

Interprétation tectonique des variations du champ tellurique

Autor(en): **Poldini, E.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Bulletin der Vereinigung Schweiz. Petroleum-Geologen und -Ingenieure**

Band (Jahr): **17 (1950)**

Heft 52

PDF erstellt am: **25.04.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-185011>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Interprétation tectonique des variations du champ tellurique

par E. POLDINI

I. Généralités

Lorsqu'à l'aide d'un dispositif approprié nous mesurons la différence de potentiel électrique naturelle entre deux points du sol, nous trouvons en général que celle-ci est faible, de l'ordre de quelques millivolts sur cent mètres. Si, multipliant les expériences, nous cherchons à satisfaire notre curiosité en élaborant une carte des potentiels naturels sur une région de plusieurs kilomètres carrés, nous découvrons que le sous-sol est le siège de forces électro-motrices multiples auxquelles correspondent, cela va sans dire, des écoulements de courant. Ces derniers embrassent des volumes de terrain plus ou moins grands. Parfois de petits générateurs naturels existent et se ferment sur des masses de quelques centaines de mètres cubes de roche, alors que les circuits d'autres, plus vastes, empruntent des continents entiers.

Les causes de tous ces courants sont diverses, ne serait-ce que pour la raison très générale que presque tous les déséquilibres de la croûte terrestre, qu'ils soient magnétiques, chimiques ou mécaniques produisent des forces électro-motrices. Il est établi que les plus vastes d'entre ces phénomènes sont des répliques électriques d'événements cosmiques (éruptions solaires, modifications dans l'état de l'ionosphère, etc. . . .) alors que d'autres plus locaux, proviennent simplement d'actions superficielles locales, telles que l'électro-capillarité, l'oxydation des minerais, etc. . . .

La géophysique appliquée est parvenue aujourd'hui à débrouiller patiemment les réseaux de tous ces courants électriques naturels dont l'étude a permis d'élaborer une série de diagnostics intéressant tant le géologue que le mineur.

Des divers courants naturels: piles naturelles locales et courants telluriques

Dès 1830 Fox [3] avait constaté l'existence de différences de potentiel spontanées au voisinage de certains filons de Cornouailles. D'autre part Barlow [1] signala lors de la mise en exploitation, en 1847, des premières lignes télégraphiques anglaises que des courants électriques circulent sur le globe en parcourant d'immenses espaces. Ces deux observations correspondent en réalité à deux phénomènes différents.

Le phénomène signalé par Fox est considéré comme commun aujourd'hui. Il a été étudié par Conrad et Marcel Schlumberger [7] qui ont été les premiers à en fournir une explication. Rappelons à ce sujet qu'on constate au

voisinage de quantité de gîtes métallifères des différences de potentiel qui atteignent l'ordre du dixième de volt sur dix mètres. Elles sont dues au fait que le minerai métallique conducteur est soumis à des attaques chimiques qui en font une pile naturelle. D'autres réactions du même ordre de grandeur, et toutes locales également, proviennent de la filtration des eaux à travers les roches, qui crée des forces électro-motrices. Dans ces deux cas il s'agit toujours de phénomènes confinés à une surface de quelques hectares, qui se superposent à un phénomène plus général, celui de l'écoulement de courants sur des continents entiers, courants que nous appellerons „les courants telluriques“ et qui sont à la base de l'observation de Barlow. Finalement, en schématisant les choses, nous pouvons envisager qu'une mesure de différence du potentiel naturel à la surface du sol comprend :

- parfois un champ naturel dû aux phénomènes électrochimiques,
- souvent un champ naturel dû aux phénomènes d'électrocapillarité,
- toujours un champ naturel dû aux courants telluriques.

Ces éléments composent finalement le champ naturel.

Insistons sur le fait que les gradients de potentiel dûs aux phénomènes électrochimiques et électrocapillaires sont toujours infiniment plus importants que ceux occasionnés par les courants telluriques. L'ordre de grandeur des chutes de potentiel correspondant aux uns est facilement supérieur au millivolt par mètre, tandis que celui des autres est cent fois plus faible. Mais comme dans ces derniers cas le phénomène est continu sur des centaines de kilomètres, alors que dans le premier il se confine à une centaine de mètres, il s'en suit que l'on peut grossièrement mesurer les différences de potentiel tellurique moyennes pour peu que l'on prenne des lignes longues, de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres. C'est ce qu'ont fait plusieurs observatoires, en enregistrant de façon continue les valeurs des différences de potentiel naturel pour des points situés à une vingtaine de kilomètres les uns des autres.

Les circuits électriques telluriques à la surface du globe

C'est en 1821 déjà que, pour expliquer les variations diurnes du champ magnétique terrestre, Davy émit l'hypothèse de courants électriques d'intensité variable circulant dans le sol. Depuis, de nombreux enregistrements simultanés des variations magnétiques et telluriques ont effectivement montré le lien de cause à effet qui liait ces deux phénomènes.

Récemment, Rooney [5], en groupant toutes les observations faites a dessiné une carte schématique des courants telluriques moyens à la surface du globe, mesurés à l'aide de longues lignes. Il a constaté qu'à midi il y a dans les deux hémisphères appel de courant vers l'équateur et que les vastes circuits ainsi engendrés se ferment latéralement quatre-vingt-dix degrés plus à l'Ouest et quatre-vingt-dix degrés plus à l'Est (fig. 1). L'ensemble du gigantesque phénomène se déplace et c'est toujours du côté du globe tourné vers le soleil qu'il y a appel de courant vers l'équateur. Il s'en suit que l'extrémité du vecteur champ décrit une courbe fermée deux fois par vingt-quatre heures.

