1984) - Une approche exhaustive des difficultés rencontrées pour la réinjection dans les formations argilo-gréseuses du Trias. Le rôle des processus microbiens dans la corrosion et le colmatage des installations géothermiques. *Géothermie Actualités*, 4, p. 33-33--34

**Bixley P.F. et Grant M.A.** (1979) - Reinjection testing at Broadlands. *5th Stanford Geothermal Workshop*, Stanford University, California. Disponible sur : <http://pangea.stanford.edu/ERE/pdf/IGAsandard/SGW/1979/Bixley.pdf>

**Blavoux B., Olive P.** (1981) - Radiocarbon dating of groundwater of the aquifer confined in the Lower Triassic sandstones of the Lorraine region, France. *Journal of Hydrology* 54, 167-183.

**Blume T., Weisbrod N. et Selker J.S.** (2002) - Permeability Changes in Layered Sediments: Impact of Particle Release. *Ground Water*, 40, 5, p. 466-474 Disponible sur : <http://www.blackwell-synergy.com/doi/abs/10.1111/j.1745-6584.2002.tb02530.x>

**Blume T., Weisbrod N. et Selker J.S.** (2005) - On the critical salt concentrations for particle detachment in homogeneous sand and heterogeneous Hanford sediments. *Geoderma*, 124, 1-2, p. 121-132 Disponible sur : <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V67-4CNPJM0-1/2/ccb57255d5c8642d39ba728bc300e9dd>

**Bodvarsson G.S., Benson S.M., Sigurdsson O. et al.** (1984) - The Krafla geothermal field, Iceland; 1, Analysis of well test data. *Water Resources Research*, 20, 11, p. 1515-1530

**Boisdet A.** (1984) - Une approche exhaustive des difficultés rencontrées pour la réinjection dans les formations argilo-gréseuses du Trias. Mise en évidence du phénomène et méthodologie générale. *Géothermie Actualités*, 4, p. 25-25--26

**Boisdet A., Cautru J.P., Czernichowski-Lauriol I. et al.** (1989) - Experiments on reinjection of geothermal brines in the deep Triassic sandstones; European geothermal update. *International Seminar on the Results of EC Geothermal Energy Research and Demonstration*, 4, p. 419-428

**Bouchot V., Bialkowski A., Lopez S., Ossi A., avec la collaboration de Chilès J.P., Garibaldi C., Jorand C.** (2008) - Evaluation du potentiel géothermique des réservoirs clastiques du Trias du Bassin de Paris. *Rapport final BRGM - RP-56463-FR*, 92 p., 40 fig., 3 tab., 1 ann.

**Bourdon, B., Turner, S.P., Henderson, G.M., Lundstrom, C.C.** (2003) - Introduction to U-series geochemistry. In: Bourdon, B., Henderson, G.M., Lundstrom C.C. and Turner, S.P. (Editors), *Uranium-Series Geochemistry. Reviews in Mineral. and Geochem.*, pp. 1-21.

**Boyer T.** (2007) - Estimation du potentiel géothermique dans les réservoirs Triasiques argilo-gréseux du bassin de Paris. Univ. Montpellier 2/BRGM Rapport de Mastère 2 Recherche

**BRGM** (1983) - Forage géothermique de Melleray (GMY2). Essais de contrôle des caractéristiques du puits d'injection réalisés en mai et juin 1982. BRGM, Service Géologique National, Département Géothermie n°83SGN176GTH

**Bruno M.S.** (1994) - Micromechanics of Stress-Induced Permeability Anisotropy and Damage in Sedimentary-Rock. *Mechanics of Materials*, 18, 1, p. 31-48

**Carrier W.D.** (2003) - Goodbye, Hazen; Hello, Kozeny-Carman. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 129, 11, p. 1054-1056

**Casanova J., Négrel P., Kloppmann W., Aranyossy J.F.** (2001) - Origin of deep saline groundwaters in the Vienne granitoids (France): Constraints inferred from boron and strontium isotopes. *Geofluids* 1, 91-102.

**Cautru J.P.** (1984) - Une approche exhaustive des difficultés rencontrées pour la réinjection dans les formations argilo-gréseuses du Trias. La réinjection dans les réservoirs argilo gréseux. Aspect géologique du problème. *Géothermie Actualités*, 4, p. 28-30

**Cautru J.P.** (1987) - Les pressions dans le puits de réinjection. Recommandations spécifiques pour la conception, l'exploitation et l'entretien d'une boucle géothermale, Dogger du bassin parisien, M. G. Baron, Syndicat National des Exploitants de Chauffage.

**Castro M.C., Jambon A.** (1998) - Noble gases as natural tracers of water circulation in the Paris Basin. 1. Measurements and discussion of their origin and mechanisms of vertical transport in the basin. *Water Resources Research* 34, 2443-2466.

**Castro M.C., Goblet P., Ledoux E., Violette S., de Marsily G.** (1998) - Noble gases as natural tracers of water circulation in the Paris Basin. 2. Calibration of a groundwater flow model using noble gas isotope data. *Water Resources Research* 34, 2467-2483.

**CFG Services** (1992) - Bilan technique et économique des opérations géothermiques captant des formations détritiques dans la C.E.E. CFG Services n°92CFG19

**Chen C., Packman A.I. et Gaillard J.F.** (2008) - Pore-scale analysis of permeability reduction resulting from colloid deposition. *Geophysical Research Letters*, 35, 7, p. L07404

**Cheradame J., Herbrich B., Scalisi G. et al.** (2004) - COGEO, Etude sous-sol, Avant-projet sommaire. CFG Services n°04CFG11

**Civan F. et Knapp R.M.** (1987) - Effect of Clay Swelling and Fines Migration on Formation Permeability. *SPE Production Operations Symposium*, Oklahoma City, Oklahoma.

**Civan F.** (1994) - Predictability of formation damage: An assessment study and generalized models. Technical Report n°Contract No. DE-AC22-90-BCI4658  
Disponible sur : [http://www.osti.gov/bridge/product.biblio.jsp?osti\\_id=5260418](http://www.osti.gov/bridge/product.biblio.jsp?osti_id=5260418)

**Civan F.** (2006) - Formation Damage Mechanics. *IAPG 3° Congreso de Producción*, Mendoza, Argentina. Disponible sur : [http://www.iapg.org.ar/sectores/eventos/eventos/eventos\\_iapg/2006/produccion/Espesros/JUEVES%2021-9/16.00%20CIVAN.pdf](http://www.iapg.org.ar/sectores/eventos/eventos/eventos_iapg/2006/produccion/Espesros/JUEVES%2021-9/16.00%20CIVAN.pdf)

**Civan F.** (2007) - Reservoir formation damage, fundamentals, modelling, assessment and mitigation. *Gulf Publishing Company*, 1136 p.

**Clauer N., Fischer C., Fritz B. et al.** (1986) - Etude des grès du Buntsandstein dans le contexte géothermique de l'Alsace du Nord. Action jointe AFME - Région ALSACE Rapport Final

**Coplen T.B., Hopple J.A., Böhlke J.K., Peiser H.S., Rieder S.E., Krouse H.R., Rosman K.J.R., Ding T., Vocke R.D. Jr., Révész K.M., Lamberty A., Taylor P. and De Bièvre P.** (2002) - Compilation of minimum and maximum isotope ratios of selected elements in naturally occurring terrestrial materials and reagents. *U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations*, Report 01-4222.

**Cowart J.B.** (1980) - The relationship of uranium isotopes to oxidation/reduction in the Edwards carbonate aquifer of Texas. *Earth and Planetary Science Letters* 48, 277-283.

**Craig, H.** (1961) - Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133, 1702–1703.

**Cuchi-Oterino J.A., Rodriguez-Caro J.B. et Garcia de la Noceda-Marquez, C.** (2000) - Overview of hydrogeothermics in Spain. *Environmental Geology*, 39, 5, p. 482-487 Disponible sur : <http://dx.doi.org/10.1007/s002540050454>

**de Marsily G.** (1994) - Hydrogéologie : comprendre et estimer les écoulements souterrains et le transport des polluants. *Ecole des Mines de Paris*, 243 p.

**Delmas J., Houel P. et Vially R.** (2002) - Paris Basin petroleum potential. IFP Rapport Régional d'Evaluation Pétrolière

**Delmas J.** (2007) - Etude pétrophysique des aquifères gréseux triasiques dans le secteur d'étude de Picoref (sud champagne, bassin de Paris) porosité et perméabilité mesurées sur carottes. IFP Rapport de recherche n°59676

**Demange J., Jaudin F., Lemale J. et al.** (1995) - The Use of Low-Enthalpy Geothermal Energy in France. *World Geothermal Congress*, Disponible sur : <http://iga.igg.cnr.it/pdf/WGC/1995/1-demange.pdf>

**Dibble W.E. et Potter J.M.** (1982) - Effect of Fluid Flow Rates on Geochemical Processes. *57th Annual Fall Technical Conference and Exhibition of the SPE/AIME*, New Orleans.

**Dobbie T.P. et Menzies A.J.** (1979) - Geothermal wastewater reinjection trials, Mahia reservoir, Republic of Philippines. *Geothermal Resources Council Transactions*, 3, p. 169-172

**Duan Z., Moller N. and Weare J.-H.** (1992) - An equation of state for the CH<sub>4</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O system: I. Pure systems from 0 to 1000°C and 0 to 8000 bar. *Geochim. & Cosmochim. Acta*, vol. 56, 2605-2617.

**Dullien F.A.L.** (1979) - Porous Media Fluid Transport and Pore Structure. *Academic Press*, 574 p.

**Ehrenberg S.N. et Nadeau P.H.** (2005) - Sandstone vs. carbonate petroleum reservoirs: A global perspective on porosity-depth and porosity-permeability relationships. *AAPG Bulletin*, 89, 4, p. 435-445

**Emery D. et Myers K.** (1996) - Sequence Stratigraphy. *Blackwell Publishing*, 297 p.

**Eschard R., Lemouzy P., Bacchiana C. et al.** (1998) - Combining sequence stratigraphy, geostatistical simulations, and production data for modeling a fluvial reservoir in the Chaunoy field (Triassic, France). *AAPG Bulletin*, 82, 4, p. 545-568

**Fair G.M. et Hatch L.P.** (1933) - Fundamental factors governing the stream line flow of water through sand. *Journal of American Water Works Association*, 25, p. 1151-1565

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

**Fontes, J.Ch., Matray, J.M.** (1993b) - Geochemistry and origin of formation brines from the Paris Basin, France. 1 Brines associated with Triassic salts. *Chemical Geology* 109, 149-175.

**Foucault A. et Raoult J.** (1995) - Dictionnaire de Géologie, 4ème édition. *Masson*, 324 p.

**Fouillac C., Michard G.** (1981) - Sodium/Lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics*, 10: 55-70.

**Fouillac C.** (1984) - Une approche exhaustive des difficultés rencontrées pour la réinjection dans les formations argilo-gréseuses du Trias. Géochimie des fluides du Trias et étude des particules. *Géothermie Actualités*, 4, p. 28-31

**Gascoyne, M., Barber, J.H.** (1992) - The mobility of U, Ra and Rn in a granitic batholith on the Canadian shield. *Radiochimica Acta*, 58/59, pp. 281-284.

