



HAL
open science

Essais de capillarité et d'évaporation sous tomodynamométrie RX imagerie de la répartition de l'eau. Conséquences sur les flux et la localisation des zones de précipitation des sels

Yves Géraud, Bénédicte Tournier, Fabrice Surma, Frédéric Mazerolle

► To cite this version:

Yves Géraud, Bénédicte Tournier, Fabrice Surma, Frédéric Mazerolle. Essais de capillarité et d'évaporation sous tomodynamométrie RX imagerie de la répartition de l'eau. Conséquences sur les flux et la localisation des zones de précipitation des sels. Journal de Physique IV Proceedings, 2002, 12 (6), pp.347-358. 10.1051/jp4:20020243 . hal-00166688

HAL Id: hal-00166688

<https://hal.science/hal-00166688>

Submitted on 7 Jun 2022

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Distributed under a Creative Commons Attribution - NonCommercial 4.0 International License

Essais de capillarité et d'évaporation sous tomodynamométrie RX : imagerie de la répartition de l'eau. Conséquences sur les flux et la localisation des zones de précipitation des sels

Y. Géraud, B. Tournier¹, F. Surma et F. Mazerolle²

Centre de Géochimie de la Surface, Université Louis Pasteur, École et Observatoire des Sciences de la Terre, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg cedex, France

¹ *Expert-Center pour la Conservation du Patrimoine Bâti, Laboratoire de Lausanne, EPFL, MX-G Ecublens, 1015 Lausanne, Suisse*

² *Centre National de la Recherche Scientifique, Groupement de Laboratoires de Marseille, Laboratoire de Mécanique et d'Acoustique, Chemin Joseph Aiguier, 13000 Marseille cedex 20, France*

Résumé : La tomodynamométrie Rx est utilisée pour suivre la saturation et le séchage des pierres utilisées dans la construction de certains monuments. Les mesures d'atténuation des rayons X sont interprétées pour déterminer la répartition des phases minérales qui composent le matériau ainsi que la répartition de la porosité. Les essais de saturation ou de séchage effectués sous tomodynamométrie RX permettent de suivre les variations de saturation du réseau poreux au cours des essais. Les interfaces entre zones saturées en fluides et zones sèches localisent de possibles zones de précipitation de sels, processus important dans le dégradation de pierres d'œuvre.

INTRODUCTION

L'altération des pierres d'œuvre peut prendre différentes formes, certaines de ces formes sont liées à la précipitation de sel [1]. L'intensité de l'altération dépend de la forme, de la position et de l'intensité de la précipitation de ces sels. Ces paramètres sont contrôlés par le type de sels en solution dans les fluides, les conditions de transfert dans le réseau poreux de la roche, les cinétiques d'évaporation. Ces précipitations de sels peuvent se produire soit à la surface des blocs soit à l'intérieur des blocs, les conséquences sur l'altération des blocs sont différentes. Dans le premier cas, les dégâts mécaniques sont généralement peu importants, alors que dans le second cas, il peuvent aller jusqu'à la fracturation des blocs. D'où l'importance de déterminer la localisation des zones de précipitation des sels en fonction des conditions appliquées et des caractéristiques du matériau et notamment la structure du réseau poreux.

Pour essayer de comprendre les interactions entre la structure du réseau poreux et les processus de cristallisation, des tests de saturation capillaire et d'évaporation sur des échantillons de roche utilisée en construction sont effectués. Ces tests ont pour objectif de localiser les zones de circulation des fluides pendant la saturation et le séchage des échantillons. L'outil utilisé, la tomodynamométrie RX, permet de suivre dans l'espace et dans le temps la position de l'interface entre l'eau liquide et l'eau sous forme de vapeur. Dans le cas du séchage, cette interface va être le site privilégié de précipitation des sels. En effet, au cours du séchage d'un matériau, différentes phases peuvent être distinguées en fonction de l'état physique de l'eau en déplacement et donc des mécanismes de transfert : capillarité et diffusion. Dans les deux cas, les structures de porosité jouent un rôle déterminant, notamment, le volume, la taille et la connectivité du réseau poreux. Les volumes du matériau dans lesquels ont lieu les changements de mode de transfert sont particulièrement déterminants car ils peuvent localiser la précipitation de sel. La précipitation des sels étant une des causes de

dégradation des pierres d'œuvre, ainsi la détermination des zones d'endommagement dans le matériau est un élément de prévision de l'altérabilité d'un matériau.