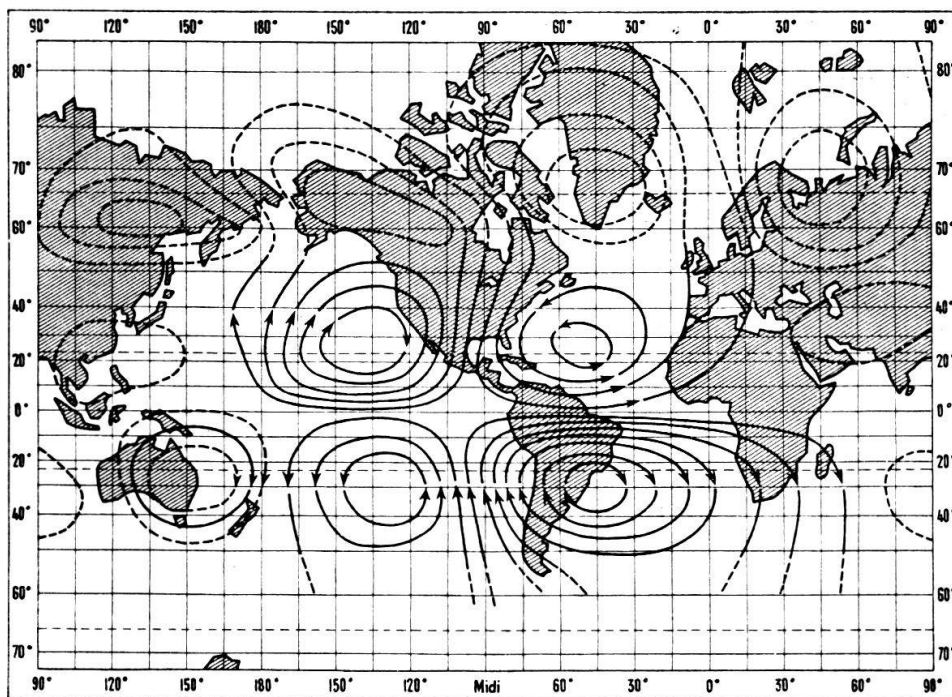


Fig. 1

Cheminement des courants telluriques à midi, heure de Chicago (d'après Rooney).

On se rend bien compte en contemplant la carte que le tracé des circuits telluriques embrasse toute la surface de la terre. Ces nappes de courant, mises naturellement à notre disposition, doivent être perturbées par les hétérogénéités du sous-sol. L'idée de les étudier à des fins de prospection revient à Conrad et Marcel Schlumberger. Après plusieurs années de recherches, ils sont parvenus à débrouiller l'écheveau des courants naturels et à mettre au point une méthode permettant de chiffrer les rapports d'intensité du champ tellurique entre divers points. Ceci en réalisant non pas des mesures à l'aide de lignes très longues durant des journées entières, mais en opérant avec des lignes courtes et en observant la variation du champ durant des temps restreints.

De la distinction entre le champ de potentiel tellurique et les autres champs de potentiel naturel

L'observation qui est à la base de l'étude des courants telluriques par la méthode Schlumberger est que, dans un intervalle d'une dizaine de minutes, les champs de potentiel dus aux phénomènes électrochimiques ou électrocapillaires sont pratiquement constants, alors que les champs telluriques, eux, fluctuent sans cesse.

La superposition du variable et de l'invariable engendre naturellement le variable. Et si nous enregistrons les variations de potentiel entre deux points M et N nous étudions essentiellement les modifications du champ de potentiel tellurique, indépendamment de toutes les autres. Ceci permet d'étudier finalement le champ tellurique lui-même, ainsi que nous allons le voir.

Etude des variations du champ tellurique

Supposons que nous ayons à disposition les appareils nécessaires à un enregistrement des variations de potentiel entre deux points M et N du sol. Usons, par exemple, du dispositif suivant: étendons à angle droit deux câbles de 500 mètres afin d'étudier simultanément les fluctuations des différences de potentiel entre M_1N_1 et M_2N_2 (fig. 2). Nous obtiendrons les variations du potentiel suivant deux composantes, ce qui nous permettra de construire les variations du vecteur représentatif du champ tellurique lui-même.¹

