

Géophysique appliquée à l'archéologie

Partie 1: méthodes électriques, sismiques et gravimétriques

Dr. Laurent Marescot

Cours donné à
l'Université de Fribourg

Notes de cours

| | |
|---|-----------|
| INTRODUCTION | 5 |
| But du cours | 5 |
| Qu'est ce que la géophysique ? | 5 |
| Quelques définitions et notions de base | 6 |
| Modèle | 6 |
| Norme, anomalie, propriétés physiques et contraste | 6 |
| Bruit en géophysique | 6 |
| Problème direct, problème inverse et information a priori | 7 |
| Les propriétés physiques des matériaux | 7 |
| Problématiques et choix des méthodes | 9 |
| LES MÉTHODES ÉLECTRIQUES : RÉSISTIVITÉ DES MATÉRIAUX | 12 |
| Généralités | 12 |
| La résistivité | 12 |
| La conduction du courant dans la proche surface | 12 |
| La qualité de l'électrolyte (salinité) | 13 |
| La quantité d'électrolyte (porosité) | 14 |
| La saturation | 16 |
| La température | 16 |
| La loi d'Archie | 16 |
| Cas d'une roche saturée | 16 |
| Cas d'une roche partiellement saturée en eau | 17 |
| Conséquences archéologiques | 18 |
| Exercices : résistivité des matériaux | 20 |
| Problème 1 | 20 |
| Problème 2 | 20 |
| LES MÉTHODES ÉLECTRIQUES : TECHNIQUES DE PROSPECTION | 21 |
| Généralités | 21 |
| Les filets de courant et les équipotentielles | 21 |
| Potentiel et champ électrique pour un terrain homogène | 22 |
| Terrain homogène | 22 |
| Répartition du potentiel - Principe de superposition | 23 |
| Répartition du courant * | 24 |
| Potentiel et champ électrique pour un terrain hétérogène | 25 |
| Modèle à deux terrains avec $\rho_1 < \rho_2$ | 26 |
| Modèle à deux terrains avec $\rho_1 > \rho_2$ | 26 |
| Modèle de fossé résistant | 27 |
| Hétérogénéités locales en plan | 27 |
| Conclusions pour un sous-sol hétérogène | 28 |
| Influence du relief | 28 |

| | |
|--|-----------|
| Technique de mesure | 29 |
| Le quadripôle de mesure | 29 |
| Principe de réciprocité * | 31 |
| Le calcul de la résistivité et résistivité apparente | 31 |
| Première technique de prospection électrique: les cartes de résistivités apparentes | 32 |
| Principe | 32 |
| Quelques dispositifs | 33 |
| Profondeur d'investigation des dispositifs | 37 |
| Espacement des mesures | 37 |
| Interprétation des profils de résistivités apparentes | 38 |
| Exercices : cartographie en résistivité apparente | 40 |
| Problème 3 | 40 |
| Problème 4 | 40 |
| Deuxième technique de prospection électrique : les sondages électriques | 42 |
| Principe | 42 |
| Les différents types de sondages électriques | 44 |
| Interprétation des sondages électriques | 46 |
| Exercices : sondages électriques | 48 |
| Problème 5 | 48 |
| Problème 6 | 48 |
| Troisième technique de prospection électrique : la tomographie électrique | 49 |
| But de la tomographie électrique | 49 |
| Procédure de mesure en 2D | 49 |
| Procédure de mesure en 3D | 51 |
| Pseudosections | 52 |
| Interprétation de la tomographie électrique | 54 |
| Exercices : tomographie électrique | 57 |
| Problème 7 | 57 |
| Problème 8 | 58 |
| Méthodes électriques et archéologie | 59 |
| LES MÉTHODES SISMIQUES | 60 |
| Généralités | 60 |
| Les différentes ondes sismiques | 60 |
| Les ondes P | 60 |
| Les ondes S | 61 |
| Les vitesses sismiques dans les roches | 61 |
| La porosité et la saturation | 61 |
| La profondeur | 62 |
| L'âge de la formation | 62 |
| Conclusions pour les vitesses sismiques dans les roches | 62 |
| Les techniques de mesure en sismique | 64 |
| Appareillage de mesure | 64 |
| La propagation des ondes sismiques | 65 |
| Comprendre un séismogramme | 66 |
| Première technique de prospection sismique : la tomographie sismique | 69 |
| Deuxième technique de prospection sismique : la sismique réfraction* | 72 |

| | |
|---|-----------|
| Troisième technique de prospection sismique : la sismique réflexion* | 73 |
| Méthodes sismiques et archéologie | 76 |
| Exercices : méthodes sismiques | 77 |
| Problème 9 | 77 |
| Problème 10 * | 77 |
| | |
| LA MÉTHODE GRAVIMÉTRIQUE | 78 |
| Généralités | 78 |
| La densité des roches | 78 |
| Les lois de Newton | 79 |
| Première loi de Newton | 79 |
| Seconde loi de Newton | 80 |
| La gravité terrestre | 80 |
| Mesure de la gravité : le gravimètre | 81 |
| Prospection gravimétrique | 82 |
| Interprétation | 82 |
| Exemple d'un tumulus connu | 83 |
| Méthode gravimétrique et archéologie | 83 |
| Annexe * | 85 |
| Le problème direct | 85 |
| Inversion linéaire | 85 |
| Inversion non-linéaire | 88 |
| Références | 90 |

Géophysique appliquée à l'archéologie

Laurent Marescot
laurent@tomoquest.com

The author, Laurent Marescot, retains the copyright to this set of notes. Users may print a copy of the notes, but may not alter the contents in any way. The copyright notices must be retained. For public distribution, prior approval by the author is required. Please note that the author will not assume responsibility for any damage or loss caused by any errors in the information provided. If you find any errors, please inform the author by email. Every effort will be made to correct this set of notes in the next version.

© Laurent Marescot 2009

INTRODUCTION

But du cours

Ce cours a pour but de fournir à l'archéologue les bases géophysiques nécessaires permettant de dialoguer avec le géophysicien, de choisir une méthode géophysique adaptée à une problématique donnée et de comprendre les résultats fournis par les méthodes géophysiques. Ce cours expose notamment les possibilités et les limites des méthodes présentées, ainsi que les techniques de mesure et d'interprétation. Les concepts mathématiques ont été réduits au strict minimum nécessaire à la compréhension du sujet. Les parties marquées d'un * décrivent des concepts plus avancés ou moins utilisés en archéologie pouvant être ignorés lors d'une première lecture.

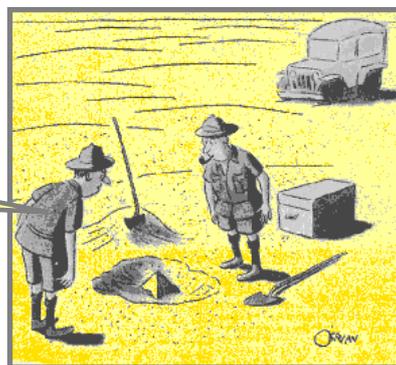
Les présentations Powerpoint accompagnant ce cours proposent de plus une série d'exemples pour chaque méthode ainsi que des compléments d'information plus techniques. Un grand nombre d'illustrations ont été reléguées dans les présentations afin de rendre ces notes de cours plus claires.

Qu'est ce que la géophysique ?

La géophysique étudie le sous-sol par le truchement de ses propriétés physiques. Le géologue, par exemple, utilise l'observation directe et visuelle, il examine les roches qui affleurent, prélève des échantillons, les étudie et en déduit l'architecture du sous-sol.

Le géophysicien, lui aussi, va essayer de déterminer l'architecture du sous-sol en mesurant certaines propriétés physiques à partir de la surface. Cette information est de prime importance pour le géologue, l'ingénieur civil et bien entendu pour l'archéologue. Pour ces derniers, les techniques géophysiques sont tout particulièrement utiles lorsque d'autres moyens de prospection (par exemple la photographie aérienne) ne peuvent pas être utilisés ou qu'une fouille exhaustive est trop onéreuse.

This could be the discovery of the century.
Depending, of course, on how far down it goes...



Les principales méthodes géophysiques sont :

- La prospection électrique (résistivité)
- La prospection gravimétrique
- La prospection sismique
- La prospection magnétique
- La prospection électromagnétique et le radar géologique

Ce polycopié décrit plus en détail les trois premières méthodes de prospection.

Quelques définitions et notions de base

Modèle

Un **modèle** est une vue simple et idéalisée et donc approximative de la réalité physique.

Norme, anomalie, propriétés physiques et contraste

Quelque soit le type d'objet recherché et quelle que soit la méthode employée, il s'agit de mettre en évidence des structures **anormales**, c'est-à-dire des structures différant du milieu environnant par l'une ou l'autre de leurs caractéristiques physiques. Une anomalie ne peut être définie que par rapport à une **norme**.

La géophysique est donc essentiellement la mesure de **contrastes** dans les **propriétés** (ou paramètres) **physiques** de matériaux constituant le sous-sol (par exemple la densité, la résistivité électrique, etc.) et la tentative de déduire la nature et la distribution de ces matériaux responsables de ces observations. Sans contrastes, pas d'anomalies !

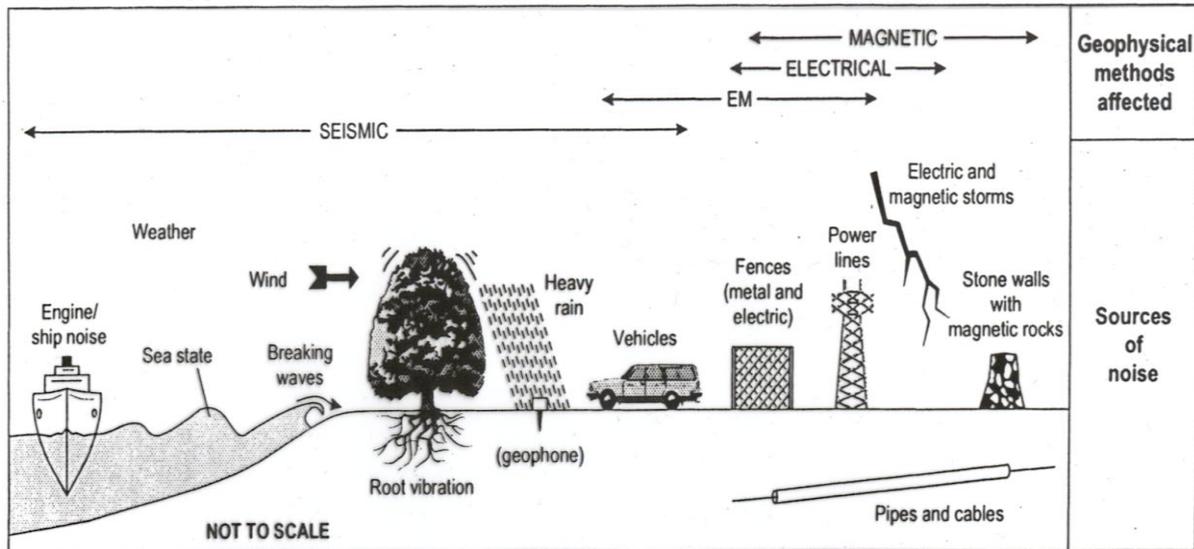
Les questions que se pose le géophysicien sont donc:

- La structure archéologique peut elle provoquer une anomalie par rapport à la norme qui est son environnement ?
- Le contraste est-il suffisamment important pour provoquer une anomalie mesurable ?

Cette notion conduit tout naturellement au problème du choix des méthodes.

Bruit en géophysique

Des **bruits extérieurs** (vibrations, courants électriques ou ondes électromagnétiques, naturels ou artificiels) peuvent rendre l'utilisation des techniques géophysiques difficile ou même impossible. La figure suivante décrit les différentes sources de bruit pour les différentes méthodes géophysiques :



Problème direct, problème inverse et information a priori

Par **problème direct**, le géophysicien entend en général la prise de données sur le terrain (mesure) ou la réponse d'un modèle numérique. Le **problème inverse** (ou **inversion**) décrit par contre l'obtention d'un modèle à partir des données mesurées sur le terrain. En général, le modèle obtenu par inversion n'est pas unique (plusieurs modèles peuvent expliquer les mesures collectées) et de **l'information a priori** est ajoutée pour contraindre le modèle et choisir parmi les différentes solutions possibles.

Pour faire une analogie, nous pouvons dire que l'archéologue résout également un problème direct lorsqu'il collecte des données et mesures sur le terrain. En fonction par exemple de la géométrie des murs dégagés, du mobilier collecté, il va ensuite créer un modèle d'habitat, ce qui constitue la résolution du problème inverse. Comme il lui manque forcément des informations, comme la structure du toit par exemple, son modèle d'habitat n'est pas unique et il va se baser sur des informations externes (par exemple d'autres sites) pour contraindre son interprétation : il s'agit là d'information a priori.

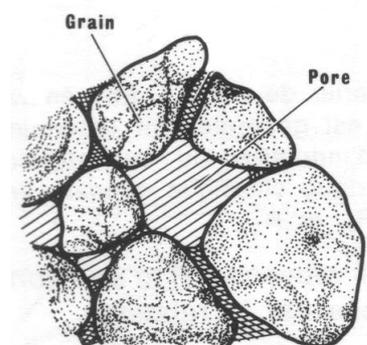
Vous trouverez plus d'information sur l'inversion en Annexe.

Les propriétés physiques des matériaux

Pour un géophysicien, une roche est constituée de:

LA MATRICE : partie solide constituée par les minéraux possédant chacun leurs propriétés physiques propres: densité, vitesse, résistivité, susceptibilité, etc.

LA POROSITE : soit le volume des vides par rapport au volume de la matrice.



LES FLUIDES : soit ce qui remplit plus ou moins les vides: eaux plus ou moins salées, hydrocarbures, gaz, air, polluants, chacun de ces fluides ayant des paramètres physiques qui lui sont propres.

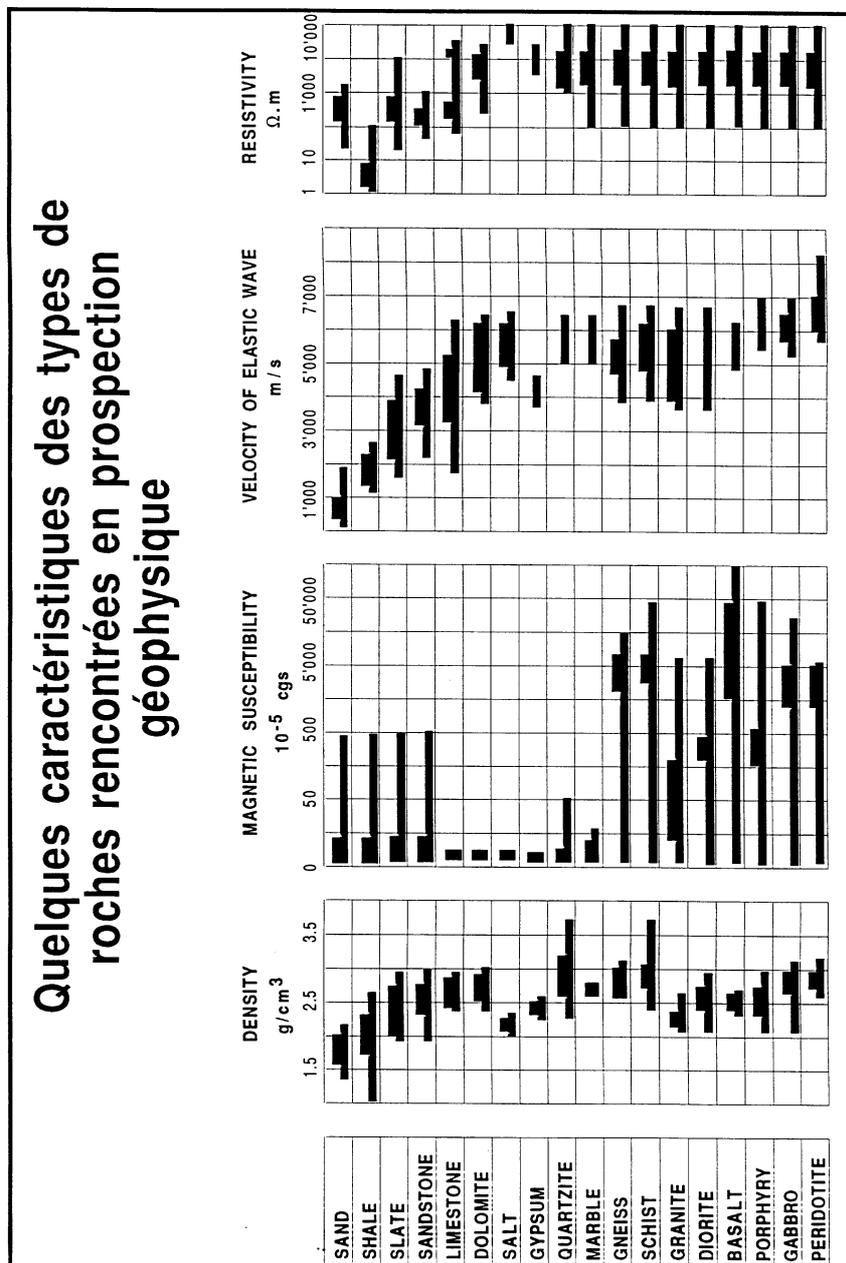
En définitive les paramètres physiques de la roche dépendront des pourcentages des divers constituants.

Ainsi pour le paramètre densité par exemple nous pouvons écrire:

$$d_b = (1 - \phi)d_{ma} + d_f \phi$$

Avec : d_b = densité de la roche, d_{ma} = densité de la matrice, d_f = densité du fluide contenu dans les pores, ϕ = porosité en %.

Le tableau suivant donne les gammes de valeurs pour les principaux paramètres physiques :



Certains paramètres physiques peuvent être mis en relation, ainsi une roche à faible porosité aura une vitesse sismique élevée mais aussi une densité élevée. On peut donc relier vitesse sismique et densité, ces deux paramètres dépendant fortement de la porosité. Le tableau suivant donne les propriétés physiques ayant un effet prépondérant sur les différentes méthodes géophysiques :

| Propriétés physiques | Magnétisme | Gravimétrie | Electromag. | Résistivité | Radar | Sismique |
|-------------------------|------------|-------------|-------------|-------------|-------|----------|
| Susceptibilité k | P | | S | | S | |
| Densité d | | P | | | | S |
| Résistivité ohm.m | | | P | P | S | |
| Permittivité ϵ | | | S | | P | |
| Vitesse v | | | | | | P |

P : effet prépondérant sur la réponse géophysique

S : effet secondaire sur la réponse géophysique

Problématiques et choix des méthodes

Le premier travail de l'archéologue consiste à repérer le site archéologique à fouiller. Plusieurs raisons président au choix de ce site :

Problème de temps: Les sites sont souvent menacés par l'expansion routière et urbaine: fouilles de sauvetage.

Problème d'argent : Les archéologues ont souvent des moyens financiers limités: choix de la zone la plus appropriée pour la fouille.

L'archéologue a donc besoin de méthodes permettant de:

- Localiser les zones archéologiques
- Préciser leur étendue
- En préciser la nature si possible

Les méthodes géophysiques permettent à partir de mesures effectuées en surface de déduire la présence et parfois la nature des structures.

Pour le géophysicien, les structures se résument souvent à des formes simples:

- des objets horizontaux.
- des objets verticaux.
- des amas.
- des cavités.
- des objets métalliques.

Notez que le géophysicien est incapable de discerner si la structure horizontale enfouie est une dalle de grès ou une mosaïque et encore moins si elle est d'époque romaine ou non ! Là encore, ce sera à l'archéologue d'interpréter ces anomalies géophysiques en terme de structures archéologiques.

Avant d'envisager de faire une prospection avec l'une ou l'autre méthode géophysique il convient de bien poser le problème. Il existe de nombreuses méthodes géophysiques, chacune fournit des indications sur la nature du sous-sol par le biais de l'étude de la variation d'un paramètre physique. Il s'agit donc de bien choisir.

Ce choix dépend essentiellement...

- du pouvoir de résolution de la méthode envisagée (c'est-à-dire le degré de détail pouvant être obtenu), de sa capacité à détecter des structures à diverses profondeurs
- de la nature des objets enfouis et leur possibilité de provoquer une anomalie sur la ou les grandeurs mesurées (contraste de propriété physiques)
- du coût de la mise en œuvre
- de la sensibilité de la méthode au bruit géophysique

Précisons tout de suite qu'il n'y a pas de choix passe-partout ! Par exemple la méthode sismique a un meilleur pouvoir de résolution que la méthode électrique mais est par contre plus lente à mettre en œuvre, plus onéreuse et est aussi très sensible aux vibrations parasites du sol (à proximité d'une route par exemple). D'autre part, les différentes méthodes de prospection sont souvent complémentaires et il est généralement très utile d'en employer plusieurs conjointement. Enfin quelle que soit la ou les méthodes choisies, il faudra tenir compte de l'épaisseur et de la nature des (morts) terrains recouvrant les vestiges archéologiques.

En résumé, en s'adressant au géophysicien, l'archéologue aura déjà si possible une idée de :

- La nature des objets enfouis (d'où on peut déduire leur possibilité de provoquer une anomalie sur la ou les grandeurs mesurées)
- Le but des travaux de prospection
- La superficie de l'aire à explorer
- La précision demandée (dimension et profondeur supposées des structures)
- Le bruit présent sur le terrain (proximité d'une route par exemple)

Le tableau suivant fournit un guide sommaire d'emploi des différentes méthodes géophysiques. Pour chaque grand groupe se rapportant à un paramètre physique mesuré il existe de nombreuses techniques qui se caractérisent chacune par leurs possibilités et leurs limites, leur coût de mise en œuvre, leur pouvoir de résolution, etc.

Il faut donc non seulement choisir le type de méthode qui s'applique au problème posé mais aussi choisir la technique à utiliser en fonction des conditions d'application, de la taille et de la profondeur de la cible, etc.

| Méthodes | Photo. aérienne | magnétisme | résistivités électriques | sismique | gravimétrie | électro- magnétisme |
|-------------------------------|--------------------|------------|-----------------------------|----------|-------------|------------------------|
| plans horizontaux | | | | | | |
| dallage | 2 | 3 | 1 | 1 | | 1 |
| hypocauste | 2 | 3 | 1 | 1 | | 1 |
| fond de cabane | 3 | 3 | 3 | | | |
| foyer | | 1 | 3 | | | 3 |
| route | 2 | 3 | 1 | 2 | | 1 |
| toit effondré | 3 | 2 | 2 | 2 | | |
| plans verticaux | | | | | | |
| mur en pierre | 2 | 3 | 2 | 2 | | 2 |
| mur en brique | 2 | 2 | 2 | 2 | | 2 |
| levée en terre | 2 | 2 | 3 | | | |
| parois en bois | 2 | | | 3 | | |
| pieux | 3 | | | | | |
| amas | | | | | | |
| fours à fer | 2 | 1 | 2 | 3 | | 2 |
| fonderie | 2 | 1 | 2 | 3 | | 2 |
| four de potier | 2 | 1 | 2 | 3 | | 3 |
| tumulus | 2 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 |
| dépotoir | 3 | 3 | 1 | | | |
| cavités | | | | | | |
| fossés | 2 | 1 | 2 | | | 3 |
| tombes | 3 | 1 | 2 | 2 | 1 | 2 |
| cistes | 3 | 1 | 2 | 2 | 3 | 2 |
| souterrains | 3 | 3 | 2 | 3 | 1 | 2 |
| objets métalliques | | | | | | |
| fer | | 1 | | | | 2 |
| or | | | | | | 2 |
| étain | | | | | | 2 |
| bronze | | | | | | 2 |

| souvent efficace | moyennement efficace | rarement efficace | inefficace |
|------------------|----------------------|-------------------|------------|
| 1 | 2 | 3 | |

LES MÉTHODES ÉLECTRIQUES : RÉSISTIVITÉ DES MATÉRIAUX

Généralités

Les méthodes électriques sont basées sur l'étude de la propagation du courant électrique dans le sous-sol. La possibilité de distinguer électriquement les diverses formations du sous-sol résulte du fait que celles-ci possèdent souvent des résistivités électriques différentes. Les méthodes électriques permettent d'identifier à partir de la surface les structures qui diffèrent de la norme par leurs résistivités et ainsi de localiser, par exemple, des vestiges archéologiques enfouis.

Les méthodes fondées sur la mesure du paramètre « résistivité » sont très répandues pour les applications archéologiques. Ces méthodes ont été imaginées en 1912 par les frères Schlumberger.

La résistivité

Définition: La résistivité ρ d'un milieu est la propriété physique qui détermine la capacité de ce milieu à s'opposer au passage d'un courant électrique.

On considère un courant électrique qui traverse de manière uniforme un cylindre d'une section à l'autre. La résistivité est la résistance ohmique d'un cylindre de section S et de longueur L .

$$R = \rho \frac{L}{S}$$

Avec : R = résistance (ohms) et ρ = résistivité (Ωm)

Les unités S.I. (Système International) sont l'ohm (Ω) pour les résistances et le mètre pour les longueurs. L'unité de résistivité sera donc l'ohm.m (ou Ωm). L'ohm.cm employé parfois vaut 0,01 Ωm . La conductibilité σ est l'inverse de la résistivité et s'exprime en mho/m. En hydrogéologie, on emploie le plus souvent le micromhos /cm ou microsiemens/cm (ou $\mu\text{S/cm}$).

$$\rho(\Omega\text{m}) = 10'000 / \sigma(\text{microsiemens/cm}) = 1000 / \sigma(\text{millisiemens/m})$$

A strictement parler la loi d'Ohm n'est valable que pour les conducteurs métalliques, pour les gaz et les électrolytes, elle n'est qu'une approximation.

La conduction du courant dans la proche surface

Un sol, une roche, ou des vestiges archéologiques conduisent l'électricité le plus souvent grâce à l'eau qu'ils contiennent (conductivité électrolytique). Cela signifie que ce sont les ions qui transportent des

charges sous l'effet du champ électrique et un déplacement de charges électriques équivaut à un courant électrique. Ainsi, les roches conduisent le courant électrique grâce à l'eau qu'elles contiennent.

La résistivité d'une roche va dépendre de:

- La qualité de l'électrolyte, c'est-à-dire de la résistivité de l'eau d'imbibition ρ_w et par conséquent de la quantité de sels dissous.
- La quantité d'électrolyte contenu dans l'unité de volume de la roche (porosité)
- La saturation
- La température

La qualité de l'électrolyte (salinité)

Quand un sel se dissout dans l'eau, il se dissocie en ions chargés positivement et ions chargés négativement. Lorsque l'on applique un champ électrique, les ions vont se déplacer. Ce déplacement est gêné par la viscosité de l'eau et pour un ion donné atteint une vitesse limite appelée la mobilité des ions.

La conductibilité d'un électrolyte dépend en fait de la teneur en ions et de la mobilité des différents ions en solution et du degré de dissociation.

La mobilité des ions étant différente pour chaque ion, on a par exemple les vitesses limites suivantes:

| | | | |
|--------------------|-----|------|-----------------|
| H + | V = | 36.2 | 10^{-8} m/sec |
| OH- | | 20.5 | " |
| SO ₄ -- | | 8.3 | " |
| Na + | | 5.2 | " |
| CL- | | 7.9 | " |

On note alors qu'une eau avec la même concentration en poids de sels dissous aura une résistivité différente selon les ions en présence.

Voici les résistivités de différents types d'eau :

| Types d'eaux | Concentration ppm (part par million) | Résistivité (Ω m) | Conductibilité (Microsiemens/cm) |
|-----------------|--------------------------------------|---------------------------|----------------------------------|
| Eau potable | 500 | 12 | 833 |
| Eau médiocre | 1000 | 6 | 1666 |
| Eau mauvaise | 2000 | 2,8 | 3571 |
| Eau non-potable | 8000 | 0.75 | 13333 |
| Eau de mer | 35000 | 0,2 | 50000 |
| Eau de Vichy | 5167 | 1,2 | 8000 |
| Eau d'Henniez | 500 | 12 | 833 |
| Eau du robinet | 311 | 18 | 550 |

Voici les résistivités de différentes eaux et de polluants :

| Type d'eau ou de polluant | Résistivité (Ωm) |
|-------------------------------------|----------------------------------|
| Eaux des rivières du plateau Suisse | 15 – 35 |
| Rhône | 80 |
| Lac Léman | 40 – 50 |
| Lac de Neuchâtel | 40 – 50 |
| Eau de pluie | 30 – Plusieurs milliers |
| Fleuve Balé (Mali) | 300 |
| Fleuve Niger | 100 |
| Hydrocarbure | Résistivité infinie |
| P :C :E. (Perchloréthylène) | Résistivité infinie |
| Jus de décharge | 5 |

La qualité d'une eau dans une roche va aussi dépendre:

- De la nature des eaux originelles (eau douce ou marine)
- De la solubilité des minéraux de la roche (de la matrice)
- De l'âge de la roche

D'une manière générale, les roches à grains fins et à pores fins renferment des eaux plus salines, donc plus conductrices, que les roches plus perméables car l'eau ne circule pas et se charge en ions provenant de la matrice. Ainsi, la moraine argileuse renferme une eau en général beaucoup plus conductrice que celle des graviers. Les roches les plus vieilles présentent également des eaux plus chargées en sels (provenant de la matrice).

La quantité d'électrolyte (porosité)

La quantité d'eau contenue dans les roches dépend de la porosité ϕ . On distingue la porosité totale et la porosité efficace:

La porosité totale ϕ_t

La porosité totale ou absolue est le rapport entre le volume des vides et le volume total de la roche. C'est un nombre sans unité exprimé en % :

$$\phi_t = \frac{\text{Volume des vides}}{\text{Volume total de la roche}}$$

On distingue la porosité primaire et la porosité secondaire. La porosité primaire, formée pendant le dépôt du sédiment, est de type intergranulaire. Son importance dépend du degré de classement des grains et de leur forme. Elle ne dépend pas de leur taille. La porosité primaire que l'on rencontre surtout dans les roches détritiques diminue généralement avec le temps sous l'effet de la cimentation et de la compaction.

La porosité secondaire englobe la porosité vacuolaire acquise par dissolution dans les roches d'origine chimique ou biochimique, la porosité de fracture et la porosité due à l'altération.

La porosité efficace ou effective ϕ_e

Les pores, pour permettre le passage d'un fluide, doivent être connectés. On définit alors:

$$\phi_e = \frac{\text{Volume total des vides communicants}}{\text{Volume total de la roche}}$$

Cette porosité effective (ou efficace) peut être très inférieure à la porosité totale lorsque les pores de la roche ne sont pas en communication (pierre ponce) ou que la taille des pores est telle que les fluides ne peuvent pas circuler (silt), ou encore qu'une partie de l'eau est absorbée par les minéraux de la roche (argile).

Voici quelques caractéristiques de sédiments meubles, d'après l'U.S. Geological Survey (N.B. Argile est prise au sens sédimentologique du terme) :

| Type de sédiments | Diamètre (mm) | porosité totale (%) | Porosité efficace (%) | Perméabilité (m/s) |
|-------------------|---------------|---------------------|-----------------------|--------------------|
| Gravier moyen | 2.5 | 45 | 40 | 3.10-1 |
| Sable gros | 0,250 | 38 | 34 | 2.10-3 |
| Sable moyen | 0,125 | 40 | 30 | 6.10-4 |
| Sable fin | 0,09 | 40 | 28 | 7.10-4 |
| Sable très fin | 0,045 | 40 | 24 | 2.10-5 |
| Sable silteux | 0,005 | 32 | 5 | 1.10-9 |
| Silt | 0,003 | 36 | 3 | 3.10-8 |
| Silt argileux | 0,001 | 38 | - | 1.10-9 |
| Argile | 0,0002 | 47 | - | 5.10-10 |

Voici les valeurs de la porosité efficace moyenne pour les principaux réservoirs :

| Types de réservoirs | Porosité efficace (%) | Types de réservoirs | Porosité efficace (%) |
|---------------------|-----------------------|----------------------|-----------------------|
| Gravier gros | 30 | Sable gros plus silt | 5 |
| Gravier moyen | 25 | Silt | 2 |
| Gravier fin | 20 | Vases | 0.1 |
| Gravier plus sable | 15 à 20 | Calcaire fissuré | 2 à 10 |
| Alluvions | 8 à 10 | Craie | 2 à 5 |
| Sable gros | 20 | Grès fissuré | 2 à 15 |
| Sable moyen | 15 | Granite fissuré | 0.1 à 2 |
| Sable fin | 10 | Basalte fissuré | 8 à 10 |
| Sable très fin | 5 | Schistes | 0.1 à 2 |

La saturation

La saturation en eau S_w , à savoir :

$$S_w = \frac{\text{Volume des pores remplis d'eau}}{\text{Volume total des pores}}$$

Notez qu'il s'agit de la saturation en eau. Pour un mélange eau + air (roche partiellement saturée) on aura $S_w + S_{air} = 1$.

