

A.F.M.E.

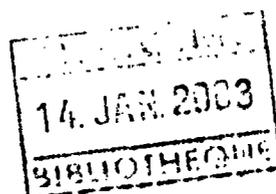
caractérisation et modélisation
du réservoir géothermique
du Dogger
Bassin Parisien, France
rapport final

J. Rojas
D. Giot
Y.-M. Le Nindre

A. Criaud
C. Fouillac
M. Brach

A. Menjoz
J.-C. Martin
M. Lambert

avec la collaboration de
J.-P. Chiles
A.-M. Fouillac
H. Pauwels



novembre 1989
R 30 169

IRG SGN 89

chef de projet : J. Rojas
maquette et mise en page : B. Gayet

recherches financées en partie
par la Commission des Communautés Européennes
programme de R & D : énergie non nucléaire
(énergie géothermique)

CONTRAT EN 3G-0046-F (CD)

AGENCE FRANÇAISE POUR LA MAÎTRISE DE L'ÉNERGIE
27, rue Louis-Vicat - 75737 PARIS CEDEX 15 - France - Tél.: (33) 16 1 47.65.20.00
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Institut Mixte de Recherches Géothermiques
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - France - Tél.: (33) 38.64.34.34

REMERCIEMENTS

*L'*étude de la caractérisation et modélisation du réservoir géothermique du Dogger du Bassin Parisien, a été financée conjointement par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières et l'Agence Française pour la Maîtrise de l'Énergie. Par ailleurs, cette étude a reçu le soutien financier de la Commission des Communautés Européennes (DG XII) à travers le contrat EN3G-0046-F (CD).

Les résultats scientifiques qui sont présentés dans ce rapport, ont été obtenus par l'IMRG à travers de larges coopérations avec d'autres Départements du BRGM et plus particulièrement : les Départements Géologie, Analyses et Informatique Scientifique Appliquée. Sous des formes diverses, un soutien effectif a été obtenu auprès des laboratoires universitaires suivants :

- Laboratoire de Magmatologie et Géochimie Inorganique et Expérimentale, Université Paris VI ;
- Laboratoire de Géochimie des Eaux, Université Paris VII.

Enfin cette étude a pu être réalisée grâce à l'appui et aux données fournies par les différents maîtres d'ouvrage et maîtres d'oeuvre en charge de la réalisation des forages géothermiques.

RESUME

Cette étude s'intègre dans le cadre des programmes de recherches de l'IMRG. Elle a bénéficié du soutien financier conjoint du BRGM, de l'AFME et de la CCE (DG XII, contrat EN3G-0046).

Les études sédimentologique, géochimique et hydrodynamique dont ce rapport donne les principaux résultats, visent à atteindre une connaissance détaillée des propriétés hydrogéologiques, géochimiques et thermiques du réservoir géothermique du Dogger dans le Bassin Parisien et à fournir les bases d'une gestion optimale de la ressource géothermale.

La méthodologie suivie, qui est transposable à d'autres champs géothermiques, a permis d'aboutir une synthèse de la totalité des données disponibles sur les sondages géothermiques existants, soit 110 puits forés entre 1976 et 1986.

Cette méthodologie repose sur une approche pluridisciplinaire associant : la sédimentologie, la géochimie et la modélisation du réservoir.

Ce rapport rassemble donc, les résultats les plus marquants de cette approche pluridisciplinaire, regroupés en trois chapitres principaux.

Dans le premier chapitre sont présentés les résultats de l'étude sédimentologique. Ces résultats montrent que la série traversée par les forages géothermiques dans la zone exploitée comprend une puissante série calcaire (150 à 200 m) appartenant au Bathonien. La série bathonienne recoupée s'inscrit dans le schéma classique d'évolution régressive connue à cette époque dans le Bassin Parisien.

Cette évolution comporte un système de 4 ensembles principaux, allant de sédiments relativement profonds à la base, vers des faciès subexondés au sommet : ensemble marneux, ensemble des alternances, ensemble oolithique et ensemble comblanchien.

D'une façon générale, sur la presque totalité des forages étudiés, les niveaux productifs principaux (entre 50 et 70 % de la production) se situent dans l'ensemble oolithique. Ces niveaux se rencontrent entre 1100 et 2100 m de profondeur et présentent une épaisseur productive cumulée comprise entre 5 et 45 m.

La caractérisation sédimentologique du réservoir et particulièrement des niveaux productifs, et les corrélations diagraphiques puits à puits, ont permis d'élaborer un modèle paléogéographique du réservoir qui a servi de base à la modélisation hydrodynamique de celui-ci.

Dans le second chapitre, consacré à la géochimie sont présentés les résultats complets obtenus au 1er février 1989. Ceux-ci comportent les analyses de fin de sondage, les prélèvements en fond de puits et en surface, effectués depuis la mise en service des doublets.

L'examen de données chimiques et isotopiques relatives aux fluides du Dogger, rend compte de la diversité des salinités et des compositions rencontrées dans la zone de l'étude. La température varie de 45 à 85°C et la minéralisation totale de 6,5 g/l à 35 g/l environ.

Une telle variabilité à l'intérieur d'un horizon géologique ne peut pas s'expliquer par une simple évolution des interactions roche-eau depuis les zones de recharge jusqu'au centre du bassin.

L'étude des isotopes de l'eau (oxygène et hydrogène) montre qu'il existe une recharge subactuelle. Par ailleurs, l'étude de l'hélium et des isotopes du soufre et de certains éléments traces suggèrent fortement que des connections entre le Dogger et des aquifères plus profonds (Trias) ont existé, probablement à la faveur d'accidents tectoniques. La persistance jusqu'à l'époque actuelle d'une telle liaison n'est cependant pas démontrée.

Ces origines multiples, les mélanges qui en découlent et des processus d'interaction avec l'encaissant permettent d'expliquer l'essentiel des variations chimiques constatées dans les puits. L'ampleur des phénomènes de mélange résulte de la très bonne perméabilité de certains niveaux exploités qui permet une bonne circulation des fluides. Cependant, les vitesses de circulation se sont révélées impossibles à quantifier par des méthodes géochimiques indirectes (^{14}C et accumulation d'hélium radiogénique). Par contre, la modélisation hydrodynamique a confirmé l'existence de vitesses de circulation comprises entre 1 et 10 m/an selon les zones.

L'étude de l'évolution chimique des fluides permet aussi d'expliquer la répartition de certaines espèces, en particulier les sulfures (HS^-), dont la présence constitue une gêne pour l'exploitation en raison des phénomènes de corrosion-dépôts.

Par ailleurs, les données chimiques combinées aux caractéristiques physiques des niveaux producteurs (température, pression) permettent une étude des mécanismes d'interaction roche-eau en milieu sédimentaire. En particulier, l'emploi des géothermomètres chimiques qui jusqu'à présent reposaient surtout sur la connaissance des eaux associées aux gisements pétroliers, bénéficiera beaucoup de cette étude.

Le troisième chapitre consacré à la modélisation du réservoir repose sur le traitement et l'interprétation des données géométriques, hydrauliques et thermiques acquises sur les 110 forages géothermiques. La première partie fait référence à l'analyse détaillée de ces données ponctuelles pour définir une base de données des forages et étudier la structure verticale des horizons producteurs. L'analyse statistique de l'échantillon de 110 puits géothermiques montre l'excellente qualité du réservoir et de la ressource exploitable associée. Le fluide de gisement, avec une température moyenne de 70°C et un débit artésien moyen de $175\text{ m}^3/\text{h}$, peut être exploité pour la production de chaleur sensible avec un prélèvement utile de l'ordre de 30 à 35°C au niveau de l'échangeur en surface. Par contre, la minéralisation totale moyenne de 20 g/l rend nécessaire la réinjection du fluide exploité et par conséquent l'utilisation de la technique du doublet. Au plan des caractéristiques du réservoir, la réalisation systématique de profils de débitmètrie et la durée des essais ont permis de mettre en évidence une perméabilité moyenne élevée de 2 Darcy, avec des valeurs atteignant fréquemment 10 Darcy pour certains niveaux particuliers. Ces ordres de grandeur importants montrent que la perméabilité initiale a été ultérieurement amplifiée par des phénomènes de dissolution et de fracturation.

Dans la seconde partie du troisième chapitre on exploite l'échantillon des données ponctuelles pour estimer la distribution régionale des paramètres principaux à l'aide de l'outil géostatistique et en obtenir une cartographie. Après avoir intégré toutes les données disponibles pour l'élaboration d'un modèle synthétique du réservoir, on a pu alors identifier et localiser un certain nombre d'hétérogénéités spatiales ou d'anomalies caractéristiques.

La dernière partie constitue une première synthèse et une validation du modèle synthétique. Elle repose sur l'examen des principales corrélations entre variables couplées et l'interprétation des anomalies observées. Enfin diverses applications du modèle de réservoir hétérogène sont présentées par comparaison avec une approche du milieu homogène classique.

ABSTRACT

*T*his study forms part of the IMRG's research programme. It was jointly financed by BRGM, AFME and the EEC DGXII, contract EN3G-0046.

This report gives the main results of the sedimentologic, geochemical and hydrodynamic studies, which aimed to obtain detailed information on the hydrogeological, geochemical and thermal properties of the Dogger geothermal reservoir in the Paris Basin. The final objective was to provide the bases of an optimum management of the geothermal resource.

The methodology followed, which can be applied to other geothermal fields, has enabled a compilation of all the available data to be made. One hundred and ten geothermal wells, drilled between 1976 and 1986, have been taken into account.

This methodology is based on a multidisciplinary approach combining sedimentology, geochemistry and reservoir modelling. This report presents, in three major chapters, the most significant results of this approach.

The first chapter gives the results of the sedimentologic study. It is shown that the stratigraphic sequence intersected by geothermal wells in the exploited zone, always include a 150 to 200 m thick limestone layer belonging to the Bathonian. This Bathonian succession follows the classical regressive evolution pattern.

This evolution comprises a system of four major units from relatively deep sediments at the base to almost emerged facies at the top: marly unit, "alternance" unit, oolite limestone unit, and "Comblanchian" unit.

Generally speaking, for almost all of the wells studied 50 % to 70 % of the production comes from the oolite sequence. These levels are situated between 1100 m and 2100 m deep and have a total net pay ranging from 5 to 45 meters.

Sedimentological characterisation of the reservoir and in particular of the productive levels, combined with cross hole logging correlations, has enabled a paleogeographic model of the reservoir to be developed which served as the basis for hydrodynamic modelling of the reservoir.

In the second chapter, devoted to the geochemical study, all the results obtained before February 1989 are presented. These include the bottom hole and well head samples from the well test period and samples taken during the course of exploitation.

In the study area, the chemical and isotopic composition of the fluids from the Dogger show a wide span of variations especially in their salinity. (The TDS content varies from 6.5 g/l to 35 g/l).

Such a high variability within a single geological horizon cannot be produced simply by water rock interactions progressing from the recharge zone to the center of the basin.

Isotopic study of the water itself (oxygen and hydrogen) clearly shows that there exists a modern water recharge. In addition, the geochemistry of radiogenic helium, sulfur isotopes and some trace elements, strongly suggests that some connections must have existed between the Dogger and Triassic aquifers, probably through major faults. It has not been possible to demonstrate whether this connection has continued until now or if it has ceased.

This multiple origin of the fluids has provoked mixing phenomena; this, in conjunction with the interaction with the host rocks allows the whole of the chemical variations in fluid chemistry to be explained. The high amplitude of the mixing phenomena results from the very good permeability of particular stratigraphic levels which permit fluid movements on a large scale. However it has not been possible to quantify these circulation rates by means of indirect geochemical tools, such as ^{14}C and radiogenic helium accumulations. Instead of this, hydrodynamic modelling has confirmed the existence of fluid movement with velocities ranging from 1 to 10 meters per year, depending on the position in the aquifer.

The study of the chemical evolution of the fluid has also enabled the spatial distribution of some particular species, (HS^- particularly) to be explained. High concentration of sulphides (HS^-) can cause severe problems for exploitation through corrosion and scaling phenomena.

In addition, the chemical data base, combined with physical measurements of the productive layers (temperature, pressure) allow a detailed study of the water rock interaction mechanisms in sedimentary environments. In particular, the use of chemical geothermometers, which until now was mainly based on the knowledge of oil field waters, will benefit greatly from this study.

The third chapter, devoted to reservoir modelling, is based on processing and interpretation of geometric, hydraulic and thermal data obtained from the 110 geothermal wells.

The first part refers to a detailed analysis of localised data, used to define a well data base and to study the vertical structure of the productive horizons. Statistical analysis of the geothermal sample shows the high quality of the reservoir and of the associated exploitable resource.

The geothermal fluid with an average temperature of 70°C and an average artesian flow-rate of $175\text{ m}^3/\text{h}$ is exploited for useful heat production with a temperature difference of 30 to 35°C in the surface heat exchanger. On the other hand the average total mineralization of 20 g/l makes it necessary to reinject the cooled fluid, and therefore to use doublets.

For reservoir characterisation, the systematic realisation of flow-meter logs, and the duration of production tests, have enabled the definition of an average permeability of 2 Darcy with frequent values of 10 Darcy for particular levels. These very high values show that the initial permeability was later increased by dissolution and fracturation.

The second part consists in exploiting the sample of localised data to estimate and map the regional distribution of main parameters using geostatistical tools.

After having integrated all the available data to establish a statistical reservoir model, it was then possible to identify and locate a number of spatial heterogeneities and anomalies.

The last part gives a preliminary synthesis and a validation of the statistical model by examining the main correlations between linked variables to see if they account for the observed anomalies.

Finally, various applications of this model of a heterogeneous reservoir are compared with the conventional approach of the homogeneous equivalent porous medium.

SOMMAIRE

INTRODUCTION

1

ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

2

ETUDE GEOCHIMIQUE

3

MODELISATION DU RESERVOIR

4

CONCLUSIONS GENERALES

5

ANNEXES

INTRODUCTION

Objectif majeur de la recherche géothermique en France, les calcaires du Dogger avec 110 forages réalisés fin 1986, représentent le réservoir géothermique basse température le plus développé au monde.

Les doublets géothermiques actuellement en fonctionnement permettront aux conditions nominales de fonctionnement de substituer 200 000 Tonnes équivalent pétrole (Tep) par an. Les investissements correspondants s'élèvent à près de 4 milliards de francs. Les réserves en place sont évaluées à 6.10^{18} calories soit l'équivalent de 600 millions de Tep.

Afin d'aborder les problèmes liés à l'exploitation de la ressource géothermique et à sa gestion rationnelle, une étude détaillée du réservoir a été entreprise à l'IMRG.

L'objectif étant :

- la caractérisation détaillée de l'aquifère et l'identification des hétérogénéités spatiales pour parvenir à une description plus réaliste du réservoir ;
- la prise en compte de ce contexte géologique complexe dans les modèles de simulation des exploitations géothermiques.

Pour mener à bien cette étude, une équipe pluridisciplinaire a été constituée pour traiter les domaines suivants : sédimentologie, géochimie, thermique et modélisation.

Ces différents domaines d'étude sont groupés en 3 chapitres principaux. Le premier chapitre est consacré à la caractérisation sédimentologique et à l'évolution diagénétique du réservoir. Il comprend également l'étude de paramètres caractéristiques des niveaux productifs, réalisée à partir de diagraphies, des mesures pétrophysiques sur carottes et des analyses pétrographiques sur lames minces.

Le deuxième chapitre présente la synthèse des données géochimiques acquises au 1er février 1989. Dans les premiers paragraphes on décrit les méthodes de prélèvement et d'analyse qui ont été pratiquées. On donne quelques éléments de réflexion concernant l'hétérogénéité chimique des fluides, leur composition isotopique et les limites dans l'utilisation quantitative de techniques de "datation" des fluides. La caractérisation de composés gazeux, surtout les gaz rares et inertes, est traitée dans la deuxième partie, où l'on aborde également l'étude des processus thermodynamiques, qui contribuent à fixer la composition chimique de fluides, et l'utilisation de géothermomètres chimiques.

Le troisième chapitre, consacré à la modélisation du réservoir, repose sur le traitement et l'interprétation des données géométriques, thermiques et hydrauliques acquises sur les 110 forages géothermiques ayant capté le réservoir. La première partie fait référence à l'analyse détaillée de ces informations ponctuelles pour définir une base de données de forages et étudier la structure verticale des horizons producteurs. La seconde partie consiste à exploiter l'échantillon des données ponctuelles pour estimer la distribution régionale des paramètres principaux à l'aide de la méthode géostatistique.

Après avoir intégré toutes les données disponibles pour l'élaboration d'un modèle synthétique du réservoir, on peut alors identifier et localiser un certain nombre d'hétérogénéités spatiales ou d'anomalies caractéristiques. La dernière partie constitue une première synthèse et une validation du modèle obtenu en examinant les principales corrélations entre variables pour l'interprétation des anomalies observées. Enfin diverses applications du modèle hétérogène de réservoir sont présentées par comparaison avec une approche de milieu homogène classique.



ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

J. ROJAS, D. GIOT, Y.M. Le NINDRE

SOMMAIRE

1 - ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

1.1 -	Cadre géologique	1
1.2 -	Caractérisation sédimentologique du réservoir	4
1.3 -	Objectifs et méthodologie de l'analyse sédimentologique	5
1.4 -	Description de la série lithologique recoupée par le forage référence d'Aulnay-sous-Bois	5
1.4.1 -	Enchaînement des faciès, le caractère séquentiel	
1.4.2 -	Ensemble marneux	
1.4.3 -	Ensemble des alternances	
1.4.4 -	Ensemble oolithique	
1.4.5 -	Ensemble Comblanchien	
1.5 -	Origine de la porosité : évolution diagénétique des réservoirs	8
1.5.1 -	Les sables calcaires au moment de leur dépôt	
1.5.2 -	Cycle 1 : Les cimentations précoces	
1.5.3 -	Episode de dissolution D1	
1.5.4 -	Cycle 2 : Compaction d'enfouissement et colmatage calcitique	
1.5.5 -	Episode de dissolution majeure D2 : microfissuration, création de cavités	
1.5.6 -	Cycle 3 : Colmatage dolomitique	
1.5.7 -	Fracturation-dissolution D3 et cycle 4	
1.6 -	Paramètres caractéristiques des niveaux réservoirs	14
1.6.1 -	Paramètres diagraphiques	
1.6.2 -	Paramètres hydrogéologiques	
1.6.3 -	Paramètres pétrographiques	
1.6.4 -	Paramètres géochimiques	
1.7 -	Résultats	18
1.7.1 -	Faciès diagraphiques	
1.7.2 -	Paramètres hydrogéologiques	
1.7.3 -	Paramètres pétrographiques	
1.7.3.1 -	<i>Porosité</i>	
1.7.3.2 -	<i>Ciments</i>	
1.7.3.3 -	<i>Compaction</i>	
1.7.4 -	Analyses géochimiques de roches	
1.8 -	Comparaison des niveaux réservoirs	26
1.8.1 -	Spectres de porosité	
1.8.2 -	Macrostructures décrites sur carottes	
1.9 -	Comparaison du forage d'Aulnay-sous-Bois avec les autres forages géothermiques	28
1.9.1 -	Forages de la zone Nord de Paris	
1.9.2 -	Forages de la zone Sud de Paris	
1.10 -	Elaboration d'un modèle sédimentologique	35
1.11 -	Conclusions	38

ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

1.1 - Cadre géologique

Le Bassin Parisien est un bassin intracratonique de forme subarrondie d'environ 600 km de diamètre, bordé par le Massif Armoricain, le Massif Central, les Vosges et les Ardennes (Fig. 1.1). Il est constitué par des couches sédimentaires, principalement mésozoïques, déposées sur le socle anté-permien en "pile d'assiettes". Cette disposition est la conséquence de la subsidence du centre du bassin à l'ère secondaire et tertiaire. La subsidence maximale se situe à l'Est de Paris où le socle anté-permien a été rencontré à 3 200 m. Le taux de subsidence est en moyenne 5 m par km, valeur qui caractérise les bassins de plate-forme. Le flux de chaleur moyen mesuré est de 90 mW/m² valeur légèrement supérieure à celles observées dans les bassins sédimentaires stables.

Les couches sédimentaires du Bassin Parisien renferment de nombreux aquifères. Les principaux sont reportés sur la figure 1.1. Si plusieurs de ces réservoirs profonds offrent des possibilités en géothermie, on peut dire que l'intérêt s'est porté principalement sur les calcaires du Bathonien (≈ 170 M.A.).

Cet aquifère majeur s'intègre au Dogger qui correspond à des dépôts d'âge Jurassique moyen à dominante calcaire compris, entre les

marnes du sommet du Lias (Toarcien) et les marnes du Malm (Callovien inférieur).

Les dépôts du Jurassique moyen, en région parisienne tout comme dans une large partie de l'Europe occidentale situé au Nord du domaine marin profond téthysien, correspondent globalement à une période de mise en place de plate-formes carbonatées. Le comblement du Bassin Parisien, lié à une forte productivité sédimentaire calcaire (taux de sédimentation supérieur au taux de subsidence) se réalise de façon saccadée, séquentielle. Le caractère régressif s'accroît dans le temps pour atteindre un paroxysme à la fin Bathonien-début Callovien.

Au cours du Bathonien, s'installe le plus important édifice carbonaté. Des barrières oolithiques se forment sur les bordures du bassin et progressent en direction du centre. Derrière elles se constitue une zone protégée de plate-forme interne dans laquelle se développent des faciès de type lagon (sédiments alternativement fin et graveleux). L'ensemble du dispositif prograde depuis la Bourgogne jusqu'à la Manche (fig. 1.2). Ce corps carbonaté de direction Nord-Ouest/Sud-Est, est bordé à l'Ouest par un sillon marneux et à l'Est par le domaine marin ouvert germanique. Le sillon marneux limite à son tour un platier oolithique qui s'est mis en place sur le haut-fond armoricain.

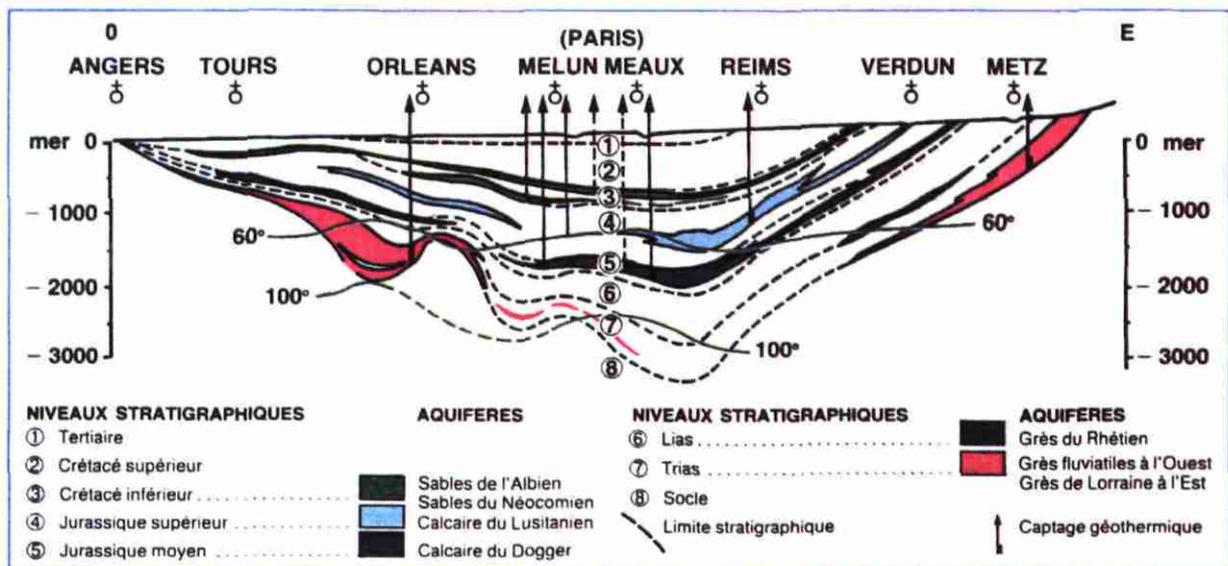
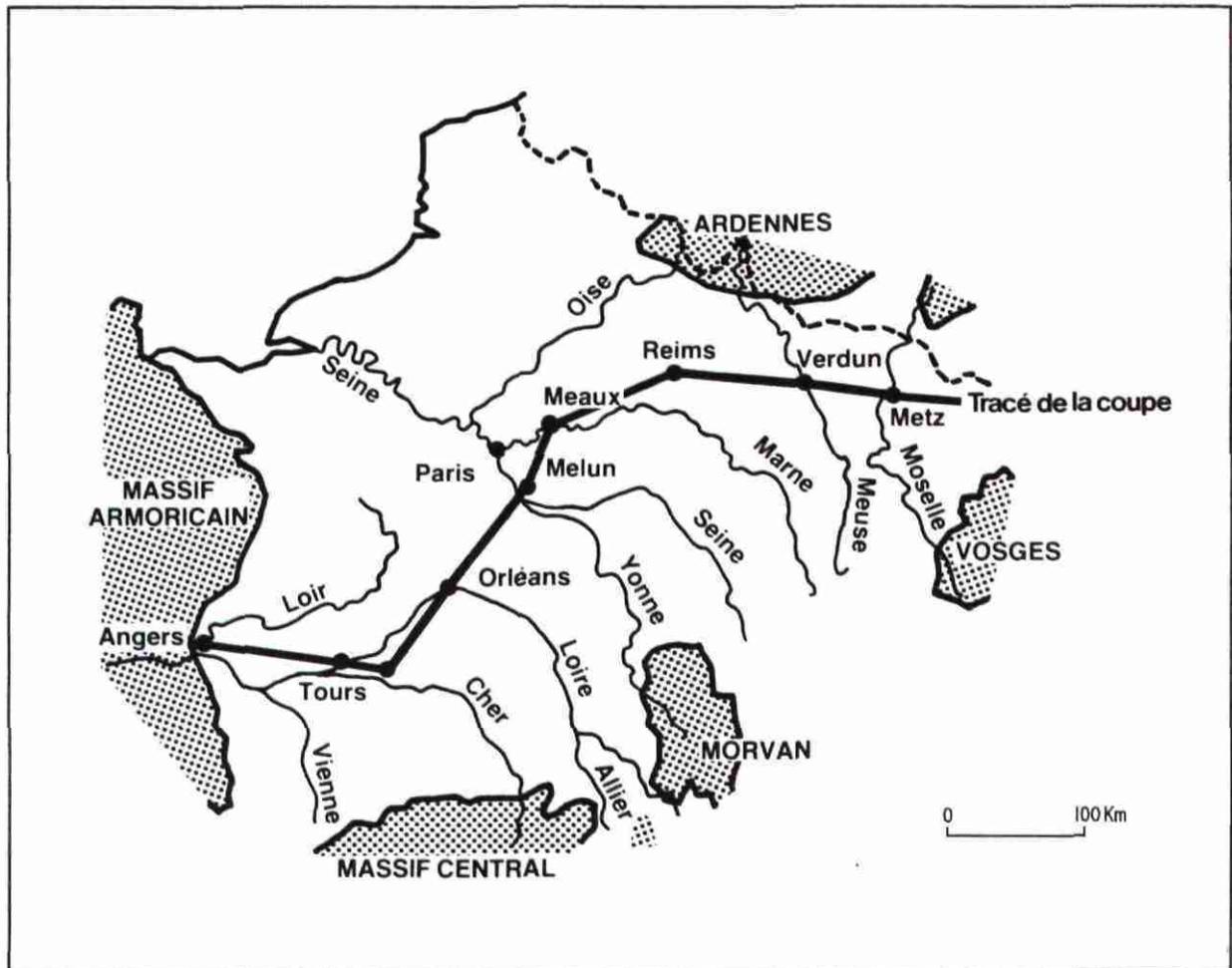


Fig. 1.1 - Coupe schématique des aquifères profonds du Bassin parisien

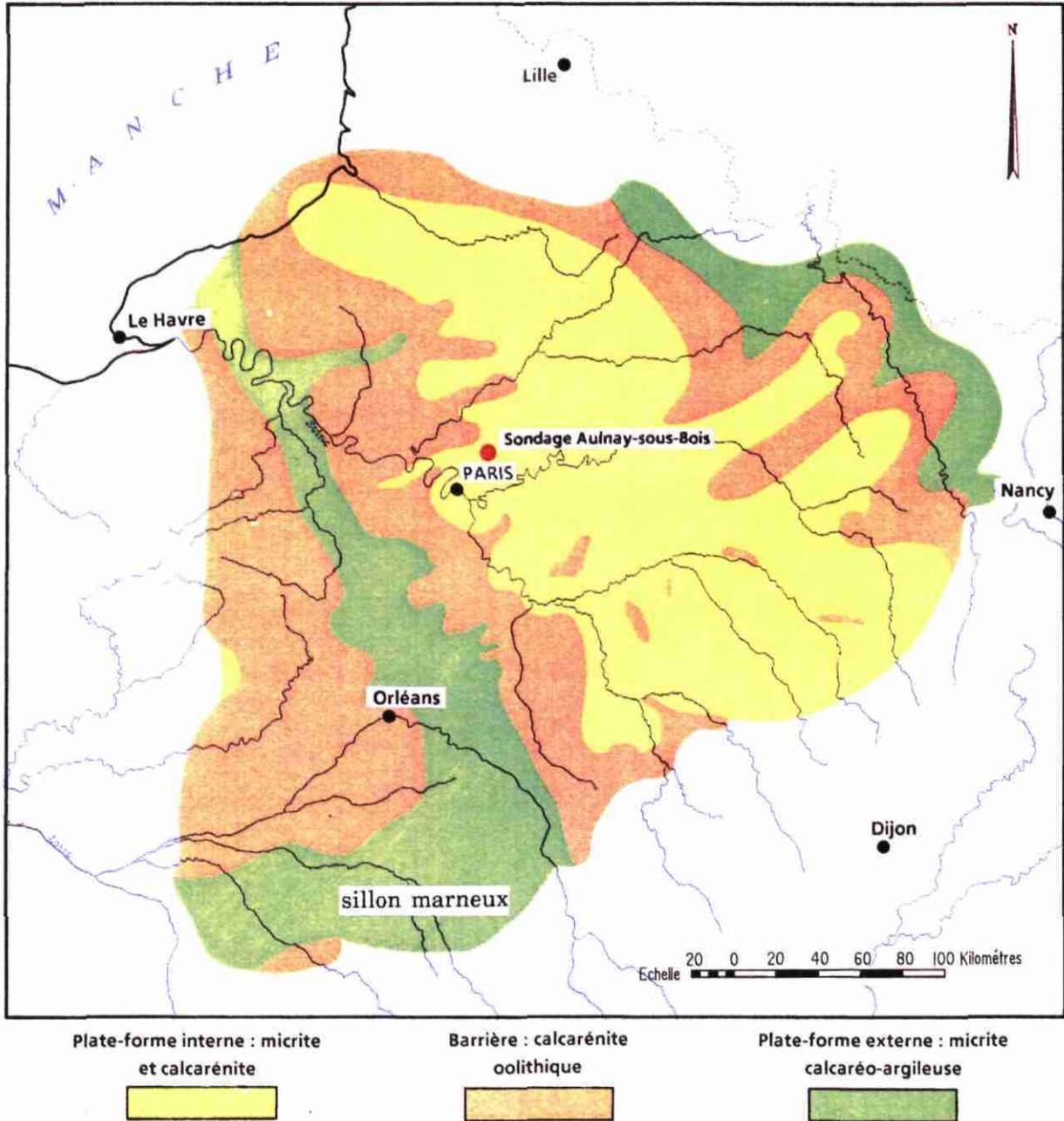


Fig. 1.2 - Ecorché au toit du Bathonien

Les forages géothermiques réalisés se situent à l'Est du sillon marneux. La série appartenant au Dogger, recoupée par ces sondages comprend la partie basale du Callovien et une puissante série appartenant au Bathonien. La série bathonienne traversée correspond à la partie supérieure du complexe de plate-forme là où se développent au maximum les dépôts calcarénitiques.

Il est reconnu que sur une large partie du bassin de Paris, l'ensemble des dépôts du Dogger (Callovien non compris) correspond

globalement à une mégaséquence de type régressif de 400 mètres de puissance maximale, (fig. 1.3). Cette évolution se réalise de façon saccadée selon un système de trois séquences principales d'ordre hectométrique correspondant approximativement aux trois étages Aalénien, Bajocien, Bathonien. La 4ème séquence callovienne, dont la partie carbonatée est intégrée au Dogger, montre globalement un caractère transgressif (centre bassin) bien qu'elle puisse à échelle locale (bordure ouest et sud), développer une séquence toujours régressive.

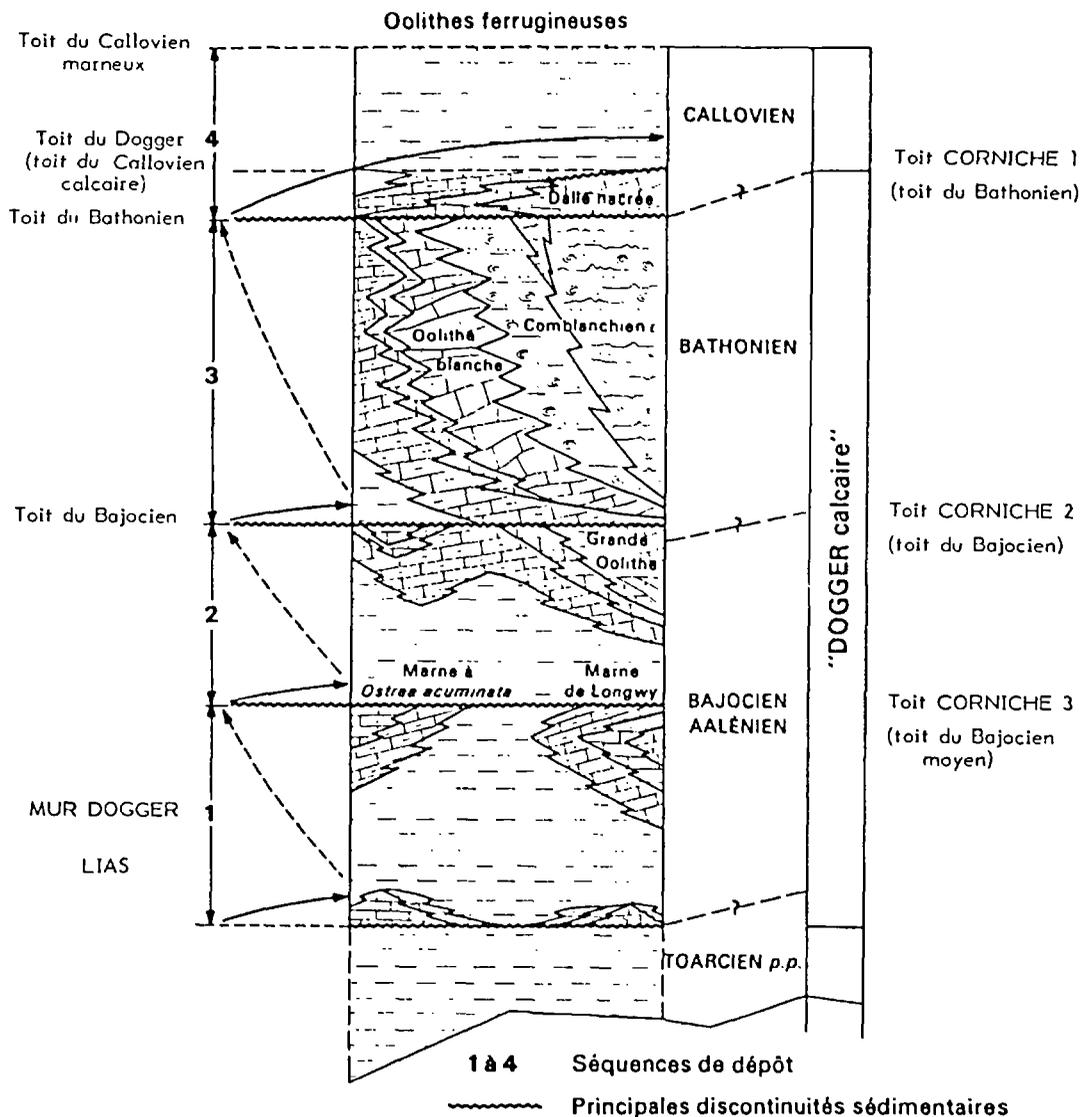


Figure 1.3 - Succession des principales séquences du Dogger calcaire (d'après Mém. BRGM n° 101, 1980)

1.2 - Caractérisation sédimentologique du réservoir

Au cours du développement des programmes de forages géothermiques au Dogger, il est apparu que le réservoir présente une géométrie et des caractéristiques de perméabilité beaucoup plus complexes qu'on ne le supposait. En particulier, il semble que la porosité globale soit bien liée à la lithologie donc au milieu de dépôt mais que la perméabilité varie, à faciès identiques, en fonction d'événements diagénétiques.

Les travaux de recherche ont été orientés vers la caractérisation de ces facteurs restrictifs qui ont affecté des sables calcaires initialement poreux et perméables, postérieurement à leur dépôt. Une recherche de caractérisation indirecte par enregistrement diagraphique à

tout d'abord été tentée mais elle n'a pas permis à elle seule d'expliquer pourquoi certains horizons poreux ne participaient pas à la production.

A l'occasion d'une opération pilote destinée à établir la relation entre réponse diagraphique et lithologie, un carottage continu (financé par le Comité Géothermie) a été entrepris sur le site d'Aunay-sous-Bois.

Sur cette carotte, une première phase de travaux a permis de réaliser : le relevé sédimentologique, orienté principalement sur la définition des paléomilieus, des mesures de porosité-perméabilité, un enregistrement gamma-densimétrique, un premier examen des ré-

seaux poreux macroscopiques (relevé structural) et microscopiques et quelques analyses isotopiques (carbone et oxygène).

Au cours de ces analyses, il est rapidement apparu que la compréhension de ce type de réservoir impliquait l'examen détaillé des conséquences de la diagénèse dont le rôle direct sur l'évolution du réseau poreux ne faisait aucun doute.

Plusieurs phénomènes principaux interviennent dans le processus diagénétique sans qu'il y ait nécessairement d'action conjointe : la compaction-dissolution, la fracturation, la dissolution, la recristallisation dans l'espace poreux. Chacun de ces phénomènes majeurs s'imprime dans la roche et la compréhension des caractéristiques du réservoir implique d'en identifier la chronologie (variation des contraintes mécaniques, du chimisme des eaux...) et l'ampleur géographique.

1.3 - Objectifs et méthodologie de l'analyse sédimentologique

L'analyse sédimentologique avait pour but :

- la caractérisation des milieux de dépôts, leurs critères de distinction, et l'étude de relations entre les différents faciès et les différents niveaux productifs ;
- l'élaboration de profils verticaux des sondages rassemblant tous ces éléments, afin de réaliser des corrélations entre sondages, bases de la reconstitution paléogéographique du réservoir.

D'un point de vue opérationnel, le travail a été effectué par phases successives comprenant :

- l'analyse sédimentologique détaillée d'un sondage complètement carotté, (Aulnay-sous-Bois) afin de définir faciès, milieu de dépôts, caractéristiques pétrophysiques et phénomènes diagénétiques affectant le réservoir ;
- un étalonnage diagraphique sur les séries traversées par ce forage, permettant une approche des faciès par l'étude morphologique des courbes (électrofaciès) dans les autres sondages.

Parallèlement au dépouillement de diagraphies, les cuttings d'un certain nombre de sondages ont été examinés au coup par coup :

- soit pour vérifier une réponse diagraphique ;
- soit pour essayer de caractériser le réseau poreux à partir des cuttings imprégnés de résine colorée et montés sur lames minces.

1.4. - Description de la série lithologique recoupée par le forage référencé d'Aulnay-sous-Bois

La succession lithologique a été établie par examen macroscopique de 110 m de carottes après sciage et surfaçage d'une demi section.

L'analyse pétrographique en lame mince a été réalisée en fonction des changements de faciès, avec une moyenne de prélèvements variable : forte dans les faciès calcarénitiques, plus faible dans les faciès compacts : au total 200 lames minces, ont été ainsi confectionnées.

La démarche a consisté en la recherche de corrélations entre les lithofaciès interprétés en terme de milieu de sédimentation, les évolutions diagénétiques, en particulier celles influençant directement le milieu poreux et les réponses diagraphiques.

1.4.1 - Enchaînement des faciès : le caractère séquentiel

Le sondage d'Aulnay a intercepté uniquement la partie supérieure du Dogger ; le carottage lui-même n'a été réalisé que sur la séquence bathonienne, recoupant successivement du sommet vers la base : l'ensemble Comblanchien, l'ensemble Oolithique, l'ensemble des Alternances et la partie terminale de l'ensemble Marneux. La série n'a été reconnue que sur 152 mètres alors que la séquence bathonienne dans ce secteur doit avoisiner 220 mètres d'épaisseur.

La description lithologique est donnée selon la succession stratigraphique du bas vers le haut (figure 1.4).

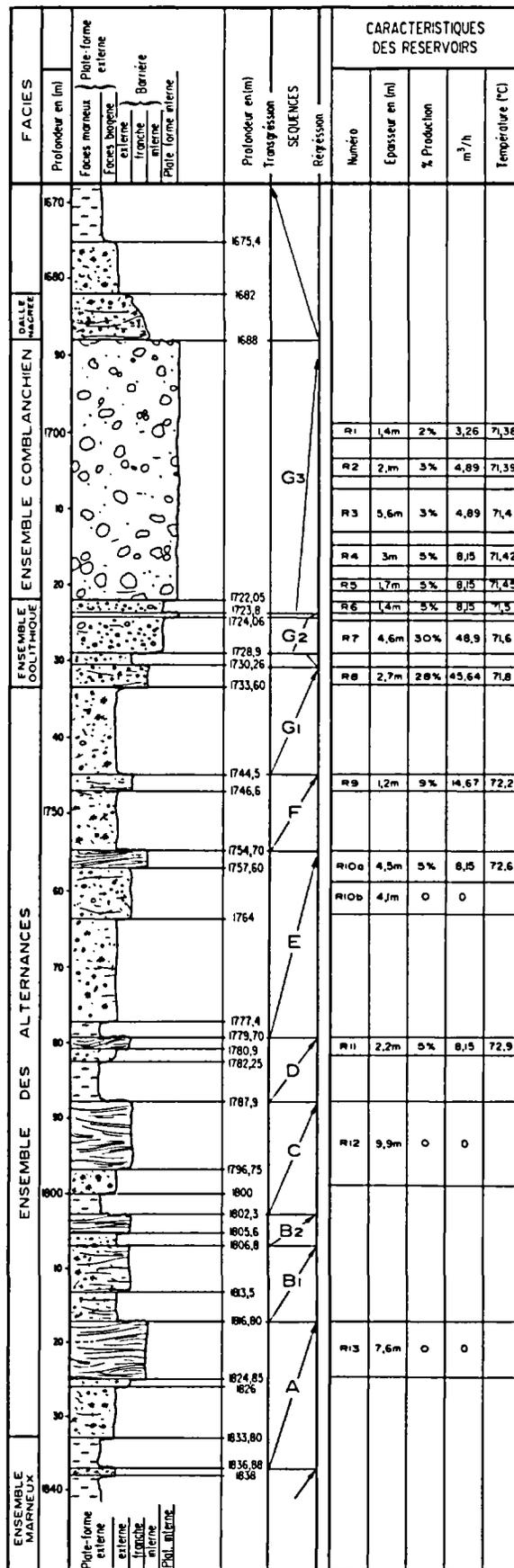


Fig. 1.4 - Sondage Aulnay-sous-Bois : Analyse lithoséquentielle, corrélation entre paléomilieux et caractéristiques du réservoir

1.4.2 - Ensemble Marneux (prof. : 1840 à 1833,80 m)

Recoupé uniquement dans sa partie supérieure, il est représenté par des mudstones marneux gris à noirs et des mudstones à packstones gris contenant des pellets (algal balls) et organismes en quantité variable. Les faciès de marne noire sont interprétés comme correspondant au milieu marin le plus profond de cette série (zone infra-photique: infra-littoral distal à circalittoral) alors que l'apparition d'organismes traduit la proximité de la plate-forme (fig. 1.5).

1.4.3 - Ensemble des Alternances (prof. : 1833,80 à 1733,6 m)

Une grande variabilité de faciès caractérise cet ensemble constitué par un enchaînement récurrent de séquences décimétriques à trois termes principaux (marne noire de milieu circalittoral, calcaires biogènes de milieu infra-littoral distal ou plate-forme externe, calcarénite de milieu infra-littoral moyen ou barrière) lorsqu'elles sont complètes, ou à deux termes lorsqu'elles sont incomplètes, le terme inférieur disparaissant alors (séquences B, F et G).

Un enchaînement de huit séquences a été relevé conférant au sondage d'Aulnay un caractère très particulier, répétitif, d'extension encore mal délimitée.

Le terme supérieur de chaque séquence est représenté par un dépôt calcarénitique de type mixte bioclastique, graveleux et oolithique. La taille des grains varie depuis le domaine des arénites fines jusqu'aux rudites fines (3 à 4 mm maximum), les sédiments fins prédominant généralement.

Deux faciès ont été distingués. L'un non stratifié, souvent hétérogène et hétérométrique, fortement bioturbé et bioclastique, est attribué à un contexte d'avant barrière. L'autre plus homogène, granoclassé et stratifié souvent en obliques, plus fin et fortement oolithique, est considéré comme représentatif de la barrière franche (système de rides probables). Ces horizons granulaires ont généralement conservé une porosité matricielle importante bien que celle-ci ait fortement évolué au cours de la diagenèse par rapport à la texture initiale.

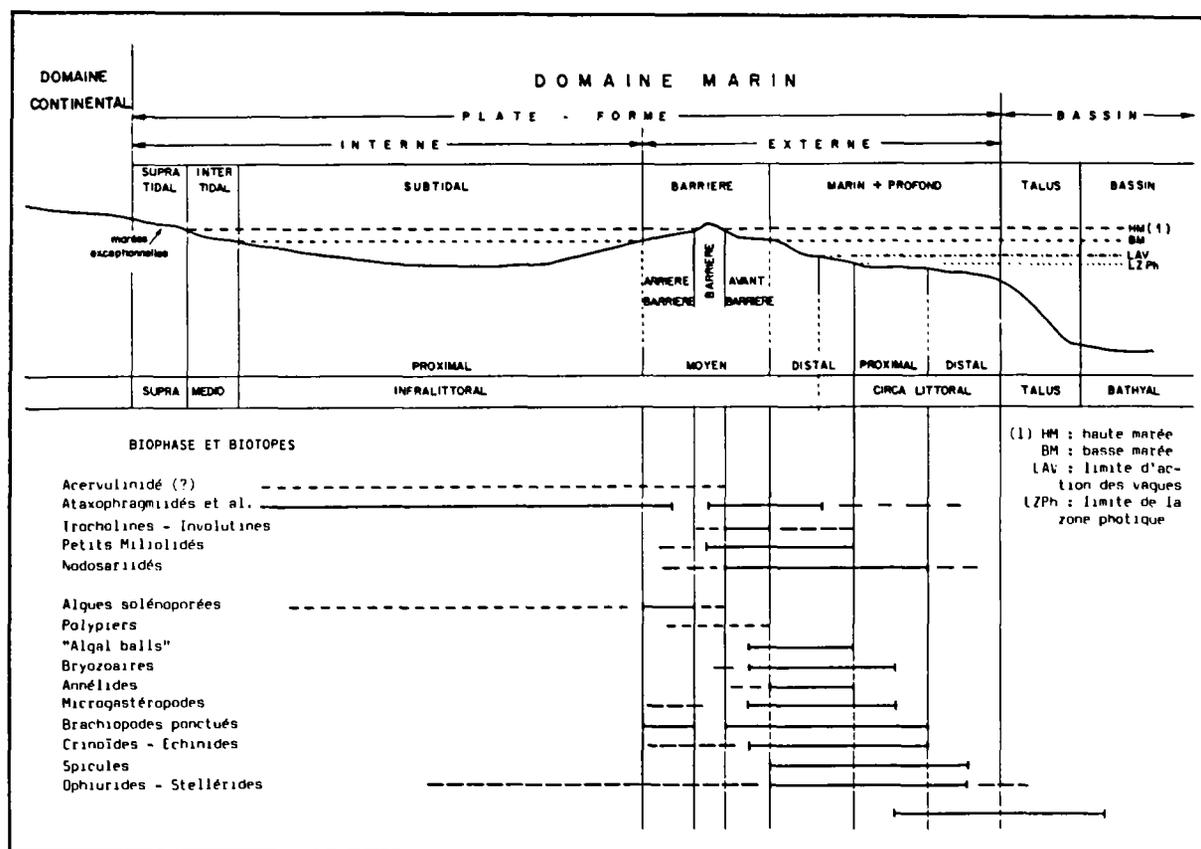


Fig. 1.5 - Classification des milieux de dépôts en domaine marin carbonaté (Y.M. Le Nindre et al., 1987 modifié) et biophase caractéristique rencontrée dans le forage d'Aulnay-sous-Bois 1

Dans la figure 1.6 sont reportées les principales caractéristiques physiques du réservoir enregistrées dans l'ensemble des Alternances. A l'exception des séquences B qui n'ont pu montrer de porosité significative, chaque niveau calcarénitique est porteur d'un réservoir dont la porosité totale mesurée au porosimètre à mercure évolue entre 15 et 29 % ; les diagrapies de résistivité et de gamma densimétrie indiquent une répartition de cette porosité sur toute la couche, débordant exceptionnellement (séquence C) sur les niveaux sous-jacents porteurs localement de grainstone. La perméabilité par contre reste généralement très faible.

1.4.4 - Ensemble oolithique (prof. : 1733,6 m à 1722 m)

La séquence terminale (G) du système de sédimentation pulsé est celle qui va correspondre réellement à la phase d'installation de la plate-forme dans le Nord de la région parisienne, par progradation depuis l'Est et le Sud-Est (plate-forme bourguignonne). L'ensemble Oolithique (fig. 1.7) correspond globalement à

un milieu de type barrière (infra-littoral moyen) dans lequel peut se suivre latéralement et verticalement le passage progressif du milieu marin externe au milieu interne (plate-forme interne ou lagon). L'instabilité sédimentaire reste la règle, elle se traduit soit par le retour sporadique de dépôts à caractère externe (1730,3 à 1728,9 m) sous forme de possibles tempestites, soit en liaison avec un recul marin momentané par l'apparition de micrites (1724,06-1723,8 m) à caractère lagon (Comblanchien). La base de l'ensemble Oolithique montre des dépôts localement stratifiés granoclassés à éléments bioclastiques provenant du domaine externe alors qu'à la partie supérieure, les calcarénites sont constituées pour l'essentiel par des éléments élaborés dans le lagon en zone d'arrière barrière (gravelles provenant d'oncholites remaniées, bioclastes de domaine interne).

Cette unité lithologique prend une importance majeure car, à elle seule, elle assure les deux tiers de la production en eau (63 % = 102,7 m³/h) issue de l'ensemble du Bathonien calcaire.

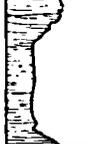
		A			B ₁₋₂			C			D			E			F			G ₁
		ép	P ₀ %	K/Prod	ép	P ₀ %	K/Prod	ép	P ₀ %	K/Prod	ép	P ₀ %	K/Prod	ép	P ₀ %	K/Prod	ép	P ₀ %	K/Prod	
Grainstone gravelo-oolithique et bioclastique		9,2 m	R13 17,6%	0 24 mdy	11,2 m			8,85 m	R12 19 à 29%	0 16 à 35 mdy	0,8 m	R11 20%	8,15 m ³ /h 147 mdy	9,3 m	R10 a 21 à 26% b 19 à 22,6%	a 8,15 m ³ /h 40 à 60 mdy b 0 7 à 35 mdy	1,1 m	R9 15%	14,7 m ³ /h 26 à 83 mdy	G2 ensemble oolithique
Mudstone à packstone biogène		7,8 m			3,3 m			3,25 m			1,35 m			13,4 m				8,1 m		10,9 m
Mudstone marneux		Top de l'ensemble marneux						2,3 m			5,65 m			2,3 m						

Fig. 1.6 - Ensemble des alternances : relation lithologie - réservoirs

Bien que cette série soit à dominante calcarénitique, la répartition de la porosité, correspondant ici à une macroporosité, montre une grande irrégularité reflétant l'évolution diagenétique complexe polyphasée.

Ainsi seront observées en voisinage très proche des calcarénites à forte porosité matricielle pratiquement indemnes de toute évolution et des sables calcaires compactés ou cimentés pratiquement non poreux. Ajoutées à cette porosité texturale, d'importantes dissolutions créatrices de cavités millimétriques à centimétriques s'y sont développées en forte proportion pratiquement sur toute l'épaisseur de la formation (avec un maximum dans la partie supérieure de R7), ainsi qu'un système de fracturation subvertical surtout dans le réservoir R7.

1.4.5 - Ensemble Comblanchien (prof. : 1722 à 1688 m)

Définie en Bourgogne, dans la localité de Comblanchien où elle fait l'objet d'une exploitation pour pierre ornementale, la formation désigne un ensemble de faciès déposés dans un contexte de lagon ou de plate-forme interne (infra-littoral proximal). Les sédiments souvent organogènes (algues, mollusques, foraminifères, échinodermes, polypiers, etc.) évoluent

depuis des micrites jusqu'à des grainstones parfois grossiers (oncholites remaniées). Développés sous faible tranche d'eau en milieu non réducteur, ils sont très souvent bioturbés d'où hétérogènes. Une porosité matricielle est fréquemment conservée (fig. 1.7) dans les niveaux gravelo-bioclastiques, répartie sur pratiquement toute l'épaisseur de la formation avec une densité nettement plus importante dans la moitié inférieure. Le caractère discontinu de cette porosité est tel que la perméabilité reste globalement peu élevée bien que, ponctuellement de fortes valeurs soient notées. Environ un quart de la production est assuré par un grand nombre de petits horizons regroupés en 5 réservoirs principaux.

1.5 - Origine de la porosité : Evolution diagenétique des réservoirs

La simple corrélation entre la position des niveaux poreux actuels, et les faciès sédimentaires granulaires (fig. 1.4) fait apparaître de toute évidence que le réservoir bathonien est directement contrôlé au moins dans sa géométrie initiale par la paléogéographie. Seuls les sédiments dépourvus de boue calcaire, qu'ils soient accumulés sous l'effet de courants importants dans la zone barrière ou plus faibles dans le lagon, sont susceptibles de présenter une porosité primaire fossilisable.

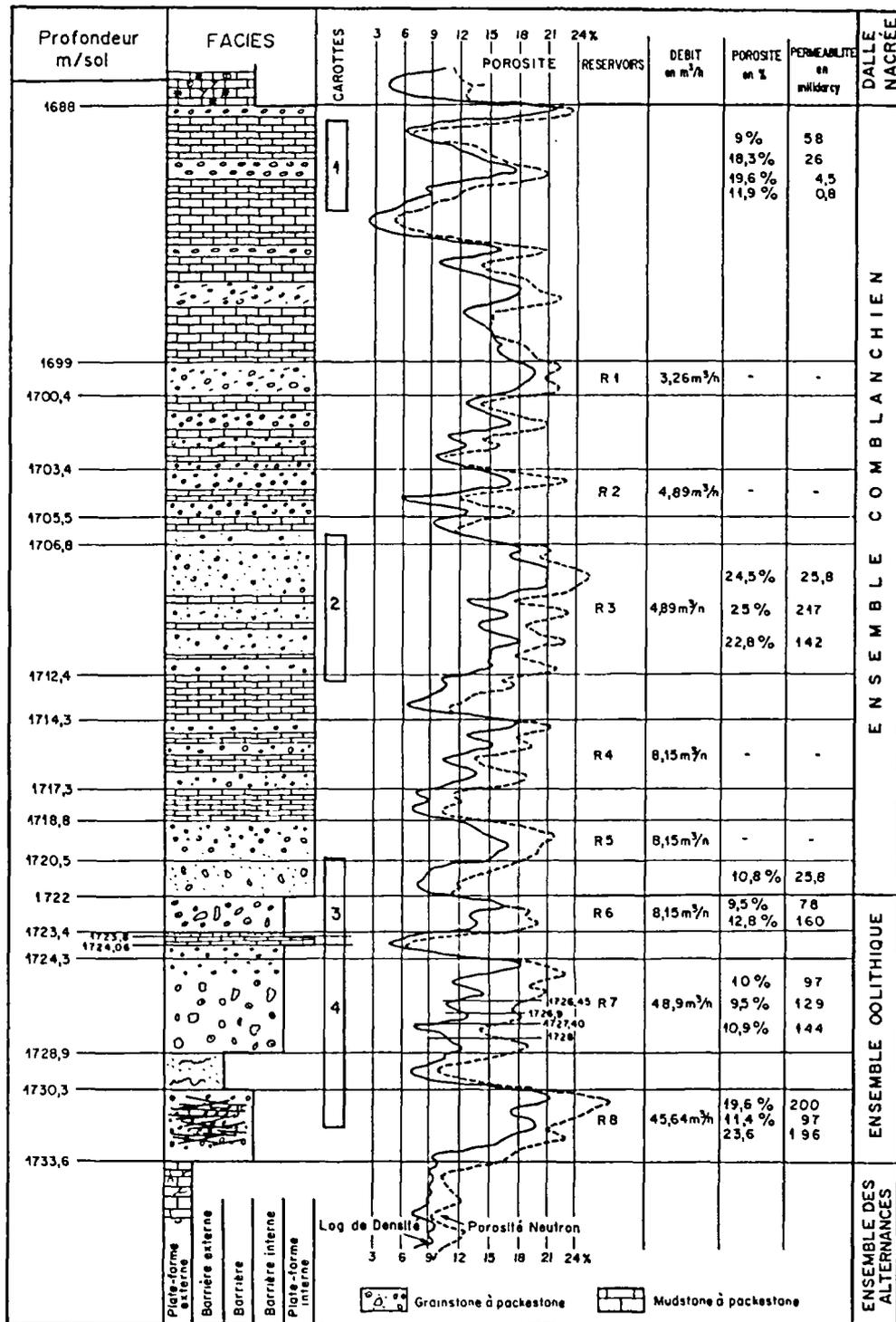
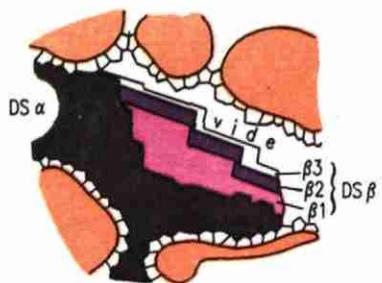
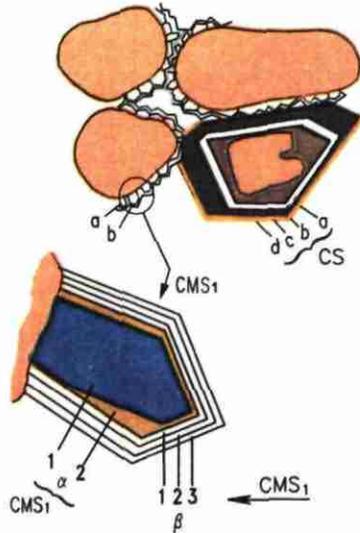


Fig. 1.7 - Ensemble Oolithique et Comblanchien : relations lithologie et réservoirs

Ce sont ces mécanismes de fossilisation de la porosité qui vont retenir maintenant notre attention car la productivité actuelle est la conséquence directe des évolutions diagenétiques qui ont, selon les horizons, soit fait disparaître la porosité efficace par obturation partielle, soit au contraire, l'ont maintenue ou accentuée par fracturation-dissolution. L'ana-

lyse pétrographique est principalement utilisée pour cette démarche, aidée d'examen en cathodo-luminescence pour différencier les différentes étapes de recristallisation. Ces phénomènes sont présentés selon leur déroulement chronologique et restitués en fonction des différents niveaux poreux, le tableau n°1.1 en résume les principales étapes.

* Zones de croissance cristalline visualisées par cathodoluminescence



Légende:

- CM Calcimicrosparite
- CMSP Calcimicrosparite primaire
- CMS Calcimicrosparite
- CS Calcisparite
- DS Dolosparite

		SIGNATURE CATHODO-LUMINESCENTE DE LA ZONATION CRISTALLINE	Evolution des fluides Interprétation	Variation de la porosité matricielle (>7,5 microns)
Dépôt initial = Grainstone meuble			eau de mer libre	<p>① Ensemble Oolithique</p> <p>② Grainstone des Alternances</p> <p>10 20 30 40 → porosité (%)</p> <p>30 à 40%</p>
Cimentation précoce			phréatisme marin milieu réducteur cycle 1 Ca++, CO3--	
CM1 calcimicrosparite initiale et remplissage de bird's eyes CMSP aragonite ou calcite magnésienne fibreuse		mauve-orange faible non conservée	Mn++	<p>Dissolution +1 à 2%</p> <p>COMPACTATION</p> <p>pour 1 -5 à 10%</p> <p>pour 2 -20% (Fermeture des réservoirs)</p> <p>COLMATAGE CALCIQUE</p>
DISSOLUTION D1 COMPACTION D'ENFOUISSEMENT CM2 calcimicrosparite recristallisée		jaune-orange faible bleu sombre à moyen	Mn++	
Calcimicrosparite CMS1		a1 calcisparite CS * bleu sombre a2 marron jaune à marron mauve	Fe+++	
CMS2 CMS3		b1 jaune-orange b2 marron clair - jaune b3 jaune-orange c marron d jaune-orange	Mn++ Mn++ Mn++ Fe+++ Mn++	
DISSOLUTION MAJEURE D2 - MICROFISSURATION - CAVITES			fluide autochtone milieu réducteur dominant cycle 2 Ca++, CO3--	<p>Dissolution (+5 à 30%)</p> <p>pour 1 -10%</p> <p>COLMATAGE DOLOMITIQUE</p>
DS alpha dolosparite		* marron noir à marron mauve	Fe+++	
DS beta dolosparite oolithique		discontinuité avec corrosion	Mn++	
		beta1 mauve faible	Fe+++	
		beta2 mauve sombre	Mn++	
		beta3 rouge-orange fort	Fe+++	
		beta4 mauve sombre	Mn++	
		beta5 Comblanchien rouge-orange	Fe+++	
		beta6 mauve sombre	Mn++	
		beta7 rouge-orange	Fe+++	
		beta8 mauve sombre	Mn++	
FRACTURATION D3 - DISSOLUTION			fluide allochtone milieu oxydant cycle 4 Ca++, Sr++, SO4--	<p>FRACTURATION LOCALISEE</p> <p>COLMATAGE SULFATE CALCIQUE EN FRACTURE</p>
Célestite (fracturation) Calcite (cavité de dissolution et pores résiduels)		bleu noir	Fe+++	
① Grainstone partiellement cimenté à cavités de dissolution				Etat actuel ① 5 à 15% (moyenne 8%) (Hors D2) ② 1,5 à 13% (moyenne 7,5%)
② Grainstone compacté cimenté				

Tableau 1.1 - Etapes des transformations diagénétiques enregistrées par le réservoir bathonien

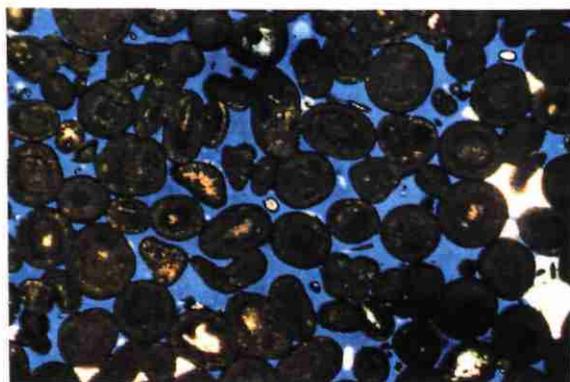


photo : 1730,5 m

1 mm

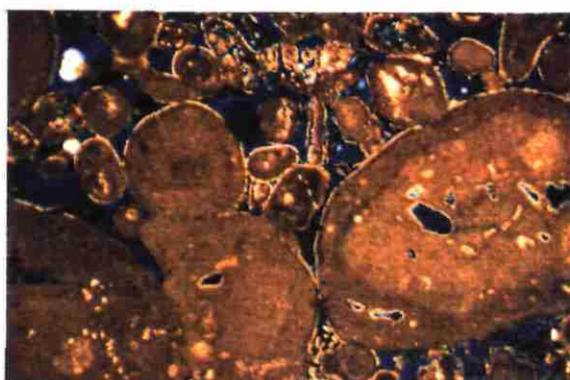


photo : 1725,9 m

1 mm



photo : 1746,6 m

1 mm



photo : 1746,6 m

0,2 mm

1.5.1 - Les sables calcaires au moment de leur dépôt

Les faciès calcarénitiques correspondant aux dépôts de zone barrière ainsi que les faciès granulaires, concentrés localement dans le lagon, sont constitués d'éléments calcaires divers : oolites, pellets, bioclastes, généralement indurés. Les sables correspondants sont souvent assez bien classés et montrent à l'origine des porosités matricielles évoluant entre 20 et 40 %. De façon extraordinaire cette porosité initiale est maintenue presque dans son intégralité dans certains horizons de l'ensemble Oolithique (photo : 1730,5 m) où des valeurs de macroporosité voisines de 20 % subsistent.

1.5.2 - Cycle 1 : les cimentations précoces

Très rapidement après leur dépôt, dans des conditions de très faible enfouissement, d'immersion faible ou d'émersion, une lithification se produit par dépôt à la surface des grains d'une couche palissadique, constituée de quelques dizaines de microns d'épaisseur, de cristaux fibreux (calcite magnésienne ou aragonite, CMSP : calcimicrosparite primaire) disposés perpendiculairement à la paroi des pores (photo 1725,90 m). Ce phénomène a pour conséquence négative d'obturer partiellement la porosité surtout dans les goulets d'interconnexion des macropores. Cette conséquence néfaste reste mineure par rapport au caractère bénéfique de la consolidation précoce qui va limiter considérablement les effets de la compaction mécanique qui interviendra dès l'enfouissement.

Ce type de ciment est fréquemment noté dans l'ensemble Oolithique ainsi que dans le Comblanchien. Il est observé de façon sporadique dans les sommets de séquence calcarénitiques des alternances. Cette microsparite n'est pas conservée dans son état cristallin initial, elle recristallise au cours du cycle 2 prenant l'allure CMS : calcimicrosparite.

1.5.3 - Episode de dissolution D1

Des cavités de dissolution se développent soit au détriment de la micrite dans le Comblanchien compact, soit au détriment des grains dans les calcarénites.

Elles recoupent les ciments précoces et sont

localement colmatées par les calcitisations postérieures (CS : calcisparite). Il paraît raisonnable de les considérer comme anté-compaction et générées par la circulation d'un fluide sous saturé d'origine météorique. Cette micro-karstification serait à rapporter à la mise en place temporaire au niveau de la plate-forme, d'une nappe dessalée probablement mise en charge au niveau d'îlots répartis sur sa périphérie. Dans le forage d'Aulnay la porosité ainsi acquise reste peu importante, elle n'est observée que dans le Comblanchien et l'ensemble Oolithique. On peut supposer que par ailleurs sur la plate-forme, ce phénomène peut prendre une plus grande ampleur.

1.5.4 - Cycle 2 : Compaction d'enfouissement et colmatage calcitique

Au cours de l'enfouissement, le sédiment enregistre une modification de sa texture. Les grains se déforment lorsqu'ils sont encore souples (photo 1746,6 m), ou se brisent partiellement (photo 1746,6 m) ou totalement (photo 1725,9). D'importantes dissolutions sont également constatées, principalement sur les points de contact entre grains, traduisant le caractère encore sous-saturé des eaux connées. Les réductions de volume par mise en solution de carbonate et par effondrement de texture sont difficiles à estimer, une très grande variabilité étant notée. Ainsi, à l'échelle d'une seule lame mince (4 à 5 cm²), peut-on passer d'une texture intacte à une zone compactée où la porosité résiduelle chute de moitié. Généralement, les effets de la compaction sont d'autant plus sensibles que les cimentations précoces sont absentes. Cette observation permet d'expliquer pour une bonne part la perte de perméabilité (perte de la macroporosité matricielle) de la plupart des horizons grainstones en sommet de séquence de l'ensemble des Alternances.

La conséquence de cette remise en solution locale et de la non évacuation des fluides en dehors du réservoir bathonien est le dépôt par ailleurs, d'un ciment calcitique colmatant.

Ce rééquilibrage entre la solution connée et la phase minérale se traduit de plusieurs façons. La micrite initiale CM1 peut être partiellement recristallisée en une autre micrite CM2 à signal cathodo-luminescent différent.

Les ciments micropalissadiques précoces se transforment également, perdent leur forme fibreuse pour générer en remplacement (fausse

pseudomorphose) des microprismes calcitiques CMS (photo 1726,5 m). Selon le lieu de leur développement, ces microsparites ont été différenciées en CMS1 lorsqu'elles se développent à la périphérie des grains, en CMS2 lorsqu'elles sont précipitées dans une cavité naturelle primaire (loge d'organisme) et en CMS3 lorsque cette cavité est acquise par dissolution (phase D1).

Pendant le même temps, les zonalités cristallines visualisées par cathodo-luminescence l'attestent, des calcites sparitiques plus grosses précipitent, utilisant souvent comme support initial un débris échinodermique (photo 1724,05 m). A ce stade, il convient d'insister sur le rôle néfaste des pièces échinodermiques dans le développement des colmatages calcitiques.

Ces bioclastes induisent une poronérose importante. La structure monocristalline poreuse de ces fragments favorise considérablement la cimentation sparitique des sédiments qui les contiennent. Crinoïdes et Echinides sont présents dans l'ensemble Oolithique où ils contribuent à la réduction de la porosité d'une façon sensible. Le maximum de développement des Echinodermes est surtout localisé dans l'ensemble des Alternances; Ophiurides et Stellerides venant par leur présence supplémentaire accentuer ce phénomène de sparitisation calcitique. Ainsi les qualités réservoir de cet ensemble en est d'autant dégradée.

L'examen des zones de croissance cristalline en cathodoluminescence révèle le caractère instable de la solution baignant alors le réservoir. Les conditions sont le plus souvent réductrices mais de courts épisodes oxydants apparaissent au début (CSa2) et à la fin (CSc) de la cristallisation.

Une discontinuité morphologique de croissance est également notée entre les zones a2 et b1. Globalement, il est considéré que ce cycle de recristallisation correspond à l'évolution du fluide autochtone de la formation sans apport extérieur notable.

En volume, l'incidence de la phase microsparitique CMS est négligeable car il s'agit d'un réajustement cristallin à partir d'un dépôt préexistant CMSP.

En ce qui concerne le ciment sparitique CS, une large partie de celui-ci est induite par la

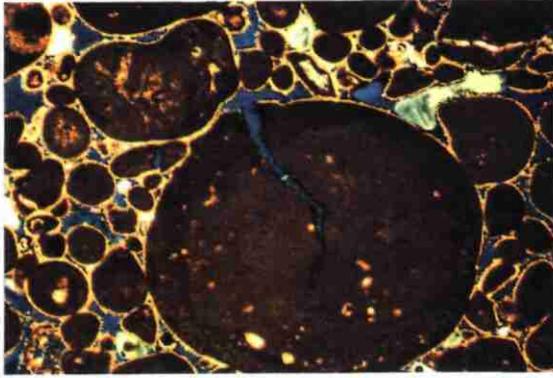


photo : 1725,90 m

1 mm

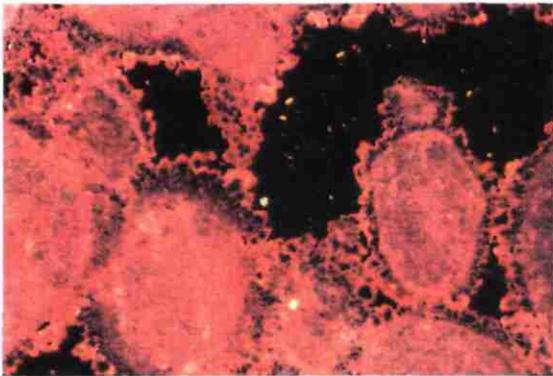


photo : 1726,5 m

0,2 mm

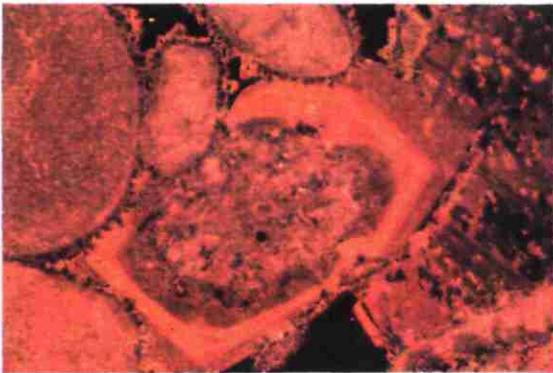


photo : 1724,05 m

0,2 mm

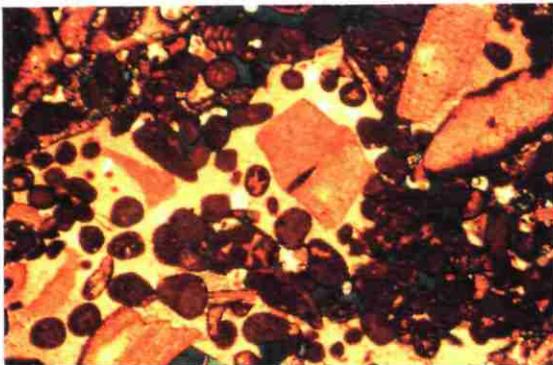


photo : 1755,55 m

1 mm

présence de fragments d'Echinodermes. Dans les grainstones de l'Ensemble des Alternances, bien que leur répartition ne soit pas homogène, des cimentations totales peuvent être localement notées jouxtant des plages non affectées (photo : 1755,55 m). Une poronécrose de 5 à 10 % portant surtout sur la macroporosité peut être attribuée à ce phénomène dans les réservoirs inférieurs.

Dans les réservoirs de l'ensemble Oolithique, l'incidence de ce phénomène bien qu'existant est plus réduite. Des sparitisations de types CS se développent également en l'absence de support échinodermique dans des cavités peu ou pas connectées, dans le Comblanchien à texture irrégulière en particulier, ou dans des cavités de dissolution D1. Cette dernière forme semble très minoritaire.

1.5.5 - Episode de dissolution majeure D2 - Microfissuration, création de cavités

A une époque mal déterminée, le réservoir bathonien est pénétré par un fluide étranger sous-saturé qui va provoquer d'importantes dissolutions dans ce qui était à l'époque le niveau à plus forte perméabilité, accentuant d'autant celle-ci (photo 1724,9 m).

L'ensemble Oolithique est ainsi partiellement "karstifié" par un système de cavités millimétriques à pluricentimétriques développées soit sur un système microfissural subvertical, soit de façon aléatoire.

Sur les carottes observées, les cavités semblent le plus souvent non connectées par un système mégaporeux. Toutefois, la porosité matricielle ne pouvant à elle seule expliquer les débits constatés, force est de reconnaître à ce système de dissolution D2 une forte transmissivité, donc de probables connections autre que matricielles.

1.5.6 - Cycle 3 : colmatage dolomitique

Ce fluide, allochtone, tend ensuite à s'équilibrer avec la formation, atteint son seuil de saturation et dépose une nouvelle phase de colmatage. L'analyse de ces minéraux nous révèle le caractère totalement différent de ce fluide. C'est une dolomite qui se dépose alors en deux épisodes distincts.

La première cristallisation DS α , la plus importante en volume, est la moins bien différenciée cristallographiquement. Elle se développe dans la porosité matricielle et les cavités. La fin de sa cristallisation souligne un retour à l'équilibre de la solution suivi d'une légère sous-saturation marquée par une résorption partielle et locale de DS α . Le colmatage dolomitique reprend ensuite avec le dépôt de DS β à croissance cristalline différenciée (tabl. 1.1, photo 1723,5). Il faut noter que localement cette phase β peut dolomitiser le calcaire en pseudomorphosant (photo 1731,1 m), alors que l'habitus normal est le système poreux.

Le développement maximal de la dolomite est atteint dans l'ensemble Oolithique avec des teneurs oscillant entre 0 et 19 %, plaçant la moyenne vers 10 %. Cela indique clairement que déjà à cette époque l'ensemble Oolithique représente la partie active du réservoir.

Des concentrations dolomitiques plus dispersées sont notées dans le Comblanchien et très exceptionnellement dans le niveau R11 indiquant la quasi absence de connection avec les médiocres réservoirs de l'ensemble des Alternances.

Le phénomène de colmatage dolomitique apparaît comme le dernier épisode de poronérose. Il affecte essentiellement l'ensemble oolithique, seul horizon réservoir encore efficace à cette époque.

1.5.7 - Fracturation-dissolution D3 et cycle 4

De façon très localisée, dans l'ensemble Oolithique s'observent de rares fractures sub-verticales. Une dissolution se développe dans les épontes sur environ 1 cm d'épaisseur de part et d'autre. Entre les lèvres de la fracture, un dépôt de célestite et de calcite est noté. Un fluide a donc circulé dans ces fractures, tout d'abord dissolvant, il a ensuite déposé un sulfate (c'est le seul reconnu dans cette série : célestite à inclusions de gypse) et un carbonate (photo 1725,5 m).

Ces minéraux ne se retrouvant pas ailleurs dans la roche, il en est déduit que cette circulation est restée très focalisée dans la fracture sans se mêler au fluide du réservoir lui-même.

L'analyse géochimique suggère que les fluides de cette fracture proviendrait des réservoirs de l'ensemble des Alternances.

En résumé, l'histoire des réservoirs bathoniens a commencé dès le dépôt des sables calcaires. La cimentation précoce développée en milieu phréatique marin, en lithifiant certaines calcarénites, a contribué à la préservation d'une partie de la porosité initiale. La compaction d'enfouissement puis la sparitisation calcitique ont détruit la perméabilité des niveaux inférieurs de l'ensemble des Alternances, les isolant des niveaux supérieurs.

Pour des raisons probables de rhéologie l'ensemble Oolithique se microfissure et se karstifie du fait d'une forte drainance initiale, mais il se colmate partiellement. Les faciès oolithiques des réservoirs R7 et R8, ayant initialement 30 % de porosité matricielle, subissent une réduction de celle-ci liée au colmatage calcitique (5 % en moyenne) et au colmatage dolomitique (10 % en moyenne). Une porosité matricielle moyenne résiduelle d'environ 15 % assurerait la réserve fluide disponible.

1.6 - Paramètres caractéristiques des niveaux réservoir

Un ensemble des 73 paramètres au total ont été pris en compte. Ils se divisent en 3 familles :

- les mesures faites en continu dans le puits qui renseignent toute la colonne lithologique (diagraphies) ;
- les observations relatives aux passes carotées (texture, fracturation) ;
- les analyses ponctuelles par échantillonnage (pétrologie, géochimie).

1.6.1 - Paramètres diagraphiques

Au nombre de 14, les diagraphies disponibles résultent de mesures directes ou d'un calcul à partir d'autres diagraphies :

- diagraphies mesurées :
 - . Sonic (DT ou "transit time"),
 - . Gamma Ray (GR),
 - . Laterolog deep (LLD),
 - . Laterolog shallow (LLS),
 - . Microspherical Focus Log (MSFL),



photo : 1724,9 m

5 cm

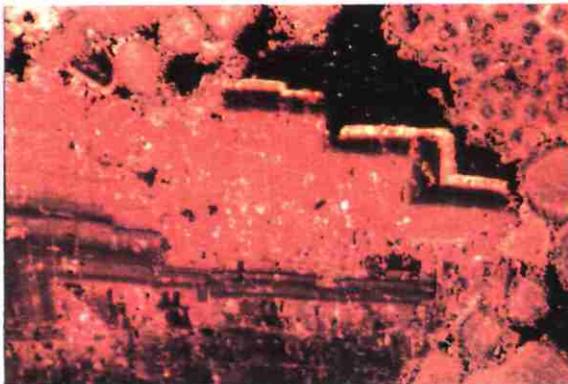


photo : 1723,5 m

0.2 mm

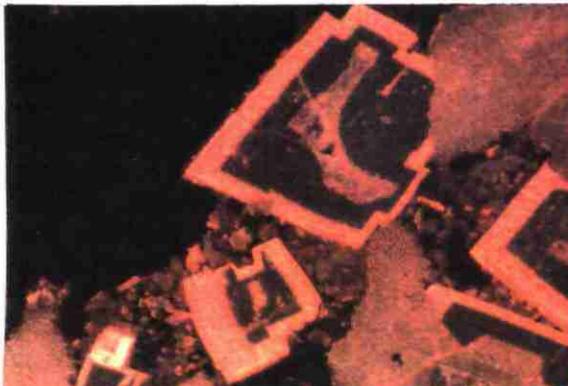


photo : 1731,1 m

0.1 mm

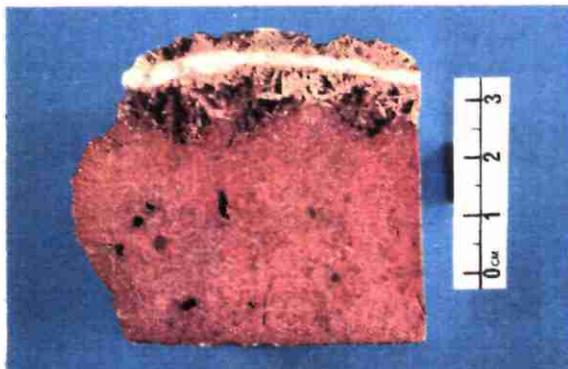


photo : 1725,5 m

- . Porosité neutron (NPHI ou "Neutron porosity"),
- . Densité globale (RHOB ou "bulk density") ;

- diagraphies obtenues par calcul :

- . Porosité effective (PHIE)
- . Densité moyenne de grain (RHGA ou "average grain density"),
- . Résistivité vraie (RT ou "true resistivity")
- . Résistivité apparente de l'eau (RWA)
- . Résistivité de la zone envahie (RXO),
- . Indice de porosité secondaire (SPI),
- . Salinité apparente (ASAL)

La porosité effective (PHIE) exprimée en % est calculée à partir de la densité (RHOB) selon une loi inverse (fig. 1.8) et du Neutron (NPHI) selon une loi normale (fig. 1.9).

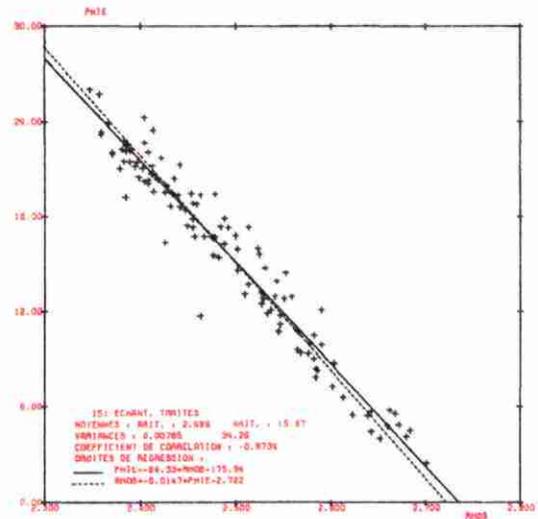


Fig. 1.8 - Diagramme de corrélation entre porosité effective (PHIE) et la densité (RHOB)

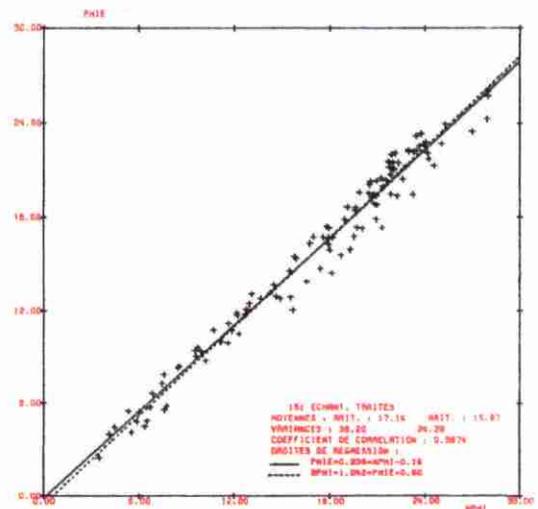


Fig. 1.9 - Diagramme de corrélation entre la porosité effective (PHIE) et porosité neutron (NPHI)

La résistivité totale (RT) est obtenue à partir de LLD, LLS, MSFL, qui diffèrent par la distance entre les électrodes et la pénétration de la mesure.

L'indice de porosité secondaire (SPI) est calculé en faisant intervenir le Sonic (DT) et la densité (RHOB).

1.6.2 - Paramètres hydrogéologiques

Le débit cumulé à la production est mesuré de bas en haut par un flowmètre à moulinet. L'enregistrement obtenu est calibré entre 0 et 100 % du débit final en tête de puits. On en déduit un débit en M³/h par horizon productif. La température de l'eau est donnée en degrés celsius, elle a été obtenue par l'enregistrement d'une thermométrie pendant les essais de production (fig. 1.10).

Des mesures de porosité - perméabilité ont été réalisées sur 40 échantillons, représentatifs des niveaux productifs, prélevés sur carottes.

1.6.3 - Paramètres pétrographiques

Les textures définies par la classification de DUNHAM (1962) ont été relevées en continu sur toutes les passes carottées. Dans le cas contraire, la mention N.C. précise l'extension des intervalles non carottés donnés en blanc sur le log. D'après les descriptions lithologiques, 10 types texturaux ont été retenus (tableau 1.2); chacun est affecté d'un indice de 1 à 10, croissant avec le niveau d'énergie. Ceci permet de tracer le diagramme figuré sur le log, énergie croissante vers la droite. Les grainstone et grainstone-packstone sont largement dominants. Les faciès mixtes du genre grainstone-wackestone correspondent à des mélanges, le plus souvent par bioturbation. Ils sont considérés comme proches des grainstones.

53 échantillons prélevés sur carottes ont été étudiés. Leur positionnement sur le sondage est figuré par des symboles carrés rouges. Il n'a pas été réalisé d'interpolation d'un échantillon à un autre, chaque lame représentant exactement une tranche de 0,045 m d'épaisseur.

Les informations présentées se regroupent en trois rubriques : porosité, ciments, compaction.

INDICE	TEXTURE
10	Grainstone
9	Grainstone-packstone
8	Grainstone-wackestone
7	Packstone
6	Packstone-wackestone
5	Grainstone-mudstone
4	Packstone-mudstone
3	Wackestone
2	Mudstone-wackestone
1	Mudstone

Tableau 1.2

L'échantillonnage des horizons réservoirs et l'étude pétrographique en lame mince après imprégnation de résine colorée ont conduit à apprécier au microscope, 14 caractéristiques de la roche, soit :

- 7 types de porosité : porosité intergranulaire résiduelle, intergranulaire de dissolution, de fenêtre, d'ombrelle, intragranulaire, fissurale (à l'échelle du grain), de fracture (à l'échelle de la préparation) ;
- 6 types de ciment : calcite micropalissadique, calcite spathique et sa variété syntaxique des fragments d'échinodermes, dolomite de première génération, dolomite de deuxième génération, sédiment ;
- l'état de la compaction. Par examen des relations géométriques entre les grains et de l'appréciation des processus de pression-dissolution au niveau des microstylolithes, une fourchette de valeurs en % (minimum, maximum) a été donnée.

La porosité totale, déjà estimée à partir des diagraphies (PHIE) puis appréciée visuellement sur lame mince a été mesurée à l'analyseur d'image (QTM) à partir d'une image d'électrons rétrodiffusés donnée par le microscope électronique à balayage. Par contraste, les carbonates y apparaissent en clair, la porosité demeurant en noir.

De plus, pour chaque échantillon, un histogramme de fréquences donnant la distribution de la taille des pores a été tracé.

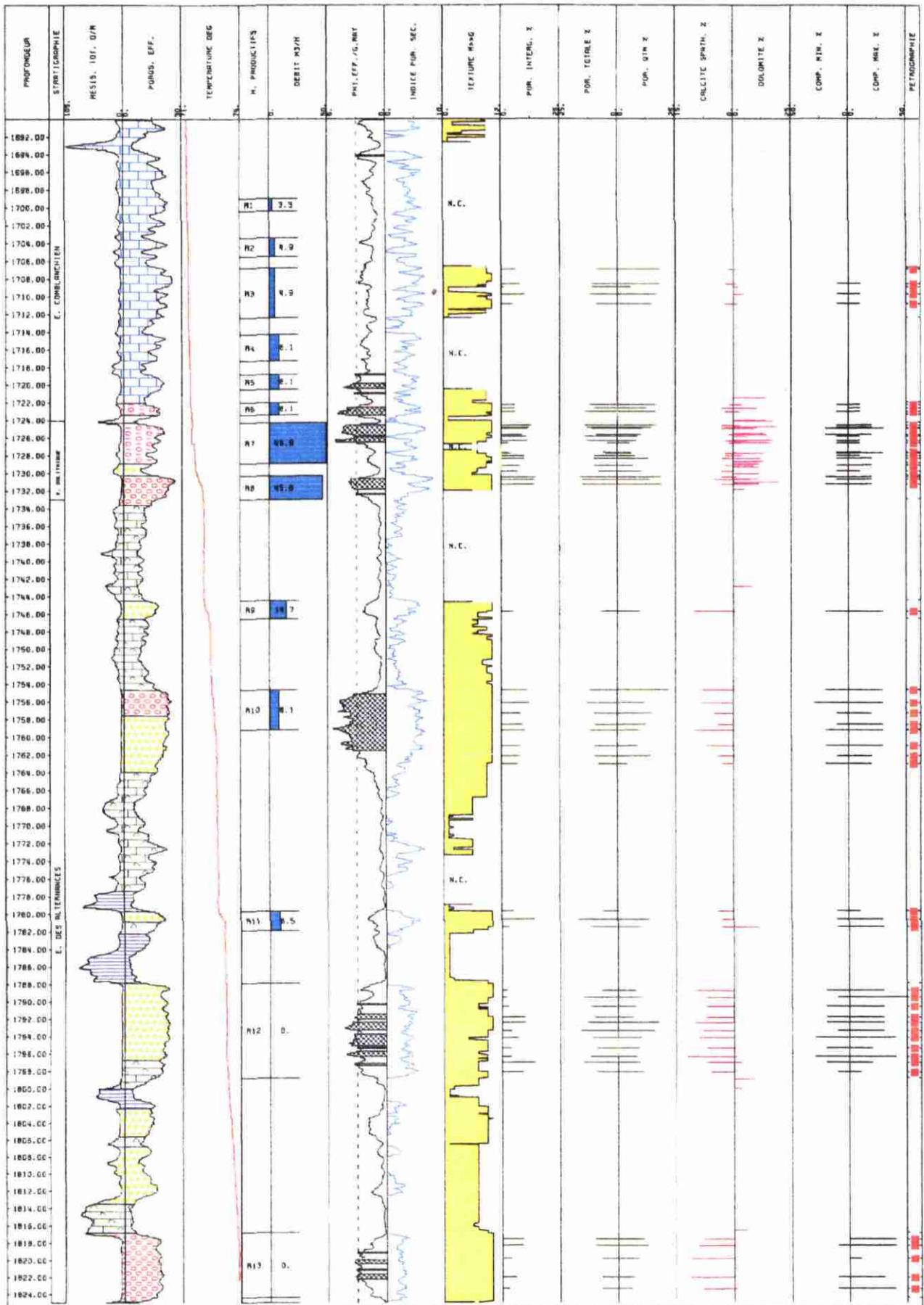


Fig. 1.10 - Log du forage d'Aulnay-sous-Bois. Paramètres caractéristiques des niveaux réservoirs

1.6.4 - Paramètres géochimiques

Ils comprennent :

- la calcidolométrie au calcimètre de Bernard ;
- 9 éléments majeurs exprimés en % d'oxydes (Fe_2O_3 , CaO , MgO , K_2O , MnO , TiO_2 , P_2O_5) ;
- 25 éléments traces exprimés en ppm.

1.7 - Résultats

1.7.1. - Faciès diagraphiques

Parmi les 14 variables disponibles, beaucoup sont interdépendantes. La recherche des corrélations entre faciès, réponse diagraphique et débit montre qu'un résultat optimal est obtenu en mettant en évidence les textures grenues par la valeur de PHIE (fig. 1.10). La porosité effective varie entre 2,3 et 26,8 % (tab. 1.3). De part et d'autre de la moyenne située à 14,2 %, deux familles paraissent s'individualiser. La définition statistique correspond bien à celle des horizons réservoirs pour les valeurs comprises entre 15 % et le maximum. Au contraire, la résistivité de la roche (RT) souligne les textures compactes et les joints argileux.

relle, entre autre les calcarénites bien lavées. Les valeurs supérieures à 3 correspondent, avec une assez bonne sélectivité, à tout ou partie de plusieurs horizons réservoirs : R5, R6, R7, R8, R10, R12, R13 (fig. 1.10).

1.7.2 - Paramètres hydrogéologiques

En analysant les résultats de mesures pétrophysiques réalisées sur des échantillons représentatifs de faciès rencontrés, un certain nombre d'observations peuvent se dégager (figure 1.11).

- De fortes valeurs de perméabilité s'observent dans les échantillons ayant une macro-porosité élevée (rayon d'entrée des pores entre 750 et 7.5 microns). Ces valeurs ont été obtenues dans le faciès de barrière et plus particulièrement dans l'ensemble Oolithique.
- Une décroissance de la perméabilité s'observe dans les faciès qui s'éloignent du domaine barrière, avec une diminution de la macroporosité par rapport à la porosité totale de la roche.
- En valeur absolue, indépendamment du type de faciès et de porosité, les valeurs de

POROSITE EFFECTIVE				
Borne. S	Nomb	Moyenne	Frq.	Frq.C
4.76	136	3.825	6.4	6.4 *****
7.21	163	5.866	7.7	14.1 *****
9.65	225	8.513	10.6	24.8 *****
12.09	293	10.956	13.9	38.6 *****
15.54	238	13.128	11.3	49.9 *****
16.98	271	15.817	12.8	62.7 *****
19.42	278	18.227	13.2	75.9 *****
21.87	289	20.565	13.7	89.5 *****
24.31	193	22.669	9.1	98.7 *****
26.76	28	25.468	1.3	100.0

Tableau 1.3

Afin de mieux délimiter par les diagraphies, les horizons réservoirs définis par leurs caractères pétrographiques ou hydrologiques (R1 à R13), deux autres variables ont été retenues : l'indice de porosité secondaire et le rapport PHIE/GR.

Un rapport PHIE/GR élevé caractérise les niveaux poreux à faible radioactivité natu-

perméabilité mesurées ne traduisent pas le degré de productivité de la roche. En effet, la valeur maximale mesurée sur carotte (0,2 Darcy) est très inférieure à la perméabilité déduite (4 Darcy) des essais de production. Cependant, en valeur relative, les plus fortes valeurs de perméabilité mesurées sur carottes correspondent bien aux meilleurs niveaux productifs décelés par le débitmètre.

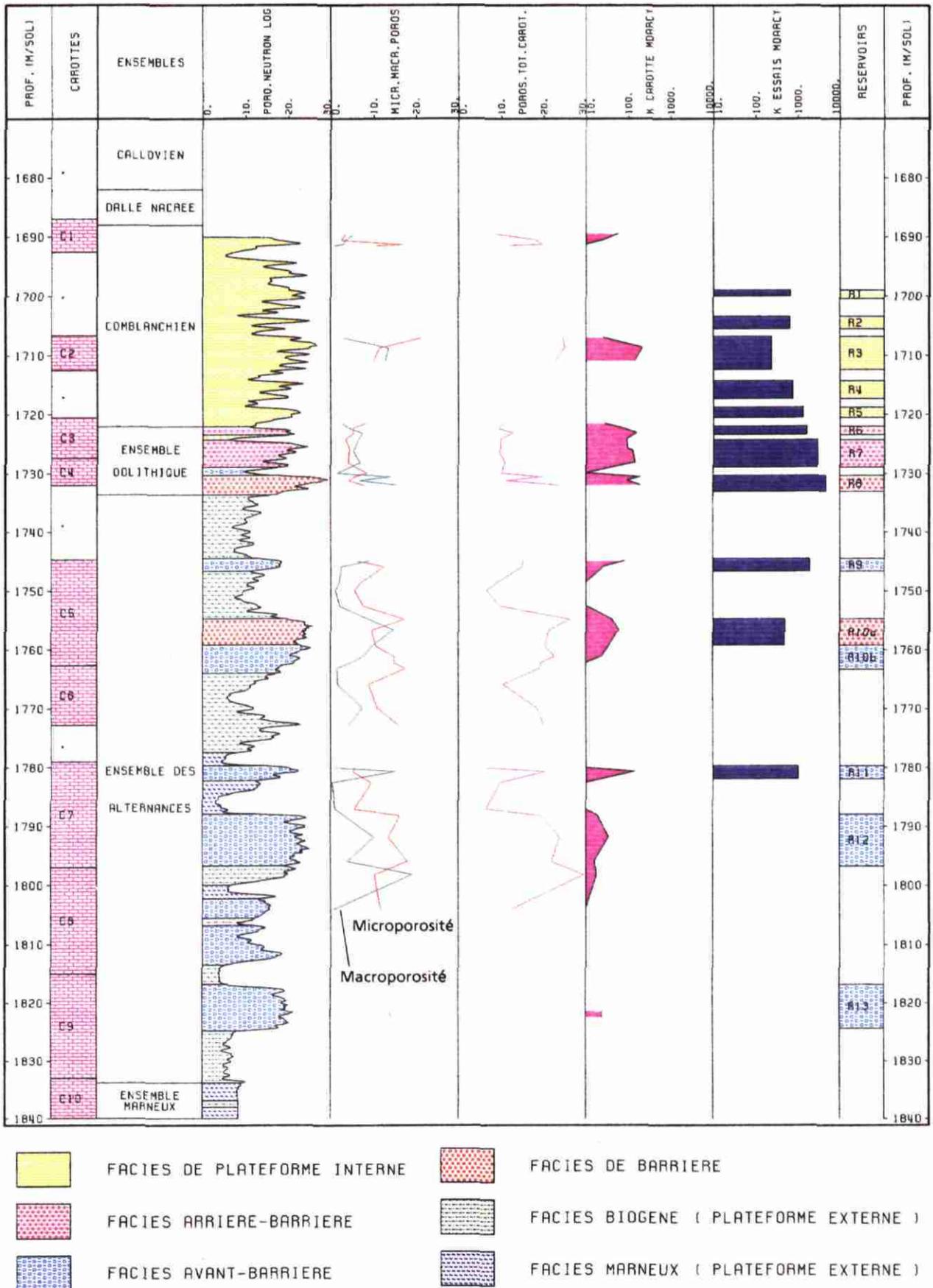


Fig. 1.11 - Paramètres hydrogéologiques du forage d'Aulnay-sous-Bois

Les niveaux productifs se situent principalement dans les calcarénites de faciès barrière de l'ensemble Oolithique, qui a elles seules fournissent plus de 50 % du débit total obtenu dans le puits.

Les analyses pétrophysiques sur carottes, concernent bien entendu la perméabilité à petite échelle, liée à la circulation d'eau dans les pores. En effet, les carottes pour mesures de perméabilité sont prélevées dans des fragments de roches non fissurées ; il en résulte que la conductivité hydraulique de la roche, liée à une éventuelle perméabilité de fissure n'est pas prise en compte. On peut donc s'attendre à une productivité réelle de la roche supérieure aux mesures en laboratoire.

On remarque empiriquement que l'utilisation des diagraphies seules rend très bien compte des variations de faciès et d'environnement dans l'ensemble des Alternances. Bien que les réservoirs de l'ensemble Comblanchien (R1 à R6) soient marqués par des pics de porosité, l'interprétation des réponses, dans cette formation très incomplètement carottée, est beaucoup moins évidente.

Les réponses diagraphiques des drains principaux (R7, R8) sont très semblables à celles des réservoirs peu ou pas productifs (R10, R12).

1.7.3. - Paramètres pétrographiques

1.7.3.1.- Porosité

Les méthodes utilisées pour estimer la porosité ont été confrontées globalement (tableau 1.4) et par réservoir (fig. 1.2). Dans le premier cas, les statistiques ne portent, pour les diagraphies, que sur les formations échantillonnées (R3, R6 à R13).

	ESIMATION DE LA POROSITE		
	Visuel	QTM	Diagraphies
Minimum	4,20	0,53	7,25
Maximum	17,00	21,98	26,76
Moyenne	10,90	11,70	19,60
Variance	7,80	18,24	11,13

Tableau 1.4

L'histogramme de fréquence des écarts a été établi dans 3 cas de figure afin de connaître l'importance des erreurs d'estimation et des biais systématiques.

Le calcul de la porosité à partir des diagraphies (PHIE), donne des valeurs systématiquement plus fortes que l'analyseur d'images (PHIQ), comprises entre 15 et 23 %, mais reposent sur un échantillonnage différent, au pas de 0,10 m (fig. 1.12, Tabl. 1.5).

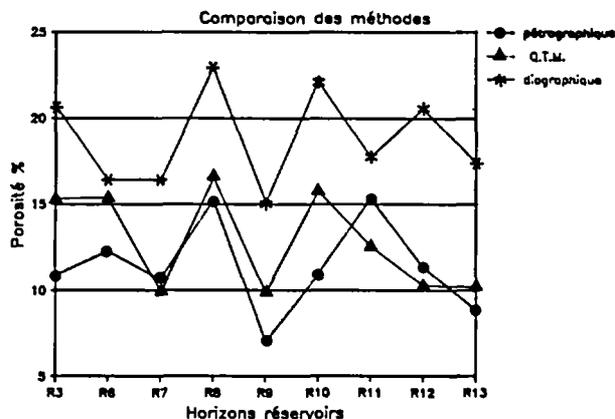


Fig. 1.12 - Estimation de la porosité

Sur lame mince, la porosité totale est estimée visuellement (Tab. 1.6) et par analyse d'image (PHIQ). Sur le log, les résultats sont présentés en parallèle, porosité "pétrographique" croissante vers la gauche (4,2 à 17 %, moyenne 10,9 %), porosité "QTM" croissante vers la droite (0,5 à 22 %, moyenne 11,7 %) de manière à tenir compte des 2 méthodes à la lecture du graphique. (figure 1.10)

Les valeurs brutes de la porosité portées sur le log varient peu d'un réservoir à un autre et renseignent peu sur les différences enregistrées au point de vue hydrologique. D'autres facteurs sont donc à rechercher.

La comparaison par réservoir des valeurs moyennes de porosité estimée visuellement sur lame mince (7 à 15 %) et de la répartition entre les 4 types principaux (intergranulaire, disso

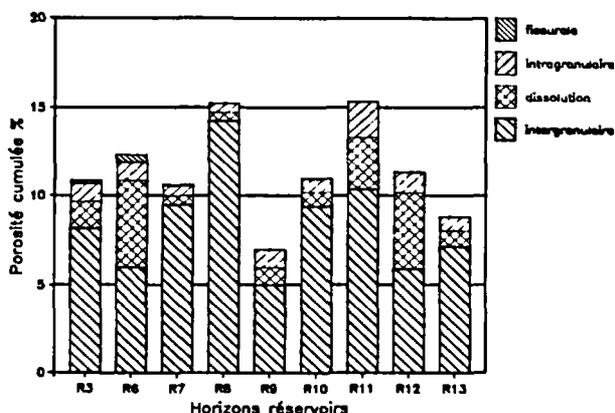


Fig. 1.13 - Répartition de la porosité pétrographique

POROSITE, MESURE QTM				
Borne. S	Nomb	Moyenne	Frq.	Frq.C
2.67	1	0.527	1.2	1.2
4.82	1	4.306	1.2	2.4 *
6.96	11	6.254	13.4	15.9 *****
9.11	13	8.116	15.9	31.7 *****
11.25	12	10.044	14.6	46.3 *****
13.40	12	11.994	14.6	61.0 *****
15.54	15	14.309	18.3	79.3 *****
17.69	11	16.623	13.4	92.7 *****
19.83	4	18.607	4.9	97.6 ***
21.98	2	21.977	2.4	100.0 *

Tableau 1.5

POROSITE, APPRECIATION VISUELLE				
Borne. S	Nomb	Moyenne	Frq.	Frq.C
5.48	3	4.733	3.7	3.7 **
6.76	2	6.000	2.4	6.1 *
8.04	7	7.000	8.5	14.6 *****
9.32	7	8.771	8.5	23.2 *****
10.60	24	10.033	29.3	52.4 *****
11.88	6	11.150	7.3	59.8 *****
13.16	17	12.412	20.7	80.5 *****
14.44	7	13.957	8.5	89.0 *****
15.72	5	15.000	6.1	95.1 *****
17.00	4	16.500	4.9	100.0 ***

Tableau 1.6

lution, intragranulaire, fissural), permet de préciser certaines particularités (fig. 1.13, 1.14, 1.15).

- La porosité intergranulaire actuellement observée ou résiduelle varie de 1 à 15 % et représente 49 à 93 % de la porosité totale selon les réservoirs.
- La répartition des valeurs estimées est franchement bimodale de part et d'autre de la moyenne (8,17 %). Une forte porosité intergranulaire caractérise plutôt les horizons R7 et R8 où elle représente 89 à 93 % de la porosité totale.

Dans les autres cas, la porosité de dissolution peut prendre une grande importance relative : 40 % pour R6, 38 % pour R12.

La porosité fissurale n'est représentée localement que dans des échantillons provenant de l'ensemble Comblanchien (R3, R6)

1.7.3.2 - Ciments

Il n'existe pas de relation directe entre l'abondance des ciments (8 à 16 % environ) et la production d'eau thermique.

La différence la plus remarquable entre les divers horizons tient dans l'abondance relative des dolomites et des calcites spathiques en tant que principaux agents colmatants (fig. 1.16, 1.17, 1.18).

La distribution des différentes phases est nettement différente dans les faciès oolithiques de barrière (R6 à R8) où prédomine la dolomite et dans les biocalcarénites de milieu plus externe (R9 à R13) où se développent les calcites spathiques.

Les teneurs exprimées en surface varient entre 0 et 12 % de la roche. Deux catégories d'échantillon se distinguent :

- ceux où les sparites sont peu développées, soit moins de 4,8% :
- ceux où elles représentent de 4,8 à 12 % de la roche.

Cette distinction rend compte des compositions moyennes observées dans R7 et R8 d'une part, et dans R12 d'autre part. Elle correspond à une opposition entre l'ensemble Comblanchien - Oolithe (R3, R6, R7, R8) et l'ensemble des Alternances (R10, R12, R13) à fortes teneurs en ciment.

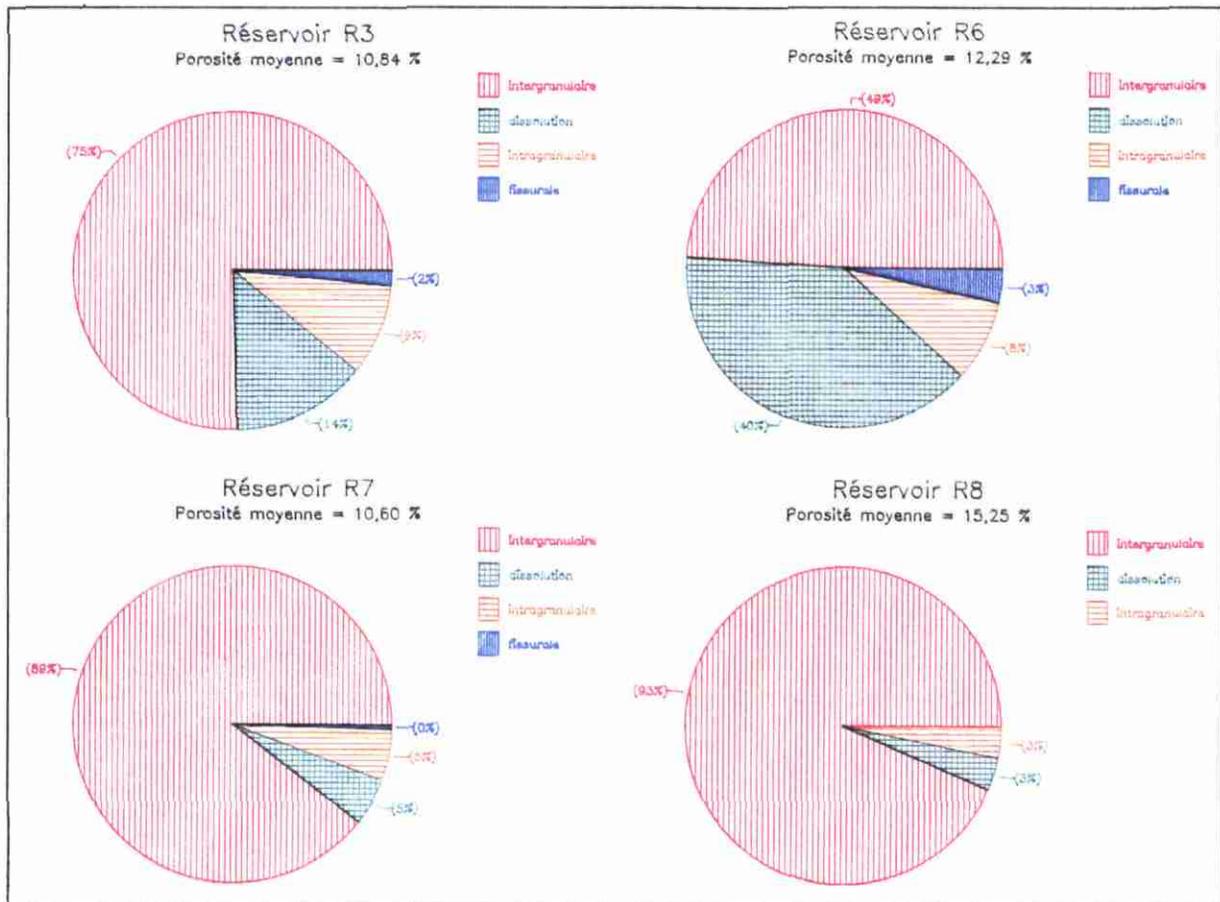


Fig. 1.14 - Répartition des types pétrographiques de porosité selon les réservoirs R3-6-7 et 8

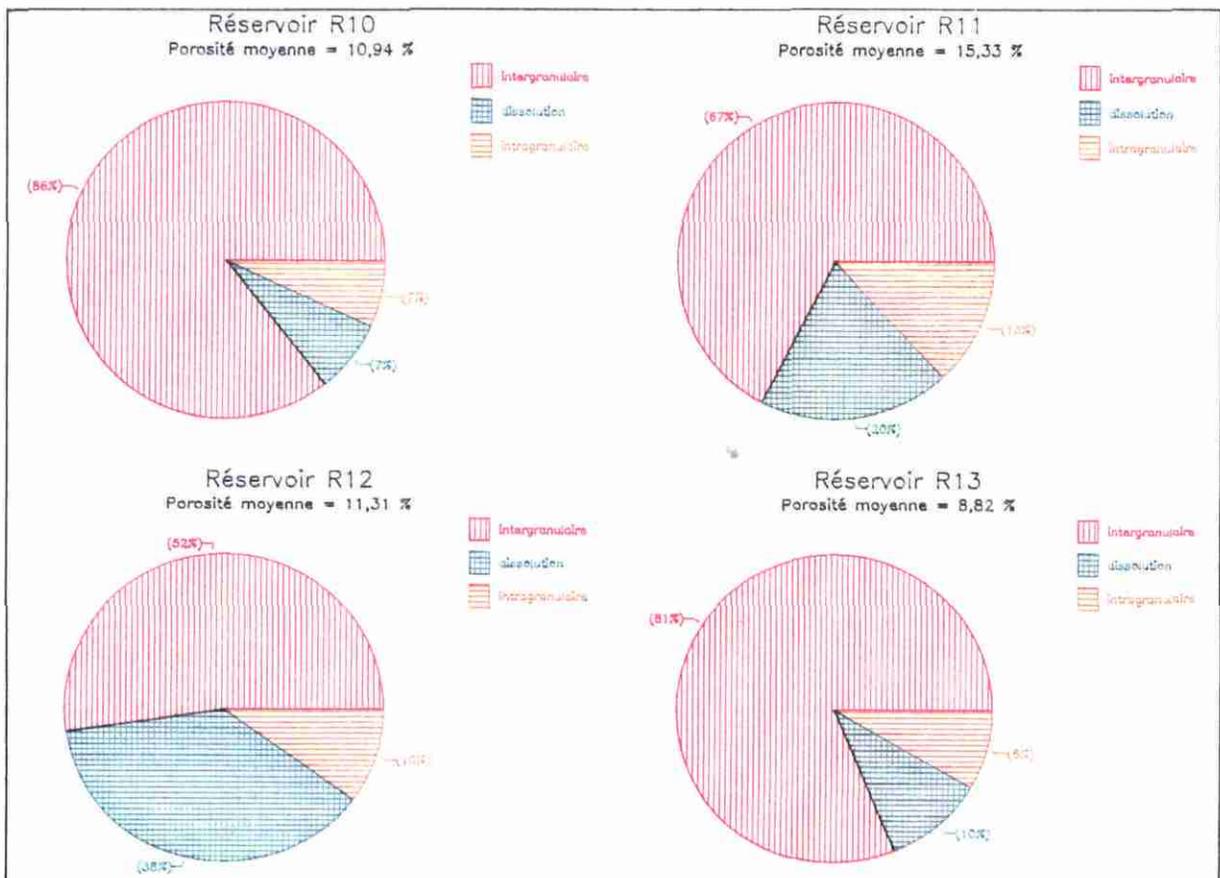


Fig. 1.15 - Répartition des types pétrographiques de porosité selon les réservoirs R10-11-12 et 13

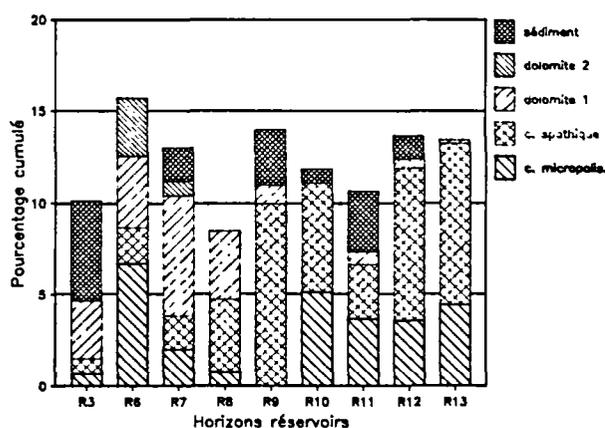


Fig. 1.16 - Distribution des types de ciments

Dans le premier cas, de nombreuses cavités dues à des paléodissolutions ont été cimentées totalement ou partiellement par deux générations de dolomite. La teneur en dolomite totale est comprise entre 0 et 19 %. 63 % des échantillons analysés contiennent moins de 2 % de dolomite. La dolomite A présente respectivement 25, 50 et 44 % des ciments dans R6, R7 et R8.