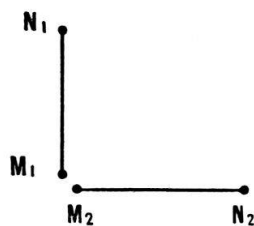


Fig. 2

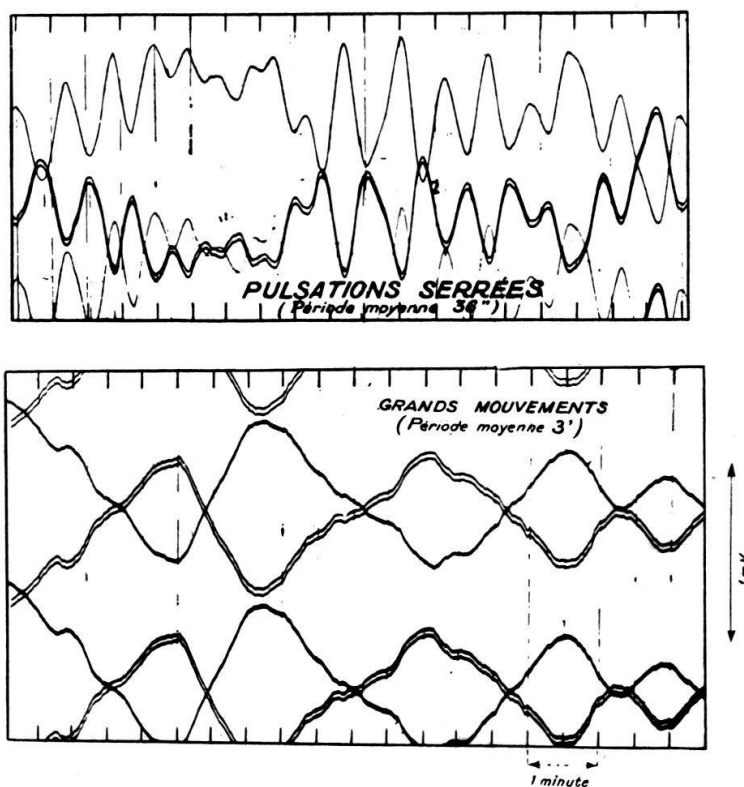


Fig. 3

Enregistrement de deux types de variation du champ tellurique dans le temps (le trait simple et le trait double représentent respectivement les composantes du champ prises à angle droit).

¹) Dans tout ce qui suit nous employons le terme de gradient G du potentiel tellurique (ou de champ tellurique E), au lieu de l'expression plus exacte de „différence moyenne du potentiel entre deux points M et N“. Nous admettons que ce champ E a son point d'application au centre d'un dispositif MN et qu'il est constant entre M et N, ce qui n'est évidemment exact que de façon approchée.

La première constatation que nous pourrons faire alors sera celle d'une agitation continue de la valeur de ce champ. En poursuivant l'enregistrement suffisamment dans le temps, nous arriverons à mettre en évidence de petites variations rapides incessantes, consistant en des oscillations dont la période va de quelques secondes à quelques minutes (voir fig. 3).

Si, malgré les difficultés techniques que l'opération peut présenter (notamment par la construction d'instruments suffisamment sensibles, ainsi que du choix de points M et N exempts de phénomènes parasites) nous enregistrons la valeur du vecteur champ durant plusieurs journées, nous la verrons varier d'intensité et d'azimut. En fait, en gros, sa valeur moyenne dans différentes directions décrira une ellipse en l'espace de douze heures. On eût pu envisager de construire statistiquement de telles ellipses moyennes et de les comparer entre elles. Pratiquement cela eût exigé un enregistrement très long et simultané en divers points. Il eût été impossible d'aboutir de la sorte à un rendement pratique. C'est alors que Marcel Schlumberger [8] eut l'idée de comparer entre elles les diverses oscillations du champ. Mais le problème se posait de savoir si ces oscillations correspondaient à des phénomènes parasites localisés ou, au contraire, si elles étaient dues à une variation incessante (en grandeur et en direction) du régime de la vaste nappe de courants telluriques ou d'une nappe similaire.

Imaginons que les choses se passent selon ce dernier mode, nous devrions alors trouver toujours pour deux points B et S (base et station) quelconques d'une aire à prospector :

- un synchronisme des variations des champs,
- un retour simultané du vecteur de ces champs aux mêmes azimuts,
- un rapport des champs E_b et E_s aux deux points considérés égal au rapport des variations de ces champs dans un temps Δt soit :

$$\frac{E_b}{E_s} = \frac{\Delta E_b}{\Delta E_s}$$

Cette dernière propriété nous permettrait d'étudier les rapports des valeurs des champs en divers points en fonction de leurs oscillations lues sur des diagrammes du type de la figure 3.

Examinons plus longuement ce point :

Une nappe de courant, s'étendant sur une grande partie de la Terre, peut, dans une zone de quelques milliers de kilomètres carrés, être assimilée à une nappe infinie, c'est-à-dire à un courant qui s'écoulerait entre deux électrodes infiniment lointaines. Une telle nappe est entièrement caractérisée par deux paramètres qui définissent l'un la direction de ces deux électrodes, l'autre la densité du courant. En un point quelconque du sol, la direction du courant — donc celle du champ — ne dépend que du premier de ces paramètres, sa grandeur dépend du second. C'est ainsi qu'on peut définir entièrement une nappe infinie par le vecteur champ électrique qu'elle détermine en un point fixe B (station de base). Et nous dirons que la nappe unité correspondante sera, par exemple, celle qui produira en B un certain vecteur de champ E_1 , d'intensité 1.

Nous avons évidemment la possibilité de définir une autre nappe unité, de direction différente, qui déterminera au même point de base B un vecteur champ E_2 , de direction différente de E_1 et également d'intensité 1.

Si nous envisageons maintenant une nappe infinie quelconque, nous pouvons naturellement la décomposer en la somme de deux nappes unités I et II. Tout vecteur de champ E sera alors égal à $\alpha E_1 + \beta E_2$ (α et β étant des constantes).

Or, si on revient à la nappe unité, il est clair que le champ lui correspondant est parfaitement défini en tout point. Par conséquent, en une station *quelconque* S, la nappe I déterminera un champ E_1 , la nappe II un champ E_2 ; la nappe quelconque y déterminera un champ $\gamma E_1 + \vartheta E_2$ (γ et ϑ étant des constantes). Il en résulte immédiatement qu'il existe entre E_s et E_b une relation univoque et la définition de cette relation, telle qu'elle vient d'être établie, montre qu'elle est linéaire. Par conséquent, si X, Y sont les composantes du champ en S et x, y les composantes du champ en B (station de base), les relations suivantes doivent exister entre ces quantités (fig. 4):

$$X = ax + by \qquad Y = cx + dy \qquad (1)$$

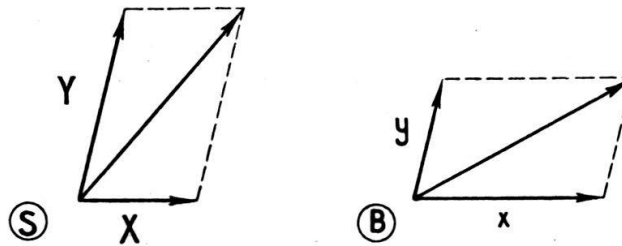


Fig. 4

Ces équations représentent les relations fondamentales entre les composantes X, Y, x, y de la nappe uniforme. Réciproquement, si on peut établir entre les composantes mesurées sur le terrain des relations de cette forme, nous aurons la preuve qu'elles résultent de nappes infinies ou quasi infinies.

