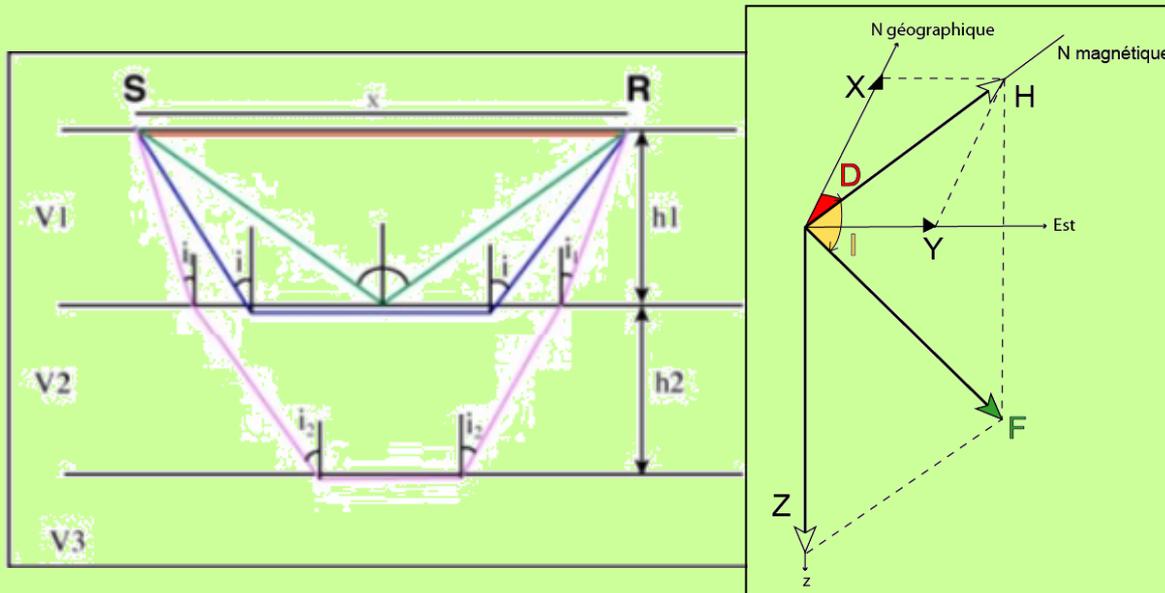


Les Méthodes sismiques et géomagnétiques



Méthodes sismiques

Principes théoriques des méthodes sismiques

1. Les ondes sismiques

Les ondes longitudinales P causent seulement un changement du volume quand elles se propagent, à travers un milieu, des zones de dilatation et de compression sont formées dans ce milieu dans la direction de propagation

Les ondes transversales S causent un changement de la forme du corps. Quand elles se propagent, les particules du milieu se déplacent l'une par rapport à l'autre dans la direction perpendiculaire à la direction de propagation

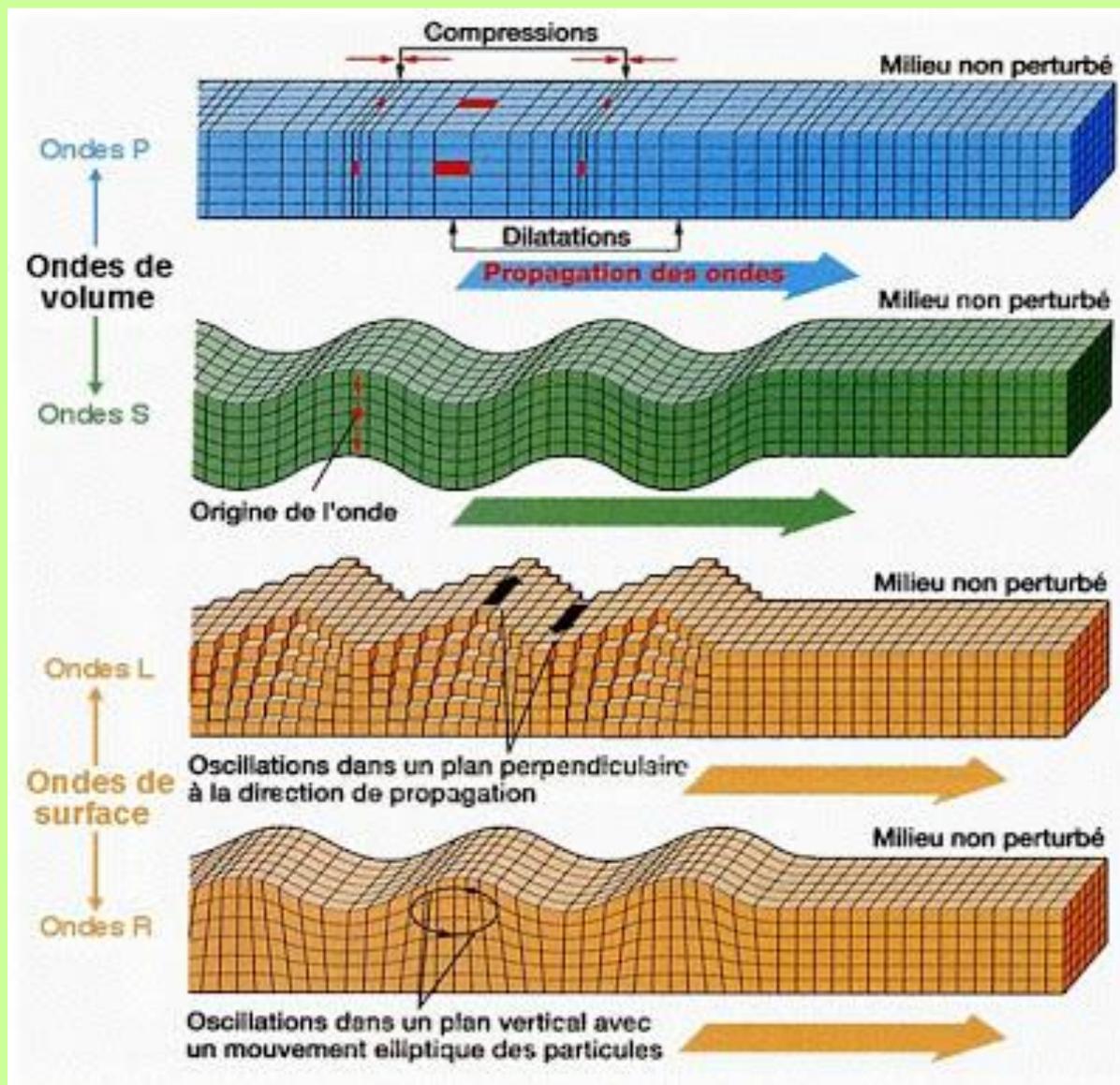
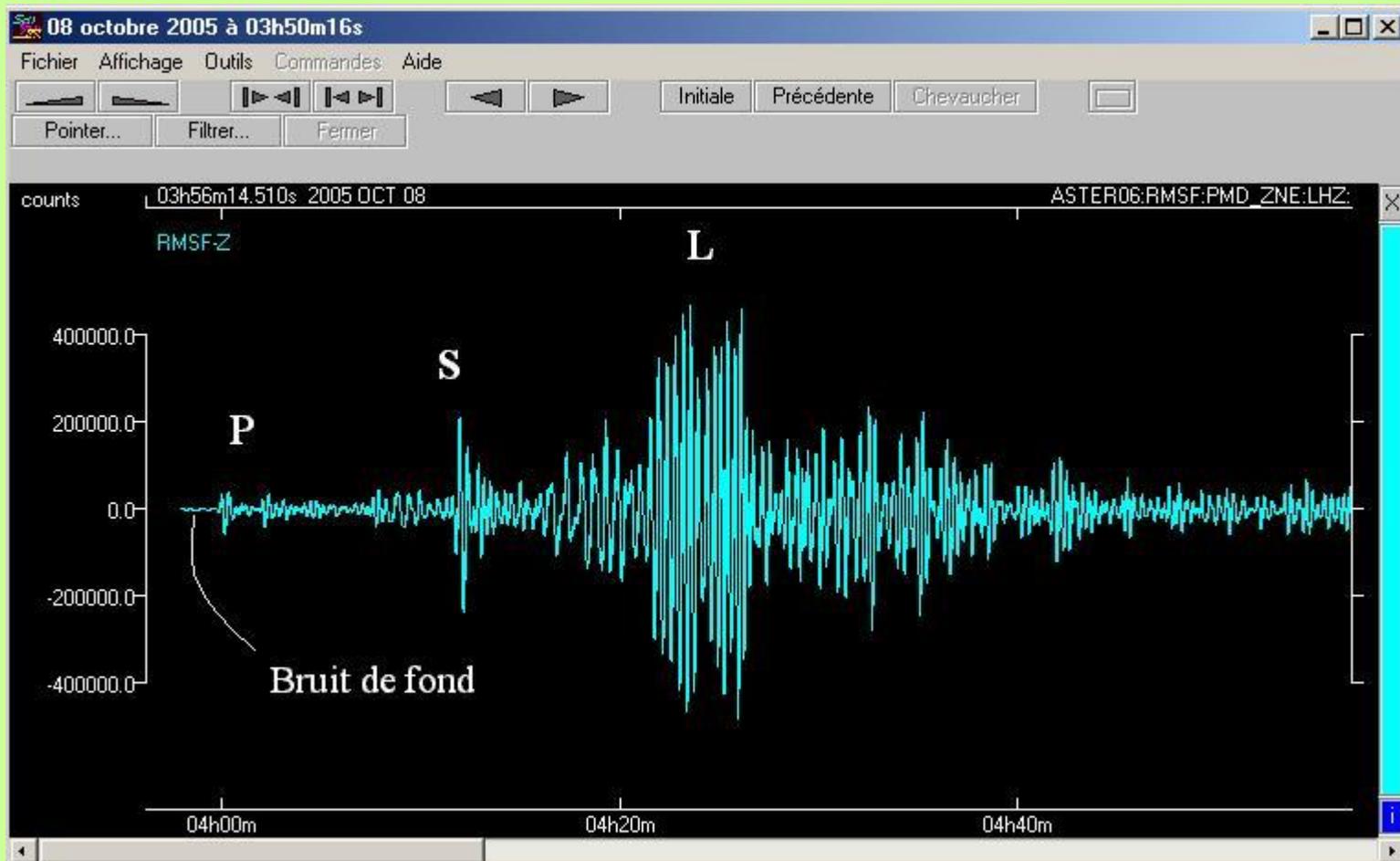


Fig. Zones de dilatation et de compression de l'onde P (a), et du déplacement des particules dans le cas de l'onde S (b).