La dolomite B, moins développée, constitue 20 % des ciments en R6, seulement 6 % en R7 ; elle n'a pas été observée dans R8.

Dans le deuxième cas, on assiste à un développement important et général des calcites spathiques qui forment respectivement 61 et 68 % des ciments dans R12 et R13.

1.7.3.3 - Compaction

Le taux de compaction varie de 10 à 50 %. Le log des valeurs mesurées est établi en utilisant la compaction minimale, croissante vers la gauche (0 à 30 %, moyenne 12 %), et la compaction maximale, croissante vers la droite (0 à 50 %, moyenne 22,2 %) afin de mieux en apprécier les variations sur le graphique (fig.1.10).

La compaction croît de haut en bas, minimale et comprise entre 0 et 10 % dans l'ensemble Comblanchien (R3), faible à moyenne - 10 à 30 % - dans l'ensemble Oolithique (R7, R8), maximale - 25 à 50 % - dans l'ensemble des Alternances (R12). Toutefois, ses effets peuvent être très localisés comme le montrent les écarts observés dans R10 et R11 (fig. 1.19).

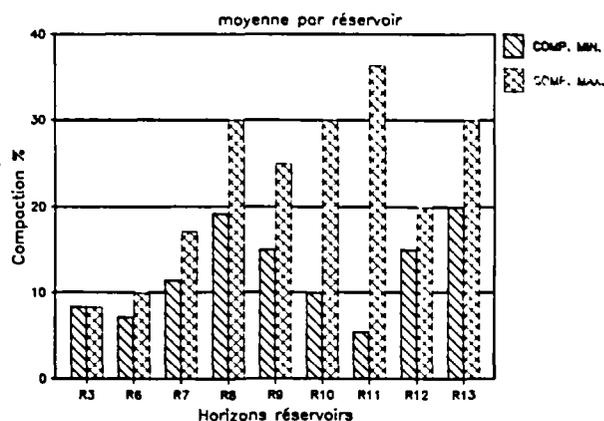


Fig. 1.19 - Intensité de la compaction

1.7.4 - Analyses géochimiques des roches

A l'exception des indications concernant les apports détritiques ou la dolomitisation, les analyses géochimiques apportent peu d'informations pour l'étude de réservoir.

Les éléments dosés restent souvent à des teneurs inférieures ou égales au seuil de mesure. C'est toujours le cas pour K_2O , MnO , Be, Co, Cd, Sn, Sb, Bi.

La comparaison des moyennes et des écarts types des teneurs par horizon réservoir donne néanmoins les résultats suivants :

- R7 est marqué par un détritisme légèrement plus fort comme le montrent de légères anomalies en SiO_2 (2 %), Al_2O_3 (1,3 %), Fe_2O_3 (1,2 %), TiO_2 (300 ppm), P_2O_5 (137 ppm), V (14 ppm), Cr (9 ppm), Ni (3 ppm), Zn (13 ppm), Pb (56 ppm).
- Dans R6, R9, mais surtout R7, R8, des teneurs moyennes plus élevées en MgO traduisent la présence locale de dolomite.
- Les horizons R11 à R13 semblent se caractériser par de légères anomalies en P205 (R12, R13 : 55 et 95 ppm), As, W. Au contraire, La, Ba et Pb sont plutôt en plus faible proportion.
- On notera dans R10 des valeurs de Sr plus fortes (660 ppm), vraisemblablement dues à des traces de celestite.

Les analyses géochimiques n'apportent aucun élément concernant un éventuel équilibre des solutions avec des niveaux riches en alcalins (albite). Na_2O n'a pas été dosé. K_2O reste inférieur au seuil de détection.

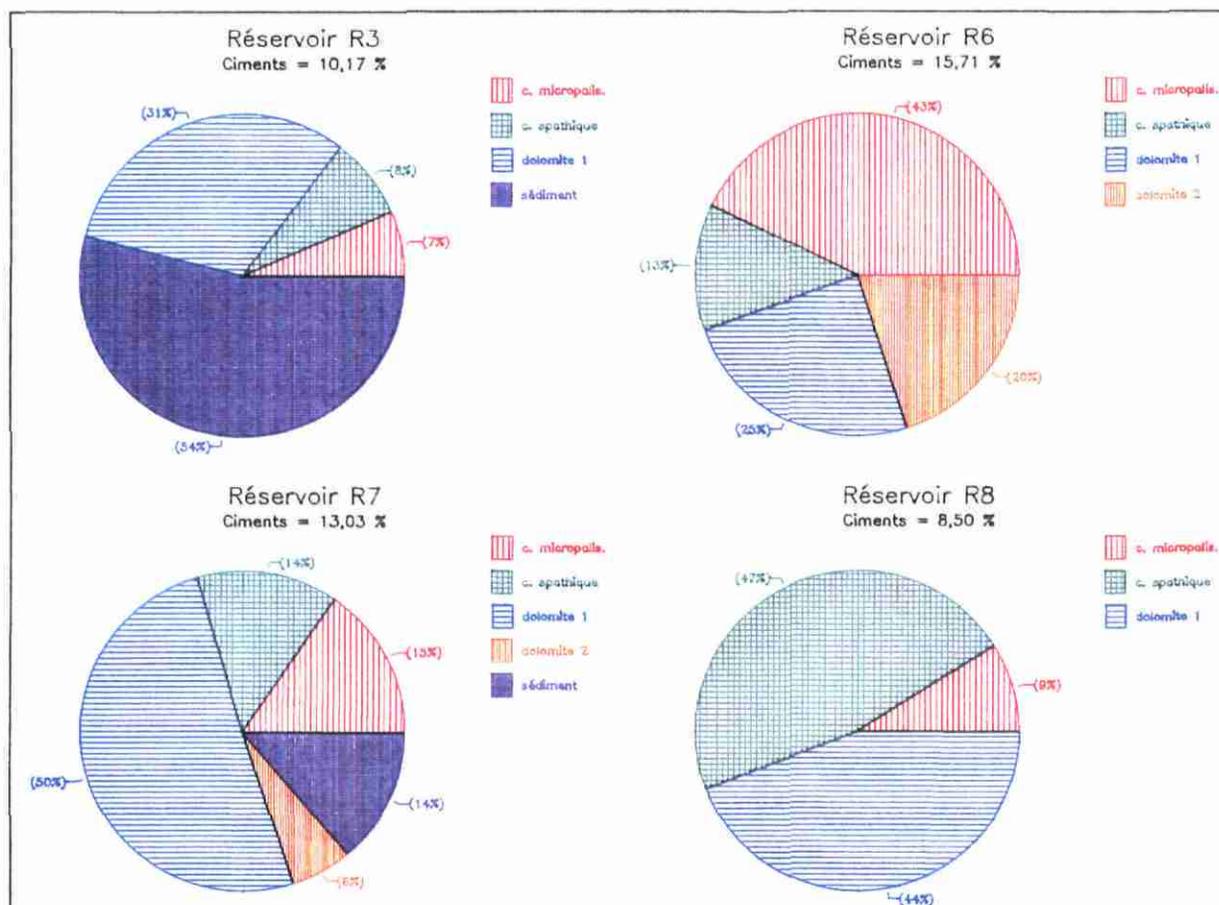


Fig. 1.17 - Répartition des types de ciment selon les réservoirs R3-6-7 et 8

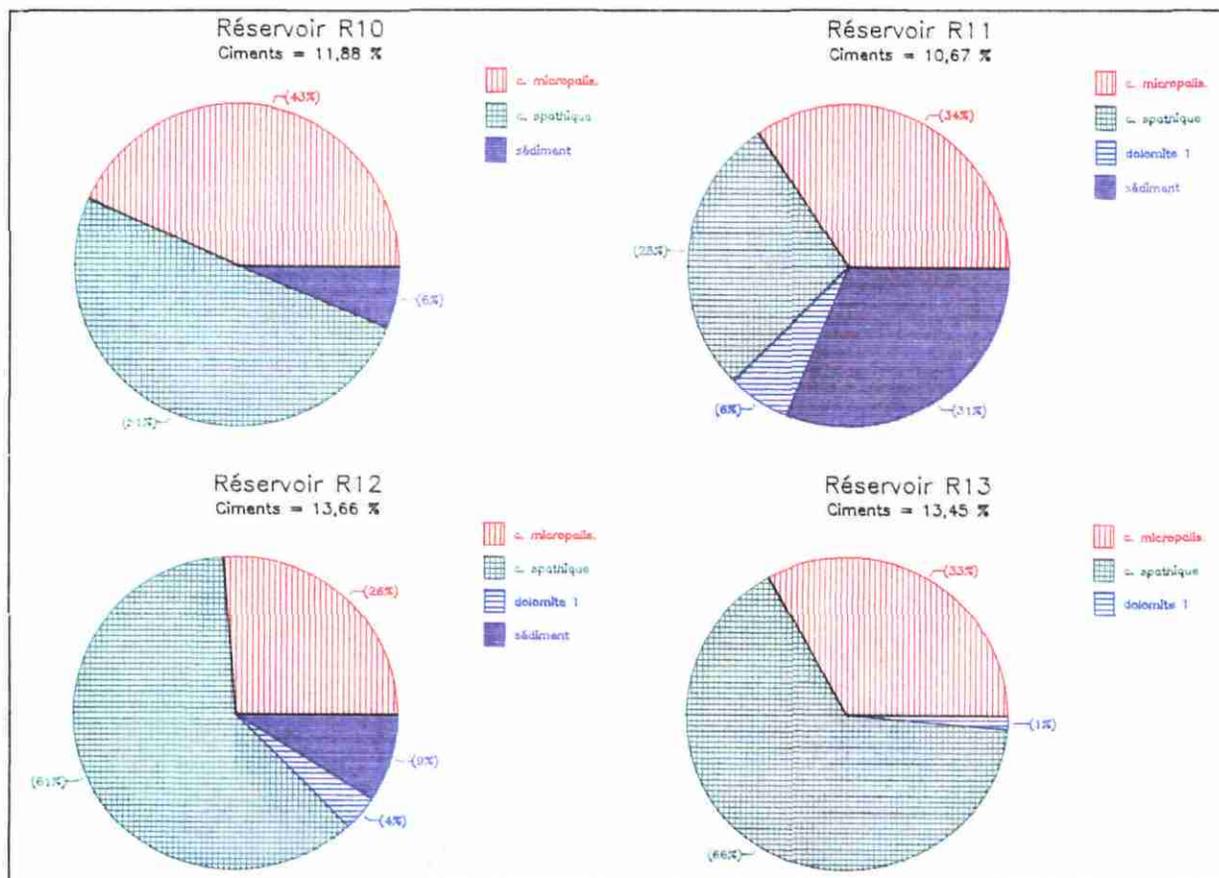


Fig. 1.18 - Répartition des types de ciment selon les réservoirs R10-11-12 ET 13

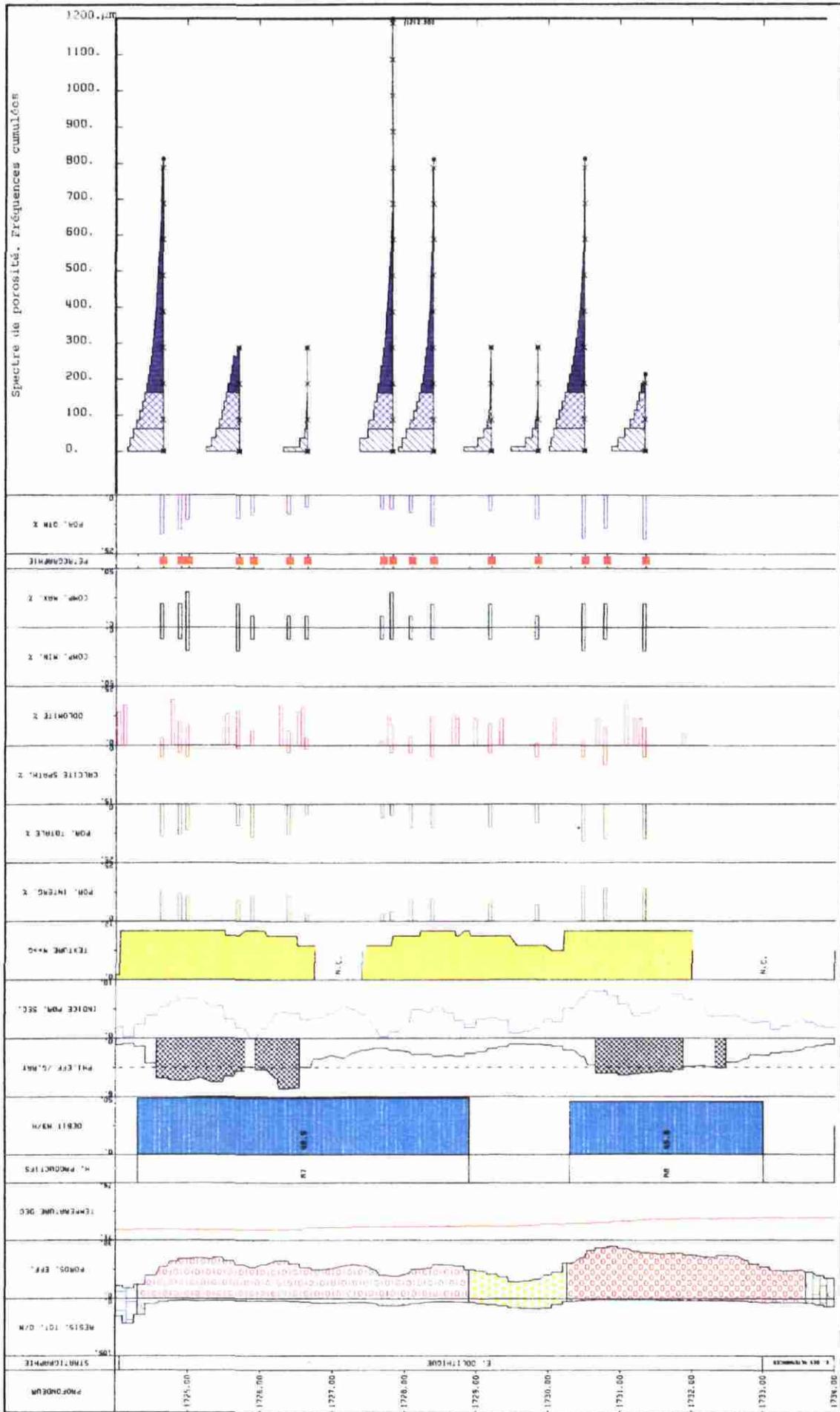


Fig. 1.20 - Forage géothermique d'Aulnay-sous-Bois. Caractéristiques des réservoirs R7 et R8

1.8 - Comparaison des niveaux réservoirs : facteurs déterminants

Un premier examen des résultats obtenus montre que des réservoirs possédant les mêmes propriétés au point de vue de la réponse diagraphique peuvent avoir des comportements hydrologiques très différents. Les valeurs de porosité mesurées sont insuffisantes à expliquer ces phénomènes. D'autres facteurs peuvent entrer en jeu. Parmi ceux-ci, le taux de compaction a déjà été évoqué.

Il reste à examiner la porosité continue (pores) et discontinue (fractures) à diverses échelles d'observation : microporosité, macroporosité, vacuoles, grandes fractures. Des conclusions quant au pouvoir drainant de ces lacunes peuvent être avancées par comparaison entre des horizons fortement, peu ou pas productifs : R7-R8 (fig. 1.20), R10 (fig. 1.21), R12 (fig. 1.22).

1.8.1 - Spectres de porosité

L'étude quantitative de l'espace poreux au QTM a fourni parallèlement à la mesure de la porosité totale le spectre de distribution de la taille des pores exprimé en fréquence (%) par classe de taille.

Chaque échantillon est replacé à sa cote de prélèvement le long du sondage. Les résultats sont présentés sous forme d'histogrammes de fréquences cumulées (0 à 100 %) pour des raisons de clarté du graphique. Pour l'ensemble R7-R8, une sélection représentative des différents types a dû être opérée. Pour R10 et R12, la totalité de ces analyses est présente. La taille des pores est donnée en microns. Les teintes les plus denses sont destinées à mettre en valeur la macroporosité. Les modes de distribution les plus caractéristiques ont été isolés et exprimés en histogrammes de fréquence (fig. 1.23 et 1.24).

Il apparaît immédiatement plusieurs combinaisons possibles :

- forte porosité, spectre très étalé vers les forts diamètres ($> 175 \mu\text{m}$). C'est le cas le plus fréquent des horizons productifs (1730,50 m) ;
- faible porosité car limitée à une microporosité ($< 100 \mu\text{m}$). C'est le cas de l'inter-

valle non productif entre R7 et R8. Un spectre très voisin est obtenu à 1726,50 m dans R7 ;

- forte porosité mais due principalement à des méats de petite dimension ($< 175 \mu\text{m}$). C'est le cas général de R10 et R12 (1758,65 m)
- faible porosité mais présence de drains discontinus (fissures, fractures) de fort diamètre. Ceci est observé dans R8 (1727,83 m).

1.8.2 - Macrostructures décrites sur les carottes

Les examens réalisés sur lame mince ne rendent pas compte de la totalité des phénomènes observés en raison de la faible dimension de l'échantillon (4,5 cm) et du choix des points de prélèvements, réalisés généralement en dehors des fractures, en évitant les cavités de dissolution.

Les descriptions macroscopiques faites antérieurement sur carottes (figure 1.25), ont permis de prendre en compte à une autre échelle d'observation les paramètres suivants :

- densité approchée des pores (forte, moyenne, faible) ;
- densité approchée des cavités de dissolution (forte, moyenne, faible) ;
- Nombre de plans stylolithiques par cm de carottes (0 à 1,2)
- Nombre de grandes fractures, de longueur supérieure à 15 cm (0 à 4) ;
- Nombre de fractures moyennes, de longueur comprise entre 1 et 15 cm (0 à 3)
- Nombre de petites fractures, de longueur inférieure à 1 cm (0 à 1) ;
- Diamètre moyen des pores (0 à 3 mm) ;
- Diamètre moyen des cavités de dissolution (0 à 2 cm).

On observe une excellente corrélation entre certaines observations macroscopiques et les mesures faites en microscopie.

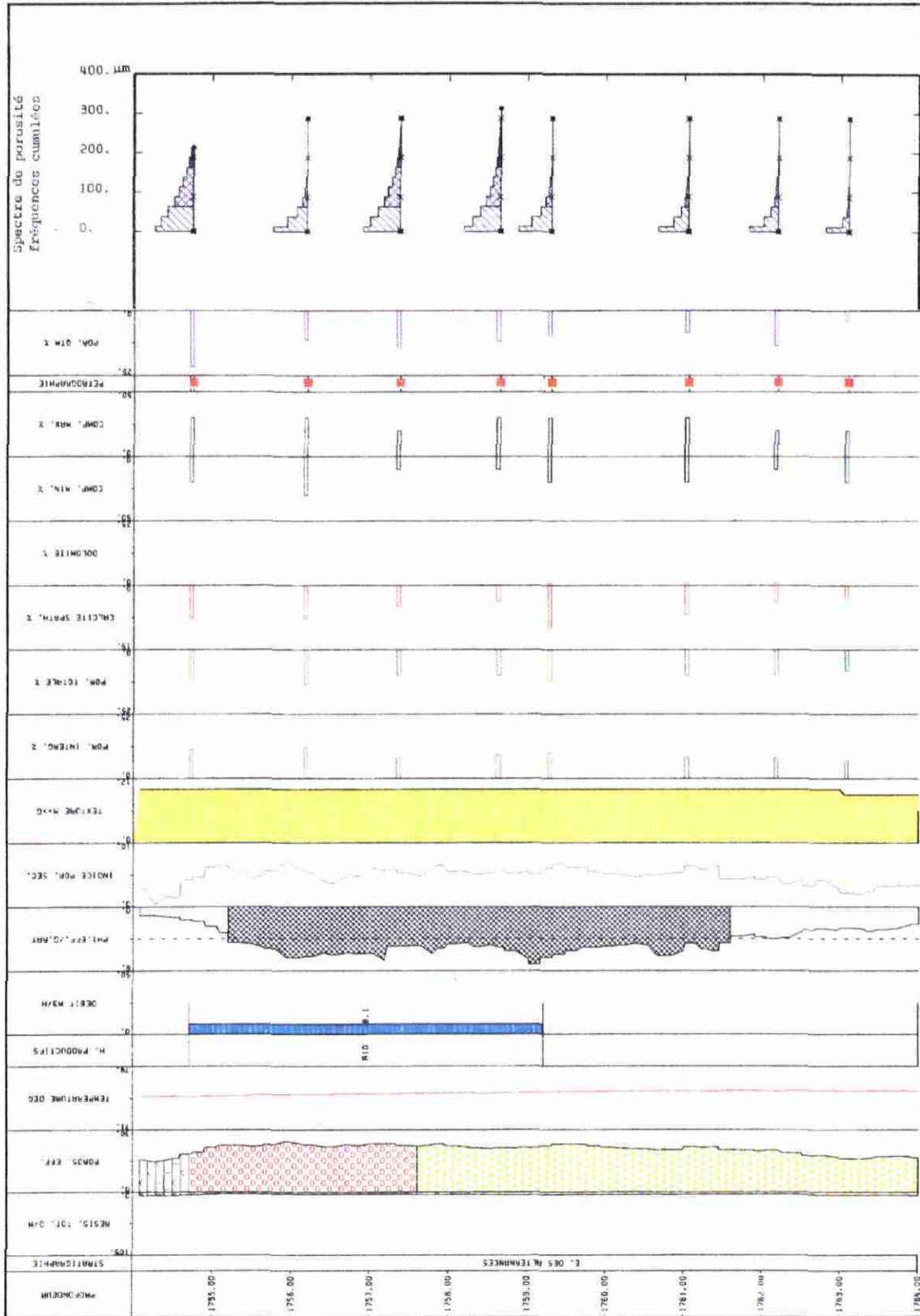


Fig. 1.21 - Forage géothermique d'Aulnay-sous-Bois. Caractéristiques du réservoir R10

Le nombre de plans stylolithiques par cm de carotte varie de la même manière que la compaction observée à l'échelle du grain et traduit l'existence de processus de pression-dissolution plus forts dans l'ensemble des Alternances.

L'appréciation sur carottes de diamètre moyen des pores, plus gros dans de nombreux niveaux des réservoirs R6 à R8 correspond bien aux résultats des mesures faites à l'analyseur d'image qui opposent la macro porosité de ces horizons à la microporosité de l'ensemble des Alternances.

D'autres observations permettent de comprendre encore mieux les propriétés hydrologiques spécifiques de R7 et R8.

La densité approchée des pores et surtout celle des cavités de dissolution qui échappe en grande partie à l'examen pétrographique y sont beaucoup plus fortes.

La macroporosité s'exprime également dans le diamètre moyen des cavités de dissolution, plus grand (2 cm).

Enfin, le nombre des grandes fractures est plus élevé.

Il existe une relation indirecte entre les macrostructures et la nature des ciments. L'examen des carottes et les études pétrographiques antérieures montrent que les ciments dolomitiques sont étroitement liés au processus de colmatage des vides résultant de la phase de dissolution.

1.9 - Comparaison et corrélation du forage d'Aulnay/Bois avec les autres forages géothermiques

1.9.1 - Forages de la zone Nord de Paris

L'étalonnage des diagraphies sur les analyses sédimentologiques étant réalisé sur le puits d'Aulnay, on a pu extrapoler pour les autres sondages, à partir des données précédentes en s'aidant des descriptions lithologiques de déblais de forage, et par simple corrélation automatique d'électrofaciès, dans les puits où l'on avait enregistré un jeu de diagraphies complet. C'était le cas du forage de Blanc Mesnil Nord (fig. 1.26).

Les discontinuités diagraphiques, les pics radioactifs et la succession des séquences signalées à Aulnay-sous-Bois se retrouvent à quelque chose près dans le forage de Blanc Mesnil. Dans les autres forages, si la relative simplicité faciologique de la partie supérieure du Dogger a rendu l'analyse diagraphique aisée, les corrélations diagraphiques dans la moitié inférieure de ces sondages étaient par contre plus difficiles à établir. Cette difficulté est en partie imputable à la médiocre représentativité des déblais de forage mais également à une variation rapide des faciès. La figure 1.27 montre le résultat de ces corrélations. Elle fait apparaître une mégaséquence de type régressif qui comprend trois ensembles bien différenciés :

- L'ensemble Comblanchien, caractérisé par des faciès graveleux et gravelomicritiques de plate-forme interne, sans différenciation accentuée.
- L'ensemble Oolithique, traduisant des conditions hydrodynamiques de barrière.
- L'ensemble des Alternances, qui est caractérisé par plusieurs séquences de type régressif successives. Cela traduit une certaine oscillation entre un domaine de plate-forme externe, à sédimentation bioclastique et un domaine de barrière externe à sédimentation gravelo-oolitique, en liaison avec un contexte structural sans doute particulier.

Caractérisation des niveaux réservoirs

La définition des caractéristiques pétrophysiques des différents faciès du Dogger, essentiellement la perméabilité, a été réalisée à partir de l'analyse des diagraphies et des débitmètres obtenus au cours des essais de production. La structure particulière des horizons producteurs est caractérisée par l'existence d'un grand nombre de couches productives (6 à 12 environ) d'épaisseur et de débit variables (voir partie modélisation hydrodynamique de cette étude).

Ces niveaux producteurs présentent une gamme de perméabilité très variable, de 0.2 à 21 Darcy. Aux perméabilités matricielles de ces niveaux peuvent s'ajouter des perméabilités secondaires dues à la fracturation et à la dissolution.

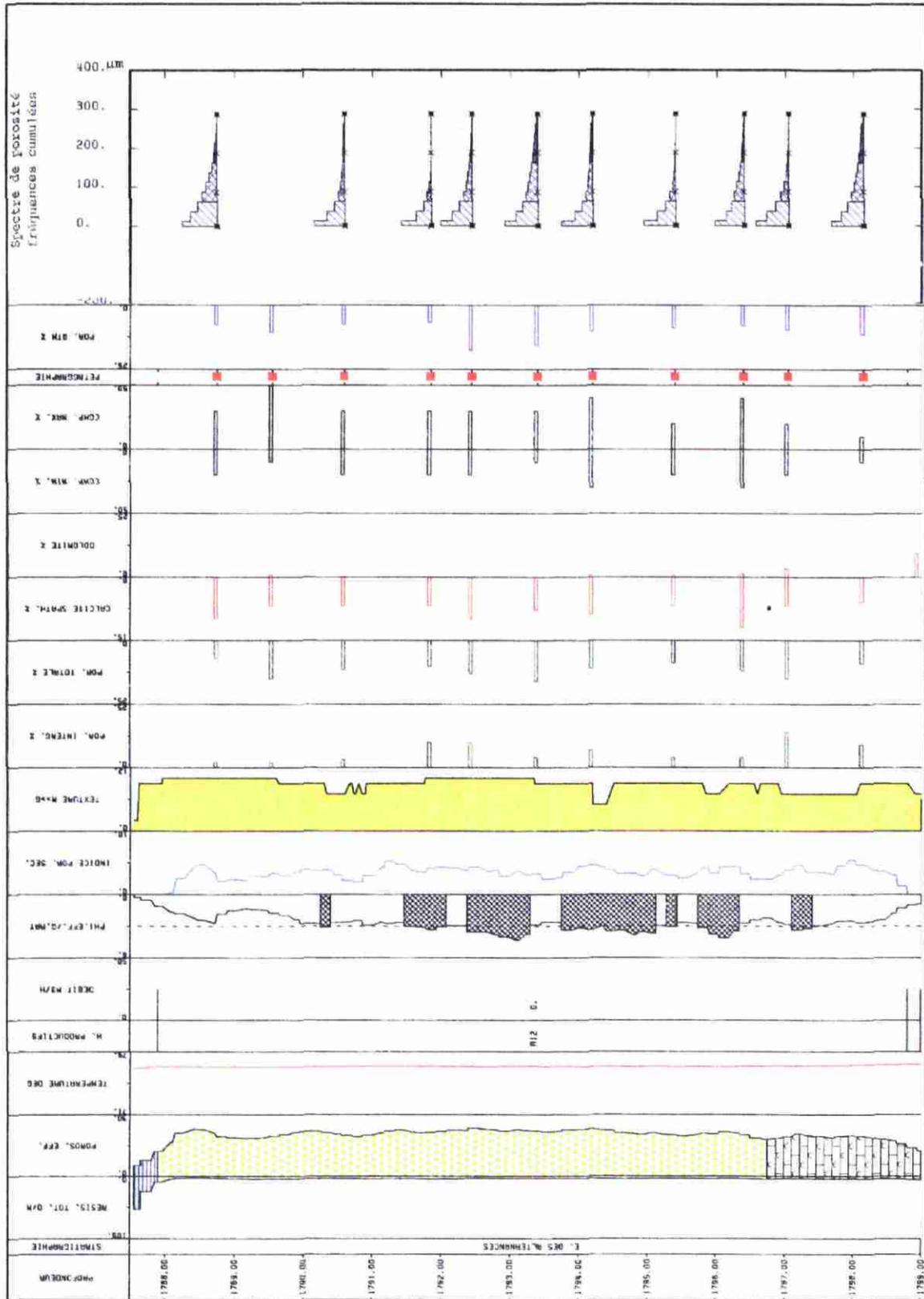


Fig. 1.22 - Forage géothermique d'Aulnay-sous-Bois. Caractéristiques des réservoirs R12

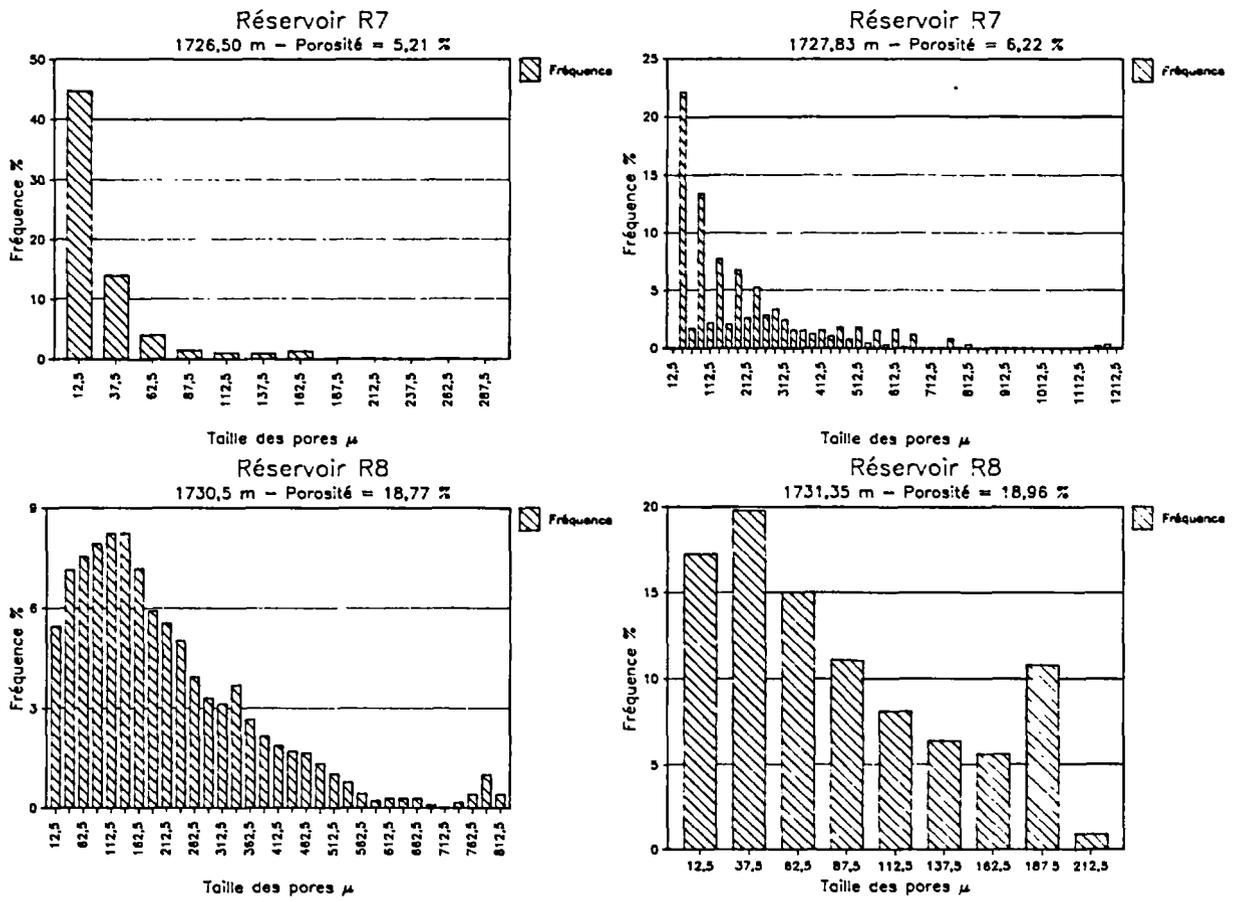


Fig. 1.23 - Spectres de porosité. Histogrammes de fréquences R7 et R8

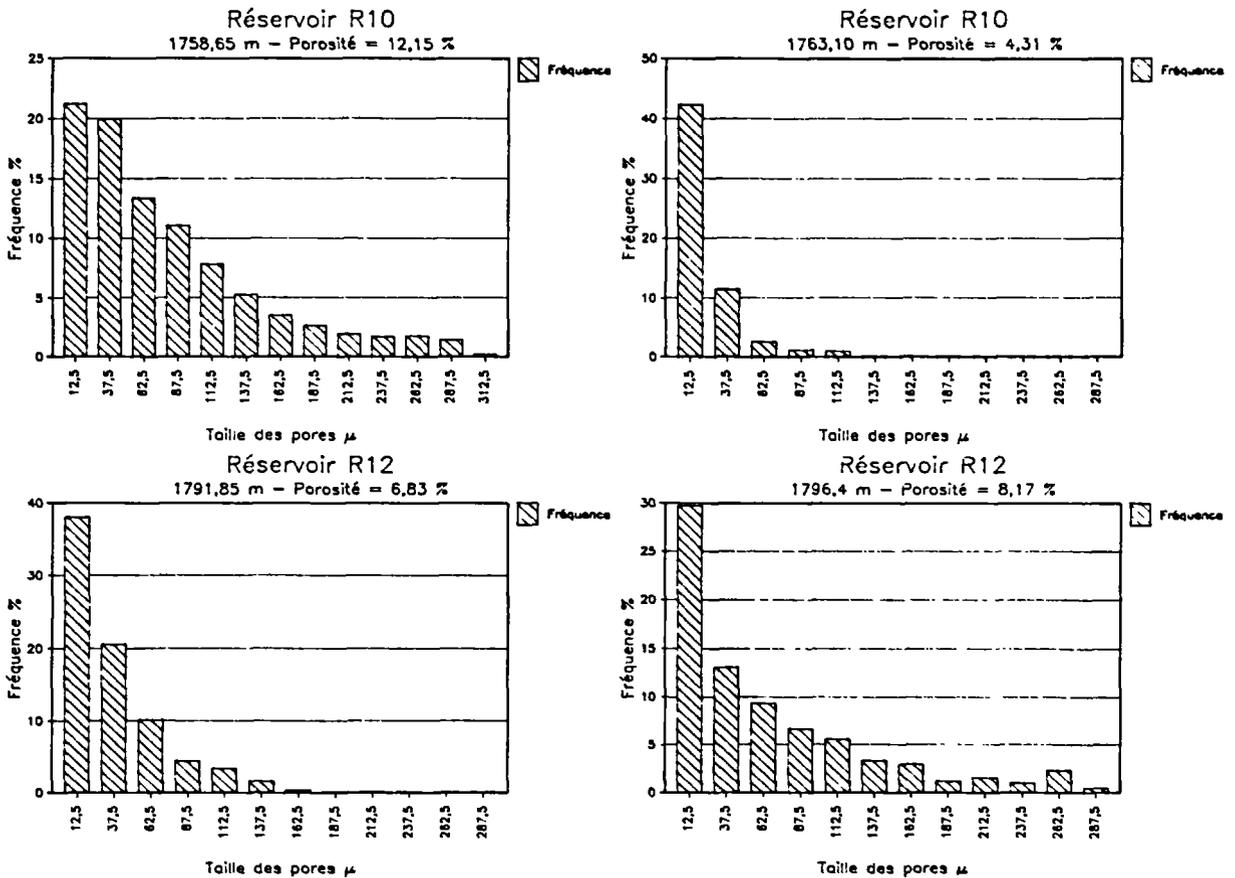


Fig. 1.24 - Spectres de porosité. Histogrammes de fréquences R10 et R12

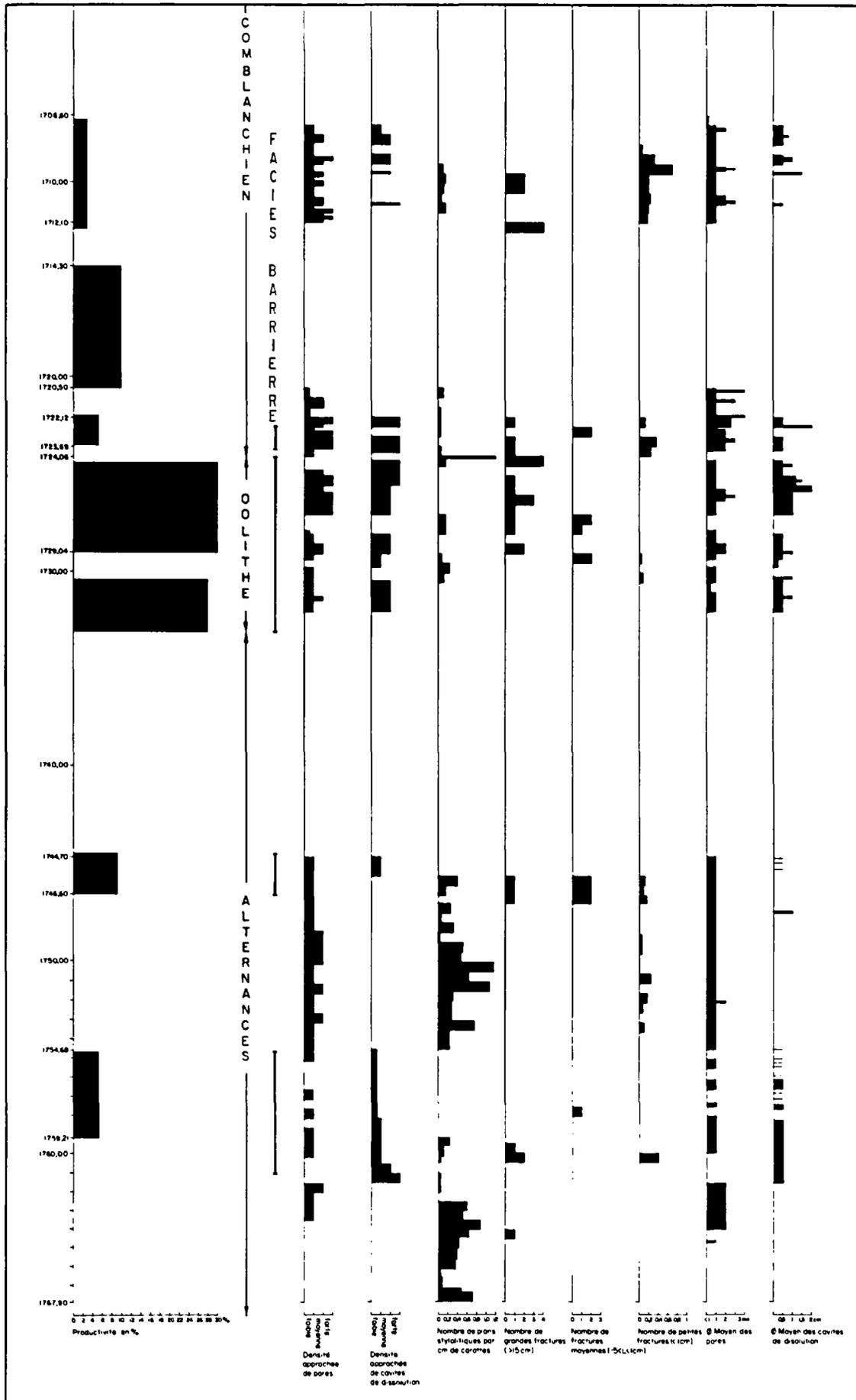


Fig. 1.25. - Analyse structurale des carottes du forage d'Aulnay-sous-Bois

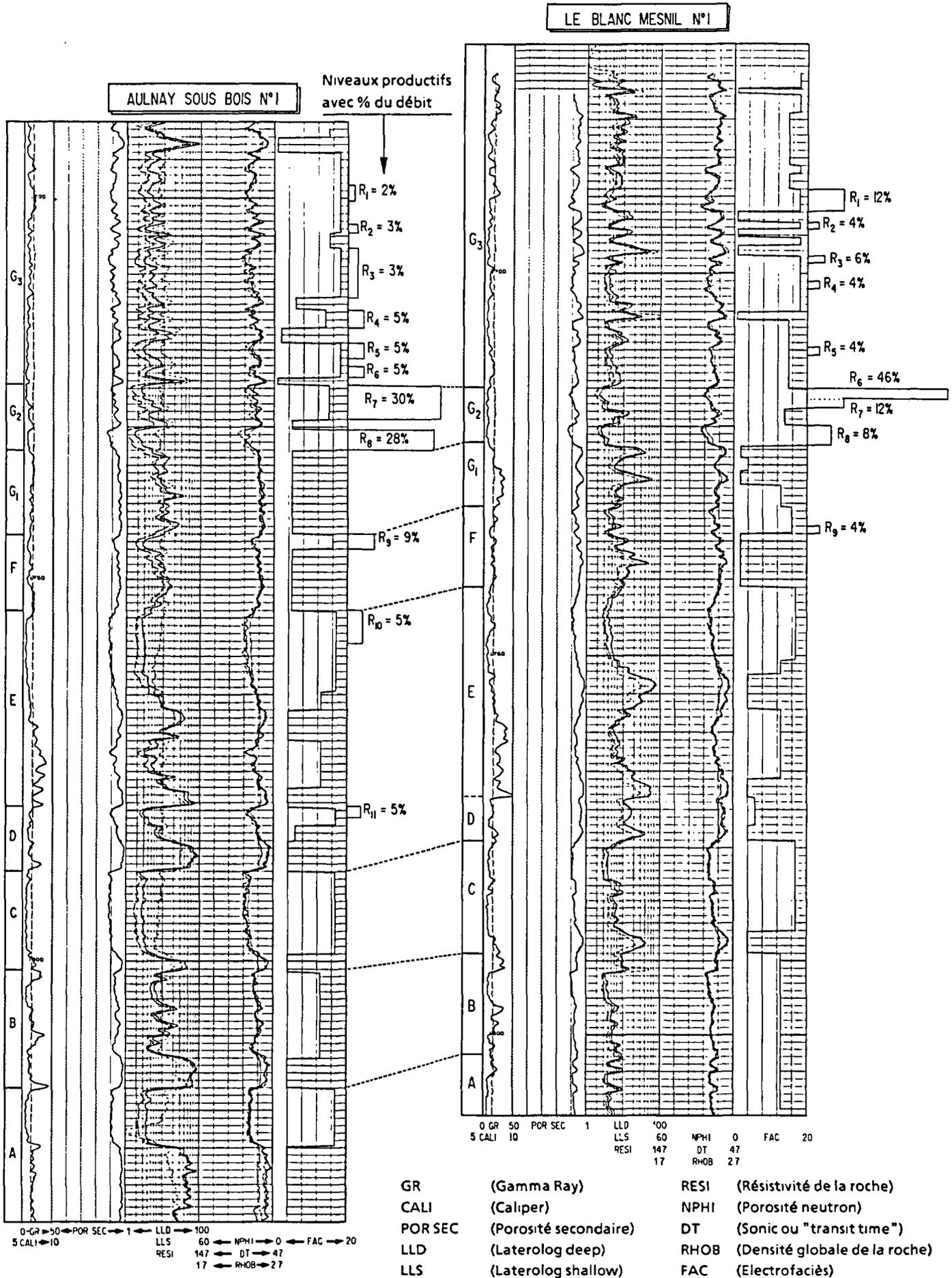


Fig. 1.26 - Corrélation automatique d'électrofaciès

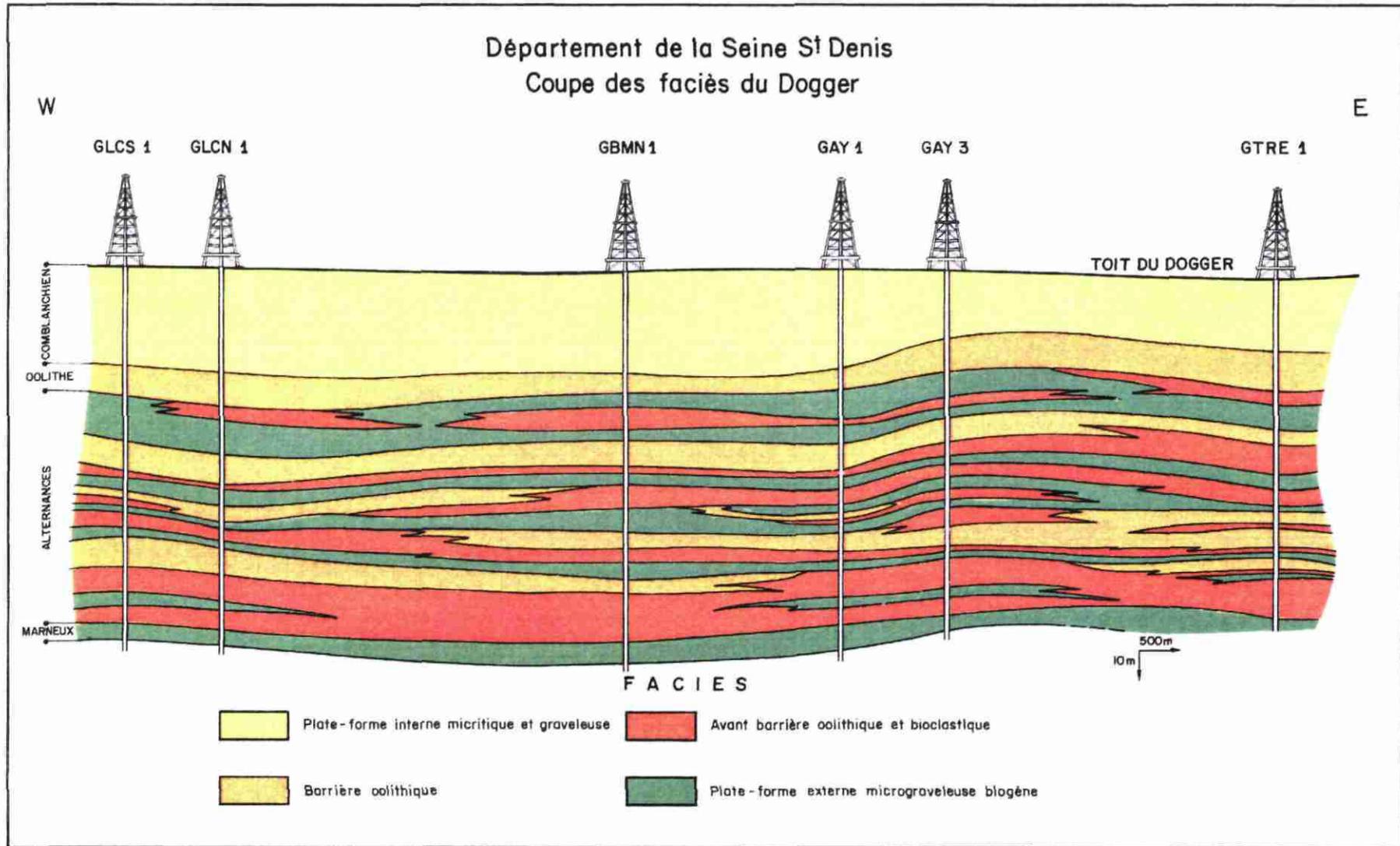
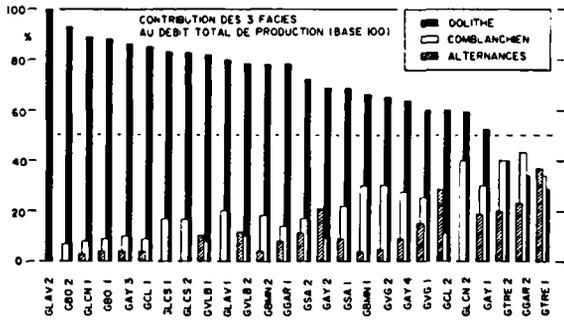


Fig. 1.27 - Corrélation des faciès du Dogger, dans les forages géothermiques de la Seine-Saint-Denis



Sigle	Type	Référence forage	Sigle	Type	Référence forage
CAY1	P	Aulnay-sous Bois	GLAV2	P	La Villette
GAY2	I	Aulnay sous Bois	GLCN1	I	La Courneuve-Nord
GAY3	P	Aulnay sous Bois	GLCN2	P	La Courneuve-Nord
GAY4	I	Aulnay-sous Bois	GLCS1	P	La Courneuve-Sud
GBO1	I	Bondy	GLCS2	I	La Courneuve-Sud
CBO2	P	Bondy	GSA1	P	Sevran
GBMN1	P	Le Blanc Mesnil-Nord	GSA2	I	Sevran
GBMN2	I	Le Blanc Mesnil-Nord	GTRÉ1	P	Tremblay-les-Gonesses
GCL1	P	Clichy sous Bois	GTRÉ2	I	Tremblay-les-Gonesses
GCL2	I	Clichy-sous Bois	GVC1	I	Villeneuve-la Garenne
GGAR1	I	Garges les Gonesses	GVC2	P	Villeneuve-la Garenne
GGAR2	P	Garges les Gonesses	GVLB1	P	Villiers-le Bel
GLAV1	I	La Villette	GVLB2	I	Villiers-le Bel

P - Production I - Injection

Fig. 1.28 - Comparaison des productions relatives des 3 faciès du Dogger d'après les 26 forages géothermiques implantés en Seine-Saint-Denis. Classement selon la contribution du faciès oolithique

Ces caractères secondaires, souvent ponctuels et imprévisibles rendent difficiles et aléatoire les corrélations de niveaux productifs mais d'une façon générale sur l'ensemble des sondages étudiés les niveaux producteurs principaux (entre 50 et 70 % de la production) se situent dans l'ensemble Oolithique. Le reste de la production est assuré par de petits niveaux, de répartition quelconque, au sein de l'ensemble Comblanchien. Les niveaux poreux de l'ensemble des alternances ne participent qu'occasionnellement à cette production. Ces caractéristiques sont illustrées par la figure 1.28.

1.9.2 - Forage de la zone Sud de Paris

L'étude sédimentologique dans ce domaine a été nettement plus difficile que dans le cas de la Seine St Denis.

Malgré le nombre important de forages réalisés (une cinquantaine environ), les échantillons du réservoir n'ont pu être collectés que sur une dizaine d'entre eux (échantillonnage incomplet dans les autres forages, réticence de maîtres d'ouvrages à donner l'information nécessaire).

Au niveau de l'étude sédimentologique à proprement parler, si l'ensemble des descriptions séquentielles établies sur examen de cuttings à la loupe binoculaire, reste valable pour les forages étudiés, il apparaît cependant que la détermination des limites de faciès est moins nette que l'on aurait pu le penser. Il faut y voir en première hypothèse un problème de représentativité statistique des cuttings (faible récupération, maille d'échantillonnage assez lâche).

L'ensemble des séries étudiées correspond au Bathonien et au Callovien. La limite entre les deux étages, est marquée par l'apparition de calcaires oolithiques gris à bruns, rapportés à la dalle nacrée (Callovien calcaire).

La série bathonienne étudiée est marquée par plusieurs séquences pluridécamétriques régressives depuis des termes de plate-forme externe à la base, jusqu'à des termes de lagon au sommet (fig. 1.29).

La première unité à la base de la série étudiée, rapportée à l'ensemble des Alternances, comprend des faciès externes de calcaire gravelo-bioclastiques plus ou moins argileux ou des faciès plus granulaires (grainstone à packstone) d'avant barrière. C'est dans ces derniers qu'on trouve dans certains puits les premiers niveaux producteurs.

La seconde unité rapportée à l'Oolithe Blanche comprend des faciès granulaires de barrière de type grainstone. Les horizons producteurs principaux sont localisés dans cet ensemble, avec une productivité croissante vers le sommet de l'Oolithe.

La troisième unité correspond au faciès comblanchien de lagon avec des micrites beiges et des passées oolithiques. Il existe aussi dans cet ensemble des niveaux producteurs qui correspondant aux passées Oolithiques granulaires de type grainstone.

Caractérisation des niveaux réservoir

La figure 1.29 présente la disposition des réservoirs suivant une coupe NW-SE qui passe par les forages de la Porte St Cloud, Chevilly la Rue et Epinay sous Sénart ; cette coupe donne un aperçu de l'agencement des différents faciès avec la localisation de niveaux productifs.

Notons tout de suite que d'après cette coupe, les forages étudiés montrent une organisation séquentielle similaire par rapport au modèle sédimentologique établi dans la Seine St-Denis, c'est-à-dire une mégaséquence de type régressif qui comprend trois ensembles : Alternances, Oolithes, Comblanchien.

Néanmoins, la comparaison des sondages de la zone Sud de Paris, par rapport à ceux de la Seine St-Denis, appelle les remarques suivantes concernant l'épaisseur des faciès et la localisation de niveaux productifs :

- Dans les sondages de la zone Sud, la puissance du faciès Oolithique est plus importante. Ils comportent un ensemble Oolithique plus ou moins homogène d'une épaisseur qui varie de 45 m à Epinay sous Sénart jusqu'à 25 m à Chevilly la Rue ; c'est dans ce faciès que se trouvent essentiellement les niveaux réservoirs.
- L'étude de ces sondages permet de mettre en évidence la dégradation des réservoirs oolithiques, dans les puits situés en bordure du sillon marneux ; (la Porte St-Cloud, Chevilly-la-Rue) et leur amélioration au fur et à mesure que l'on s'éloigne du sillon (Epinay sous Sénart).

La dégradation des niveaux réservoirs a des causes multiples, mais la principale est due probablement à l'envahissement de ces réservoirs par une boue argilo-calcaire du côté mer ouverte.

Compte tenu de ce qui a été dit précédemment, la localisation préférentielle des niveaux productifs est intimement liée au type de dépôt (les calcaires oolithiques de barrière présentent les meilleures caractéristiques réservoirs), mais aussi à la position géographique des sondages par rapport au sillon marneux. Ces tendances générales ont été aussi identifiées dans la cartographie de paramètres hydrodynamiques du réservoir, sans aucun a priori d'ordre géologique (voir plus loin § sur la modélisation du réservoir).

1.10 - Elaboration d'un modèle sédimentologique

Au début de la période d'exploitation géothermique, l'image que l'on se faisait du

Dogger, était schématiquement, celle mise au point par les pétroliers :

- Le développement au centre du bassin de calcaires sublithographiques du faciès comblanchien passant progressivement vers l'ouest calcaires aux Oolithiques du faciès Oolithe Blanche, puis aux faciès marneux d'un étroit bras de mer situé à l'ouest de la Seine et du Loing, et lié aux importantes failles issues de la Limagne. A l'ouest de cette zone marneuse se retrouve une province carbonatée Oolithique dont les relations avec le domaine précédent sont mal connues.

On disposait donc, au début de la présente étude, d'un cadre géologique schématique, mais suffisant, pour servir de base et d'orientation à la recherche entreprise (fig.1.30).

Traitant le problème d'un point de vue hydrogéologique, les études pétrolières n'avaient pas suffisamment mis en valeur (et pour cause) la notion de productivité aquifère de ces séries.

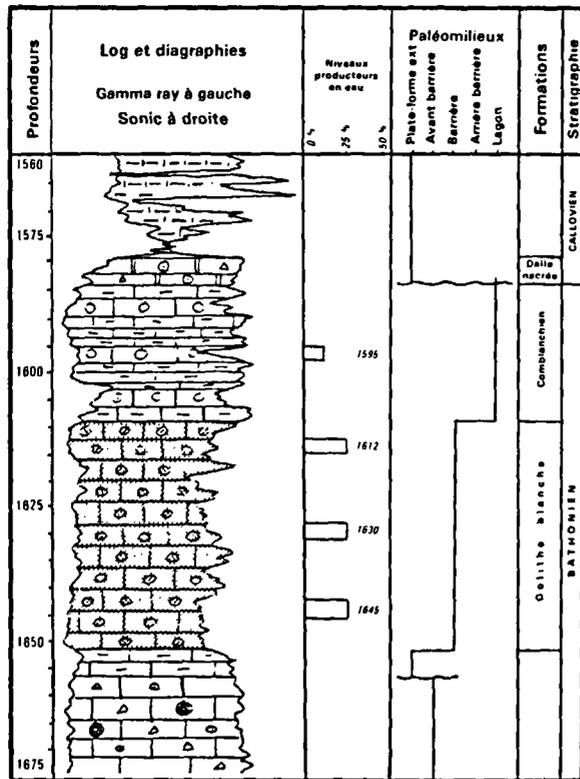
Après avoir mis en évidence la structure et l'hétérogénéité verticale du réservoir par la réalisation systématique de profils de débit-métrie, il fallait, à partir de ces informations ponctuelles, estimer la continuité latérale des couches productives et la distribution régionale de leurs paramètres.

La continuité latérale de couches productrices étant conditionnée par une définition préalable des faciès et des milieux de dépôts qui leur sont liés, il importait donc d'avoir une connaissance faciologique précise de la série traversée par les forages au départ de ce travail. Cette condition préliminaire s'est trouvée en partie remplie, car le Dogger avait fait l'objet d'une étude sédimentologique détaillée dans le forage d'Aulnay-sous-Bois.

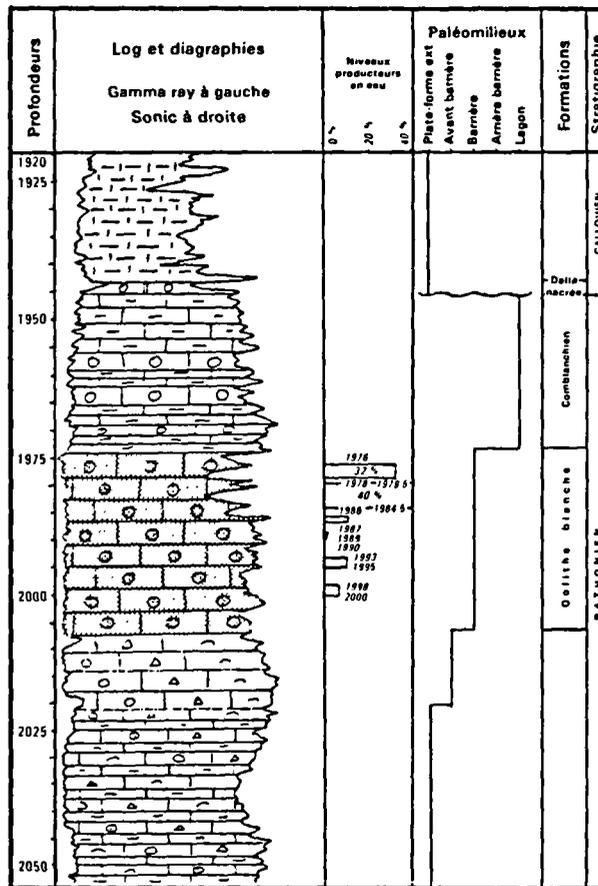
Sur les bases acquises dans le forage étalon d'Aulnay-sous-Bois, l'analyse sédimentologique a été étendue à la presque totalité de forages géothermiques réalisés (soit 105 forages sur 110).

D'un point de vue opérationnel, le travail a été effectué par phases successives :

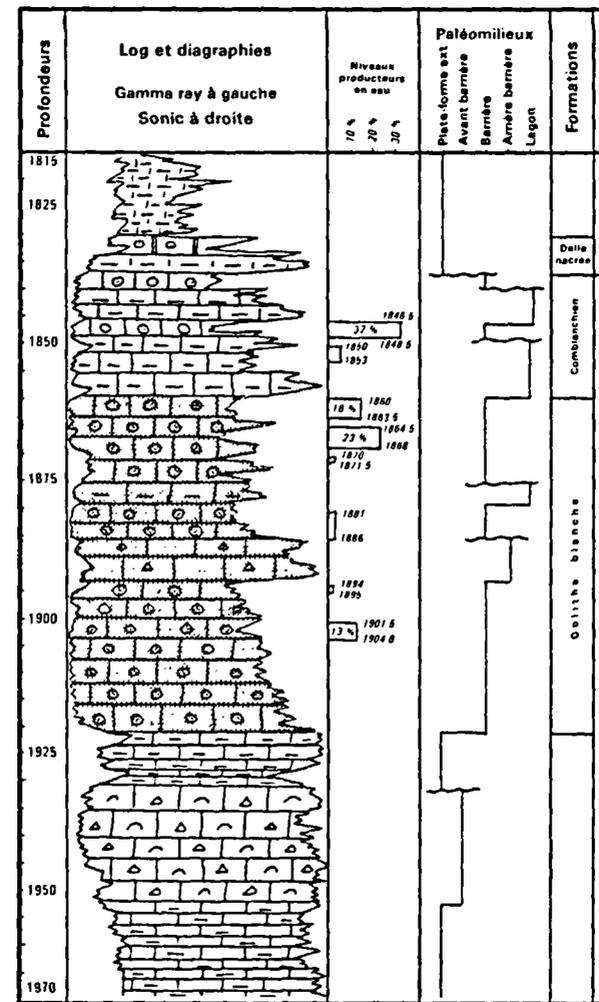
- L'étude sédimentologique réalisée à Aulnay à partir de carottes et diagraphies



Forage de la Porte Saint-Cloud

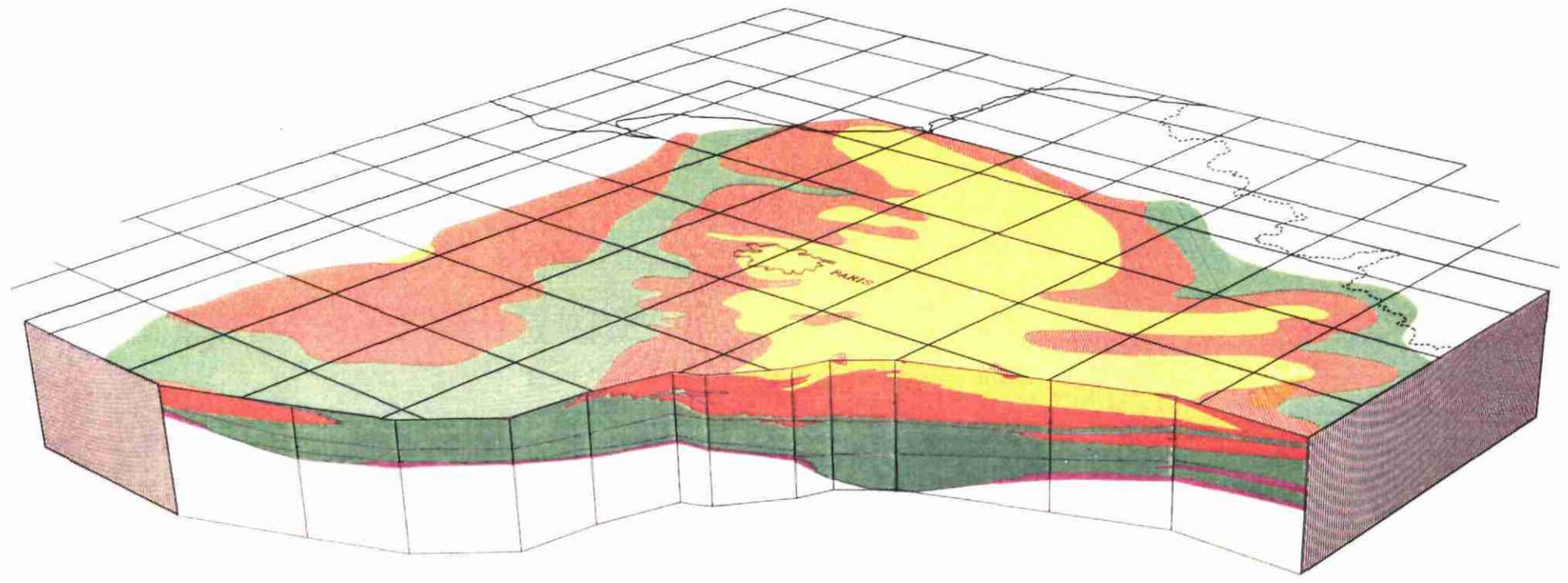


Forage de Chevilly-la-Rue



Forage d'Epinais-sous-Senart

Fig. 1.29 - Corrélation de faciès du Dogger, dans quelques forages de la zone Sud de Paris



CONTRAT CCE : EN3G:0046

-  Calcaire sublithographique (facies de Lagon)
-  Calcaire oolithique : réservoirs principaux
-  Marnes et calcaires marneux
-  Calcaire bioclastique : réservoirs annexes

Fig. 1.30 - Modèle paléogéographique du Dogger à la fin du Bathonien

a permis la définition d'un certain nombre de repères faciologiques et diagraphiques utilisables sur d'autres forages, donc permettant des corrélations diagraphiques et faciologiques dans un périmètre assez important (puits de la Seine-St-Denis et une partie des puits de la zone sud de Paris).

- Pour les zones où le calage sédimentologique réalisé à Aulnay ne pouvait pas être extrapolé et où l'analyse diagraphique s'avérait impuissante à la définition des faciès, on a sélectionné des puits-types représentatifs d'une zone ou d'un groupe de puits (Val de Marne, Melun, Meaux, Creil, par exemple).

Dans ces puits, on a réalisé un étalonnage sédimentologique à partir de cuttings. L'ensemble des échantillons collectés dans le Dogger a donc fait l'objet d'une description détaillée à la loupe binoculaire. Pour une sélection de ceux-ci, un montage en lame mince avec imprégnation de résine colorée a été fait pour préciser les faciès et le type de porosité.

Cette méthode a permis de retrouver les coupures faciologiques majeures telles qu'elles ont été définies à Aulnay à savoir : l'ensemble des Alternances, l'ensemble Oolithique, puis l'ensemble Comblanchien, et d'avoir un cadre géologique schématique mais suffisant, pour servir de base à la modélisation du réservoir par faciès.

1.11 - Conclusions

L'apport principal de cette étude, est de présenter une méthodologie améliorée visant à optimiser l'utilisation des informations des puits (carottes, diagraphies, données de production), afin de déterminer de façon plus précise les propriétés du réservoir.

L'étude de ces calcaires a montré l'extrême variabilité de leurs propriétés hydrogéologiques, aussi bien dans le sens vertical (production assurée par des niveaux nombreux), que dans le sens horizontal (ces niveaux ne sont pas corrélables individuellement), de sorte qu'il était difficile, à l'échelle régionale, d'envisager la continuité latérale de ces niveaux, sans les grouper selon les trois ensembles définis : Comblanchien, Oolithique et Alternances.

Il résulte également de cette étude qu'il existe une relation directe entre la présence de porosité et les milieux de sédimentation, en particulier les milieux générateurs de sédiments sableux à porosité matricielle (calcaires oolithiques). Ces réservoirs ont, au cours de la diagenèse, évolués différemment : ainsi le réseau poreux de l'ensemble des alternances a été réduit par le dépôt de ciment et par compaction. Par contre le faciès sableux appartenant aux ensembles oolithique et comblanchien, ont conservé partiellement leur porosité originelle et l'ont même parfois accentuée par fracturation-dissolution.

L'étude des sondages situés au sud de Paris, permet de mettre en évidence la dégradation des réservoirs oolithiques, dans les puits localisés en bordure du sillon marneux. La dégradation des niveaux réservoirs a des causes multiples, mais la principale est due probablement à l'évolution latérale de ces sédiments oolithiques vers des faciès argilo-calcaires du côté mer ouverte.

Compte tenu de ce qui a été dit précédemment, la localisation préférentielle des niveaux productifs est intimement liée au type de dépôt (d'une façon générale, 50 à 70 % de la production provient des calcaires oolithiques de barrière), mais aussi à la position géographique des sondages par rapport au sillon marneux.

Les résultats des mesures pétrophysiques réalisées sur des faciès représentatifs rencontrés, permettent de dégager un certain nombre d'observations :

- des réservoirs possédant les mêmes valeurs de porosités obtenus à partir des diagraphies, peuvent avoir des productivités très différentes
- de fortes valeurs de perméabilité s'observent dans les échantillons avec une macroporosité élevée (rayon d'entrée de pores $>$ à 7.5 microns). Ces valeurs ont été obtenues dans le faciès de barrière et plus particulièrement dans l'ensemble oolithique
- en valeur absolue indépendamment du type de faciès et de porosité, les valeurs de perméabilité mesurées sur carotte,

ne traduisent pas le degré de productivité de la roche. Elle est sous évaluée, dans certains cas, d'un factor 10 par rapport à la perméabilité déduite des essais de production. Cependant, en valeur relative, les plus fortes valeurs de perméabilités mesurées sur carottes correspondent bien aux meilleurs niveaux productifs décelés par le débitmètre.

Ces niveaux producteurs présentent une gamme de perméabilité très variable, de 0,2 à 21 Darcy. Aux perméabilités matricielles de ces niveaux observées à l'échelle microscopique, peuvent s'ajouter des perméabilités se

condaires dues à la fracturation et à la dissolution observées à l'échelle macroscopique sur les carottes.

Finalement, le cadre géologique établi sur la base de l'étude des carottes et des diagraphies, a permis de mieux appréhender l'organisation et la géométrie des corps poreux et à servir de support à la cartographie, par faciès, de paramètres physiques du réservoir.

L'aboutissement en est une image tout a fait nouvelle du Dogger, au moins dans la zone et dans l'intervalle capté par les forages géothermiques.



ETUDE GEOCHIMIQUE

A. CRIAUD, C. FOUILLAC, M. BRACH

SOMMAIRE

2 - ETUDE GEOCHIMIQUE

2.1 - Prélèvements et analyses de fluides	45
2.1.1 - Echantillonnage	
2.1.2 - Analyses	
2.1.3 - Conclusions	
2.2 - Variations verticales	54
2.2.1 - Prélèvements de fond	
2.2.2 - Relations générales entre faciès et salinité	
2.2.3 - Etude des fluides en tête de puits	
2.2.4 - Résultats	
2.2.5 - Conclusions	
2.3 - Datation des fluides/vitesse d'écoulement naturel	64
2.3.1 - Le carbone 14	
2.3.2 - Helium	
2.3.3 - Autres méthodes	
2.4 - Etudes des variations de compositions chimiques et isotopiques	74
2.4.1 - Introduction	
2.4.2 - Relations entre salinité et température	
2.4.3 - Composition isotopique en oxygène et hydrogène de l'eau	
2.4.4 - Relation Br - Cl	
2.4.5 - Relation SO ₄ - Cl	
2.4.6 - Relation B - Cl	
2.4.7 - Relations entre alcalins - chlorures	
2.4.8 - Variation des concentrations des espèces réactives	
2.4.9 - Composition isotopique des sulfates	
2.4.10 - Conclusions	
2.5 - Caractéristiques et origine des gaz	87
2.5.1 - Introduction	
2.5.2 - Azote et gaz rares	
2.5.3 - Conclusions à l'étude des gaz inertes	
2.6 - Thermodynamique des fluides	88
2.6.1 - Introduction	
2.6.2 - Méthodes de calculs	
2.6.3 - Résultats et discussion	
2.6.4 - Etat d'oxydo-réduction des fluides dans le réservoir	
2.7 - Utilisation des géothermomètres chimiques et isotopiques	95
2.7.1 - Géothermomètre à silice	
2.7.2 - Géothermomètre Na-K	
2.7.3 - Na-K-Ca et Na-K-Ca-Mg	
2.7.4 - Sodium-Lithium	
2.7.5 - Conclusions	

ETUDE GEOCHIMIQUE

2.1 - Prélèvements et analyses de fluides

Les résultats qui sont donnés en annexe dans le tableau 2.1 présentent pour chaque puits une sélection des résultats d'analyses disponibles à ce jour. Ils ont été obtenus dans des conditions d'échantillonnage très variables qui appellent des commentaires. Les méthodes d'analyse ont également évolué pendant la période considérée (1980 environ à ce jour). L'historique de cette étude n'est donc pas inutile avant de passer à l'interprétation des résultats.

2.1.1 - Echantillonnage

2.1.1.1 - Quelle période dans la vie d'un doublet est-elle la mieux adaptée ?

Les rapports de fin de sondage contiennent généralement des analyses sommaires du fluide obtenu (eau et gaz) pendant les essais de production. Les fluides peuvent avoir été prélevés en fond de puits par des sociétés de service (Copgo, Schlumberger,...) ou le BRGM. Pour certains puits, il a été procédé à des échantillonnages à des profondeurs variées (≤ 3). Cependant la majorité des échantillons est recueillie en tête de puits. Dans les deux cas, on obtient le plus souvent des échantillons

de piètre qualité : les opérations de forage impliquent l'utilisation d'additifs nombreux dans la boue (polymères, sel, soude, bactéricides, antimousse, inhibiteurs de corrosion), dont une partie a contaminé l'aquifère et n'est pas éliminée au cours des essais de production. La durée totale des tests n'est que de 24 heures maximum, ce qui est largement insuffisant, même aux débits de l'ordre de 100 m³/h qui caractérisent le Dogger. Ces produits résiduels peuvent modifier le pH, la teneur en oxygène, la concentration en éléments réactifs, en éléments traces, et en gaz.

Une autre source d'incertitudes est due aux procédés d'acidification. Il est injecté de grandes quantités d'acide (chlorydrique ou sulfurique) pour stimuler le réservoir et augmenter sa productivité. Cela provoque des dissolutions dans la formation, et des concentrations en calcium, magnésium, silice, fer et autres non représentatives. Cela peut expliquer aussi des teneurs en sulfates très supérieures à celles qui sont relevées ensuite.

Les puits sont à un moment ou à un autre tués à la saumure (mélange à base de chlorure de sodium et d'additifs anti-corrosion divers),

et de nombreux résultats d'analyses (excès de Na et Cl) s'expliquent par la présence de ces produits. Les opérations de chantier ont toujours lieu dans des laps de temps très courts, et la chronologie de certaines interventions (quand elle est connue), n'est pas toujours la mieux adaptée à des prélèvements soignés. On sera donc prudent avec la plupart des résultats obtenus juste à l'achèvement du sondage : en dehors des espèces mentionnées ci-dessus, nous avons noté des anomalies en analyses isotopiques (isotopes stables de l'eau) et de gaz.

Pour les puits de production, il a été effectué des prélèvements plus tardifs, pendant des périodes normales d'exploitation. Ceux-ci sont beaucoup plus satisfaisants et plus complets. Pour les puits destinés à la réinjection, la fin du sondage représente malheureusement la seule opportunité pour l'échantillonnage.

2.1.1.2- Tête de puits/fond de puits : avantages et inconvénients

La plupart des opérations de prélèvement en fond de puits ont eu lieu à la fin du sondage, donc les réserves ci-dessus s'appliquent (reste d'additifs, analyses incomplètes ...).

Dans certains cas, les fluides ont été échantillonnés à différentes profondeurs, et en tête de puits. Une fois le doublet mis en exploitation, un échantillonnage de fond devient impossible (à cause de la pompe d'exhaure immergée), sauf si cette opération peut être cumulée à une opération lourde nécessitant le relevage de la pompe. A la Courneuve Nord, des prélèvements de fond ont été tentés par l'IMRG suite à des travaux de réhabilitation des puits de production (en 1986). Il s'est avéré que les conditions dans lesquelles se trouvait le puits après son curage mécanique n'étaient pas compatibles avec l'obtention de résultats significatifs pour ce qui concerne les analyses chimiques autres que les éléments majeurs (présence d'additif, de graisse dans le puits et à la surface des tiges). Ces résultats ont été détaillés dans le rapport CCE EN3G - 0038F.

Les caractéristiques des deux outils de prélèvement (Klyen et Métro-mesures) utilisés dans le cadre de ce programme par l'IMRG sont également décrites, dans ce rapport.

2.1.1.3- Méthodes de prélèvements (eau, gaz) en tête de puits

Les têtes de puits sont généralement munies de piquâge (diamètre 1/2 ou 1/4 pouce) qui permettent un raccord complètement étanche à un tuyau en PVC armé. La pression en tête est comprise entre 5 et 12 bars lorsque l'exploitation se fait par pompage, mais inférieure ou égale à la pression atmosphérique quand le puits est exploité par artésianisme (Melun, Vaux le Pénil, Le Mée sur Seine, Villeneuve la Garenne ...). Pour les prélèvements d'eau destinés à l'analyse des espèces dissoutes, un filtre en inox, résistant à la pression muni de membranes en acétate de cellulose de porosité variable (0,01 à 3 μm), est monté en ligne sur le tube armé. La pression du fluide suffit à l'obtention des échantillons filtrés. Dans quelques cas isolés (puits artésiens), on a utilisé une cellule de filtration Sartorius en polycarbonate (250 ml). Le fluide est alors filtré sous azote. La filtration en ligne est préférable pour des raisons de commodité et d'auto-rinçage. Sa rapidité est appréciable lorsqu'il s'agit de travailler ou de bloquer des espèces instables (sulfures).

Les liquides sont conditionnés selon les techniques décrites au § 2.1.1.5.

Pour l'obtention de paramètres concernant les gaz, on opère avec un séparateur de verre. Le fluide total circulant dans cette enceinte (300 ml environ) est dégazé et séparé en deux phases (cf. figure 2.1) :

- l'une, liquide et "dégazée", est prélevée pour la détermination des gaz dissous. On en remplit au deux tiers une ampoule à robinet de téflon préalablement mise sous vide ;
- l'autre, gazeuse, constitue la fraction gaz "libres". Elle est prélevée dans une ampoule à deux robinets à graisse, soit initialement sous vide, soit par pompes et purges successives.

Le rapport des débits respectifs gaz/eau est mesuré avec ces conditions opératoires, optimisées manuellement en jouant sur le débit d'arrivée du fluide total avant séparateur. Cette valeur constitue le GLR (gaz/liquide ratio) dans les conditions du prélèvement. Elle est utile pour reconstituer le fluide total (eau + gaz), en tenant compte des concentrations

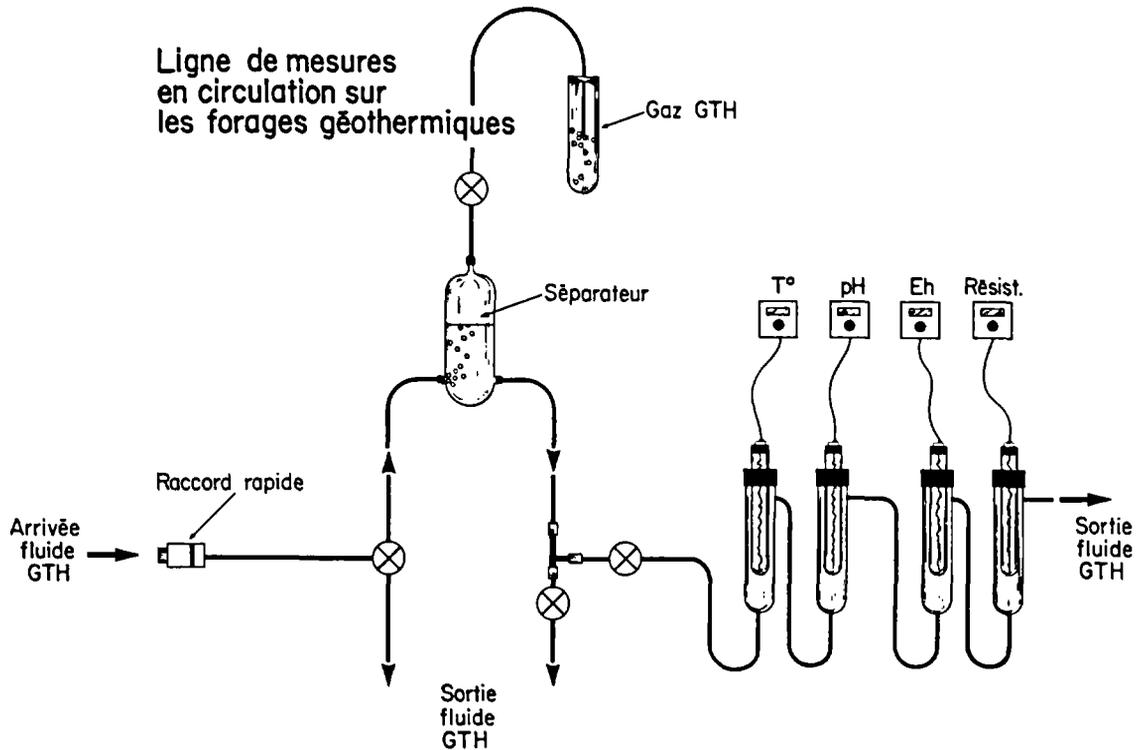


Fig. 2.1 - Prélèvements de fluides en tête de puits. Mesures *in situ*

respectives des espèces dans les phases dissoutes et gazeuses.

Jusqu'en 1986, les prélèvements de gaz libres et dissous ainsi que la mesure du GLR étaient effectués à la température d'exploitation du fluide ou à température légèrement plus basse (5 à 10°C). On s'est aperçu d'une mauvaise reproductibilité du GLR (souvent 15 %), due à la présence de vapeur d'eau. Depuis 1986, on impose un refroidissement au fluide en le faisant circuler dans un serpentin en inox plongé dans l'eau froide. La température de travail est contrôlée (25 à 30°C). avec ce système, on obtient une reproductibilité satisfaisante (4 à 5 %).

2.1.1.4 - Mesures sur site

- Le pH est toujours mesuré sur le fluide dégazé, mais plusieurs protocoles ont été employés entre 1980 et 1989.

En laboratoire : à 20°C, le délai séparant la mesure de l'échantillonnage étant inconnu et variable. Cette valeur n'est pas fiable.

Sur le site : la mesure est effectuée soit à la température maximale que l'on puisse obtenir en ouvrant le robinet d'arrivée d'eau géothermale, soit (ou également)

sur un fluide refroidi comme il est décrit ci-dessus (depuis 1986). Les températures correspondantes sont mesurées. L'électrode de verre (électrodes Ingold classiques, ou Argenthal, Equital, ou à gel : toutes ont donné satisfaction) est calibrée à la température voulue avec deux standards pH7 et pH4. Puis elle est plongée dans un tube de verre étanche contenant l'eau géothermale et un petit barreau magnétique. Depuis 1986, l'électrode est directement placée dans un large récipient "ouvert" dans lequel le fluide s'écoule à reflux, assurant une agitation à lui seul. Les deux techniques, tube fermé ou récipient ouvert, conduisent à des écarts qui ne dépassent pas 0.02 unité pH.

On sait que la mesure du pH dans les eaux salines du Dogger est affectée par des erreurs dues à la calibration. Ce problème, dû à la différence de force ionique entre les solutions tampons et le milieu de mesure, a été soulevé par Bastide (1985) et Michard et Bastide (1988). L'incertitude théorique estimée est de 0.15 unités pH. Elle est très supérieure aux faibles écarts obtenus avec les deux mesures en milieu ouvert ou fermé.

Les procédures citées ont été décrites par Iundt *et al.*, 1983, Iundt, 1985, Criaud *et al.*, 1986.

- Le potentiel d'oxydo-réduction est mesuré dans les mêmes conditions que le pH (température contrôlée) et sur un fluide non oxydé. Nous avons utilisé diverses électrodes de platine, combinées à un élément de référence (Calomel, ou Ag/AgCl avec KCl xM)⁽¹⁾. L'électrode n'est pas calibrée mais vérifiée de temps à autres avec une solution commerciale de potentiel connu. Cette mesure s'accompagne d'incertitudes assez importantes, bien qu'elle soit aisée à réaliser (rapidité et stabilité, surtout à plus haute température). Pour les mesures effectuées jusqu'en 1984, la correction du potentiel brut en fonction du potentiel de l'électrode de référence et de la température de mesure introduit une erreur (20 à 40 mV) car on ne sait pas toujours quelle était la nature de l'électrode de référence.

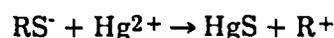
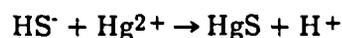
D'autre part, les électrodes vieillissent prématurément au contact des solutions géothermales du Dogger à cause de la présence de sulfures qui contaminent peu à peu l'élément de référence. Le potentiel "fixe" de l'élément de référence subit une dérive au cours du temps, expliquant la non reproductibilité de cette mesure pour certains puits.

Enfin, la solution de calibration (Fe(CN)₆-Fe(CN)₄) est oxydante alors que les potentiels mesurés sont très réducteurs.

- Avant 1983, le dosage des espèces sulfurées n'était pas effectué systématiquement sur le site. On dispose de quelques valeurs obtenues par précipitation de CdS et pesée, l'échantillon étant destiné aux analyses isotopiques de soufre, des sulfures et des sulfates.

Depuis, les espèces sulfurées ont pour la plupart des puits été déterminée selon la méthode potentiométrique développée par Boulègue (1978). On prélève 25 à 50 cm³ d'échantillon en évitant son oxydation, et on le titre en milieu fortement basique avec une solution de Hg (Cl)₂ ou Hg (NO₃)₂. On suit le potentiel obtenu entre une électrode Ag-Ag₂S et une électrode de référence (à pont électrolytique

ou à gel). Deux points équivalents sont obtenus, l'un correspond à la somme H₂S° + HS⁻, l'autre correspond aux sulfures organiques de type thiol RSH + RS (R étant un radical organique non déterminé).



Cette titration est effectuée dans une cellule thermostatée avec le fluide géothermal et sous azote. La limite de détection est de 5 · 10⁻⁶ mol/l (0,2 mg/l).

Une titration colorimétrique des sulfures d'après Archer (1955) a été utilisée à partir de 1987. En milieu sodé et en présence de dithizone et d'acétone, les sulfures sont titrés avec une solution mercurique. Le virage observé à l'oeil, se fait de l'orangé au rouge et est d'autant plus net que la minéralisation est faible. La limite de détection est de 5 · 10⁻⁷ mol/l (0,02 mg/l). Les sulfures organiques ne sont pas détectés.

- L'alcalinité (exprimée sous forme HCO₃⁻ dans le tableau de résultats 2.1) est dosée par titration de Gran à l'acide chlorhydrique. On dose ainsi les bicarbonates mais également les espèces sulfurées. La contribution d'autres espèces acido-basiques (silice, bore, acides aliphatiques) est à peu près négligeable dans les eaux du Dogger, du fait du pH ou de leur concentration faible.

Les mesures faites en laboratoire sont moins précises (une partie des sulfures s'est oxydée) et ont été titrées par la méthode de Culberson (jusqu'à pH 4 en une seule fois).

- L'oxygène dissous a été dosé soit à l'aide d'une sonde spécifique Orbisphère (limite de détection 5 µg/l), soit par méthode colorimétrique. Le réactif est contenu dans une ampoule scellée et sous vide, et dont l'extrémité est cassée dans le fluide géothermal sous circulation. La réaction est immédiate, la limite de détection est de 5 µg/l.

Ces méthodes n'étaient pas disponibles avant 1985, et les mesures précédentes

(1) x = 1 ou 3

sont inexistantes ou peu fiables. Il est vraisemblable étant donné la chimie du fluide que ce milieu très réducteur ne contienne pas d'oxygène. Ceci est attesté par les mesures les plus récentes. Les analyses de fin de sondage peuvent cependant révéler la présence de traces d'oxygène, introduit par la boue de foration.

- La conductivité n'est pas mentionnée dans le tableau 2.1, car elle a été, selon les cas, mesurée à la température du fluide exploité ou sur un fluide refroidi, ou avec un appareil effectuant la correction de température. Les bordereaux d'analyse de provenance diverses, n'indiquent pas toujours si la valeur retenue a été compensée de l'effet de température ou non.

- Les mesures de pH, potentiel, sulfures et alcalinité doivent être faites de façon cohérente avec la méthode d'échantillonnage (§ 2.1.1.3) : fluide (refroidi ou non) dégazé à température contrôlée, mesure du GLR dans les mêmes conditions. Ceci est essentiel pour reconstituer ensuite le fluide "de la formation", c'est-à-dire non

dégazé et à la température du réservoir. Ces calculs seront exposés plus tard.

2.1.1.5- Conditionnement et stockage des échantillons

Les gaz prélevés sont conservés dans les ampoules utilisées pour l'échantillonnage. Les ampoules à robinet de graisse peuvent être conservées plusieurs mois, mais il est préférable de ne pas stocker les ampoules à robinet de téflon au delà de quelques semaines. Les flacons en polyéthylène, neufs, sont toujours rincés abondamment avec le fluide prélevé. Pour l'analyse des traces (flacons téflon pour l'aluminium, et les autres métaux), les flacons ont été lavés après trempage, à l'acide nitrique et rincés à l'eau déminéralisée de haute qualité (Millipore Mill Q[®]).

Les quantités d'échantillon nécessaires à l'analyse ont varié au cours du temps, diminuant au fur et à mesure que les méthodes d'analyse multiélémentaire se développaient. Le conditionnement effectué sur le terrain, est résumé dans le tableau ci-dessous (tableau 2.2).

ESPECE	FILTRATION µm	VOLUME ml	CONDITIONNEMENT	FLACON
Na, K, Ca, Mg Li, Sr, Fe, B, SiO ₂ , Ba	0,45	250	1 < pH < 2 HNO ₃ , HCl	polyéthylène
Cl, SO ₄ , Br, F SO ₄	0,45	250	aucun, si H ₂ S	faible
	0,45	100	CdCH ₃ CO ₂ H, si H ₂ S	élevé
Fe total	non filtré	50	1 < pH < 2 HNO ₃ , HCl	polyéthylène
Al, traces	0,45 0,1	50	1 < pH < 2 HNO ₃ , HCl	téflon
C organique	0,45	300	1 < pH < 2 HCl	verre
D, ¹⁸ O (H ₂ O)	0,45	100	aucun	polyéthylène
³⁴ S (H ₂ S)	0,45	250-6000	Acétate de Cadmium	polyéthylène
³⁴ S (SO ₄)	0,45	250	Acétate de Cadmium	polyéthylène
¹⁸ O (SO ₄)	0,1	250	Acétate de Cadmium	polyéthylène
^{87/86} Sr	0,45	30	Acétate de Cadmium 1 < pH < 2 HNO ₃	polyéthylène téflon

Tableau 2.2 - Conditionnement des échantillons

2.1.2 - Analyses

Un grand nombre de méthodes d'analyses ont été utilisées pour l'obtention des résultats présentés dans le tableau 2.A. Ceci est dû à l'évolution des techniques entre 1980 et 1989, mais également à la variété des laboratoires intervenus. La qualité et la précision des déterminations sont donc d'un niveau très inégal, qui peut expliquer a priori certaines variations pour un même puits.

2.1.2.1 - Méthodes d'analyses chimiques

Le tableau 2.3 indique quelles sont les méthodes qui ont été appliquées au BRGM depuis 1980 pour chaque espèce.

2.1.2.2 - Comparaisons inter-laboratoires

En Décembre 1986, il a été procédé à des analyses comparatives de deux échantillons d'eaux : l'une géothermale et l'autre minérale. L'un de ces échantillons provient d'un forage

au Trias (Melleray, symbole ME1-45) et présente une minéralisation tout à fait comparable à celles des eaux du Dogger. Il est donc utile pour apprécier les erreurs d'analyse dues à la complexité du milieu. Le deuxième échantillon est une eau bicarbonatée sodique du Massif Central, nettement moins minéralisée (symbole S1-26). Les résultats sont donnés dans le tableau 2.4.

On constate que certains des résultats présentent des écarts significatifs : Ca, Mg et surtout K. Les balances ioniques sont néanmoins correctes pour l'eau géothermale, car 80 à 85 % de la minéralisation est due aux seuls ions Na et Cl. Pour ces ions, on note une valeur inférieure de 10 % pour le laboratoire 1 par rapport aux résultats obtenus par les laboratoires 2 et 3. Ceci a été attribué à une erreur de dilution.

Le fluor, dosé dans les trois laboratoires à l'aide d'une électrode spécifique, présente des variations énormes (1,8 à 8,5 mg/l) qui remettent en question l'utilisation de cette technique pour des milieux aussi chlorurés. Ceci est conforté par les valeurs non reproductibles

ELEMENT	1980-7/1984	7/84 - 5/87	5/87 - 1989
Ca	AA	ICP (BRGM)	ICP (sas)
Mg	AA	ICP (BRGM)	ICP (sas)
Na	AA	ICP (BRGM)	ICP (sas)
K	AA	AA	ICP (sas)
Li	AA	AA + ICP + (BRGM)	ICP (sas)
Sr	AA	ICP (BRGM)	ICP (sas)
NH ₄	colo		Colométrie
SiO ₂	AA + colo	ICP + colo	ICP (sas)
B	colo	ICP (BRGM)	ICP (sas)
Fe	AA	AA + colo + ICP	ICP (sas)
Mn	AA	ICP + AA	ICP (sas)
Ba		ICP (BRGM)	ICP (sas)
Cl	électrode	CI	CI
SO ₄	néphélométrie	CI	CI
HCO ₃	acidimétrie	acidimétrie	acidimétrie
F	électrode	électrode + CI	électrode + CI
H ₂ S	gravimétrie	titration Hg	titration Hg
	titration Hg	colo	
Br	CI	CI	CI

AA : absorption atomique
 Colo : colorimétrie
 ICP (BRGM) : spectrométrie d'émission par plasma inductif couplé
 ICP (SAS) : idem, mais avec autre appareil
 CI : chromatographie ionique

Tableau 2.3 - Méthodes d'analyses utilisées au BRGM

ELEMENT	ME1-45 (1)	ME1-45 (2)	ME1-45 (3)	S1-26 (1)	S1-26 (2)	S1-26 (3)
Li mg/l	13	8,8	14,6	2,3	2,3	2,5
Na mg/l	10490	11675	11050	430	414	440
K mg/l	297	495	2 048	54	60,5	31
Mg mg/l	334	450	423	42	42	41
Ca mg/l	1100	1850	1 204	145	137	23
Ba mg/l	0,154	0,27		0,24	0,3	
Cations meq	548,72	652,01	630,68	31,12	30,19	24,82
Cl mg/l	17950	20800	20164	152	196	166
SO ₄ mg/l	2020	2142	2048	33	46	31
HCO ₄ mg/l	311	268	298	1202	1354	1220
F mg/l	3,7	1,8	8,5	0,5	0,42	0,25
Br mg/l	137	150		<0,5	1,2	
Anions meq	554,72	635,03	615,92	24,70	28,70	25,34
B mg/l	14,95	14	<10	1,43	1,15	<10
SiO ₂ mg/l	32,2	34	37	64,4	62	63,6
Ecart %	-1,09	2,64	2,37	23,00	5,08	-2,05

Laboratoire (1) : BRGM

Laboratoire (2) : Contrôle des eaux (Clermont-Ferrand)

Laboratoire (3) : Guignes S.A. (Rueil-Malmaison)

Tableau 2.4 - Comparaisons inter-laboratoires

obtenues sur un même puits au cours du temps (voir GFO1, par exemple). Le résultat obtenu par le laboratoire 3 en potassium nous semble extrêmement douteux au regard de résultats antérieurs sur l'eau de Melleray. Les équilibres thermodynamiques qui régissent les concentrations en alcalins dans ce type d'eau excluent également des rapports Na/K de cet ordre.

En lithium, strontium, baryum, et bicarbonate, les écarts sont tolérables. En sulfate, Br et silice, les valeurs sont en plein accord. La spectrophotométrie d'absorption atomique utilisée par le laboratoire 3 pour le dosage du bore ne convient pas à ce type d'eau.

Bien que ce test ait été réalisé sur un seul échantillon de fluide géothermal, il met en évidence quelques problèmes spécifiques à l'analyse d'eaux salées : dilutions trop imprécises et méthodes non adaptées rendent certains résultats inexploitable. C'est le cas du fluor, mais également de quelques éléments mineurs lorsque les valeurs n'ont pas été confirmées.

2.1.2.3 - Variations dans le temps

Pour un même puits et si l'on exclut les analyses de fin de sondage, des variations parfois importantes peuvent être relevées. Elles sont dues principalement :

- à la différence des méthodes d'analyse mises en oeuvre ;
- aux incertitudes relatives inhérentes à chaque méthode ;
- aux autres causes telles que la qualité du prélèvement et les possibles incertitudes dues aux dilutions.

Cependant on ne peut exclure à priori des variations réelles de la chimie du fluide au cours du temps : les éléments réactifs par exemple comme le fer et les sulfures subissent des variations de concentrations qui sont dues à des modifications de conditions d'exploitation (Ouzounian *et al.*, 1987). L'amplitude de ces variations, jusqu'à 500 %, est beaucoup plus

importante que celles qui apparaissent dans le tableau 2.A pour les éléments majeurs et peu réactifs (Na, Cl, Ca, SO₄ ...). En fait, les analyses de routine pratiquées ne permettent pas de croire à des variations significatives du fait des marges d'incertitudes (5 à 10 %) pour ces éléments majeurs. Elles ont l'intérêt de faciliter le repérage de "points aberrants", et permettent de calculer une valeur moyenne à plusieurs prélèvements, donc d'améliorer la précision.

2.1.2.4 - Etude fine des variations de chimie

Des techniques extrêmement performantes d'un point de vue reproductibilité et précision relative ont été mises au point en 1987, pour la détermination de Cl, SO₄, Na, Mg et Ca (Fouassier, 1987 ; Criaud *et al.*, 1988). Cette étude devait permettre de lever le doute concernant les variations de chimie relevées selon les époques pour quelques puits (voir l'interprétation qui en a découlé, paragraphe 2.2). L'objectif était donc de différencier très précisément des échantillons très voisins, c'est-à-dire d'obtenir une précision relative supérieure aux écarts attendus, plutôt que de déterminer avec exactitude des concentrations absolues. Le détail des opérations de terrain et de laboratoire est décrit par Fouassier (1987). Un protocole très strict a été suivi : dilution par pesées avec une eau très pure, reproductibilité sur 10 analyses. Les méthodes utilisées et le degré de précision atteint sont résumés dans le tableau 2.5.

Un facteur 10 à 100 d'amélioration selon les espèces a donc été obtenu : avec les méthodes de routine, la reproductibilité est de 2 à 10 %. Certaines des variations temporelles suspectées s'avèrent donc authentiques (Fontainebleau par exemple), mais seules des techniques longues et délicates permettent à ce jour d'en faire la preuve.

2.1.2.5 - Analyses isotopiques

Les isotopes stables de l'eau (δD , $\delta^{18}O$) ont été déterminés au BRGM selon des procédures classiques qui ne seront pas rappelées ici. L'analyse des sulfates en ^{18}O , plus délicate, a par contre requis de nombreuses améliorations par rapport aux procédés décrits dans la littérature. Le détail de ces opérations a été publiée par C. Fouillac et A.M. Fouillac (1987).

La manipulation se décompose en trois étapes :

- conditionnement sur le terrain et filtrations très poussées au laboratoire (0,1 μ) ;
- obtention d'un précipité de BaSO₄ très pur ;
- extraction de l'oxygène sous forme de CO₂ et analyse par spectrométrie de masse.

La procédure utilisée pour les analyses isotopiques du strontium a été décrite par Vuataz *et al.*, 1988. L'échantillon d'eau est évaporé à

ESPECES DOSEES	REPRODUC- TIBILITE en %	GFO1	GCRT1	CGCO1	METHODE D'ANALYSE
		% Ecartés observés sur 18 mois			
Cl	0,1	1,7	0,6	0,6	Argentimétrie
Ca	0,6	1,1	1,2	0,6	Complexométrie
SO ₄	0,8	7,1	0,5	0,8	Titration Ba
Na	1,8	3	1,5	1,8	Emission avec flamme
Mg	1,8	12,9	2,6	1,8	Différence (Ca + Mg) - Ca
K	1,4	5,7	2,8	1,4	Emission flamme
Ca + Mg	0,15	0,9	0,9	0,15	Complexométrie

Tableau 2.5 - Précision relative et variation obtenues par l'utilisation de méthodes spécifiques

sec et redissous plusieurs fois dans des solutions acides (HF-HClO₄ puis HCl) puis le strontium est séparé sur une résine cationique et analysé par spectrométrie de masse.

Les rapports isotopiques ¹⁸O/¹⁶O de l'eau ont été déterminés au BRGM, après équilibration avec du CO₂, selon la méthode classique d'Epstein et Mayeda (1953) et Majoube et Nief (1968).

Pour la détermination du rapport D/H effectuée au CEN Saclay, une technique particulière est employée. L'échantillon d'eau est introduit directement dans le spectromètre où il subit une réduction à 800°C par de l'uranium (L. Mertivat, non publié, ou référence inconnue).

Le soufre 34 des sulfures et sulfates est analysé au BRGM, d'après la technique de Thode *et al.* (1953).

2.1.3 - Conclusions

Les résultats complets obtenus au 1^{er} février 1989 sont donnés in extenso, en annexe, dans le tableau 2.A. Ceux-ci comportent les analyses de fin de sondage et les prélèvements de fond et de surface effectués depuis la mise en service du doublet. Les puits sont classés par zone géographique, et selon des critères géochimiques établis au cours d'une étude préliminaire (Criaud *et al.*, 1986). La figure 2.2 indique la localisation des puits.

En outre, nous avons sélectionné dans le tableau 2.1 un ensemble de résultats homogènes par leur qualité, en éliminant toutes les valeurs jugées douteuses, à cause des conditions de prélèvements ou d'incohérences analytiques (cas du fluor). Peu de données concernant les puits de réinjection ont été conservées. Pour les puits de production, il s'agit soit d'une moyenne des derniers résultats, soit de l'analyse la plus récente et complète. Cette sélection sert de base aux interprétations développées dans les chapitres suivants.

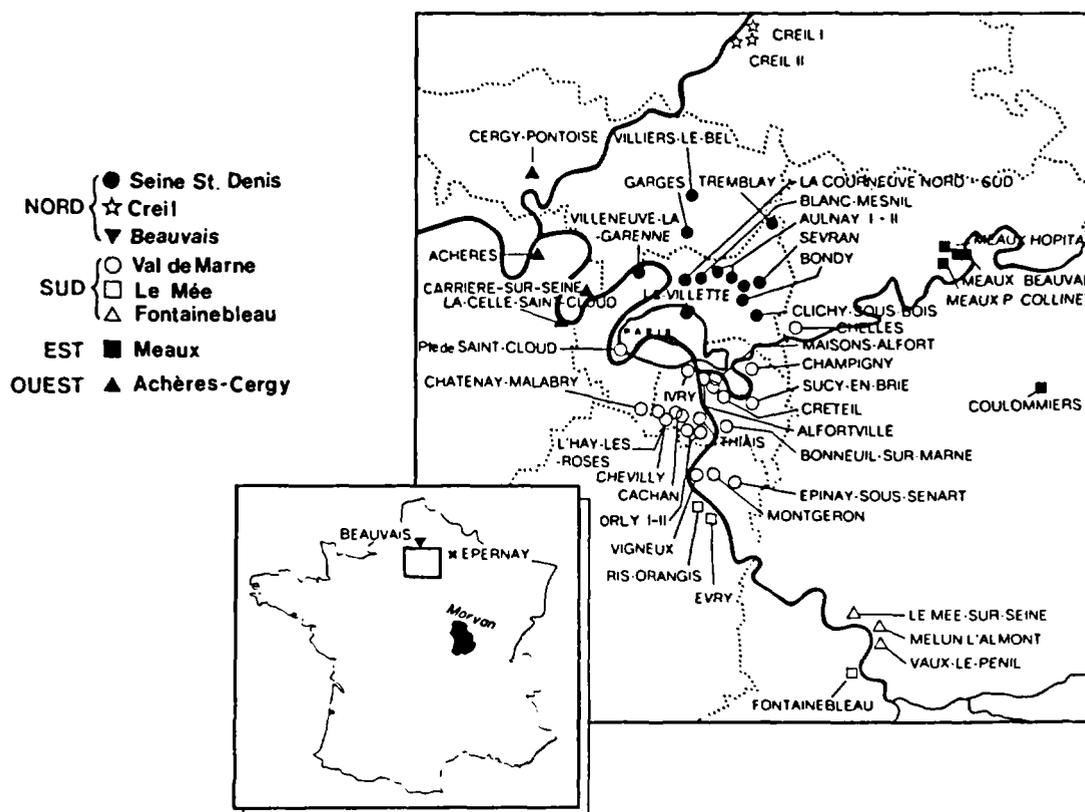


Fig. 2.2 - Localisation de forages géothermiques dans le bassin Parisien

2.2 - Variations verticales

On sait d'après les données de chaque sondage (géologie, diagraphies, études sédimentologiques, flowmètre), que l'aquifère est constitué de plusieurs niveaux productifs, lesquels contribuent avec des pourcentages variables au débit total du fluide exploité. Les paramètres sédimentologiques et hydrodynamiques sont loin d'être homogènes dans ces différents niveaux.

Ces variations de faciès géologiques doivent également se traduire par des variations de composition chimique. En effet, l'écart de température entre le toit et la limite inférieure du réservoir peut atteindre 3 à 4°C selon les endroits. Or la composition chimique du fluide est globalement contrôlée par des équilibres eau-roche qui dépendent de la température (Bastide, 1985 ; Michard et Bastide, 1988,).

De plus, les fluides ont pu évoluer différemment selon la perméabilité et la porosité du milieu (circulation plus ou moins rapide, niveaux confinés ou ouverts). Les variations relatives de chimie selon une direction verticale doivent cependant rester d'une ampleur limitée, au moins pour les éléments majeurs, car elles n'ont pas été mises en évidence avec les moyens classiques, tels que des prélèvements de fluide à différentes profondeurs et des analyses chimiques de routine.

2.2.1 - Prélèvements de fond

Le tableau ci-dessous donne les résultats pour deux ou trois puits, pour lesquels on dispose d'analyses effectuées au moment des tests de fin de sondage, suite à des échantillonnages à différentes profondeurs.

Pour Sevrans et Blanc Mesnil on dispose de données chimiques suite à des prélèvements "de fond", également effectués par des sociétés de services. L'ensemble des résultats est de qualité incertaine, comme toutes les analyses pratiquées juste après la fin d'un forage. Ce problème a été discuté dans la première partie. Seuls les deux puits ci-dessus fournissent des informations qualitatives : il n'y a pas de relation nette entre la salinité et la profondeur, les variations s'expliquent pour les conditions de prélèvement et par les erreurs analytiques systématiques (balance ionique, incertitude) qui sont inhérentes aux méthodes d'analyse classiques avec des fluides de ce type. Ces résultats ne permettent donc pas de conclure quant aux différences de composition des fluides.

2.2.2 - Relations générales entre faciès et salinité

Les niveaux producteurs, présents en nombre de 5 à 10 environ selon les puits, ont été

PUITS	LA VILLETTE 2			TREMBLAY		
	17/11/1983 Flopétrol-BRGM			31/05/1983 BRGM		
Prof. m	1928	1985	tête	1860	2027	tête
TDS g/l	16,8	16,4	14,70	26,14	29,50	26,0
Na	4910	4700	5480	89920	10030	8920
K	82	82	79	113	125	115
Ca	664	664	659	1092	1216	1060
Mg	222	223	205	319	352	306
HCO ₃	409	397		336	366	287
Cl	98007	9600	10118	14200	15975	14200
SO ₄	407	720	760	1080	1440	1120

Tableau 2.6 - Résultats d'analyses effectuées au moment des test de fin de sondage

regroupés en trois groupes homogènes pour leurs propriétés hydrauliques et géologiques :

- calcaire Comblanchien ;
- calcaire Oolithique ;
- alternances de marnes et calcaires.

Les profils flowmètre permettent d'évaluer qualitativement l'influence respective de chaque étage sur la minéralisation des fluides.

Remarque :

Les réservoirs ne sont pas isolés les uns des autres. L'eau peut circuler dans la porosité interstitielle ou de fractures des couches intermédiaires, d'un niveau aquifère à un autre.

Cas de la Seine St Denis :

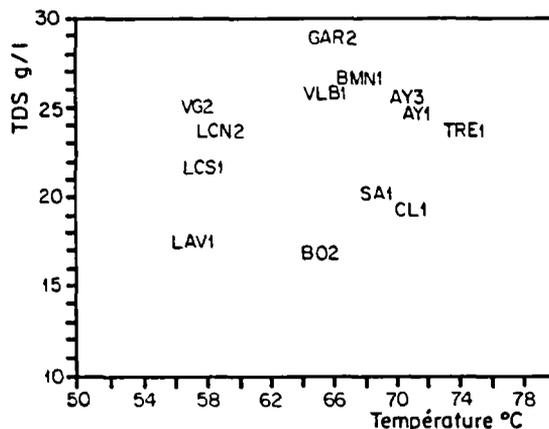


Fig. 2.3 - Relation température-salinité des fluides en Seine-Saint-Denis

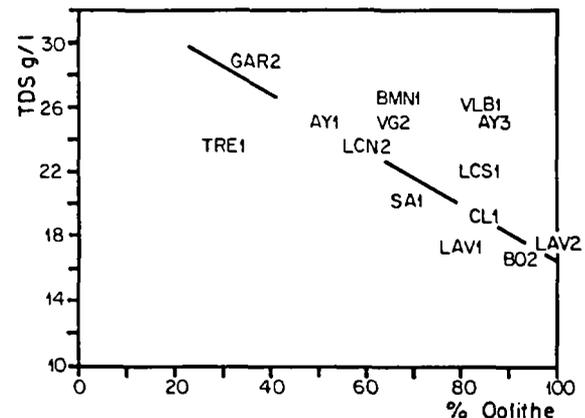


Fig. 2.5 - Contribution des niveaux oolithiques à la minéralisation des fluides en Seine-Saint-Denis

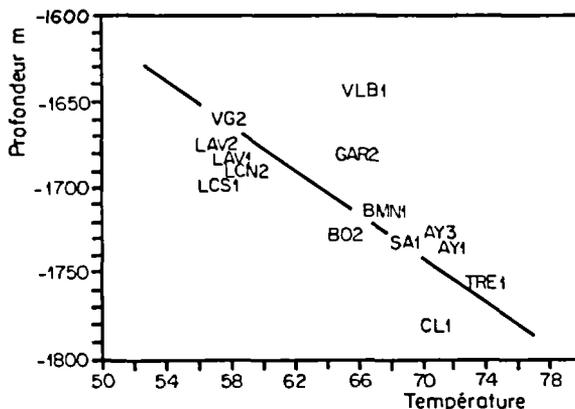


Fig. 2.4 - Relation profondeur-température des fluides en Seine-Saint-Denis

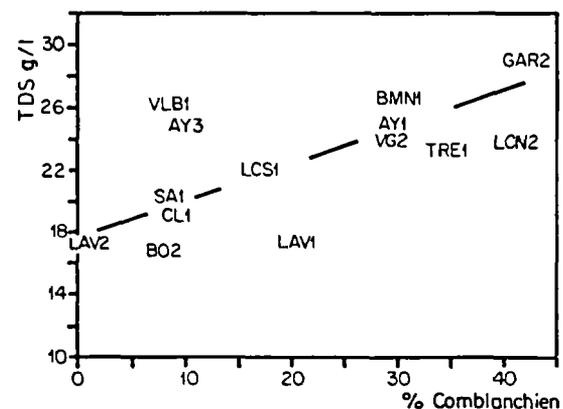


Fig. 2.6 - Contribution des niveaux Comblanchien à la minéralisation des fluides en Seine-Saint-Denis

La figure 2.3 montre qu'il n'y a pas de relation simple entre la température moyenne de production et la salinité totale du fluide recueilli en tête pour l'ensemble des puits de cette zone. En revanche, la température est liée à la profondeur (ici le barycentre des différents niveaux, cf chapitre 3), comme on peut le voir sur la figure 2.4. Il n'y a pas non plus de corrélation entre la profondeur et le paramètre TDS (Total Dissolved Solids).

A l'échelle de cette zone, on note une corrélation entre la salinité totale du fluide et la productivité du calcaire oolithique (figure 2.5). La composition des eaux échantillonnées au Nord de Paris semble liée à l'occurrence de fluides plus minéralisés, 30 g/l environ, produits par le calcaire Comblanchien (figure 2.6) et de fluides à TDS plus faibles (12 g/l environ) contenus dans le calcaire oolithique (figure 2.5). Ces extrêmes seraient représentés par Garges d'une part (GAR2) et La Villette (LAV2), respectivement. L'incidence des couches inférieures (alternances) est plus

aléatoire mais leur contribution au débit total est faible et ne modifie pas le schéma ci-dessus.

La figure 2.6 doit être corrigée de l'effet de dilution créée en chaque point par l'écoulement régional de la nappe : l'amplitude des variations verticales de minéralisation n'est donc pas aussi importante que ne le laisse croire cette corrélation. Néanmoins il est possible que le fluide "inférieur" produit par l'oolithe soit moins minéralisé que le fluide du Comblanchien des niveaux supérieurs pour chaque puits.