La description que nous avons donnée des courants telluriques semble a priori ôter tout doute au sujet de l'existence de nappes infinies. Mais, ainsi que nous l'avons exposé, le champ proprement dit est difficilement mesurable, tandis que ses variations dans un petit intervalle le sont aisément. Si la relation (1) était rigoureusement vérifiée, elle s'appliquerait obligatoirement aux variations de X, Y, x et y au cours d'un petit intervalle de temps: il suffit pour s'en rendre compte de dériver les deux termes de chaque égalité par rapport au temps. Pour s'assurer que le caractère de nappe quasi infinie, certainement applicable au courant tellurique, s'applique également à des variations dans le temps, il faut faire la vérification directe, expérimentale, en portant dans les équations (1) les valeurs relatives mesurées.

C'est ce qui a été réalisé dans des milliers de cas. Et l'on a trouvé que ces équations étaient alors encore vérifiées de façon très satisfaisante sur des distances de centaines de kilomètres. On a même pu trouver, par enregistrements simultanés en France, aux Etats-Unis et à Madagascar, des concordances à très grandes distances [9]. Parfois aussi, lorsque les tellu-

riques sont mêlés à des courants industriels, dont il est difficile de se séparer, les mesures deviennent plus floues. Mais dans l'ensemble les relations fondamentales (1) sont suffisamment vérifiées pour être utilisables.

Signification des invariants ad-bc

L'expression la plus utile au point de vue pratique est celle de la valeur ad-bc, dont la signification est la suivante: Considérons en B toute une série de vecteurs de champ, de directions variables. A chacun d'eux correspondra un vecteur au point S. Si les vecteurs en B sont tous de rayon unité, les extrémités des vecteurs en S seront sur une ellipse, ce qui résulte nécessairement de la relation linéaire (1) entre X, Y et x, y. La valeur ad-bc n'est alors pas autre chose que le rapport de l'aire de l'ellipse S à l'aire du cercle de rayon unité B. On a pris l'habitude d'exprimer ce rapport sous le terme d'„aire“ ou A.

La valeur de l'aire définit, sous une forme synthétique, les propriétés électriques du sous-sol en S, par rapport à celles du sous-sol en B. Sa mesure en toute une série de points permet de construire la „carte des isoaires“, en lignes d'égales valeurs de A. La valeur de A dépend évidemment du choix de la station de base, mais les isoaires en sont indépendantes, puisque le départ d'une aire donnée en B implique seulement l'adoption d'une unité de mesure.

Finalement les variations des aires sont naturellement fonction de la nature du sous-sol. Sur un milieu homogène elles seraient toutes identiques, formées par des cercles de même rayon. L'analyse de leurs variations nous permet d'étudier les hétérogénéités et de porter des diagnostics géologiques.

II. Les variations du champ tellurique et la constitution géologique du sous-sol

De la constitution du sous sol au point de vue électrique

En prospection électrique la possibilité de distinguer les unes des autres les diverses formations du sous-sol résulte du fait que celles-ci possèdent des conductibilités spécifiques restant approximativement constantes dans la masse de chaque formation donnée et variant considérablement d'une formation à l'autre. Cette conductibilité dépend essentiellement de la teneur en eau de la roche et de la résistivité de cette eau.

Le petit tableau ci-dessous donnera une idée des ordres de grandeur de ces résistivités (φ)

marnes	0,5 à	20 ohms. mètre
sables à eau salée	0,5 à	4 ohms. mètre
schistes	50 à	500 ohms. mètre
calcaires	100 à	1 000 ohms. mètre
roches éruptives	1 000 à	10 000 ohms. mètre

Les variations du champ tellurique en fonction de la constitution du sous-sol

Les courants telluriques circulant dans le sous-sol peuvent finalement, nous l'avons vu, être assimilés à des écoulements de courant provenant de sources infiniment éloignées, de position azimutale variable. Et le prospecteur électricien ne fait en définitive que mesurer les chutes de potentiel ohmiques de ces courants. Qu'advient-il donc lorsque ces derniers abordent un accident géologique?

Supposons que nous nous trouvions en présence de structures cylindriques, soit d'accidents très allongés, pratiquement rectilignes. Dans cette hypothèse le champ tellurique E_l , correspondant à une nappe de courant s'écoulant parallèlement (longitudinalement) à l'allongement tectonique, est sensiblement uniforme à un instant donné, puisque la section des plis présentés au courant est constante. Il en est autrement du champ E_t , correspondant à la nappe de courant cheminant transversalement aux plis et qui aborde de front l'obstacle. Aussi, dans le cas particulier des structures cylindriques, le rapport des aires d'ellipses en deux points est-il naturellement égal au rapport des valeurs E_t . Ce sont ces valeurs que nous dessinons sur la fig. 5. Essayons de les raisonner de façon toute simple en prenant les cas les uns après les autres (voir fig. 5).

