



C o u r s

Méthodes de reconnaissance géophysique
Master 1 Géologie de l'ingénieur et géotechnique

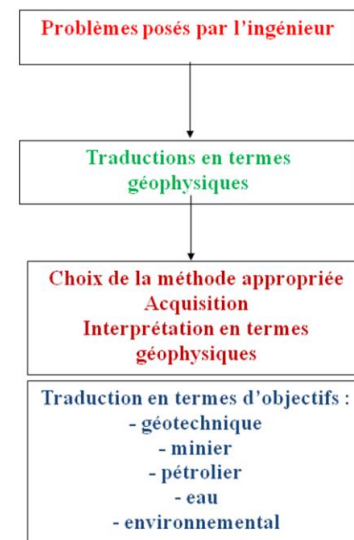
Par Farès Kessasra

La reconnaissance géophysique, ou prospection géophysique (Geophysical Survey), met en oeuvre un ensemble de méthodes indirectes où l'on cherche, à partir d'une ou plusieurs propriétés physiques à déterminer la structure du milieu souterrain de manière non destructive en s'appuyant sur des sondages mécaniques existants. La résolution (le degré de finesse) avec lequel le sous-sol va être décrit est variable selon la propriété choisie et la méthode utilisée.

Les mesures peuvent être réalisées à partir de la surface ou dans des puits. Le plus souvent elles ne permettent pas de déterminer les valeurs de paramètres géotechniques mais sont indispensables pour placer judicieusement les sondages où seront effectuées les mesures de ces paramètres, pour interpoler entre ces localisations et pour déceler les anomalies préjudiciables à un projet. Certaines méthodes de grand rendement et capables de déterminer les grands traits de la structure géologique (sismique réflexion et méthodes électriques) seront mises en oeuvre dès les premiers stades de l'étude géotechnique (études de tracés linéaires : routes, autoroutes, voies ferrées...etc.).

On choisit la propriété à mesurer à partir de la corrélation qu'on lui connaît avec les caractéristiques géotechniques recherchées et de l'amplitude des contrastes qu'elle peut montrer. Toutefois, les propriétés physiques montrant à la fois une variabilité importante en fonction des paramètres d'état du terrain (porosité, teneur en eau, argilosité ...), et donnant lieu à des méthodes de mesure réalisables à faible coût et de mise en oeuvre facile sont en nombre limité. Si une même propriété physique peut-être mesurée de plusieurs façons, le premier choix du prospecteur reste celui de la propriété à mesurer, en fonction des caractéristiques recherchées du terrain, la facilité d'emploi et la sensibilité des appareils. Le coût de la mise en oeuvre d'une méthode reste toujours un élément déterminant.

Les géotechniciens doivent travailler dans ce milieu où la topographie a une très grande importance, les perturbations extérieures sont fréquentes (vent, trafic routier, courants induits des lignes électriques), les contrastes entre les propriétés physiques sont souvent faibles, les variations latérales priment les variations verticales, l'épaisseur des formations qui n'est pas constante, les interfaces inclinés et souvent des milieux aérés. Le géologue, le géophysicien et le géotechnicien collaborent étroitement selon le schéma ci-dessous :



La traduction des résultats géophysiques en termes géotechniques consiste en la détermination de la profondeur du bedrock, l'épaisseur de la zone altérée, les

paramètres mécaniques du massif rocheux et du terrain meuble,...etc.

I. Méthodes de prospection électrique, Les méthodes de prospection électrique regroupent des méthodes actives basées sur l'injection d'un courant dans le sous sol (Résistivité électrique et Polarisation provoquée) et des méthodes passives mesurant le champ électrique résultant de l'existence de courants électriques naturels (Potentiel spontané) (Naudet, 2004).

I.1 Propriétés électriques des roches, Les roches ont des propriétés physiques qui permettent de les différencier comme la densité, la dureté, la radioactivité, la résistivité, la compressibilité, les paramètres d'élasticité (modules d'Young) et de rigidité

(coefficients de Poisson) qui contrôlent la propagation des ondes, la conductivité thermique et les propriétés magnétiques. Les propriétés pétrophysiques d'une roche sont liées à sa porosité et sa perméabilité. Afin de réaliser une image géophysique de ces structures souterraines, un contraste suffisant de leurs propriétés pétrophysiques est exigé.

I.1.1 Loi d'ohm, La résistance mesure l'opposition au passage d'un courant électrique, et peut permettre de caractériser un matériau. La loi d'Ohm stipule que la résistance électrique est donnée par le quotient du potentiel V_R appliqué aux bornes d'un matériau par le courant I qui circule, soit :

$$R = \frac{V_R}{I}$$

R est la résistance du matériau en ohms ;
 V_R est la tension aux bornes de la résistance en volts ;
 I est le courant traversant la résistance en ampères.

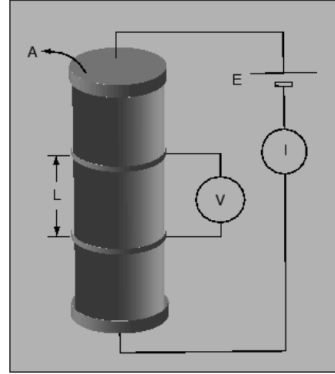


Figure 1: Mesure de la résistivité électrique au laboratoire

I.1.2 Résistivité électrique, En prospection électrique, la notion de résistance n'a pas vraiment de signification puisque si on prend deux échantillons de longueur différente du même matériau, ils n'auront pas la même résistance, tandis que deux échantillons de matériaux différents peuvent présenter la même valeur. Puisque la résistance dépend de la géométrie du corps, on doit se baser sur la résistivité électrique ρ qui, tout en caractérisant la facilité de laisser passer le courant, est indépendante de la géométrie de l'échantillon (Chouteau, 2006). La résistance d'un bloc rectangulaire de matériau est proportionnelle à la distance L que le courant doit parcourir et inversement proportionnelle à l'aire A de la section, selon la relation :

$$R = \rho \left(\frac{L}{A} \right)$$

La résistivité est donc une caractéristique électrique qui permet de distinguer entre les conducteurs et les isolants. Plus la résistivité d'un matériau est grande, plus ce matériau est isolant. La résistivité est mesurée en $\Omega.m$, l'inverse de la résistivité est appelé la conductivité σ qui s'écrit :

$$\sigma = \frac{1}{\rho} = \frac{L}{R.A}$$

Le courant continu peut s'écouler dans un terrain homogène et isotrope soit par le transport d'électrons dans la matrice (minéral métallique), soit par déplacement des ions contenues dans l'eau d'imbibition. La résistivité dépend alors : de la porosité, de la conductibilité de l'eau d'imbibition et de la répartition et la forme des fissures. Pour plusieurs matériaux, la résistivité varie linéairement en fonction de la température; soit :

$$\rho_0 = \rho (1 + \alpha (t - t_0))$$

α est le coefficient thermique de résistivité en Celsius inverses ;
 t est la température en Celsius ;
 t_0 est la température de référence en Celsius.

ρ est la résistivité à la température t en $\Omega.m$;

ρ_0 est la résistivité à la température t_0 en $\Omega.m$;

Roches	Porosité [%]	Perméabilité [cm/s]	Résistivité [ohm.m]
argilite	35	$10^{-8} - 10^{-9}$	70 - 200
craie	35	10^{-5}	30 - 300
tuf volcanique	32	10^{-5}	20 - 300
marnes	27	$10^{-7} - 10^{-9}$	20 - 100
grès	3 - 35	$10^{-3} - 10^{-6}$	30 - 800
dolomite	1 - 12	$10^{-5} - 10^{-7}$	200 - 10000
calcaires	3	$10^{-10} - 10^{-12}$	200 - 10000
micaschistes	2.5	$10^{-4} - 10^{-9}$	300 - 800
gneiss	1.5	10^{-8}	1000 - 20000
quartzite	<1	10^{-10}	1000 - 10000
granite	1	$10^{-9} - 10^{-10}$	1000 - 15000
gabbro	1 - 3	$10^{-4} - 10^{-9}$	6000 - 10000
basalte	1.5	$10^{-6} - 10^{-8}$	800 - 15000

I.2 Facteurs influençant la résistivité électrique, La résistivité électrique d'un sol est influencée par des variables intrinsèques pérennes telles que la texture, la structure, la porosité et la carbonatation du sol et des variables d'états diachroniques comme la teneur en eau, la température et la concentration de la solution du sol (Michot, 2003). Une même roche peut avoir plusieurs résistivités. Cela s'explique par une saturation incomplète, par une fracturation intense, par les différentes salinités des eaux, par la présence d'argiles et le degré d'altération (Meyer De Stadelhofen, 1991).

I.2.1. La porosité (Loi d'Archie), Si on fait circuler un courant électrique, les filets de courant suivent les cheminements continus à travers les pores saturés. La résistivité électrique d'une roche dépend de:

- La qualité de l'électrolyte: la résistivité de l'eau d'imbibition ρ_w (quantité de sels dissous);
- La quantité d'électrolyte contenue dans l'unité de volume de la roche (porosité);
- La saturation et la température de la roche.