- GEOTHERMA SA et GEOSOL** (1981) - Forage d'exploitation géothermique de clermont-ferrand (les vergnes 1) (juin - septembre 1981) Conséquence des incidents survenus en cours de réalisation et imputables à des difficultés d'ordre géologique. n°CTG0206
- Ghaleb, B.** (1988) - Géochimie des familles U et Th et des terres rares dans le bassin de la Sebkhah Al Mouh, Syrie centrale. *Thèse*, Univ. Aix-Marseille-II.
- Girard J.-P., Guerrot C., Millot R., Casanova J., Blanc P, Gaucher E.** (2006) - Apport des isotopes du B, Li et Fe à la compréhension des interactions et transferts dans les argilites du Callovo-Oxfordien. *Rapport final. BRGM/RP-55216-FR*, 122 p.
- Goetz, C.** (1990) - Traçage isotopique et chronologie des processus d'altération et de sédimentation par l'étude des déséquilibres U et Th. *Thèse*, Univ. Aix-Marseille II. 217p.
- Goldbrunner J.E.** (1999) - Hydrogeology of Deep Groundwaters in Austria. *Mitt. Osterr. Geol. Ges.*, 92, p. 281-294 Disponible sur : [http://www.uibk.ac.at/downloads/oegg/Band\\_92\\_281\\_294.pdf](http://www.uibk.ac.at/downloads/oegg/Band_92_281_294.pdf)
- Goldbrunner J.E.** (2005a) - Bad Blumau (Styria, Austria) The Success Story of Combined Use of Geothermal Energy. *GHC Bulletin*, June, p. 27-30
- Goldbrunner J.E.** (2005b) - State, Possible Future Developments and Barriers of the Exploration and Exploitation of Geothermal Energy in Austria - Country Update. *World Geothermal Congress, Antalya, Turkey*. Disponible sur : <http://iga.igg.cnr.it/pdf/WGC/2005/0147.pdf>
- Goldstein, S.J., Jacobsen, S.B.** (1987) - The Nd and Sr Isotopic systematics of river-water dissolved material: implications for the sources of Nd and Sr in seawater. *Chemical Geology* 66, 245-272.
- Grant M.A., Donaldson I.G. et Bixley P.F.** (1982) - Geothermal reservoir engineering. *Acad. Press, New York, NY, United States (USA)*
- Griffault, L.Y., Gascoyne, M., Kanimeni, C., Kerrich, R., Vandergraaf, T.T.** (1993) - Actinide and rare earth element characteristics of deep fracture zones in the Lac du Bonnet granitic batholith, Manitoba, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 1181-1202.
- Guan L., Du Y., Wang Z. et al.** (2005) - Water injectivity - What we have learned in the past 30 years. *Journal of Canadian Petroleum Technology*, 44, 5, p. 9-13
- Guha S.K.** (2001) - Induced Earthquakes. *Springer*, 324 p.

**Hamon Y.** (2001) - Sédimentologie, géométrie et signification géodynamique des dépôts réservoirs silicoclastiques du Trias/Rhétien de Chemery (Sologne, SW du bassin de Paris). *Mémoire DEA* Université Montpellier II.

**Hartmann D.J., Beaumont E.A. et Coalson E.** (1999) - Predicting Sandstone Reservoir System Quality and Example of Petrophysical Evaluation. Exploring for Oil and Gas Traps, Edward A. Beaumont and Norman H. Foster, Disponible sur : <http://www.searchanddiscovery.net/documents/beamont/index.htm>

**Hayatdavoudi A.** (1999a) - Changing Chemophysical Properties of Formation and Drilling Fluid Enhances Penetration Rate and Bit Life. *SPE International Symposium on Oil Field Chemistry held*, Houston, Texas.

**Hayatdavoudi A.** (1999b) - Formation Sand Liquefaction: A New Mechanism for Explaining Fines Migration and Well Sanding. *SPE MidContinent Operations Symposium*, Oklahoma City, Oklahoma.

**Hayatdavoudi A.** (2005) - Formation sand liquefaction: A mechanism for explaining fines migration and well sanding. *Journal of Energy Resources Technology-Transactions of the Asme*, 127, 3, p. 181-190

**Heiland J.** (2003) - Permeability of Triaxially Compressed Sandstone: Influence of Deformation and Strain-rate on Permeability. *Pure and Applied Geophysics*, 160, 5, p. 889-908

**Herzig J.P., Leclerc D.M. et LeGoff P.** (1970) - Flow of suspensions through porous media, application to deep bed filtration. *Industrial and Engineering Chemistry*, 62, p. 8-35

**Hjelmas T.A., Bakke S., Hilde T. et al.** (1996) - Produced Water Reinjection: Experiences From Performance Measurements on Ula in the North Sea. *SPE Health, Safety and Environment in Oil and Gas Exploration and Production Conference*, New Orleans, USA.

**Hofsaess T. et Kleinitz W.** (2003) - 30 Years of Predicting Injectivity after Barkman and Davidson: Where are we today? *SPE European Formation Damage Conference*, The Hague, The Netherlands. Disponible sur : <http://corepep.com/pubdocs/spe82231.pdf>

**Horne R.N.** (1985) - Reservoir engineering aspects of reinjection. *Geothermics*, 14, 2-3, p. 449-457 Disponible sur : <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6VCN-4817C9P-1X/2/b54decaebf0bf328fa8491c188ad1845>

- Horne R.N.** (1982) - Effects of water injection into fractured geothermal reservoirs: a summary of experience worldwide. *Geothermal Resources Council Transactions*, 12, p. 47-63  
Disponible sur : <http://pangea.stanford.edu/ERE/research/geoth/publications/techreports/SGP-TR-057.pdf>
- Housse B. et Maget P.** (1976) - Potentiel géothermique du bassin parisien. *Rapport BRGM et Elf Aquitaine Compte rendu de fin de contrat*, 125 p.
- Huenges E., Trautwein U., Legarth B. et al.** (2006) - Fluid Pressure Variation in a Sedimentary Geothermal Reservoir in the North German Basin: Case Study Groß Schönebeck. *Pure and Applied Geophysics*, 163, 10, p. 2141-2152
- Innocent C., Casanova J., Buschaert.S.** (2006) - Isotopic measurement of ng quantities of Th, in natural waters. Coupling  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  and  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  ratios to provide time-constraints on the evolution of aquifer groundwaters., in AIH - *Gestion des grands aquifères* - Dijon – France.
- Ivanovitch M., Fröhlich K., Hendry M.J.** (1991) - Uranium-series radionuclides in fluids and solids from the Milk River aquifer, Alberta, Canada. *Applied Geochemistry* 6, 405-418.
- Jilani S.Z., Menouar H., Al-Majed A.A. et al.** (2002) - Effect of overbalance pressured on formation damage. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 36, 1-2, p. 97-109
- Kaya E. et O'Sullivan M.J.** (2006) - Modelling of injection into geothermal systems. *28th New-Zealand Geothermal Workshop*, Auckland, New-Zealand. Disponible sur : [http://pangea.stanford.edu/ERE/db/IGAstandard/record\\_detail.php?id=5146](http://pangea.stanford.edu/ERE/db/IGAstandard/record_detail.php?id=5146)
- Kaya E., Zarrouk S. et O'Sullivan M.J.** (2007) - Reinjection in geothermal fields, a worldwide review and analysis. Department of Engineering Science, the University of Auckland, New Zealand Technical Report n°657
- Keren R. et Singer M.J.** (1990) - Effect of pH on Permeability of Clay-Sand Mixture Containing Hydroxy Polymers . *Soil Science Society of America Journal*, 54, p. 1310-1315
- Ketzer J.M., Carpentier B., Le Gallo B. et al.** (2005) - Geological Sequestration of CO<sub>2</sub> in Mature Hydrocarbon Fields. Basin and Reservoir Numerical Modelling of the Forties Field, North Sea. *Oil & Gas Science and Technology*, 60, 2, p. 259-273  
Disponible sur : [http://ogst.ifp.fr/articles/ogst/pdf/2005/02/ketzer\\_vol60n2.pdf](http://ogst.ifp.fr/articles/ogst/pdf/2005/02/ketzer_vol60n2.pdf)

**Kharaka Y.K., Lico M.S., Law-Leroy M.** (1982) - Chemical geothermometers applied to formation waters, Gulf of Mexico and California basins. *AAPG Bulletin*, 66, 5, 588.

**Khatib Z. et Verbeek P.** (2003) - Water to Value, Produced Water Management for Sustainable Field Development of Mature and Green Fields. *Journal of Petroleum Technology*, p. 26-28

**Khatib Z.** (2007) - Produced Water Management: Is it a Future Legacy or a Business Opportunity for Field Development. *International Petroleum Technology Conference*, Dubai.

**King R.W. et Adegbesan K.O.** (1997) - Resolution of the Principle Formation Damage Mechanisms Causing Injectivity and Productivity Impairment in the Pembina Cardium Reservoir. *SPE Annual Technical Conference and Exhibition*, San Antonio, Texas.

**Kloppmann W., Négrel P., Casanova J., et al.** (2001). - Boron and strontium isotopes in saline groundwaters in the North German Basin (Gorleben diapir). *Geochimica and Cosmochimica Acta* 65, 4087-4101.

**Konikow L.F., August L.L. et Voss C.I.** (2001) - Effects of clay dispersion on aquifer storage and recovery in coastal aquifers. *Transport in Porous Media*, 43, 1, p. 45-64

**Kraft T., Deichmann N., Husen S. et al.** (2008) - Seismicity induced by fluid injection for deep heat mining in Basel, Switzerland. *EGU Annual Meeting*, Vienna, Austria.

**Krueger R.F.** (1986a) - Correction. *Journal of Petroleum Technology*, 38, 4, p. 384-384

**Krueger R.F.** (1986b) - An Overview of Formation Damage and Well Productivity in Oil-Field Operations. *Journal of Petroleum Technology*, 38, 2, p. 131-152

**Kühn M., Bartels J. et Iffland J.** (2002) - Predicting Reservoir Property Trends Under Heat Exploitation: Interaction Between Flow, Heat Transfer, Transport, And Chemical Reactions In A Deep Aquifer At Stralsund, Germany *Geothermics*, 31, 6, p. 725-749  
Disponible sur : <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6VCN-4700KD5-5/2/c79a4a4ef535e363a4fb32290d49d7e2>

**Langmuir, D.** (1978) - Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with application to sedimentary ore deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 42 : 547-569.