La température

La résistivité d'un électrolyte dépend aussi de la température. Une augmentation de température diminue la viscosité, la mobilité des ions devient plus grande et la dissociation augmente, ce qui a pour effet de diminuer la résistivité ou inversement d'augmenter la conductibilité. On utilise généralement la relation suivante pour évaluer la résistivité d'une roche à une température t connaissant sa résistivité à 18°C :

$$\rho_t = \frac{\rho_{18}}{1 + 0.025(t - 18)}$$

Le gel augmente beaucoup la résistivité des roches, cependant l'effet est relativement progressif car les sels en solution abaissent le point de congélation de l'électrolyte qui remplit les pores de la roche. Une roche totalement gelée est extrêmement résistante les ions ne pouvant plus se déplacer. Dans les pays de permafrost, il est difficile de mettre en œuvre les méthodes de résistivités le sol étant infiniment résistant. C'est pour cette raison que c'est principalement dans ces pays qu'ont été développées les méthodes électromagnétiques.

La loi d'Archie

Cas d'une roche saturée

Dans le cas d'une roche saturée, **Archie** (1942) a établi une relation expérimentale liant la résistivité de la roche à la porosité et à la résistivité de l'eau d'imbibition et à son mode de distribution :

$$\rho_r = \rho_w a \phi^{-m}$$

Avec : ρ_w = résistivité de l'eau d'imbibition ; ϕ = porosité ; a = facteur qui dépend de la lithologie et qui varie entre 0.6 et 2 ($a < 1$ pour les roches à porosité intergranulaire et $a > 1$ pour les roches à porosité de fracture) ; m = facteur de cimentation (dépend de la forme des pores, de la compaction et varie entre 1,3 pour les sables non consolidés à 2,2 pour les calcaires cimentés).

On a l'habitude de regrouper sous le terme de **facteur de formation F** = $a \phi^{-m}$.

Les paramètres a et m peuvent être définis précisément en laboratoire. Dans la pratique on admet pour les formations **meubles, sables et grès**, la relation suivante :

$$F = 0,62 \phi^{-2,15}$$

et pour les **roches bien cimentées**:

$$F = 1 \phi^{-2}$$

En définitive nous obtenons pour la loi d'Archie en roche saturée:

$$\rho_r = F \rho_w$$

La loi d'Archie ne s'applique pas rigoureusement pour les roches argileuses, à cause de deux phénomènes secondaires qui sont:

- L'ionisation de certains minéraux argileux
- La conductibilité superficielle

Cas d'une roche partiellement saturée en eau

La loi d'Archie a été établie pour des roches saturées en eau, il faut maintenant tenir compte d'une désaturation possible. La loi d'Archie devient alors

$$\rho_r = F \rho_w S_w^{-n}$$

On peut aussi écrire:

$$S_w = \sqrt[n]{\frac{F \rho_w}{\rho_r}}$$

Avec : F = facteur de formation, ρ_w = résistivité de l'eau d'imbibition, ρ_r = résistivité de la roche partiellement saturée en eau.

L'exposant n varie très peu avec les formations, sa valeur est environ de 2 pour la plupart des formations de porosité normale dont la teneur en eau est comprise en 20 et 100 %.

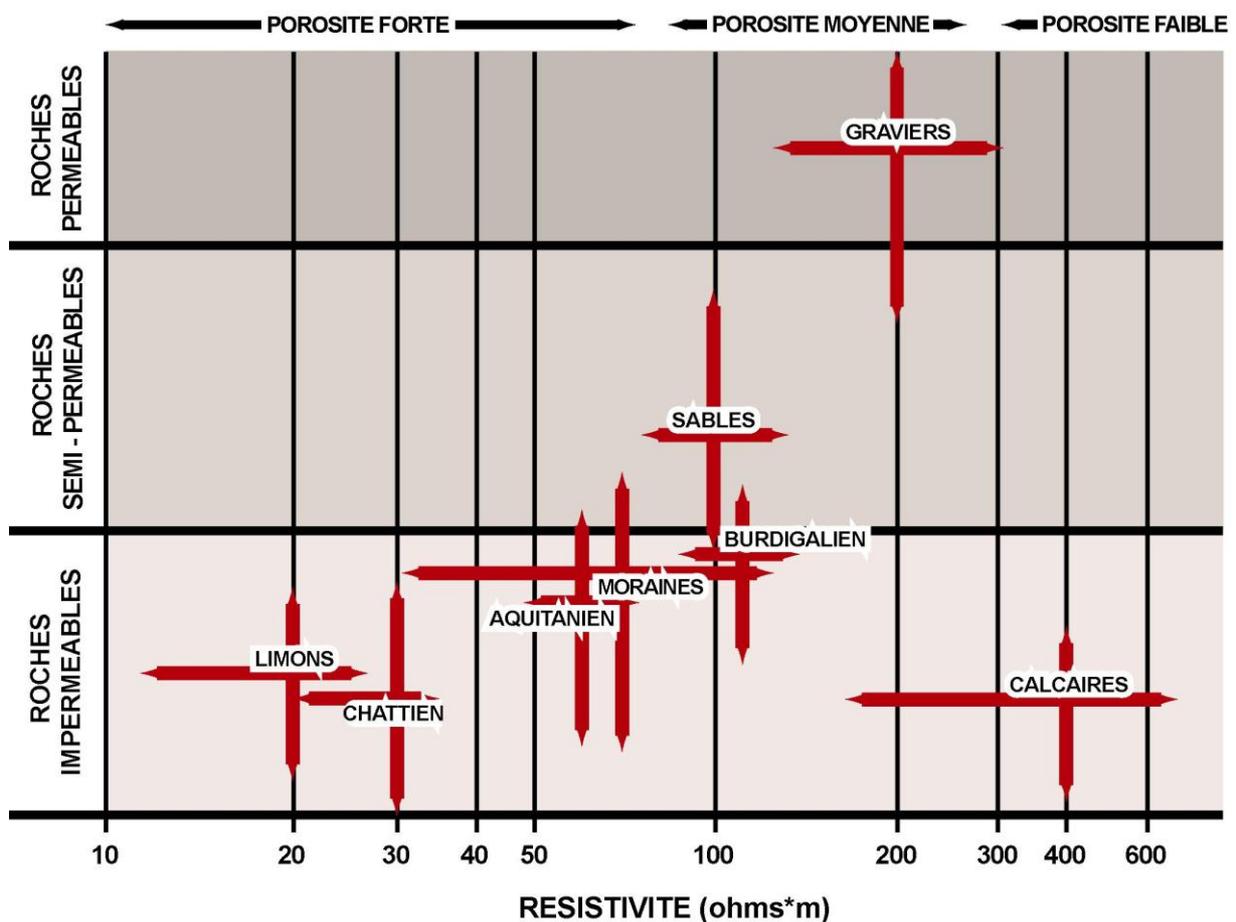
D'une manière générale, la désaturation augmente la résistivité. Dans certains cas très particuliers, l'effet de la désaturation peut être inverse. En effet, l'évaporation peut parfois charger en sels la zone

déshydratée, qui devient plus conductrice que la zone saturée de par sa grande concentration en sels. C'est le cas par exemple de certaines régions d'Égypte.

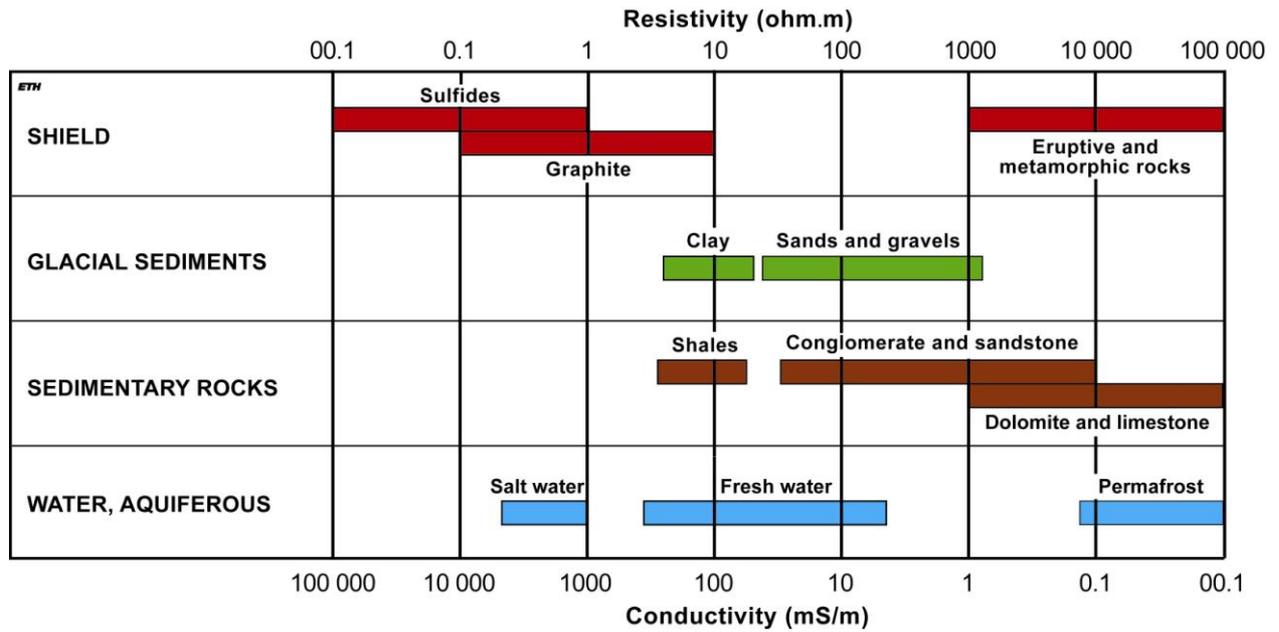
Conséquences archéologiques

On conçoit au vu de ce qui précède qu'un mur en maçonnerie encore bien conservé, constitué par exemple de blocs de calcaire noyés dans du mortier présente une porosité faible et par là même se comporte comme un résistant. De même pour un dallage ou un hypocauste. Au contraire, le sol environnant, plus poreux, sera plus conducteur dans le cas où il est saturé. Le même sol sec pourra par contre présenter des résistivités similaires à celles du mur en maçonnerie, ne créant ainsi aucune anomalie ! Là encore il est important de se poser la question du contraste et de la résistivité de l'environnement (la norme). En archéologie, ce contraste dépend certainement des saisons, de la pluviométrie etc.

Voici quelques exemples de résistivité des roches dans nos régions. Notez la variabilité inhérente pour chaque formation, dépendant de la saturation, de variations dans la composition etc.



Voici une table similaire pour d'autres unités géologiques plus générales:

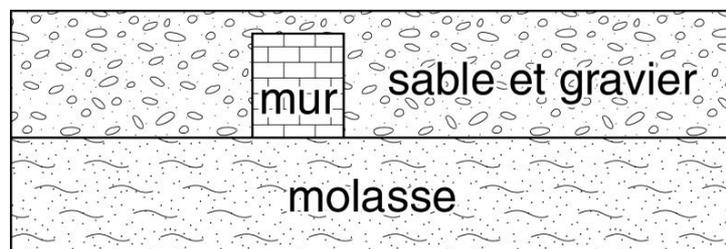


Exercices : résistivité des matériaux

Problème 1

Vous désirez utiliser les méthodes électriques afin d'étudier les vestiges d'une villa romaine dans la région de Fribourg. Vous possédez déjà quelques connaissances de la zone d'étude, c'est-à-dire (cf. figure schématique):

Les murs de la villa sont composés de calcaire provenant d'une carrière dans les Préalpes. Ce calcaire massif a une résistivité de $2000 \Omega\text{m}$ dans la carrière. Toutefois, ces murs sont fortement altérés et présentent une résistivité d'environ $900 \Omega\text{m}$ (mesures en laboratoire sur échantillons). Des sondages de reconnaissance ont démontré que les Romains avaient profité d'une assise molassique (molasse burdigalienne, $110 \Omega\text{m}$) pour construire la villa. Les murs de la villa sont actuellement enfouis dans un mélange de sable et de gravier dont l'analyse granulométrique donne une porosité de 25%. L'eau d'imbibition de ces graviers a une résistivité de $30 \Omega\text{m}$.



- Est-il possible d'appliquer les méthodes électriques pour imaginer les murs de cette villa si la saturation des sables et gravier est totale (100%)? Justifier votre réponse à l'aide de la loi d'Archie.
- Peut-on de même effectuer cette étude si la saturation des sables et graviers est de 60%? Justifier votre réponse à l'aide de la loi d'Archie.
- Dans le cas a), est-il toutefois possible d'utiliser les méthodes électriques pour imaginer le substratum molassique?

Problème 2

Les méthodes électriques peuvent donner de bons résultats lors de la cartographie de différents types de fossés. Il faut toutefois nuancer cette affirmation. Dites, pour les situations suivantes, si les méthodes électriques ont de grandes chances de donner des résultats fiables. Nuancer vos réponses en fonction de la saturation des formations géologiques.

- Etude d'un fossé creusé dans la molasse chattienne et rempli de limons humides.
- Etude d'un fossé creusé dans la molasse burdigalienne et rempli de sables.
- Etude d'un fossé creusé dans la moraine et rempli de limons humides.

LES MÉTHODES ÉLECTRIQUES : TECHNIQUES DE PROSPECTION

Généralités

Nous avons vu que l'on pouvait caractériser le sous-sol par la mesure de la résistivité, qui peut varier:

- de 1 à quelques dizaines d' Ωm pour les argiles et les marnes
- d'une dizaine à quelques centaines d' Ωm pour les sables et les grès marneux
- d'une centaine à plusieurs milliers d' Ωm pour les calcaires et les roches éruptives.

La correspondance entre la résistivité et le faciès géologique est une notion d'une grande importance pratique. Parfois, certains faciès, des argiles par exemple, gardent pratiquement la même résistivité sur des centaines de kilomètres; en général, la résistivité d'une formation est moins constante et peut évoluer progressivement le long d'une même formation spécialement dans les dépôts quaternaires.

Il faut noter que les résistivités que l'on mesure en prospection de surface sont déjà des moyennes relatives à de grands volumes de terrain en place, moyennes d'ailleurs d'autant plus larges que les terrains sont plus profonds.

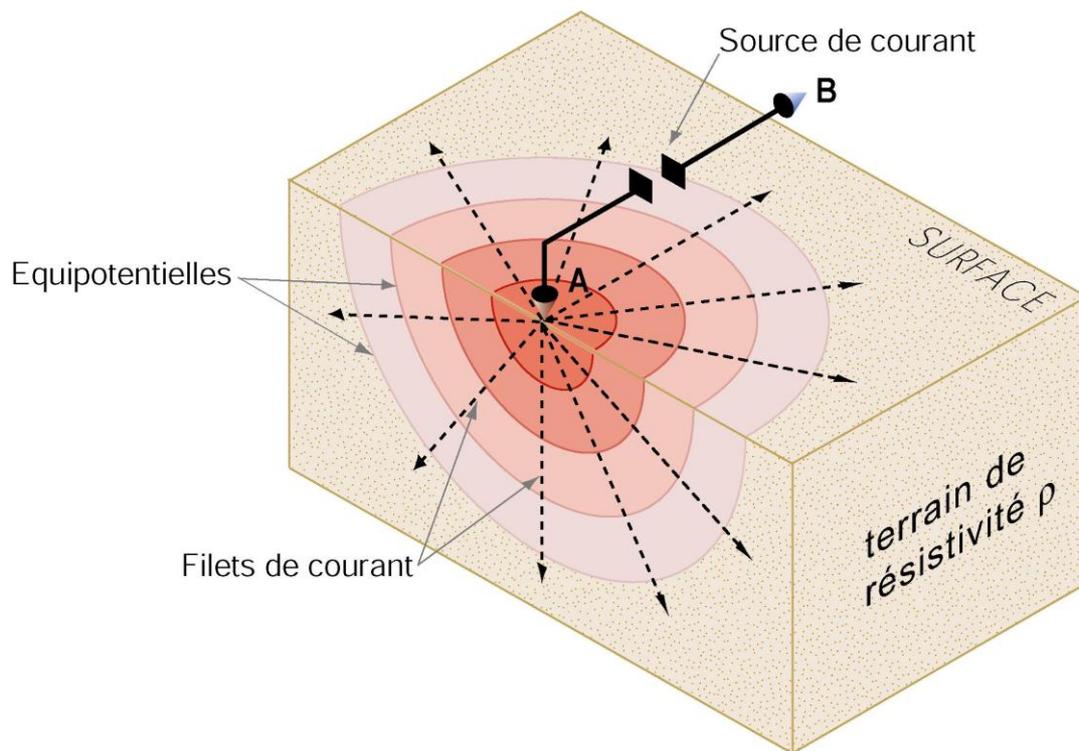
Il résulte de ce qui précède que les mesures de résistivité faites sur échantillons ne sont comparables à celles des terrains en place que si l'on considère la valeur moyenne d'un grand nombre d'échantillons.

Souvent, les résistivités des roches dépendent de plus de la direction du courant qui les traverse, on dit alors qu'elles sont anisotropes. Cette anisotropie peut être due à la structure intime de la roche, les terrains sédimentaires sont généralement plus résistants dans la direction perpendiculaire au plan de stratification par exemple. Il s'agit alors de micro anisotropie. Mais pour de grands volumes, il peut également s'agir d'une anisotropie apparente, une succession de couches alternativement résistantes et conductrices donnera une valeur de résistivité plus élevée selon une direction normale aux strates, il s'agit dans ce cas de macro-anisotropie.

Les filets de courant et les équipotentiels

Examinons maintenant comment mesurer la résistivité des roches. La loi d'Ohm nous permet de prévoir le cheminement des filets de courant dans un milieu homogène isotrope.

Soit un terrain homogène et isotrope de résistivité ρ limité par une surface plane du côté de l'air. Envoyons un courant continu I à l'aide d'une électrode ponctuelle A. L'écoulement du courant se fera par filets rectilignes rayonnant autour de A et produira des variations de potentiel dans le sol à cause de la résistance ohmique de celui-ci. La répartition du potentiel peut être représentée par des demi-sphères centrées sur A et perpendiculaire aux filètes de courant :



Potentiel et champ électrique pour un terrain homogène

Terrain homogène

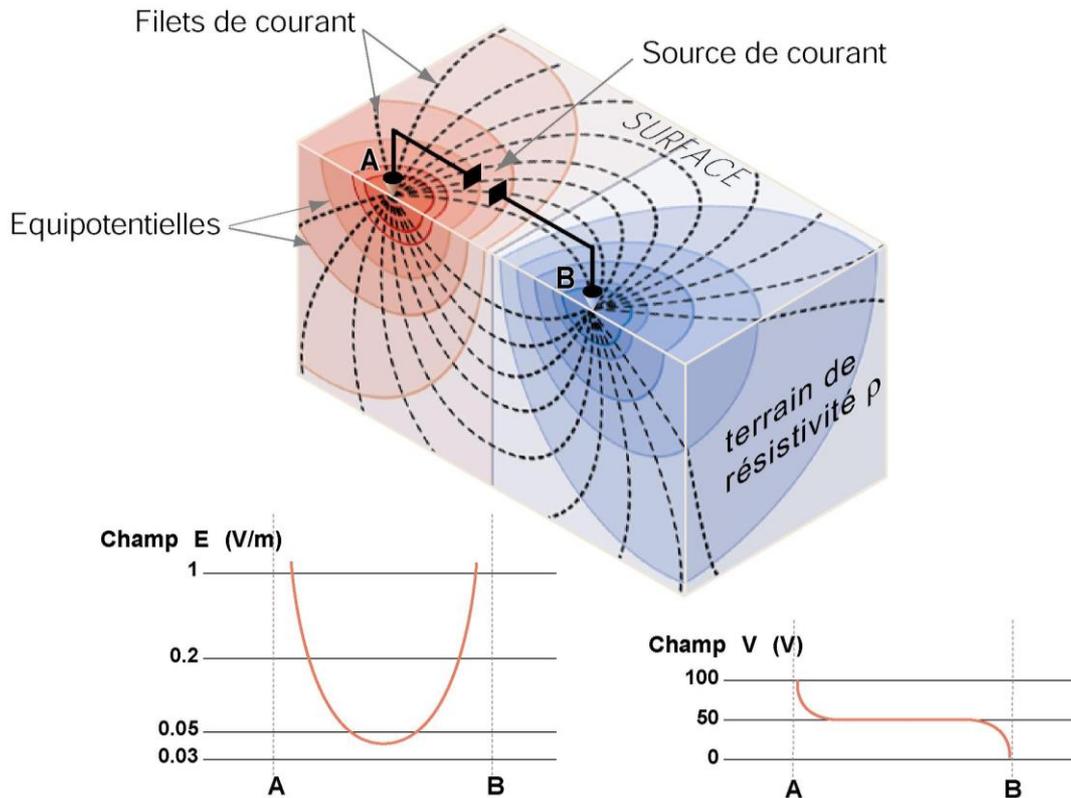
Dans un milieu homogène isotrope le potentiel V dû à une source ponctuelle décroît proportionnellement à la distance r , et est d'autre part proportionnel à l'intensité I du courant envoyé et à la résistivité ρ du milieu :

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

Avec V le potentiel mesuré en surface en Volts, I l'intensité du courant injecté en Ampères et r la distance séparant le point où on mesure le potentiel de l'électrode de courant, en mètres.

Répartition du potentiel - Principe de superposition

En fait, dans la pratique, il existe deux électrodes d'émission de courant A et B afin de fermer le circuit électrique. Le courant envoyé par A+ (source) sera recueilli par B- (puits), mais d'après le principe de **superposition**, le potentiel en un point M sera le même si l'on envoie indépendamment un courant +I par A ou un courant -I par B.



Par ailleurs, les lois qui régissent la propagation des phénomènes électriques sont linéaires, ce qui signifie que l'on peut additionner algébriquement les potentiels créés par différentes sources. Le potentiel total en un point sera $V = V_A + V_B$ pour deux pôles d'envoi de courant (+I par A et -I par B) :

$$V = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right)$$

avec AM et BM les distances séparant M des électrodes A et B.

L'expression du potentiel montre que dans un sol homogène et isotrope, les surfaces équipotentiellles seront pour un seul pôle d'envoi de courant des demi-sphères centrées sur ce pôle. Pour deux pôles leur forme sera plus compliquée mais elles resteront sensiblement sphériques au voisinage des électrodes A et B. De même, les lignes de courant qui seraient des droites issues du pôle d'envoi si celui-ci est unique s'incurvent progressivement pour rejoindre la seconde électrode de courant.

Si l'on considère sur la ligne AB l'évolution du potentiel V , on obtient la courbe représentée sur la figure ci-dessus. Cette figure montre que le champ V est sensiblement uniforme dans le tiers central de AB tandis que la majeure partie de la chute de potentiel est localisée au voisinage immédiat des électrodes A + et B -, cela signifie que la presque totalité de la résistance qu'offre le sol au passage du courant provient du voisinage immédiat des prises A et B. Cette résistance est appelée la **résistance de contact**.

Par exemple pour une électrode de diamètre a , 90% de la résistance du circuit se situe dans une sphère de rayon $10a$, le reste du terrain ayant une contribution très faible, **il sera donc impossible de connaître la nature du sous-sol par l'étude de la résistance entre deux prises**. Les couches profondes du sous-sol ne se manifestent que par leur influence sur la répartition du potentiel au tiers central du dispositif, d'où la nécessité de mesurer la différence de potentiel à cet endroit, au moyen de deux électrodes de mesure de potentiel, comme nous le verrons plus loin.

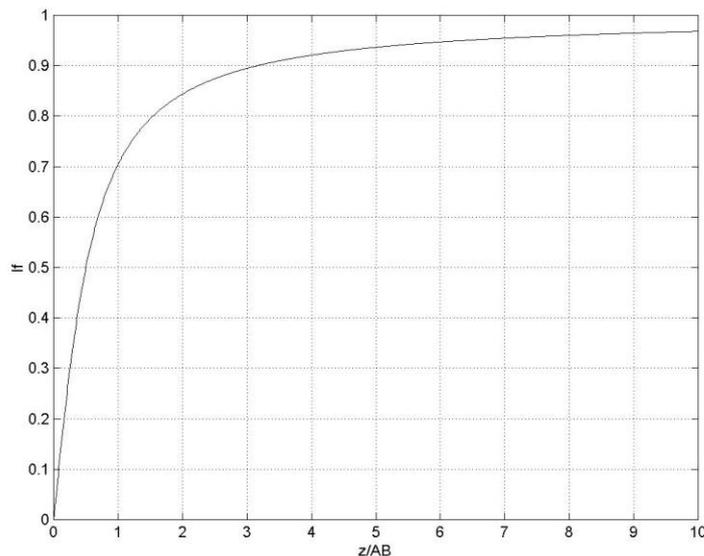
D'autre part, lorsque la résistance de contact est très importante, il passe peu de courant dans le sous-sol et la mesure est ainsi rendue difficile. Par conséquent il est recommandé d'essayer de diminuer cette résistance (on peut pour faire passer plus de courant dans le sous-sol, augmenter le nombre de piles, diminuer la résistance de contact en arrosant les électrodes, augmenter le nombre d'électrodes, etc.)

Répartition du courant *

Au milieu des électrodes A et B et pour un sous-sol homogène, la quantité de courant passant sous une certaine profondeur z vaut :

$$I_f = \left(\frac{2}{\pi} \right) \tan^{-1} \left(\frac{2z}{AB} \right)$$

Cette pénétration du courant est illustrée par la figure suivante :



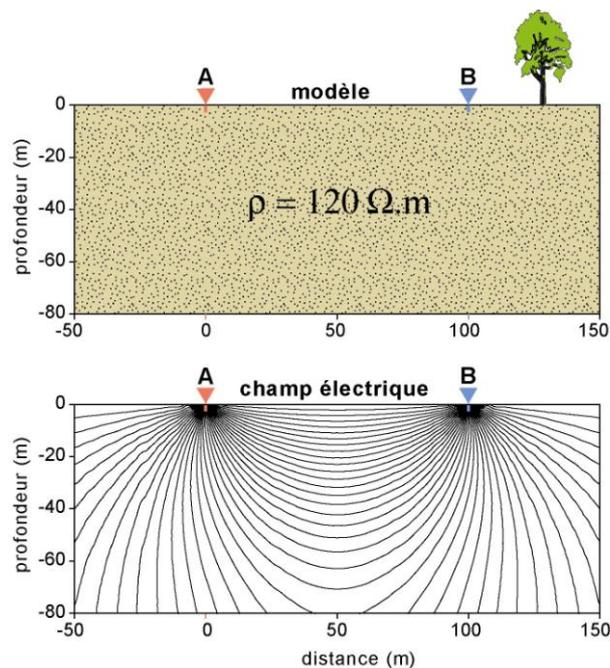
On admet que pour un terrain homogène 30% du courant se trouve entre la surface et une profondeur $z=AB/4$, 50% du courant entre la surface et $z=AB/2$ et 70% du courant entre la surface et $z=AB$.

Ces résultats permettent d'apprécier dans quelle mesure le courant émis en surface par deux électrodes ponctuelles pénètre dans le sous-sol et peut être affecté par les roches situées en profondeur.

Potentiel et champ électrique pour un terrain hétérogène

L'existence d'une masse relativement conductrice ou résistante dans le sous-sol va perturber la répartition des filets de courant et des lignes équipotentielles. Nous allons appréhender ici ce problème de manière plus qualitative. Dans le cas d'un sous-sol hétérogène, il est en effet difficile d'obtenir des équations simples décrivant le comportement du champ électrique et des techniques numériques avancées (différences finies, éléments finis) devront être utilisées.

Commençons tout d'abord par donner une image de la répartition du courant électrique (ou du champ électrique) dans un terrain homogène entre deux électrodes A et B (cette situation est similaire à celle décrite ci-dessus). L'exemple géologique utilisé pour la modélisation est un niveau de grès de résistivité $120 \Omega.m$.