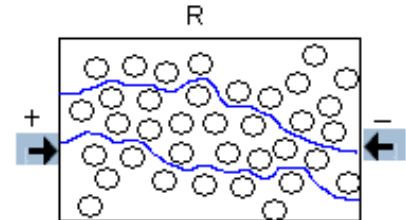
Ces paramètres ont été pris en compte dans la loi d'Archie qui s'écrit comme suit : $\rho_r = \rho_w a \phi^{-m}$

ρ_w est la résistivité de l'eau d'imbibition ;

ϕ est la porosité ;

a : est le facteur qui dépend de la lithologie et qui varie entre 0.6 et 2 ($a < 1$ pour les roches à porosité intergranulaires et $a > 1$ pour les roches à porosité de fracture) ;

m : est le facteur de cimentation qui dépend de la forme des pores, de la compaction et varie entre 1,3 pour les sables non consolidés 2,2 pour les calcaires cimentés.



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

$$\rho = F \rho_w$$

F : est un facteur de formation ;

ρ : est la résistivité globale du terrain ;

ρ_w : est la résistivité de l'eau.

Mais la loi d'Archie a été établie pour des roches saturées en eau, il faut maintenant tenir compte d'un nouveau paramètre: la saturation -qui est le rapport du volume d'eau contenu sur le volume total des pores-, la loi devient :

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

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

Avec : $F \rho_w$ est la résistivité de la roche saturée en eau ; $n \approx 2$.

Le facteur de formation F intègre la porosité ϕ du matériau, la géométrie des pores et la cimentation diagénétique. La constante a exprime l'influence des grains sur le flux électrique. Si le grain est parfaitement isolant, $a = 1$. Si le grain est conducteur, a se réduit. Pour les sables meubles: $a = 1.0$, $m = 1.3$, et les grès: $a = 0.7$, $m = 1.9$ (Schön, 1996).

- Pour les roches non-consolidées : F est calculé selon la formule de Dakhnov, elle s'écrit :

$$F = \frac{1 + 0.25(1 - \phi)^{1/3}}{1 - (1 - \phi)^{2/3}}$$

Lorsque $\phi=40\%$, $F=4$, $\phi=30\%$, $F=5.5$, $\phi=18\%$, $F=10$

- Pour les roches consolidées:

$$F = a \phi^{-m}$$

m est un coefficient de cimentation (2 à 2,20).

- Pour les formations sableuses : nous appliquerons la formule de Humble qui s'écrit (Schlumberger):

$$F = \frac{0.62}{\phi^{-2.15}} = \frac{0.81}{\phi^2}$$

- Pour les formations carbonatées : la formule de Shell s'applique sur des roches carbonatées à faible porosité, elle s'écrit:

$$F = \frac{1}{\phi^m}$$

m se calcule en appliquant l'expression suivante :

$$m = 1.87 + \frac{0.019}{\phi}$$

Roche	a	m
Roche détritique faiblement cimentée: $\phi= 25-45\%$	0.88	1.37
Roche sédimentaire modérément cimentée: $\phi= 18-35\%$	0.62	1.72
Roche sédimentaire bien cimentée: $\phi= 5-25\%$	0.62	1.95
Roche volcanique à ϕ élevée de 20 à 80%	3.5	1.44
Roche à très faible porosité $\phi < 45\%$	1	1.58

Tableau 1: Valeur des coefficients a et m de la formule d'Archie

La validité de cette loi est limitée aux matériaux aux grains résistants et aux fluides d'imbibition conducteurs. Cependant, elle n'est plus valide quand la résistivité de l'eau d'imbibition est plus élevée que la conductivité électrique des grains. Des formulations modifiées sont aussi exigées pour le matériau avec conductibilité superficielle comme les argiles (Kirsch, 2009), à cause de l'ionisation de certains minéraux argileux et de cette conductibilité superficielle (Chapellier et Mari).

1.2.2. Présence d'argile

1.2.2.1 Propriétés physiques des argiles

Les argiles ont une faible perméabilité et une porosité d'environ 60%, celle des sables est de 40%. Une faible teneur en argile dans les sables réduit sa porosité car les fines particules argileuses remplissent les espaces inter-pores. Si le contenu en argile augmente, la porosité se réduit. Les argiles sont des silicates d'alumines hydratées (Kaolinites, micas, chlorite et montmorillonite) qui sont constituées soit de feuillets assemblés en réseau de 1000 Å de longueur, 9 à 10 Å d'épaisseur et 9 à 10 Å d'espace interfeuille, soit en flocons ou micelles ou encore en lattes. Il existe un déficit en charge électrique positive dans les feuillets des argiles du à la taille des ions. En effet, les ions négatifs ont tendance à être plus gros que les ions positifs, ce qui produit une surface chargée négativement et crée un fort champ électrique négatif perpendiculaire à la surface des feuillets. Celle-ci attire les ions positifs (Na^+ , K^+ , Ca^{2+}) et repousse les ions négatifs (Cl^-) présents dans l'eau. Cette capacité d'absorption pour les argiles se fait en deux stades :

- 1 gr d'argile fixe 0,5 gr d'eau, l'épaisseur interfeuille passera de 9,5 Å à 22 Å ;
- 1 gr d'argile va fixer 10 gr d'eau, de 22 Å à 160 Å. Pour la Montmorillonite, 1 gr d'argile peut présenter 720 Å.

Si l'on prend l'équation de Kozeny-Carman, S est la surface spécifique des argiles (800 m^2/g pour la montmorillonite), il en résulte que K est très faible. A l'état sec, elles sont très résistantes (50-300 $\Omega\cdot\text{m}$) contre 1 $\Omega\cdot\text{m}$ quand elles sont mouillées :

$$\rho_t = \left(\frac{F \rho_w}{S_w^2} \right)$$

1.2.2.2 Equation de Kozeny-Carman, elle permet d'estimer la perméabilité des roches en fonction de la porosité ϕ , de la taille des grains d et de la tortuosité τ , elle s'écrit dans sa formule théorique :

$$K_{absolute} \sim d^2 \phi^3$$

Son interprétation commune pour les sédiments clastiques tente d'opérer avec la taille des grains. Une telle transformation est possible si on considère l'équation de la perméabilité (Dvorkin, 2009):

$$K = \frac{1}{2} \frac{\phi^3}{s^2 \tau^2}$$

W_0 : est un paramètre de force égale à 2,5;

τ : est la tortuosité, avec:

$$\tau = \left(\frac{L_l}{L} \right)^2$$

L_l est la longueur statistique des filets de courant ;

L est la ligne droite d'un point à l'autre de la roche ($L_l > L$).

S est la surface spécifique (ou surface mouillée), la surface totale des grains en contact avec l'eau. Quand la granulométrie augmente, la surface spécifique diminue.

Ceci est possible si nous considérons un paquet dense et aléatoire de M de grains sphériques identiques avec un rayon r et une porosité ϕ_0 . Le volume de chaque grain individuel est $(4/3)\pi r^3$ et le volume total est $((4/3)M\pi r^3)/(1 - \phi_0)$. La surface du pore est $4M\pi r^2$. Pour ce cas spécifique :

$$s = \frac{3(1 - \phi_0)}{r} = \frac{6(1 - \phi_0)}{d}$$

où $d = 2r$. Cette équation est valable que pour des grains sphériques avec une porosité $\phi_0 \approx 0.36$. Si nous supposons que la même équation s'applique à la gamme de porosité, elle est clairement invalide puisque elle diminue avec la diminution de la porosité, nous obtenons la forme suivante:

$$k_{absolute} = \frac{r^2}{18} \frac{\phi^3}{(1 - \phi)^2 \tau^2} = \frac{d^2}{72} \frac{\phi^3}{(1 - \phi)^2 \tau^2}$$

où $d = 2r$. On peut modifier l'équation par l'introduction de la porosité de percolation ϕ_p (Mavko and Nur, 1997) :

$$k_{absolute} = \frac{d^2}{72} \frac{(\phi - \phi_p)^3}{(1 - \phi + \phi_p)^2 \tau^2}$$

La courbe correspondante pour $\phi_p = 0.025$, $d = 0.25 \text{ mm} = 0.00025 \text{ m}$, et la constante de tortuosité $\tau = 0.25$.

Enfin, la résistivité dépend également de la température de la roche. Une augmentation de température diminue la viscosité, la mobilité des ions devient plus grande, par ailleurs, la dissociation augmente, ce qui a pour effet de diminuer la résistivité. Nous avons la relation suivante :

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

I.2.2.3 Résistivité des argiles, Le flux électrique dans les argiles se fait à travers les grains et le fluide interstitiel. Une approche simple a été développée par Frohlich and Parke (1989), qui stipule que la conductivité des argiles σ_0 peut être expliquée par une connexion parallèle entre la conductivité de surface $\sigma_{surface}$ et la conductivité de l'eau d'imbibition σ_{water} avec la teneur volumétrique en eau Θ :

$$\sigma_0 = \frac{1}{a} \sigma_{water} \Theta^k + \sigma_{surface}$$

ou exprimée en termes de résistivité par la relation:

$$\frac{1}{\rho_0} = \frac{\Theta^k}{a \rho_{water}} + \frac{1}{\rho_{surface}}$$

avec :

$$\Theta^k = S_w^n \phi^m$$

Mualem and Friedman (1991) établissent une autre expression qui s'écrit :

$$\sigma_0 = \sigma_{water} \frac{\Theta^{2.5}}{\phi} + \sigma_{surface}$$

Une expression de la conductivité de surface (en mS/cm) en fonction de la teneur volumétrique des argiles C a été établie par Rhoades et al. (1989) :

$$\sigma_{surface} = 2.3C - 0.021$$

I.2.3. Texture, Elle influence ρ d'une roche car elle affecte la quantité et la qualité de l'eau interstitielle présente dans ses pores et sa capacité à la retenir. Les roches à grains fins (argiles) ont une conductivité plus élevée (et donc une résistivité plus faible) que les roches à gros grains, car elles retiennent plus d'eau et ont des pores plus fins. La façon dont les pores sont reliés entre eux influence également la capacité de l'eau à se déplacer, ce qui affecte le cheminement du courant électrique.

