

De l'électricité en archéologie ?

Faculté des Sciences – Département de physique

Jérôme Vandecasteele, Laurent Vanderheyden, Tanguy Varrasse

Une problématique : Orienter les fouilles.

Course contre la montre au pays d'Indiana Jones !

L'une des préoccupations des archéologues est la disparition de vestiges historiques lors de chantiers de construction urbains ou lors d'aménagements du territoire. Lorsqu'un site présente une valeur potentielle, on organise une « fouille préventive » afin d'identifier et de documenter les éléments intéressants avant que les engins de chantier ne les détruisent.

Les zones à fouiller sont parfois immenses et les délais très serrés. Chaque jour de fouilles supplémentaire peut coûter des dizaines de milliers d'euros aux entrepreneurs. La pression est donc très forte sur les archéologues. Les pelleteuses et autres engins mécanisés sont utilisés pour ouvrir le terrain, ce qui, sans indication aucune, risque de détériorer les objets et les structures recherchés.

A défaut d'une connaissance de la structure du sous-sol, ces fouilles sont lentes dans leur réalisation et nécessitent la présence de nombreux archéologues spécialisés.

Dès lors, comment orienter les fouilles vers les zones prometteuses ?

C'est là qu'intervient le physicien !

La Physique au service des archéologues.

Les physiciens ont développé plusieurs méthodes pour détecter la nature des matériaux sous-terrains sans les toucher ou les voir. Pour la plupart, ces techniques utilisent la physique électromagnétique.

En voici quelques-unes :

- **Résistivité apparente** : Simple, économique et d'une très grande précision pour des profondeurs cibles ne dépassant 5m, c'est la technique que présentons en détails, voir ci-après.
- **Conductivité apparente** : Utilisant le principe de l'induction électromagnétique, la conductivité est une technique plus rapide mais moins évidente à implémenter que la résistivité car les mesures ne sont pas isotropes. La résolution de celles-ci est également inférieure. Le grand avantage est qu'il ne faut pas mettre l'appareil physiquement en contact avec le milieu ce qui permet par exemple de détecter des vestiges sous les dalles d'une église.
- **Champ magnétique** : Cette technique permet des mesures rapides de grandes surfaces, mais est désavantagée par le coût prohibitif de l'appareil de mesure (un « magnétomètre ») ainsi que par une précision réduite par rapport aux deux techniques précédentes.
- **Géoradar** : La méthode est très proche du radar aérien ou maritime et même de la technique de localisation des chauves-souris (il s'agit alors d'ondes sonores et pas électromagnétiques). Les résultats sont bien plus complexes à interpréter que pour les techniques précédentes, car il faut connaître la vitesse des ondes dans les différents milieux traversés, ce qui est loin d'être aussi simple que dans l'air.

- **Nouvelles techniques en cours de développement** : Résonance nucléaire magnétique de surface, microgravité, couplage séismoélectrique, génération d'ondes sismiques, interférométrie de géoradar, ...

Il est important de noter que toutes ces méthodes permettent d'avoir une idée des objets et structures du sous-sol. Elles ne constituent pas une source d'information suffisante, les hypothèses émises lors de l'analyse des données collectées doivent être confirmées par des fouilles en bonne et due forme.

La prise de mesures

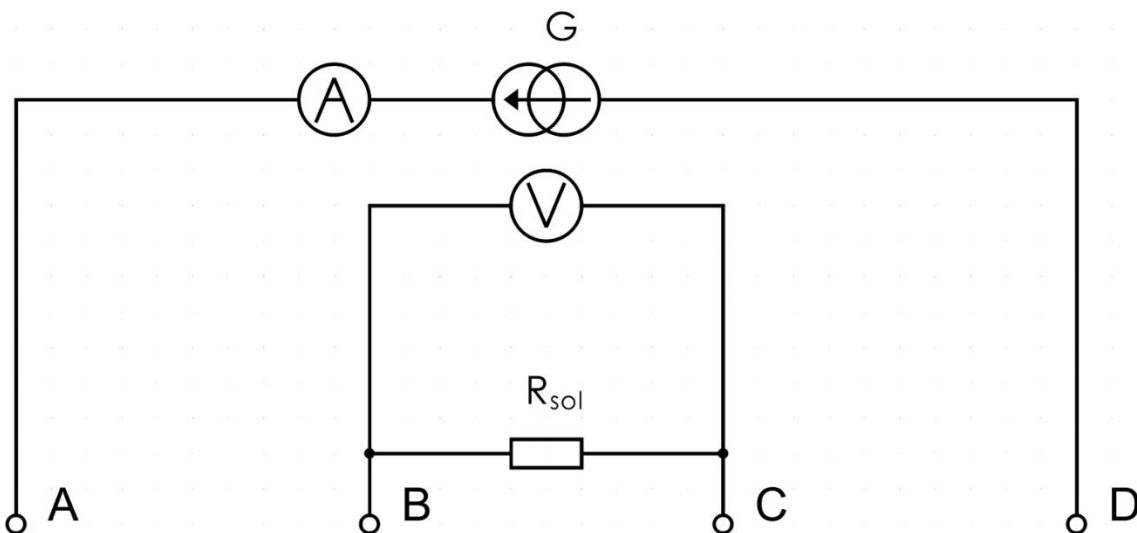
Pour comprendre le fonctionnement de cette expérience, il faut comprendre le concept de « résistivité ». La résistivité, c'est une mesure de la réaction d'un matériau au passage d'un courant électrique. Plus le matériau est conducteur, plus la résistivité est basse. Au contraire, un matériau isolant, qui s'oppose au passage du courant possèdera une grande résistivité.