a) Nous pouvons avoir affaire, par exemple, à un amas de terrains sédimentaires ($\rho = 10$ ohms/m) reposant sur un socle de résistivité élevée ($\rho = 1000$ ohms/m) affectant une forme bombée. Le courant tellurique abordant normalement cet obstacle sera canalisé essentiellement dans les terrains conducteurs à 10 ohms, dont la section est variable. Il s'en suit que la densité de ce courant I est à peu de chose près inversement proportionnelle à cette section et que, finalement, pour des épaisseurs h_1 h_2 etc. des terrains à $\rho = 10$, nous pouvons grossièrement appliquer la loi d'Ohm en écrivant:

$$E_t \times h = \text{constante.}$$

Aussi, à un facteur de correction près, qu'il est d'ailleurs possible de déterminer, la courbe de variation E_t fournira-t-elle l'allure du toit du substratum résistant de 1000 ohms/m.

b) Dans le cas où une épaisse série homogène anticlinale existe en profondeur et que seul un banc calcaire plus résistant s'y intercale, le phénomène précédent se manifeste de façon beaucoup plus atténuée. Le niveau résistant provoque une concentration de filets de courant à l'aplomb du pli anticlinal, mais il est traversé par une partie de ceux-ci qui ne sont pas tous rejetés en surface. La proportionnalité $E_t \times h = \text{constante}$ n'est alors plus atteinte pour l'épaisseur h de sédiments situés au-dessus du banc résistant. Mais la courbe E_t présente cependant un maximum peu accentué, qui dépend de la résistance transversale unitaire de la couche résistante, de sa forme et de sa profondeur.

c) Si la couche précédente a été érodée, puis couverte en transgression, la courbe E_t ressemble encore à ce qu'elle était dans le cas (b), mais son maximum se scinde en deux parties qui se placent à l'aplomb des anciens affleurements, cachés par la transgression.

Le phénomène s'explique par le fait que la concentration des filets de courant vers la surface est alors bien amorcée sur les deux flancs de l'anticlinal, mais qu'elle cesse de se produire en même temps que disparaît sa cause, en l'espèce le banc résistant.

d) Le cas d'anisotropie des terrains, soit de schistes ou de bancs résistants et conducteurs alternés revient un peu au cas (b). En effet, si au lieu d'un seul banc résistant on envisage des bancs répétés, le courant a tendance à circuler en direction des strates; il est encore rejeté en surface au droit des anticlinaux, ce qui, toutes choses égales d'ailleurs, provoque un accroissement de la densité de courant et par conséquent de E_t à l'aplomb de ces derniers.

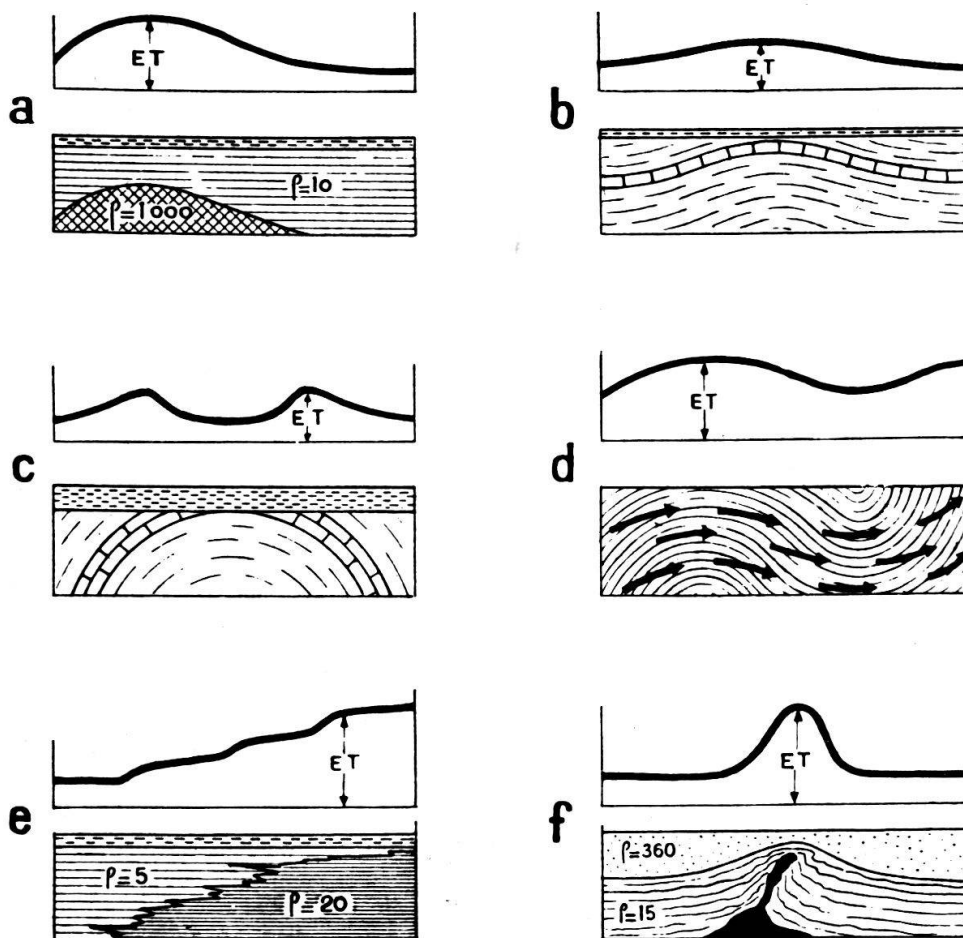


Fig. 5

Quelques variations typiques du champ tellurique provoquées par:

- a. un bombement de substratum résistant,
- b. un banc calcaire résistant inclus dans une série marneuse conductrice,
- c. un banc calcaire résistant entamé par l'érosion et recouvert en transgression,
- d. l'anisotropie des terrains plissés,
- e. un changement latéral de faciès,
- f. un pli de sel diapir.

e) Nous n'avons envisagé jusqu'ici que les cas où les terrains sous-jacents étaient constitués par des formations sédimentaires homogènes, continues. Les choses se compliquent évidemment lorsque des changements de faciès latéraux interviennent.

