

GÉOPHYSIQUE

LE GÉOÏDE

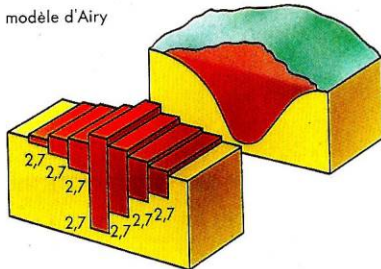
LA GRAVITÉ terrestre, ou pesanteur, attire tous les corps vers le centre de la Terre. Son intensité est proportionnelle à la masse de la Terre et décroît avec l'altitude. En un point de la Terre, on peut la mesurer avec un gravimètre. Le *géοïde* est la surface joignant les points d'égale pesanteur. Sa forme, proche d'un ellipsoïde, n'est toutefois pas régulière car la pesanteur varie avec la densité des roches et la topographie.

Très tôt, les mesures gravimétriques ont montré que les montagnes exercent une attraction qui diminue la pesanteur et modifie sa direction. J. H. Pratt et G. B. Airy, vers 1850, ont lié cette modification au fait que les continents sont faits d'un matériel léger ancré dans un matériel plus dense.

L'hypothèse d'Airy, généralement admise, implique que tout relief à la surface de la Terre est compensé en profondeur de manière à conserver un équilibre isostatique. L'exemple des glaciations quaternaires en fournit une preuve imagée. Les énormes masses de glace accumulées sur les continents ont provoqué leur enfouissement. La fusion récente des glaciers les a libérés de la surcharge et a provoqué une lente remontée des continents qui se poursuit encore aujourd'hui.

A

modèle d'Airy

les chiffres indiquent la densité en g/cm³

A - L'épaisseur de la croûte continentale.

Selon Airy, les continents sont composés de matériaux légers, de densité constante, ancrés dans une substance plus dense. Pour qu'il y ait compensation de la topographie, plus le relief est élevé, plus la profondeur

d'ancrage doit être grande. C'est pourquoi la croûte continentale a une épaisseur variable. Et les mesures géophysiques ont bien montré que c'est sous les plus hautes montagnes qu'elle est la plus épaisse.

INTÉRIEUR DE LA TERRE

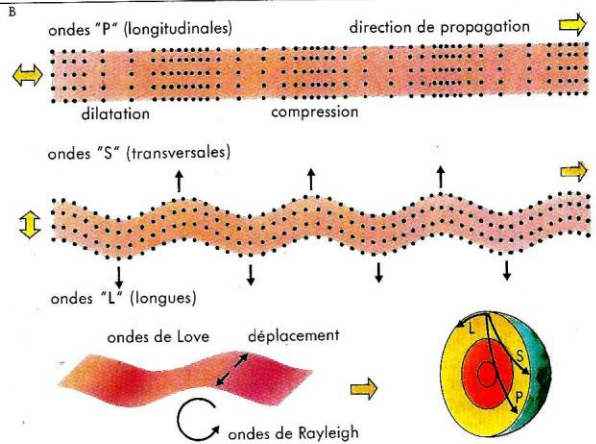
LES FORAGES les plus profonds ne dépassent guère plusieurs kilomètres. Pour connaître l'intérieur de la Terre, il faut donc faire appel à des méthodes indirectes, et en particulier à la *sismologie*. Le déclenchement des tremblements de terre provoque la propagation d'ondes sismiques dans toutes les directions. Ces ondes sont soit longitudinales (*ondes P*), soit transversales (*ondes S*). Leur vitesse et leur trajectoire varient en fonction de la densité et de l'état physique des matériaux traversés. Grâce à un réseau de stations à la surface du globe, on enregistre les ondes sismiques provoquées par tous les séismes. L'analyse de ces enregistrements permet de déterminer la trajectoire et la

B. Ondes sismiques.

Les principales ondes sismiques sont les ondes P et les ondes S. Les ondes P, ou primaires, vibrent longitudinalement, parallèlement à leur direction de propagation. Les ondes S, ou secondaires, vibrent transversalement, soit perpendiculairement. Les ondes L prolongent les ondes P et S en surface et sont une combinaison d'ondes de Love et d'ondes de Rayleigh. Les ondes déclenchées par un séisme se propagent à l'intérieur du globe et permettent de mettre en évidence les discontinuités entre les différentes couches.

vitesse de propagation et renseigne sur l'intérieur de la Terre.