Séisme du Pakistan du 08 Octobre 2005 à
03h50m16s enregistré par la station RMSF du
réseau "Sismos à l'Ecole"

2. Réflexion et réfraction des ondes sismiques

(loi de Snell ou de Descartes)

Nous considérons deux milieux homogènes W_1 et W_2 avec des vitesses sismiques respectives V_{P1} , V_{S1} et V_{P2} , V_{S2} séparés par une frontière plane (Fig.)

$$\frac{\sin\alpha_1}{V_1} = \frac{\sin\alpha_2}{V_2}$$

$$\frac{\sin\alpha}{V_1} = \frac{\sin\beta}{V_2}$$

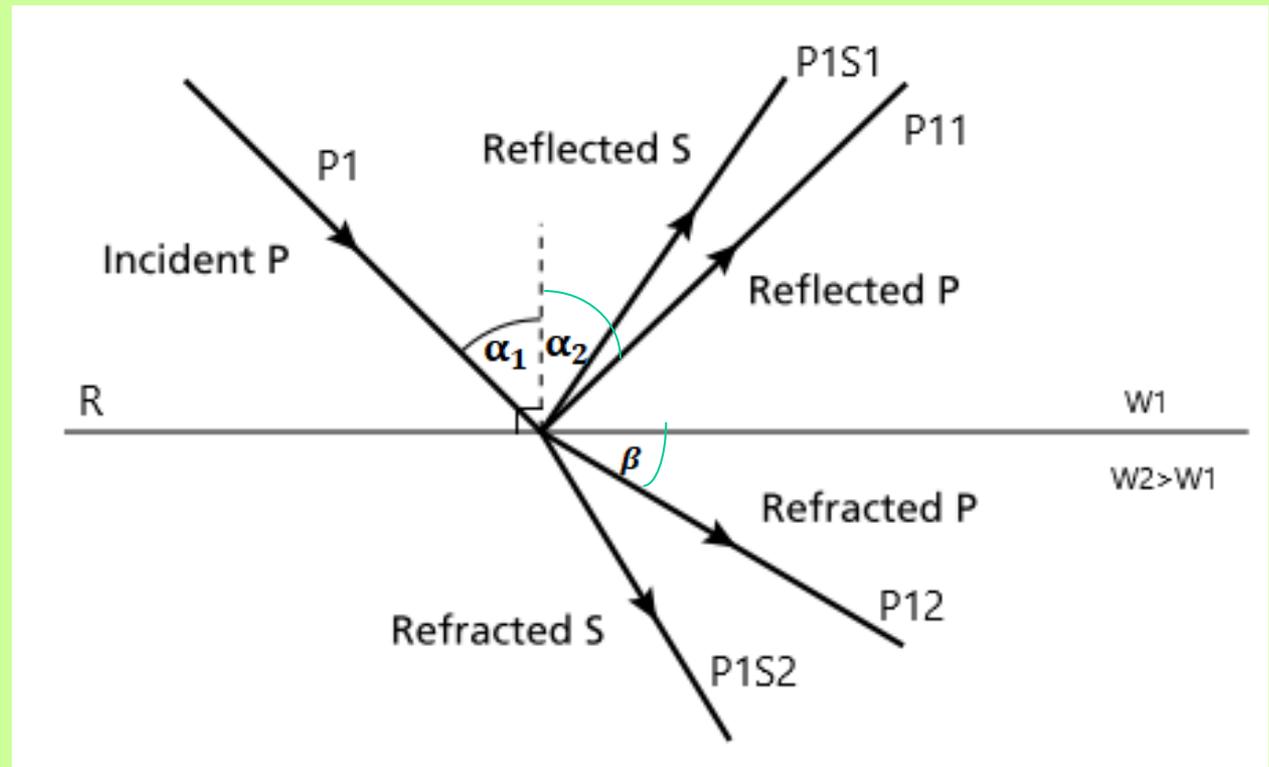


Fig. Réflexion et transmission de l'onde à travers une frontière sismique (loi de Snell ou de Descartes).

La vitesse de propagation des ondes sismiques dépend de la vitesse dans la matrice, de la porosité et de la vitesse sismique dans le fluide remplissant les pores. La relation empirique :

$$\frac{1}{V} = \frac{\emptyset}{V_f} + \frac{(1 - \emptyset)}{V_m}$$

Conditions de prospection sismique

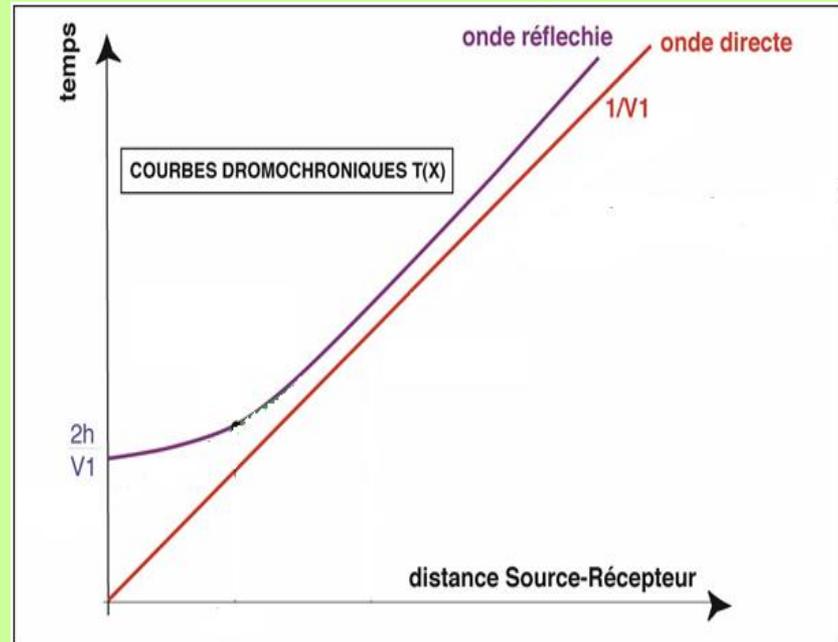
Les conditions favorables à la réalisation de la prospection sismique sont créées par l'existence de:

- frontières sismiques qui sont confondues avec les frontières géologiques,
- frontières sismiques étendues avec des petites pentes (2°-10°)
- petite épaisseur de la couche altérée,
- nappe phréatique non profonde;
- relief plus au moins plane dans la région d'investigation.

3. Les dromochroniques dans un milieu à deux couches

3.1. Onde directe

$$t = x / V_1$$

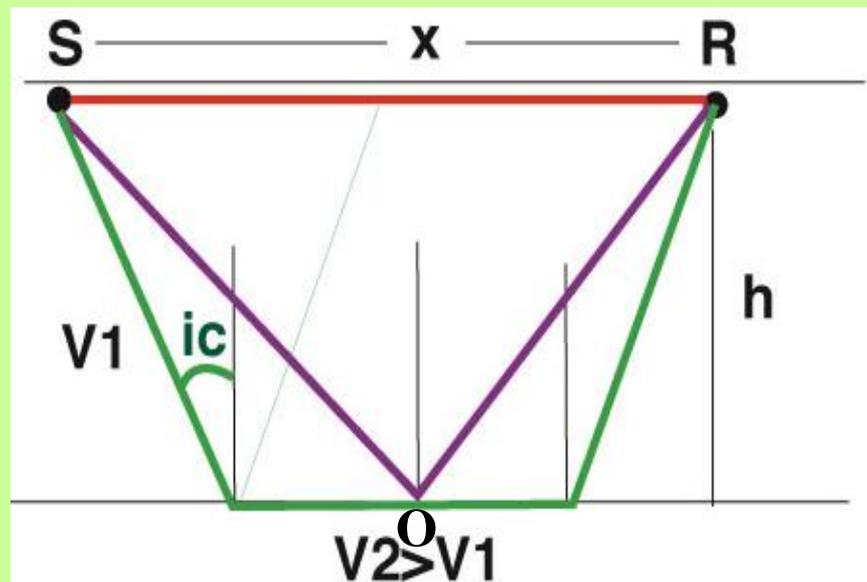


3.2. Onde réfléchie

$$t = \frac{SO + OR}{V_1} = \frac{2SO}{V_1} \text{ avec } (SO)^2 = h^2 + \left(\frac{x}{2}\right)^2$$