**Lappan R.E., Hrymak A.N. et Pelton R.** (1997) - Dependence of in situ precipitate deposition on flow characteristics in multi-permeability porous. *Chemical Engineering Science*, 52, 17, p. 2963-2975  
Disponible sur : [http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2509\(97\)00099-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2509(97)00099-7)

**Lawler D.F. et Nason J.A.** (2006) - Granular media filtration: old process, new thoughts. *Water Science and Technology*, 53, 7, p. 1-7

**Lemale J. et Jaudin F.** (1998) - La géothermie une énergie d'avenir. *Arene*, 112 p.

**Luo B., Patterson J.W. et Anderson P.R.** (1992) - Kinetic of Cadmium Hydroxide Precipitation. *Water Research*, 26, 6, p. 745-751 Disponible sur : [http://dx.doi.org/10.1016/0043-1354\(92\)90005-O](http://dx.doi.org/10.1016/0043-1354(92)90005-O)

**Mamed-Zade A.M., Salavatov I.S. et Ejdelman L.R.** (1984) - Influence of magnetically conditioned water on the filtration characteristics of clayey porous rocks. *Azerbajdzanskoe neftjanoje chozjastvo*, 9,

**Maréchal J., Lopez S. et Petit V.** (2008) - Etude bibliographique sur la réinjection de fluide géothermal dans un champ à haute enthalpie - Application à Bouillante. Rapport bibliographique n°BRGM/RP-54861-FR

**Martins J.P., Murray L.R., Clifford P.J. et al.** (1995) - Produced-Water Reinjection and Fracturing in Prudhoe Bay. *SPE Reservoir Engineering*, 10, 3, p. 176-182

**Marty, B., Dewonck, S., France-Lanord, C.** (2003) - Geochemical evidence for efficient aquifer isolation over geological timeframes. *Nature* 425, 55-58.

**Matray, J.M., Meunier, A., Thomas, M., Fontes, J.Ch.** (1989) - Les eaux de formation du Trias et du Dogger du bassin parisien : histoire et effets diagénétiques sur les réservoirs. *Soc. Nat Elf-Aquitaine*, 483-504.

**Matray J.M., Lambert M., Fontes J.Ch.** (1994) - Stable isotope conservation and origin of saline waters from the Middle Jurrassic aquifer of the Paris Basin, France. *Applied Geochemistry*, 9, 297-309.

**Menjz A.** (1984) - Une approche exhaustive des difficultés rencontrées pour la réinjection dans les formations argilo-gréseuses du Trias. Modélisation des paramètres physiques dans le circuit géothermal et du comportement du réservoir en injection. *Géothermie Actualités*, 4, p. 26-26--27

**Menjz A., Fillion B., Lesueur H. et al.** (1996) - Comportement des doublets géothermiques exploitant le réservoir du Dogger et analyse du contexte de la percée thermique. bassin parisien (France). Rapport final. BRGM Rapport de Recherche n°RR-39095 Disponible sur : <http://infoterrefiche.brgm.fr/PDF/RR-39095-FR.pdf>

**Millot, R., Négrel, Ph., Petelet-Giraud, E.** (2007) - Multi-isotopic (Li, B, Sr, Nd) approach for geothermal reservoir characterization in the Limagne Basin (Massif Central, France). *Applied Geochemistry* 22, 2307-2325.

**Millot R., Négrel Ph.** (2007) - Multi-isotopic tracing ( $\delta^7\text{Li}$ ,  $\delta^{11}\text{B}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) and chemical geothermometry: evidence from hydro-geothermal systems in France. *Chemical Geology*, 244, 664-678.

**Morad S., Ketzer J.M. et De Ros L.F.** (2000) - Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology*, 47, p. 95-120

**Moreton D.J., Ashworth P.J. et Best J.L.** (2002) - The physical scale modelling of braided alluvial architecture and estimation of subsurface permeability. *Basin Research*, 14, 3, p. 265-285

**Morita N., Davis E. et Whitebay L.** (1998) - Guidelines for Solving Sand Problems in Water Injection Wells. *SPE International Symposium on Formation Damage Control*, Lafayette, Louisiana. Disponible sur : <http://dx.doi.org/10.2118/39436-MS>

**Mossadik H.** (1997) - Les isotopes du bore, traceurs naturels dans les eaux. Mise au point de l'analyse en spectrométrie de masse à source solide et application à différents environnements. *PhD Thesis*, Université d'Orléans, Orléans.

**Mueller C., Hoffmann S., Philipp S.L. et al.** (2006) - Geothermal potential of the German Buntsandstein: The effect of layering on fracture permeability. *EGU Annual Meeting*,

**Nadeau P.H. et Ehrenberg S.N.** (2006) - Sandstone vs. carbonate petroleum reservoirs: A global perspective on porosity-depth and porosity-permeability relationships: Reply. *AAPG Bulletin*, 90, 5, p. 811-813

**Nakao S. et Ishido T.** (1998) - Pressure-transient behavior during cold water injection into geothermal wells. *Geothermics*, 27, 4, p. 401-413 Disponible sur : <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6VCN-3VNPW46-2/2/704653f69fa6100388dd39670109c523>

**Neasham J.W.** (1977) - The Morphology of Dispersed Clay in Sandstone Reservoirs and its Effect on Sandstone Shaliness, Pore Space and Fluid Flow Properties. *SPE Annual Meeting*, Denver, Colorado.

**Négrel, Ph., Guerrot, C., Cocherie, A., Azaroual, M., Brach, M., Fouillac, C.** (2000) - Rare Earth Elements, neodymium and strontium isotopic systematics in mineral waters: evidence from the Massif Central, France. *Appl. Geochem.* 15, 1345-1367.

**Noetinger B. et Zargar G.** (2004) - Multiscale description and upscaling of fluid flow in subsurface reservoirs. *Oil & Gas Science and Technology - Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 59, 2, p. 119-139

**Noetinger B., Artus V. et Zargar G.** (2005) - The future of stochastic and upscaling methods in hydrogeology. *Hydrogeology Journal*, 13, 1, p. 184-201

**Ochi J. et Vernoux J.F.** (1998) - Permeability decrease in sandstone reservoirs by fluid injection: Hydrodynamic and chemical effects. *Journal of Hydrology*, 208, 3-4, p. 237-248 Disponible sur : <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6C-3VWNBKC-8/2/8ab804b097180db87f3a9fc3c1455a1a>

**Ochi J. et Vernoux J.F.** (1999) - A two-dimensional network model to simulate permeability decrease under hydrodynamic effect of particle release and capture. *Transport in Porous Media*, 37, 3, p. 303-325

**Ornar A.E.** (1987) - Effect of Brine Composition and Clay Content on the Permeability of Sandstone Cores. SPE n°16520-MS Disponible sur : <http://www.spe.org/elibrary/servlet/spepreview?id=00016520>

**Osmond J.K., Cowart J.B.** (1976) - The theory and uses of natural uranium isotopic variations in hydrology. *Atomic Energy Reviews* 14, 621-679.

**Osmond, J.K., Ivanovich, M.** (1992) - Uranium-series mobilization and surface hydrology. In IVANOVICH M. and HARMON R.S. (1992) - *Uranium series disequilibrium: application to environmental problems* : Clarendon Press, Oxford, 259-289.

**Palmer M. R., Slack J. F.** (1989) - Boron isotopic composition of tourmaline from massive sulfide deposits and tourmalinites. *Contribution Mineral Petrology* 103, 434-451.

**Palsson B., Davies D.R., Todd A.C. et al.** (2003) - The water injection process - A technical and economic integrated approach. *Chemical Engineering Research & Design*, 81, A3, p. 333-341

**Panda M.N. et Lake L.W.** (1995) - A Physical Model of Cementation and its Effects on Singlephase Permeability. *AAPG Bulletin*, 79, 3, p. 431-434

**Pape H., Clauser C., Iffland J. et al.** (2005) - Anhydrite cementation and compaction in geothermal reservoirs: Interaction of pore-space structure with flow, transport, P-T conditions, and chemical reactions. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 42, 7-8, p. 1056-1069 Disponible sur : <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V4W-4GGWHYS-5/2/7a9cff2d4d169088fd57107cd3f342c5>

**Philipp S.L., Meier S., Reyer D. et al.** (2008) - Structural geological field analysis in outcrop analogues as a tool to understand permeability development in geothermal reservoirs. *EGU Annual Meeting*,

**Pinti D.L., Marty B.** (1995) - Noble gases in crude oils from the Paris Basin, France : Implications for the origin of fluids and constraints on oil-water-gas interactions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 3389-3404.

**Platenkamp R.J.** (1985) - Temperature distribution around water injectors: effects on injection performance. *Middle East Oil Technical Conference and Exhibition*, Bahrain. Disponible sur : <http://www.spe.org/elibrary/servlet/spepreview?id=00013746&speCommonAppContext=ELIBRARY>

**Potter J.M. et Dibble W.E.** (1985) - Chemical Aspects of Iron Colloid Plugging in Quartz Sands and Implications for Formation Damage. *Journal of Petroleum Technology*, 37, 9, p. 1682-1688 Disponible sur : <http://dx.doi.org/10.2118/11801-PA>

**Pranter M.J., Ellison A.I., Cole R.D. et al.** (2007) - Analysis and modeling of intermediate-scale reservoir heterogeneity based on a fluvial point-bar outcrop analog, Williams Fork Formation, Piceance Basin, Colorado. *AAPG Bulletin*, 91, 7, p. 1025-1051

**Price-Smith C., Parlar M., Bennett C. et al.** (2003) - Design methodology for selection of horizontal openhole sand-control completions supported by field case histories. *Spe Drilling & Completion*, 18, 3, p. 235-255

**Quddus A., Khokhar M.I. et Allam I.M.** (1993) - Effect of Hydrodynamics on Calcium Sulfate Scale Deposition. SPE Paper n°27417 Disponible sur : <http://www.spe.org/elibrary/servlet/spepreview?id=00027417>

**Reading H.G.** (1996) - Sedimentary Environments 3E, Processes, Facies and Stratigraphy. *Blackwell*

**Reis J.C. et Acock A.M.** (1994) - Permeability Reduction Models for the Precipitation of Inorganic Solids in Berea Sandstone. *In Situ*, 18, 3, p. 347-368

**Renard P. et deMarsily G.** (1997) - Calculating equivalent permeability: A review. *Advances in Water Resources*, 20, 5-6, p. 253-278

**Santarelli F.J. et Carminati S.** (1995) - Do Shales Swell? A Critical Review of Available Evidence. *SPE/IADC Drilling Conference*, Amsterdam.

**Santarelli F.J., Skomedal E., Markestad P. et al.** (2000) - Sand production on water injectors: How bad can it get? *Spe Drilling & Completion*, 15, 2, p. 132-139

**Santarelli F.J., Havmoller O. et Naumann M.** (2008) - Geomechanical Aspects of 15 Years Water Injection on a Field Complex: An Analysis of the Past to Plan the Future. *2006 SPE North Africa Technical Conference and Exhibition*, Marrakech, Morocco.