Supposons une telle variation de faciès s'effectuant sur une grande étendue. La densité du courant I restant alors constante en profondeur, nous aurons, en tous points, à un facteur de proportionnalité près, $E_t = \rho I$ (où ρ est la résistivité des terrains sur la verticale du point de mesure). Il s'en suit que E_t croît sur les sédiments résistants.

f) Lorsque du sel massif s'intercale dans les sédiments, celui-ci agit généralement comme corps infiniment résistant. L'exemple f) représente une variation du gradient tellurique à l'aplomb d'un salt-dome d'Alsace. Le courant arrêté par le mur de sel (en noir sur la figure) afflue en surface pour franchir l'obstacle. Il y a donc densité de courant anormale à l'aplomb du salt-dome. Celle-ci s'exprime sous forme de gradients telluriques élevés, soit de champ E_t élevé.

III. Quelques exemples

Etudes de structures tectoniques dans le bassin de l'Aquitaine

On sait que le plissement de la chaîne des Pyrénées s'est réalisé dès le Crétacé pour se terminer en un dernier mouvement paroxysmal à l'Eocène moyen. Ensuite un manteau de molasse d'eau douce miocène recouvre toute l'Aquitaine, c'est-à-dire l'avant-pays. Cette couverture, restée pratiquement horizontale, masque aujourd'hui nombre de plis crétacés et éocènes. L'objet de l'étude que nous présentons fut précisément de déterminer leur emplacement.

Au point de vue électrique le problème est le suivant: le Trias, le Jurassique sont essentiellement calcaires ou marnocalcaires et peuvent être considérés comme formant un tréfonds résistant de plusieurs centaines d'ohms. Sur ce fond vient la masse du Crétacé, qui est conductrice lorsqu'elle prend le faciès flysch, résistante dans son faciès calcaire. Sur elle, l'Eocène souvent marneux, possède des résistivités descendant jusqu'à 10 ou 15 ohms/m. Enfin, la molasse miocène grésomarneuse, à 30 ohms/m, recouvre le tout en discordance.

Cet ensemble, considéré schématiquement, constitue finalement une masse de terrains conducteurs reposant sur un substratum résistant. Sa façon de se comporter au point de vue tellurique correspond à l'action a) de notre figure théorique 5. Exprimés sous forme de cartes d'isoaires les résultats sont simples et parlants. On s'en rend compte en jetant un coup d'oeil sur la fig. 6, qui couvre la plaine d'Aquitaine au nord de St. Gaudens. Elle permettra au lecteur de prolonger sans peine deux plis géologiquement connus au sud et de les conduire en leurs ramifications dans toute la région nord, couverte par le manteau des terrains miocènes et récents.

La carte fig. 6 est une reconnaissance tellurique rapide réalisée par mesures espacées. Il est possible de serrer ces mesures dans le détail et de