I.2.4. Structure, Un milieu est dit homogène lorsqu'il possède les mêmes propriétés dans toutes les directions. Lorsque un terrain présente une stratification, un niveau supérieur marneux de résistivité 30 $\Omega.m$ et un niveau inférieur gréseux de résistivité 200 $\Omega.m$, le milieu est considéré anisotrope sous l'angle de l'électricité. L'anisotropie est la différence de facilité de circulation du courant électrique dans le sens de la structure par rapport au sens perpendiculaire aux strates. Il existe deux directions : latérale et transversale. En effectuant le rapport des résistivités apparentes dans les 2 directions, on obtient un coefficient qui renseigne sur l'état d'anisotropie du sous-sol. En extrayant la racine carrée, on obtient le coefficient d'anisotropie c :

$$c = \sqrt{\frac{\rho_a(N-S)}{\rho_a(E-W)}}$$

$\rho_{a(NS)}$: résistivité apparente transversale et $\rho_{a(EW)}$: résistivité apparente longitudinale .

Lorsque c est égal à l'unité, le milieu est isotrope, il a les mêmes propriétés physiques dans toutes les directions. Mais il est rare d'obtenir une telle valeur. Cependant si c est différent mais très proche de 1, on peut affirmer que le milieu est isotrope (structures unidimensionnelles avec une stratification horizontale). Si c est différent de 1, le milieu est anisotrope. Dans ce cas, on effectue une interprétation suivant les deux principales directions.

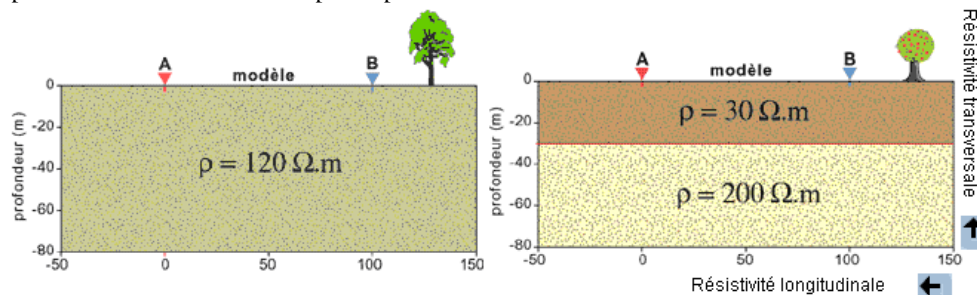


Figure 2: Exemple d'un terrain homogène et isotrope et d'un terrain hétérogène et anisotrope

I.3 Méthode de Polarisation spontanée, La PS est la mesure passive de la distribution du potentiel électrique à la surface du sol sans injection de courant. Ce potentiel électrique naturel est associé à des mécanismes de polarisation de charges électriques dans le milieu poreux qui sont dus à l'existence de gradients de potentiel chimique des porteurs de charges. On l'utilise également pour désigner la méthode de prospection basée sur la mesure du phénomène. Les mesures PS sont réalisées par un voltmètre et deux électrodes passives non-polarisables: l'une reste fixe et l'autre est déplacée pour chaque mesure. L'amplitude des signaux varient de quelques mV à quelques V. Les inconvénients de la méthode sont associés au faible rapport signal-sur-bruit et à la multitude des sources électriques qui sont (Naudet, 2004):

- *Induction magnétotellurique*: des variations magnétiques terrestres induisent des courants électriques dans le sol dits telluriques, (dizaines de mV/km). Pour s'y affranchir, on limite nos lignes de mesures à 500 m et on évite les orages.
- *Potentiel thermo-électrique*: Lorsque une roche est soumise à un gradient de température, il se crée un gradient de potentiel électrique. Ce gradient crée une séparation des charges par diffusion des ions dans le milieu poreux et des électrons et ions dans la matrice rocheuse.
- *Potentiel bioélectrique*: Les transferts d'éléments chimiques dans le métabolisme des êtres vivants créent des anomalies électriques. Cet effet est observé à la frontière entre une clairière et une forêt, où les racines des arbres drainent l'eau souterraine et génèrent un potentiel électrique. Il est recommandé de s'éloigner des racines lors de la prise de mesures.
- *Potentiel de diffusion ou de membrane*: La diffusion d'ions dans un milieu poreux sous l'effet d'une variation de concentration génère des gradients de potentiel de diffusion.
- *Sources anthropiques*: les canalisations enterrées, les voies ferrées, les zones d'habitation induisent d'importants courants dans le sol.

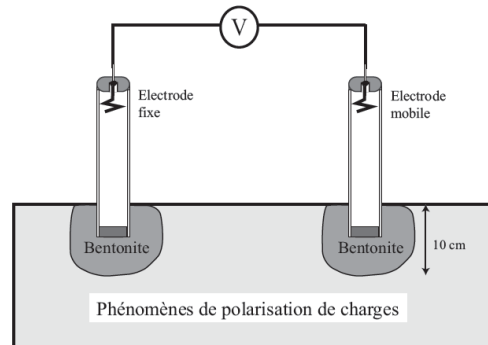


Figure 3: Principe de la mesure passive du PS entre deux électrodes non-polarisables

I.4 Méthodes de Schlumberger et Wenner

I.4.1. Principe, Les méthodes électriques ont comme principe de base d'injecter un courant dans le sol à l'aide de deux électrodes A et B. Ce courant induit une différence de potentiel qui est mesuré par une autre paire d'électrodes M et N. On mesure la résistivité apparente du sol qui nous permet de caractériser le sous-sol. Les levés sur le terrain peuvent être faits en sondage, ce qui consiste à mesurer la variation verticale de la résistivité du sol en un point précis à partir de la surface ou faits à l'aide d'un système multi-électrodes qui permet d'obtenir des profils 2D et 3D de la distribution de la résistivité électrique dans le sol.

Source A : Soit un terrain homogène et isotrope de résistivité ρ limité par une surface plane. Envoyons un courant continu I à l'aide d'une électrode 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. Si l'on assimile le terrain à un demi-espace homogène et infini, le coefficient de proportionnalité sera égal à $1/2\pi$ et en appliquant la loi d'ohm ($V = IR$, avec $R = \rho \frac{L}{A} = \rho \left(\frac{r}{2\pi r^2} \right)$ à l'espace séparant les deux équipotentiels entre lesquelles existe une tension V : $dV = \frac{\rho I}{2\pi r^2} \cdot$

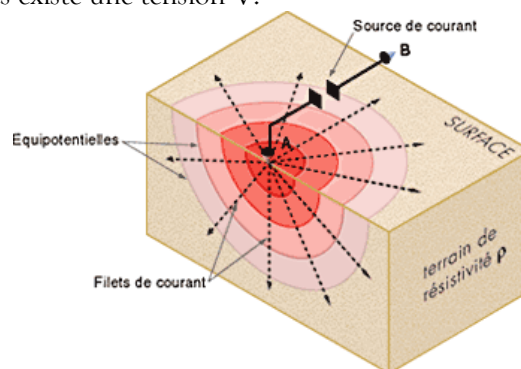


Figure 4: Equipotentiels et des filets de courant pour une source unique

Sources A et B, Il existe deux électrodes d'émission. Le courant envoyé par A+ sera recueilli par B-, mais d'après le théorème 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. Ces courbes montrent l'évolution du potentiel et de son gradient, le champ E. Les champs V et E sont sensiblement uniformes 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 quasi-totalité de la résistance qu'offre le sol au passage du courant provient du voisinage immédiat des prises A et B.

On peut mesurer le ΔV dû au passage du courant que l'on envoie entre A et B avec deux électrodes de mesure M et N. Donc pour mesurer ρ_a , on utilise un quadripôle, formé d'un dipôle d'injection de courant (AB) et d'un dipôle (MN) pour la mesure de la différence de potentiel ΔV . L'action conjuguée de A et B donnera un potentiel en M qui s'écrit :

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) \quad (2.2)$$

et un potentiel en N qui s'écrit :

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \quad (2.3)$$

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad (2.4)$$

Nous obtiendrons la formule qui nous permettra de calculer ρ , appelée la formule de Schlumberger :

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \left(\frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}} \right) \quad (2.5)$$

Posons ensuite K comme facteur géométrique qui dépend de l'espacement entre les électrodes :