Une explication possible à un tel schéma serait la vitesse de circulation plus élevée des fluides dans l'oolithe.

Un raisonnement identique appliqué à d'autres zones géographiques n'a pas produit de résultats cohérents, car comme nous le verrons plus loin l'origine des fluides y est très diverse.

2.2.3 - Etude des fluides en tête de puits

Devant l'impossibilité matérielle de réaliser des prélèvements de fond dans de bonnes conditions, soit après le forage, soit en cours de production car les puits sont équipés alors de pompes immergées qui empêchent toute descente d'un outil, nous avons procédé à des études fines de la chimie en surface pour quelques puits. Nous avons pu ainsi accéder indirectement à des informations relatives aux différents réservoirs.

2.2.3.1 - Variations observées

Il avait été observé dans le cadre d'un programme d'étude de la corrosion par les fluides du Dogger (réf. rapport CCE contrat EN3G - 0038F) des variations très nettes des concentrations en fer et en sulfures lorsque pour

un même puits on faisait varier le débit d'exploitation (Ouzounian *et al.*, 1987 ; Criaud *et al.*, 1988 et 1989).

En dehors des effets induits par la corrosion et les dépôts de sulfures, l'une des explications avancées était la sollicitation dans des proportions variables selon le régime d'exploitation, de niveaux producteurs de composition chimique non homogène. Dans ce cas les variations en éléments très réactifs tels que fer et sulfures doivent être accompagnés de variations des concentrations en éléments majeurs.

2.2.3.2 - Techniques analytiques

Les analyses de routine ne convenant pas pour apprécier significativement de très faibles variations de composition chimique entre fluides quasi-identiques, la première étape consistait en la mise au point de méthodes de détermination très performantes pour un nombre limité d'espèces (cf § 2.1.2.4) (Fouassier, 1987 ; Criaud *et al.*, 1988).

2.2.3.3 - Expériences de Créteil, Fontainebleau et Coulommiers

Trois sites tests ont fait l'objet d'études détaillées (Tab. 2.7). Les critères de sélection répondaient aux objectifs suivants :

- disponibilité d'échantillons prélevés dans des contextes de régimes d'exploitation stabilisés et connus ;
- possibilité d'effectuer des mesures complémentaires dans des conditions contrôlées ;
- fluides appartenant à des groupes géographiquement différents.

SITES	COMBLANCHIEN	OOLITHE	ALTERNANCES
Fontainebleau	0	8 + 11 + 5 + 11 + 38 + 27	0
Créteil	0	46 + 15,5 + 11,5 + 11,5	15,5
Coulommiers	8 + 13 + 9	20 + 30 + 20	0

Tableau 2.7 - Résultats flowmètre en % du débit total, au cours des essais de production, au moment de la réalisation des sondages

Fontainebleau (6,5 g/l, 74°C) et Coulommiers (35 g/l, 85°C) sont respectivement le moins minéralisé et le plus minéralisé des fluides du Dogger dans le bassin de Paris. Créteil (23,5 g/l, 78°C) est intermédiaire. Au moment des essais de production, le débit total produit se répartissait comme suit entre les formations aquifères du Dogger :

2.2.3.4 - Déroulement des opérations

Fontainebleau :

Les analyses portent sur 7 échantillons recueillis entre juin 1986 et mai 1987. Les débits de pompage, entre 54 et 114 m³/h ne sont pas connus avec précision pour chacun des prélèvements. La fréquence des prélèvements effectués permet cependant d'apprécier l'influence du facteur temps sur la composition du fluide : les variations latérales de chimie dans le réservoir sont elles sensibles à l'échelle d'une année du fait de la vitesse relativement rapide de circulation des fluides dans cette partie de l'aquifère ?

Créteil :

Quatre prélèvements entre mai 1986 et mars 1987 ont été effectués dans des conditions d'exploitation stabilisées : débits connus et stabilisés, entre 96 et 200 m³.

On a donc la possibilité d'étudier à la fois les effets de débits et de temps.

Coulommiers :

Deux séries d'échantillons ont alimenté cette étude. L'une est constituée par des fluides recueillis entre août 1985 et mai 1987, dans des conditions quelquefois mal connues de débit d'exploitation. Une expérience par paliers de débit a été menée pour obtenir le deuxième groupe d'échantillons en mai 1987. Le fluide est pompé à un débit fixé, il est échantillonné 3 heures et 6 heures après le début du palier. 5 paliers ont été réalisés entre 123 et 240 m³/h, représentant 10 échantillons.

2.2.4 - Résultats

Le tableau 2.8 ci-dessous permet de comparer les écarts maxima des concentrations en Ca, Mg, Na, K, Cl et SO₄ enregistrés pour chaque puits, avec la reproductibilité analytique obtenue par les méthodes données en 2.1.2.4.

On note que les variations sont tout-à-fait significatives, avec quelques réserves pour Coulommiers, de modifications dans la composition des fluides produits à différentes époques ou à différents débits. L'amplitude de ce phénomène est d'autant plus faible que l'eau est minéralisée.

ESPECES DOSEES	REPROD	GFO1	GCRT1	CGCO1
	%	Ecart max %		
Cl	0,1	1,7	0,6	0,6
Ca	0,6	1,1	1,2	0,6
SO ₄	0,8	7,1	0,5	0,8
Na	1,8	3	1,5	1,8
Mg	1,8	12,9	2,6	1,8
K	1,4	5,7	2,8	1,4
Ca + Mg	0,15	0,9	0,9	0,15

Tableau 2.8 - Variations de concentration relevées pour chaque puits, comparées à l'écart analytique

2.2.4.1 - Fontainebleau :

Les résultats détaillés sont donnés dans le tableau 2.9.

A priori, on envisage trois phénomènes pouvant expliquer les variations de chimie :

- 1) Une hétérogénéité verticale dans la composition du fluide.
- 2) Une modification du fluide au cours de sa remontée dans le tubage.
- 3) L'écoulement de la nappe.

1986). bien que ne disposant pas de telles informations dans le cas de Fontainebleau, on peut admettre un effet identique, expliquant le comportement du Ca et du Mg. Le fer et les sulfures sont eux fortement affectés par des réactions avec l'acier du tubage. Le Cl, pour lequel les variations sont les plus marquées, est un élément non réactif qui ne participe pas à la formation de minéraux : il doit donc y avoir plusieurs sources de chlorures participant à la minéralisation totale.

Nous concluons donc que le fluide n'est pas homogène en composition dans le réservoir "Dogger" exploité à Fontainebleau.

		18/06 1986	07/08 1986	21/10 1986	04/11 1986	03/02 1987	03/04 1987	26/05 1987
Débit	m ³ /h		54		85	114	100	64
Alcal	mmol/kg		7,24	7,06	7,3	7,26	7,41	7,44
H ₂ S	mg/kg		25,8	27,2	23,5	23,5	28,6	22,8
Cl	mg/kg	2510	2512,2	2511,6	2511,6	2526,6	2536,2	2549,7
SO ₄	mg/kg			733,9			688,2	685,9
Ca	mg/kg	159,93	161,59	160,21	160,25	159,51	160,96	161,02
Mg	mg/kg	55,53	55,34	54,75	54,73	55,06	53,33	48,74
K	mg/kg	1600	1589	1602	1612	1594	1624	1638
Fe	mg/kg	1,07	2,51	0,9	1,25	0,9	0,72	0,53

Tableau 2.9 - Variations dans le temps de la composition du fluide du forage de Fontainebleau

Les concentrations en Cl, K et Na tendent à augmenter au cours du temps, alors que celles en Ca et Mg décroissent. Si l'hypothèse (3) devait être retenue, cela impliquerait une vitesse locale très importante pouvant amener des variations de près de 2 % en chlorures sensibles en moins d'un an ... Or l'écoulement régional, qui procède dans le sens SE-NW d'après l'étude des gradients hydrauliques (Aubertin, 1984 ; Martin *et al.*, 1988), devrait induire une diminution progressive de la salinité du fluide à Fontainebleau, comme le montre les cartes d'isosalinité (Housse et Maget, 1976 ; Martin et Menjoz, 1988) et non une augmentation.

La deuxième hypothèse implique que le fluide, supposé homogène dans le réservoir, est modifié à des degrés divers par des réactions chimiques au cours de sa remontée vers la surface, cela du fait de micro-variations des conditions physico-chimiques (pression, température, pH) occasionnés par les changements de régimes hiver-été, ou nuit-jour, de l'exploitation. Des traces de minéraux carbonatés (Ca, Mg) ont pu être trouvés dans certains puits exploitant le Dogger (rapport annuel IMRG

Dans une deuxième approche, on considère les variations des concentrations en Na, K, Ca, Mg, Cl les unes par rapport aux autres. Les résultats les plus nets sont obtenus en portant les concentrations en fonction de celles du sodium (ou du chlorure) pour chaque point de mesure (figure 2.7). Cet élément peu réactif constitue un traceur utile pour des phénomènes physiques tels que le mélange entre fluides. Cl, K et Ca présentent des corrélations positives avec le sodium. Ces évolutions sont caractéristiques d'un mélange impliquant deux fluides très peu différents, chacun intervenant dans des proportions variables selon les prélèvements, les rapports Na/K, Na/Ca et Na/Cl n'étant pas affectés par ce processus.

Au contraire, la teneur en magnésium décroît lorsque Na augmente et s'écarte notablement de la droite "idéale" de mélange. Bastide (1985) et Michard et Bastide (1988) ont montré que la concentration en magnésium est régulée par la solubilité de la dolomite, laquelle varie à l'inverse de la température. La concentration la plus basse correspond donc à

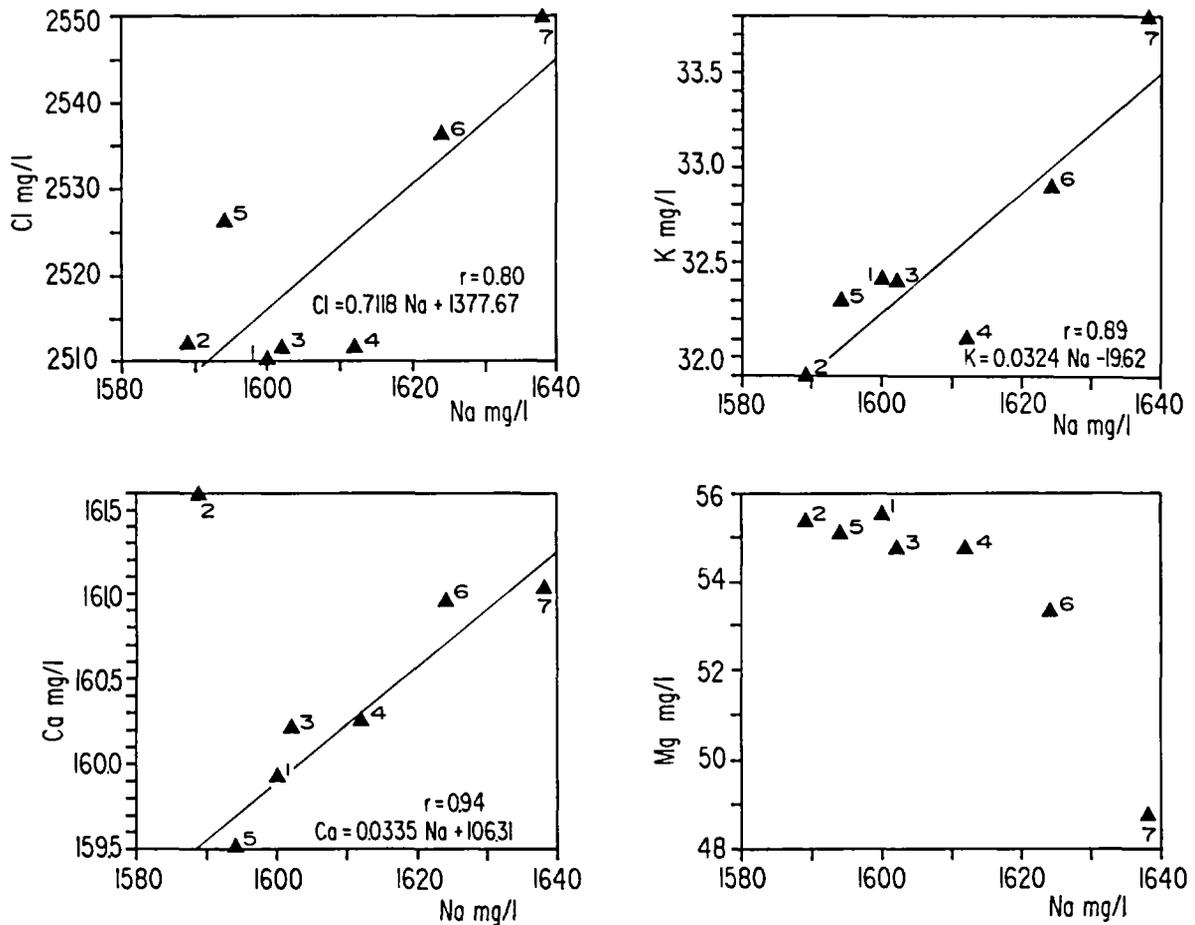


Fig. 2.7 - Fontainebleau - Evolution des concentrations en Cl, Ca, K et Mg par rapport au sodium.

Mesures réalisées en tête de puits aux dates suivantes :

1 - juin 1986, 2 - août 1986, 3 - octobre 1986, 4 - novembre 1986, 5 - février 1987, 6 - avril 1987, 7 - mai 1987

la température la plus élevée. Par conséquent les deux fluides contribuant principalement au débit total ont des températures sensiblement différentes, le niveau le plus chaud (donc le plus profond) produisant le fluide le plus minéralisé.

Seul le niveau oolithique est productif, d'après le tableau 2.1, mais il comportait 6 réservoirs au début de son exploitation. Il peut s'être établi progressivement un gradient régulier de salinité selon une direction verticale,

qui se traduit par deux "extrêmes" (en fait très similaires) sur les diagrammes binaires ci-dessus.

Cette interprétation est en accord avec une étude réalisée par Total CFP sur un puits distant de moins de 10 km de Fontainebleau, St Pierre les Nemours (tableau 2.10). Des prélèvements d'eaux produites par deux niveaux aquifères du Dogger et réalisés entre packers, indiquent une augmentation de la salinité avec la profondeur.

	CORNICHE SUPERIEURE 1577 à 1658 m	CORNICHE MOYENNE 1702 à 1722,5 m
Cl mg/l	1917	2343
Na mg/l	1370	1528
K mg/l	*	40
SO ₄ mg/l	575	450
Ca mg/l	122	168
Mg mg/l	72	58

Tableau 2.10 - Analyses CFP, variations de salinité avec la profondeur (St-Pierre-les-Nemours)

Les variations de concentrations en fer et sulfures en tête de puits sont liés à des phénomènes complexes de corrosion et dépôts qui ne seront pas abordés ici. Cependant, on doit s'attendre dans les fluides à des teneurs variant avec la profondeur des couches réservoirs, car elles sont liées à la solubilité de la pyrite, qui elle-même dépend de la température et de la salinité. L'exploitation préférentielle d'un niveau plutôt qu'un autre pourrait donc avoir des conséquences sur les problèmes d'exploitation rencontrés en géothermie.

2.2.4.2 - Créteil

Le tableau 2.11 résume les résultats.

On a reporté pour chaque point sur la figure 2.8 les concentrations en Ca, Cl, SO₄ et K par rapport à la concentration en sodium. Bien qu'on atteigne la limite de l'utilisation de cette méthode du fait de variations à peine significatives, il est remarquable de noter la cohérence des courbes obtenues. SO₄, Cl et K, déterminés de façon totalement indépendante, sont corrélés au sodium : c'est un argument en faveur de l'existence de deux fluides au moins. L'un est préférentiellement sollicité à bas régime (96 m³/h). L'autre, légèrement supérieur en salinité, voit sa contribution au débit total augmenter lorsque le pompage est plus efficace. Les variations en magnésium sont irrégulières, mais le calcium est inversement corrélé à la minéralisation. Or les fluides sont

		23/05 1986	24/11 1986	09/09 1986	12/03 1987
Débit	m ³ /h	96	178	200	220
Alcal	mmol/kg	4,99	4,94	5,07	4,72
H ₂ S	mg/kg	0,059	0,07	0,098	0,31
Cl	mg/kg	12356	13416	12444	12432
SO ₄	mg/kg	879,8	881,4	882	883,9
Ca	mg/kg	110,2	1094,9	1095,7	1087,2
Mg	mg/kg	228,5	224,1	224,8	228,2
K	mg/kg	7181	7252	7240	7286
Fe	mg/kg	98	100,9	99,3	100,5
		3,72	3,37	3,52	2,74

Tableau 2.11 - Analyses à débits stabilisés (Créteil)

D'après le tableau 2.8, les variations relatives en Ca, Mg, K, Cl sont supérieures aux erreurs de reproductibilité dues à l'analyse, mais les déterminations en Na et SO₄ s'en écartent peu. Les résultats ne permettent pas de conclure à une évolution régulière de la composition du fluide dans le temps. La vitesse de circulation naturelle des fluides dans la zone Val de Marne n'est pas connue, mais un autre effet pourrait, à terme, faire évoluer la composition des fluides de la région : en effet, la densité de puits en exploitation est telle que le procédé de réinjection pourrait modifier petit à petit la répartition locale des salinités. Ce phénomène n'est pas sensible actuellement, mais des interférences ont localement été craintes.

dans chaque réservoir à l'équilibre avec la calcite, et la solubilité de la calcite varie à l'inverse de la température, alors que le fluide le plus chaud, issu des couches réservoirs les plus profondes, est aussi le plus minéralisé mais contient moins de calcium.

Cinq niveaux dont 4 dans le calcaire oolithique avaient été dénombrés au moment de la réalisation du forage. On ne sait pas si les alternances, qui ne sont pas continues géographiquement, participent toujours à la production. Les corrélations ci-dessus s'expliquent par un gradient constant de salinité qui se serait établi, diagénétiquement, selon une direction verticale, mais peuvent aussi suggérer des concentrations "en escalier", c'est-à-dire

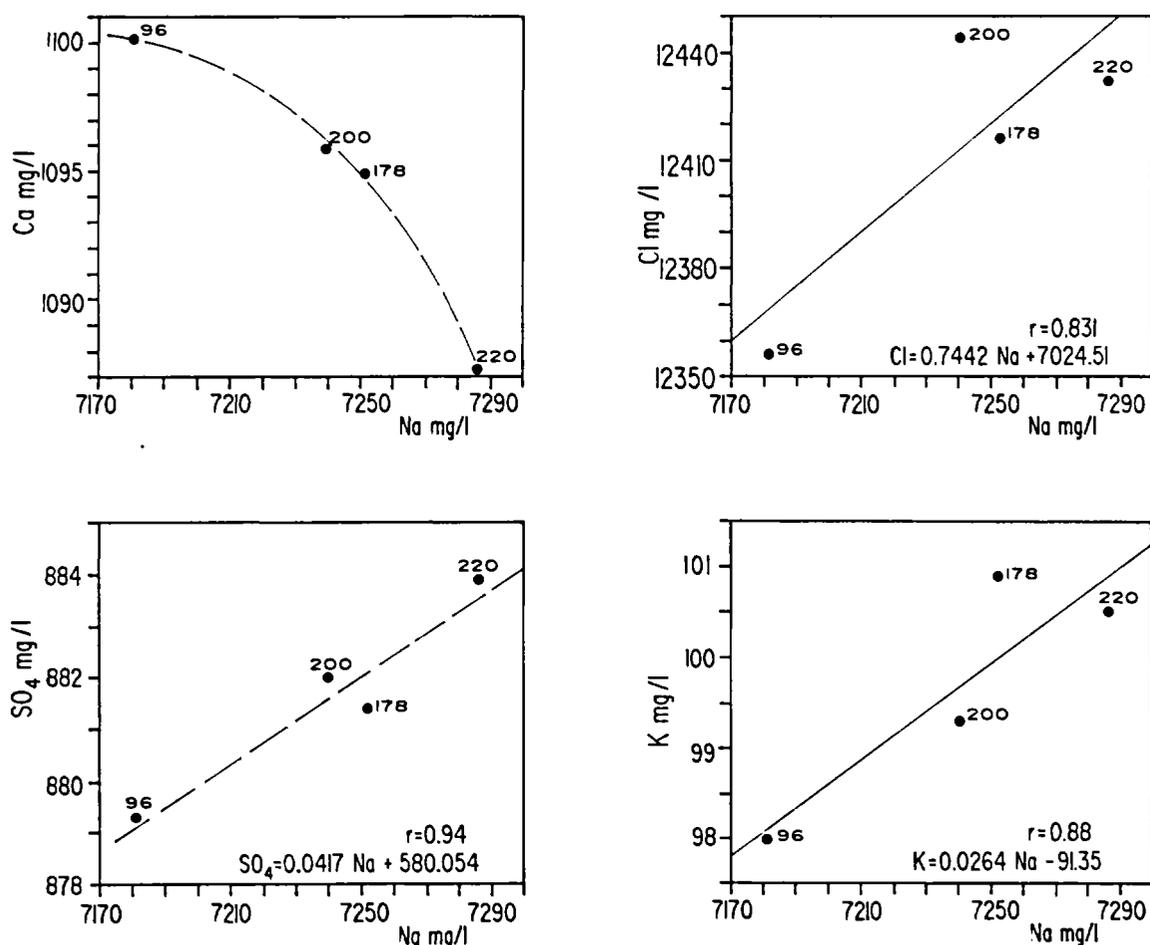


Fig. 2.8 - Crèteil - Influence du débit de pompage sur la minéralisation du fluide en tête de puits. Relations entre les concentrations en Ca, SO₄, Cl et K par rapport au sodium. Les débits sont indiqués en m³/h

discontinues, dans les réservoirs. Les expériences réalisées ne permettent pas de répondre à cette question.

2.2.4.3- Coulommiers :

Les tableaux 2.8, 2.12 et 2.13 montrent que les variations maximales trouvées au cours des deux séries d'expériences ne sont supérieures à la reproductibilité analytique que pour SO₄, Cl et K. Les résultats ne sont pas interprétables en terme de variations dans le temps.

		06/08 1985	20/08 1986	03/12 1986	19/12 1986	15/04 1987	14/05 1987
Débit	m ³ /h		190	210	200	160	123
Alcal	mmol/kg	4,06	3,94	4,17	3,95	3,98	3,99
H ₂ S	mg/kg	nd	1,84	1,83		3,45	2,54
Cl	mg/kg	17913	17911	17968	17865	17848	17857
SO ₄	mg/kg	1258	1274,1	1267,9	1261,5	1253	1260,6
Ca	mg/kg	1706,4	1711,6	1708,6	1698,9	1701,4	1705,4
Mg	mg/kg	343,5	345,9	347,2	346,2	347,7	343,9
K	mg/kg	9823	9807	9925	9922	99795	9830
Fe	mg/kg	131,4	131,7	132,9	132,4	130,1	1304
		1	1,09	0,2	0,6	0,44	0,41

Tableau 2.12 - Variations de composition sur 21 mois (Coulommiers). Les débits sont indicatifs

Débit	m ³ /h	Durée du palier	240	211	181	151	123
Alcal	mmol/kg	3 h	3,77	3,93	4,03	4,02	4,04
		6 h	4	3,91	4,12	3,93	3,99
H ₂ S	mg/kg	3 h	2,21	2,24	2,29	2,44	2,52
		6 h	1,87	2,41	2,34	2,43	2,54
Cl	mg/kg	3 h	17857	17864	17860	17860	17860
		6 h	17935	17870	17864	17867	1757
SO ₄	mg/kg	3 h	1272	1265,1	1259,5	1254,3	1258
		6 h	1265,9	1257,7	1264,1	1258,9	1260,6
Ca	mg/kg	3 h	1702,1	1702,1	1703,7	1701,5	1704,5
		6 h	1711,6	1705	1704,3	1700,4	1705,4
Mg	mg/kg	3 h	350,7	345,4	346	345	343,2
		6 h	344,2	344,5	343	344	343,9
Na	mg/kg	3 h	9981	9889	9940	9789	9952
		6 h	9990	9824	9823	9810	9830
K	mg/kg	3 h	133,6	132,4	131,7	132,1	131,6
		6 h	134,2	130,1	132	130,3	130,4
Fe	mg/kg	3 h	0,16	0,19	0,25	0,16	0,28
		6 h	0,25	0,29	0,3	0,32	0,41

Tableau 2.13 - Etude par paliers de débit, Coulommiers (12-14/5/87)

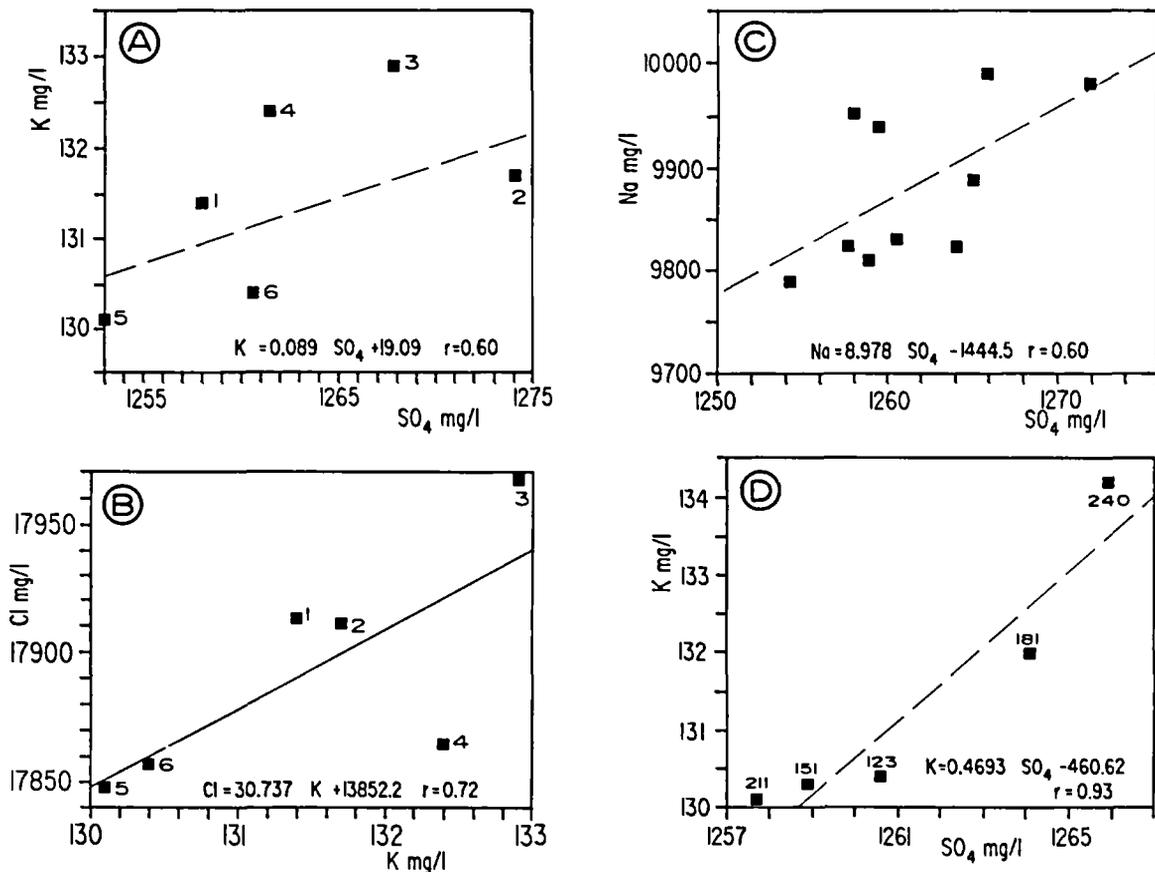


Fig. 2.9 - Coulommiers - Variations dans le temps des concentrations en K et Cl par rapport aux sulfates (A et B).

1 - août 1985, 2 - août 1986, 3 - décembre 1986, 4 - décembre 1986, 5 - avril 1987, 6 - mai 1987

(C) : corrélation entre Na et SO₄, résultats de mai 1987 à des débits de production variés.(D) : Variation des concentrations en K et SO₄ des fluides en tête de puits, en relation avec les changements de débits d'exploitation (indiqués en m³/h)

Coulommiers est situé au centre du bassin et la circulation naturelle du fluide dans la nappe ne peut y être suffisamment importante pour donner lieu à des évolutions sensibles sur une courte période de 21 mois.

Les corrélations entre espèces, considérées deux à deux, sont nettement moins bonnes que dans les cas de Fontainebleau ou Créteil. La figure 2.9 laisse néanmoins présumer d'un processus de mélange, tel que les rapports de concentrations entre SO_4 , K, Na et Cl restent plus ou moins invariants. Les deux groupes d'échantillons présentent des comportements de ce type (fig. 2.9 (A) et 2.9 (B) pour la 1ère série et 2.9 (D) pour les paliers réguliers de débit). Il n'y a pas de relation simple entre l'intensité du pompage et la minéralisation, d'après la figure 2.9 (D).

Ici encore, c'est l'hypothèse de l'existence d'une zonation verticale de la salinité du fluide qui répond le mieux aux corrélations mises en évidence. Cela peut correspondre à un gradient constant de salinité avec la profondeur, ou à des variations discontinues selon les réservoirs. Les différences absolues entre niveaux sont de toute façon extrêmement faibles. Selon les conditions externes imposées par l'exploitant, les différents niveaux (3 dans le calcaire Comblanchien, 3 dans le calcaire à oolithes) seraient sollicités de façon variable.

On note que les espèces très réactives telles que fer et sulfures subissent des baisses et augmentations relatives de concentrations qui sont bien plus grandes, d'autres phénomènes dus à la corrosion et aux dépôts de sulfures de fer venant se superposer à l'effet strict de mélange au toit du Dogger (rapport CCE Corrosion et Sulfures).

2.2.5 - Conclusions

Parallèlement aux variations de faciès géologiques et de paramètres hydrauliques, il existe entre le toit et le mur du Dogger des différences, qui peuvent être sensibles, de la chimie du fluide. En tête de puits, cela se traduit par de très faibles variations pour les éléments prépondérants (Cl, SO_4 , Na, K, Ca, Mg), qui ne remettent pas en cause les interprétations générales au niveau régional et local.

Les relations entre Na et K au niveau régional et local, illustrées par la figure 2.10, mettent en évidence les différentes évolutions :

- la "droite" Dogger est représentative de l'écoulement régional (mélange progressif entre l'eau du centre du bassin, très minéralisée et les eaux de recharge) ;

- les variations verticales de salinité définissent pour les deux points Fontainebleau et Créteil des segments distincts (Na/K plus faible). L'évolution selon un profil vertical résulterait donc d'un phénomène local (lente percolation de fluides issus de couches inférieures, par exemple).

D'autre part, l'écoulement naturel des fluides dans la nappe n'est pas détectable à l'échelle de 1 à 2 ans, y compris à Fontainebleau où des vitesses rapides sont suspectées.

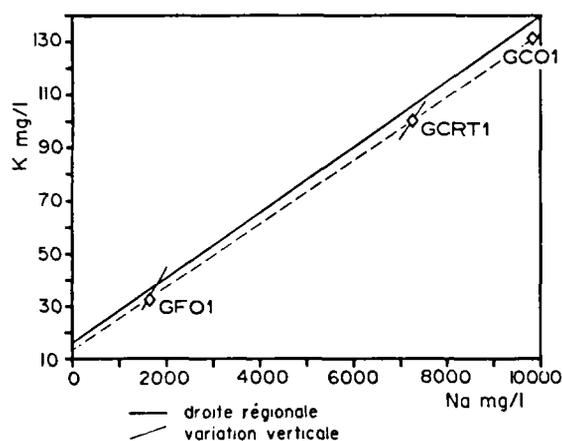


Fig. 2.10 - La droite régionale est calculée à partir des analyses sur 67 puits. La droite en pointillé est tracée à partir des trois points GF01, GCRT1, GCO1. La différence traduit les écarts analytiques entre méthodes de routine et cette étude. Les variations locales, selon une direction verticale, ne suivent pas l'évolution régionale : le rapport K/Na varie significativement en fonction de la profondeur d'origine du fluide

2.3- Datation des fluides/vitesse d'écoulement naturel

Introduction

Les modèles de circulation des fluides de bassins sédimentaires reposent en partie sur les connaissances hydrogéologiques du bassin (structure, présence de failles, perméabilité, mesures de gradients de pression hydrauliques). Une bonne connaissance de la géochimie des fluides concernés peut apporter des éléments déterminants pour préciser les aires de recharges (avec les isotopes stables de l'eau) ou mettre en évidence des zones confinées. Les méthodes de datation, qui sont classiques pour les eaux souterraines (Moser et Rauert, 1983), ont été utilisées avec des succès divers pour l'étude de grands bassins sédimentaires. Il s'agit principalement de mesures de gaz rares : selon Mazar et Bosch (1987), les gaz nobles sont conservés au cours du temps avec des rapports de concentrations constants, ce qui permet de déduire le mode de recharge, sa température, s'il s'agit d'une eau douce ou salée et le moment où celle-ci a pénétré le système. L'Hélium 4 surtout (produit in situ par désintégration de l'uranium et du thorium) serait un indicateur semi-quantitatif de l'âge des fluides (Marine, 1979, Andrews et Lee, 1979).

L'application de cette technique par Zaikovski *et al.* (1987), leur a permis d'identifier deux origines aux saumures contenues dans la bassin de Palo Duro, Texas. L'une serait d'âge Permien, d'après sa composition en Ne et Ar, et résulterait d'une évaporation intense. L'autre, âgée de 100 millions d'années, consisterait en une eau douce qui aurait dissous des évaporites, selon les résultats en Ne, Ar et He. Les fluides du bassin de Molasse (Autriche) auraient un âge de 10 millions d'années selon leur concentration en Hélium, ce qui est à comparer à l'âge de la formation jurassique (Andrews *et al.*, 1979). Dans le bassin du Nord du Golf de Mexico, les fluides fournissent un âge hélium qui est en accord avec l'âge tertiaire des roches réservoirs. La méthode est controversée (Torgersen et Clarke, 1985) et est contestée par un certain nombre d'auteurs, tels que Knauth (1988), qui a présenté un schéma différent de celui de Zaikovski *et al.* (1987) pour les mêmes fluides de Palo Duro et remarque qu'il est peu probable qu'il reste encore des fluides d'âge permien dans le bassin.

Enfin, l'utilisation d'autres radio-isotopes tels que le $^{87/86}\text{Sr}$ fournit dans certains cas des éléments de chronologie : le rapport des fluides est comparé à celui de l'eau de mer à l'époque supposée de son piégeage, et aux données relatives aux formations rencontrées (Stueber *et al.*, 1987 pour le bassin de l'Illinois ; Mc Nutt *et al.* (1987) pour les bassins du Michigan et Appalache). Banner *et al.* (1989) ont intégré un grand nombre de données en ^{18}O , D, $^{87/86}\text{Sr}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ pour imposer des contraintes aux modèles d'écoulement dans le bassin central du Missouri.

L'exploitation de la nappe du Dogger pour la géothermie a motivé des travaux visant à établir la direction préférentielle des fluides et leur vitesse, le principe de la réinjection pouvant à long terme modifier les caractéristiques thermiques au voisinage des puits. Les rapports isotopiques D/H et $^{18/16}\text{O}$ de l'eau indiquent l'existence d'une composante météorique subactuelle (Fouillac *et al.*, 1986 et ce rapport, § 2.4) au sud, tandis que les mesures isotopiques de ^{34}S des sulfates dissous suggèrent un isolement prolongé des fluides au nord et à l'ouest (Fouillac *et al.*, sous presse).

Nous décrivons ici les essais de détermination d'âges avec deux méthodes : l'utilisation du carbone 14 et celle de l'hélium 4.

L'âge d'une eau peut être définie par le temps qui s'est écoulé depuis son isolement du cycle atmosphérique, c'est à dire depuis son infiltration dans la zone de recharge de l'aquifère.

Plusieurs méthodes directes ou indirectes permettent d'accéder à la connaissance des mouvements de fluides dans une nappe : application de la loi de Darcy (Aubertin, 1984 et A. Menjot, ce rapport), utilisation d'un traqueur (expériences de Fontainebleau et Cachan, De Marsily *et al.* 1985) ou déterminations des espèces chimiques ou isotopiques pouvant constituer des "chronomètres" naturels (^{14}C , He/Rn, Tritium..).

Avec la mise en oeuvre à Fontainebleau et Cachan d'un test de traçage à l'iode 131, on a conclu à des vitesses d'écoulement rapides dans cette zone, et cela dans une direction Nord-Ouest. Les résultats sont résumés dans le tableau 2.14 ci-après.

	VITESSE DE DARCY m/an	VITESSE DE PORE m/an
Fontainebleau	17	130
Cachan	15	100

Tableau 2.14 - Estimation de la vitesse d'écoulement dans la nappe du Dogger d'après De Marsily et al., 1985)

D'autre part, les isotopes stables de l'eau (deuterium, oxygène 18) indiquent une recharge subactuelle par des eaux météoriques, au sud est du bassin (Fouillac *et al.*, 1986). On présente ici les résultats et les conclusions des travaux relatifs à l'utilisation de certains isotopes naturels stables ou radioactifs (^{14}C , ^4He , ^{222}Rn) pour la datation des fluides du réservoir du Dogger. Après son entrée dans le système, le carbone 14 est progressivement éliminé au cours du temps par décroissance radioactive, alors que des temps de résidence élevés conduisent globalement à une accumulation de l'hélium dans l'aquifère. Chaque méthode cependant connaît des limitations qui lui sont propres et dépendent de la nature de l'aquifère considéré.

2.3.1 - Le carbone 14

2.3.1.1 - Généralités

Le ^{14}C est produit dans l'atmosphère par l'action des rayons cosmiques sur l'azote selon la réaction $^{14}\text{N}(n,p)^{14}\text{C}$:



Il est intégré dans le cycle hydrogéologique sous forme de CO_2 dissous dans l'eau. C'est un isotope radioactif, émetteur β^- , qui se décompose avec une demi-vie T ($= 5730 \pm 30$ ans) en ^{14}N . Le temps t écoulé depuis l'infiltration d'une eau caractérisée par A_0 , l'activité initiale en ^{14}C , A_0 est donné en première approximation par la loi classique de décroissance :

$$t = T / \log 2 \star \log(A_0/A_t)$$

où A_t est l'activité actuelle en ^{14}C déterminée dans l'échantillon t , est l'âge dit conventionnel.

Aucune intervention humaine (introduction de CO_2 fossile, tests nucléaires) n'ayant encore modifié la teneur naturelle en ^{14}C du CO_2 atmosphérique au moment où celui-ci est entré dans le cycle des eaux du Dogger, on retiendra une valeur de référence de 100 % de carbone moderne. Cette activité a ensuite été modifiée par les phénomènes physico-chimiques qui affectent le CO_2 et qui conduisent à des fractionnements isotopiques: activité biogénique dans le sol, équilibres des espèces carbonatées dissoutes, dissolution et/ou précipitation de minéraux carbonatés.

Plusieurs modèles ont été proposés pour tenir compte de ces évolutions et corriger en conséquence l'activité "initiale" et les datations de fluides. Fontes (1985) et Moser et Rauert (1983) entre autres auteurs présentent l'état de l'art en la matière dans différents contextes (milieu ouvert ou fermé au CO_2 , interactions eau-roches, matière organique, mélanges de fluides...). Les incertitudes sur l'âge ^{14}C sont donc d'autant plus importantes que le parcours du fluide est complexe dans l'aquifère.

2.3.1.2 - Méthodes de prélèvement :

1) Technique conventionnelle

La méthode classique de prélèvement consiste à précipiter sur le terrain les carbonates dissous ; cela est effectué en milieu basique avec une solution d'un sel de baryum. Le précipité BaCO_3 est ensuite séparé et amené au laboratoire pour traitement et analyse. Le volume d'eau prélevé est couramment 60 litres, mais selon la concentration en bicarbonates du fluide considéré, de plus larges volumes peuvent être nécessaires.

La composition chimique des fluides géothermiques tels que ceux du Dogger complique quelque peu le procédé courant utilisé pour les eaux souterraines :

- la présence de sulfates dissous (700 à 1200 mg/l) en concentrations plus importantes que celle des espèces carbonatées (400 à 600 mg/l au total) interfère dans l'étape de précipitation sous forme de BaSO_4 , et le rendement d'obtention de BaCO_3 en est diminué ;

- 120 à 150 litres de fluide doivent être

prélevé pour récupérer suffisamment de précipité en vue de son traitement pour comptage ;

- en tête de puits, une phase gazeuse est séparée, libérant du CO_2 . Des précautions doivent être prises pour précipiter également cette fraction gazeuse. En effet le ^{13}C et le ^{14}C fractionnent au cours d'un dégazage, et on désire mesurer le ^{14}C sur l'ensemble des espèces (CO_2 , H_2CO_3 , HCO_3^- et CO_3^{2-}).

Il a été réalisé entre 1982 et 1986 plusieurs échantillonnages. A Clichy (1982), 60 litres d'eau (dégazée à pression atmosphérique) ont été traités dans une cuve de plastique. Entre 1984 et 1986, les prélèvements à Aulnay, Fontainebleau, Evry et Chevilly Larue ont été effectués sous pression de plusieurs bars dans une cuve en inox de 120 l spécialement conçue (photo 2.1). Le fluide total pouvait donc être théoriquement traité. L'introduction des réactifs (soude et chlorure de baryum) se fait par des ampoules en inox, placées sur la partie sommitale. Le précipité ($\text{BaCO}_3 + \text{BaSO}_4$) est recueilli dans la partie inférieure du container.



Photo 2.1 - Cuve en inox pour le prélèvement du fluide sous pression, en vue de son analyse pour le carbone 14. Les réactifs sont ajoutés pour le biais des ampoules placées sur la partie supérieure.

Ce procédé n'a pas toujours donné satisfaction pour plusieurs raisons : manipulation lourde, difficultés opératoires sur un fluide chaud et sous pression, occasionnant des fuites ou des échanges avec l'atmosphère, rendement irrégulier et parfois insuffisant (cas d'Aulnay, mesure impossible). Les problèmes de mise en oeuvre ont donc limité le nombre de sites échantillonnés.

2) extraction du CO_2

Afin de mieux contrôler l'étape de prélèvement et sa qualité, on a cherché à développer un outil de prélèvement de conception radicalement différente. Le principe proposé est une extraction en continu de l'ensemble des espèces carbonatées sur le fluide total, dégazé artificiellement.

Description du système d'extraction

Le système schématisé sur la figure 2.11 comporte (photos 2.2 et 2.3) :

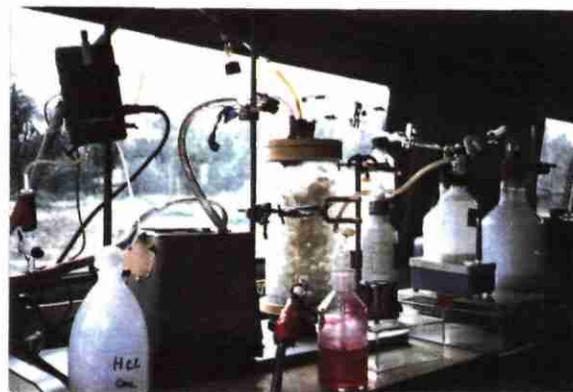


Photo 2.2 - Extraction du CO_2 dissous pour analyse du fluide en ^{14}C (Chelles, mai 1988)

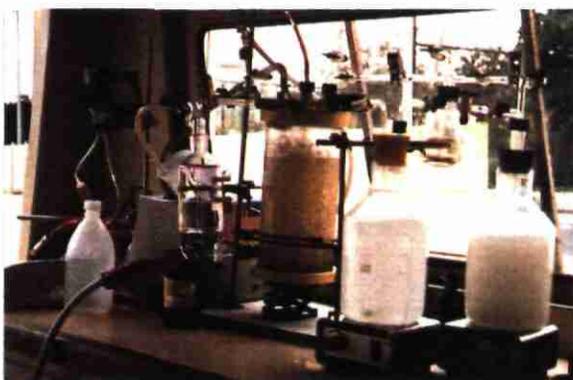


Photo 2.3 - Extraction du CO_2 dissous pour analyse du fluide en ^{14}C (Maisons Alfort, mai 1988)

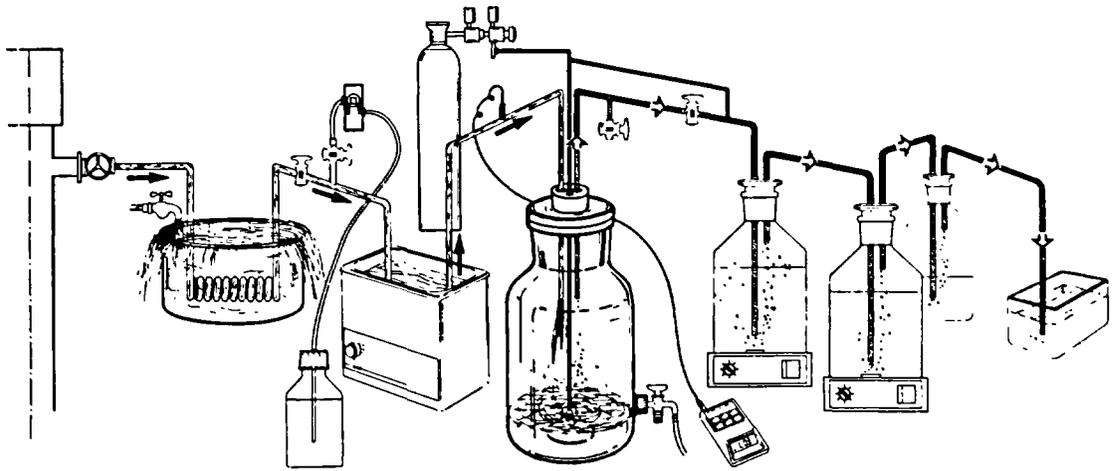


Fig. 2.11 - Schéma de principe du système d'extraction du CO_2 pour l'analyse du fluide en ^{14}C . Le fluide est acidifié et dégazé. Les gaz sont entraînés par de l'azote vers plusieurs flacons successifs de piégeage, contenant une solution de baryum en milieu soude. Le CO_2 est retenu ainsi que H_2S

- une cellule de dégazage, d'un volume de 10 litres environ, réalisé en matériau inerte, et qui permet l'entrée du fluide géothermal préalablement refroidi à une température de 30°C environ, et acidifié à pH voisin de 1. Le débit de travail est facilité par la dépressurisation, l'acidification, et le passage du fluide dans une cuve à ultrasons. Le gaz géothermal, composé de CO_2 mais aussi $\text{CH}_4, \text{N}_2, \text{H}_2\text{S}, \text{H}_2, \text{Ar}, \text{He}$ est entraîné par un gaz vecteur (de l'azote) vers le circuit de piégeage. ;

- des flacons de piégeage: ils contiennent (1,8 l environ) une solution à 25 % de chlorure de baryum en milieu soude à pH 11. Ces solutions sont préparées au laboratoire et décarbonatées. L'utilisation de réactifs en ampoules scellées et d'eau bouillie ne suffit pas toujours en effet à éviter la formation de BaCO_3 lors de la préparation. Après un repos d'au moins 24h, les solutions limpides sont transférées dans les flacons "définitifs", qui ne sont ouverts que sur le site. Plusieurs de ces bouteilles (2 à 4) montées en série, assurent une récupération optimale du CO_2 extrait, qui précipite petit à petit sous forme de BaCO_3 . H_2S passe également en solution mais ne gêne pas. Les gaz non piégés (N_2, CH_4 , autres gaz..) sont évacués avec le gaz porteur.

Des systèmes de contrôle: la dissolution de gaz acides va diminuer progressivement le pH des solutions de BaCl_2 , lequel doit demeurer très basique pour piéger correctement le CO_2 . Un flacon identique aux

bouteilles de récupération mais contenant un indicateur coloré (phénolphthaléine) permet de contrôler le pH en permanence. D'autre part un système anti-retour est placé en bout de circuit: son rôle est d'empêcher une mise à l'air en cas d'arrêt accidentel de l'opération.

Une ligne d'extraction-piégeage, constituée de tubes de verre, démontable et connectée par des pincettes Rotulex, comportant des robinets pour la purge du système ou autres vérifications.

Déroulement du prélèvement

Dans un premier temps, le gaz vecteur circule puis l'eau géothermale dans la cellule de dégazage, mais la partie amont (flacons de piégeage) n'est pas raccordée. Lorsque les conditions de débits d'eau et de gaz, et de pH sont stabilisées, et le système entièrement purgé, on connecte les bouteilles successivement. La manipulation est stoppée, en sens inverse, lorsqu'une quantité suffisante de BaCO_3 a précipité. 150 litres de fluide sont traités en 3 heures environ.

Rendements

Piégeage:

Les taux de piégeage correspondant aux flacons de récupération dans le sens de la circulation sont donnés dans le tableau 2.15 ci-après. On voit que 85 % du CO_2 véhiculé par le gaz vecteur est précipité dès le 2ème flacon. La totalité du CO_2 est

TREMBLAY	%	COULOMMIERS	%
1	79,2	1	57,2
2	17,8	2	27,2
3	1,8	3	8,2
4	0,8	4	5,1
5	0,4	5	2,1

Tableau 2.15 - Rendements de piégeage du CO₂

piégé avec plusieurs bouteilles, comme le montrent les analyses de gaz en sortie.

Extraction :

Les analyses en CO₂ dissous de l'eau géothermale qui sort de la cellule, comme les rendements calculés par pesées des fractions précipitées (connaissant le volume de fluide traité et sa concentration totale en CO₂), montrent que les rendements sont toujours inférieurs à 50 %. Il est vraisemblable qu'en dépit du pH voisin de 1, l'équilibre H₂CO₃/CO₂ n'est pas déplacé suffisamment rapidement compte tenu des débits de gaz vecteur et du renouvellement permanent du fluide. Une deuxième cellule d'extraction, placée en série, ne semble pas améliorer de façon nette le rendement du dégazage, comme on le voit dans le tableau 2.16. On explique mal les variations de rendement très importantes qui se produisent dans des conditions opératoires

très proches sur un même puits (Fontainebleau). Les possibilités de fuites accidentelles ont été contrôlées et ne peuvent expliquer de tels écarts. Seule la cinétique de la réaction H₂CO₃ → CO₂ + H₂O semble en cause, mais avec des conséquences isotopiques marquées (voir plus loin).

2.3.1.3 - Analyse du ¹⁴C

Le carbonate de baryum est lavé et purifié en atmosphère contrôlée, puis le carbone est polymérisé en benzène et enrichi en ¹⁴C. L'activité en carbone 14 est comptée par scintillation liquide (appareil Tri-Carb Packard modèle 3375 depuis 1987). La limite inférieure de comptage se situe autour de 0,7 % en ¹⁴C. Les incertitudes (entre 0,3 et 1,1 %) dépendent de plusieurs facteurs dont la quantité de carbone traitée et le niveau de concentration dans l'échantillon. Leur répercussion sur les résultats des fluides du Dogger ne sont pas négligeables.

Le rapport ¹³C/¹²C est déterminé par spectrométrie de masse.

2.3.1.4. - Résultats et commentaires

Les résultats obtenus entre 1982 et 1988 sont résumés dans le tableau 2.16.

PUITS	DATE	ACTIVITE ¹⁴ C %	δ ¹³ C ‰ VS PDB	RENDEMENT %	"AGE" CONVENTIONNEL (ans)	*
GCL2	1982	9,2 ± 0,9	-2,0 ± 0,1	inconnu	19150 ± 530	
GFO1	1984	5,5 ± 0,5	-1,0 ± 0,1	inconnu	23300 ± 700	
GEV1	1984	5,1 ± 1,9	-2,0 ± 0,1	inconnu	23900 ± 3000	
GAY1	1984	nm	-1,3 ± 0,1	mauvais		
GCHL2	1986	14,1 ± 0,9	-2,5 ± 0,1	inconnu	15850 ± 535	
GFO1	1988	3,6 ± 0,4	-9,9 ± 0,1	20,5	26700 ± 900	2
GFO1	1988	≤ 0,6	-2,8 ± 0,1	29	≥ 41000	2
GFO1	1988	6,2 ± 1,1	-1,7 ± 0,1	3,6	22500 ± 1400	1
GRO2	1988	2,8 ± 0,3	-2,4 ± 0,1	17	28600 ± 1000	1
GCDS1	1988	0	-5,2 ± 0,1	8,7	≥ 40000	2
GTH11	1988	1,2 ± 0,6	-3,3 ± 0,1	18,3	35400 3800	1
GMAS3	1988	1,7 ± 0,4	-5,8 ± 0,1	18,5	32700 ± 4500	1
GCHE1	1988	0,7 ± 0,4	-4,7 ± 0,1	57	40000 ± 4500	1
GTRE1	1988	0,7 ± 0,6	-3,8 ± 0,1	17,2	≥ 40000	2
GCO1	1988	0	-2,8 ± 0,1	44	≥ 410000	2

Tableau 2.16 - Détermination du carbone 14 dans quelques fluides
Méthode classique de prélèvement entre 1982 et 1986.
par extraction du CO₂ depuis 1988

* : nombre de cellules de dégazage utilisées

Comparaisons entre les différentes techniques

La répartition géographique des puits testés pour le ^{14}C n'est pas équivalente entre les deux séries : Clichy et Aulnay sont plutôt dans une zone "confinée" d'après des considérations isotopiques, chimiques et hydrodynamiques, alors que pour des raisons techniques, la majorité des puits échantillonnés récemment est dans la zone Sud, où des arguments existent selon lesquels la vitesse de circulation serait plus rapide. Or la série récente de mesures donne des activités en ^{14}C plutôt inférieures à celles effectuées précédemment (voir Tremblay GTRE1 et Clichy GCL2, par exemple) et souvent limite de la sensibilité au comptage. Plusieurs explications sont possibles :

- 1) Les risques de contamination par du CO_2 atmosphérique lors des prélèvements récents ont été très réduits par rapport aux opérations précédentes (cf. § 2.3.1.2 - 1). L'activité mesurée à Chevilly Larue est de fait douteuse, et le piégeage de CO_2 atmosphérique pendant le transport de la cuve (qui contenait une solution très alcaline) est soupçonné. La décarbonatation des réactifs utilisés (BaCl_2 , NaOH) a été réalisée systématiquement, ce qui n'était pas le cas de certaines opérations (Clichy). On a donc abaissé le bruit de fond.
- 2) Les deux techniques de prélèvement peuvent introduire des erreurs, ayant pour cause des fractionnements isotopiques, sur les déterminations : soit au moment du dégazage dans la cellule, soit pendant la précipitation de BaCO_3 . Or aucune de ces réactions n'est quantitative (dans le premier cas à cause du temps de réaction, dans le second parce que BaSO_4 interfère). Les conséquences de ces phénomènes sont évaluées quantitativement dans les paragraphes suivants.

Fractionnement isotopique :

Les coefficients de fractionnement isotopique à l'équilibre entre espèces carbonatées sont connus avec une bonne précision pour le rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, alors qu'ils n'ont pas été mesurés pour le ^{14}C pour des raisons analytiques. Etant donné les différences de masse, les effets dus au fractionnement sont supérieurs dans le cas du ^{14}C , d'un coefficient 2,3 d'après Saliege et Fontes (1983). Pour le carbone 13, les coefficients sont (Mook, 1980) :

$$\varepsilon(\text{H}_2\text{CO}_3 - \text{CO}_2\text{gaz}) = \delta(\text{H}_2\text{CO}_3) - \delta(\text{CO}_2\text{gaz})$$

$$= (-0,73/T + 0,9) \text{‰}$$

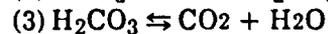
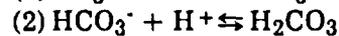
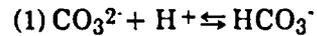
$$\varepsilon(\text{calcite} - \text{HCO}_3^-) = \delta(\text{calc}) - \delta(\text{HCO}_3^-)$$

$$= (-4,232/T + 15,1) \text{‰}$$

$$\varepsilon(\text{CO}_2\text{gaz} - \text{HCO}_3^-) = \delta(\text{CO}_2\text{gaz}) - \delta(\text{HCO}_3^-)$$

$$= (-9483/T + 23,89) \text{‰}$$

avec T la température en Kelvin et pour chacune des réactions considérées, $\varepsilon(^{14}\text{C}/^{12}\text{C}) = 2,3 \varepsilon(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})$ "pour mille" ou $= 0,23 \varepsilon(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})$ pourcent. Dégazage dans la cellule : les réactions à considérer sont :



Les réactions (1) et (2) sont déplacées totalement vers la droite de l'équilibre par l'acidification. Le carbone 12, 13 et 14 se trouve donc sous forme H_2CO_3 (non dégazé) et CO_2 (entraîné par le gaz vecteur et piégé). Une équation de bilan permet d'écrire :

$$^{13}\text{C}(\text{fluide}) = x \star ^{13}\text{C}(\text{CO}_2, \text{dosé}) + (1-x) \star ^{13}\text{C}(\text{H}_2\text{CO}_3 \text{ restant})$$

où x est le rendement d'extraction.

de même, pour l'activité en ^{14}C :

$$^{14}\text{A}(\text{fluide}) = x \star ^{14}\text{A}(\text{CO}_2, \text{dosé}) + (1-x) \star ^{14}\text{A}(\text{H}_2\text{CO}_3 \text{ restant})$$

D'où

$$^{14}\text{A}(\text{fluide}) = ^{14}\text{A}(\text{CO}_2, \text{dosé}) \star (1-x) \star 0,23 \varepsilon(\text{H}_2\text{CO}_3 - \text{CO}_2)$$

Connaissant la température et le rendement pour chaque prélèvement effectué, on peut corriger l'activité mesurée en ^{14}C des effets de fractionnement à l'équilibre (tableau 2.17). A 30°C , $\varepsilon = 0,8976 \text{‰}$.

	^{14}A dosé %	$\delta^{13}\text{C}$ dosé ‰ vs PDB	x %	^{14}C corr %	$\delta^{13}\text{C}$ corr ‰ vs PDB
GFO1	3,6	-9,9	20,5	3,8	-9,2
GFO1	<0,6	-2,8	29		-2,2
GFO1	6,2	-1,7	3,6	6,4	-0,8
GR02	2,8	-2,4	17	3	-1,6
GCDS1	0	-5,2	8,7	0,19	-4,4
GTH11	1,2	-3,3	18,3	1,4	-2,6
GMAS3	1,7	-5,8	18,5	1,9	-5,1
GCHE1	0,7	-4,7	57	0,8	-4,3
GTRE1	0,7	-3,8	17,2	0,9	-3,1
GCO1	0	-2,8	44	0,1	-2,3

Fig. 2.17 - Composition isotopique en oxygène (en ‰ vs SMOW) pour un fluide à l'équilibre avec différents carbonates. Cas de Cergy

Le fractionnement cinétique qui peut se produire au cours du dégazage est difficile à quantifier car il n'existe pas de données pour ce phénomène hors d'équilibre. Pour cette estimation (tableau 2.18), on a arbitrairement sup-

	¹⁴ A dosé %	¹³ C dosé ‰ vs PDB	x ‰	¹⁴ C corr %	δ ¹³ C corr ‰ vs PDB
GFO1	3,6	-9,9	20,5	4,1	-7,7
GFO1	<0,6	-2,8	29		-0,9
GFO1	6,2	-1,7	3,6	6,8	-0,9
GRO2	2,8	-2,4	17	3,3	-0,2
GCDS1	0	-5,2	8,7	0,6	-2,7
GTH11	1,2	-3,3	18,3	1,7	-1,1
GMS3	1,7	-5,8	18,5	2,2	-3,6
GCHE1	0,7	-4,7	57	1	-3,5
GTRE1	0,7	-3,8	17,2	1,2	-1,6
GCO1	0	-2,8	44	0,3	-1,3

Tableau 2.18 - Corrections des activités ¹⁴C et δ¹³C dans le cas d'un fractionnement cinétique

posé un effet "régulier" trois fois plus important pour le fractionnement cinétique que celui qui est calculé pour le fractionnement à l'équilibre. soit $\epsilon(\text{H}_2\text{CO}_3 - \text{CO}_2) = 2,6928 \text{ ‰}$ à 30°C.

Au regard de ces corrections, les résultats bruts apparaissent assez peu modifiés. En particulier ils n'expliquent pas les variations observées pour le seul fluide de Fontainebleau en ¹⁴C (entre 0 et 6,8 ‰). De même, les écarts entre rapports ¹³C/¹²C pour tous les fluides échantillonnés se trouvent diminués compte tenu des incertitudes dues aux fractionnements, mais restent significatifs.

Contamination en carbone moderne

Les calculs ci dessous concernent la technique d'extraction du CO₂ et les erreurs qu'elle peut introduire.

La première source possible est l'azote utilisé comme gaz vecteur. Sa concentration en CO₂ (100 ‰ en carbone moderne) a été analysée et est inférieure à 10 ppm en volume. Dans des conditions de débit et de durée de circulation très supérieures aux conditions opératoires (500 cm³/mn pendant 4 heures) et pour 200 litres de fluide géothermal traité, la contamination a l'effet suivant :

$$\text{si } ^{14}\text{C initial} = 1 \text{ ‰} \rightarrow ^{14}\text{C mesuré} = 1,26 \text{ ‰}$$

$$\text{si } ^{14}\text{C initial} = 0,5 \text{ ‰} \rightarrow ^{14}\text{C mesuré} = 0,77 \text{ ‰}$$

Cet effet est du même ordre de grandeur que l'incertitude due au comptage.

L'entrée d'air dans le circuit de piégeage pendant toute la durée de l'opération (4 heures maximum) est une autre cause possible de pollution par du CO₂ atmosphérique (concentration = 0,033 ‰ dans l'air, d'activité 100 ‰).

Si 100 cm³/mn d'air peuvent entrer accidentellement et en permanence dans le circuit (débit surévalué car on a plutôt un effet de fuite du gaz vers l'extérieur que le contraire), cela conduit à :

$$\text{si } ^{14}\text{C initial} = 1 \text{ ‰} \rightarrow ^{14}\text{C mesuré} = 2,71 \text{ ‰}$$

$$\text{si } ^{14}\text{C initial} = 0,5 \text{ ‰} \rightarrow ^{14}\text{C mesuré} = 2,22 \text{ ‰}$$

$$\text{si } ^{14}\text{C initial} = 2 \text{ ‰} \rightarrow ^{14}\text{C mesuré} = 3,7 \text{ ‰}$$

Bien que peu probable dans de telles proportions, une entrée d'air se traduit donc par une erreur importante pour de basses concentrations en ¹⁴C du fluide géothermal.

Avec la technique employée jusqu'en 1986, le risque de pollution par l'air (mauvaise étanchéité de la cuve) était important lorsque le précipité, en milieu très alcalin, était récupéré entre 4 et 24 heures après l'opération de prélèvement.

Validité des résultats

La superposition des incertitudes dues aux effets isotopiques (fractionnement à l'équilibre ou cinétique), aux problèmes technologiques (rendement d'extraction insuffisant) et au comptage à basses teneurs, rend incertaine l'utilisation des données obtenues en ¹⁴C. Ils ne permettent pas de conclure à la présence de carbone moderne dans les fluides échantillonnés. Qualitativement, les activités mesurées sont souvent faibles et compte tenu des incertitudes, la présence de carbone moderne dans ces fluides doit donc être relativement limitée.

2.3.1.5 - Conclusions

L'utilisation du carbone 14 comme indicateur de l'âge des fluides et de leur vitesse de circulation pose à ce jour plus de problèmes qu'elle n'en résout.

L'activité en carbone moderne est vraisemblablement faible dans les fluides du Dogger, ce qui amène de sérieuses questions quant aux techniques de prélèvement : compte tenu des risques de pollution et des fractionnements isotopiques, on ne peut pas distinguer les fluides par leur concentration en ¹⁴C, soit selon des directions connues d'écoulement, soit selon leur salinité dans un contexte régional plus global (figure 2.12).

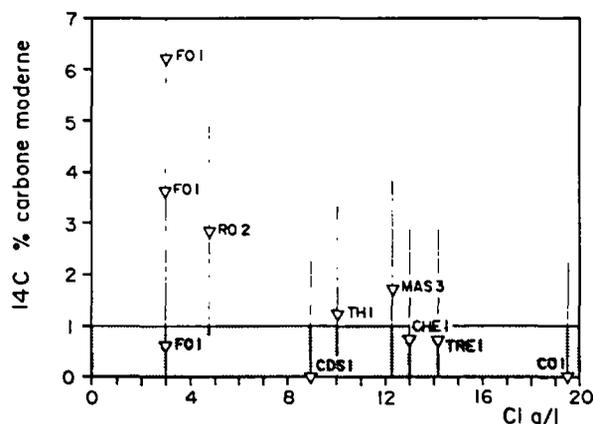


Fig. 2.12 - Résultats obtenus en ^{14}C avec le système d'extraction du CO_2 . Le bruit de fond est de 1% minimum en carbone 14. Les activités mesurées ne sont pas suffisamment significatives pour pouvoir conclure à l'absence ou à la présence de carbone moderne dans les fluides du Dogger

Il conviendrait d'abaisser le bruit de fond, qui intègre le comptage, et tous les problèmes de prélèvement, d'un facteur important. La limite actuelle se situe selon les auteurs entre 1 à 2 % en carbone moderne (Andrews *et al*, 1989). Elle constitue un obstacle important à l'utilisation du ^{14}C pour estimer l'âge de fluides tels que ceux du Dogger, dont le temps de résidence dans l'aquifère pourrait être très supérieur à 40000 ans.

D'autre part, le système carbonate est soumis dans cet aquifère à des évolutions complexes: infiltration, équilibres entre l'eau et les roches carbonatées (dissolution et précipitation à des époques différentes). Les fluides (et donc les carbonates dissous) ont des origines diverses mises en évidence localement par des mélanges, incluant au minimum une recharge "récente", une composante provenant sans doute d'horizons inférieurs (*cf.* § 2.4), et un fluide "typique" du Dogger au centre du bassin. Tous ces paramètres physiques et chimiques doivent être pris en compte pour évaluer l'activité initiale (mais laquelle dans le cas de mélanges ?) en carbone 14. On mesure donc les limitations dont souffre cette méthode dans son application aux eaux du Dogger.

2.3.2 - Helium

Les gaz rares peuvent fournir des informations sur l'origine des fluides : nature de la recharge (eau salée ou de surface), température moyenne au moment de l'infiltration,

mélanges de fluides (voir par exemple Andrews, 1983; Mazor et Bosch, 1987). Ces résultats dérivent de leur solubilité variable dans les fluides, selon leur masse, la nature et la température du milieu.

Indépendamment, les éléments radioactifs (U,Th surtout) contenus dans les roches traversées contribuent très significativement à la production d'hélium radiogénique, qui tend à s'accumuler dans le fluide. On peut donc théoriquement évaluer les âges des fluides concernés avec cet élément qui a l'avantage d'être inerte chimiquement.

2.3.2.1 - Principe de la méthode

Les eaux souterraines (en contexte fissuré ou de bassin) contiennent généralement des concentrations en hélium 4 très supérieures à la solubilité de cet élément dans les eaux présumées de recharge. Cela peut s'expliquer par plusieurs processus (Andrews et Lee, 1979; Torgersen, 1980) :

- l'excès est produit in situ par la décroissance radioactive de l'uranium et du thorium contenus dans la roche qui constitue l'aquifère. Connaissant certains paramètres tels que les lois de décroissance radioactive et les concentrations (U) et (Th) en Uranium et thorium des minéraux de l'aquifère et le rapport eau-roche, l'application d'équations comme celles de Marine (1979) fournit le temps pendant lequel l'hélium s'est accumulé :

$$t \text{ (ans)} = (\text{He}) \star \text{porosité} / \text{densité} \\ ((\text{U}) \star 11.10^{-8} + (\text{Th}) \star 3.1.10^{-8})$$

La méthode est applicable à des fluides pouvant être très anciens (plusieurs centaines de millions d'années, théoriquement).

- une partie de l'hélium en excès provient de niveaux plus profonds que l'aquifère étudié. Cette raison est invoquée pour expliquer les écarts souvent importants trouvés entre les âges hydrologiques ou ^{14}C et les âges hélium (Torgersen and Clarke, 1985; Heaton, 1984). Le dégazage de la terre et/ou la migration d'hélium radiogénique transporté par un fluide exogène à la faveur de fractures pourraient provoquer ce flux d'hélium. Ce flux peut être estimé si l'on connaît l'âge hydrologique du fluide et le taux de production

en He in situ. Torgersen et Clarke (1985) ont calculé dans le cas du Grand Bassin Artesien (Australie) un taux d'accumulation en He exogène de $1,3 \cdot 10^{-11}$ mol/l/an, compatible avec les estimations du flux terrestre (Wasserburg *et al.*, 1963) ;

2.3.2.2 - L'hélium dans les fluides du Dogger

Les concentrations varient entre 1,5 et $5 \cdot 10^{-5}$ mol/l, si l'on exclut les valeurs extrêmes de Beauvais ($0,5 \cdot 10^{-5}$ mol/l), Cergy 2 et La Villette 2, qui semblent suspectes (mauvaise détermination du GLR). Ces valeurs masquent de fait des incertitudes relativement importantes (jusqu'à 20 %), imputables aux techniques d'échantillonnage. Ces problèmes ont été évoqués dans le premier chapitre et par Marty *et al.* (1988) mais ne remettent pas en cause l'essentiel des résultats.

La répartition géographique ne semble pas indiquer de tendances particulières, si ce n'est des teneurs plus faibles au centre du bassin (Meaux, Coulommiers) que dans la zone sud proche de Paris (Val de Marne) et la Seine-St-Denis. Les valeurs les plus élevées sont celles de Fontainebleau et Ris Orangis, au sud (qui sont les plus proches de la zone de recharge présumée). La teneur en hélium n'est pas corrélée à la minéralisation globale des fluides.

2.3.2.3 - Les âges "hélium"

Les paramètres considérés pour estimer les âges correspondants sont les suivants :

- concentrations en U et Th : aucune mesure n'étant disponible, elles ont été déduites des diagraphies Gamma-ray effectuées pour plusieurs puits de la région parisienne. Dans les couches productives, elles varient dans les gammes 1 à 3 et 6 à 8 ppm, respectivement pour U et Th, ce qui est peu différent des valeurs connues pour des calcaires du type Dogger (Marine, 1979) ;
- porosité : Les diagraphies en forage, les études pétrographiques et les données analytiques QTM fournissent dans le cas d'Aulnay sous bois des porosités totales entre 7 et 22 % (cf. partie sédimentologie, et Giot et Rojas, 1989). Une porosité moyenne de 15 % a été retenue pour cette étude.

Avec l'équation de Marine (1979), on a calculé un taux de production in situ de $3,42 \cdot 10^{-13}$ mol/l/an d'hélium

D'un autre côté, en considérant les teneurs minimales et maximales des fluides du Dogger, et l'âge moyen de la formation géologique (150 millions d'années environ), on obtient un taux de production entre 0,9 et $3,1 \cdot 10^{-13}$ mol/l/an.

Enfin si le taux de production est supposé homogène dans l'ensemble du bassin, les âges hélium varient selon les fluides entre 10 et 140 millions d'années.

Un assez bon accord est donc obtenu pour les fluides les plus riches en hélium entre l'âge obtenu avec le modèle et celui du Dogger. Ce résultat est à moduler en prenant en compte l'intervalle possible de porosité : une valeur de 10 % conduit plutôt à un temps de résidence entre 47 et 93 millions d'années. Les concentrations en U et Th dans les niveaux réservoirs varient vraisemblablement régionalement mais aussi localement et selon la nature de l'encaissant (oolithe, comblanchien ou alternances), ce qui introduit de larges erreurs.

1) Production in situ

La formation in situ d'hélium est confirmée par l'examen d'autres gaz, en particulier N₂ et Ar. He et Ar présentent pour l'ensemble des fluides un rapport moyen de concentrations qui correspond au rapport théorique, considérant des abondances typiques en radionuclides parents (Marty *et al.*, 1988). La figure 2.13 illustre le fait que les données obtenues pour les fluides du Dogger peuvent être interprétées comme résultant d'une eau ancienne (autour de 100 millions d'années) et d'un pôle riche en azote, d'origine diagénétique (cf. la partie géochimie des gaz, § 2.5).

2) Origine externe

L'âge brut calculé ci dessus est en désaccord avec les estimations de vitesses de circulation des fluides dans la nappe (de l'ordre de 1 m/an ou moins selon Rojas *et al.* 1989 ; jusqu'à 100 m/an d'après De Marsily *et al.*, 1985). Les facteurs tels que porosité et concentrations en U et Th ne peuvent expliquer un tel écart : les concentrations en hélium sont donc enrichies dans les eaux par rapport à une simple production in situ par une alimentation extérieure, ce qui rejoint la discussion entamée entre

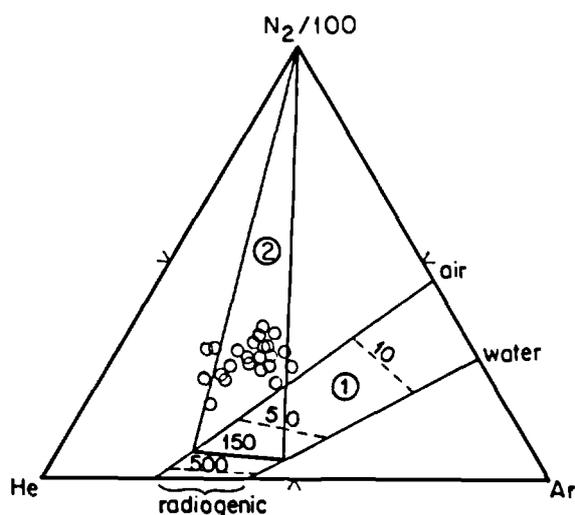


Fig. 2.13 - Relation entre gaz inertes. N_2 , Ar et He sont bien corrélés et peuvent être considérés comme résultant du mélange de :

- i) gaz de l'air dissous dans l'eau
- ii) hélium et argon radiogéniques (zone 1 dans la figure)
- iii) azote diagénétique (zone 2 dans la figure)

Les lignes en pointillés dans la zone 1 représentent des isochrones d'eau (l'âge est donné en millions d'années)

autres par Torgersen et Clarke, 1985 ; Heaton, 1984.

En partant d'un âge hydrologique entre 1000 et 10000 ans, d'une porosité de 15 % et d'une épaisseur productive de 20 m pour le réservoir, nous avons estimé à 10^{+7} à 10^{+8} atomes d'He/cm²/s le flux d'hélium qui pourrait expliquer cet excès de concentration (Marty *et al.*, 1988). Cette valeur est très supérieure aux estimations générales du flux terrestre (2,8 à $7,2 \cdot 10^{+6}$ atomes/cm²/s, d'après O'Nions et Oxburg, 1983) mais trop de paramètres sont insuffisamment connus pour pouvoir tirer des conclusions définitives.

2.3.2.4 - Conclusion

Trop de paramètres demeurent inconnus à ce jour pour donner une estimation sûre, à partir des concentrations en hélium, des temps de résidence des eaux dans le réservoir du Dogger. Les âges obtenus sur la base d'hypothèses simples sont de quelques dizaines de millions d'années et viennent en contradiction avec les données de vitesse naturelle d'écoulement du fluide dans la nappe. Une origine externe au Dogger est proposée : la migration de fluides d'autres aquifères, triassiques entre

autres, pourrait localement (au sud de Paris) expliquer certaines caractéristiques chimiques (cf. rapport annuel IMRG 1988, et § 2.4 et 2.5) et assurer le transport de matières dissoutes, dont l'hélium. D'autre part on explique mal encore certaines tendances, comme à Fontainebleau, où salinité faible et concentration élevée en hélium sont en profonde contradiction.

Il conviendrait de compléter les données acquises sur les gaz rares par des mesures plus détaillées (abondances et rapports isotopiques) mais également par des points de mesure situés dans d'autres aquifères encadrant le Dogger (Albien, Trias...), afin de vérifier les hypothèses ci dessus. Une mesure isolée en hélium relative au Trias (Melleray, Loiret, $4,55 \cdot 10^{-5}$ mol/l) ne permet pas de préciser les processus à l'heure actuelle, puisque la concentration mesurée ne se distingue pas de la moyenne mesurée au Dogger.

2.3.3 - Autres Méthodes

L'état de l'art en matières de chronomètres naturels a été présenté par Fontes (1985) et Moser et Rauert (1983). Les éléments pouvant potentiellement être utilisés comme indicateurs du temps de résidence des fluides dans un bassin sédimentaire doivent idéalement combiner des constantes de temps appropriées, une inertie chimique vis-à-vis des interactions eau-roche assurant leur conservativité au cours de l'histoire du bassin, et ils doivent pouvoir être déterminés facilement et précisément.

Pratiquement on peut donc exclure ³H, ³²Si, ⁸⁵Kr, et ³⁹Ar à cause de leur demi-vie.

Pour des eaux anciennes, le chlore 36 a été proposé (demi-vie = $3,06 \cdot 10^{+5}$ ans) : peu réactif, son utilisation pourrait apporter un éclairage nouveau au problème des eaux du Dogger. L'analyse isotopique du chlore 36 n'est pas pratiquée couramment et requiert l'accès à un accélérateur de particules. Une bonne connaissance de l'origine des chlorures dissous est également nécessaire pour l'estimation de l'activité initiale en ³⁶Cl (avant infiltration).

Le déséquilibre radioactif entre ²³⁴U et ²³⁸U dans les fluides est un outil adapté d'un point de vue temps mais la chimie de l'uranium est complexe au cours des processus de la diagenèse (dissolutions, précipitations de car-

bonates, changement d'état d'oxydo-réduction..).

Le Krypton 81, produit par les rayons cosmiques et de demie-vie égale à $2,1 \cdot 10^5$ ans, semble un candidat idéal car il est totalement inerte. Sa concentration extrêmement faible pose un problème aigue de prélèvement et d'analyse (environ 100 m^3 de fluide sont nécessaires ; Moser et Rauert, 1983).

2.4 - Etudes des variations de compositions chimiques et isotopiques

2.4.2 - Introduction

L'examen du tableau 2.1, qui contient un ensemble homogène de données chimiques et isotopiques relatives aux fluides du Dogger, rend compte de la diversité des salinités et des compositions rencontrées. La température varie de 47 à $85,4^\circ \text{C}$, la minéralisation totale de 6.5 à 35 g/l environ. La zone d'étude s'étend de Cergy (à l'ouest) à Epernay (à l'est), et de Fontainebleau (au Sud) à Creil (au Nord). Cependant la répartition des puits est loin d'être homogène à l'intérieur de cette zone, comme on peut le voir sur la figure 2.2. Au sud-est et au nord-est de Paris, le nombre et la densité de puits sont plus élevés qu'ailleurs, ce qui permet des études en plus grand détail localement.

La distribution régionale de certains paramètres isotopiques et chimiques fournit un moyen indépendant des études hydrodynamiques pour préciser les relations actuelles entre fluides dans la nappe du Dogger. Les diagrammes binaires, sur lesquels sont reportés, l'un par rapport à l'autre, les concentrations entre espèces chimiques ou isotopiques, informent sur les phénomènes de mélange et la nature des composants mis en jeu. Par contre ils sont souvent insuffisants à résoudre les questions relatives à l'origine de la minéralisation ou au temps de résidence des fluides, ou encore à l'histoire des fluides du bassin au cours de la diagenèse.

Dans cette partie nous présentons en termes de mélanges de fluides certaines des variations de concentrations mises en évidence à l'échelle régionale et locale. Les autres aspects (origine de la salinité, nature des fluides profonds invoqués) sont évoqués dans les paragraphes 2.5 et 2.6.

Pour un site donné les caractéristiques chimiques et isotopiques du fluide sont ici considérées comme étant constantes selon une direction verticale. Cela revient à assimiler à un seul réservoir l'ensemble des niveaux productifs, ce qui est justifié par les très faibles variations relatives de concentrations (inférieures à 1 %) imputables à un effet de profondeur (Criaud *et al.*, 1988). Entre deux puits voisins, les différences relatives de compositions dépassent le plus souvent 10 %. Il y a donc une nette prédominance des influences latérales ou "horizontales" par rapport aux effets "verticaux".

2.4.2 - Relations entre salinité et température :

Comme on peut le voir sur la figure 2.14, il n'y a pas de relation directe à l'échelle du bassin entre la température (au toit du réservoir) et la minéralisation totale du fluide produit. Une première approche globale consiste à inclure tous les couples (températures, TDS) dans un triangle dont les extrémités représentent les pôles "parents" dont seraient issus tous les fluides par mélanges. (En effet tout fluide issu du mélange entre les deux pôles de température et salinité (T1, S1) et (T2, S2) doit se trouver sur la droite qui joint ces deux points). On aboutit ainsi à envisager trois composantes :

- un fluide I, dont la trace la plus vraisemblable est Fontainebleau, et qui serait très faiblement minéralisé et chaud ;
- un fluide II, qui serait froid et minéralisé (de l'ordre de 20 à 30 g/l). Les meilleurs puits témoins pourraient être Creil et Beauvais ;
- un fluide III, à la fois chaud et très minéralisé, dont Coulommiers et Meaux donnent une bonne image, au centre du bassin.

Les données de la figure 2.14 ont été ensuite regroupées par famille en appliquant des critères géographiques et selon une classification qui s'était déjà avérée utile. Ce sont alors les phénomènes locaux (par opposition aux grands traits régionaux du schéma précédent) qui apparaissent :

- les fluides du Val de Marne semblent

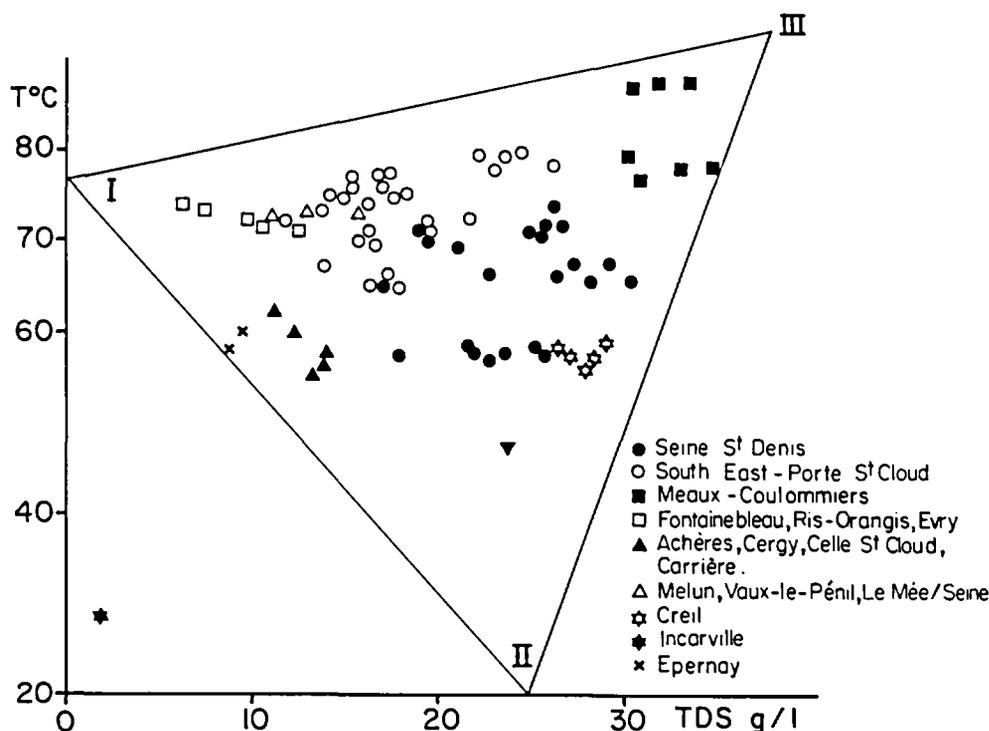


Fig. 2.14 - Relation température-salinité totale pour l'ensemble des puits

résulter d'un mélange graduel entre une eau de type Fontainebleau et une eau de type Coulommiers ;

- à l'Ouest et au Nord-Ouest de Paris, la température varie très peu par rapport à la minéralisation totale, ce qui se traduit par une quasi-droite passant par tous les points ;
- les fluides de la Seine St Denis subissent l'influence du voisinage de Meaux à l'est et des fluides de l'Ouest.

Les processus qui régissent les compositions des fluides à l'échelle locale sont cependant mieux appréhendés en considérant les variations chimiques et isotopiques plutôt que les variations de températures et salinités totales.

2.4.3 - Composition isotopique en oxygène et hydrogène de l'eau

2.4.3.1 - Généralités

Les rapports isotopiques $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et D/H de l'eau peuvent apporter de précieuses indications pour l'étude des fluides de bassins sédimentaires : l'origine des fluides et leur histoire

au cours de la diagénèse, l'aire et la période de recharge par des eaux météoriques ont pu dans certains cas être précisés grâce à ces mesures. Kharakha et Carothers (1986) en présentent une revue récente et complète, avec des exemples d'études de grands bassins aux Etats Unis (Alberta, Michigan, Illinois, Gulf Coast...). Les caractéristiques de ces fluides s'inscrivent généralement dans la partie droite du schéma classique ($\delta \text{D} - \delta^{18}\text{O}$), c'est-à-dire qu'ils sont enrichis en D et ^{18}O par rapport aux eaux météoriques. Cependant, il est remarquable que pour chaque bassin étudié, on obtient une bonne corrélation entre D et ^{18}O , la droite de régression intersectant la GMWL (Global Meteoric Water Line) en un point caractérisant les eaux de la recharge locale présumée (figure 2.15).

Le climat, la latitude, l'altitude et la distance à l'océan contrôlent les rapports D/H et $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ des précipitations et donc des eaux de recharge. Après infiltration, ces rapports sont modifiés et s'écartent de la droite des eaux météoriques par plusieurs processus :

- des mélanges avec d'autres fluides diagénétiquement évolués, dans les formations traversées ;
- des échanges isotopiques avec certains

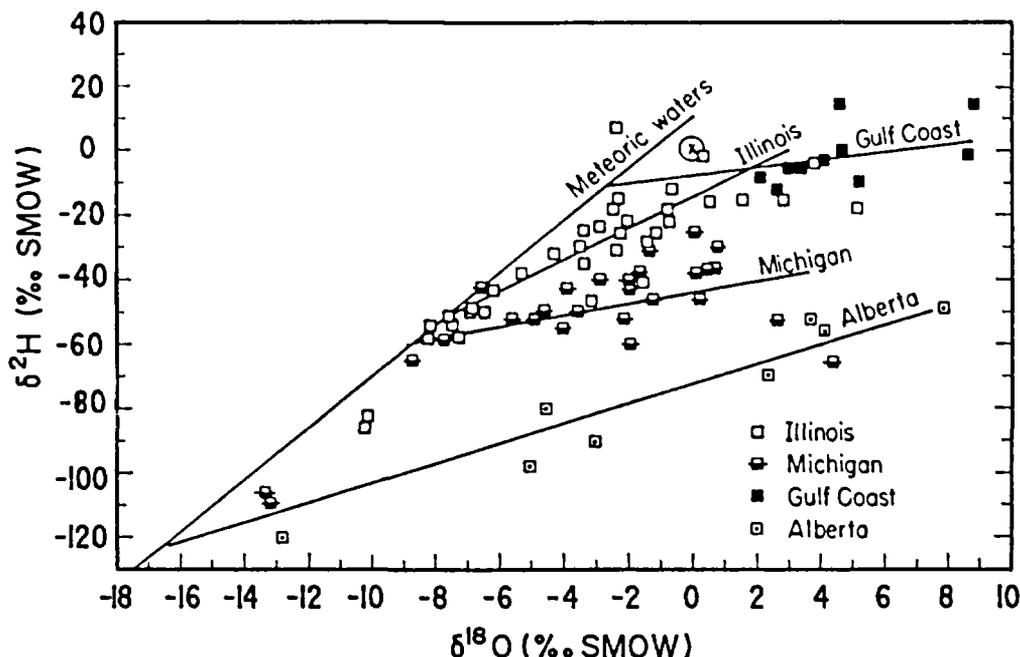


Fig. 2.15 - Variation des compositions isotopiques de l'eau pour les fluides de grands bassins sédimentaires (d'après Kharakha et Carothers, 1980). Les fluides du Dogger sont par comparaison assez peu modifiés (cf. fig. 2.16)

minéraux présents dans les aquifères : pour le Deutérium la seule source possible se trouve être dans les argiles, pour l'oxygène les carbonates peuvent contribuer significativement.

VLP, LMS), on obtient une meilleure définition des caractéristiques des eaux météoriques de recharge :

La droite de régression linéaire devient :

$$\delta D = 2,33 * \delta^{18}O - 24,2$$

$$r = 0,83$$

2.4.3.2 - Relation Deuterium - Oxygène 18

Les fluides du Dogger s'écartent notablement de la droite des eaux météoriques et attestent d'une certaine évolution par rapport à une recharge "actuelle". Dans l'ensemble du bassin Parisien, les variations relatives en D et ^{18}O restent de faible amplitude comparés à ce qui est observé dans d'autres bassins (figure 2.15).

La corrélation entre D et ^{18}O , pour 51 puits couvrant l'ensemble du bassin, est inexistante :

$$\delta D = 0,892 * \delta^{18}O - 29,3$$

$$r = 0,33$$

Une meilleure corrélation peut être obtenue en s'appuyant sur les connaissances de l'hydrodynamique du bassin. Celles-ci mettent en évidence un écoulement régional dans la direction SE-NO, avec une recharge (de faible salinité) au SE. En ne considérant que les fluides du sud du bassin (FO, RO, EV, MEL,

Ce qui donne pour la recharge (point R sur la figure 2.16) :

$$\delta D = -38,3\text{‰} \text{ et } \delta^{18}O = -6\text{‰}$$

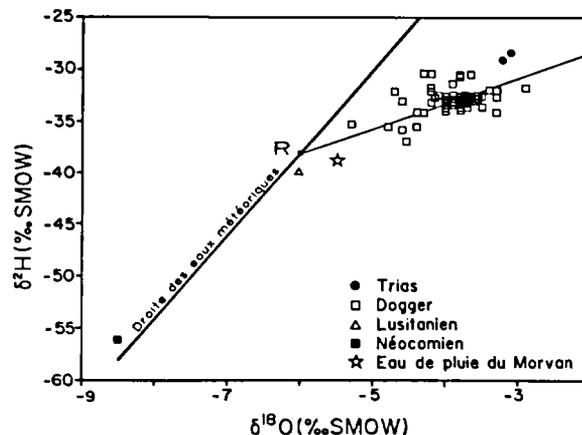


Fig. 2.16 - Relation deuterium-oxygène 18 de l'eau pour les fluides du Dogger

Figurent également sur la figure 2.16 les valeurs correspondant à des fluides peu minéralisés et produits par des aquifères plus superficiels (Néocomien, Albien, Lusitanien) du bassin. Le point R se distingue nettement d'une eau superficielle de la même région (Bruyères le Châtel, Lusitanien), mais est plus proche d'eaux météoriques de l'est et du sud est du bassin (Morvan, Reims). Ces résultats sont cohérents avec la structure du bassin et des infiltrations se produisant à l'Est (affleurements) et au Sud.

2.4.3.3 - Evolution des fluides

Nous retenons ici l'hypothèse d'une composante météorique pour les eaux du Dogger. Les écarts par rapport à la GMWL sont dus à :

- des évolutions par mélange entre l'eau infiltrée (plusieurs zones de recharge sont envisageables) et un ou plusieurs fluides "profonds", enrichis en isotopes lourds (eaux anciennes). Au niveau régional, une telle tendance est peu visible, mais localement cette hypothèse est à retenir (voir § 2.4.3.4 et suivants) ;
- des échanges entre l'eau et les minéraux rencontrés. Les rapports isotopiques pourraient alors être imposés par certains minéraux ;
- des fractionnements occasionnés par les effets de filtration de membrane.

Ces possibilités sont discutées ci-dessous.

1) Cas de l'hydrogène

Echanges isotopiques

Peu de minéraux contiennent de l'hydrogène. Argiles et schistes pourraient d'après certains auteurs faire office de "réservoir" (voir Kharakha et Carothers, 1986, pour des références à des travaux expérimentaux). Se pose néanmoins le problème du rapport roche-eau pour donner lieu à des échanges de l'ampleur de ceux qui sont observés dans les fluides de bassin sédimentaires. De plus l'effet de tels équilibres pourraient jouer dans le sens d'un enrichissement ou d'un appauvrissement en Deuterium.

Nous ne disposons d'aucune donnée concernant les rapports D/H des argiles présentés

dans le réservoir, mais la nature de la formation calcaire ne favorise guère l'éventualité d'un échange isotopique efficace entre l'eau et de rares argiles.

Effets de filtration de membrane

Les membranes géologiques restreignent le passage de certaines espèces dissoutes et ont un effet de fractionnement isotopique lorsqu'elles sont traversées par un fluide. Elles induisent donc une concentration sélective. Les expériences de laboratoire indiquent qu'il faudrait cependant des épaisseurs importantes de schistes ou argiles, au travers desquels percoleraient très lentement l'eau, pour produire les variations en Deutérium relevées dans les bassins sédimentaires (Kharakha et Carothers, 1986).

Echanges avec d'autres fluides

L'eau de recharge et l'hydrogène sulfuré contenu dans le fluide de la formation peuvent échanger isotopiquement leur hydrogène, ce qui localement peut avoir des conséquences notables au vu des coefficients de fractionnement élevés. Le phénomène est très limité selon Kharakha et Carothers (1986). L'hydrogène résultant de réactions de dégradation de la matière organique, et les hydrocarbures (bien que la cinétique d'échange soit lente à ces températures) qui sont souvent associés aux eaux en contexte sédimentaire, pourraient également jouer un rôle dans l'évolution du rapport D/H. Dans l'ensemble ces phénomènes ont été peu étudiés et on ne dispose pas d'informations fiables.

Les discussions ci-dessus suggèrent donc que les phénomènes de mélanges font varier le rapport D/H de façon plus notable, que les échanges isotopiques ou la filtration de membrane, d'une eau après son intégration dans le cycle hydrologique. C'est l'eau qui constitue le réservoir isotopique et non les minéraux de l'encaissant. On pourra donc considérer le rapport isotopique de l'hydrogène comme étant conservatif au cours des interactions eau-roche dans l'aquifère et des phénomènes autres que les mélanges.

2) Oxygène

Equilibres isotopiques

Les silicates, carbonates et oxydes qui sont présents dans les formations sédimentaires

contiennent des atomes d'oxygène qui échangent fortement avec l'eau à leur contact, les fractionnements pouvant être importants au cours des réactions de dissolution et de précipitation. La plupart des auteurs pensent que l'équilibre isotopique est atteint aux températures qui sont celles des formations de bassin sédimentaire, entre l'eau et la calcite et d'autres carbonates (Savin, 1980 ; Kharakha et Carothers, 1986).

Dans un réservoir de type carbonaté comme celui du Dogger, la calcite et la dolomie sont les sources principales d'oxygène. Connaissant les rapports isotopiques des minéraux carbonatés et les températures d'échanges, on peut calculer qu'elles devraient être les rapports $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ d'une eau à l'équilibre avec ces carbonates et les comparer à celles des fluides circulant réellement. Ceci renseigne sur l'état d'équilibre dans le réservoir.

Les carbonates sous différentes formes (calcite, dolomie, ciment oolithé) ont fait l'objet d'analyses isotopiques en ^{18}O et ^{13}C sur des échantillons de carottes provenant d'Aulnay sous bois et Cergy (Fouillac *et al.*, 1987 ; Giot et Rojas, 1984 ; Le Nindre et Rojas, 1989). Les résultats en $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ sont présentés dans le tableau 2.19.

$^{18}\text{O}/\text{SMOW}$ ‰	Oolithe	Ciment calcite	Ciment dolomie (postérieur)	Calcite tardive
Aulnay	26,9 - 28,6	19,2 - 27,0	18,2 - 23,9	18,8
Cergy	← homog.	27,1 à 28,7	rare	

Tableau 2.19 - Rapports isotopiques de l'oxygène des carbonates dans les carottes d'Aulnay et Cergy

Les facteurs de fractionnement entre l'eau et différents carbonates en fonction de la température sont connus et donnés par Savin (1980). On peut donc, recalculer la composition isotopique de l'eau en équilibre avec ces carbonates, à la température de l'aquifère.

Fouillac *et al.* (1987) ont conclu que le fluide circulant actuellement est, dans le cas d'Aulnay ($\delta^{18}\text{O} = -3,8$ ‰), à l'équilibre isotopique avec la calcite la plus tardive. Le fluide a donc imposé son rapport isotopique à la calcite néoformée.

Dans le cas de Cergy, le fluide présente un rapport isotopique de $-4,4$ ‰ et n'est pas à l'équilibre avec les phases carbonatées

(figure 2.17). Leur dépôt a été extrêmement précoce au cours de la diagenèse et la circulation de fluides a dû être très restreinte dans le cas de Cergy.

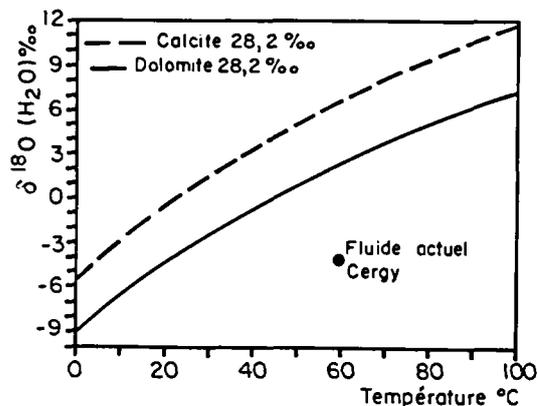


Fig. 2.17 - Composition isotopique en oxygène (en ‰ vs SMOW) pour un fluide à l'équilibre avec différents carbonates. Cas de Cergy

Sur la figure 2.18, nous avons reporté les rapports $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ des fluides du bassin en fonction de la température in situ, et les courbes donnant les rapports isotopiques d'une eau à l'équilibre avec des carbonates. Les concentrations en ^{18}O prises en compte pour la calcite

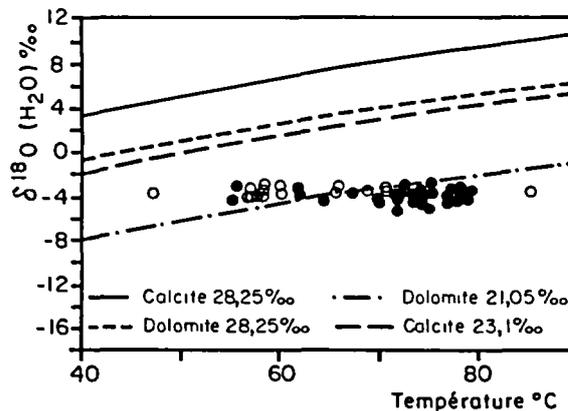


Fig. 2.18 - Rapport isotopique de l'eau ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en ‰ vs SMOW) en équilibre avec différents carbonates (courbes d'évolution en fonction de la température). Les points sont les mesures $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ des fluides circulant actuellement dans le Dogger

et la dolomie sont les valeurs moyennes obtenues sur les carottes d'Aulnay et Cergy, car aucune autre donnée relative à une zone géographique différente n'est disponible. Cette généralisation est sans aucun doute abusive, au regard de la représentativité d'une carotte pour un site donné et à fortiori pour un bassin très inhomogène. L'allure de la figure 2.18 n'en serait cependant que peu modifiée, les rapports $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ des fluides ne sont pas corrélés avec la température et ne permettent pas de conclure à un équilibre avec les carbonates (oolithe, calcite ou dolomie). La conclusion inverse (l'eau impose son rapport isotopique) est vraisemblable. Il manque des données plus nombreuses sur les solides pour s'en assurer définitivement.

Mélanges avec d'autres fluides

Après son infiltration, une eau météorique verra sa teneur en ^{18}O modifiée par un ou plusieurs épisodes de mélange avec des fluides déjà présents dans la formation. Au cours de ces événements, l'oxygène 18 se comporte comme un élément dit "conservatif" et obéit aux lois physiques de mélange.

Membranes géologiques

En l'absence de zones fortement argileuses ou schisteuses, cet effet est sans doute négligeable dans le cas des fluides du Dogger.

En conclusion, les variations en $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ semblent imposées par l'eau elle-même (mélanges entre recharges et fluides plus ou moins évolués à des époques différentes) plutôt que par les minéraux rencontrés sur son parcours. Le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ constitue un traceur de mélange qui peut être corrélé à d'autres marqueurs chimiques invariants dans les mêmes processus.

2.4.3.4 - Relation D/H - chlorure

Les chlorures ne sont pas susceptibles d'être modifiés par des interactions eau-roche et sont donc conservatifs une fois qu'ils sont en solution. Cet élément, qui de plus est l'anion majeur, constitue un bon traceur pour apprécier l'évolution de certains paramètres physico-chimiques lors des mélanges entre fluides.

De la discussion sur le deuterium au § 2.4.3.3., il suit que le deuterium peut aussi

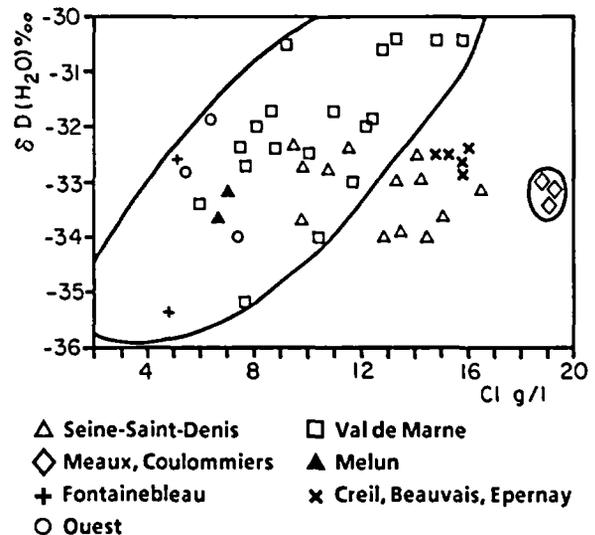


Fig. 2.19 - Relation δD - chlorure

avoir un comportement régulier lors des étapes secondaires de mélanges entre fluides(s) profond(s) et recharge(s).

Il n'existe pas de relation simple entre le rapport D/H et la concentration en chlorures à l'échelle du bassin parisien, comme on peut le voir sur la figure 2.19. Ce résultat peut être nuancé en groupant géographiquement les puits :

- les points de la zone Val de Marne et ceux du Sud (Fontainebleau ..) semblent liés par une relation de mélange, qui mettrait en jeu une recharge météorique (de type Fontainebleau) d'une part et un fluide minéralisé et évolué en deuterium (mis en évidence vers Sucy en Brie, Champigny) d'autre part ;
- au centre du bassin, Meaux et Coulommiers, qui représentent les points les plus chauds et les plus minéralisés de tous les échantillons, sont moins enrichis en deuterium que la série ci-dessus. Cela semble indiquer une source distincte de celle qui alimente la zone sud ;
- tous les autres fluides présentent des rapports D/H variables, Epernay suggérant la proximité d'une recharge, Beauvais, Creil, le Nord et l'Ouest de Paris témoignant d'un certain degré d'évolution par rapport à une eau météorique, sans qu'il soit possible de préciser les schémas de mélanges entre fluides. Ceci est dû en partie aux faibles écarts entre les rapports isotopiques D/H de ces eaux.

2.4.3.5 - Relation $\delta^{18}\text{O}$ - Cl

La dispersion des points reportés sur la figure 2.20 ne permet pas d'interpréter les données en terme de mélanges entre fluides qui feraient varier de façon régulière le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau et la salinité. L'histoire d'un fluide dans un réservoir carbonaté inclut divers épisodes d'interactions avec les carbonates qui jouent sans doute un rôle dans l'établissement du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de l'eau, mais les données actuelles ne permettent pas de préciser jusqu'à quel point.

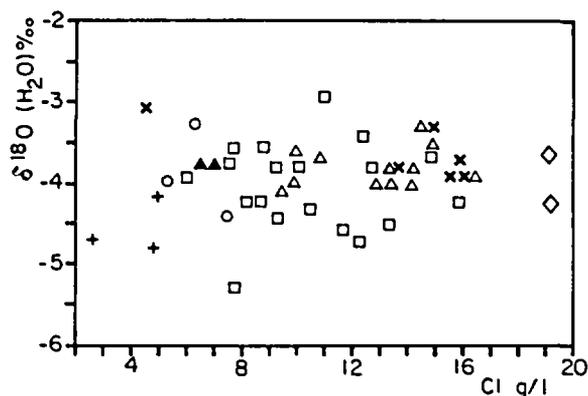


Fig. 2.20 - Relation $\delta^{18}\text{O}$ (eau) - chlorure

2.4.4 - Relation Br - Cl

A l'exception des milieux évaporitiques, la solubilité du bromure en solution n'est pas limitée par un équilibre avec un minéral, il est conservatif au cours des interactions eaux-roches. Ces propriétés en font un bon indicateur de l'origine des saumures présentes dans les bassins sédimentaires (Carpenter, 1978). Le rapport Br/Cl de l'eau de mer est (Br/Cl = 0,034). Nous avons trouvé pour le Dogger :

$$\text{Br} = 0,0046 \text{ Cl} + 0,83$$

$$r = 0,93$$

où Br et Cl sont en mg/l

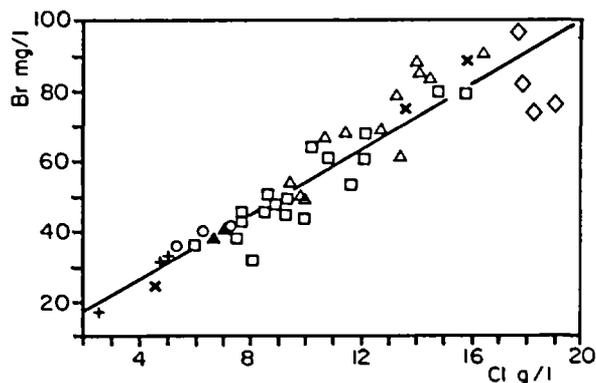


Fig. 2.21 - Relation Br - Cl

La figure 2.21 peut être expliquée par le mélange entre une eau minéralisée, enrichie en Br par rapport à l'eau de mer, et un fluide très peu minéralisé (eau météorique ou superficielle). L'origine de ces fluides sera discutée plus loin (paragraphe 2.5). Cependant le modèle de mélange simple à deux composants suggéré par le rapport Br/Cl n'est pas en accord avec les évolutions en Deutérium, température et salinité présentées.

2.4.5 - Relation SO_4 - Cl

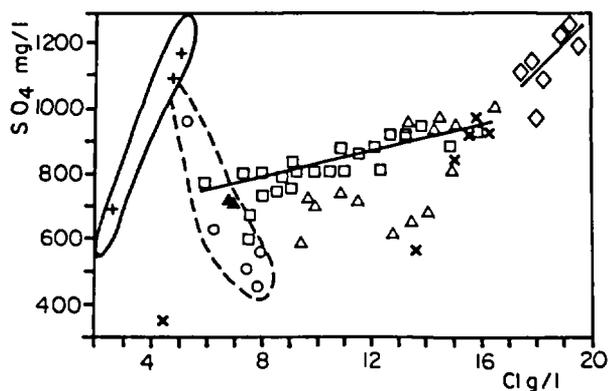


Fig. 2.22 - Relation sulfate - chlorure

Le sulfate est le second anion majeur et présente des concentrations très inhomogènes dans le bassin. La figure 2.22 met en évidence des tendances locales des relations Cl - SO_4 , qui peuvent se résumer ainsi :

- les puits les plus au Sud sont riches en sulfates, notamment Evry. Les rapports SO_4/Cl (0,25 en masse environ) sont plus élevés que celui de l'eau de mer (0,139) ;
- à l'Ouest, les rapports sont beaucoup plus faibles, sauf à La Celle-St-Cloud, où l'influence d'un fluide de même type que ci-dessus élève la concentration en sulfates. La présence de sulfures dissous dans cette zone (jusqu'à 80 mg/l) indique qu'il y a eu réduction bactérienne intense des sulfates initiaux. Cela est confirmé par le rapport $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ des sulfates (Fouillac *et al.*, sous presse). Dans ce groupe les concentrations en sulfate et chlorure sont inversement corrélés. Cela suggère l'existence d'un fluide très évolué au delà de Cergy, modérément minéralisé et très réduit et sans doute assez froid (conditions favorables à la réduction bactérienne).

- les fluides échantillonnés au Sud de Paris (Val de Marne) présentent une évolution par rapport au Cl relativement homogène. Ceci est à relier aux faibles concentrations en sulfures dissous : en l'absence de réduction, la concentration en sulfates n'est modifiée que par le mélange entre deux fluides de rapports SO_4/Cl différents. Les points s'alignent sur la droite d'équation :

$$SO_4 = 0,0226 Cl + 590,6 \text{ mg/l}$$

$$r = 0,86$$

Si on exclut de ce groupe La Porte St Cloud, qui par sa teneur en sulfures s'apparente plutôt à la série Ouest, on obtient :

$$SO_4 = 0,0212 Cl + 609,9 \text{ en mg/l}$$

$$r = 0,87$$

L'un des composants du mélange pourrait être la recharge météorique, représentée par Fontainebleau. Le pôle plus minéralisé est à préciser ;

- le groupe de Melun se distingue de Fontainebleau mais trop peu de points empêchent une interprétation plus poussée. Les fluides sont légèrement réduits ;
- les puits du centre du bassin (Meaux, Coulommiers) sont plus riches en SO_4 que ceux du groupe Val de Marne. La réduction bactérienne n'a procédé que très modérément dans cette zone (Fouillac *et al.*, sous presse). Ces puits définissent la relation :

$$SO_4 = 0,0787 Cl - 311,2 \text{ mg/l}$$

$$r = 0,73$$

- les points relatifs à Creil, Beauvais, Epernay et ceux de la zone Nord proche de Paris (Seine St Denis) sont dispersés, ce qui est étroitement lié à la présence de sulfures dissous (jusqu'à 100 mg/l) : le rapport SO_4/Cl n'est pas conservatif au cours de la réduction bactérienne. Les moins réduits (Tremblay, Aulnay, Blanc Mesnil) tendent vers un rapport SO_4/Cl proche de celui de Meaux. Creil et Beauvais pourraient dériver du même fluide que celui qui est invoqué pour Cergy.

2.4.6 - Relation B - Cl

Le bore est peu impliqué dans les réactions de dissolution - précipitation de minéraux. Il peut donc être utilisé comme traceur de phénomènes physiques tels que le mélange de fluides, au cours duquel le rapport B/Cl devra être conservé. La précision des mesures des concentrations en bore est cependant moins bonne que pour les chlorures ou les sulfates, surtout pour les puits échantillonnés avant 1984 (analyse par méthode colorimétrique, peu performante) : c'est le cas de la plupart des forages en Seine-St-Denis. Tous les fluides du bassin sont enrichis en bore par rapport à la composition de l'eau de mer.

Toujours avec les mêmes regroupements par zones géographiques, la figure 2.23 permet de proposer les schémas suivants :

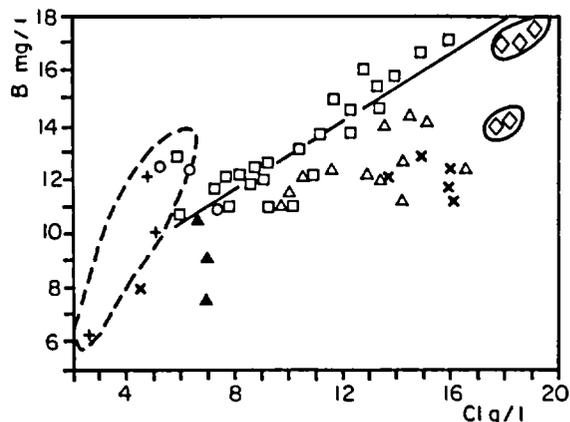


Fig. 2.23 - Relation Bore - chlorure

- les rapports B/Cl sont très variables dans les zones sud (Fontainebleau, Melun) et ouest. On note des concentrations très élevées pour certains puits (Vigneux, Ris Orangis, La Celle St Cloud, Achères) ;
- le rapport B/Cl est constant pour les fluides du Val du Marne, attestant d'un mélange entre une eau de type Fontainebleau et une composante minéralisée ;
- la dispersion des points de la Seine St Denis est sans doute partiellement due à des incertitudes analytiques ;
- au centre du bassin, Meaux et Coulommiers présentent des rapports voisins.

2.4.7 - Relations entre alcalins - Chlorures

2.4.7.1 - Sodium

Le sodium est le cation majeur dans tous les fluides du bassin. Sa concentration varie linéairement en fonction de celle du chlorure, avec une très bonne corrélation (figure 2.24) :

$$Na = 0,5103 Cl + 539,6$$

$$r = 0,996$$

où Na et Cl sont les concentrations en mg/l.

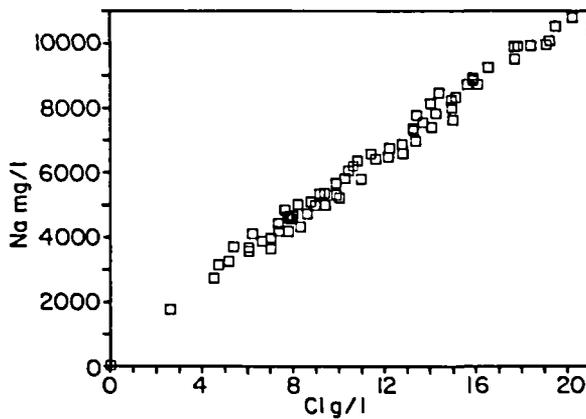


Fig. 2.24 - Relation sodium - chlorure

Cette relation traduit l'effet d'un mélange global à l'échelle régionale entre un fluide minéralisé, peu différent de l'eau de mer en ce qui concerne Na et Cl, et une eau sans doute superficielle, mais déjà relativement chargée en sels, si on en juge par l'ordonnée à l'origine de la droite déterminée ci dessus.

