

Cartographie 3D de l'interface eau douce/ eau salée par méthode électromagnétique héliportée sur le bassin salifère de la Seille

B. BOURGEOIS

BRGM
Service « Aménagement
et Risques naturels »
Unité « Mesure,
Reconnaissance,
Surveillance »
(ARN/MRS)
BP 6009
45060 Orléans Cedex 2
b.bourgeois@brgm.fr

J. PERRIN

BRGM
Service « Connaissance
et diffusion de l'information
géologique »
Unité « Modélisations
et Applications »
(CDG/MA)
BP 6009
45060 Orléans Cedex 2
j.perrin@brgm.fr

B. FEUGA

BRGM
Service « Ressources
minérales »
Geoderis
15, rue Claude-Chappe
BP 5038
57071 Metz Cedex 3
bernard.feuga@industrie.
gouv.fr

Résumé

Un test de géophysique héliportée, organisé conjointement par le BRGM et le musée des Antiquités nationales (« MAN »), a été réalisé en 2001 par le BGR (service géologique fédéral allemand) dans le bassin salifère de la haute vallée de la Seille (Moselle). Les principales méthodes employées sont l'électromagnétisme multifréquentiel (EM) et le magnétisme (Mag). L'objectif principal du BRGM était de cartographier avec précision, et en 3D, les terrains baignés par l'eau salée, caractérisés par de fortes conductivités électriques. L'objectif du MAN était de détecter des amas de poteries ayant servi, à l'âge du fer, à la production de sel par évaporation de saumure sur des feux de bois ; ces poteries peuvent en effet produire une anomalie magnétique rémanente. Il ressort de ce test que la méthode EM répond parfaitement au problème hydrogéologique, en apportant une cartographie 3D précise de l'interface eau douce/eau salée ; cette même méthode semble également prometteuse pour l'objectif archéologique, éventuellement couplée avec le Mag.

Mots-clés : sel, saumure, biseau salé, géophysique héliportée, électromagnétisme

3D mapping of the freshwater/ saltwater interface by helicopter- borne electromagnetic survey in the Seille-valley salt basin

Abstract

A test of helicopter-borne geophysics, jointly organized by BRGM and the « Musée des antiquités nationales » (MAN), was performed in 2001 by the BGR (federal geological survey of Germany) in the salt basin of the upper Seille valley (Lorraine, France). The main methods used were multi-frequency electromagnetism (EM) and Earth magnetometry (Mag). The main objective of BRGM was the precise 3D mapping of the areas saturated with salt water, which are strongly conductive. The objective of MAN was to detect accumulations of pottery that was used, at the iron age, for producing salt by evaporating brine over wood fires ; such pottery can give a remanent magnetic anomaly. It appears from this test that the EM method perfectly fulfils the hydrogeological objective, providing a precise 3D geometry of the freshwater/saltwater interface; the method also seems promising for the archaeological objective, possibly in conjunction with Mag.

Key words : salt, brine, saltwater intrusion, airborne geophysics, electromagnetism.

Introduction

Un test de géophysique hélicoptée, organisé conjointement par le BRGM et le Musée des Antiquités Nationales (« MAN »), a été réalisé en août 2001 par le service géologique fédéral allemand (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, ou « BGR ») dans la haute vallée de la Seille. Cette zone, située à une quarantaine de kilomètres à l'est de Nancy, entre Dieuze et Château-Salins (Moselle), fait partie du bassin salifère lorrain (Maubeuge, 1950 ; Marchal, 1983). Les principales méthodes géophysiques employées sont l'électromagnétisme multifréquentiel (EM) et le magnétisme (Mag). Les limites du levé sont reportées sur fond de carte géologique sur la figure 1, avec les principales localités et quelques points cotés.

Dans la zone d'étude, les couches de sel gemme de la série salifère (Keuper inférieur) sont recouvertes par une épaisseur de 50 à 150 m de sédiments marneux relativement imperméables⁽¹⁾ qui les protègent des eaux météoriques. La série sédimentaire étant sensiblement horizontale, la variation d'épaisseur de ce recouvrement est essentiellement liée à la topographie : l'épaisseur de 50 m correspond au fond des vallées, tandis que celle de 150 m correspond au sommet des collines (Fig. 1).

⁽¹⁾ Marnes à anhydrite du Keuper inférieur et divers niveaux marneux (sauf Dolomie de Beaumont) du Keuper moyen à supérieur.