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}} \quad (2.6)$$

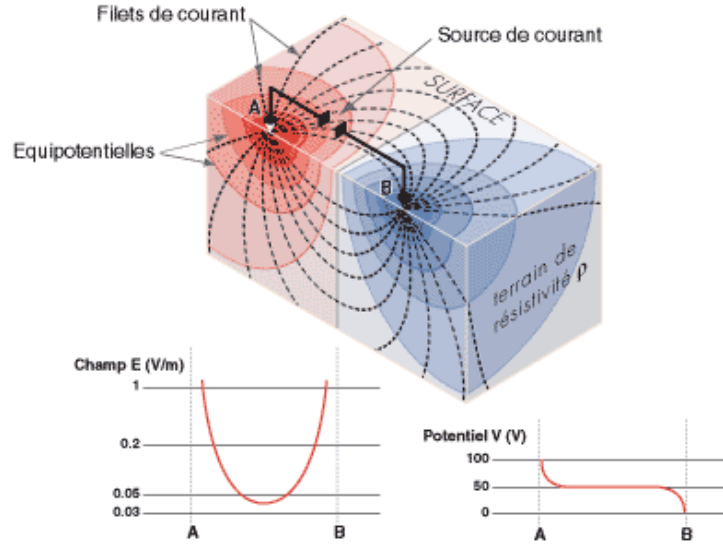


Figure 5: Equipotentielles et des filets de courant pour une double source

Ces courbes montrent l'évolution du potentiel et de son gradient, le champ E. Les champs V et E sont uniformes dans le tiers central de AB tandis que la majeure partie de la chute de potentiel est localisée au voisinage de A+ et B-, cela signifie que la totalité de la résistance qu'offre le sol au passage du courant provient du voisinage immédiat de A et B. Pour mesurer ρ_a , on utilise un quadripôle, formé d'un dipôle d'injection de courant et d'un dipôle de mesure :

$$\rho_a = \frac{2\pi \Delta V}{i} \left[\frac{1}{\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right)} \right]$$

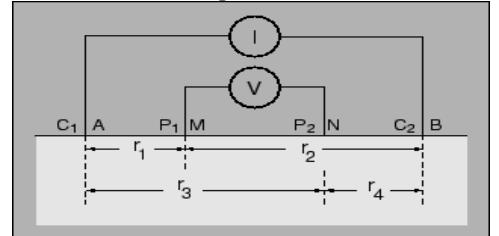


Figure 6 Dispositif à quatre électrodes en surface

La formule de Schlumberger simplifiée s'écrit:

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I}$$

Avec ΔV est la différence de potentiel en mV, I est l'intensité du courant en mA et ρ_a est la résistivité en $\Omega.m$

Si le sous-sol est homogène et isotrope, on obtiendra la résistivité vraie ρ . Si le sous-sol est hétérogène, on mesurera la résistivité apparente ρ_a , qui n'est pas caractéristique d'un site donné car elle dépend de la nature du sous-sol et du dispositif d'électrodes employé. Il s'agit d'une mesure relative ou une sorte de moyenne des résistivités du milieu, ce n'est qu'en la

comparant à d'autres valeurs qu'on lui donnerait un sens : quantitativement (sondages électriques sur terrains tabulaires) et qualitativement (traînés électriques). Dans certains cas, ΔV devient trop petit pour être mesuré, soit on augmente la sensibilité de l'appareil ou la distance entre M et N. Cependant, un MN très grand devient très réceptif à toutes sortes de courants parasites : courants dus à l'enclenchement de machines diverses et des courants dus à des phénomènes naturels, telluriques, foudre.

I.4.2. Distribution des lignes de courant et équipotentielles, Le courant circule dans le sous-sol d'une électrode à l'autre. La densité de courant est plus forte près de la surface qu'en profondeur. La profondeur d'investigation est fonction de l'espacement maximal entre les électrodes. Plus cet espacement est grand, plus la profondeur d'investigation est grande. La densité est calculée par la formule suivante :

$$i_x = \frac{I}{2\pi} \frac{L}{\left(h^2 + \frac{L^2}{4}\right)^{\frac{3}{2}}}$$

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 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. Lorsque la résistance de contact est très importante, il passe peu de courant dans le sous-sol, pour diminuer cette résistance : faire passer plus de courant, augmenter le nombre de piles, diminuer la résistance de contact en arrosant les électrodes par de l'eau salée, augmenter le nombre d'électrodes.

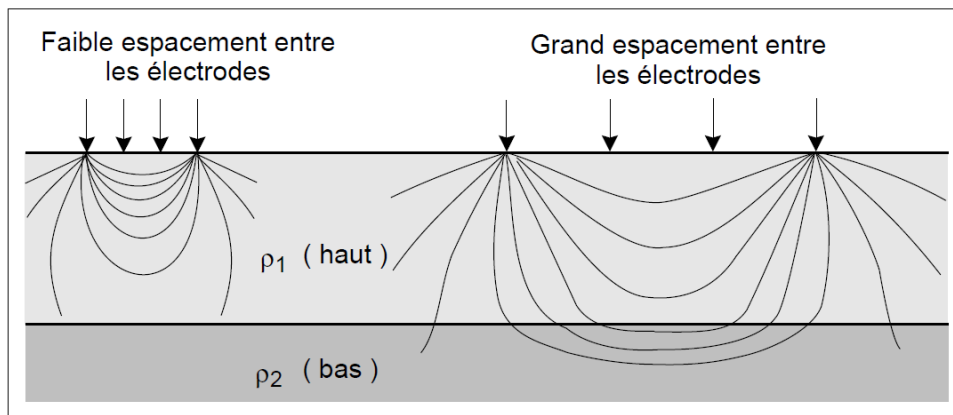


Figure 7 Pénétration du courant électrique dans un sol tabulaire et dispositif à quatre électrodes (Chouteau, 2006)

Cette figure montre comment évolue la densité de courant sur un plan vertical situé à x en fonction de la profondeur z et de l'écartement L des électrodes d'injection. Le trait continu décrit la densité de courant en fonction de la profondeur lorsque l'écartement L est constant. On remarque que la densité diminue très rapidement (moitié de sa valeur en surface à $z/L = 0.8$). Pour une profondeur donnée, la densité de courant sera maximale pour un écartement donné (trait pointillé).

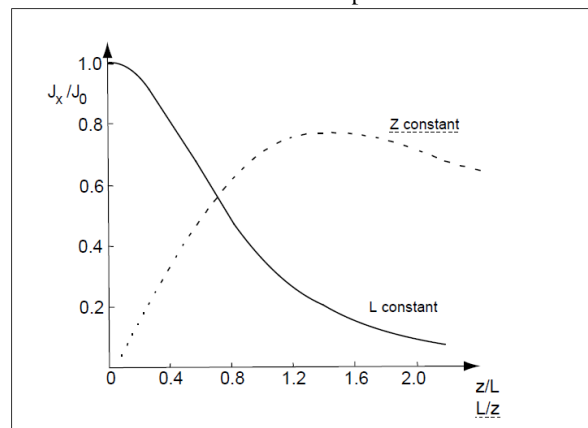


Figure 8 Densité de courant en fonction de la profondeur et de l'espacement des électrodes

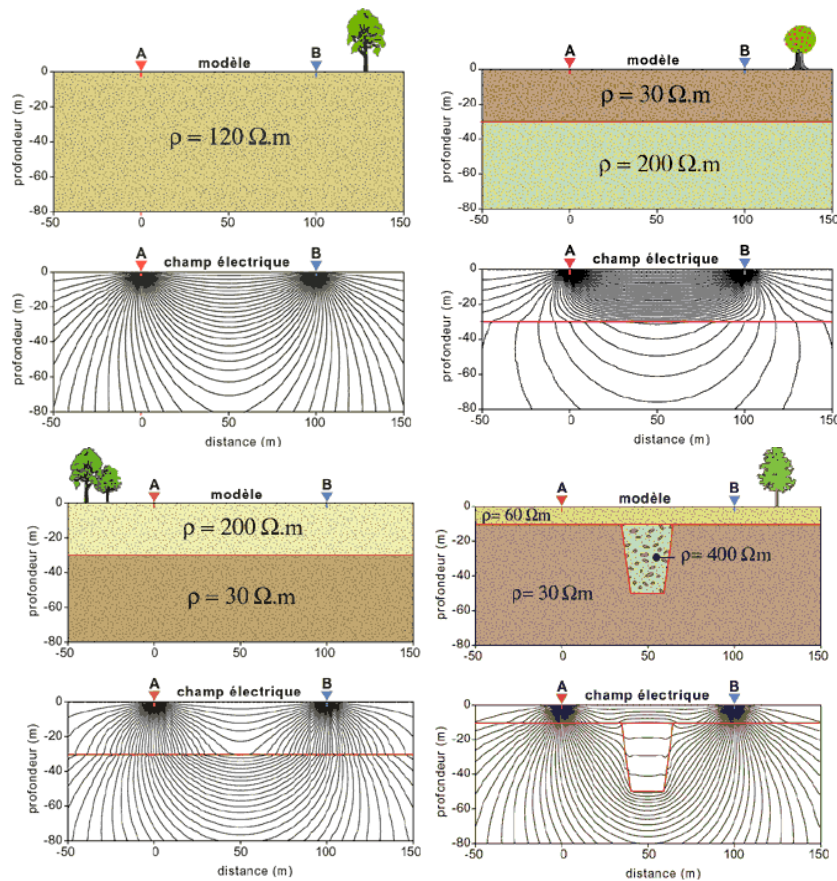


Figure 9 Répartition du courant électrique dans quelques modèles de terrain

I.4.3. Effet des hétérogénéités

Lorsque l'on est en présence de variations plus ou moins locales de la résistivité, un corps conducteur va attirer et concentrer les lignes de courant et va repousser les équipotentiels. 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.

En présence d'une faille, on constate l'attraction exercée par le terrain résistant sur les courbes équipotentiels du terrain conducteur, selon la position de l'électrode A. Par ailleurs, les accidents de relief perturbent la distribution des potentiels. Les équipotentiels seront plus resserrées au fond de la vallée et plus écartées au sommet des montagnes. Cet effet peut devenir gênant dans les régions montagneuses. Il dépend aussi du contraste des résistivités, lorsqu'un terrain superficiel conducteur repose sur un bedrock très résistant, la quasi-totalité des filets de courant se trouve concentrée dans le conducteur et les moindres dénivellations auront un effet important.