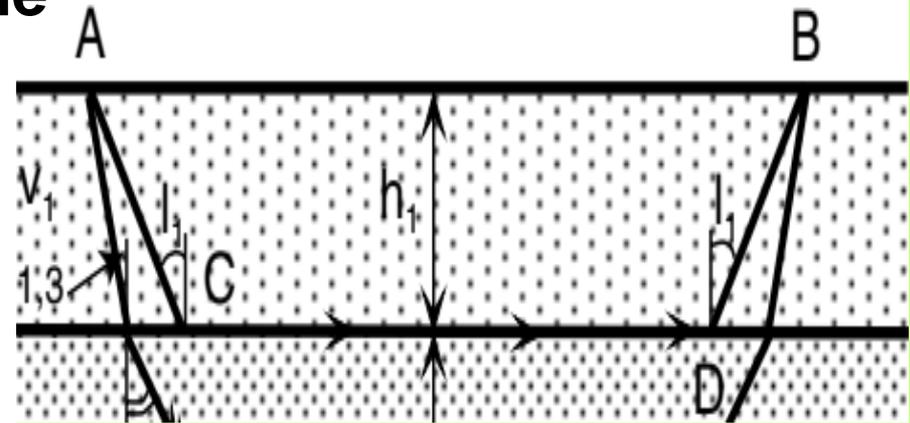
$$t = \frac{2}{V_1} \sqrt{h^2 + \frac{x^2}{4}}$$

$$t = \frac{1}{V_1} \sqrt{x^2 + 4h^2}$$



3.3. Onde réfractée ou conique

$$\begin{aligned}
 T_1 &= \frac{AC}{V_1} + \frac{CD}{V_2} + \frac{DB}{V_1} \\
 &= \frac{2h_1}{V_1 \cos l_1} + \frac{CD}{V_2} = \frac{2h_1}{V_1 \cos l_1} + \frac{x}{V_2} - \frac{2h_1 \tan l_1}{V_2} \\
 &= \frac{x}{V_2} + \frac{2h_1}{V_1 \cos l_1} - \frac{2h_1 \tan l_1 V_1}{V_2 V_1}
 \end{aligned}$$



En remarquant que le dernier terme de la partie droite de l'équation devient, en remplaçant $\frac{V_1}{V_2}$ par $\sin l_1$, $\frac{2h_1 \sin^2 l_1}{V_1 \cos l_1} = \frac{2h_1 \cos^2 l_1}{V_1 \cos l_1} - \frac{2h_1}{V_1 \cos l_1}$, l'équation initiale devient :

$$T_1 = \frac{x}{V_2} + \frac{2h_1 \cos l_1}{V_1}.$$

Formules : récapitulatif

1^{er} cas : Couches planes et horizontales

équation des hodochrones :

-onde directe

$$t = \frac{x}{V_1}$$

-onde réfléchie

$$t = \frac{1}{V_1} \sqrt{x^2 + 4h_1^2}$$

-onde conique (réfractée), couche 2

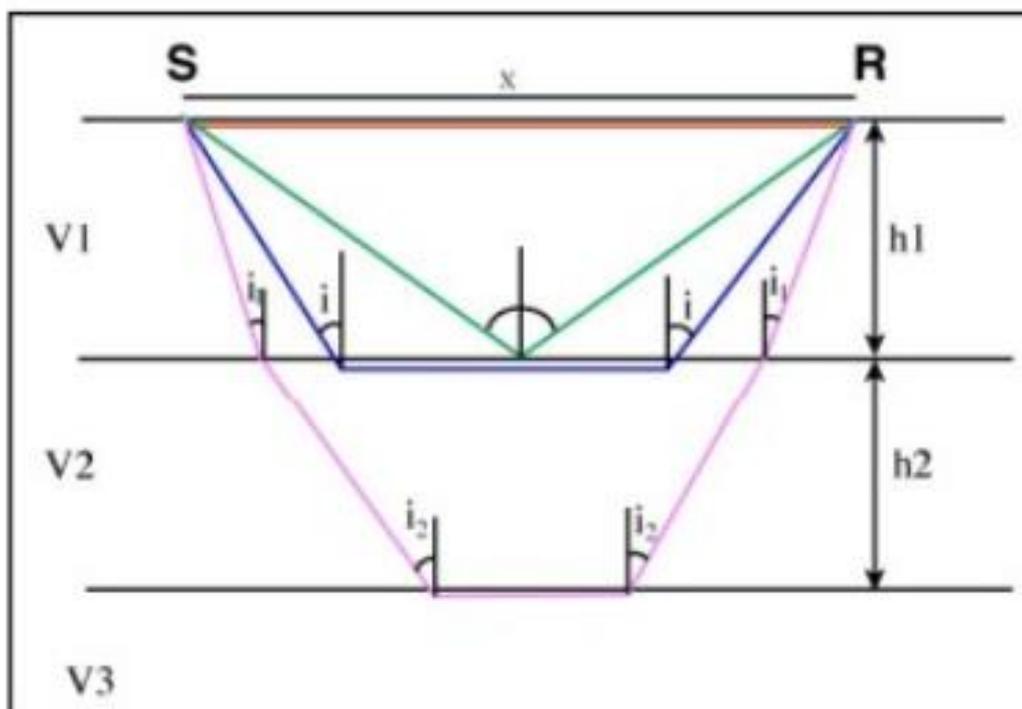
$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2h_1 \cos i}{V_1}$$

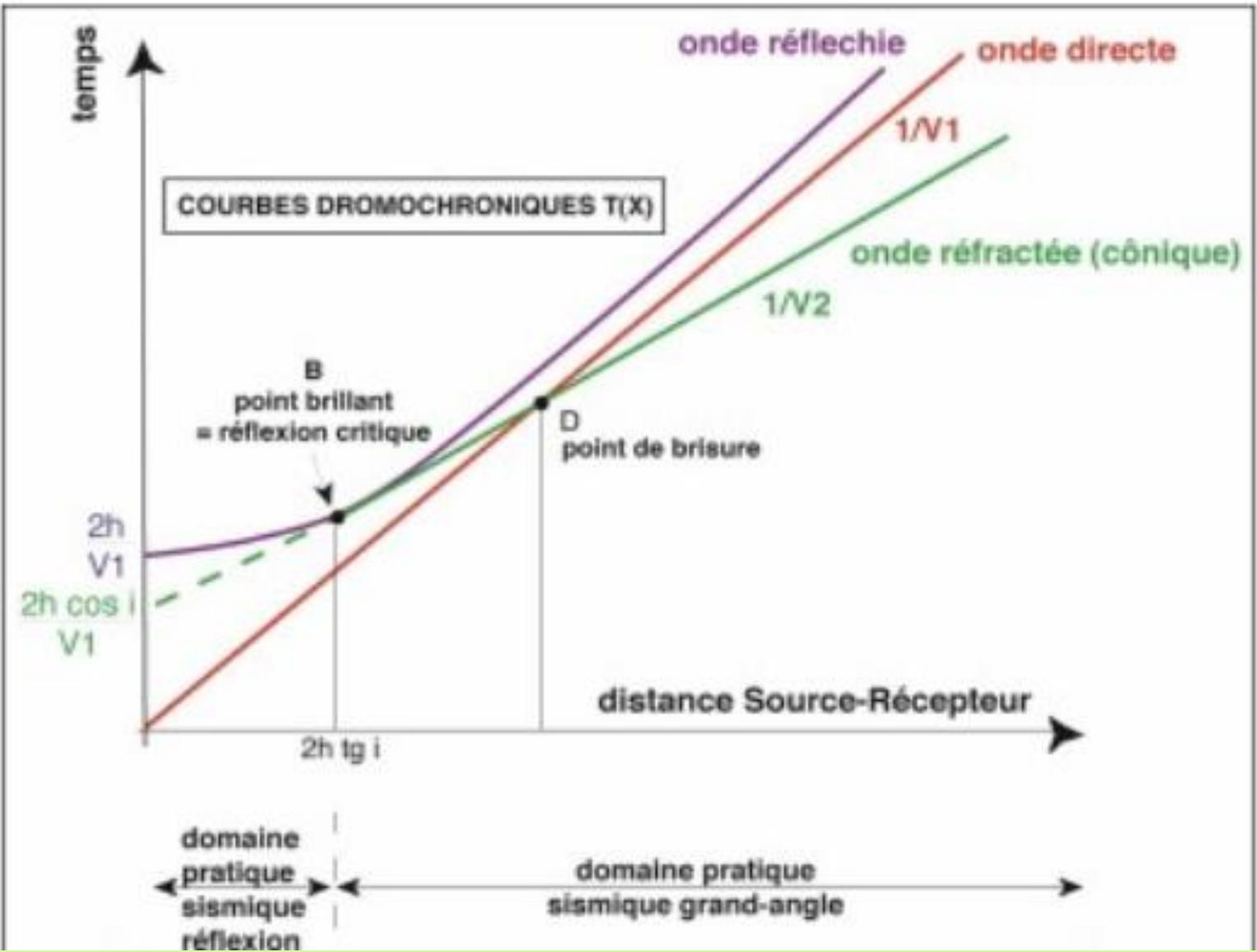
avec $\sin i = \frac{V_1}{V_2}$ et $x_{\text{critique}} = 2h_1 \tan i$

-onde conique (réfractée), couche 3

$$t = \frac{x}{V_3} + \frac{2h_1 \cos i_1}{V_1} + \frac{2h_2 \cos i_2}{V_2}$$

avec $\sin i_1 = \frac{V_1}{V_3}$ et $\sin i_2 = \frac{V_2}{V_3}$ et $x_{\text{critique}} = 2h_1 \tan i_1 + 2h_2 \tan i_2$