La technique utilisée est la tomодensitométrie RX, ou scanner médical [2], elle est issue du domaine médical et doit être étalonnée pour les applications aux roches [3]. Pour cela un développement théorique permet d'interpréter les densités radiologiques en termes de minéralogie et de porosité. Cette interprétation étant faite, il est possible de proposer des approches expérimentales qui permettent de suivre l'évolution des textures du matériau en fonction de sollicitations extérieures qui peuvent être la pression, la température et les fluides. Ces essais ont été conduits sur des matériaux différents, granites, grès et calcaires, représentatifs des roches utilisées dans la construction.

1. LA TECHNIQUE

Cet outil est issu de la technologie médicale, il permet une perception spatiale de la répartition des phases minérales et de la porosité dans un échantillon. Il a l'avantage d'être non-destructif et de ne pas nécessiter une modification ou une préparation particulière des échantillons. Cette technique est basée sur la mesure de l'atténuation d'un faisceau de rayons X. Un système de rotation translation permet d'effectuer 500 000 mesures d'atténuation traitées comme un système d'équation afin de calculer les densités radiologiques de volumes unitaires de mesure : les voxels. Les résultats se présentent sous la forme d'images composées de pixels dont la taille est, pour l'appareil utilisé le CGR ND 8000, de 0,7 x 0,7 mm. Une valeur de densité radiologique est associée à chaque pixel. Elle traduit la composition et la porosité moyennes des voxels dont le volume est de l'ordre du 1 mm³, soit 0,7 x 0,7 x e mm, avec e l'épaisseur du faisceau de rayon X fixée par l'opérateur, elle varie de 2 à 6 mm. La densité radiologique est calculée à partir de l'atténuation du faisceau de rayon X qui s'écrit :

$$I = I_0 e^{-(\mu x)} \quad (1)$$

Avec I_0 , l'intensité initiale du faisceau ; I , l'intensité du faisceau après avoir traversé l'échantillon ; x , l'épaisseur ; μ , l'atténuation linéique du matériau.

$$\text{avec } \mu = \rho \mu_m, \quad (2)$$

Où ρ est la densité gravimétrique du matériau qui peut être reliée à la porosité par la relation :

$$\rho = (1-n) \rho_s, \quad (3)$$

Où n est la porosité ; ρ_s , la densité de la phase solide et μ_m , l'atténuation massique du produit. Elle s'exprime pour un matériau complexe ou pour une molécule sous la forme :

$$\mu_m = \sum_i (f_i \mu_{mi}) \quad (4)$$

Avec f_i , la fraction massique du ième élément, et μ_{mi} , l'atténuation massique du ième élément.

Cette atténuation massique dépend de l'élément et de l'énergie du faisceau. Les atténuations de différents éléments en fonction de différentes énergies de faisceau sont reportées sur la figure 1. L'atténuation décroît rapidement avec l'augmentation de l'intensité du faisceau, sauf pour les éléments légers tels que H.

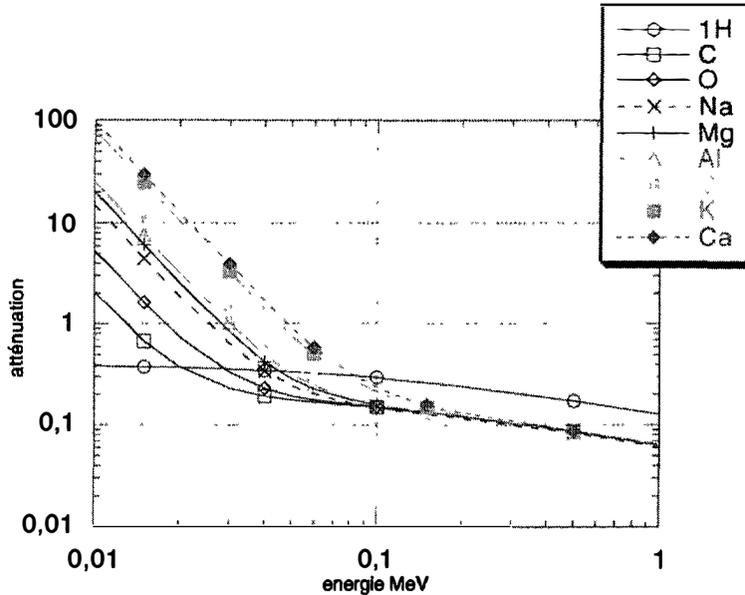


Figure 1: Atténuation des principaux éléments chimiques qui entrent dans la composition des phases minérales

La mesure de l'atténuation du faisceau permet d'obtenir une valeur d'atténuation linéique qui permet de calculer la densité radiologique d'un produit. Cette densité radiologique est définie par Hounsfield [2], elle s'exprime sous la forme :

$$CT = \alpha \frac{\mu(E) - \mu_{H_2O}(E)}{\mu_{H_2O}(E)} + K \quad (5)$$

Avec CT la densité radiologique exprimée en Unité Hounsfield, $\mu_{H_2O}(E)$ l'atténuation linéique de l'eau pour une énergie E du faisceau, α et K sont deux paramètres caractéristiques de l'échelle de visualisation.