2.4.7.2 - Potassium

Le potassium est aussi très bien corrélé au chlorure, comme cela apparaît sur la figure 2.25. La droite de régression a pour équation :

$$K = 0,0063 Cl + 22,8$$

$$r = 0,975$$

où K et Cl sont les concentrations en mg/l

Le fluide qui pourrait produire par dilution progressive l'éventail des concentrations trouvées aurait une teneur en potassium très appauvrie par rapport à une eau de mer.

Le point Fontainebleau est relativement à l'écart par rapport à cette droite, ce qui laisse des doutes sur la concentration en K du pôle

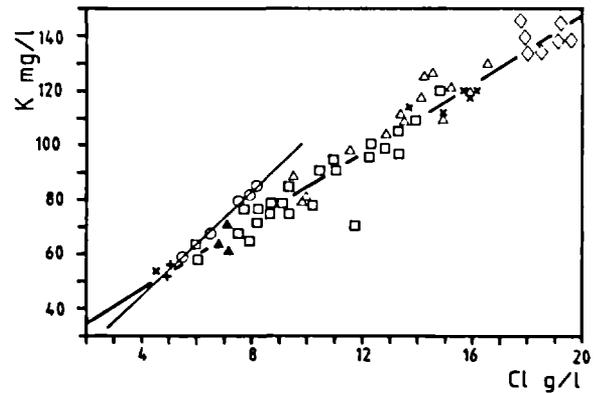


Fig. 2.25 - Relation potassium - chlorure

présupposé de recharge. Les fluides de la zone sud et de l'ouest (dans l'axe de circulation) définissent de fait une relation sensiblement différente :

$$K = 0,0096 Cl + 6,36$$

$$r = 0,999$$

Remarquons que le potassium est vraisemblablement limité en solution par un équilibre avec une espèce minérale (Bastide 1985; Michard et Bastide 1988), mais qu'un modèle simple de mélange peut s'appliquer ici.

2.4.7.3 - Lithium

La concentration en Li augmente avec la salinité totale du fluide, mais la corrélation est assez mauvaise (figure 2.26), sans doute à cause des erreurs analytiques. Les fluides sont enrichis d'un facteur 10 au moins par rapport à l'eau de mer. La droite de régression est :

$$Li = 0,0001 Cl + 0,81$$

$$r = 0,82$$

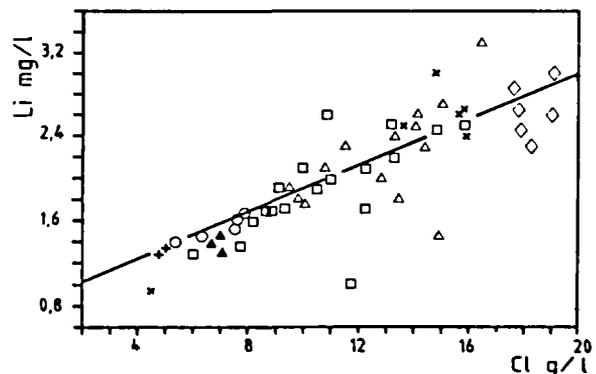


Fig. 2.26 - Relation lithium - chlorure

Mais l'ordonnée obtenue à l'origine, qui dans le cas d'un mélange donne les caractéristiques de la recharge, est peu vraisemblable (0,81 mg/l) pour une eau superficielle, car trop élevée.

La composition des fluides, en ce qui concerne les alcalins "gomme" par conséquent tout effet local au profit de l'empreinte laissée à l'échelle du bassin par un mélange entre deux fluides, l'un salé, l'autre dilué. Na et K ne sont pas cependant des éléments solubles puisqu'ils sont régis par des équilibres eau-minéraux (cf. § 2.6).

2.4.8 - Variation des concentrations des espèces réactives

Les alcalino-terreux sont des éléments dits réactifs, c'est-à-dire qu'ils sont impliqués dans les réactions entre le fluide et l'encaissant, et particulièrement dans un aquifère carbonaté. On s'attend donc à observer des relations non linéaires entre leur concentration et celle du chlorure, ce dernier rendant compte des mélanges de fluides.

2.4.8.1 - Relation Ca - Cl

Les relations diffèrent selon les zones concernées, bien que la corrélation soit globalement positive (figure 2.27). La dispersion traduit le fait que c'est la température surtout et la concentration totale en anions mobiles, Michard (1985), qui régit les équilibres avec les carbonates. Or la température ne varie pas régulièrement avec la minéralisation dans le bassin.

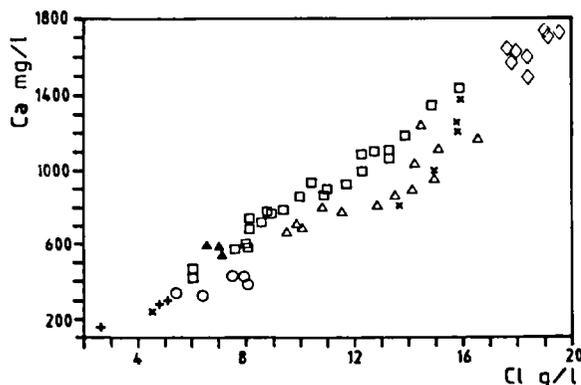
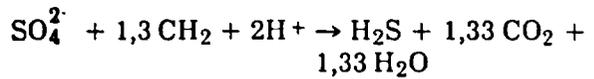


Fig. 2.27 - Relation calcium - chlorure

Les fluides de la Seine St Denis, ceux de l'Ouest ainsi que les fluides de Creil et Beauvais se distinguent par leur relatif déficit en Ca par rapport à leur teneur en Cl. Dans ces zones, la réduction bactérienne a eu lieu, accompagnée d'une oxydation de la matière organique présente. De façon résumée, la réaction :



produit un excès de CO_2 . La loi d'action de masse impose pour maintenir l'équilibre la précipitation de carbonate de calcium. Ce scénario pourrait expliquer à la fois la présence de sulfures et le déficit en Ca dans les fluides.

Au Sud et à l'Est, le calcium n'a pas été modifié par un tel processus car la réduction a été de faible intensité (Fouillac *et al*, sous presse).

2.4.8.2 - Relation Mg - Cl

Le magnésium varie plus encore que le calcium par rapport aux chlorures (figure 2.28). Des relations linéaires sont obtenues si l'on considère séparément les différentes zones.

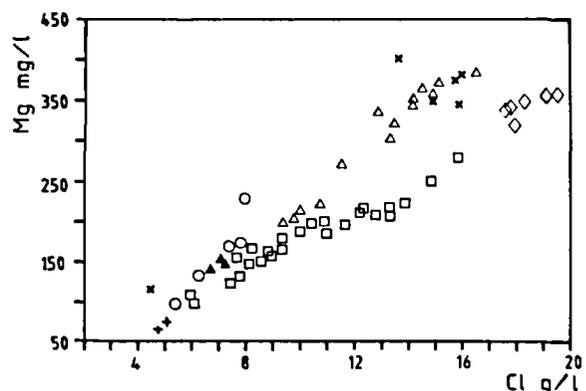


Fig. 2.28 - Relation magnésium - chlorure

Les fluides du Val de Marne (qui se subdivisent nettement en deux groupes) et du centre du bassin, qui sont aussi les plus chauds, ont des rapports Mg/Cl plus faibles que ceux du Nord, et de l'Ouest. Un contrôle par un minéral carbonaté est probable (voir discussion paragraphe 2.6). La dolomitisation peut avoir dans certaines zones abaissé la concentration en Mg.

2.4.8.3 - Relation Sr - Cl

Le comportement du strontium semble suivre celui du magnésium (figure 2.29) : même regroupement par zones, les fluides qui ont subi une réduction plus importante contiennent plus de strontium que ceux du Sud.

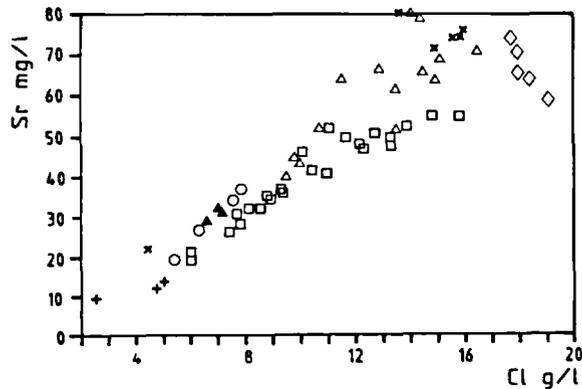
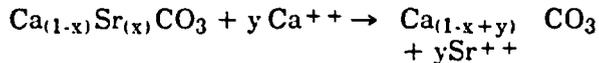


Fig. 2.29 - Relation strontium - chlorure

Le strontium peut passer en solution lors de la recristallisation de l'aragonite en calcite :



Cette réaction pourrait suivre la précipitation de CaCO_3 qui a lieu en même temps que la réduction des sulfates.

2.4.8.4 - Relation Ba - Cl

Le nombre et la qualité des déterminations de baryum ne permet pas de distinguer des évolutions locales sur la figure 2.30. Comme les autres alcalino-terreux, il existe une corrélation positive entre la salinité et la concentration en baryum. Les fluides du centre du bassin forment une exception puisqu'ils sont dépour-

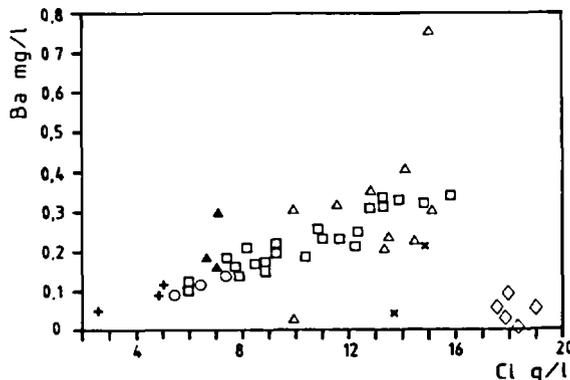


Fig. 2.30 - Relation baryum - chlorure

vus de baryum. Ces fluides étant également riches en sulfates, on peut émettre l'hypothèse d'un rééquilibrage avec la barite (cf. § 2.6).

Le comportement des alcalino-terreux confirme les faits mis en évidence par les relations entre Cl et quelques espèces peu réactives (SO_4 , B, δD) :

- Il subsiste quelques arguments (le rapport Br/Cl constant par exemple) en faveur de l'existence d'un fluide unique minéralisé, qui serait issu de processus diagenétiques dans un premier temps et "parent" de tous les autres par dilution avec une composante de type météorique dans une deuxième étape. Les fluides du centre du bassin pourraient donner l'image de ce fluide résiduel.
- Certains faits suggèrent trois sources de fluides (une recharge diluée au Sud, une composante ancienne et réduite au Nord Ouest, une composante chaude et minéralisée au centre), dont les mélanges graduels conduisent à la mosaïque observée de paramètres chimiques. La température, le temps de résidence des fluides et la localisation dans le bassin semblent déterminants pour l'évolution des fluides.

2.4.9 - Composition isotopique des sulfates

Les isotopes lourds de l'oxygène et du soufre des sulfates présentent à l'échelle du bassin des variations reflétant des processus différents de l'histoire des fluides. Leur relative indépendance vis à vis de mécanismes chimiques (surtout ^{18}O) en font des outils performants pour l'étude des fluides de bassins sédimentaires (Pearson and Rightmire, 1980) et renseignent sur les origines des sulfates en solution (Zak *et al.*, 1980, Claypool *et al.*, 1980).

2.4.9.1 - Soufre

L'étude détaillée est présentée par Fouillac *et al* (sous presse). Les rapports $^{34}/^{32}\text{S}$ des sulfates dissous varient entre +22 et +47 ‰ vs CDT (Canyon Diablo Troilite), et ne peuvent résulter que d'une réduction bactérienne (Thode *et al*, 1951). Les sulfates résiduels sont d'autant plus enrichis en soufre 34 que les fluides ont été réduits (figure 2.31). La réaction a procédé avec des intensités différentes selon

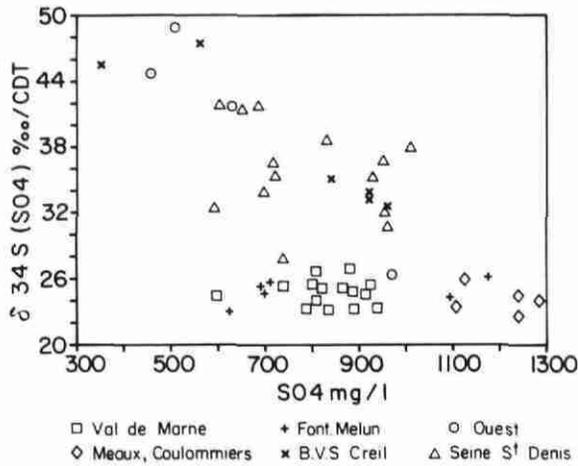


Fig. 2.31 - Relation $\delta^{34}\text{S}$ (SO_4) - concentration en sulfates résiduels

les zones (figure 2.32). Cette carte se superpose de façon très convaincante à la carte des variations de concentrations en sulfures des fluides (rapport annuel IMRG, 1987).

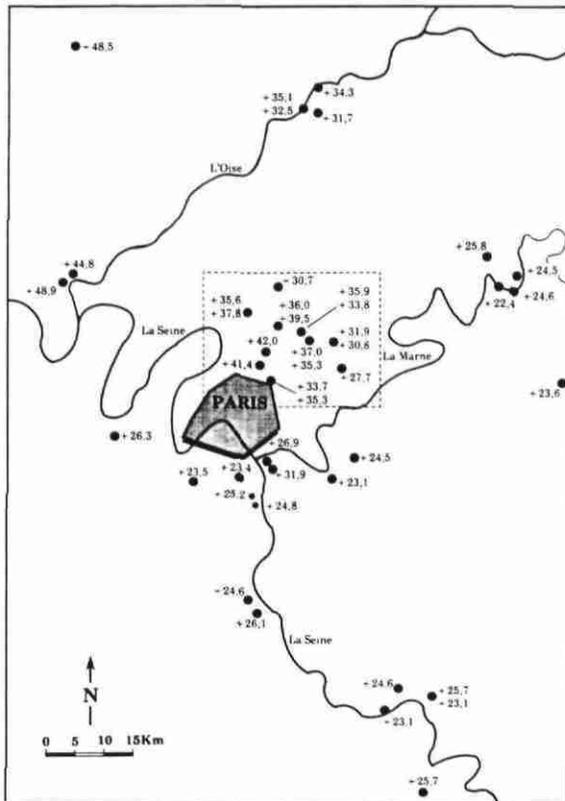


Fig. 2.32 - Répartition des rapports isotopiques $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ des sulfates dissous. La réduction bactérienne a été beaucoup plus intense au nord-ouest du bassin que dans les autres zones

L'effet de la réduction est maximum au Nord-Ouest du bassin : les conditions de température (modérée) et de confinement semblent avoir été particulièrement favorables à l'accomplissement de cette réaction, contrebalancée par l'oxydation de matière organique. Les fluides résiduels sont donc à un stade évolué par rapport à ceux du Sud ou du centre du bassin, qui n'ont pas connu cet épisode pour plusieurs raisons : une température plus élevée globalement, un temps de résidence des fluides sans doute plus court à cause d'une recharge proche d'une part et de l'écoulement naturel d'autre part. La composition initiale (avant réduction) du sulfate dissous semble homogène dans le bassin et est de +24 ‰.

Une partie importante des sulfures formés a été soustraite de la phase liquide par précipitation de pyrite. Les sulfures restants en solution présentent des rapports isotopiques du soufre très variables, entre -8 et +12 ‰/CDT environ.

Dans les zones Nord et Nord Ouest, les résultats en $\delta^{34}\text{S}$ des sulfates et des sulfures sont compatibles avec un modèle de distillation de Rayleigh (Fouillac *et al.*, 1986, sous presse) : ceci implique que les durées de réaction bactérienne soient très supérieures à la période d'exploitation du Dogger.

Dans les autres zones, les données sont à l'heure actuelle encore insuffisantes pour une interprétation plus poussée.

2.4.9.2 - Oxygène 18

La composition isotopique en oxygène des sulfates a été mesurée sur 26 puits. Plusieurs auteurs ont montré que la réduction des sulfates par voie bactérienne affecte également la composition isotopique en oxygène (Mizutani et Rafter, 1969 ; Claypool *et al.*, 1980, Zak *et al.*, 1980). Pourtant la figure 2.33 permet de constater que les rapports $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ sont relativement constants dans les zones Nord et Nord Ouest, y compris la Seine St Denis où la réduction bactérienne a été intense (fluides enrichis en ^{34}S), mais qu'ils varient beaucoup ailleurs. Fouillac *et al.* (sous presse) pensent qu'un rééquilibre isotopique entre l'oxygène de l'eau et l'oxygène des sulfates pourrait s'être produit après l'étape de réduction. L'utilisation du géothermomètre à ^{18}O des sulfates est une conséquence directe de cet équilibre (*cf.* discussion paragraphe 2.6).

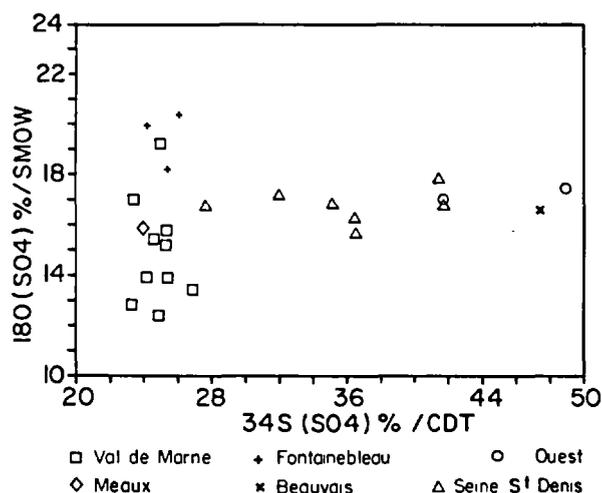


Fig. 2.33 - Comparaison entre ^{34}S et ^{18}O des sulfates. ^{18}O varie peu dans les fluides qui ont subi une réduction bactérienne intense

Dans les zones peu affectées par la réduction, le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ des sulfates semble lié à la minéralisation du fluide. Ceci est illustré par la figure 2.34). Les puits du Val de Marne et ceux de Fontainebleau, Ris Orangis et Evry semblent liés par une relation de mélange, dans lequel la "recharge" aurait un $\delta^{18}\text{O}$ supérieur à 21 ‰ vs SMOW et la composante minéralisée serait caractérisée par un rapport inférieur à 12 ‰ vs SMOW. Les mesures réalisées dans les fluides du centre du bassin (Meaux et Coulommiers), sont en dehors de cette tendance.

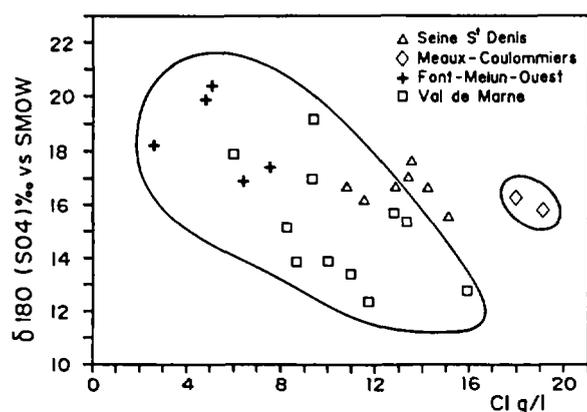


Fig. 2.34 - Relation entre le rapport isotopique de l'oxygène des sulfates et la salinité des fluides

S'il n'y a pas eu rééquilibre avec l'oxygène de l'eau, ce modèle de mélange rend possible l'utilisation de la composition isotopique du sulfate pour déterminer l'origine des sulfates dissous. La source des sulfates des fluides chauds et minéralisés du Val de Marne serait donc distincte de celle des fluides du centre du

bassin. Cette conclusion requiert une alimentation par un fluide exogène, mais conforte la relation deuterium-chlorure (figure 2.19), qui montrait que les eaux du centre du bassin sont moins évoluées que certaines du Val de Marne. L'existence d'une faille, identifiée et de direction Est-Ouest à la hauteur de Champigny, pourrait être le chemin emprunté par ce fluide sans doute triassique d'après sa température, sa salinité, son caractère évolué et son rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ des sulfates. Cette hypothèse expliquerait aussi les rapports SO_4/Cl qui sont sensiblement différents pour les fluides du centre du bassin et ceux du Val de Marne (figure 2.22).

2.4.10 - Conclusions

L'examen détaillé des compositions chimiques et isotopiques permet de proposer plusieurs origines aux fluides étudiés :

- 1) Régionalement, 3 grands types se distinguent par leur température, minéralisation totale et état de réduction bactérienne des sulfates : le premier au centre du bassin (figure 4B, type III au § 4.2), le deuxième au Sud-Est (type I) et le troisième (type II) au Nord-Ouest.
- 2) Localement, les fluides constituent six groupes, bien individualisés par les relations $\delta\text{D}-\text{Cl}$, SO_4-Cl , $\text{B}-\text{Cl}$, Ca , Mg et $\text{Sr}-\text{Cl}$ ainsi que par leur $\delta^{18}\text{O}$ des sulfates. Ceci est en accord avec la conclusion 1 mais autorise des hypothèses plus complexes quant à la circulation des fluides. Ainsi les eaux exploitées en Val de Marne ne dérivent pas seulement des fluides du centre du bassin mais sont influencés par un fluide exogène, peut être du Trias. D'autre part, il existe plusieurs zones de recharge ; Fontainebleau et Melun en sont les témoins au Sud-Est d'une part, mais une autre zone de recharge à l'Est existe, comme le montre Epernay.

Les caractéristiques physico-chimiques et isotopiques suggèrent donc des mélanges complexes avec des directives et des vitesses d'écoulement différents : la vitesse de circulation faible en Seine-Saint-Denis et au Nord-Ouest, plus importante au Sud et en bordure du sillon marneux.

2.5 - Caractéristiques et origine des gaz

2.5.1 - Introduction

Les analyses de gaz sont données pour les gaz "libres" et les gaz "dissous" dans le tableau 2.1. Dans le tableau récapitulatif 2.20, ci-dessous figurent les concentrations totales recalculées dans les conditions du réservoir en tenant compte du GLR et du pH au moment du prélèvement en tête du puits (cf. § 2.1). En fait, aucun de ces composés n'est véritablement présent sous forme de "gaz", car les pressions de gisement sont de l'ordre de 150 à 100 bars, et les "gaz" dont nous parlons ici sont présents sous forme d'espèces en solution. Les résultats analytiques souffrent d'incertitudes systématiques inhérentes à la méthode d'échantillonnage. Nous estimons entre 10 et 15 % les erreurs qui en résultent sur les concentrations du tableau 2.1.

La composition en gaz des fluides du Dogger est typiquement celle des fluides de bassins sédimentaires : CO₂, CH₄, et N₂ ainsi que H₂S sont les composants principaux. Les hydrocarbures légers C₂H₆ et C₃H₈ atteignent parfois des teneurs assez élevées. Seules ces espèces organiques ont été déterminées dans cette étude. Cependant, dans le cadre de cette étude nous n'avons pas cherché à exploiter les résultats des analyses des hydrocarbures. Ces travaux relèveraient plutôt de recherches dans le domaine pétrolier. Les gaz mineurs sont He et Ar. La présence d'oxygène est attribuée à des causes accidentelles, les fluides étant dans un état réduit dans le réservoir. Les concentrations en hydrogène, qui varient énormément d'un puits à l'autre et d'un prélèvement à un autre, sont imputables aux réactions de corrosion des tubages de production par le fluide (Criaud *et al.*, 1989).

Le méthane et les autres alcanes sont vraisemblablement non réactifs vis-à-vis des autres constituants dans les conditions qui prévalent (la température est en effet modérée). L'azote et les gaz rares sont inertes chimiquement et peuvent également servir à tracer les influences de différentes sources de fluides. Seuls le CO₂ et l'H₂S sont réactifs.

2.5.2 - Azote et gaz rares

2.5.2.1 - Origine des gaz dissous :

L'Argon, l'Hélium et l'Azote dérivent de

trois processus. Les gaz atmosphériques sont introduits dans l'aquifère comme espèces dissoutes dans l'eau de recharge, ou dans les fluides piégés dans la formation. D'autre part, au cours de la diagénèse, la réduction d'espèces minérales (NO₃, NO₂) et la dégradation de matière organique libèrent de l'azote. Enfin, la décroissance radioactive de l'uranium, du thorium et du potassium 40 produit in situ de l'hélium 4 et de l'argon 40. La migration de gaz de niveaux inférieurs pourrait selon Torgersen et Clarke (1985) et Heaton (1984) constituer une quatrième source.

Azote

Estimant selon la température (0 à 25°C) et la salinité (0 à 35 g/l) la quantité vraisemblable d'air dissous lorsque un fluide entre dans le cycle souterrain, Marty *et al.* (1988) obtiennent des concentrations en azote comprises entre 0,4 et 1,2 10⁻³ mol/l, d'après les données de solubilité de Weiss (1970). Les teneurs mesurées (tableau 5.1) vont de 0,7 à 2,8 10⁻³ mol/l et présentent donc un certain excès par rapport à une origine purement atmosphérique, ce qui peut être dû aux phénomènes diagénétiques.

Hélium

La concentration en hélium des fluides du Dogger (1,5 à 5 10⁻⁵ mole/l, Marty *et al.* (1988)) est très supérieure à sa solubilité dans une eau (de l'ordre de 10⁻⁹ mol/l). Il est essentiellement radiogénique. Des concentrations élevées sont courantes dans les bassins sédimentaires (par exemple Texas Pandhandle, Wasserburg *et al.* 1963) et peuvent fournir des indications relatives à l'âge des fluides (voir § 2.3).

Argon

Les teneurs mesurées (2,8 10⁻⁶ à 4,2 10⁻⁵ mol/l) sont supérieures à ce qui peut résulter d'une origine atmosphérique dans les gammes de salinité et température données plus haut (1 à 2,6 10⁻⁵ mol/l). Le taux de production radiogénique est dépendant de plusieurs paramètres non homogènes dans les différents niveaux productifs. Marty *et al.* (1988) ont estimé à 1,5 10⁻⁵ mol/l la concentration qui pourrait en résulter. Cette contribution ajoutée à l'argon atmosphérique explique bien les teneurs trouvées dans les fluides.

2.5.2.2- Conséquences pour l'origine des fluides :

Relation Argon - Azote

Les concentrations initiales en argon et azote (c'est-à-dire avant production in situ due à la radioactivité ou à des réactions chimiques) sont liées aux conditions de salinité et température des eaux en contact avec l'atmosphère juste avant leur infiltration. Il peut s'agir d'une eau de mer plus ou moins modifiée, et/ou de recharge météorique. La figure 2.35 permet de comparer les concentrations en Ar et N_2 correspondant à ces conditions et leurs teneurs réelles des fluides du Dogger. Les données sont presque toutes en accord avec l'existence d'une eau de mer assez chaude. L'hypothèse "recharge" n'est compatible qu'avec la moitié seulement (les concentrations les plus élevées).

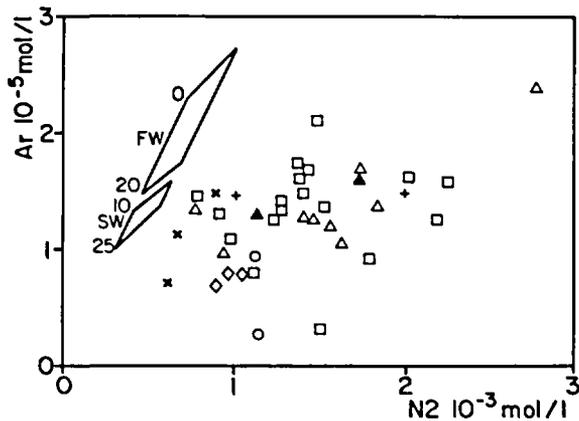


Fig. 2.35 - Origine possible des fluides d'après les concentrations en N_2 et Ar. Les barres obliques représentent les concentrations dans une eau de recharge (FW) et une eau de mer (SW) aux températures indiquées (0 à 20°C et 10 à 25°C respectivement). Adapté de Marty et al. (1938). Les points douteux (contaminés par l'air) n'ont pas été considérés

Les puits du Nord-Ouest et ceux du centre du bassin contiennent moins d'azote et d'argon que ceux des zones Sud : ils semblent peu modifiés par rapport à leur contenu initial.

Relation Hélium - Azote

La figure 2.36, montre que les fluides enrichis en hélium le sont aussi en azote, mais avec des rapports He/N_2 qui varient selon les zones. Cette corrélation traduit une évolution parallèle de ces gaz au cours du temps, mais

aussi le fait que les solubilités de ces gaz sont comparables (Weiss, 1970). On remarque les fluides des régions de Fontainebleau et Melun, riches en hélium. Les fluides du centre du bassin et ceux du Nord-Ouest, ainsi qu'Épernay sont les plus proches de la composition initiale atmosphérique (correspondant à une teneur en He quasi nulle). On ne peut cependant distinguer entre une eau douce ou marine.

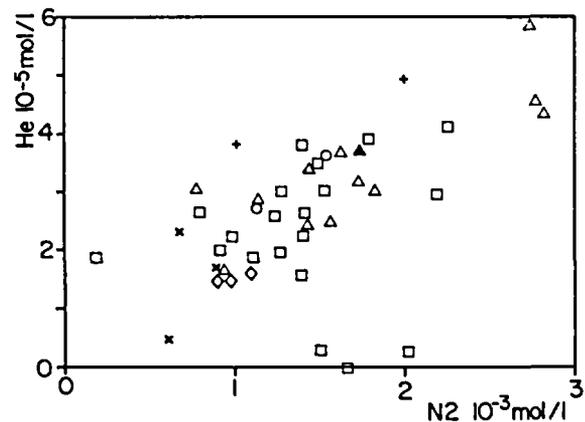


Fig. 2.36 - Relation entre les concentrations en N_2 et HE

2.5.3 - Conclusions à l'étude des gaz inertes

L'azote et l'argon ont surtout une origine atmosphérique. Ils sont très légèrement concentrés au cours de la diagenèse. Les concentrations en Ar et N_2 suggèrent un fluide initial type eau de mer.

L'hélium est d'origine radiogénique. Sa concentration est élevée, y compris dans certaines zones supposées proches d'une recharge actuelle. La possibilité d'un transfert de fluides de niveaux inférieurs vers le Dogger n'est pas exclue. He et CH_4 présentent dans la partie sud une corrélation positive qui appuie cet argument.

Par rapport aux conclusions des paragraphes précédents, on notera que la recharge au Sud est riche en hélium (fluide type I), et que le centre du bassin est plutôt dépourvu d'hélium (fluide type III).

2.6 - Thermodynamique des fluides

2.6.1 - Introduction

Dans les réservoirs géothermiques de

haute enthalpie, la composition chimique des fluides est contrôlée par un équilibre thermodynamique entre l'eau et des minéraux (voir par exemple Henley *et al.*, 1984). La nature des minéraux dépend de la température et de certaines contraintes locales (équilibre fixant le CO₂, concentration en anions "mobiles" ou conservatifs). L'utilisation de certains des géothermomètres chimiques (Na/K, SiO₂) découle de cette notion d'équilibre.

Dans les milieux de température plus modérée, on ne peut pas toujours affirmer qu'un équilibre global est atteint, fixant la composition de l'eau en profondeur. Les bassins sédimentaires sont le siège d'écoulements et de mélanges de fluides : le temps de résidence d'un fluide dans l'aquifère est donc un facteur important pour mesurer les possibilités d'équilibre global. quelques bassins profonds contiennent des fluides qui sont à l'évidence régulés par des équilibres minéraux (Fischer et Kreitler, 1987 ; Kharaka *et al.*, 1987). L'étude préliminaire des fluides du Dogger du bassin de Paris par Bastide (1985) et Michard et Bastide (1988) conclut à un équilibre approximatif avec l'assemblage suivant : calcite, dolomite désordonnée, calcédoine, albite, adulaire et un aluminosilicate (type gibbsite ou kaolinite).

2.6.2 - Méthodes de calculs

Les analyses réalisées (voir paragraphe 1) donnent accès aux conditions de température et pression en tête de puits. Connaissant les proportions d'eau et de gaz séparés au cours de l'échantillonnage et les analyses de chacune des phases, il faut recomposer le fluide dans les conditions du réservoir, où le fluide est monophasique et légèrement plus chaud.

2.6.2.1 - Calcul du pH et des concentrations en CO₂ et H₂S :

Deux modèles ont été utilisés. Le programme "PH" (Criaud, inédit) est dérivé d'une méthode proposée par Henley *et al.* (1984). Le pH à pression atmosphérique, l'alcalinité totale, le GLR, les concentrations en CO₂ et H₂S dans la phase gazeuse, la température et les concentrations en espèces actives d'un point de vue acido-basique (H₂S, B, SiO₂, NH₄) sont pris en compte. Les coefficients d'activité sont calculés avec la formule de Davies. Le calcul

permet d'obtenir dans les conditions de température du réservoir le pH, et les concentrations totales en CO₂ et H₂S.

Le modèle TPDEGAZ (Czernichowski-Lauriol, 1986 et 1988) permet également de recalculer ces paramètres, en y incluant beaucoup plus d'espèces et en faisant varier la pression. Les coefficients d'activité sont calculés avec la formule de Debye Huckel étendue. De fait les variations de pression font assez peu varier le pH des fluides par rapport au calcul simplifié.

Les deux modèles conduisent à des résultats concordants, les différences de pH ne dépassent pas 0,02 unités et les concentrations en CO₂ et H₂S varient de quelques %, ce qui est inférieur aux incertitudes totales sur les mesures de l'alcalinité, du GLR et de la concentration en CO₂ dans le gaz.

2.6.2.2 - Répartition des espèces en solution et saturations minérales

Les données reconstituées comme décrit ci-dessus sont utilisées pour calculer la répartition des espèces en solution, puis pour estimer les degrés de saturation des fluides par rapport à un certain nombre de minéraux. Afin de discuter le comportement d'espèces quelquefois mineures, nous avons utilisé ici le programme WATRA2, qui est une version étendue par Seveque *et al.* (1985) de WATRA (1984), lui même dérivé de WATEQF de Plummer *et al.* (1976). Les coefficients d'activité ont été calculés avec la formule de Davies. Pour des solutions salines, cette approche n'est pas très satisfaisante mais les modèles d'interaction de Pitzer (1973) et Harvie et Weare (1980) ne fournissent à ce jour des données que pour un nombre assez limité de composés en solution.

Les figures qui suivent (2.37 à 2.44) montrent le degré de saturation des fluides par rapport aux minéraux. Rappelons que ce paramètre est défini par :

$$\text{Log } \Omega = \text{log (PAI/KT)}$$

où PAI est le produit des activités ioniques, calculé pour une réaction donnée dans les conditions du fluide, et KT est le produit de solubilité du minéral considéré à la température du fluide.

L'équilibre est réalisé si $\log \Omega$ est égal à 0, le fluide est d'autant plus sursaturé (ou sous saturé) par rapport au minéral que $\log \Omega$ est supérieur (respect. inférieur) à 0.

On dispose d'assez peu d'informations réelles concernant l'assemblage de minéraux hydrothermaux susceptibles de fixer la composition chimique des fluides. Deux sondages (Aulnay, Cergy) ont été carottés dans la zone réservoir, mais la recherche des minéraux secondaires n'a pas été effectuée. Ces calculs thermodynamiques permettent de proposer une série d'espèces minérales dont la présence expliquerait la chimie des fluides.

2.6.3 - Résultats et discussion

2.6.3.1 - Variation du pH et du CO₂

Le pH des fluides dans le réservoir carbonaté est d'autant plus bas que la minéralisation du fluide est élevée (figure 2.37) mais

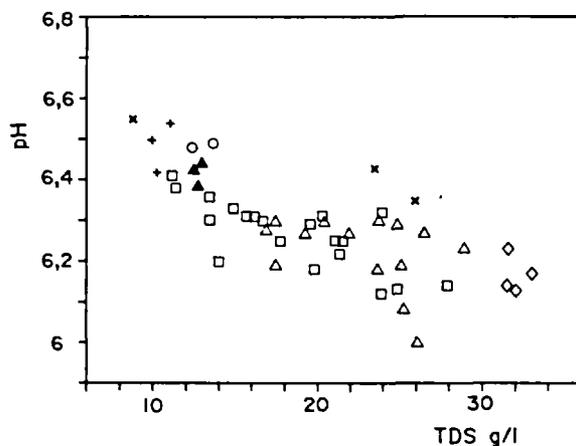


Fig. 2.37 - Variation du pH des fluides dans le réservoir par rapport à la salinité totale

ne montre aucune relation avec la température. Cela laisse supposer l'existence d'équilibre dans le réservoir. Le pH est essentiellement fixé par les espèces carbonatées $\text{H}_2\text{CO}_3/\text{HCO}_3^-$, car à la différence de certaines eaux du Trias (dans le Rhétien) échantillonnées par Matray (1988), les concentra-

	Coulommiers Dogger	Courdemange Rhétien
Acétate	7,0	147
Propionate	3,7	
Butyrate	0,5	

Concentration en mg/l

tions en acides aliphatiques des fluides du Dogger sont très faibles. Nous disposons pour les fluides du Dogger d'une seule analyse. Elle correspond au fluide le plus minéralisé du bassin. L'effet introduit est négligeable.

La teneur totale en CO₂ n'est pas bien corrélée à la salinité mais décroît sensiblement lorsque la température du fluide est plus élevée. La pression partielle de CO₂ augmente avec la température, de 0.15 à 0.4 atm environ (figure 2.38).

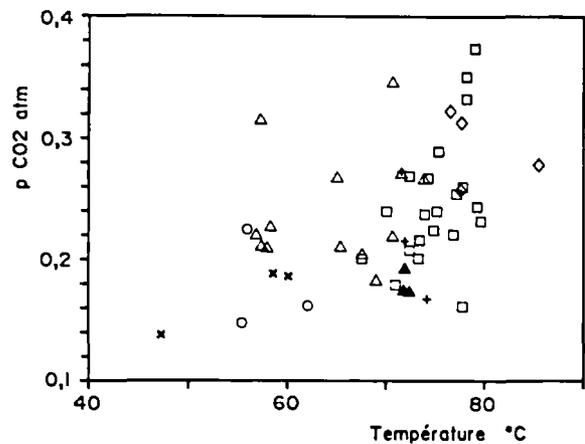


Fig. 2.38 - Variation de la pression partielle de CO₂ par rapport à la température

Deux possibilités a priori sont à envisager :

- La pression de CO₂ est imposée par une contrainte extérieure au système : une venue de CO₂ d'origine plus profonde, par exemple. Or les zones dans lesquelles on soupçonne le transfert de fluides exogènes au Dogger ne montrent pas systématiquement une pression plus élevée en CO₂ (voir Melun et Fontainebleau par exemple).
- Un contrôle exercé par l'équilibre avec un minéral carbonaté. La calcite a été abondamment décrite comme ciment des carottes d'Aulnay et Cergy (Le Nindre et Rojas, 1989 ; Fouillac *et al.*, 1987). Le degré de saturation des fluides vis-à-vis de la calcite varie entre 0.1 et 0.7, ce qui correspondrait à une légère sursaturation, plus marquée au centre du bassin et dans les zones Val de Marne et Melun (figure 2.39).

Etant donné la présence de calcite dans le réservoir, l'équilibre est donc tout à fait probable.

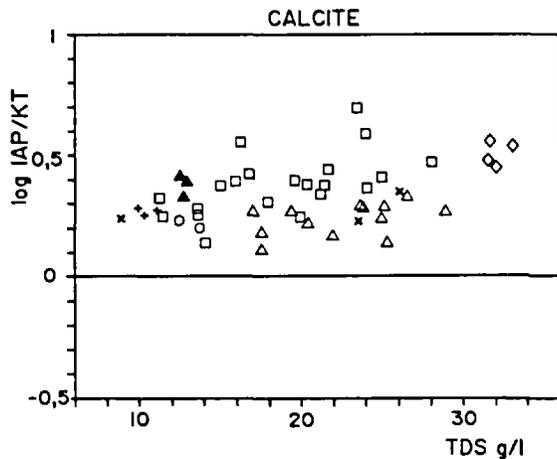


Fig. 2.39 - Degré de saturation des fluides vis-à-vis de la calcite

2.6.3.2 - Calcium et magnésium

Calcium

Si la pCO_2 est contrainte par ailleurs, on peut supposer que les concentrations en Ca sont fixées par l'équilibre avec la calcite, au moins dans les zones Nord et Nord Ouest (figure 2.39). Dans le cas contraire le calcium pourrait être contrôlé par un aluminosilicate de sodium (montmorillonite calcique, mica ou zéolite). D'après les calculs, les fluides pourraient être à l'équilibre avec la laumontite ou une montmorillonite calcique.

Magnésium

La dolomie est également un des minéraux abondants dans le réservoir, sous forme de ciment. Les degrés de saturation correspondent pourtant à une sursaturation systématique (entre 1.5 et 2.0), mais resserrée, qui suggère un problème de données thermodynamiques mal adaptées à la cristallinité de la dolomite du réservoir. Michard et Bastide (1988) ont supposé l'existence d'une dolomite désordonnée. Nous admettons également que l'équilibre est réalisé avec ce minéral.

2.6.3.3 - Sodium et potassium

On observe pour les feldspaths correspondants (albite et adulaire) une légère sursaturation des fluides, qui augmente avec la salinité des fluides et ne dépend pas des zones géographiques considérées ($\log \Omega$ compris entre 0 et 1,3). La présence de tels minéraux

dans des réservoirs sédimentaires est assez peu documentée, mais les analyses chimiques effectuées par Giot et Rojas (1982) sur une carotte d'Aulnay montraient un enrichissement en Na et K aux alentours des niveaux productifs. L'équilibre avec ces minéraux reste cependant à mettre en évidence.

L'illite, dont les degrés de saturation varient entre -1 et 1, ou la phlogopite ($\log \Omega$ compris pour la plupart des fluides entre -0.7 et 0.7) pourraient éventuellement limiter la concentration en K de la solution. Pour le sodium, la montmorillonite sodique (calculs non effectués) ou l'analcime pourraient remplir ce rôle. Le manque de fiabilité de certaines données thermodynamiques d'une part et les incertitudes sur la concentration en aluminium dissous d'autre part ne permet pas de résoudre ce problème, et une identification des minéraux en place serait souhaitable. Seule l'illite a été décrite à l'état d'infratrace dans des échantillons de sédiments récupérés en fond de puits au cours d'opérations de nettoyage (données IMRG, non publiées).

2.6.3.4 - Silice

L'équilibre avec la calcédoine semble réalisé pour tous les fluides étudiés dans le bassin, comme on peut le voir sur la figure 2.40. Cet aspect sera discuté en détail au § 2.7.1.

La variation de l'index de saturation autour de 0 est due à la précision quelquefois insuffisante sur les concentrations en silice dissoute.

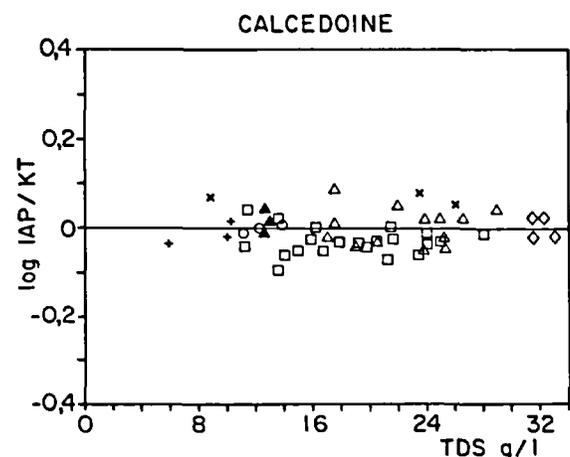


Fig. 2.40 - Les fluides sont à l'équilibre avec la calcédoine dans tout le bassin

2.6.3.5 - Aluminium

Nous ne disposons pas de déterminations de bonne qualité pour tous les puits. WATRA conduit à envisager la gibbsite comme minéral limitant la solubilité de l'aluminium dans le réservoir, bien qu'une légère sursaturation soit notable (figure 2.41). La kaolinite montre une nette sursaturation ($\log \Omega$ entre 1,3 et 2,8) bien qu'elle ait été signalée dans des sédiments de fond de puits de production récupérés au cours de nettoyages (données IMRG non publiées).

Les minéraux argileux souffrent également d'incohérences dans les données thermodynamiques, qui empêchent de conclure.

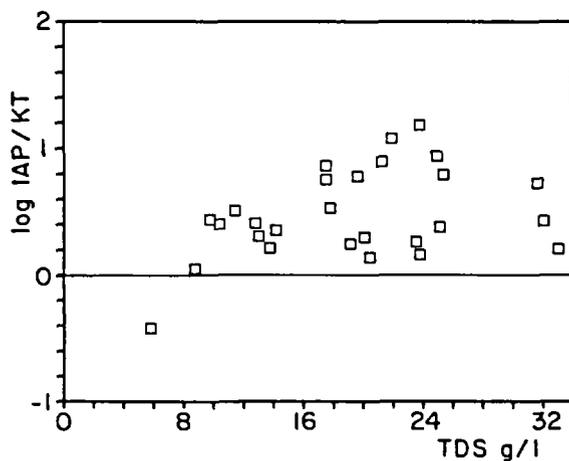


Fig. 2.41 - Degré de saturation vis-à-vis de la gibbsite (tous les fluides du bassin sont représentés par le même symbole)

2.6.3.6 - Strontium et baryum

Strontium

Les fluides présentent vis-à-vis de la célestite une sous saturation, surtout pour les eaux les plus diluées (figure 2.42a). Ce minéral a été observé sur un fragment de carotte d'Aulnay, dans un niveau réservoir, il constitue une phase tardive de colmatage de certaines fractures (Le Nindre et Rojas, 1989). Une précipitation importante de célestite dans tout le bassin pourrait expliquer la sous-saturation.

Les calculs attestent pour la strontianite (SrCO_3) d'une légère sursaturation ($0,5 < \log \Omega < 1,5$) systématique (figure 2.42b). Ce minéral n'a pas été recherché, à notre connaissance. La strontianite pourrait limiter les concentrations actuelles en Sr des fluides.

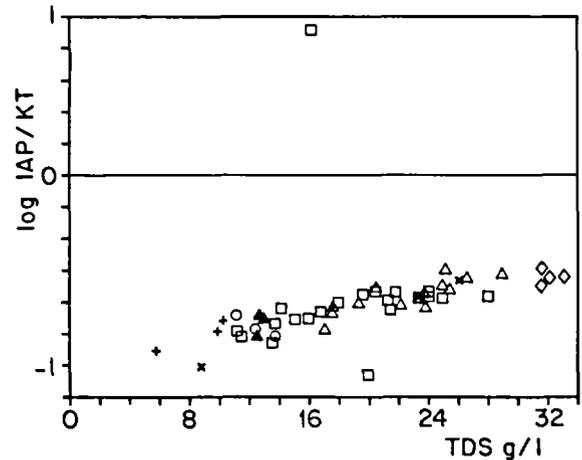


Fig. 2.42a - Degré de saturation des fluides par rapport à la célestite (SrSO_4)

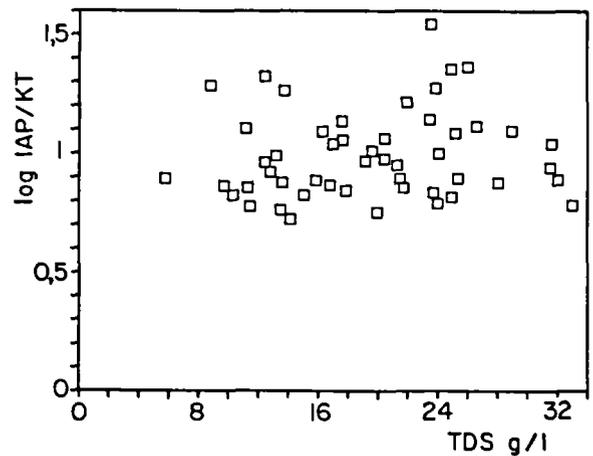


Fig. 2.42b - Degré de saturation des fluides par rapport à la strontianite (SrCO_3)

Baryum

L'équilibre est vraisemblablement atteint entre les fluides et la withérite (BaCO_3 , figure 2.43a) plutôt que la barite (BaSO_4 ,

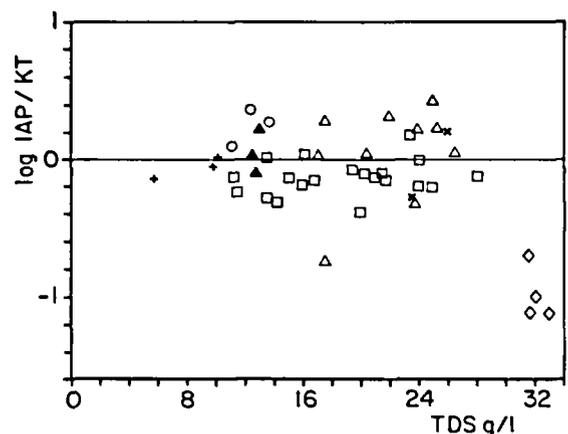


Fig. 2.43a - Saturation des fluides vis-à-vis de la withérite (BaCO_3)

figure 2.43b). Au centre du bassin, on note la forte sous saturation vis-à-vis de l'un et l'autre, à cause des faibles teneurs en baryum.

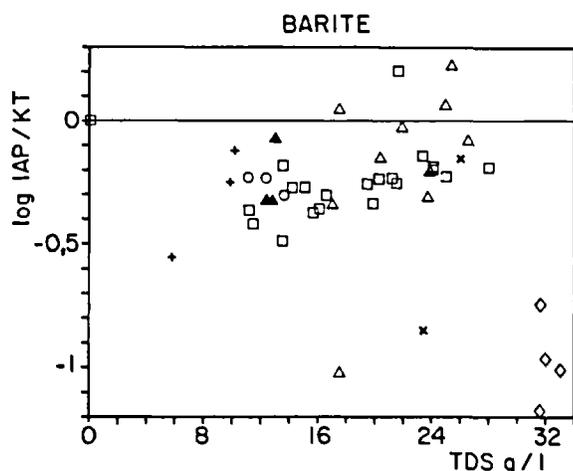


Fig. 2.43b - Saturation des fluides vis-à-vis de la barite ($BaSO_4$)

2.6.3.7 - Sulfates

La figure 2.44 montre des disparités dans les index de saturation vis-à-vis de l'anhydrite : elles résultent des fortes variations des concentrations en sulfates à l'échelle régionale. La teneur en sulfates semble limitée par la solubilité de l'anhydrite dans les fluides de Meaux-Coulommiers, ainsi que pour les fluides les plus minéralisés de la zone sud. Ailleurs, le sulfate n'est sans doute pas contrôlé par un équilibre minéral, comme le concluait Michard et Bastide (1988).

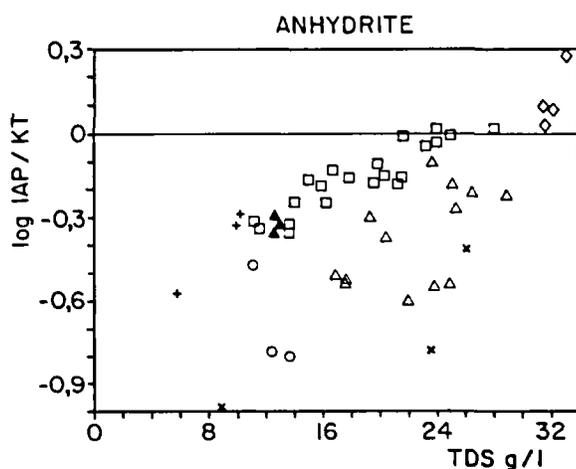


Fig. 2.44 - Degré de saturation des fluides vis-à-vis de l'anhydrite. Au centre du bassin et dans une partie de la zone sud, l'équilibre est réalisé

2.6.3.8 - Fer et sulfures

Les concentrations en fer mesurées ne sont pas représentatives des conditions qui sont celles du réservoir, à cause de la corrosion des tubages qui enrichit les fluides en fer jusqu'à ce que l'équilibre avec la mackinawite soit atteint (Czernichowski-Lauriol, 1988 ; Criaud *et al.*, 1989). Cette phase minérale est abondante dans les installations. Il n'est pas possible de calculer les index de saturation vis-à-vis des minéraux de fer et sulfures en l'absence de données fiables.

Dans le réservoir carbonaté, la pyrite a été décrite dans plusieurs niveaux producteurs d'Aulnay, comme étant le seul sulfure de fer présent (analyses IMRG non publiées). La sidérite est également présente comme constituant mineur du ciment dolomitique à Aulnay.

La solubilité de la pyrite règle vraisemblablement la concentration en sulfures des fluides : ce processus est commun dans les sédiments qui subissent une réduction des sulfates et une augmentation de la concentration en H_2S . Le fer pourrait lui être limité par la sidérite.

La plupart des espèces dissoutes dans les fluides du Dogger semblent voir leur concentration fixée par un équilibre avec un minéral. D'après les calculs préliminaires réalisés, la nature du minéral limitant est la même quelle que soit la zone géographique considérée. Calcite, dolomie, calcédoine, pyrite et sidérite existent dans le réservoir et exercent un contrôle sur la minéralisation du fluide. Le reste de l'assemblage minéralogique est plus incertain, les résultats des modélisations suggèrent la strontianite, l'anhydrite ou une montmorillonite calcique, l'analcime ou l'albite, l'adulaire ou l'ilite, la kaolinite. Il serait essentiel dans une étude ultérieure d'identifier complètement ces minéraux d'altération.

2.6.4 - Etat d'oxydo-réduction des fluides dans le réservoir

Les fluides du Dogger contiennent un certain nombre d'espèces sensibles aux variations de conditions d'oxydo-réduction. Les couples majeurs sont H_2S/SO_4 , CO_2/CH_4 , N_2/NH_4 , H/H_2 . S'il règne un équilibre thermodynamique global dans le réservoir, comme le laissent penser les calculs exposés dans les

paragraphes précédents, cela implique que toutes ces espèces sont à l'équilibre entre elles. Or il n'en est rien. L'étude détaillée des réactions rédox a été réalisée par A. Criaud *et al.* (1989), les résultats principaux sont :

- la mesure directe à l'électrode de platine, couplée à une électrode de référence, du potentiel "instantané" ne donne pas accès au potentiel rédox du fluide mais traduit l'effet des espèces sulfureuses à la surface de l'électrode. Le potentiel instantané est d'autant plus négatif que la concentration en sulfures est élevée (figure 2.45) ;

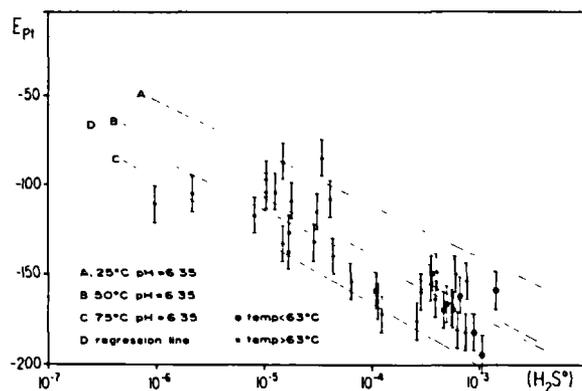


Fig. 2.45 - Relation entre le potentiel mesuré (en mV/NHE) et l'activité en H_2S° des fluides. Les droites A, B, C, correspondent au potentiel relatif à la réaction $H_2S^\circ \rightleftharpoons 1/8 S_8 + 2H^+ + 2e^-$

- les potentiels de Nernst relatifs à chacun des couples rédox en présence (H_2S/SO_4 par exemple) fournissent des valeurs qui sont distinctes pour un même fluide. En faisant abstraction de certains couples, tels H^+/H_2 qui est faussé par une teneur anormale en hydrogène due à des processus extérieurs au réservoir, nous avons constaté une certaine hiérarchie systématique dans les valeurs de potentiel obtenues. Pour la plupart des puits, on a :

$$\begin{aligned} E(H_2S/SO_4) &> E(CH_4/C_2H_6) > \\ E(N_2/NH_4) &= E(CO_2/CH_4) > \\ E(\text{acétate}/CO_2) & \end{aligned}$$

Des réserves théoriques sont néanmoins émises quant à l'utilisation de certains couples (notamment les hydrocarbures,

qui ne participent pas à des équilibres réversibles).

La figure 2.46 résume le fait que les principaux couples rédox présents conduisent à des estimations différentes, et donc que l'équilibre thermodynamique n'est pas atteint par ces fluides, en dépit du temps de séjour supposé long et de catalyses bactériennes (pour sulfures/sulfates) dans le réservoir sédimentaire. Les températures modérées,

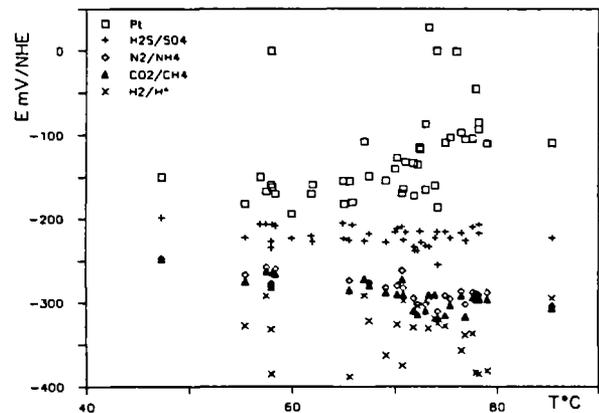


Fig. 2.46 - Comparaison des potentiels mesurés et calculés pour les fluides du Dogger

comparées aux champs géothermiques classiques pour lesquels un bon accord est généralement obtenu (Seward, 1974), Arnorsson *et al.* (1982), sont un facteur important dans la non-atteinte de l'équilibre.

- Une association minéralogique dans le réservoir pourrait fournir un paramètre quantitatif de l'état d'oxydo-réduction des fluides. Cette approche requiert l'identification des phases minérales incluant des espèces redox. Pyrite, oxyde de fer et carbonate, ou chlorite et kaolinite sont des exemples possibles ;
- L'étude soulève le problème de la validité de la contrainte des modèles thermodynamiques (WATRA, TPDEGAZ,...) par un paramètre unique d'oxydo-réduction, cette notion ne reposant sur aucune base théorique dans ce cas au moins.

A notre connaissance, les mécanismes d'oxydo-réduction ont été peu décrits et étudiés dans la littérature relative aux fluides de bassins sédimentaires. Kharaka *et al.* (1980) avaient sur la base d'un plus petit nombre de réactions conclu à un équilibre partiel pour les fluides du bassin de Mexico. Le fait que le système "Dogger" évolue hors d'équilibre pourrait être mis sur le compte de vitesses d'écoulements de la nappe non négligeables.

2.7 - Utilisation des géothermomètres chimiques

Ces outils de prospection, mettent en jeu les cations, la silice, ils ont été développés pour les milieux de haute énergie. Certains géothermomètres reposent sur le fait que le fluide est à l'équilibre à la température du réservoir avec des minéraux (quartz, albite-adulaire), d'autres sont empiriques. Dans les conditions d'un réservoir sédimentaire, il est intéressant de comparer les estimations géothermométriques et les valeurs mesurées in situ de la température. Les formules thermométriques utilisées, ainsi que les résultats des calculs sont donnés dans l'annexe 2.3.

2.7.1 - Géothermomètre à silice

Ces formules thermométriques sont basées sur l'équilibre suivant :



où $\text{SiO}_2(\text{S})$ peut représenter le quartz ou la calcédoine selon la forme minérale de silice en équilibre avec la solution. Quand on utilise ce géothermomètre en prospection, il y a toujours une ambiguïté qui provient de l'ignorance sur la phase de silice en équilibre dans le réservoir. Dans notre étude, où les températures des niveaux producteurs sont parfaitement connues, nous pouvons inversement, tenter de déterminer la phase minérale à l'équilibre. Dans le contexte des forages Islandais de haute et moyenne énergie, qui présentent tous une faible salinité, Arnorsson (1975) a montré que pour des températures supérieures à 180°C c'est toujours le quartz qui limite la concentration de silice en solution, pour des températures inférieures à 120°C, on a toujours la calcédoine, dans l'intervalle 120°-180°C on pourra avoir l'un ou l'autre minéral suivant différentes conditions (pH, teneur en fluorures, pression) qui peuvent influencer sur la cinétique

de formation de l'une ou l'autre des espèces. Notons cependant que la température en dessous de laquelle la calcédoine est toujours présente peut varier suivant les contextes, Michard et Fouillac (1980) ont en effet montré que pour des fluides de terrain granitique on peut avoir un équilibre avec le quartz à des températures aussi basses que 90°C. Kharaka et Mariner (1989) montre que la calcédoine règle l'équilibre pour les eaux de gisements pétroliers inférieures à 70°C. Nous avons examiné la situation dans le cas du Dogger. La figure 2.47 représente les résultats bruts des calculs par les deux formules géothermométriques quartz et calcédoine en fonction de la température moyenne des niveaux producteurs pour chaque puits. On voit qu'aucune des deux formules ne fournit des températures en accord avec les mesures. A ce stade, il est nécessaire d'évaluer l'influence des mélanges entre fluides qui ont été mis en évidence (cf. § 2.4.3 à 2.4.8) et qui peuvent modifier les valeurs de silice en solution correspondant à l'un ou l'autre des équilibres.

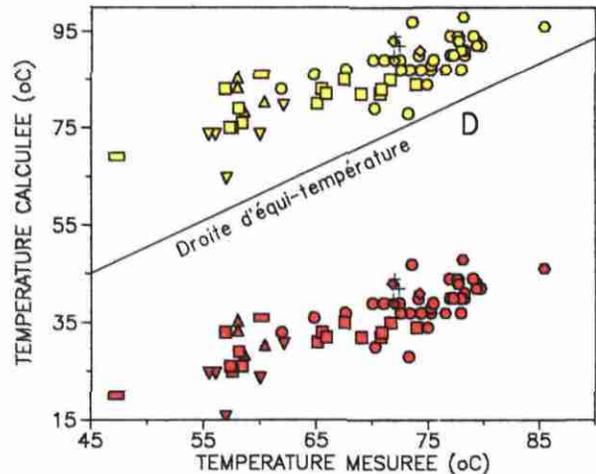


Fig. 2.47 - Comparaison des géothermomètres du quartz (figure jaune) et de la calcédoine (figure rouge)

□	Seine-Saint-Denis
△	Creil
◻	Beauvais-Epernay
○	Meaux-Coulommiers
+	Melun
▽	Forages Ouest
◇	Fontainebleau
○	Val de Marne-Sud

Légende des symboles

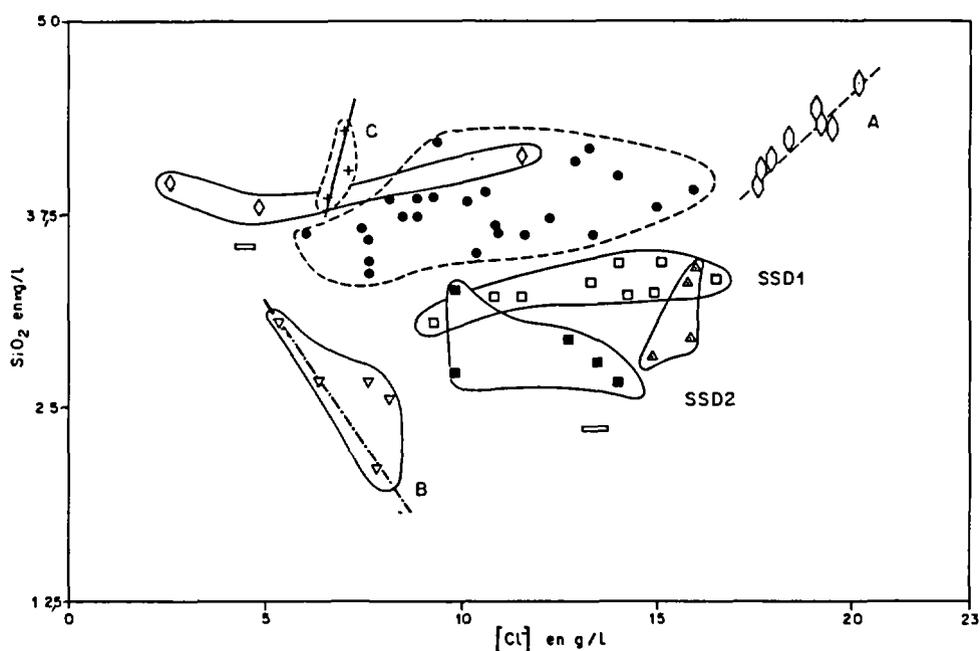


Fig. 2.48 - Teneurs en silice en fonction des teneurs en chlorures

La figure 2.48 représente les teneurs en silice en fonction des teneurs en chlorures, pris comme indicateurs de mélange. On peut déceler l'influence de mélanges dans des zones restreintes, impliquant des forages voisins, comme par exemple entre les forages de Meaux et Coulommiers (droite A), ou Cergy et Achères (droite B), voire Melun, Le Mée sur Seine, et Vaux le Mesnil (droite C). Par ailleurs, les nuages de points qui représentent les puits de la Seine St Denis à température normale par rapport à la profondeur (SSD1) et les puits anormalement froids (SSD2) montrent que, même dans une zone géographiquement restreinte, des rééquilibrations de silice se sont accomplies, puisque généralement les puits "froids" ont des concentrations plus faibles en silice dissoute. Il est donc nécessaire d'admettre que la teneur de silice en solution résulte d'une combinaison de phénomènes de mélange et de rééquilibration. Ceci explique peut être que sur la figure 2.49, les points représentatifs des forages ne se placent ni sur la courbe de solubilité du quartz (A), ni sur celle de la calcédoine (B). Le nuage de points présente quand même une évolution régulière, grosso-modo parallèle aux courbes quartz et calcédoine. Nous avons essayé de voir si une utilisation plus précise des équations thermométriques pouvait expliquer le phénomène.

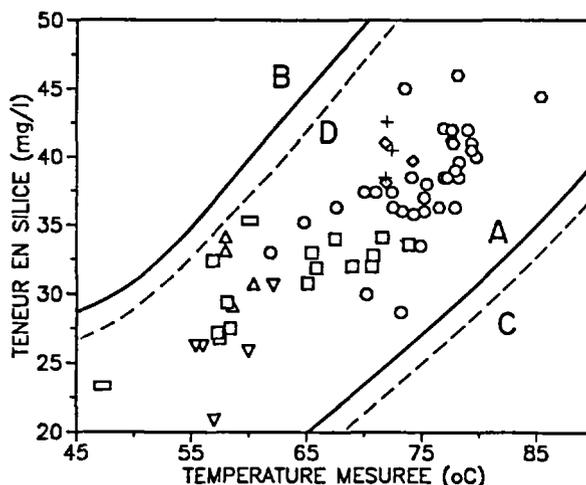
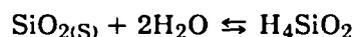


Fig. 2.49 - Teneurs en silice en fonction des températures mesurées

Souvenons-nous que les géothermomètres à silice basés sur l'équilibre :



correspondent à la variation avec la température de la constante d'équilibre de la réaction donnée par :

$$K = \frac{a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}}{a_{\text{SiO}_{2(s)}} (a_{\text{H}_2\text{O}})^2}$$

où les termes "a_i" représentent les activités. Si

l'on peut sans erreur admettre que l'activité de la phase solide est égale à 1, cette supposition est peut être moins valable pour l'activité de la silice dissoute et celle de l'eau, l'équation devient alors :

$$K = \frac{m_{H_4SiO_4} \cdot \gamma_{H_4SiO_4}}{(a_{H_2O})^2}$$

Le coefficient d'activité de l'eau peut être calculé pour chaque puits en utilisant des programmes informatiques (voir § 2.6). Pour les puits les plus minéralisés (Meaux, Coulommiers) on obtient une valeur

$$a_{H_2O} = 0.982.$$

L'estimation des coefficients d'activité de la silice peut être faite suivant les méthodes de Marshall (1980) et Chen et Marshall (1982) :

$$\log(\gamma_{H_4SiO_4}) = (0,00489 \times 10^{280/T}) (\sum_i z_i m_i)$$

où m_i et z_i représentent la molalité et la charge des espèces en solutions.

Pour les forages les plus minéralisés on obtient :

$$\gamma_{H_4SiO_4} = 1.094$$

De plus, les géothermomètres à silice ont été établis dans le cas de géothermie haute énergie où la pression diffère peu de la pression de vapeur saturante de l'eau à la température considérée. Il n'en va pas de même pour les bassins sédimentaires où des pressions importantes peuvent régner dans les réservoirs. Pour estimer l'influence de la pression sur les solubilités de la silice, on peut soit faire un calcul théorique (voir par exemple Czernichowski (1988), soit utiliser les formules de régression établies par Kharaka et Mariner (1989) d'après les travaux expérimentaux de Fournier et Potter (1982). C'est cette deuxième méthode, suffisante bien que moins précise, que nous avons utilisée dans un premier temps.

Les variations de solubilité combinée, liées aux trois effets précités (pression, activité de l'eau, activité de la silice) ont été reportées sur la figure 2.49 (courbes C et D). On voit qu'ils ne peuvent rendre compte de la position des points dans le diagramme.

On est obligé d'admettre que les teneurs en silice ne peuvent être expliquées par l'un ou l'autre des équilibres. Tout se passe comme si, pour un forage donné, la teneur en SiO_2 résultait d'un mélange de plusieurs petits niveaux producteurs dont certains seraient équilibrés avec le quartz, d'autre avec la calcédoine, la résultante étant située en position intermédiaire entre les deux équilibres.

2.7.2 - Géothermomètre Na-K

Ils sont basés sur un équilibre entre la solution, les feldspaths alcalins (orthose) et albite (cf. § 2.6.3.3). Les formules thermométriques du type :

$$\text{Log} \frac{Na}{K} = \frac{A}{T} + B$$

les rendent virtuellement insensibles aux mélanges. Les valeurs de A et B ont été établies par différents auteurs par régression à partir de bases de données plus ou moins vastes mais comportant un très grand nombre de forages de haute énergie.

Nous avons reporté, fig. 2.50, les résultats obtenus avec les formules de Fournier, Truesdell et Anorsson. Force est de constater que, si en apparence, la formule d'Anorsson donne des résultats moins "mauvais", aucune formule ne donne avec précision la température de fonds.

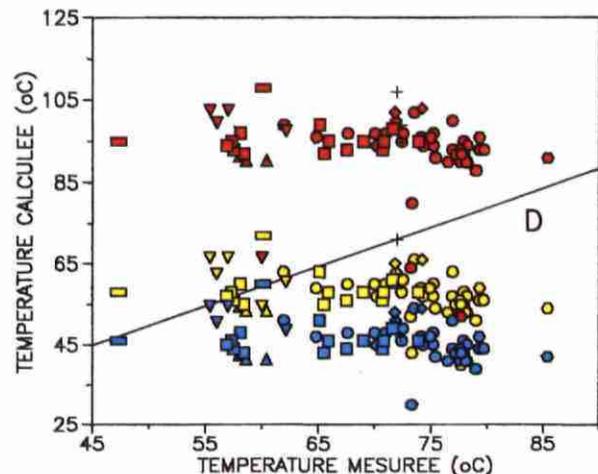


Fig. 2.50 - Températures calculées avec les géothermomètres Na/K d'après les formules des
- Fournier (figuré rouge)
- Anorsson (figuré en jaune)
- Truesdell (figuré en bleu)

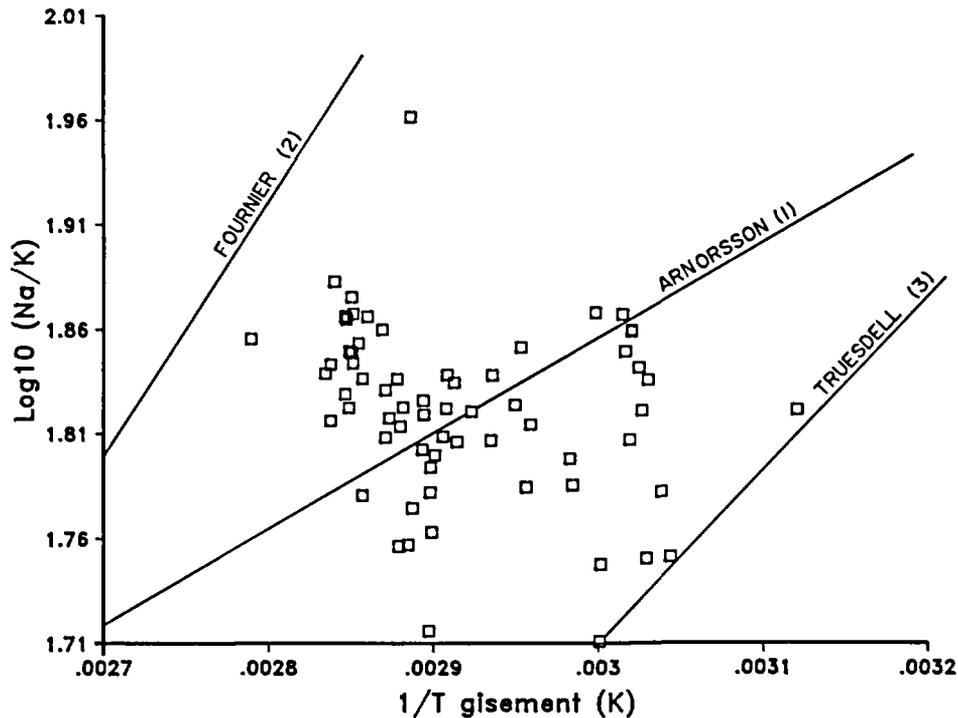


Fig. 2.51 - Log Na/k en fonction de 1/T

- (1) Droite d'après l'équation thermométrique d'Arnorsson
- (2) Droite d'après l'équation thermométrique de Fournier
- (3) Droite d'après l'équation thermométrique de Truesdell

De plus, le sens de variation des résultats des calculs géothermométriques serait plutôt inverse à la variation des valeurs mesurées. Nous avons également reporté sur la figure 2.51 les valeurs de log Na/K de chaque puits en fonction de 1/T. Il est manifeste que les puits ne s'alignent sur aucune droite thermométrique. Les figures 2.50 et 2.51 peuvent également suggérer que les points dérivent par mélange et évolution d'une valeur de Na/K unique. Cette valeur, nécessairement supérieure ou égale à celle du puits le plus chaud correspondrait à l'intersection entre la droite d'égale température (D), fig. 2.50 et une droite de régression à travers les nuages de points. On obtiendrait environ 90°C en utilisant la formule de Fournier.

2.7.3 - Na-K-Ca et Na-K-Ca-Mg

Ces géothermomètres correspondent à des formules empiriques, l'adjonction du calcium puis du magnésium à des formules basées sur l'équilibre Na-K se justifie par le fait que les alcalino-terreux sont très souvent impliqués dans des réactions qui dépendent de la température. De plus leur réactivité est beaucoup plus grande que celle des alcalins surtout dans un réservoir carbonaté.

Nous avons reporté sur les figures 2.52 et 2.53 les résultats des calculs avec les deux formules NaKCa et avec leur correction magnésienne, en fonction de la température de fond. On voit que les formules NaKCa(1/3 ou 4/3) donnent des résultats éloignés de la température mesurée, alors que dans les deux cas, la correction magnésienne permet de retrouver une bonne estimation de la température. Ceci n'est pas surprenant puisque les corrections magnésiennes avaient été établies par Fournier à partir de forages en bassin sédimentaire. L'accord satisfaisant entre les valeurs Na-K-Ca-Mg et les températures mesurées est essentiellement dû à la rapidité de rééquilibrage des alcalino-terreux dans un réservoir carbonaté.

2.7.4 - Sodium-Lithium

Il s'agit de relations purement empiriques établies à partir d'un grand nombre de forages géothermiques. Dans un premier temps, Fouillac et Michard (1981) avaient séparé les forages des terrains cristallins, correspondant à la géothermie haute énergie et les forages des bassins sédimentaires. A cette époque, le nombre de forages pris en compte pour établir la droite des bassins sédimentaires était en trop

petit nombre; par la suite, Kharaka et Mariner (1989) a proposé une droite plus générale incluant des forages de haute énergie et des forages pétroliers. Nous avons reporté figure 2.54, les résultats obtenus avec chacune des formules en fonction de la température de fond. Les résultats sont incontestablement meilleurs avec l'équation de Kharaka. Il est à noter que les températures calculées sont virtuellement indépendantes des températures mesurées. Ceci s'explique très bien si l'on admet que le rapport Na/Li a été fixé dans une zone plus chaude et plus profonde du réservoir, sa valeur restant pratiquement constante par la suite. Il a en effet déjà été démontré que les rapports Na/Li sont très peu sensibles aux rééquilibrations. L'intersection entre la droite d'équi-température et la droite passant à travers le nuage des points calculées avec la formule de Kharaka fourniraient une température de 91°C environ pour le pôle le plus chaud.

2.7.5 - Conclusions

D'un point de vue géothermométrique l'application directe de formules classiques donne généralement des résultats imprécis. Tout se passe comme si les fluides des forages gardaient une mémoire d'un composant légèrement plus chaud (91°C) que les fluides de Coulommiers. Selon leur plus ou moins bonne aptitude à résister aux rééquilibrations, les géothermomètres varient peu (Na-Li, Na-K) ou beaucoup (Na-K, Na-Ca-Mg et SiO₂) par rapport à cet état d'équilibre initial.

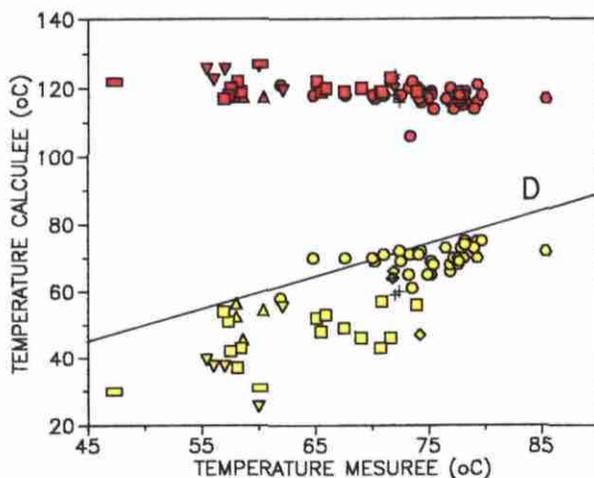


Fig. 2.52 - Températures calculées avec le géothermomètre Na/K/Ca/Mg 1/3
- Na/K/Ca 1/3 (figure rouge)
- Na/K/Ca/Mg 1/3 (figure jaune)

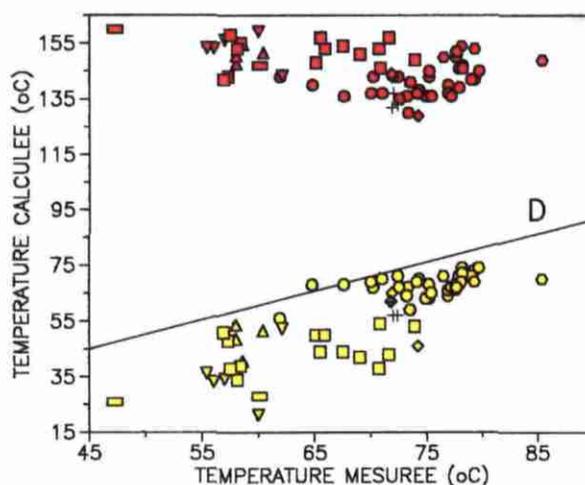


Fig. 2.53 - Températures calculées avec le géothermomètre Na/K/Ca/Mg 4/3
- Na/K/Ca 4/3 (figure rouge)
- Na/K/Ca/Mg 4/3 (figure jaune)

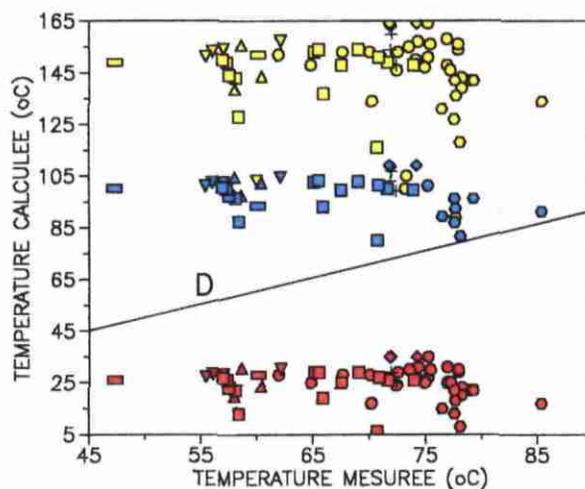


Fig. 2.54 - Températures calculées avec le géothermomètre Na/Li
D'après Fouillac et Michard,
Concentration en chlorure élevée (figure jaune)
Concentration en chlorure faible (figure rouge)
D'après Kharaka (figure bleu)

□	Seine-Saint-Denis
△	Creil
◻	Beauvais-Epernay
○	Meaux-Coulommiers
+	Melun
▽	Forages Ouest
◇	Fontainebleau
○	Val de Marne-Sud

Légende des symboles



MODELISATION DU RESERVOIR

A. MENJOZ, J.C. MARTIN, M. LAMBERT

SOMMAIRE

3 - MODELISATION DU RESERVOIR

3.1 - Les données géothermiques	105
3.1.1 - Origine, nature et caractéristiques des données géothermiques utilisées	
3.1.2 - Objectifs spécifiques des essais géothermiques	
3.1.3 - Les mesures géothermiques en forage	
3.1.4 - Interprétation des essais	
3.2 - Méthodologie générale de l'étude	110
3.2.1 - Méthode	
3.2.2 - Localisation des forages	
3.2.3 - Domaine d'étude	
3.3 - Analyse des données de forages	116
3.3.1 - Collecte des informations	
3.3.2 - Traitement des données	
3.3.3 - Identification et classement par faciès	
3.3.4 - Base de données des forages	
3.3.5 - Structure verticale des horizons producteurs	
3.3.6 - Statistiques classiques sur l'échantillon géothermique	
3.4 - Distribution régionale des paramètres	133
3.4.1 - Méthodologie de l'approche	
3.4.2 - Rappel de la méthode	
3.4.3 - Mode de présentation des résultats	
3.4.4 - Résultats pour l'ensemble des faciès	
3.4.5 - Résultats par faciès sur l'ensemble du domaine d'étude	
3.4.6 - Résultats par faciès et par sous-domaines	
3.5 - Synthèse et interprétation des données	168
3.5.1 - Variabilité latérale et interdépendance des paramètres	
3.5.2 - <i>Corrélation pression de gisement - cote NGF</i>	
3.5.3 - Ecoulement régional	
3.5.4 - <i>Corrélation température de gisement-profondeur</i>	
3.5.5 - <i>Cohérence entre distribution thermique et hydrodynamique</i>	
3.5.6 - <i>Conclusions sur la caractérisation hydraulique et thermique du réservoir</i>	
3.6 - Applications de la modélisation	182
3.6.1 - Comportement d'un doublet en milieu homogène infini	
3.6.2 - Incidence mutuelle de doublets voisins	
3.6.3 - Caractéristiques d'un modèle de simulation hétérogène	
3.6.4 - Mode d'exploitation du modèle hétérogène	
3.6.5 - Exemple pour la comparaison des approches homogènes et hétérogènes	

MODELISATION DU RESERVOIR

3.1 - Les données géothermiques

Les données géothermiques constituent les informations de base pour la caractérisation hydraulique et thermique du réservoir du Dogger du bassin parisien analysée dans cette étude. Avant d'aborder l'exploitation de ces données il est important d'en analyser l'origine, le mode d'obtention et les caractéristiques spécifiques. D'autre part, selon le type d'essais et les conditions expérimentales divers regroupements de paramètres pourront être réalisés; ce classement est utile lors de l'analyse des résultats de synthèse relatifs à la cartographie des estimations régionales et de leur variance.

3.1.1 - Origine, nature et caractéristiques des données géothermiques utilisées.

Les données géothermiques traitées dans cette étude proviennent des mesures sur forages profonds dont l'objectif géologique est le Dogger calcaire, et la finalité initiale : la production d'eau chaude pour le chauffage de locaux. Les 110 forages géothermiques localisés dans le bassin parisien ont été réalisés entre le début des années 1970 et le milieu de la décennie suivante.

Il convient tout d'abord de noter que l'implantation géographique des ouvrages n'est pas la conséquence d'une campagne d'exploration préalable. En conséquence et par comparaison avec l'exploration ou l'exploitation pétrolière, la présence d'une densité de forages localement élevée (cas du Val-de-Marne par exemple) ne correspond pas nécessairement à la mise en évidence d'une structure géologique particulière. Les informations géologiques, physiques et chimiques obtenues découlent de la réalisation des forages géothermiques, mais ne constituaient pas à l'époque l'objectif de ceux-ci. L'implantation des ouvrages est la conséquence d'autres critères qui sont examinés par la suite. Cette restriction justifie la démarche utilisée et les différents domaines d'étude successifs retenus.

L'implantation régionale des doublets géothermiques est en fait liée à l'identification de besoins énergétiques en surface, en fonction de différents critères définissant l'adéquation de la ressource souterraine à ces besoins. Parmi ces différents critères on peut retenir schématiquement :

- un premier couple de paramètres déterminants quant à la ressource souterraine :

le couple débit-température. Ces deux paramètres sont fondamentaux pour l'établissement des courbes succès-échec intégrant également les résultats de l'étude technico-économique d'un projet.

- la production d'énergie sensible d'origine géothermique est généralement exploitée en base, ce qui implique d'une part un nombre de logements raccordés important et d'autre part un type d'émetteur de chaleur bien spécifique. Cette dernière contrainte s'exprime à travers le paramètre température de retour des émetteurs de chaleur, ce qui fixe en conséquence la température de réinjection.
- au plan économique, l'énergie géothermique issue d'une ressource à basse enthalpie telle que celle du Dogger est difficilement transportable sur de grandes distances. Les têtes de forages seront ainsi implantées au voisinage ou à faible distance des besoins de surface.

Le rappel de ces quelques critères explique l'implantation géographique des doublets géothermiques, coïncidant soit avec la présence de groupes de logements récents à forte densité de population, soit avec l'existence de "villes nouvelles", essentiellement situées en banlieue parisienne.

Compte tenu de la densité d'implantation très variable des forages géothermiques, l'analyse détaillée des données du réservoir peut être examinée à différents niveaux:

- au plan local, l'estimation des paramètres peut être précise, en théorie, lorsque l'on se situe dans une zone à densité de forages importante (Val-de-Marne, Seine-Saint-Denis, Meaux-Coulommiers, par exemple). On dispose alors des éléments pour mettre en évidence des anomalies physico-chimiques ou des structures particulières.
- à l'échelle intermédiaire, soit pour l'espace situé entre des groupes de forages, les estimations obtenues résultent d'hypothèses telles que la continuité du réservoir ou la structure générale du bassin. La quantification de ces estimations constitue l'objec-

tif du traitement géostatistique qui renseigne sur les caractéristiques des distributions spatiales. La notion de corrélation en fonction de la distance aux points connus en est un aspect particulièrement important (effet de pépète, dérive, portée des variogrammes, etc.). A cette échelle il est par contre important de veiller à l'homogénéité des données initiales. C'est en partie pour cette raison que l'analyse détaillée du réservoir a été réalisée à partir des seules données géothermiques, obtenues sensiblement dans les mêmes conditions expérimentales et donc avec la même précision (données hydrodynamiques, thermiques et chimiques).

- enfin, à plus grande échelle, on s'intéresse en général aux grandes tendances régionales et les singularités ou structures locales ont une incidence plus faible. Pour l'estimation des tendances régionales la précision requise pour chaque donnée est alors moins sévère, et l'on peut intégrer d'autres données issues d'essais de type différent (données pétrolières ou diagraphiques par exemple). Ce dernier point n'est pas abordé dans l'étude présentée, mais fait l'objet d'autres investigations spécifiques.

Au cours de l'analyse détaillée du réservoir du Dogger en région parisienne la localisation et la taille du domaine d'étude ont évolué, en fonction des délais de disponibilité des données et du programme de réalisation des ouvrages. Les figures 3.1 et 3.2 montrent l'étalement des réalisations dans le temps qui se situent entre 1969 et 1986 (chronogramme des dates de fin de forage). Pour tenter de lier la localisation géographique principale et la chronologie mentionnée sur la figure 3.1, on peut définir très schématiquement trois périodes:

* 1969 - 1980 : forages excentrés par rapport à Paris (Creil, Melun, Le-Mée-sur-Seine, Coulommiers par exemple)

* 1980 - 1983 : forages majoritaires en Seine-St-Denis, soit au nord-est de Paris

* 1983 - 1986 : forages majoritaires en Val-de-Marne au sud et au sud-est de Paris.

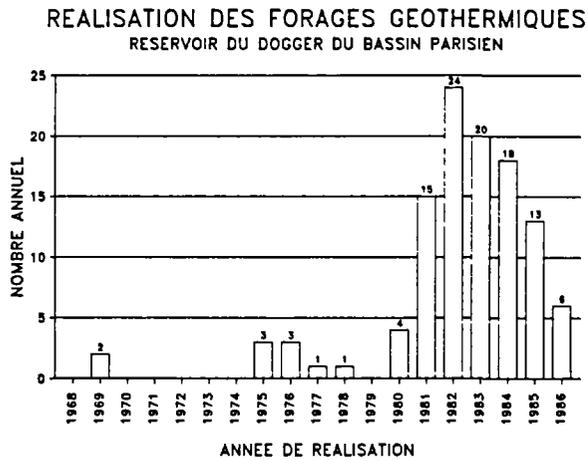


Fig. 3.1 - Chronogramme des dates de fin de réalisation des 110 forages géothermiques du bassin parisien captant le réservoir du Dogger.

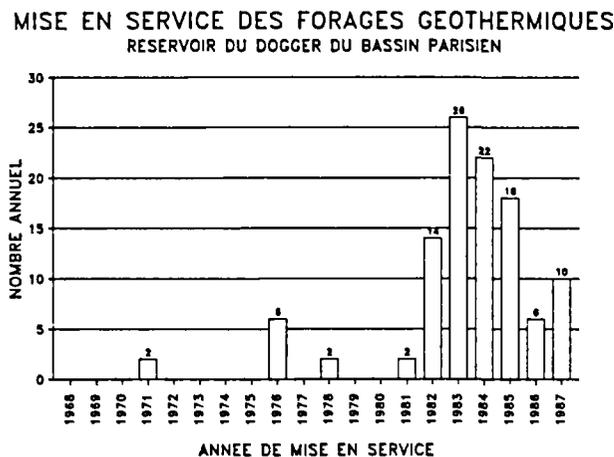


Fig. 3.2 - Chronogramme des dates de mise en service des opérations géothermiques dans le Dogger du bassin parisien.

Les premiers domaines d'étude ont été par conséquent imposés par ces contraintes techniques. Par la suite, un domaine unique plus large d'environ 10000 km² a pu être défini; les limites de celui-ci étant alors fonction de critères statistiques, tels que la portée des corrélations spatiales. Dans ce dernier cas, bien que certains puits (4 en réalité) soient extérieurs au domaine final retenu, leur contribution à l'estimation des différents paramètres a été conservée. L'étude réalisée intègre par conséquent les données acquises sur la totalité des forages géothermiques réalisés.

3.1.2 - Objectifs spécifiques des essais géothermiques

Les essais sur forages géothermiques ont tout d'abord été adaptés directement du domaine pétrolier en raison des équipements requis pour la mesure à des profondeurs de l'ordre de 1700 m. Ensuite, progressivement les conditions expérimentales sont devenues plus spécifiques pour satisfaire les objectifs géothermiques, tout en conservant une parenté étroite avec les investigations de type pétrolières ou hydrogéologiques au moins en ce qui concerne les équipements et les méthodes d'interprétation.

Pour diverses raisons et par rapport à ces mesures classiques, la précision requise sur les paramètres du réservoir est plus sévère:

- L'objectif majeur est la production d'eau chaude avec des débits continus très importants de l'ordre de 150 à 250 m³/h en moyenne. La pérennité du débit, avec un rabattement acceptable, ne peut être assurée que s'il est possible d'estimer la transmissivité lointaine et la continuité latérale du réservoir à moyenne distance. La durée des essais de production est par conséquent nettement supérieure à celle des tests de type DST (Drill Stem Tests).
- Le débit de production, exploité pour son contenu énergétique (chaleur sensible) doit pouvoir être réinjecté en totalité compte tenu du système d'exploitation en boucle fermée (doublet de forages). En raison de la différence de température à l'injection et également de l'évolution physico-chimique du fluide, la surpression d'injection est supérieure à la dépression correspondante de production. En conséquence, les caractéristiques du réservoir au voisinage immédiat du puits d'injection doivent être évaluées avec précision; d'où la notion importante de rayon efficace du forage ou de facteur de skin chiffrée par les essais.
- Le second objectif qui conditionne l'échec ou le succès d'une opération géothermique (critère sur le premier forage d'un doublet) est la température moyenne de gisement qui fixera par la suite le débit d'exploitation nominal. Pour cette évaluation également, les essais de production doivent

être réalisés sur une durée suffisante pour s'assurer de la stabilité et de la représentativité de la température mesurée en fond de puits. La précision du paramètre salinité moyenne du fluide bénéficie également de ces conditions expérimentales (production en surface d'un volume important d'eau de gisement non contaminée).

- Enfin, compte tenu du mode d'exploitation par doublet avec réinjection, il convient d'estimer avec précision l'épaisseur productive cumulée nette, entre les puits et au voisinage de ceux-ci. Ce paramètre conditionne le choix de la distance entre les puits dans le réservoir sur la base de deux critères:

a/ le temps de percée thermique (date d'arrivée au puits de production des premières eaux froides injectées au puits d'injection); cette date théorique est fonction de la vitesse résultante dans le réservoir et de l'épaisseur productive moyenne,

b/ la variation de la température de production au delà de cette date. Cette chute de la température de production, qui fixe la durée de vie pratique de l'installation, est directement liée à l'épaisseur productive et à la surface d'échange thermique avec les épontes du réservoir.

Les aspects particuliers de l'exploitation géothermique par doublet sont détaillés dans le chapitre 3.6.

3.1.3 - Les mesures géothermiques en forage

Comme on l'a rappelé précédemment les mesures réalisées sur les forages géothermiques ont sensiblement évolué depuis le début des opérations en région parisienne. Les moyens lourds mis en oeuvre, qui figurent au catalogue des sociétés de services pétrolières, sont actuellement mieux adaptés aux besoins de la géothermie et plus précis que par le passé :

- les diagraphies réalisées sont les diagraphies classiques qui ne peuvent, sauf après traitements très spécifiques, qu'indiquer la hauteur poreuse. Les travaux détaillés sur ces enregistrements ont montré que l'épaisseur productive réelle est toujours très

inférieure à cette première estimation diagraphique; en moyenne 30 %, avec des valeurs extrêmes de 10 à 60 %. Les paramètres particuliers retenus pour les besoins de cette partie de l'étude sont les données géométriques, (profondeurs déviées, verticales, azimuth, déviation, repères géologiques) et la porosité totale des niveaux producteurs.

- les tests de type pétroliers (DST) ne sont plus pratiqués. Les tests de production concernent l'ensemble de la formation captée (open hole) depuis le sabot du tubage jusqu'en fond de puits (découvert de 100 à 150 m environ).
- les mesures sur carottes ne sont pas réalisées (forages en destructif non carotés). Les mesures effectuées sur le seul forage géothermique caroté de Aulnay-sous-Bois ont montré que les perméabilités obtenues par mesures sur carottes sont fortement sous-estimées d'un facteur au moins égal à 10. Cet écart est lié à la non-prise en compte des hétérogénéités macroscopiques telles que fracturation ou chenaux de dissolution.
- l'enregistrement d'un profil de débitmétrie (flowmètre) systématique durant l'essai de production fournit la hauteur productrice réelle locale dans le réservoir, ainsi que la distribution verticale de la production. Le flowmètre est la diagraphie déterminante en géothermie qui a permis l'étude détaillée de la structure verticale du réservoir, inconnue auparavant. Ce type de diagraphie est exploitée pour localiser les niveaux producteurs et chiffrer la production relative de chacun d'eux.
- Les tests de production ou d'injection permettent le calcul de la transmissivité globale, de la pression de gisement et du facteur de skin de l'ouvrage. Une information, fonction de la durée, peut également être obtenue quant à l'extension latérale du réservoir (variation latérale de faciès, barrières étanches, etc...).

Dans leur principe, les tests pratiqués en géothermie sont assez voisins de ceux réalisés dans le domaine pétrolier ou dans le domaine des forages d'eau. Les différences essentielles se situent plutôt au plan des ordres de

grandeur des paramètres à déterminer: les perméabilités et les débits sont plus élevés que dans le cas des essais pétroliers, alors que les températures, les pressions et les salinités sont plus élevées que dans le cas des essais de type hydrogéologique. En géothermie les variables température et salinité jouent un rôle important en raison de leur effet sur la viscosité et la masse volumique du fluide (conditions de réinjection notamment). C'est en partie pour cette raison que l'on pratique généralement des mesures en fond de forage, au plus près des niveaux producteurs à tester.

Les tests de formation réalisés immédiatement après foration et développement, avec la présence de sondes pression-température en fond de puits, peuvent être classés en trois groupes :

a/ les essais sur forages de production :

Ils se caractérisent généralement par une période de production de l'ordre de 12 heures à débit constant (soit par artésianisme, soit par air-lift), suivie d'une remontée de pression après fermeture d'environ 12 heures (Build Up). C'est ce dernier enregistrement qui est exploité pour l'interprétation des paramètres du réservoir et du forage. Le débit constant de test est du même ordre de grandeur que le futur débit d'exploitation nominal (100 m³/h ou plus). Le profil de débitmétrie est réalisé en production, quelques heures avant la fermeture. La majorité des forages étant déviés, de l'ordre de 30 à 40 °, la pression et la température de fond sont mesurées au sabot du tubage, soit sensiblement au toit du Dogger.

b/ les essais sur forages d'injection :

Sur ce type d'ouvrage on distingue tout d'abord un test de production, identique au précédent, destiné à confirmer la productivité locale et à estimer la variabilité des paramètres du réservoir sur une distance d'environ 1 km. Le forage est ensuite testé pour sa fonction propre par essai d'injection. Ce test peut être suivi éventuellement de l'enregistrement de la chute de pression accompagnant le retour à l'équilibre (FallOff). Ce type d'essai fournit théoriquement les éléments nécessaires pour apprécier

le caractère réversible ou non réversible des caractéristiques d'injectivité vis-à-vis de celles de productivité.

c/ les essais de type interférence entre forages :

Les deux groupes d'essais précédents ne concernent qu'un seul ouvrage et fournissent une estimation moyenne des paramètres et des anomalies latérales à l'intérieur d'un certain rayon d'investigation autour de chaque puits.

Les essais de type interférence concernent les deux forages d'un doublet, et sont destinés à contrôler la continuité hydraulique du réservoir ou ses anomalies entre les deux puits. La durée moyenne de ces essais (12 à 15 h) ne renseigne que sur la continuité moyenne du réservoir (transmission des pressions) le long des lignes d'écoulement les plus rapides entre les puits du doublet. Cette durée est en général insuffisante pour estimer une valeur de la transmissivité moyenne entre les forages.

Selon la localisation géographique des têtes de puits en surface, il peut être pratiqué:

- soit un test d'interférence (grande distance entre les têtes de puits, cas de deux forages droits) avec pompage ou injection dans l'un des puits et enregistrement de l'interférence hydraulique dans l'autre puits,
- soit un test en boucle (cas des têtes de puits voisines, cas des forages déviés), avec pompage dans l'un des puits et réinjection dans l'autre ; la pression étant enregistrée indifféremment à la production ou à l'injection.

3.1.4 - Interprétation des essais

La production de chaque puits est assurée par plusieurs couches de faible épaisseur. La technique des essais mise en oeuvre ne permet pas une mesure directe de tous les paramètres de chaque couche. La porosité diagraphique par exemple est estimée par niveau. Par contre, la transmissivité et le facteur de skin de l'ouvrage sont évalués de manière globale pour l'ensemble des horizons producteurs.

Le profil vertical de production, duquel est déduite l'épaisseur productive cumulée nette, dépend de la précision du flowmètre. La technologie de cet outil implique une certaine intégration des singularités locales du profil de production (effet de lissage, production des fractures individuelles masquées).

Comme on l'a rappelé précédemment, l'interprétation des paramètres est issue de l'enregistrement de la remontée de pression après fermeture. L'information de type temps-pression-température est transmise en surface par câble, avec un pas de temps minimum de 5 à 10 s. On applique alors à ces données les méthodes classiques: analyse log-log (abaques), semi-log (MDH) et de Horner. C'est cette dernière méthode qui fournit notamment la pression vierge de gisement extrapolée pour une durée de fermeture théorique infinie. Toutes les données géothermiques mentionnées par la suite sont issues de l'interprétation de tests de production réalisés systématiquement sur chaque ouvrage.

3.2 - Méthodologie générale de l'étude

3.2.1. - Méthode

La connaissance détaillée des paramètres hydrodynamiques et thermiques du réservoir constitue une source d'informations préalable essentielle pour comprendre son état naturel et tenter d'expliquer les anomalies constatées lors de l'exploitation de la ressource géothermique (dépôts sur les tubages, interférences entre puits, tendances évolutives des paramètres d'exploitation).

Les nombreuses données brutes initiales, issues des essais et plus généralement des rapports de fin de sondage, ont été traitées sur trois aspects principaux et complémentaires (approche séquentielle) :

- La collecte et l'analyse des données acquises sur forages pour l'ensemble des opérations réalisées en région parisienne (soit 110 forages captant le Dogger calcaire) constituent la première étape. Après traitement, les paramètres sélectionnés ont permis de constituer une base de données des forages. La base de données des forages regroupe sous une forme structurée les différents paramètres qui ont pu être

collectés ou calculés pour chacun des 110 forages géothermiques. Par convention, la terminologie de base de données désigne un ensemble de données interprétées et structurées pour servir de base d'information à des applications de type cartographie ou modélisation de réservoir. En raison de la notion d'interprétation et du type d'applications, ce concept se distingue de celui de banque de données. Une banque de données rassemble traditionnellement un ensemble d'informations, non soumis à interprétation préalable et structuré afin d'en permettre la consultation (c'est le cas d'un annuaire téléphonique ou d'un service minitel classique par exemple).

- L'identification de la distribution régionale des paramètres à partir de l'échantillon des valeurs ponctuelles ci-dessus constitue la seconde étape de l'approche qui fait également appel à l'interprétation en intégrant des critères à la fois purement statistiques et aussi physiques. La base de données régionalisées est le résultat du traitement géostatistique systématique sur les paramètres choisis. Le contenu de cette base de données fait référence à l'étendue du domaine d'étude choisi et à la finesse du maillage régulier retenu. A chaque noeud de la grille (ou au centre de chaque maille correspondante) est affecté un jeu de paramètres estimés ainsi que leur écart-type d'estimation. La première application de cette base de données est la cartographie des distributions régionales. La seconde application est la fourniture de données pour les calculs de simulation du réservoir (modèles numériques). Cette caractérisation globale, géométrique et physique, sur la base d'un maillage régulier de l'espace, constitue en fait le modèle synthétique du réservoir, ou encore la vision conceptuelle retenue pour les calculs et la synthèse. Les bases de données présentées sommairement ici, et qui seront détaillées par la suite, correspondent aux deux formes finales de la phase analytique de collecte et de traitement des données.
- A ce stade, étant parvenu à une description de la répartition spatiale actuelle des variables individuelles, il convient d'en dégager une interprétation pour la compréhension des principales caractéristiques de la ressource. Cette troisième partie de l'approche, appelée ici synthèse des

données consiste à rapprocher sélectivement les différentes distributions, en invoquant les corrélations mutuelles et les relations d'interdépendance entre variables couplées. L'analyse de la cohérence des données qui en découle, détaillée en chapitre 3.5, peut être examinée à différentes échelles. Afin de préciser les possibilités de la méthode on a choisi ici de se limiter à une échelle d'investigation inférieure à celle du bassin en se focalisant sur le

domaine d'étude géothermique. L'analyse a été faite sur un thème commun qui est l'examen des anomalies principales observées issues du couplage avec l'hydrodynamique.

La figure 3.3 résume, sous la forme d'un schéma, les différentes étapes de l'approche utilisée ainsi que les principales applications pour lesquelles les bases de données sont développées.

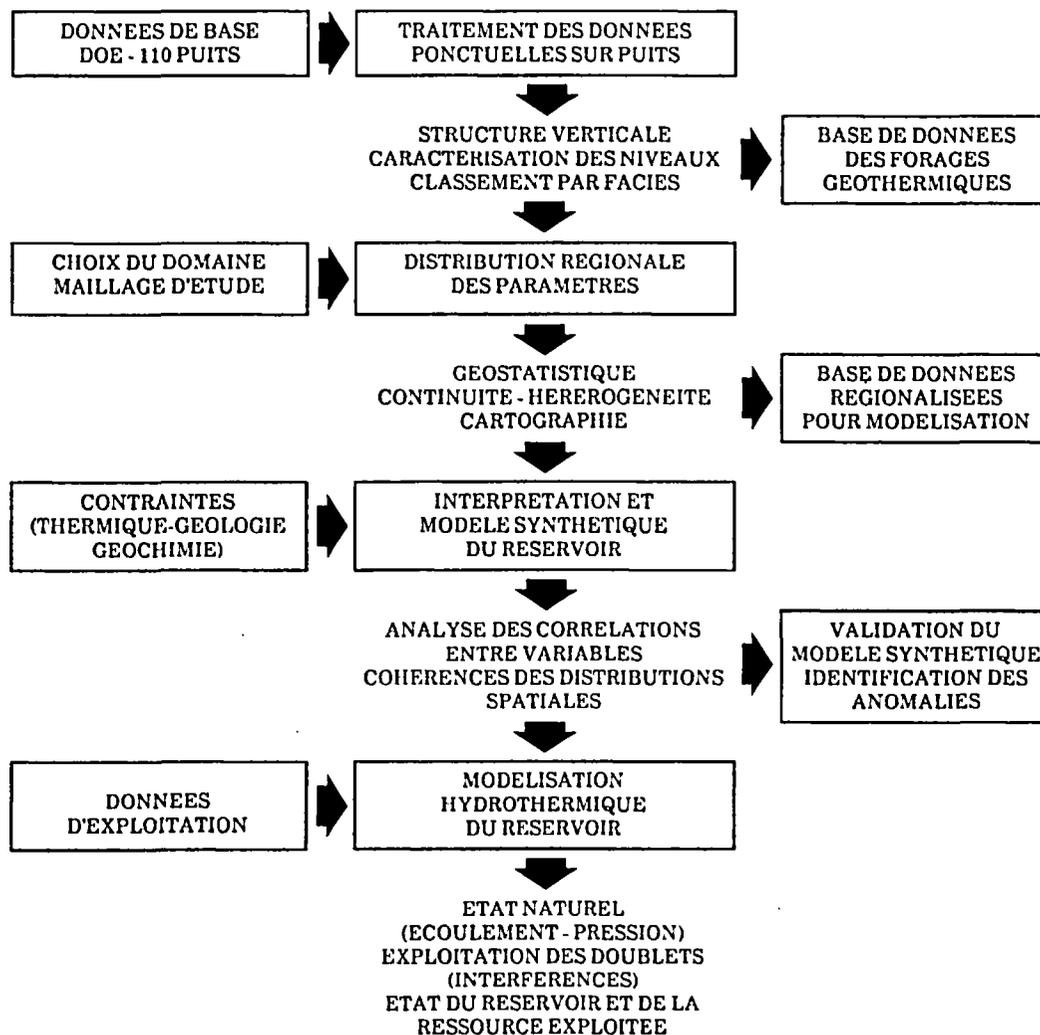


Fig. 3.3 - Schéma général de l'approche pour la caractérisation du réservoir et la mise en oeuvre des principales applications

3.2.2. - Localisation des forages

L'ensemble des puits géothermiques du bassin parisien est inclus dans un périmètre rectangulaire défini par les deux points de coordonnées Lambert Nord suivants :

$$\begin{array}{ll} X_{\text{MIN}} = 570 \text{ km} & X_{\text{MAX}} = 730 \text{ km} \\ Y_{\text{MIN}} = 70 \text{ km} & Y_{\text{MAX}} = 200 \text{ km} \end{array}$$

La carte de la figure 3.4 montre l'implantation des impacts des forages, généralement déviés, dans le réservoir du Dogger. Compte tenu de la déviation et de l'azimuth des forages, les coordonnées des impacts représentés sont calculées à la profondeur moyenne de production (barycentre des niveaux producteurs). La distance moyenne entre les puits d'un même doublet est de l'ordre de 1 km.

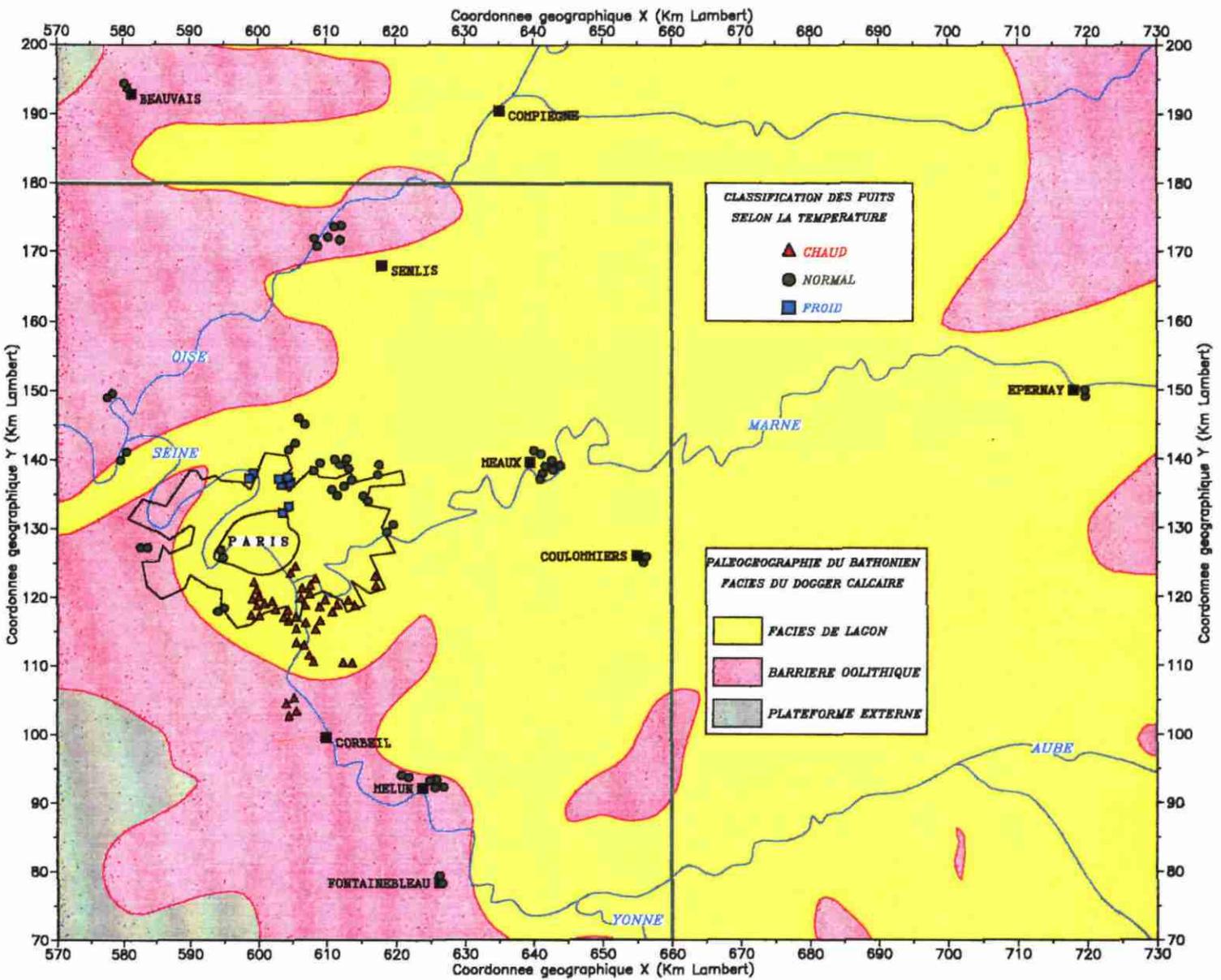


Figure 3.4 - Localisation des impacts des 110 forages géothermiques captant le réservoir du Dogger :
Emplacement du domaine d'étude

CONTRAT CCE : EN3G-0046

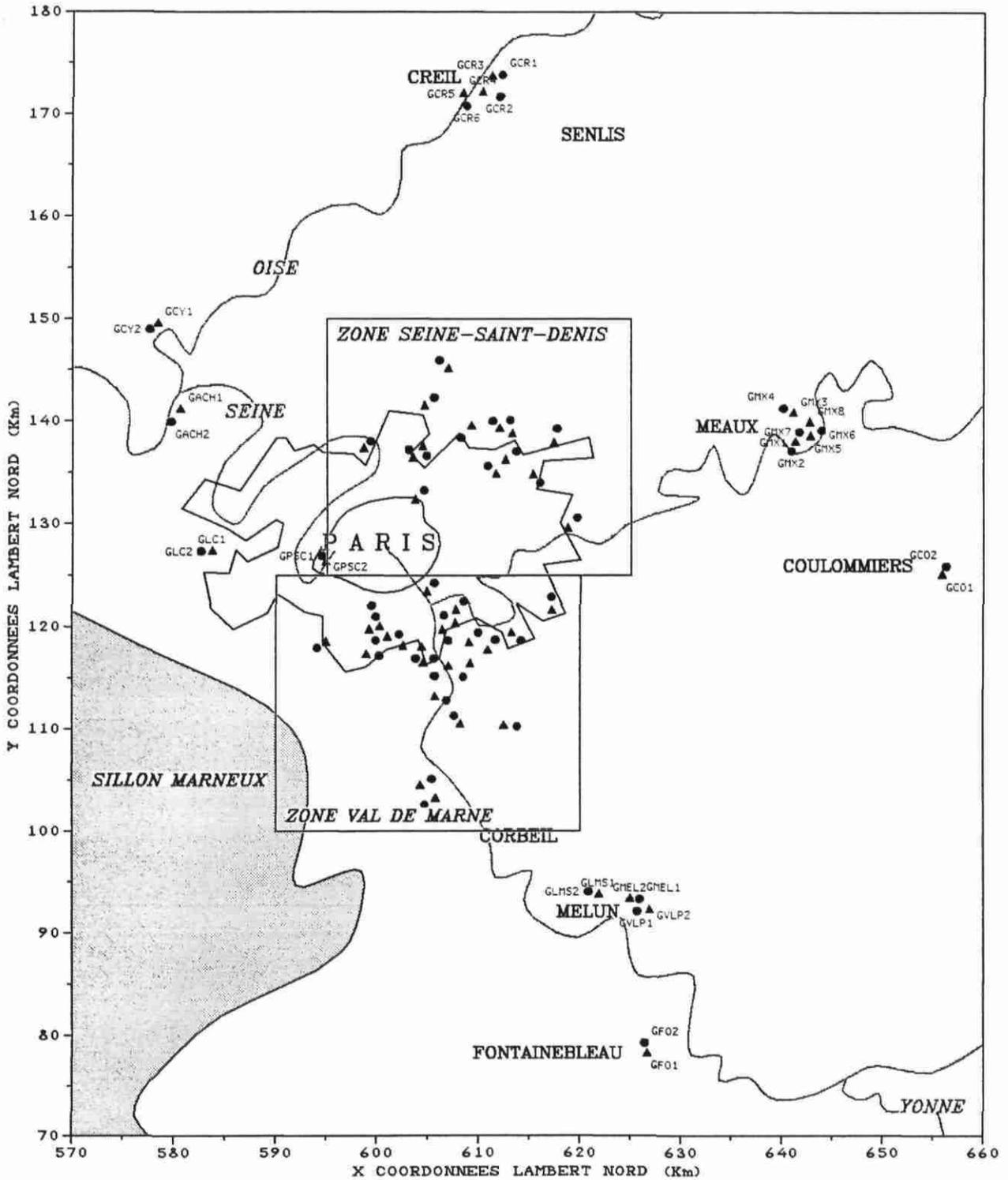


Fig. 3.5 - Localisation des impacts des 106 forages géothermiques dans le domaine d'étude : identification des deux sous-domaines

A l'intérieur de ce périmètre maximum on peut remarquer une densité d'implantation très variable avec deux zones particulières à densité élevée :

- Le nord-est, reconnu par 28 forages, il s'agit de la région de Seine-St-Denis,
- Le sud immédiat de Paris, reconnu par 48 forages, il s'agit du Val-de-Marne.