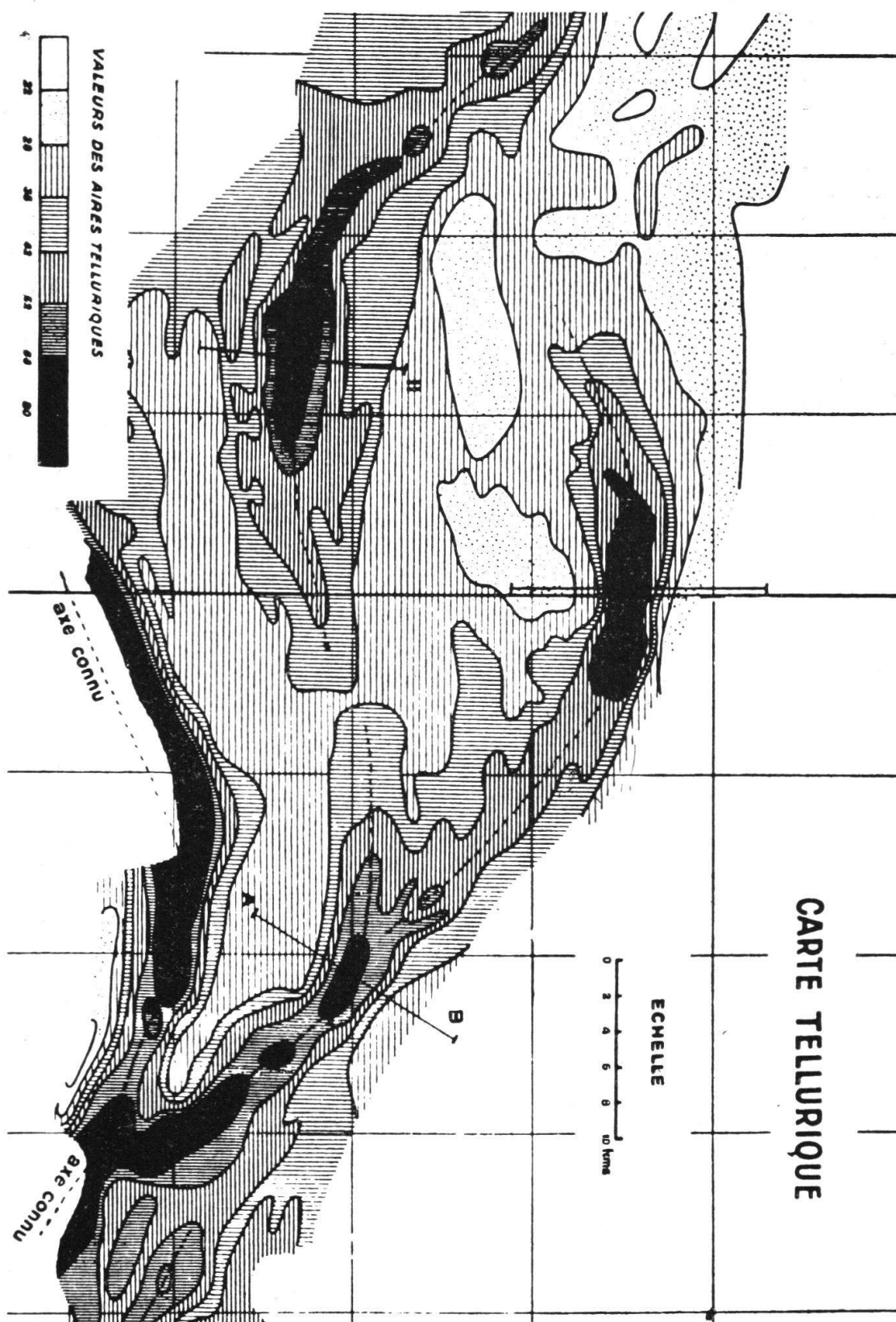


Fig. 6

Carte des isoaires telluriques d'une partie de la plaine de l'Aquitaine.
(d'après L. Migaux)

préciser le dessin des isoaires. Alors apparaît l'action c) de notre dessin théorique, c'est à dire l'action de niveaux stratigraphiques électriquement résistants, affleurant sous la couverture, dans ce que fut l'antique pénéplaine miocène. Le tracé de ces niveaux aboutit à une sorte de carte géologique de la pénéplaine ainsi que le montre la fig. 7 qui n'est qu'une reprise plus exacte de la carte 6, dans la région de la coupe AB. Les niveaux résistants y sont représentés en traits pointillés.

Lorsque la structure anticlinale se trouve ainsi ciselée dans ses détails, il est possible d'aller plus loin encore et de réaliser les interprétations concernant la profondeur. Il sera pour cela nécessaire de connaître les résistivités des divers terrains. On les obtiendra à partir de sondages électriques ou de mesures de carottage électrique pratiquées dans les forages. Finalement les erreurs dues à des variations de faciès (action e) peuvent ainsi être éliminées et l'allure des structures définie avec une meilleure exactitude.

CARTE TELLURIQUE DÉTAILLÉE DE LA RÉGION A-B

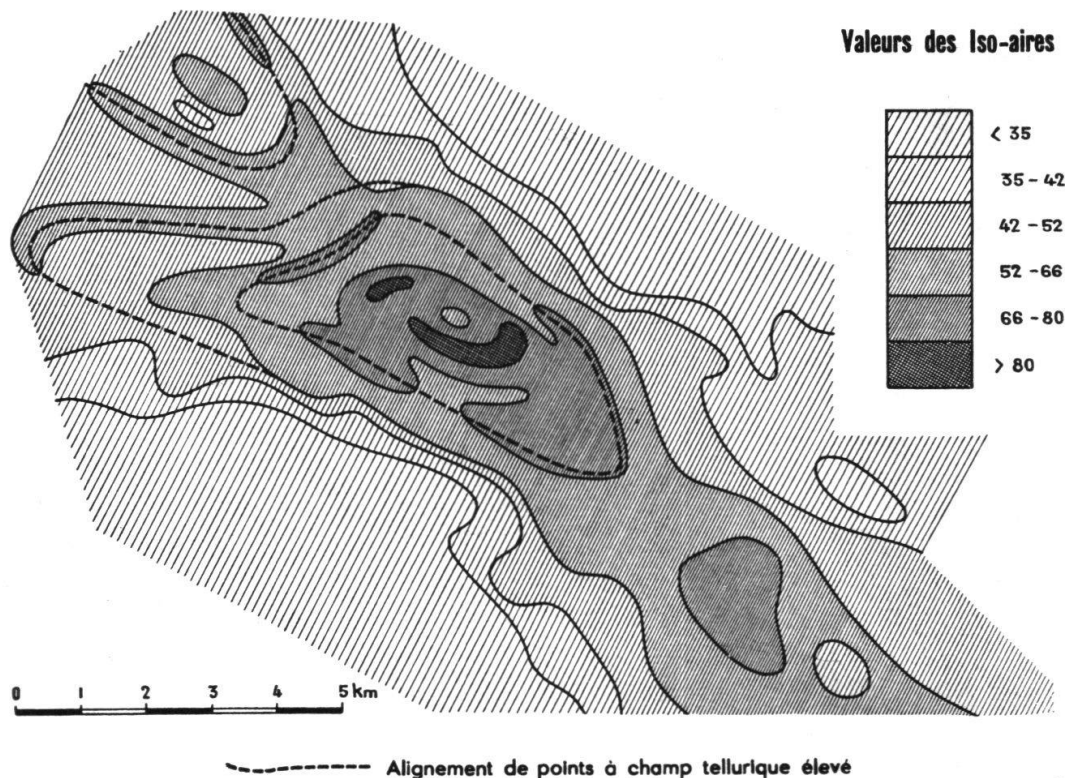


Fig. 7

Carte détaillée de la région AB de la figure 6.