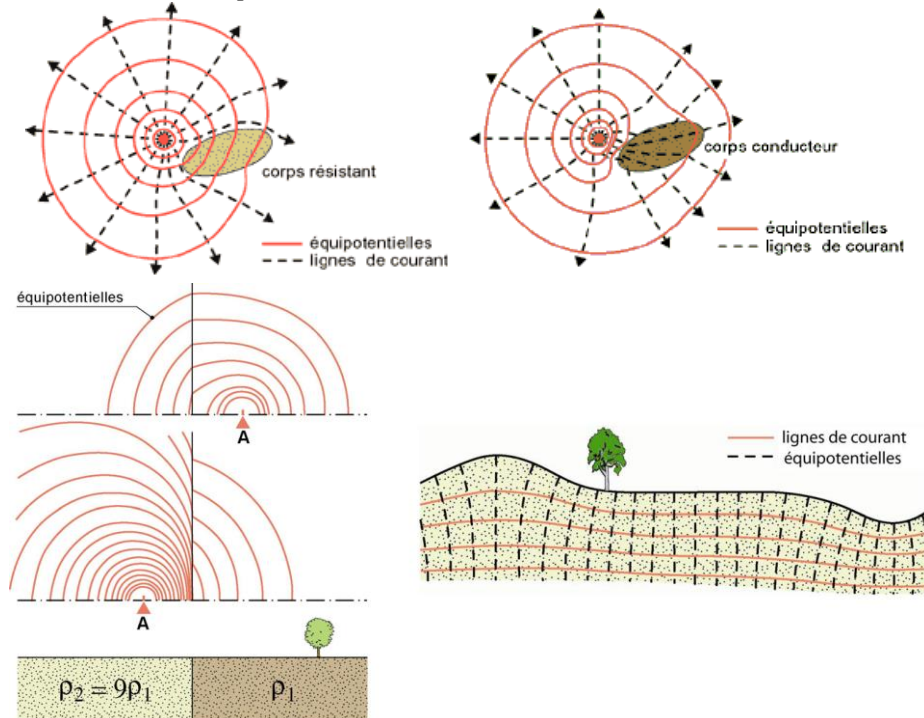


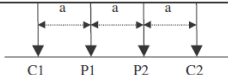
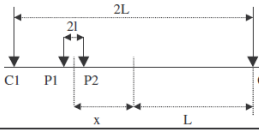
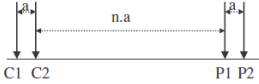
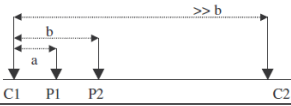
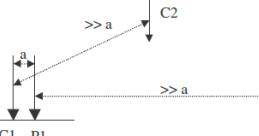
Figure 10 Equipotentiels et filets de courant électrique en présence d'hétérogénéités dans le milieu

I.4.4 Méthode de sondage électrique vertical (SEV), Son but est de rechercher 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 la profondeur d'investigation qui est proportionnelle. On explore à cet endroit une tranche de terrain et l'on met ainsi en évidence les changements lithologiques suivant la verticale. On doit choisir le dispositif approprié à la structure du sous-sol :



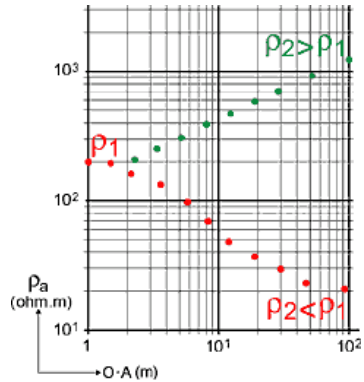
Mise en oeuvre des sondages électriques

- **Dispositif Wenner** : recommandé pour les structures horizontales. La profondeur d'investigation plus faible que celle du Dipôle-Dipôle et du Wenner-Schlumberger. Le nombre de points à l'acquisition est inférieur à celui du Dipôle-Dipôle et du Wenner-Schlumberger, cet effet se fait surtout sentir sur les bords.
- **Dispositif Wenner-Schlumberger** : recommandé à la fois pour les structures horizontales et verticales. La profondeur d'investigation est d'environ 10 % plus élevée qu'avec le Wenner, le nombre de points à l'acquisition est plus grand que pour le Wenner mais inférieur à celui du Dipôle-Dipôle
- **Dispositif Dipôle-Dipôle** : recommandé surtout pour les structures verticales. La profondeur d'investigation plus grande que pour le Wenner et Wenner-Schlumberger, le nombre de points à l'acquisition est plus grand que pour le Wenner et le Wenner-Schlumberger et nécessite des appareils sensibles et un bon couplage des électrodes avec le sol.
- **Dispositif Pôle-Dipôle** : est asymétrique pouvant créer des artéfacts, la profondeur d'investigation intermédiaire entre le Dipôle-Dipôle et le Pôle-Pôle, sensible au bruit et nécessité de mettre une électrode à l'infini.
- **Dispositif Pôle-Pôle** : La profondeur d'investigation la plus profonde, faible résolution et nécessité de mettre deux électrodes à l'infini. Il est très sensible au bruit et surtout utile en 3D, car grand nombre de points à l'acquisition.

Configurations	Fact. Géom. (k)	Prof. D'invest.	Remarques - commentaires
Wenner 	$2 \cdot \pi \cdot a$	0.11 x 3a	Dispositif classique de trainé Sensible aux structures horizontales et verticales.
Schlumberger 	$\frac{\pi \cdot (L^2 - l^2)}{2 \cdot l}$	0.125 x 2L	Dispositif pour le SEV (en pratique classiquement x=0, et on doit vérifier que L> 5.l)
Dipôle dipôle 	$\pi \cdot an(n+1)(n+2)$	0.195 x (n+2)a	Bonne résolution, 'faible' profondeur d'investigation, sensible aux bruits de mesure
Pôle-dipôle 	$\frac{2 \cdot \pi \cdot ab}{b - a}$		Intermédiaire aux pôle-pôle et dipôle-dipôle
Pôle-pôle 	$2 \cdot \pi \cdot a$	0.35 x a	Résolution 'moyenne', bonne profondeur d'investigation.

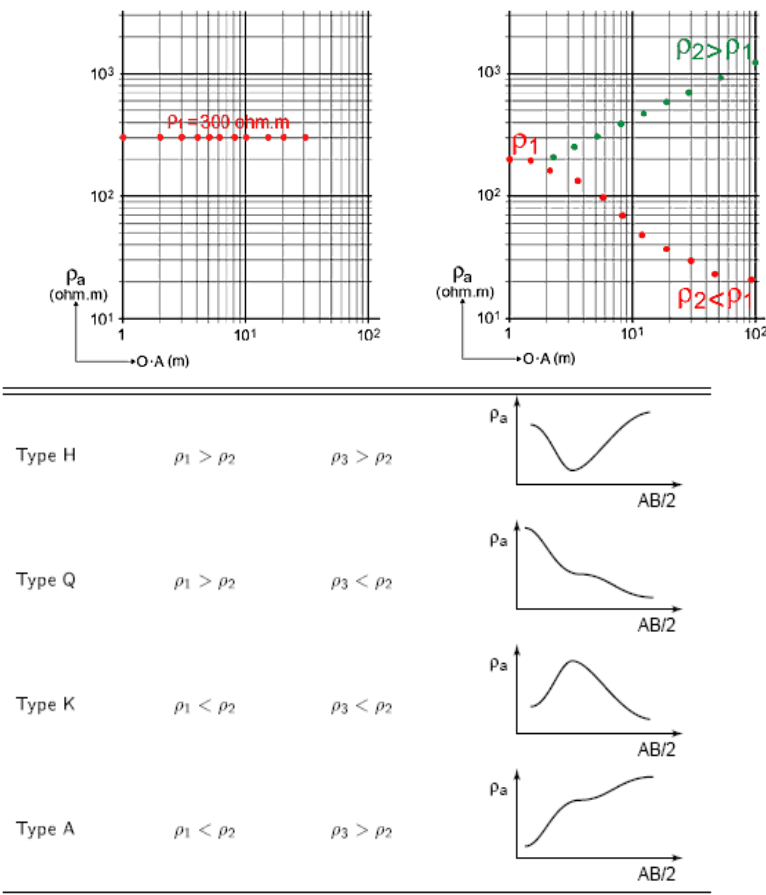
Modèles à 1 et 2 couches, Si le milieu est constitué d'une couche homogène, isotrope, d'épaisseur infinie et de résistivité finie, la résistivité apparente mesurée sera une ligne droite dont l'ordonnée est la résistivité 1 de ce milieu. Si le sous-sol est composé de deux couches, une première couche d'épaisseur h₁ et de résistivité ρ₁ surmontant un substratum d'épaisseur infinie et de résistivité ρ₂, alors le sondage électrique débute, pour les petits espacements, par une portion de ligne droite ou la résistivité apparente ρ_a est supposée égale à la résistivité ρ₁. Puis, à fur et à mesure que l'espacement augmente, la courbe monte ou descend selon que ρ₂ est plus grande ou plus petite que ρ₁ et finalement atteint une valeur asymptotique qui est celle de ρ₂. L'espacement OA auquel on atteint la valeur de ρ₂ dépend de trois facteurs : l'épaisseur de h₁, la valeur du rapport de résistivités et le dispositif utilisé. L'effet de l'épaisseur de h₁ est assez évident. Plus h₁ est importante plus il faudra un grand espacement pour obtenir ρ₂. On reporte la courbe expérimentale sur un support transparent et la faire correspondre sur l'une des courbes de l'abaque CH1. h₁ est donnée par la projection de la croix de référence sur l'abscisse du diagramme bilograthmique. ρ₁ est obtenue par la

projection de la croix de référence sur l'ordonnée du diagramme. ρ_2 est calculée grâce au rapport ρ_2/ρ_1 atteint par l'asymptote de la courbe choisie.