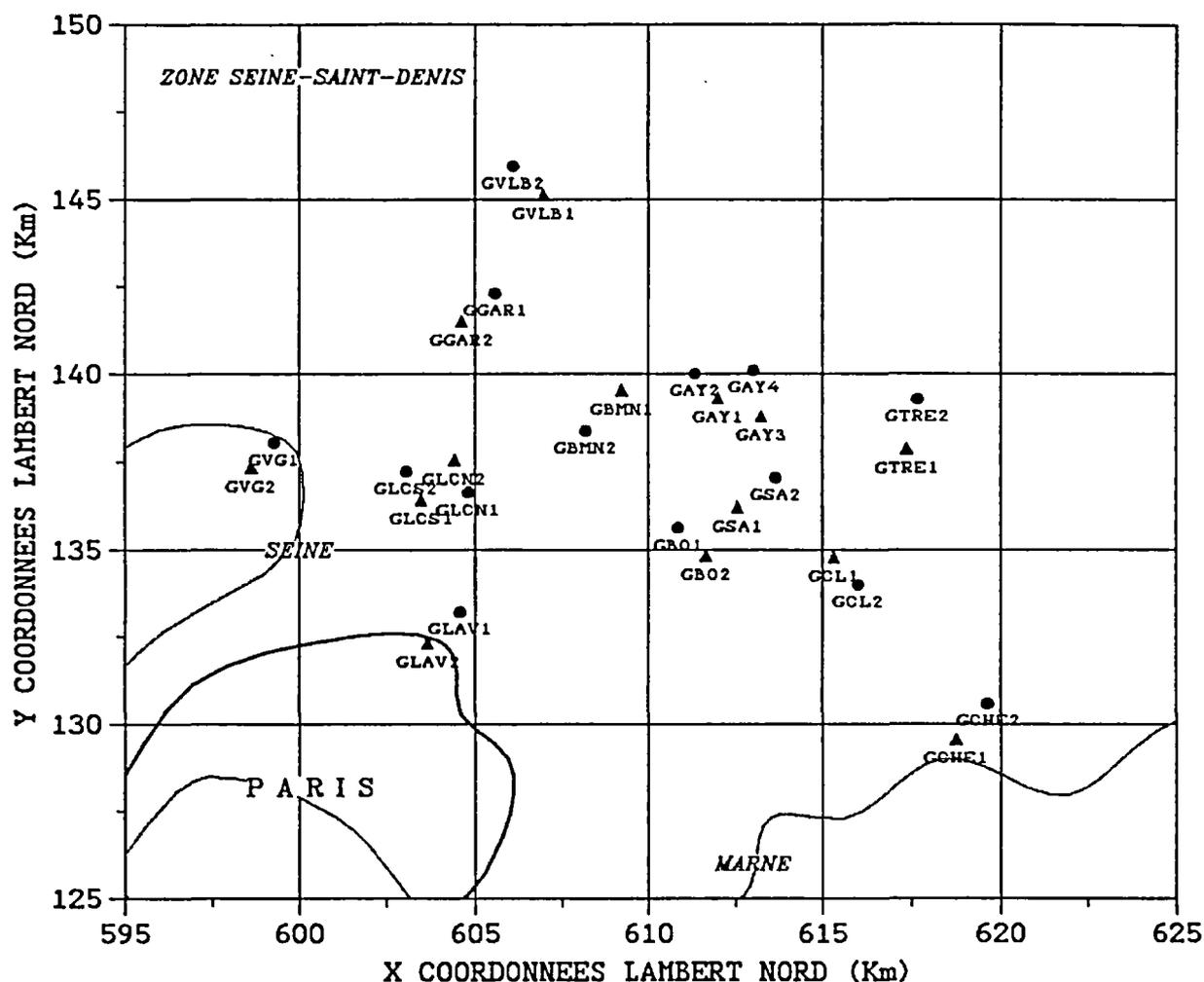


Fig. 3.6 - Domaine de la Seine-Saint-Denis : sigles et localisation des impacts des forages dans le réservoir

Ces deux zones présentent les caractéristiques requises pour faire l'objet d'une analyse détaillée (cas de l'analyse régionale selon les trois faciès producteurs, référence paragraphe 3.4.5).

Sur les 110 forages, 106 sont localisés dans un périmètre de 90 km par 110 km dans la partie sud-ouest du précédent domaine.

3.2.3. - Domaine d'étude

L'estimation régionale des paramètres pour la constitution de la base de données régionalisées sera limitée à ce périmètre restreint qui constitue le domaine d'étude principal défini par les deux points de coordonnées Lambert Nord suivants :

XMIN = 570 km	XMAX = 660 km
YMIN = 70 km	YMAX = 180 km

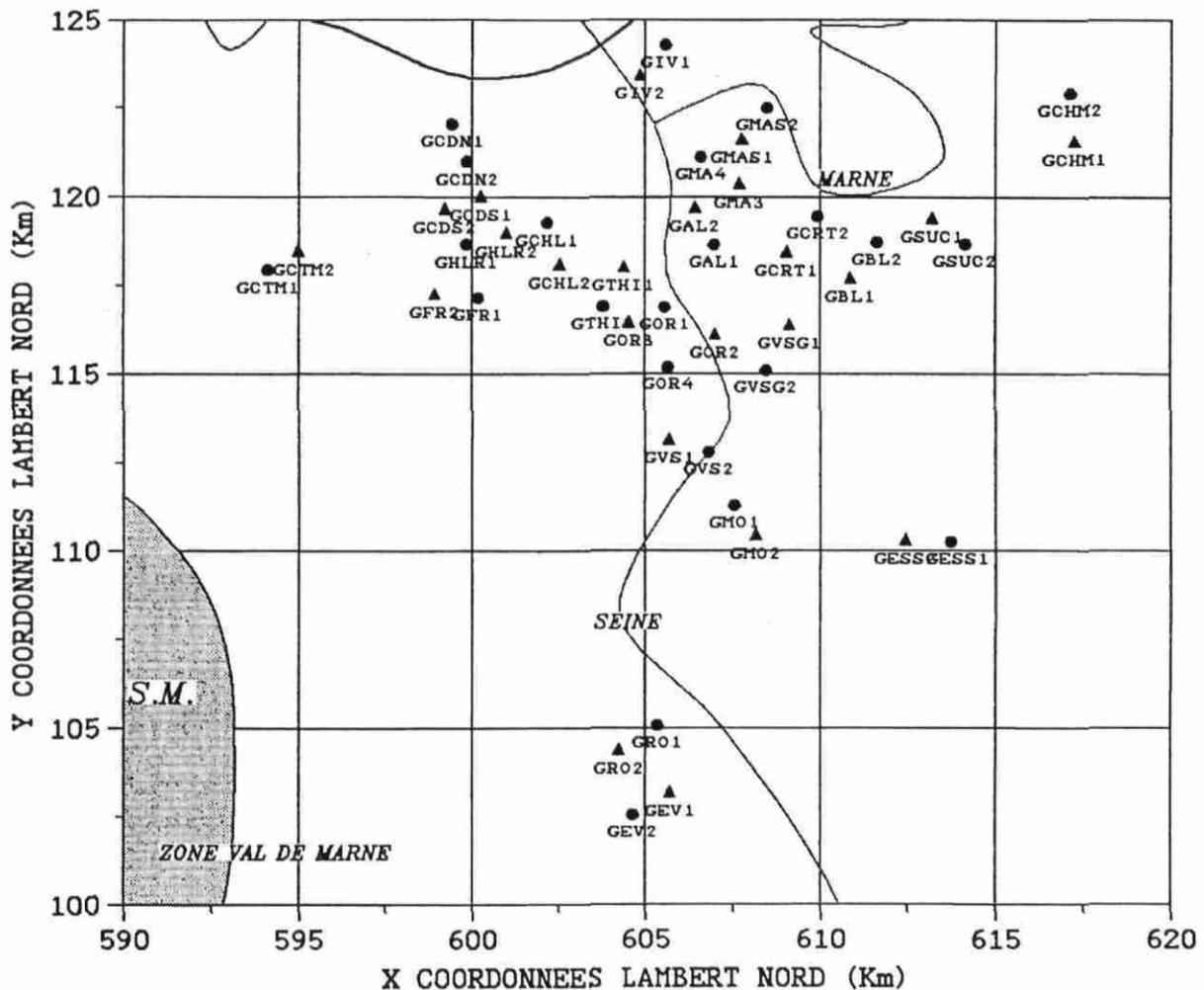


Fig. 3.7 - Domaine du Val-de-Marne : sigles et localisation des impacts des forages dans le réservoir

Ce domaine d'étude est limité au sud-ouest par le sillon marneux qui est une limite latérale étanche du réservoir.

Par rapport au premier périmètre maximum mentionné, il est en effet illusoire de tenter une estimation des paramètres sur la zone qui s'étend géographiquement jusqu'au doublet de Beauvais au nord-ouest ou jusqu'au doublet d'Épernay à l'est. Les données de ces deux doublets ont toutefois été conservées lors de l'analyse géostatistique des données et pour la réalisation des cartes.

La figure 3.5 traduit l'implantation des impacts dans le réservoir des 106 forages implantés dans le domaine d'étude. On peut noter également la localisation des deux sous-domaines qui feront l'objet d'une analyse particulière. Les deux sous-domaines de La Seine-St-Denis et du Val-de-Marne sont précisés respectivement dans les figures 3.6 et 3.7.

La correspondance entre le libellé des opérations géothermiques et les sigles abrégés utilisés dans cette partie du rapport est explicitée dans le tableau 3.1.

Libellé de l'opération	Producteur	Injecteur	Libellé de l'opération	Producteur	Injecteur
Achères	GACH1	GACH2	La-Courneuve-Nord	GLCN2	GLCN1
Alfortville	GAL2	GAL1	La-Courneuve-Sud	GLCS1	GLCS2
Aulnay-sous-Bois-RDV	GAY1	GAY2	La-Porte-Saint-Cloud	GPSC2	GPSC1
Aulnay-sous-Bois-VGS	GAY3	GAY4	La-Villette	GLAV2	GLAV1
Beauvais	GBVS1	GBVS2	Le-Blanc-Mesnil	GBMN1	GBMN2
Bondy	GBO2	GBO1	Le-Mée-sur-Seine	GLMS1	GLMS2
Bonneuil-sur-Marne	GBL1	GBL2	L'Hay-les-Roses	GHLR2	GHLR1
Cachan-Nord	GCDS1	GCDN1	Maisons-Alfort-I	GMAS1	GMAS2
Cachan-Sud	GCDS2	GCDN2	Maisons-Alfort-II	GMA3	GMA4
Cergy-Pontoise	GCY1	GCY2	Meaux-Beauval-I	GMX5	GMX6
Champigny-sur-Marne	GCHM1	GCHM2	Meaux-Beauval-II	GMX8	GMX7
Chatenay-Malabry	GCTM2	GCTM1	Meaux-Collinet	GMX1	GMX2
Chelles	GCHE1	GCHE2	Meaux-Hopital	GMX3	GMX4
Chevilly-Larue	GCHL2	GCHL1	Melun-l'Almont	GMEL2	GMEL1
Clichy-sous-Bois	GCL1	GCL2	Montgeron	GMO2	GMO1
Coulommiers	GCO1	GCO2	Orly-I	GOR2	GOR1
Creil-I	GCR3	GCR1	Orly-II	GOR3	GOR4
Creil-II	GCR4	GCR2	Ris-Orangis	GRO2	GRO1
Creil-le-Plateau	GCR5	GCR6	Sevran	GSA1	GSA2
Créteil-Mont-Mesly	GCRT1	GCRT2	Sucy-en-Brie	GSUC1	GSUC2
Epernay	GEPE1	GEPE2	Thiais	GTH1	GTH2
Epinay-sous-Sénart	GESS1	GESS2	Tremblay-les-Gonnesse	GTRE1	GTRE2
Evry	GEV1	GEV2	Vaux-le-Pénil	GVL2	GVL1
Fontainebleau	GFO1	GFO2	Vigneux-sur-Seine	GVS1	GVS2
Fresnes	GFR2	GFR1	Villeneuve-la-Garenne	GVG2	GVG1
Garges-les-Gonnesse	GGAR2	GGAR1	Villeneuve-Saint-George	GVSG1	GVSG2
Ivry-sur-Seine	GIV2	GIV1	Villiers-le-Bel-Gonnesse	GVLB1	GVLB2
La-Celle-Saint-Cloud	GLC1	GLC2			

Tableau 3.1 - Correspondance entre le libellé des opérations géothermiques du bassin parisien et le sigle abrégé des forages

3.3 - Analyse des données de forages

Cette première partie de l'approche, comme on l'a rappelé au chapitre 3.2, vise à rassembler les données ponctuelles issues des forages pour la constitution de la base de données des forages.

3.3.1 - Collecte des informations

La majorité des informations provient de la consultation des rapports de fin de sondage (ou D.O.E. : Dossier des Ouvrages Exécutés). Cette étude repose sur les seules données géothermiques qui, compte tenu du chronogramme de réalisation des forages (référence chapitre 3.1), ont été obtenues sensiblement dans les mêmes conditions expérimentales (type et durée des

essais, nature et précisions des mesures). Ce choix permet d'opérer sur un échantillon de données très homogène quant à la qualité et à la précision des mesures brutes.

L'intégration des données pétrolières existantes aurait permis à ce stade d'augmenter l'échantillon de base. Cette solution n'a pas été retenue pour deux raisons principales : d'une part en raison du manque d'homogénéité pour les résultats d'essais et d'autre part vis-à-vis des objectifs propres de chaque type de forage, qui ont une incidence sur le mode de reconnaissance du milieu (mesures sur la seule partie supérieure du gisement, ou sur des intervalles de hauteur réduite).

Les informations collectées sont des données brutes qui nécessitent en général une interprétation, soit parce qu'elles font référence à des profondeurs déviées, soit parce qu'il s'agit d'une mesure indirecte des paramètres recherchés. Les informations brutes collectées peuvent être classées en cinq groupes :

*** Les paramètres géométriques :**

Ces paramètres définissent la géométrie du forage et du captage dans le réservoir : coordonnées X et Y, profondeur déviée, inclinaison, azimuth, diamètre interne des tubages et du découvert. Ces informations géométriques sont très utiles pour la suite de l'étude car la majorité des ouvrages sont déviés avec un déplacement horizontal dans le réservoir qui peut atteindre 800 m à 1000 m. Le déplacement horizontal traduit l'écart de localisation entre les coordonnées de la tête de puits et les coordonnées de l'impact dans le réservoir.

*** Les paramètres géologiques :**

Il s'agit essentiellement des principaux repères nécessaires à l'interprétation des mesures et au classement faciologique des niveaux producteurs : repères verticaux et déviés du toit du Dogger, de l'Oolithe et des Alternances.

*** Les paramètres thermiques :**

On distingue deux types d'informations thermiques : les données issues de mesures dynamiques et les données issues de mesures statiques.

Les mesures de type dynamique font référence aux essais de production. Durant les essais, à débit généralement élevé, la température de production TP est enregistrée au niveau du toit du réservoir. L'examen de l'enregistrement permet de s'assurer de la stabilité et de la représentativité de la valeur. Il s'agit par conséquent de la température moyenne de production correspondante à la profondeur barycentrique de production, que l'on peut qualifier de température de gisement. Cette mesure a été effectuée systématiquement sur tous les ouvrages à l'issue de la réalisation de ceux-ci. C'est cette variable qui est exploitée pour l'étude, elle est caractéristique du réservoir (température locale de la ressource exploitée). La précision de la mesure est de 0,1°C.

Les mesures de type statique correspondent aux différents logs thermiques qui ont pu être réalisées sur des forages à l'équilibre, c'est-à-dire 6 mois environ après la fin des travaux. Ce type d'investigation, effectué en nombre limité, fournit d'avantage d'informations, car il concerne d'une part le réservoir, et d'autre part, les caractéristiques thermiques de toute la colonne stratigraphique au dessus de celui-ci. La dizaine de mesures effectuées hors travaux de sondage, renseigne sur la variabilité verticale et latérale du gradient ou du flux géothermique. Ces données complémentaires sont toutefois insuffisantes en nombre pour être incluses systématiquement dans la base de données des forages.

*** Les paramètres chimiques :**

Pour les besoins de l'approche hydrodynamique, on se limite ici à la collecte des salinités totales, les analyses complètes ont été prises en compte dans l'étude géochimique détaillée (chapitre 2).

Selon les cas, on dispose d'une des trois mesures suivantes :

- Une estimation in-situ issue d'une mesure sommaire par conductivimètre en tête de puits,
- La salinité NaCl provenant de l'analyse simple d'un échantillon,
- La salinité totale TDS (Total Dissolved Salt) issue de l'analyse complète en laboratoire d'un prélèvement spécifique.

C'est ce dernier type de mesure, effectué dans les mêmes conditions expérimentales, qui a été retenu pour l'étude. La précision moyenne est de 0,5 %

*** Les paramètres hydrodynamiques :**

Les paramètres hydrodynamiques sont déduits du rapprochement de deux types de mesures : la réalisation du profil flowmètre (débitmétrie) effectué en fin d'essai de production et l'enregistrement du test de production-remontée de pression.

Le profil de débitmétrie en production fournit l'identification, la localisation et le débit relatif des différentes couches productrices, d'où la détermination de l'épaisseur productive nette cumulée du réservoir. L'enregistrement du test de formation fournit : la transmissivité relative globale, le facteur d'endommagement de l'ouvrage, ainsi que la pression de gisement vierge.

Ces données sont complétées par la valeur de la porosité totale des horizons producteurs, d'origine diagraphique (logs soniques). Enfin la collecte des données inclut un certain nombre d'informations géographiques et administratives pour compléter la description des opérations géothermiques vis-à-vis de la surface.

3.3.2. - Traitement des données

Le traitement des données a consisté à réaliser un ensemble d'opérations systématiques sur les données brutes pour définir la série des paramètres interprétés à inclure dans la base de données. Les opérations comprennent :

- La conversion des cotes déviées en profondeur verticale (par référence au sol) et en cote NGF.
- Le calcul des coordonnées X-Y des différents impacts dans le réservoir.
- L'interprétation conjointe des résultats de débitmétrie et d'essais pour identifier les caractéristiques de chaque couche productrice.
- L'introduction des trois classes faciologiques pour définir les caractéristiques des trois aquifères-équivalents au sein du Dogger (Comblanchien, Oolithe, Alternances).

* Traitement géométrique :

Ce traitement est lié aux caractéristiques des forages géothermiques généralement déviés (81 % des forages considérés dans cette étude).

Selon la profondeur, on peut décomposer le forage dévié en 3 parties :

- Une première partie verticale depuis la surface jusqu'à l'amorce de la déviation. Ce repère est appelé K.O.P. (Kick Off Point), il se situe en général entre 500 et 600 m vertical sol. Il est donc situé au-dessous de la chambre de pompage pour un forage de production.
- A partir de cette profondeur caractéristique, la géométrie du forage est définie par deux angles, l'inclinaison par rapport à la verticale et l'azimut qui augmentent progressivement avec la profondeur. L'intervalle de profondeur sur lequel s'applique la déviation étant supérieur à 1200 m, et l'inclinaison pouvant atteindre 60°, on conçoit que le déport latéral puisse être important (800 m à 1000 m par exemple). On ne peut donc confondre les coordonnées de surface et les coordonnées de l'impact dans le réservoir. La géométrie est définie par les mesures d'inclinométrie effectuées par les sociétés de service pétrolières. Les tables de déviation obtenues fournissent par conséquent les correspondances entre profondeurs déviées et verticales ainsi que les valeurs de l'inclinaison et de l'azimut, d'où les valeurs des coordonnées X-Y-Z le long du forage utilisées ici pour le traitement.
- Les mesures d'inclinométrie ne sont en général effectuées que dans la partie tubée du forage, c'est-à-dire seulement jusqu'au toit du réservoir. La dernière partie du forage correspondant au captage en trou ouvert dans le réservoir est donc estimée par extrapolation de la dernière mesure de déviation effectuée sensiblement au toit de la formation. C'est pour cette raison que l'on caractérise ici la géométrie du forage dans le réservoir par une seule valeur moyenne de la déviation.

Le profil de déviation étant ainsi admis linéaire dans le réservoir on détermine par interpolation linéaire les coordonnées X-Y-Z des différents repères caractéristiques : toit et mur de chaque couche productrice, toit des faciès, profondeur barycentrique de production.

* Traitement des résultats d'essais :

Les résultats d'essais sont repris directement des rapports de fin de sondage sans aucune correction. Ces paramètres sont caractéristiques de l'ensemble de l'aquifère et concernent :

- la transmissivité relative : Kh/μ (D.m/cp)
- la transmissivité intrinsèque : Kh (D.m)
- l'épaisseur productive nette cumulée (déviée et verticale) : h (m)
- La perméabilité intrinsèque : K (D)
- La température de gisement : TP (°C)
- La salinité totale : TDS (g/l)
- Le facteur de skin du puits : S
- La pression de gisement extrapolée à la cote de mesure de la sonde (ZP) : P_{BHS} (kg/cm²)
- La pression en tête de puits en fin de test : P_{WHS} (kg/cm²)

Les valeurs calculées, soit pour une estimation de leur distribution, soit pour les besoins de contrôle, sont les suivantes :

- La pression de gisement P_G , il s'agit de la pression de fond mesurée à la cote de la sonde (sabot du tubage) et ramenée à la profondeur barycentrique de production en utilisant la valeur de cette dernière et la masse volumique du fluide de gisement,
- La viscosité et la masse volumique du fluide de gisement,
- Les deux valeurs extrêmes de la pression artésienne en tête de puits, soit :
 - . la pression artésienne statique PAS correspondant à l'équilibre thermique du forage,
 - . la pression artésienne potentielle PAP correspondant à un forage isotherme à la température de gisement (valeur de référence pour les conditions d'exploitation).

En pratique la valeur P_{WHS} mesurée en tête de puits, en fin de période de remontée de pression, est une valeur intermédiaire par rapport aux deux valeurs extrêmes précédentes (critère de contrôle des données).

Lors de l'interprétation des essais géothermiques, comme pour les essais pétroliers (et à la différence des essais hydrogéologiques) on identifie le rayon efficace du captage qui s'exprime à travers la valeur du facteur de skin. Le facteur de skin S est le logarithme népérien du rapport du rayon géométrique au rayon efficace :

$$S = \ln \frac{R_g}{R_e}$$

d'où l'expression du rayon efficace pour les calculs hydrauliques :

$$R_e = R_g \cdot e^{-S}$$

Le facteur de skin moyen des forages géothermiques étudiés est de l'ordre de -3 à -5, ce qui correspond à des ouvrages bien développés. Le rayon efficace de captage est ainsi compris entre 4 m et 11 m dans le cas d'un découvert en diamètre 6".

Avec cette approche le coefficient d'emmagasinement hydrogéologique ou la compressibilité totale C_t n'est pas mesuré, mais calculé à partir des compressibilités de l'eau et de la matrice déduites des tables spécifiques.

* Traitement des résultats du flowmètre :

Ramené en cotes verticales, le profil flowmètre réalisé en regard des horizons producteurs du réservoir présente l'allure de la figure 3.8.

Le profil flowmètre est une diagraphie fondamentale en géothermie dont la réalisation quasi-systématique sur les forages a permis de dégager un grand nombre d'informations quant à la structure verticale du réservoir vis-à-vis de la production.

Le premier niveau d'interprétation consiste à localiser les couches productrices et à identifier leur contribution individuelle au débit total par analyse du profil. On en déduit par conséquent la profondeur du toit et du mur de chaque couche, sa production relative ainsi que les épaisseurs productives. Le cumul de ces dernières fournit l'épaisseur productive nette cumulée du réservoir.

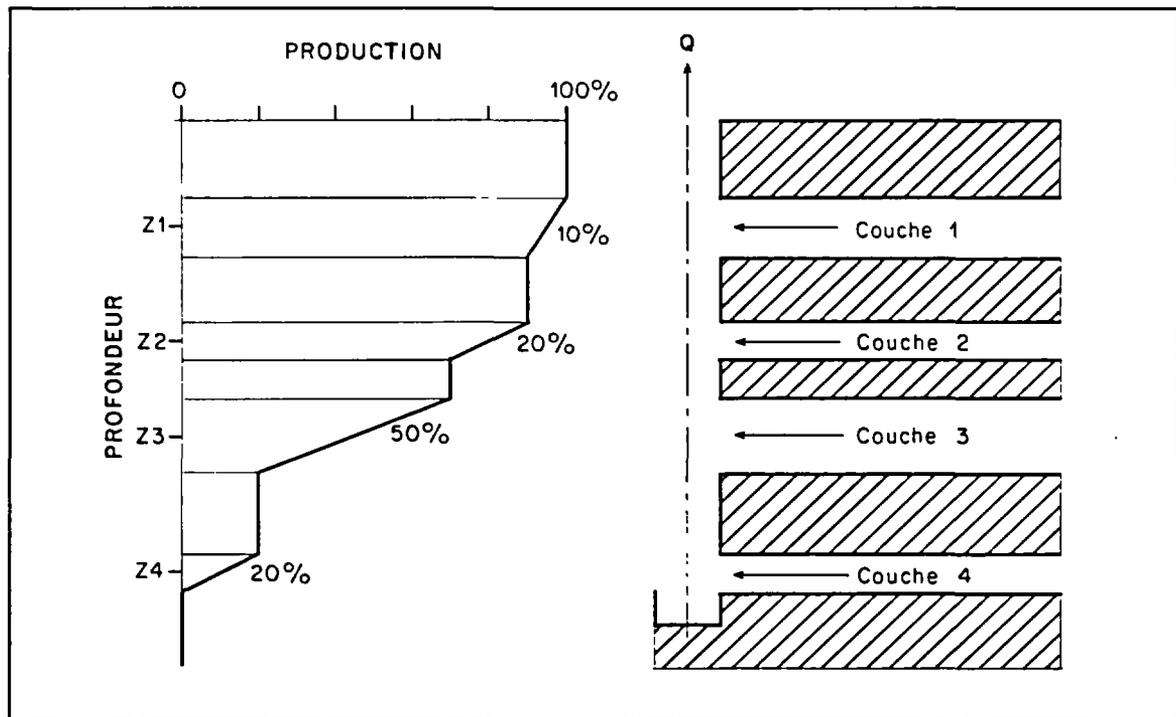


Fig.3.8- Allure générale d'un profil flowmètre réalisé en regard de différents niveaux producteurs (mesure en production à la remontée de l'outil)

Ensuite, connaissant les caractéristiques géométriques ci-dessus, on peut tenter de déterminer les paramètres hydrodynamiques de chaque couche si l'on se fixe un modèle schématique du réservoir. Le modèle utilisé repose sur les hypothèses suivantes :

- Localement le réservoir est constitué de n couches d'épaisseur constante h_i (figure 3.8)
- Chaque couche fournit un débit constant Q_i
- On néglige les transferts hydrauliques verticaux entre couches (écoulement horizontal).
- Les pressions vierges de chaque couche correspondent à un même profil linéaire pour le réservoir.
- La viscosité du fluide est admise constante pour les différentes couches.

Avec ces hypothèses et connaissant la transmissivité globale Kh du réservoir on obtient la transmissivité de chaque couche par la relation :

$$K_i h_i = Kh \cdot \frac{Q_i}{Q}$$

et

$$K_i = K \cdot \frac{h}{h_i} \cdot \frac{Q_i}{Q}$$

L'utilisation des résultats du profil flowmètre associés au modèle conceptuel ci-dessus permettent ainsi la détermination des paramètres Kh , h et K de chaque couche productrice. Ces derniers sont inclus dans la base de données des forages.

Il convient de garder à l'esprit qu'il ne s'agit que d'une interprétation, liée aux conséquences des hypothèses du modèle de réservoir et à la quantité de mesures initiales. Quelques critiques vis-à-vis de la méthode peuvent être relevées:

- en pratique on ne réalise qu'un seul profil de production au débit d'essai, qui est choisi voisin du futur débit d'exploitation. On considère donc implicitement que la production relative de chaque couche est une constante indépendante du débit total.

- la seconde hypothèse critiquable concerne le profil de pression vierge. On admet en effet que la production est assurée par n couches indépendantes, ce qui peut correspondre à un profil de pression non linéaire sur la hauteur du réservoir. L'existence de couches en surpression ou en dépression par rapport au profil moyen conduit alors à une production relative de chaque couche variable avec le débit total, et à d'éventuelles communications entre couches par l'intermédiaire du forage lorsque le puits est fermé. Deux à trois profils de production à débits différents seraient alors nécessaires pour quantifier le phénomène. En pratique, dans les forages géothermiques, en l'absence d'huile et de gaz libres, ce phénomène est jugé faible.

productrices d'un forage on a pu établir (référence paragraphe 3.3.5) qu'il n'existait pas de corrélation latérale ou de continuité pour chaque niveau individuel entre puits. On est ainsi amené à définir, pour les besoins de l'étude, une notion de réservoir-équivalent, qui est une schématisation à partir du profil réel de production, permettant une analyse de la distribution régionale des paramètres (figure 3.9). D'autre part, il est nécessaire d'affecter aux paramètres moyens ainsi définis une profondeur représentative: c'est la notion de profondeur barycentrique. Soit n couches caractérisées par une profondeur moyenne Z_i et un débit Q_i , la profondeur barycentrique ZG s'écrit :

$$ZG = \frac{\sum_{i=1}^n Z_i \cdot Q_i}{\sum_{i=1}^n Q_i}$$

3.3.3 - Identification et classement par faciès

Connaissant les caractéristiques géométriques et physiques des différentes couches

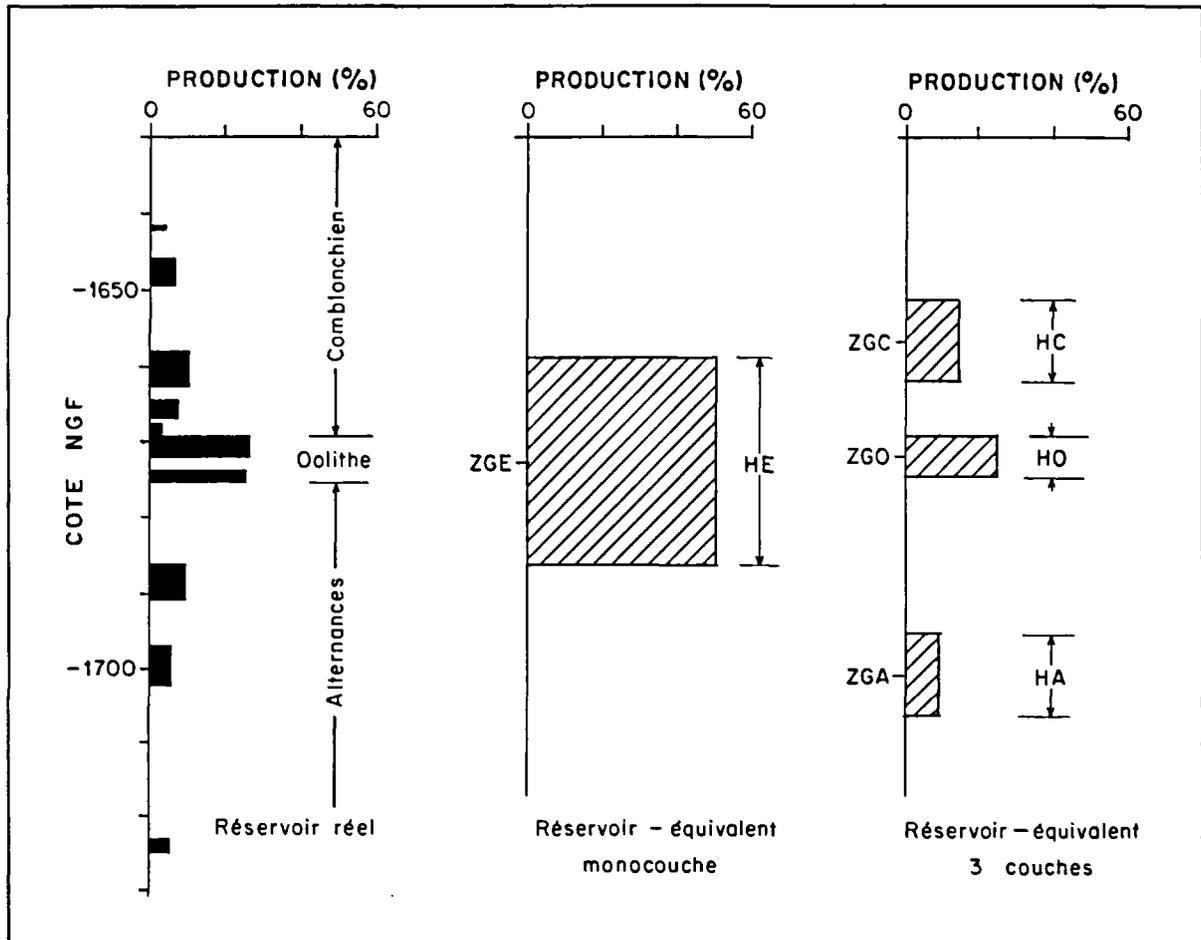


Fig. 3.9 - Schématisation du profil de production, notion de profondeur barycentrique et de réservoir-équivalent

Deux types de schématisation du réservoir sont utilisées : le schéma monocouche et le schéma à trois couches équivalentes.

Le schéma monocouche correspond à un réservoir unique (appelé aussi ensemble par la suite), regroupant l'ensemble des couches productives identifiées par le profil de production. Il est défini géométriquement par la profondeur moyenne barycentrique ZGE et par une épaisseur HE égale à l'épaisseur cumulée totale.

Le schéma à trois couches correspond aux trois ensembles faciologiques: Comblanchien, Oolithe et Alternances. Le regroupement de l'ensemble des couches est effectué à partir de deux repères de profondeur, le toit et le mur de l'oolithe, issus des analyses géologiques et diagraphiques. Chaque couche équivalente est également définie géométriquement par une profondeur barycentrique (ZGC, ZGO, ZGA) et une épaisseur productive cumulée (HC, HO, HA).

On notera que cette caractérisation faciologique repose essentiellement sur la production. Ainsi, lorsque l'on compare la description géologique du réservoir et sa caractérisation physique, on pourra constater localement une représentation différente, a priori ambiguë:

- un faciès donné, Comblanchien ou Alternances surtout, peut être localement présent au sens géologique et sédimentologique (application du modèle paléogéographique par exemple),
- alors que la productivité correspondante est nulle. Les valeurs nulles qui en sont déduites, transmissivités, perméabilités, épaisseurs productives sont incluses dans la base de données (valeurs mesurées effectivement nulles).

Ainsi, pour l'examen des cartes des paramètres, le fait que la transmissivité par exemple soit nulle ne signifie pas nécessairement que le faciès correspondant est localement absent.

3.3.4 - Base de données des forages

Pour l'utilisation ultérieure, les données brutes ou calculées sont stockées selon une structure classique de type base de données

relationnelle (notion pratique de table ou de tableau par exemple).

Les deux types d'objets utilisés pour le classement des données sont soit le forage soit le niveau producteur individuel. Chaque objet correspond à un enregistrement dans la base de données ou encore à une ligne dans une représentation en tableau. Le nombre d'enregistrements ou de lignes n'est pas fixé par construction, il n'est limité que par la capacité du support magnétique utilisé. On dispose ainsi de deux types de tables :

- les tables globales dont le nombre de lignes est égal au nombre de forages. L'index principal de classement est le sigle du forage.
- les tables par forage dont le nombre de lignes est variable et égal au nombre de couches productrices identifiées sur le forage considéré. L'index principal est le numéro de la couche comptée à partir du toit du réservoir.

Chaque enregistrement est ensuite subdivisé en champs (ou rubriques). Chaque champ correspond à une caractéristique de l'objet. Dans une représentation en tableau les champs sont l'équivalent des colonnes. Pour chaque type de table cette subdivision en champs est fixée (longueur, type, etc.); c'est la structure de la table, qui peut être modifiée ou redéfinie éventuellement. Hors traitements spécifiques, le contenu d'un champ est la plus petite information accessible par consultation de la base de données.

Les principales tables dites "globales" rassemblent les données brutes ou de travail:

- données de surface,
- géométrie et faciès du réservoir,
- résultats de mesures et d'essais,

et les résultats nécessaires à l'étude des distributions régionales:

- paramètres moyens de l'ensemble du réservoir,
- paramètres moyens de chacun des trois faciès.

Les tables par forage contiennent les caractéristiques individuelles des niveaux producteurs.

*** Structure d'un enregistrement de la table "surface" (1 enregistrement par forage) :**

- . Libellé de l'opération géothermique
- . Maître d'oeuvre sous-sol
- . Sigle du forage (index principal)
- . Type de forage
- . Indice de classement national
- . Coordonnée X de la tête de puits
- . Coordonnée Y de la tête de puits
- . Cote NGF de la surface
- . Département
- . Code département
- . Date de fin de forage
- . Date de mise en service

*** Structure d'un enregistrement de la table "géométrie-faciès réservoir" (1 enregistrement par forage) :**

- . Sigle (index principal)
- . X repère supérieur (en général sabot du tubage)
- . Y repère supérieur
- . Z repère supérieur (NGF)
- . X repère inférieur (en général fond de forage)
- . Y repère inférieur
- . Z repère inférieur (NGF)
- . Repère profondeur déviée
- . Repère profondeur verticale
- . Déviation
- . Cote NGF du toit du Dogger
- . Cote NGF du toit de l'Oolithe
- . Cote NGF du mur de l'Oolithe

*** Structure d'un enregistrement de la table "essais" (1 enregistrement par forage) :**

- . Sigle (index principal)
- . Date d'essai
- . Débit artésien
- . Profondeur du toit de l'intervalle testé
- . Profondeur du mur de l'intervalle testé
- . Profondeur déviée de la sonde de mesure
- . Profondeur verticale de la sonde
- . Pression statique à la cote de la sonde
- . Température de production mesurée
- . Salinité totale TDS
- . Transmissivité intrinsèque du réservoir
- . Pression finale en tête de puits
- . Facteur de skin de l'ouvrage

*** Structure d'un enregistrement d'une table "résultats" (pour l'ensemble des couches ou pour chaque faciès, 1 enregistrement par forage) :**

- . Sigle (index principal)
- . Coordonnée X du barycentre de production
- . Coordonnée Y du barycentre de production
- . Cote NGF du barycentre de production
- . Profondeur verticale du barycentre
- . Transmissivité intrinsèque
- . Epaisseur productive cumulée
- . Perméabilité intrinsèque
- . Porosité totale
- . Débit relatif
- . Salinité totale TDS
- . Pression de gisement
- . Température de gisement
- . Niveau pseudo-potentiométrique

Les quatre derniers paramètres ne sont connus que pour l'ensemble du réservoir (moyenne).

*** Structure d'un enregistrement d'une table "niveaux" (1 enregistrement par couche) :**

- . Numéro de la couche (index principal)
- . Profondeur déviée du toit
- . Profondeur déviée du mur
- . Production relative
- . Porosité
- . Faciès de la couche
- . Epaisseur déviée
- . Profondeur verticale du toit
- . Profondeur verticale du mur
- . Epaisseur verticale
- . Cote NGF du toit
- . Cote NGF du mur
- . Transmissivité intrinsèque
- . Perméabilité intrinsèque
- . Coordonnée barycentrique moyenne X
- . Coordonnée barycentrique moyenne Y
- . Coordonnée barycentrique moyenne Z NGF

3.3.5- Structure verticale des horizons producteurs

L'analyse détaillée des paramètres des différentes couches productrices au droit d'un forage permet de mettre en évidence la

structure verticale de la production du réservoir du Dogger. Cette structure très particulière est illustrée sur la figure 3.10 par deux exemples extraits de la base de données (le forage GAY1 de Aulnay-sous-Bois en Seine-Saint-Denis et le forage GMX5 de Meaux dans la zone la plus profonde du bassin).

Au plan de la production (ou de la transmissivité) cette figure met en relief une très importante hétérogénéité verticale observée sur l'ensemble des puits. Un certain nombre de remarques générales peuvent ainsi être dégagées :

- la production correspond à une structure stratifiée avec de nombreux niveaux producteurs,
- ces couches très minces, d'épaisseur métrique à sub-métrique se répartissent sur un intervalle vertical de l'ordre de 50 m en moyenne et jusqu'à 150 m,
- l'épaisseur productive totale cumulée (de l'ordre de 15 à 20 m) demeure faible par rapport à l'épaisseur total du Dogger (10 à 15 % environ),
- compte tenu de la multiplicité des niveaux, aucune continuité latérale systématique n'a pu être mise en évidence pour les différentes couches des deux forages d'un même doublet (soit sur un échelle de l'ordre de 1 km). C'est en partie pour cette raison que la continuité latérale a été recherchée par la suite pour l'ensemble des niveaux ou par groupe de niveaux selon leur appartenance à un faciès donné (Comblanchien, Oolithe, Alternances),
- avec cette classification, la production majoritaire est en général assurée par le faciès médian oolithique,
- on note enfin que la perméabilité issue de mesures in situ est élevée. La valeur moyenne de 2 Darcy-mètres par exemple est de l'ordre de 10 fois supérieure à la valeur mesurée en laboratoire sur carottes. La mesure in situ intègre en effet, non seulement la perméabilité moyenne de matrice, mais également la contribution souvent importante des fractures et des canaux de dissolution qui expliquent des valeurs supérieures à 5 D, voire 10 D.

La structure verticale détaillée de la production du Dogger qui a été mise en évidence par la réalisation des forages géothermiques autorise une estimation plus réaliste de la vitesse du fluide (écoulement naturel ou induit par les exploitations). Cette possibilité d'investigation est importante pour le traitement des problèmes liés à une notion de transfert (thermique, chimique, durée de vie des doublets, etc.).

3.3.6 - Statistiques classiques sur l'échantillon géothermique

Avant d'aborder l'estimation de la distribution régionale des paramètres, l'analyse statistique de l'échantillon des 110 forages permet de se faire une première idée des caractéristiques moyennes et de la variabilité de la ressource géothermique et du réservoir qui seront analysées en détail par la suite. Les résultats de l'analyse sont présentés sous deux formes complémentaires: tableaux et histogrammes.

* Caractéristiques de la ressource exploitée

On considère tout d'abord l'ensemble des couches productrices, c'est-à-dire les paramètres moyens du réservoir affectés à la profondeur barycentrique de production. Le tableau 3.2 récapitule les résultats statistiques élémentaires et les coefficients de corrélation linéaire obtenus pour huit paramètres.

Les huit paramètres retenus pour l'élaboration du tableau 3.2 feront l'objet d'une analyse géostatistique au chapitre 3.4. On trouvera dans l'ordre: la profondeur moyenne de production en m/sol (ZGMS), la température de production (TP), la salinité totale (TDS), la masse volumique (RO), la transmissivité intrinsèque (Kh), la perméabilité intrinsèque (K), l'épaisseur productive verticale cumulée (h) et la porosité (PORO).

L'examen des valeurs moyennes permet tout d'abord de quantifier la qualité de la ressource géothermique :

- vis-à-vis du fluide, la température moyenne de 70°C permet d'exploiter un écart de température d'environ 35°C pour la production de chaleur sensible avant réinjection. Par contre, en raison de la forte minéralisation, la réinjection du fluide s'impose.

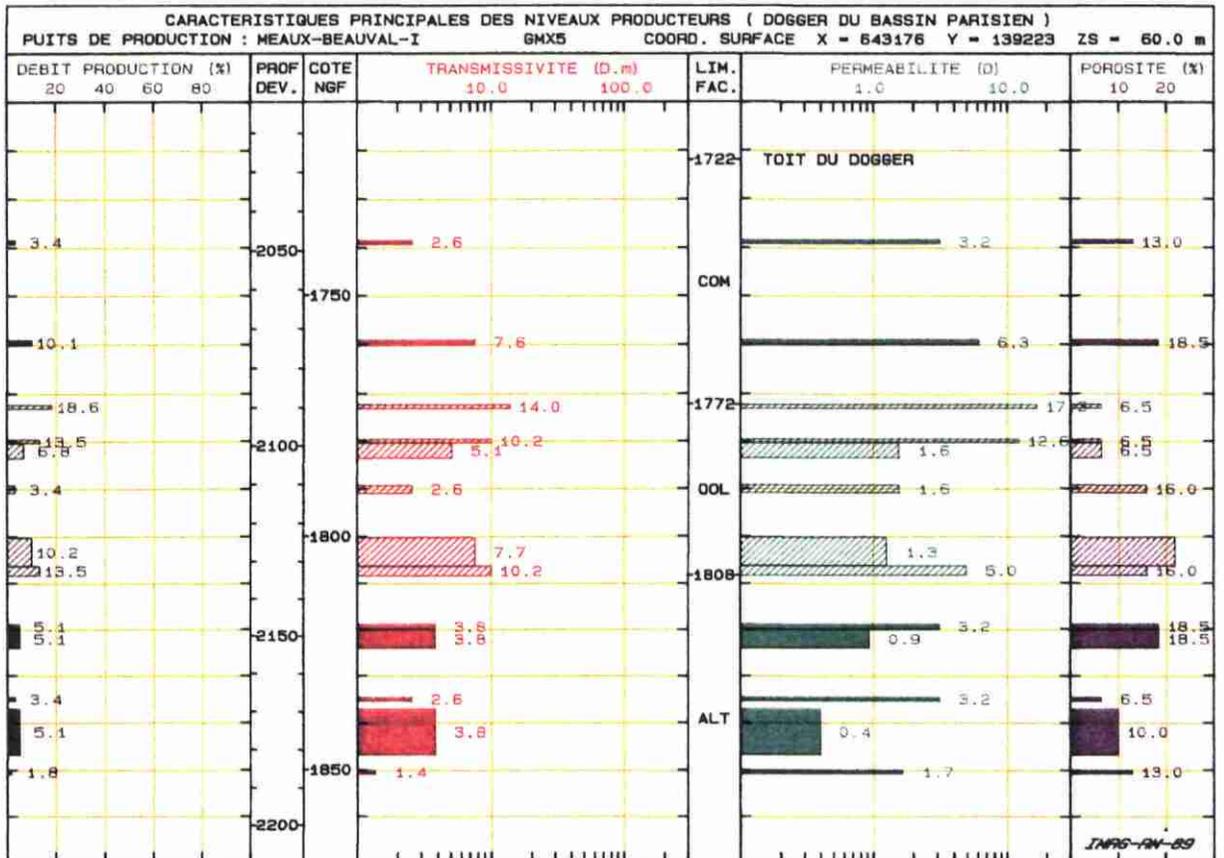
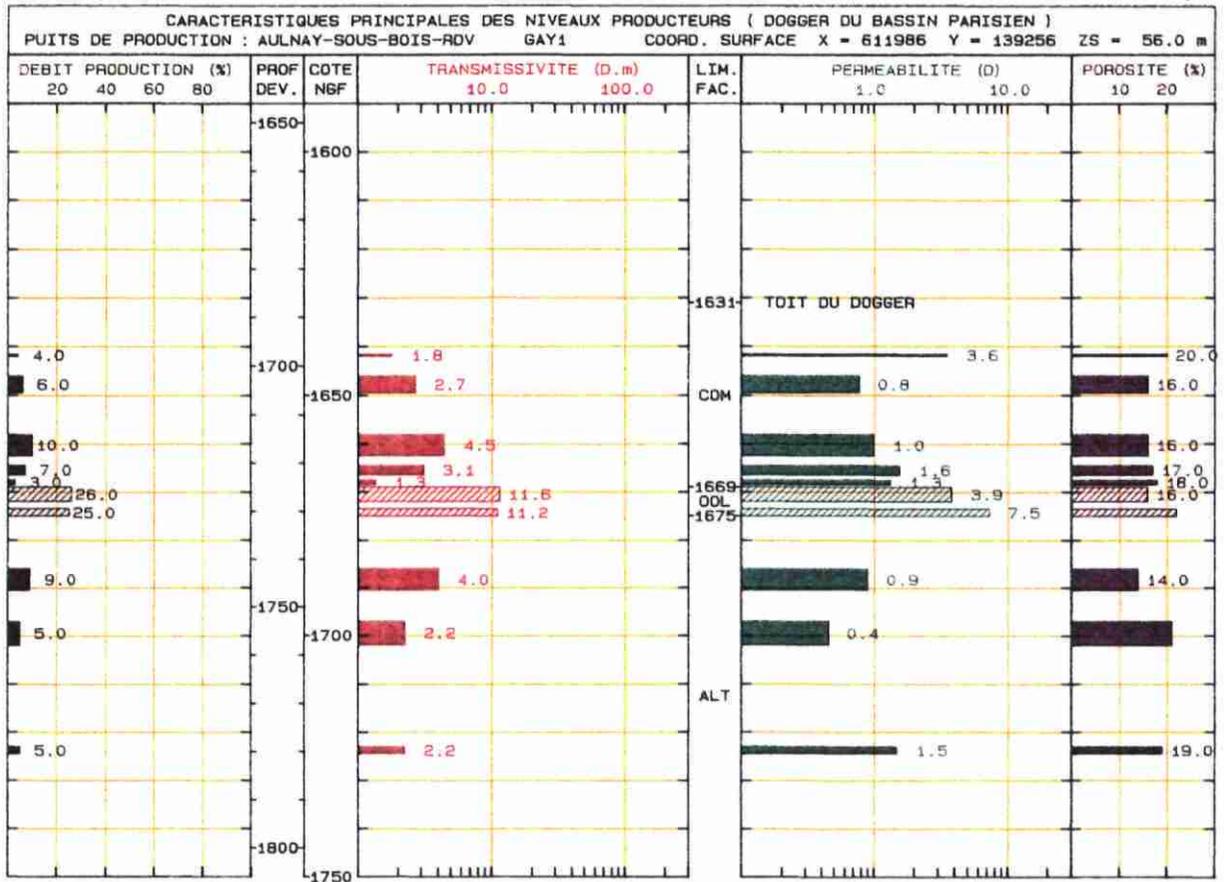


Figure 3.10 - Structure verticale caractéristique de la production du Dogger (paramètres des couches productives)

Variables	ZGMS	TP	TDS	RO	KH	K	H	PORO
Unités	m	°C	g/l	kg/m ³	D.m	D	m	%
Nb. points	110	110	91	76	110	104	104	94
Moyenne	1670,0	69,5	20,7	999,9	38,1	2,2	18,3	15,6
Ecart-type	129,2	7,8	6,7	5,9	23,5	1,4	8,0	2,4
Minimum	1180,7	46,9	6,4	987,2	2,7	0,2	5,6	10,0
Maximum	2095,8	85,4	35,0	1010,5	113,8	6,9	47,0	23,4

Tableau 3.2a - Résultats statistiques pour les paramètres moyens du réservoir

Variables	ZGMS	TP	TDS	KH	K	H	PORO
ZGMS	1,0						
TP	0,69	1,0					
TDS	0,33	0,07	0,1				
KH	0,36	0,39	0,58	0,1			
K	0,29	0,39	0,38	0,74	1,0		
H	-0,06	-0,08	0,31	0,36	-0,26	1,0	
PORO	-0,15	-0,12	0,37	0,33	0,16	0,32	1,0

Tableau 3.2b - Matrice de corrélation

- paradoxalement on constate que par les effets combinés (et inverses) de la température et de la salinité, la masse volumique moyenne du fluide est sensiblement celle de l'eau douce.
- enfin, au plan de la production on constate des valeurs de transmissivité et de perméabilité particulièrement élevées qui permettent une exploitation de la ressource à débit élevé.

L'examen de l'écart-type et des valeurs extrêmes montre par contre une grande variabilité spatiale en raison notamment de la topographie du réservoir. La qualité globale de la ressource rappelée précédemment doit être pondérée dans le détail par sa localisation; d'où l'intérêt de la cartographie qui est abordée ensuite.

La matrice de corrélation du tableau 3.2b fournit quelques premiers éléments pour apprécier des relations de dépendance entre variables. On constate que à l'échelle du domaine d'étude et pour l'ensemble des faciès, ces coefficients sont systématiquement faibles.

L'examen des diagrammes de dispersion correspondants qui apportent en général davantage d'informations qu'un simple coefficient de corrélation n'ont pas permis dans ce cas d'identifier des relations réalistes. Après réexamen de détail, deux relations ont cependant pu être identifiées et validées: la température de gisement en fonction de la profondeur en m/sol et la pression de gisement en fonction de la cote NGF (référence chapitre 3.5).

Les différents histogrammes de la figure 3.11 donnent une vision globale des caractéristiques de la ressource exploitée. Toutefois, l'allure générale des graphes, qui peut dans certains cas apparaître log-normale, doit être interprétée avec prudence car l'échantillonnage géographique n'est pas régulier comme on a pu le constater sur les cartes de localisation des forages. L'allure de l'histogramme de salinité par exemple, qui apparaît bimodale est en fait fortuite. Comme on pourra le vérifier sur la carte des salinités (paragraphe 3.4.3), cette allure caractéristique est la conséquence de la prise en compte de deux populations situées de part et d'autre d'une ligne nord-ouest-sud est passant par Paris.

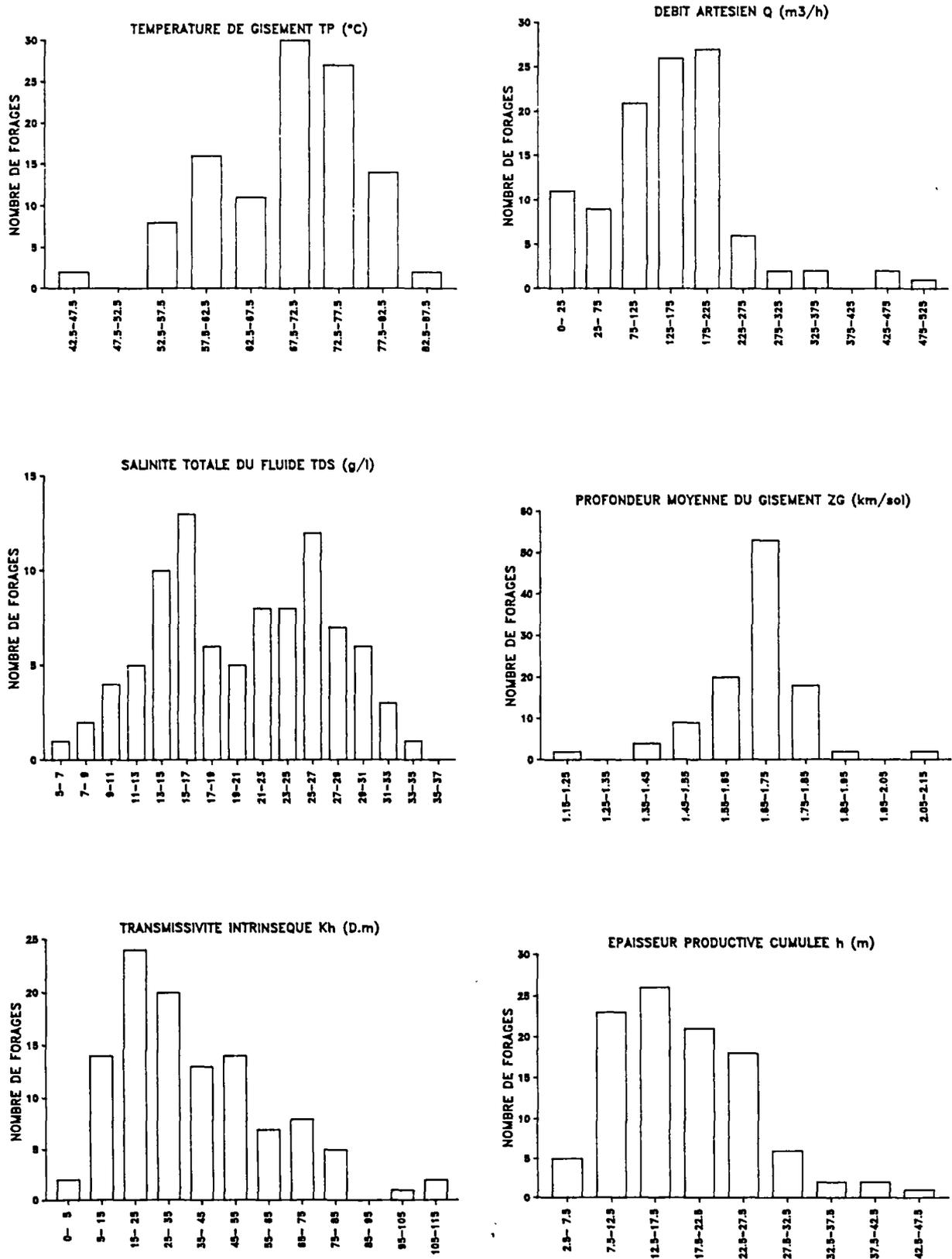


Figure 3.11 - Histogramme des principales caractéristiques de la ressource exploitée (ensemble des couches productives du réservoir)

* Contribution des faciès

L'introduction du classement faciologique apporte un niveau de détail supplémentaire pour apprécier l'amplitude et la variabilité des paramètres en liaison avec la sédimentologie, les conditions de dépôts et l'évolution ultérieure de la matrice poreuse au cours du processus diagénétique.

Le tableau 3.3 résume les résultats de l'analyse statistique de quatre variables liées à la production. Il permet d'examiner les caractéristiques de chacun des trois faciès ainsi que leur contribution relative à la moyenne d'ensemble du réservoir.

Sur l'ensemble des 110 puits, seuls les résultats de 101 forages ont pu être dépouillés faciès par faciès. En effet, neuf d'entre eux n'ont pas fait l'objet de mesures de débitmétrie ou n'ont pas été caractérisés au plan des repères faciologiques. Pour 37 d'entre eux (34 %), le Comblanchien est soit absent, soit non productif, et sur 49 autres (48 %) la série des Alternances est également absente ou non productive. Les valeurs reportées sur ce tableau sont en fait des moyennes par groupe de niveaux qui peuvent masquer par conséquent des hétérogénéités verticales de détail.

Les figures 3.12 à 3.15 traduites sous formes d'histogrammes complètent les informations moyennes du tableau 3.3. Les trois

données retenues : production relative, transmissivité intrinsèque et épaisseur productive, ont été regroupées selon quatre zones géographiques :

- domaine de la Seine-St-Denis, (figure 3.12),
- domaine du Val-de-Marne (figure 3.14),
- forages de la zone sud du Val-de-Marne (figure 3.14),
- forages de la zone est de la Seine-St-Denis (figure 3.14).

On peut remarquer que le faciès oolithique, le plus producteur, est toujours présent avec une contribution généralement majoritaire. Pour cette raison, les différents forages mentionnés en abscisse des diagrammes 3.12 à 3.14 ont été classés selon la contribution décroissante de l'Oolithe au débit total.

Dans le domaine de la Seine-St-Denis (figure 3.12), au nord-est de Paris, on remarque que les trois faciès sont pratiquement toujours présents au plan sédimentologique et également au plan de la production. On notera, qu'en terme d'épaisseur productive, les trois faciès sont répartis de manière homogène. Cette zone est par conséquent caractéristique au plan de l'homogénéité des conditions de dépôt.

Variable	Unité	Faciès	Nb. points	Moyenne	Ecart-type	Mini	Maxi
Kh	D.m	E	110	38,1	23,5	2,7	113,8
		C	64	10,3	11,1	0,8	46,0
		O	101	29,4	21,1	2,7	113,8
		A	52	5,0	4,4	0,3	22,8
K	D	E	104	2,2	1,4	0,2	6,9
		C	64	2,4	2,0	0,2	9,1
		O	101	2,8	1,9	0,2	11,1
		A	52	1,5	1,2	0,1	8,3
h	m	E	104	18,3	8,0	5,6	47,0
		C	64	5,1	4,6	0,7	24,0
		O	101	12,5	7,3	1,8	47,0
		A	52	4,6	3,6	0,4	16,6
Porosité	%	E	94	15,6	2,4	10,0	23,4
		C	58	14,7	2,6	8,3	20,0
		O	93	16,2	2,6	10,0	25,1
		A	50	14,1	3,8	6,9	20,7

Tableau 3.3 - Résultats statistiques pour les paramètres moyens du réservoir en fonction du faciès producteur
(E : Ensemble des faciès - C : Comblanchien - O : Oolithe - A : Alternances)

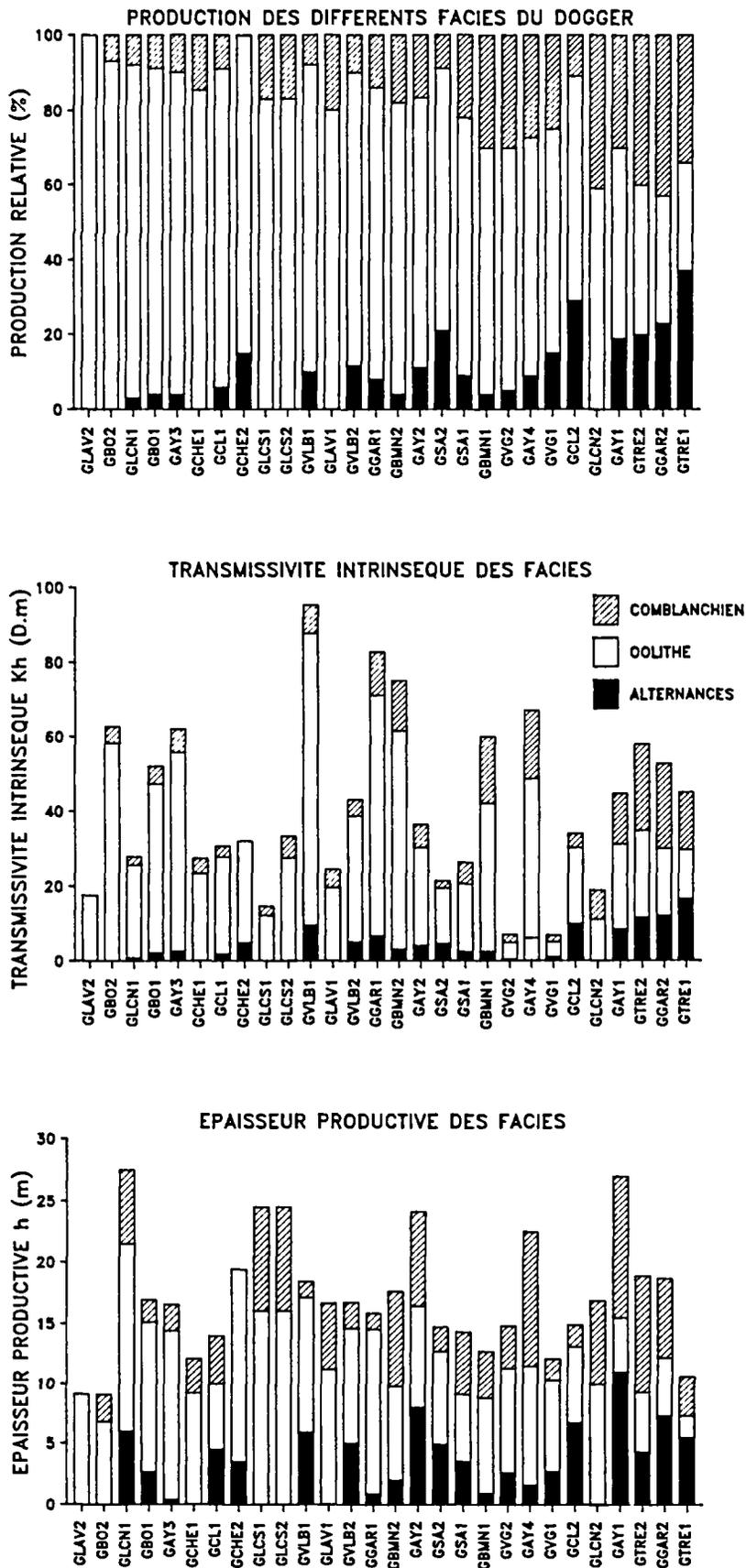


Fig. 3.12 - Histogramme des principales caractéristiques hydrodynamiques du réservoir du Dogger dans le domaine de la Seine-Saint-Denis et contribution des faciès

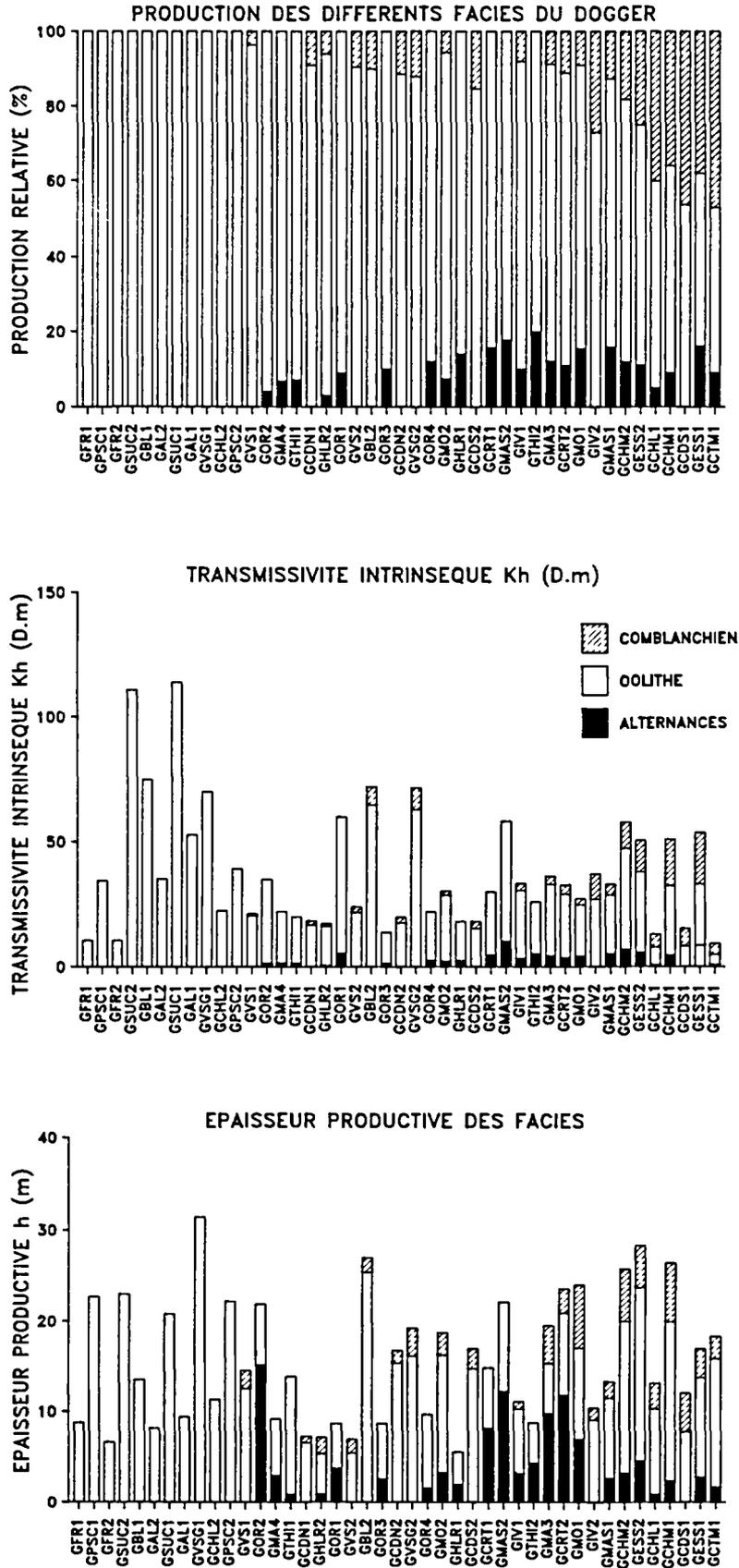


Fig. 3.13 - Histogramme des principales caractéristiques hydrodynamiques du réservoir dans le domaine du Val-de-Marne et contribution des trois faciès

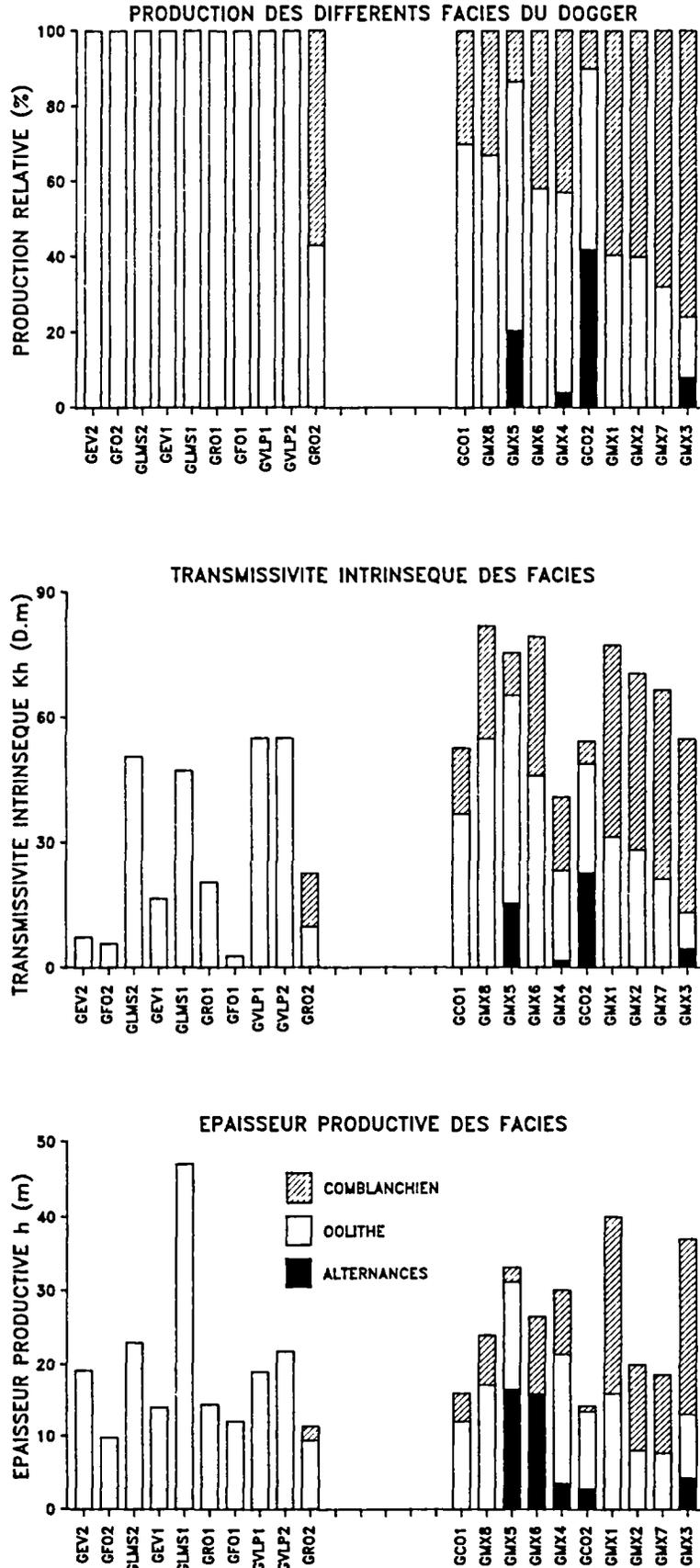


Fig.3.14 -Histogramme des principales caractéristiques hydrodynamiques du réservoir dans les zones sud et est ; contribution des trois faciès

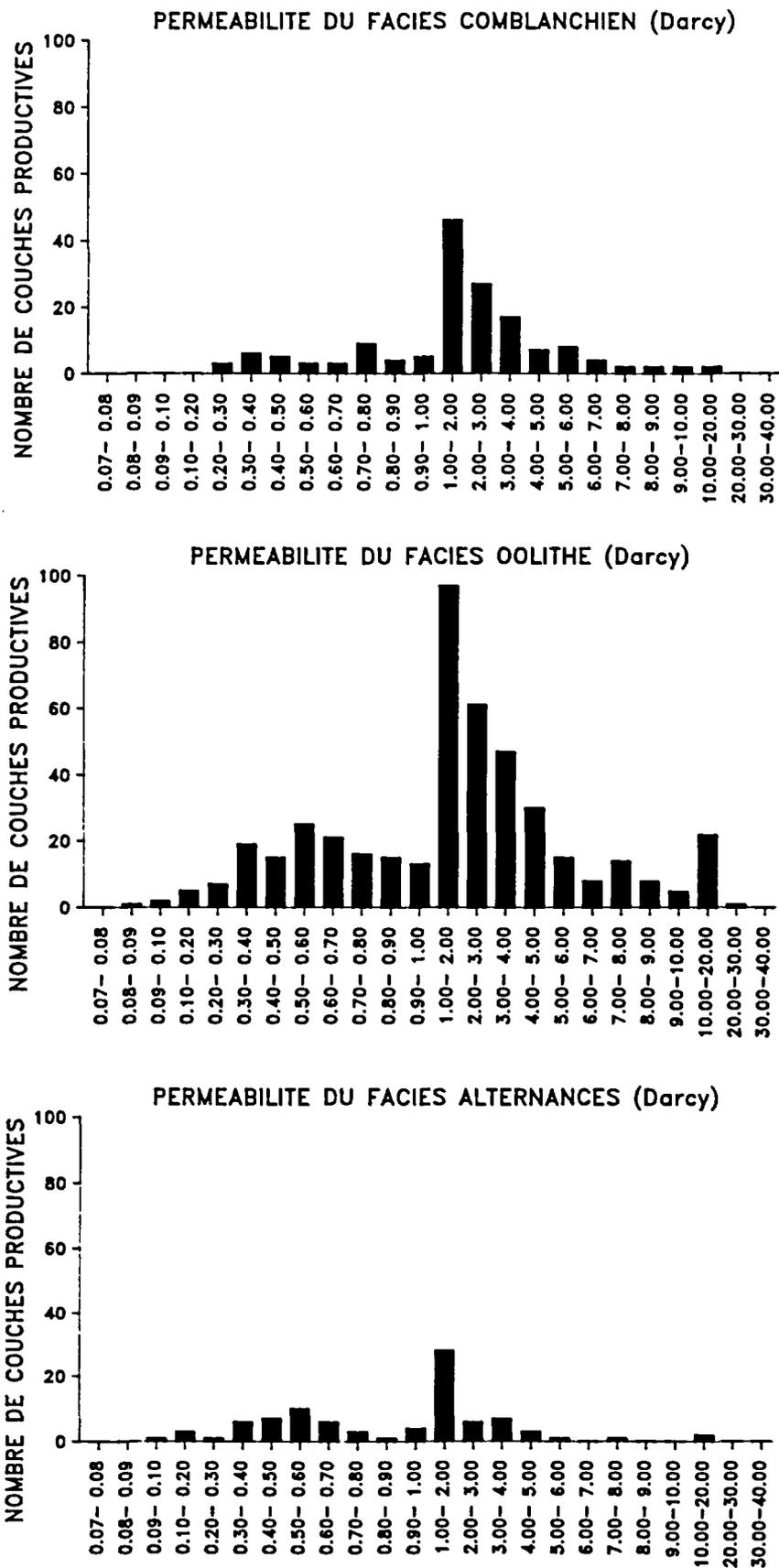


Fig. 3.15 - Histogramme de la perméabilité des niveaux producteurs selon leur appartenance aux trois faciès

Dans le domaine du Val-de-Marne au sud de Paris (figure 3.13) la contribution des faciès Comblanchien et Alternances apparaît nettement plus aléatoire. Le rapprochement du modèle paléogéographique et de l'histogramme des transmissivités confirme le rôle prépondérant du faciès de barrière oolithique dont la perméabilité a été améliorée par circulations d'eaux météoriques postérieures aux conditions de dépôt.

La partie gauche de la figure 3.14 montre qu'au sud du domaine d'étude le faciès médian oolithique est le seul faciès producteur. Cette situation peut s'expliquer a priori par l'absence de faciès Comblanchien et une cimentation plus importante du faciès Alternances.

La partie droite de la figure 3.14 met en évidence les caractéristiques de la zone la plus profonde du bassin où l'on constate que la contribution du faciès Comblanchien (faciès de lagon) peut être égale ou supérieure à celle de l'Oolithe. A ce propos on a pu remarquer sur la figure 3.10 (profil de production de Meaux GMX5) que la perméabilité du Comblanchien y est élevée en raison de la participation de fissures ou de fractures en complément de la perméabilité générale de type matricielle.

La figure 3.15 est focalisée sur l'histogramme du paramètre perméabilité intrinsèque pour chacun des trois faciès, sans référence à un domaine particulier. Compte tenu des conditions de dépôt initiales (perméabilité matricielle) et de l'évolution ultérieure du réseau poreux par diagénèse (dissolution, cimentation, fracturation) on peut tenter par ce type de diagramme d'identifier un décalage de la perméabilité résultante maximum selon le faciès. On constate d'après les données traitées (705) de la figure 3.15 que ce phénomène ne peut être mis en évidence. Les trois spectres apparaissent en affinité. On relève systématiquement: deux pics de perméabilité et une population maximum dans la classe moyenne 1 à 2 D. Ces résultats tendent à montrer, qu'a priori, les trois faciès ont connu le même type d'évolution diagénétique au moins en ce qui concerne la perméabilité globale.

3.4 - Distribution régionale des paramètres

L'estimation de la distribution régionale des différents paramètres a été réalisée d'une

part pour l'aquifère global (ensemble des niveaux) et d'autre part pour chacun des trois aquifères-équivalents (classification selon le faciès).

Quatre types d'informations ont été recherchées dans cette analyse:

- la structure de la distribution des paramètres (modèle de variogramme) à l'aide de l'outil géostatistique: homogène ou hétérogène, dérive régionale, portée des corrélations,
- la cartographie des paramètres estimés et de leur écart-type selon le modèle de variogramme précédent (krigeage),
- la base de données régionalisées sous la forme de fichiers de paramètres affectés aux noeuds d'une grille régulière (maillage Lambert),
- enfin, pour les trois faciès retenus, l'interprétation en terme de probabilité de présence permet de préciser et d'actualiser, en région parisienne, les cartes de synthèse existantes (données géologiques et modèle paléogéographique).

3.4.1 - Méthodologie de l'approche

L'approche géostatistique du réservoir du Dogger permet:

- d'une part de donner une image de la distribution spatiale des paramètres de l'aquifère,
- d'autre part de générer un semis de points réguliers destiné au maillage des modèles hydrodynamiques.

Cette étude s'appuie sur les données fournies par les 110 puits géothermiques réalisés dans le bassin parisien qui captent le réservoir du Dogger.

Les mesures ont été effectuées, pour la plupart, au cours des tests de production réalisés à la fin des travaux de sondage. Par conséquent elles représentent l'état vierge du réservoir au tout début de son exploitation.

Les paramètres étudiés selon cette méthode sont les suivants :

- la profondeur du barycentre des niveaux producteurs ZGMS (référence en m./sol)
- la température de production TP
- la salinité totale TDS
- la densité du fluide RO
- la transmissivité intrinsèque KH
- la transmissivité relative KH/u
- la perméabilité relative K/u
- la hauteur productive cumulée H
- la pression de gisement HPP.

La première partie des résultats concerne les valeurs obtenues sur l'ensemble du réservoir, tous faciès confondus. On présente ici les cartes de toutes ces variables, exceptée la porosité totale qui possède une distribution spatiale totalement erratique. La deuxième partie concerne les résultats de chacun des trois faciès du réservoir du Dogger à savoir le Comblanchien, l'Oolithe et les Alternances. Dans cette seconde partie on verra que, à l'échelle du domaine d'étude global, l'identification d'une structure attribuée à chaque faciès n'est pas réaliste. Par contre cet objectif a pu être atteint en focalisant l'analyse sur des supports géométriques plus limités, c'est-à-dire sur les deux sous-domaines à forte densité de forages localisés sur la figure 3.5 et détaillés aux figures 3.6 et 3.7.

3.4.2 - Rappel de la méthode

La méthode la plus couramment utilisée pour cartographier un champ consiste à transformer le réseau d'informations, constitué des points de mesure expérimentaux, en un réseau régulier qui sera en général une grille régulière aux noeuds de laquelle on calculera les valeurs estimées de la variable à cartographier. Les lignes iso-valeurs seront tracées à partir de cette grille de valeurs estimées. Le calcul de la grille est une opération d'estimation, tandis que le tracé est une opération graphique. Bien que l'apparence finale d'une carte dépende beaucoup du tracé, son exactitude est essentiellement fonction de l'estimation de la grille.

L'outil d'estimation retenu est la méthode géostatistique pour deux raisons différentes. La première est due à son approche probabiliste du phénomène qui permet d'associer à chaque valeur estimée un intervalle de confiance. La seconde est la complexité des variations spatiales des paramètres du réservoir,

qui semble impliquer un élément de hasard, superposé à une tendance d'ensemble déterministe.

* Les modèles

La variable étudiée (la profondeur du réservoir, la température du fluide, etc.) est notée $Z(x)$ où x représente, en notation condensée, un point dans un espace à 2 dimensions. On considère le modèle statistique suivant dans lequel $Z(x)$ est la somme de deux composantes :

$$Z(x) = m(x) + U(x)$$

La première composante $m(x)$, appelée dérive, est une fonction de la position géographique de x , et varie lentement dans l'espace. L'autre composante $U(x)$ est une fluctuation aléatoire, ou résidu. Par définition, la moyenne de $U(x)$ est nulle, et de plus, le modèle suppose que $U(x)$ est homogène dans l'espace. On dit que $U(x)$ est une fonction aléatoire stationnaire d'ordre 2.

Cette dichotomie entre dérive et fluctuation est essentiellement une question d'échelle : la dérive décrit les variations en grand, tandis que la fluctuation rend compte des variations plus locales autour de la dérive.

Cette méthode, qui porte le nom de Krigage Universel (K.U.), présente tout fois deux défauts :

- la séparation de $Z(x)$ entre une dérive fonctionnelle $m(x)$ et une partie aléatoire $U(x)$ est assez artificielle (elle correspond, cependant, assez bien à la distinction entre anomalie régionale et anomalie locale).
- l'hypothèse de stationnarité stricte des résidus $U(x)$ est assez forte, et n'est pas toujours compatible avec la réalité expérimentale.

Il est possible de s'affranchir de ces 2 hypothèses en appliquant la théorie des Fonctions Aléatoires Intrinsèques d'ordre k (FAI- k) (géostatistique des phénomènes non stationnaires). La théorie montre que la variance d'accroissement d'ordre k s'exprime à l'aide d'une fonction $K(h)$ appelée covariance généralisée d'ordre k . Dans le plan, $K(h)$ peut s'exprimer de la façon suivante :

$$K(h) = C + A_1 \cdot h + A_2 \cdot h^2 \log(h) + A_3 \cdot h^3$$

* Le variogramme

L'outil de base pour étudier la continuité spatiale est le variogramme. Il est défini comme la moitié de la moyenne quadratique de la différence entre les valeurs de la variable étudiée aux points x et $x+h$, distants de h .

Le variogramme, noté par la lettre grecque γ , s'écrit :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E \left\{ \left[Z(x+h) - Z(x) \right]^2 \right\}$$

En deux dimensions, le variogramme est une fonction à la fois de la distance et de la direction. Il montre combien les valeurs Z diffèrent au fur et à mesure que la distance entre les données augmente.

Le variogramme est lié au coefficient d'autocorrélation par la relation suivante :

$$\gamma(h) = 2 \sigma_y^2 (1 - \rho(h))$$

L'avantage du variogramme sur le corrélogramme est que $\gamma(h)$ conserve la taille du phénomène par la prise en compte de la variance d'échantillon σ_y^2 paramètre de dispersion, ce qui est masqué dans le choix du corrélogramme.

* Propriétés du variogramme

a/ Comportement à l'origine (Figure 3.16)

Le variogramme renseigne sur la continuité de la variable :

- un comportement parabolique indique une variable très régulière, continue et dérivable
- un comportement linéaire traduit un caractère plus irrégulier de la variable: elle est moins régulière, continue mais pas dérivable
- une discontinuité à l'origine appelée effet de pépite signifie que la variable est très aléatoire. La signification de cette constante de pépite est multiple : présence de structures d'échelle inférieure à celle de travail, et/ou d'erreur de mesures

- un effet de pépite pur signifie que le phénomène étudié est purement aléatoire, et ne présente aucune structure (quelque soit h , $z(x)$ et $z(x+h)$ n'ont aucune corrélation).

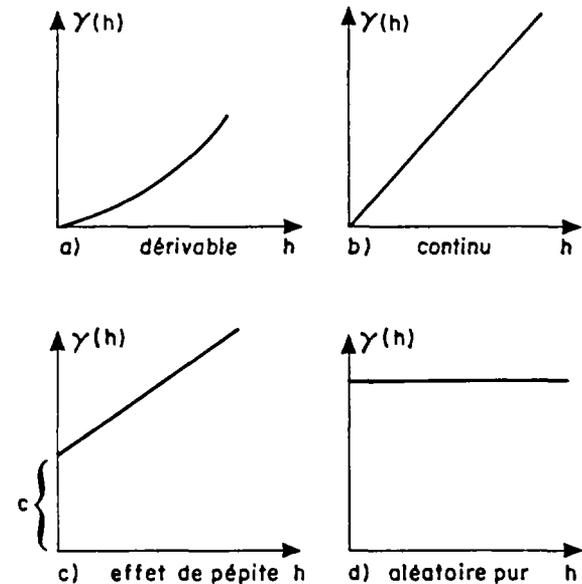


Fig. 3.16 - Comportement du variogramme à l'origine

b/ Comportement à l'infini

Le variogramme peut se stabiliser à partir d'une certaine valeur de $\gamma(h)$. Le variogramme atteint alors un palier pour une distance que l'on nomme portée. Cela signifie qu'au delà de la portée les variables sont indépendantes entre elles (exemple du modèle sphérique - Figure 3.17).

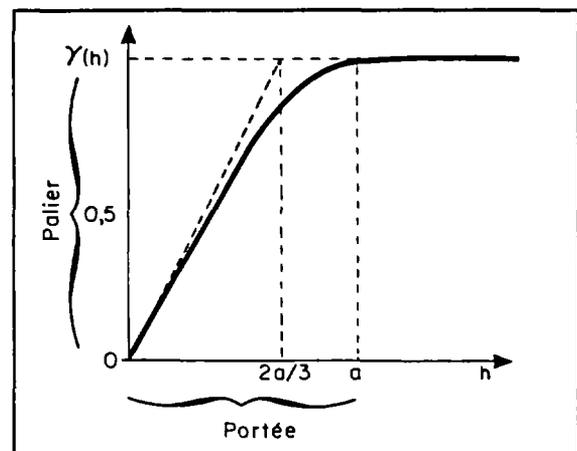


Fig. 3.17 - Modèle de variogramme avec palier

c/ Pas de calcul du variogramme

Le calcul de $\gamma(h)$ est fait selon un pas choisi. Ce pas conditionne la représentation graphique. Trop petit par rapport à l'interdistance minimale des points expérimentaux, il provoque des fluctuations du variogramme difficiles à interpréter. Trop grand, il peut masquer d'éventuelles structures de petites dimensions (microstructures) de portée inférieure au pas de calcul.

d/ Anisotropie

On peut regrouper les couples de points par classes d'angle et calculer le variogramme correspondant aux 4 directions N-S, E-O, NE-SO et NO-SE. Leur comparaison permet de mettre en évidence des anisotropies. En l'absence d'anisotropie flagrante, on calcule un variogramme moyen, qui est uniquement fonction de la distance.

Dans le cas où il existe une dérive, le variogramme expérimental (on dit encore le "variogramme brut"), obtenu à partir des données, présente un comportement parabolique (figure 3.16). On estime alors le variogramme des résidus. Malheureusement, le variogramme obtenu constitue une estimation biaisée du variogramme réel. On sera donc prudent lors de l'interprétation des variogrammes des résidus.

* Le krigeage

Le krigeage est une méthode d'interpolation ainsi nommée d'après D.G. Krige qui le premier en a appliqué les principes à l'estimation de minerais d'or (Krige, 1951).

Soit à estimer $Z(x)$ en un noeud de grille $x = x_0$. Pour cela, nous considérons une moyenne pondérée des valeurs de $Z(x)$ aux puits environnants x_1, x_2, \dots, x_n :

$$Z^*(x) = \lambda_1.Z(x_1) + \dots + \lambda_n.Z(x_n)$$

Par convention l'astérisque dénote l'estimateur de krigeage. Le problème est le choix optimal des poids $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_n$. On utilise deux critères :

- l'absence d'erreur systématique: la méthode ne doit pas conduire à sur- ou sous-estimer le volume des réserves (non-biais).

- l'erreur minimale, au sens des moindres carrés (optimalité).

De ces deux conditions, on déduit un système d'équations linéaires faisant intervenir le variogramme et la dérive, dont la solution donne les poids de krigeage. Ces poids sont calculés pour chaque noeud de la grille.

Le système de krigeage prend en considération les éléments suivants :

- la position relative du point à estimer et des points expérimentaux
- la position relative des points expérimentaux entre eux
- la structure du phénomène à travers le variogramme $\gamma(h)$ ou la covariance généralisée $K(h)$.

* Les critères de validité de l'ajustement d'un modèle théorique

Pour tester la pertinence des modèles retenus (ajustés sur le variogramme expérimental), il est possible d'estimer les valeurs de la variable aux points où elles sont déjà connues à partir des données du voisinage : pour cela, on supprime l'un après l'autre les points expérimentaux x_i ; en chacun des points on obtient la valeur estimée $z^*(x_i)$ et par conséquent, connaissant la valeur réelle, $z(x_i)$, on peut calculer l'erreur $e_i = z^*(x_i) - z(x_i)$. Les erreurs e_i sont ensuite comparées aux écart-types d'estimation théoriques σ^2_K . Un ajustement correct doit se traduire par :

- une erreur moyenne voisine de 0 :

$$e_m = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n (z^* - z_i) = 0$$

- une erreur quadratique réduite proche de 1 :

$$e_q = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n \frac{e_i^2}{\sigma_{k_i}^2}$$

*** L'intervalle de confiance des estimations**

La valeur Z^* est un estimateur moyen pour lequel on calcule son écart-type de krigeage σ_K qui permet de définir l'intervalle de confiance et les seuils de confiance correspondants tel que $Z = Z^* \pm \alpha \cdot \sigma_K$.

Seuil de confiance (%)	α
99.73	3.0
99.	2.58
98.	2.33
96.	2.05
95.45	2.
95.	1.96
90.	1.645
80.	1.28
68.27	1.
50.	0.675

Lorsque l'hypothèse d'un histogramme log normal est vérifié, on peut travailler sur les valeurs logarithmiques.

On a :

$$T^* = e^{z^*}$$

comme $z^* - \alpha \cdot \sigma_K < z < z^* + \alpha \cdot \sigma_K$

on obtient alors :

$$e^{z^* - \alpha \sigma_K} < T < e^{z^* + \alpha \sigma_K}$$

$T^* = e^{z^*}$ est l'estimateur médian (on a 50 % de chances que T soit supérieur à T^* et 50 % qu'il lui soit inférieur).

e^{σ_K} est un écart-type multiplicatif : les bornes associées à σ_K sont égales à T^* multiplié ou divisé par $e^{\alpha \cdot \sigma_K}$.

Exemple :

pour un intervalle de confiance à 90 % ($\alpha=2$),

pour une valeur estimée de la transmissivité $T^* = 20$ D.m

pour un écart-type multiplicatif $e^{\sigma_K} = 1.30$

on aura : $e^{2\sigma_K} = (e^{\sigma_K})^2 = 1.69$

$$20/1.69 < T < 20 \cdot 1.69$$

soit : $12 < T < 34$

*** Les logiciels utilisés**

Les logiciels utilisés, pour la réalisation de l'analyse géostatistique sont essentiellement :

- le logiciel GDM (BRGM/ISA) pour les calculs statistiques, la visualisation du variogramme expérimental et l'ajustement graphique du modèle théorique,
- le logiciel BLUEPACK (ENSMP/BRGM) pour le calcul du variogramme expérimental et le krigeage des données,
- le logiciel UNIGRID (BRGM/IMRG) avec la bibliothèque UNIRAS pour le tracé des cartes en mode raster.

3.4.3 - Mode de présentation des résultats

Ci-après figurent successivement les résultats obtenus sur l'ensemble des niveaux productifs tous faciès confondus (chapitre 3.4.4), puis pour chacun des 3 faciès (chapitre 3.4.5), identifiés notamment grâce à l'étude sédimentologique détaillée et à la présence du forage carotté d'Aulnay-sous-Bois.

Pour chacune des variables étudiées, on a procédé de la façon suivante :

a/ Statistique élémentaire : avec le calcul de la moyenne, de l'écart-type, des valeurs extrêmes et de l'histogramme de l'échantillon.

b/ Caractérisation de la structure des données, au sens géostatistique, avec les étapes suivantes :

- calcul de la variance brute (VB) et la variance des résidus (VR). Si le rapport VR/VB est inférieure à 0.70 on supposera alors qu'il existe une dérive linéaire (au sens des moindres carrés) bien marquée. On fera alors l'hypothèse d'un modèle à deux composantes, et on étudiera les variations des résidus autour du plan de dérive (la moyenne des résidus étant nulle).

- calcul du variogramme expérimental, avec un pas de 1 km, correspondant à la distance minimale entre deux puits
- ajustement d'un modèle théorique (choix entre un modèle linéaire et/ou sphérique).

c/ Calcul et cartographie des valeurs estimées z^* et des écarts-types de krigeage σ_K :

- l'estimation de la grille régulière est faite non pas à partir du modèle théorique ajusté sur le variogramme expérimentale (on a vu en effet qu'en présence d'une dérive on introduit ici un biais important), mais à partir de la covariance généralisée $K(h)$, dont les coefficients ont été calés en minimisant la somme des carrés des écarts de $Z - Z^*$ (critère du M.S.E. : Mean Square Error).
- on travaille en voisinage unique (c'est-à-dire que tous les points connus seront pris en compte en même temps pour estimer la grille de données régulière), les mailles de la grille seront égales à 1 km. Le domaine étudié (90 * 110 km) a été découpé en 10100 points répartis régulièrement. Seules les variables présentant une structure assez continue seront cartographiées. En effet, il est illusoire de vouloir cartographier des variables dont le variogramme possède une portée de moins de 3 ou 5 Km (cas de la porosité).
- les cartes ont été dessinées en mode raster pour les variables proprement dites avec un dégradé de couleurs, qui met en évidence la tendance à grande échelle de la variable étudiée, sur laquelle on a superposé une iso-valeur de l'écart-type de krigeage qui représente la limite de validité du modèle autour des points expérimentaux, qui ont servi à l'élaboration de celle-ci et que l'on a reporté sur chacune d'entre elle.

* Présentation des cartes

La cartographie de la distribution spatiale des paramètres retenus dans le domaine d'étude est traduite par les neuf cartes suivantes :

Paramètre cartographié	N° de la figure
Profondeur moyenne de production	3.19
Température de gisement	3.20
Salinité totale	3.21
Masse volumique	3.22
Transmissivité intrinsèque	3.23
Transmissivité relative	3.24
Perméabilité relative	3.25
Epaisseur productive cumulée	3.26
Pression de gisement	3.27

Chaque couleur correspond à une classe de valeurs. Entre les limites extrêmes de chaque classe, une ligne isovaleur intermédiaire a été tracée pour localiser et préciser certaines anomalies locales. Les différentes cartes sont complétées par :

- l'impact dans le réservoir de tous les forages du domaine d'étude,
- les principales villes,
- les principaux cours d'eau,
- l'emprise du sillon marneux imperméable,
- l'écart-type moyen d'estimation sous la forme d'une ligne isovaleur qui renseigne localement sur la fiabilité de l'estimation.

En regard de chaque carte on a rappelé les informations statistiques et géostatistiques caractéristiques de l'échantillon traité. Ces informations comprennent:

- l'histogramme de la variable avec ses paramètres statistiques,
- le variogramme expérimental avec la moyenne (M) et la variance d'échantillon (V). Il s'agit systématiquement du variogramme isotrope. Les informations directionnelles n'ont pas été exploitées dans cette analyse.
- le modèle d'ajustement théorique superposé au variogramme expérimental. Le rappel du rapport VR/VB mentionné précédemment permet d'identifier s'il s'agit d'un variogramme brut ou du variogramme des résidus. La visualisation du variogramme

fait également mention des paramètres du modèle d'ajustement : palier (sill), portée (range), pépite (nugget), numéro et type de chaque composante du modèle.

*** Analyse du spectre des distances (figure 3.18)**

Le variogramme expérimental résulte du carré de l'accroissement de $Z(x+h)-Z(x)$ en fonction de h . Pour le calcul du variogramme, on affecte à chaque classe de distance (avec un pas de 1 km) la valeur moyenne des distances des paires de points comprises entre les deux bornes de chaque classe. La précision de cette courbe dépend donc du nombre de paires de points dans chacune des classes sélectionnées. Afin de connaître le degré de confiance que l'on peut apporter au variogramme expérimental

on a reporté sur la figure 3.18 le nombre de points par classe en fonction de la distance h .

On met ainsi en évidence 3 zones :

- de 0 à 26 km, le variogramme présente le maximum de précision, avec plus de 100 paires par classe,
- de 26 à 55 km, on a plus de 60 paires par classe, ce qui indique que le variogramme expérimental a une signification,
- au-delà de 55 km le variogramme n'a plus de signification.

On peut noter que la première classe a une valeur moyenne de 1.213 km, avec une fréquence de 75 paires. Cela correspond à la distance moyenne minimale entre les puits d'injection et de production.

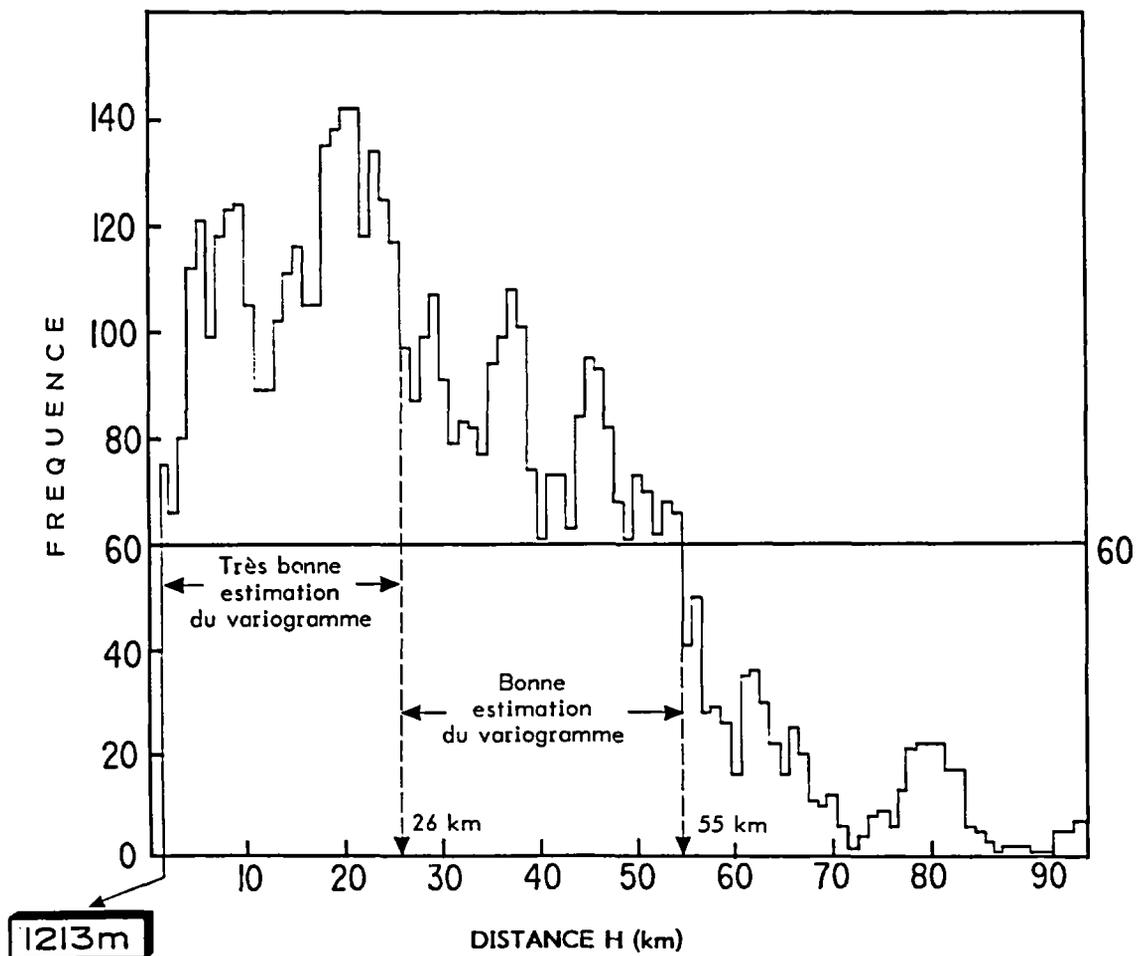


Fig. 3.18 - Spectre des distances entre forages

3.4.4 - Résultats pour l'ensemble des faciès

* Profondeur du barycentre des niveaux producteurs ZGMS

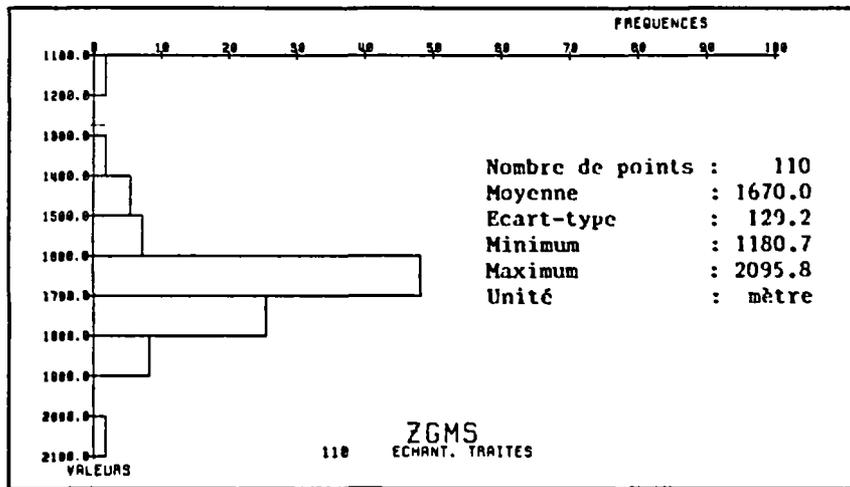
Tous les puits sont compris entre 1200 m et 2000m de profondeur. La grande majorité d'entre eux (50 %) est incluse dans la classe 1600-1700 m. Le rapport des variances VR/VB est égal à 0,52, ce qui signifie que la variable possède une dérive régionale bien marquée SE-NO, que l'on peut voir sur la figure 3.19. Cette dérive est parallèle à la direction locale de subsidence du Bassin parisien, avec un même

taux d'accroissement de 5 m par km (caractéristique des bassins de plate-forme). Le variogramme met en évidence une structure continue et régulière. On a ajusté sur le variogramme des résidus un modèle sphérique (de portée 20 km et de palier 4500 m) avec une composante linéaire (pente 0,04). Sur la carte, on reconnaît au Sud-Ouest de Paris l'anticlinal de Meudon.

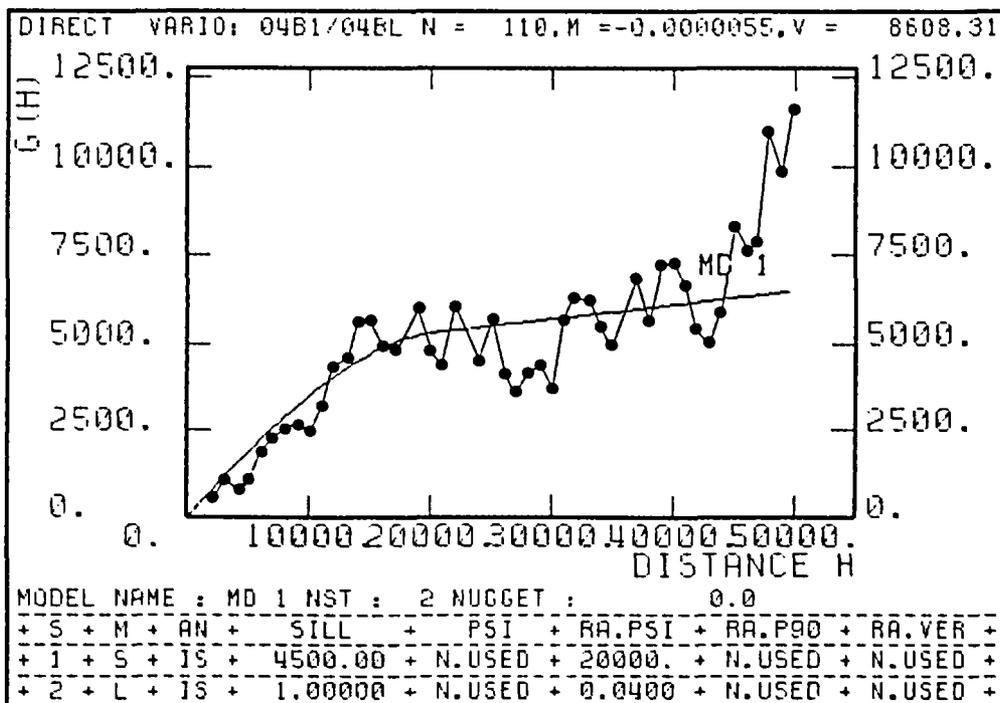
Modèle de covariance retenu pour la cartographie :

$$K(h) = -0,2.h \text{ et } K=1$$

$$(e_m = 0,50 - e_q = 1,4)$$



Histogramme de la variable



Variogramme des résidus - (VR/VB = 0,52)

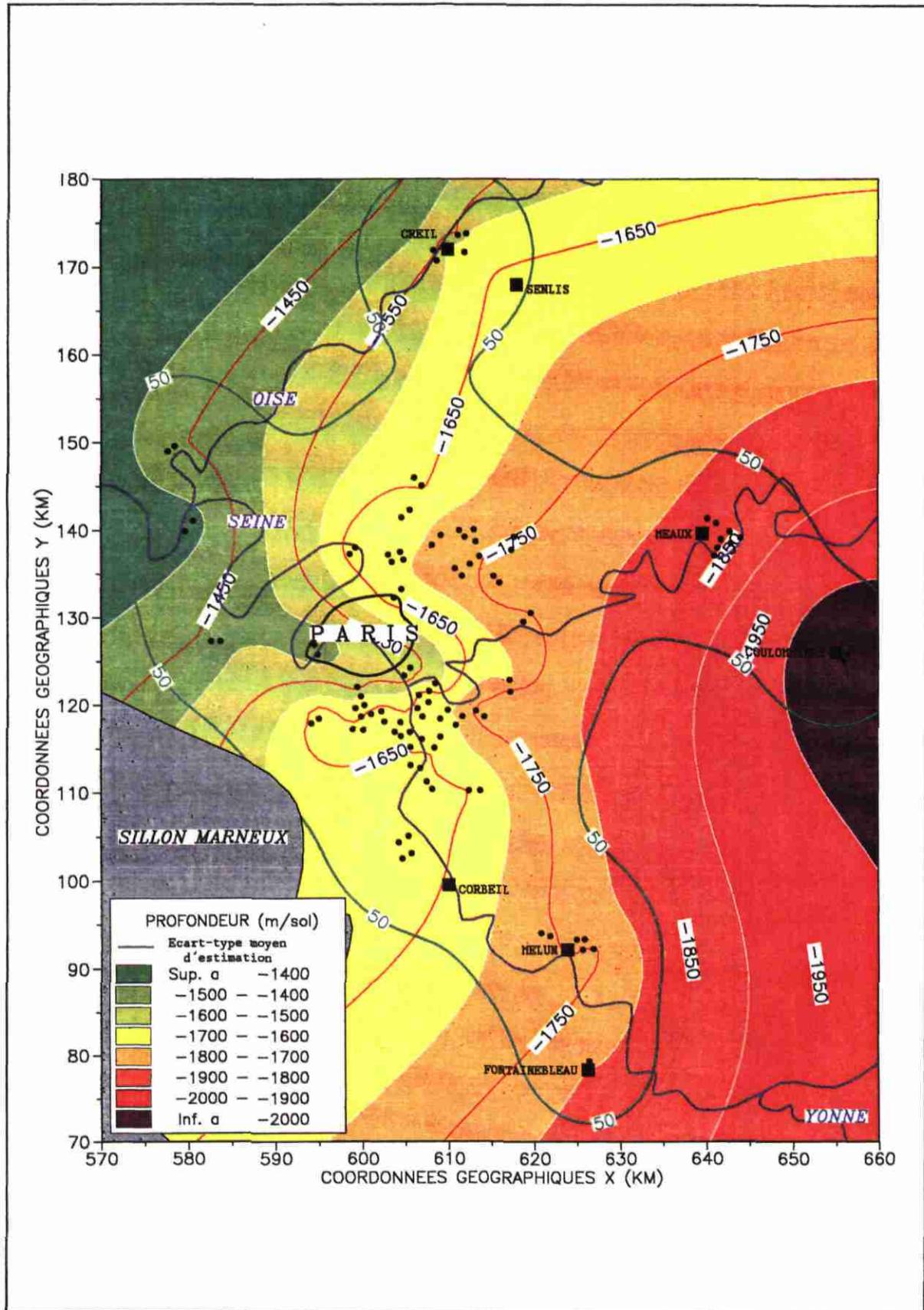


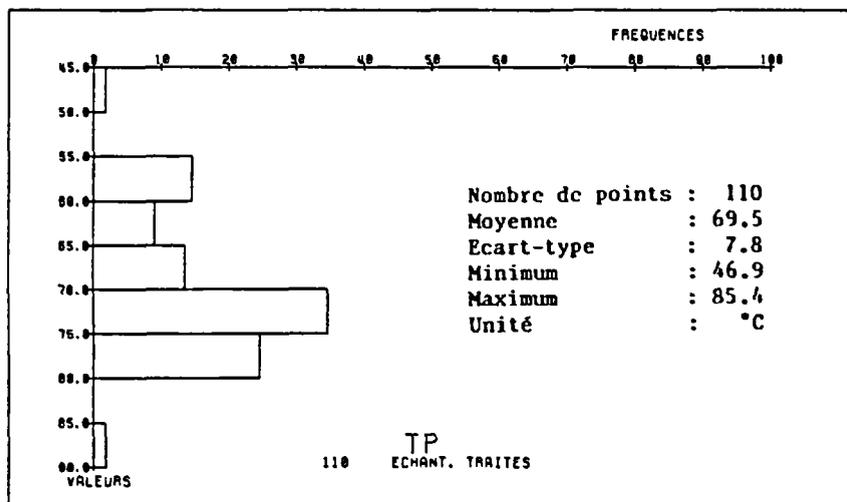
Fig. 3.19 - Carte de la profondeur moyenne du réservoir (barycentre des niveaux producteurs)

*** Température de production**

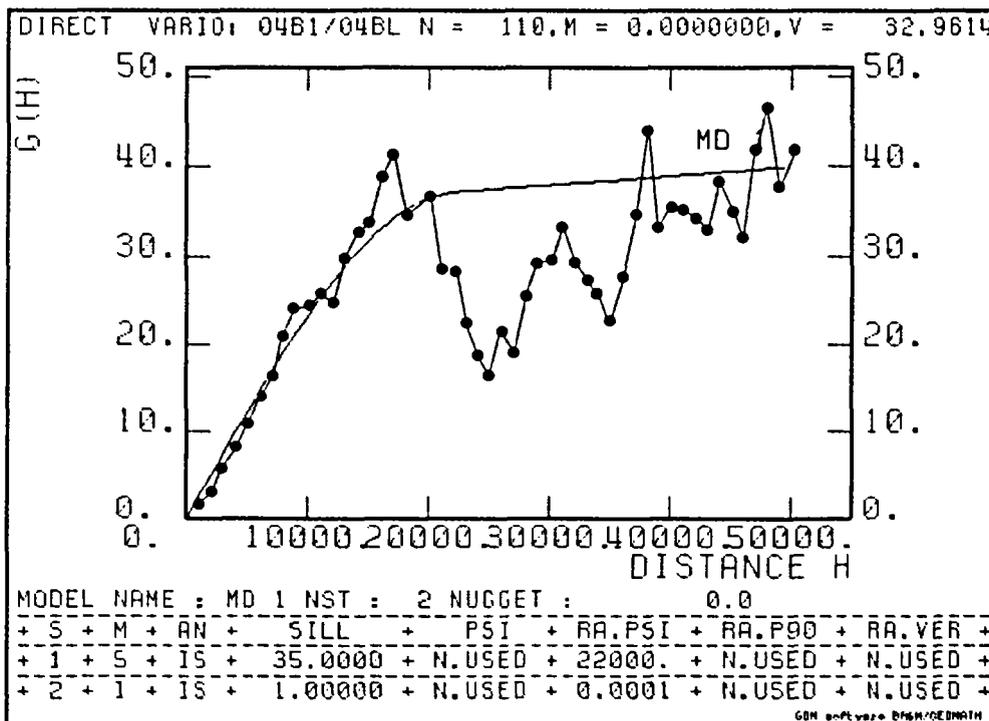
La température de production est comprise entre 47 et 85 °C. Elle est étroitement liée à la profondeur ZGMS (coefficient de corrélation égal à 0,69). Le rapport VR/VB est égal à 0,55. Cette dérive régionale, que l'on voit sur la figure 3.20 a la même direction SE-NO que la variable ZGMS. La relation fondamentale qui lie la température et la profondeur :

$$\text{Température théorique (°C)} = 10(\text{°C}) + 0.033(\text{°C/m}) * \text{Profondeur(m)}$$

est dans l'ensemble respectée. Toutefois, il existe une anomalie froide à l'Ouest de la Seine St Denis, où 8 puits géothermiques, localisés à proximité de l'iso-température 60°C, ont une température inférieure de 6°C à la température théorique. Ce phénomène est à rapprocher des conclusions de la thèse de B. COLENO (Diagraphies thermiques et distribution du champ de température dans le Bassin de Paris, Brest 1987). Ce phénomène peut s'expliquer soit par des variations de flux thermique, soit par des écoulement de fluide dans le réservoir.