Méthode géomagnétique

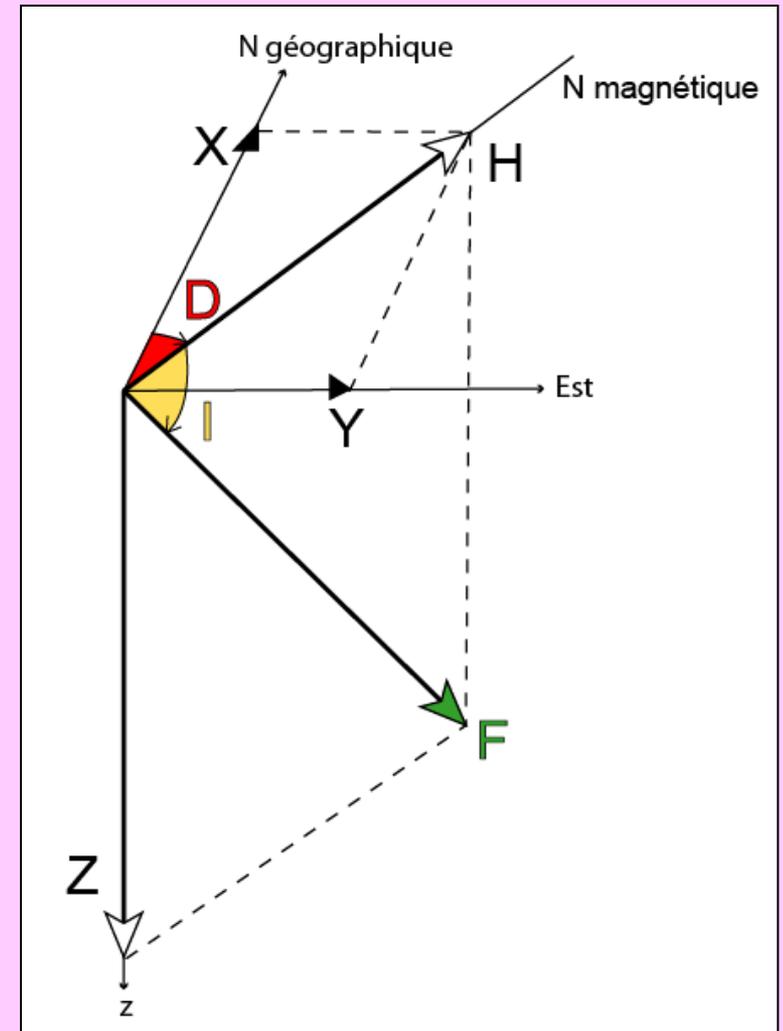
Le champ magnétique terrestre

- Le champ magnétique terrestre est défini par sa déclinaison D par rapport au Nord géographique, son inclinaison I et son intensité F .

$$F^2 = H^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2$$

$$H = F \cos I, \quad Z = F \sin I, \quad \tan I = Z / H$$

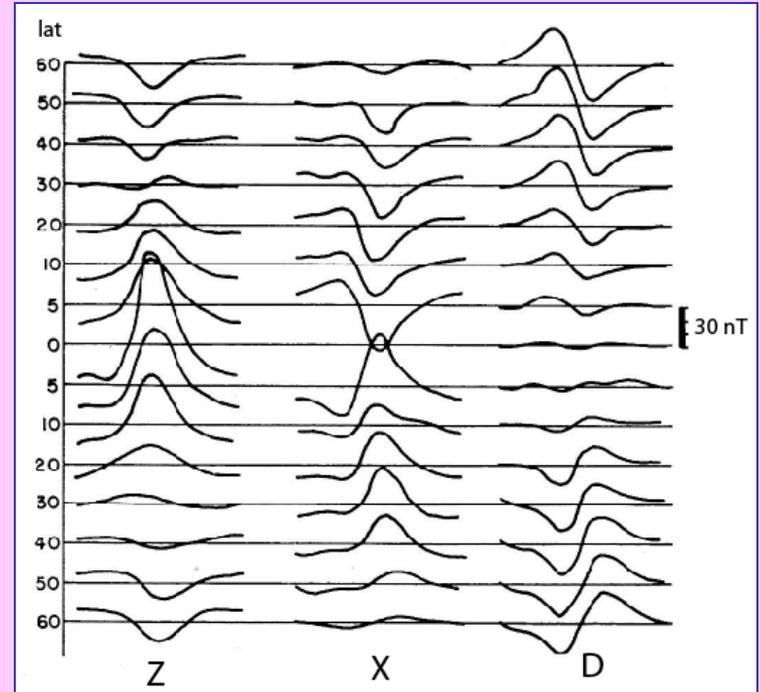
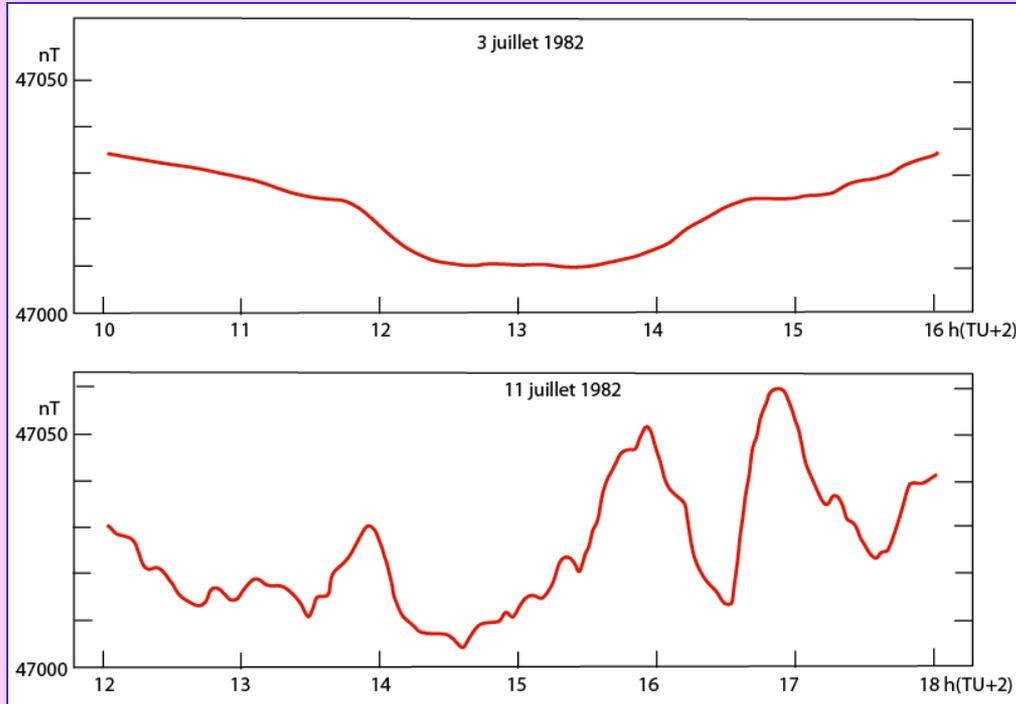
$$X = H \cos D, \quad Y = H \sin D, \quad \tan D = Y / X$$



Le champ magnétique terrestre

- Le champ magnétique total est la somme de plusieurs champs:
 - Le champ externe dû aux courants électriques dans la haute atmosphère,
 - Le champ interne dipolaire dû aux courants électriques dans le noyau externe,
 - Le champ interne secondaire (anomalies de dimension continentale),
 - Le champ d'anomalies dû aux masses magnétiques de la croûte
- En prospection c'est ce dernier qui nous intéresse. Il faut donc s'affranchir des autres champs.

Variation diurne



- Le champ externe est associé à des courants électriques dus à l'ionisation de la haute atmosphère sous l'effet de activité solaire. Le sens des courants et par conséquent le signe du champ n'est donc pas le même dans les deux hémisphères.
- Cette activité est maximale lorsque le soleil est au zénith.
- En période de calme, l'amplitude de la variation est de 20-30 nT.
- Lors des orages magnétiques, elle peut atteindre 1000 nT et plus au voisinage des pôles.

Le champ dipolaire

- Expression du champ:

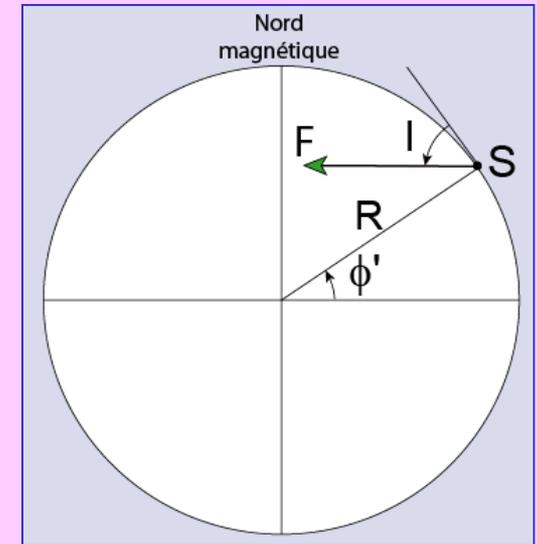
$$F_{dip} = \frac{M}{R^3} [1 + 3\sin^2 \phi']^{1/2} \quad \text{avec } M : \text{moment du dipôle}$$

R : rayon équatorial
 ϕ' : latitude géomagnétique

la latitude géomagnétique s'obtient par l'expression :

$$\sin \phi'_{(S)} = \sin \phi_{(P)} \sin \lambda_{(S)} + \cos \phi_{(P)} \cos \phi_{(S)} [\cos \lambda_{(P)} - \lambda_{(S)}]$$

où $\phi_{(P)}$ et $\lambda_{(P)}$ sont les coordonnées géographiques du pôle géomagnétique et $\phi_{(S)}$ et $\lambda_{(S)}$ sont les coordonnées géographiques de la station



- **Propriété remarquable:**

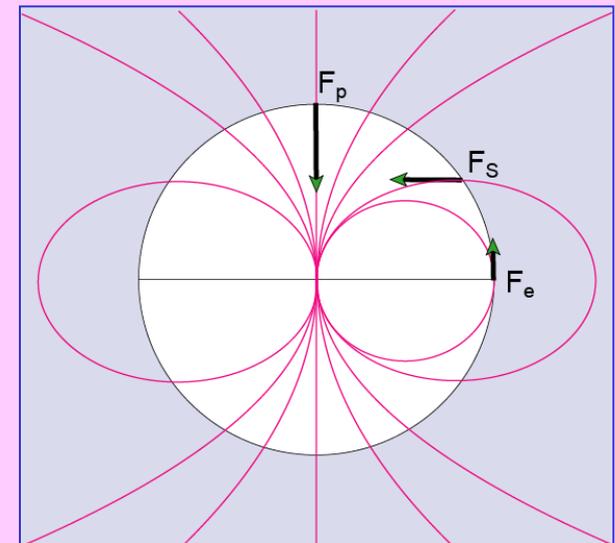
$$\boxed{\operatorname{tg} I = 2 \operatorname{tg} \phi'}$$