La densité radiologique exprime donc l'atténuation linéique du produit pour une énergie E du faisceau par rapport à une atténuation de référence qui est celle de l'eau. Cette technologie a été développée pour une application médicale qui concerne des matériaux peu denses et faiblement atténuants composés d'eau, de carbone et de calcium. Dans ce cas, les coefficients α et K ont respectivement des valeurs de 1000 et 0. L'échelle de visualisation de ces appareils comporte 2000 points, l'utilisation en pleine échelle pour les applications médicales, conduit à avoir des densités de produits de référence qui sont de - 1000 UH pour l'air et de 0 UH pour l'eau. Les produits ayant une densité radiologique supérieure à 1000 UH ne peuvent pas être distingués sur les images d'un produit ayant une densité de 1000 UH, qui est la densité de l'os dense, car ils auraient la même couleur.

L'échelle de visualisation médicale ne peut être utilisée pour l'étude des matériaux géologiques. En effet, les minéraux ont une densité radiologique supérieure à 1000 UH, du fait de leur densité gravimétrique supérieure à 2 et de la présence d'éléments fortement

atténuants. Une nouvelle échelle de visualisation est nécessaire avec des valeurs de α et K adaptées au matériau étudié. Les paramètres de cette échelle de visualisation peuvent être modifiés en fonction de la sensibilité recherchée et des minéraux qui composent le matériau. Par exemple, pour les mesures de désaturation sur des échantillons de grès de Fontainebleau et de calcaire micritique, les réglages sont identifiés par les coefficients suivants : $\alpha = 400$ et $K = -600$. Ces nouveaux réglages permettent d'augmenter la sensibilité pour les faibles teneurs en eau. Les données radiologiques ne sont exploitables que si les densités radiologiques des produits de références, l'air et l'eau, sont connues. La tomодensitométrie RX est utilisée pour étudier la structure des matériaux, que ce soit la porosité ou la minéralogie. L'objectif est de déterminer leur répartition spatiale et certaines propriétés de transfert. La résolution de l'appareil permet de voir directement des objets dont la taille est au moins supérieure à celle du voxel, soit 1 mm^3 . Dans les matériaux géologiques, les objets peuvent avoir des tailles très inférieures à celle du voxel et c'est particulièrement le cas pour la porosité où la dimension caractéristique est de l'ordre du micromètre. Ils ne peuvent plus être observés directement, mais la mesure de densité radiologique contient l'information relative à la minéralogie et à la porosité. Pour cela, il faut mettre en évidence l'effet des paramètres ρ et μ , contrôlés par la porosité et la composition minéralogique, sur la densité radiologique. Dans le cas des matériaux testés, les variations de densité radiologiques sont dues à des variations de composition minéralogique et de la porosité pour le granite, par contre dans le cas des roches monominérales comme les grès et les calcaires, la variation de densité radiologique est due à des variations de porosité.

1.1 Effet de la minéralogie

Le granite est une roche composée de différentes phases minérales dont les compositions chimiques vont se traduire par des densités radiologiques différentes. Une feuille de calcul de type Excell reprenant l'équation (4), elle permet de calculer l'atténuation massique des phases minérales et donc leur densité radiologique à partir de leur composition chimique. Pour tester la validité de ces calculs, des mesures ont été effectuées sur les cristaux de taille centimétrique de chacune des espèces minérales (tableau 1.). La concordance entre les deux types de données est bonne, elle montre la fiabilité du calcul et la robustesse de la définition théorique de la densité radiologique. Ainsi sur une image radiologique de granite, on a par ordre de densité décroissante : le quartz et le plagioclase (andésite), -127 UHM, le feldspath potassique, -50 UHM et les micas (muscovite, 0 UHM, et biotite, 400 UHM). Il est donc possible d'identifier toutes les phases minérales si elles ont une taille supérieure à celle du voxel. Par contre, si les phases minérales ont une taille inférieure à celle du voxel, la densité radiologique est le résultat d'un mélange de phases. Dans l'état actuel du développement de l'outil, il est nécessaire d'identifier qualitativement les phases minérales présentes pour avoir accès à la quantification de la composition minéralogique des voxels (figure 2).

Tableau 1 : Mesures de densité radiologiques sur phases minérales séparées et densité radiologique calculée pour chacune de ces phases.