**Saripalli K.P., Meyer P.D., Bacon D.H. et al.** (2001) - Changes in hydrologic properties of aquifer media due to chemical reactions: A review. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 31, 4, p. 311-349

**Satman A., Serpen U. et Mihcakan I.M.** (2000) - Assessment of reinjection trials in Kizildere geothermal field. *World Geothermal Congress*, Tohoku, Japan. Disponible sur : <http://iga.igg.cnr.it/pdf/WGC/2000/R0214.PDF>

**Sayegh S.G., Krause F.F., Girard M. et al.** (1990) - Rock/Fluid Interactions of Carbonated Brines in a Sandstone Reservoir: Pembina Cardium, Alberta, Canada. *SPE Formation Evaluation*, 5, 4, Disponible sur : <http://dx.doi.org/10.2118/19392-PA>

**Schembre J.M. et Kovscek A.R.** (2005) - Mechanism of formation damage at elevated temperature. *Journal of Energy Resources Technology-Transactions of the Asme*, 127, 3, p. 171-180

**Seibt P. et Kellner T.** (2003) - Practical experience in the reinjection of cooled thermal waters back into sandstone reservoirs. *Geothermics*, 32, 4-6, p. 733-741 Disponible sur : <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6VCN-49D6WS7-1/2/c0b9bc7293306a93e8742f7fc3505693>

**Seibt P., Kabus F. et Hoth P.** (2005) - The Neustadt-Glewe Geothermal Power Plant - Practical Experience in the Reinjection of Cooled Thermal Waters into Sandstone Aquifers. *World Geothermal Congress 2005*, Antalya, Turkey. Disponible sur : <http://iga.igg.cnr.it/pdf/WGC/2005/1209.pdf>

**Serpen U. et Aksoy N.** (2005) - Reinjection problems in overpressured geothermal reservoirs. *30th Stanford Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford University, California, USA. Disponible sur : <http://pangea.stanford.edu/ERE/pdf/IGAstandard/SGW/2005/serpen.pdf>

**Serra H. et Sanjuan B.** (2004) - Synthèse bibliographique des géothermomètres chimiques. *Rapport BRGM/RP-52430-FR*, 80 p.

**Shapiro A., Bedrikovetsky P., Santos A. et al.** (2007) - A stochastic model for filtration of particulate suspensions with incomplete pore plugging. *Transport in Porous Media*, 67, 1, p. 135-164

**Sharma M.M.** (2006) - Produced Water Re-injection: Opportunities and Challenges. *RPSEA Forum on Produced Water*, New Mexico. Disponible sur : [www.rpsea.org/forums/produced\\_sharma.pdf](http://www.rpsea.org/forums/produced_sharma.pdf)

**Snoeyink V.L. et Jenkins D.** (1980) - Water Chemistry. *John Wiley & Sons*, 480 p.

**Stefansson V.** (1997) - Geothermal reinjection experience. *Geothermics*, 26, 1, p. 99-139 Disponible sur : <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6VCN-3SVHH0Y-6/2/c0b86eb918543da3a0e092da45798b13>

**Stonecipher S.A., Winn R.D.J. et Bishop M.G.** (1984) - Diagenesis of the Frontier Formation, Moxa Arch: a function of sandstone geometry, texture and composition, and fluid flux. *Clastic Diagenesis*, AAPG Memoir 37, D. A. McDonald and R. C. Surdam, AAPG.

**Surdam R.C., Dunn T.L., MacGowan D.B. et al.** (1989) - Conceptual models for the prediction of porosity evolution with an example from the Frontier Sandstone, Big-horn basin, Wyoming. *Sandstone Reservoirs*, E. B. Coalson, S. S. Kaplan, C. W. Keighin, L. A. Oglesby and J. W. Robinson, Rocky Mountain Association of Geologists.

**Sureau J.F., Defoix D., Oustrière P. et al.** (1984) - Simulation expérimentale de la percolation de fluide au travers de carotte de grès du Trias de Melleray (Loiret . France). BRGM n°84 SGN 268 GMX

**Suksi, J., Rasilainen, K., Casanova, J., Ruskeenieni, T., Blomqvist, R., Smellie, J.A.T.** (2001) - U-Series disequilibria in a groundwater flow route as an indicator of uranium migration processes. *Journal of Contaminant Hydrology*, 47, 187-196.

**Swihart G.H., Moore P.B.** (1989) - A reconnaissance of the boron isotopic composition of tourmaline. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, 1297-1301.

**Ten Dam A.** (1984) - Une approche exhaustive des difficultés rencontrées pour la réinjection dans les formations argilo-gréseuses du Trias. La réinjection de saumures à basse enthalpie dans des réservoirs gréseux. *Géothermie Actualités*, 4, p. 36-36--38

**Ten Dam A. et Vetter J.** (1983) - Reinjection of oilfield brines into clastic reservoirs and its bearing on the reinjection of low enthalpy geothermal brines. *Proceedings of the third international seminar on the results of EC Geothermal energy research*, Munich.

**Ten Dam A.** (1984) - La réinjection de saumures géothermiques a basse enthalpie dans des réservoirs gréseux. Reinjection of low enthalpy geothermal brines in sandstone reservoirs. *Géothermie Actualites*, 4, p. 36-38

**Terusse A.** (2003) - Châteauroux, pionnier de la géothermie en région France. *L'Energie du Sous-sol, la Géothermie en Ile-de-France*, 4, Disponible sur : <http://www.geothermie-perspectives.fr/11-informations-utiles/pdf/Bulletin-GTH-IDF-04.pdf>

**Trautwein U. et Huenges E.** (2005) - Poroelastic behaviour of physical properties in Rotliegend sandstones under uniaxial strain. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 42, 7-8, p. 924-932 Disponible sur : <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V4W-4GMS9K1-1/2/90ede099faf985fb6d6d3a327e9e2b94>

**Trumbull R.B., Chaussidon M.** (1999) - Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmalines from the Sinceni granite-pegmatite system in Swaziland. *Chemical Geology* 153, 125-137.

**Ungemach P.** (2003) - Reinjection of cooled geothermal brines into sandstone reservoirs. *Geothermics*, 32, 4-6, p. 743-761 Disponible sur : <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6VCN-49G5NWN-1/2/db18747cbb55391b799445fde67be550>

**Van den Hoek, P.L., Matsuura T., de Kroon M. et al.** (1996) - Simulation of Produced Water Re-Injection Under Fracturing Conditions. *European Petroleum Conference*, Milan, Italy.

**Vathaire J.** (1984a) - Une approche exhaustive des difficultés rencontrées pour la réinjection dans les formations argilo-gréseuses du Trias. Essais de productivité et d'injectivité dans les grès du Trias à Aschères (Yvelines - France). *Géothermie Actualités*, 4, p. 39-39--45

**Vathaire J.C.** (1984b) - Essais de productivité et d'injectivité dans les grès du Trias a Achères (Yvelines-France). Productivity and injectivity in the Triassic sandstone of Adheres, Yvelines, France. *Géothermie Actualites*, 4, p. 39-45

**Vernoux J.F., Genter A., Vinchon C. et al.** (1997) - Improvement of the injectivity index of argillaceous sandstones. European Communities JOULE Program Final report n°JOU2-CT92-0125 and 0183

**Vetter O.J.** (1978) - Use of tracers in geothermal injection systems; Second invitational well-testing symposium; proceedings. Lawrence Berkeley Laboratory, University of California, Berkeley, CA, United States (USA) Second invitational well-testing symposium, Berkeley, Calif., United States, Oct. 25-27, 1978 n°CONF-7810170

**Wagner R., Kühn M., Meyn V. et al.** (2005) - Numerical simulation of pore space clogging in geothermal reservoirs by precipitation of anhydrite. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 42, 7-8, p. 1070-1081 Disponible sur : <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V4W-4GHSGX7-1/2/8b9767adb08152035a8ccfe33b46a261>

**Walderhaug O., Eliassen A. et Einar Aase N.** (2006) - A New Method for Permeability Prediction in Reservoir Sandstones. *AAPG International Conference and Exhibition*, Perth, Australia.

**Walton A.G.** (1967) - The Formation and Properties of Precipitates. *Wiley*, 232 p.

**Wang K.** (2003) - Reinjection Experiments In The Basement Geothermal Reservoir, Tianjin, China. *International Geothermal Conference*, Reykjavick. Disponible sur : [http://jardhitafelag.is/papers/PDF\\_Session\\_09/S09Paper084.pdf](http://jardhitafelag.is/papers/PDF_Session_09/S09Paper084.pdf)

**Wang K.** (2005) - Studies of the Reinjection Tests in Basement Geothermal Reservoir, Tianjin, China. *World Geothermal Congress*, Antalya, Turkey. Disponible sur : <http://iga.igg.cnr.it/pdf/WGC/2005/1203.pdf>

**Wat R.M.S., Sorbie K.S., Todd A.C. et al.** (1992) - Kinetics of BaSO<sub>4</sub> Crystal Growth and Effect in Formation Damage. *SPE Formation Damage Control Symposium*, Lafayette, Louisiana.

**Weber K.J.** (1986) - How heterogeneity affects oil recovery. *Reservoir Characterization*, L. W. Lake and H. B. Carroll Jr., Academic Press.

**Willhite G.P.** (1986) - Waterflooding. *Society of Petroleum Engineers*, 326 p.

**Wolery T.J.** (1995) - EQ3NR. A computer program for geochemical aqueous speciation-solubility calculations. *Theoretical manual, user's guide, and related documentation (version 7.0)*, 246 p.

**Worden R.H., Coleman M.L., Matray J.M.** (1999) - Basin scale evolution of formation waters: A diagenetic and formation water study of the Triassic Chauniv Formation, Paris Basin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 2513-2528.

**Woudberg S. et Du Plessis J.P.** (2008) - Predicting the permeability of very low porosity sandstones. *Transport in Porous Media*, 73, 1, p. 39-55

**Youssef S., Rosenberg E., Gland N. et al.** (2007) - Quantitative 3d characterisation of the pore space of real rocks: improved  $\mu$ -ct resolution and pore extraction methodology. *International Symposium of the Society of Core Analysts*, Calgary.

**Zarrouk S., Kaya E. et O'Sullivan M.** (2006) - A review of worldwide experience of reinjection in geothermal fields. *28th New Zealand Geothermal Workshop*, Auckland, New Zealand.