Pour un sous-sol hétérogène, plusieurs situations peuvent être envisagées :

Modèle à deux terrains avec $\rho_1 < \rho_2$

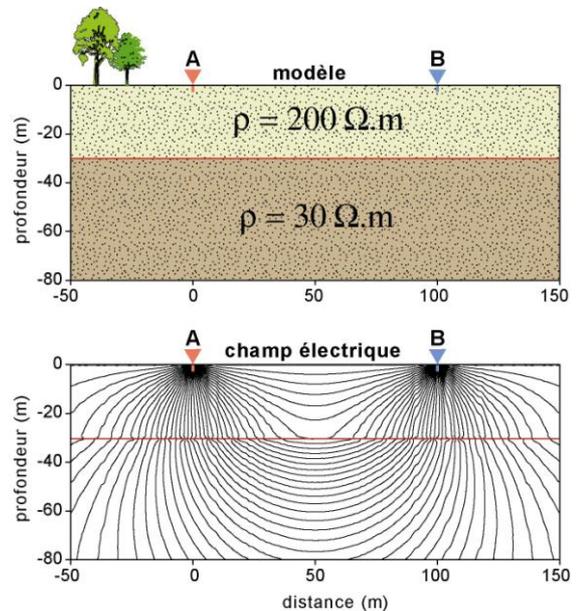
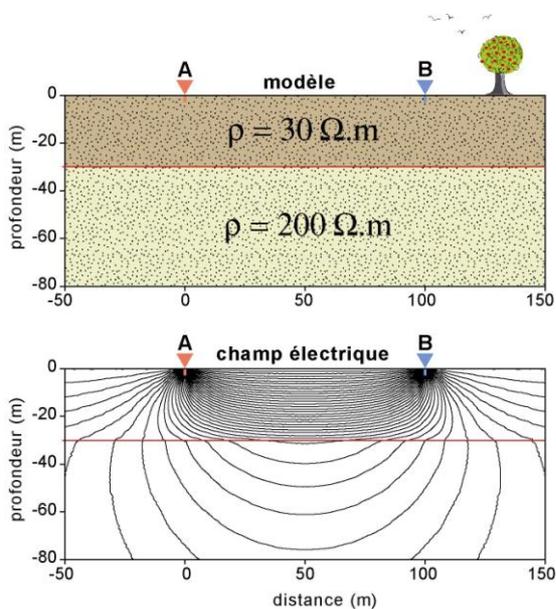
L'exemple géologique utilisé pour la modélisation montre (ci-dessous à gauche) :

- un terrain supérieur marneux de résistivité $30 \Omega\text{m}$
- un niveau inférieur gréseux de résistivité $200 \Omega\text{m}$

Modèle à deux terrains avec $\rho_1 > \rho_2$

L'exemple géologique utilisé pour la modélisation montre (ci-dessous à droite) :

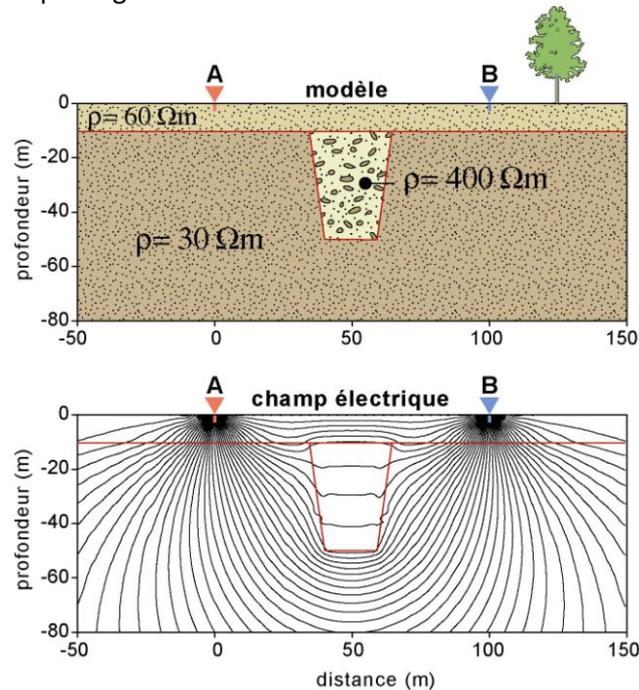
- un niveau supérieur de graviers sableux de résistivité $200 \Omega\text{m}$
- un niveau inférieur grés-marneux de résistivité $30 \Omega\text{m}$



Modèle de fossé résistant

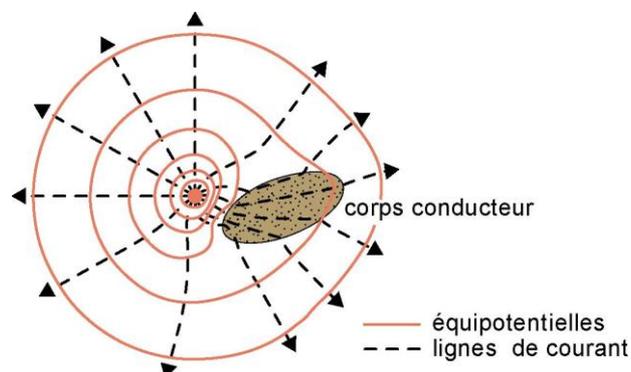
L'exemple archéologique utilisé pour la modélisation montre trois terrains (notez la répartition plus complexe des filets de courant) :

- un niveau supérieur de moraine de résistivité $60 \Omega\text{m}$
- un niveau inférieur grés-marneux de résistivité $30 \Omega\text{m}$
- un ancien fossé rempli de graviers de résistivité $400 \Omega\text{m}$

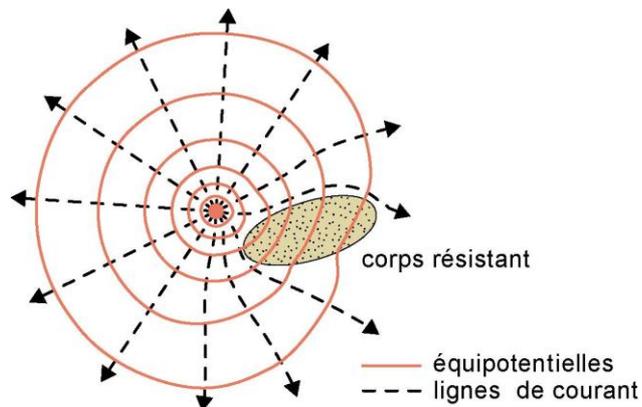


Hétérogénéités locales en plan

Lorsqu'on est en présence de variations plus ou moins locales de la résistivité, un corps conducteur par exemple va attirer et concentrer les lignes de courant. Les équipotentielles seront repoussées par le conducteur. Voici cette situation sous forme de cartes vue en plan (en surface) et autour d'une source de courant unique positive :



A l'inverse pour un corps résistant, les filets de courant auront tendance à contourner les obstacles résistants et les équipotentiels se resserreront au voisinage et à l'intérieur de ce corps :

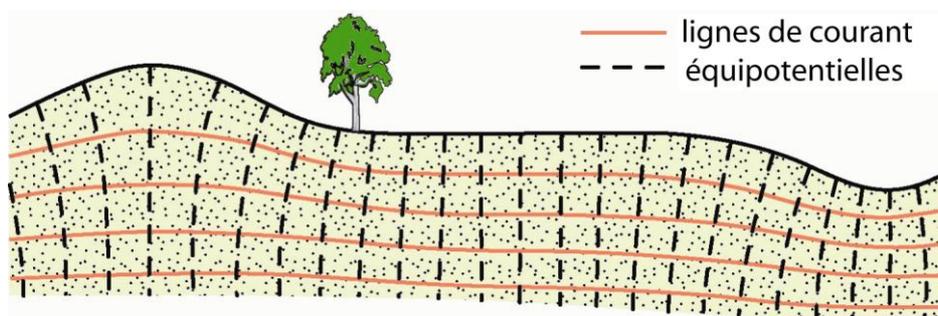


Conclusions pour un sous-sol hétérogène

On remarque donc dans les exemples ci-dessus que le courant se concentre de préférence dans les unités conductrices et « évite » les unités plus résistantes. Cette répartition variable du courant crée également des asymétries dans le champ de potentiel (dans les équipotentiels). En mesurant ce champ de potentiel, nous pourrions alors obtenir des informations sur les structures enfouies dans le sous-sol, définir leurs localisations ainsi que leurs propriétés physiques et par là donner des indices pour une interprétation archéologique.

Influence du relief

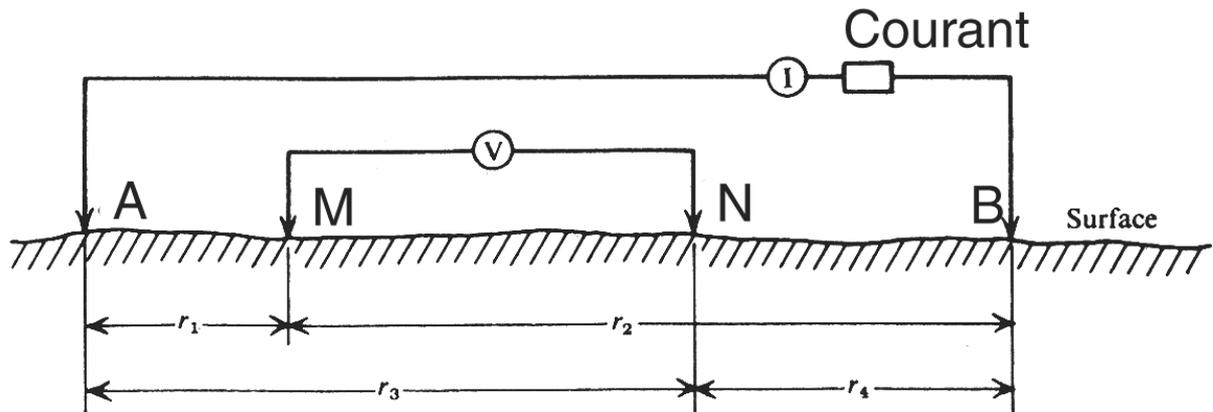
La topographie perturbe la distribution des potentiels. L'exemple suivant montre que les équipotentiels seront plus resserrées au fond des vallées et plus écartées au sommet des montagnes (même si dans cet exemple le sous-sol est homogène !). Notez que les équipotentiels sont perpendiculaires à la surface. Cet effet peut devenir gênant dans les régions montagneuses. Il dépend aussi du contraste des résistivités dans un terrain hétérogène, lorsque le terrain superficiel conducteur repose sur un substratum très résistant, la presque totalité des filets de courant se trouve concentrée dans le conducteur et les moindres dénivellations auront alors un effet important. Il est donc nécessaire de tenir compte de la topographie dans l'interprétation des résultats.

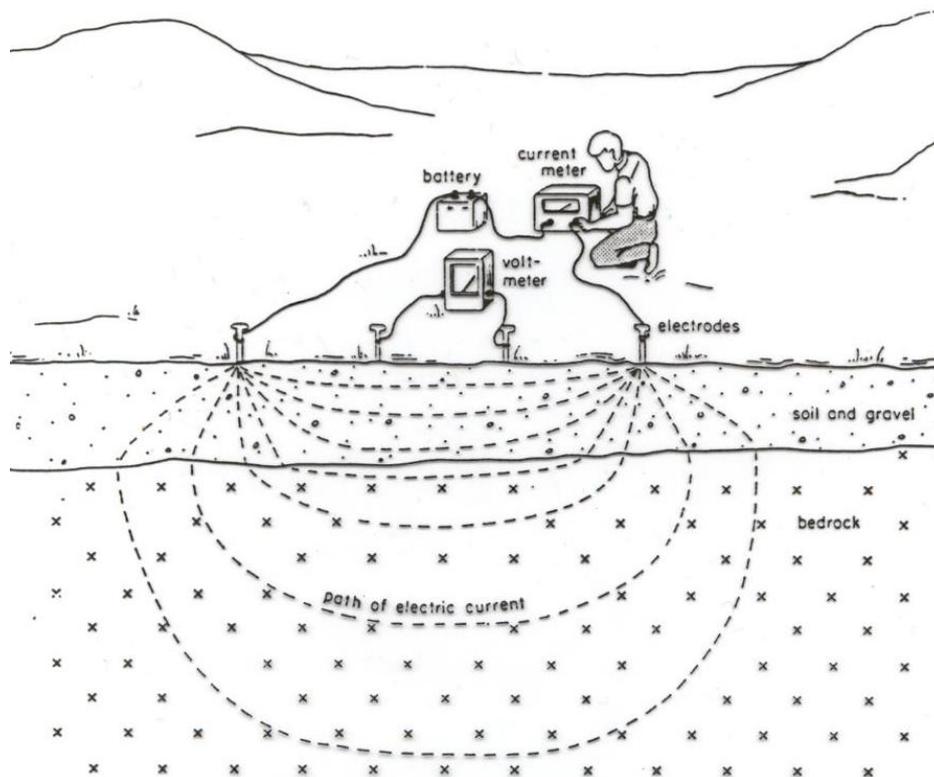


Technique de mesure

Le quadripôle de mesure

Nous avons vu plus haut que la mesure de la résistance entre deux prises conduit à une impasse (on ne mesure alors que la résistance de contact). Il est donc nécessaire de séparer le circuit d'injection du circuit de mesure. On utilise pour cela quatre électrodes AMNB dans la pratique. Si l'on ferme un circuit d'intensité I à l'aide de deux électrodes A et B, on peut mesurer la différence de potentiel ΔV créé par le passage du courant entre deux électrodes M et N. Comme nous l'avons vu, on doit mesurer ce ΔV dans le tiers central du dispositif (sauf exception) afin de mesurer l'effet des structures profondes et non de l'environnement direct des électrodes.





Un circuit complet de mesure se compose alors de :

La source de courant

On utilise généralement des piles sèches de 90 volts en série. Plus rarement une génératrice à essence couplée avec un redresseur ou une batterie de voiture.

Les électrodes d'émission A et B

Ces électrodes sont généralement constituées par des piquets d'acier inox.

La mesure du courant I est effectuée à l'aide d'un ampèremètre.

Le circuit de courant

Ce sont des câbles en acier isolés.

Les électrodes de mesure de potentiel M et N

Si la mesure de I ne pose pas en fait de réels problèmes, la mesure de ΔV est plus délicate. En effet, dans le sol, M et N s'oxydent de façon différente et sont polarisées. On parle de **polarisation spontanée des électrodes**. Pour limiter le plus efficacement possible le phénomène de polarisation des électrodes, on choisit des métaux chimiquement assez stables (cuivre, plomb). Cependant du fait de l'état d'oxydation différent sur la surface des deux électrodes, une différence de potentiel apparaît entre M et N en l'absence de tout courant extérieur. Cette différence doit être éliminée. On utilise par exemple des électrodes impolarisables, mais le plus souvent on compense ce potentiel parasite à l'aide d'une petite source de tension auxiliaire ajustable ou en répétant les mesures en inversant la polarité de A et B.

La mesure de la différence de potentiel ΔV

Une fois cette compensation effectuée, on peut mesurer le ΔV dû au passage du courant que l'on envoie entre A et B. Dans certains cas, le ΔV devient trop petit pour être mesuré convenablement, on remédie à cette difficulté de la façon suivante:

- On augmente la sensibilité de l'appareil
- On augmente la distance entre M et N. En effet, sur le graphique de l'évolution du champ et du potentiel, on remarque qu'agrandir MN correspond à augmenter ΔV . Cependant, un MN très grand devient très réceptif à toutes sortes de courants parasites (bruit) tels que:
 - Une composante variable du réseau 50 hertz
 - Une autre composante 16 hertz provenant des lignes de chemin de fer
 - Des courants très variables dans le temps, non périodiques, dus à l'enclenchement de machines diverses
 - Des courants dus à des phénomènes naturels, telluriques, foudre, etc.

*Principe de réciprocité **

Le principe de **réciprocité** dit que dans un milieu quelconque, homogène ou hétérogène, isotrope ou anisotrope, le potentiel créé en un point M par un courant envoyé en A est égal à celui qu'on mesurerait en A si M devenait source d'émission.

En pratique, le courant est envoyé entre deux pôles A et B et l'on mesure la différence de potentiel ΔV entre les deux points M et N, les principes de superposition et de réciprocité apprennent alors que cette différence de potentiel est la même que celle que l'on observerait entre A et B si le courant était envoyé entre M et N.

Le calcul de la résistivité et résistivité apparente

Ayant mesuré ΔV et I , il ne nous reste qu'à calculer la résistivité. Dans un milieu homogène de résistivité ρ avec deux pôles A et B, l'action conjuguée de A et B donnera, en suivant l'équation obtenue plus haut :

potentiel en M

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right)$$

potentiel en N

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right)$$

ΔV entre M et N

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)$$

$$\text{et } \rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad \text{avec} \quad K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1}$$

ΔV en millivolts, I en milliampères, ρ en Ωm , K en mètres qui est le facteur géométrique dépendant de l'espacement entre les électrodes.

Si le sous-sol est homogène et isotrope, avec un dispositif de ce type on obtiendra la résistivité vraie. Si par contre, le sous-sol est hétérogène, on mesurera la **résistivité apparente**, qui est fonction de la nature du sous-sol (résistivité vraies) et de la géométrie du dispositif utilisé.

Première technique de prospection électrique: les cartes de résistivités apparentes

Principe

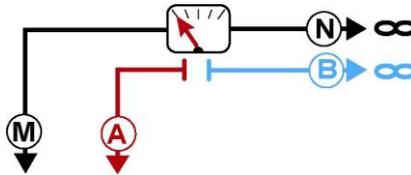
Les résultats que l'on obtient en maintenant constante la distance entre A, B, M, et N, l'ensemble se déplaçant le long d'un profil, servent à établir les profils et cartes de résistivités apparentes. Comme on « traîne » un câble sur le terrain, on parle aussi de traînée électrique.

Une carte de résistivité apparente dessinée à partir de plusieurs profils est une carte des anomalies relatives qui se rapporte à une longueur et à une orientation sensiblement constante de tout le dispositif de mesure. En effet, à une longueur de ligne déterminée de AMNB correspond une profondeur d'investigation à peu près constante, donc à l'étude d'une tranche de terrain d'épaisseur et de largeur déterminées. **On sera sensibles à des variations horizontales de la résistivité.** Les dimensions du dispositif seront donc choisies en fonction du problème à traiter. Il est souvent nécessaire de dresser des cartes avec plusieurs longueurs de ligne pour pouvoir interpréter correctement les résultats.

Quelques dispositifs

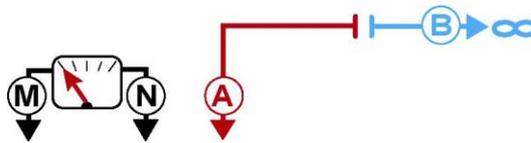
Pour l'établissement d'une carte de résistivité apparente les dispositifs les plus variés peuvent être envisagés. Tout dispositif de mesure comporte en fait quatre électrodes, deux A et B, pour l'envoi de courant (circuit d'émission) et deux M et N, pour la mesure du potentiel ΔV (circuit de mesure).

Les dipôles ou pôle - pôle



Les électrodes B et N sont placées à « l'infini » (en théorie), on ne s'occupe que de A et M. Ce dispositif est théoriquement simple puisque le potentiel mesuré en M est dû à A seul. Dans la pratique cependant ce dispositif est encombrant à cause de la longueur des câbles nécessaires pour rendre négligeable l'effet des électrodes placées à « l'infini » (en réalité très loin du site de mesure, car on a toujours besoin de quatre électrodes pour fermer le circuit).

Les tripôles ou pôle-dipôle

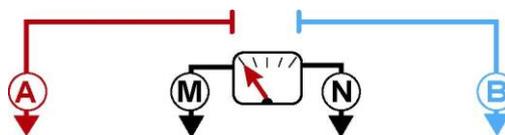


Les tripôles présentent l'intérêt de n'exiger que le déplacement de trois électrodes et moins de longueur de câble ce qui peut présenter parfois un certain avantage, cependant leur caractère dissymétrique leur fait en général préférer les quadripôles complets.

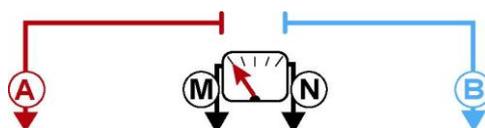
Les quadripôles complets

Dans la plupart des quadripôles utilisés, les quatre électrodes sont disposées sur un même alignement. Les deux électrodes de mesure M et N sont le plus souvent à l'intérieur de l'intervalle AB et en général symétriques par rapport au milieu O de cet intervalle. Les trois quadripôles les plus utilisés sont:

- Le Wenner alpha: toutes les électrodes sont équidistantes, $AM = MN = NB = AB/3$



- Le Schlumberger: La distance MN est petite par rapport à AB. En général $MN < AB/5$



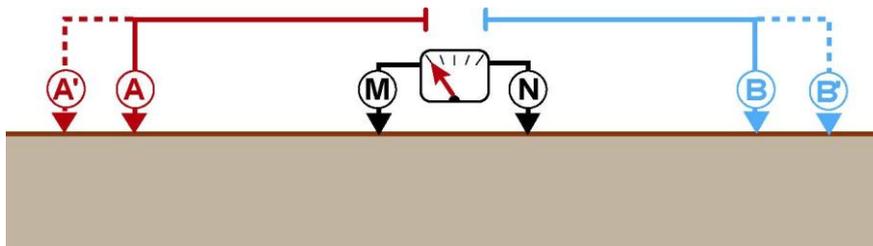
- Le dipôle-dipôle: Le dipôle MN est en dehors du dipôle AB



Le dipôle-dipôle est un dispositif où MN est à l'extérieur de AB. L'avantage de celui-ci est de n'exiger que des longueurs de câble beaucoup faibles pour une profondeur d'investigation donnée. Il nécessite cependant un appareillage très sensible, car si la profondeur d'investigation croît avec la distance entre A et B, le ΔV que l'on mesure entre M et N décroît avec le cube de cette distance (dans un Schlumberger le ΔV décroît avec le carré de cette distance).

Ces trois quadripôles se différencient également par leur capacité à imager des structures horizontales (dalle) ou verticales (mur). Un Wenner sera plus sensible à une variation verticale de la résistivité (bien adapté pour détecter des structures horizontales comme des dalles) alors qu'un dipôle-dipôle sera influencé par une variation horizontale de la résistivité (bien adapté pour détecter des structures verticales comme des murs). Un Schlumberger présente un comportement intermédiaire. Ceci est surtout valable à grande distance des électrodes.

Le traîné multiple



Des mesures avec une seule longueur de ligne sont souvent insuffisantes, d'autant plus que leur profondeur d'investigation peut varier avec la succession des résistivités dans le sous-sol. Au lieu de refaire plusieurs fois les mesures, on peut employer des traînés simultanés à plusieurs longueurs de lignes. Un même MN sert successivement à la mesure de ΔV pour l'envoi de courant entre A' B' et AB. L'ensemble du dispositif est ensuite décalé le long du profil. Bien entendu, ces dispositifs multiples nécessitent l'emploi de câbles spéciaux à nombreux conducteurs et de nombreuses autres configurations sont possibles.

La figure suivante montre un exemple de dispositif « Twin Probes » permettant d'effectuer plusieurs mesures de la résistivité en utilisant uniquement 5 électrodes. On remarque que les électrodes A, B, M et N sont interverties pour chaque mesure. Au total 6 cartes de résistivités apparentes peuvent être mesurées en une seule installation (4 pôle-pôles, 1 Wenner et 1 dipôle-dipôle). Une seule personne peut effectuer ces mesures en déplaçant simplement le dispositif selon une série de profils. Un multiplexer permet la commutation rapide d'un dispositif à l'autre, ce qui rend la mesure rapide (Papadopoulos et al., 2006. *Archeological Prospection*, 13, 75-90).

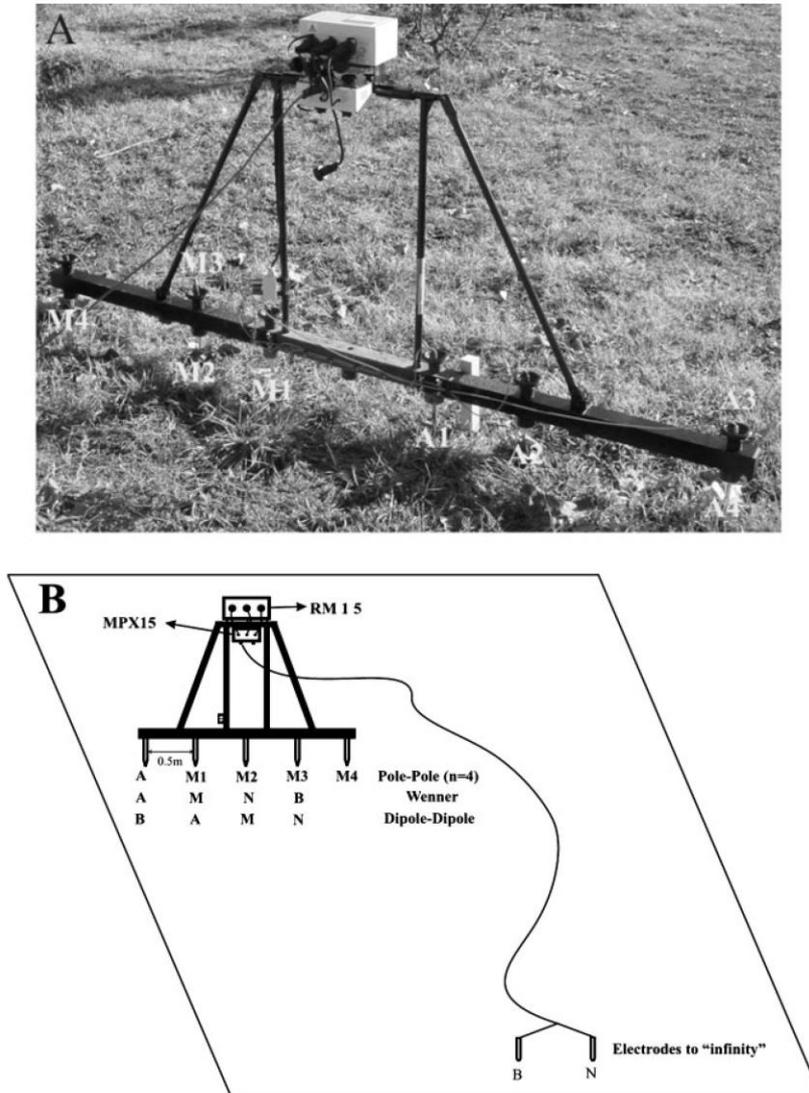
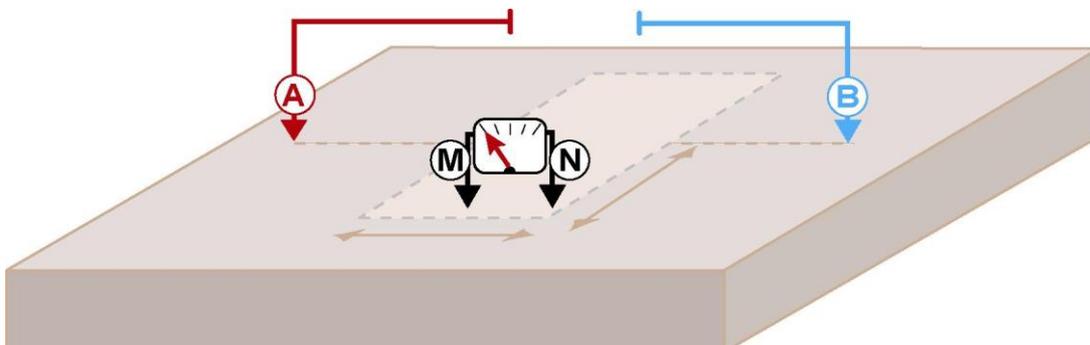


Figure 2. (A) Connection of the RM15 resistance meter with the multiplexer MPX15 and the multiprobe frame PA5 to carry out the multiple four twin probe configuration. (B) Instrument connections used to conduct the subsoil mapping with the Wenner and the dipole-dipole array. Also shown is the electrode configuration so as to conduct the pole-pole parallel tomographies with n_{max} separation equal to 4.

Le dispositif rectangle *

Enfin, on peut aussi utiliser un dispositif où toutes les électrodes ne sont pas sur la même droite, le plus couramment utilisé est celui dit « du rectangle AB ». MN reste sur l'alignement de AB généralement dans le 1/3 central à une distance inférieure à $AB/4$.

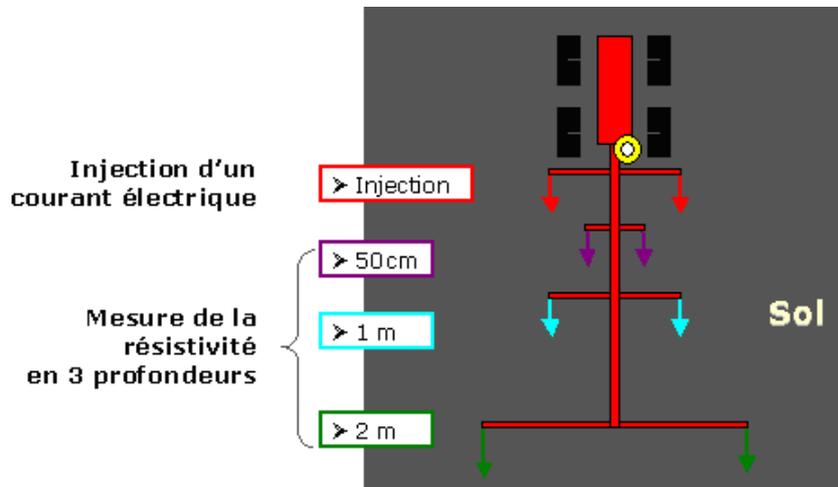


Dans le rectangle ainsi défini, le champ, nous l'avons vu, est à peu près constant. La distance entre M et N est toujours très petite, $1/25$ à $1/50$ de AB. On obtient avec ce procédé une petite carte de résistivité apparente en maintenant la position de A et B fixe. On ne bouge alors que MN. L'inconvénient est qu'il faut calculer K, le facteur géométrique, pour chaque position de MN et que la profondeur d'investigation n'est pas constante. On peut effectuer des corrections pour corriger cet effet qui fait qu'il est souvent difficile de raccorder entre eux des rectangles voisins.

Les dispositifs tractés

Lorsque le terrain le permet, les dispositifs de mesure peuvent être tractés derrière de petits véhicules motorisés (de type quads). Comme le montre la figure ci-dessous (source www.geocarta.fr), des roues dentées font office d'électrodes et une série de plusieurs dispositifs dipôles (dispositif « carré ») un peu particuliers sont utilisés pour fournir une série de cartes de résistivités apparentes à plusieurs profondeurs d'investigation. Plus le dipôle MN est loin de AB, plus la profondeur d'investigation augmente. Avec un tel système, environ 100 points sont mesurés par seconde ce qui donne une résolution d'environ une mesure tous les 20 cm. Plusieurs hectares peuvent ainsi être explorés en quelques heures. Un GPS permet de localiser les mesures sur le terrain et d'obtenir les cartes de résistivités apparentes pratiquement en temps réel.





Profondeur d'investigation des dispositifs

La figure ci-dessous donne pour quelques dispositifs les profondeurs d'investigation et le pouvoir de résolution. Selon Roy la profondeur d'investigation est la profondeur de la couche infiniment mince qui contribue le plus à la mesure du potentiel. Pour Barker, il s'agit de la profondeur à laquelle la portion de terrain située au dessus de cette limite a la même influence que la portion de terrain située au dessous (« profondeur médiane d'investigation »). On remarque que pouvoir de résolution et profondeur d'investigation varient en sens inverse. Pour le dipôle-dipôle la profondeur d'investigation dépend de l'espacement entre les deux électrodes les plus externes.

| Dispositifs | | Prof. d'investigation | | Pouvoir de résolution |
|---------------|--|-----------------------|---------------|-----------------------|
| | | Roy (1971) | Barker (1989) | |
| Wenner | | 0.11L | 0.17L | 1/2.25 |
| Schlumberger | | 0.125L | 0.19L | 1/2.45 |
| Dipôle-Dipôle | | 0.195L | 0.25L | 1/3.45 |
| Pôle-Pôle | | 0.35L | | 1/8.4 |

Espacement des mesures

Qu'il s'agisse de l'un ou l'autre de ces dispositifs, on déplace le tout suivant l'alignement des électrodes en traînant l'ensemble des câbles. L'intervalle entre les mesures successives dépendra de la précision avec laquelle on veut localiser les accidents. Il est en général égal à AB pour les études de reconnaissance, pour les études de précision on peut utiliser un pas de mesure égal à MN ce qui

conduit à une exploration continue du profil. Le même travail est ensuite repris sur des profils parallèles et équidistants. Là encore, la distance entre profils dépendra de la précision, cette distance peut être supérieure ou égale à la distance entre mesures successives. **Le plus souvent, les profils auront été orientés normalement à la direction des structures étudiées.**

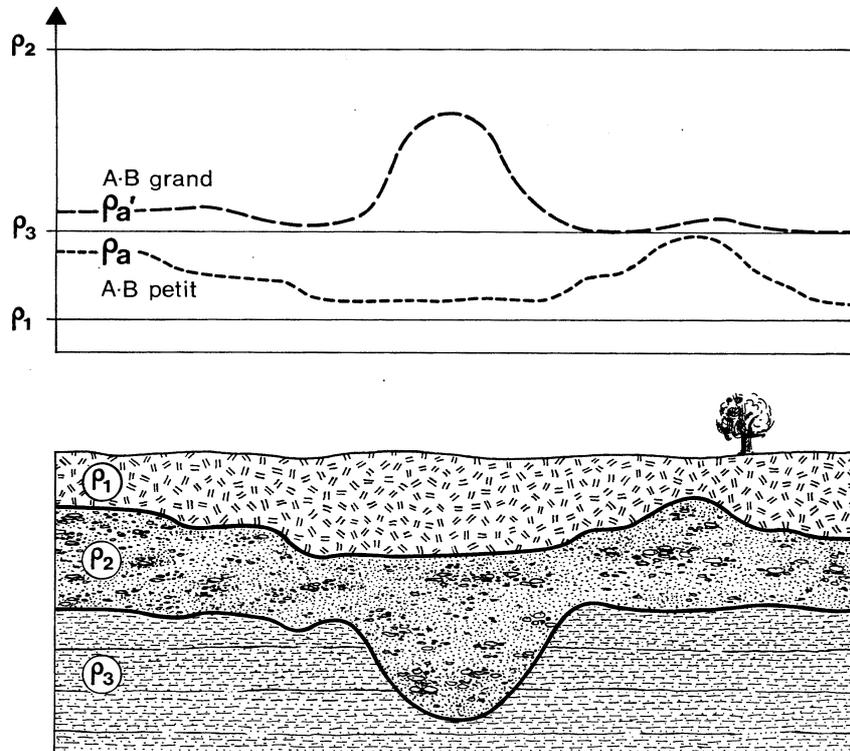
Interprétation des profils de résistivités apparentes

La représentation des résultats obtenus ne pose aucun problème particulier. Pour les dispositifs symétriques, on reporte au centre du dispositif la valeur de la résistivité apparente obtenue. Dans le cas des dispositifs dissymétriques, MN extérieurs par exemple, on convient de reporter les résultats à l'aplomb du milieu des électrodes MN. Cette convention est arbitraire. Les résultats d'un ensemble de profils sont représentés sous forme de cartes de résistivités apparentes, chacune correspond à une longueur de ligne bien définie qui doit être indiquée. A l'emplacement de tous les milieux de MN on inscrit la valeur de la résistivité apparente obtenue, on trace ensuite par interpolation entre les points de mesure des courbes d'égalité de valeur de cette résistivité apparente.