Minéraux	Quartz	Feldspaths potassiques	Biotites
DH mesurée	-126±3	+ 58±6	+ 434±13
DH calculée	-127	+ 48	+ 430

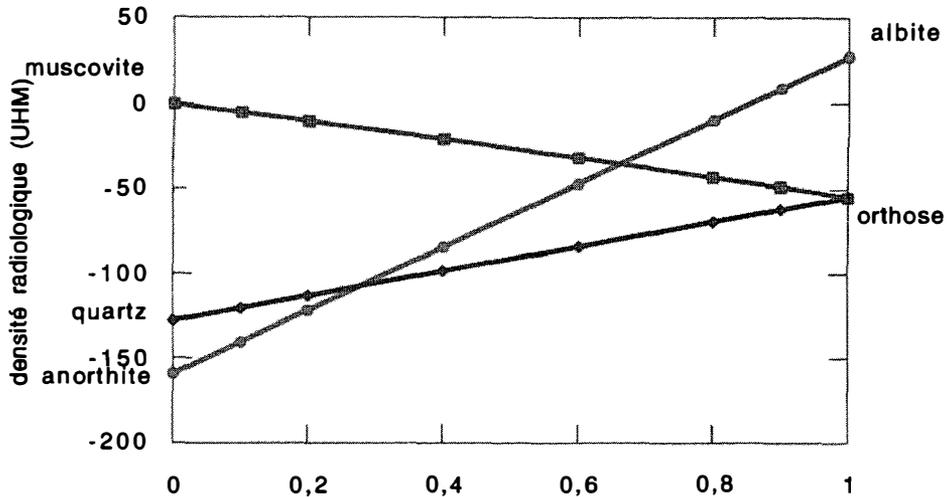


Figure 2 : Densités radiologique de certaines phases et construction de droites de mélange. Les densités radiologiques des différentes solutions solides de feldspaths plagioclases ont été calculées et reportées sur la droite anorthite-albite. La construction des droites de mélange de phases met en évidence l'incertitude qui existe pour interpréter ces mesures de densité radiologique sans avoir de données qualitatives sur la minéralogie.

1.2 Effet de la porosité

La prise en compte de la porosité dans l'équation permet de calculer la densité radiologique des différents matériaux en fonction de la porosité. Sur la figure 3.2 sont reportées les droites reliant la porosité en fonction de la densité radiologique pour un granite, un grès et un calcaire. Les pentes de ces relations dépendent de l'atténuation massique du matériau (paramètre μ_m au dénominateur). Ainsi la droite d'un granite, ayant une atténuation massique de 0,225 et une densité gravimétrique de 2,68, est intermédiaire entre celle d'un grès composé de 100 % de quartz et celle d'un calcaire composé de 100 % de carbonate de calcium.

2. L'ETAT DE SATURATION

La troisième cause de variation de la densité radiologique est l'état de saturation du matériau correspondant à la présence de fluide dans tout ou partie du réseau poreux. La comparaison entre les images correspondant aux états secs et saturés des échantillons permettent de connaître la localisation de la porosité et son volume. Dans l'état initial, la porosité est saturée par de l'air alors que dans l'état final ou dans les états intermédiaires la porosité est saturée par un fluide.

La densité de l'état initial est :

$$CT_1 = 300 \frac{(\mu_m(1-n)\rho_s)(E) - \mu_{H_2O}(E)}{\mu_{H_2O}(E)} - 700 \quad (14)$$

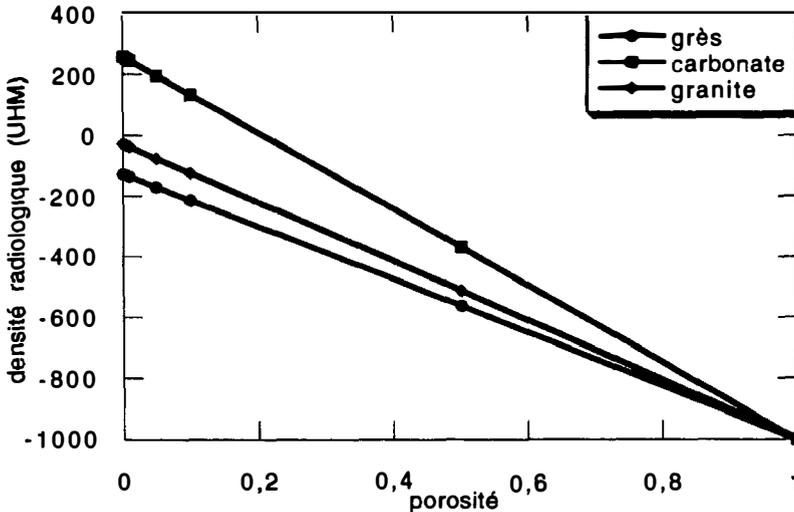


Figure 3 : Relation entre la densité radiologique et la porosité pour trois matériaux. Un grès d'atténuation massique 0,204 et de densité 2,65, un granite d'atténuation massique de 0,225 et de densité 2,65, et un calcaire d'atténuation massique de 0,288 et de densité 2,71.