Sondage dans un modèle à deux couche

Modèle à 3 couches, Il existe quatre combinaisons possibles si le sous-sol est composé de trois couches de résistivités ρ_1, ρ_2, ρ_3 et d'épaisseurs h_1 et h_2 . L'interprétation consiste à reporter la courbe expérimentale sur un support transparent et faire correspondre une des courbes de l'abaque CH1 avec la 1^{ère} branche de la courbe expérimentale, par simple translation suivant les axes des abscisses et des ordonnées. Lorsque la coïncidence est établie, on reporte la croix de référence de l'abaque sur la feuille bilogarithmique. h_1 est donnée par la projection de la croix de référence sur l'abscisse du digramme bilogarithmique. ρ_1 est obtenue par projection de la croix de référence sur l'ordonnée du diagramme. ρ_2 est calculée grâce au rapport ρ_2/ρ_1 atteint par l'asymptote de la courbe choisie. On choisit ensuite la famille des courbes axillaires LCD correspondant au sondage étudié. On place l'origine de la courbe LCD type K correspondant au rapport ρ_2/ρ_1 obtenu pendant la 1^{ère} étape sur la croix de l'abaque CH1. On fait alors glisser la 2^{ème} branche de la courbe du sondage jusqu'à ce qu'elle corresponde à l'une des courbes théoriques de l'abaque CH1 tout en maintenant sa croix de référence sur la LCD. La valeur de ρ_f correspond à la projection de la nouvelle position de la croix de référence sur l'axe des ordonnées. ρ_3 est obtenue en multipliant ρ_f par la valeur du module de la courbe CH1 correspondante. h_2 est calculée grâce au rapport h_2/h_1 de la courbe LCD interceptant la croix de référence.



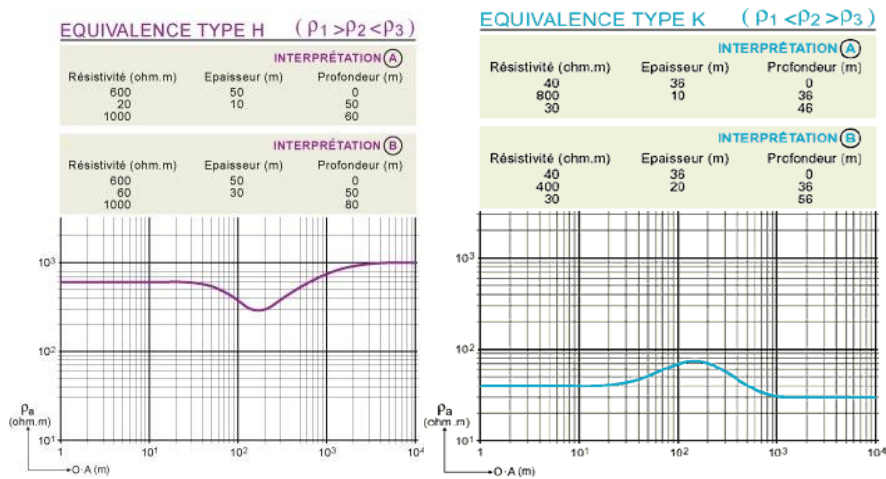
les 4 cas possibles d'un sondage à 3 couches

I.4.5 Méthode des résistivités, 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. On parle de traîné électrique dont le principe consiste à déplacer le dispositif 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. Les profils auront été orientés à la direction des accidents étudiés. 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. Une carte de résistivité apparente dessinée à partir de plusieurs profils est une carte des anomalies relatives qui se rapporte à une longueur et une orientation constante de tout le dispositif de mesure. En effet, à une longueur 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 (AB=100, 200, 300, 1000m). Ses principaux avantages résident dans la rapidité de sa mise en œuvre et dans la simplicité de l'interprétation qualitative des résultats.

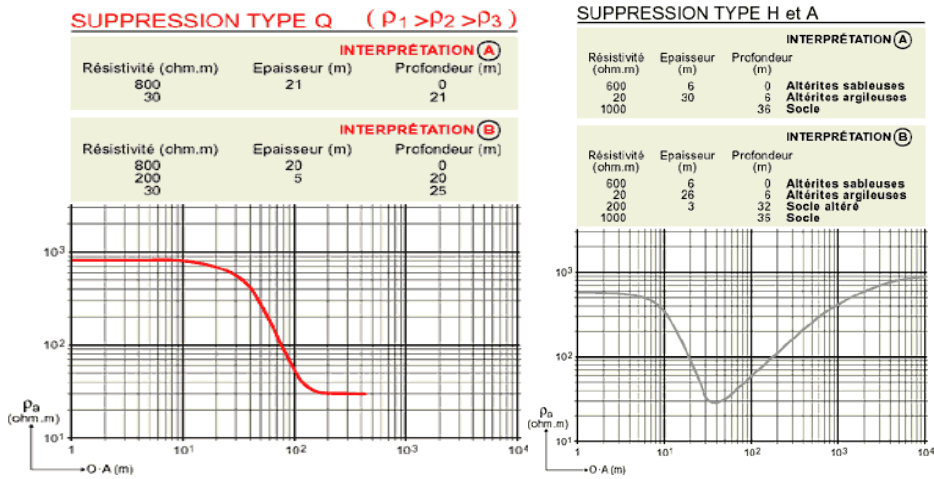
I.4.6 Ambigüités d'interprétation, Dans le cas de couches horizontales, infinies latéralement, on démontre qu'à une succession donnée de résistivités et d'épaisseurs correspond un seul diagramme de sondage électrique bien défini, l'inverse n'est pas vrai. Une courbe de sondage électrique peut correspondre à des répartitions très différentes des résistivités et des épaisseurs, ce qui peut conduire à une indétermination. Il existe une plurivocité d'interprétation. Cette indétermination se manifeste sous deux formes:

- **Principe d'équivalence,** il concerne des couches dont la résistivité est soit inférieure soit supérieure à celle des deux terrains entre lesquels elles sont comprises (types H et K). Ainsi, toute couche conductrice placée entre deux couches résistantes peut être remplacée par une autre couche présentant le même rapport e/ρ (qui correspond physiquement à une conductance longitudinale), toute couche résistante placée entre deux couches conductrices peut être remplacée par une autre couche présentant le même produit $e \cdot \rho$ (qui correspond physiquement à une résistance transversale). Tant que le rapport et le produit restent les mêmes, le sondage reste inchangé.



Exemple d'équivalence pour un sondage de type H et K

- **Principe de suppression,** Ce principe est relatif à des couches dont la résistivité est intermédiaire entre celle des couches encaissantes. De telles couches, tant qu'elles n'ont pas une épaisseur assez grande, ne modifient pas ou peu le diagramme de sondage électrique. Un cas par exemple pourrait être une couche d'alluvions sèches puis une couche d'alluvions déposées sur un substratum; il devient impossible de déterminer la profondeur du substratum. Dans l'exemple ci-dessus, on désirait mettre en évidence une zone de socle altéré aquifère reposant sur du socle sain. On constate que la couche recherchée possède une résistivité intermédiaire entre les couches encaissantes (socle et altérites argileuses) et qu'elle ne modifie pas la courbe du sondage électrique.



Exemple de suppression pour un sondage de type Q, H et A

I.5 Méthode de la Tomographie électrique

I.5.1 Principe, La tomographie électrique est une méthode qui consiste à mesurer la résistivité électrique du sol en déployant une sonde munie d'électrodes. Elle permet de sonder le sol en périphérie d'un forage sur une profondeur pouvant aller jusqu'à 300m et peut aussi être appliquée entre deux trous de forage afin d'obtenir une image de la distribution de la résistivité électrique entre ces derniers. Elle peut être utilisée pour de nombreuses applications :

- Elle permet de déterminer la variation de lithologies dans le sol ou le roc. Ainsi, on pourra distinguer et estimer l'épaisseur d'une couche d'argile sur un dépôt de sable puisque la résistivité de l'argile est beaucoup plus faible.
- En hydrogéologie, cette méthode peut s'appliquer afin de délimiter l'épaisseur d'un aquifère.
- En milieu côtier, elle permet d'identifier la contamination des aquifères par l'eau salée.
- Dans le domaine de l'environnement, pour faire le suivi de la qualité de l'eau ou de panaches de contamination dans le sol ou dans l'eau souterraine.