Toute l'expérience est là : détecter ces différences de résistivité.

Comment les mesures-t-on ?

On pourrait utiliser un simple voltmètre pour détecter directement la résistance du sol. Mais les résistances de contact sur 2 électrodes sont bien trop problématiques. L'utilisation de 4 électrodes résout ce problème. (Il s'agit ici d'une technique éprouvée sur le terrain aux fondements théoriques encore difficile à identifier)

On utilise alors un petit circuit électrique le, appelé « telluromètre de Wenner » qui peut se simplifier de la façon suivante :



Du courant électrique est injecté par le générateur au circuit primaire G, la valeur (I) est contrôlée par l'ampèremètre et circule entre les électrodes A et D. Ce faisant, il traverse la zone occupée par les électrodes B et C et induit donc un courant électrique dans le circuit secondaire, dans lequel le voltmètre permet la mesure (V). C'est le rapport de ces quantités $\rho = \frac{V}{I}$ qui représente la résistivité apparente.

La profondeur de la mesure est définie par l'espacement « d » entre chaque électrode.

Cette mesure ne donne que la résistivité au point considéré, il faut donc la répéter autant de fois qu'il est nécessaire pour couvrir toute la surface. En comparant les mesures obtenues aux valeurs connues des différents types de milieux, on peut dresser une cartographie du sous-sol.

Les mesures elles-mêmes ne nécessitent aucune connaissance technique, au contraire de l'analyse. Elles sont réalisées sans préparation du sol et permettent donc d'orienter les fouilles (destructives) pour maximiser leur efficacité.

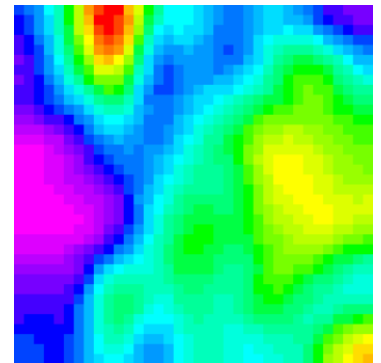
Ci-dessous un exemple de cartographie réalisée par nos soins à partir de mesures prises dans le jardin d'un lycée.



Cette première représentation est un simple graphique 3D réalisé à l'aide d'Excel.

Il n'y a pas de véritable interpolation pour rendre compte du caractère continu des données par opposition au caractère quantifié des mesures.

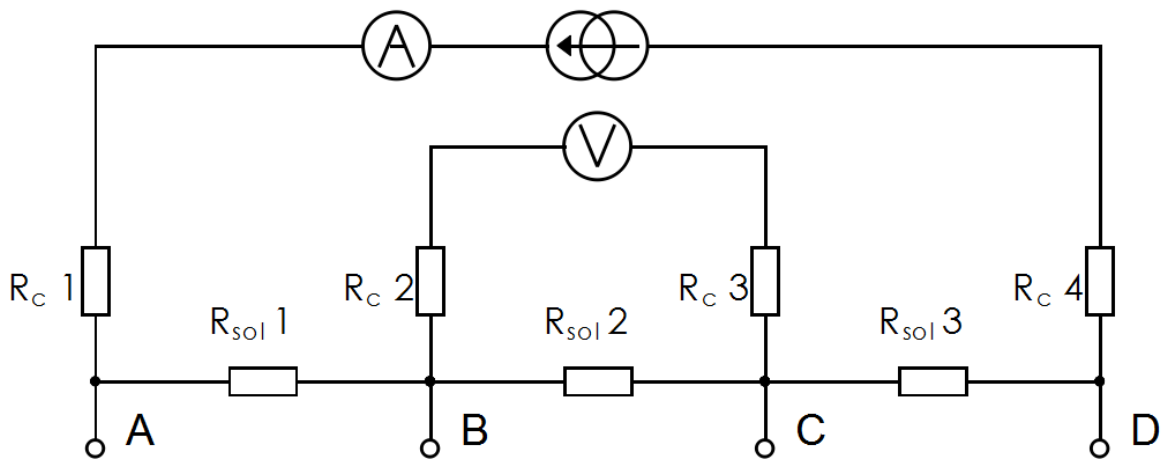
Ce travail d'interpolation est réalisé dans de nombreux logiciels dédiés, dont celui que nous avons utilisé, un logiciel libre : [Snuffler](#). Voici le résultat après traitement des données :