La densité radiologique du volume de roche saturé s'écrit :

$$CT_2 = 300 \frac{(\mu_m(1-n)\rho_s)(E) + (n\mu_l\rho_l)(E) - \mu_{H_2O}(E)}{\mu_{H_2O}(E)} - 700 \quad (15)$$

avec μ_l et ρ_l , l'atténuation massique et la densité gravimétrique du liquide.

La porosité peut être reliée à la densité gravimétrique par la relation :

$$\Delta n = \frac{\Delta CT \cdot \mu_{H_2O}(E)}{300\mu_l \cdot \rho_l} \quad (16)$$

Dans cette relation intervient l'atténuation linéique du fluide, ainsi la variation de densité radiologique provoquée par la saturation d'un certain volume poreux va dépendre de l'atténuation du fluide. L'atténuation de la phase solide n'intervient plus dans la relation porosité/densité radiologique. A partir de cette équation, la densité de l'échantillon dont le

réseau poreux est partiellement saturé par une certaine quantité de fluide, est calculé comme suit :

$$CT = 300 \cdot \frac{[(\mu_m \cdot (1-n) \cdot \rho_s) + (S \cdot n \cdot \mu_l \cdot \rho_l)](E) - \mu_{H_2O}(E)}{\mu_{H_2O}(E)} - 700 \quad (17)$$

où S est la saturation du réseau poreux par le fluide de densité gravimétrique ρ_l et d'atténuation linéique μ_l , μ_m , l'atténuation massique du matériau, ρ_s , la densité de la phase solide et n est la porosité.

Pour un matériau donné, les abaques de la figure 3.4. sont construits, ils représentent la densité radiologique en fonction de la saturation du réseau pour différentes valeurs de porosité. La valeur de la densité radiologique mesurée sur l'état sec (saturation de 0 %, repère 1 sur la figure) indique la valeur de la porosité du matériau et la ligne de porosité à utiliser. La densité radiologique mesurée après saturation donne accès à la quantité de fluide dans le matériau et donc au volume poreux occupé par le fluide (repère 2). Les valeurs de densité radiologique mesurées au cours du séchage permettent de suivre la désaturation au cours de l'expérience jusqu'au retour à la saturation 0 % (flèche 3).

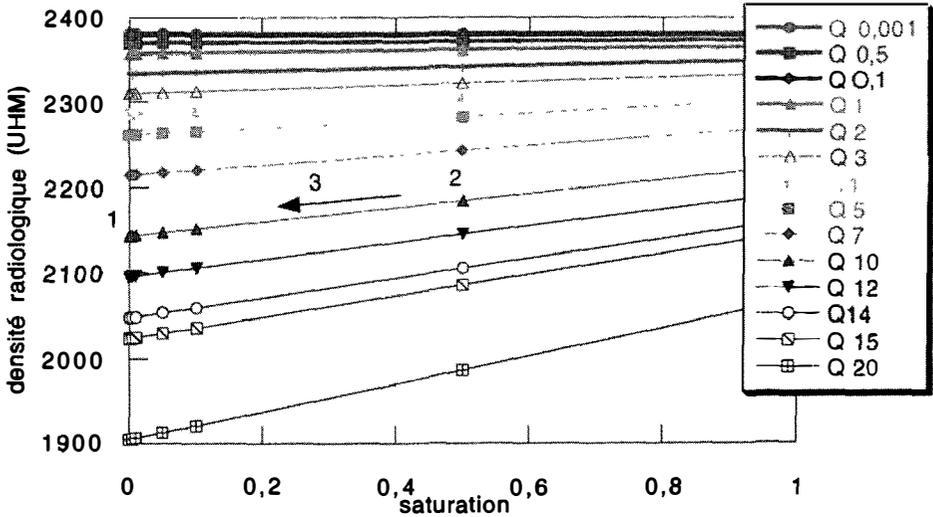


Figure 4 : Abaques reliant la saturation du réseau poreux d'un matériau composé de quartz ayant une porosité n (en %) et la densité radiologique. Les différentes valeurs de densité radiologique sont calculées à partir de la relation 17. Voir le texte pour plus de détail.

3. LES MATERIAUX

3.1 Le granite de la Marche

Il est formé à 30% de quartz, 25 % de feldspaths potassiques, 27% de feldspaths plagioclases, 5% de biotite, et 13% de muscovite. Cette composition peut évoluer dans des échantillons déformés naturellement jusqu'à 35% de muscovite et 16% de feldspaths [4]. La porosité du matériau est de 7,5% environ avec une faible valeur de porosité piégée. Les seuils d'accès mesurés par injection de mercure sont de 1 μm environ.