- À l'équateur magnétique:

$$\phi' = 0 \Rightarrow F_e = \frac{M}{R^2}$$

- Au pôle magnétique:

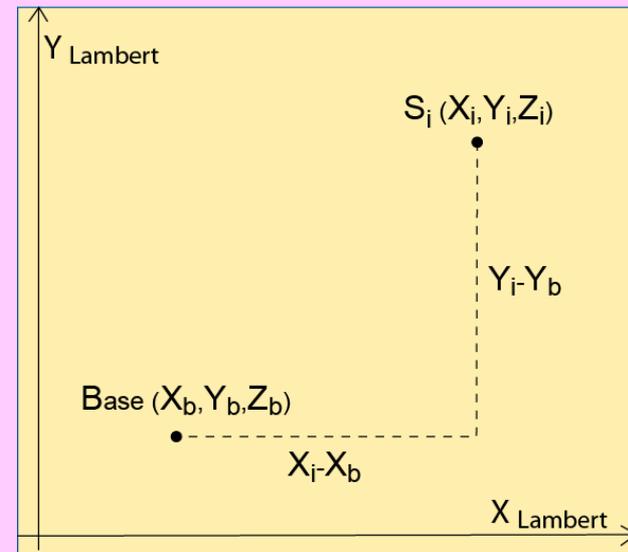
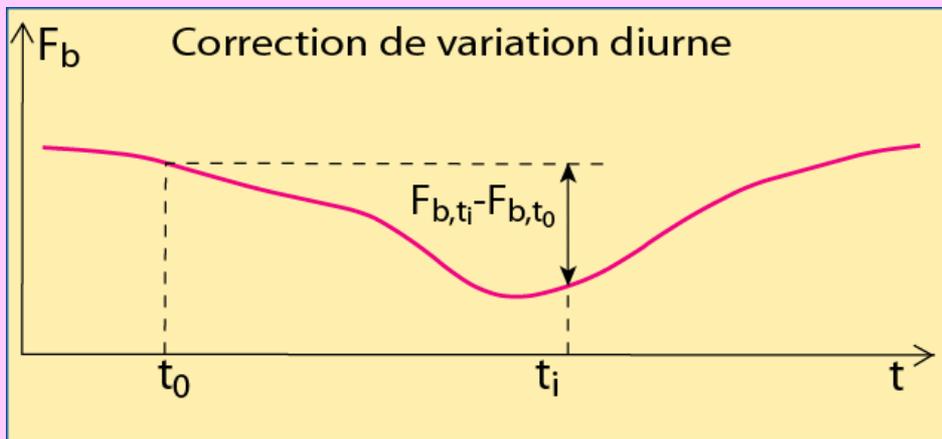
$$\phi' = \frac{\pi}{2} \Rightarrow F_p = \frac{2M}{R^3}$$



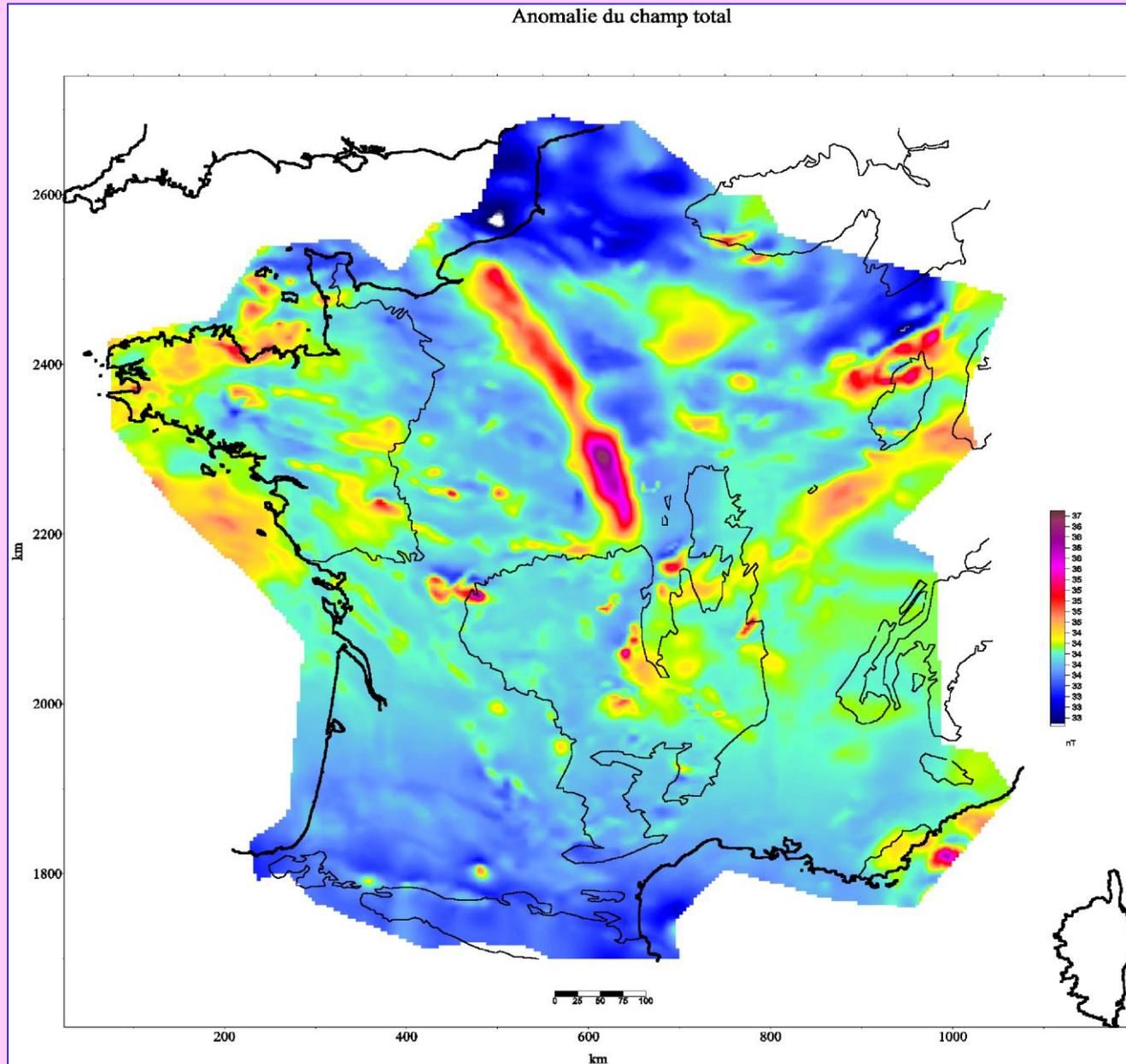
Anomalie du champ total

- Calcul de ΔF :

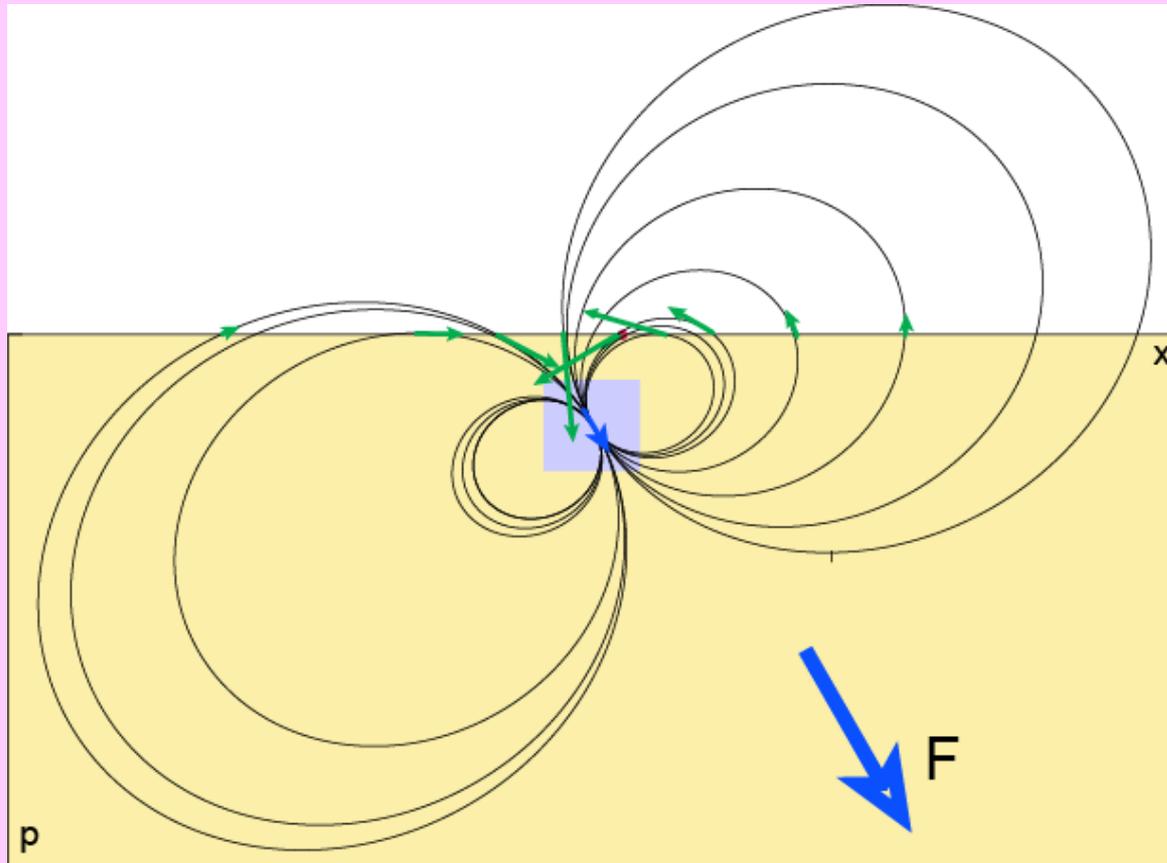
$$\Delta F_{i,t_0} = F_{i,t_i} - \underbrace{(F_{b,t_i} - F_{b,t_0})}_{\text{c. diurne}} - \underbrace{(X_i - X_b) \frac{\partial F_{norm}}{\partial X} - (Y_i - Y_b) \frac{\partial F_{norm}}{\partial Y}}_{\text{c. régionale}} + \underbrace{(Z_i - Z_b) \frac{\partial F_{dip}}{\partial Z}}_{\text{c. d'altitude}} - F_0$$