Il est important de pouvoir, en tout temps, disposer des données brutes (la feuille de données, avec la longueur de ligne, l'espacement des mesures, les valeurs mesurées). Dans le dossier on doit aussi trouver un plan de situation de l'étude avec l'échelle, les coordonnées, les renseignements topographiques, etc. **Dans tous les cas, une carte de résistivité apparente doit être accompagnée de la longueur de ligne AB utilisée, de l'échelle, de l'espacement des mesures, d'une légende permettant de localiser l'étude.**

L'interprétation des cartes et profils de résistivités apparentes est essentiellement **qualitative**. Il y a souvent intérêt à établir pour la même région plusieurs cartes de résistivité avec des dispositifs AB de longueurs différentes, les plus petites faisant ressortir l'action des terrains superficiels, les autres plus grandes pour explorer le sous-sol plus profondément. Nous pouvons alors obtenir des informations qualitatives supplémentaires sur la variation de la résistivité avec la profondeur. Dans le cas de mesures effectuées avec des dispositifs mobiles, le grand nombre de données collectées peut nécessiter un traitement informatique et statistique permettant de filtrer les données.

Ci-dessous un exemple schématique de profils de résistivité pour un modèle géologique très simple (3 couches). On note bien la relation existant entre l'évolution de la résistivité apparente et la géologie dans le sous-sol (par exemple, le fossé rempli de matériel de résistivité ρ_2 ne peut être détecté avec la petite longueur de ligne AB mais est bien visible avec un AB plus grand).

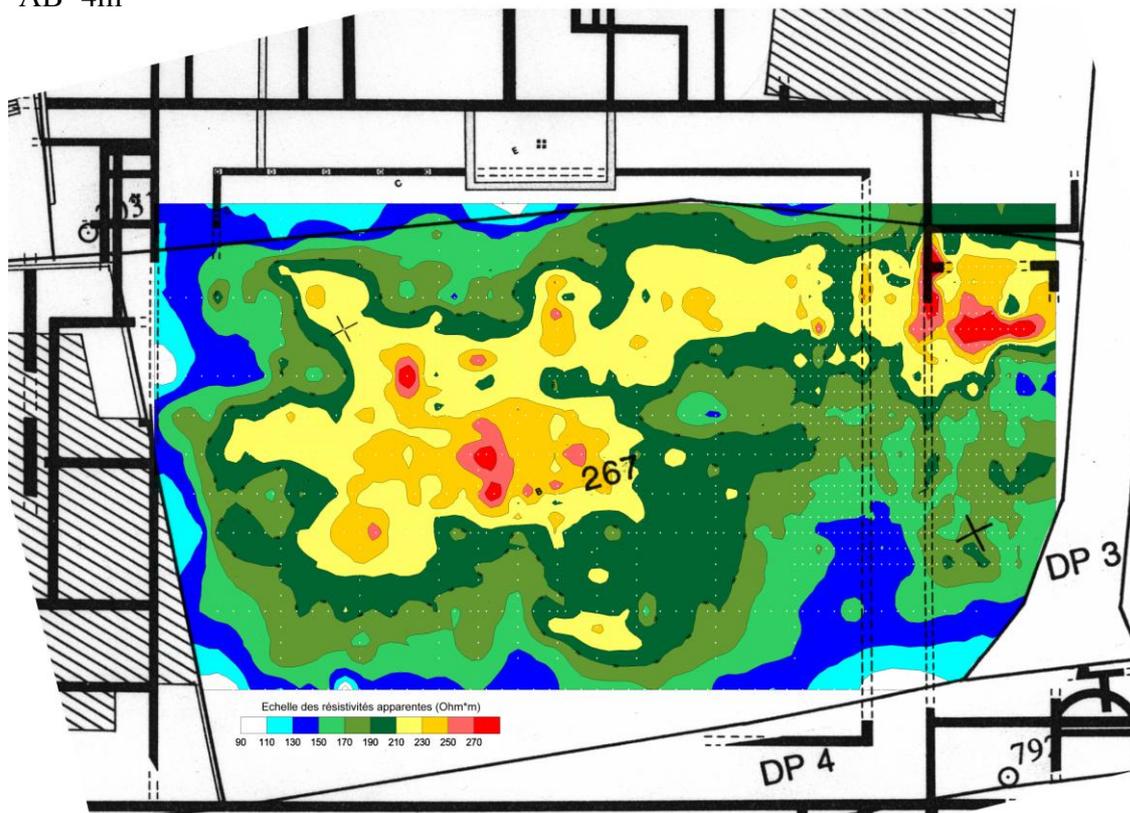


Ci-dessous un exemple de carte mesuré dans le péristyle de la villa gallo-romaine d'Yvonand (Vaud). Notez la présence des murs et d'une structure résistante au centre de la carte (fragments de fontaine ?). On trouvera d'autres exemples dans le Powerpoint accompagnant ce cours.

Carte des résistivités apparentes du site archéologique d'Yvonand

AB=4m

Echelle 1:100



Exercices : cartographie en résistivité apparente

Problème 3

On utilise les trois dispositifs suivants :

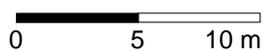
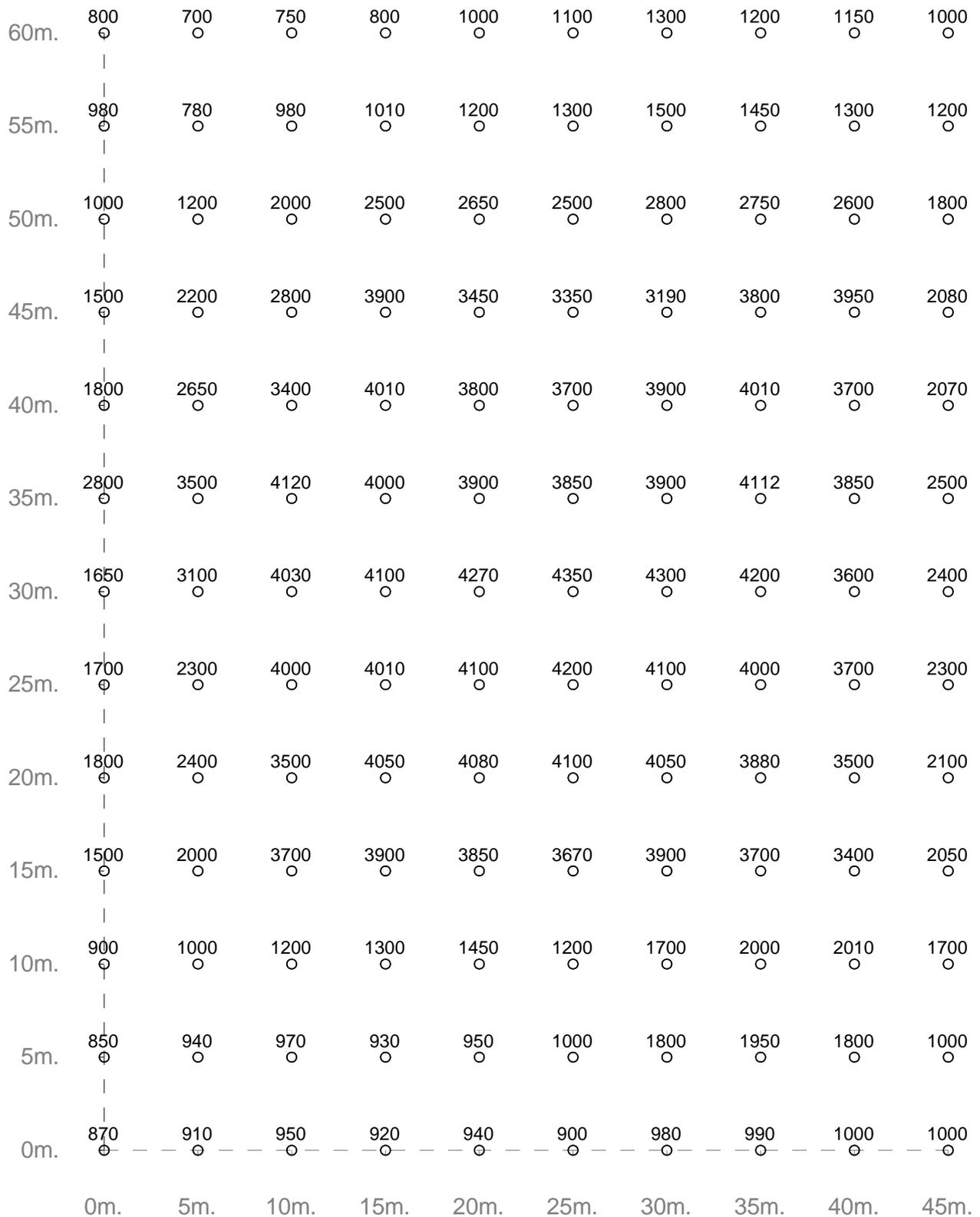
- Wenner AB = 90 m, MN = 30 m
- Schlumberger AB = 90 m, MN = 18 m
- Dipole-Dipole AB = MN = 25 m, AM = 40 m

- Calculez les facteurs géométriques.
- Avec $\rho_a = 50 \Omega\text{m}$ et $I = 100 \text{ mA}$, calculez les différences de potentiel mesurées pour ces trois dispositifs. Du point de vue du bruit, quel dispositif vous semble le mieux adapté pour effectuer des prospections archéologiques en milieu relativement urbanisé (bruit parasite).

Problème 4

Afin de préciser la structure d'un tumulus celte, une carte de traînée électrique AB = 5 m a été effectuée (page suivante). Le but est de localiser les structures intéressantes afin de procéder à une fouille du site. Tracer les isocourbes de résistivité apparente 1000, 2000, 2500, 3000, 3500, 4000, 4200 Ωm afin de localiser la partie la plus intéressante du tumulus. Localiser cet endroit d'après les coordonnées de la carte. N'oubliez pas de faire une légende !

CARTE DES RESISTIVITES APPARENTES (ohm.m) TRAINER AB=5m

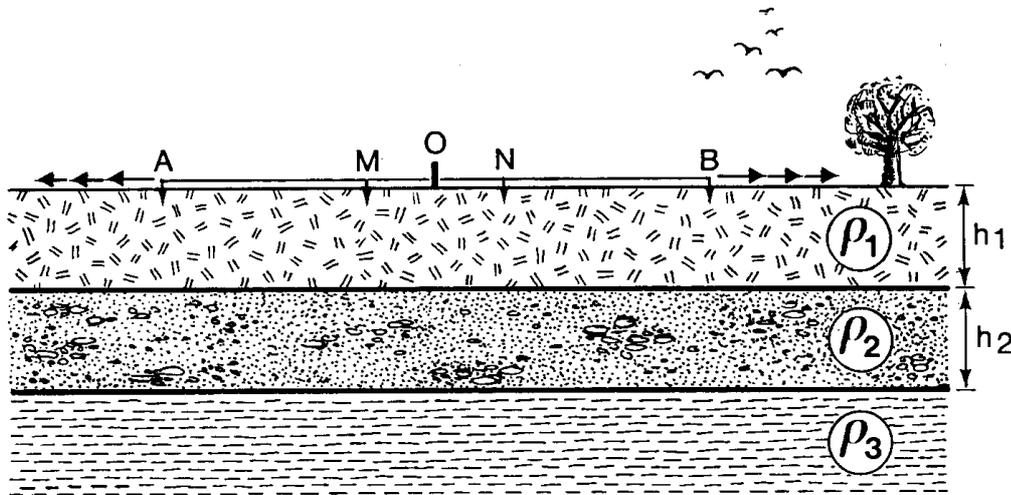


Deuxième technique de prospection électrique : les sondages électriques

Principe

Lors de l'exécution d'un sondage électrique on recherche comment varie, en un point donné de la surface, la résistivité du sous-sol à la verticale. Pour cela on exécute en un même endroit une succession de mesures, en augmentant chaque fois les dimensions du dispositif et de ce fait la profondeur d'investigation qui est proportionnelle (plus la longueur du dispositif augmente, plus le courant se propage en profondeur). On explore à cet endroit une tranche de terrain de plus en plus épaisse et l'on met ainsi en évidence les changements de constitution géologique suivant la verticale.

Les mesures peuvent être réalisées avec les dispositifs classiques, Schlumberger, Wenner, dipôle-dipôle, etc. Dans la pratique cependant, on n'utilise guère que les quadripôles symétriques, et le plus souvent le dispositif Schlumberger. En pratique, la distance MN est maintenue fixe et aussi petite que possible pendant un certain nombre de mesures, cela allège le travail manuel. Il n'est cependant guère possible pratiquement de faire un sondage complet avec une seule position de MN, en effet pour les très grandes longueurs de ligne le ΔV mesuré serait trop faible. Cette distance MN doit donc être de temps en temps agrandie.



9 — La mise en œuvre des sondages électriques.

On représente la résistivité apparente mesurée (ρ_a) en fonction de l'espacement du dispositif (OA) sur du papier bilogarithmique, où les deux axes sont représentés selon des échelles logarithmiques (voir figure plus loin). La courbe obtenue est appelée « **courbe de sondage électrique** ». Diverses méthodes d'interprétation permettent de restituer à partir de cette courbe une coupe géoélectrique du sous-sol ou chaque formation sera définie par son épaisseur et sa résistivité vraie.

Cette méthode n'est applicable avec quelque rigueur que lorsque les terrains sont constitués de couches horizontales uniformes latéralement. En effet pour qu'un sondage électrique reflète les variations de la résistivité avec la profondeur il ne faut pas que les mesures soient affectées par des

variations à l'horizontale. Il importe donc lors de l'exécution des sondages électriques d'éviter autant que faire se peut les variations à l'horizontale des résistivités. Des cartes de résistivité apparente effectuées au préalable permettent de placer judicieusement les sondages électriques.

La figure ci-dessous illustre une feuille d'acquisition pour un sondage électrique. On y distingue les colonnes destinées à recevoir les valeurs ΔV et de I mesurées. Le facteur géométrique est donné pour différents MN ce qui permet de calculer directement sur le terrain la valeur de la résistivité apparente et de contrôler ainsi la cohérence des mesures.

ETUDE : _____ SONDAGE N° : _____

DATE : _____ COORDONNEES : _____

OPERATEUR : _____ COTE : _____

$$A \xrightarrow{O} M \quad N \xrightarrow{B}$$

$$k = \frac{AM \cdot AN}{MN} \cdot 3,14$$

$$Pa = k \frac{\Delta V}{I}$$

k pour

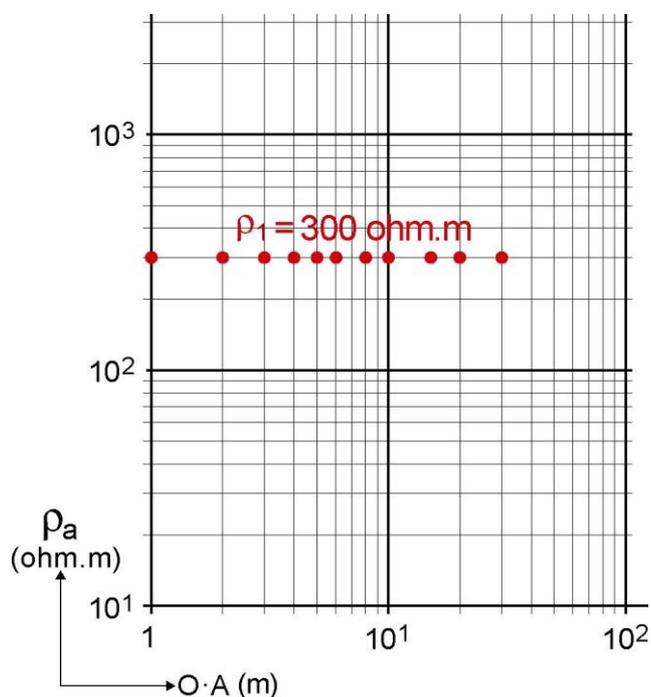
| MARQUES | O-A en m | M N 1 m | M N 10 m | M N 60 m | M N 200 m | ΔV en millivolts | I en milliampères | Pa en ohm-m |
|---------|-------------|------------|-------------|-------------|--------------|-----------------------------|----------------------|----------------|
| 1 | 1 m | 2.35 | | | | | | |
| 2 | 2 | 11.8 | | | | | | |
| 3 | 3 | 27.5 | | | | | | |
| 1 | 4 | 49.5 | | | | | | |
| 2 | 5 | 77.7 | | | | | | |
| 3 | 6 | 112 | | | | | | |
| 1 | 8 | 200 | | | | | | |
| 2 | 10 | 313 | | | | | | |
| 3 | 15 | 705 | 62.8 | | | | | |
| 1 | 20 | 1250 | 118 | | | | | |
| 2 | 25 | 1960 | 188 | | | | | |
| 3 | 30 | 2820 | 275 | | | | | |
| 1 | 35 | 3850 | 377 | | | | | |
| 2 | 40 | 5020 | 495 | | | | | |
| 3 | 50 | 7850 | 780 | | | | | |
| 1 | 60 | 11300 | 1120 | | | | | |
| 2 | 70 | 15400 | 1530 | | | | | |
| 3 | 80 | 20100 | 2000 | 288 | | | | |
| 1 | 100 | 31400 | 3130 | 475 | | | | |
| 2 | 125 | | 4900 | 770 | | | | |
| 3 | 150 | | 7050 | 1130 | | | | |
| 1 | 175 | | 9600 | 1560 | | | | |
| 2 | 200 | | 12500 | 2040 | | | | |
| 3 | 250 | | 19600 | 3230 | | | | |
| 1 | 300 | | 28200 | 4660 | | | | |
| 2 | 350 | | | 6360 | 1766 | | | |
| 3 | 400 | | | 8300 | 2360 | | | |
| 1 | 450 | | | 10500 | 3000 | | | |
| 2 | 500 m | | | 13000 | 3760 | | | |

Les différents types de sondages électriques

La forme des courbes obtenues par sondage électrique au dessus de milieux stratifiés est une fonction de la résistivité, de l'épaisseur des couches et de la configuration du dispositif de mesure.

Milieu homogène et isotrope

Si le milieu est constitué d'une couche homogène, isotrope, d'épaisseur infinie et de résistivité finie, la résistivité apparente mesurée sera une ligne droite dont l'ordonnée est la résistivité ρ_1 de ce milieu.



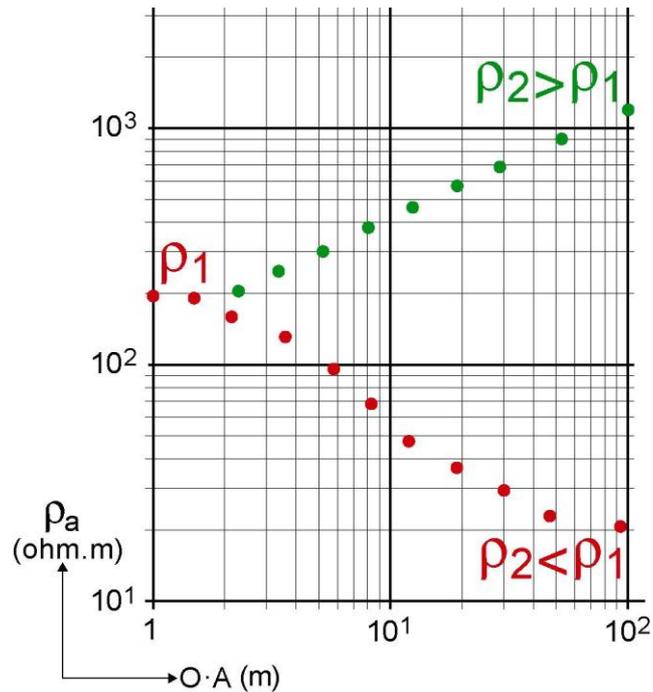
Milieu à deux couches

Si le sous-sol est composé de deux couches, une première couche d'épaisseur h_1 et de résistivité ρ_1 surmontant un substratum d'épaisseur infinie et de résistivité ρ_2 , alors le sondage électrique débute, pour les petits espacements, par une portion de ligne droite où la résistivité apparente ρ_a est plus ou moins égale à la résistivité ρ_1 du premier terrain. Puis, au fur et à mesure que l'espacement augmente, la courbe monte ou descend selon que ρ_2 est plus grande ou plus petite que ρ_1 et finalement atteint une valeur asymptotique qui est celle de ρ_2 . L'espacement OA auquel on atteint la valeur de ρ_2 dépend de trois facteurs:

- L'épaisseur de h_1
- la valeur du rapport de résistivités
- le dispositif utilisé.

L'effet de l'épaisseur de h_1 est assez évident. Plus l'épaisseur du premier terrain est importante plus il faudra un grand espacement pour obtenir la résistivité du second terrain. Cela est vrai pour n'importe quel dispositif et pour n'importe quel rapport de ρ_2/ρ_1 . Cependant quel que soit le dispositif utilisé il faut des OA plus grands pour atteindre ρ_2 quand ρ_2 est résistant ($\rho_2/\rho_1 > 1$) que quand ρ_2 est conducteur

($\rho_2/\rho_1 < 1$). Le courant est en effet canalisé dans la première couche si $\rho_2 > \rho_1$. Pour interpréter le sondage électrique (c'est-à-dire obtenir les épaisseurs et les résistivités vraies de chaque couche à partir des résistivités apparentes mesurées), un programme doit être utilisé (voir plus loin).

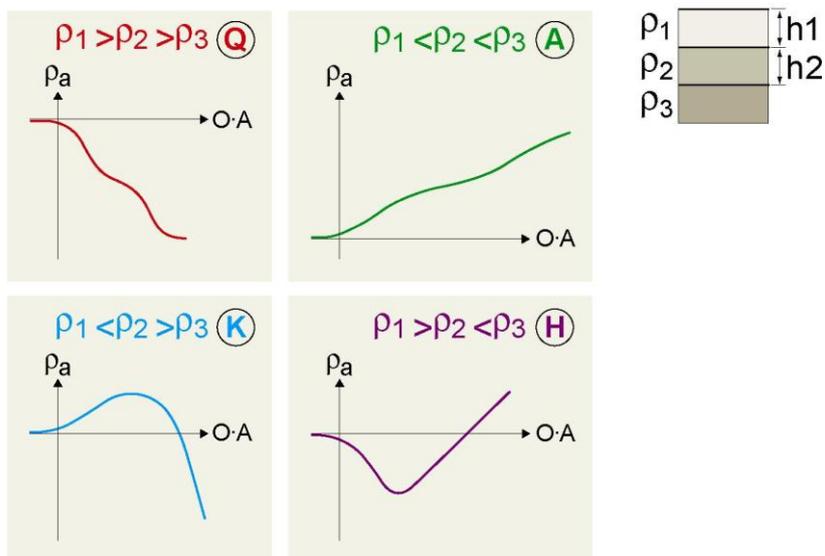


Milieu à trois couches (et plus...)

Si le sous-sol est composé de trois couches de résistivité ρ_1, ρ_2, ρ_3 et d'épaisseur h_1, h_2 il y a alors quatre combinaisons possibles (figure ci-dessous):

- Conducteur compris entre deux résistants, sondage de type **H**
- Résistant compris entre deux conducteurs, sondage de type **K**
- Résistivité qui augmente par palier, sondage de type **A**
- Résistivité qui diminue par palier, sondage de type **Q**

Là encore, un programme doit être utilisé pour interpréter ces sondages à plusieurs couches.

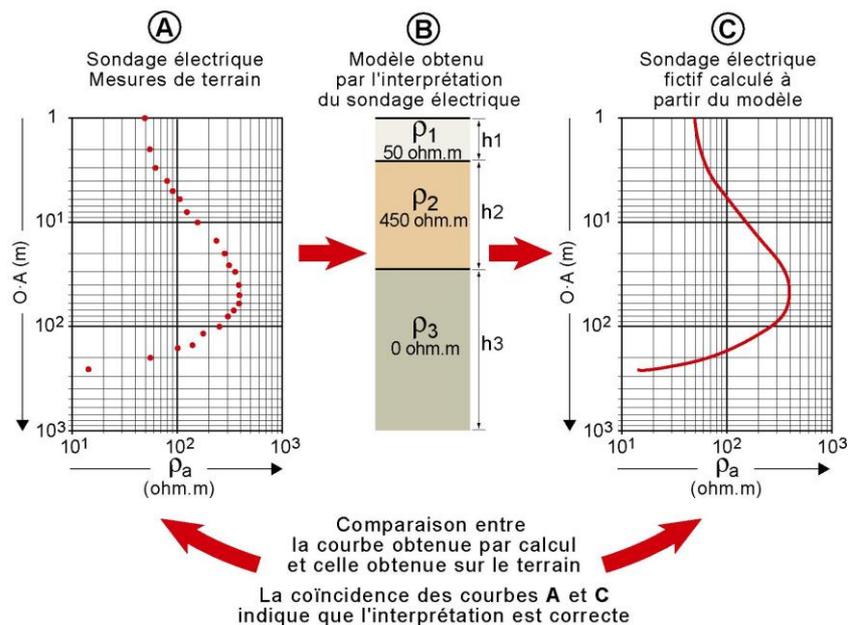


Interprétation des sondages électriques

Des programmes d'interprétation de sondages électriques sont disponibles gratuitement sur Internet. Ces programmes permettent de faire une interprétation automatique (**inversion** par itérations).

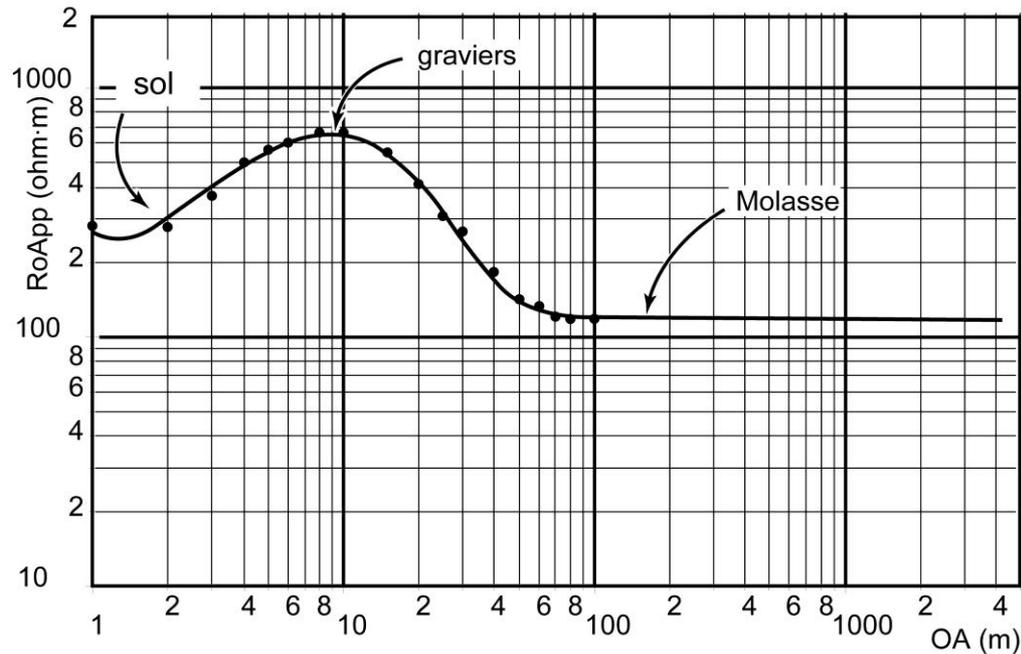
Les **résistivités apparentes mesurées** (données de terrain) sont représentées sur le graphe (A) de la figure suivante. Le but de l'opération est de créer un **modèle** du sous-sol constitué d'une succession de couches horizontales ayant chacune une certaine résistivité et une certaine épaisseur (B) puis de calculer la réponse de ce modèle (C). Il s'agit là de la réponse du modèle, ou **résistivités apparentes calculées** (sur le modèle). L'interprétation n'est bonne que lorsque la courbe calculée pour le modèle coïncide avec les mesures de terrain. Dans ce cas le modèle est une approximation possible de la réalité du sous-sol car il génère des données similaires à celles mesurées.

Il faut toutefois au préalable contraindre l'inversion en terme de résistivités et épaisseurs, ce sont les **informations a priori** (données mesurées sur affleurements, forages). Sans contrainte, l'algorithme d'inversion ne cherche qu'à converger vers une erreur minimale entre les résistivités apparentes mesurées et calculées sur son modèle, parfois au mépris de la pertinence géologique (couches infiniment conductrices ou trop fines).



Une courbe de sondage électrique avec des mesures contenant du bruit peut correspondre à des répartitions très différentes des résistivités et des épaisseurs, ce qui peut conduire à une indétermination. Il y a **plurivocité de l'interprétation** (plusieurs solutions possibles). Cette indétermination se manifeste sous deux formes particulières qui ont reçu le nom de **principe d'équivalence** (impossibilité de déterminer de manière indépendante la résistivité et l'épaisseur d'une couche, sous certaines conditions de contrastes de résistivité) et de **suppression** (une couche de résistivité intermédiaire peut disparaître). Des **informations a priori** (mesures sur affleurements par exemple) sont souvent nécessaires pour interpréter correctement les sondages électriques.