3.2 Le grès de Fontainebleau

Il est formé de 98% de grains de quartz d'environ 300 μm de diamètre. Sa porosité est d'environ 11,5% et sa surface spécifique mesurée par adsorption de Krypton est de 0.02 m^2g^{-1} . La porosité accessible par capillarité ne représente que 5% du volume poreux de l'échantillon. Cette porosité est localisée dans les vides intergranulaires (<1 μm) et à la périphérie des macropores (env 100 μm de diamètre). Les seuils d'accès aux pores sont déterminés par injection de mercure et correspondent au plus large connexions donnant accès au volume poreux, ils ont une dimension d'environ 10 μm . La faible valeur de porosité capillaire peut être expliquée par la différence entre la taille des seuils d'accès et la taille des cavités [5], [6].

3.3 Le calcaire micritique de Lourdines

Il contient 98% de calcite, il est formé par des intraclastes de micrite cimentés par de la sparite, sa porosité est de 26,5%, l'essentiel de la porosité est localisée dans les intraclastes microporeux (<1 μm). Le seuil de pores déterminé par injection de mercure est de 0.1 μm . Les macropores (d'environ 15-30 μm de diamètre sont rares). Dans cette roche la porosité est assez homogène, il n'y a pas beaucoup de différence entre la taille des seuils d'accès et celle des cavités. Cela explique le faible volume piégé lors de l'injection de mercure et le volume capillaire important (environ 23%). La surface spécifique est faible environ 1 $\text{m}^2\text{.g}^{-1}$.

4. LA PROCEDURE EXPERIMENTALE

Dans les essais de capillarité, l'objectif est de déterminer la relation entre la minéralogie et les propriétés de transfert. Ainsi, l'essai d'ascension capillaire permet d'avoir accès à un rayon équivalent, paramètre significatif de propriétés de transfert qui correspond au rayon des capillaires fins réguliers qui permet de reproduire les propriétés de transfert. Deux paramètres sont mesurés, la position en fonction du temps de l'interface entre la face d'imbibition et la frange capillaire, la seconde caractéristique est la quantité de fluide qui pénètre dans l'éprouvette à partir de la mesure de densité radiologique. Ces deux paramètres sont utilisés pour caractériser différents volumes allant du dm^3 au mm^3 soit quelques voxels.

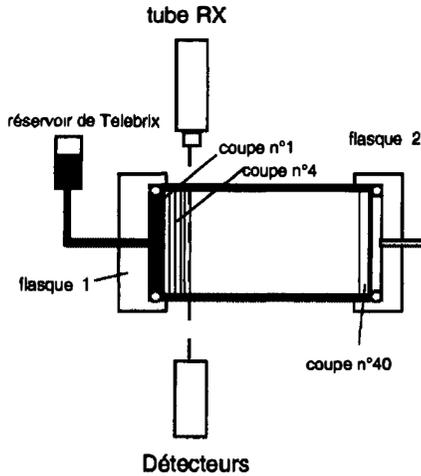


Figure 5 : dispositif expérimental utilisé pour les essais de capillarité

Lors des essais d'évaporation, les échantillons ont soit une porosité totalement saturée soit une porosité saturée par capillarité. Ces deux types d'éprouvettes sont placées dans une chambre où l'humidité relative est contrôlée soit à 33 % soit à 75%. Les échantillons sont sortis régulièrement de la chambre pour permettre une caractérisation radiologique. Comme pour les essais précédents, différents volumes sont testés il vont du dm^3 au mm^3 . Au cours de ces essais d'évaporation, les échantillons sont placés dans une gaine en plastique qui n'autorise l'évaporation que par une des faces circulaires.

5. LES RESULTATS

Pour chaque type d'essais, capillarité et évaporation, les résultats sont de deux types. Les premiers concernent la caractérisation des matériaux et particulièrement la répartition des phases minérales et de la porosité. Les seconds concernent la répartition de l'eau dans les matériaux et la localisation de la transition eau-liquide/eau-gaz dans les éprouvettes.