Malgré cette couverture marneuse protectrice, des sources salées très concentrées s'écoulent en abondance dans le fond des vallées, témoins de la lente dissolution du sel sous l'effet des circulations d'eaux souterraines. Ces sources ont permis, dès l'âge du fer, le développement d'une intense activité d'exploitation du sel, poursuivie jusqu'à la fin des années 1970, qui a bénéficié à toute la région (et dont la période protohistorique est actuellement l'objet de nombreuses recherches archéologiques). Les conséquences néfastes de ces dissolutions peuvent être, en revanche, la contamination des nappes d'eau douce par les saumures, et la subsidence des terrains liée à la fermeture des vides de dissolution, phénomènes générateurs de risque qu'il faudrait prendre en compte pour l'aménagement du territoire, si l'on pouvait en estimer correctement le niveau de probabilité ou aléa.

L'objectif principal du BRGM dans le cadre de ce levé hélicopté était de cartographier avec précision, et en 3D, les terrains baignés par l'eau salée : sources et marécages salés de surface, terrains saturés en saumure dans le recouvrement marneux, voire, si la profondeur d'investigation était suffisante, éventuelles poches de dissolution remplies de saumure dans la série salifère. L'eau salée étant un très bon conducteur de l'électricité, la méthode géophysique la plus appropriée est naturellement l'EM multifréquentiel, qui permet de sonder la conductivité électrique des terrains à des profondeurs étagées, allant de quelques mètres à quelques dizaines de mètres dans un contexte très conducteur comme celui de la vallée de la Seille.

