

SUIVI D'UN TEST GEOTHERMIQUE PEU PROFOND DANS UN AQUIFERE SABLEUX PAR TOMOGRAPHIE DE RESISTIVITE ELECTRIQUE : ETUDE DE FAISABILITE

HERMANS T.¹, VANDENBOHEDE A.², NGUYEN F.¹, LEBBE L.²

¹Université de Liège - Département Argenco-GEO³, Géophysique appliquée, Chemin des Chevreuils 1, B-4000 Liège, Belgique. thomas.hermans@ulg.ac.be

²Universiteit Gent - Research Unit Groundwater Modelling, Krijgslaan 281 (S8), B-9000 Gent, Belgium. alexander.vandenbohede@ugent.be

RESUME

Un test géothermique peu profond a été suivi par tomographie électrique (ERT). De l'eau chauffée (48°C) a été injectée dans un aquifère sableux (10°C). Des mesures de laboratoires ont montré un changement de 2.1%/°C de la conductivité de l'eau injectée. Grâce à ce changement, le plume a été détecté par imagerie géophysique. En parallèle, un modèle d'écoulement et de transfert de chaleur a été calibré. La géophysique a apporté d'importantes informations pour le calibrer et pour montrer l'échange de chaleur à travers la zone insaturée. La comparaison des modèles montre que l'ERT est capable de retrouver la position du plume et sa température. Cependant, une distorsion apparaît, due au lissage de la solution par le processus d'inversion régularisé. Ce travail démontre la capacité de l'ERT pour aider à la quantification de paramètres gouvernant le transfert de chaleur dans le sous-sol et donc à étudier et dimensionner des expériences de stockage de chaleur dans des réservoirs peu profonds.

Mots clés : *résistivité électrique, réservoir géothermique peu profond, hydrogéophysique*

ABSTRACT

MONITORING A SHALLOW GEOTHERMAL EXPERIMENT IN A SANDY AQUIFER USING ERT: A FEASIBILITY STUDY

A shallow thermal test was monitored with electrical resistivity tomography (ERT). Heated water (48°C) was injected in a sandy aquifer (10°C). Laboratory measurements indicated a change of 2.1 %/°C of water electrical conductivity for injection water. Due to this change, the plume of heated water was detected by geophysical imaging. In parallel, a hydrogeological flow and heat transport model was calibrated. Geophysics brought important information to calibrate this model and to show the heat exchange through the unsaturated zone. The comparison of the two models shows that ERT was able to retrieve the position and the temperature of the plume. However, a distortion occurs due to the smoothing of the solution during the regularized inversion process. This work demonstrates the ability of ERT to help quantifying parameters governing heat transport in the subsurface non-invasively and therefore studying and designing heat and storage experiments for shallow reservoirs.

Key words: electrical resistivity, shallow geothermal reservoir, hydrogeophysics

1. INTRODUCTION

L'utilisation de ressources géothermiques grandit fortement en Europe et dans le monde. Les eaux souterraines participent pour une part majeure dans l'utilisation de l'énergie géothermique (LUND et al., 2005). Cette problématique constitue un domaine de recherche essentiel pour diversifier les ressources énergétiques. L'avantage des systèmes de très basses températures (5 à 35°C) est qu'ils sont plus disponibles (plaine alluviale par exemple), moins coûteux à exploiter et peuvent être utilisés pour refroidir ou chauffer (ALLEN et MILENIC, 2003). Pour dimensionner des systèmes d'exploitation de ces ressources, les processus et paramètres gouvernant les transferts de chaleur dans les aquifères doivent être compris et estimés.

La résistivité électrique des sols décroît avec la température. Cet effet bien connu est dû au changement de conductivité de l'eau mais aussi de la conductivité de surface des grains. Aux alentours de 25°C, une dépendance linéaire entre conductivité et température peut être supposée (HAYLEY et al., 2007):

$$\frac{\sigma_T}{\sigma_{25}} = m(T - 25) + 1 \quad (1)$$

où σ_T est la conductivité à la température T (en °C), m est le changement fractionnel de conductivité par °C. Sa valeur peut être estimée expérimentalement et varie en fonction du fluide et du type de sédiment. La connaissance de cette relation peut être utilisée pour éviter des mauvaises interprétations lors de séries en time-lapse par exemple (HAYLEY et al., 2007).

Des expériences géothermiques sont entreprises depuis des décennies dans la recherche hydrogéologique (MOLSON et al., 1992 ; ANDERSON et al., 2005). Cependant, peu d'études ont combiné cette approche avec la tomographie de résistivité électrique (ERT), pourtant utilisée en exploration géothermique pour caractériser des chemins d'écoulements préférentiels ou des caractéristiques des roches (BRUNO et al., 2000 ; GARG et al., 2007). BENDERITTER et TABBAGH (1982) le tentèrent, mais les techniques actuelles permettent d'aller plus loin qu'une simple cartographie de surface expliquée par des modèles géologiques simplifiés. Dans notre étude, la capacité de l'ERT à imager une injection thermique dans un puits et sa contribution dans la calibration d'un modèle de transfert de chaleur est démontrée.