Les ondes P peuvent se propager dans tous les milieux, mais leur vitesse chute dans les liquides. Par contre, les ondes S ne se propagent pas dans les liquides. Les limites entre les différentes couches du globe (croûte, manteau et noyau) sont marquées par des discontinuités se traduisant par un changement brutal dans les vitesses de propagation. Au *moho*, la vitesse augmente brutalement par suite d'une augmentation de densité. Par contre, la vitesse des ondes P chute brutalement dans le noyau externe que les ondes S ne pénètrent pas, montrant qu'il est à l'état liquide. La vitesse s'élève de nouveau dans le noyau interne, solide.



CHAMP MAGNÉTIQUE TERRESTRE

EN TOUT point de la Terre, l'aiguille aimantée d'une boussole se dirige invariablement vers un point situé près du pôle Nord. Cela prouve l'existence d'un champ magnétique naturel, que l'on peut caractériser par son intensité, sa déclinaison et son inclinaison. Un réseau d'observatoires

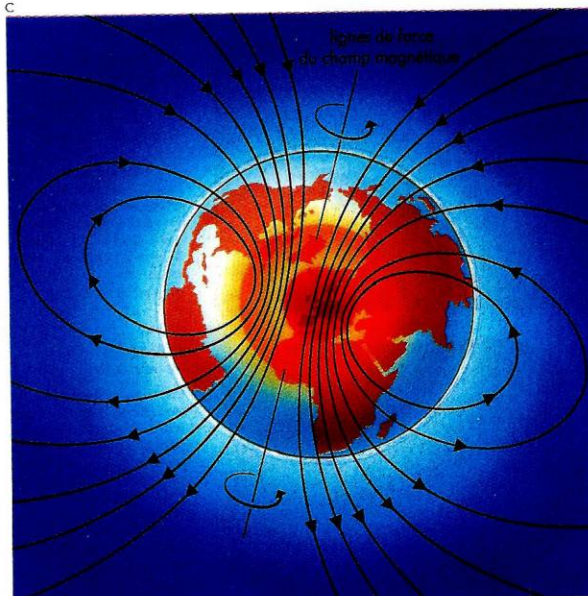
magnétiques permet de mesurer le champ magnétique sur l'ensemble du globe.

Mais le champ magnétique a largement varié au cours des temps géologiques. L'aimantation ambiante est retenue par les roches quand elles se forment. Le *paléomagnétisme* a pu montrer que la direction du champ magnétique s'inverse périodiquement. L'étude de l'aimantation des basaltes de la croûte océanique est l'un des supports de la théorie de la tectonique des plaques.

PROSPECTION GÉOPHYSIQUE

LES MÉTHODES géophysiques permettant d'appréhender indirectement l'intérieur de la Terre sont souvent utilisées en prospection. La *sismologie appliquée* analyse les ondes provoquées par le déclenchement de charges explosives. Elle fournit une image détaillée des couches superficielles. Les *anomalies gravimétriques* renseignent sur la présence de corps de densité anormale en profondeur. Une anomalie négative montre l'existence de roches peu denses, susceptibles de contenir du pétrole. Une anomalie positive peut témoigner de la présence de minerais lourds.

C



C - La Terre est un aimant.

La Terre se comporte comme un aimant. Son champ magnétique est comparable à celui produit par un dipôle. Actuellement, l'axe des pôles magnétiques est incliné d'environ 11° par rapport à l'axe des pôles géographiques. Les études paléomagnétiques montrent que le dipôle a eu un sens tantôt nord-sud, tantôt sud-nord au cours des temps géologiques. Leur confrontation avec la stratigraphie a permis de reconstituer une échelle magnétique des inversions dans le temps. L'étude des basaltes océaniques récents, près des dorsales, a montré que les inversions se succèdent à des intervalles de quelques centaines de milliers d'années. L'origine du champ magnétique terrestre est profonde, et doit sans doute être recherchée dans le noyau.