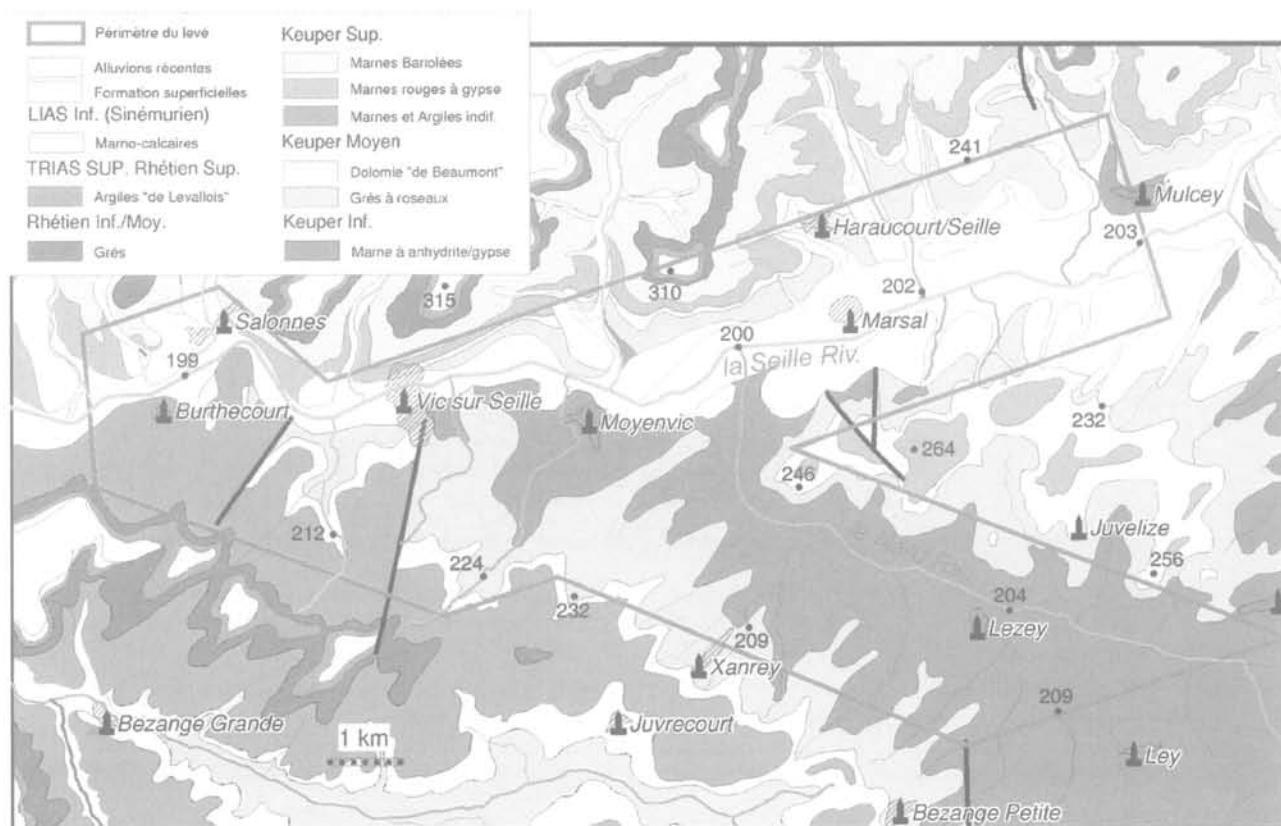


FIG. 1

Carte géologique simplifiée de la zone d'étude (d'après cartes géologiques au 1/50 000). On notera que le toit de la série salifère se trouve à une altitude de l'ordre de 150 m (d'après les quelques forages disponibles), alors que le fond des vallées se trouve à une altitude moyenne de 200 m et que les collines les plus hautes culminent à 310 m.

Simplified geological map of the study area (after geological maps at 1:50,000 scale). The top of the saliferous series is at an altitude of about 150 m (after data from the few available boreholes), whereas the valley floor is at an average altitude of 200 m and the highest hills peak at 310 m.

L'objectif du MAN était de détecter des amas de poteries, principalement des débris de fourneaux et de moules à sel, ayant servi à l'âge du fer (-1000 à -500 avant J.-C.) à la production de sel par évaporation des saumures sur des feux de bois (Keune, 1901). Cette activité, qui atteignit un stade quasi industriel, a duré pendant des siècles et a généré des quantités considérables de débris qui forment aujourd'hui de véritables îlots dans la vallée de la Seille (tels les villages de Marsal ou de Moyenvic). Ce phénomène, longtemps énigmatique, a été désigné sous le nom de « briquetage de la Seille » par les archéologues du XVIII^e siècle (Artézé de la Sauvagère, 1740). Treize îlots de briquetage connus se répartissent sur environ 10 kilomètres entre Salornes et Marsal, représentant un volume de débris estimé à plus de 3,5 millions de mètres cubes : les amas les plus importants ont un diamètre de plusieurs hectomètres et atteignent une dizaine de mètres de hauteur (Bertaux, 1976). De nombreux autres amas restent probablement à découvrir dans les environs. L'inventaire de ces sites intéresse le BRGM, car ils témoignent de la présence de sources salées anciennes et rajoutent donc une dimension cinématique à la cartographie des zones salées.

Suivant le principe du paléomagnétisme, les amas de terre cuite peuvent donner une anomalie magnétique dite thermorémanente : en effet, en se refroidissant en dessous du point de Curie ($\approx 600^\circ\text{C}$), les minéraux ferromagnétiques contenus dans les poteries ont « fossilisé » le champ magnétique terrestre qui existait à l'époque de leur dernière cuisson. Le magnétisme au sol est déjà employé avec succès par les archéologues pour détecter des empilements de terre cuite. Toutefois, la capacité de la méthode à détecter de tels objets en configuration aéroportée relevait de l'essai métho-

dologique : en effet, le volume de débris à considérer pour que l'anomalie reste mesurable à 40 m au-dessus du sol est probablement irréaliste, surtout si les fragments sont orientés de manière aléatoire, et donc si les aimantations rémanentes ont tendance à s'annuler statistiquement.

2

Caractéristiques du levé héliporté

La zone reconnue par la géophysique dessine un rectangle de 14×3 km le long de la vallée de la Seille (Fig. 1), auquel s'ajoute une excroissance de 6×3 km vers le SE, le long du ruisseau du Nard (affluent de la Seille). La surface couverte est de 58 km^2 . La direction principale de vol est $N + 70^\circ$ (direction dénommée « EW »), avec un interligne de 50 m. Les recoupes perpendiculaires dans la direction $N + 160^\circ$ (direction dite « NS ») sont espacées de 500 m. Le levé est constitué de 175 lignes EW et de 27 lignes NS, pour un total de 1 280 km linéaire.