**Zhu W.L., Montesi L.G.J. et Wong T.F.** (1997) - Shear-enhanced compaction and permeability reduction: Triaxial extension tests on porous sandstone. *Mechanics of Materials*, 25, 3, p. 199-214

**Zhu W.L., Montesi L.G.J. et Wong T.F.** (2002) - Effects of stress on the anisotropic development of permeability during mechanical compaction of porous sandstones. *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives*, 200, p. 119-136

**Zimmermann G., Reinicke A., Blocher G. et al.** (2007) - Well Path Design and Stimulation Treatments at the Geothermal Research Well GTGRSK4/05 in Gross Schoenebeck. *32nd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford University, California. Disponible sur :  
<http://pangea.stanford.edu/ERE/pdf/IGAstandard/SGW/2007/zimmerma.pdf>



# Annexe 1

## Outils et méthodes de la géochimie isotopique

### Définitions

La matière est constituée d'éléments chimiques tous bâtis sur le même modèle. L'atome est constitué d'un noyau composé de protons, chargés positivement, et de neutrons, électriquement neutres. Autour de ce noyau gravitent des électrons, particules chargées négativement. Chaque atome se distingue donc par son nombre de protons, également appelé numéro atomique Z, le nombre de neutrons N et le nombre de nucléons (protons + neutrons) A. Le nombre de protons est égal au nombre d'électrons, ce qui assure la neutralité de l'atome. L'ensemble des atomes dont le noyau possède le même couple (Z, A) est appelé un nucléide ; un élément chimique correspond à l'ensemble des atomes de même numéro atomique Z. La cohésion des nucléons dans les noyaux atomiques est assurée par les forces nucléaires (interaction forte) qui sont attractives, intenses, indépendantes de la charge électrique et de faible portée. Au sein du noyau atomique, ces forces nucléaires attractives l'emportent sur les forces coulombiennes répulsives qui existent entre les protons.

<b>B</b> Analyses en routine au BRGM																					
<b>Th</b> En cours de développement																					
<b>Si</b> En projet																					
1 H 1.008																		2 He 4.00			
3 Li 6.94	4 Be 9.01															5 B 10.81	6 C 12.01	7 N 14.01	8 O 16.00	9 F 19.00	10 Ne 20.18
11 Na 23.00	12 Mg 24.31															13 Al 26.98	14 Si 28.09	15 P 30.97	16 S 32.06	17 Cl 35.45	18 Ar 39.95
19 K 39.10	20 Ca 40.08	21 Sc 44.96	22 Ti 47.90	23 V 50.94	24 Cr 52.00	25 Mn 54.94	26 Fe 55.85	27 Co 58.93	28 Ni 58.71	29 Cu 63.55	30 Zn 65.38	31 Ga 69.72	32 Ge 72.59	33 As 74.92	34 Se 78.96	35 Br 79.90	36 Kr 83.80				
37 Rb 85.47	38 Sr 87.62	39 Y 88.91	40 Zr 91.22	41 Nb 92.91	42 Mo 95.94	43 Tc 98.91	44 Ru 101.07	45 Rh 102.90	46 Pd 106.40	47 Ag 107.90	48 Cd 112.40	49 In 114.80	50 Sn 118.70	51 Sb 121.80	52 Te 127.60	53 I 126.90	54 Xe 131.30				
55 Cs 132.90	56 Ba 137.30	57 La* 138.90	72 Hf 178.50	73 Ta 181.00	74 W 183.90	75 Re 186.20	76 Os 190.20	77 Ir 192.20	78 Pt 195.10	79 Au 197.00	80 Hg 200.60	81 Tl 204.40	82 Pb 207.20	83 Bi 209.00	(210)	85 At (210)	86 Rn (222)				
87 Fr (223)	88 Ra (226)	89 Ac** (227)	104 Ku (258)	105 Ha (260)																	
*Lanthanides			58 Ce 140.10	59 Pr 140.90	60 Nd 144.20	61 Pm (145)	62 Sm 150.40	63 Eu 152.00	64 Gd 157.30	65 Tb 158.90	66 Dy 162.50	67 Ho 164.90	68 Er 167.30	69 Tm 168.90	70 Yb 173.00	71 Lu 175.00					
**Actinides			90 Th 232.00	91 Pa 231.00	92 U 238.00	93 Np 237.00	94 Pu 239.10	95 Am (243)	96 Cm (247)	97 Bk (247)	98 Cf (251)	99 Es (254)	100 Fm (257)	101 Md (256)	102 No (254)	103 Lr (258)					

Figure 54 : Classification des éléments chimiques dans le tableau de Mendeleïev. Les couleurs identifient les différentes systématiques isotopiques appliquées, en développement et en projet au BRGM.

L'histoire veut que le physicien et chimiste anglais Frederick Soddy (1877-1956), prix Nobel de chimie en 1921 pour ses recherches sur l'origine et la nature des isotopes en ait créé l'appellation en 1913. *Isotope* est composé du grec *isos* "égal, le même" et *topos* "lieu, place", proprement "qui occupe la même place". Le mot isotope fait référence à la classification de Mendeleïev, présentée par son auteur en 1869, car pour un même élément chimique, il peut exister différents noyaux. En effet, si le nombre de protons est toujours égal à Z, le nombre de neutrons peut varier et on parle alors d'isotopes de l'élément chimique. Les isotopes sont caractérisés par le nombre de nucléons (protons + neutrons) A. On différencie les isotopes d'un élément X par la notation  $^AX$  avec par exemple, le noyau de l'atome d'hydrogène qui est constitué d'un proton pouvant à l'état naturel être accompagné de zéro, un ou deux neutron(s). L'hydrogène existe donc sous trois formes isotopiques  $^1H$ ,  $^2H$  (appelé deutérium, noté D) et  $^3H$  (appelé tritium, noté T).

Les propriétés chimiques des isotopes d'un même élément sont identiques car ces isotopes ont le même nombre d'électrons. Par contre selon la configuration du noyau (c'est-à-dire la valeur de A et le rapport Z/A) les noyaux atomiques peuvent être stables s'ils contiennent un nombre suffisant de neutrons pour compenser la forte concentration de charges positives issues des protons.

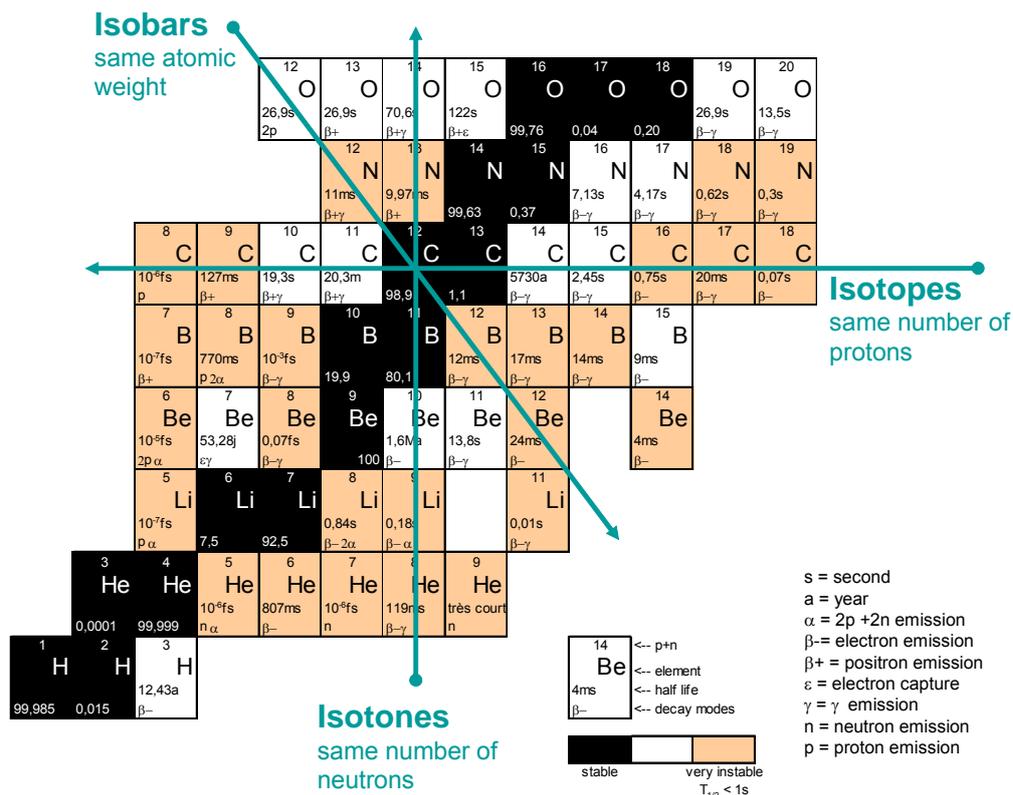


Figure 55 : Table des nucléides classés en fonction de leur nombre de charges N (nombre de neutrons présents dans un noyau) et de leur nombre de masse Z (nombre de protons).

## Les moyens de mesure des rapports isotopiques

Les isotopes d'un élément chimique sont mesurés par un spectromètre de masse qui produit des ions dans une source sous vide à partir d'un échantillon. Ces ions sont séparés selon leur rapport masse/charge par une combinaison de champs électromagnétiques incluant une accélération par un champ électrique et une séparation en masse par un champ magnétique. Ils sont enfin détectés et exprimés en fonction de leur abondance relative.

Dans la spectrométrie de masse appliquée aux systématiques isotopiques pour ce projet, trois grands types sont utilisés :

- les spectromètres de masse à source « gazeuse » (*IRMS* pour Isotope Ratio Mass Spectrometer),
- les spectromètres de masse à source « solide » (*TIMS* pour Thermo-Ionisation Mass Spectrometer)
- et les spectromètres de masse à plasma à couplage inductif et multi-collection ICP-MS-MC.

Les **IRMS** permettent de déterminer des rapports isotopiques en utilisant la technique hors ligne (c'est-à-dire préparation des échantillons sur une ligne séparée afin de les transformer en gaz), à double injection (pour mesurer en alternance l'échantillon inconnu et un échantillon de référence). De manière identique, le CF-IRMS (Continuous Flux Isotope Ratio Mass Spectrometer) utilise la technique en ligne à débit continu (système de combustion en ligne), pour la mesure de rapports isotopiques.



Figure 56 : Spectromètre de masse à source gazeuse (CF-IRMS).

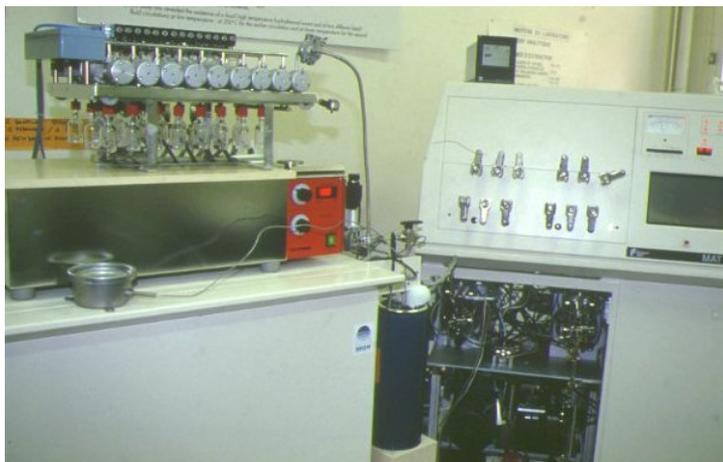


Figure 57 : IRMS et ligne d'équilibration (à gauche) pour l'analyse des isotopes stables de la molécule d'eau (O et H).

La technique **TIMS** (Thermo-ionisation Mass Spectrometry, met en jeu la thermo-ionisation d'un élément dans une source dite « solide » sous vide à des températures supérieures à 1000°C. L'échantillon est déposé sous forme de gouttes sur des filaments de rhénium, tungstène ou tantale ; l'évaporation de la solution laisse un sel sur le filament. Ce filament est chauffé jusqu'à une température suffisante pour que le sel soit évaporé et ionisé.