Carte des anomalies du champ magnétique total de la France



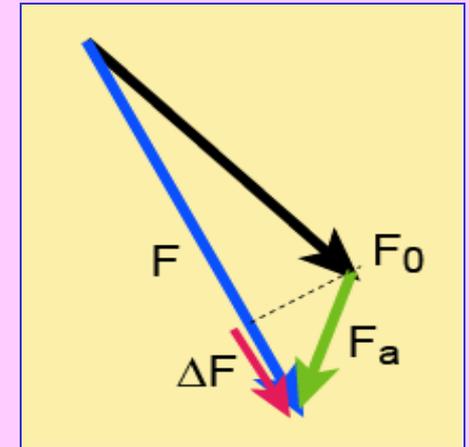
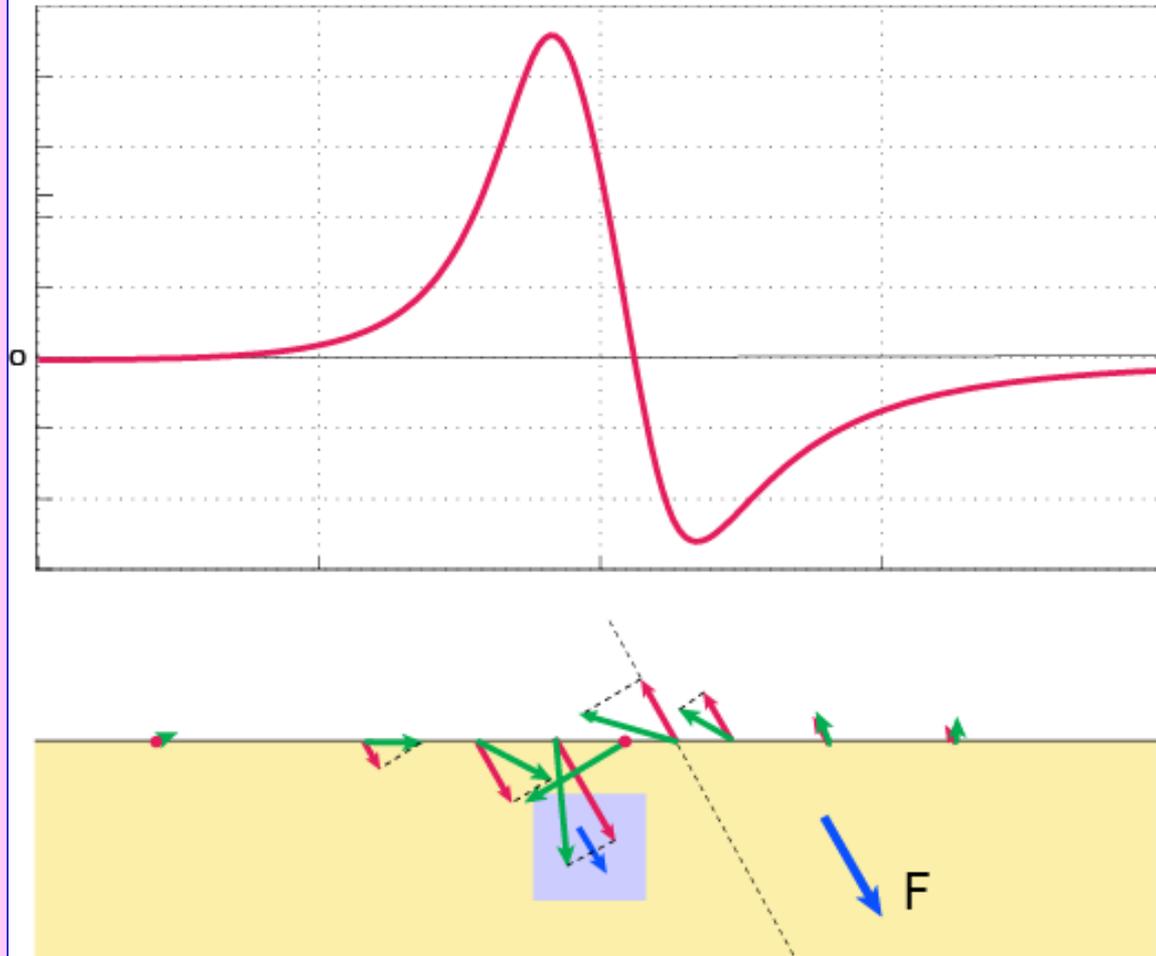
Champ d'anomalie d'un dipôle



Distribution des vecteurs champ d'anomalie à la surface

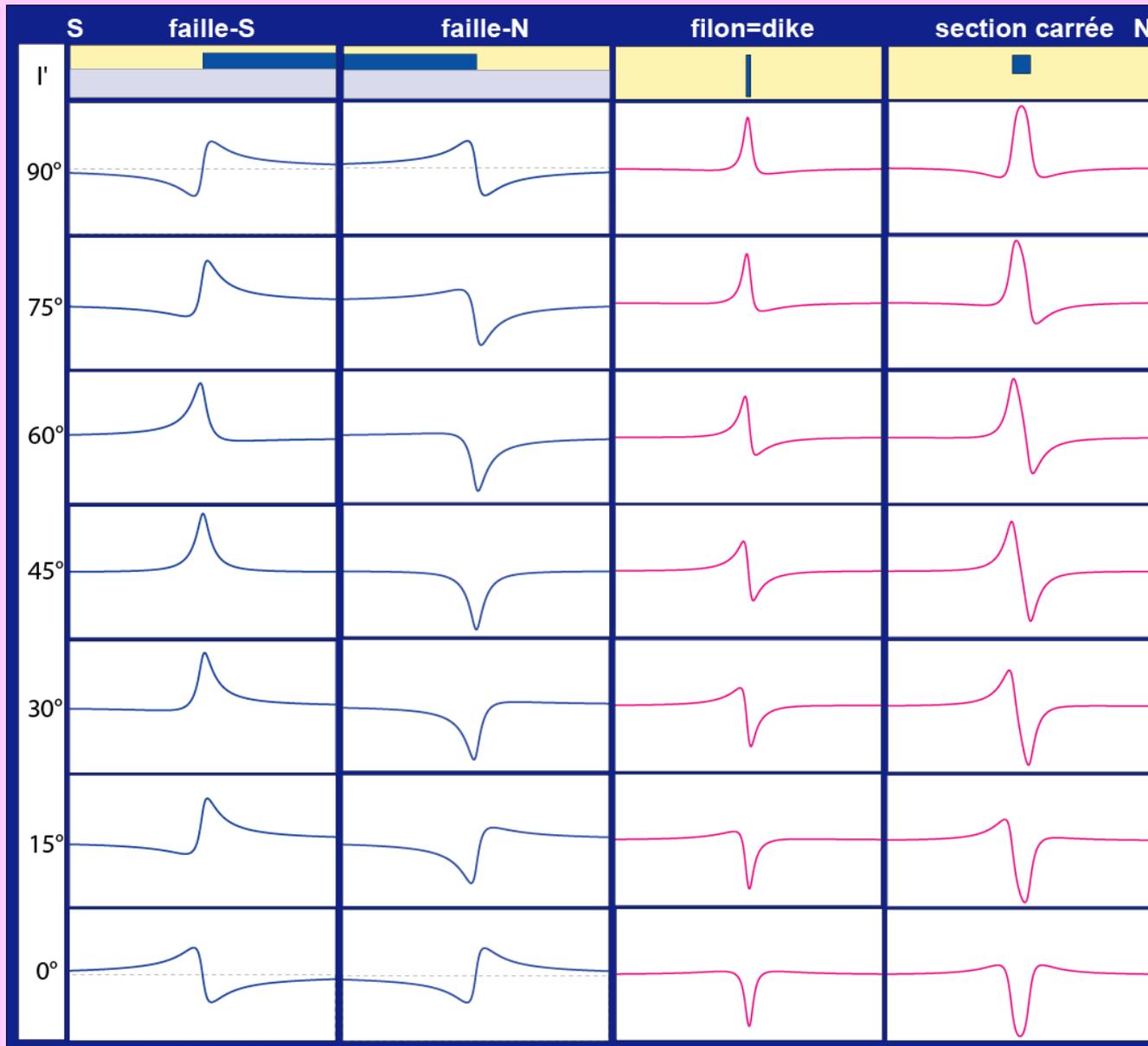
Anomalie du champ total crée par un dipôle

Anomalie du champ magnétique total



- L'anomalie ΔF du champ magnétique total F est la projection du champ d'anomalie F_a sur la direction du champ total.