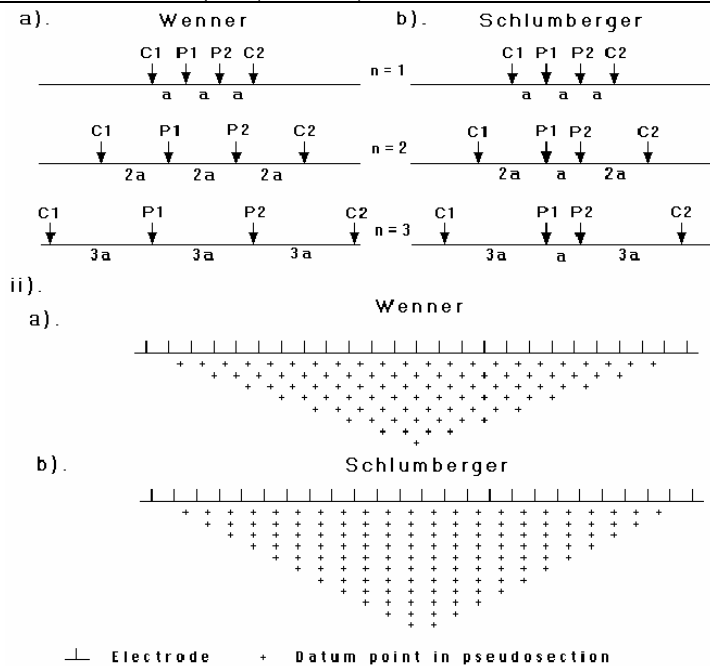
- Dans le domaine minier, la technique de polarisation provoquée en forage est utilisée pour la caractérisation des gisements afin d'obtenir des renseignements sur la dissémination du minerai, ainsi que sa distribution.

I.5.2 Mise en œuvre, Une acquisition 2D utilise un grand nombre d'électrodes connectées à un câble multi-conducteurs et placées selon un profil. Un résistivimètre dans lequel est programmée la séquence de mesures sélectionne automatiquement les électrodes utilisées pour l'injection du courant et la mesure du potentiel. Chaque électrode possède une adresse numérique unique dans le dispositif, ce qui lui permet d'être identifiée par l'appareil. La séquence de mesure est créée sous forme de fichier texte dans lequel est contenu diverses informations telle que le type de dispositif utilisé.

Un espacement constant est utilisé d'une électrode à l'autre. Lorsqu'on lance l'acquisition, le programme sélectionne automatiquement les électrodes utilisées pour l'injection du courant et la mesure du potentiel. Un exemple d'un dispositif de 4 câbles comportant 16 sorties espacées de maximum 5 m sur lesquelles se branchent les électrodes. Le dispositif compte 64 électrodes dont l'écartement maximum ($AM=MN=BN=a$) est égal à 20 fois l'espacement minimum. La profondeur d'investigation maximale est de 10 fois l'espacement minimum, soit de 50 m si les électrodes sont espacées de 5 m. La longueur maximale d'un profil simple est égale à 63 fois l'espacement minimal mais peut être prolongée en répétant les mesures après déplacement d'un des câbles (Marescot, 2009).



Centrale d'acquisition: Résistivimètre (Saris/Scintrex) et Electrode de mesure du courant électrique (F. Kessara, 2009)



A comparison of the (i) electrode arrangement and (ii) pseudosection data pattern for the Wenner and Wenner-Schlumberger arrays.

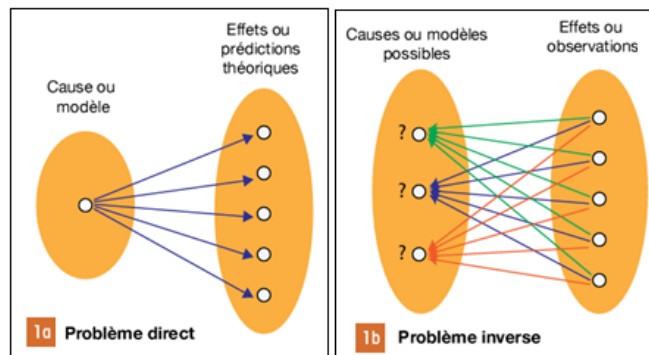
L'écartement entre électrodes détermine donc la profondeur d'investigation ainsi que les résolutions horizontale et verticale. La profondeur d'investigation des dispositifs communs utilisés est dans la gamme de $L/6$ à $L/4$ (Kirsch, 2009), avec L est la distance entre deux électrodes actives. Le dipôle-dipôle qui offre la meilleure profondeur d'investigation, présente un faible ratio de signal/bruit. Pour le Wenner, la profondeur d'investigation est estimée égale à la moitié du plus grand écartement utilisé entre deux électrodes successives, mais elle peut varier suivant la nature des terrains et leur résistivité. Le Wenner rend les structures facilement reconnaissables sur la pseudo-section. Les électrodes devraient être suffisamment implantées dans le sol afin de permettre une meilleure pénétration du courant électrique mais aussi que le dispositif de mesure ait une forte sensibilité, tout en évitant les différences topographiques du terrain dans le même profil lors de l'acquisition.

I.5.3 Inversion des mesures de résistivités, Une pseudo-section est une manière commode de représenter ρ_a afin de tirer quelques hypothèses sur la distribution des résistivités vraies dans le sous-sol. Elle donne une image approximative et distordue de la répartition des résistivités du sous-sol. Elle dépend de la répartition des résistivités mais également du dispositif utilisé. Les données mesurées sont présentées en sections de contour ou de couleur. L'axe vertical est une pseudo-profondeur proportionnelle à l'écartement des électrodes. La mesure est reportée au point: d'abscisse au milieu du dispositif utilisé, d'ordonnée qui est la pseudo-profondeur.

Il est donc faux d'utiliser une pseudo-section comme une image finale de la résistivité vraie. Afin d'obtenir une image quantitative représentant les variations de résistivité réelle en fonction de la vraie profondeur, il est nécessaire d'inverser la pseudo-section en adoptant le modèle inverse. Toutes les méthodes d'inversion tentent de déterminer un modèle de subsurface qui se rapproche au mieux des mesures. Un modèle est une représentation mathématique idéalisée du sous-sol. Il existe une application mathématique : la méthode des éléments finis ou des différences finies qui permet de passer de l'espace des mesures (résistivité apparente) à l'espace des paramètres physiques du modèle à estimer (résistivité en chaque point).

Plusieurs méthodes d'inversion (robuste, moindres carrées, simple ...) sont fournies avec le logiciel res2dinv et il est conseillé d'en tester plusieurs afin de choisir celle qui correspondra le mieux au terrain. Le logiciel permet de supprimer les "mauvaises" mesures afin qu'elles ne soient pas incluses dans le calcul du modèle. Il existe deux types d'erreurs : systématiques et aléatoires. Les erreurs systématiques se produisent lorsqu'un problème surgit au cours de l'acquisition des données (problèmes de câbles, mauvais contact entre le sol et les électrodes). Les erreurs aléatoires concernent les paramètres que l'on ne peut pas contrôler (variation diurne, tempête magnétique) et qui sont plus difficiles à mettre évidence.

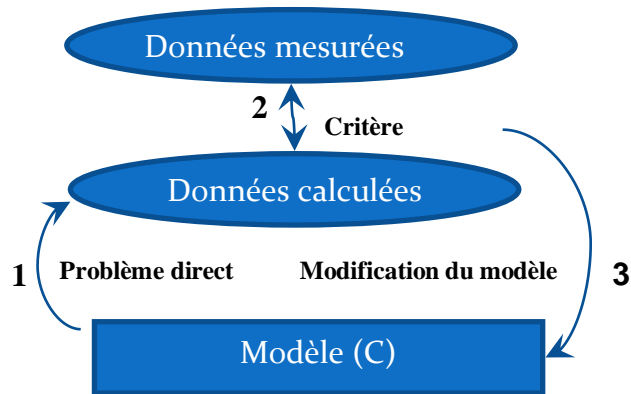
Pour rappel, un problème direct est régi à partir d'une description complète de l'état initial d'un système et des lois qui le gouvernent, il est possible de prédire les résultats de certaines mesures, il consiste donc à prédire les effets à partir des causes. Tandis qu'un problème inverse consiste à déterminer les causes d'un phénomène à partir de l'observation de ses effets. La résolution d'un problème inverse est plus facile, parce qu'il est aisé d'observer les effets des phénomènes naturels alors qu'on ne peut pas facilement en faire varier les causes .