Histogramme de la variable



Variogramme des résidus - (VR/VB = 0,55)

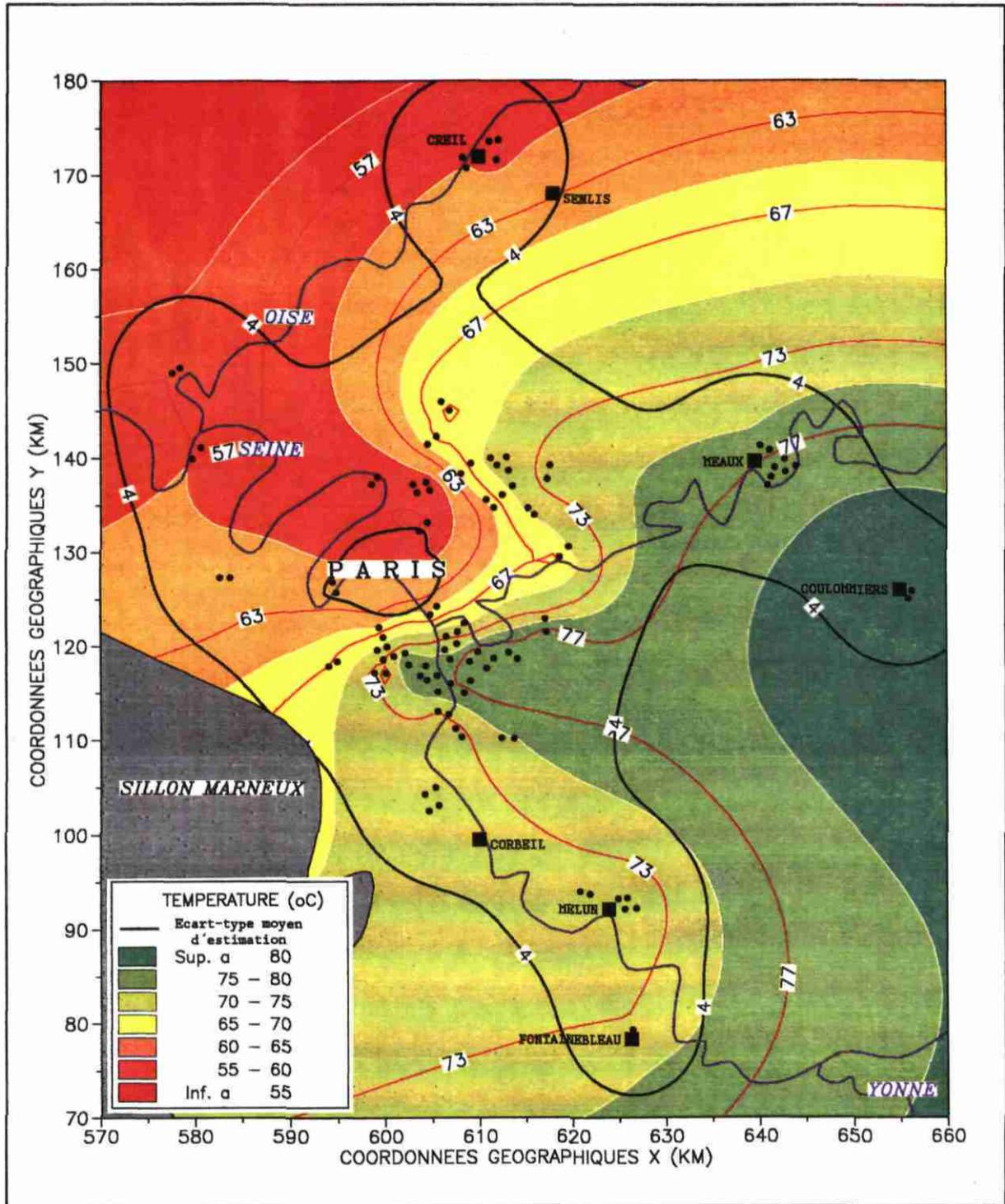


Fig. 3.20 - Carte de la température moyenne de gisement

Le modèle de variogramme ajusté sur le variogramme des résidus est un modèle sphérique, de portée 22 km, avec une composante linéaire. De plus les écarts-types de krigeage sont relativement faibles, puisqu'à une distance de 10 Km $\sigma_K = 5^\circ\text{C}$. Ces résultats montrent que la température est une variable continue,

et que les interpolations que l'on peut faire auront une bonne précision.

Modèle de covariance retenu pour la cartographie :

$$K(h) = -0,00132 \cdot h \text{ et } K=1 \\ (e_m = 0,02 - e_q = 0,8)$$

*** Salinité totale TDS (figure 3.21)**

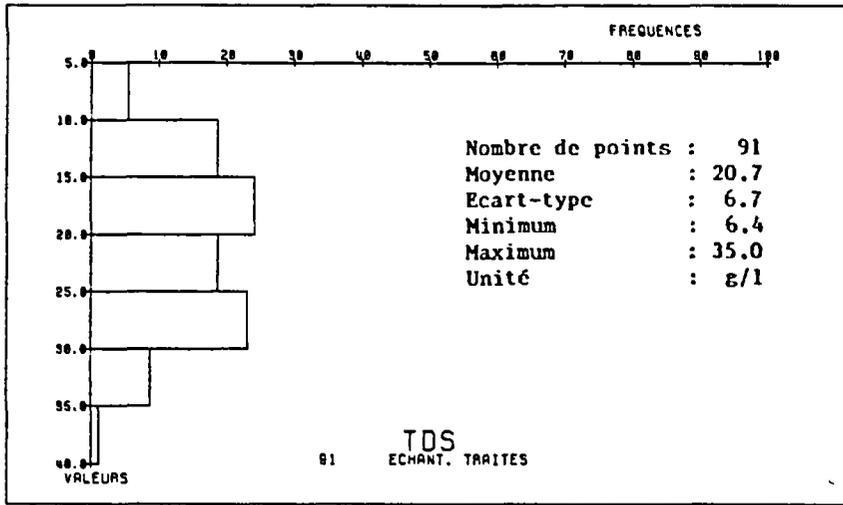
La salinité du réservoir du Dogger présente une grande étendue avec une valeur minimale de 6,4 g/l à Fontainebleau, et une valeur maximale de 35 g/l à Meaux. On observe une dérive régionale bien marquée NE-SO (VR/VB = 0,67) qui est orthogonale à la dérive de ZGMS et de TP. Le variogramme expérimental est continu : modèle sphérique (de portée 13 km) plus une composante linéaire. La précision de l'estimation de la salinité du fluide

est bonne puisque l'on note un écart-type de 3,5 g/l à une distance de 10 km des puits. Il n'y a aucune corrélation entre la salinité et la température de production, le coefficient de corrélation est égal à 0,07 (calculé avec 91 couples).

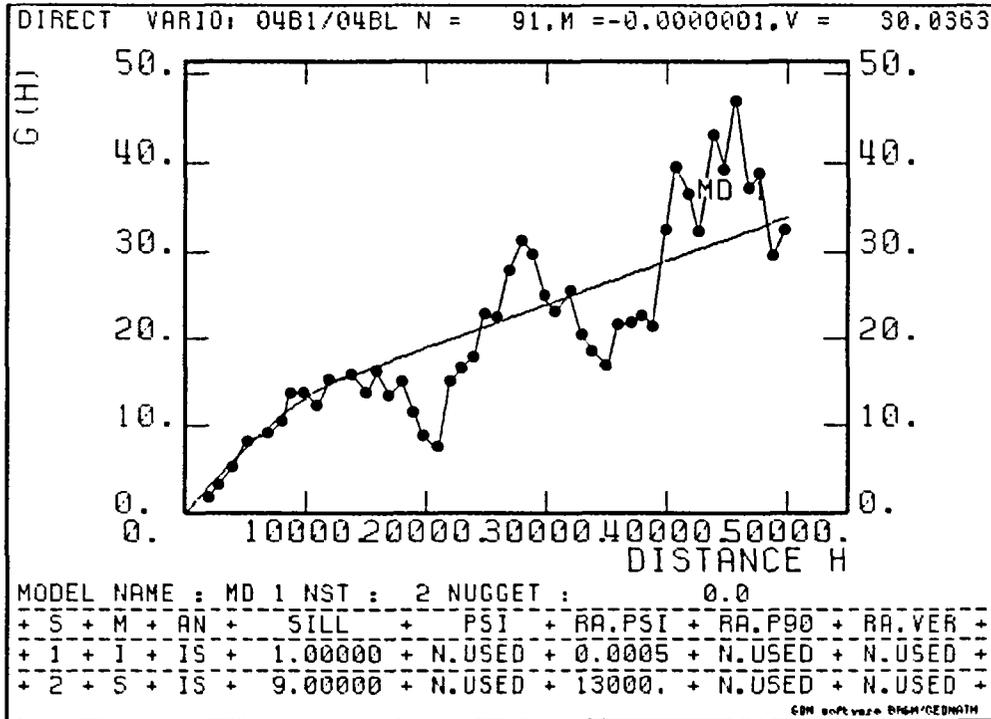
Modèle de covariance retenu pour la cartographie :

$$K(h) = 0,038 - 0,00078.h \text{ et } K = 1$$

$$(e_m = 0,05 - e_q = 1,2)$$



Histogramme de la variable



Variogramme des résidus - (VR/VB = 0,67)

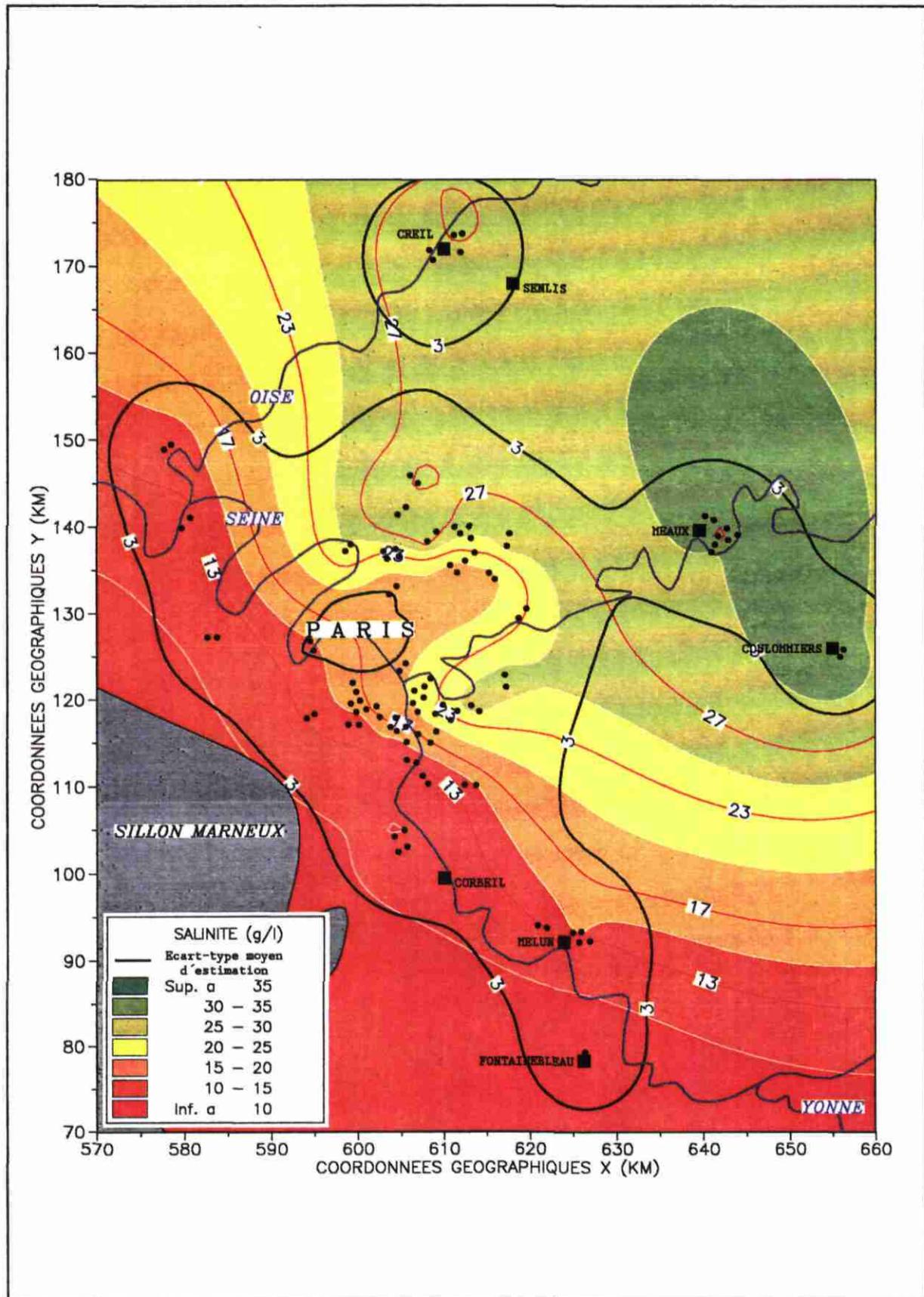


Fig. 3.21 - Carte de la salinité totale du fluide de gisement

* Masse volumique RO (figure 3.22)

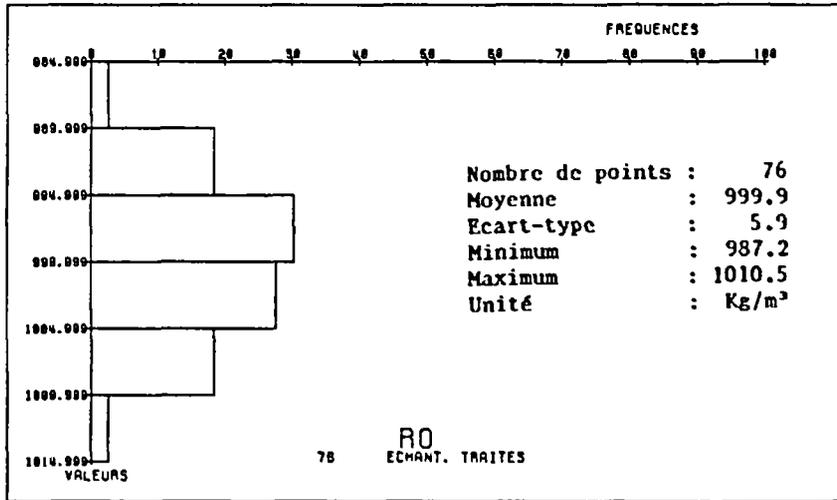
La densité du fluide est la variable qui présente la plus forte dérive régionale avec un rapport VR/VB = 0.29. Ce résultat est dû à l'effet combiné du gradient de température dans la direction SE-NO, et de la variation en

grand de la salinité dans la direction NE-SO. Le résultat est une dérive S-N.

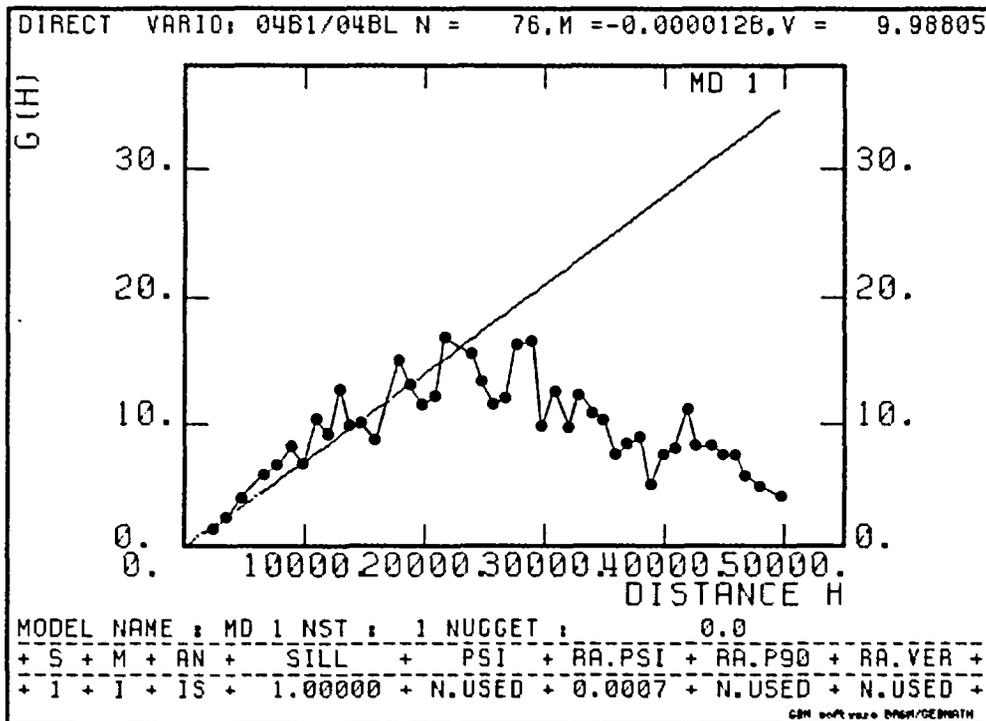
Modèle de covariance retenu pour la cartographie :

$$K(h) = 0,017 - 0,0006.h \text{ et } K=1$$

$$(e_m = -0,04 - e_q = 1,0)$$



Histogramme de la variable



Variogramme des résidus - (VR/VB = 0,29)

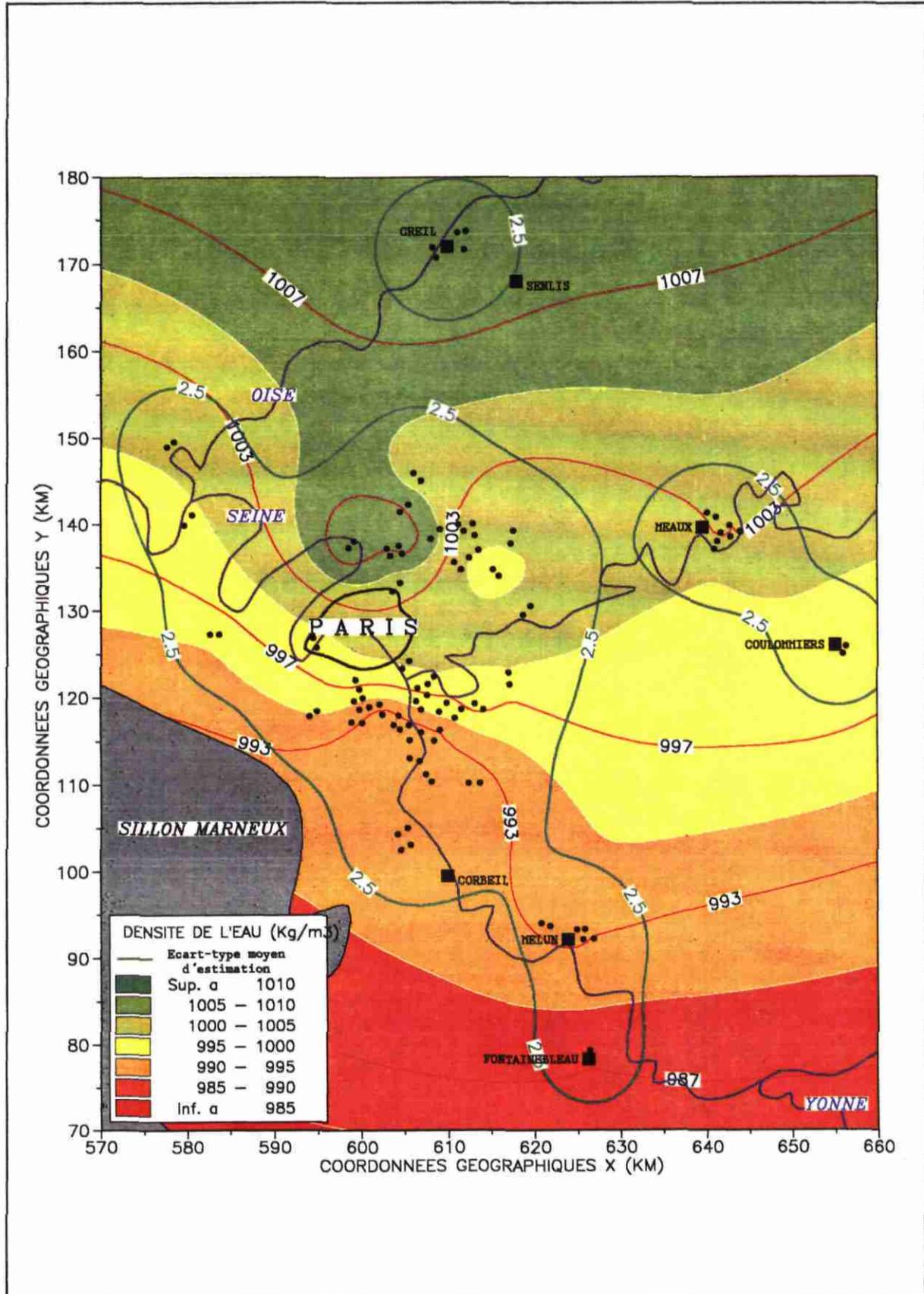


Fig. 3.22 - Carte de la masse volumique du fluide de gisement

*** Transmissivité intrinsèque KH**

La transmissivité du réservoir est une variable qui ne montre pas de tendance régionale bien définie ($VR/VB = 0.95$). Cela est dû aux très fortes variations de KH sur des distances relativement courtes, et cela de façon imprévisible. En effet, sur 5 doublets on a un rapport supérieur à 2 (jusqu'à 2,4) entre les valeurs obtenues sur le puits de production et le puits de réinjection. Sur l'ensemble des puits, on obtient les résultats suivants :

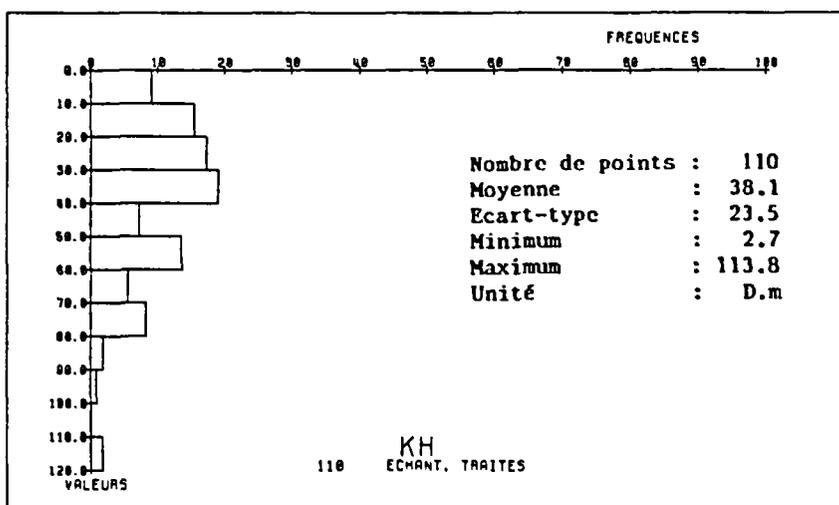
% population	50	23	18	9
Variation	-20%	-50%	-100%	+100%

entre KH_i (injection) et KH_p (production).

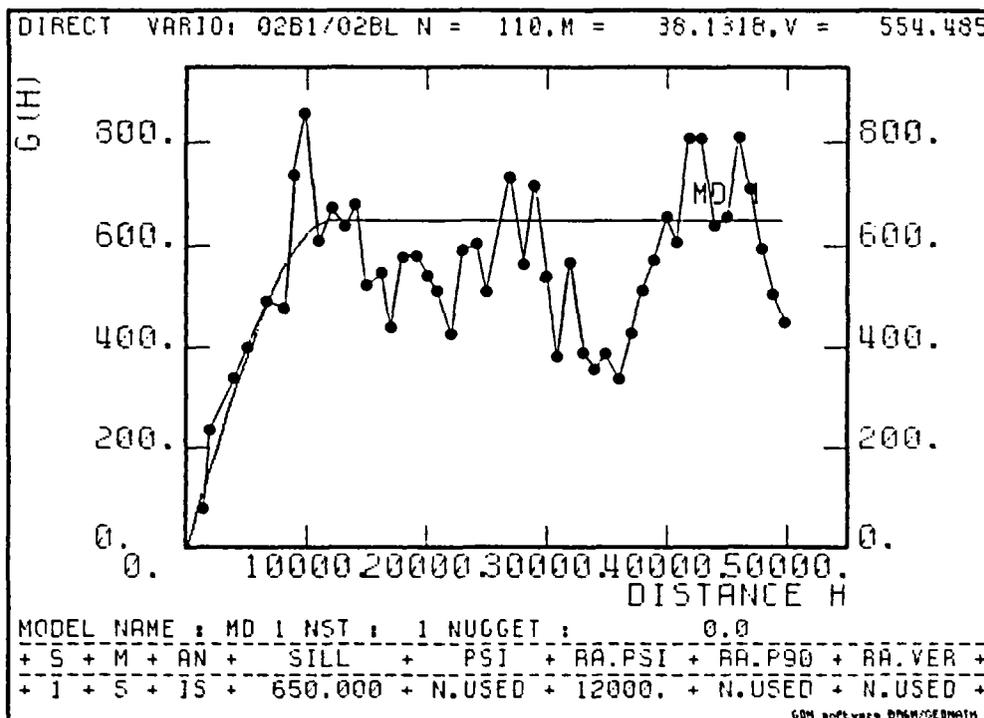
Modèle de covariance retenu pour la cartographie :

$$K(h) = 65,11 - 0,085 \cdot h \text{ et } K=1$$

$$(e_m = 0,05 - e_q = 0,7)$$



Histogramme de la variable



Variogramme des résidus - ($VR/VB = 0,98$)

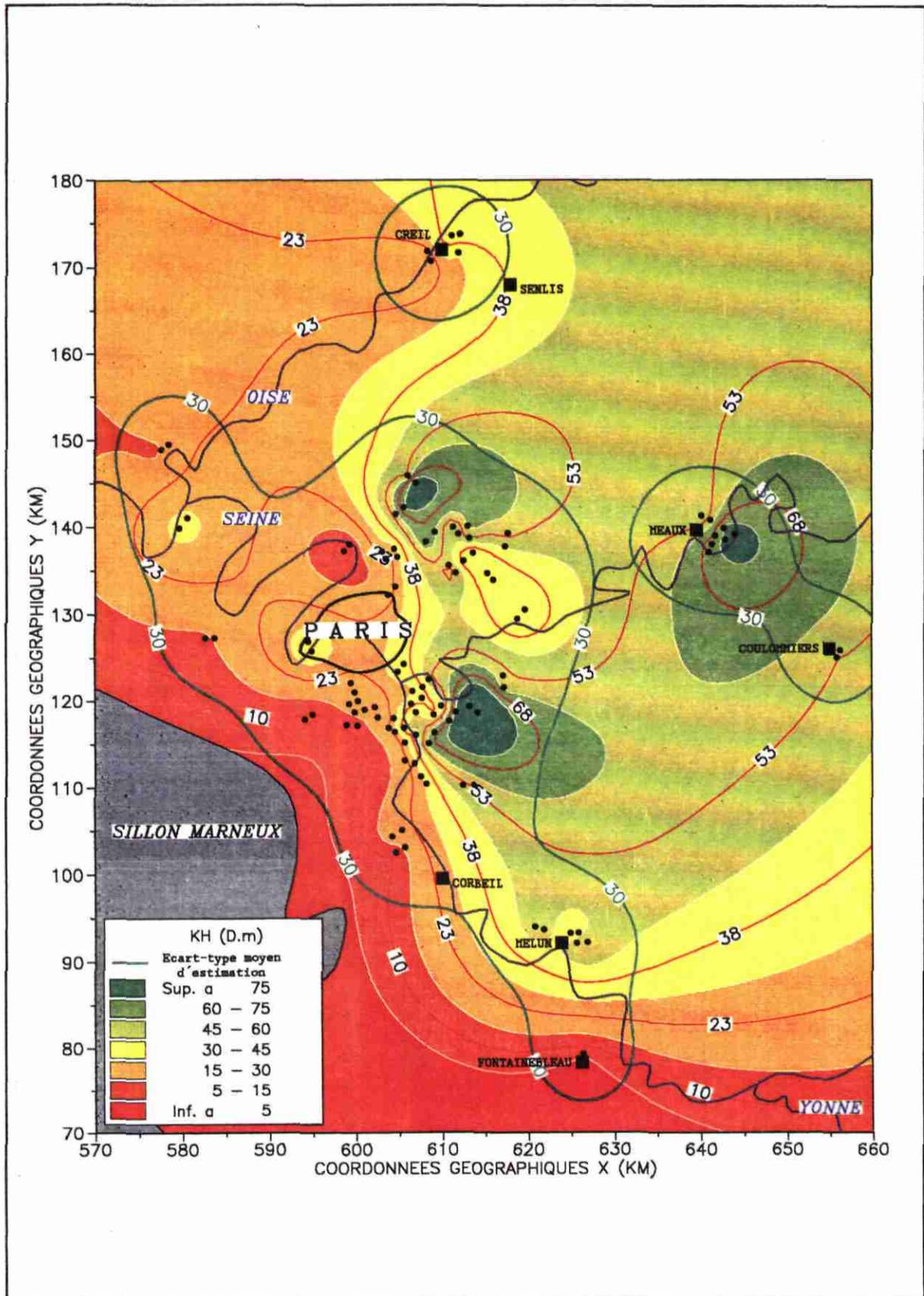


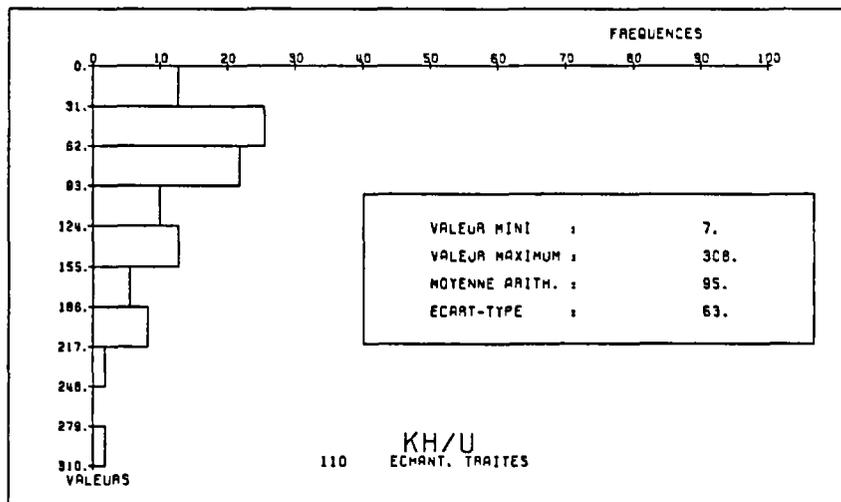
Fig. 3.23 - Carte de la transmissivité intrinsèque du réservoir

*** Transmissivité relative Kh/u**

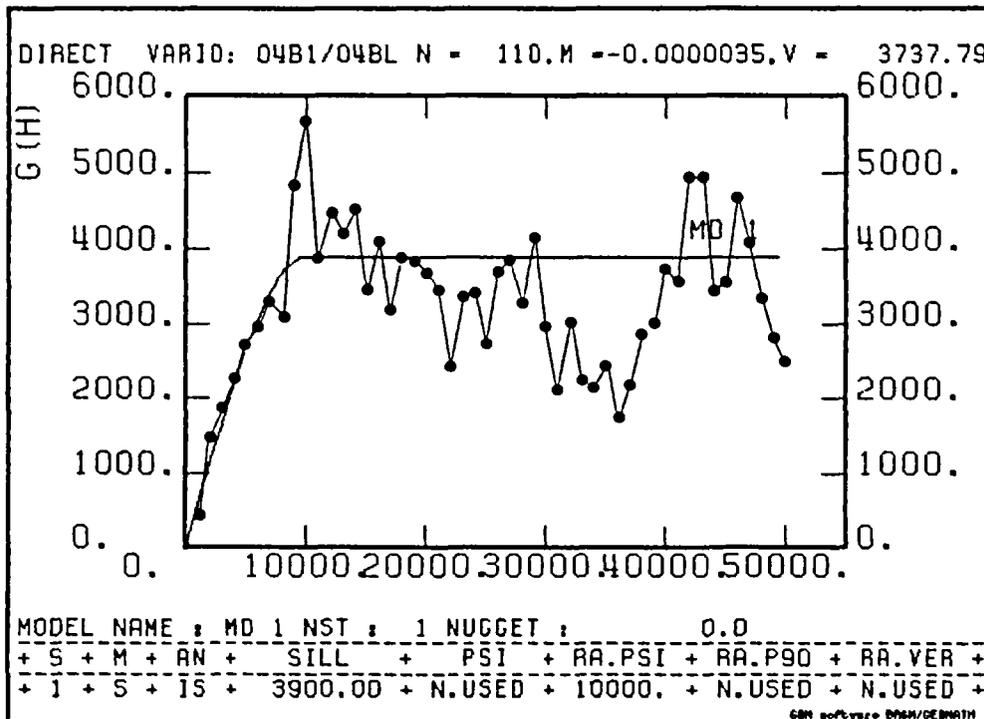
Ce paramètre, quotient de la transmissivité intrinsèque par la viscosité locale du fluide gisement est l'information fondamentale pour les calculs hydrodynamiques. Par rapport à la distribution de la transmissivité intrinsèque, la prise en compte implicite de la viscosité qui intègre les singularités de la température et de la salinité apporte un niveau de détail supplémentaire dans les zones à faibles et à fortes valeurs du paramètre.

Ce paramètre n'a pas de tendance régionale bien définie ($VR/VB=0,94$). La cartographie de la figure 3.24 montre une distribution régionale très cohérente avec la représentation du modèle paléogéographique.

Le résultat remarquable de l'approche géostatistique, avec un modèle de covariance généralisée, est la mise en évidence de la limite latérale du réservoir au sud-ouest du domaine d'étude qui correspond au sillon marneux imperméable.



Histogramme de la variable



Variogramme des résidus - ($VR/VB = 0,94$)

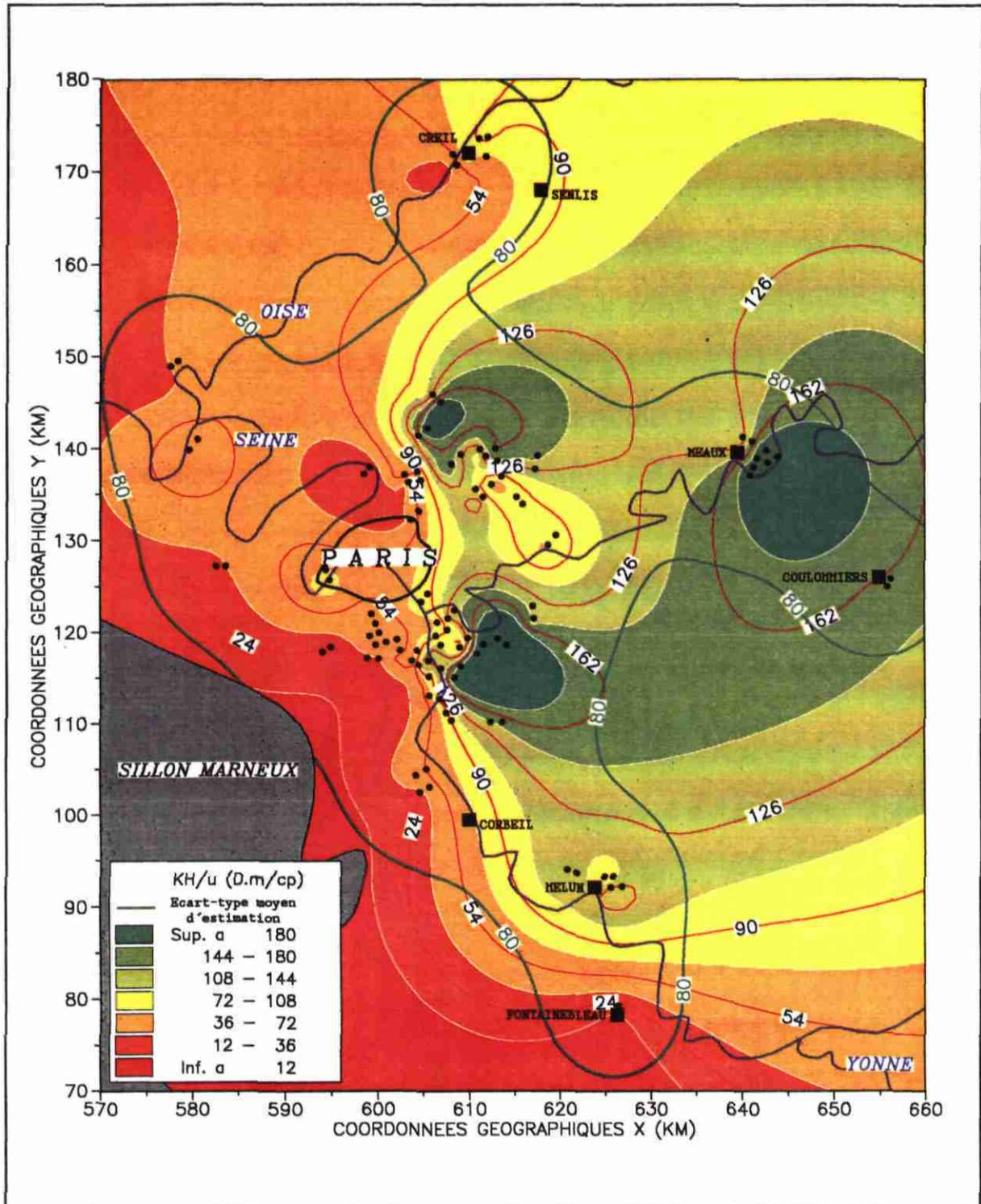


Fig. 3.24 - Carte de la transmissivité relative du réservoir

Le centre et l'est du domaine, où le faciès de lagon (Comblanchien) est toujours présent, correspond à une productivité maximale avec notamment un sillon très transmissif joignant la partie la plus profonde du bassin à la zone d'anomalie thermique positive au sud de Paris.

Modèle de covariance retenu pour la cartographie:

$$K(h) = 50,0 + 0,52 \cdot h \text{ et } k = 0$$

$$(e_m = 0,02 - e_q = 0,92)$$

*** Perméabilité relative K/u**

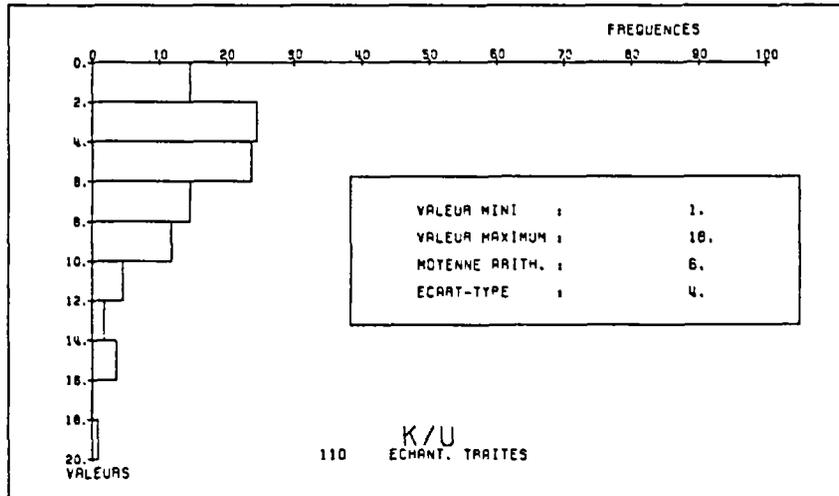
Cette variable ne présente pas de dérive (VR/VB=0,97). Le variogramme expérimental est proche d'un modèle pépétique pur que l'on a modélisé par un schéma sphérique de portée 3 km, ce qui signifie qu'à moins de 1 Km le coefficient d'autocorrélation de points est inférieur à 0,7. Comme dans le cas de la transmissivité, la structure des données expérimentales est telle que l'on peut identifier très précisément

par traitement géostatistique, la limite d'extension latérale du réservoir producteur au sud-ouest (sillon marneux); et de plus, sans introduire aucune contrainte géologique dans l'approche.

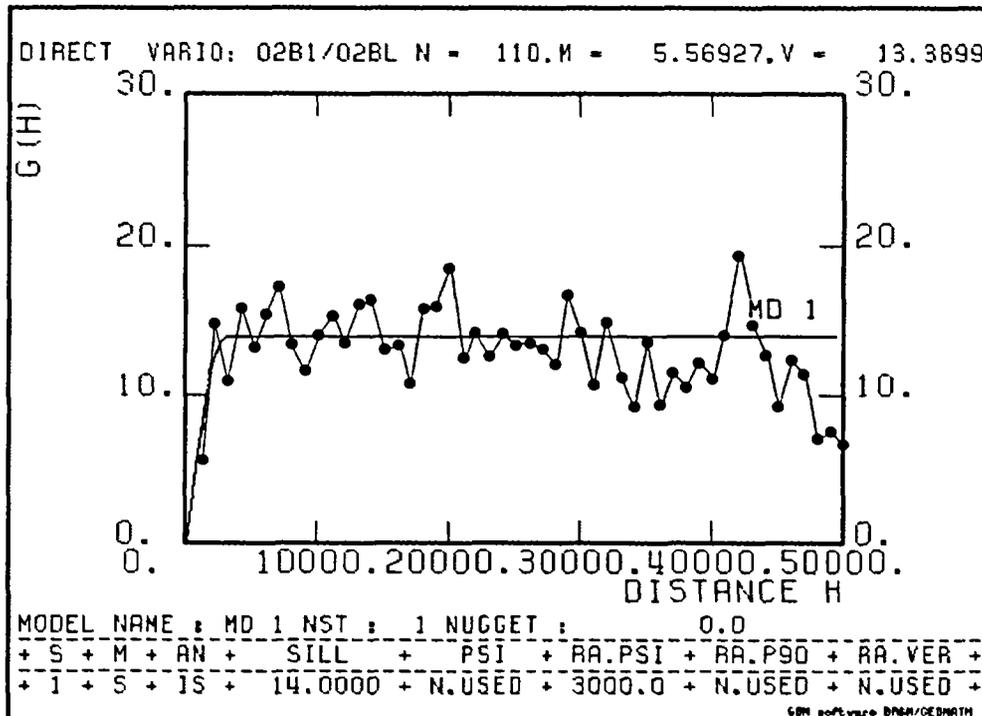
Modèle de covariance retenu pour la cartographie:

$$K(h) = 0,0 + 0,001.h \text{ et } k = 0$$

$$(e_m = -0,02 - e_q = 0,94)$$



Histogramme de la variable



Variogramme des résidus - (VR/VB = 0,97)

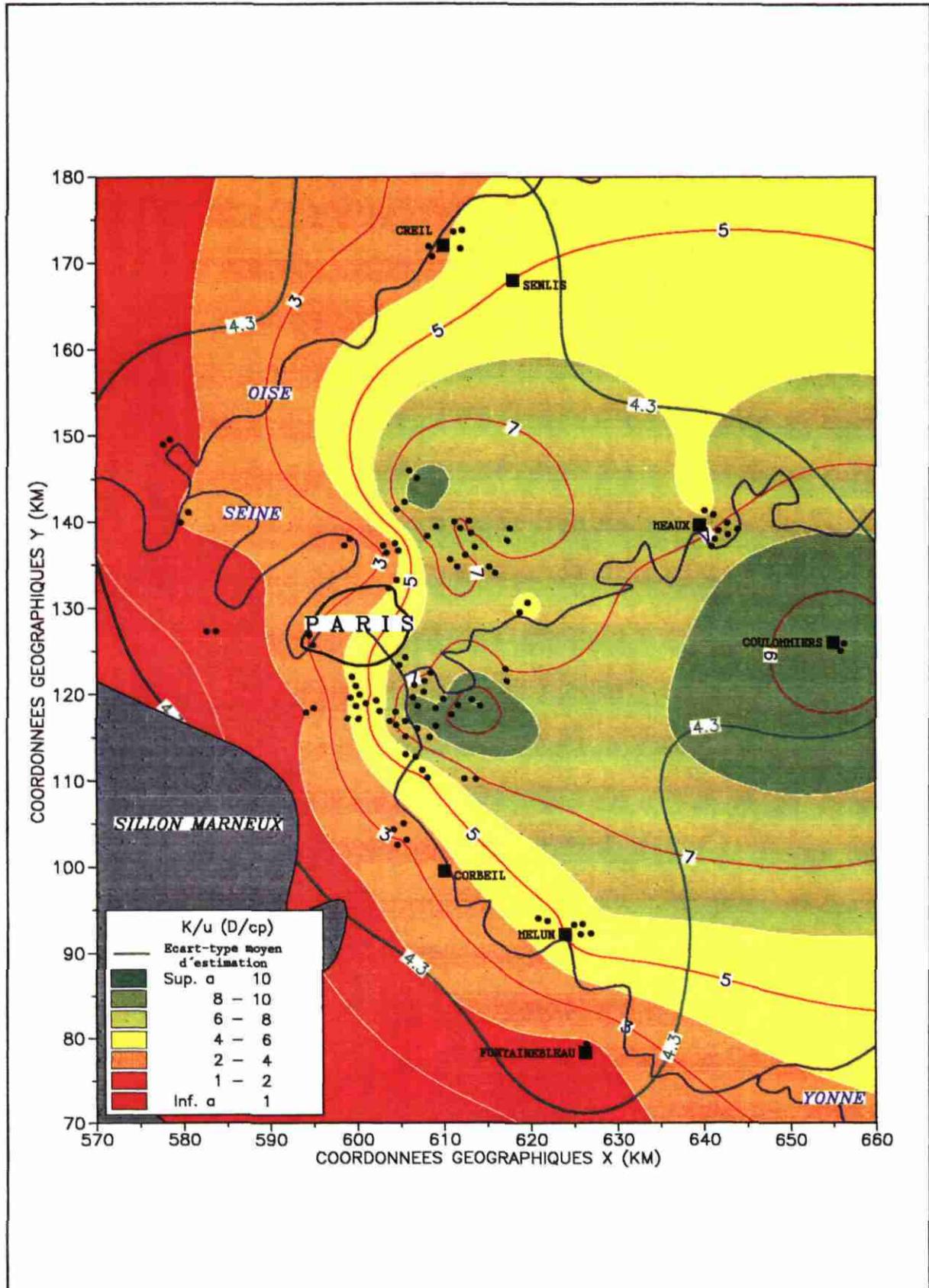


Fig.3.25 - Carte de la perméabilité relative du réservoir

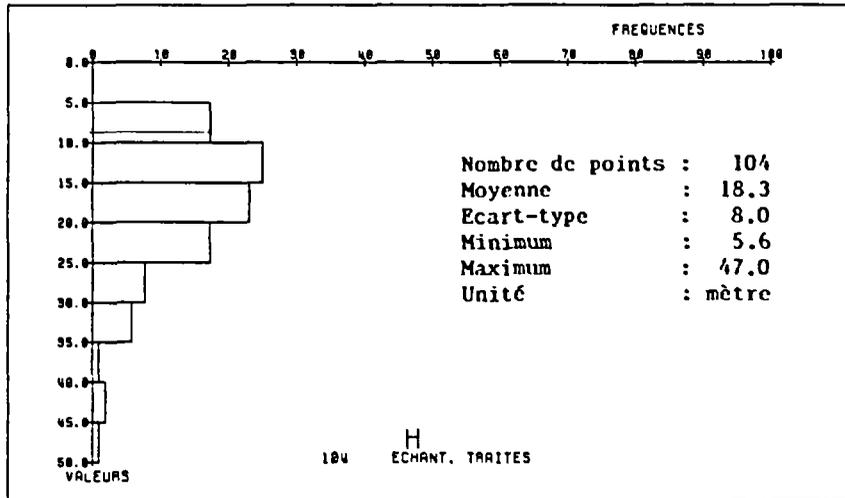
*** Hauteur productive H**

Comme la variable K/u, la hauteur productive ne possède pas de dérive régionale. Son variogramme est linéaire avec une composante pépitique importante que l'on a modélisée par un schéma sphérique de courte portée (1.5 km).

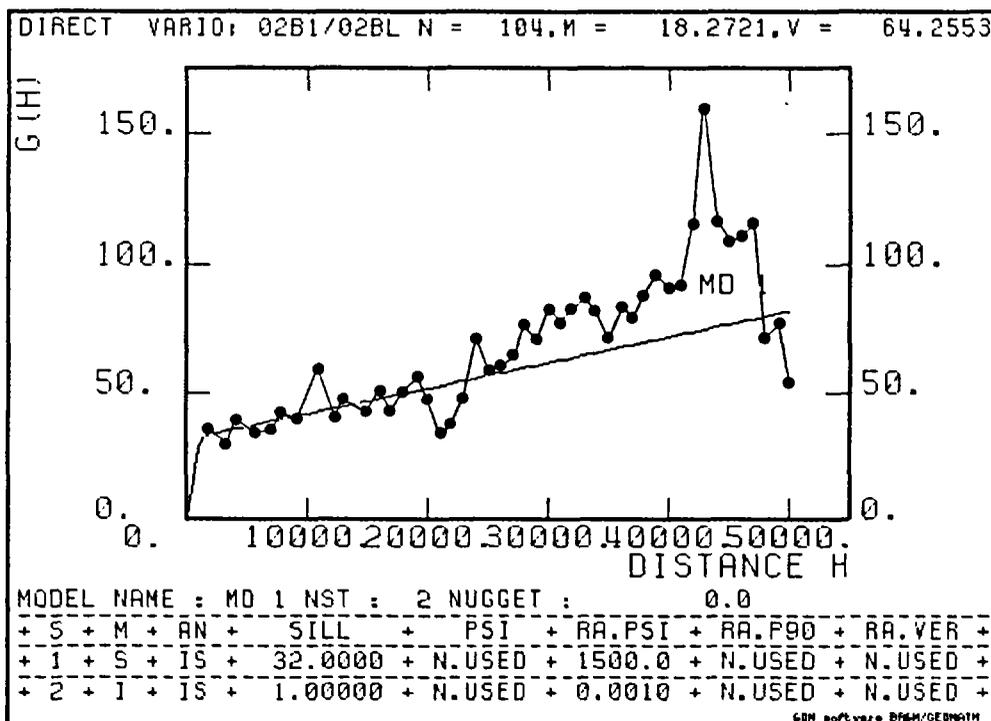
Modèle de covariance retenu pour la cartographie :

$$K(h) = 25,23 + 0,58 \cdot 10^{-7} \cdot h^2 \cdot \log(h) \text{ et } K=1$$

$$(e_m = 0,002 - e_q = 1,4)$$



Histogramme de la variable



Variogramme des résidus - (VR/VB = 0,95)

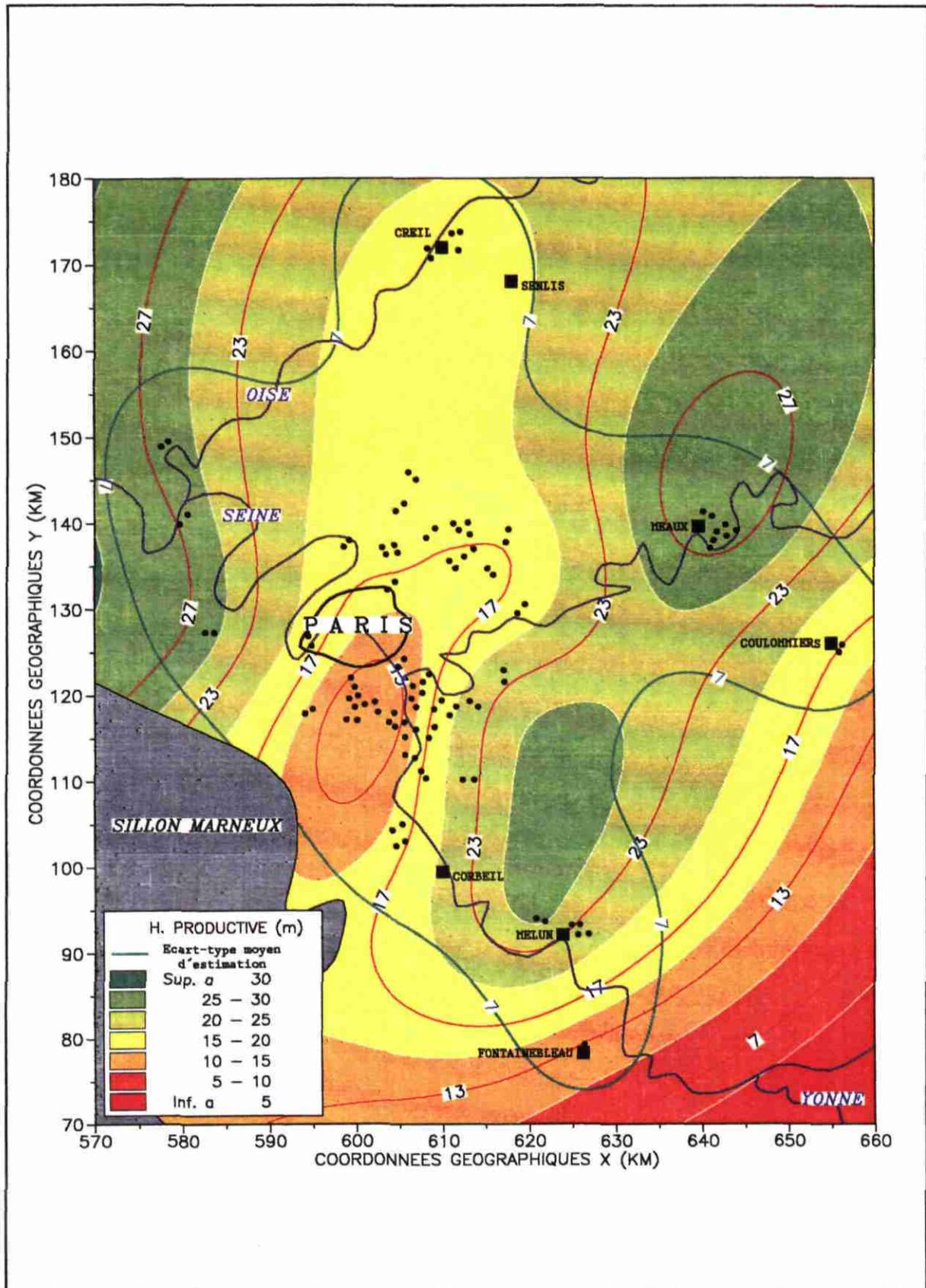


Fig. 3.26 - Carte de l'épaisseur productive cumulée du réservoir

*** Pression de gisement HPP**

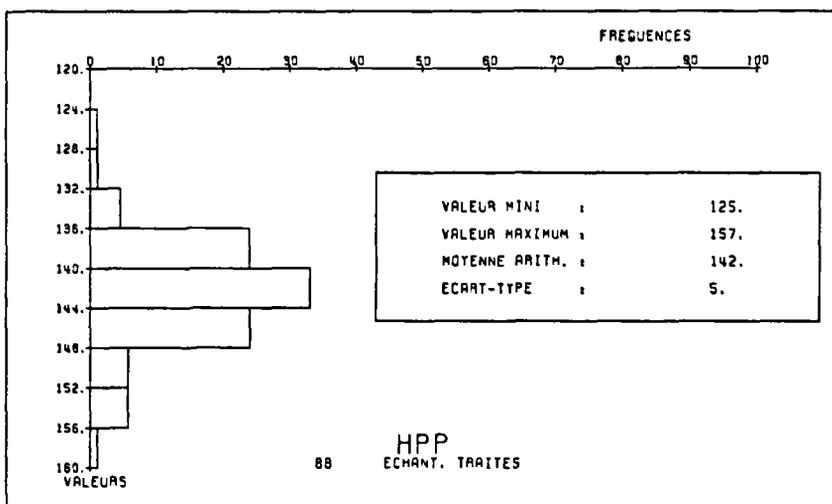
La pression de gisement cartographiée sur la figure 3.27 est représentée ici par le niveau pseudo-potentiométrique. Ce concept qui sera détaillé au chapitre 3.5 traduit la hauteur de colonne d'eau douce équilibrant la pression de fond, et mesurée par rapport au niveau de la mer (référence NGF). Cette variable est par conséquent l'équivalent du potentiel moteur de l'écoulement régional dans une approche de type hydrogéologique, c'est-à-dire dans l'hypo-

thèse d'un fluide à densité moyenne constante égale à l'unité.

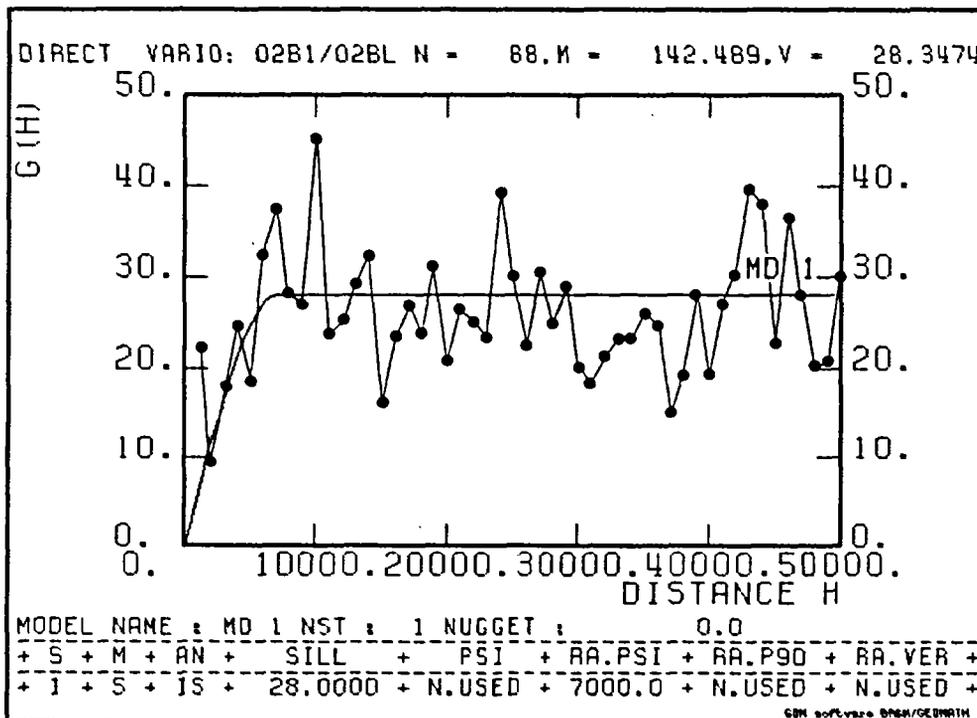
La dérive régionale est très peu marquée (VR/VB=0,84). Le variogramme assez pépétique a été approché par un modèle sphérique de portée égale à 7 km.

Modèle de covariance retenu pour la cartographie :

$$K(h) = 16,0 + 0,002.h \text{ et } k = 0$$



Histogramme de la variable



Variogramme des résidus - (VR/VB = 0,84)

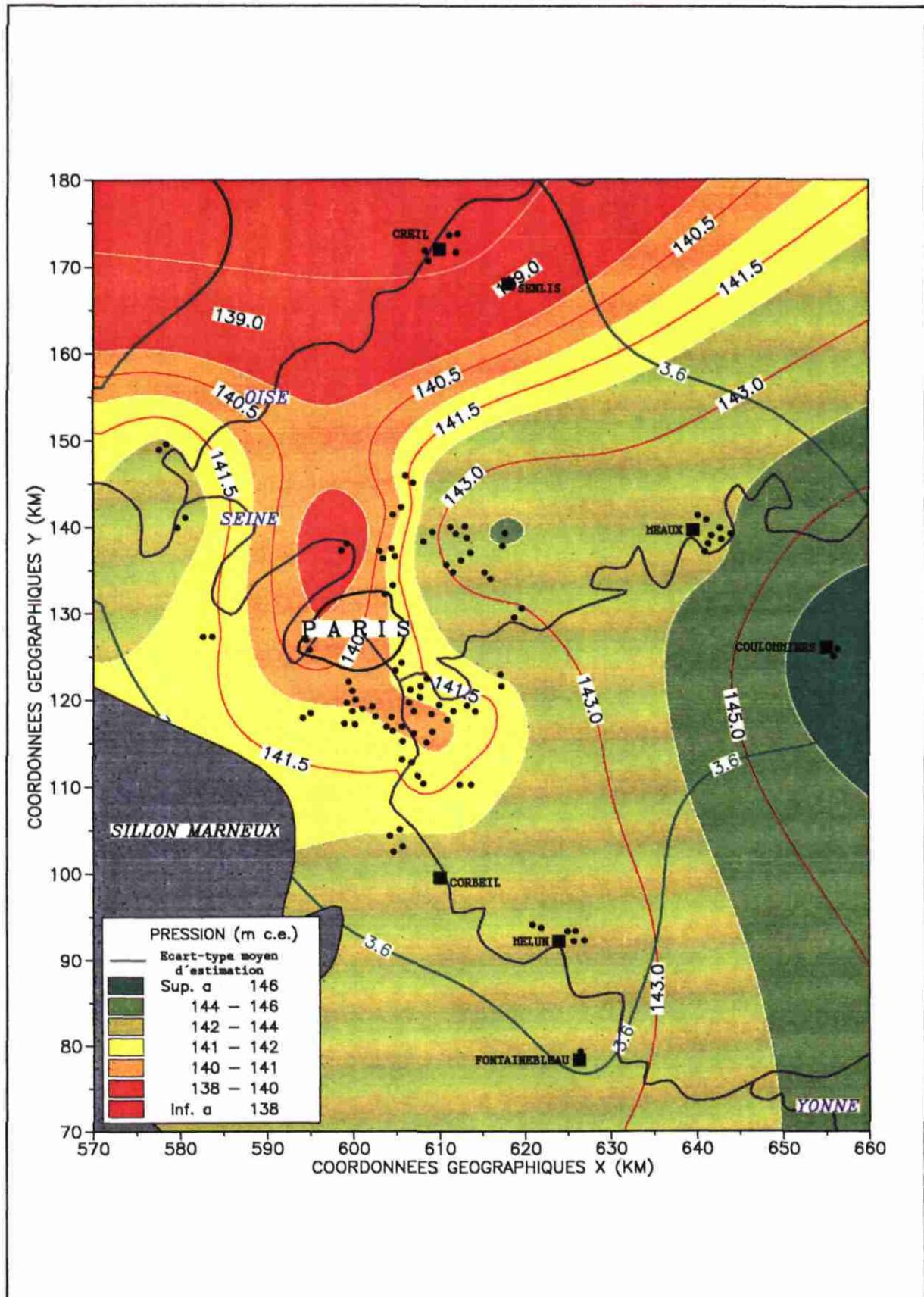


Fig.3.27 - Carte de la pression de gisement du réservoir (Niveau pseudo-potentiométrique en m de colonne d'eau par rapport au niveau de la mer)

* Porosité totale PORO

Le variogramme de la porosité totale est voisin d'un modèle pépitique pur sans dérive ($VR/VB = 0,82$). On a ajusté un schéma sphérique de courte portée (4 km). La corrélation avec K est très faible : 0,16 (avec 90 couples).

Modèle de covariance calculée (pépitique pure) :

$$K(h) = 5,55 \text{ et } K = 0 \\ (e_m = -0,02 - e_q = 0,9)$$

Le tracé de la carte de porosité totale n'aurait donc pas de signification. Sur l'ensemble du domaine, l'estimation de la valeur de cette variable sera donnée par les résultats obtenus avec l'échantillon statistique de 94 points : moyenne = 15,6 % et écart-type = 2,4 %.

* Conclusions sur l'approche des paramètres moyens

De façon générale, on peut classer en deux groupes distincts les différents paramètres examinés :

- les variables qui caractérisent la roche réservoir (K_h , K_h/u , K/u , h et PORO),
- les variables géométriques (ZGMS) et celles qui définissent le fluide de gisement (TP, TDS, RO).

Les variables du premier groupe ne possèdent pas de dérive régionale ($VR/VB = 0,95 - 0,94 - 0,97 - 0,95 - 0,82$). Alors que celles du second groupe ont toutes une dérive bien marquée ($VR/VB = 0,52 - 0,55 - 0,67 - 0,29$). Ce résultat met en évidence l'hétérogénéité horizontale du réservoir. Les caractéristiques physico-chimiques du fluide, bien qu'elles ne soient pas constantes sur l'ensemble du domaine, présentent des tendances, sans variations brutales à grande échelle.

A cette absence de structure régionale qui caractérise le premier groupe, s'ajoute un comportement erratique à petite échelle des propriétés hydrodynamiques du réservoir (faible portée du variogramme, valeurs de K_h qui vont du simple au double entre les deux puits d'un même doublet pour 10 % d'entre eux).

C'est la raison pour laquelle on a tenté par la suite d'analyser la structure de ces variables faciès par faciès. Les résultats obtenus présentés dans les paragraphes suivants concernent tout d'abord l'ensemble du domaine d'étude, puis les deux sous-domaines géographiques à forte densité d'ouvrages.

3.4.5 - Résultats par faciès sur l'ensemble du domaine d'étude

On a pu voir précédemment, au chapitre 3.3.6 et en particulier sur le tableau 3.3, les résultats statistiques élémentaires des différentes variables. L'analyse des variogrammes de ces variables confirme l'absence de structure bien définie des paramètres hydrodynamiques du réservoir. En effet, seule la transmissivité de la série des Alternances a un rapport VR/VB inférieur à 0,70 (0,68). De façon générale, on obtient soit des modèles linéaires à très forte pente, soit des modèles sphériques de courte portée ou à palier élevé. Ces résultats traduisent la distribution erratique des paramètres, où, par conséquent l'écart-type d'estimation augmente très rapidement lorsque l'on s'éloigne des points de mesure.

Le tableau 3.4 ci-dessous récapitule les valeurs des coefficients de la covariance généralisée $K(h)$, calculée selon le critère du M.S.E.

Deux paramètres (transmissivité de l'Oolithe et du Comblanchien) présentent une dérive locale. Tous présentent une composante pépitique, et en particulier six paramètres sont pépitiques purs. En raison de cette absence de structure bien identifiée à l'échelle régionale, on ne présentera pas ici les cartes de ces paramètres. Elles ne peuvent être réalisées qu'au cas par cas en se limitant à des zones bien précises. L'analyse qui fait suite en est un exemple.

Enfin, il convient de noter que cette seconde approche par faciès sur l'ensemble du domaine est beaucoup plus qualitative que quantitative. Les deux raisons principales qui expliquent ce résultat sont liées à l'échantillonnage par faciès avec d'une part un nombre de points plus faibles et d'autre part des valeurs nulles (absence locale de production) inégalement réparties.

Faciès	Variable	k	C	A1
Comblanchien	Kh	1	63,0	
	K	0	3,4	-0,00002
	h	0	3,3	-0,0009
	PORO	0	5,3	
Oolithe	Kh	0	342,0	
	K	1	8,6	
	h	0	24,0	-0,001
	PORO	0	6,2	
Alternances	Kh	0	6,7	-0,00046
	K	0	1,7	-0,000035
	h	0	15,6	
	PORO	0	12,6	-0,00014

Tableau 3.4 - Paramètres de la covariance généralisée $K(h)$ (Analyse par faciès sur l'ensemble du domaine)

avec,

- k = 1 : dérive locale,
- k = 0 : aucune dérive locale,
- C : valeur de la pépite,
- A1 : coefficient multiplicateur de h pour le modèle :

$$K(h) = C + A1 \cdot h$$

3.4.6- Résultats par faciès et par sous-domaines

L'analyse précédente, réalisée par faciès sur l'ensemble du domaine d'étude, n'a pas permis d'identifier pour chacun d'eux une structure générale. Une des explications possibles à ce résultat est l'absence de continuité du support ; en effet, l'examen du modèle paléogéographique montre que les faciès Comblanchien et Alternances, au plan de la productivité, ne sont pas présents partout. Cette probabilité de présence variable peut conduire à l'existence de sous-structures locales pour différents paramètres, que l'on a cherché à caractériser notamment dans l'optique d'une modélisation hydrodynamique détaillée.

D'autre part, l'examen des résultats statistiques des figures 3.12 et 3.13, relatives aux

deux sous-domaines à forte densité d'ouvrages, montre que les distributions spatiales des trois faciès pourraient être distinctes dans chacune de ces deux zones bien reconnues.

* Domaine de la Seine-St-Denis

Le premier sous-domaine étudié est celui de la Seine-St-Denis, échantillonné par 28 points de mesure. Pour cette zone, deux paramètres caractéristiques ont été sélectionnés pour faire l'objet d'une cartographie par faciès: la transmissivité relative et l'épaisseur productive cumulée (figures 3.28 à 3.33).

Comme pour les cartes du chapitre 3.4.4 relatives à l'ensemble des faciès, les classes de valeurs sont traduites par des dégradés de couleurs. Les cartes sont complétées par: l'écart-type moyen d'estimation, les impacts des puits, les paramètres des modèles retenus, les statistiques élémentaires sur les échantillons traités.

* Domaine du Val-de-Marne

Ce second domaine étudié est échantillonné par 40 puits. Dans ce cas, la zone géographique d'étude est limitée par deux coupures physiques matérialisées par une trame grise. Le premier masque classique est le sillon marneux au sud-ouest. Le second masque appliqué sur la partie nord a pour limite ce qu'il est convenu d'appeler la "faille de Meudon". En effet, l'examen des repères stratigraphiques relevés sur les six forages de Cachan-Nord, Maisons-Alfort et Champigny a permis la mise en évidence d'un rejet de l'ordre de 100 mètres. La zone d'étude est le compartiment bas. Pour permettre l'analyse d'un échantillon homogène, les forages situés au nord de cette limite ont été ignorés. Il convient de noter qu'il ne s'agit que d'une discontinuité géométrique ou de structure. Par contre, les essais hydrauliques réalisés, de type interférence ou boucle, ont montré une parfaite continuité hydrodynamique du réservoir (faille drainante).

Pour la cartographie, on a retenu les deux paramètres: transmissivité et perméabilité relatives (figures 3.34 à 3.39).

Transmissivité relative par faciès sur la zone Seine-St-Denis*Faciès Comblanchien**Résultats statistiques

- . Nombre de mesures : 28
- . Unité : D.m/cp
- . Minimum : 0,0
- . Maximum : 59,5
- . Moyenne : 18,0
- . Ecart-type : 16,1
- . Modèle retenu pour la cartographie :
Pépite + Linéaire + Sphérique
- . Présence d'une dérive régionale

Commentaires

La dérive régionale est assez nette malgré des écarts importants sur de courtes distances au voisinage des points de mesure. La tendance observée est dirigée nord-est/sud-ouest avec une forte dégradation au nord de Paris.

L'écart-type de krigeage ainsi que celui des données sont importants. La partie nord-est du domaine correspond à des estimations artificiellement élevées.

Faciès OolitheRésultats statistiques

- . Nombre de mesures : 28
- . Unité : D.m/cp
- . Minimum : 8,0
- . Maximum : 178,0
- . Moyenne : 68,5
- . Ecart-type : 43,1
- . Modèle retenu pour la cartographie :
Pépite + Linéaire + Sphérique
- . Aucune dérive régionale

Commentaires

On retrouve pour le faciès médian oolithique le même type de tendance globale. La plage de variation du paramètre transmissivité relative de l'Oolithe est deux à trois fois supérieure à celle du Comblanchien.

La transmissivité relative étant systématiquement la plus élevée des trois faciès reconnus explique la contribution majoritaire de l'Oolithe à la production globale du réservoir du Dogger.

Faciès AlternancesRésultats statistiques

- . Nombre de mesures : 28
- . Unité : D.m/cp
- . Minimum : 0,0
- . Maximum : 42,6
- . Moyenne : 9,96
- . Ecart-type : 10,9
- . Modèle retenu pour la cartographie :
Pépite + Linéaire
- . Présence d'une dérive régionale

Commentaires

La dérive régionale est, à l'échelle du domaine d'étude, similaire à celle du faciès Comblanchien. Ce faciès présente dans l'ensemble les plus faibles valeurs de transmissivité relative et en conséquence la contribution minimum au débit total.

Le faible effet de pépite introduit dans le modèle met en évidence une certaine composante aléatoire dans la distribution régionale.

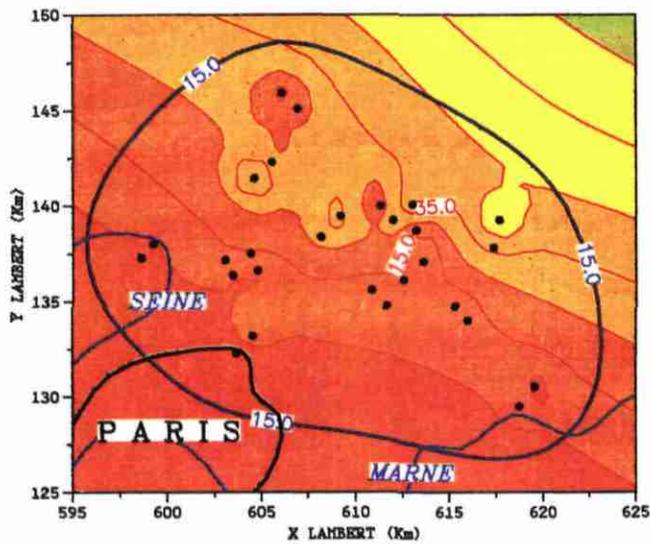


Fig. 3.28 - Carte de la transmissivité relative du faciès Comblanchien dans le domaine de la Seine-St-Denis

Modèle retenu pour la cartographie :

- Pépite C = 0,0
- Terme linéaire A1 = $7,7 \cdot 10^{-3}$
- Paramètres du modèle sphérique :
- Portée = 2500 m
- Palier = $110 (D.m/cp)^2$

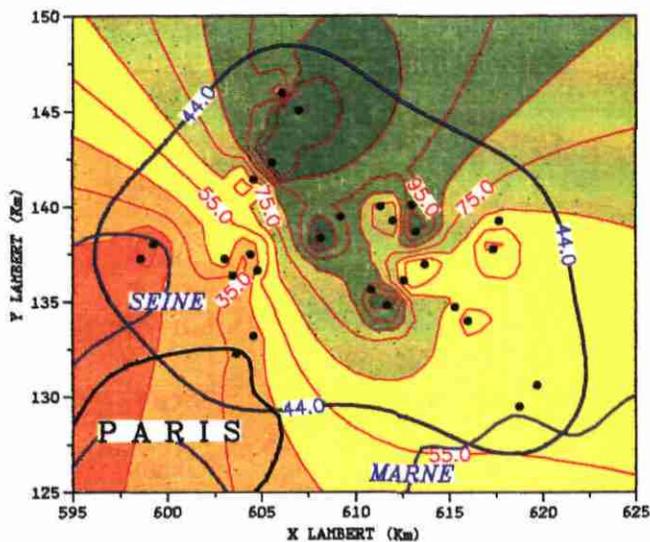


Fig. 3.29 - Carte de la transmissivité relative du faciès Oolithe dans le domaine de la Seine-St-Denis

Modèle retenu pour la cartographie :

- Pépite C = 0,0
- Terme linéaire A1 = $1,3 \cdot 10^{-1}$
- Paramètres du modèle sphérique :
- Portée = 2000 m
- Palier = $900 (D.m/cp)^2$

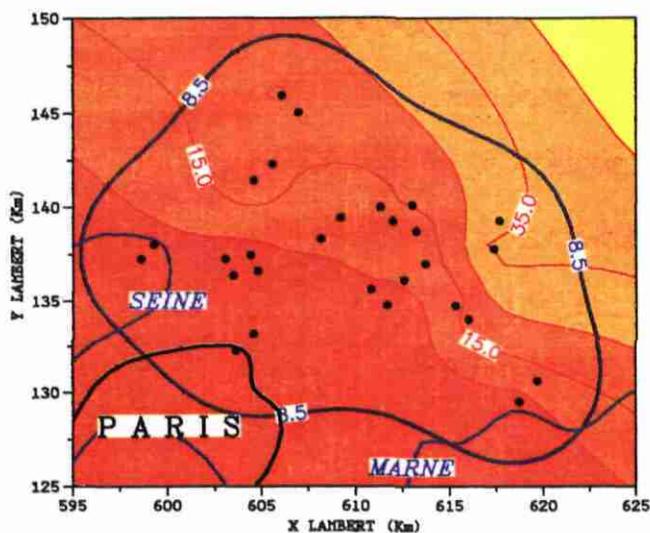


Fig. 3.30 - Carte de la transmissivité relative du faciès Alternances dans le domaine de la Seine-St-Denis

Modèle retenu pour la cartographie :

- Pépite C = 5,0
- Terme linéaire A1 = $8,9 \cdot 10^{-3}$

KH/u (D. m/cp)

	Sup. a	105.0
	85.0 - 105.0	
	65.0 - 85.0	
	45.0 - 65.0	
	25.0 - 45.0	
	5.0 - 25.0	
	Inf. a	5.0
	Ecart-type destination moyen	

Épaisseur productive par faciès sur la zone Seine-St-Denis*Faciès Comblanchien**Résultats statistiques

- . Nombre de mesures : 28
- . Unité : m
- . Minimum : 0,0
- . Maximum : 11,5
- . Moyenne : 4,6
- . Ecart-type : 3,24

- . Modèle retenu pour la cartographie :
Pépite + Linéaire + Sphérique

- . Aucune dérive régionale

Commentaires

L'épaisseur productive du faciès Comblanchien ne présente pas de tendance régionale. Les valeurs d'ensemble sont inférieures à 8 m. L'épaisseur minimum est située au sud, tandis que l'on note certains maximums locaux au centre du domaine.

Comme on a pu le constater sur les histogrammes de la figure 3.12, ce faciès est pratiquement toujours présent avec une épaisseur sensiblement constante.

Faciès OolitheRésultats statistiques

- . Nombre de mesures : 28
- . Unité : m
- . Minimum : 1,8
- . Maximum : 16,0
- . Moyenne : 9,37
- . Ecart-type : 3,78

- . Modèle retenu pour la cartographie :
Pépite + Linéaire + Sphérique

- . Aucune dérive régionale

Commentaires

Aucune dérive bien définie n'est visible sur cette zone. A l'inverse des deux autres faciès on note cependant une nette augmentation de l'épaisseur dans la direction du sud-ouest, c'est-à-dire à l'opposé de la zone la plus profonde du bassin.

L'épaisseur productive nette cumulée du faciès Oolithique est, pour ce domaine, au moins deux fois supérieure à celle des deux autres faciès.

Faciès AlternancesRésultats statistiques

- . Nombre de mesures : 28
- . Unité : m
- . Minimum : 0,0
- . Maximum : 11,0
- . Moyenne : 3,21
- . Ecart-type : 2,91

- . Modèle retenu pour la cartographie :
Pépite + Linéaire + Sphérique

- . Aucune dérive régionale

Commentaires

Une faible dérive régionale est identifiée. L'épaisseur varie lentement par grandes plages. D'une manière tout à fait similaire à celle du faciès Comblanchien, l'épaisseur productive croît dans la direction de la zone la plus profonde du bassin.

L'épaisseur productive cumulée est un paramètre qui subit des variations sensibles à courte distance (paramètre ponctuel).

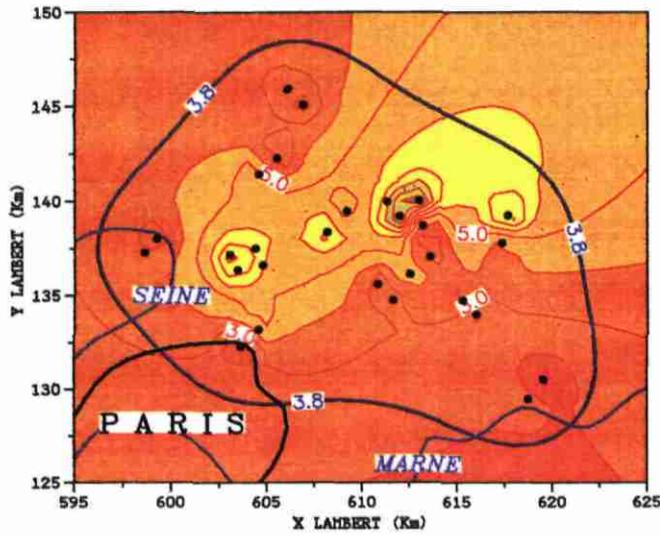


Fig. 3.31 - Carte de l'épaisseur productive du faciès Comblanchien dans le domaine de la Seine-St-Denis

Modèle retenu pour la cartographie :

- Pépité C = 0,0
- Terme linéaire A1 = $9,0 \cdot 10^{-4}$
- Paramètres du modèle sphérique :
- Portée = 2000 m
- Palier = $7,0 \text{ m}^2$

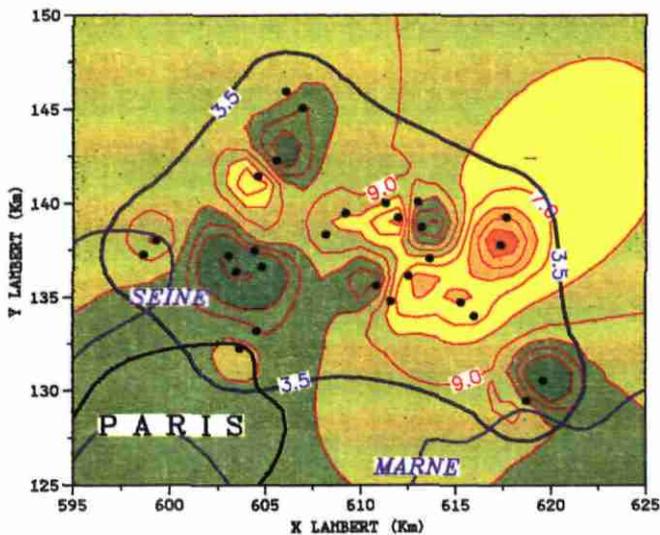


Fig. 3.32 - Carte de l'épaisseur productive du faciès Oolithe dans le domaine de la Seine-St-Denis

Modèle retenu pour la cartographie :

- Pépité C = 0,0
- Terme linéaire A1 = $7,0 \cdot 10^{-4}$
- Paramètres du modèle sphérique :
- Portée = 3000 m
- Palier = $7,0 \text{ m}^2$

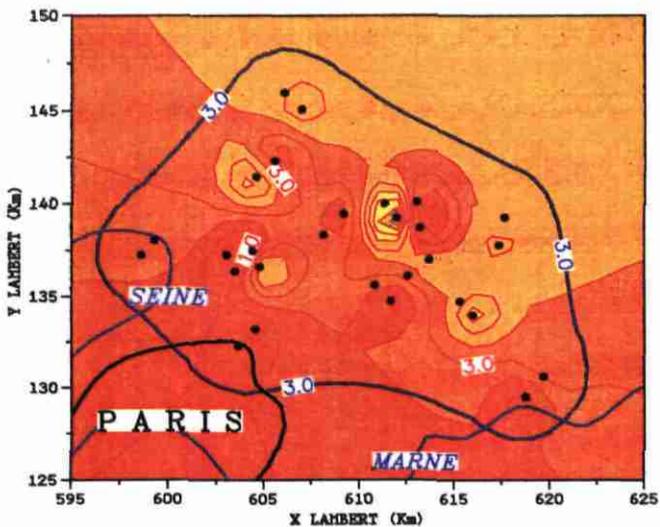
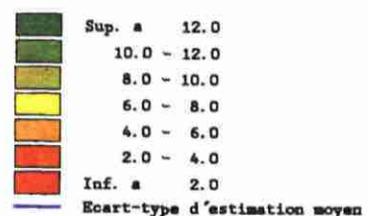


Fig. 3.33 - Carte de l'épaisseur productive du faciès Alternances dans le domaine de la Seine-St-Denis

Modèle retenu pour la cartographie :

- Pépité C = 0,0
- Terme linéaire A1 = $5,0 \cdot 10^{-4}$
- Paramètres du modèle sphérique :
- Portée = 3000 m
- Palier = $5,0 \text{ m}^2$



* Transmissivité relative par faciès sur la zone Val-de-Marne

Faciès Comblanchien

Résultats statistiques

- . Nombre de mesures : 40
- . Unité : D.m/cp
- . Minimum : 0,0
- . Maximum : 53,7
- . Moyenne : 7,88
- . Ecart-type : 13,21

- . Modèle retenu pour la cartographie :
Pépite + Linéaire

- . Aucune dérive régionale

Commentaires

La dérive calculée est inexistante, tandis qu'une faible tendance locale apparaît sur la carte. On peut noter un sillon à perméabilité plus faible de direction sensiblement parallèle à celle du sillon marneux à l'ouest.

La forte valeur de l'écart-type comparé à la valeur de la moyenne ne donne à cette carte qu'un caractère très qualitatif en raison de la disparition du faciès à l'ouest.

Faciès Oolithe

Résultats statistiques

- . Nombre de mesures : 40
- . Unité : D.m/cp
- . Minimum : 9,53
- . Maximum : 308,0
- . Moyenne : 81,2
- . Ecart-type : 70,0

- . Modèle retenu pour la cartographie :
Pépite + Linéaire + Sphérique

- . Présence d'une dérive régionale

Commentaires

Une forte dérive avec une trace parallèle à celle du sillon marneux est visible sur la zone étudiée. La partie nord-est de la carte constitue un agrandissement de la figure 3.24 montrant les plus fortes valeurs de transmissivité observées (3 doublets).

Ce type d'étude locale permet de mettre ici en évidence des sous-structures qui n'apparaissent pas dans l'approche d'ensemble (structures gigognes).

Faciès Alternances

Résultats statistiques

- . Nombre de mesures : 40
- . Unité : D.m/cp
- . Minimum : 0,0
- . Maximum : 22,6
- . Moyenne : 4,37
- . Ecart-type : 5,9

- . Modèle retenu pour la cartographie :
Pépite + Linéaire + Sphérique

- . Aucune dérive régionale

Commentaires

La transmissivité relative du faciès Alternances est systématiquement faible. Sa distribution spatiale apparaît quasiment homogène. Cette carte est très qualitative compte tenu de l'importance de l'écart-type.

Il convient de noter que pour le Comblanchien et les Alternances, le choix de la classe de valeurs inférieures (5 D.m/cp) intègre les valeurs correspondant à l'absence de faciès producteur.

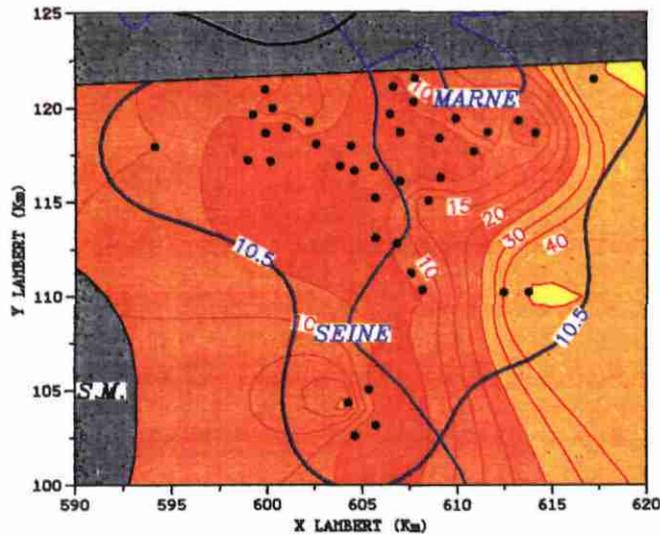


Fig. 3.34 - Carte de la transmissivité relative du faciès Comblanchien dans le domaine du Val-de-Marne

Modèle retenu pour la cartographie :

- Pépité C = 0,0
- Terme linéaire A1 = $2,0 \cdot 10^{-2}$

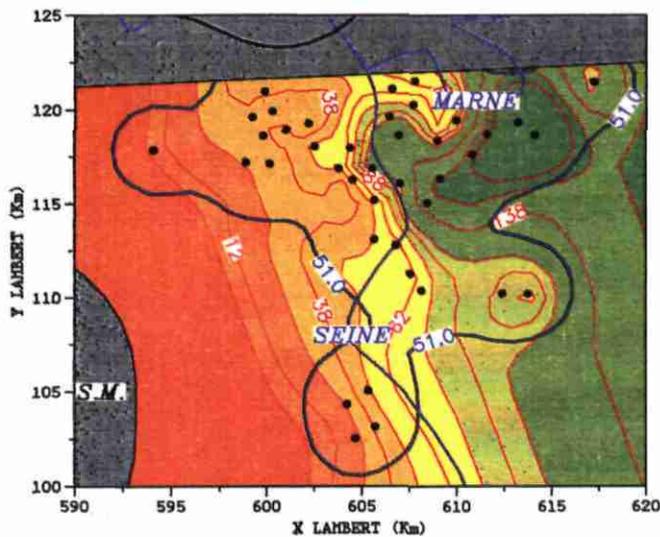


Fig. 3.35 - Carte de la transmissivité relative du faciès Oolithe dans le domaine du Val-de-Marne

Modèle retenu pour la cartographie :

- Pépité C = 0,0
- Terme linéaire A1 = 0,0
- Paramètres du modèle sphérique:
- Portée = 5000 m
- Palier = $2500,0 (D.m/cp)^2$

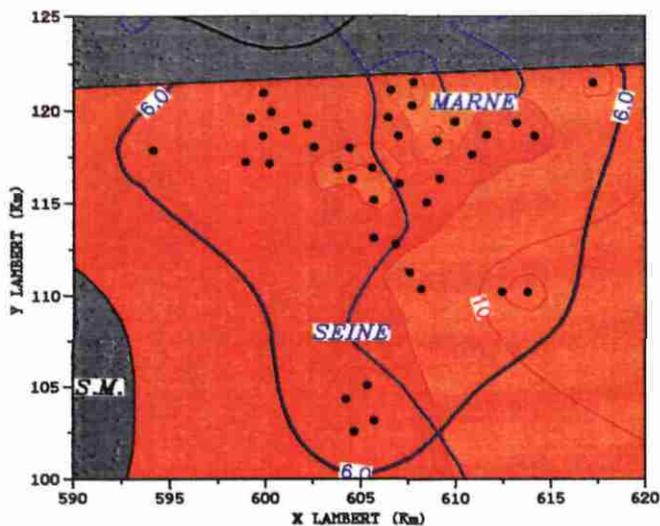
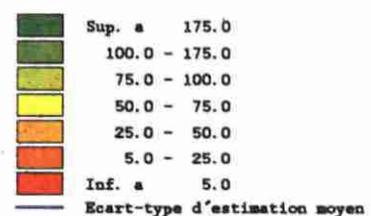


Fig. 3.36 - Carte de la transmissivité relative du faciès Alternances dans le domaine du Val-de-Marne

Modèle retenu pour la cartographie :

- Pépité C = 0,0
- Terme linéaire A1 = $1,8 \cdot 10^{-3}$
- Paramètres du modèle sphérique:
- Portée = 2000 m
- Palier = $21,0 (D.m/cp)^2$



* Perméabilité relative par faciès sur la zone Val-de-Marne

Faciès Comblanchien

Résultats statistiques

- . Nombre de mesures : 40
- . Unité : D/cp
- . Minimum : 0,0
- . Maximum : 17,1
- . Moyenne : 2,72
- . Ecart-type : 4,32
- . Modèle retenu pour la cartographie :
Pépite + Linéaire
- . Aucune dérive régionale

Commentaires

Comme on l'a vu au chapitre 3.3, la perméabilité est un paramètre indirect qui résulte du quotient de deux valeurs mesurées (transmissivité et épaisseur productive). Sa cartographie est par conséquent nettement moins précise. La carte de perméabilité relative du Comblanchien montre bien cette imprécision avec d'une part une zone centrale à faibles valeurs (voire nulles) et d'autre part deux anomalies qui ne sont définies que par quelques points de mesure.

Faciès Oolithe

Résultats statistiques

- . Nombre de mesures : 40
- . Unité : D/cp
- . Minimum : 0,67
- . Maximum : 29,1
- . Moyenne : 7,59
- . Ecart-type : 5,4
- . Modèle retenu pour la cartographie :
Pépite + Linéaire
- . Aucune dérive régionale

Commentaires

Pour le faciès Oolithe une tendance locale apparaît sur la carte, cette dernière est toujours cohérente avec la limite d'extension latérale du réservoir au sud-ouest. La zone à valeurs maximales relevée sur la figure 3.35 est ici étendue vers l'ouest. L'emprise globale de cette anomalie importante de perméabilité relative coïncide précisément avec l'anomalie thermique positive mise en évidence au sud-est de Paris.

Faciès Alternances

Résultats statistiques

- . Nombre de mesures : 40
- . Unité : D/cp
- . Minimum : 0,0
- . Maximum : 7,97
- . Moyenne : 1,36
- . Ecart-type : 1,9
- . Modèle retenu pour la cartographie :
Pépite + Linéaire + Sphérique
- . Aucune dérive régionale

Commentaires

Très similaire à la carte de transmissivité relative, cette carte est essentiellement qualitative. La distribution apparaît quasi-homogène, avec toutefois les mêmes réserves que pour la carte de transmissivité relative.

De nombreux points sont en effet caractérisés par une valeur nulle en raison de l'absence de productivité pour le faciès étudié.

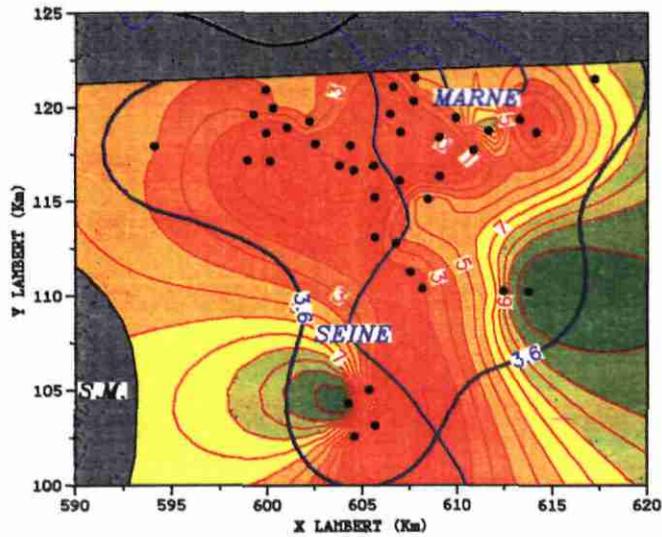


Fig. 3.37 - Carte de la perméabilité relative du faciès Comblanchien dans le domaine du Val-de-Marne

Modèle retenu pour la cartographie :

- Pépité C = 0,0
- Terme linéaire A1 = $2,5 \cdot 10^{-3}$

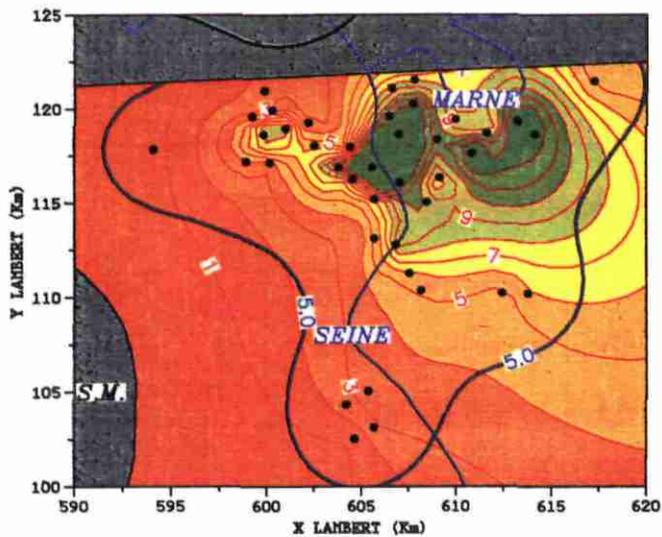


Fig. 3.38 - Carte de la perméabilité relative du faciès Oolithe dans le domaine du Val-de-Marne

Modèle retenu pour la cartographie :

- Pépité C = 0,0
- Terme linéaire A1 = $4,89 \cdot 10^{-3}$

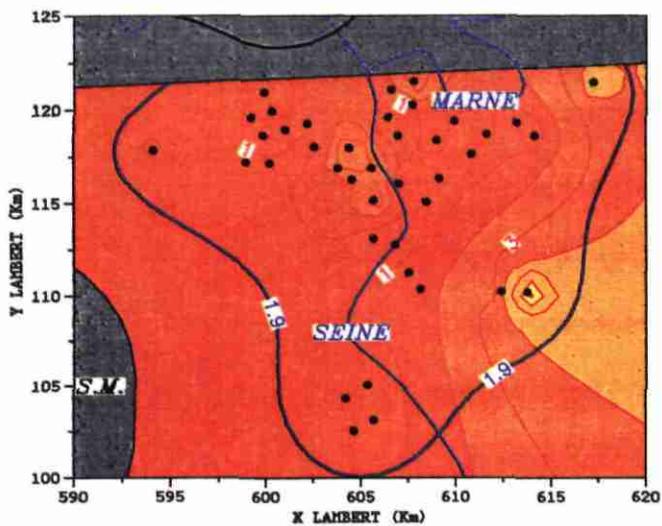
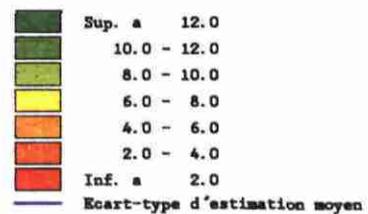


Fig. 3.39 - Carte de la perméabilité relative du faciès Alternances dans le domaine du Val-de-Marne

Modèle retenu pour la cartographie :

- Pépité C = 0,0
- Terme linéaire A1 = $2,75 \cdot 10^{-4}$
- Paramètres du modèle sphérique:
- Portée = 2000 m
- Palier = $1,6 (D/cp)^2$



3.5 - Synthèse et interprétation des données

Les différentes méthodes et résultats présentés dans les paragraphes précédents ont permis d'acquérir les données de base décrivant le réservoir et son état vierge. Comme on a pu le voir ces données se présentent sous deux formes:

- la base de données des forages qui regroupe les différents paramètres qui ont pu être mesurés ou calculés sur chacun des 110 puits géothermiques réalisés,
- la base de données régionalisées qui est le résultat du traitement géostatistique systématique sur les paramètres choisis. La première application de cette base est la cartographie des distributions régionales. La seconde application est la fourniture des données pour les calculs de simulation. C'est en fait le modèle synthétique, ou encore la vision conceptuelle retenue pour l'interprétation et les calculs.

La phase de synthèse a consisté en une première confrontation des différents résultats thématiques antérieurs pour en examiner les corrélations, la cohérence et les implications réciproques. L'analyse de la cohérence des résultats a été faite sur le thème commun qui est l'examen des anomalies observées en invoquant les relations de dépendance entre variables couplées (causes probables des anomalies).

3.5.1 - Variabilité latérale et interdépendance des paramètres.

La première caractéristique de la production du réservoir du Dogger est l'hétérogénéité verticale. Cette particularité, analysée au paragraphe 3.3, a conduit à utiliser le concept d'aquifère unique équivalent: les épaisseurs productives nettes étant cumulées autour de la profondeur barycentrique de production.

La seconde caractéristique des paramètres du réservoir est l'importante variabilité latérale illustrée sur le diagramme synthétique de la figure 3.40. Il s'agit d'un extrait de la base de données régionalisées où l'on a superposé cinq paramètres afin d'en examiner les corrélations.

Au bas du diagramme, la topographie du réservoir (profondeur moyenne de production) varie de 1300 m à 2100 m sur une distance de 90 km dans la direction ouest-est. On remarque également, au centre, la présence de l'anticlinal de Meudon, qui pour une même profondeur de 1700 m, sépare une zone anormalement froide au nord et anormalement chaude au sud de Paris (Val-de-Marne).

L'anomalie thermique correspondante s'observe sur la première carte des températures placée à l'aplomb de la structure. Les températures de gisement les plus élevées sont cohérentes avec la profondeur maximale.

Le même type d'anomalie spatiale s'observe également sur la seconde carte des salinités totales, avec un contraste entre les flancs nord et sud de l'anticlinal. Au plan qualitatif la coïncidence de ces deux anomalies peut suggérer l'incidence d'écoulements provenant d'une part des zones plus profondes et plus chaudes de l'est, et d'autre part des zones moins profondes et plus froides de l'ouest.

La transmissivité intrinsèque est minimale en bordure du sillon marneux (sud-ouest), et maximale au centre du bassin. Il apparaît également un sillon plus perméable joignant cette dernière zone au sud-est de Paris (Val-de-Marne).

La carte supérieure de la figure 3.40 traduit la distribution de la pression de gisement observée, convertie en mètres de colonne d'eau douce mesurés par rapport au niveau de la mer (niveau pseudo-potentiométrique). L'écoulement régional résultant est orienté vers le nord-ouest (Manche) avec un très faible gradient hydraulique.

Le principal enseignement déduit du diagramme synthétique est la mise en évidence du couplage des variables, et cela d'autant plus que les variations des paramètres sont fortes:

- la charge hydraulique est fonction de la transmissivité relative,
- la perméabilité relative dépend de la viscosité, c'est-à-dire de la température et de la salinité,
- la température et la salinité dépendent de l'écoulement régional,

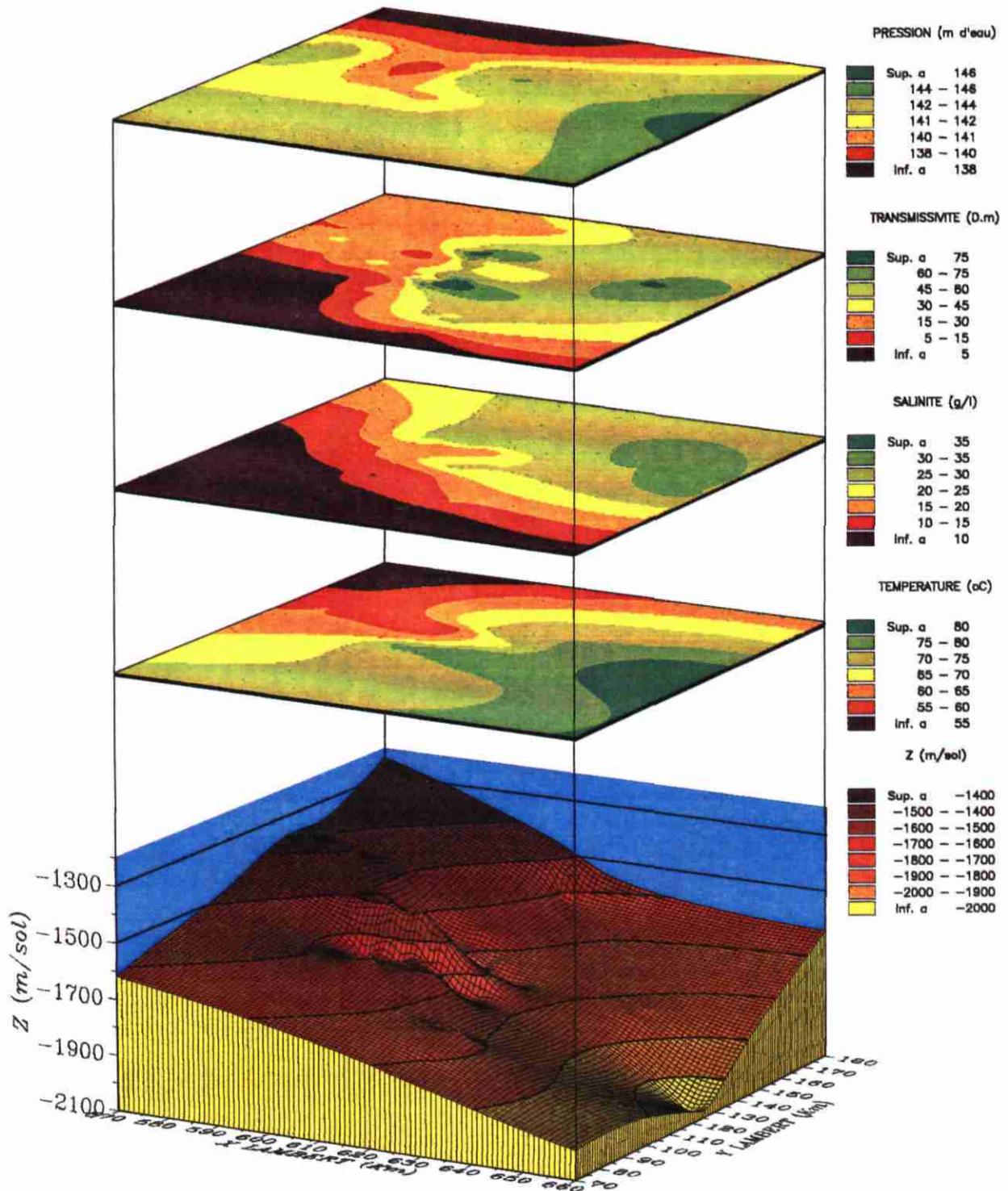


Fig. 3.40 - Diagramme synthétique et visualisation de la base de données régionalisées. Superposition des distributions de quatre paramètres et d'une vue 3D de la profondeur moyenne de production

- l'écoulement régional et la pression dépendent de la densité du fluide et de la perméabilité relative.

Dans un tel bassin sédimentaire, la distribution d'un paramètre, n'est par conséquent pas quelconque, mais liée à celles d'autres variables, d'où la notion de cohérence des distributions. C'est le cas notamment de la température et de l'hydrodynamique.

3.5.2 - Corrélation pression de gisement - cote NGF

La pression du fluide (pression de gisement) est la seule variable hydrodynamique mesurée directement en forage, les autres variables (vitesses) ou paramètres (transmissivité, perméabilité,...) sont obtenus indirectement par calcul ou interprétation d'essais. Les informations expérimentales principales relatives à l'hydrodynamique sont déduites de deux types de traitement: l'analyse de la corrélation avec la profondeur et l'analyse de la distribution régionale (réf. paragraphe 3.3).

Le diagramme de dispersion pression - cote NGF est un type de report classique dans les domaines pétroliers et géothermiques, utilisé pour apprécier le caractère statique ou non statique du réservoir. La figure 3.41 traduit les caractéristiques de l'échantillon géothermique étudié :

- sur l'ensemble des mesures, 88 valeurs significatives ont été retenues. Les valeurs rejetées correspondent soit à de pseudo-valeurs de fond de puits calculées à partir des seules mesures en tête (réalisations géothermiques anciennes), soit à des valeurs non fiables car perturbées par des interférences dues à d'autres puits en exploitation lors des essais.
- la première remarque qui peut être faite à l'examen de ce diagramme est l'existence d'une très bonne corrélation linéaire avec un coefficient proche de 1. La dispersion des points expérimentaux autour de cette droite théorique est faible, comparative-ment aux reports classiques réalisés à partir des tests de courte durée de type DST (Drill Stem Tests). La qualité de la

régression linéaire identifiée est pour l'essentiel la conséquence de la précision des sondes de mesure utilisées (quartz) et de la durée des essais (12 à 24 heures à débit élevé).

- l'examen de l'alignement des points expérimentaux ne met en évidence aucune pression anormale ou groupe de valeurs qui permettraient d'identifier des zones particulières (verticales ou géographiques). Par rapport aux investigations pétrolières, il convient toutefois de mentionner que l'intervalle testé en géothermie est important (de l'ordre de 100 à 150 mètres en découvert), en sorte que des singularités localisées à une profondeur donnée peuvent être masquées.
- en toute rigueur, les paramètres de la régression identifiée sont représentatifs du domaine d'étude échantillonné; les bordures du bassin proches des affleurements étant exclues.

Les paramètres de l'analyse statistique sont les suivants :

- nombre de points expérimentaux : 88
- intervalle de profondeur : -1100 à -2000 m NGF
- pression moyenne : 174,367 kg/cm² (rel.)
- cote moyenne : -1601,18 m NGF
- loi identifiée : $P = A_0 + A_1 \cdot Z$
- pression à $Z = 0$ m NGF :
terme $A_0 = 12,465$ kg/cm²
- gradient vertical de pression :
terme $A_1 = -0,1011133$ kg/cm²,m
- coefficient de corrélation : -0.9993

* Analyse du terme A_0 de la régression

Le terme A_0 de la régression traduit la pression moyenne à la cote $Z = 0$ m NGF. Pour donner une signification physique à cette valeur, il faut tout d'abord remarquer qu'il s'agit d'une valeur extrapolée, obtenue à une cote

relativement éloignée de l'intervalle de mesure défini par les profondeurs extrêmes: -1100 m et -2100 m NGF. Ensuite, si l'on admet que la loi identifiée est effectivement valable hors de l'intervalle précédent et si l'on peut définir une masse volumique représentative, cette valeur peut être convertie en hauteur d'eau dans un forage captant le réservoir.

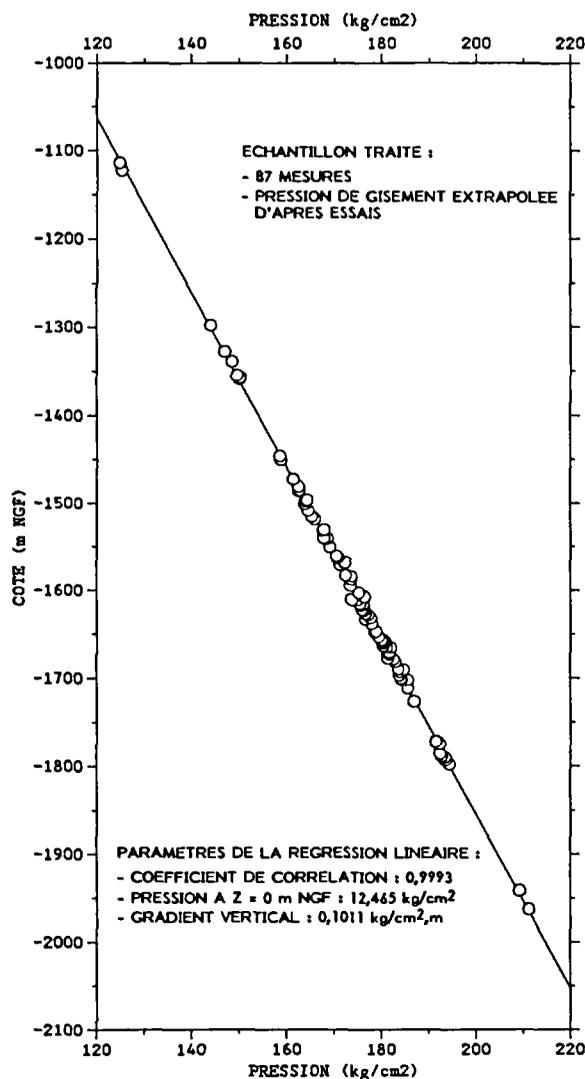


Fig. 3.41 - Corrélation entre la pression de gisement et la cote NGF de mesure

En tenant compte de ces remarques, on peut constater que la valeur du terme A0, traduisant la pression de référence par rapport au niveau de la mer, est très cohérente avec les mesures indirectes de pression obtenues en tête d'un grand nombre de forages géothermiques.