Figure 58 : Spectromètre de masse à source solide (TIMS).

Les **ICP-MS-MC** utilisent la méthode plasma des ICP-MS pour la vaporisation et l'ionisation des échantillons couplée avec la technique de spectrométrie de masse pour la séparation des isotopes. L'échantillon sous forme de solution est envoyé dans la source du spectromètre où elle est vaporisée et ionisée par un plasma, gaz

partiellement ionisé sous l'influence d'une forte différence de potentiel. Cette méthode, par rapport à la technique TIMS, a l'avantage de créer un très bon taux d'ionisation pour un grand nombre d'éléments. Dans les techniques ICP-MS-MC et TIMS, les phases de préparation des échantillons, nécessaires pour isoler l'élément dont on veut analyser les isotopes, se déroulent dans des salles blanches en surpression, avec des réactifs purifiés permettant une très faible contamination..



Figure 59 : Spectromètre de masse à plasma à couplage inductif et multi-collection (ICP-MS-MC).

### Les outils de la géochimie isotopique

Dans le cadre de ce projet, les eaux du Trias du Bassin de Paris ont d'abord été caractérisées par leur composition en éléments majeurs (cations, anions) et traces. Différents outils isotopiques ont également été utilisés et les résultats intégrés aux premières analyses :

- les outils dits usuels pour l'étude des eaux : isotopes de l'oxygène et hydrogène de la molécule d'eau, isotopes du strontium, isotopes du soufre et de l'oxygène des sulfates.
- les outils novateurs pour l'étude des eaux géothermales : isotopes du lithium, du bore et du néodyme.
- les outils potentiels : isotopes de l'uranium et du thorium.

Il est important de souligner ici que chaque systématique isotopique n'est utile que pour tracer le comportement chimique de l'élément considéré. En croisant les différents outils isotopiques, nous pouvons, alors, accéder à un niveau d'information supplémentaire. En effet, alors que certaines systématiques isotopiques constituent de bons traceurs des processus de source (origine et/ou mélange :  $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) d'autres systématiques sont à même de tracer les processus d'interaction eau/roche (intensité, température, rapport eau/roche, salinité : isotopes Li, B). Enfin, les isotopes de l'uranium sont à même de fournir des informations sur les temps caractéristiques de la masse d'eau (en terme d'écoulement).

En utilisant ces systématiques de manière conjointe, on peut espérer contraindre l'ensemble des processus d'interaction eau/roche tant du point de vu processus que des phénomènes de mélange.

Et c'est donc en utilisant ces systématiques ensemble (en croisant les informations) que nous serons à même de contraindre l'ensemble des processus d'interaction eau/roche tant du point de vue du processus que des phénomènes de mélange.

Pour expliquer le niveau d'information supplémentaire obtenu par l'analyse isotopique par rapport à l'analyse élémentaire on peut établir une analogie entre une étude géochimique et une étude démographique. L'analyse élémentaire (mesure de la concentration d'un élément) s'apparente à compter le nombre d'individu dans une population. La mesure isotopique consiste, elle, à faire le rapport des individus selon certaines caractéristiques : sexe (rapport isotopique) ou selon leur âge (datation en géochronologie).

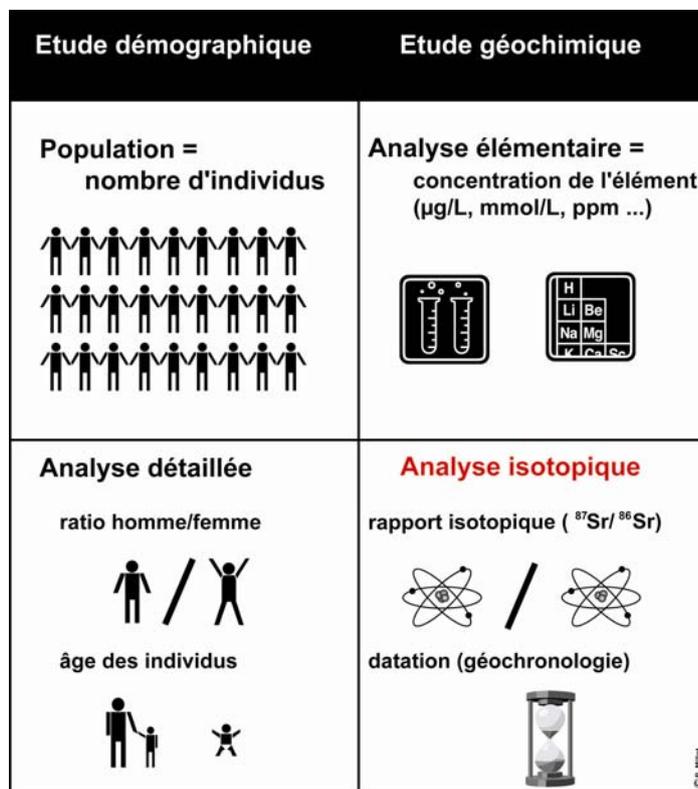


Figure 60 : Analogie entre une étude démographique et une étude géochimique.

## Les systématiques isotopiques utilisées

### Les isotopes stables de la molécule d'eau

Les isotopes stables de l'eau sont ceux de l'oxygène et de l'hydrogène. Les abondances des isotopes de l'oxygène montrent une dominance de l'isotope  $^{16}\text{O}$  (99,762%), suivi de  $^{18}\text{O}$  (0,200%) puis de  $^{17}\text{O}$  (0,038%). Les abondances des isotopes de l'hydrogène se répartissent en deux isotopes stables,  $^1\text{H}$  et  $^2\text{H}$  (aussi nommé Deutérium), avec respectivement environ 99.985 et 0.015%. Le rapport des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène est exprimé en unité delta ( $\delta$ ) de déviation par rapport à un standard de référence. Ils sont mesurés par IRMS ou CF-IRMS. On utilise la notation  $\delta$  exprimée en parties pour mille (‰) avec :

$$\delta = 1000 \cdot \frac{R_{\text{échantillon}} - R_{\text{standard}}}{R_{\text{standard}}}$$

où R est le rapport isotopique, isotope lourd sur isotope léger (e.g.  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ). Le standard de référence est le SMOW (Standard Mean Ocean Water) qui est une eau de mer moyenne (par définition à 0‰).

En l'absence d'évaporation ou d'échange avec des gaz ou des minéraux dissous, les isotopes stables de la molécule d'eau se comportent comme des traceurs conservatifs et reflètent le mélange des différentes recharges ayant alimenté les eaux souterraines considérées.

Sous certaines conditions (faible rapport eau/roche, temps de résidence long, température élevée du réservoir, échange avec  $\text{CO}_2$ , évaporation, ...), les interactions roche - eau peuvent modifier la composition isotopique initiale de l'eau.

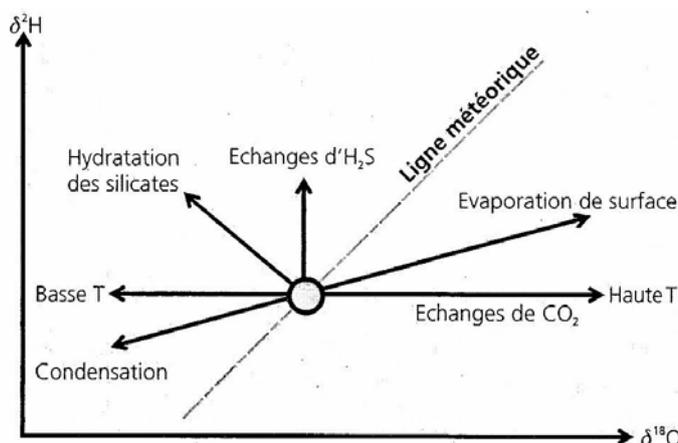


Figure 61 : *Processus naturels pouvant influencer les compositions en deutérium et en oxygène-18 des eaux souterraines (d'après Clark et Fritz, 1997).*

Les variations isotopiques de l'hydrogène et de l'oxygène sont données ci-après dans les matériaux géologiques les plus courants (figures 62 et 63).

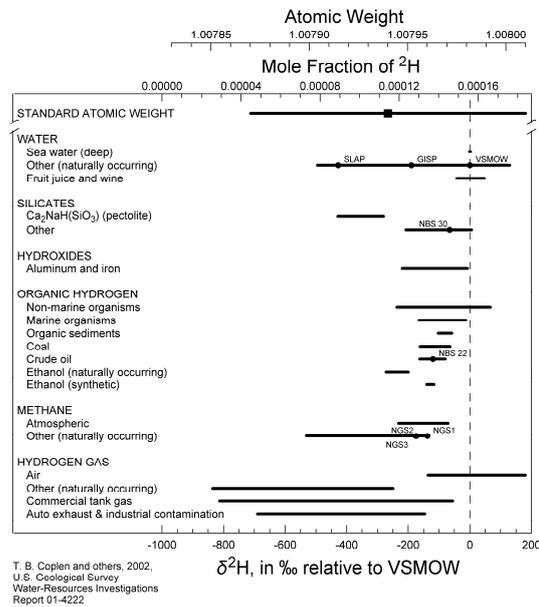


Figure 62 : Variations isotopiques de l'hydrogène dans les matériaux géologiques, d'après Coplen et al. 2002.

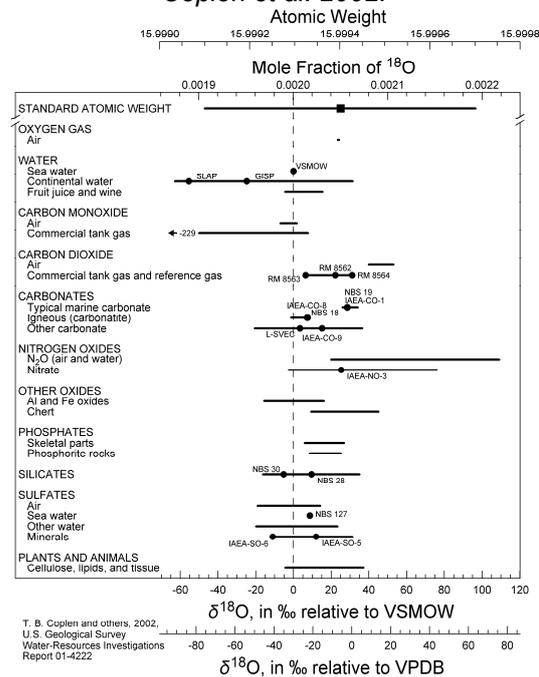


Figure 63 : Variations isotopiques de l'oxygène dans les matériaux géologiques, d'après Coplen et al. 2002.