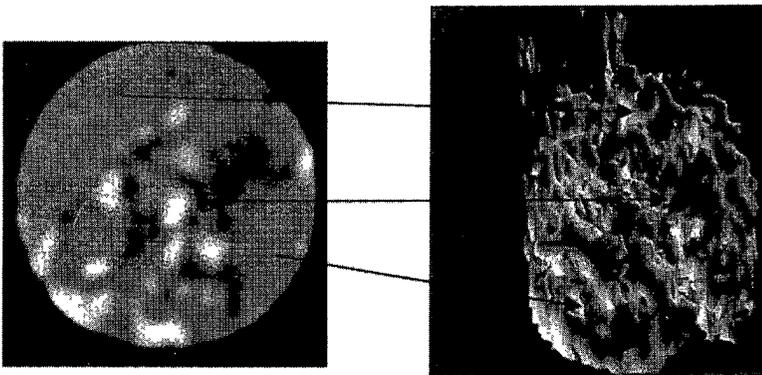


Figure 6 : gauche, répartition des phases minérales, droite localisation du front d'avancée du fluide après 180 minutes d'essais, la section est de 40 mm

5.1 Granite et capillarité

Différents types d'échantillons ont été testés : des échantillons de granite non déformé et des échantillons de granite déformé présentant une foliation. Les résultats présentés ici portent sur ce dernier type d'échantillon. Le calcul de densité des différentes phases minérales permettent de déterminer le contenu minéralogique des différentes zones de l'éprouvette. Ainsi, trois assemblages peuvent distinguer : les zones à quartz dominant, les zones à feldspaths dominants et les zones à micas dominants (figure 6). La reconstitution 3D des différentes images permet de visualiser la structuration en bandes de minéralogie différente.

La répartition des fluides au cours des différentes phases de l'essai est obtenue en soustrayant l'image de l'échantillon sec à celle de l'image du même volume de l'échantillon à un autre état de saturation. Ainsi, on constate que les fluides circulent plutôt dans les bandes à micas et à quartz qui présentent la plus forte porosité. Les zones riches en quartz sont des zones à faible porosité et où les vitesses de progression sont faibles. L'utilisation de la théorie de la capillarité permet de calculer des rayons équivalents qui varient de trois ordres de grandeurs entre les zones rapides et les zones lentes [7]. Ces mesures effectuées à différentes échelles mettent en évidence l'hétérogénéité de structure et son rôle dans les propriétés de transfert.

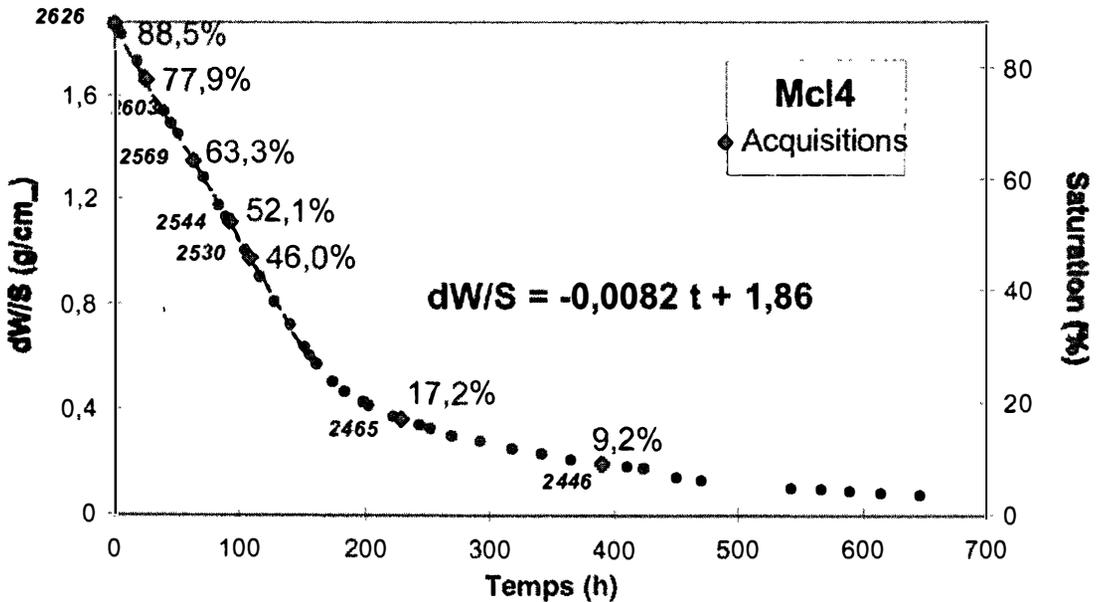
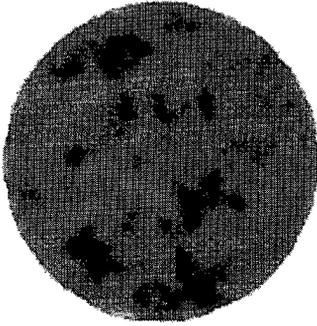
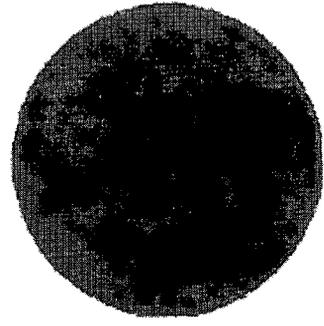