Au plan qualitatif, le caractère naturellement éruptif ou non artésien des forages est directement lié à l'altitude du sol. En pratique, d'après les essais et dans les conditions thermiques statiques, tous les puits géothermiques sont artésiens sauf ceux de quatre doublets :

- Chatenay-Malabry GCTM1-GCTM2 (ZS = + 160 m)
- Coulommiers GCO1-GCO2 (ZS = + 135 m)
- Epernay GEPE1-GEPE2 (ZS = + 173,4 m)
- La-Celle-St-Cloud GLC1-GLC2 (ZS = + 163 m)

On constate en effet que pour ces forages la cote du sol ZS est supérieure à la valeur du terme A0 convertie en hauteur de colonne d'eau (soit environ 125 m.).

Connaissant le terme A0 et en utilisant le terme A1 pour identifier une masse volumique moyenne et par conséquent un niveau d'eau moyen dans les forages de + 123,28 m NGF, on peut dresser le tableau comparatif suivant :

Sigle du forage non artésien	Niveau d'eau en forage	
	d'après A0 et A1 de la régression	d'après mesures en fin d'essai
GCTM1	- 36,7 m	- 5,0 m
GCTM2	- 36,7 m	- 6,0 m
GCO1	- 11,7 m	- 5,0 m
GCO2	- 11,7 m	0,0 m
GEPE1	- 50,6 m	- 33,0 m
GEPE2	- 50,6 m	- 36,0 m
GLC1	- 39,7 m	- 31,0 m

Tableau 3.5 - Cohérence entre la valeur de A0 et le niveau d'eau statique en forage (m/sol).

La cohérence entre valeurs théoriques et expérimentales peut être jugée satisfaisante si l'on tient compte du fait que les valeurs ne sont pas obtenues sur une base strictement équivalente :

- les valeurs dites théoriques sont de type statiques (pression au repos) et issues d'une même valeur moyenne de la masse volumique (terme A1), quel que soit le forage (température et salinité différentes)

- les valeurs expérimentales sont des mesures effectuées en fin d'essais, c'est-à-dire 12 heures environ après la fermeture du puits suite à l'essai de production (environ 12 heures également). Le niveau d'eau enregistré est donc plus proche de la valeur artésienne potentielle (puits sensiblement isotherme à la température de gisement) plutôt que de la valeur statique (forage à l'équilibre thermique avec l'encaissant quelle que soit la profondeur).

Selon les conditions locales, la dilatation thermique théorique totale de la colonne d'eau du forage est de l'ordre de +15 à +35 m par rapport au niveau statique. Ces valeurs de dilatation pure sont en général minimisées par l'effet de la salinité du fluide.

Une conséquence intéressante de la bonne cohérence entre la valeur du terme moyen A0 et la pression artésienne statique est la possibilité de prévoir la pression artésienne en tête d'un nouveau forage (statique et potentielle) connaissant la cote du sol et en faisant usage des cartes de température et de salinité du réservoir.

Forage		Cote sol (m NGF)	Débit artésien (m ³ /h)
Alfortville	GAL1	+ 35,0	275
	GAL2	+ 35,0	216
Bonneuil-sur-Marne	GBL1	+ 35,0	525
	GBL2	+ 35,0	440
Chelles	GCHE1	+ 40,0	245
	GCHE2	+ 40,0	355
Epinay sous-Sénart	GESS1	+ 42,0	247
	GESS2	+ 42,0	274
Maisons-Alfort	GMA1	+ 42,5	285
	GMA2	+ 42,5	296
	GMA3	+ 32,0	247
	GMA4	+ 32,0	243
Villeneuve St-George	GVSG1	+ 34,0	440
	GVSG2	+ 34,0	370

Tableau 3.6 - Ordre de grandeur de quelques débits artésiens mesurés dans la zone particulière au sud-est de Paris

Ce résultat fournit notamment une explication aux débits artésiens particulièrement élevés au sud-est de Paris (vallées de la Marne et de la Seine par exemple) où se trouvent réunies, une faible altitude du sol et une transmissivité importante du réservoir. La productivité artésienne étant d'autre part favorisée par une anomalie thermique positive de l'ordre de 10°C (référence paragraphe 3.5.4). Vis-à-vis de la seule ressource souterraine, il s'agit par conséquent d'une zone très propice au développement de futures opérations géothermiques.

* Analyse du terme A1 de la régression

Compte tenu des unités pratiques retenues (kg/cm²) et à un facteur 10^{**4} près, le terme A1 peut être assimilé à la masse volumique moyenne du fluide, le long des trajectoires de celui-ci entre les points du domaine d'étude et les affleurements. Comme on le verra par la suite, la valeur identifiée est cohérente avec l'augmentation progressive de la salinité et de la température depuis les bordures vers la zone la plus profonde au centre du bassin.

L'allure générale du report pression-cote NGF, la valeur du terme A1 et la faible dispersion des points expérimentaux autour de la droite moyenne théorique traduisent le caractère quasi-hydrostatique du réservoir et un certain équilibre avec les conditions hydrauliques aux limites du bassin. En faisant abstraction des phénomènes densitaires (effets de température et de salinité), on peut ainsi en déduire qu'a priori la composante horizontale de l'écoulement régional sera faible avec cette hypothèse. Ce fait a été confirmé par une modélisation régionale du niveau pseudo-potentiométrique.

En première analyse, le gradient vertical de pression, légèrement supérieur de 1,1% au gradient hydrostatique de l'eau douce, est susceptible d'induire une composante verticale de l'écoulement régional. L'amplitude de cette dernière si elle est confirmée sera ainsi directement liée aux caractéristiques locales du point considéré : topographie du réservoir, salinité et température du fluide, ainsi qu'à la perméabilité verticale (nécessairement mal connue car non mesurée par des essais spécifiques en pratique).

Un autre phénomène, lié à la valeur du gradient vertical de pression pourrait être l'échange hydraulique entre aquifères et notamment en provenance des aquifères plus profonds. Des valeurs récentes relatives au Keuper et au Rhétien, mentionnées par J-M MATRAY (1988) s'alignent en fait sensiblement sur la relation empirique identifiée. Ainsi, à partir de cette seule corrélation pression-cote NGF, le gradient vertical ne permet pas d'apprécier de manière certaine une amplitude et un sens de percolation verticale. La valeur du paramètre A1 est en fait une valeur moyenne qui intègre de nombreuses hétérogénéités latérales sur un large domaine, dont les effets individuels peuvent se compenser.

Devant cette incertitude et en fonction des résultats précédents, il apparaît néanmoins utile de chercher à valider l'ordre de grandeur du terme A1 au moyen d'un modèle simple de réservoir. Pour le contexte hydrodynamique identifié, il a été rappelé en début de paragraphe que la pente A1 de la régression linéaire est directement liée à la masse volumique moyenne le long des trajectoires du fluide entre le domaine d'étude et les affleurements (conditions d'équilibre quasi-hydrostatique des pressions). On conçoit donc que le terme A1 ne pourra être quelconque, et que sa valeur est alors liée à la distribution régionale des variables d'état du fluide: salinité, température, pression. Il doit par conséquent exister une borne inférieure et supérieure pour la valeur de A1. Le traitement complet nécessiterait d'utiliser conjointement les cartes de salinité et de température du réservoir. Pour ne cerner que les ordres de grandeur on choisit ici un modèle interprétatif simplifié en coupe verticale (figure 3.42).

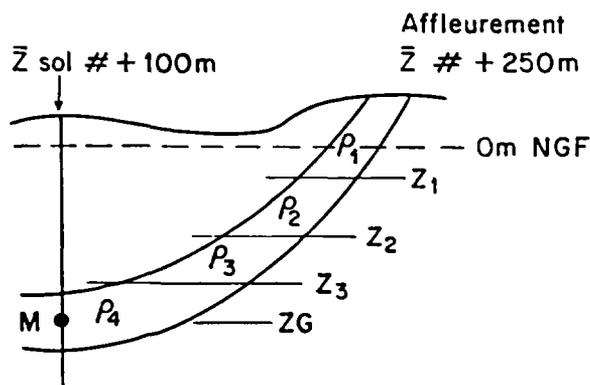


Fig. 3.42 - Modèle simplifié pour l'estimation du terme A1

On cherche à évaluer la masse volumique moyenne $\bar{\rho}$, le long d'un parcours depuis un point de mesure M vers les affleurements, en restant par exemple sur un même flanc de la fosse centrale du bassin. Comme la masse volumique ρ est fonction de 3 paramètres : température T, salinité S et pression P, on cherche à éliminer P et T par relations implicites de manière à pouvoir considérer l'équivalent d'un diagramme $\bar{\rho} = \bar{\rho}(Z, S)$.

Soit une loi moyenne pour la température à l'échelle du bassin :

$$T(Z) = 10 + 0,033 \cdot Z \text{ (m sol)}$$

La pression moyenne dans le tube de courant (référence fig. 3.42) peut s'écrire :

$$\text{avec } \bar{P} = \frac{P \text{ affleurement} + P_M}{2} = \frac{P_M}{2}$$

$$P_M \approx 10 + \frac{Z \text{ (m NGF)}}{10} = \frac{Z \text{ (m sol)}}{10}$$

Ainsi connaissant la profondeur Z d'un point M on peut estimer la masse volumique moyenne :

$$\rho = \rho(\bar{T}, S, \bar{P})$$

$$\text{avec } \bar{T} = 10 + 0,0165 \cdot Z \text{ (m sol)}$$

$$\bar{P} = \frac{Z \text{ (m sol)}}{20}$$

Le tableau 3.7 fournit les résultats de ce modèle simplifié.

Commentaires :

- on constate tout d'abord que les différentes valeurs du tableau ne sont affectées que d'une variation maximale de 3 % (par exemple entre des eaux douces très chaudes et des eaux froides salées).
- compte tenu des connaissances générales à l'échelle du bassin, les valeurs extrêmes très élevées (cas des eaux peu profondes, froides et très salées) ou les plus faibles (cas des eaux profondes, douces et très chaudes) sont peu réalistes au plan pratique.

Z (M) m sol	T (M) °C	T °C	P Kg/cm ²	Salinité (g/l)							
				0	5	10	15	20	25	30	35
100	13,3	11,6	5,0	999,8	1003,3	1006,9	1010,4	1013,9	1017,5	1020,9	1024,4
500	26,5	18,2	25,0	999,7	1003,2	1006,7	1010,2	1013,7	1017,1	1020,6	1024,0
1000	43,0	26,5	50,0	998,9	1002,4	1005,8	1009,2	1012,7	1016,1	1019,5	1022,9
1500	51,2	30,6	62,5	998,3	1001,7	1005,1	1008,5	1011,9	1015,3	1018,7	1022,1
1750	59,5	34,7	75	997,4	1000,9	1004,2	1007,7	1011,1	1014,5	1017,9	1021,3
2000	67,7	38,9	87,5	996,5	999,9	1003,3	1006,7	1010,1	1013,5	1016,9	1020,3
	76,0	43,0	100,0	995,3	998,8	1002,2	1005,6	1009,0	1012,4	1015,8	1019,2

Tableau 3.7 - Variation de la masse volumique moyenne ρ (kg/m³) pour divers points de mesure (Estimation du terme A1 des régressions). La salinité du fluide, conservée comme paramètre, varie dans la plage des eaux du Dogger soit de 0 à 35 g/l

- pour l'échantillon géothermique la valeur du tableau $p=1010$ (ou $A1=-0,1010$) est cohérente compte tenu de la température moyenne (70°C) et de la salinité moyenne (20 g/l) de l'ensemble.
- grâce aux valeurs du tableau ci-dessus on peut effectuer le calcul soit à salinité moyenne constante le long du tube de courant, soit en découpant celui-ci en plusieurs tronçons selon Z et selon le principe de la figure 3.42.

En raison de l'extension du domaine géographique considéré, on conçoit bien que la recherche d'une loi unique, parfaite est peu réaliste. L'estimation statistique obtenue ne peut être que moyenne, sachant que toutes les valeurs de température et salinité sont représentées. D'autre part l'approche interprétative qui a été tentée n'est destinée qu'à valider l'ordre de grandeur du terme A1. L'hypothèse de travail d'un état quasi-hydrostatique du réservoir fait référence à l'ensemble du Dogger perméable, ce qui n'exclut pas la présence d'horizons de faible épaisseur, singuliers vis-à-vis des pressions (cibles pétrolières du Callovien par exemple).

3.5.3 - Ecoulement régional

L'écoulement régional dans le réservoir du Dogger a fait l'objet de nombreuses analyses, notamment par les pétroliers, et en particulier vis-à-vis de son incidence sur la migration des hydrocarbures. L'objectif suivi dans cette étude est plutôt d'en analyser les effets indirects (transferts convectifs associés) pouvant apporter des informations quant à la perturbation de

de la distribution des paramètres (thermiques, chimiques), l'origine et l'âge des fluides dans le réservoir.

La difficulté principale pour quantifier la vitesse est liée aux variations de température, salinité et pression qui affectent la masse volumique locale intervenant dans l'expression du potentiel hydraulique. Le potentiel hydraulique, moteur principal de l'écoulement dans l'hypothèse de Darcy, comprend un premier terme lié à la pression de gisement et un second terme fonction de la position de la particule considérée, mesurée par rapport à une référence commune (en général le niveau de la mer).

Dans le cas présent, c'est ce second terme qui crée des difficultés, car la position Z se trouve multipliée par la masse volumique, localement variable. Lorsque la masse volumique ne peut être considérée comme une constante, la résolution du problème réel nécessite d'examiner deux points en détail:

- la définition du potentiel hydraulique, dont dérive la vitesse dans la formulation classique de Darcy isodensitaire,
- la loi d'écoulement, c'est-à-dire la relation entre les causes et les effets ou en d'autres termes, la matrice de corrélation entre les forces et les flux généralisés.

Parmi les forces généralisées qui engendrent l'écoulement global (flux), l'hypothèse de densité constante conduit à identifier les deux forces classiques respectivement liées à l'énergie de pression et à l'énergie de position. La vitesse dérive alors dans ce cas d'un potentiel

scalaire : la charge hydraulique. En présence d'une masse volumique variable, s'ajoute une troisième force généralisée reliée aux phénomènes densitaires. On sait en effet, intuitivement et par la pratique, que les eaux moins denses ont tendances à migrer vers les zones hautes, tandis que les eaux plus denses se dirigent vers les points bas. Dans ce cas nettement plus complexe, la topographie joue un rôle déterminant car la géométrie des lignes de courant correspondantes n'est plus pilotée par le gradient de charge mais par une notion de ligne de plus grande pente sur la surface topographique. L'amplitude de cette composante de la vitesse est alors directement liée au signe du pendage de la couche réservoir.

Au plan de la définition du potentiel on peut rappeler qu'il existe quatre concepts classiques. Considérons un aquifère pour lequel la masse volumique du fluide est uniquement fonction de la cote Z . En déterminant la pression qui serait mesurée au niveau de référence dans un puits captant le réservoir, on peut ensuite convertir cette pression en hauteur de colonne d'eau de masse volumique fixée. L'utilisation de ces niveaux dont on va rappeler les définitions par la suite permet de comparer les termes moteurs de l'écoulement entre différents points de l'aquifère.

Avec les conventions suivantes:

- . P_g : Pression de gisement mesurée
- . Z_g : Cote de la mesure de pression
- . P_r : Pression à la cote de référence
- . ρ_g : Masse volumique du fluide de gisement
- . ρ_d : Masse volumique unité de l'eau douce

on définit les quatre concepts de niveaux, (A. Chiarelli, 1973 et M. Vandenbeush, 1976):

* Niveau potentiométrique HP

$$HP = \frac{P_g + \int_{Z_r}^{Z_g} \rho(Z) \cdot g \cdot dZ}{\rho_d \cdot g}$$

On tient compte dans ce cas de la masse volumique variable $\rho(Z)$ entre le réservoir (Z_g) et la cote de référence Z_r .

* Niveau pseudo-potentiométrique HPP

$$HPP = \frac{P_g}{\rho_d \cdot g} + (Z_g - Z_r)$$

On admet ici que la masse volumique est égale à l'unité entre les points de cote Z_g et Z_r .

* Niveau piézométrique HPZ

$$HPZ = \frac{P_g}{\rho_g \cdot g} + (Z_g - Z_r)$$

Dans ce cas toute la colonne de fluide du forage possède une masse volumique constante égale à celle de gisement.

* Niveau pseudo-piézométrique HPPZ

$$HPPZ = \frac{P_g}{\rho_d \cdot g} + (Z_g - Z_r) \cdot \frac{\rho_g}{\rho_d}$$

La pression calculée à la cote de référence est convertie en hauteur de colonne d'eau douce.

En fait, et en pratique, aucune de ces quatre définitions ne correspond au potentiel vrai. Une des raisons est l'hypothèse de base selon laquelle la masse volumique ne dépend que de la cote Z . Pour obtenir néanmoins une estimation régionale de l'écoulement, et en tenant compte de la valeur moyenne de la masse volumique qui est très proche de l'unité, on a retenu en première analyse l'approche hydrogéologique classique à densité unité constante. La distribution spatiale du niveau pseudo-potentiométrique correspondant HPP a été représentée à la figure 3.27 (estimation géostatistique).

Au plan de la loi d'écoulement et si l'on retient l'hypothèse précédente, en ajoutant l'isotropie de la perméabilité, les trajectoires du fluide sont les lignes orthogonales aux courbes isovaleurs de la figure 3.27. La vitesse

moyenne régionale est faible et orientée globalement vers le nord-ouest avec une amplitude de 0,3 à 0,4 m/an (en vitesse de Darcy). La figure 3.27 montre par ailleurs une variation spatiale très faible et surtout très homogène du potentiel hydraulique. Le schéma réel, compte tenu des salinités variables, est probablement plus complexe, en raison des salinités maximales mesurées à l'est (Meaux, Coulommiers) et de la topographie locale (réf. fig. 3.40).

En regardant les phénomènes plus localement, la figure 3.43 montre quelques directions principales d'écoulement (flèches A, B, C et D) déduites de la figure 3.27 et superposées à un fond de carte traduisant la température de gisement. Au moins qualitativement, les perturbations thermiques qui pourraient être induites par ces directions d'écoulement (déformation des isothermes) sont très cohérentes avec la distribution observée des températures.

Au plan de l'amplitude de la vitesse moyenne, l'estimation de celle-ci, ainsi que celle des niveaux HPP, obtenue par modélisation numérique hétérogène conduit au même ordre de grandeur, inférieur au mètre par an (Darcy). Il convient alors de rechercher des variables ou des phénomènes indirects, permettant de valider cette estimation qui reste attachée à l'hypothèse d'un écoulement à densité constante unité. Une tentative de calibration par la modélisation thermique le long de la direction B (figure 3.43) est présentée au paragraphe 3.5.5.

3.5.4 - Corrélation température de gisement-profondeur

L'analyse des corrélations température de gisement-profondeur (figure 3.44) est une technique courante en géothermie, qui permet ici de suspecter l'incidence d'écoulements locaux

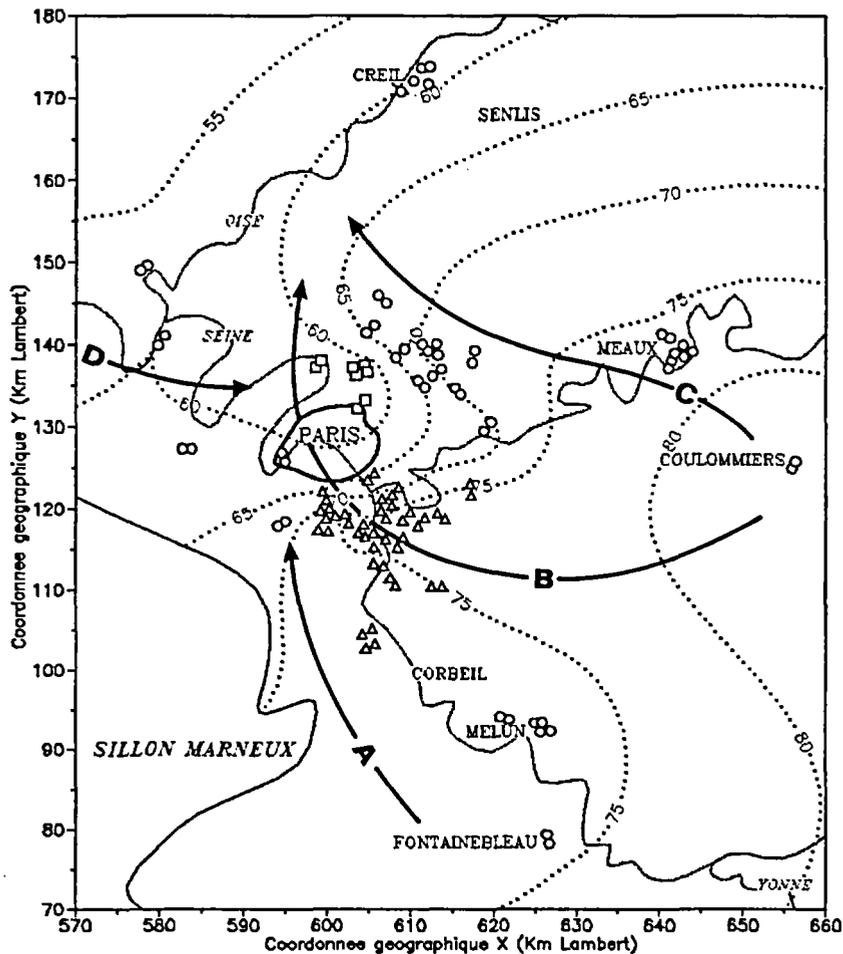


Fig. 3.43 - Schéma des directions principales d'écoulement superposées à la carte des températures de gisement

ou régionaux en complément des variations du flux géothermique et de la conductivité thermique des roches. Ces deux derniers phénomènes affectant la diffusion thermique sont en effet insuffisants pour expliquer l'anomalie globale de 18 à 20°C constatée à même profondeur (1700 m) entre le nord et le sud de Paris, de part et d'autre de l'anticlinal de Meudon.

En effet, on constate à l'examen de la figure 3.44, qu'une proportion importante de points expérimentaux dévient de la loi linéaire moyenne identifiée à l'échelle du bassin parisien (gradient de 0,033°C/m). Ces déviations positives ou négatives correspondent en fait à des gradients thermiques, soit très faibles soit très élevés.

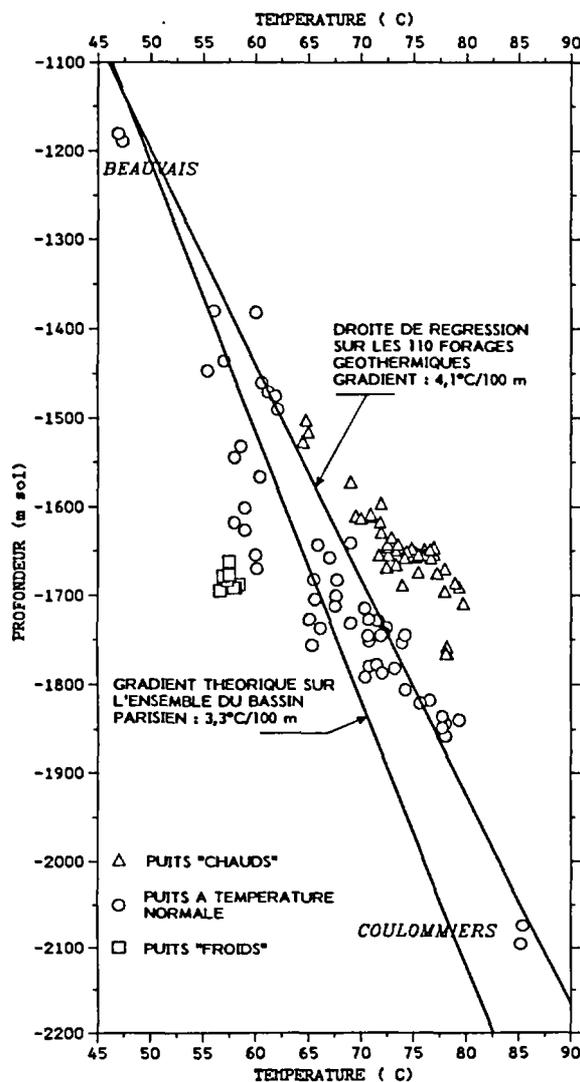


Fig. 3.44 - Corrélation entre la température de gisement et la profondeur en m/sol

Ayant identifié ces gradients anormaux d'après le diagramme de dispersion, le résultat le plus intéressant est la possibilité de localiser et de regrouper les points correspondants dans des zones bien précises. Dans ce but les points des figures 3.43 et 3.44 font référence aux mêmes symboles. On a pu ainsi définir, d'après leur température, trois types de forages :

- les puits soumis à un gradient géothermique normal (cercles),
- les puits anormalement chauds localisés au sud et au sud-est de Paris (triangles),
- les puits anormalement froids localisés au nord de Paris (carrés).

L'écart thermique très important entre les zones froides et chaudes à la profondeur de 1700 m, ainsi que l'amplitude des gradients thermiques verticaux suggèrent l'incidence non négligeable d'écoulements horizontaux ou verticaux. Ces écoulements, même à vitesse faible, sont des phénomènes aptes à créer des déviations thermiques importantes par rapport à un profil moyen de type conduction.

3.5.5- Cohérence entre distribution thermique et hydrodynamique

On a pu voir sur la figure 3.43 qu'il apparaissait une cohérence entre les directions principales d'écoulement et les déformations des lignes isothermes dans le réservoir. D'autre part, les points représentatifs de l'anomalie chaude (triangles de la figure 3.44) semblent groupés autour d'une courbe moyenne, qui par sa forme, rappelle la perturbation caractéristique d'un profil thermique de conduction par un écoulement.

L'objectif de l'approche envisagée ici consiste à concevoir un modèle interprétatif pour tenter d'expliquer l'anomalie thermique au sud de Paris. Le schéma de principe revient à intégrer, en coupe verticale, et le long d'un tube de courant choisi:

- la notion de topographie (profondeur moyenne de l'aquifère le long du tube de courant),

- l'écoulement dans l'aquifère; le débit total du tube de courant étant conservatif par définition,
- le flux géothermique supposé constant, issu des couches géologiques plus profondes, intercepté et perturbé par l'écoulement dans l'aquifère.

En écrivant, en tout point du tube de courant, le bilan thermique permanent entre, d'une part le flux géothermique vertical issu des épontes et d'autre part le flux convectif positif ou négatif (selon le pendage) de l'aquifère, on peut ainsi estimer:

- la distribution de la température le long du tube de courant,
- et la valeur du flux géothermique résultant dans l'éponte supérieure.

En partant de la carte de la figure 3.43, on considère le tube de courant sensiblement normal aux lignes d'égale charge, matérialisé par la direction moyenne d'écoulement B. Ce tube de courant est issu de la zone la plus profonde

au sud de Coulommiers (gradient géothermique normal), traverse la zone à anomalie chaude du Val-de-Marne, pour atteindre finalement la zone à anomalie froide de Villeneuve-la-Garenne au nord de Paris.

Le profil topographique le long du tube de courant (figure 3.45) est pris en compte en considérant une succession de portions d'aquifère rectilignes, placées en série avec par contre des pendages distincts. Le flux géothermique à la base et le débit hydraulique (conservatif) dans le tube sont constants et constituent les paramètres principaux permettant d'ajuster les températures de gisement calculées par rapport aux valeurs expérimentales des 16 puits situés au voisinage du tube de courant retenu.

Le premier type de résultat est obtenu en considérant un flux géothermique profond, normal pour le bassin parisien, de 87 mW/m² et une vitesse d'écoulement de 7 m/an (Darcy). Les points calculés le long du tube de courant sont reportés sur la figure 3.45. Ce diagramme montre qu'un écoulement à composante ascendante se comporte comme une source de

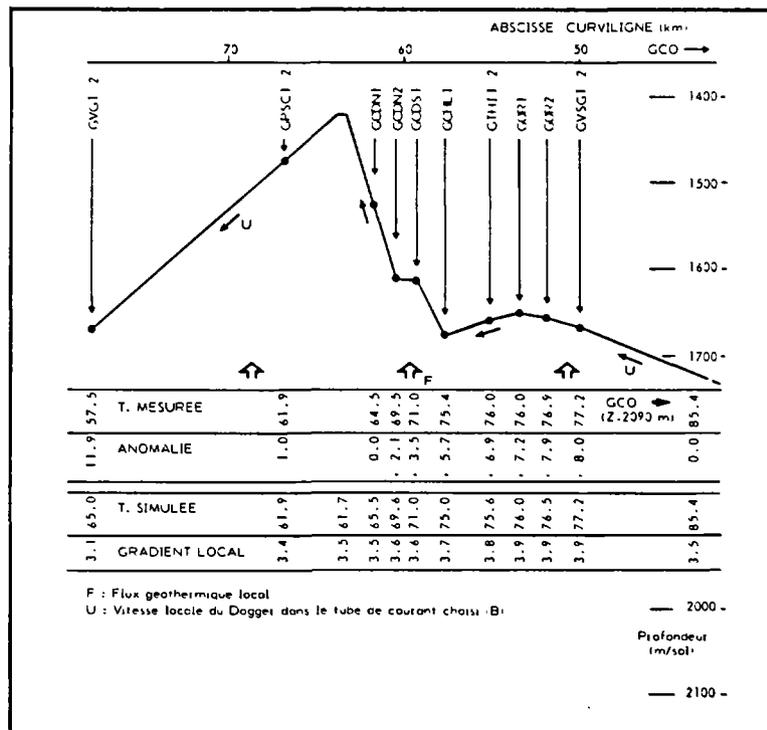


Fig. 3.45 - Approche thermohydraulique simplifiée par un modèle tube de courant issu du centre du bassin (GCO) et passant par la zone anormale au Sud de Paris. Profil topographique le long du tube et incidences thermiques de l'écoulement

chaleur localisée qui accroît le gradient géothermique et par conséquent le flux au dessus de l'aquifère. Un gradient géothermique réel de l'ordre de $4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ a effectivement été mesuré dans la zone Orly-Thiais par logging thermique dans les forages à l'équilibre.

Sur la base de ce bon calage moyen le long du tube, et pour l'anomalie chaude, il convient cependant de noter que le jeu des paramètres utilisés n'est pas unique. D'autres combinaisons de la valeur du flux profond (plus élevé) et de la vitesse (plus faible) conduisent à un résultat globalement identique.

Par exemple, une augmentation de 7 % de la valeur du flux réduit l'amplitude de la vitesse requise de moitié (soit environ $3,5\text{ m/an}$). De plus, vis-à-vis de l'incidence d'un écoulement sur la valeur du flux dans l'éponte supérieure, ce qui est vrai pour le Dogger peut l'être également pour le Trias situé au dessous. Ceci revient à dire que si l'on dispose d'éléments pour prouver une anomalie thermique

au niveau du Trias, alors la vitesse requise pour le calage de l'anomalie du Dogger sera plus faible.

En comparant d'une part l'amplitude de la vitesse permettant de reproduire l'anomalie thermique, et d'autre part la vitesse calculée à partir de la charge hydraulique, on constate que les vitesses sont alors dans un rapport de 1 à 10. Cette comparaison permet de penser que le champ de vitesse réel est vraisemblablement plus hétérogène, quant à sa distribution spatiale, que celui déduit de la figure 3.27. Compte tenu des singularités de la température, de la salinité et de la topographie du réservoir, l'amplitude des phénomènes densitaires peut être génératrice de schémas d'écoulement préférentiels.

Enfin, on ne peut exclure, sur la base des résultats de l'étude géochimique et isotopique, l'incidence de percolations verticales lentes, issues du Trias, et localisées au voisinage de la faille de Meudon.

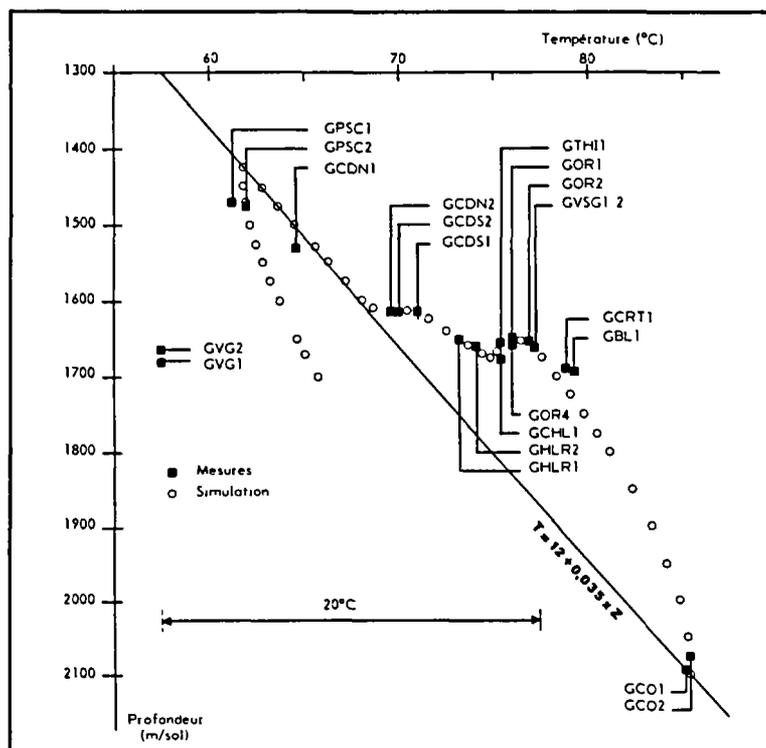


Fig. 3.46 - Résultat de la simulation thermohydraulique par un modèle tube de courant. Corrélation entre les températures de gisement estimées et la profondeur pour un échantillon de points situés le long du tube

Le second type de résultats de l'approche par ce modèle interprétatif concerne le diagramme de dispersion, c'est-à-dire le report des températures calculées dans le tube de courant et mesurées aux puits en fonction de la profondeur. On peut constater sur la figure 3.46 que l'on peut ainsi reproduire l'essentiel des caractéristiques du diagramme expérimental initial (figure 3.44).

On relèvera par contre que ce modèle simplifié ne peut rendre compte de l'anomalie froide sur le flanc descendant de l'anticlinal (VG1-VG2 sur la figure 3.46). La partie expliquée résulte de l'écoulement descendant gardant une mémoire thermique partielle (condition au sommet de l'anticlinal).

Pour la partie non expliquée de l'anomalie froide, et si l'on remarque que la température mesurée est très inférieure à la normale, on peut alors avancer l'hypothèse d'un mélange avec des eaux plus froides venant de l'ouest et de niveaux moins profonds. Cette hypothèse, cohérente avec la piézométrie observée, n'est pas confirmée actuellement par des informations chimiques ou isotopiques.

L'analyse des résultats thermiques et hydrauliques, globalement cohérents, conduit cependant à mentionner une dernière critique vis-à-vis des informations complémentaires et indirectes issues de la géochimie du fluide. L'origine géographique du tube de courant considéré, comme la distribution de la piézométrie au sud-est par ailleurs, ne sont en fait définies que par les deux seuls forages les plus profonds de Coulommiers. Il ressort de la confrontation avec les résultats géochimiques que la signature isotopique des fluides de l'est du Val-de-Marne (partie médiane du tube de courant) n'est pas compatible avec celle des eaux échantillonnées à Coulommiers. La géométrie de la partie amont du tube de courant doit, en conséquence, être déformée pour définir une trajectoire plus réaliste au sud de ces forages, avec contournement de la zone à salinité maximale. Cette correction, qui ne remet pas en cause les phénomènes généraux considérés, montre par contre l'importance des effets densitaires et de la topographie qui affectent à la fois la géométrie des tubes de courant et leur vitesse propre, afin d'obtenir un modèle synthétique cohérent.

Enfin, bien que le modèle interprétatif repose sur des hypothèses parfois criticables, on a pu par ce biais :

- localiser géographiquement les puits anormalement chauds dans une zone précise,
- et, au niveau du diagramme de dispersion, identifier un lien entre ces points, grâce à l'introduction du couplage topographie-hydraulique-thermique.

3.5.6 - Conclusions sur la caractérisation hydraulique et thermique du réservoir

Les 110 forages géothermiques du bassin parisien représentent une source d'informations très précieuse pour la connaissance et la caractérisation du réservoir du Dogger. Ces données ponctuelles ont été traitées systématiquement pour la constitution d'une base de données des forages. Les principaux enseignements sont l'hétérogénéité verticale et la stratification de la production en de nombreux niveaux individuels de faible épaisseur.

L'étude géostatistique réalisée a permis d'analyser la distribution spatiale des principaux paramètres du réservoir sur trois niveaux de détail :

- sur l'ensemble du domaine d'étude, tous faciès confondus (concept d'aquifère monocouche),
- sur l'ensemble du domaine et pour chacun des trois faciès producteurs identifiés (concept d'un réservoir à trois couches équivalentes),
- enfin, sur deux sous-domaines particuliers et pour chacun des trois faciès (recherche de sous-structures locales).

Il ressort de cette approche géostatistique que le réservoir est caractérisé par deux types de paramètres : d'une part les paramètres définissant la géométrie, ainsi que ceux associés au fluide de gisement, et d'autre part les paramètres représentatifs de la matrice poreuse.

Le premier groupe correspond à des paramètres continus, avec une dérive régionale bien marquée pour chacun d'eux et dont l'estimation, puis la cartographie, restent une approche aisément réalisable et précise.

Le deuxième groupe qui définit les propriétés de la roche-réservoir présente, aussi bien pour l'ensemble des niveaux que pour chacun des faciès individualisés, les caractéristiques suivantes:

- absence de dérive régionale,
- forte composante aléatoire,
- ajustement des modèles théoriques de variogramme difficile,
- support non homogène,
- fortes variances d'estimation.

Ces résultats sont autant de difficultés pour l'étude des écoulements dans le réservoir, où les valeurs de la transmissivité relative et celles de l'épaisseur productive conditionnent les vitesses de circulation que l'on pourra chercher à estimer par le calcul.

L'étude réalisée par sous-domaines et par faciès confirme et affirme les tendances identifiées globalement sur l'ensemble du domaine:

- présence d'une zone imperméable au sud-ouest de Paris (le sillon marneux étant localisé sans introduire aucune contrainte géologique),
- comportement généralement erratique à petite échelle,
- absence totale de structure, même locale pour certains paramètres tel que l'épaisseur productive,

Cependant, malgré les forts écarts-type de krigeage et certaines estimations très qualitatives, plusieurs points caractéristiques ont été mis en évidence:

- l'existence de sous-structures pour chacun des deux domaines détaillés,
- la coïncidence des zones de bonne transmissivité de l'Oolithe avec la direction régionale des écoulements, ce qui confirme le caractère hydrodynamique prépondérant de ce faciès,
- enfin, l'approche locale a fourni un gain en

qualité d'estimation par rapport à l'ensemble du domaine, ce qui permet un paramétrage hydrodynamique plus précis à proximité des forages (application à la modélisation du comportement de détail des doubles en exploitation).

Ainsi, le réservoir du Dogger, analysé en détail à partir de l'ensemble des données géothermiques en région parisienne, montre au plan des caractéristiques intrinsèques, d'importantes hétérogénéités verticales et horizontales. Hormis pour la pression, les variables d'état du fluide n'apparaissent pas systématiquement corrélées avec la profondeur, comme on pourrait le penser a priori dans un tel bassin sédimentaire.

Essentiellement en raison de la qualité des mesures, une corrélation remarquable a été obtenue entre la pression et la cote de gisement. Celle-ci témoigne d'un réservoir continu, à caractère quasi-hydrostatique et en cours d'envahissement par les eaux météoriques.

Au plan thermique, l'étude des corrélations selon la profondeur s'est avérée révélatrice d'anomalies importantes qui ont pu être localisées dans certaines zones précises telles que le sud de Paris, et reliées à la présence probable d'écoulements issus soit du Dogger, soit des aquifères sous-jacents.

La minéralisation totale du fluide de gisement présente des anomalies dont la distribution spatiale est très similaire à celle de la température. Au moins qualitativement cette similitude renforce l'hypothèse d'écoulements locaux ou préférentiels qui demeurent encore trop imprécis (origine et âge des saumures identifiées dans les processus de mélange avec les eaux météoriques).

La présence d'un écoulement régional faible, dont l'amplitude peut être localement amplifiée par les variations de topographie ou de densité, constitue une explication possible à un certain nombre d'anomalies observées. La prise en compte de ces effets perturbateurs nécessite alors l'analyse détaillée de l'incidence, souvent complexe, des phénomènes couplés entre les variables hydrodynamiques, thermiques et chimiques. Dans ce contexte, la cohérence des distributions des différents paramètres est la condition principale de validation du modèle synthétique de réservoir.

3.6 - Applications de la modélisation

Le retour au schéma général de l'approche (figure 3.3) permet de rappeler les deux principaux objectifs des travaux de caractérisation du réservoir du Dogger :

- la connaissance de l'état naturel du gisement géothermique sous ses divers aspects (hydraulique, thermique et chimique) qui ont été présentés dans les chapitres précédents,
- l'estimation des perturbations de cet état naturel, induites par l'exploitation des doublets géothermiques avec réinjection systématique de l'intégralité du débit prélevé. Cet objectif, focalisé sur les applications, est illustré par divers exemples présentés dans les paragraphes suivants.

La modélisation du réservoir en exploitation repose d'une part sur la description de l'état initial (bases de données) et d'autre part sur des programmes de calcul permettant de simuler les principaux phénomènes physiques. L'estimation des perturbations de l'état du réservoir et des conditions d'exploitation des doublets nécessite une dernière source d'informations, essentiellement évolutive, constituée par les paramètres d'exploitation. Ces données acquises périodiquement par le suivi de séquences temporelles (tel que le système de télésuivi de l'AFME par exemple) se décomposent schématiquement en deux groupes:

- les données caractéristiques des causes des phénomènes qui sont les entrées imposées dans les modèles de calcul (débit d'exploitation, température d'injection de chaque doublet),
- les données représentatives des effets attachés à ces causes, qui sont les informations de calibration et de contrôle de la sortie des modèles de calcul (rabattements aux puits de production, pression d'injection, évolution de la température de production des doublets).

On verra par la suite qu'il existe deux approches principales pour la simulation du comportement du réservoir en exploitation :

- l'approche dite "homogène" qui fait référence à une formulation analytique ou

semi-analytique des phénomènes physiques. Elle repose sur une description simplifiée du réservoir par des paramètres constants, soit pour l'ensemble du domaine, soit pour des zones caractéristiques (cas de l'invasion par les eaux froides réinjectées par exemple).

- l'approche dite "hétérogène" qui fait référence à des modèles de calcul numériques, intégrant les diverses hétérogénéités spatiales archivées dans les fichiers de la base de données régionalisées décrite précédemment.

3.6.1 - Comportement d'un doublet en milieu homogène infini

La schématisation la plus simple du réservoir, qui repose sur l'hypothèse d'un milieu homogène à paramètres constants et d'extension latérale infinie, permet d'introduire deux types de notions de base:

- le concept de modèle baptisé "homogène" précédemment,
- le concept de doublet géothermique et ses principales caractéristiques.

* Caractéristiques d'un modèle de simulation homogène

Ce type de modèle de calcul, très classique, repose sur la résolution analytique des trois équations de conservation fondamentales:

- . conservation de la masse,
- . conservation de la quantité de mouvement,
- . conservation de l'énergie.

Les deux premières équations définissent la loi de comportement hydraulique (loi de Darcy notamment), tandis que la dernière équation, couplée à la loi précédente par la variable vitesse, fournit la loi de comportement thermique.

Pour expliciter les caractéristiques d'un tel modèle de calcul de réservoir, on choisit ici le cas du modèle METERNIQ (BRGM), dont les résultats seront illustrés sur les figures 3.47 et 3.48 suivantes.

- Description du système à simuler :

- . l'aquifère est schématisé par une seule couche productive (réelle ou équivalente) d'extension latérale infinie,
- . les épontes supérieures et inférieures sont imperméables au plan hydraulique et d'extension verticale infinie au plan thermique,
- . l'aquifère est captif, homogène, isotrope et d'épaisseur productive constante,
- . le bilan hydraulique de l'aquifère ne dépend que des débits d'injection et de pompage aux puits correspondants en nombre quelconque. L'exploitation par doublets ou par triplets est par conséquent équilibrée en débit.
- . le fluide de gisement exploité est supposé incompressible ; les variations de la masse volumique et de la viscosité avec la température ou la salinité sont négligées.

- Phénomènes pris en compte :

- . écoulement du fluide induit par les puits d'injection ou de pompage avec prise en compte optionnelle d'un écoulement régional d'amplitude et de direction constante.
- . transfert de chaleur par convection dans l'aquifère et par conduction thermique dans les épontes imperméables.
- . écoulement permanent dans l'aquifère et débits hydrauliques imposés aux puits constants (débits fictifs continus ou moyenne annuelle par exemple).
- . à l'état initial, la matrice poreuse, le fluide et les épontes sont isothermes à la température T_0 . Les transferts thermiques à l'intérieur du réservoir sont estimés selon la technique de "l'effet piston", ce qui revient à négliger la diffusion ou la dispersion thermique dans la direction horizontale. Il est de plus admis que l'équilibre thermique local entre la matrice poreuse et le fluide est atteint instantanément.

- . l'épaisseur productive de l'aquifère est admise suffisamment faible pour que la température de gisement soit constante dans la direction verticale (conductivité thermique verticale infinie pour le réservoir).

- . dans les épontes, les effets de la conductivité thermique horizontale sont également négligées ; la conductivité thermique introduite dans le modèle fait référence à la composante verticale de ce paramètre. Aucun coefficient d'échange thermique n'est introduit à l'interface aquifère-épontes.

- Algorithme de calcul :

A partir de la localisation géographique des forages, le modèle détermine tout d'abord la géométrie des lignes de courant (trajectoires des particules du fluide) issues des puits d'injection selon la théorie des potentiels en régime permanent. Deux lignes de courant consécutives issues d'un même forage définissent un tube de courant qui, par définition, véhicule une fraction constante du débit total du puits considéré. A partir d'un puits d'injection donné, on distingue ainsi deux types de tubes de courant :

- . les tubes de courant qui atteignent un puits de production et qui vont par conséquent transporter vers ce puits des eaux froides injectées,
- . les tubes de courant qui, pour une durée d'exploitation fixée (généralement cent ans), n'atteignent aucun puits de pompage et ne participent pas au refroidissement de la production.

Ensuite, pour chaque tube de courant, dont le nombre est choisi par l'utilisateur, le modèle évalue les transferts thermiques internes ainsi que les échanges avec les épontes, en déterminant notamment :

- . le temps de transfert thermique le long de chaque ligne de courant,
- . les positions successives du front thermique (déplacement de l'interface théorique entre les eaux injectées et les eaux de gisement) aux dates demandées.

Pour chaque puits de production on détermine enfin la courbe de production en fonction du temps, c'est-à-dire la température moyenne résultant du mélange des eaux de gisement et des eaux d'injection véhiculées par tous les tubes de courant atteignant le puits considéré à une date donnée.

- Résultats du modèle et applications :

Les résultats, sous la forme de tableaux et de cartes, fournissent:

- . le schéma d'écoulement (géométrie des tubes de courant, répartition des débits entre les divers puits),
- . l'impact des injections dans le réservoir, c'est-à-dire l'état d'envahissement théorique et moyen par les eaux froides à différentes dates (fronts thermiques),
- . l'évolution des températures de production avec le temps,
- . enfin, la quantification des notions de temps de percée et de durées de vie.

Ce type de modèle simplifié est adapté aux phases préliminaires de conception et de dimensionnement des doublets, car il permet d'obtenir rapidement l'évaluation de diverses variantes. Il permet dans tous les cas de prévoir le comportement moyen des doublets en exploitation. Dans le cas où l'hétérogénéité du réservoir est connue, il est utilisé comme première approche pour définir les conditions d'utilisation et les ordres de grandeur des paramètres pour l'emploi ultérieur des modèles de simulation plus complexes de type hétérogènes.

*** Principales caractéristiques d'un doublet géothermique**

La mise en exploitation puis la gestion d'un réservoir géothermique implique des choix parmi un grand nombre d'options techniques à concilier avec des impératifs économiques.

Au plan technique, les divers arguments positifs ou négatifs associés au choix du système par doublet ont été rappelés en début de chapitre 3. On a pu voir également lors de

l'approche pour la caractérisation du réservoir que les paramètres élémentaires décrivant le réservoir et les lois physiques, étaient particulièrement nombreux. Lors de l'exploitation de modèles de simulation, ces diverses données sont prises en compte avec différents niveaux de simplification (homogène, hétérogène, etc).

Ayant obtenu des résultats de calcul, il convient alors de dégager des informations synthétiques, liées aux variables de fonctionnement ou aux paramètres de conception, permettant de quantifier les options ou scénarios choisis. Les principales caractéristiques introduites pour la description du modèle homogène sont rappelées ci-dessous et illustrées sur la figure 3.47.

- Lignes de courant :

Les lignes en tireté représentent les trajectoires du fluide entre les deux puits. Elles émergent du puits d'injection selon une symétrie radiale, analogue à celle d'un puits unique, pour s'infléchir ensuite progressivement sous l'influence du puits de production. En raison de la symétrie radiale au voisinage du puits d'injection, et si l'on choisit un nombre n de tubes de courant, chacun d'eux transportera par la suite un débit constant égal à Q/n . Ainsi on peut constater sur la figure 3.47 qu'à la date $t=95$ ans, 60 % du débit total (soit le débit de six tubes de courant) proviendra du puits d'injection. On dit encore que le taux de recyclage est de 60 %.

- Temps de transfert thermique :

Les dates indiquées sur les lignes de courant correspondent aux temps de transfert thermique entre les puits. Dans le schéma "piston" il s'agit de la date d'apparition au puits de production des premières particules froides, ayant suivies la ligne de courant considérée. La vitesse thermique qui définit le temps de transfert est en fait la vitesse de déplacement des isothermes. Cette vitesse (P.A. LANDEL et J.P.SAUTY, 1978) est proportionnelle à la vitesse de Darcy, avec un coefficient supérieur à 1, égal au rapport des capacités calorifiques de l'eau et du milieu poreux saturé. L'amplitude de la vitesse thermique est environ quatre fois plus faible que celle de la vitesse réelle intersticielle.

- Temps de percée thermique :

Le temps de percée thermique du doublet est le temps de transfert thermique le plus faible entre les puits; il caractérise par conséquent la date d'apparition théorique des premières particules d'eau froide injectée. On utilise le terme de percée car, le débit correspondant étant infime, il n'induit aucune chute de température de production. Dans le cas de la figure 3.47, le temps de percée de thermique est de 17 ans, tandis que la percée d'un traceur chimique injecté simultanément avec les eaux froides serait d'environ quatre ans (rôle précurseur des tracages chimiques).

- Fronts thermiques :

Les fronts thermiques sont matérialisés en traits pleins sur la figure 3.47. Ils traduisent l'emprise géométrique de la zone envahie par l'injection, avec une déformation progressive dans le temps. Ce sont également des lignes isochrones vis-à-vis des transferts thermiques.

- Durée de vie :

La figure 3.48 traduit l'évolution de la température de production correspondant aux hypothèses du schéma de la figure 3.47. On note effectivement que la chute de température

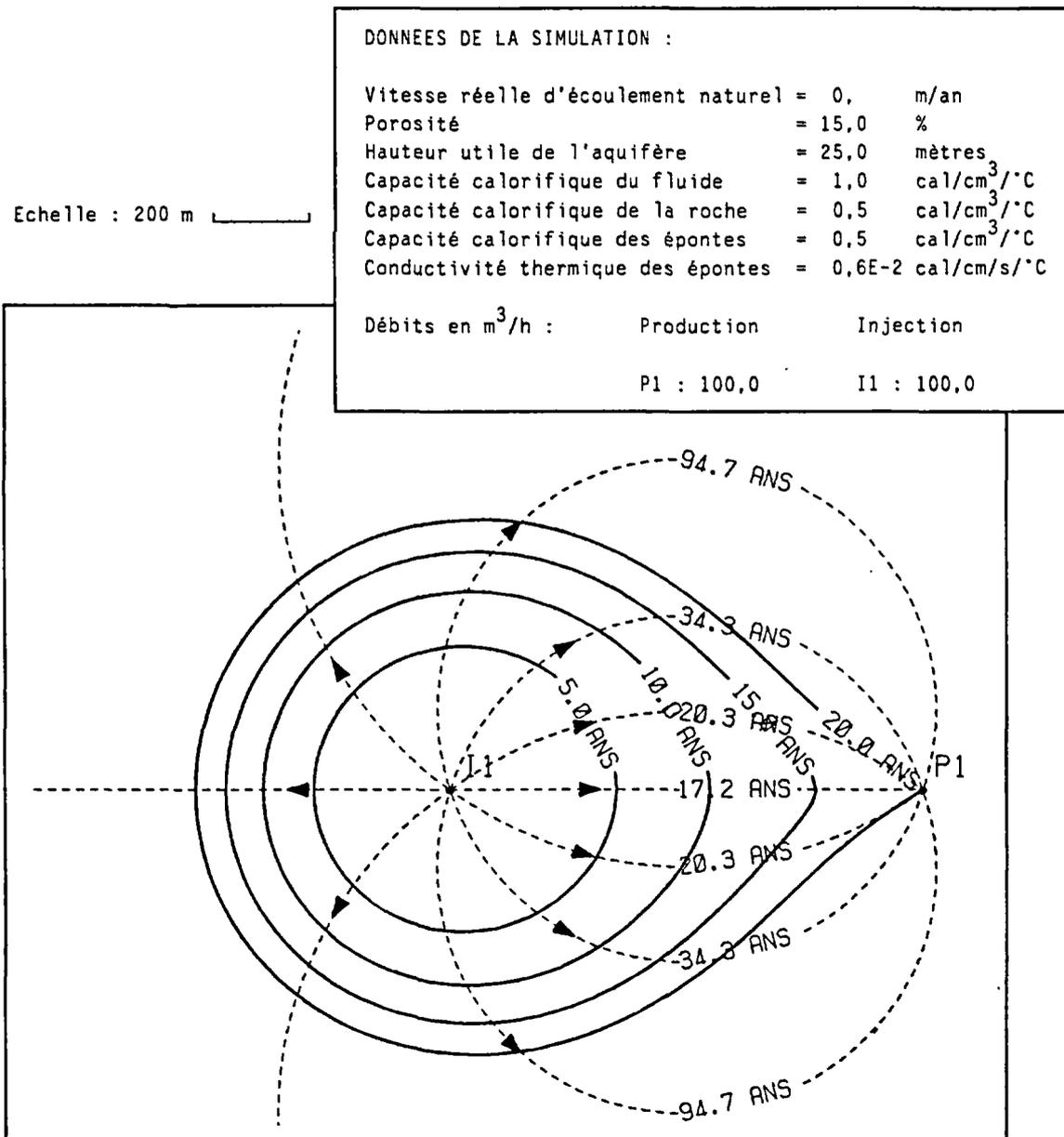


Fig. 3.47 - Schéma général de l'impact d'un doublet géothermique isolé dans un réservoir homogène d'extension latérale infinie

Les incidences mutuelles constituent un domaine d'application particulier pour les modèles de simulation de réservoir, essentiellement au niveau de l'implantation des ouvrages. La proximité d'autres doublets, ou encore une densité d'implantation élevée d'ouvrages, ne sont pas systématiquement néfastes au comportement d'un doublet donné. On montre par exemple qu'une répartition des puits en quinconce sur un maillage régulier, permet un gain de 15 à 20 % sur le temps de percée d'un doublet équivalent isolé (référence figure 3.48). Les deux types d'interférence mentionnées sont commentées sur l'exemple relatif à deux doublet voisins du paragraphe 3.6.5.

3.6.3 - Caractéristiques d'un modèle de simulation hétérogène

Un modèle de simulation de type hétérogène doit tout d'abord permettre, par définition, la prise en compte des hétérogénéités du milieu étudié. Celles-ci sont de deux ordres:

- d'une part les hétérogénéités de structure (transmissivité, épaisseur, etc), telles que celles identifiées par analyse géostatistique ; ce sont des hétérogénéités intrinsèques et invariantes,
- d'autre part les hétérogénéités artificielles, induites par l'exploitation. Il s'agit notamment des perturbations des variables d'état du fluide : viscosité et masse volumique, attachées aux conditions de réinjection. Ces hétérogénéités sont essentiellement évolutives, à la fois par leur amplitude et par l'extension de la portion de réservoir sur laquelle elles s'appliquent.

Le modèle hétérogène est également plus complexe, ou plus proche de la réalité, au plan des lois physiques introduites pour traduire le comportement du réservoir (prise en compte de la diffusion ou la dispersion thermique dans le réservoir par exemple).

La conséquence des contraintes supplémentaires ci-dessus se traduit par la nécessité d'une résolution numérique des équations de comportement hydraulique et thermique, au moyen d'une discrétisation géométrique de

l'espace. Au plan des méthodes de résolution les deux types de modèles de simulation principaux sont :

- les modèles par différences finies qui reposent sur un découpage géométrique de l'espace en mailles carrées ou rectangulaires, de taille constante ou variable,
- les modèles par éléments finis qui s'appuient sur une subdivision de l'espace en éléments de taille et de forme quelconque.

On choisit ici le cas d'un modèle par différences finies, le modèle STENDHAL (BRGM) pour le traitement de l'exemple présenté au paragraphe 3.6.5.

Le modèle de simulation de type hétérogène, STENDHAL, adapté au cas spécifique des réservoirs géothermiques captifs, repose sur les mêmes hypothèses générales que celles du modèle homogène (paragraphe 3.6.1). Le traitement particulier, attaché au caractère hétérogène, concerne principalement l'estimation hydraulique, c'est-à-dire le calcul des pressions et des vitesses du fluide dans le réservoir.

A la différence du modèle de simulation homogène qui s'applique sur un support d'extension latérale infinie, le modèle hétérogène fait référence à un domaine d'étude de taille nécessairement finie; d'où les contraintes très importantes de type conditions aux limites.

3.6.4 - Mode d'exploitation du modèle hétérogène

L'exploitation du modèle hétérogène, de type différences finies, pose trois problèmes spécifiques, préliminaires aux calculs :

- le choix de la taille du domaine d'étude,
- le choix de la taille des mailles élémentaires et surtout leur nombre total,
- le choix des conditions (hydrauliques notamment) aux limites du domaine d'étude.

Pour décrire la démarche complète, on se fixe ici comme objectif final et pour fixer les

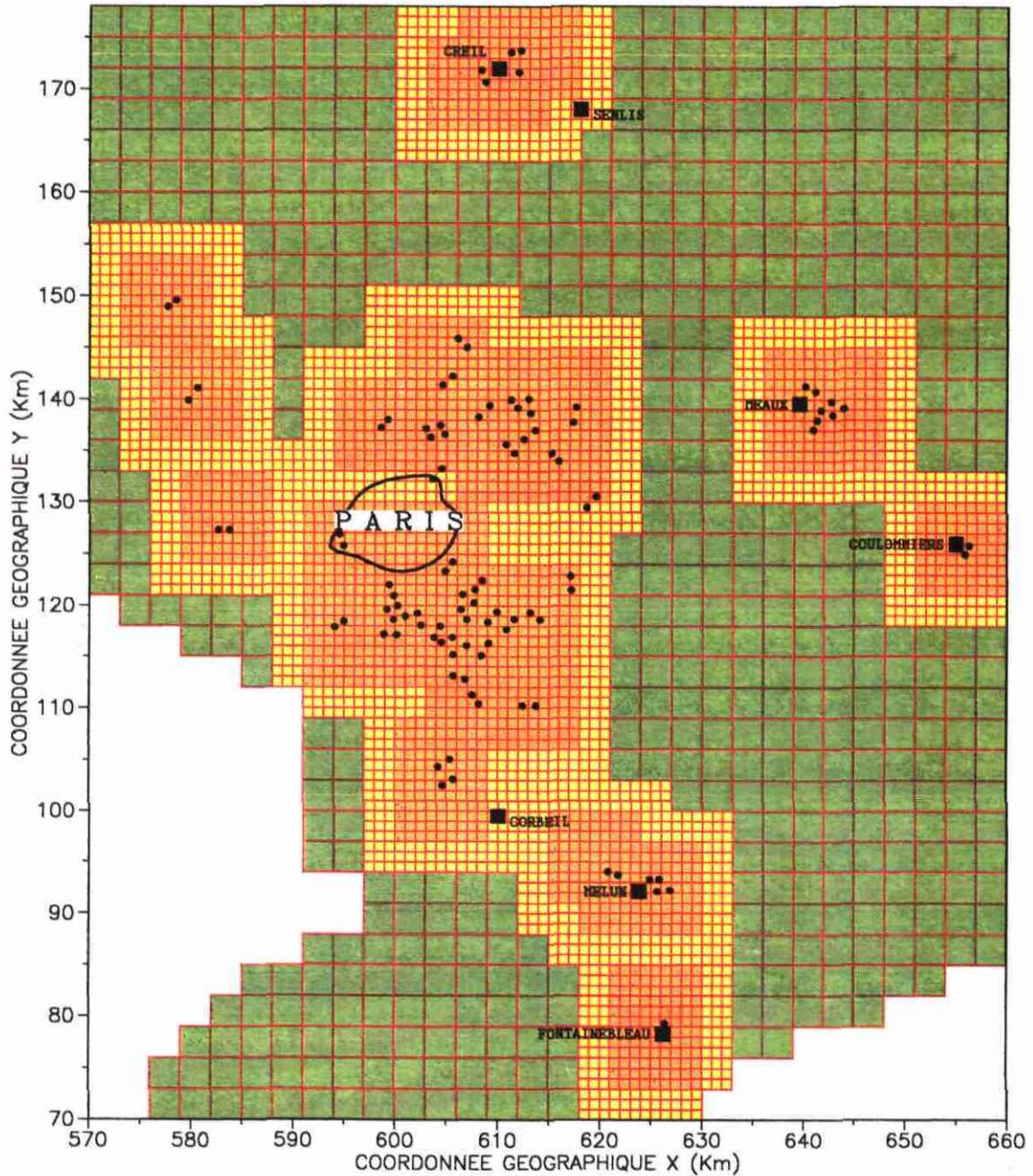


Fig. 3.49 - Discrétisation spatiale du domaine d'étude géothermique en mailles carrées de taille variable (ordre 1,2 et 3)

idées, la prévision du comportement des deux doublets voisins de La Courneuve Nord et Sud dans la zone de la Seine-St-Denis.

Le modèle STENDHAL utilisé permet l'utilisation de quatre tailles de mailles carrées, repérées par leur numéro d'ordre de 1 à 4. La maille d'ordre n est obtenue par une subdivision en 9 de la maille correspondante d'ordre $(n-1)$. Ayant choisi ici une maille d'ordre 1 de 3 km de côté, les tailles respectives sont les suivantes :

Ordre de la maille	Côté de la maille
1	3000 m
2	1000 m
3	333 m
4	111 m

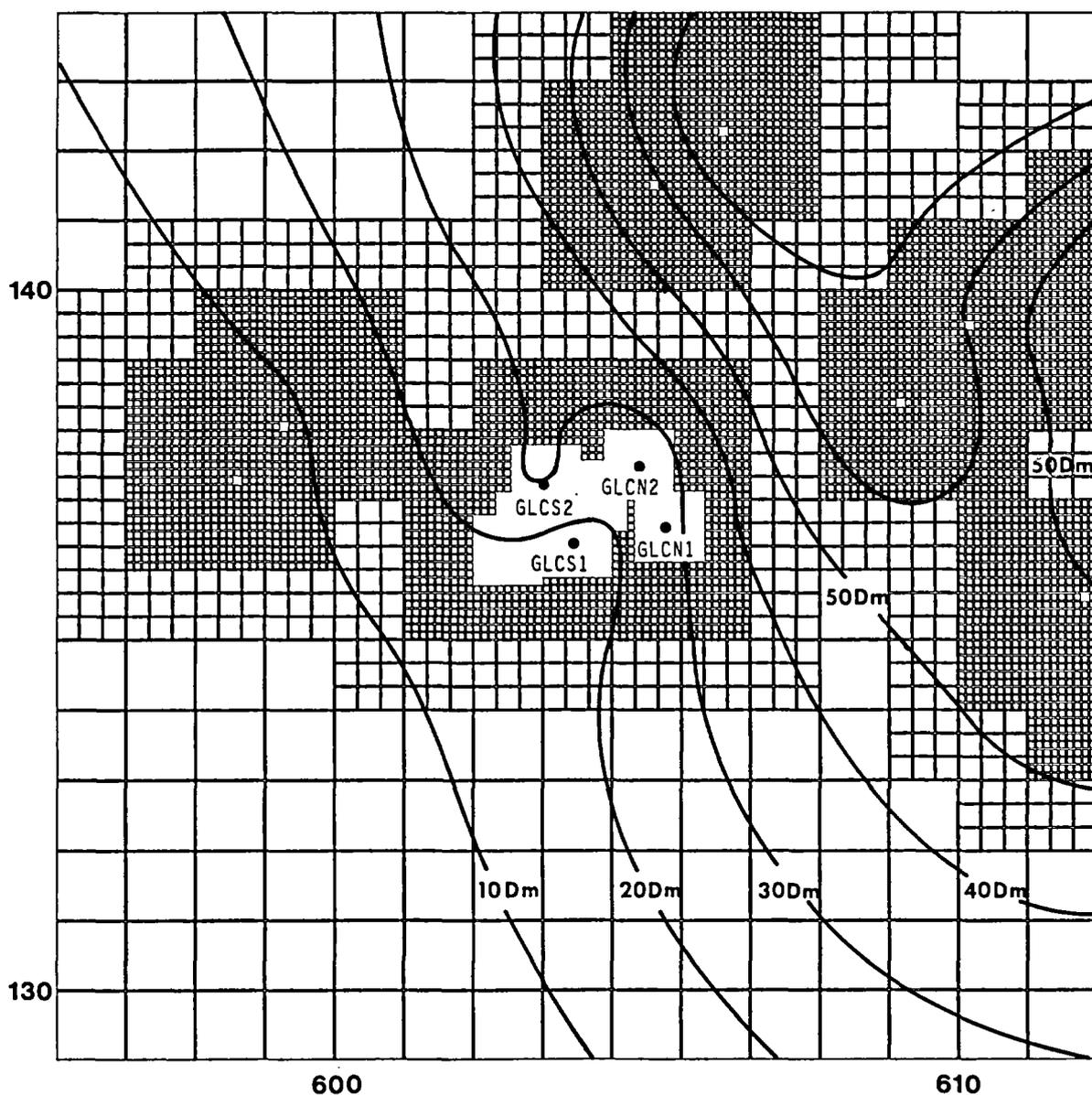


Fig. 3.50 - Discretisation d'un sous domaine avec introduction d'un ordre de maille supérieur au voisinage des forages

La figure 3.49 montre la discrétisation du domaine d'étude global avec utilisation des ordres 1,2 et 3, issue d'un programme de génération automatique de maillage. Les trois ordres sont traduits par des couleurs différentes. Le programme de génération automatique effectue tout d'abord un découpage d'ensemble à l'ordre 1, puis, par référence aux coordonnées des puits fournies, optimise le découpage aux ordres supérieurs, de plus en plus fin au voisinage des forages. La taille des mailles est par conséquent cohérente:

- d'une part avec la précision des paramètres qui leurs seront affectés (base de données régionalisées précédente),

- et d'autre part avec la précision requise pour le calcul des variables.

L'ordre 4 n'est pas représenté sur la figure pour des raisons de lisibilité.

En se fixant ensuite des conditions aux limites hydrauliques ainsi que les débits des puits, on peut effectuer une première exploitation du modèle pour déterminer le champ des pressions dû aux doublets, en intégrant ou non l'écoulement régional.

A ce stade, compte tenu du nombre de mailles important (environ 20 000), il est nécessaire d'être plus précis pour estimer le

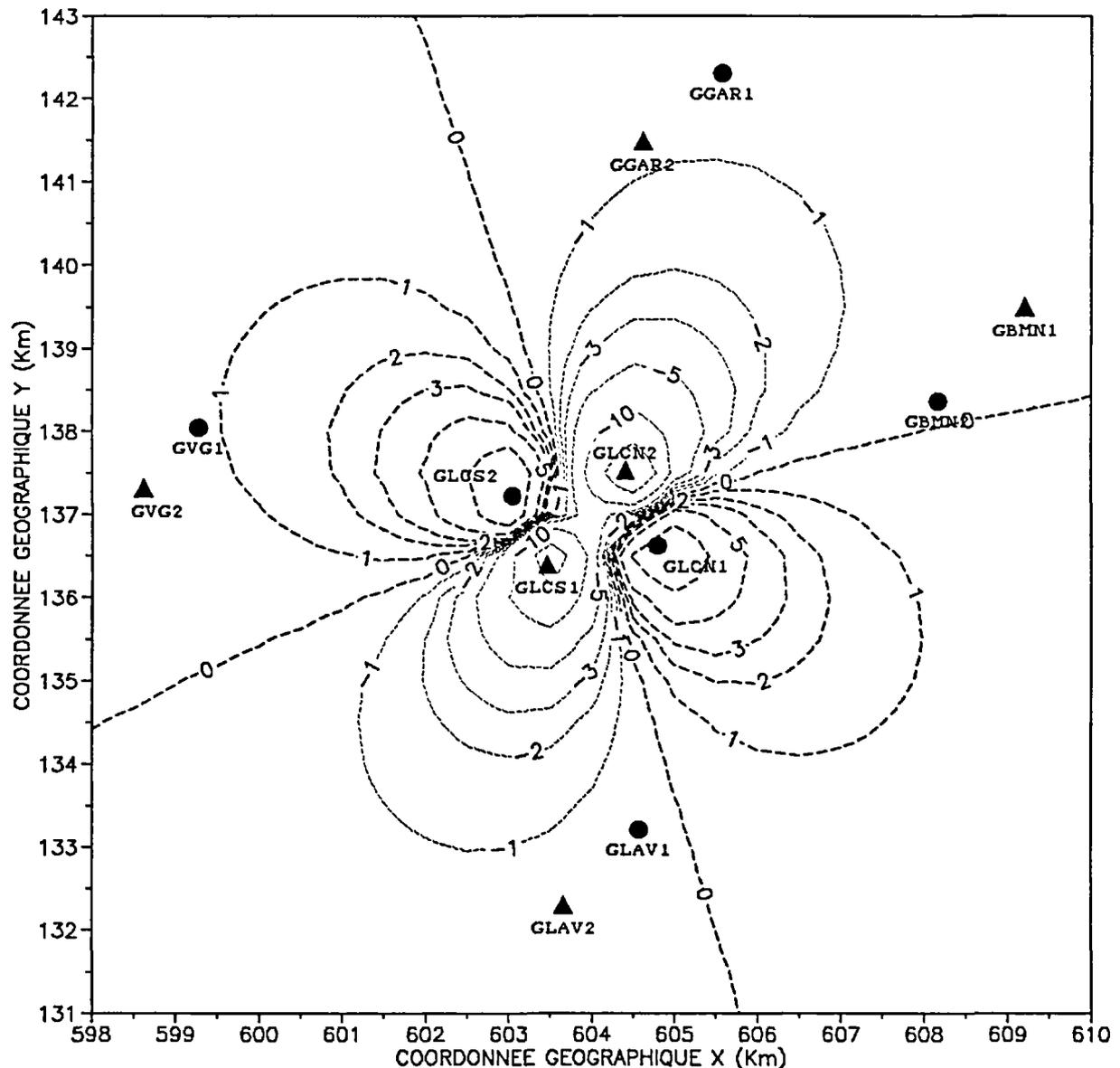


Fig. 3.51 - Champ de pression (m. d'eau) induit par l'exploitation de deux doublets (résultats de l'approche homogène)

comportement des deux doublets envisagés. La taille des mailles d'ordre 4 (côté de 111 m) est en effet insuffisante pour le calcul thermique au voisinage des deux doublets.

On utilise dans ce but la technique des modèles gigognes, par l'extraction d'un sous-domaine qui va être redécoupé à l'ordre supérieur. La figure 3.50 montre le découpage de ce sous-domaine dans lequel :

- les mailles d'ordre 1 résiduelles ont été converties à l'ordre 2,
- un ordre 5 a été introduit (côté de 37 m)

autour des puits environnants et dans la zone de La Courneuve pour le calcul thermique de détail.

La technique des modèles gigognes peut être appliquée plusieurs fois sur des domaines de plus en plus réduits. Elles permet d'utiliser pour chaque calcul, un nombre de mailles sensiblement constant et optimal (environ 20 000 dans le cas présent). D'autre part, chaque niveau de modèle, n , fournit les conditions aux limites nécessaires pour le modèle dérivé d'ordre $(n+1)$. On conserve ainsi l'intégralité des informations de type interférences, relatives à l'environnement global.

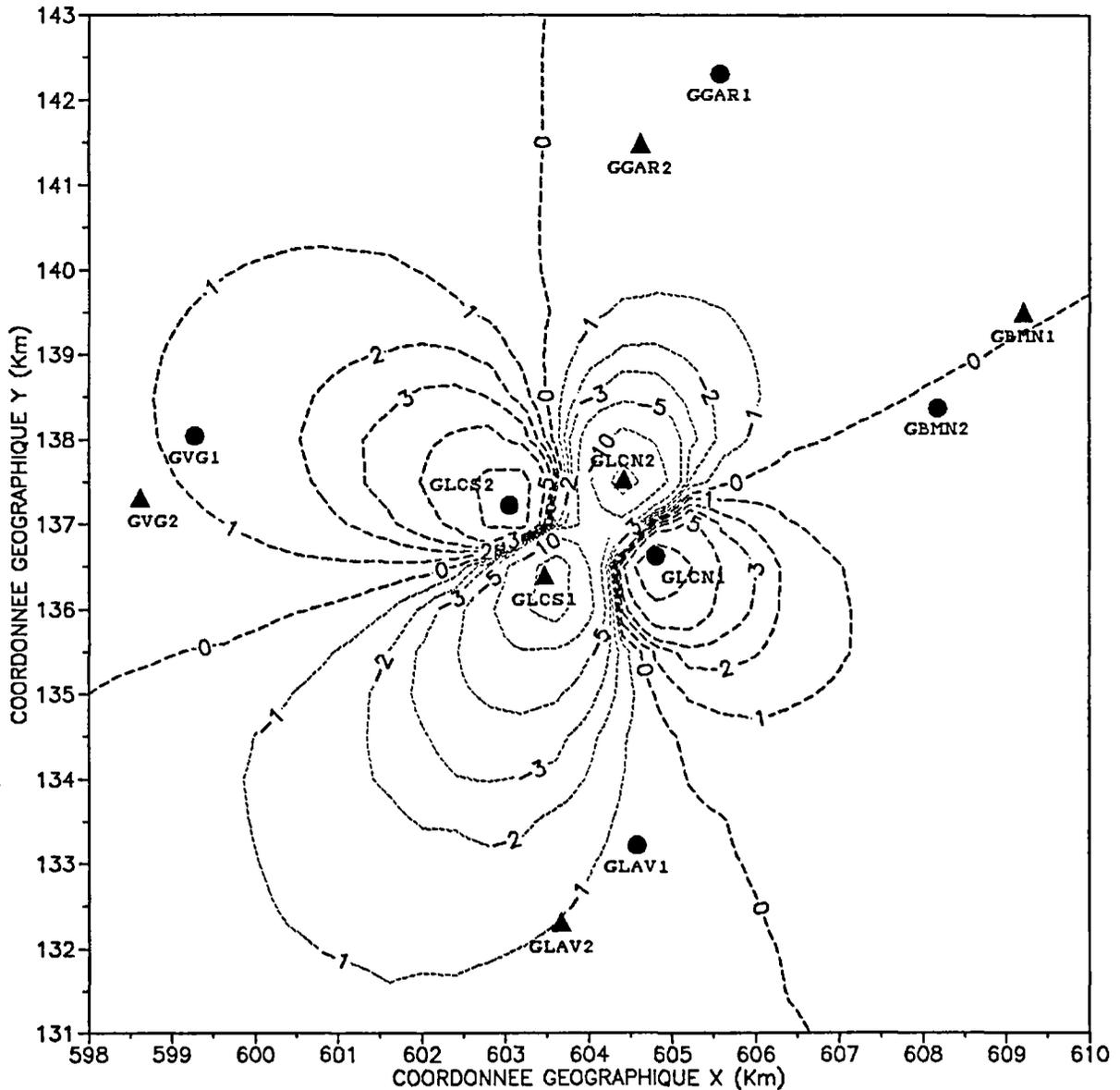


Fig. 3.52 - Champ de pression (m d'eau) induit par l'exploitation de deux doublets (résultats de l'approche hétérogène)

3.6.5- Exemple pour la comparaison des approches homogènes et hétérogènes

Pour illustrer le problème des interférences mutuelles entre doublets et comparer les deux approches, on a choisi ici le cas simple de deux doublets (La Courneuve Nord et Sud) exploités au débit moyen annuel constant de 150 m³/h. Les autres puits inclus dans les mailages ci-dessus sont affectés d'un débit nul.

La figure 3.51 traduit l'impact en pression dans le réservoir (exprimé en mètres de colonne d'eau) obtenu en utilisant l'approche homogène. Les paramètres constants du réservoir

sont calculés par moyenne arithmétique sur les valeurs mesurées aux quatre forages. On constate tout d'abord que les lignes d'égale pression d'un doublet isolé (cercles) sont ici déformées sous la forme de lobes, ce qui augmente l'extension spatiale de la perturbation hydraulique. Les quatre forages étant sensiblement disposés aux sommets d'un carré et les débits égaux, on obtient un schéma très symétrique. Enfin la localisation des forages voisins reportée sur la figure permet d'estimer l'amplitude de la perturbation induite sur chacun d'eux, c'est-à-dire la notion de nuisance vis-à-vis des autres exploitations.

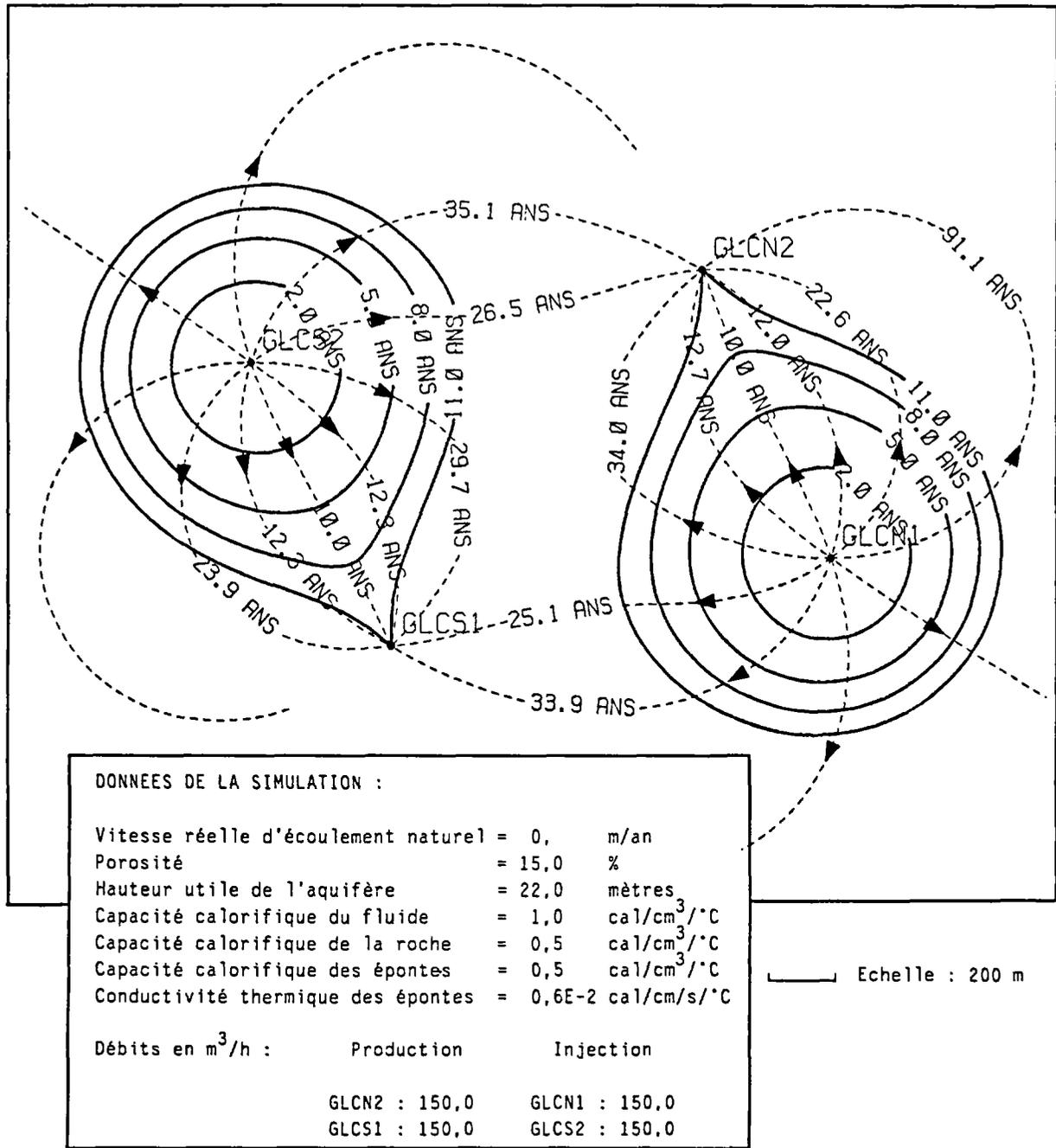


Fig. 3.53 - Distribution des lignes de courant et des fronts thermiques de deux doublets (résultats de l'approche homogène)

La figure 3.52 représente le diagramme équivalent, mais traité selon l'hypothèse hétérogène. Dans ce cas, on a affecté à chaque maille du réseau (figures 3.49 et 3.50) les paramètres réels issus de l'estimation géostatistique. On constate une dissymétrie très nette qui est la conséquence directe de la distribution hétérogène de la transmissivité avec une dégradation vers le sud-ouest. Les lignes d'égales valeurs de la transmissivité ont été reportées sur la figure 3.50 (courbes en trait plein).

On peut noter que globalement, les impacts à grande distance sont faibles, compte tenu de la valeur moyenne élevée de la transmissivité.

Au plan thermique, les figures 3.53 et 3.54 permettent la comparaison des approches homogène et hétérogène. On peut relever pour cet exemple, ce qui montre également l'intérêt des modèles de type hétérogènes, que l'estimation simplifiée à paramètres moyens constants est globalement pessimiste.

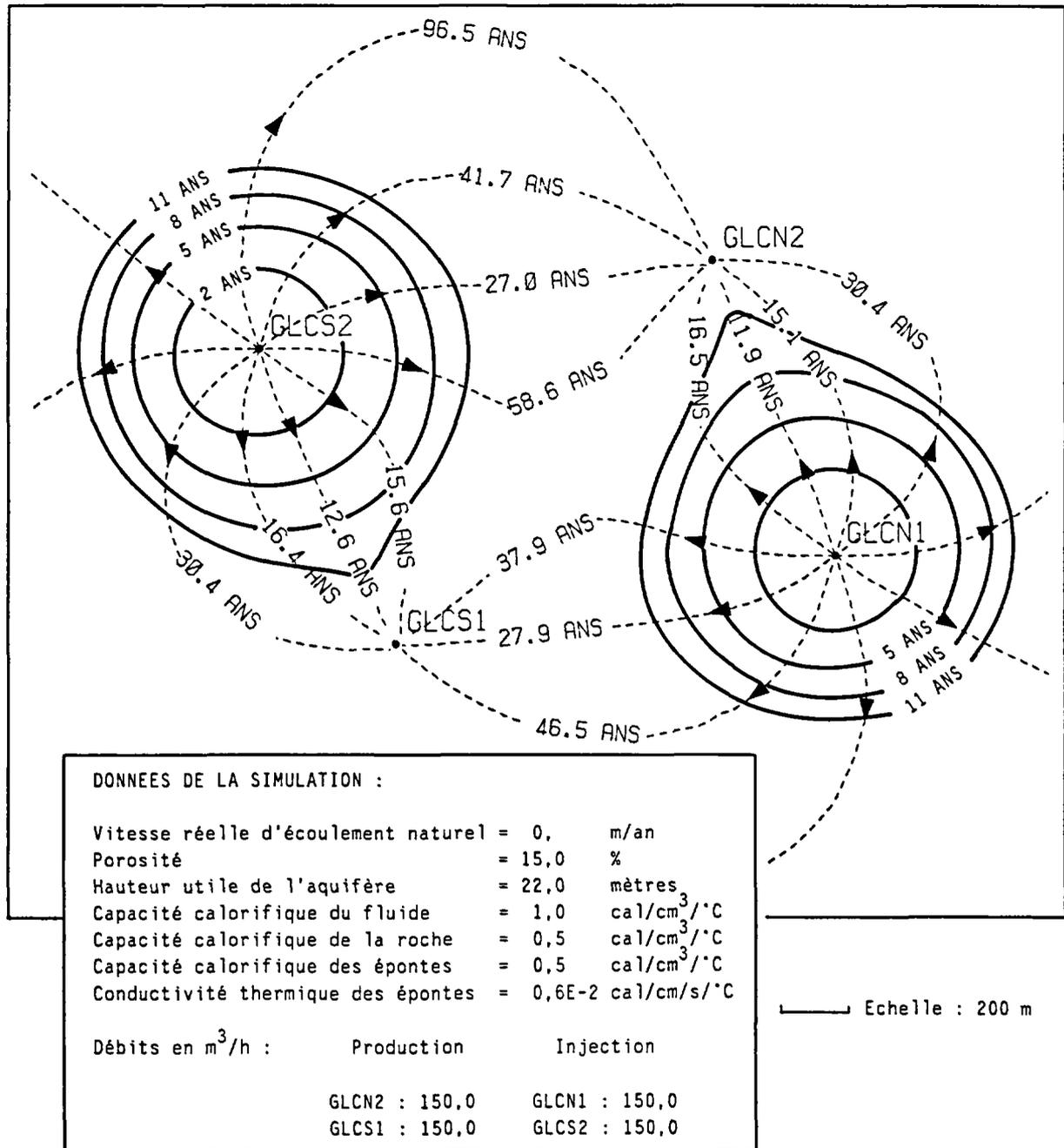


Fig.3.54-Distribution des lignes de courant et des fronts thermiques de deux doublets (résultats de l'approche hétérogène)

Le schéma d'écoulement (géométrie des tubes de courant, taux de recyclage) est sensiblement modifié. Compte tenu de la variation spatiale de la transmissivité, l'approche homogène sous-estime les temps de percée d'environ 20 % pour cet exemple.

En résumé, les modèles hétérogènes, à la fois plus complexes et plus précis, apparaissent comme le complément souhaitable des modèles homogènes. Comme on l'a rappelé, ces derniers sont mieux adaptés à la phase préliminaire

de conception et de dimensionnement des doublets, lorsque l'on dispose de peu d'informations sur le réservoir; tandis que les premiers correspondent davantage à l'approche de type suivi d'exploitation.

Ayant à disposition une description précise du réservoir (caractérisation géostatistique par exemple) les modèles hétérogènes sont, à terme, les outils principaux pour évaluer et contrôler le comportement des doublets lors de l'étape critique de la percée thermique.



CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

*L*a méthodologie utilisée ici pour la caractérisation et la modélisation du réservoir du Dogger, consiste en une synthèse originale des données de plusieurs disciplines (sédimentologie, géochimie, géostatistique et modélisation thermodynamique). Elle n'avait jamais été tentée en géothermie basse température. On a démontré ainsi la faisabilité d'une approche pluridisciplinaire dans l'étude d'un réservoir géothermique.

L'étude sédimentologique a permis d'établir une meilleure caractérisation sédimentologique et diagraphique du réservoir et particulièrement des niveaux productifs ; une meilleure compréhension des phénomènes de diagenèse et leurs conséquences sur l'évolution du réseau poreux. Enfin, l'étude des relations entre hauteur poreuse et hauteur productrice et les corrélations géologiques puits à puits, ont permis d'élaborer un modèle hydrogéologique du réservoir en relation avec la sédimentation, la diagenèse et la fracturation, qui a servi de support à la cartographie, par faciès, de paramètres physiques du réservoir.

Au plan méthodologique, l'étude géochimique a conduit à une amélioration des techniques de prélèvements et d'analyses sur les sites. La réflexion sur la représentativité des échantillons de fluide sous certaines conditions de production des puits a également permis de sélectionner des échantillons tout à fait représentatifs de l'aquifère.

Au plan de la ressource géothermale, les études chimiques et isotopiques montrent que les fluides exploités résultent du mélange entre une eau diluée d'origine récente et plusieurs constituants profonds et fortement minéralisés. Des phénomènes de mélange de grande ampleur conduisent à une grande variabilité des compositions chimiques dans l'ensemble de la zone exploitée. Par ailleurs, les variations chimiques combinées aux variations de température ont provoqué dans certaines zones une prolifération de bactéries sulfato-réductrices. Ceci a encore accentué l'hétérogénéité chimique de l'aquifère, en conduisant à des zones de forte concentration en soufre réduit (HS⁻).

Il existe donc dans certaines parties de l'aquifère un fluide géothermal au potentiel de corrosion et de dépôts élevé, qui le rend plus difficile à exploiter.

Des variations verticales de compositions chimiques suivant les différents niveaux producteurs, ont été mises en évidence par des suivis chimiques détaillés réalisés sur certains puits. L'impact réel de ces différences de composition sur la qualité de la ressource est beaucoup plus difficile à apprécier.

Cette étude a également donné lieu à une réflexion sur les équilibres thermodynamiques régnant dans le réservoir. On a pu montrer que les équilibres chimiques sur lesquels se fondent les bases des géothermomètres chimiques classiques étaient vraisemblablement atteints dans les zones les plus chaudes du réservoir. Par contre, on constate qu'aucun équilibre global d'oxydo-réduction n'est atteint dans l'intervalle des températures considérées.

L'approche hydraulique et thermique du réservoir a été réalisée sous deux aspects complémentaires: tout d'abord par l'analyse détaillée de la caractérisation des paramètres physico-chimiques individuels, puis par la modélisation pour parvenir à une description synthétique.

Au plan de la caractérisation du réservoir il a pu être mis en évidence de fortes hétérogénéités, à la fois verticales et latérales. Grâce à la densité de points expérimentaux, à la

qualité des mesures géothermiques et à l'emploi systématique de la méthode géostatistique, on constate une variabilité globale beaucoup plus importante qu'on ne l'imaginait a priori dans un tel bassin sédimentaire, il y a seulement une dizaine d'années, avant l'exploitation intensive de l'aquifère du Dogger. La cartographie des principaux paramètres étudiés révèle des anomalies nombreuses qui apparaissent corrélées, géographiquement et en amplitude. L'interprétation de ces anomalies individuelles conduit à introduire la notion de cohérence des distributions spatiales, qui constitue le critère principal pour la validation du modèle synthétique (représentation schématique des caractéristiques et de l'état vierge du réservoir).

La modélisation, dans l'optique de la validation de ce modèle synthétique et focalisée sur l'explication des anomalies thermiques, a montré l'incidence des phénomènes ou variables couplées (thermiques, hydrauliques, chimiques). Le cas particulier des anomalies respectivement chaudes et froides, au sud et au nord de Paris, a mis en évidence l'insuffisance des connaissances attachées aux écoulements, compte tenu de l'importance de leurs effets induits. L'hypothèse d'écoulements régionaux, relativement homogènes, de faible amplitude et caractéristiques du seul réservoir du Dogger, apparaît trop restrictive. Les analyses géochimiques et isotopiques apportent, dans ce sens, des informations nouvelles et complémentaires caractéristiques des phénomènes de mélanges, de l'âge relatif et de l'origine géographique des fluides. Ces résultats, actuellement partiels, interviennent à la fois comme appui et comme contrainte aux modèles d'écoulement.

Cette étude qui a permis une caractérisation très détaillée de l'état du réservoir du Dogger, essentiellement à partir d'informations contemporaines, pose par contre divers problèmes de compréhension de la phénoménologie globale. Ces problèmes sont d'autant plus complexes à résoudre, qu'ils sont d'une part pluridisciplinaires et qu'ils font d'autre part référence à l'histoire de ce remarquable bassin sédimentaire. Les phénomènes anciens essentiels tels que l'origine des fluides, leurs mélanges, les paléo-écoulements et leur incidence capitale sur l'évolution de la matrice poreuse (cimentation, développement, fracturation locale), ne peuvent être approchés que par mesures indirectes. La quantification et la validation de ces phénomènes anciens dépendent largement des travaux synthétiques qui pourront être réalisés grâce au développement des modèles couplés.

A court terme, la meilleure caractérisation du réservoir "Dogger" aura pour conséquence de mieux aborder les problèmes liés :

1 - à la prévision de la ressource géothermique :

- définition de la hauteur productrice,
- caractéristiques du fluide géothermal (salinité, température).

2 - à l'exploitation :

- corrélation des niveaux productifs entre ouvrages,
- type de production fissurale ou matricielle,
- écartement du doublet et durée de vie.

3 - à la gestion :

- définition plus réaliste de périmètres de protection,
- interférences possibles entre doublets,
- exploitation rationnelle de l'aquifère.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ANDREWS J.N. and LEE D.J. (1979) Inert gases in groundwater from the Bunter sandstone of England as indicators of age and trends. *Journal of Hydrology*, 41, 233-252

ANDREWS J.N. (1983) Dissolved radioelements and inert gases in geothermal investigations *Geothermics*, 12, 67-82

ANDREWS J.N., DAVIS S.N., FABRYKA-MARTIN J., FONTES J.C., LEHMANN B.E., LOOSLI H.H., MICHELOT J.L., MOSER H., SMITH B. and WOLF M. (1989) The in situ production of radioisotopes in rock matrices with particular reference to the Stripa granite. *Geochimica Cosmochimica Acta*, sous presse.

ARCHER E. (1955) The determination of small amount of sulphate by reduction to hydrogen sulphide and titration with mercuric or cadmium salts with dithizone as indicator. *Analyst*, 81, 181-182.

ARNORSSON S. (1975) Application of the Silica geothermometer in low temperature hydrothermal areas in Iceland: *American journal of Science* V 275, 763-784.

ARNORSSON S., GUNNLAUGSSON E. and SVAVARSSON H. (1982) The chemistry of geothermal waters in Iceland. II-Mineral equilibria and independent variables controlling water compositions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47, 547-566

AUBERTIN G. (1984) Détermination expérimentale des vitesses d'écoulement naturel du Dogger Rapport BRGM, SGN/GTH no 11/84/CR

BACK W., HANSHAW B., PLUMMER L., RAHN P., RIGHTMIRE C. and RUBIN M. (1983) Process and rate of dedolomitization: Mass transfer and ¹⁴C dating in a regional carbonate aquifer. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 1415-1429.

BANNER J.L., WASSERBURG G.J., DOBSON P.F., CARPENTER A.B. and MOORE C.H. (1989) Isotopic and trace element constraints on the origin and evolution of saline groundwaters from central Missouri *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 383-398

BASTIDE J.P. (1985) Etude géochimique de la nappe du Dogger du bassin Parisien Thèse de 3ème cycle, Université Paris VII, 152 p

BOULEGUE J. (1978) Géochimie du Soufre dans les milieux réducteurs. Thèse de Doctorat ès Sciences Physiques. Université Paris 7.

CARPENTER A.B. (1978) Origin and chemical evolution of brines in sedimentary basins Oklahoma Geological Survey Circular 79, 60-77

CHEN et MARSHAL (1982) amorphous silica solubilities IV behavior in pure water and aqueous sodium chloride, sodium sulfate magnésium chloride and magnesium sulfate solution up, to 350°C *Geochemica et Cosmochemica Acta* V 46, 279-287.

CHIARELLI A. (1973) Etude des nappes aquifères profondes, contribution de l'hydrogéologie à la connaissance d'un bassin sédimentaire et à l'exploration pétrolière. Thèse Université de Bordeaux I.

CHILES J.P. (1977) Géostatistique des phénomènes non stationnaires (dans le plan). Thèse de Docteur-Ingénieur, Université de Nancy I.

CLAYPOOL G.E., HOLSER W.T., KAPLAN I.R., SAKAI H. and ZAK I. (1980) The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfates and their mutual interpretation. *Chemical Geology*, 28, 199-260

CONCHE B., LEBRETON F. and ROJAS J. (1986) Evaluation of porous medium permeability by acoustic logging finds geothermal applications. 11th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University (USA) January 21-23 1986.

CRIAUD A., FOUILLAC C et OUSTRIERE P (1984) WATRA, programme de calcul d'équilibre dans les eaux, une version étendue de WateqF aux éléments : Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Cd, Cr, As, Sb, Ge. Données thermodynamiques révisées et complétées. BRGM rapport 84-SGN-388-MGA, 100p

CRIAUD A., FOUILLAC C. and BRACH M. (1986) Chemical evolution of the fluids from the Dogger aquifer. Commission of the European Communities, Contractors' meeting and workshop on geochemistry, ed. by Louwrier K. and Garnish J., EUR-11362 EN, 63-74

CRIAUD A., FOUILLAC C., MARTY B., BRACH M. and WEI H.F. (1987) Gas geochemistry of the Dogger geothermal aquifer (Paris basin). 12th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford (USA), 20-22 January 1987.

CRIAUD A., FOUASSIER P., FOUILLAC C. and BRACH M. (1988) Natural flow and vertical heterogeneities in a sedimentary geothermal reservoir (Paris basin, France) : geochemical investigations. 13th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford (USA), 21-23 January 1988

CRIAUD A. and FOUILLAC C. (1988) Sulfide scaling in low enthalpy geothermal environments: a survey. International Workshop on Deposition of solids in geothermal systems, August 16-19, Reykjavik, Geothermics, Special Issue (18),1/2.

CRIAUD A., FOUILLAC C., ARNORSSON S. and VUATAZ F.D. (1988) Estimation of redox potential for use in geochemical waters in France and Iceland. 1st International Symposium on Thermodynamics of natural processes, Strasbourg, France, July 25-28

CRIAUD A., FOUILLAC C. and MARTY B. (1989) Low enthalpy geothermal fluids from the Paris basin. 2: Oxidation-reduction state and consequences for the prediction of corrosion and sulfide scaling. *Geothermics*, 18, (5),.

CZERNICHOWSKI-LAURIOL I. (1986) "Degassing of geothermal fluids: a geochemical model". *Geothermal Resources Council, Transactions*, Vol. 10, 113-118.

CZERNICHOWSKI-LAURIOL I. (1988) Modelisation de l'évolution de la chimie des fluides géothermaux lors de leur exploitation par forages Thèse de doctorat de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, Document du BRGM n° 159, 196p.

DELHOMME J.P. (1976) Application de la thorie des variables régionalisées dans les sciences de l'eau. Thèse de Docteur-Ingénieur, Université Pierre et Marie Curie de Paris 6.

DE MARSILY G. (1985) Détermination expérimentale de la vitesse d'écoulement de la nappe géothermique du Dogger en région parisienne. Rapport final, contrat CCE n° EGC.2-07-F 5(SP).

DUNHAM R.J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: W.E. Ham (Editor), *Classification of Carbonate Rocks*. Am. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, Okla., pp. 108-121.

EPSTEIN S. and MAYEDA T.K. (1953) Variations of the 18O/16O ratio in natural waters *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4, 213-224

- ESPITALIE J., MARQUIS F. et SAGE L. (1987) Organic geochemistry of the Paris basin in "Petroleum Geology of North West Europe", J.Brooks and K.Glennie, eds, p 71-86
- FISHER R.S. and KREITLER C.W. (1987) Geochemistry and hydrodynamics of deep basin brines, Palo Duro basin, Texas, USA. Applied Geochemistry, 2(5/6), 459-476
- FONTES J.C. (1985) Some considerations on ground water dating using environmental isotopes. Hydrogeology in the Service of Man, Memoires of the 18th Congress of the International Association of Hydrogeologists, Cambridge, 1985, p 118-154.
- FOUASSIER P. (1987) Variations de composition chimique des fluides de l'aquifère du Dogger de la région parisienne en fonction du temps et du débit. rapport de stage de DEA, Université d'Orléans, 57 p.
- FOUILLAC et MICHARD (1981) Sodium lithium ratio in Water applied to geothermometry of Geothermal reservoirs geothermic V 10, 55-70.
- FOUILLAC C., FOUILLAC A.M., CRIAUD A., ROJAS J. and IUNDT F. (1986) Isotopic studies of oxygen, hydrogen and sulfur in the Dogger aquifer from the Paris basin Proceedings of the 6th International Symposium on Water-Rock Interaction, Reykjavik, p 138-141
- FOUILLAC A.M. and FOUILLAC C. (1987) Les isotopes de l'oxygène des sulfates dissous en milieu géothermal, application à la prospection géothermique rapport BRGM n° 87DT017ANA, 45 p.
- FOUILLAC A.M., ROJAS J., GIOT D. and SUREAU J.F. (1987) Isotope study on Dogger carbonate phases : Aulnay and Cergy (Paris basin) Proceedings of EUG IV, Terra Cognita, 7(2-3), p345
- FOUILLAC C., FOUILLAC A.M. and CRIAUD A. Oxygen and sulfur isotopes of dissolved sulfur species in the Dogger geothermal aquifer of Paris basin. (à paraître in Applied Geochemistry)
- FOUILLAC C., FOUILLAC A.M., CRIAUD A., ROJAS J. and IUNDT F. (1986) Isotopic studies of oxygen, hydrogen and sulfur in the Dogger aquifer from the Paris basin. Proceedings of the 5th International Symposium on Water-Rock Interaction, Reykjavik, 8-17 August, p 201-205
- FOUILLAC C., CRIAUD A., HONEGGER J.L., CZERNICHOWSKI-LAURIOL I. and MENJOZ A. (1989) Sulfide deposition and well clogging in the Dogger aquifer of Paris basin (France) European geothermal update, Proceedings of 4th international seminar on the results of EC geothermal energy research, Florence 27-30 avril 1989
- FOURNIER et POTTER (1982) An equation correlating the solubility of quartz in water from 25° to 900°C at pressures up to 10,000 bars Geochimica Cosmochimica acta V 46, 1969-1973.
- GABLE R. (1982) Mesures, analyse et interprétation de profils thermiques: application à la détermination indirecte des températures in-situ. Rapport du BRGM n° 82 SGN 413 GTH.
- GABLE R. (1984) Temperature disturbances observed in sedimentary and their interpretation in thermal phenomena in sedimentary basins. Paris: Technip, p.55-64.
- GABLE R., WATREMEZ P., COLENO B. (1985) Mesures et modèles conductifs. La Houille Blanche, n°3/4, p. 221-227.
- GIOT D. et ROJAS J. (1982) Caractéristiques sédimentologiques et diagraphiques du Dogger dans le forage géothermique d'Aulnay-sous-Bois rapport BRGM n° 82 SGN 736 GTH, 62 p.
- GIOT D. ET ROJAS J. (1984) Le Dogger dans les forages géothermiques d'Aulnay sous bois et Le BlancMesnil nord Rapport du BRGM n° 84SGN141IRG, 49p

- HARVIE C.E. and WEARE J.H. (1980) The prediction of mineral solubility in natural waters: the Na, K, Ca, Mg, Cl, SO₄, H₂O system from high concentrations at 25°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 981-997.
- HEATON T.H.E. (1984) Rates and sources of ⁴He accumulation in groundwater *Hydrol. Sci. Journal*, 29, 29-47
- HENLEY R.W., TRUESDELL A.J. and BARTON P.B.Jr (1984) Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems *Reviews in Economic Geology*, vol 1, J.Robertson ed., 267 p.
- HOUSSE B. et MAGET Ph. (1976) Potentiel géothermique du Bassin Parisien, A.C. DGRST/BRGM/Elf Aquitaine n° 74-7-0990. Ed. BRGM.
- IUNDT F., FOUILLAC C. et OUZOUNIAN G. (1983) Etude géochimique des fluides du Dogger. : premiers résultats rapport BRGM n° 83 SGN 907 IRG, 14 p.
- IUNDT F. (1985) Méthodologie de terrain en hydrogéochimie. Rapport BRGM n° 85 SGN 404 EAU, Novembre 1985.
- KHARAKA Y.K., LICO M.S., CAROTHERS W.W. (1980) Predicted Corrosion and Scale formation properties of geothermal waters from the northern gulf of Mexico basin *Journal of Petroleum Technology*, February, 319-324.
- KHARAKA Y.K., CAROTHERS W.W. (1986) Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of deep basin brines in *Handbook of environmental Isotope Geochemistry*, volume 2, P. Fritz and J. Ch. Fontes, eds, Elsevier, 305-360.
- KHARAKA Y.K. and MARINER R.H. (1989) Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins, in *Thermal History of Sedimentary Basins*. Naeser, N.D. and McCulloh, T., eds., Springer Verlag, New York, p. 99-117.
- KNAUTH L.P. (1988) Origin and mixing history of brines, Palo Duro Basin, Texas, USA *Applied Geochemistry*, 3, 455-474
- LANDEL P.A. et SAUTY J.P. (1978) Etude de l'influence des caractéristiques physiques de l'aquifère et des roches encaissantes sur la température de l'eau au puits de production d'un doublet hydrothermique, Contrat CCE n° 093-76 EGF, Rapport du BRGM n° 78 SGN 405 GTH.
- LAVIGNE J. et MAGET Ph. (1977) Les ressources géothermiques françaises : possibilités de mise en valeur, rapport BRGM n° 77 SGN 433 GTH.
- LEMALE J. et PIVIN M. (1987) La filière géothermique: premier bilan, évaluation technico-économique de la géothermie basse énergie en France. Deuxième édition, AFME.
- LE NINDRE Y.M. et ROJAS J. (1989) Paramètres caractéristiques des niveaux réservoirs dans le forage géothermique d'Aulnay sous bois Rapport du BRGM, n° 89 SGN 069 GEO/IRG,
- MAGET Ph. (1983) Potentiel géothermique "basse température" en France, Contrat CCE : EGA-1037 F, rapport BRGM n° 83 SGN 375 SPG.
- MAJOUBE M. and NIEF G.(1968) A mass spectrometer for the isotopic oxygen analysis of water *Avances in mass Spectrometry*, 4,
- MARSHALL (1980) Amorphous silica solubilities III Activity coefficients relations and prediction of solubility behavior in salt solution 0-350°C *Geochimica et Cosmochimica acta* v 44, 925-931.

- MARINE I.W. (1979) The use of naturally occurring He to estimate groundwater velocities for studies of geological storage waste. *Water Resources Research*, 15, 1130-1136
- MARTIN J.C. et MENJOZ A. (1988) Etude géostatistique du réservoir du Dogger rapport BRGM n° 88 SGN 464 3E/IRG, 58 p.
- MARTIN J.C. et MENJOZ A. et ROJAS J. (1988) Caractérisation hydrodynamique et thermique du réservoir du Dogger du bassin parisien. Jigastock 88, Versailles, France.
- MARTY B., BRACH M., CRIAUD A., FOUILLAC C. ET VUATAZ F.D. (1987) Analyse in situ de l'hélium par spectrométrie de masse légère dans les fluides d'intérêt géothermique. *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris*, 305, série II, 969-974.
- MARTY B., CRIAUD A. and FOUILLAC C. (1988) Low enthalpy geothermal fluids from the Paris sedimentary basin.1: Characteristics and origins of gases. *Geothermics*, 17(4),619-633
- MATHERON G. (1965) Les variables régionalisées et leur estimation. Ed. Masson.
- MATRAY J.M. (1988) Hydrochimie et géochimie isotopique des saumures pétrolières du Trias et du Dogger dans le bassin de Paris. Thèse de doctorat de l'université de Paris XI-Orsay, 120 p.
- MAZOR E. and BOSCH A.,(1987) Noble gases in formation fluids from deep sedimentary basins : a review *Applied Geochemistry*, 2, 621-627
- MAZOR E., JAFFE F.C., FLUCK J. and DUBOIS J.D. (1986) Tritium corrected ¹⁴C and atmospheric noble gas corrected ⁴He applied to deduce ages of mixed ground waters : examples from the Baden region, Switzerland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50, 1611-1618
- McNUTT R.H., FRAPE S.K. and DOLLAR P. (1987) A strontium, oxygen and hydrogen isotopic composition of brines, Michigan and Appalachian basins, Ontario and Michigan *Applied Geochemistry*, 2(5/6), 495-506
- MEGNIEN C. sous la direction de (1980) Synthèse géologique du Bassin de Paris Vol.1. Stratigraphie et paléogéographie, Mémoire BRGM n° 101, 468 p.
- MENJOZ A. (1983) Identification des paramètres et réponse d'un réservoir géothermique durant un essai d'injection non isotherme de courte durée. Rapport du BRGM n° 83 SGN 885 IRG.
- MENJOZ A. et WATREMEZ P. (1983) Caractérisation et approche du comportement d'un réservoir géothermique basse enthalpie par modèle hétérogène: application au Dogger du bassin parisien dans la région de la Seine-St-Denis. Rapport du BRGM n° 83 SGN 884 IRG.
- MENJOZ A., ROJAS J. et WATREMEZ P. (1985) Etude détaillée de réservoirs géothermiques en milieu sédimentaire: réservoir du Dogger. Colloque Bilan et Perspectives de la Recherche Française en Géothermie, Orléans.
- MICHARD et FOUILLAC (1980) Contrôle de la composition chimique des eaux thermales sulfurées sodique du sud de la France. In géochimie des interactions entre les eaux, les minéraux, les roches Tardy éditeur Toulouse.
- MICHARD G. (1935) Equilibre entre minéraux et solutions géothermales. *Bull. Mineral.* 108, 29-44.
- MICHARD G. et BASTIDE J.P. (1988) Etude géochimique de la nappe du Dogger du bassin Parisien *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 35, 151-163

MIZUTANI Y. and RAFTER T.A. (1969) Oxygen isotopic composition of sulfates .3-Oxygen isotopic fractionation in the bisulphate ion-water system. *New Zealand Journal of Science*, 12, 54-59

MOOK W.G. (1980) Carbon-14 in Hydrogeological studies. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, Vol. 1, Elsevier, 49-74.

MOSER H. and RAUERT W (1983) Determination of groundwater movement by means of environmental isotopes : states of the art. Relation of Groundwater quality and quantity, *Proceedings of the Hamburg Symposium*, August 1983, IAHS Publ.no 146

O'NIONS R.K. and OXBURGH E.R. (1983) Heat and helium in the earth *Nature*, 306, 429-431

OUZOUNIAN G., CASTAGNE S, FOUILLAC C. et CRIAUD A. (1987) L'origine du fer dans les eaux géothermales exploitées au Dogger (Bassin Parisien) *Géothermie Actualités*, 4(3), 31-34

PEARSON F.J. and RIGHTMIRE C.T. (1980) Sulphur and oxygen isotopes in aqueous sulphur compounds in "Handbook of environmental isotope geochemistry", Vol 1, P.Fritz and J.Ch.Fontes eds, 227-258

PITZER K.S. (1973) Thermodynamics of electrolytes.I-Theoretical basis and general equations . *Journal of Physical Chemistry*, 77, 268-277

PLUMMER L.N., TRUESDELL A.H. and JONES B.F.(1976) WATEQF-A Fortran IV version of Wateq, a computer program for calculating chemical equilibrium of natural waters. USGS WRI, 76-13, 61p.

PURSER B.H. (1975) Sédimentation et diagénèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne. Thèse, Université de Paris XI, Orsay.

RICE D.D. and CLAYPOOL G.E. (1981) Generation,accumulation and resource potential of biogenic gases AAPG Bulletin, 65, 5-25

ROBELIN C. et GIOT D. (1987) Différenciation de ciments carbonatés par cathodoluminescence. Cas des réservoirs géothermiques du Dogger d'Aulnay-sous-Bois (Seine-Saint-Denis, France). *Bull. Soc. Géol. France*, 1987, (8), t. III, N° 6, 1023-1032.

ROJAS J.et GIOT D. (1984) Caractéristiques sédimentologiques et diagraphiques du Dogger dans le forage géothermique d'Aulnay-sous-Bois. Séminaire ONU sur l'utilisation de l'énergie géothermique pour la production d'électricité et le chauffage des locaux. Florence (Italie) 14-17 mai 1984.

ROJAS J., MENJOZ A., MARTIN J.C., CRIAUD A. and FOUILLAC C (1987) Development and exploitation of low enthalpy geothermal system: example of the Dogger in the Paris basin, France. 12th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford (USA), 20-22 January 1987.

ROJAS J., BRACH M., CRIAUD A., FOUILLAC C., MARTIN J.C. and MENJOZ A.(1989) Characterization and modelling of low enthalpy geothermal reservoirs: exemple of the Paris basin. *Proceedings of the EEC contractors'meeting on Geothermal Energy*, Florence, April 1989,10p.

SALIEGE J.F. et FONTES J.C. (1983) Essais de détermination expérimentale du fractionnement des isotopes du ^{13}C et ^{14}C du carbone au cours des processus naturels. *International journal applied Radiation and Isotopes*, 35, n° 1, 55-62.

SAVIN S. (1980) Oxygen and hydrogen isotope effects in low temperature mineral-water interactions *Handbook of environmental Isotope Geochemistry*, Vol 1, Fritz and Fontes eds, Elsevier, p 283-327

SCHOELL M.(1983) Genetic characterization of natural gases The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 67(12), 2225-2238

SEVEQUE J.L., OUSTRIERE P. et CRIAUD A. (1985) Watra2, programme de calcul d'équilibre dans les eaux: une version de Watra étendue aux espèces métastables du soufre. BRGM report 85-SGN-061-GMX, 103p

SEWARD T.M.(1974) Equilibrium and oxidation potential in geothermal waters at broadlands, New Zealand. American Journal of Science, 274, 190-192

STUEBER A.M., PUSHKAR P. and HETHERINGTON E.A. (1987) A strontium isotopic study of formation waters from the Illinois basin, USA Applied Geochemistry, 2(5/6), 477-495.