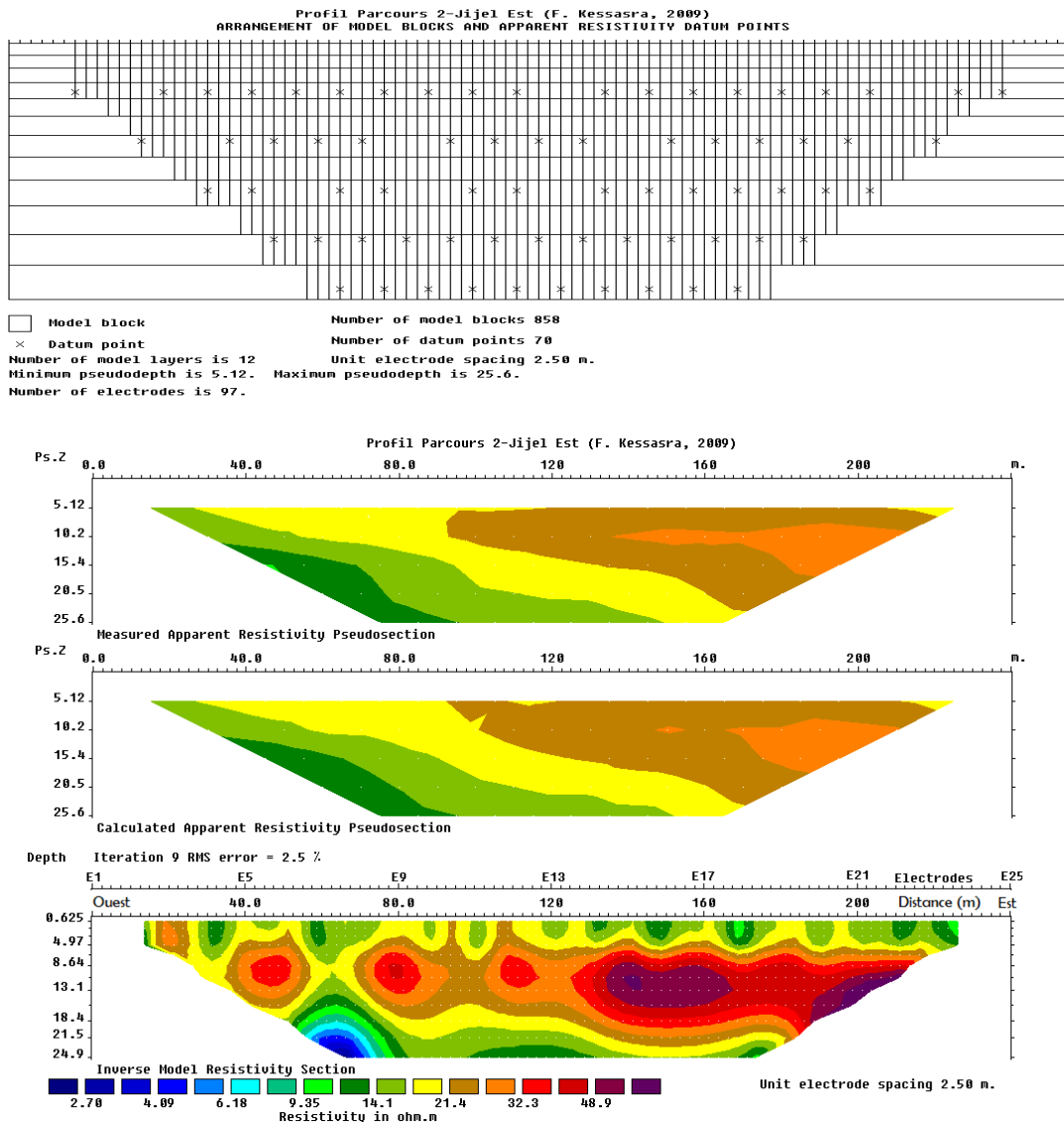
Représentation des problèmes direct et inverse et modèle d'inversion

Un modèle de départ (composé de blocs de résistivité homogène) est 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 (le calcul des résistivités apparentes à partir des résistivités vraies du modèle). L'algorithme détermine alors le degré de différence entre les résistivités apparentes mesurées et celles calculées. Le modèle est ensuite modifié dans le but de minimiser le degré de différence entre les résistivités apparentes mesurées et calculées sur le modèle.

Cette inversion des données est réalisée suivant un processus itératif qui tente de minimiser l'écart entre la pseudo-section mesurée et celle recalculée à partir d'un modèle de résistivité électrique. Ce modèle est modifié à chaque itération jusqu'à ce que les données mesurées et calculées atteignent une concordance acceptable ou jusqu'à ce qu'aucune nouvelle amélioration ne soit possible, le processus converge (l'erreur ne diminue plus) et le modèle devient une approximation de la réalité du sous-sol (Marescot, 2009).



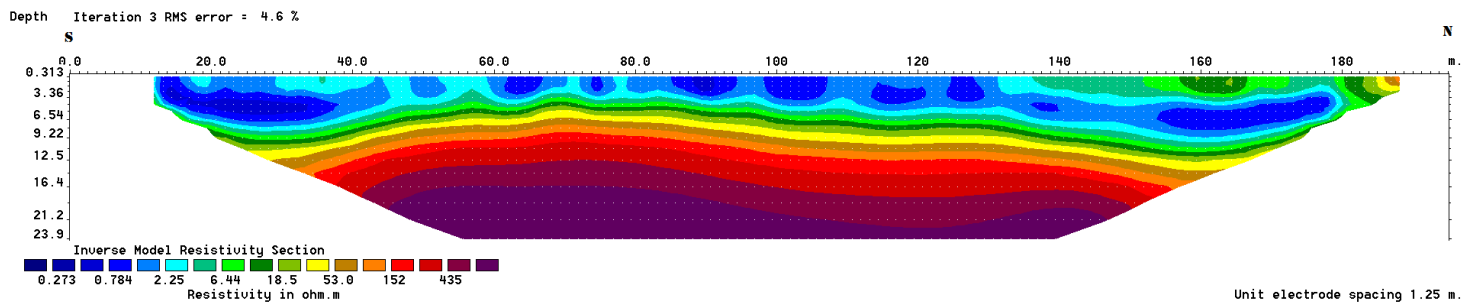
Inversion par méthode itérative



I.5.4 Applications en géotechnique: Etude des instabilités de terrain sur la pénétrante sud à Mila

Le profil S7 montre un modèle à deux couches, l'une superficielle conductrice où les circulations d'eau dans les masses instables favorisent la chute des résistivités et l'autre profonde et résistante (substratum). Ce profil montre un fort contraste électrique entre les résistivités du matériau constituant la coulée et celles du matériau constituant les versants. En effet, une zone d'instabilité moins profonde et superficielle allongée et s'étalant sur une profondeur ne dépassant pas 9 m. Vient ensuite un terrain stable avec des résistivités croissantes en profondeur, elles vont de 50 $\Omega.m$ à 10 m de profondeur, jusqu'à 200 $\Omega.m$ à 20 m. La partie saine du terrain apparaît également à droite du profil qui surmonte une plage conductrice broyée. La transition latérale est parfaite mais cette couche n'est épaisse que de 3 m uniquement. En dessous, les circulations d'eau et les instabilités des masses marneuses font encore chuter les résistivités (Kessasra et Geoexplo, 2015).

Profil S7 : pénétrante sud de Mila



Pseudo-section S7 - Pénétrante Sud de Mila (Kessasra et Geoexplo, 2015)

1.5.5 Apports et Limites de ces méthodes

Apports : Flexibilité des géométries possibles, Bonne résolution des terrains superficiels.

Limites : Le principe de suppression intervient pour des couches minces profondes dont les résistivités sont peu différentes des couches voisines qui, au-delà de certaines limites, elles ne sont plus détectables, Les sondages exécutés sur des couches non parallèles ou de trop fortes variations latérales de faciès peuvent fournir des interprétations erronées, Mise en oeuvre assez lourde, Difficulté d'injection du courant dans les terrains très secs, Interprétation délicate sans donnée de puits ou de forage, Influence importante des hétérogénéités des résistivités en surface, Temps de mesure important si grande longueur de ligne.

Annexe 1: Tableau récapitulatif sur les méthodes géophysiques

Méthode	Principe de Mesure	Objectifs	Avantages	Inconvénients
Sismique réfraction	vitesse des ondes de compression directe et réfractée	-caractérisation des vitesses des terrains -profondeur du substratum -recherche du toit de la nappe	porte directement sur une propriété utilisable en mécanique	-la vitesse doit être croissante avec la profondeur -suppose un milieu quasi-tabulaire -Lente -mauvaise résolution horizontale -mise en œuvre délicate en ville
Sismique réflexion	temps d'arrivée des ondes élastiques sur tout interface	-structure géologique profonde, -caractérisation des terrains par mise en évidence des horizons réflecteurs -vitesse et impédance acoustique	porte directement sur des propriétés utilisables en mécanique	-mise en œuvre très lourde -utilisable pour les profondeurs > 20m -utilisation exceptionnelle en Génie Civil
Tomographie sismique	inversion des temps de trajet des ondes sismiques à travers la zone étudiée	caractérisation mécanique des terrains, mise en œuvre entre forages, galeries et/ou surface	porte directement sur des propriétés utilisables en mécanique	-mise en œuvre lourde -coût élevé
(micro)Gravimétrie	variations locales du champ de pesanteur	Recherche des vides, des zones décomprimées, du toit du substratum	porte sur la densité	-mesures lentes -mesures d'altitudes très précises nécessaires et corrections
Prospection électrique par courant injecté	résistivité	structure du terrain	-la résistivité présente une grande gamme de variations -maîtrise de la résolution latérale et verticale (profondeur d'investigation) -rapide (faibles coûts)	-nécessité d'un contact électrique avec le sol d'où difficultés en milieu urbain
Prospection électrostatique	résistivité	structure du terrain	mêmes avantages que la méthode électrique mais en s'affranchissant du problème du contact avec le sol	-limitée aux 10 premiers mètres

Conductivimètre E.M. Slingram	conductivité (inverse de la résistivité)	structure du terrain et perturbateurs métalliques	-la conductivité présente une grande gamme de variations -très rapide (faibles coûts)	-limitée en pratique au profilage -sensible aux perturbateurs métalliques -inopérante en milieux résistants (supérieurs à 500 Ohm.m)
Radio-Magnéto- Tellurique, MT- VLF, VLF-R	mesure de la résistivité à partir du champ émise par les émetteur L.F. et V.L.F.	-structure du terrain -structures métalliques allongées(cables..)	-la résistivité présente une grande gamme de variations -rapide	-profondeur d'investigation mal contrôlée -perturbation par les réseaux métalliques (difficile en milieu urbain) -nécessité d'utiliser 2 émetteurs de directions approximativement perpendiculaires
Radar-Sol	réflexion des ondes E.M. sur les contrastes de permittivité	structure du terrain identification d'obstacles	très grande résolution géométrique de la structure du terrain	-profondeur d'investigation limitée par la présence d'argile