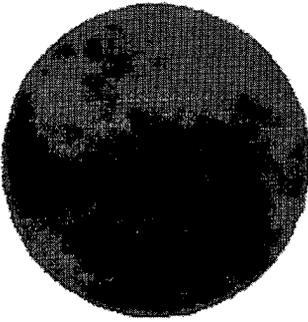
Figure 7a : Courbe de perte de poids lors du séchage d'un échantillon de calcaire micritique soumis à une humidité relative de 75%. Les séries d'images radiologiques sont positionnées sur cette courbe. Les valeurs moyennes de densité radiologique mesurée sur l'ensemble de l'échantillon sont cohérentes avec les pertes d'eau au cours du temps.



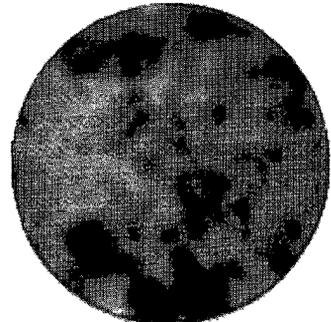
Ftx2a2-Nt 48%



Ftx2a2-Nc 51,9%



Mcl4-Nc 88,5%



Mcl4-Nt 87,5%

Figure 7b : Images radiologiques des échantillons (Mcl : calcaire micritique, Ftx : grès), à certaines humidités relatives et pour certaines conditions de saturation (Nc : saturation capillaire, Nt : saturation totale).

5.2 Calcaires, grès et évaporation

Dans ces essais, les informations obtenues sont de trois types :

- Les mesures de densité effectuées sur les échantillons secs montrent de grandes variations de densité radiologique qui traduisent, du fait de la composition monominérale, des variations de porosité. Cette porosité est répartie de façon hétérogène. Les valeurs de porosité des différentes parties de l'éprouvette peuvent être obtenues à partir de la figure 3.
- La deuxième information porte sur la répartition de l'eau en fonction du type de saturation. Dans le cas d'une saturation par capillarité, l'eau est répartie de façon homogène. Dans le cas d'une saturation totale, les soustractions entre les images de l'échantillon sec et celles de l'échantillon saturé montrent que l'eau est répartie de façon hétérogène. L'eau sature les hétérogénéités de porosité.
- La troisième concerne le séchage des éprouvettes. La comparaison des images obtenues sur les éprouvettes saturées selon deux modes différents montrent que les hétérogénéités jouent le rôle de réservoir qui se vidange en premier lors du séchage. Cette phase constitue la seule différence entre les deux types d'essai. Cette phase est suivie d'une phase de vidange rapide de la porosité (figure 7a, 7b), l'eau est drainée par capillarité vers la surface évaporante. Cette phase d'évaporation rapide persiste tant que l'alimentation est suffisante. Lorsque la quantité d'eau à drainer n'est plus suffisante l'évaporation se produit dans le réseau poreux de l'échantillon, l'interface entre l'eau liquide et l'eau gazeuse se déplace dans l'échantillon. Des poches d'eau liquide s'individualisent dans l'éprouvette [8]. C'est à la bordure de ces poches que peuvent se produire les précipitations de sels.

6. CONCLUSION

La tomographie RX a été adaptée pour l'étude des transferts de fluide en condition non saturée des différents matériaux géologiques. Les résultats obtenus mettent en évidence les différents rôles joués par les structures de porosité lors de l'imbibition ou le séchage des éprouvettes. Durant ces essais, deux paramètres importants sont étudiés : la migration de la limite entre l'eau liquide et l'eau gazeuse peut être suivie et la quantité d'eau présente dans les différentes parties de l'échantillon. Ces deux paramètres étant déterminants dans la localisation des précipitations de sels.

REFERENCES

- [1] Camuffo
- [2] G.N. Hounsfield, *Br. J. Radiol.*, 46, 1016-1022 (1973).
- [3] S. Raynaud, D. Fabre, F. Mazerolle, Y. Géraud, H.J. Latière, *Tectonophysics*, 159, 149-159 (1989).
- [4] Y. Géraud, J-M Caron, P. Faure, *J. Struct. Geol.*, 17, 12, 1757-1769 (1995).
- [5] P. Bousquié, Thèse UPMC, Paris 6, 163 p, (1989).
- [6] F.A.L. Dullien, *Porous media, fluid transport and pore structure*, Academic press, New York, 396 p (1979).
- [7] Y. Géraud, F. Mazerolle, H. Cardon, G. Vidal, J-M Caron, *Bull. soc. Géol. France*, 169, 5, 645-654 (1998).
- [8] B. Rousset-Tournier, Thèse ULP, Strasbourg, (2001).