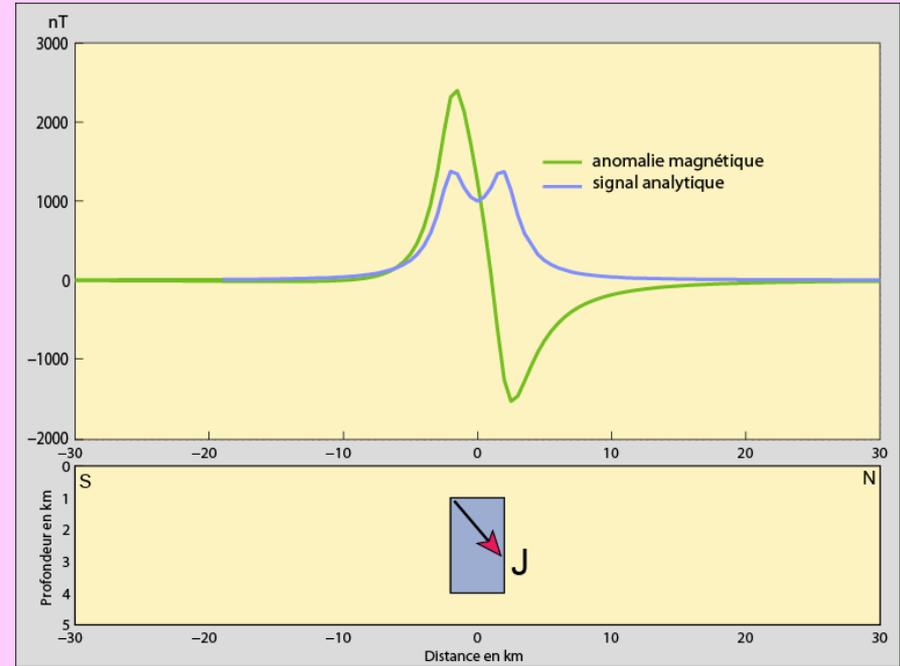
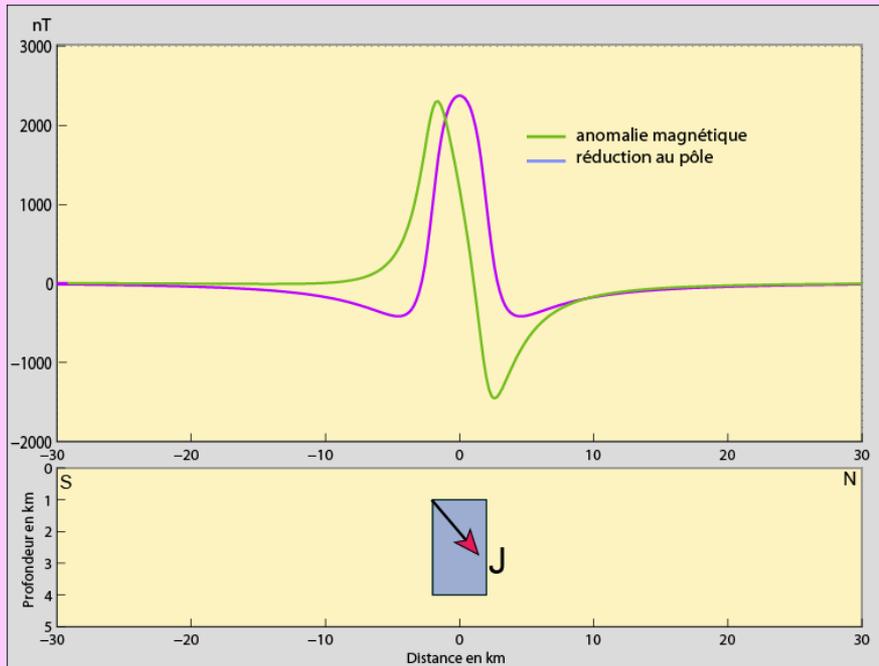
Anomalies magnétiques de structures 2D en fonctions de l'inclinaison apparente i'



Transformations des cartes d'anomalies

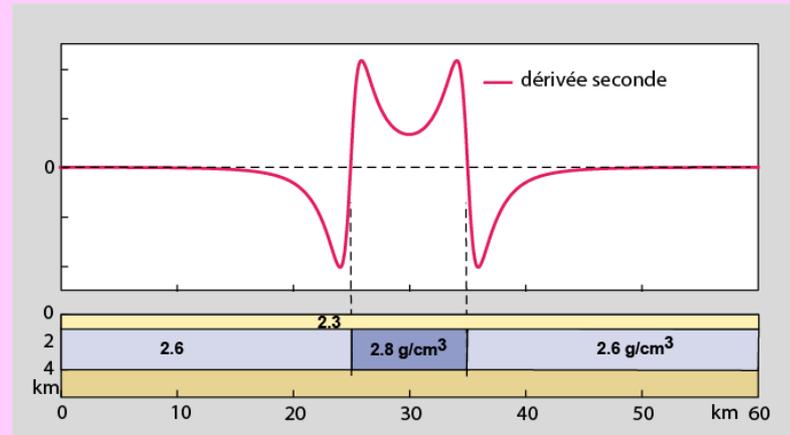
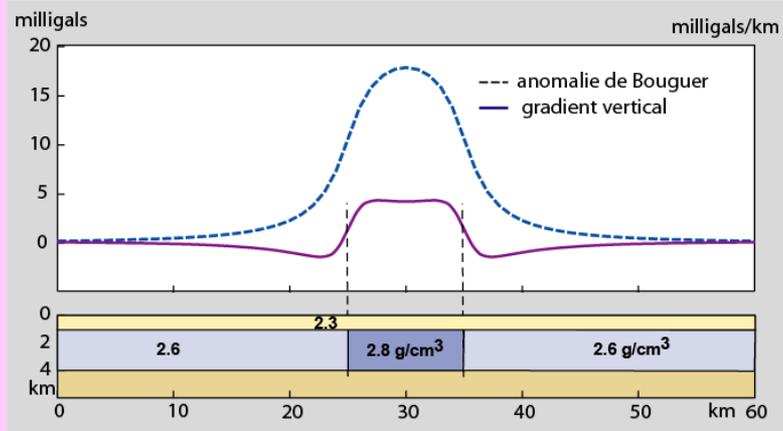
- Les méthodes de transformation servent à localiser les structures gravimétriques ou magnétiques dans le plan horizontal et en profondeur.
- Ces opérations ont pour but d'éliminer ou au contraire de rehausser certaines informations contenues dans les données de champ, carte ou profil. Ces transformations sont:
 - la réduction au pôle (pour le champ magnétique seulement),
 - la dérivation verticale ou gradient vertical,
 - la seconde dérivée verticale,
 - le prolongement vers le haut ou vers le bas,
 - Le signal analytique.

Réduction au pôle et signal analytique d'une anomalie magnétique



- La réduction au pôle ramène le sommet de l'anomalie au-dessus du centre de la structure,
- Le signal analytique permet en plus de localiser les sommets de la structure.

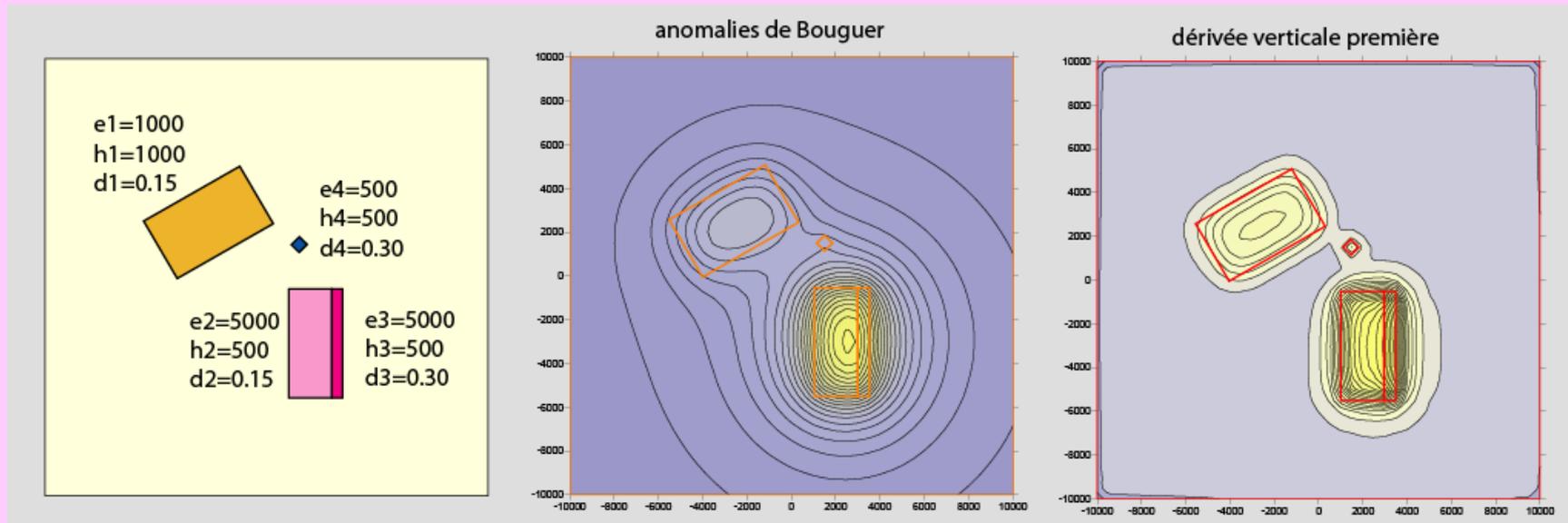
Dérivées verticales d'anomalies gravimétriques 2D



- Les anomalies gravimétriques sont localisées à l'aplomb des structures.
- La forme adoucie des anomalies ne permet cependant pas de localiser les contours des structures.
- Les dérivée verticales le permettent.
- Si les limites latérales des structures sont verticales, alors elles coïncident avec les points d'inflexion de la dérivée première,
- Et avec les passages à 0 de la dérivée seconde