2. CARACTERISTIQUES EXPERIMENTALES

L'expérience a eu lieu sur le campus de l'Université de Gand (Belgique) du 9 au 12 février 2010. Des mesures de laboratoire ont montré un changement fractionnel de la conductivité de l'eau (**Eq. 1**) dans la gamme de température testée de 2.125 %/°C suivant une tendance linéaire. Sur cette base, il a été décidé d'injecter de l'eau à la température moyenne de 48°C (conductivité de 818 $\mu\text{S}/\text{cm}$) dans l'eau souterraine de température moyenne 10°C. Cela aurait dû

mener à un changement de conductivité de l'eau de $440\mu\text{S}/\text{cm}$. Pour des raisons pratiques, il n'a pas été possible de chauffer l'eau de formation directement. De l'eau du robinet a été utilisée pour l'injection. Sa conductivité était inférieure ($374\mu\text{S}/\text{cm}$ à 10°C) à celle de l'eau de formation ($676\mu\text{S}/\text{cm}$ à 10°C), le premier accroissement de température a donc servi à contrebalancer cette différence et non à produire une anomalie de résistivité. Le rôle de la température sur le sédiment lui-même (grain de quartz, conductivité de surface faible) a été négligé. Un débit de 100 l/h a été choisi suite à un slugtest précédant l'expérience.

3. IMAGE ELECTRIQUE AVANT INJECTION

Une configuration Wenner-Schlumberger a été choisie pour collecter les mesures de résistance (823 points de mesure, 62 électrodes espacées de 75cm) sur base de tests effectués avec différentes configurations. L'analyse de l'erreur réciproque a permis d'évaluer le niveau d'erreur au sein des données. Un échantillon de 200 points (toute profondeur) a été collecté de manière normale et réciproque pour analyser l'erreur selon SLATER et al. (2000). L'erreur relative s'élève à 2.5% et l'erreur absolue minimum à 0.001 Ohm . Cela autorise une inversion pondérée des données selon le niveau d'erreur (ASTER et al., 2005) pour éviter une mauvaise interprétation dans le modèle inversé (SLATER et al., 2000). Une régularisation standard par lissage du modèle, avec contrainte structurale additionnelle (anisotropie horizontale forte, déduite de forage) a été effectuée. Cela donne l'image de background (**Fig. 1**) obtenue avec CRTOMO (KEMNA, 2000).

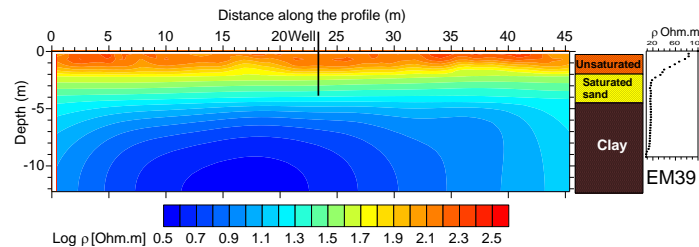


Fig. 1 - Image du site avant injection : la correspondance entre ERT (gauche), log de forage (droite) et données EM39 (extrême droite) est excellente. Les limites sont parfaitement détectées et l'image ERT permet d'assumer l'homogénéité latérale

La première couche (0-2m) correspond aux sables insaturés (résistivité de 100 Ohm.m). Entre 2 et 4.4m, les sables sont saturés (20 Ohm.m). En profondeur, la résistivité décroît encore à cause de la présence d'argile. Le puits, crépiné entre 3.5 et 4.4m, est situé à l'abscisse 23.5m. Le gradient hydraulique est quasi nul.

4. SERIES EN TIME-LAPSE APRES INJECTION

En utilisant le modèle de résistivité du background, les changements de résistivités ont été inversés pour reproduire les données 24, 48 et 72h après le

début d'injection. Les résultats sont présentés à la **Fig. 2** en termes de pourcentage de changement de résistivité.