La figure ci-dessous montre un exemple de sondage électrique effectué dans la région de Fribourg (Grangeneuve). Les mesures sont marquées par des points noirs et la courbe calculée sur le modèle par une ligne noire. Le modèle géologique, en termes de résistivités et de profondeurs est donné sous la figure. On distingue bien le sol conducteur, puis les graviers plus résistants et finalement la Molasse burdigalienne plus conductrice.



| Terrain N° | Résistivité (ohm·m) | Epaisseur (m) | Profondeur (m) | Cote h |
|------------|---------------------|---------------|----------------|--------|
| 1 | 266 | 0.7 | | 621 |
| 2 | 119 | 0.3 | 0.7 | 620.3 |
| 3 | 1175 | 5.5 | 1.0 | 620 |
| 4 | 84 | 14 | 6.5 | 614.5 |
| 5 | 124 | | 20.5 | 600.5 |

Exercices : sondages électriques

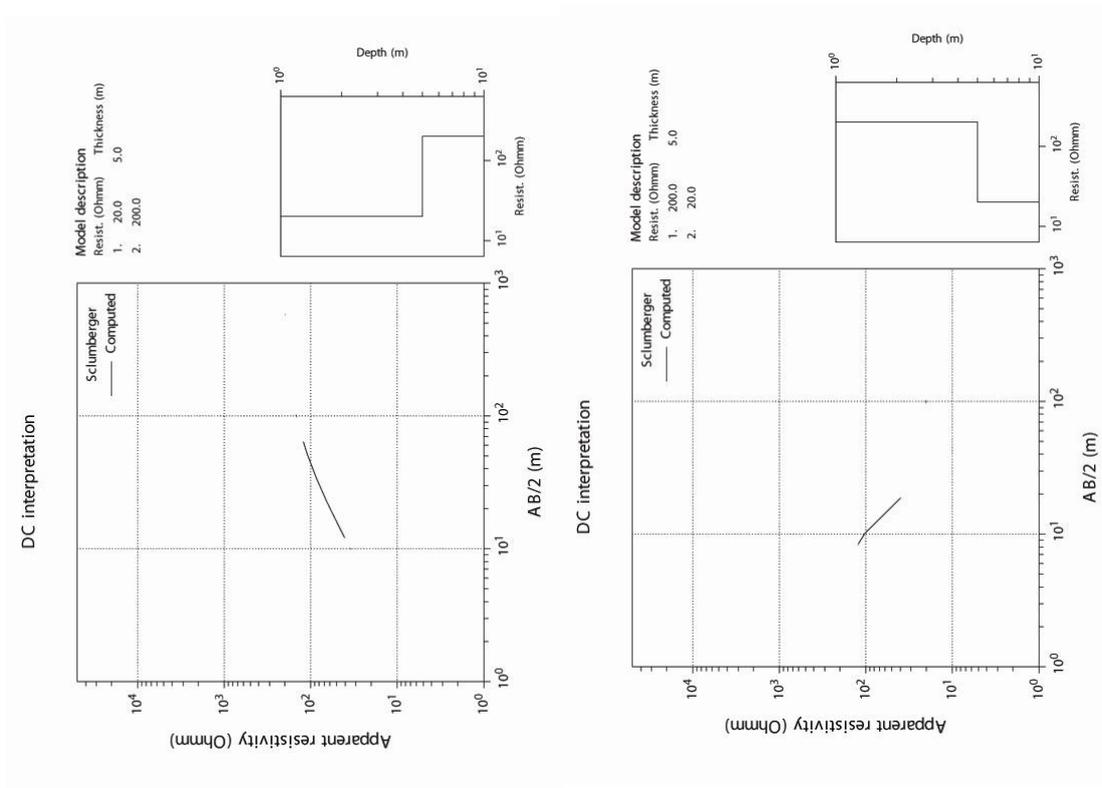
Problème 5

Pour l'exemple de sondage ci-dessus (Grangeneuve), répondez aux questions suivantes :

- Donnez les longueurs de ligne (AB) minimale et maximales utilisées pour ce sondage.
- On désire effectuer un repérage détaillé des couches du sol uniquement. Que faudrait-il changer dans la manière de faire ce sondage ?
- Expliquez pourquoi la couche de sol à $84 \Omega\text{m}$ est peu visible.

Problème 6

Esquissez la forme des courbes de sondages électriques pour les modèles de terrain ci-dessous en vous aidant des segments de sondage déjà donnés.



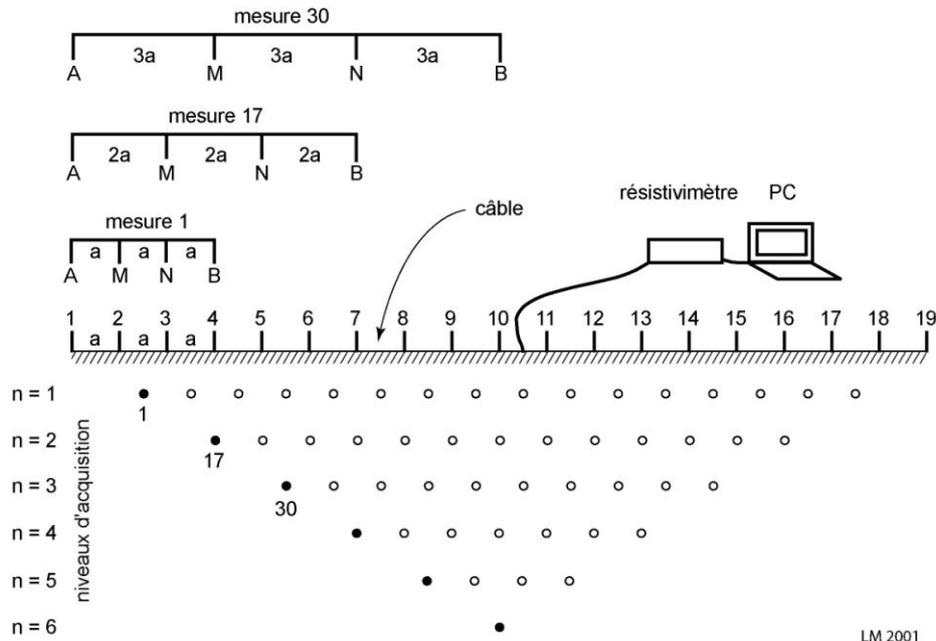
Troisième technique de prospection électrique : la tomographie électrique

But de la tomographie électrique

Une des limitations des sondages électriques vient du fait qu'ils ne prennent pas en compte les variations latérales de la résistivité du sous-sol. La méthode de tomographie électrique (parfois appelée imagerie électrique, ou ERT « Electrical Resistivity Tomography » en anglais) fût mise au point dans le but d'obtenir un modèle du sous-sol où la répartition de résistivité varie verticalement et horizontalement. Dans le cas de la tomographie 2D (en 2 dimensions), on suppose que la résistivité ne change pas dans la direction perpendiculaire à un profil. Cette supposition est raisonnable pour beaucoup de corps allongés (murs par exemple) et dans ce cas la méthode pourra être appliquée. Il faudra alors tenter de placer les profils perpendiculairement au corps à étudier ce qui nous permettra également de déterminer les vraies dimensions de ce corps. Pour une géométrie du sous-sol plus complexe, une étude 3D devrait être utilisée. Si, pour un sondage, on emploie quelques dizaines de points, il en faudra entre 100 et 1000 pour un profil 2D et plusieurs milliers pour une acquisition 3D. Cette évolution, bien qu'elle permette une amélioration considérable de notre connaissance du sous-sol, pose différents problèmes: le temps d'acquisition important, le coût du matériel relativement élevé et l'interprétation des données de plus en plus nombreuses. La tomographie 2D semble donc être actuellement un bon compromis entre obtenir des données fiables tout en maintenant un coût d'acquisition et de traitement raisonnable.

Procédure de mesure en 2D

Une acquisition 2D utilise en général un grand nombre d'électrodes connectées à un câble multi-conducteurs et placées selon un profil. Un ordinateur portable, dans lequel est programmée la séquence de mesures (ou un résistivimètre possédant un disque dur), est relié à une boîte de commutation et sélectionne automatiquement les électrodes utilisées pour l'injection du courant et la mesure du potentiel (figure ci-dessous). Chaque électrode possède en effet une adresse numérique unique dans le dispositif, ce qui lui permet d'être identifiée par l'ordinateur. La séquence de mesure est généralement créée sous forme de fichier texte dans lequel sont contenues diverses informations. Les formats de ces fichiers dépendent du constructeur. Les câbles multi-conducteurs sont reliés à la boîte de commutation. Un contact galvanique est assuré avec le sol au moyen de piquets métalliques (acier inoxydable) ou encore d'électrodes spéciales éliminant la polarisation spontanée. Un espacement constant est généralement utilisé d'une électrode à l'autre.

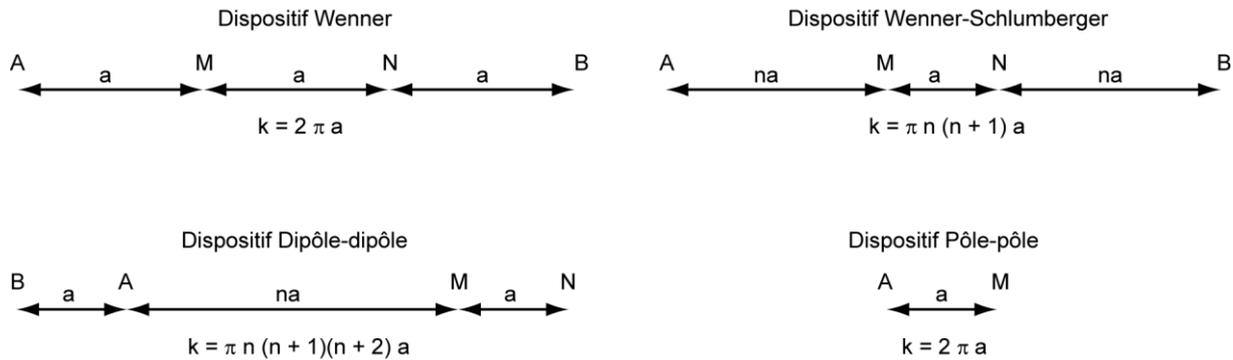


LM 2001

Lorsqu'on lance l'acquisition, le programme sélectionne automatiquement les électrodes utilisées pour l'injection du courant et la mesure du potentiel en fonction de la séquence de mesure programmée. La mesure est ensuite stockée dans la mémoire de l'ordinateur (ou du résistivimètre).

Pour obtenir une bonne image 2D du sous-sol, il est nécessaire que la couverture des mesures soit également 2D et uniforme. Prenons comme exemple un dispositif Wenner avec 19 électrodes. La distance entre deux électrodes est notée a . En dispositif Wenner (figure ci-dessous) la première mesure du fichier d'acquisition va se faire à l'aide des électrodes 1, 2, 3 et 4; les électrodes 1 et 4 serviront à l'injection du courant (A et B), les 2 et 3 à la mesure du potentiel (M et N). Tout le dispositif va ensuite se déplacer par commutation d'une distance a . Les électrodes 2 et 5 serviront alors d'injection du courant et les 3 et 4 de mesure du potentiel. Le processus se répète jusqu'à l'électrode 19. On a donc, pour le premier niveau d'acquisition 16 possibilités ($19-3$).

Comme la caractéristique du dispositif Wenner est de garder une distance constante entre toutes les électrodes, on va donc, pour le niveau suivant, prendre une distance égale à $2*a$. La première mesure du 2^{ème} niveau impliquera donc les électrodes 1 et 7 pour l'injection du courant et 3 et 5 pour la mesure du potentiel. Le processus se répète à nouveau jusqu'à l'électrode 19. Le second niveau comprendra alors 13 possibilités ($19-2*3$). On effectue ainsi les mesures de chaque niveau d'acquisition avec $3*a$, $4*a$, etc... (il en existe 6 pour 19 électrodes en Wenner). Il est évident que plus la distance inter-électrode augmente, plus le nombre de possibilités diminue. Le nombre de mesures va dépendre du type de dispositif utilisé. Pour avoir de bons résultats, il est obligatoire d'effectuer les mesures de manière systématique de façon à éviter les zones sans mesures. Le dispositif Wenner a le plus faible nombre de mesures comparativement aux autres dispositifs communément utilisés.



Pour le pôle-pôle, une procédure similaire au Wenner est utilisée. Pour un système avec 19 électrodes, 18 mesures sont d'abord effectuées avec une distance $1 \cdot a$ entre A et M, puis $2 \cdot a$ et ainsi de suite.

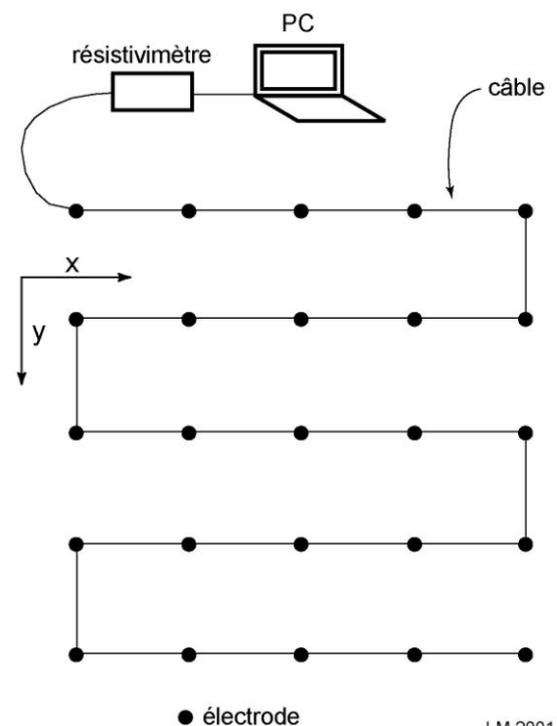
Pour un dipôle-dipôle, un Wenner-Schlumberger ou un pôle-dipôle, la séquence de mesure est légèrement différente (voir figure ci-dessous). Pour un dipôle-dipôle par exemple, les mesures commencent habituellement avec une distance $1 \cdot a$ entre les électrodes d'injection du courant (A et B) et de mesure de potentiel (M et N). La première séquence de mesure est alors effectuée en donnant une valeur de 1 pour le facteur n (qui est le rapport AM/MN) puis une valeur de 2 tout en maintenant la distance AB et MN fixe à $1 \cdot a$. Lorsque n vaut 2, la distance AM est donc le double de la distance AB (ou MN). Pour les mesures suivantes, la valeur de n est habituellement incrémentée jusqu'à 6. A partir de $n=6$, la valeur du potentiel mesurée n'est plus précise car trop faible. Pour accroître la profondeur d'investigation, on augmente la distance AB à $2 \cdot n$ et une même séquence de mesure est effectuée de manière similaire. Si nécessaire, cette opération peut être encore répétée.

Pour le Wenner-Schlumberger et un pôle-dipôle, différentes combinaisons de a et n sont utilisées. Il est donc bien clair que dans le cas d'un Wenner-Schlumberger, le type exact du dispositif va donc être compris entre un Wenner au sens strict et un dispositif Schlumberger.

Procédure de mesure en 3D

Etant donné que les structures géologiques et archéologiques sont en 3D dans la nature, un véritable dispositif 3D devrait donner de meilleurs résultats. Ce type d'acquisition n'a néanmoins pas encore atteint un niveau de développement équivalent à celui de la 2D. Une acquisition 3D demande en effet plus de données et coûte donc plus cher. Il y a toutefois deux principales évolutions qui tendent actuellement à rendre les études 3D possibles. Il s'agit de l'apparition récente des résistivimètres multicanaux qui permettent d'effectuer plusieurs mesures à la fois ainsi que de l'évolution rapide du matériel informatique rendant possible le traitement d'un nombre important de données en un temps raisonnable.

La procédure décrite pour les acquisitions 2D reste valable en 3D. Les électrodes sont par contre habituellement arrangées selon un carré ou un



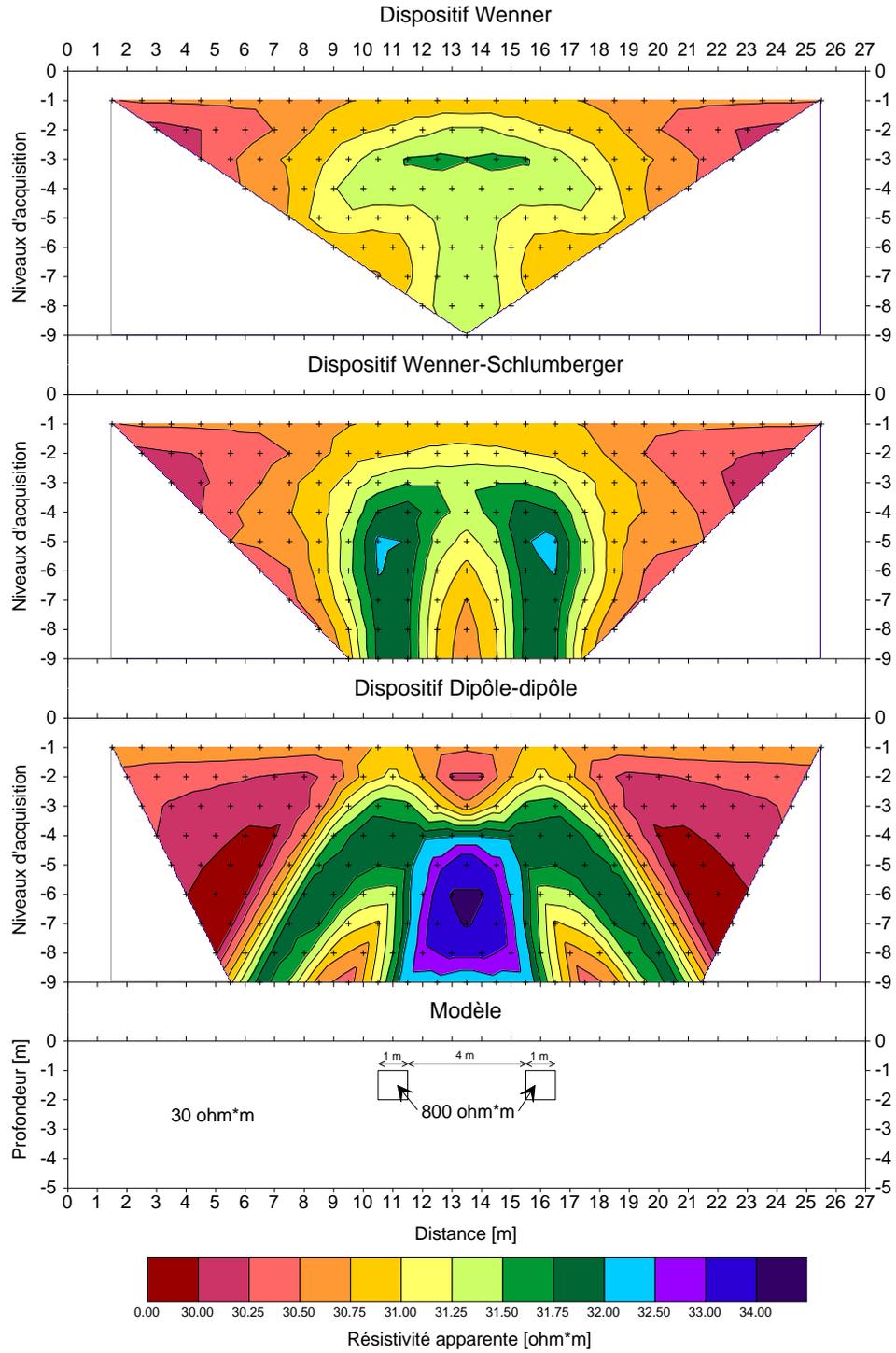
rectangle en surface (bien que cela ne soit pas une obligation). La forme de la grille peut donc varier selon celle du corps à étudier. L'interélectrode est également identique selon les axes x et y du dispositif (figure ci-dessous). On utilise essentiellement des dispositifs pôle-pôle, pôle-dipôle et dipôle-dipôle en tomographie de surface 3D. Les autres dispositifs ont en effet une trop faible couverture de données vers les bords de la grille.

Pseudosections

Les points de mesure sont habituellement représentés en 2D sous la forme de pseudosections (coupes électriques du sous-sol en résistivités apparentes). Les points de mesure sont reportés à l'aplomb du centre du dispositif et à une profondeur arbitraire proportionnelle à la distance séparant les électrodes.

Une pseudosection donne une image distordue du sous-sol car cette image dépend de la répartition des résistivités dans le sol mais également du dispositif utilisé (concept de résistivités apparentes). Une pseudosection est donc uniquement une manière commode de représenter les résistivités apparentes. **Il est donc totalement faux d'utiliser une pseudosection comme une image finale de la résistivité vraie du sous-sol!** Cette pseudosection doit être interprétée (inversée, voir plus loin). Une des utilités de la pseudosection est la possibilité d'éliminer sur ces profils les mauvaises données de résistivités apparentes. Ces dernières se marquent par des points de résistivité apparente anormalement hauts ou bas par rapport aux points environnants.

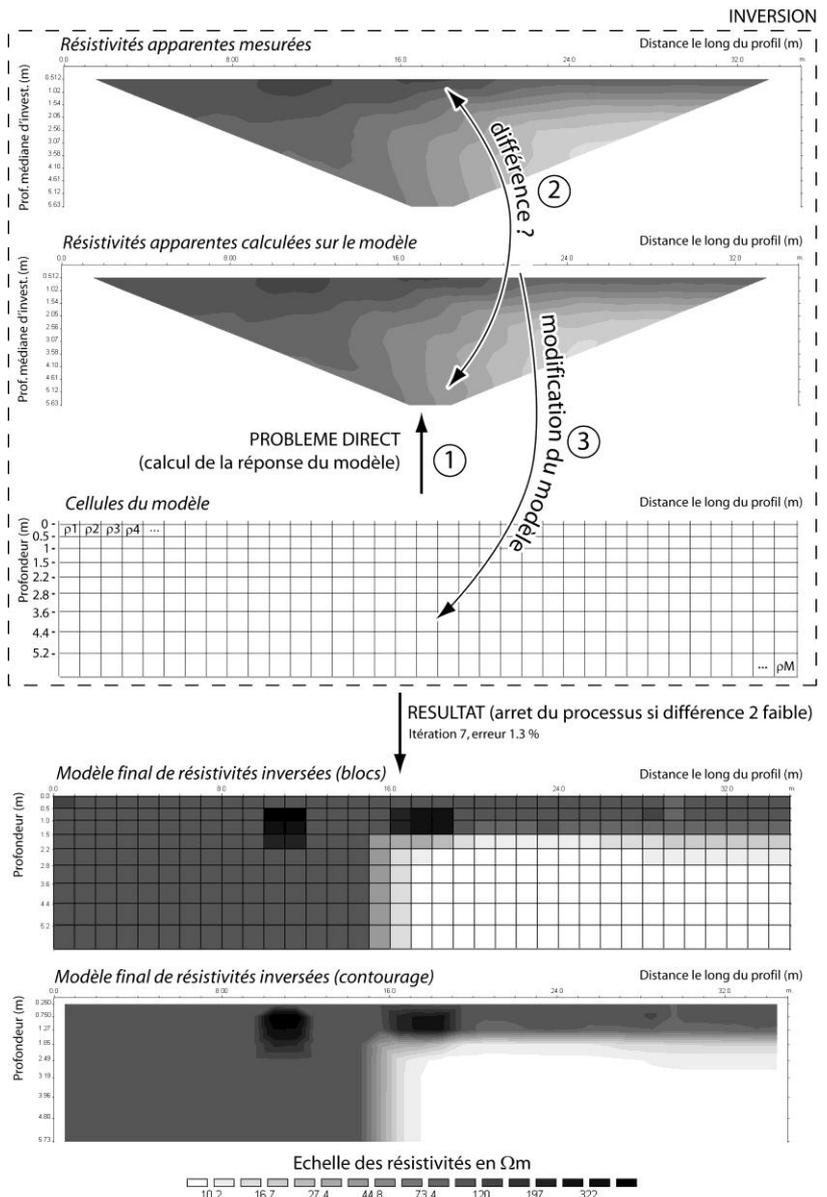
La figure ci-dessous présente les pseudosections obtenues avec trois dispositifs différents sur un modèle constitué de deux corps identiques (murs), infiniment longs perpendiculairement au dispositif et éloignés de quatre fois leur largeur. La figure permet de faire quelques commentaires intéressants. Les formes engendrées par un objet identique diffèrent fortement en fonction du dispositif employé. C'est la raison pour laquelle, il est quasiment impossible d'interpréter correctement une pseudosection. Le nombre de points de mesure et leur emplacement varient aussi avec les différents dispositifs. Ce phénomène se remarque bien en comparant l'acquisition effectuée en Wenner et celle en dipôle-dipôle. Les valeurs en résistivité apparente de l'anomalie sont très faibles, malgré la résistivité élevée des deux corps ($800 \Omega\text{m}$) et un environnement à $30 \Omega\text{m}$.



Interprétation de la tomographie électrique

L'interprétation des données (c'est-à-dire la détermination d'un modèle à partir des mesures) est appelée **inversion**. La méthode d'inversion est décrite schématiquement ici.

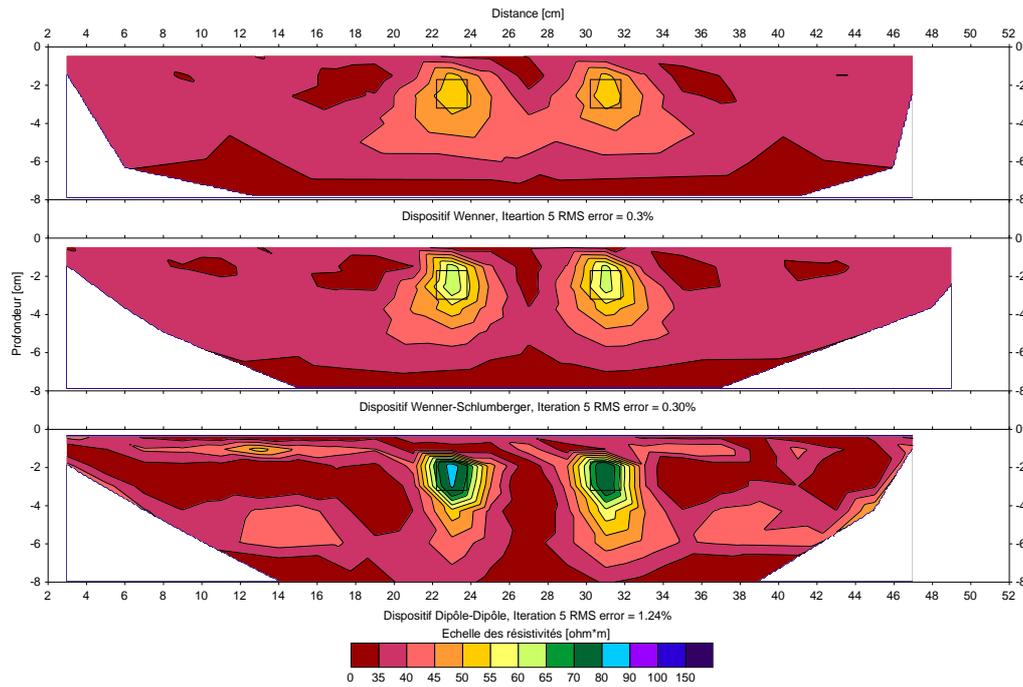
Un modèle de départ (composé de blocs ou cellules de résistivité homogène) est tout d'abord élaboré soit automatiquement à partir des données de résistivités apparentes mesurées, soit à partir d'informations a priori entrées par l'utilisateur. Le programme calcule ensuite la réponse de ce modèle en résolvant le problème direct (c'est-à-dire le calcul de résistivités apparentes calculées à partir de résistivités vraies du modèle, en simulant numériquement sur le modèle la même série de mesures effectuées sur le terrain) (étape 1). L'algorithme détermine alors le degré de différence entre les résistivités apparentes mesurées et calculées sur le modèle (étape 2). Le modèle est ensuite modifié dans le but de minimiser ce degré de différence (erreur) (étape 3). L'opération est alors répétée de manière itérative jusqu'à ce que le processus converge (l'erreur ne diminue plus de manière significative). Dans ce cas le modèle est une approximation possible de la réalité du sous-sol. On représente le modèle sous la forme de blocs ou aussi parfois sous une forme lissée (contourage des valeurs des blocs).



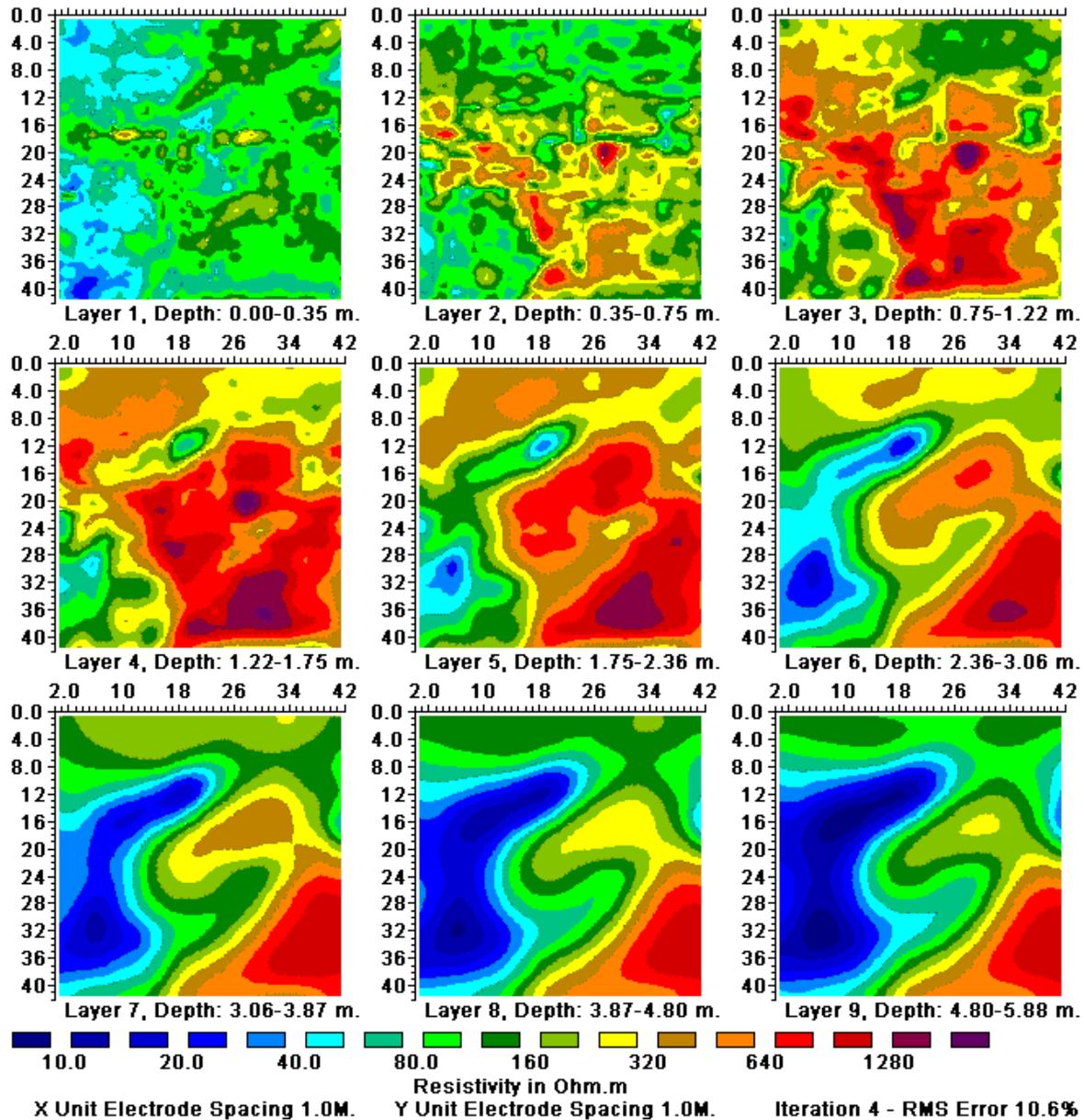
On notera que la répartition du courant dans le modèle dépend des résistivités du modèle : c'est pour cela qu'on utilise une inversion itérative pour le tomographie électrique, car à chaque itération on va modifier le modèle et donc la répartition du courant. Il sera donc nécessaire de recalculer à chaque itération la réponse du modèle. On dit dans ce cas que l'inversion est non linéaire. Vous trouverez plus d'information sur l'inversion en Annexe.

La figure ci-dessous montre le résultat de l'inversion des pseudosections mesurées plus haut sur les deux murs. Le modèle en 2D représente une coupe des propriétés électriques du sous-sol. On peut

remarquer que les résultats sont relativement similaires quels que soient les dispositifs utilisés (Wenner, Schlumberger, dipôle-dipôle), mais ils ne sont pas exactement identiques : comme nous l'avons vu plus haut, chaque dispositif a une résolution différente qui se traduit également dans le résultat de l'inversion.