THODE H.G., KLEEREKOPER H. and Mc ELCHERAN D. (1951) Isotope fractionation in the bacterial reduction of sulfate. Research (London), 4, 581-582

THODE H.G., MACNAMARA J. and FLEMING W.H. (1953) Sulphur isotope fractionation in nature and geological and biological time scales Geochimica et Cosmochimica Acta,5,288-298

TORGERSEN T.(1980) Controls on pore fluids concentration of 4He and ^{222}Rn and the calculations of $4\text{He}/^{222}\text{Rn}$ ages Journal of Geochemical Exploration , 13, 57-75

TORGERSEN T. and CLARKE W.B. (1985) Helium accumulation in groundwater.1-An evaluation of sources and the continental flux of crustal 4He in the Graet Artesian Basin, Australia. Geochimica et Cosmochimica Acta, 49,1211-1218

VANDENBEUSCH M. (1976) Essais et mise en production des aquifères profonds : corrections de salinité, pression et température sur les mesures piézométriques. Rapport du BRGM n° 76 SGN 482 AME.

VUATAZ F.D., GOFF F., FOUILLAC C. and CALVEZ J.Y. (1988) A strontium isotope study of the VC-1 core hole and associated hydrothermal fluids and rocks from Valles Caldera, Jemez Mountains, New Mexico. Journal of Geophysical Research, 93 (B6),6059-6067

WASSERBURG G.J., MAZOR E. and ZARTMAN R.E. (1963) Isotopic and chemical composition of some natural gases. in "Earth Science and Meteoritics" ,North Holland ed, Amsterdam, p 219-240

WATREMEZ P., GABLE R. et COLENO B. (1984) Estimation par géostatistique de la température moyenne de l'aquifère du Dogger (bassin parisien). Sci. Géol. Bull., 37, p.213-219, Strasbourg.

WEI H.F. (1986) Circulation du fluide géothermal du Dogger dans le bassin de Paris. Mémoire de D.E.A., Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.

WEI H.F., LEDOUX E., DE MARSILY G. (1988) Modélisation hydrodynamique de l'aquifère géothermal du Dogger. Rapport du CIG-Armines, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.

WEISS R.F.(1970) The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater. Deep Sea Research, 17, 721-735

ZAIKOWSKI A., KOSANKE B. and HUBBARD N. (1987) Noble gas composition of deep brines from the Palo Duro Basin, Texas Geochimica Cosmochimica Acta, 51, 73-84

ZAK I., SAKAI H. and KAPLAN I.R. (1980) Factors controlling the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ isotope ratios of ocean sulfates evaporites and interstitial sulfates from modern deep sea sediments. Isotope Marine Chemistry, 339-373

Liste des figures et des tableaux du chapitre 1

- Fig. 1.1 - Coupe schématique des aquifères profonds du Bassin parisien.
- Fig. 1.2 - Ecorché au toit du Bathonien.
- Fig. 1.3 - Succession des principales séquences du Dogger calcaire (d'après Mém. BRGM n° 101, 1980).
- Fig. 1.4 - Sondage Aulnay-sous-Bois. Succession lithologique, paléomilieus, séquences, niveaux réservoirs.
- Fig. 1.5 - Classification des milieux de dépôts en domaine marin carbonaté (Y.M. Le Nindre et al., 1987 modifié) et biophase caractéristique rencontrée dans le forage d'Aulnay-sous-Bois 1.
- Fig. 1.6 - Ensemble des alternances : relation lithologie - réservoirs.
- Fig. 1.7 - Ensemble Oolithique et Comblanchien : relations lithologie et réservoirs.
- Fig. 1.8 - Diagramme de corrélation entre porosité effective (PHIE) et la densité (RHOB).
- Fig. 1.9 - Diagramme de corrélation entre la porosité effective (PHIE) et porosité neutron (NPHI).
- Fig. 1.10 - Log du forage d'Aulnay-sous-Bois. Paramètres caractéristiques des niveaux réservoirs.
- Fig. 1.11 - Paramètres hydrogéologiques du forage d'Aulnay-sous-Bois.
- Fig. 1.12 - Estimation de la porosité.
- Fig. 1.13 - Répartition de la porosité pétrographique.
- Fig. 1.14 - Répartition des types pétrographiques de porosité selon les réservoirs R3-6-7 et 8.
- Fig. 1.15 - Répartition des types pétrographiques de porosité selon les réservoirs R10-11-12 et 13.
- Fig. 1.16 - Distribution des types de ciments.
- Fig. 1.17 - Répartition des types de ciment selon les réservoirs R3-6-7 et 8.
- Fig. 1.18 - Répartition des types de ciment selon les réservoirs R10-11-12 ET 13.
- Fig. 1.19 - Intensité de la compaction.
- Fig. 1.20 - Forage géothermique d'Aulnay-sous-Bois. Caractéristiques des réservoirs R7 et R8.
- Fig. 1.21 - Forage géothermique d'Aulnay-sous-Bois. Caractéristiques du réservoir R10.
- Fig. 1.22 - Forage géothermique d'Aulnay-sous-Bois. Caractéristiques des réservoirs R12.
- Fig. 1.23 - Spectres de porosité. Histogrammes de fréquences R7 et R8.
- Fig. 1.24 - Spectres de porosité. Histogrammes de fréquences R10 et R12.

Fig. 1.25. - Analyse structurale des carottes du forage d'Aulnay-sous-Bois.

Fig. 1.26. - Corrélation automatique d'électrofaciès.

Fig. 1.27. - Corrélation des faciès du Dogger, dans les forages géothermiques de la Seine-Saint-Denis.

Fig. 1.28. - Comparaison des productions relatives des 3 faciès du Dogger d'après les 26 forages géothermiques implantés en Seine-Saint-Denis. Classement selon la contribution du faciès oolithique.

Fig. 1.29. - Corrélation de faciès du Dogger, dans quelques forages de la zone Sud de Paris.

Fig. 1.30. - Modèle paléogéographique du Dogger à la fin du Bathonien.

Tab. 1.1. - Etapes des transformations diagénétiques enregistrées par le réservoir bathonien

Tab. 1.2. - Type de texture de carbonates

Tab. 1.3. - Porosité effective

Tab. 1.4. - Estimation de la porosité

Tab. 1.5. - Porosité, mesures QTM

Tab. 1.6. - Porosité, appréciation visuelle

Liste des figures et des tableaux du chapitre 2

- Fig. 2.1 - Prélèvements de fluides en tête de puits. Mesures in situ.
- Fig. 2.2 - Localisation de forages géothermiques dans le bassin Parisien.
- Fig. 2.3 - Relation température-salinité des fluides en Seine-Saint-Denis.
- Fig. 2.4 - Relation profondeur-température des fluides en Seine-Saint-Denis.
- Fig. 2.5 - Contribution des niveaux oolithiques à la minéralisation des fluides en Seine-Saint-Denis.
- Fig. 2.6 - Contribution des niveaux Comblanchien à la minéralisation des fluides en Seine-Saint-Denis.
- Fig. 2.7 - Fontainebleau - Evolution des concentrations en Cl, Ca, K et Mg par rapport au sodium. Mesures réalisées en tête de puits aux dates suivantes :
1 - juin 1986, 2 - août 1986, 3 - octobre 1986, 4 - novembre 1986, 5 - février 1987, 6 - avril 1987, 7 - mai 1987.
- Fig. 2.8 - Créteil - Influence du débit de pompage sur la minéralisation du fluide en tête de puits. Relations entre les concentrations en Ca, SO₄, Cl et K par rapport au sodium. Les débits sont indiqués en m³/h.
- Fig. 2.9 - Coulommiers - Variations dans le temps des concentrations en K et Cl par rapport aux sulfates (A et B).
1 - août 1985, 2 - août 1986, 3 - décembre 1986, 4 - décembre 1986, 5 - avril 1987, 6 - mai 1987
(C) : corrélation entre Na et SO₄, résultats de mai 1987 à des débits de production variés.
(D) : Variation des concentrations en K et SO₄ des fluides en tête de puits, en relation avec les changements de débits d'exploitation (indiqués en m³/h).
- Fig. 2.10 - La droite régionale est calculée à partir des analyses sur 67 puits. La droite en pointillé est tracée à partir des trois points GF01, GCRT1, GC01. La différence traduit les écarts analytiques entre méthodes de routine et cette étude. Les variations locales, selon une direction verticale, ne suivent pas l'évolution régionale : le rapport K/Na varie significativement en fonction de la profondeur d'origine du fluide.
- Fig. 2.11 - Schéma de principe du système d'extraction du CO₂ pour l'analyse du fluide en 14C. Le fluide est acidifié et dégazé. Les gaz sont entraînés par de l'azote vers plusieurs flacons successifs de piégeage, contenant une solution de baryum en milieu soude. Le CO₂ est retenu ainsi que H₂S.
- Fig. 2.12 - Résultats obtenus en 14C avec le système d'extraction du CO₂. Le bruit de fond est de 1% minimum en carbone 14. Les activités mesurées ne sont pas suffisamment significatives pour pouvoir conclure à l'absence ou à la présence de carbone moderne dans les fluides du Dogger.

- Fig. 2.13 - Relation entre gaz inertes. N₂, Ar et He sont bien corrélés et peuvent être considérés comme résultant du mélange de :
- i) gaz de l'air dissous dans l'eau
 - ii) hélium et argon radiogéniques (zone 1 dans la figure)
 - iii) azote diagénétique (zone 2 dans la figure)
- Les lignes en pointillés dans la zone 1 représentent des isochrones d'eau (l'âge est donné en millions d'années).
- Fig. 2.14 - Relation température-salinité totale pour l'ensemble des puits.
- Fig. 2.15 - Variation des compositions isotopiques de l'eau pour les fluides de grands bassins sédimentaires (d'après Kharakha et Carothers, 1980). Les fluides du Dogger sont par comparaison assez peu modifiés (cf. fig. 2.16).
- Fig. 2.16 - Relation deuterium-oxygène 18 de l'eau pour les fluides du Dogger.
- Fig. 2.17 - Composition isotopique en oxygène (en % vs SMOW) pour un fluide à l'équilibre avec différents carbonates. Cad de Cercy.
- Fig. 2.18 - Rapport isotopique de l'eau (180/160 en % vs SMOW) en équilibre avec différents carbonates (courbes d'évolution en fonction de la température). Les points sont les mesures 180/160 des fluides circulant actuellement dans le Dogger.
- Fig. 2.19 - Relation D/H - chlorure.
- Fig. 2.20 - Relation $\delta^{18}O$ (eau) - chlorure.
- Fig. 2.21 - Relation BR - Cl.
- Fig. 2.22 - Relation sulfate - chlorure.
- Fig. 2.23 - Relation Bore - chlorure.
- Fig. 2.24 - Relation sodium - chlorure.
- Fig. 2.25 - Relation potassium - chlorure.
- Fig. 2.26 - Relation lithium - chlorure.
- Fig. 2.27 - Relation calcium - chlorure.
- Fig. 2.28 - Relation magnésium - chlorure.
- Fig. 2.29 - Relation strontium - chlorure.
- Fig. 2.30 - Relation baryum - chlorure.
- Fig. 2.31 - Relation 34S (SO₄) - concentration en sulfates résiduels.
- Fig. 2.32 - Répartition des rapports isotopiques 34/32S des sulfates dissous. La réduction bactérienne a été beaucoup plus intense au nord-ouest du bassin que dans les autres zones.
- Fig. 2.33 - Comparaison entre 34S et 180 des sulfates. 180 varie peu dans les fluides qui ont subi une réduction bactérienne intense.

- Fig. 2.34 - Relation entre le rapport isotopique de l'oxygène des sulfates et la salinité des fluides.
- Fig. 2.35 - Origine possible des fluides d'après les concentrations en N₂ et Ar. Les barres obliques représentent les concentrations dans une eau de recharge (FW) et une eau de mer (SW) aux températures indiquées (0 à 20°C et 10 à 25°C respectivement). Adapté de Marty et al. (1938). Les points douteux (contaminés par l'air) n'ont pas été considérés.
- Fig. 2.36 - Relation entre les concentrations en N₂ et HE.
- Fig. 2.37 - Variation du pH des fluides dans le réservoir par rapport à la salinité totale.
- Fig. 2.38 - Variation de la pression partielle de CO₂ par rapport à la température.
- Fig. 2.39 - Degré de saturation des fluides vis-à-vis de la calcite.
- Fig. 2.40 - Les fluides sont à l'équilibre avec la calcédoine dans tout le bassin.
- Fig. 2.41 - Degré de saturation vis-à-vis de la gibbsite (tous les fluides du bassin sont représentés par le même symbole).
- Fig. 2.42a - Degré de saturation des fluides par rapport à la célestite (SrSO₄).
- Fig. 2.42b - Degré de saturation des fluides par rapport à la strontianite (SrCO₃).
- Fig. 2.43a - Saturation des fluides vis-à-vis de la withérite (BaCO₃).
- Fig. 2.43b - Saturation des fluides vis-à-vis de la barite (BaSO₄).
- Fig. 2.44 - Degré de saturation des fluides vis-à-vis de l'anhydrite. Au centre du bassin et dans une partie de la zone sud, l'équilibre est réalisé.
- Fig. 2.45 - Relation entre le potentiel mesuré (en mV/NHE) et l'activité en H₂S° des fluides. Les droites A, B, C, correspondent au potentiel relatif à la réaction $H_2S^0 \rightleftharpoons 1/8 S_8 + 2H^+ + 2e^-$.
- Fig. 2.46 - Comparaison des potentiels mesurés et calculés pour les fluides du Dogger.
- Fig. 2.47 - Comparaison des géothermomètres du quartz et de la calcédoine.
- Fig. 2.48 - Teneurs en silice en fonction des teneurs en chlorures.
- Fig. 2.49 - Teneurs en silice en fonction des températures mesurées.
- Fig. 2.50 - Températures calculées avec les géothermomètres NA/K d'après les formules des
- Fournier
- Arnorsson
- Truesdell.
- Fig. 2.51 - Log Na/k en fonction de 1/T
(1) Droite d'après l'équation thermométrique d'Arnorsson
(2) Droite d'après l'équation thermométrique de Fournier
(3) Droite d'après l'équation thermométrique de Truesdell.

Fig. 2.52 - Températures calculées avec le géothermomètre Na/K/ca/mg 1/3
 - NaK/Ca 1/3
 - NaK/Ca Mg 1/3.

Fig. 2.53 - Températures calculées avec le géothermomètre Na/k/Ca/Mg 4/3
 - NaK/Ca 4/3
 - NaK/Ca Mg 4/3.

Fig. 2.54 - Températures calculées avec le géothermomètre Na/Li
 D'après Fouillac et Michard,
 Concentration en chlorure élevée
 Concentration en chlorure faible
 D'après Kharaka.

Tab. 2.1 - Sélection de résultats d'analyses chimiques (donné en annexe 2)

Tab. 2.2 - Conditionnement des échantillons

Tab. 2.3 - Méthodes d'analyses utilisées au BRGM

Tab. 2.4 - Comparaisons inter-laboratoires

Tab. 2.5 - Précision relative et variation obtenues par l'utilisation de méthodes spécifiques

Tab. 2.6 - Résultats d'analyses effectuées au moment des test de fin de sondage

Tab. 2.7 - Résultats flowmètre en % du débit total, au cours des essais de production, au moment de la réalisation des sondages

Tab. 2.8 - Variations de concentration relevées pour chaque puits, comparées à l'écart analytique

Tab. 2.9 - Variations dans le temps ou la composition du fluide du forage de Fontainebleau

Tab. 2.10 - Analyses CFP, variations de salinité avec la profondeur (St-Pierre-les-Nemours)

Tab. 2.11 - Analyses à débits stabilisés (Créteil)

Tab. 2.12 - Variations de composition sur 21 mois (Coulommiers). Les débits sont indicatifs

Tab. 2.13 - Etude par paliers de débit, Coulommiers (12-14/5/87)

Tab. 2.14 - Estimation de la vitesse d'écoulement dans la nappe du Dogger d'après De Marsily et al., 1985)

Tab. 2.15 - Rendements de piégeage du CO₂

Tab. 2.16 - Détermination du carbone 14 dans quelques fluides. Méthode classique de prélèvement entre 1982 et 1986 par extraction du CO₂ depuis 1988
 * : nombre de cellules de dégazage utilisées

Tab. 2.17 - Corrections sur l'activité en ¹⁴C et le rapport ¹³C/¹²C pour un fractionnement à l'équilibretenant compte du rendement d'extraction

Tab. 2.18 - Corrections des activités ¹⁴C et δ¹³C dans le cas d'un fonctionnement cinétique

Tab. 2.19 - Rapports isotopiques de l'oxygène des carbonates dans les carottes d'Aulnay et Cergy

Liste des figures et des tableaux du chapitre 3

- Fig. 3.1 - Chronogramme des dates de fin de réalisation des 110 forages géothermiques du bassin parisien captant le réservoir du Dogger.
- Fig. 3.2 - Chronogramme des dates de mise en service des opérations géothermiques dans le Dogger du bassin parisien.
- Fig. 3.3 - Schéma général de l'approche pour la caractérisation du réservoir et la mise en oeuvre des principales applications.
- Fig. 3.4 - Localisation des impacts des 110 forages géothermiques captant le réservoir du Dogger; emplacement du domaine d'étude.
- Fig. 3.5 - Localisation des impacts des 106 forages géothermiques dans le domaine d'étude; identification des deux sous-domaines.
- Fig. 3.6 - Domaine de la Seine-St-Denis: sigles et localisation des impacts des forages dans le réservoir.
- Fig. 3.7 - Domaine du Val-de-Marne: sigles et localisation des impacts des forages dans le réservoir.
- Fig. 3.8 - Allure générale d'un profil flowmètre réalisé en regard des différents niveaux producteurs (mesure en production à la remontée de l'outil).
- Fig. 3.9 - Schématisation du profil de production, notion de profondeur barycentrique et de réservoir-équivalent.
- Fig. 3.10 - Structure verticale caractéristique de la production du Dogger (paramètres des couches productives).
- Fig. 3.11 - Histogramme des principales caractéristiques de la ressource exploitée (ensemble des couches productives du réservoir).
- Fig. 3.12 - Histogramme des principales caractéristiques hydrodynamiques du réservoir du Dogger dans le domaine de la Seine-St-Denis et contribution des faciès.
- Fig. 3.13 - Histogramme des principales caractéristiques hydrodynamiques du réservoir dans le domaine du Val-de-Marne et contribution des trois faciès.
- Fig. 3.14 - Histogramme des principales caractéristiques hydrodynamiques du réservoir dans les zones sud et est, contribution des trois faciès.
- Fig. 3.15 - Histogramme de la perméabilité des niveaux producteurs selon leur appartenance aux trois faciès.
- Fig. 3.16 - Comportement du variogramme à l'origine.
- Fig. 3.17 - Modèle de variogramme avec palier.
- Fig. 3.18 - Spectre des distances entre forages.
- Fig. 3.19 - Carte de la profondeur moyenne du réservoir (barycentre des niveaux producteurs).

- Fig. 3.20 - Carte de la température moyenne de gisement.
- Fig. 3.21 - Carte de la salinité totale du fluide de gisement.
- Fig. 3.22 - Carte de la masse volumique du fluide de gisement.
- Fig. 3.23 - Carte de la transmissivité intrinsèque du réservoir.
- Fig. 3.24 - Carte de la transmissivité relative du réservoir.
- Fig. 3.25 - Carte de la perméabilité relative du réservoir.
- Fig. 3.26 - Carte de l'épaisseur productive cumulée du réservoir.
- Fig. 3.27 - Carte de la pression de gisement du réservoir (niveau pseudo- potentiométrique en m. de colonne d'eau par rapport au niveau de la mer).
- Fig. 3.28 - Carte de la transmissivité relative du faciès Comblanchien dans le domaine de la Seine-St-Denis.
- Fig. 3.29 - Carte de la transmissivité relative du faciès Oolithe dans le domaine de la Seine-St-Denis.
- Fig. 3.30 - Carte de la transmissivité relative du faciès Alternances dans le domaine de la Seine-St-Denis.
- Fig. 3.31 - Carte de l'épaisseur productive du faciès Comblanchien dans le domaine de la Seine-St-Denis.
- Fig. 3.32 - Carte de l'épaisseur productive du faciès Oolithe dans le domaine de la Seine-St-Denis.
- Fig. 3.33 - Carte de l'épaisseur productive du faciès Alternances dans le domaine de la Seine-St-Denis.
- Fig. 3.34 - Carte de la transmissivité relative du faciès Comblanchien dans le domaine du Val-de-Marne.
- Fig. 3.35 - Carte de la transmissivité relative du faciès Oolithe dans le domaine du Val-de-Marne.
- Fig. 3.36 - Carte de la transmissivité relative du faciès Alternances dans le domaine du Val-de-Marne.
- Fig. 3.37 - Carte de la perméabilité relative du faciès Comblanchien dans le domaine du Val-de-Marne.
- Fig. 3.38 - Carte de la perméabilité relative du faciès Oolithe dans le domaine du Val-de-Marne.
- Fig. 3.39 - Carte de la perméabilité relative du faciès Alternances dans le domaine du Val-de-Marne.
- Fig. 3.40 - Diagramme synthétique et visualisation de la base de données régionalisées. Superposition des distributions de quatre paramètres et d'une vue 3D de la profondeur de production.
- Fig. 3.41 - Corrélation entre la pression de gisement et la cote NGF de mesure.

- Fig. 3.42 - Modèle simplifié pour l'estimation du terme A_1 .
- Fig. 3.43 - Schéma des directions principales d'écoulement superposées à la carte des températures de gisement.
- Fig. 3.44 - Corrélation entre la température de gisement et la profondeur en m/sol.
- Fig. 3.45 - Approche thermohydraulique simplifiée par un modèle tube de courant issu du centre du bassin (GCO) et passant par la zone anormale au sud de Paris. Profil topographique le long du tube et incidences thermiques de l'écoulement.
- Fig. 3.46 - Résultat de la simulation thermohydraulique par un modèle tube de courant. Corrélation entre les températures de gisement estimées et la profondeur pour un échantillon de points situés le long du tube.
- Fig. 3.47 - Schéma général de l'impact d'un doublet géothermique isolé dans un réservoir homogène d'extension latérale infinie.
- Fig. 3.48 - Evolution de la température au puits de production d'un doublet pour différentes configurations géométriques de voisinage.
- Fig. 3.49 - Discrétisation spatiale du domaine d'étude géothermique en mailles carrées de taille variable (ordres 1, 2 et 3).
- Fig. 3.50 - Discrétisation spatiale d'un sous-domaine avec introduction d'un ordre de maille supérieur au voisinage des forages.
- Fig. 3.51 - Champ de pression (m. d'eau) induit par l'exploitation de deux doublets (résultats de l'approche homogène).
- Fig. 3.52 - Champ de pression (m. d'eau) induit par l'exploitation de deux doublets (résultats de l'approche hétérogène).
- Fig. 3.53 - Distribution des lignes de courant et des fronts thermiques de deux doublets (résultats de l'approche homogène).
- Fig. 3.54 - Distribution des lignes de courant et des fronts thermiques de deux doublets (résultats de l'approche hétérogène).
- Tab.3.1 - Correspondance entre le libellé des opérations géothermiques du bassin parisien et le sigle abrégé des forages
- Tab. 3.2a - Résultats statistiques pour les paramètres moyens du réservoir
- Tab. 3.2b - Matrice de corrélation
- Tab. 3.3 - Résultats statistiques pour les paramètres moyens du réservoir en fonction du faciès producteur (E : Ensemble des faciès - C : Comblanchien - O : Oolithe - A : Alternances)
- Tab. 3.4 - Paramètres de la covariance généralisée $K(h)$ (Analyse par faciès sur l'ensemble du domaine)
- Tab. 3.5 - Cohérence entre la valeur de A_0 et le niveau d'eau statique en forage (m/sol)

Tab. 3.6 - Ordre de grandeur de quelques débits artésiens mesurés dans la zone particulière au sud-est de Paris

Tab. 3.7 - Variation de la masse volumique moyenne ρ (kg/m³) pour divers points de mesure (Estimation du terme A1 des régressions). La salinité du fluide, conservée comme paramètre, varie dans la plage des eaux du Dogger soit de 0 à 35 g/l



ANNEXES

SOMMAIRE

Annexe 1 : Extrait de la base de données des forages

- 1.1 - Données de surface
- 1.2 - Repères géométriques
- 1.3 - Paramètres moyens du réservoir

Annexe 2 : Résultats des analyses chimiques

- 2.1 - Sélection des résultats
- 2.2 - Données géothermométriques
- 2.3 - Equations des géothermomètres utilisées

1.1 - Données de surface

EXTRAIT DE LA BASE DE DONNEES DES FORAGES : DONNEES DE SURFACE

LIBELLE DES OPERATIONS GEOTHERMIQUES	SIGLE DU FORAGE	INDEX DE CLASSEMENT NATIONAL	COORDONNEES DE SURFACE			DEPARTEMENT	DATE	DATE	
			X(m)	Y(m)	Z(NGF)		DE FIN DE FORAGE	MISE EN SERVICE	
ACHERES	GACH1	P	01528X0101	580625.0	141125.0	+23.0	YVELINES	08/03/83	/12/83
	GACH2	I	01823X0077	579725.0	139940.0	+23.0	YVELINES	15/03/83	/12/83
ALFORTVILLE	GAL1	I	02194X0173	606697.8	119664.2	+35.0	VAL-DE-MARNE	13/03/86	/10/87
	GAL2	P	02194X0174	606698.8	119674.2	+35.0	VAL-DE-MARNE	13/04/86	/10/87
AULNAY-SOUS-BOIS-RDV	GAY1	P	01834B0093	611986.0	139256.0	+56.0	SEINE-SAINT-DENIS	30/04/81	/02/82
	GAY2	I	01834B0094	612000.0	139258.0	+56.0	SEINE-SAINT-DENIS	04/07/81	/02/82
AULNAY-SOUS-BOIS-VGS	GAY3	P	01834B0102	612827.0	139264.0	+56.0	SEINE-SAINT-DENIS	12/08/83	/10/84
	GAY4	I	01834B0103	612822.0	139272.0	+56.0	SEINE-SAINT-DENIS	11/09/83	/10/84
BEAUVAIS	GBVS1	P	01024X0107	580578.0	193837.0	+67.0	OISE	04/04/81	/10/82
	GBVS2	I	01024X0108	580570.0	193850.0	+67.0	OISE	02/05/81	/10/82
BONDY	GB01	I	01834B0104	611221.0	135177.0	+49.0	SEINE-SAINT-DENIS	21/11/83	/11/84
	GB02	P	01834B0105	611220.0	135182.0	+49.0	SEINE-SAINT-DENIS	21/12/83	/11/84
BONNEUIL-SUR-MARNE	GBL1	P	02194X0169	610840.0	118620.0	+35.0	VAL-DE-MARNE	20/02/85	/01/87
	GBL2	I	02194X0170	610840.0	118620.0	+35.0	VAL-DE-MARNE	19/03/85	/01/87
CACHAN-NORD	GCDN1	I	01836D0250	599491.5	120938.0	+44.0	VAL-DE-MARNE	22/12/83	/10/85
	GCDN2	I	01836D0251	599492.5	120928.0	+44.0	VAL-DE-MARNE	16/01/84	/10/85
CACHAN-SUD	GCDS1	P	01836D0248	599494.5	120908.0	+44.0	VAL-DE-MARNE	29/03/84	/12/85
	GCDS2	P	01836D0249	599493.5	120918.0	+44.0	VAL-DE-MARNE	01/04/84	/12/85
CERGY	GCY1	P	01527X0129	578436.0	149566.0	+93.0	VAL-D'OISE	17/03/81	/07/82
	GCY2	I	01527X0130	577616.0	148992.0	+97.0	VAL-D'OISE	31/01/81	/07/82
CHAMPIGNY-SUR-MARNE	GCHM1	P	01845X0122	616646.2	122187.0	+103.0	VAL-DE-MARNE	09/02/85	/12/85
	GCHM2	I	01845X0123	616644.5	122196.8	+103.0	VAL-DE-MARNE	24/03/85	/12/85
CHATENAY-MALABRY	GCTM1	I	02192X0292	594110.0	118520.0	+160.0	HAUTS-DE-SEINE	15/03/83	/10/84
	GCTM2	P	02192X0293	594100.0	118520.0	+160.0	HAUTS-DE-SEINE	22/04/83	/10/84
CHELLES	GCHE1	P	01845X0124	619060.0	129830.0	+40.0	SEINE-ET-MARNE	21/04/85	/12/86
	GCHE2	I	01845X0125	619050.0	129830.0	+40.0	SEINE-ET-MARNE	14/06/85	/12/86
CHEVILLY-LARUE	GCHL1	I	02193X0372	602192.0	118857.0	+93.0	VAL-DE-MARNE	16/09/84	/10/85
	GCHL2	P	02193X0373	602185.0	118850.0	+93.0	VAL-DE-MARNE	03/11/84	/10/85
CLICHY-SOUS-BOIS	GCL1	P	01841X0162	615315.0	134740.0	+90.0	SEINE-SAINT-DENIS	12/09/81	/11/82
	GCL2	I	01841X0165	615325.0	134752.0	+90.0	SEINE-SAINT-DENIS	06/11/81	/11/82
COULOMMIERS	GC01	P	01857X0027	655920.0	125025.0	+135.0	SEINE-ET-MARNE	18/07/80	/11/81
	GC02	I	01857X0026	655910.0	125025.0	+135.0	SEINE-ET-MARNE	05/10/80	/11/81
CREIL	GCR1	I	01274X0387	612191.0	173784.0	+86.0	OISE	21/11/75	/10/76
	GCR2	I	01274X0393	611984.0	171668.0	+86.0	OISE	25/02/76	/10/76
CREIL	GCR3	P	01274X0394	611185.0	173612.0	+36.0	OISE	17/04/76	/10/76
	GCR4	P	01274X0395	610255.0	172068.0	+77.0	OISE	11/05/76	/10/76

EXTRAIT DE LA BASE DE DONNEES DES FORAGES : DONNEES DE SURFACE

LIBELLE DES OPERATIONS GEOTHERMIQUES	SIGLE DU FORAGE	I P	INDEX DE CLASSEMENT NATIONAL	COORDONNEES DE SURFACE			DEPARTEMENT	DATE	DATE
				X(m)	Y(m)	Z(NGF)		DE FIN DE FORAGE	MISE EN SERVICE
CREIL-LE-PLATEAU	GCR5	P	01274X0419	608650.9	171545.8	+31.0	OISE	06/09/82	/10/83
	GCR6	I	01274X0420	608659.5	171540.9	+31.0	OISE	11/10/82	/10/83
CRETEIL-MONT-MESLY	GCRT1	P	02194X0171	609419.0	118879.0	+41.0	VAL-DE-MARNE	24/11/84	/10/85
	GCRT2	I	02194X0172	609415.0	118988.0	+41.0	VAL-DE-MARNE	27/12/84	/10/85
EPERNAY	GEPE1	P	01585X0059	719717.0	149066.0	+173.9	MARNE	25/05/82	/02/83
	GEPE2	I	01585X0060	719713.0	149076.0	+173.9	MARNE	19/07/82	/02/83
EPINAY-SOUS-SENART	GESS1	I	02194X0175	613150.0	110600.0	+42.0	ESSONNE	04/03/84	/10/84
	GESS2	P	02194X0176	613140.0	110600.0	+42.0	ESSONNE	07/04/84	/10/84
EVRY	GEV1	P	02197X0138	605700.0	103150.0	+79.0	ESSONNE	12/11/81	/07/83
	GEV2	I	02197X0139	604509.0	102670.0	+80.0	ESSONNE	09/05/82	/07/83
FONTAINEBLEAU	GFO1	P	02942X0045	626649.1	78236.6	+80.0	SEINE-ET-MARNE	08/01/82	/12/83
	GFO2	I	02942X0046	626656.3	78229.7	+80.0	SEINE-ET-MARNE	01/03/82	/12/83
FRESNES	GFR1	I	02192X0294	599608.8	117281.4	+82.6	VAL-DE-MARNE	06/02/86	/01/87
	GFR2	P	02192X0295	599599.5	117285.2	+82.6	VAL-DE-MARNE	22/03/86	/01/87
GARGES-LES-GONESSE	GGAR1	I	01537X0155	605048.0	141889.0	+60.0	VAL-D'OISE	25/03/83	/10/84
	GGAR2	P	01537X0156	605043.0	141898.0	+60.0	VAL-D'OISE	29/05/83	/10/84
IVRY-SUR-SEINE	GIV1	I	01837D0266	605125.0	123855.0	+32.0	VAL-DE-MARNE	13/07/83	/01/84
	GIV2	P	01837D0267	605118.0	123848.0	+32.0	VAL-DE-MARNE	15/08/83	/01/84
LA-CELLE-SAINT-CLOUD	GLC1	P	01828X0118	583750.3	127318.9	+163.0	YVELINES	25/02/82	/04/83
	GLC2	I	01828X0119	583754.0	127315.6	+163.0	YVELINES	19/04/82	/04/83
LA-COURNEUVE-NORD	GLCN1	I	01833B0121	604801.0	136628.0	+35.0	SEINE-SAINT-DENIS	24/02/82	/02/83
	GLCN2	P	01833B0122	604802.0	136643.0	+35.0	SEINE-SAINT-DENIS	10/04/82	/02/83
LA-COURNEUVE-SUD	GLCS1	P	01833B0118	603476.3	136378.5	+35.0	SEINE-SAINT-DENIS	06/12/80	/05/82
	GLCS2	I	01833B0119	603476.3	136378.5	+35.0	SEINE-SAINT-DENIS	12/02/81	/05/82
LA-PORTE-SAINT-CLOUD	GPSC1	I	01836A0445	594800.0	126375.0	+25.0	SEINE	19/10/82	/08/84
	GPSC2	P	01836A0446	594800.0	126365.0	+25.0	SEINE	01/12/83	/08/84
LA-VILLETTE	GLAV1	I	01833D0303	604100.0	132780.0	+52.0	SEINE	16/10/83	/ /
	GLAV2	P	01833D0304	604094.0	132798.0	+52.0	SEINE	15/11/83	/ /
LE-BLANC-MESNIL	GBMN1	P	01834A0090	608706.0	138919.0	+47.5	SEINE-SAINT-DENIS	26/12/82	/11/83
	GBMN2	I	01834A0091	608696.0	138920.0	+47.5	SEINE-SAINT-DENIS	23/11/82	/11/83
LE-MEE-SUR-SEINE	GLMS1	P	02582X0197	621848.7	93746.7	+73.4	SEINE-ET-MARNE	29/10/77	/ /78
	GLMS2	I	02582X0198	620817.1	94063.5	+75.6	SEINE-ET-MARNE	13/01/78	/ /78
L'HAY-LES-ROSES	GHLR1	I	02193X0370	600555.0	119085.0	+88.0	VAL-DE-MARNE	19/12/84	/10/85
	GHLR2	P	02193X0371	600565.0	119085.0	+88.0	VAL-DE-MARNE	03/02/85	/10/85
MAISONS-ALFORT-I	GMAS1	P	01838C0201	607616.0	122354.0	+42.5	VAL-DE-MARNE	22/07/84	/07/85
	GMAS2	I	01838C0202	607626.0	122357.0	+42.5	VAL-DE-MARNE	27/08/84	/07/85

EXTRAIT DE LA BASE DE DONNEES DES FORAGES : DONNEES DE SURFACE

LIBELLE DES OPERATIONS GEOTHERMIQUES	SIGLE DU FORAGE	I P	INDEX DE CLASSEMENT NATIONAL	COORDONNEES DE SURFACE			DEPARTEMENT	DATE	DATE
				X(m)	Y(m)	Z(NGF)		DE FIN DE FORAGE	MISE EN SERVICE
MAISONS-ALFORT-II	GMA3	P	01838C0203	607124.0	120760.0	+32.0	VAL-DE-MARNE	05/11/85	/10/86
	GMA4	I	01838C0204	607122.0	120770.0	+32.0	VAL-DE-MARNE	09/12/85	/10/86
MEAUX-BEAUVAL-I	GMX5	P	01851X0097	643176.0	139223.0	+60.0	SEINE-ET-MARNE	22/05/82	/10/83
	GMX6	I	01851X0098	643182.0	139235.0	+60.0	SEINE-ET-MARNE	09/07/82	/10/83
MEAUX-BEAUVAL-II	GMX7	I	01851X0096	642754.0	138768.0	+55.0	SEINE-ET-MARNE	02/09/82	/04/84
	GMX8	P	01851X0099	642762.0	138778.0	+55.0	SEINE-ET-MARNE	21/10/82	/04/84
MEAUX-COLLINET	GMX1	P	01851X0092	641337.0	138000.0	+50.0	SEINE-ET-MARNE	25/09/81	/10/82
	GMX2	I	01851X0093	641450.0	137800.0	+50.0	SEINE-ET-MARNE	24/11/81	/10/82
MEAUX-HOPITAL	GMX3	P	01555X0064	640650.0	141050.0	+46.0	SEINE-ET-MARNE	24/01/82	/07/83
	GMX4	I	01555X0065	640650.0	141050.0	+46.0	SEINE-ET-MARNE	14/03/82	/07/83
MELUN-L'ALMONT	GMEL1	I	02582X0175	625415.0	93365.0	+77.5	SEINE-ET-MARNE	14/04/69	/ /71
	GMEL2	P	02582X0176	625415.0	93365.0	+77.5	SEINE-ET-MARNE	28/05/69	/ /71
MONTGERON	GMO1	I	02194X0160	607860.0	110855.0	+50.0	ESSONNE	12/12/80	/11/82
	GMO2	P	02194X0162	607870.0	110860.0	+50.0	ESSONNE	02/03/81	/11/82
ORLY-I	GOR1	I	02193X0364	606035.0	116615.0	+40.0	VAL-DE-MARNE	16/09/81	/01/84
	GOR2	P	02193X0365	606045.0	116615.0	+40.0	VAL-DE-MARNE	24/11/81	/01/84
ORLY-II	GOR3	P	02193X0160	605135.0	115680.0	+47.0	VAL-DE-MARNE	28/05/85	/01/87
	GOR4	I	02193X0161	605135.0	115690.0	+47.0	VAL-DE-MARNE	05/09/85	/01/87
RIS-ORANGIS	GRO1	I	02197X0140	604748.0	104745.0	+80.0	ESSONNE	18/07/82	/10/83
	GRO2	P	02197X0141	604748.0	104735.0	+80.0	ESSONNE	11/09/82	/10/83
SEVRAN	GSA1	P	01834B0096	612999.0	136696.0	+52.5	SEINE-SAINT-DENIS	30/05/82	/09/83
	GSA2	I	01834B0097	613015.0	136693.0	+52.5	SEINE-SAINT-DENIS	07/07/82	/09/83
SUCY-EN-BRIE	GSUC1	P	02201X0091	613600.0	119050.0	+89.0	VAL-DE-MARNE	19/03/84	/10/84
	GSUC2	I	02201X0092	613600.0	119050.0	+89.0	VAL-DE-MARNE	10/06/84	/10/84
THIAIS	GTH1	P	02193X0376	604120.0	117450.0	+59.0	VAL-DE-MARNE	04/08/85	/07/86
	GTH2	I	02193X0377	604110.0	117450.0	+59.0	VAL-DE-MARNE	29/08/85	/07/86
TREMBLAY-LES-GONESSE	GTRE1	P	01841X0168	617515.0	138558.0	+63.4	SEINE-SAINT-DENIS	30/05/83	/10/84
	GTRE2	I	01841X0169	617501.0	138553.0	+63.4	SEINE-SAINT-DENIS	10/07/83	/10/84
VAUX-LE-PENIL	GVL1	P	02582X0199	626250.0	92470.0	+80.0	SEINE-ET-MARNE	15/01/83	/12/83
	GVL2	P	02582X0200	626240.0	92470.0	+80.0	SEINE-ET-MARNE	14/02/83	/12/83
VIGNEUX-SUR-SEINE	GVS1	P	02193X0367	605665.1	112114.6	+33.8	ESSONNE	/ /84	/10/85
	GVS2	I	02193X0368	605669.6	112112.2	+34.0	ESSONNE	/ /84	/10/85
VILLENEUVE-LA-GARENNE	GVG1	I	01832B0327	599025.0	127637.0	+29.0	HAUTS-DE-SEINE	16/10/75	/ /76
	GVG2	P	01832B0328	599015.0	137637.0	+29.0	HAUTS-DE-SEINE	04/12/75	/ /76
VILLENEUVE-SAINT-GEORGE	GVSG1	P	02194X0177	608740.1	115770.0	+34.0	VAL-DE-MARNE	28/08/86	/10/87
	GVSG2	I	02194X0178	608731.2	115765.1	+34.0	VAL-DE-MARNE	11/10/86	/10/87
VILLIERS-LE-BEL-GONESSE	GVLB1	P	01537X0162	605985.0	145650.0	+80.0	VAL-D'OISE	15/09/84	/10/85
	GVLB2	I	01537X0163	605975.0	145065.0	+80.0	VAL-D'OISE	13/10/84	/10/85

1.2 - Repères géométriques

EXTRAIT DE LA BASE DE DONNEES DES FORAGES : REPERES GEOMETRIQUES

SIGLE DU FORAGE	REPÈRE SUPERIEUR (# Sabot du tubage)			REPÈRE INFERIEUR (# Fond de forage)			REPÈRE DEVIATION POUR LE RESERVOIR			TOIT DU DOGGER Z(NGF)
	X(m)	Y(m)	Z(NGF)	X(m)	Y(m)	Z(NGF)	Z dev.	Z ver.	ANGLE	
GACH1	580625.0	141125.0	-1318.0	580625.0	141125.0	-1577.0	1500.0	1500.0	.0	-1318.0
GACH2	579725.0	139940.0	-1314.0	579725.0	139940.0	-1577.0	1500.0	1500.0	.0	-1314.0
GAL1	606958.0	118689.9	-1592.0	606974.1	118603.2	-1693.4	2036.0	1626.9	41.0	-1592.0
GAL2	606426.5	119652.8	-1589.2	606386.4	119649.0	-1741.9	1664.0	1624.1	14.7	-1589.2
GAY1	611986.1	139256.0	-1641.0	611986.1	139256.0	-1784.6	.0	.0	.0	-1631.0
GAY2	611345.0	139982.0	-1625.0	611303.7	140064.2	-1731.0	2113.0	1680.6	40.0	-1625.0
GAY3	613225.1	138755.6	-1634.8	613264.0	138681.0	-1777.9	1858.0	1679.4	31.8	-1631.0
GAY4	613007.0	140078.6	-1622.7	613056.6	140170.1	-1754.1	1952.0	1678.7	38.0	-1618.0
GBVS1	580578.0	193837.0	-1080.0	580578.0	193837.0	-1220.0	1165.0	1165.0	.0	-1080.0
GBVS2	580202.5	194430.3	-1073.0	580161.0	194525.9	-1202.0	1389.0	1135.7	40.0	-1073.0
GBO1	610853.0	135606.0	-1651.0	610806.7	135661.2	-1789.4	1835.0	1700.0	27.5	-1651.0
GBO2	611625.0	134797.0	-1636.0	611657.5	134766.7	-1731.2	1817.0	1685.0	25.0	-1636.0
GBL1	610871.0	117716.0	-1623.0	610840.4	117612.0	-1733.0	1997.0	1657.5	44.7	-1623.0
GBL2	611592.0	118739.0	-1632.0	611684.0	118715.0	-1749.0	1909.0	1669.7	37.4	-1632.0
GCDN1	599436.0	122003.5	-1438.4	599430.0	122112.9	-1558.0	1982.0	1486.0	42.5	-1438.4
GCDN2	599855.0	120978.7	-1528.0	599898.2	120984.7	-1675.0	1622.0	1563.6	16.5	-1528.0
GCDS1	600240.4	119996.3	-1536.0	600323.6	119894.7	-1672.0	2088.0	1576.0	44.0	-1536.0
GCDS2	599237.1	119683.0	-1528.0	599222.0	119610.6	-1600.0	2087.0	1526.9	45.7	-1528.0
GCY1	578436.0	149566.0	-1307.0	578436.0	149566.0	-1437.0	0.0	0.0	0.0	-1307.0
GCY2	577616.0	148992.0	-1291.0	577616.0	148992.0	-1463.0	0.0	0.0	0.0	-1291.0
GCHM1	617224.2	121562.0	-1618.0	617253.2	121469.0	-1753.0	2013.0	1720.6	35.4	-1618.0
GCHM2	617099.4	122894.6	-1550.0	617146.0	122954.6	-1666.0	1955.0	1652.7	33.5	-1550.0
GCTM1	594110.9	117948.0	-1470.0	594111.1	117859.4	-1602.0	1773.0	1630.0	33.9	-1470.0
GCTM2	594954.6	118445.8	-1482.0	595051.9	118437.4	-1645.0	1960.0	1642.0	30.9	-1482.0
GCHE1	618759.1	129506.0	-1652.0	618733.0	129493.0	-1769.0	1782.0	1692.3	14.0	-1652.0
GCHE2	619589.0	130529.0	-1655.0	619710.1	130651.0	-1779.0	1999.0	1694.1	54.0	-1655.0
GCHL1	602172.0	119262.0	-1554.0	602186.1	119302.0	-1670.8	1719.0	1647.4	20.5	-1554.0
GCHL2	602541.1	118084.0	-1553.0	602554.0	118029.0	-1652.0	1947.0	1645.8	29.5	-1553.0
GCL1	615315.1	134740.0	-1648.0	615315.1	134740.0	-1764.0	1648.0	1648.0	.0	-1645.0
GCL2	615971.3	134052.7	-1651.2	616017.4	133966.0	-1746.0	2110.0	1729.2	45.0	-1652.0
GC01	655920.0	125025.0	-1847.0	655920.0	125025.0	-2062.0	2020.0	2020.0	.0	-1847.0
GC02	656185.7	125819.5	-1842.0	656359.1	125897.0	-2024.0	2309.0	1980.0	38.2	-1842.0
GCR1	612191.0	173784.0	-1425.0	612191.0	173784.0	-1603.0	0.0	0.0	0.0	-1425.0
GCR2	611984.0	171668.0	-1451.0	611984.0	171668.0	-1658.7	0.0	0.0	0.0	-1451.0
GCR3	611185.0	173612.0	-1427.0	611185.0	173612.0	-1579.0	0.0	0.0	0.0	-1427.0
GCR4	610255.0	172068.0	-1455.0	610255.0	172068.0	-1648.0	0.0	0.0	0.0	-1455.0

EXTRAIT DE LA BASE DE DONNEES DES FORAGES : REPERES GEOMETRIQUES

SIGLE DU FORAGE	REPERE SUPERIEUR (# Sabot du tubage)			REPERE INFERIEUR (# Fond de forage)			REPERE DEVIATION POUR LE RESERVOIR			TOIT DU DOGGER Z(NGF)
	X(m)	Y(m)	Z(NGF)	X(m)	Y(m)	Z(NGF)	Z dev.	Z ver.	ANGLE	
GCR5	608319.3	171869.9	-1439.3	608282.5	171926.6	-1611.0	1590.0	1470.3	21.5	-1449.0
GCR6	608753.8	170821.2	-1464.0	608724.7	170614.1	-1659.0	1797.0	1492.1	47.0	-1466.0
GCRT1	609049.0	118424.0	-1620.0	608998.0	118374.0	-1726.0	1848.0	1661.0	35.0	-1620.0
GCRT2	609913.0	119442.0	-1621.8	609961.0	119468.0	-1739.5	1847.0	1662.8	25.0	-1621.8
GEPE1	719717.2	149066.7	-1390.1	719717.2	149066.7	-1617.1	.0	.0	.0	-1390.1
GEPE2	719651.5	149962.9	-1399.3	719673.6	150102.9	-1546.1	1938.0	1573.2	44.0	-1378.1
GESS1	613730.0	110256.0	-1592.2	613782.0	110197.0	-1700.6	1835.0	1634.2	36.0	-1592.2
GESS2	612460.0	110267.0	-1578.0	612386.0	110244.0	-1669.5	1855.0	1619.9	40.2	-1578.0
GEV1	605700.0	103150.0	-1510.0	605700.0	103150.0	-1612.0	1598.0	1598.0	.0	-1510.0
GEV2	604607.8	102579.1	-1492.0	604669.0	102528.0	-1577.7	1603.0	1572.3	41.3	-1492.0
GFO1	626649.1	78236.6	-1668.0	626649.1	78236.6	-1781.0	1772.0	1772.0	.0	-1668.0
GFO2	626386.1	79276.0	-1645.0	626389.0	79407.0	-1748.5	2194.0	1720.9	51.0	-1645.0
GFR1	600149.2	117177.5	-1536.6	600216.6	117140.9	-1652.5	1805.0	1619.2	33.5	-1536.6
GFR2	598957.3	117228.0	-1531.2	598870.9	117233.3	-1663.3	1834.0	1613.8	33.2	-1531.2
GGAR1	605543.0	142300.0	-1581.6	605629.2	142325.0	-1709.4	1824.0	1641.6	31.7	-1577.0
GGAR2	604635.2	141466.2	-1590.4	604557.4	141426.9	-1714.6	1805.0	1650.4	35.5	-1572.0
GIV1	605564.0	124268.0	-1456.0	605630.1	124306.6	-1554.4	1699.0	1488.6	38.0	-1456.0
GIV2	604856.0	123400.0	-1443.0	604830.8	123364.1	-1518.7	1611.0	1475.6	30.3	-1443.0
GLC1	583750.3	127318.9	-1285.4	583750.3	127318.9	-1426.0	1457.3	1457.3	.0	-1292.0
GLC2	582679.7	127311.8	-1273.0	582575.3	127321.1	-1394.4	1876.3	1429.7	39.0	-1266.7
GLCN1	604801.0	136628.0	-1613.0	604801.0	136628.0	-1739.0	.0	.0	.0	-1616.0
GLCN2	604400.6	137538.3	-1607.0	604428.0	137453.0	-1715.0	1980.0	1636.5	46.5	-1617.0
GLCS1	603468.0	136367.0	-1613.5	603468.0	136367.0	-1765.0	.0	.0	.0	-1608.0
GLCS2	603074.2	137129.2	-1612.0	603034.0	137281.0	-1683.0	2047.0	1647.0	58.5	-1612.0
GPSC1	594545.0	126845.0	-1408.0	594519.7	126891.6	-1490.0	1583.0	1433.6	32.9	-1408.0
GPSC2	594915.1	125805.0	-1410.0	594926.7	125748.7	-1505.0	1604.0	1435.0	31.2	-1410.0
GLAV1	604554.2	133199.9	-1589.0	604602.2	133237.7	-1702.6	1812.0	1641.0	26.5	-1587.0
GLAV2	603684.3	132285.3	-1579.1	603642.8	132253.5	-1691.6	1851.0	1660.7	25.0	-1574.0
GBMN1	609197.0	139461.0	-1627.5	609261.0	139508.0	-1770.9	1898.0	1675.0	29.0	-1627.5
GBMN2	608194.0	138386.0	-1620.9	608111.0	138329.0	-1761.8	1892.0	1668.4	35.0	-1619.0
GLMS1	621848.7	93746.7	-1610.0	621848.7	93746.7	-1731.0	1700.0	1700.0	.0	-1610.0
GLMS2	620817.1	94063.5	-1618.0	620817.1	94063.5	-1731.0	1710.0	1710.0	.0	-1618.0
GHLR1	599894.0	118677.0	-1526.0	599804.1	118645.0	-1607.7	1875.0	1614.3	49.0	-1526.0
GHLR2	600996.0	118960.0	-1544.0	601029.1	118951.0	-1617.5	1722.0	1627.6	25.0	-1544.0
GMAS1	607753.0	121604.0	-1584.4	607767.5	121524.5	-1702.9	1847.0	1609.6	34.3	-1584.4
GMAS2	608461.0	122495.0	-1486.7	608520.2	122504.8	-1579.0	1805.0	1512.1	33.0	-1486.7

EXTRAIT DE LA BASE DE DONNEES DES FORAGES : REPERES GEOMETRIQUES

SIGLE DU FORAGE	REPERE SUPERIEUR (# Sabot du tubage)			REPERE INFERIEUR (# Fond de forage)			REPERE DEVIATION POUR LE RESERVOIR			TOIT DU DOGGER Z(NGF)
	X(m)	Y(m)	Z(NGF)	X(m)	Y(m)	Z(NGF)	Z dv.	Z ver.	ANGLE	
GMA3	607669.0	120342.0	-1590.0	607716.2	120279.4	-1714.0	1837.0	1627.0	32.2	-1590.0
GMA4	606598.0	121095.0	-1584.0	606555.1	121132.3	-1693.0	1789.0	1621.0	27.5	-1584.0
GMX5	642903.0	138575.0	-1724.6	642810.0	138508.0	-1870.0	2020.0	1776.5	36.0	-1722.0
GMX6	643925.0	139170.0	-1740.0	643990.0	139125.0	-1893.0	2038.0	1786.0	28.0	-1726.0
GMX7	641795.1	138968.0	-1735.0	641670.0	139063.0	-1862.0	2198.0	1782.8	51.0	-1727.0
GMX8	642736.1	139775.0	-1730.0	642786.0	139969.0	-1878.0	2225.0	1779.0	52.0	-1723.0
GMX1	641337.0	138000.0	-1718.0	641337.1	138000.0	-1885.0	1795.0	1795.0	0.0	-1718.0
GMX2	641000.0	137175.0	-1718.0	640907.0	137062.0	-1885.0	2094.0	1779.2	60.0	-1718.0
GMX3	641157.1	140829.0	-1726.0	641187.6	140795.4	-1871.8	1910.0	1759.2	16.0	-1718.0
GMX4	640185.0	141275.0	-1718.0	640136.0	141342.0	-1855.0	1883.0	1753.0	29.0	-1710.0
GMEL1	625847.2	93427.5	-1628.7	625893.3	93312.7	-1758.4	1774.3	1700.0	20.0	-1628.7
GMEL2	624949.8	93295.5	-1645.0	624890.3	93301.9	-1809.4	1779.6	1711.0	20.0	-1645.0
GMO1	607549.0	111268.0	-1565.0	607516.9	111310.6	-1661.0	1750.2	1623.3	29.1	-1564.0
GMO2	608144.0	110415.0	-1566.0	608168.7	110374.9	-1637.0	1746.0	1616.0	33.6	-1566.0
GOR1	605580.0	116885.0	-1586.0	605524.2	116918.2	-1662.0	1749.0	1626.0	40.5	-1586.0
GOR2	606965.0	116095.0	-1588.0	607041.0	116052.0	-1670.0	2053.0	1634.0	46.8	-1588.0
GOR3	604535.0	116670.0	-1582.0	604487.0	115678.0	-1665.0	1780.0	1625.2	29.3	-1582.0
GOR4	605650.0	115212.0	-1584.0	605681.0	115163.2	-1682.0	1858.0	1628.6	35.5	-1584.0
GRO1	605335.0	105065.0	-1515.0	605351.2	105074.7	-1609.0	1802.0	1593.5	16.3	-1513.5
GRO2	604230.0	104350.0	-1509.0	604197.8	104340.3	-1604.0	1790.0	1589.0	19.5	-1509.0
GSA1	612547.1	136154.0	-1653.2	612577.6	136149.0	-1762.5	1936.0	1697.0	30.0	-1641.0
GSA2	613528.0	137158.0	-1647.0	613843.1	136885.0	-1770.0	1898.0	1690.0	35.0	-1640.5
GSUC1	613225.0	119360.0	-1634.0	613190.0	119389.0	-1745.0	1817.0	1723.0	22.3	-1634.0
GSUC2	614125.0	118690.0	-1643.0	614179.1	118653.0	-1721.0	1890.0	1732.0	40.0	-1643.0
GTHI1	604375.0	117972.0	-1579.0	604401.0	118028.0	-1679.0	1768.0	1627.2	31.0	-1579.0
GTHI2	603793.0	116922.0	-1579.0	603766.1	116877.0	-1674.0	1784.0	1625.0	29.0	-1579.0
GTRE1	617385.3	137845.8	-1653.4	617345.9	137743.0	-1769.6	1950.0	1716.8	43.0	-1653.0
GTRE2	617668.2	139269.7	-1642.3	617683.2	139308.7	-1764.3	1951.0	1705.7	19.0	-1646.0
GVL1	625675.0	92190.0	-1615.0	625633.2	92169.6	-1714.0	1873.0	1695.0	25.2	-1615.0
GVL2	626860.0	92270.0	-1622.0	626900.0	92256.8	-1720.0	1882.0	1702.0	24.5	-1622.0
GVS1	605665.1	113114.6	-1568.0	605665.1	113114.6	-1655.0	1605.0	1605.0	.0	-1568.0
GVS2	606758.7	112787.8	-1573.0	606831.7	112799.0	-1654.0	2170.0	1604.6	42.3	-1573.0
GVG1	599264.1	138019.7	-1610.6	599319.8	138108.9	-1767.3	1742.0	1631.5	26.2	-1602.5
GVG2	598630.5	137290.8	-1601.0	598569.1	137235.5	-1753.0	1756.4	1630.0	29.0	-1598.7
GVSG1	609105.7	116328.0	-1601.7	609162.1	116387.3	-1720.1	1811.9	1621.7	34.7	-1601.7
GVSG2	608460.4	115116.1	-1589.6	608433.3	115029.0	-1719.9	1845.0	1622.8	35.0	-1589.6
GVLB1	606907.0	145079.0	-1510.9	607020.5	145080.7	-1609.0	1965.0	1590.9	49.0	-1510.9
GVLB2	606080.0	145896.0	-1503.7	606093.2	146000.8	-1610.2	1898.0	1583.7	44.7	-1503.7

1.3 - Paramètres moyens du réservoir

EXTRAIT DE LA BASE DE DONNEES DES FORAGES : PARAMETRES MOYENS DU RESERVOIR

SIGLE DU FORAGE	COORDONNEES BARYCENTRIQUES DE LA PRODUCTION MOYENNE			TRANSMISSITE	EPAISSEUR	PERMEAB.	TEMPERAT.	SALINITE	POROSITE	PRESSION
	X(m)	Y(m)	Z(NGF)	K.h (D.m)	h (m)	K (D)	TP (C)	TDS (g/l)	PORO (%)	GEISEMENT (kg/cm2)
GACH1	580625.0	141125.0	-1357.0	31.4	24.0	1.31	56.0	12.2		150.22
GACH2	579725.0	139940.0	-1358.5	34.0	30.0	1.13	60.0			150.15
GAL1	606963.1	118662.3	-1624.3	52.8	9.4	5.60	75.2	19.4	16.1	
GAL2	606418.4	119652.0	-1619.8	35.3	8.2	4.29	75.2	20.3	18.1	
GAY1	611986.1	139256.0	-1673.2	44.8	27.0	1.66	71.6	25.6	17.3	181.63
GAY2	611326.3	140019.2	-1672.9	36.4	24.1	1.51	71.5	26.6	11.6	181.64
GAY3	613235.1	138736.4	-1671.6	62.0	16.6	3.74	70.7	25.0	23.4	181.28
GAY4	613020.8	140103.9	-1659.1	67.0	22.5	2.98	70.3	25.5	20.0	180.69
GBVS1	580578.0	193837.0	-1122.2	32.4	40.0	0.81	47.3	23.8	20.0	125.24
GBVS2	580189.4	194460.5	-1113.7	24.2	19.2	1.26	46.9	23.8	19.0	124.81
GB01	610834.3	135628.3	-1707.0	52.0	16.9	3.09	65.4		17.6	
GB02	611639.4	134783.6	-1678.1	62.7	9.1	6.92	65.1	17.0	15.0	
GBL1	610861.3	117683.0	-1657.9	75.0	13.5	5.55	79.3	22.1	21.0	
GBL2	611626.9	118729.9	-1676.4	72.0	27.0	2.67	79.7	24.4	20.3	
GCDN1	599433.7	122046.2	-1485.1	18.5	7.4	2.51	64.5	16.4	14.8	162.69
GCDN2	599866.9	120980.4	-1568.7	20.0	16.8	1.19	69.5	16.5	14.3	172.32
GCDS1	600260.6	119971.6	-1569.0	15.4	11.9	1.29	71.0	16.2		172.15
GCDS2	599228.1	119639.7	-1571.1	18.3	17.0	1.08	70.0	15.7		171.25
GCY1	578436.0	149566.0	-1354.4	23.8	32.0	0.74	55.4	13.2	19.3	149.57
GCY2	577616.0	148992.0	-1338.8	9.7	19.5	0.50	57.0	14.8	20.9	148.51
GCHM1	617234.0	121530.5	-1663.7	51.0	26.5	1.93	78.2	25.3	17.2	180.23
GCHM2	617114.7	122914.3	-1588.2	58.0	25.9	2.24	73.9	25.6	16.1	173.47
GCTM1	594110.9	117929.5	-1497.5	9.4	18.3	0.51	67.0			163.90
GCTM2	594989.8	118442.8	-1541.0	7.4	14.6	0.51	67.6	13.8	16.0	168.24
GCHE1	618749.1	129501.0	-1697.0	27.4	12.1	2.26	66.2	22.7	16.0	183.73
GCHE2	619644.3	130584.6	-1711.5	32.0	19.4	1.65	70.8		19.9	185.53
GCHL1	602175.6	119272.1	-1583.4	13.0	13.1	0.99	75.4	18.2	10.0	172.41
GCHL2	602545.2	118066.6	-1584.3	22.5	11.3	1.99	77.2	16.8	15.0	173.56
GCL1	615315.1	134740.0	-1689.8	30.7	14.0	2.19	70.8	19.3	13.2	183.53
GCL2	615995.9	134006.4	-1701.8	34.0	14.8	2.29	70.4	19.4	14.9	184.24
GC01	655920.0	125025.0	-1941.4	52.7	16.0	3.29	85.4	32.8	15.2	209.19
GC02	656300.9	125871.0	-1962.8	54.3	14.1	3.84	85.2	30.4	15.0	211.13
GCR1	612191.0	173784.0	-1515.5	45.8			59.0	26.7	16.0	165.20
GCR2	611984.0	171668.0	-1540.5	26.4			59.0	27.6	17.0	167.76
GCR3	611185.0	173612.0	-1508.5	43.4			58.0	26.4	17.0	164.45
GCR4	610255.0	172068.0	-1540.9	44.0			58.0	28.0	17.0	167.80

EXTRAIT DE LA BASE DE DONNEES DES FORAGES : PARAMETRES MOYENS DU RESERVOIR

SIGLE DU FORAGE	COORDONNEES BARYCENTRIQUES DE LA PRODUCTION MOYENNE			TRANSMISSITE		EPAISSEUR h (m)	PERMEAB. K (D)	TEMPERAT. TP (C)	SALINITE TDS (g/l)	POROSITE PORO (%)	PRESSION GISEMENT (kg/cm ²)
	X(m)	Y(m)	Z(NGF)	K.h (D.m)							
GCR5	608306.1	171890.3	-1501.1	18.5	24.5	0.76	58.6	28.9	17.8	163.80	
GCR6	608743.1	170745.2	-1535.5	16.0	11.5	1.39	60.4	28.2	18.0		
GCRT1	609035.9	118411.2	-1647.1	30.0	14.7	2.03	78.9	23.5	15.1	178.74	
GCRT2	609927.4	119449.8	-1657.1	33.0	23.6	1.40	77.9	23.0	15.8	179.85	
GEPE1	719717.2	149066.7	-1496.4	3.9	9.5	0.41	60.1	8.8	14.7	164.25	
GEPE2	719663.8	150040.6	-1480.8	5.9	9.4	0.63	60.0	9.4	13.0	162.50	
GESS1	613741.7	110242.8	-1616.5	53.6	17.0	3.15	74.9	14.9		176.05	
GESS2	612435.9	110259.5	-1607.8	50.6	28.3	1.79	74.8	14.1		176.37	
GEV1	605700.0	103150.0	-1540.7	16.6	14.0	1.19	71.8	10.5	17.1	168.46	
GEV2	604635.6	102555.9	-1530.9	7.3	19.2	0.38	70.9	12.3	14.1	167.80	
GF01	626649.1	78236.6	-1726.5	2.7	12.0	0.23	74.2	6.4	12.7	186.85	
GF02	626387.7	79348.3	-1702.2	5.7	9.8	0.58	73.2	7.3	10.5	185.54	
GFR1	600171.1	117165.6	-1574.2	10.6	8.8	1.21	71.7	13.6	12.5		
GFR2	598931.6	117229.6	-1570.4	10.6	6.7	1.58	74.3	14.4	15.1		
GGAR1	605570.9	142308.1	-1622.9	82.7	15.7	5.25	67.7	29.1	16.6	176.29	
GGAR2	604615.2	141456.1	-1622.4	52.8	18.7	2.82	65.5	30.4	18.5	175.80	
GIV1	605584.1	124279.8	-1486.0	33.5	11.0	3.04	65.0		15.0	162.58	
GIV2	604846.2	123386.0	-1472.5	37.2	10.4	3.59	64.8	18.9	15.0	161.40	
GLC1	583750.3	127318.9	-1327.5	15.5	25.0	0.62	62.1	11.1		146.96	
GLC2	582658.6	127313.7	-1297.5	13.4	30.3	0.44	60.6		12.7	144.01	
GLCN1	604801.0	136628.0	-1660.1	28.0	27.5	1.02	56.6	22.8	15.4	180.19	
GLCN2	604412.4	137501.7	-1653.3	19.0	16.9	1.13	58.4	24.0	15.8	179.27	
GLCS1	603468.0	136367.0	-1656.9	14.6	24.5	0.60	58.1	21.9	14.6	179.99	
GLCS2	603048.8	137225.3	-1656.9	33.3	24.5	1.36	57.9	23.4	14.6	179.92	
GPSC1	594533.3	126866.6	-1445.9	34.5	22.7	1.52	61.2		15.8	158.50	
GPSC2	594920.1	125781.0	-1450.5	39.2	22.2	1.76	61.9	14.5		158.72	
GLAV1	604572.1	133214.0	-1631.5	24.5	16.6	1.48	57.3	17.9	15.6	177.64	
GLAV2	603666.8	132271.8	-1626.8	17.6	9.1	1.94	56.9	17.8	14.1	176.53	
GBMN1	609213.8	139473.3	-1665.1	60.0	12.7	4.73	67.5	27.3	14.0	180.93	
GBMN2	608172.5	138371.2	-1657.4	75.0	17.6	4.26	65.6	28.1	17.0	180.32	
GLMS1	621848.7	93746.7	-1663.6	47.3	47.0	1.01	72.4	13.0	14.0		
GLMS2	620817.1	94063.5	-1667.5	50.7	23.0	2.20	72.2		13.7		
GHLR1	599853.5	118662.6	-1562.8	18.3	5.6	3.28	73.2	14.9	14.4		
GHLR2	601008.7	118956.5	-1572.2	17.5	7.3	2.41	74.1	16.2	13.9		
GMA51	607758.4	121574.6	-1628.2	33.2	13.3	2.50	72.4	21.7		177.09	
GMA52	608489.8	122499.8	-1531.7	58.3	22.1	2.64	69.0	22.0		167.61	

EXTRAIT DE LA BASE DE DONNEES DES FORAGES : PARAMETRES MOYENS DU RESERVOIR											
SIGLE DU FORAGE	COORDONNEES BARYCENTRIQUES DE LA PRODUCTION MOYENNE			TRANSMISSITE		EPAISSEUR PERMEAB.		TEMPERAT.	SALINITE	POROSITE	PRESSION
	X(m)	Y(m)	Z(NGF)	K.h (D.m)	h (m)	K (D)	TP (C)	TDS (g/l)	PORO (%)	GISEMENT (kg/cm2)	
GMA3	607686.4	120318.9	-1635.7	36.3	19.5	1.86	73.3		16.8		
GMA4	606582.0	121108.9	-1624.6	22.2	9.2	2.40	72.6		16.1		
GMX5	642859.8	138543.9	-1792.2	75.4	33.2	2.27	77.6	30.9	14.1	193.77	
GMX6	643949.4	139153.1	-1797.6	79.4	26.5	3.00	78.0	33.0	15.0	194.41	
GMX7	641742.6	139007.9	-1788.4	66.6	18.6	3.59	78.0	35.0	16.0	192.77	
GMX8	642757.4	139857.9	-1793.2	82.0	24.0	3.42	77.7	32.3	19.1	193.51	
GMX1	641337.1	138000.0	-1789.8	77.3	40.0	1.93	79.3	30.1	18.1	193.50	
GMX2	640962.4	137129.4	-1785.4	70.5	20.0	3.53	77.7		18.5	192.45	
GMX3	641166.8	140818.3	-1772.3	54.7	37.0	1.48	76.5	31.8	19.0	191.48	
GMX4	640164.5	141303.0	-1775.2	41.0	30.2	1.36	75.6		17.5	192.33	
GMEL1	625872.8	93363.9	-1700.6	37.5			71.5	15.7		184.09	
GMEL2	624926.4	93298.0	-1709.7	37.5			72.0				
GMO1	607538.1	111282.5	-1597.8	27.5	24.0	1.14	72.5		16.9		
GMO2	608154.1	110398.6	-1595.1	30.5	18.7	1.63	72.5	11.6		173.39	
GOR1	605561.6	116895.9	-1611.0	60.0	8.7	6.86	76.0		14.1	174.97	
GOR2	606991.0	116080.3	-1616.0	35.0	21.9	1.60	76.9	16.9	11.3	175.35	
GOR3	604523.6	116433.3	-1601.8	13.9	8.7	1.59	76.9	15.3	13.8		
GOR4	605658.2	115199.1	-1610.0	22.2	9.8	2.27	76.0	15.3	13.5		
GRO1	605341.3	105068.7	-1551.1	20.6	14.4	1.43	71.9		15.0	169.04	
GRO2	604226.8	104349.0	-1518.5	22.7	11.3	2.01	71.9	9.8	15.0	165.80	
GSA1	612554.4	136152.8	-1679.1	26.4	14.3	1.85	69.0	21.0	13.2	182.41	
GSA2	613646.2	137055.6	-1693.1	21.4	14.7	1.45	70.7	23.0	14.0	183.98	
GSUC1	613213.3	119369.7	-1671.0	113.8	20.8	5.47	78.2	26.1	15.0	181.62	
GSUC2	614149.3	118673.4	-1678.1	110.8	23.0	4.82	78.1		14.6	181.32	
GTHI1	604379.8	117982.3	-1597.4	20.1	13.7	1.47	75.4	17.6	13.9		
GTHI2	603786.6	116911.3	-1601.6	26.2	8.7	3.00	76.6	17.0	13.0		
GTRE1	617372.8	137813.2	-1690.3	45.0	10.6	4.24	73.9	26.1	14.4	184.68	
GTRE2	617673.1	139282.4	-1682.0	58.0	18.9	3.07	74.2	25.7	15.1	182.93	
GVL P1	625653.6	92179.6	-1665.6	55.0	19.0	2.89	71.9				
GVL P2	626877.7	92264.2	-1665.4	55.0	21.8	2.52	71.9	12.5		181.82	
GVS1	605665.1	113114.6	-1603.2	21.3	14.5	1.47	72.9		15.9	175.15	
GVS2	606792.9	112793.1	-1611.0	24.2	7.0	3.44	73.5	13.7	12.3	173.63	
GVG1	599277.3	138040.9	-1647.8	6.7	12.1	0.55	57.5	24.6	10.6	178.49	
GVG2	598617.5	137279.1	-1633.2	7.0	14.9	0.47	57.5	25.7	12.0	176.53	
GVS G1	609123.3	116346.4	-1638.5	70.0	31.4	2.23	77.9	18.7	14.3	177.84	
GVS G2	608454.6	115097.6	-1617.3	71.6	19.2	3.74	76.5	17.0	15.2	175.46	
GVL B1	606967.6	145079.9	-1563.3	95.4	18.4	5.19	65.9	26.3	15.0	170.75	
GVL B2	606087.1	145952.5	-1561.1	43.0	16.7	2.57	69.0	27.4	17.3	170.36	

2.1 - Sélection des résultats

2.1.A. - Sélection des résultats d'analyses en éléments majeurs, traces et isotopes

puits	Localisation		date T fond	TDS	Alcal	H2S	RS	Na	K	Ca	Mg	Li	Sr	NH4	
			prelevt	g/l	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	
Groupe du VAL de MARNE ou SUD															
GAL1	Alforville	I	03 86	75,2	19,1	348	-	-	5880	92	877	187	2,0	40,9	23,0
GAL2	Alforville	P	11 88	75,2	19,6	312	3,10	-	6300	93	860	200	2,6	52,0	24,1
GBL1	Bonneuil sur Marne	P	85-87	79,3	21,6	294	-	-	6864	99	1091	209	-	50,8	24,0
GBL2	Bonneuil sur Marne	I	03 85	79,7	24,0	324	N.D.	-	7522	109	1181	223	-	52,2	25,4
GCRT1	Creteil	P	11 84	79,0	24,0	315	N.D.	-	7400	97	1100	220	2,2	49,9	23,5
GCRT2	Creteil	I	12 84	77,9	23,4	311	-	-	7041	106	1060	211	2,5	47,9	23,5
GCHE1	Chelles	P	03 87	70,2	21,2	312	1,20	0,68	6557	96	984	211	1,7	47,9	22,1
GSUC1	Sucy en Brie	P	11 85	78,2	24,9	299	N.D.	0,07	8092	120	1337	251	2,5	54,9	-
GCHM1	Champigny sur Marne	P	85-86	78,2	28,0	322	2,50	0,59	8815	120	1426	279	2,5	55,0	26,0
GMAS1	Maisons Alfort I	P	11 85	72,4	21,4	323	2,25	0,77	6695	100	1073	215	2,1	47,3	-
GMAS3	Maisons Alfort II	P	04 87	73,3	20,3	299	1,39	0,95	6400	70	925	197	1,0	50,0	24,3
GESS2	Epinay sous Senart	P	85-87	74,9	13,6	292	-	-	4301	66	572	133	1,4	28,4	17,7
GFR2	Fresnes	P	1989	74,3	14,5	316	2,90	1,10	4800	70	612	125	1,8	35,8	16,5
GHLR1	L'Hay les Roses	I	01 85	73,2	14,6	323	-	-	4520	76	722	166	-	-	19,0
GHLR2	L'Hay les Roses	P	11 85	74,1	15,9	329	0,66	0,30	5074	78	772	161	1,7	34,7	-
GIV2	Ivry sur Seine	P	11 85	64,8	18,5	342	4,00	1,00	5867	90	934	197	1,9	41,9	-
GMO2	Montgeron	P	11 85	72,5	11,2	348	0,74	0,47	3677	58	454	99	1,3	20,8	-
GOR2	Orly I	P	84-87	76,9	16,5	311	N.D.	-	5035	84	781	178	1,9	36,6	19,4
GOR3	Orly II	P	10 86	76,9	15,0	299	0,19	0,55	4940	72	680	150	1,6	32,0	17,8
GTH11	Thiais	P	09 88	75,4	17,8	292	0,14	0,06	5720	79	855	190	2,1	45,5	21,1
GVS2	Vigneux sur Seine	P	02 88	73,5	11,4	338	1,00	-	3600	63	416	106	1,3	19,7	15,6
GVS61	Villeneuve St Georges	P	01 89	77,9	19,9	292	1,10	0,49	6010	85	895	190	2,2	49,0	20,2
GCDS1	Cachan Sud	P	1985	71,0	16,2	329	2,10	0,78	5017	78	767	158	1,7	34,3	24,0
GCDS2	Cachan Sud	P	11 85	70,0	15,3	336	3,10	0,55	4860	76	733	153	1,7	32,7	-
GCHL2	Chevilly Larue	P	10 86	77,2	16,7	331	0,87	0,50	5350	75	780	167	1,7	36,0	20,1
GCTM2	Chatenay Malabry	P	11 85	67,6	13,5	336	3,30	-	4291	67	578	123	1,5	26,2	-
GPSC2	Paris Porte St Cloud	P	11 85	61,9	14,1	415	40,80	-	4635	76	585	156	1,6	31,0	-
Groupe de FONTAINEBLEAU															
GFD1	Fontainebleau	P	83-87	74,2	5,8	437	26,80	1,90	1780	31	154	53	0,7	9,4	10,5
GRO2	Ris-Orangis	P	84-85	71,9	9,9	438	1,80	0,48	3170	52	278	65	1,3	12,2	11,9
GEV1	Evry	P	84-88	71,8	10,3	450	1,50	-	3245	56	297	73	1,4	13,7	11,6
Groupe OUEST															
GACH1	Acheres	P	12 85	56,0	12,4	567	78,50	-	4057	67	318	134	1,5	27,0	-
GCY1	Cergy	P	83-86	55,4	13,7	461	66,30	3,50	4456	79	429	170	1,5	34,5	17,5
GCY2	Cergy	I	1981	57,0	13,8	409	-	-	4590	82	416	173	1,7	37,0	-
GLC1	La Celle St Cloud	P	11 85	62,1	11,1	433	9,80	-	3704	59	342	98	1,4	19,6	-
GCAR	Carrière sur Seine		12 82	60,0	14,5	240	-	-	4699	84	400	228	-	-	-
GINC	Incarville	P		29,0	1,7	470	-	-	690	137	281	146	-	-	-
Groupe de MELUN-SUD															
GLMS1	Le Mee sur Seine	P		72,4	13,0	321	3,70	-	4020	61	554	145	1,3	30,5	16,7
GMEL2	Melun	P		72,0	12,7	317	9,10	0,30	3691	71	573	150	1,5	31,4	16,4
GVL2P	Vaux le Penil	P	11 85	71,9	12,5	336	11,60	0,38	3917	63	588	140	1,4	28,2	-

puits	Al ppm	Mn ppm	Ba ppm	Cl ppm	SO4 ppm	Br ppm	B ppm	SiO2 ppm	puits	2 H eau	18 O eau	34 S S04	34 S H2S	18 O S04	87/86Sr
Groupe du VAL de MARNE ou SUD															
GAL1	-	-	0,24	10960	880	60,8	13,5	36,0	GAL1	-31,7	-2,9	+26,9	-	+13,4	-
GAL2	0,02	0,14	0,25	10900	810	-	12,1	37,0	GAL2	-	-	-	-	-	-
GBL1	0,34	-	0,31	12817	920	-	16,0	41,0	GBL1	-30,6	-3,8	+25,3	-	+15,7	-
GBL2	0,42	-	0,33	13900	941	-	15,8	40,0	GBL2	-	-	-	-	-	-
GCRT1	0,45	-	0,32	13300	912	-	15,3	42,0	GCRT1	-30,4	-4,5	+24,7	-	+15,4	-
GCRT2	0,29	0,18	0,33	13310	925	-	14,7	36,3	GCRT2	-	-	-	-	-	-
GCHE1	0,02	N.D.	0,21	12250	885	61,0	13,7	30,0	GCHE1	-32,0	-4,7	+24,8	-	-	0,7079
GSUC1	0,35	N.D.	0,32	14880	890	78,9	16,6	38,5	GSUC1	-30,4	-3,7	+23,1	-	-	-
GCHM1	0,52	-	0,34	15862	938	79,0	17,0	39,6	GCHM1	-30,4	-4,2	+23,3	-	+12,8	0,7080
GMAS1	0,14	N.D.	0,25	12320	810	68,1	14,5	37,4	GMAS1	-31,9	-3,4	-	-	-	-
GMAS3	-	-	0,23	11700	870	54,0	14,8	36,0	GMAS3	-33,0	-4,6	+24,9	-	+12,4	0,7080
GESS2	0,01	N.D.	0,15	7747	597	43,4	10,9	33,5	GESS2	-35,2	-5,3	+24,4	-	-	0,7079
GFR2	N.D.	0,02	0,19	7670	770	36,2	10,2	35,8	GFR2	-	-	+22,7	9,1	-	-
GHLR1	-	0,18	-	8250	735	-	-	28,7	GHLR1	-	-	-	-	-	-
GHLR2	0,09	N.D.	0,17	8846	790	50,5	12,4	38,5	GHLR2	-32,4	-3,6	-	-	-	-
GIV2	0,19	1,00	0,19	10450	810	64,1	13,1	35,2	GIV2	-34,0	-4,3	+26,6	-2,9	-	0,7079
GMO2	N.D.	N.D.	0,12	6030	770	36,6	10,6	36,3	GMO2	-	-	-	-	-	-
GOR2	0,02	0,04	0,20	9336	818	49,5	10,9	42,1	GOR2	-35,4	-4,4	+25,0	-	+19,2	-
GOR3	0,33	N.D.	0,21	8200	805	33,0	12,0	38,5	GOR3	-32,0	-4,2	+25,2	-2,1	+15,2	0,7079
GTH11	0,01	-	-	10020	810	44,0	11,1	38,0	GTH11	-32,5	-3,8	+24,2	12,0	+13,9	0,7079
GVS2	0,01	0,03	0,11	6000	760	-	12,7	45,0	GVS2	-33,4	-3,9	-	-	+17,9	-
GVSG1	-	0,04	0,22	10660	820	51,0	10,4	39,0	GVSG1	-	-	+24,9	7,0	-	-
GCDS1	0,15	-	0,16	8946	760	48,4	12,0	37,4	GCDS1	-	-	-	-	-	-
GCDS2	0,22	-	0,17	8636	740	47,2	11,9	37,4	GCDS2	-31,7	-4,2	+25,4	3,4	+13,9	-
GCHL2	0,33	N.D.	0,21	9300	832	46,0	12,5	38,5	GCHL2	-30,5	-3,8	+23,4	4,1	+17,0	0,7079
GCTM2	0,24	N.D.	0,18	7500	790	40,1	11,6	36,3	GCTM2	-32,4	-3,8	+23,5	-0,9	-	-
GPSC2	0,25	-	0,16	7700	675	44,2	12,0	33,0	GPSC2	-32,7	-3,6	-	-	-	-
Groupe de FONTAINEBLEAU															
GF01	0,00	-	0,05	2604	692	17,2	6,3	39,7	GF01	-35,7	-4,7	+25,4	0,2	+18,2	0,7076
GRO1	0,01	-	0,09	4822	1095	32,3	12,1	38,1	GRO2	-35,4	-4,8	+24,2	3,3	+19,9	-
GEV1	0,01	0,03	0,12	5078	1176	33,2	10,0	41,0	GEV1	-32,6	-4,2	+26,1	-	+20,4	-
Groupe OUEST															
GACH1	-	-	0,12	6410	631	40,5	12,5	26,4	GACH1	-31,9	-3,3	+41,7	-2,1	+16,9	-
GCY1	-	-	0,14	7533	511	41,4	10,9	26,4	GCY1	-34,0	-4,4	+48,9	1,8	+17,4	0,7078
GCY2	-	-	-	7862	457	-	-	21,0	GCY2	-	-	+44,8	1,8	-	-
GLC1	0,10	-	0,09	5400	972	35,2	12,5	30,8	GLC1	-32,8	-4,0	+26,3	-	-	-
GCAR	-	-	-	8012	566	-	-	26,0	GCAR	-	-	-	-	-	-
GINC	-	-	-	-	-	-	-	-	GINC	-	-	-	-	-	-
Groupe de MELUN-SUD															
GLMS1	0,01	-	0,30	7100	700	-	7,5	40,5	GLMS1	-	-	+24,6	1,4	-	-
GMEL2	0,01	-	0,16	7059	711	40,3	9,1	42,6	GMEL2	-33,2	-3,8	+25,7	1,6	-	-
GVLP2	0,30	-	0,18	6687	625	39,1	10,5	38,5	GVLP2	-33,7	-3,8	+23,1	-	-	-

2.1.A. - (Suite)

puits	Localisation		date T	fond	TDS	Alcal	H2S	RS	Na	K	Ca	Mg	Li	Sr	NH4
			prelevt		g/l	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
CENTRE DU BASSIN MEAUX COULOMMIERS															
GMX1	Meaux Collinet	P	83-88	79,3	31,1	313	8,2	-	9557	146	1628	339	2,9	73,8	30,0
GMX2	Meaux Collinet	I	01 82	77,7	33,8	293	-	-	10500	140	1720	358	-	-	-
GMX3	Meaux Hopital	P	82-86	76,5	31,5	312	0,5	0,7	9914	135	1623	321	2,5	65,3	28,3
GMX5	Meaux Beauval I	P	82-86	77,6	32,0	290	0,9	-	9945	135	1614	349	2,3	64,4	29,0
GMX6	Meaux Beauval I	I	07 82	77,6	33,1	305	-	-	10050	144	1700	356	3,0	-	27,4
GMX7	Meaux Beauval II	I	09 82	78,1	35,0	290	-	-	10840	148	1720	356	2,2	78,0	28,8
GMX8	Meaux Beauval II	P	1988	77,7	31,6	312	4,6	-	9885	140	1595	343	2,7	70,5	30,6
GCO1	Coulommiers	P	83-87	85,4	33,0	260	1,6	0,4	9965	139	1726	348	2,6	58,8	27,4
GBVS1	Beauvais	P	1983	47,3	23,5	366	23,1	-	7555	114	805	403	2,5	79,9	-
Groupe de CREIL															
GCR3	Creil	P	06 82	58,0	28,0	320	47,0	-	8670	120	1380	382	2,4	76,0	2,2
GCR4	Creil	P	1982	58,0	28,0	320	57,4	-	8680	120	1244	375	2,6	74,0	26,0
GCR5	Creil le Plateau	P	11 88	58,6	26,0	421	-	-	8240	112	990	351	3,0	71,0	23,9
GCR6	Creil le Plateau	I	1982	60,4	27,8	412	59,5	-	8770	119	1202	346	2,7	74,5	23,2
GEPE1	Epernay	P	82-84	60,1	8,8	558	116,0	-	2760	54	235	117	1,0	22,1	9,7
Groupe de la SEINE St DENIS PARIS NORD															
GAY1	Aulnay Rose des vents	P	82-88	71,6	25,1	318	32,7	3,2	7875	125	1035	352	2,6	78,7	23,9
GAY3	Aulnay Gros Saule	P	1983	70,7	25,3	322	33,0	-	7645	111	961	356	1,5	63,4	20,0
GBMN1	Le Blanc Mesnil	P	84-86	67,5	26,5	324	30,2	-	8330	121	1115	370	2,7	68,5	25,7
GB02	Bondy	P	12 85	65,1	17,0	432	53,7	3,5	5379	88	663	199	1,9	39,8	25,0
GCL1	Clichy sous Bois	P	84-87	70,8	19,3	313	28,4	-	6146	93	808	221	2,1	51,9	20,6
GLCN2	La Courneuve Nord	P	12 86	58,4	23,8	423	34,4	-	7704	109	871	321	1,8	61,0	24,9
GLCS1	La Courneuve Sud	P	84-86	58,1	21,9	372	39,6	1,2	6665	104	806	334	2,0	65,8	-
GGAR2	Garges les Gonesse	P	1983	65,5	28,9	311	28,4	-	9230	130	1163	384	3,3	70,4	12,6
GSA1	Sevran	P	84-87	69,0	20,4	314	58,7	-	6494	98	780	269	2,3	63,2	20,1
GTRE1	Tremblay les Gonesse	P	83-87	73,9	23,7	301	28,3	-	7375	111	1075	300	2,4	50,6	24,3
GVLB1	Villiers le Bel	P	09 84	65,9	26,1	361	37,7	2,1	8395	126	1231	363	2,3	65,1	-
GVG2	Villeneuve la Garenne	P	81-87	57,5	24,9	378	31,8	2,4	8126	117	907	343	2,5	80,0	24,3
GLAV1	Paris la Vilette	I	1983	57,3	17,5	416	22,0	-	5330	81	678	209	1,8	42,9	15,6
GLAV2	Paris la Vilette	P	1983	56,9	17,5	408	38,0	-	5385	79	690	202	1,8	44,3	18,6
Melleray Dogger				-	17,2	498	-	-	5280	119	427	205	-	-	-
Melleray				73,0	35,1	319	-	-	11000	320	1236	409	10,6	45,0	12,8
Acheres				78,6	99,3	-	-	-	12930	-	-	-	-	-	-
Acheres				78,0	99,2	-	-	-	13100	-	-	-	-	-	-
Reims				40,8	2,4	-	-	-	320	-	-	-	-	-	-
Pluie				-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bruyeres				34,0	0,3	-	-	-	11	-	-	-	-	-	-
P=PRODUCTION	N.D. : Non detecte														
I=INJECTION	- : Non analyse														

puits	Al ppm	Mn ppm	Ba ppm	Cl ppm	S04 ppm	Br ppm	B ppm	Si02 ppm	puits	Z H eau	18 O eau	34 S S04	34 S H2S	18 O S04	87/86Sr
CENTRE DU BASSIN MEAUX COULOMMIERS															
GMX1	0,040	0,04	0,05	17700	1125	97,5	13,9	40,5	GMX1	-	-	+25,8	-	-	-
GMX2	-	-	-	19500	1200	-	-	42,0	GMX2	-	-	-	-	-	-
GMX3	0,011	-	0,09	17940	978	82,1	16,9	36,3	GMX3	-	-	-	-	+16,3	0,70788
GMX5	0,006	-	N.D.	18304	1107	74,0	16,9	41,2	GMX5	-	-	+23,5	-	-	0,70801
GMX6	-	-	N.D.	19170	1240	-	-	42,0	GMX6	-33,1	-4,2	+22,6	-	-	-
GMX7	-	0,36	N.D.	20235	1240	-	11,5	46,0	GMX7	-32,7	-3,6	+24,5	-	-	-
GMX8	0,015	0,06	0,03	17850	1130	-	14,1	41,0	GMX8	-	-	-	-	-	-
GCO1	0,006	0,06	0,05	19075	1282	76,5	17,6	44,4	GCO1	-33,4	-3,6	+24,0	9,6	+15,9	0,70793
GBVS1	0,001	-	0,04	13659	563	75,0	12,1	23,3	GBVS1	-32,9	-3,8	+47,4	3,7	+16,6	-
Groupe de CREIL															
GCR3	-	-	-	15975	920	-	11,2	34,0	GCR3	-32,4	-3,9	+33,8	-3,4	-	-
GCR4	-	-	-	15780	920	-	11,7	33,0	GCR4	-32,8	-3,9	+33,3	-4,2	-	-
GCR5	0,021	0,09	0,21	14900	840	-	12,8	29,0	GCR5	-32,5	-3,3	+35,1	-5,5	-	-
GCR6	0,002	-	-	15868	960	88,0	12,4	30,6	GCR6	-32,6	-3,7	+32,5	-4,0	-	-
GEPE1	0,002	-	-	4519	352	24,8	8,0	35,3	GEPE1	-33,9	-3,1	+45,5	5,0	-	-
Groupe de la SEINE St DENIS PARIS NORD															
GAY1	0,004	0,03	-	14212	928	85,1	11,2	34,1	GAY1	-33,0	-3,8	+35,1	-4,8	+16,7	0,7080
GAY3	0,009	-	0,75	14910	830	-	-	32,0	GAY3	-32,5	-3,5	+38,5	-2,1	-	-
GBMN1	0,400	0,04	0,30	15100	950	-	14,2	34,0	GBMN1	-33,6	-3,7	+36,5	-5,4	+15,6	-
GB02	-	0,01	0,19	9475	590	54,7	12,5	30,8	GB02	-32,4	-4,1	+32,2	-2,5	-	-
GCL1	0,004	0,02	-	10789	736	67,1	12,0	32,8	GCL1	-32,8	-3,7	+27,6	-	+16,7	0,7080
GLCN2	0,016	-	0,23	13500	652	61,0	14,1	27,5	GLCN2	-33,9	-3,8	+41,4	-3,8	+17,7	0,7078
GLCS1	0,012	0,09	0,35	12851	609	68,7	12,2	29,4	GLCS1	-34,0	-4,0	+41,7	-3,3	+16,7	-
GGAR2	0,050	-	-	16507	1010	91,0	12,4	33,0	GGAR2	-33,1	-3,9	+37,8	-6,2	-	-
GSA1	0,003	0,02	0,31	11526	716	67,9	12,4	32,0	GSA1	-32,4	3,7	+36,4	-4,2	+16,2	0,7077
GTRE1	0,003	-	0,21	13365	953	77,8	12,0	33,6	GTRE1	-33,0	-4,0	+32,0	-5,6	+17,1	0,7078
GVLB1	0,370	N.D.	0,22	14450	963	83,1	14,3	31,9	GVLB1	-34,0	-3,3	+30,7	-2,7	-	-
GVG2	0,009	0,03	0,40	14117	686	88,1	12,6	26,8	GVG2	-32,5	-4,0	+41,7	-3,0	-	0,7078
GLAV1	0,008	0,20	0,30	9940	696	49,5	11,4	27,2	GLAV1	-32,7	-3,6	+33,7	-7,1	-	-
GLAV2	0,006	0,07	0,02	9851	721	49,5	11,0	32,4	GLAV2	-33,7	-4,0	+35,3	-8,5	-	-
Melleray Dogge	-	-	-	8295	1413	-	-	-	Melleray Dogger	-	-	-	-	-	-
Meller	-	-	-	20000	1760	144,0	16,1	37,0	Meller	-31,3	-3,9	+12,3	-	+8,3	0,7127
Achere	-	-	-	17020	-	-	-	-	Achere	-29,0	-3,2	-	-	-	-
Achere	-	-	-	17020	-	-	-	-	Achere	-28,3	-3,1	-	-	-	-
Reims	-	-	-	-	-	-	-	-	Reims	-39,8	-6,0	-	-	-	-
Pluie	-	-	-	-	-	-	-	-	Pluie	-38,7	-5,5	-	-	-	-
Bruyer	-	-	-	5	-	-	-	-	Bruyer	-56,0	-8,5	-	-	-	-

2.1.B. - Resultats d'analyse des gaz libres

puits	GLR %	CO2 %	N2 %	O2 %	H2S %	H2 %	He %	Ar %	CH4 %
Groupe du VAL DE MARNE ou SUD									
GAL2	17,8	14,4	24,4	N.D.	0,06	N.D.	0,04	0,23	52,2
GBL1	14,6	16,5	24,6	0,23	0,02	0,550	0,50	0,20	49,7
GBL2	8,6	22,3	24,9	0,18	N.D.	0,880	0,49	0,19	45,4
GCRT1	15,0	24,3	22,8	0,24	N.D.	0,730	0,38	0,21	45,2
GCRT2	12,5	21,9	24,2	0,34	N.D.	0,570	0,40	0,21	46,1
GCHE1	15,1	19,1	25,1	N.D.	0,06	0,011	0,46	0,21	47,8
GSUC1	19,3	23,4	20,8	N.D.	N.D.	0,650	0,51	0,12	47,7
GCHM1	20,0	23,9	26,6	0,05	N.D.	0,550	0,52	0,20	42,0
GMA51	13,0	32,1	19,6	N.D.	-	-	-	-	45,4
GMA53	8,7	23,1	37,6	0,61	-	N.D.	-	-	36,3
GESS2	14,8	19,5	23,3	0,63	N.D.	0,008	0,43	0,26	49,0
GFR2	8,3	8,6	27,1	N.D.	N.D.	N.D.	0,57	0,25	56,0
GHLR1	20,0	4,8	63,2	-	-	-	-	-	31,0
GHLR2	15,7	-	-	-	-	-	-	-	-
GM02	16,3	17,2	22,2	0,10	0,01	0,004	0,59	0,25	52,0
GOR2	-	22,1	18,9	0,11	-	0,760	0,33	0,24	49,4
GOR3	12,0	20,4	21,6	0,01	N.D.	0,017	0,47	0,23	49,8
GTHI1	9,8	10,5	28,8	N.D.	N.D.	0,012	0,62	0,25	54,0
GVS2	14,6	12,9	24,3	N.D.	N.D.	0,050	0,59	0,35	53,6
GVSG1	8,1	8,8	29,1	0,74	N.D.	N.D.	0,53	0,26	52,7
GCDS1	14,0	30,6	21,3	0,54	N.D.	-	-	-	45,2
GCHL2	14,6	20,7	22,2	0,04	N.D.	N.D.	0,45	0,22	49,1
GCTM2	14,7	17,7	22,2	0,06	0,02	0,001	0,52	0,24	51,7
GPSC2	10,0	-	-	-	-	-	-	-	-
Groupe de FONTAINEBLEAU									
GF01	9,3	15,8	24,1	0,10	0,75	0,030	0,99	0,33	55,2
GRO2	15,8	16,7	29,8	0,22	N.D.	0,006	0,78	0,24	46,8
GEV1	-	16,7	35,0	0,26	-	-	0,85	0,26	40,2
Groupe OUEST									
GACH1	-	17,2	53,7	0,77	2,40	0,017	1,30	0,46	19,3
GCY1	4,8	18,8	57,6	0,02	2,91	0,001	1,46	0,50	17,0
GCY2	7,1	40,7	39,0	N.D.	4,30	-	2,80	0,10	11,6
GLC1	14,1	14,6	27,0	0,05	0,23	N.D.	0,64	-	50,5

N.D. : Non detecte

- : Non analyse

puits	GLR %	CO2 %	N2 %	O2 %	H2S %	H2 %	He %	Ar %	CH4 %
GROUPE de MELUN-SUD									
GLMS1	14,0	12,7	28,4	0,09	0,15	0,003	0,64	0,20	47,8
GMEL2	14,9	17,6	19,7	0,04	0,27	N.D.	0,48	0,22	53,3
GVLP2	-	10,8	26,9	1,10	0,01	0,004	0,71	0,27	53,0
CENTRE DU BASSIN MEAUX COULOMMIERS									
GMX1	15,5	-	-	-	-	-	-	-	-
GMX3	9,2	25,9	30,9	0,04	N.D.	0,001	0,44	0,22	37,7
GMX5	9,3	31,3	27,5	0,03	0,05	0,008	0,41	0,22	35,9
GMX6	-	26,9	26,8	0,16	N.D.	1,900	0,40	0,20	39,5
GMX7	-	11,9	39,8	1,29	N.D.	1,280	0,55	0,30	40,1
GMX8	13,9	23,1	28,2	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	46,4
GCO1	9,2	34,2	26,3	N.D.	0,13	0,002	0,41	0,19	34,2
GBVS1		9,0	86,0	0,05	N.D.	0,260	1,70	0,50	2,6
Groupe de CREIL									
GCR5	5,7	21,1	57,1	N.D.	2,74	0,640	0,96	0,36	14,7
GCR6	-	25,0	50,0	0,07	2,93	0,270	1,06	0,35	18,2
GEPE1	2,6	22,4	49,4	N.D.	4,23	0,018	1,30	0,74	18,3
Groupe de la SEINE St DENIS PARIS NORD									
GAY1	4,6	18,1	61,1	N.D.	1,18	0,019	1,43	0,50	16,3
GAY3	8,7	24,5	53,3	0,01	1,90	0,800	1,10	0,39	15,6
GBMN1	7,3	22,3	57,0	0,19	1,10	0,100	0,97	0,40	16,7
GBO2	9,9	19,8	38,7	0,45	2,20	0,002	0,78	0,35	33,0
GCL1	8,5	19,0	31,3	N.D.	1,21	0,030	0,46	0,29	42,1
GLCN2	6,6	19,5	61,0	0,04	1,48	0,040	1,41	0,41	15,4
GAR2	9,0	11,9	61,0	0,02	-	0,770	0,97	-	13,2
GTRE1	8,9	23,0	39,0	-	1,23	0,010	0,65	0,35	30,8
GVLB1	15,9	51,1	23,2	N.D.	1,16	0,001	0,19	0,64	19,8
GVG2	4,9	16,9	64,7	N.D.	1,14	N.D.	1,14	0,45	15,3
GLAV1	15,0	15,6	39,3	0,02	1,30	1,040	0,97	0,64	33,3
GLAV2	9,3	17,0	38,4	0,07	0,94	0,430	0,87	0,35	32,1

N.B. : Les hydrocarbures gazeux a partir de C2H6 ont ete analyses
mais ne figurent pas dans ce rapport

2.1.C. - Resultat d'analyse de gaz dissous

puits	CO2 mol/l	N2 mol/l	O2 mol/l	H2S mol/l	H2 mol/l	He mol/l	Ar mol/l	CH4 mol/l
Groupe du VAL de MARNE ou SUD								
GAL2	2,90E-03	3,60E-04	N.D.	9,30E-05	1,00E-08	1,00E-08	1,000E-08	4,100E-04
GBL1	2,93E-03	1,74E-04	1,63E-05	-	2,80E-06	2,10E-06	2,100E-06	3,130E-04
GBL2	1,64E-03	2,97E-04	1,72E-05	-	2,79E-06	1,60E-06	1,600E-06	2,450E-04
GCRT1	3,25E-03	1,13E-04	3,52E-06	-	4,63E-06	2,25E-06	2,250E-06	3,680E-04
GCRT2	2,37E-03	1,21E-04	1,25E-03	-	1,99E-03	2,95E-06	2,950E-06	2,450E-04
GCHE1	2,50E-03	7,20E-04	N.D.	-	N.D.	-	-	4,600E-04
GCHM1	3,33E-03	2,34E-04	2,62E-05	-	4,00E-06	N.D.	N.D.	2,570E-04
GMAS3	4,00E-03	2,50E-04	N.D.	N.D.	N.D.	3,00E-06	3,200E-06	1,000E-03
GESS2	2,00E-03	9,70E-05	1,60E-05	8,50E-06	5,50E-08	1,10E-06	1,600E-06	3,900E-04
GFR2	3,70E-03	1,80E-04	5,90E-06	N.D.	N.D.	N.D.	3,800E-06	1,000E-03
GTH11	3,50E-03	3,90E-04	1,20E-05	-	N.D.	2,50E-06	4,800E-06	1,000E-03
GVS2	2,00E-03	1,30E-04	-	3,00E-05	4,00E-08	1,10E-06	8,500E-07	4,400E-04
GVSG1	4,10E-03	3,00E-05	N.D.	N.D.	N.D.	3,40E-06	4,800E-06	1,300E-03
Groupe de FONTAINEBLEAU								
GFO1	1,58E-03	1,55E-04	3,43E-06	-	N.D.	1,94E-06	2,52E-06	2,60E-04
GR02	2,87E-03	1,79E-04	8,36E-06	-	N.D.	7,67E-07	-	6,08E-04
Groupe de MELUN-SUD								
GLMS1	1,20E-03	2,00E-04	8,50E-06	-	1,20E-07	1,90E-06	5,400E-06	4,400E-04
GBVS1	3,10E-03	6,15E-04	2,50E-06	-	N.D.	4,90E-06	7,100E-06	2,000E-05
Groupe de CREIL								
CR5	3,40E-03	2,00E-04	3,00E-07	-	2,00E-06	1,65E-06	3,100E-06	1,540E-04
GEPE1	3,48E-03	3,84E-04	1,43E-06	-	N.D.	3,40E-06	7,200E-06	6,310E-05
Groupe de la SEINE St DENIS PARIS NORD								
GAY1	4,15E-03	3,60E-04	N.D.	7,60E-04	N.D.	8,10E-06	3,60E-06	2,35E-04
GAY3	9,32E-04	9,69E-04	1,08E-05	1,00E-03	1,35E-05	7,71E-06	1,050E-05	1,190E-04
BMN1	4,10E-03	2,00E-04	-	-	6,00E-08	2,40E-06	2,300E-06	1,600E-04
GCL1	2,55E-03	3,01E-04	N.D.	8,60E-04	N.D.	1,18E-06	N.D.	2,580E-04
GGAR2	1,14E-03	6,48E-04	6,00E-06	8,60E-04	8,62E-06	8,92E-06	-	1,910E-04
GTRE1	2,70E-03	9,30E-05	-	8,40E-04	3,00E-08	1,30E-06	5,400E-07	2,000E-04
GVG2	2,40E-03	2,80E-04	N.D.	9,78E-04	N.D.	2,80E-06	3,400E-06	1,300E-04
GLAV1	3,18E-03	3,54E-04	1,88E-06	4,03E-03	N.D.	1,20E-06	4,520E-06	2,830E-04
GLAV2	3,31E-03	2,83E-04	6,92E-06	-	2,22E-06	N.D.	4,110E-06	2,520E-04

N.B. : Les hydrocarbures gazeux a partir de C2H6 ont ete analyses
mais ne figurent pas dans ce rapport.

N.D. : Non detecte

- : Non analyse

2.2 - Données géothermométriques

SIGLE DU FORAGE	TENEUR EN C1 (mg/l)	T.FOND MESUR. (C)	TEMPERATURES CALCULEES D'APRES LES GEOTHERMOMETRES											
			NaKCa 4/3	NaKCa Mg4/3	NaKCa 1/3	NaKCa Mg1/3	Calcd. cond.	Quartz	Na/Li Lo	Na/Li Hi	Na/Li Kharaka	Na/K Fourn.	Na/K Arnor.	Na/K Trusde.
GAL2	10900	75.2	145	63	118	65	38	88	35	164	109	94	57	45
GBL1	12817	79.3	142	73	116	75	43	93				93	56	44
GBL2	13900	79.7	145	74	118	75	42	92				93	56	44
GCRT1	13300	79.0	142	71	114	73	44	94	22	142	96	88	51	39
GCRT2	13310	77.9	146	71	119	73	37	87	29	154	103	95	58	46
GCHE1	12250	70.2	143	67	117	69	30	79	17	134	91	94	57	45
GSUC1	14880	78.2	147	74	119	75	40	90	23	143	97	94	57	45
GCHM1	15862	78.2	146	72	116	74	41	91	20	139	94	90	53	41
GMAS1	12320	72.4	143	71	118	72	39	89	24	146	98	95	58	46
GMAS3	11700	73.3	130	67	106	71	37	87	0	105	74	80	43	30
GESS2	7747	74.9	136	63	117	65	34	84	25	147	99	96	59	47
GFR2	7670	74.3	138	70	116	72	37	87	31	157	105	94	57	45
GHLR1	8250	73.2	136	64	120	65	28	78		100			64	52
GHLR2	8846	74.1	137	69	117	71	40	90	27	150	101	96	59	47
GIV2	10450	64.8	140	68	118	70	36	86	25	148	99	96	59	47
GMO2	6030	72.5	135	67	118	69	37	87	29	153	103	97	61	49
GOR2	9336	76.9	140	64	120	66	44	94	31	158	105	100	63	51
GOR3	8200	76.9	137	66	116	68	40	90	25	148	99	93	57	44
GTHI1	10020	75.4	136	65	114	68	39	89	30	156	104	91	54	42
GVS2	6000	73.5	141	59	122	61	47	97	30	155	104	102	66	54
GVSG1	10660	77.9	139	68	115	70	40	91	30	156	104	92	55	43
GCDS1	8946	71.0	137	70	118	71	39	89	27	151	101	97	60	48
GCDS2	8636	70.0	137	69	118	70	39	89	28	153	102	97	60	48
GCHL2	9300	77.2	136	67	114	70	40	90	25	146	99	92	55	43
GCTM2	7500	67.6	136	68	118	70	37	87	28	153	102	97	60	48
GPSC2	7700	61.9	143	56	121	58	33	83	28	152	102	99	63	51
GFO1	2604	74.2	129	46	120	47	41	91	35	164	109	103	66	54
GRO2	4822	71.9	143	65	121	66	39	89	35	163	109	100	63	51
GEV1	5078	71.8	144	62	123	64	43	93	35	164	109	102	65	53
GACH1	6410	56.0	154	34	123	38	25	74	29	154	103	100	63	51
GCY1	7533	55.4	154	37	126	40	25	74	28	152	102	103	67	55
GCY2	7862	57.0	157	35	126	38	16	65	29	155	103	103	67	55
GLC1	5400	62.1	144	53	120	56	31	80	31	158	105	98	61	49
GCAR	8012	60.0	160	22	127	26	24	74		104			67	55
GLMS1	7100	72.4	133	57	116	60	42	92	25	148	99	95	99	47
GMEL2	7059	72.0	137	57	124	59	44	94	25	160	107	107	71	59
GVLP2	6687	71.9	132	62	118	64	40	90	29	154	103	98	62	50
GMX1	17700	79.3	153	69	121	70	42	92	22	142	96	96	59	47
GMX2	19500	77.7	151	68	116	70	44	94		89			52	40
GMX3	17940	76.5	150	71	117	73	37	87	15	131	89	90	53	41
GMX5	18304	77.6	150	66	117	68	43	93	13	127	87	90	53	41
GMX6	19170	77.6	152	68	119	70	44	94	22	142	96	93	56	44
GMX7	20235	78.1	154	69	118	70	48	98	8	118	82	90	53	41
GMX8	17850	77.7	152	67	118	69	43	93	18	136	92	92	55	43
GCO1	19075	85.4	149	70	117	72	46	96	17	134	91	91	54	42

SIGLE DU FORAGE	TENEUR EN Cl (mg/l)	T.FOND MESUR. (C)	TEMPERATURES CALCULEES D'APRES LES GEOTHERMOMETRES											
			NaKCa 4/3	NaKCa Mg4/3	NaKCa 1/3	NaKCa Mg1/3	Calcd.	Quartz cond.	Na/Li Lo	Na/Li Hi	Na/Li Kharaka	Na/K Fourn.	Na/K Arnor.	Na/K Trusde.
GBVS1	13659	47.3	160	26	122	30	20	69	26	149	100	95	58	46
GEPE1	4519	60.1	147	28	127	31	36	86	28	152	93	108	72	60
GCR3	15975	58.0	147	53	117	56	35	85	19	138	96	91	54	42
GCR4	15780	58.0	150	48	117	52	33	83	22	143	104	91	54	42
GCR5	14900	58.6	154	40	117	45	28	78	30	155	97	90	53	41
GCR6	15868	60.4	151	51	117	54	30	80	23	143	102	90	53	41
GAY1	14212	71.6	157	43	123	46	35	85	26	149	100	98	61	49
GAY3	14910	70.7	153	38	119	43	32	82	6	116	80	93	56	44
GBMN1	15100	67.5	154	44	119	49	35	85	25	148	99	93	56	44
GB02	9475	65.1	148	50	122	52	31	80	29	153	103	99	63	51
GCL1	10789	70.8	146	54	119	57	33	83	27	151	101	95	58	46
GLCN2	13500	58.4	155	39	119	43	26	76	13	128	87	92	55	43
GLCS1	12851	58.1	153	34	122	37	29	79	22	143	96	97	60	48
GGAR2	16507	65.5	157	44	119	48	33	83	29	154	103	92	55	43
GSA1	11526	69.0	151	42	120	46	32	82	29	154	103	95	58	46
GTRE1	13365	73.9	149	53	119	56	34	84	26	148	99	95	58	46
GVLB1	14450	65.9	153	50	120	53	32	82	19	137	93	95	58	46
GVG2	14117	57.5	158	38	120	42	25	75	23	144	97	93	56	44
GLAV1	9940	57.3	143	48	118	51	26	75	26	149	100	95	58	46
GLAV2	9851	56.9	142	51	117	54	33	83	27	150	101	94	57	45

2.3 - Equations des géothermomètres utilisées

1 - Géothermomètre à SiO₂

1.1 - Calcédoine

$$T (^{\circ}\text{C}) = \frac{1032}{4.69 - \log \text{SiO}_2} - 273.15$$

1.2 - Quartz (refroidissement par conduction)

$$T (^{\circ}\text{C}) = \frac{1309}{5.19 - \log \text{SiO}_2} - 273.15$$

2 - Géothermomètre Na-K

2.1 - Na/K (Arnorsson, 1983)

$$T (^{\circ}\text{C}) = \frac{933}{0.993 - \log \text{Na/K}} - 273.15$$

2.2 - Na/K (Fournier)

$$T (^{\circ}\text{C}) = \frac{1.217}{\log (\text{Na/K}) + 1.483} - 273.15$$

2.3 - Na/K (Truesdell)

$$T (^{\circ}\text{C}) = \frac{855.6}{\log (\text{Na/K}) + 0.8573} - 273.15$$

3 - Géothermomètres Na-K-Ca et leurs corrections

3.1 - Géothermomètres Na-K-Ca (Fournier et Truesdell, 1973)

$$T (^{\circ}\text{C}) = \frac{1647}{2.24 + \log \text{Na/K} + \beta \log \frac{\sqrt{\text{Ca}}}{\text{Na}}} - 273.15$$

$\beta = 1/3$ pour $\sqrt{\text{Ca}/\text{Na}} < 1$ ou $T > 100^{\circ}\text{C}$
 $\beta = 4/3$ pour $\sqrt{\text{Ca}/\text{Na}} > 1$ ou $T < 100^{\circ}\text{C}$
 Na, K, Ca en mole/litre

3.2 - Na-K-Ca-Mg (Fournier, 1981)

ΔT est la correction de température que l'on doit soustraire aux température calculées par les formules Na-K-Ca 1/3 ou Na-K-Ca 4/3.

$$R = 1000 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{Ca} + \text{K})$$

$\Delta T = F(R)$ est donnée dans Fournier (1981).

4 - Géothermomètre Na-Li

4.1 - Fouillac et Michard (1981)

$$T (^{\circ}\text{C}) = \frac{1.000}{\log (\text{Na}/\text{Li}) + 0.38} - 273.15 \text{ (molalités) quand } \text{Cl}^{-} < 11 \text{ g/kg}$$

$$T (^{\circ}\text{C}) = \frac{1.195}{\log (\text{Na}/\text{Li}) - 0.13} - 273.15 \text{ (molalités) quand } \text{Cl}^{-} < 11 \text{ g/kg}$$

4.2 - Kharaka et Mariner (1989)

$$T (^{\circ}\text{C}) = \frac{1590}{\log (\text{Na}/\text{Li}) + 0.779} - 273.15$$

ARNORSSON S. (1983) - Chemical equilibria in Icelandic Geothermal system - Implications for chemical geothermometry investigations. *Geothermics*, 12, 2/3, 119-128.

FOUILLAC et MICHARD (1981) - Sodium lithium ratio in Water applied to geothermometry of Geothermal reservoirs geothermic V 10, 55-70.

FOURNIER, R.O. (1981) - "Application of water geochemistry to geothermal exploration and reservoir engineering", Ch. 4 in Ryback L. and Muffler L.P. (eds.) *Geothermal Systems: Principles and Case Histories*, Wiley, New York, 109-143.

FOURNIER R.O. and TRUESDELL A.H. (1973) - "An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters", *Geochimica Cosmochimica Acta*, 37, 1255-1275.

KHARAKA Y.K. and MARINER R.H. (1989) - Chemical geothermometer and their application to formation waters from sedimentary basins, *in* Thermal History of Sedimentary Basins. Naeser, N.D. and McCulloh, T., eds., Springer Verlag, New York, 99-117.