Pour aller plus loin

En fait, la résistivité calculée plus haut est bien loin de la valeur réelle. Elle suffit dans notre application car il s'agit simplement de comparer les différentes valeurs entre elles. Dans certains cas, il peut être intéressant de connaître une valeur plus proche de la réalité, pour éviter de creuser dans du granit par exemple, ou pour alimenter le travail de nos amis géologues. Chaque type de sol est caractérisé par une plage de résistivité propre, et cette technique permet alors de cartographier les différents milieux. Cependant la précision est suffisante pour permettre une bonne différenciation entre milieux dont les résistivités sont fortement dissemblables (tourbe vs granit par exemple).

Le schéma ci-dessous représente plus fidèlement la situation que le schéma simplifié donné précédemment, toujours dans le cas de la disposition Wenner. Pour peu que le milieu ne soit pas parfaitement homogène les R_{sol} 1,2 et 3 seront toutes différentes, ce qui fausse la mesure. Les résistances R_c 1, 2, 3 et 4 sont les résistances de contact des électrodes, négligeables si l'échelle est suffisante.



Une formule qui permet d'atteindre une valeur plus proche en prenant en compte la géométrie des électrodes se présente comme suit :

$$\rho = 2\pi a \frac{V}{I}$$

Cette formule, tout comme la première, repose toujours sur des hypothèses simplificatrices.

$\iint \vec{E} \cdot d\vec{S} = \frac{q}{\epsilon}$	Loi de Gauss
$\iint \vec{J} \cdot d\vec{S} = -\frac{\partial q}{\partial t}$	Conservation de la charge
$= I$	Définition du courant I
$\vec{J} = \frac{1}{\rho} \vec{E}$	Loi d'Ohm

Ci-dessous une démonstration possible de la formule, en partant de lois générales :

En utilisant la loi d'Ohm dans l'équation de la charge :

En appliquant le théorème de Gauss pour la demi-sphère de propagation souterraine du courant, en considérant les électrodes comme une source ponctuelle et sachant que le champ électrique est radial et dérive d'un potentiel scalaire, nous trouvons la relation :

$$\begin{aligned} \frac{1}{\rho} \iint \vec{E} \cdot d\vec{S} &= I \\ \Leftrightarrow \frac{1}{\rho \epsilon} q &= I \\ \Leftrightarrow \rho I &= \frac{q}{\epsilon} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 \iint \vec{E} \cdot d\vec{S} &= E(r)r^2 \int_0^\pi \int_0^{2\pi} \sin \theta \, d\theta d\phi \\
 &= E(r)r^2 2\pi \\
 &= \frac{q}{\epsilon} \\
 \Leftrightarrow E(\vec{r}) &= \frac{q}{2\pi r^2 \epsilon} \vec{u}_r \\
 \Phi(r) &= - \int \vec{E} \cdot d\vec{r} \\
 &= \frac{q}{2\pi r \epsilon} \\
 \Leftrightarrow \Phi(r) &= \frac{\rho I}{2\pi r} \\
 \Leftrightarrow V \equiv \Delta \Phi &= \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AB}} - \frac{1}{r_{AC}} - \frac{1}{r_{DB}} + \frac{1}{r_{DC}} \right) \\
 &= \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{a} - \frac{1}{2a} - \frac{1}{2a} + \frac{1}{a} \right) \\
 &= \frac{\rho I}{2\pi a} \\
 \Leftrightarrow \rho &= 2\pi a \frac{V}{I}
 \end{aligned}$$

Théorème de Gauss
sur la demi sphère
de rayon r

Le champ électrique
dérive d'un potentiel

Différence des potentiels

Où, a est la distance entre chaque électrode, ρ la résistivité, E le champ électrique, Phi le potentiel scalaire, V la différence de potentiel, q la charge électrique et epsilon la permittivité du milieu.

Références

- Dabas, M., Delétang, H., Ferdière, A., Jung, C., & Zimmerman, W. H. (2006). *La Prospection*. Paris: Editions Errance.
- Everett, M. E. (2013). *Near-Surface Applied Geophysics*. Cambridge University Press.
- Fesler, R. (2013). *Argephy ASBL*
- Lagarenne, D. (2001). Prospection électrique en archéologie. Dans *Bulletin de l'Union des Physiciens n°837* (pp. 1393-1405).
- Telford, W. M. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press.