### Les isotopes du bore

Le bore est un élément qui possède deux isotopes stables  $^{10}\text{B}$  et  $^{11}\text{B}$  extrêmement solubles dans les fluides aqueux et dont les abondances moyennes sont respectivement de 19.9% et 80.1%. De même que pour les isotopes stables de la molécule d'eau, on utilise la notation delta exprimée en parties pour mille selon :

$$\delta^{11}\text{B} = \left( \frac{\left( \frac{^{11}\text{B}}{^{10}\text{B}} \right)_{\text{échantillon}}}{\left( \frac{^{11}\text{B}}{^{10}\text{B}} \right)_{\text{standard}}} - 1 \right) \cdot 10^3$$

Le standard de référence est le NBS951 et les isotopes du bore sont mesurés par TIMS ou ICP-MS-MC. La grande différence relative de masse entre les deux isotopes stables  $^{10}\text{B}$  et  $^{11}\text{B}$  du bore, ainsi que la forte réactivité géochimique de cet élément entraînent un fractionnement isotopique naturel du B de l'ordre de 90 unités delta (Barth, 1993).

Dans les matériaux géologiques, les valeurs de  $\delta^{11}\text{B}$  les plus basses (-30‰) correspondent aux évaporites non-marines, tandis que le réservoir le plus enrichi en  $^{11}\text{B}$  est représenté par les saumures des lacs salés d'Australie et par la Mer Morte en Israël ( $\delta^{11}\text{B}$  jusqu'à +59‰). Les eaux de mer présentent une valeur de  $\delta^{11}\text{B}$  mondialement constante de l'ordre de +39,5‰. Les compositions isotopiques en B permettent également d'étudier les interactions eau-roche comme l'altération des silicates (Barth, 2000). En effet, Barth (2000) a montré que les valeurs de  $\delta^{11}\text{B}$  dans les eaux lessivant des roches mères cristallines ont la même gamme de composition isotopique que ces roches. Dans les roches silicatées crustales, les phases porteuses présentant les teneurs les plus significatives en B sont les tourmalines et les micas (Palmer et Slack, 1989 ; Mossadik, 1997). Les compositions isotopiques en B des tourmalines d'origine ignée sont comprises entre -17 et -5‰ (Swihart et Moore, 1989 ; Trumbull et Chaussidon, 1999). Par ailleurs les valeurs attendues pour la croûte continentale sont également basses (Barth, 1993). L'étude des isotopes du B a été appliquée avec succès dans le cas des systèmes géothermiques pour tracer l'origine des eaux et les mélanges entre plusieurs réservoirs (Bassett et al., 1995 ; Casanova et al., 2001 ; Kloppmann et al., 2001 ; Millot et al. 2007).

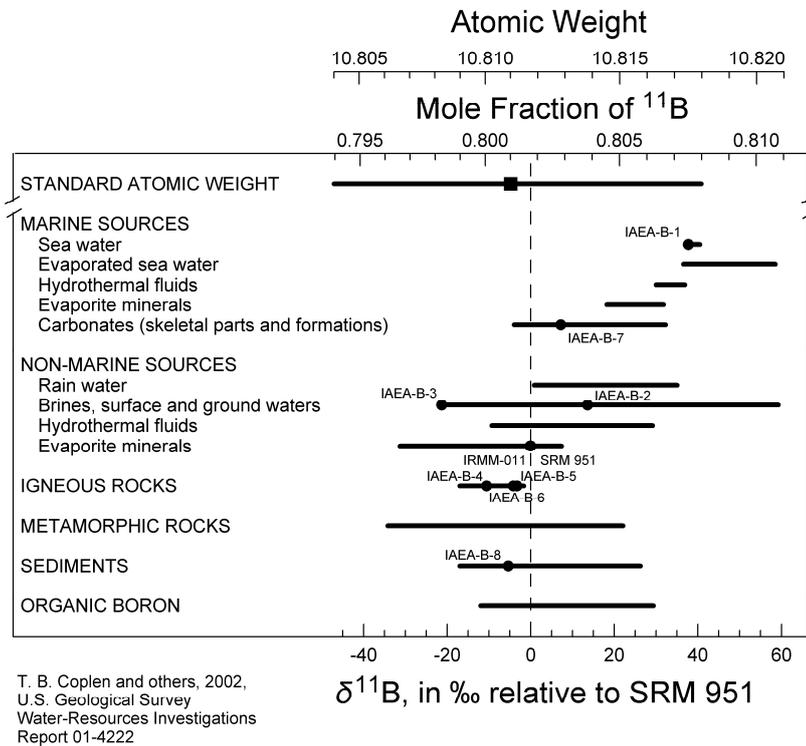


Figure 64 : Variations isotopiques du bore dans les matériaux géologiques, d'après Coplen et al. 2002.

Le bore présente ainsi un fort potentiel pour comprendre les mélanges d'eaux au sein d'un aquifère et notamment tracer la contribution éventuelle d'eaux de rivière à la nappe ou mettre en évidence d'éventuels processus spécifiques. Le bore permet de (1) distinguer des sources marines de sources non-marines, (2) identifier dans les eaux souterraines les sources d'éléments dissous, (3) déterminer l'origine des eaux et des mélanges entre plusieurs réservoirs et mettre en évidence des processus de sorption.

### Les isotopes du lithium

Le lithium est un élément léger qui possède deux isotopes stables de masse 6 et 7, dont les abondances naturelles sont respectivement 7,5 % et 92,5 %. La composition isotopique du lithium d'un échantillon se note en déviation relative (en ‰) par rapport à un standard. Depuis peu, la communauté scientifique a adopté une notation commune en exprimant le rapport isotopique  $^7\text{Li}/^6\text{Li}$  de la manière suivante :

$$\delta^7\text{Li} = \left( \frac{\left( \frac{^7\text{Li}}{^6\text{Li}} \right)_{\text{échantillon}}}{\left( \frac{^7\text{Li}}{^6\text{Li}} \right)_{\text{standard}}} - 1 \right) \cdot 10^3$$

Le standard de référence est un carbonate de lithium (L-SVEC, NIST RM8545) dont la valeur du  $\delta^7\text{Li}$  est de 0‰ par définition ( $^7\text{Li}/^6\text{Li} = 12,02 \pm 0,03$ ).

La différence de masse relative entre les deux isotopes est considérable (17%) et engendre des fractionnements isotopiques importants lors des réactions géochimiques qui se produisent à la surface de la Terre.

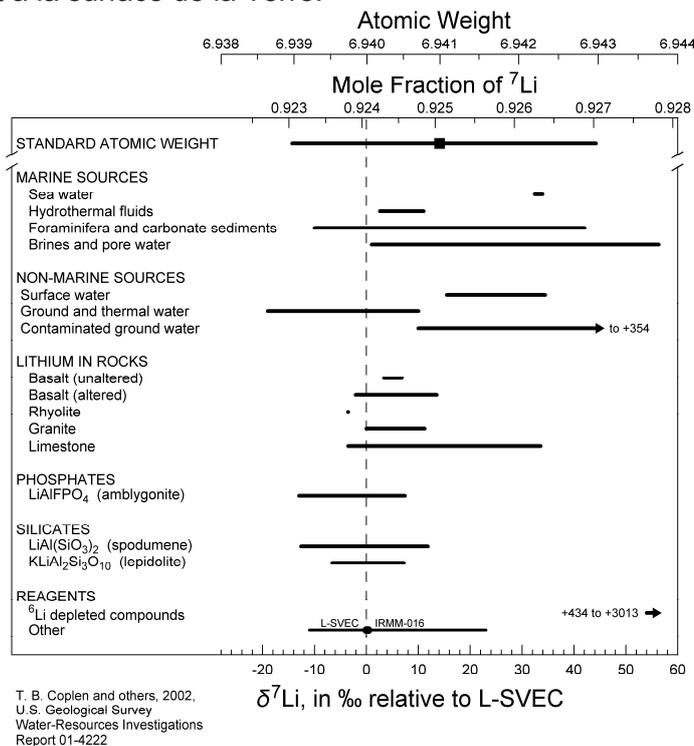


Figure 65 : Variations isotopiques du lithium dans les matériaux géologiques, d'après Coplen et al. 2002.

La gamme de variation isotopique du lithium est de plus de 60‰ dans les différents matériaux géologiques. Les roches silicatées de la croûte ont une composition isotopique comprise entre  $-2$  et  $+2$ ‰, l'eau de mer  $\sim +31$ ‰, les eaux de rivière ont des compositions intermédiaires entre  $+6$  et  $+23$ ‰ et les eaux thermo-minérales ont des compositions isotopiques qui varient entre  $-10$  et  $+20$ ‰.

Les isotopes du lithium sont considérés comme un outil géochimique faisant partie de la famille « des nouveaux traceurs isotopiques ».

Le comportement des isotopes du lithium lors des interactions eau/roche à basse ou haute température reste encore mal connu à l'heure actuelle. Le lithium est un élément lithophile, fortement soluble et se retrouve par conséquent fortement enrichi dans les fluides ayant interagi avec les roches. Les concentrations en lithium des eaux ne sont contrôlées que par les processus d'interactions eux-mêmes (intensité d'interaction, température et assemblage minéralogique). Les réactions d'oxydo-réduction, de

complexation organique ou de spéciation n'ont aucun effet de contrôle vis-à-vis des concentrations et des compositions isotopiques de lithium dans les eaux.

Quoiqu'il en soit, l'amplitude du fractionnement isotopique et les facteurs de contrôle restent encore peu contraints à ce jour. Toutefois, les premières données isotopiques en lithium dans des contextes d'altération montrent que le fractionnement isotopique associé aux interactions eau/roche favorise la mise en solution de l'isotope lourd ( $^7\text{Li}$ ). L'isotope léger ( $^6\text{Li}$ ) est, quant à lui, préférentiellement retenu dans les minéraux secondaires d'altération.

### Les isotopes du strontium

Le couple Rb-Sr se caractérise par un comportement géochimique très contrasté entre le rubidium (élément alcalin proche du potassium) et le strontium (élément alcalino-terreux proche du calcium). Rb et Sr sont présents en tant qu'éléments traces (teneur < 0,5%) dans les différents types de roches. Ainsi, le rubidium est présent en quantité évoluant entre le  $\mu\text{g.g}^{-1}$  (roches ultrabasiques) et la centaine de  $\mu\text{g.g}^{-1}$  (roches de la famille des granites); le strontium est toujours présent avec des quantités supérieures à la centaine de  $\mu\text{g.g}^{-1}$ . Le rubidium se localise préférentiellement dans les minéraux potassiques (biotites, muscovites, feldspaths potassiques) tandis que le strontium se situe préférentiellement dans les minéraux calciques tels que les plagioclases et les carbonates. De par le comportement opposé de ces deux éléments, de grandes variations du rapport Rb/Sr se produisent au cours des processus de réaction entre fluides et minéraux. Dans les processus d'altération, le strontium a un comportement plus soluble que le rubidium vis à vis de la solution lixivante. Par conséquent, le rapport Rb/Sr augmente dans les minéraux résiduels lors de lessivages progressifs alors que celui du fluide est toujours bas.