L'équipement utilisé par le BGR met en œuvre simultanément trois méthodes géophysiques, depuis un hélicoptère Sikorsky 76 biturbine (Fig. 2) :

a) l'électromagnétisme multifréquentiel, enregistré à l'aide d'un système Dighem utilisant cinq fréquences (384, 1 830, 8 600, 41 300 et 192 000 Hz) qui couvrent la bande la plus large existant actuellement sur ce genre d'appareil (noter que la fréquence la plus haute n'a pas donné de résultats interprétables en raison d'un intense brouillage attribué à la proximité d'un émetteur radio) ; ces fréquences sont toutes en configuration HCP (boucles d'émission et de réception coplanaires hori-

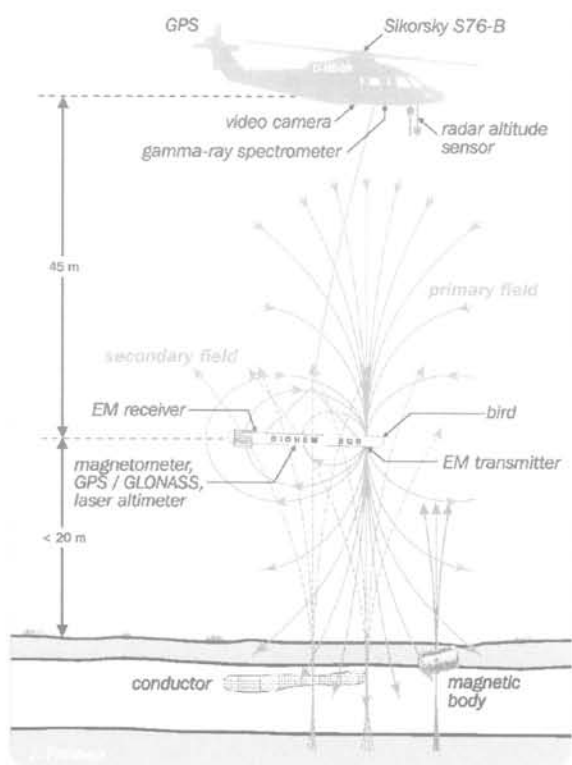


FIG. 2 Équipement de mesure du BGR (schéma BGR).
BGR measuring equipment (BGR diagram).

zontales), qui est réputée être la mieux adaptée à la reconnaissance de couches stratifiées sub-horizontales (Sinha, 1973 ; Palacky et West, 1991) ; à chaque fréquence, on mesure le champ magnétique vertical existant au centre de la boucle réceptrice : ce champ est un complexe, défini par un module et une phase ⁽²⁾ ;

b) la mesure du champ magnétique terrestre (champ total), réalisée à l'aide d'un magnétomètre à vapeur de Cesium de marque Geometrics placé dans la sonde EM ;

c) la spectrométrie du rayonnement gamma naturel, mesurée sur 256 canaux par un système Exploranium utilisant un cristal de 16,8 litres placé dans l'hélicoptère. Les résultats de cette méthode ne sont pas abordés dans la présente publication.

Les deux premières méthodes ont été enregistrées à la hauteur moyenne de 40 m au-dessus du sol (hauteur de la sonde), avec un intervalle de mesure de 0,1 s, soit en moyenne un point tous les 4 m le long de la ligne de vol à la vitesse moyenne de 40 m/s. La radioactivité gamma a été mesurée avec un intervalle dix fois plus long (soit en moyenne tous les 40 m) à une hauteur moyenne de 85 m au-dessus du sol (hauteur de l'hélicoptère).

3

La méthode EM héliportée et ses traitements

3.1

Principes théoriques

Le but d'un levé EM multifréquentiel est de fournir une cartographie 3D de la conductivité électrique du sous-sol (ou de son inverse, la résistivité), à des profondeurs comprises normalement entre une dizaine de mètres et 150 m, ou entre seulement quelques mètres et quelques dizaines de mètres dans un contexte très conducteur comme celui de la vallée de la Seille.

On sait que plus la fréquence d'un signal EM est basse, plus sa profondeur de pénétration dans le sol est grande. Ceci découle de la formule de l'épaisseur de peau δ , donnée ci-après, qui régit l'atténuation exponentielle du champ par dissipation ohmique dans le sol ⁽³⁾ :

$$\delta \approx 503 \sqrt{\rho/f} \quad (1)$$

où ρ est la résistivité moyenne des terrains, et f la fréquence (unités SI). Le fait d'utiliser plusieurs fréquences permet donc en général d'obtenir, sous chaque point de mesure, une information de conductivité étagée, d'autant plus profonde que la fréquence est basse : c'est le principe du sondage multifréquentiel.