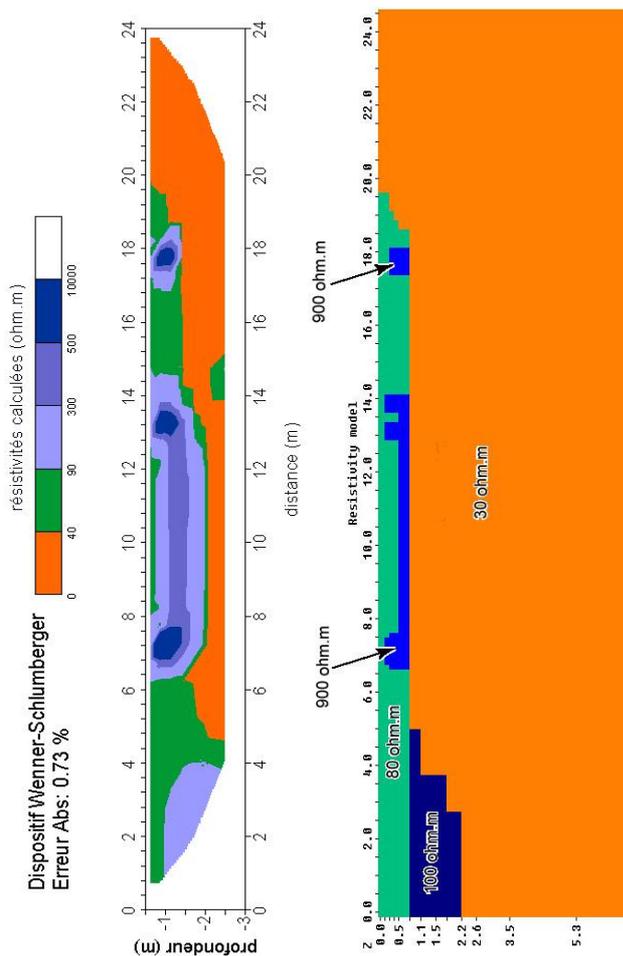
L'inversion en 3D suit une stratégie similaire. Le modèle n'est plus une coupe composée de cellules mais un volume de résistivité composé de petits cubes. On représente ce volume sous la forme de sections horizontales (à même profondeur) à travers ce volume. Voici un exemple 3D provenant de la villa gallo-romaine d'Orbe (Vaud). D'autres exemples se trouvent dans le Powerpoint accompagnant ce cours.



Exercices : tomographie électrique

Problème 7

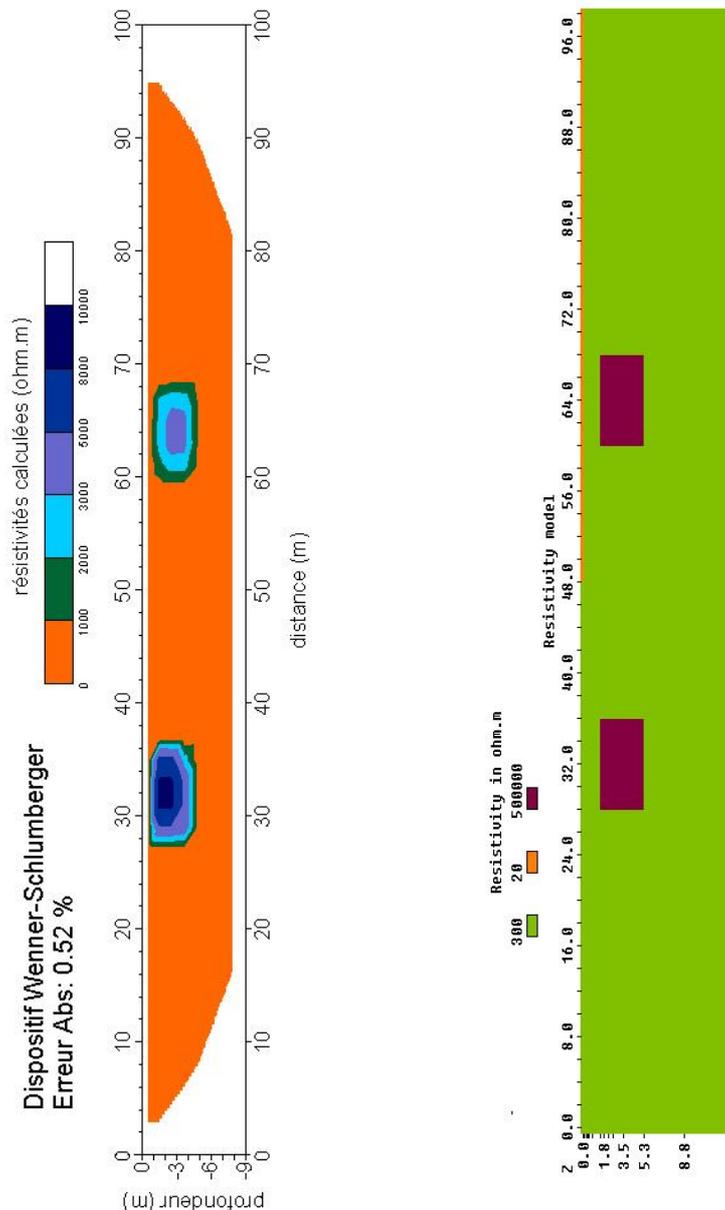
- a) Le profil de tomographie électrique inversé ci-dessous a été effectué au travers d'une rue idéalisée représentant une partie d'un site gallo-romain. Les vestiges sont constitués de calcaires altérés ($900 \Omega\text{m}$) plongés dans un terrain supérieur de résistivité $80 \Omega\text{m}$. Cette villa est probablement construite sur la molasse chattienne ($30 \Omega\text{m}$). Des sédiments lacustres peuvent exister au début du profil ($100 \Omega\text{m}$). Localisez la limite supérieure de la molasse, les différents murs, la dalle à la base des murs.
- b) En dessous, vous trouverez le modèle à l'origine des mesures. En fonction de ce dernier ainsi que du profil inversé et de la légende, discutez des points suivants:
- Quelle est l'inter-électrode ainsi que le dispositif utilisé?
 - Comparez les valeurs de résistivités calculées sur le profil avec les vraies valeurs du modèle (que pouvez-vous dire?)
 - La dalle horizontale est-elle mieux imagée que les murs verticaux?
 - Les deux murs proches (entre 13 et 14 m) sont-ils correctement imagés?



Problème 8

Voici un profil de tomographie électrique effectué sur une vue idéalisée de deux cavités (tombes) identiques (résistivité très grande, car aérées) situées dans de la moraine compacte (300 Ωm). Répondez aux questions suivantes:

- Quelle est l'interélectrode utilisé. Pourquoi est-elle différente de celle du profil précédent (nous avons toujours 50 électrodes) ?
- D'après le modèle, dessinez les deux tombes sur l'image et regardez si la correspondance est bonne (profondeur des tombes 1.8 m, hauteur 3.5 m, largeur 8 m). Les centres des tombes sont situés à 32 m et 64 m du début du profil
- Une couche argileuse (20 Ωm) recouvre le sol entre la position 48 m et 100 m. Son épaisseur est de 12 cm seulement. Décrivez l'effet de cette couche conductrice sur la tombe située en dessous et expliquez le rôle de cette couche argileuse sur les mesures.



Méthodes électriques et archéologie

Les méthodes électriques font probablement partie des méthodes géophysiques les plus utilisées en archéologie. Ses principaux avantages résident dans la rapidité de sa mise en œuvre et dans la simplicité de l'interprétation qualitative des résultats.

La méthode de la carte de résistivité apparente a eu, depuis le début de la prospection électrique, de très nombreuses applications et elle continue à être largement utilisée en archéologie. Les résistivités apparentes reflètent en effet les variations horizontales des résistivités vraies pour une tranche de terrain de profondeur assez bien déterminée et à peu près constante qui dépend de la longueur du dispositif. Les cartes ou les profils de résistivité apparente peuvent être comparées aux cartes relevées par pédologues sauf qu'il ne s'agit plus d'observations uniquement superficielles mais de la mesure d'un paramètre physique intéressant en moyenne une tranche de terrain d'une certaine épaisseur. Les cartes de résistivité présentent l'avantage de permettre une exploration continue, ce qui peut être très utile pour les études de détail ultérieures. Elles peuvent également être utilisées sur des terrains où la photographie aérienne ne donne pas de bons résultats (végétation inadéquate par exemple). C'est une méthode très utile dans les études de reconnaissance ayant pour but de mettre en évidence des zones anormales qui seront ensuite étudiées plus en détail. Ces cartes permettent en général de localiser des cibles sur le terrain ce qui permet une économie substantielle de temps et d'argent. Les cartes de résistivité apparentes permettent également d'apporter des informations sur une structure lorsque aucune fouille n'est prévue et que la localisation de la structure en soi constitue l'information désirée (localiser une route ou un canal par exemple).

La méthode des sondages électriques est surtout utilisée pour une investigation rapide de structures à grande échelle, comme par exemple la morphologie du soubassement rocheux sous un site ou encore l'extension des rives anciennes d'un lac. De part la simplicité des modèles en une dimension qui en résultent (et donc les problèmes que l'on rencontre à interpréter des structures en deux ou trois dimensions) on utilise actuellement plutôt la méthode de la tomographie électrique.

La méthode de la tomographie électrique est actuellement utilisée pour imager des structures complexes (murs, anciens canaux, terrains à forte topographie). Cette méthode nécessite un matériel ainsi qu'un traitement plus complexe que pour la mesure d'une carte de résistivité, mais donne des résultats en deux voir en trois dimensions. On va surtout l'utiliser pour préciser des structures locales décelées à grande échelle sur une carte de résistivité apparente par exemple.

Les méthodes électriques ont un potentiel certain pour des applications archéologiques, mais elles présentent également des limites. Il ne faut pas oublier que les modèles obtenus ne sont pas uniques (problème de l'équivalence) et qu'il est souvent difficile de relier une anomalie sur un modèle à une structure archéologique précise. De plus, les données collectées sont fortement influencées par l'humidité dans le sol. Il sera difficile de relier entre elles des mesures effectuées à des saisons différentes ou lorsqu'elles ont été séparées par un fort événement pluvieux.

LES MÉTHODES SISMIQUES

Généralités

La méthode sismique est l'étude de la propagation d'ondes sismiques (vibrations) dans le sol. Le paramètre qui nous intéresse est la vitesse de propagation de ces ondes dans le sous-sol (en mètres / secondes, m/s). En effet, chaque roche peut être définie à partir de la mesure de la vitesse sismique qui lui est propre. La propagation des ondes sismiques dépend des propriétés élastiques des roches composant le sous-sol. Les roches peuvent être considérées comme élastiques lorsque les déformations sont faibles.

Avec cette méthode, on peut distinguer la roche compacte du terrain meuble, la roche compacte et la roche altérée, les zones fracturées dans une roche saine, le niveau de la nappe phréatique, un dallage, un amas compact en archéologie.

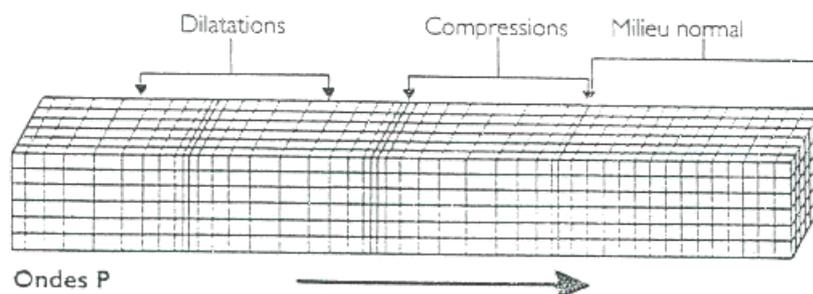
Les différentes ondes sismiques

Dans un milieu isotrope et élastique deux principales sortes d'ondes peuvent se propager : les ondes P et les ondes S.

Les ondes P

Le premier type d'ondes est appelé ondes longitudinales, ondes de compression ou ondes primaires P car ce sont elles qui arrivent en premier.

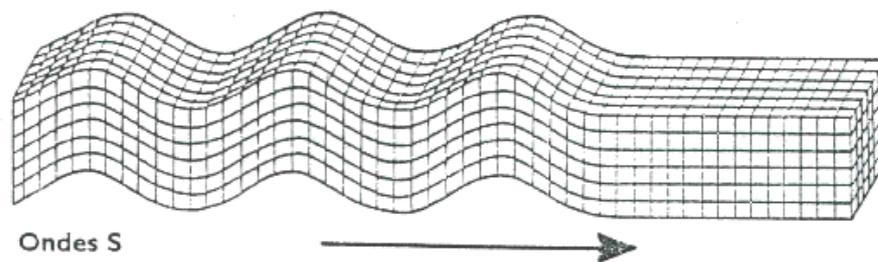
Le mouvement des particules se fait selon un mouvement de compression et de dilatation. La déformation se propage selon l'axe OX. La vitesse de telles ondes peut s'exprimer en fonction des différents paramètres d'élasticité (paramètres de Lamé).



Les ondes S

Le second type d'ondes correspond à un mouvement de cisaillement. On les appelle des ondes transverses, ondes de torsion ou ondes secondaires S car ce sont elles qui arrivent en second.

Le mouvement des particules dans ce cas se fait perpendiculairement à la direction de propagation. La vitesse des ondes secondaires s'exprime en fonction elle aussi des paramètres d'élasticité. Comme il n'existe pas de module de cisaillement dans les liquides, les ondes S ne s'y propagent pas.



Les vitesses sismiques dans les roches

Le paramètre physique mis en cause est la vitesse de propagation des ondes. On mesure en général les ondes P.

On a souvent besoin, pour savoir si la méthode sismique est applicable à certains problèmes, de connaître l'ordre de grandeur relatif des vitesses des différentes roches en présence. En effet, l'emploi de cette méthode est conditionné par l'existence d'un contraste suffisant entre les vitesses des différentes couches de la zone à étudier.

D'une façon générale, on peut dire qu'un problème peut être résolu par la sismique lorsque les écarts de vitesse pour deux unités sont supérieurs à 25%.

Les vitesses sismiques dans les roches varient avec un certain nombre de facteurs que nous allons passer en revue :

- La porosité et la saturation
- La profondeur
- L'âge de la formation

La porosité et la saturation

D'une façon générale, les vitesses sismiques décroissent lorsque les porosités croissent. Par ailleurs, pour une même porosité, les terrains propagent les ondes sismiques plus rapidement quand ils sont saturés que quand ils ne le sont pas. Par exemple, pour une porosité de 60% environ, la vitesse de propagation est proche de 330 m/s (vitesse de l'air) lorsque la roche est sèche, et de 1500 m/s (vitesse dans l'eau) si la roche est saturée. Il existe une loi similaire à celle utilisée en résistivité :

$$\frac{1}{V_{roche}} = \frac{(1-\phi)}{V_{matrice}} + \frac{\phi}{V_{fluide}}$$

La profondeur

Les vitesses augmentent généralement avec la profondeur, cela peut être dû à :

- Une diminution de la porosité
- Une augmentation de la saturation

L'âge de la formation

La vitesse des ondes P augmente avec l'âge pour une même profondeur. La cause principale en est une diminution de la porosité.

Conclusions pour les vitesses sismiques dans les roches

Pour l'estimation des vitesses des roches, on peut se souvenir de quelques règles :

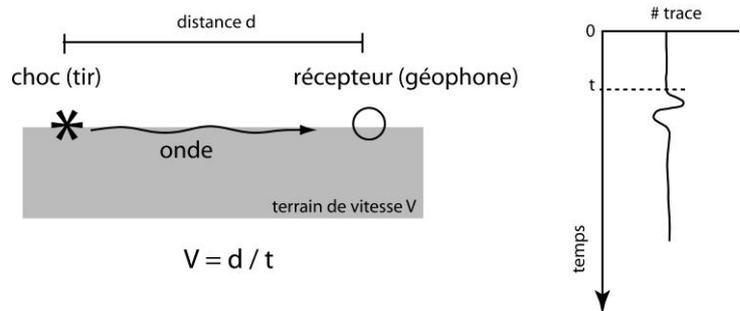
- La vitesse est grossièrement proportionnelle au degré de consolidation des roches.
- Dans du matériel non consolidé, la vitesse augmente avec la saturation en eau.
- L'altération de la roche diminue généralement sa vitesse.
- Les mesures de vitesse sont très sensibles au pendage géologiques.

Valeurs de quelques vitesses sismiques de roches de la croûte terrestre :

| Classification selon le matériel | |
|--|-------------------------|
| Matériel | Vitesse en m/sec |
| Terrain d'altération en surface | 300 - 600 |
| Graviers, sable sec... | 500 - 1000 |
| Sable humide | 600 - 1850 |
| Eau (selon la température et la salinité) | 1430 - 1680 |
| Eau de mer | 1460 - 1530 |
| Grès | 1800 - 3500 |
| Argiles | 2750 - 4250 |
| Craie | 1850 - 3950 |
| Calcaire | 2100 - 6100 |
| Sel | 4250 - 5200 |
| Granite | 4580 - 5800 |
| Roches métamorphiques | 3000 - 7000 |

Les techniques de mesure en sismique

Nous avons vu que lorsqu'on provoque un choc, un ébranlement (naturel: tremblement de terre ou, artificiel: explosif) dans un milieu élastique, celui-ci se déforme. La déformation se propage de proche en proche en s'éloignant du point d'impact et en s'amortissant. L'objet de la sismique est l'étude de la propagation de cette déformation.



On enregistre l'arrivée de cet ébranlement à un récepteur (géophone). Cet enregistrement constitue une trace sismique. Connaissant les dimensions du dispositif (distance d) et le temps d'arrivée t de l'onde, on peut en déduire des informations sur la vitesse du sous-sol : $V=d/t$.

Appareillage de mesure

La méthode sismique implique la production d'énergie qui est transmise au sous-sol. Après un certain temps, cette énergie ayant été **réfléchie** ou **réfractée** sur une ou plusieurs discontinuités retourne en surface où elle est perçue par des **récepteurs** ou **géophones**. L'amplitude du signal reçu, qui dépend de l'énergie parvenant aux récepteurs, ainsi que la forme du signal sont affectées par des causes artificielles (appareil, source, etc.) et des causes naturelles (coefficient de réflexion, distance, absorption, etc).

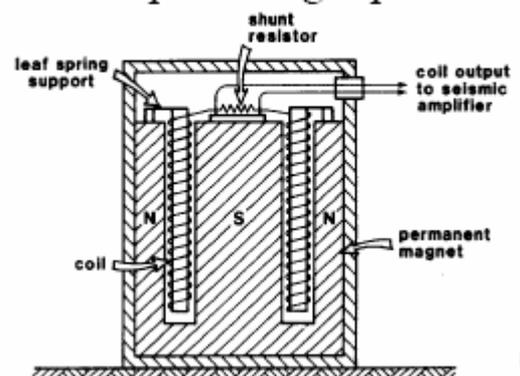
Les sources d'énergie

Il existe de nombreux moyens d'émission utilisés en prospection sismique. Pour les travaux à faible profondeur en archéologie, on peut utiliser à la place des explosifs le choc d'un marteau sur une plaque posée sur le sol ou encore le fusil (cartouches à blanc). Les endroits où ont eu lieu les tirs sont appelés des points de tirs.

Les récepteurs

Le mouvement du sol provoqué par le passage des ondes sismiques générées par l'explosion ou la chute du marteau, est perçu par des récepteurs que l'on appelle des géophones. Le géophone est un petit appareil qui traduit en tension électrique induite dans une bobine le mouvement d'un aimant dû aux vibrations du sol, surtout sa composante verticale. L'amplitude des oscillations de l'appareil est proportionnelle à celle des arrivées sismiques. La fréquence d'oscillation dépend essentiellement de l'instrument.

Principle of a geophone



L'amplitude du signal dépend aussi du couplage du géophone avec le sol. Le couplage sol-géophone est très important si l'on désire avoir une représentation fidèle du mouvement du sol.

Les signaux qui arrivent aux géophones sont amplifiés et enregistrés. Chaque géophone donne en définitive une courbe ou trace sismique, ligne verticale qui traduit en fonction du temps l'amplitude des paramètres mesurés (voir plus loin).

Les appareils enregistreurs

Ils permettent d'enregistrer simultanément les impulsions perçues par 1, 12, 24 etc. géophones. L'enregistrement des impulsions qui permettent de mesurer les temps de propagation est appelé un sismogramme. Pour chaque tir, on obtient donc un sismogramme qui représente l'image des mouvements vibratoires captés par les géophones. L'instant de l'explosion, origine des temps est lisible sur le sismogramme sur l'une des traces. Sur chaque trace, on peut noter le temps mis par l'onde entre l'explosion et l'arrivée au géophone. Les appareils modernes permettent d'améliorer la qualité des mesures en répétant et en additionnant les tirs, ou coups de marteau. On appelle cette façon de faire un stacking. Cette façon de faire permet d'atténuer les bruits.

La propagation des ondes sismiques

Dans un milieu homogène, élastique, isotrope.

Le **principe de Huygens** stipule que tout point touché par un front d'onde (en gris sur la figure ci-dessous) devient à son tour source d'ondes, toute particule qui entre en oscillation transmet son mouvement aux particules qui l'entourent. Si l'on connaît la forme et la disposition du front d'onde à l'instant t on peut trouver la forme et la disposition du front d'onde à l'instant $t + \Delta t$. **On appelle rayon sismique la droite perpendiculaire au front d'onde.**

Dans un milieu homogène, isotrope et élastique, le front d'onde est une sphère.

Dans un milieu hétérogène

Dans le cas où le sous-sol est hétérogène, l'onde ou le rayon issu de la source ponctuelle va subir des modifications. En passant d'un milieu à l'autre, la vitesse de propagation change, ce changement peut s'accompagner de phénomènes de **réflexion**, de **réfraction** et de **diffraction**.

La sismique réfraction a pour objet l'étude de la propagation des ondes sismiques suivant les trajets directs et réfractés. La sismique réflexion s'intéresse, elle, aux propagations suivant les trajets réfléchis.

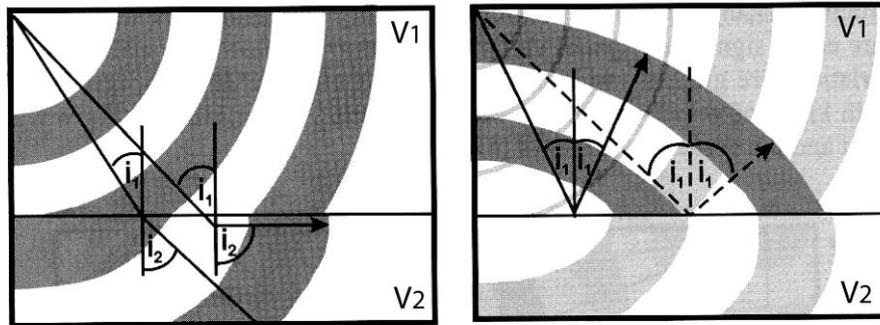
Les ondes élastiques se comportant de manière analogue aux ondes lumineuses, on leur applique les mêmes lois. Considérons deux milieux de nature différente, c'est-à-dire deux milieux ayant des vitesses sismiques différentes V_1 et V_2 . Ces milieux sont séparés par une surface de discontinuité que nous supposons plane pour simplifier. Cette surface est désignée en sismique réfraction par le terme marqueur et en réflexion par la dénomination de miroir (voir figure ci-dessous).

Par analogie avec la propagation de la lumière, on utilise les lois de Snell pour l'étude des trajets sismiques. La figure ci-dessous montre les relations géométriques pour la transmission (à gauche) et la réflexion (à droite) entre deux milieux de vitesses V_1 et V_2 . Selon Snell, nous avons :

$$\frac{\sin(i_1)}{V_1} = \frac{\sin(i_2)}{V_2}$$

Lorsque $i_2=90^\circ$, alors $\sin(i_2)=1$ et $\sin(i_1) = \frac{V_1}{V_2}$ et l'angle i_1 est appelé **angle d'incidence limite** ou **angle critique** i_c .

Dans ce cas, le trajet réfracté suit le toit du marqueur à la vitesse V_2 . C'est le phénomène de réfraction totale (voir figure ci-dessous à gauche).



Comprendre un séismogramme

Supposons un milieu à deux couches de vitesses V_1 et V_2 tel que décrit dans la figure ci-dessous. La figure du haut montre le séismogramme avec les traces sismiques. Dans cette figure, chaque trace sismique est représentée selon une ligne qui oscille en fonction de l'amplitude de l'onde reçue en fonction du temps. A chaque trace correspond un géophone. Ces géophones sont implantés selon un profil. Un tir est effectué au point A, au milieu des géophones. En abscisse nous avons donc la distance entre les géophones le long du profil et en ordonnée le temps. Les pics positifs sont noircis et les traces juxtaposées. Nous pouvons constater que plus un géophone est éloigné de la source, plus il s'écoule du temps avant qu'une perturbation soit enregistrée.

Dans le cas général exposé ici, l'interface n'est pas horizontale (voir figure du bas). La figure du milieu montre les différentes arrivées. On peut voir que l'onde **directe** (τ_1), voyageant vers la surface directement de la source au récepteur, arrive la première, du moins pour les géophones proches de la source A.

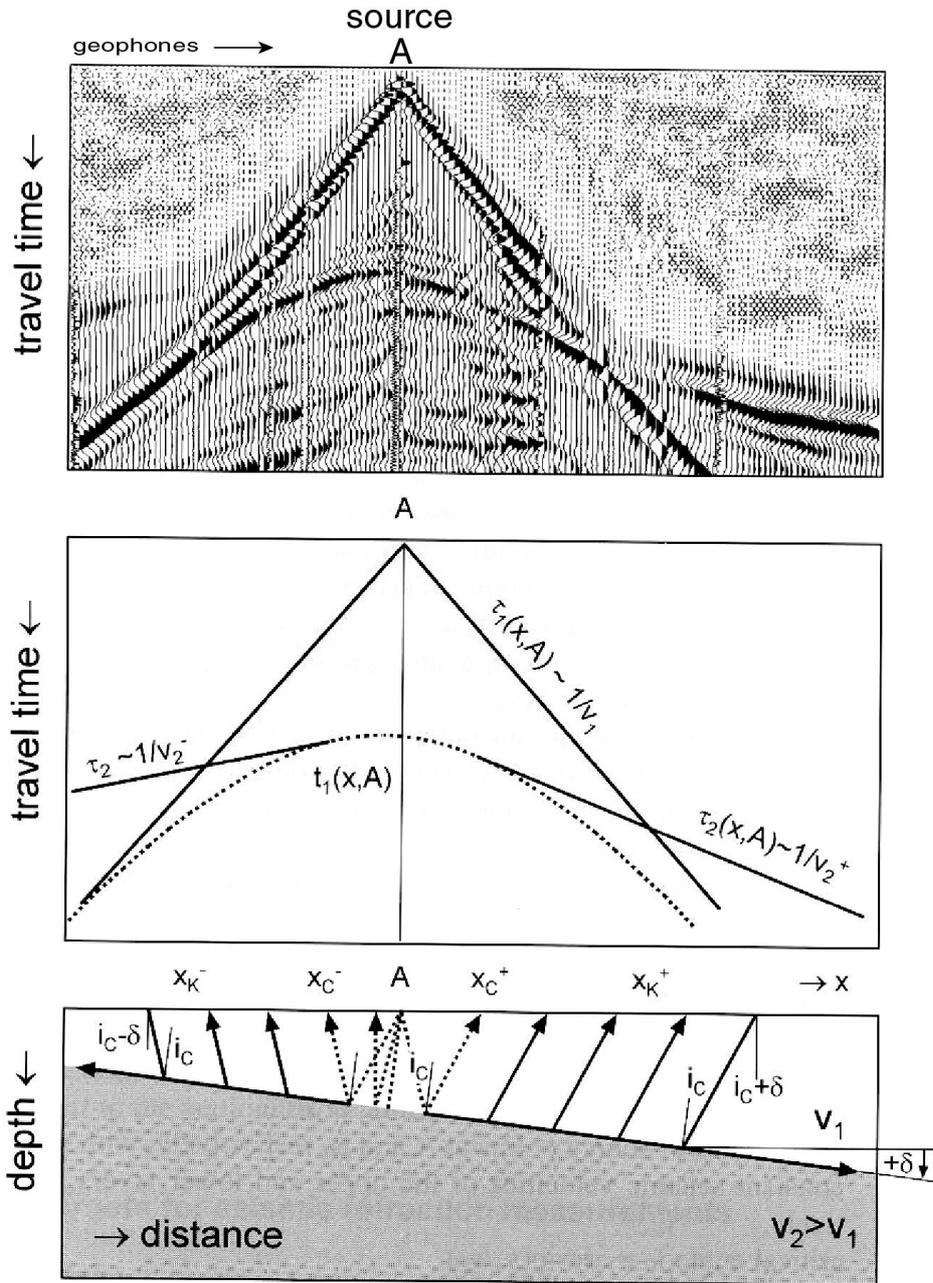
A partir d'un certain temps arrive l'onde **réfractée** (τ_2). Comme le montre la figure du bas, cette onde part de la source A, voyage dans le milieu V_1 , voyage ensuite à l'interface à la vitesse V_2 puis remonte vers les récepteurs à la vitesse V_1 . La réfraction est possible si l'angle critique i_c est atteint. Si l'angle d'incidence i_2 est plus petit que l'angle i_c , il existe bien une réfraction mais elle n'est plus totale et le trajet réfracté ne ressort pas à la surface du sol.

Pour avoir une réfraction :

- Il faut que la distance source-récepteur dépasse une certaine valeur. On remarque que les trajets mesurés par les géophones situés aux points X_C^+ et X_C^- sont en fait les premiers trajets réfractés possibles. On appelle cette distance la **distance critique**.
- Il faut que la réfraction totale ait lieu. Pour que la réfraction totale ait lieu, il faut que V_2 soit plus grande que V_1 , ce qui entraîne i_2 plus grand que i_1 , c'est-à-dire qu'il faut que les couches en présence possèdent des vitesses croissantes avec la profondeur.

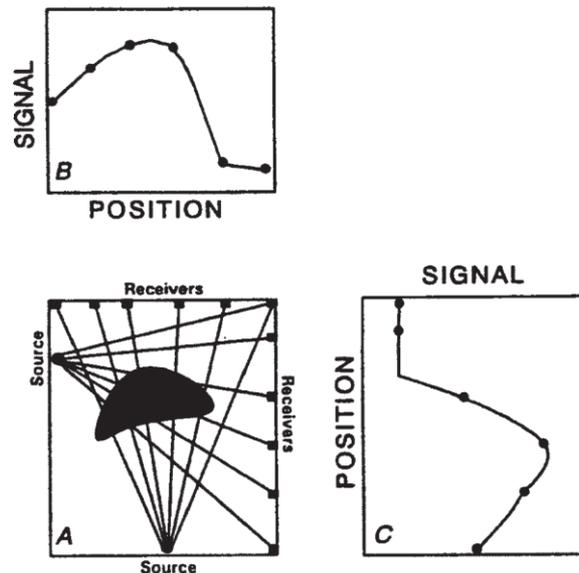
Une onde **réfléchie** peut être observée en traitillé voyageant de la source au récepteur à la vitesse V_1 . Les trajets de l'onde sont symétriques entre la descente et la remontée. Pour des raisons géométriques, les ondes réfléchies sont des hyperboles. Comme l'onde voyage dans le milieu V_1 uniquement et que $V_2 > V_1$, l'onde réfractée arrive avant l'onde réfléchie.

Une acquisition sismique implique la collecte de nombreux tomogrammes correspondant à autant de sources le long d'un profil, c'est-à-dire que nous allons tirer en différents points le long du profil. Il existe 3 principales approches pour traiter les données mesurées suivant qu'on utilise les ondes, directes, réfractées ou réfléchies. Ces méthodes de traitement sont la tomographie sismique, la sismique réfraction et la sismique réflexion.