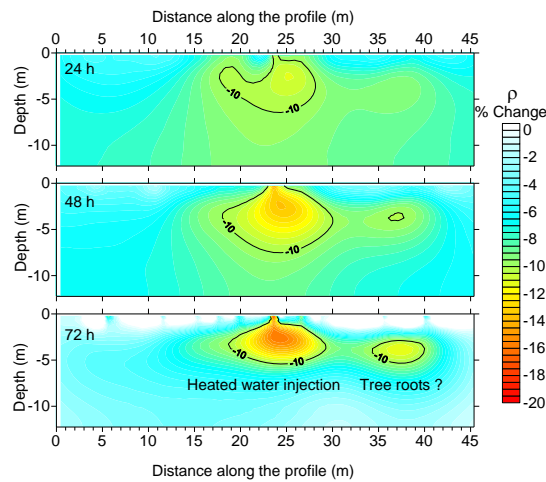


Fig. 2 - Séries en time-lapse après injection : après 24h (haut), 48h (milieu) et 72h (bas). L'isocline -10% (en noir) montre la limite d'interprétation

Le plume d'eau chaude est détecté à la position du puits comme une anomalie négative croissante, avec un changement maximum de 20% au centre du plume à la fin de l'injection. La diminution plus faible qu'attendue est due à l'eau d'injection moins conductrice que l'eau de formation (conductivité identique à 36°C). Après 24h, l'anomalie est mal définie car elle est proche du niveau de bruit (des changements de l'ordre de -8% apparaissent ailleurs dans l'image, certainement à cause des conditions climatiques variant au cours du test : gel, neige puis dégel, pouvant modifier le niveau d'erreur dans les données). Après 48h, l'anomalie est plus grande et atteint son maximum d'amplitude après 72h. L'extension du plume est limitée en profondeur par la couche d'argile. Une diminution de résistivité est aussi observée au dessus de la zone crépinée car le bouchon de bentonite n'a pas bien joué son rôle, l'injection a donc aussi eu lieu dans la partie supérieure de l'aquifère (voir aussi VANDENBOHEDE et al., 2010). Ces observations ont permis d'améliorer la calibration du modèle hydrogéologique. A l'abscisse 37m, une variation de résistivité pourrait être reliée à un effet des racines sur la saturation en eau suite à la variation de la météo, observé notamment par BARKER et MOORE (1998).

5. COMPARAISON DU MODELE DE TRANSPORT DE CHALEUR

Une comparaison entre le modèle hydrogéologique (VANDENBOHEDE et al., 2010) calibré (SEAWAT, LANGEVIN et al., 2007) et le modèle géophysique après 72h a été réalisée (**Fig. 3**). Les résistivités électriques ont été transformées en température grâce à la loi d'Archie (facteur de formation de 1.5 déduit des données EM39) et l'**Eq. 1**. La différence de conductivité entre eau injectée et eau de formation a été prise en compte par une zone de mélange autour du puits (mélange linéaire dans un volume 2 fois plus grand qu'attendu).

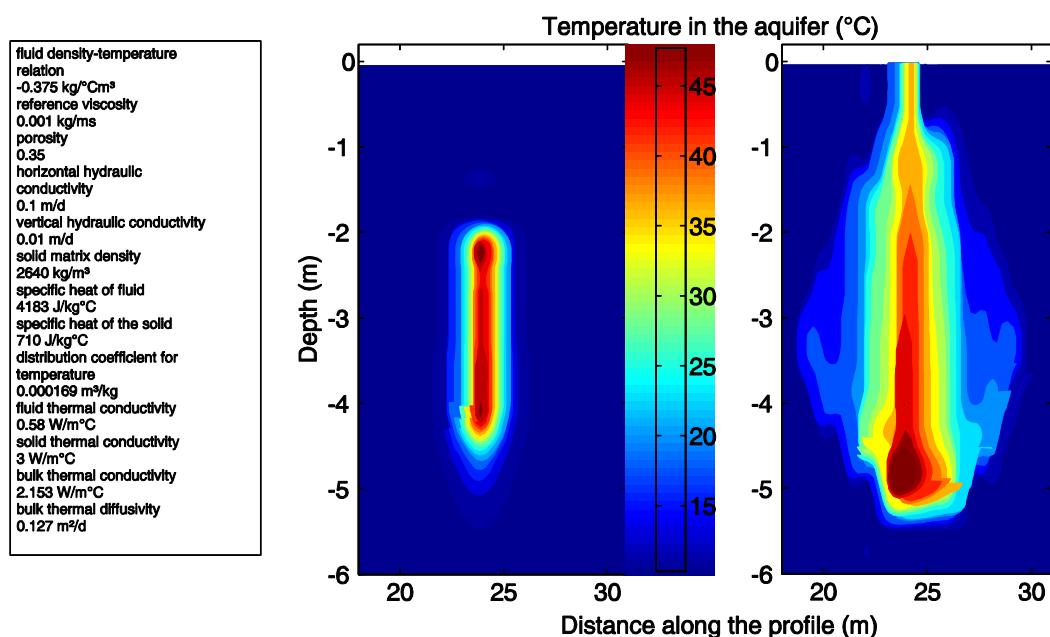


Fig. 2 - Comparaison entre modèles hydrogéologique (gauche) et géophysique (droite) après 72h

La Fig. 3 montre que le plume est bien retrouvé, mais élargi à cause du lissage engendré lors de la régularisation de l'inversion. L'accroissement de température en surface montre l'interaction avec la zone insaturée (non prise en compte dans le modèle hydrogéologique), d'importance considérable pour éviter des pertes de chaleur. La concordance en température est aussi assez bonne.