On notera toutefois que la limite de profondeur théorique donnée par l'épaisseur de peau n'est pas tou-

jours atteinte en pratique, en particulier à basse fréquence et dans les terrains résistants, car il existe une limitation géométrique de la profondeur d'investigation liée à l'espacement Tx-Rx entre émetteur et récepteur ⁽⁴⁾. Dans notre cas, la profondeur maximale d'investigation géométrique (obtenue à basse fréquence) est de l'ordre de 150 m pour une couche 1D très conductrice insérée dans un terrain résistant ($\rho \geq 1\,000 \Omega.m$). Cette profondeur est à comparer à l'épaisseur de peau à la plus basse fréquence (380 Hz), qui est par exemple de 800 m dans un terrain à $1\,000 \Omega.m$.

On retiendra donc que la profondeur maximale d'investigation effective (pour une hétérogénéité assez grande et assez conductrice) est sensiblement égale au minimum de l'épaisseur de peau δ et d'une certaine limite géométrique fonction de la distance Tx-Rx : dans notre cas, on peut écrire $Z_{inv} \approx \text{MIN}(\delta, 150)$. On voit donc qu'il n'est pas possible, en EM aéroporté, d'augmenter indéfiniment la profondeur d'investigation en abaissant la fréquence (cela n'est possible que si la source est « lointaine », comme dans les méthodes d'ondes planes de type MT ou VLF).

On notera que la définition précédente de la profondeur d'investigation n'est pas encore parfaite, car elle s'adresse à des hétérogénéités très conductrices de type 1D (couches ou substratums dont l'extension latérale est grande devant l'épaisseur de peau δ et devant la distance verticale objet/capteur). Pour des objets d'extension latérale plus limitée (objets 2D ou 3D) ou de conductivité plus modeste, la profondeur de détection réelle sera nettement plus faible.

En fait, en EM comme dans toute méthode géophysique, la profondeur d'investigation réelle dépend du type d'objet recherché (couche 1D, corps 2D ou 3D), ainsi que de sa taille, de sa géométrie et du contraste de paramètre physique entre l'objet et son encaissant. Par conséquent, la seule façon correcte d'évaluer la profondeur pratique de détection pour un objet donné (et pour un dispositif de mesure donné) est de faire une étude paramétrique par modélisation numérique : pour chaque taille, géométrie, résistivité de l'objet et résistivité de l'encaissant, on déterminera la profondeur limite au-delà de laquelle la réponse de l'objet est inférieure au seuil de détection du système considéré. Une étude de ce genre est présentée par Peltoniemi (1998) pour un système sur avion, pour des conducteurs de types couches 1D horizontales, demi-plans verticaux et sphères.

⁽⁴⁾ Cette limitation provient du bruit de fond « géométrique » du système de mesure, généré par les petites déformations de l'ensemble émetteur-récepteur dues aux vibrations en vol. Pour le système utilisé ici, le bruit de fond indiqué par le constructeur est seulement de 3 ppm, ce qui suppose une très grande rigidité mécanique ; un tel niveau de bruit autorise un seuil de détection d'anomalies de l'ordre de 10 ppm. Pour un seuil de détection donné (donc pour une rigidité mécanique donnée), la profondeur maximale d'investigation « géométrique » est un certain multiple de l'espacement Tx-Rx entre émetteur et récepteur (20 à 22 fois Tx-Rx pour les systèmes DigheM). Dans notre cas, pour une distance Tx-Rx qui vaut environ 6,7 m, la limite de détection géométrique est de l'ordre de 150 m à basse fréquence pour une couche très conductrice insérée dans un terrain résistant ($\rho \geq 1\,000 \Omega.m$) ; à titre de comparaison, elle serait d'environ 180 m pour un espacement Tx-Rx de 8 m (données DigheM).

⁽²⁾ Le module du champ est exprimé en ppm (partie par million) du champ magnétique primaire calculé dans le vide au centre de la boucle réceptrice ; la référence de phase est donnée par le courant circulant dans la boucle émettrice.

⁽³⁾ A ce terme électromagnétique universel s'ajoute un terme d'atténuation géométrique, spécifique de la source considérée et de la composante du champ étudiée. Dans notre cas, ce terme est en $1/r^3$ (loi de décroissance géométrique du champ magnétique émis par un dipôle magnétique en champ proche), où r est la distance entre l'émetteur et un point dans le sol.

Traitements et visualisations des données

Le premier traitement des données consiste à déterminer, pour chaque point de mesure et pour chaque fréquence, la résistivité d'un demi-espace homogène rendant compte au mieux du champ mesuré (Siemon, 2001). Cette valeur, qualifiée de « résistivité apparente », peut être considérée comme une espèce de moyenne pondérée⁽⁵⁾ des résistivités vraies sur une épaisseur sensiblement égale à la profondeur d'investigation effective.