Première technique de prospection sismique : la tomographie sismique

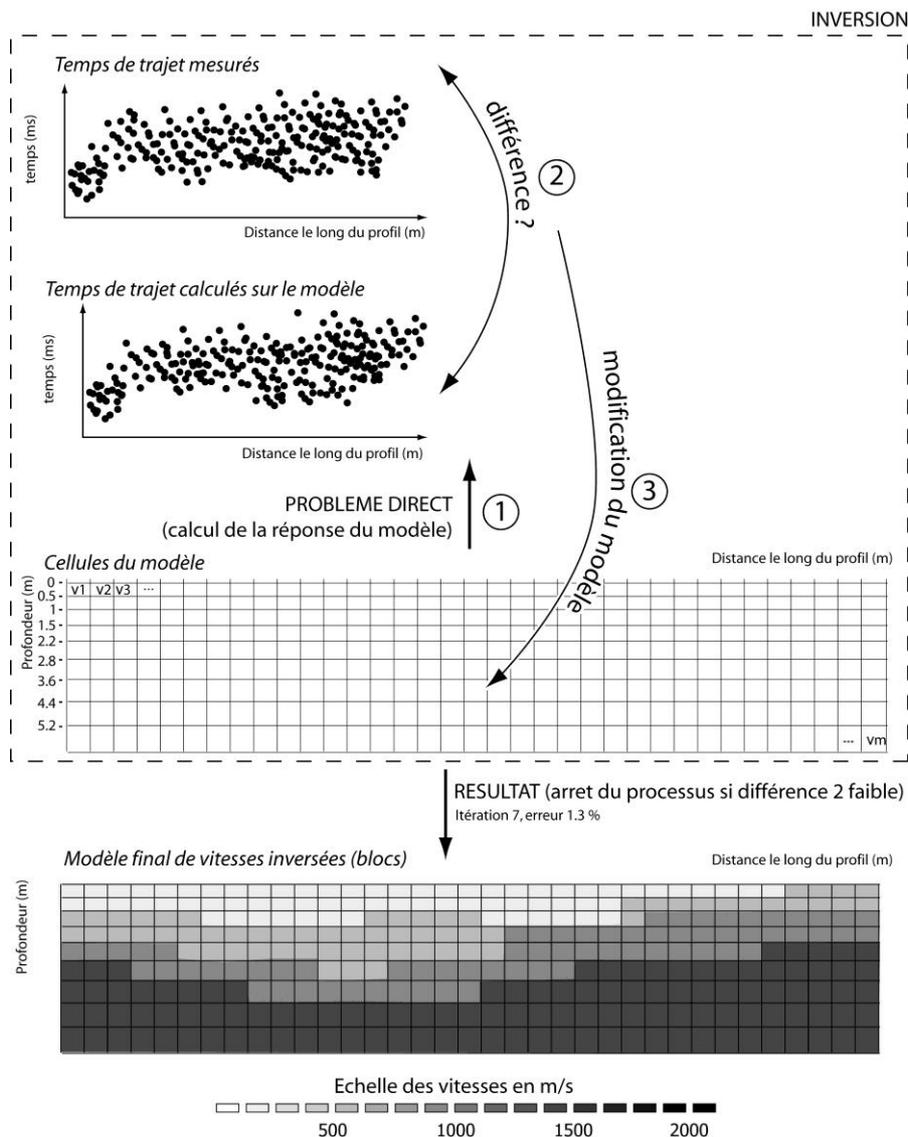
Cette méthode sismique est à proprement parler une méthode par réfraction. La tomographie sismique est une des méthodes sismiques les plus fréquemment utilisées en archéologie pour investiguer les premiers mètres du sol ou l'intérieur d'un élément d'architecture (mur, tour, talus, tumulus par exemple). Pour investiguer le sous sol, on dispose les géophones le long d'un profil (avec un espacement d'environ 1 à 0.5 m) et on collecte une série de tomogrammes en tirant entre chaque géophones par exemple. Pour une tour par exemple, on peut également placer des géophones sur une des faces de la structure pour tirer depuis l'autre coté comme le montre la figure ci-dessous : on voit que le fait d'avoir un objet de vitesse différente caché dans la tour va influencer les rayons sismiques en les accélérant ou en les ralentissant, ce qui se traduit par des temps d'arrivées variables aux récepteurs (géophones).



A partir des tomogrammes, on mesure les temps des premières arrivées (premières perturbations) qui constituent nos données mesurées. Il s'agit des ondes directes et réfractées. Les temps d'arrivées étant dépendant des vitesses dans la structure investiguée, on peut les utiliser dans une approche d'inversion en tomographie afin de reconstruire un modèle de la structure composée de blocs ou de cellules de vitesses constantes. Cette approche est très similaire à l'inversion des données de tomographie électrique 2D que nous avons décrit plus haut.

Voici un exemple de traitement (ou inversion) pour une tomographie sismique de surface. Un modèle de départ (composé de blocs de vitesse croissante avec la profondeur ou contenant d'autres information a priori) est tout d'abord élaboré (voir figure ci-dessous). Le programme calcule ensuite la réponse de ce modèle en résolvant le problème direct (c'est à dire le calcul des temps d'arrivées à partir de vitesses du modèle, en simulant numériquement sur le modèle la même série de mesures effectuées sur le terrain) (étape 1). L'algorithme détermine alors le degré de différence entre les temps d'arrivées mesurés et calculés sur le modèle (étape 2). Le modèle est ensuite modifié dans le but de minimiser le degré de différence (erreur) entre les temps d'arrivées mesurés et calculés (étape 3). L'opération est alors répétée de manière itérative jusqu'à ce que le processus converge (l'erreur ne diminue plus de manière significative). Dans ce cas le modèle est une approximation possible de la

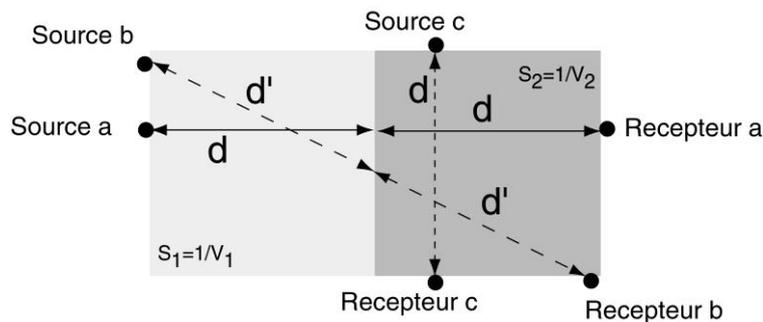
réalité du sous-sol. Ce traitement se généralise sans peine pour l'investigation d'une structure à géométrie plus complexe, telle qu'une tour : seule la géométrie du modèle change, l'algorithme d'inversion reste le même.



Dans l'explication ci-dessus, on va considérer que les rayons sismiques sont courbés : ils descendent des sources en surface et s'incurvent en profondeur pour remonter jusqu'aux géophones. Les trajets sont donc influencés pas la répartition des vitesses dans les modèles et ces derniers doivent donc être redessinés à chaque itération. Comme pour la tomographie électrique, le problème inverse en tomographie sismique est non-linéaire. Vous trouverez plus d'informations sur l'inversion en Annexe

Le concept de rayon sismique étant facile à appréhender, nous allons décrire certains aspects du problème inverse plus en détail ici. Imaginons un cas très simple, où on désire déterminer les vitesses V_1 et V_2 de 2 briques. Supposons pour simplifier que les trajets sont des droite (et non des courbes comme avant). Comme le montre l'image ci-dessous, on peut dans un premier temps placer un géophone sur un des cotés et tirer de l'autre côté. Il est alors aisé de poser l'équation suivante :

$$S_1 d + S_2 d = t_a$$



Avec t_a le temps d'arrivée mesuré pour la mesure a, S_1 et S_2 l'inverse des vitesses pour les deux briques (ou « slowness ») et d l'épaisseur de chaque brique. On prend ici l'inverse des vitesses ($S=1/V$) pour simplifier le problème (on dit qu'on « rend le problème linéaire »).

On remarque immédiatement qu'il est impossible de résoudre cette équation avec seulement une mesure alors que nous avons deux inconnues. Il est nécessaire de collecter des données supplémentaires. On pourrait par exemple proposer de collecter la mesure b :

$$S_1 d' + S_2 d' = t_b$$

Nous avons maintenant 2 équations pour deux inconnues, On remarque toutefois que ce n'est pas suffisant : il n'est toujours pas possible de définir S_1 et S_2 de manière unique (seule la vitesse moyenne peut être déterminée). A la place, il serait préférable de collecter la mesure c qui nous donne :

$$S_2 d = t_c$$

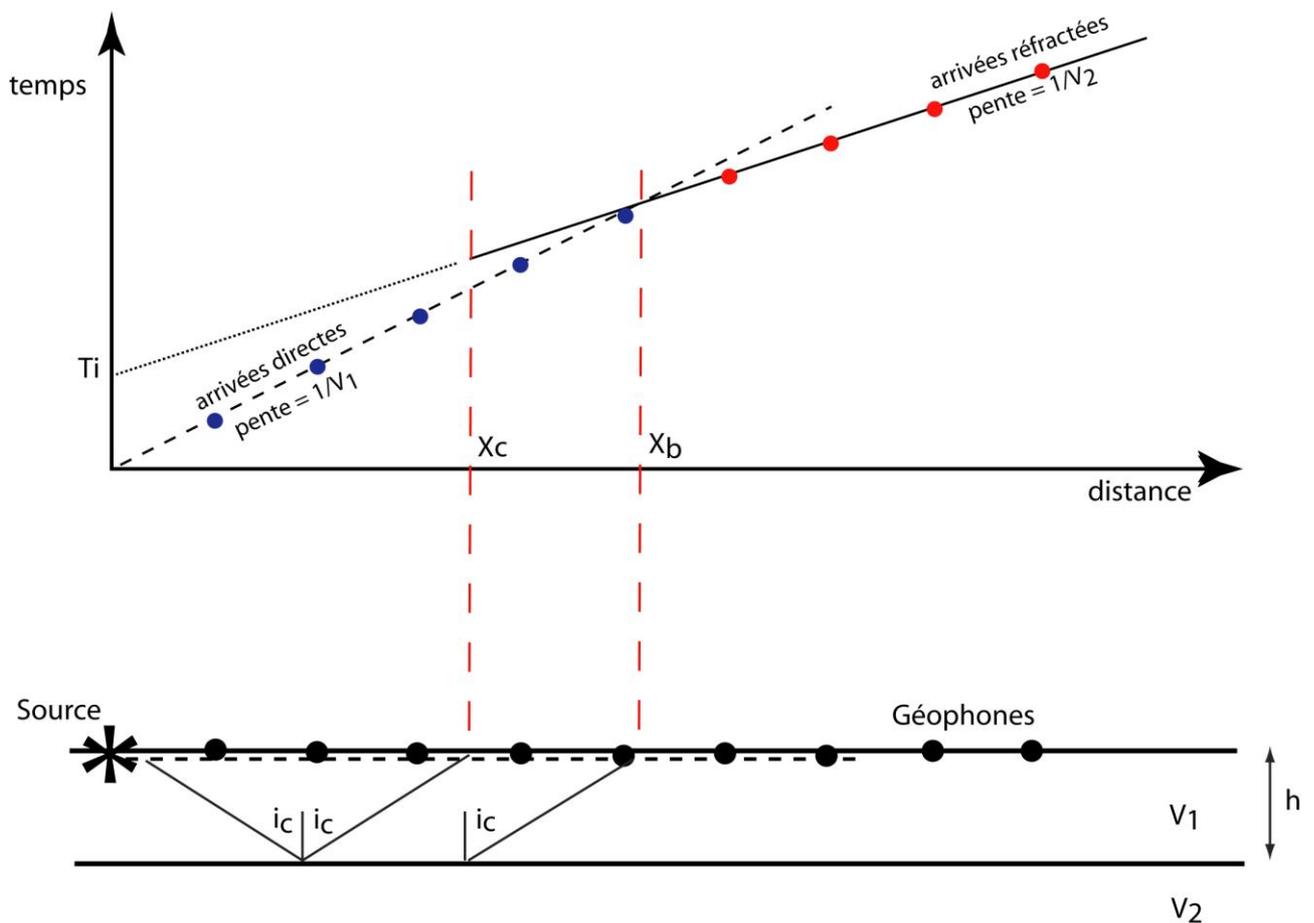
En utilisant les données a et c, il est maintenant possible de définir S_1 et S_2 et donc V_1 et V_2 .

Cet exemple est bien entendu très simple. Dans la pratique nous avons du bruit sur les mesures et on doit tenir compte des réfractions entre les briques ce qui courbe les rayons sismiques (le problème n'est plus linéaire). De plus, nous avons des centaines de briques ou blocs et des centaines de données, rendant obligatoire l'utilisation d'ordinateurs. Cet exemple illustre toutefois quelques points intéressants concernant l'inversion en générale (ceci est valable pour les méthodes électriques également) : nous constatons qu'il est nécessaire d'avoir un nombre de mesures généralement plus grand que le nombre de blocs du modèle. Mais cette condition n'est pas suffisante : ces mesures doivent de plus être indépendantes, ce qui se traduit ici à collecter des données considérant des rayons sismiques traversant les briques à des angles différents.

Deuxième technique de prospection sismique : la sismique réfraction*

Cette technique est surtout utilisée pour obtenir des informations sur des structures à grande échelle, telles que le niveau de la nappe phréatique ou la profondeur du substratum rocheux. En utilisant les arrivées directes et réfractées à partir d'un (ou plusieurs tirs), il devient possible d'interpréter le sous-sol en termes de couches caractérisées par des vitesses et des profondeurs.

Prenons par exemple le cas simple d'un milieu à deux couches horizontales. Un tir est effectué en bout de profil. La figure ci-dessous nous montre comment un graphique temps-distance (appelée aussi dromochronique) peut être utilisé dans ce but. On représente sur ce graphique les premières arrivées des ondes lues sur le séismogramme (points sur la figure). Nous pouvons voir que ces premières arrivées ne sont pas alignées sur une même droite et qu'un point de brisure (X_b) peut être observé. On entend par premières arrivées les premières perturbations enregistrées par les géophones. En mettant en relation la dromochronique et un modèle de terrain à deux couches, nous voyons que ce point de brisure correspond au moment où les ondes réfractées rattrapent les ondes directes. Le point X_c est la distance critique, c'est-à-dire la distance à partir de laquelle la réfraction est possible. Si on prolonge la droite des arrivées réfractées (pointillée), nous obtenons « l'intercept time » T_i .



La pente du segment de droite passant par les arrivées directes donne V_1 et la pente du segment droite passant par les arrivées de l'onde réfractée donne V_2 . En utilisant des relations géométriques simples nous pouvons obtenir une équation donnant la profondeur de l'interface h en utilisant X_b :

$$h = \frac{X_b}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$

Alternativement, une autre équation pour h en utilisant Ti peut être donnée:

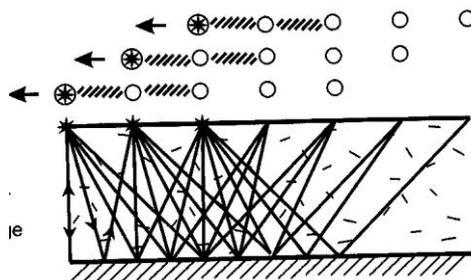
$$h = \frac{Ti}{2} \frac{V_1 V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}$$

L'exemple présenté ici est fort simple et nous pourrions de même obtenir des relations pour des modèles à plusieurs couches et de plus inclinées. Dans la pratique il existe également des techniques plus élaborées permettant d'interpréter des interfaces plus irrégulières.

Troisième technique de prospection sismique : la sismique réflexion*

La sismique réflexion est différente de la sismique réfraction dans sa mise en œuvre et son traitement. Le but de la sismique réflexion est d'obtenir une image du sous-sol à la manière d'une échographie à partir des ondes réfléchies (ce qu'on appelle un profil sismique).

Pour la mise en œuvre, plusieurs tirs sont nécessaires le long d'un profil. Comme le montre la figure ci-dessous, on décale le système entre chaque tir d'une distance égale à la distance entre deux géophones. On retrouve donc pour des tirs différents des traces correspondants aux mêmes points miroirs communs (en anglais Common Mid Point, CMP) c'est-à-dire aux mêmes points de réflexion.

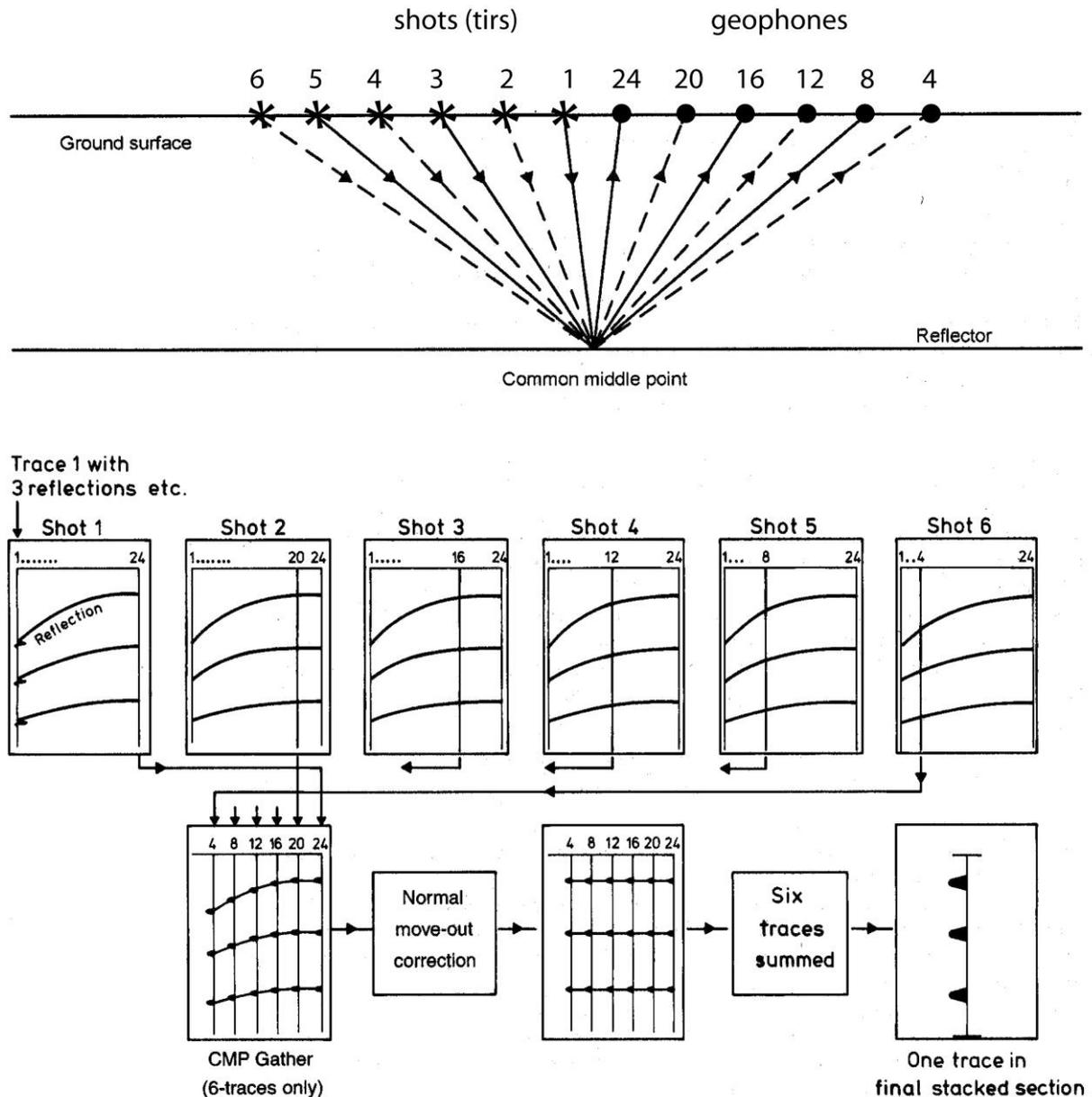


Lors du traitement, on regroupe tout d'abord les traces par point miroir commun. On sélectionne alors pour chaque tir la trace qui correspond au CMP désiré (figure ci-dessous). Nous avons dans cette figure 6 tirs et un ensemble de 6 géophones ont enregistré des traces pour le CMP recherché (par exemple, tir 1 : trace 24, tir 2 : trace 20, etc.). On regroupe alors ces traces selon un « CMP Gather ».

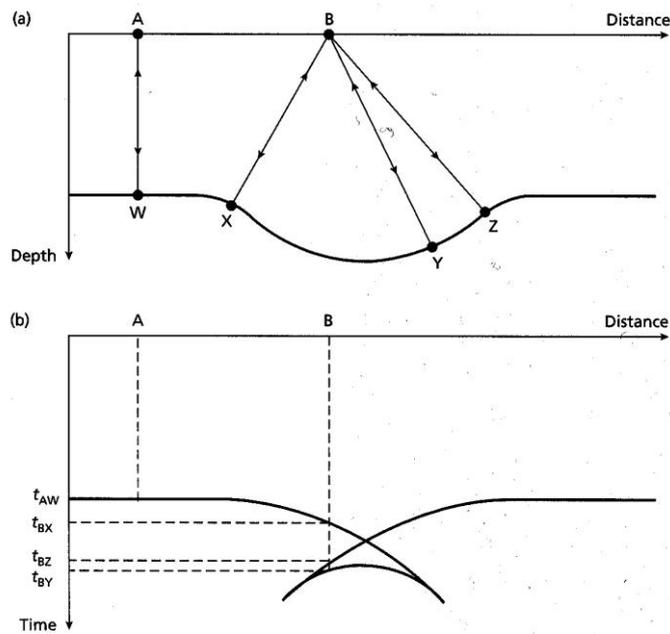
On applique ensuite des corrections à ces traces correspondant au même point miroir. Comme les traces sont des hyperboles, une correction dynamique est appliquée afin de redresser les réflecteurs (Normal Move Out).

Ces traces correspondant à un même point miroir sont ensuite additionnées dans l'opération de sommation (stacking). Cette addition tend à renforcer le signal du sous-sol (commun à chaque trace) et

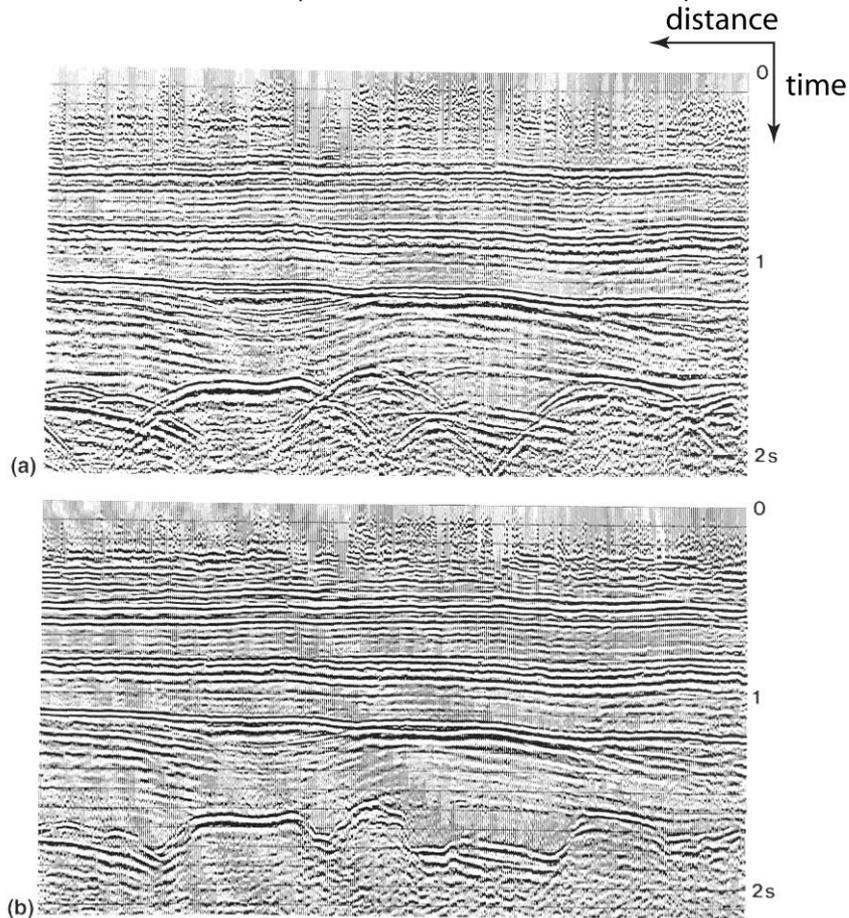
à annuler le bruit indésirable (aléatoire et différent pour chaque trace, donc qui s'atténue par sommation). En juxtaposant ces traces additionnées, on obtient un premier profil sismique. Cette première image peut être ensuite améliorée en utilisant différents procédés de traitement du signal (déconvolution, filtres).



Une opération importante reste finalement à faire. Lors de l'acquisition, les irrégularités ponctuelles du sous-sol (extrémités des couches, blocs, plis anguleux) provoquent une diffraction des ondes sismiques qui apparaît sous la forme d'hyperboles sur les profils. De plus les réflecteurs obliques du sous-sol (couches non horizontales) renvoient des ondes sismiques de travers. La position des réflecteurs est donc faussée sur le profil sismique. Comme le montre la figure ci-dessous une structure géologique en forme de cuvette va être marquée par une forme en « nœud papillon » sur le profil sismique. La migration remet à leur place réelle les réflecteurs pentus et élimine les hyperboles de diffraction.



La figure ci-dessous nous montre une section sismique non migrée en haut (notez les « nœuds papillons ») et une section migrée en bas (la forme des cuvettes est bien reconstruite). Cette dernière image nous donne une bonne image des interfaces géologiques en présence. Le passage à une information en profondeur et non en temps demande des informations a priori.



Méthodes sismiques et archéologie

La méthode sismique est surtout utilisée dans le but d'imager des structures telles que des anciens ports, canaux, dallage ou encore d'imager des structures géologiques en rapport avec des vestiges archéologiques (substratum par exemple). La tomographie sismique est particulièrement utile pour imager des structures de géométrie plus complexe (intérieur d'un mur ou d'un tumulus par exemple).

Pour imager de très faibles épaisseurs de terrain, de très petits dispositifs sont utilisés (faible distance entre les géophones, de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres). C'est ce qu'on appelle la **sismique (très) haute résolution**.

Pour qu'une prospection sismique soit utile à l'archéologue, il est indispensable que certaines conditions soient remplies. Il faut d'une part que la vitesse de la structure archéologique soit bien différenciée de celle des terrains environnants et, d'autre part, que la déformation des ondes soit mesurable en surface.

Examinons ces conditions : la vitesse des terrains de couverture comme nous l'avons vu varie généralement entre 400 et 800 m/s. Par contre, un mur ou un dallage ont des vitesses de l'ordre de 1000 à 2000 m/s, qui dépendent de leur état de conservation. Ces structures pourront donc être décelées par méthode sismique. Des amas assez compacts de débris divers, tuiles, pierres peuvent encore montrer des vitesses sensiblement différentes de celle du milieu, par contre la sismique sera inefficace pour le repérage de fossés, de levées de terre, de fonds de cabane etc.

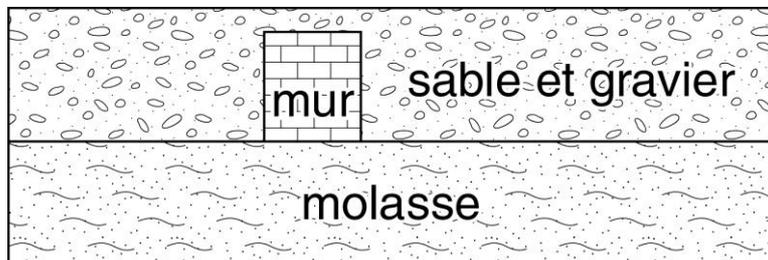
De plus, pour que la déformation des ondes soit décelable en surface, il faut que le rapport entre les dimensions de l'objet recherché soit supérieur à la profondeur où il se trouve. Vous trouverez des exemples d'applications de la méthode sismique dans le Powerpoint accompagnant ce cours.

Exercices : méthodes sismiques

Problème 9

Vous désirez utiliser les méthodes sismiques afin d'étudier les vestiges d'une villa romaine dans la région de Fribourg. Vous possédez déjà quelques connaissances de la zone d'étude, c'est-à-dire (cf. figure schématique):

- Les murs de la villa ont une matrice calcaire de vitesse 6000 m/s et une porosité de 10%.
- Les murs de la villa sont actuellement enfouis dans un mélange de sable et de gravier dont l'analyse granulométrique donne une porosité de 25%.
- Des sondages de reconnaissance ont démontré que les Romains avaient profité d'une assise molassique (molasse burdigalienne, 3500 m/sec) pour construire la villa.



a) Calculer les vitesses des différents matériaux.

b) Que pensez vous du contraste des vitesses, si les graviers sont saturés, si les graviers sont secs ?

Problème 10 *

Vous désirez effectuer des fouilles dans un terrain composé de sable possédant une très bonne porosité. Il est prévu d'effectuer des sondages jusqu'à une profondeur de 3 m. Vous avez toutefois peur d'atteindre la nappe phréatique ce qui pourrait occasionner des frais logistiques supplémentaires. Utilisez les données de sismique réfraction suivantes pour préciser la géologie de l'endroit et résoudre votre problème.

| Distance [m] | Temps [ms] |
|-----------------|---------------|
| 10 | 16.7 |
| 20 | 33.3 |
| 30 | 50.0 |
| 40 | 66.7 |
| 50 | 77.6 |
| 60 | 83.9 |
| 70 | 90.1 |
| 80 | 96.4 |
| 90 | 102.6 |
| 100 | 108.9 |
| 110 | 115.1 |
| 120 | 121.0 |

LA MÉTHODE GRAVIMÉTRIQUE

Généralités

Comme toutes les méthodes géophysiques, la gravimétrie permet, à partir de mesures effectuées en surface, de tirer des conclusions sur la constitution du sous-sol.

Pour le gravimétricien, le sous-sol se subdivise en éléments de volume égaux et juxtaposés, caractérisés par leur densité et par conséquent leur masse. Si l'un de ces volumes diffère nettement de ses voisins par sa densité, il provoque une anomalie gravimétrique, c'est-à-dire que le champ gravifique normal s'en trouve perturbé.

La densité des roches

Le paramètre qui intervient dans cette méthode est la masse volumique ou densité des roches.

On définit tout d'abord la **masse volumique** comme le quotient de la masse par le volume. Elle est notée ρ (à ne pas confondre avec la résistivité électrique !) :

$$\rho = \frac{m}{V}$$

L'unité S.I. est le kg/m^3 avec : $1 \text{ g/cm}^3 = 10^3 \text{ kg/m}^3$

La masse volumique de l'eau vaut, à 25°C, 10^3 kg/m^3 .

Comme l'air subit une pression importante de la part de la masse d'air au dessus de lui, sa masse volumique va dépendre de l'altitude (et de la température). Au niveau de la mer, on prend une valeur de $1,2 \text{ kg/m}^3$ à 20°C.

Pour la matrice, les masses volumiques sont les suivantes pour les minéraux habituels :

Quartz: $2,648 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$

Calcaire: $2,7 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$

Dolomite: $2,866 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$

Anhydrite: $2,963 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$

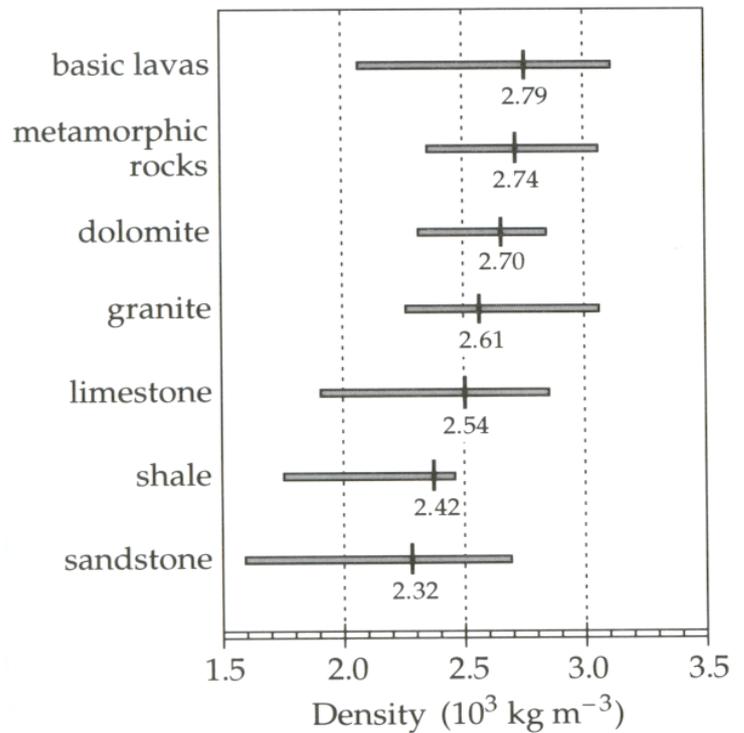
Halite: $2,163 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$

A proprement parler, **la densité** est définie comme le rapport de sa masse volumique à la masse volumique d'un corps pris comme référence. Le corps de référence est l'eau pure à 4 °C pour les liquides et les solides. Dans le cas de gaz ou de vapeur, le corps de référence gazeux est l'air, à la même température et sous la même pression. La densité est une grandeur sans dimension et sa valeur s'exprime sans unité de mesure.