Les données géophysiques ont permis de calibrer un modèle hydrogéologique par un processus coopératif. Les résultats sont assez proches de ceux attendus, même en termes de température. La limitation principale semble être la méthode de régularisation lors de l'inversion des données (ASTER et al., 2005).

6. CONCLUSIONS

Cette étude montre que les techniques géophysiques sont, en combinaison avec des forages, des outils fiables pour caractériser le comportement géothermique d'échange de chaleur en milieu poreux. La tomographie électrique semble efficace pour contrôler l'injection et le stockage de l'eau puisqu'il permet de vérifier l'étendue du plume et d'évaluer sa température entre ou autour de puits. Ces données apportent une information volumétrique importante (là où des logs ne sont pas faisables) pour la calibration de modèle d'écoulement et de transport (paramètres tels que capacité thermique et diffusivité nécessaires au dimensionnement de systèmes exploitants l'énergie géothermique).

L'étape suivante est d'intégrer de manière plus quantitative les données géophysiques dans les modèles géothermiques et d'améliorer l'imagerie géophysique. Cette approche devrait en fine contribuer au développement de techniques in-situ pour caractériser les propriétés des milieux poreux et de transferts de chaleurs dans le sous-sol.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALLEN A., MILENIC D., 2003** – Low-enthalpy geothermal energy resources from groundwater in fluvioglacial gravels of buried valleys, *Appl. Energ.*, 74, 9-19.
- ANDERSON M.P., 2005** – Heat as a ground water tracer, *Ground Water*, 43, 951-968.
- ASTER R.C., BORCHERS B., THURBER C., 2005** – *Parameter estimation and inverse problems*, Amsterdam, Elsevier Academic Press, 301pp.
- BARKER R., MOORE J., 1998** – The application of time-lapse electrical tomography in groundwater studies, *The leading edge*, 17, 1454-1458.
- BENDERITTER Y., TABBAGH J., 1982** – Heat storage in a shallow confined aquifer: geophysical tests to detect the resulting anomaly and its evolution with time, *J. Hydro.*, 56, 85-98.
- BRUNO P.P.G., PAOLETTI V., GRIMALDI M., RAPOLLA A., 2000** – Geophysical exploration for geothermal low enthalpy resources in Lipari Island, Italy, *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 98, 173-188.
- BUSBY J., LEWIS M., REEVES H., LAWLEY R., 2009** – Initial geological considerations before installing ground source heat pump systems, *Q. J. Eng. Geol. Hydroge.*, 42, 295-306.
- GARG S.K., PRITCHETT J.W., WANNAMAKER P.E., COMBS J., 2007** – Characterization of geothermal reservoirs with electrical surveys: Beowave geothermal field, *Geothermics*, 36, 487-517.
- HAYLEY K., BENTLEY L.R., GHARIBI M., NIGHTINGALE M., 2007** – Low temperature dependence of electrical resistivity: Implications for near surface geophysical monitoring. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L18402.
- KEMNA, A., 2000** – *Tomographic inversion of complex resistivity*, Osnabrück, Der Andere Verlag, 176 pp.
- LANGVIN C.D., THORNE D.T., DAUSMAN A.M., SUKOP M.C., GUO W., 2007** – SEAWAT Version 4: a computer program for simulation of multi-species solute and heat transport, *US Geol. Surv. Tech. Methods*, Book 6, chap. A22, US Geological Survey Reston, VA.
- LUND J.W., FREESTON D.H., BOYD T.L., 2005** – Direct application of geothermal energy: 2005 worldwide review, *Geothermics*, 34, 691-727.
- MOLSON J.W., FRIND E.O., PALMER C.D., 1992** – Thermal energy storage in an unconfined aquifer, 2, Model development, validation, and application, *Water Resour. Res.*, 28, 2857-2867.
- SLATER L., BINLEY A.M., DAILY W., JOHNSON R., 2000** – Cross-hole electrical imaging of a controlled saline tracer injection, *J. Appl. Geophys.*, 44, 85-102.
- VANDENBOHEDE A., HERMANS T., NGUYEN F., LEBBE L., 2010** – Shallow heat injection and storage experiment: heat transport simulation and sensitivity analysis, *J. Hydrol.*, in review.