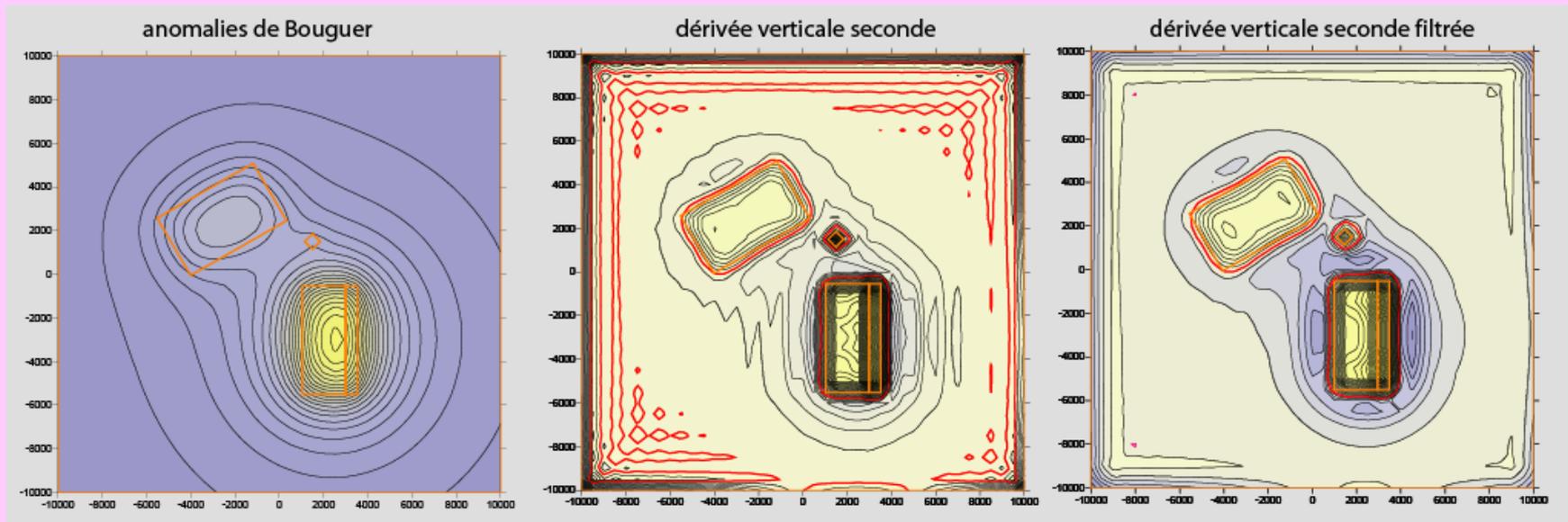
Dérivées verticales d'anomalies gravimétriques 3D

- Dérivée première



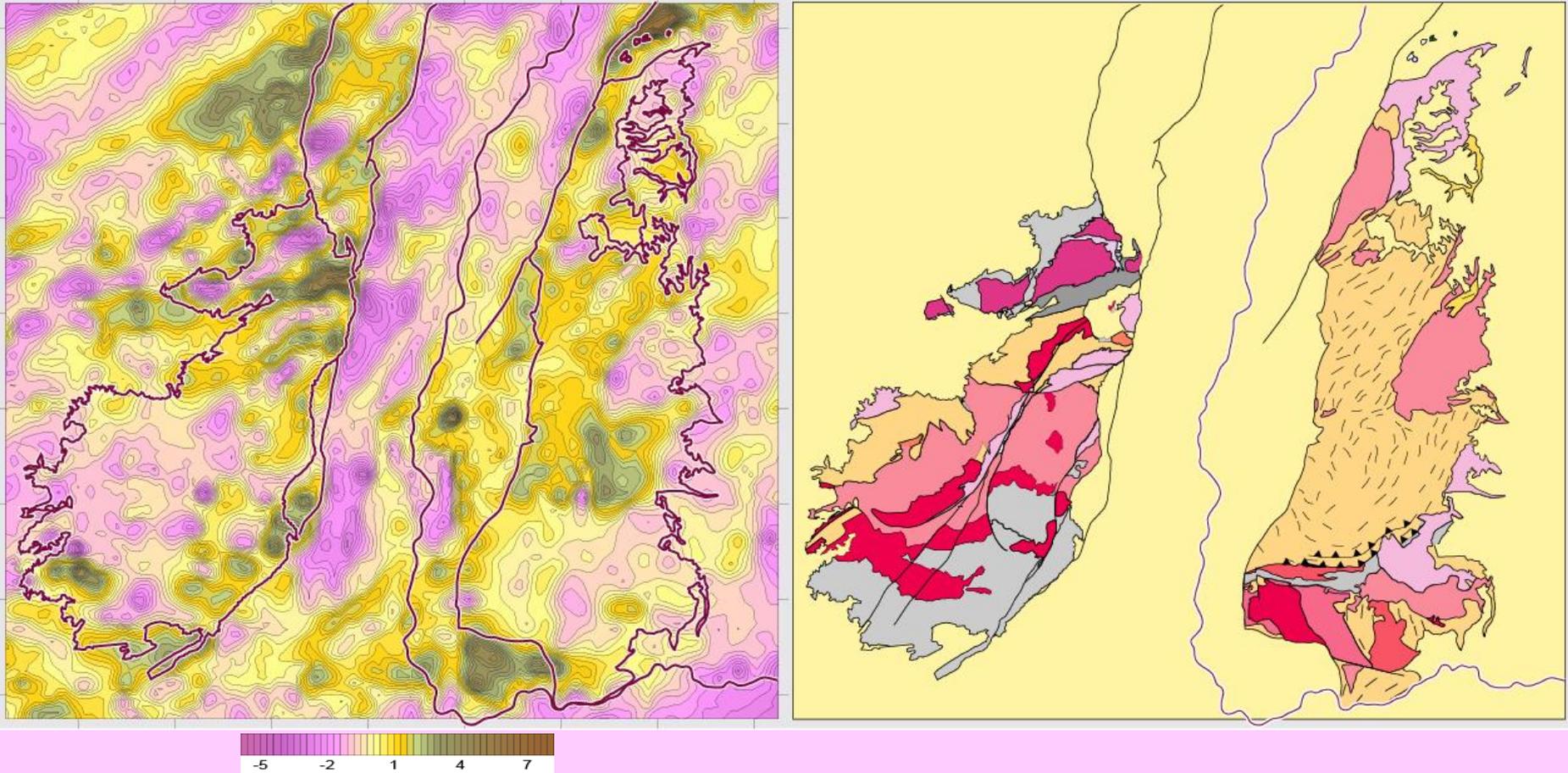
Notez la présence d'une petite structure qui n'est guère visible sur la carte des anomalies mais qui se distingue nettement mieux sur la carte du gradient

Dérivée seconde d'anomalies gravimétriques 3D



- Les transformations se faisant dans le domaine spectral, les opérations multiples affectent le spectre et la carte devient de plus en plus bruitée.
- Un filtrage passe-bas permet de remédier partiellement à cet inconvénient.

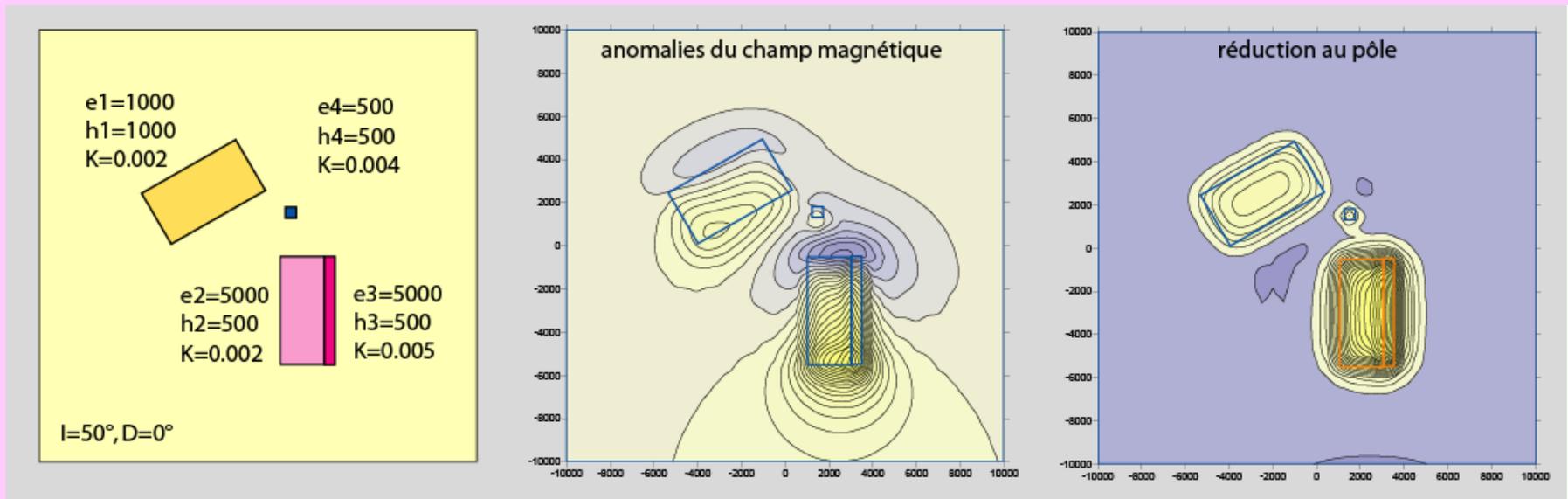
Carte du gradient vertical de g et carte géologique du socle rhénan



- anomalies négatives ($2.55 < d < 2.65$) → granitoïdes acides, métagranites
- anomalies intermédiaires ($2.65 < d < 2.72$) → gneiss, sédiments dévono-dinantiens, granitoïdes intermédiaires
- anomalies positives ($2.72 < d < 2.90$) → volcanisme basique, schistes ante-carbonifères

Réduction au pôle en 3D

- **En magnétisme**, une inclinaison de l'aimantation différente de 90° ou de 0° implique la présence pour l'anomalie de chaque structure d'un maximum et d'un minimum.
- La direction et le sens définis par le maximum et le minimum correspondent à la direction et au sens de l'aimantation.
- Le maximum est décalé vers le sud par rapport au milieu de la structure (hémisphère nord) et la localisation de la structure devient incertaine.
- La réduction au pôle permet de supprimer cette déformation, en ramenant l'inclinaison à 90° et par conséquent en ramenant l'anomalie à l'aplomb de la structure comme en gravimétrie



- Les structures sont situées à 30° de latitude N,
- L'aimantation est purement induite

Carte magnétique du Fossé rhénan