Le strontium a quatre isotopes de masse 88, 87, 86 et 84, mesurés par TIMS. Les isotopes 88, 86 et 84 sont stables et ont des abondances liées à la nucléosynthèse (ensemble des processus aboutissant à la formation d'éléments chimiques). L'isotope  $^{87}\text{Sr}$  est radiogénique, c'est à dire issu de la désintégration radioactive  $\beta$  du  $^{87}\text{Rb}$ . Le rapport isotopique du strontium ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) d'un fluide est directement relié à celui du minéral ou à des associations minéralogiques avec lesquelles le fluide a interagi. Les effets de fractionnements isotopiques liés à la différence de masse ne sont pas détectables pour des éléments dont la masse est proche de 80. De plus, les effets de variations du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  liés à la décroissance radioactive du nucléide père ( $^{87}\text{Rb}$ ) en nucléide fils ( $^{87}\text{Sr}$ ) ne sont pas significatifs, compte tenu de la courte échelle de temps à laquelle ces processus sont étudiés en géochimie environnementale par rapport à la période de décroissance du rubidium.

Dans le cadre de l'étude des circulations de fluides, la nature a directement marqué ceux-ci. Dans une roche silicatée (granite, basalte,...) les différents minéraux présentent des rapports chimiques Rb/Sr et donc des rapports isotopiques  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  différents en liaison avec leur formation. Lors des phénomènes d'interaction eau-roche, le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de la fraction de strontium libérée sera différent de la roche totale et typique du ou des minéraux altérés et ceci en liaison avec la "résistance" des minéraux vis-à-vis de l'agressivité du fluide. Globalement, le strontium solubilisé à partir de la

roche et transporté vers l'extérieur du système formé par la roche est beaucoup moins radiogénique (c'est-à-dire de rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  plus faible) que le strontium dans la roche non altérée. D'autre part, le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des argiles résiduelles est beaucoup plus élevé. Les variations isotopiques observées dans les fluides peuvent être issues du mélange de strontium de compositions isotopiques différentes provenant de différentes sources. Ainsi, dans le cas simple où deux sources de rapport isotopique ou chimique différents sont présentes, la composition du mélange peut être déterminée. Les variations du rapport isotopique du strontium dans un système hydrique donnent ainsi des informations sur (1) l'origine et les proportions de mélange des différents composants fluides ainsi que sur (2) la nature et l'intensité des processus d'interaction roche - eau liés notamment à l'altération et à l'érosion.

### Les isotopes de l'uranium et du thorium

L'uranium 238 ( $^{238}\text{U}$ ) est l'isotope majeur de l'élément U (plus de 99% de U naturel). Sa radioactivité conduit à sa désintégration progressive, avec une demi-vie de l'ordre de 4,5 milliards d'années. Comme ses descendants radiogéniques sont eux aussi radioactifs, il se crée une chaîne de désintégration, qui aboutit finalement à l'isotope stable  $^{206}\text{Pb}$ . En système clos, la chaîne est à l'équilibre séculaire, où l'abondance de chaque nucléide est précisément déterminée par sa demi-vie. L'équilibre séculaire se définit par des activités identiques (donc des rapports d'activités égaux à 1). L'activité  $A_i$  d'un nucléide « i » est définie par :

$A_i = N_i \cdot \lambda_i$  où  $N_i$  est son nombre d'atomes et  $\lambda_i$  sa constante de désintégration, avec

$\lambda_i = \text{Log}2 / T_i$  où  $T_i$  est la demi-vie

Cependant, les radionucléides constitutifs de cette chaîne sont des isotopes d'éléments chimiques variés. Ainsi, un processus physico-chimique donné, susceptible de fractionner un élément par rapport à un autre, peut entraîner un déséquilibre de la chaîne. Après cet épisode, en système clos, la chaîne reviendra à l'équilibre séculaire avec des constantes de temps propres à la demi-vie de chaque radionucléide.

Les isotopes radioactifs de la chaîne de  $^{238}\text{U}$  les plus étudiés sont :  $^{234}\text{U}$  (demi-vie  $T = 248\,000$  ans),  $^{230}\text{Th}$  ( $T = 75\,200$  ans) et  $^{226}\text{Ra}$  ( $T = 1\,600$  ans).  $^{230}\text{Th}$  est un isotope extrêmement minoritaire, la quasi-totalité du Th naturel étant représenté par l'isotope 232. Le cas de  $^{226}\text{Ra}$  ne sera pas abordé ici.

Dans les eaux souterraines, la distribution des isotopes de l'uranium et du thorium d'un site est spécifique sa la nature hydrogéologique. Elle dépend notamment de l'état d'oxydo-réduction du milieu. Les eaux souterraines sont ainsi tracées de manière naturelle et spécifique à chaque environnement hydrogéologique (Osmond et Ivanovitch, 1992). L'uranium présent sous la valence IV dans les roches non altérées en profondeur est peu soluble dans les eaux anoxiques (concentration entre 0,1 ppb et 1 ppm). Dans les milieux oxydants, l'uranium (IV) fait place à la forme plus stable de valence VI. La tendance de l'uranium (VI) à constituer des complexes, en particulier avec les ions carbonates, hydroxydes, phosphates, fluorures et sulfates, augmente

considérablement sa solubilité et sa mobilité dans les conditions supergènes (Langmuir, 1978 ; Ghaleb, 1988 ; Goetz, 1990).

Malgré des propriétés chimiques identiques, une différence relative de masse très faible et une filiation de radio-isotopes de très courtes périodes, les isotopes  $^{234}\text{U}$  et  $^{238}\text{U}$  de l'uranium ne sont généralement pas à l'équilibre dans les eaux naturelles. En règle générale, on constate un enrichissement en  $^{234}\text{U}$  qui est attribué à son lessivage préférentiel par les solutions aqueuses. L'effet mécanique de recul produit par la désintégration des isotopes  $^{238}\text{U}$  peut en effet : (1) éjecter les isotopes fils  $^{234}\text{U}$  dans la phase aqueuse, (2) fragiliser les sites structuraux et faciliter la mobilisation des isotopes  $^{234}\text{U}$ , (3) arracher des électrons aux atomes  $^{234}\text{U}$  et faciliter leur lessivage sous la forme uranium (VI) (Osmond et Cowart, 1992 ; Gascoyne et Barber, 1992).

Cette mise à disposition préférentielle de  $^{234}\text{U}$  conduit à l'enrichissement (marqué par des rapports d'activités  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 1$ ) généralement observé dans les eaux de surface et les eaux souterraines superficielles (Osmond et Cowart, 1992). Corrélativement, les roches soumises à ce lessivage préférentiel en conditions supergènes présentent souvent des rapports  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} < 1$ . Ce lessivage préférentiel a parfois pour conséquence la formation d'une zone appauvrie en  $^{234}\text{U}$  à la surface des minéraux soumis à l'interaction. Cette zone de l'ordre de 20 nm d'épaisseur (Griffault et al., 1993; Bourdon et al., 2003), peut atteindre plusieurs mm, voire plusieurs cm, dans le cas de lessivage prolongé et/ou intense (Suksi et al., 2001). Par la suite, la dissolution congruente d'uranium de cette zone d'interaction des minéraux appauvrie en  $^{234}\text{U}$  conduit à une signature isotopique déficitaire en  $^{234}\text{U}$  des eaux d'interaction.

Dans le cas d'une nappe libre qui progressivement passe à l'état de nappe captive, la signature isotopique  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  de l'eau peut évoluer par précipitation d'uranium si le milieu devient assez réducteur pour engendrer un changement d'état d'oxydation de l'uranium. Dans certaines nappes captives, l'absence d'interaction eau-roche due au caractère insoluble de U réduit conduit à une décroissance du rapport isotopique  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  de l'uranium résiduel qui tend vers l'équilibre séculaire ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1$ ) après une période de l'ordre du million d'année.

La prise en compte du Th, et notamment du nucléide  $^{230}\text{Th}$  constitutif de la chaîne de désintégration de  $^{238}\text{U}$ , apporte des précisions supplémentaires sur les processus d'interaction affectant ou ayant affecté les eaux souterraines. Compte tenu de la très faible solubilité du thorium, l'apport de  $^{232}\text{Th}$  dans les eaux souterraines peut être négligé. Par contre,  $^{230}\text{Th}$  peut être apporté aux eaux par effet de recul alpha de la même façon que l'uranium (voir plus haut). L'évolution du thorium et de ses isotopes dans une eau souterraine dépend essentiellement de la décroissance radioactive. Par contre, le rapport  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  n'est pas nécessairement un bon indicateur du temps de résidence d'une eau souterraine dans un aquifère. En effet, si en système clos ce rapport tend vers l'équilibre des activités autour de 300 000 ans, il est souvent très inférieur même dans des eaux très "anciennes", du fait de la faible solubilité de Th qui a pour conséquence de voir  $^{230}\text{Th}$  précipiter très facilement.

### Les isotopes du néodyme

Le néodyme, possède 7 isotopes stables (142, 143, 145, 146, 148, 150) parmi lesquels l'isotope de masse 143 qui résulte pour partie de la désintégration radioactive de l'isotope  $^{147}\text{Sm}$  (samarium). La mesure du rapport isotopique  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  est souvent utilisée en géochimie à la fois dans le domaine marin (traçage des masses d'eaux) ainsi que dans le domaine continental (datation des roches ignées). Tout comme le strontium, l'utilisation des isotopes du néodyme dans les traçages d'autres processus (interaction eau-roche par exemple) se développe de plus en plus (Négre et al., 2000 ; Millot et al. 2007).

Le rapport isotopique  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  est exprimé sous forme « epsilon »  $\{\epsilon\text{Nd}(0)\}$  qui représente la déviation exprimée en « parties par 10 000 » (unités  $\epsilon$ ) du rapport  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  d'un réservoir chondritique avec une valeur actuelle CHUR de 0,512636.

Les isotopes du néodyme sont modifiés en fonction des différentes sources de néodyme dans le système. Les différents minéraux des roches silicatées répondent différemment aux processus d'érosion et d'altération et donc il est possible que les compositions isotopiques du Nd ne reflètent pas complètement celles des roches totales. Dans leur étude des isotopes du Nd de grands fleuves mondiaux, Goldstein et Jacobsen (1987) ont montré de faibles différences entre le rapport isotopique  $\epsilon\text{Nd}(0)$  des fractions dissoutes et particulaires dans un même cours d'eau. Dans les rivières drainant les roches silicatées (ignées et métamorphiques), la dissolution préférentielle de minéraux tels que les plagioclases, pyroxènes, amphiboles, et grenats peut être plus importante que pour les autres minéraux porteurs de Terres Rares et être responsable de l'écart observé sur le rapport isotopique  $\epsilon\text{Nd}(0)$ . En dépit de cette possible divergence, quoique relativement faible, la composition isotopique du Nd est un très bon indicateur du type de roches mères soumises à l'érosion et à l'altération, et dont on retrouve la trace dans les fluides d'interaction.



**Centre scientifique et technique**  
**Département Géothermie et Service Métrologie Monitoring Analyse**  
3, avenue Claude-Guillemin  
BP 36009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France – Tél. : 02 38 64 34 34