En résumé, pour pousser son analyse avec précision, le géophysicien doit établir, à un certain moment donné, une série stratigraphique électrique. En quoi il rejoint d'ailleurs son camarade géologue qui connaît un sort analogue.

Etude d'un salt-dome

En Alsace les dômes de sel se présentent parfois sous forme d'écrans verticaux résistants que le courant ne peut pénétrer et par-dessus lesquels il se déverse. Nous avons alors le type de réaction tellurique f) qui subsiste d'ailleurs sur les dômes de section circulaire fréquents en Gulf Coast.

La fig. 8 est un exemple de carte d'isoaires telluriques réalisée sur un tel objet tectonique.

ÉTUDE TELLURIQUE DU DÔME DE HAYNESVILLE

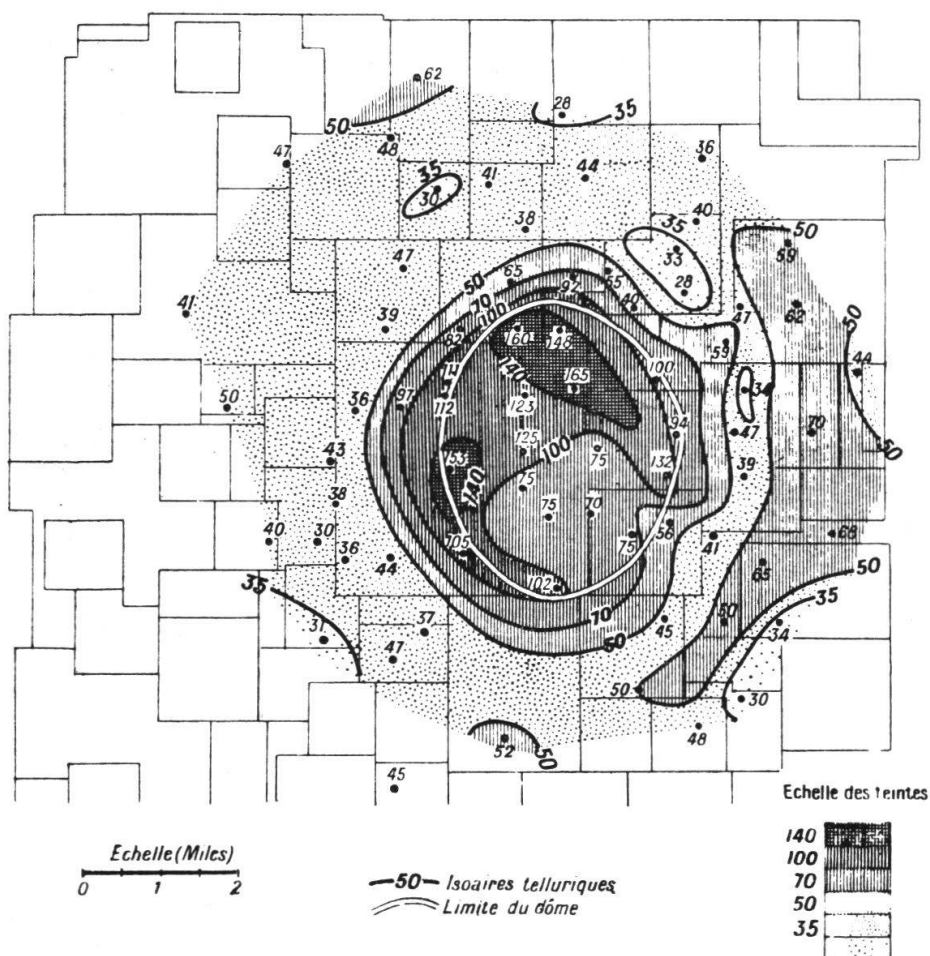


Fig. 8

Carte des isoaires telluriques sur le dôme de sel de Haynesville.

(d'après E. Boissonnas)

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

1. *Barlow W. H.* — On the spontaneous electric currents observed in the wires of the electric telegraph. (Phil. Trans. R. Soc. London — 1849).
 2. *Boissonnas E.* and *Leonarden E. G.* — Geophysical exploration by telluric currents, with special reference to a Survey at Haynesville Salt Dome (Geophysics. Vol. XIII N^o 3, 1948).
 3. *Fox* — On the electromagnetic properties of metalliferous veins in the mines of Cornwall (Phil. Trans. R. Soc. London — 1830).
 4. *Migaux L.* — Une méthode nouvelle de géophysique appliquée: La prospection par courants telluriques. (Annales de Géophysique, tome II, fasc. 2. — Paris 1946).
 5. *Rooney W. J.* — Earth currents (dans Physics of Earth, tome VIII, p. 270—307 — MacGraw Hill, New York 1932).
 6. *Rougerie P.* — Contribution à l'étude des courants telluriques (Presses Universitaires de France 1942).
 7. *Schlumberger C. et M.* — Phénomènes électriques produits par les gisements métalliques. (C. R. A. S. Paris, vol. 174 — 1922).
 8. *Schlumberger M.* — The applications of telluric currents to surface prospecting. (Communication faite au Congrès de l'Union Géodésique Internationale. Washington 1939).
 9. *Schlumberger M. et Kunetz G.* — Variations rapides simultanées du champ tellurique en France et à Madagascar (C. R. A. S. Paris 7 oct. 1946).
 10. *Schlumberger M. et Kunetz G.* — Observations sur les variations rapides des courants telluriques. (Compagnie Générale de Géophysique. Paris 1947).
-

manuscrit reçu le 6 avril 1950