Pour une roche poreuse et saturée, on peut écrire :

$$d_{\text{roche}} = (1 - \phi)d_{\text{matrice}} + \phi d_{\text{fluide}}$$

Attention : en anglais masse volumique est appelée *density* et densité et appelée *relative density* !



Les lois de Newton

Première loi de Newton

Deux particules de masse m_1 et m_2 séparées par une distance r sont attirées l'une vers l'autre par une force F telle que:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2}$$

où F est la force appliquée sur la masse m_2 , r la distance entre les masses m_1 et m_2 , et G , la constante universelle de la gravité qui vaut:

$$G = 6.67 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{kg}^{-1} \text{s}^{-2}$$

Seconde loi de Newton

Il faut appliquer une force F à une masse m pour lui faire subir une accélération a . Ceci se traduit par la relation:

$$F = ma$$

L'accélération d'une masse m à la surface du sol s'exprime donc par:

$$a = G \frac{M}{R^2} = g_n$$

où M est la masse de la terre et R le rayon moyen de la terre (6370 km). g_n est dite "accélération de la gravité" et vaut en moyenne 9.81 m/s^2 à la surface de la terre.

En l'honneur de Galilée, on a nommé l'unité d'accélération gravitationnelle le gal avec:

$$1 \text{ gal} = 1 \text{ cm/s}^2 = 10^{-2} \text{ m/s}^2$$

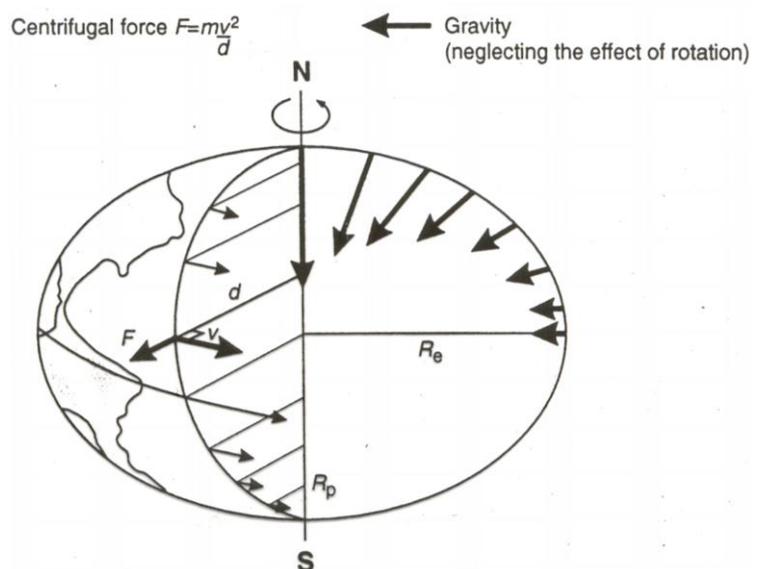
$$1 \text{ mgal} = 10^{-3} \text{ gal} = 10^{-5} \text{ m/s}^2$$

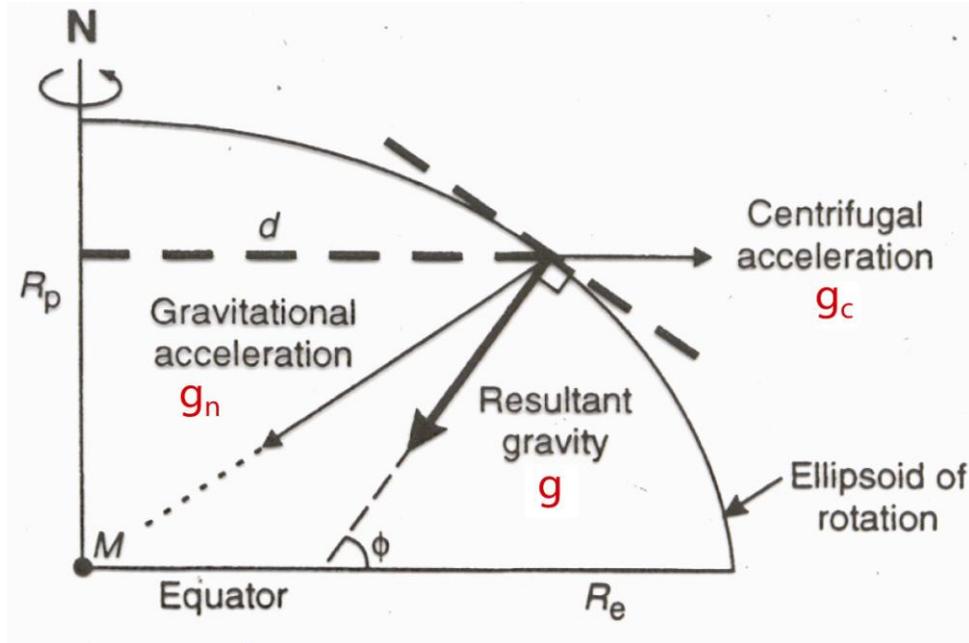
La gravité terrestre

Pour prédire le champ gravitationnel de la terre en tout point, sa forme et ses variations de densité doivent être connus. À cause de sa rotation, la terre n'est pas sphérique. Sa forme peut être approximée par un ellipsoïde de révolution quelquefois appelée sphéroïde.

Le sphéroïde donne la gravité qui serait observée au niveau de la mer sur une terre de forme sphéroïdale (approximant de près sa forme réelle) et dont la densité ne varie qu'en profondeur et non pas latéralement.

Les lois de Newton nous donnent déjà la définition de g_N . De part la rotation de la terre, une force centrifuge existe également ce qui crée une composante supplémentaire g_c pour le champ de gravité. La gravité mesurée à la surface de la terre g est donc la somme de g_N (Newton, voir plus haut) et de g_c (voir figure ci-dessous).

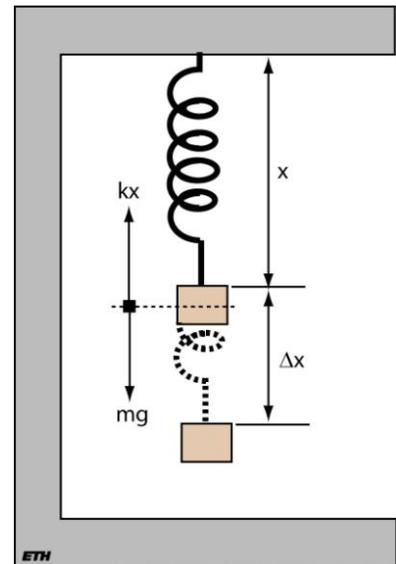




Mesure de la gravité : le gravimètre

Il existe des gravimètres absolus, qui mesurent le champ de gravité total g . Les gravimètres absolus ne sont pas utilisés pour une prospection gravimétrique car trop volumineux et de mesure très complexe. On utilise des gravimètres relatifs qui mesurent des différences relatives du champ de gravité.

Un gravimètre relatif peut être schématisé par un ressort portant une masse. Un petit changement d'attraction, Δg , causera un déplacement de la masse et aussi un changement de la longueur x du ressort d'une petite quantité Δx . Pour mesurer Δg avec une précision de 0,01 mGals le changement relatif de la longueur du ressort $\Delta x/x$, doit être mesuré avec une précision de 1 part par 108, ce qui est extrêmement précis. Les gravimètres sont donc des instruments très complexes et coûteux.

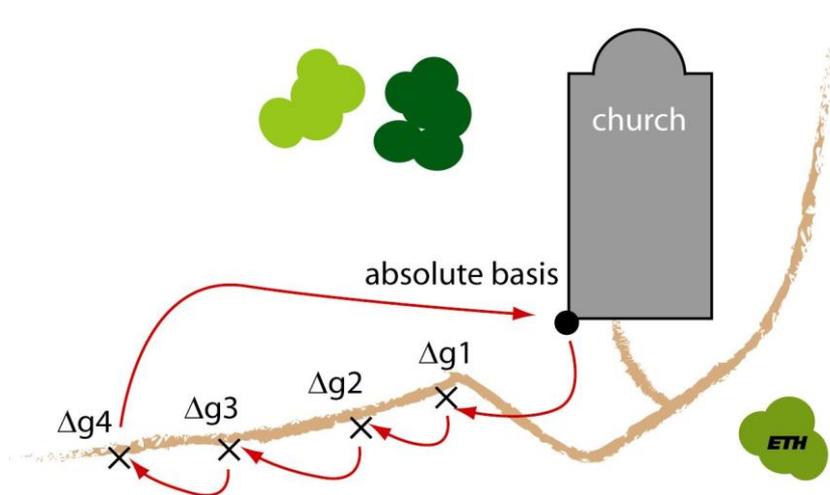


Les appareils modernes (type CG5 Autograv de Scintrex) sont capables de se mettre à niveau automatiquement (le gravimètre devant être posé sur un support horizontal), de mesurer la gravité en répétant les mesures afin d'améliorer la qualité des données (6 mesures par seconde) le bruit incohérent étant atténué et de filtrer ces données. Ces appareils utilisent un système plus élaboré que celui du ressort décrit ci-dessus pour mesurer la gravité.

Il existe maintenant sur le marché des appareils très précis que l'on appelle des micro-gravimètres. Leur précision étant de l'ordre de 2 à 5 millièmes de milligals, ces appareils peuvent être utiles pour les prospections archéologiques. Cependant, pour garder cette précision, il faut impérativement connaître l'altitude des stations de mesure avec une précision du cm au moins.

Prospection gravimétrique

Avec un gravimètre relatif, on mesure la gravité relative (entre différentes stations) selon une grille ou un profil sur le terrain. Il est nécessaire de connaître la position de chaque station précisément (précision d'environ quelques cm latéralement et meilleure qu'un cm en altitude). Des GPS différentiels sont souvent utilisés. Chaque station est généralement mesurée plusieurs fois selon un **cycle de mesures gravimétriques** (voir figure ci-dessous). Ces points en relatif peuvent être reliés (les mesures relatives s'additionnent) à une base gravimétrique où la gravité absolue est déjà connue. Il existe un réseau de telles bases en Suisse. On obtient alors les données mesurées, ou observées (g_{obs}).



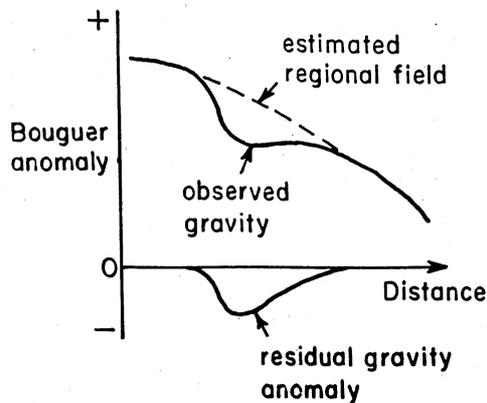
Les données mesurées (g_{obs}) doivent être corrigées pour l'effet de **l'attraction de la lune et du soleil** (qui ont une masse propre qui agit sur le gravimètre) ainsi que de la **dérive du gravimètre** (les propriétés mécaniques du ressort évoluent durant la journée).

Interprétation

Pour être exploitable, les mesures g_{obs} doivent être corrigées d'un certain nombre de facteurs afin de définir ce que l'on appelle l'anomalie de Bouguer (AB) :

$$AB = g_{obs} - g_{model}$$

On cherche par cette opération à extraire du signal mesuré toute information déjà connue (par exemple la topographie environnante) afin de faire ressortir l'anomalie uniquement. Cette information connue est contenue dans un modèle. Cette correction g_{model} est l'effet gravifique d'un modèle composé d'une couche de roche de densité imposée et tenant compte de la **latitude** et de l'**altitude** du point de mesure ainsi que de la **topographie** environnante. Une telle correction est parfois appelée « réduction ». Les détails de ce calcul de réduction peuvent être trouvés dans les diapositives accompagnant ce cours. L'anomalie de Bouguer ainsi obtenue est donc corrigée des effets pris en compte dans le modèle. On extrait ensuite une **anomalie résiduelle**, c'est-à-dire une déviation locale du **champ gravifique régional** (ou anomalie régionale obtenue par une surface lissée à plus grande à grand rayon de courbure), (voir figure ci-dessous). L'anomalie résiduelle est donc supposée refléter la présence de la cible que nous cherchons à localiser.



Exemple d'un tumulus connu

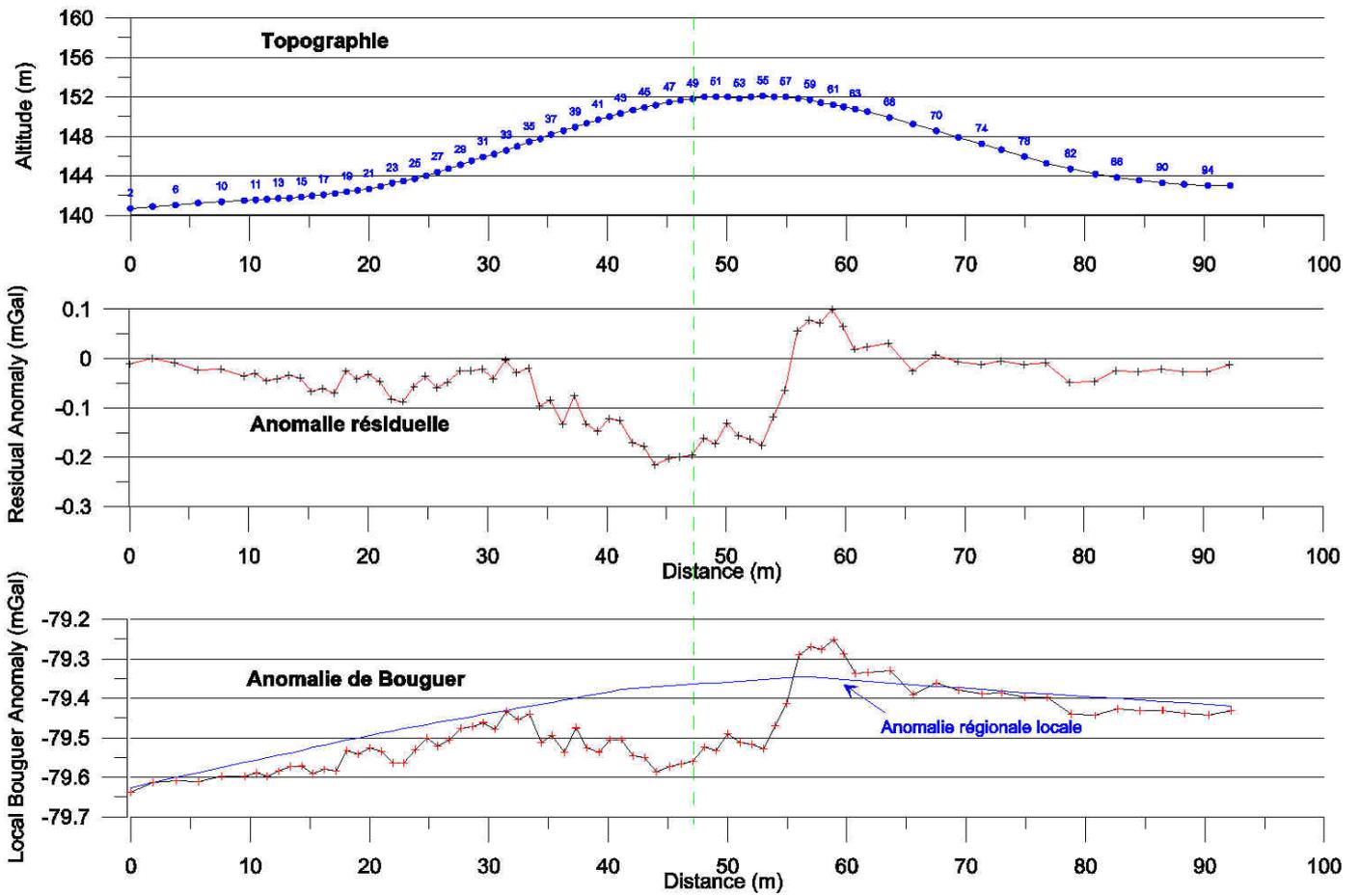
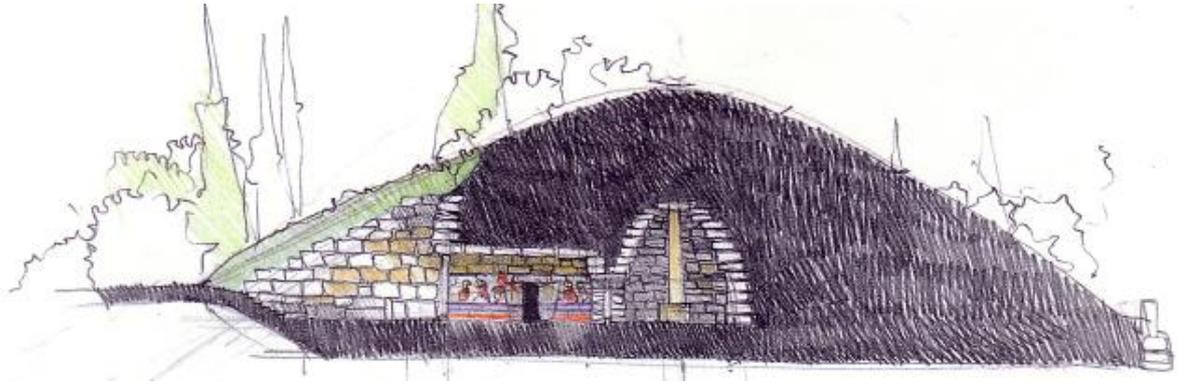
La chambre a une structure en pierre (pietra di alberese) recouverte par une première couche d'argile pour la rendre imperméable et par une deuxième couche de terre et gravier pour donner la forme au tumulus. Les figures ci-dessous (source Université de Lausanne) montrent les profils topographiques, l'anomalie résiduelle et l'anomalie régionale. Une déviation localisée de l'anomalie résiduelle par rapport à l'anomalie régionale indiquent la présence d'un déficit de masse entre 35 et 55 m. Une cavité peut donc être suspectée.

Méthode gravimétrique et archéologie

Les variations de densités qui jouent un rôle primordial. La densité des terrains superficiels varie généralement de 1,8 à 2. Une cavité telle qu'une tombe vide (air) va donc montrer une densité plus basse que celle du milieu environnant : cette structure sera donc susceptible de provoquer une anomalie gravimétrique.

Mais avant d'envisager une prospection archéologique par la méthode gravimétrique, il importe de considérer l'ordre de grandeur des perturbations auxquelles on peut s'attendre. On sait que les valeurs normales de l'attraction du globe sont proches de 980 gals (980'000 milligals). Les variations provoquées par les hétérogénéités géologiques importantes sont infimes par rapport à cette attraction, elles dépassent rarement quelques dizaines de milligals. Les anomalies provoquées par un corps archéologique seront encore plus faibles de l'ordre de quelques centièmes de milligals pour autant qu'il s'agisse de vides.

D'autre part vu la précision demandée, il est nécessaire d'avoir une très haute précision dans la mesure de la topographique ce qui peut être relativement coûteux. Ces facteurs font que la méthode gravimétrique est peu utilisée en archéologie, sauf peut-être pour détecter la présence de vides, souterrains, tombes ou karsts par exemple.

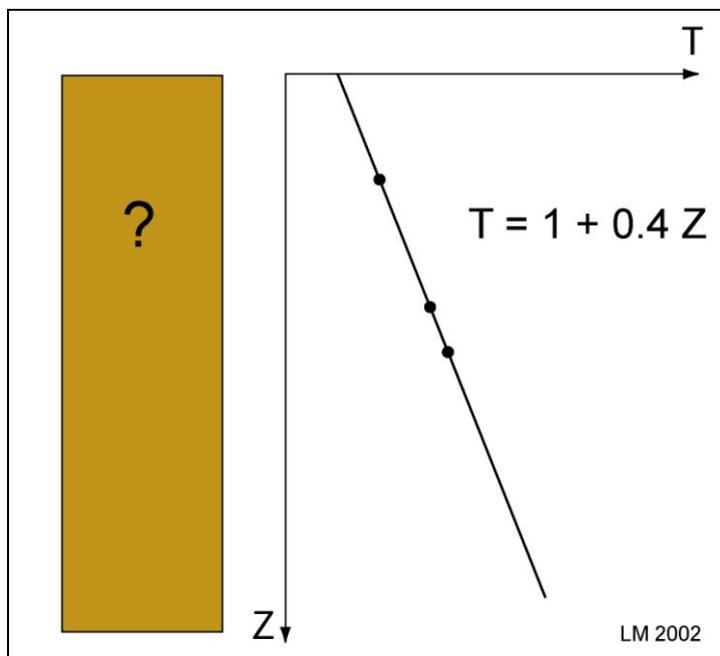


Annexe *

Le traitement des données en géophysique passe souvent par une méthode d'inversion permettant d'obtenir une meilleure idée des paramètres étudiés. On distingue deux notions différentes: le problème direct et le problème inverse. Les exemples suivants vont permettre d'appréhender ces concepts.

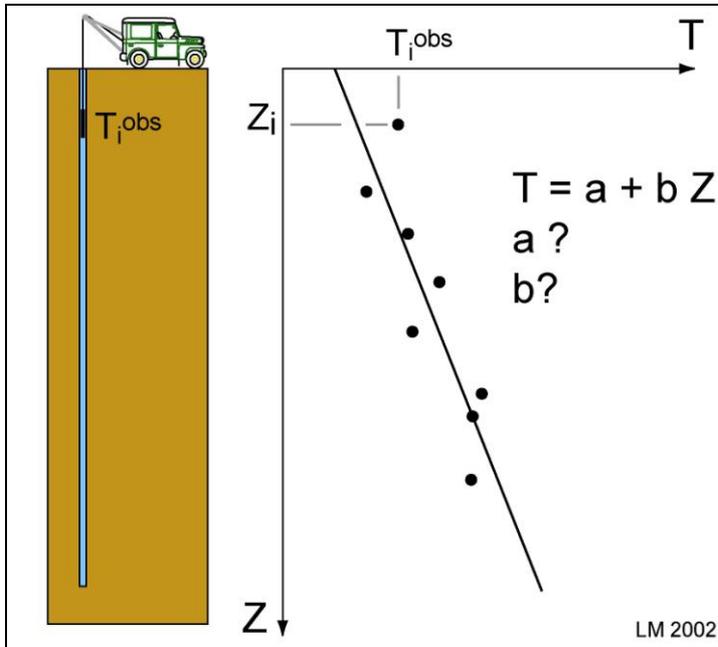
Le problème direct

Supposons que l'on connaisse la loi linéaire (par hypothèse) qui explique l'augmentation de la température avec la profondeur (équation d'une droite dont on donne les paramètres, ici 1 et 0.4). Il est alors très simple d'obtenir la valeur de la température à n'importe quelle profondeur Z en utilisant une équation simple (figure ci-dessous). C'est le problème direct : pour chaque profondeur Z on obtient une température T .



Inversion linéaire

Supposons maintenant qu'on dispose de N mesures de la température dans un forage. Le but du problème inverse consiste à trouver un modèle (ici l'équation d'une droite par hypothèse) qui explique bien ces données mesurées. Ici, les paramètres a et b de la droite constituent les paramètres du modèle qui sont à déterminer (figure ci-dessous). En géophysique les paramètres du modèle sont les propriétés physiques des roches, les épaisseurs, etc...



Les N données de températures mesurées peuvent être décrites sous la forme d'une série d'équations linéaires :

$$T_1 = a + bZ_1$$

$$T_2 = a + bZ_2$$

⋮

$$T_N = a + bZ_N$$

ou sous forme matricielle :

$$\begin{bmatrix} T_1 \\ T_2 \\ \vdots \\ T_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & Z_1 \\ 1 & Z_2 \\ \vdots & \vdots \\ 1 & Z_N \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a \\ b \end{bmatrix}$$

$$\mathbf{d} = \mathbf{G} \mathbf{m}$$

Dans ces relations, les températures T sont mesurées, les profondeurs Z sont données (supposées connues exactement) et a et b sont les paramètres inconnus du modèle de droite.

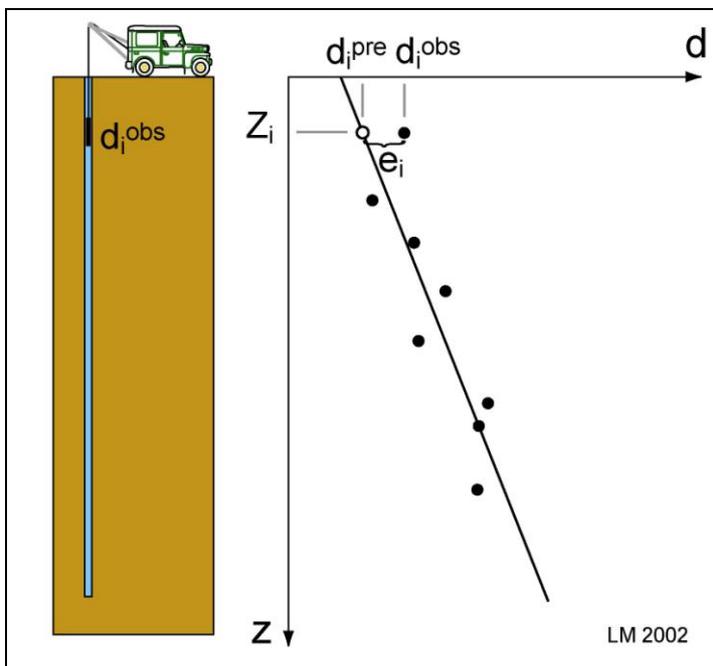
Pour évaluer ce modèle, on va chercher à minimiser E , la somme des carrés de l'erreur (mesure, bruit...) entre les données mesurées (notées obs pour observées ici) et les données calculées sur le modèle (la réponse du modèle). Pour une mesure, l'erreur s'écrit :

$$e_i = d_i^{obs} - d_i^{pre}$$

Et sous une forme matricielle :

$$E = \mathbf{e}^T \mathbf{e} = (\mathbf{d} - \mathbf{Gm})^T (\mathbf{d} - \mathbf{Gm})$$

Avec \mathbf{e} le vecteur d'erreur entre les données mesurées et calculées. On remarque que due à cette erreur, les mesures ne s'alignent pas sur une même droite : on doit donc trouver un modèle qui nous donne le meilleur ajustement.



En supposant un problème linéaire (qui peut être décrit sous la forme d'un système d'équations linéaires), la solution du problème inverse est donnée en minimisant la fonction E . Dans ce cas, le modèle estimé vaut, après quelques développements mathématiques :

$$\mathbf{m}^{est} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d}$$

Cette équation est une inversion par moindres carrés. \mathbf{G}^T est la transposée de la matrice \mathbf{G} . Cette équation permet d'obtenir, connaissant \mathbf{d} et \mathbf{G} , le vecteur \mathbf{m} contenant les paramètres a et b .

Comme le système d'équation est souvent inconsistant (certaines informations sont redondantes ou mal réparties), on minimise également la somme des carrés des éléments du modèle (\mathbf{m}) dans le but de rajouter de l'information a priori. On cherche alors le modèle le plus simple au sens mathématique (norme la plus faible).

La fonction à minimiser devient alors

$$\Phi(\mathbf{m}) = E + \varepsilon^2 L = \mathbf{e}^T \mathbf{e} + \varepsilon^2 \mathbf{m}^T \mathbf{m}$$

Avec ε un facteur d'amortissement dont la valeur va être réglée par l'utilisateur afin de donner plus ou moins de poids à l'information a priori

La solution du problème inverse est donc dans ce cas :

$$\mathbf{m}^{\text{est}} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G} + \varepsilon^2 \mathbf{I})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d}$$

Inversion non-linéaire

Nous avons vu qu'en tomographie sismique ou électrique le problème inverse n'est pas linéaire, c'est-à-dire qu'on ne peut pas le représenter sous la forme d'un système d'équations linéaires. En fait, la matrice \mathbf{G} présentée plus haut ne peut pas être définie une fois pour toute car la valeur de ses composants dépend de la solution recherchée... On doit donc résoudre le problème de manière itérative en s'approchant progressivement de la solution.

On commence par linéariser le problème en effectuant un développement selon une série de Taylor autour d'une solution estimée (modèle de départ). Pour faire simple, une série de Taylor permet d'approximer la valeur inconnue d'une fonction \mathbf{g} en un certain point \mathbf{m} autour d'une solution estimée connue \mathbf{m}^{est} :

$$\mathbf{g}(\mathbf{m}) \cong \mathbf{g}(\mathbf{m}^{\text{est}}) + \nabla \mathbf{g} (\mathbf{m} - \mathbf{m}^{\text{est}}) = \mathbf{g}(\mathbf{m}^{\text{est}}) + \mathbf{G} (\mathbf{m} - \mathbf{m}^{\text{est}})$$

L'opérateur \mathbf{g} représente le problème direct (la fonction qui permet d'obtenir les résistivités apparentes à partir des résistivités vraies ou les temps d'arrivée à partir des vitesses dans notre cas).

Cette équation peut encore s'écrire :

$$\mathbf{G} \Delta \mathbf{m} \cong \mathbf{d} - \mathbf{g}(\mathbf{m}^{\text{est}})$$

avec

$$\Delta \mathbf{m} = \mathbf{m} - \mathbf{m}^{\text{est}}$$

et

$$\mathbf{d} = \mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{g}(\mathbf{m}^{\text{est}})$$

\mathbf{G} est la matrice de sensibilité (matrice Jacobienne). Elle définit la sensibilité des mesures à la modification d'un paramètre du modèle :

$$G_{ij} = \frac{\partial g(m)_i}{\partial m_j}$$

En regroupant les termes de droite sous la forme d'un vecteur d'erreur sur les données :

$$\Delta \mathbf{d} = \mathbf{d}^{\text{obs}} - \mathbf{d}^{\text{calc}} \cong \mathbf{G} \Delta \mathbf{m}$$

L'équation obtenue est alors linéaire (linéarisée) et peut être résolue de manière traditionnelle (voir ci-dessus).

La solution du problème inverse est donc :

$$\Delta \mathbf{m} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G} + \varepsilon^2)^{-1} \mathbf{G}^T \Delta \mathbf{d}$$

On notera ici que le problème inverse non-linéaire doit être résolu de manière itérative, ce qui n'était pas le cas dans l'exemple sur la température (problème linéaire). On n'obtient donc pas une équation donnant directement les paramètres du modèle \mathbf{m} mais la variation à $\Delta \mathbf{m}$ à apporter à une solution de départ (modèle estimé).

Références

Livres généralistes d'introduction

An Introduction to Geophysical Exploration
P. Keary, M. Brooks, I. Hill
3rd Edition, Blackwell Science (2002)

Archaeological Prospecting and Remote Sensing
I. Scollar, A. Tabbagh, A. Hesse, I. Herzog
1st Edition, Cambridge University Press (1990)

Livres généralistes plus avancés

Principles of Applied Geophysics
D.S. Parasnis
Springer; 5th edition (2008)

Applied Geophysics
W. M. Telford, L. P. Geldart, R. E. Sheriff
Cambridge University Press; 2 edition (1990)

Journal

“Archaeological Propection”, Wiley Interscience, www.interscience.wiley.com

D'autres ressources et articles (notamment en français) sur www.tomoquest.com