Cette approche standard permet de tracer une carte de résistivité apparente pour chaque fréquence utile (soit quatre cartes dans le cas présent). Chaque carte donne une image de la résistivité moyenne des terrains depuis la surface jusqu'à une profondeur d'autant plus grande que la fréquence est basse. Il faut noter cependant que cette profondeur n'est pas constante sur l'ensemble de chaque carte.

En effet, comme l'indique la formule (1), l'épaisseur de peau à une fréquence donnée dépend de la résistivité des terrains. Ainsi, pour la fréquence la plus basse de notre étude (380 Hz), l'épaisseur de peau est de l'ordre d'une centaine de mètres pour les terrains relativement résistants observés de part et d'autre de la vallée de la Seille ($\rho = 15$ à $30 \Omega.m$; Fig. 3), alors qu'elle est seulement d'une vingtaine de mètres pour les terrains très conducteurs observés au centre de cette même vallée ($\rho \leq 1 \Omega.m$). Pour la fréquence la plus haute (41 kHz), ces épaisseurs de peau sont environ dix fois plus faibles, c'est-à-dire de l'ordre de 10 et 2 m respectivement. On retiendra donc qu'une carte de résistivité apparente à une fréquence donnée fournit des informations intégrées sur des profondeurs variables.

Pour éviter cette ambiguïté, on réalise une « inversion » des données EM multifréquentielles par un modèle 1D multicouche. En chaque point de mesure, les quatre fréquences sont utilisées conjointement pour déterminer le modèle à quatre couches horizontales (modèle 1D) réalisant le meilleur ajustement avec les mesures⁽⁶⁾. Les quatre résistivités obtenues ne sont plus des valeurs apparentes ou moyennes, mais sont des valeurs indépendantes, qui se rapprochent des résistivités vraies (sauf si des effets 2D ou 3D réduisent la pertinence du modèle 1D).

La procédure d'inversion développée au BGR par Sengpiel et Siemon (1998) est une procédure itérative d'optimisation non linéaire basée sur l'algorithme de

Marquardt (1963). Le calcul direct du champ magnétique créé par un dipôle magnétique alternatif au-dessus d'une stratification 1D passe par une intégration entre zéro et l'infini d'une fonction de Bessel oscillante (Siemon, 2001), intégration qui est réalisée à l'aide d'une transformée de Hankel rapide (Johansen et Sorensen, 1979). Chaque point de mesure est inversé indépendamment de ses voisins. Le modèle initial en chaque point, crucial pour le résultat de l'inversion, est défini de manière automatique à l'aide des résistivités apparentes et des hauteurs apparentes⁽⁷⁾ aux fréquences utiles (Sengpiel et Siemon, 1998).

Dans le cas présent, le problème inverse est bien posé puisqu'il s'agit d'inverser sept paramètres (quatre résistivités et trois profondeurs) à l'aide de quatre données complexes (soit huit réels). On notera toutefois que le logiciel du BGR utilise une technique de décomposition en valeurs singulières (SVD) permettant de traiter les cas sous-déterminés (Sengpiel et Siemon, 1998). Grâce à ce procédé, il est possible d'inverser avec un nombre de couches supérieur au nombre de fréquences (problème sous-déterminé) sans crainte de résultats aberrants. Les auteurs recommandent d'ailleurs d'adapter le nombre de couches à inverser au nombre réel de couches existant dans la tranche de terrain explorée (tranche allant de la surface jusqu'à la profondeur d'investigation effective de la plus basse fréquence), sans se préoccuper de savoir si le problème est bien déterminé ou non !

Les résistivités et les épaisseurs obtenues par inversion 1D en chaque point d'un profil de mesure sont reportées verticalement sous la topographie du profil pour constituer ce qu'on appelle une pseudo-coupe⁽⁸⁾ de résistivité 1D (Fig. 5). À partir de l'ensemble des pseudo-coupes, on peut enfin tracer des coupes horizontales de résistivité 1D à altitude constante (Fig. 9), ou des coupes de résistivité 1D parallèles à la topographie (i.e. à profondeur constante sous la surface du sol). Ces documents ont l'avantage de ne pas présenter d'ambiguïté sur la profondeur comme les cartes de résistivité apparente.

Cependant, comme dans tout problème inverse, la solution de l'inversion 1D peut ne pas être unique, et par conséquent des artefacts peuvent apparaître sur les pseudo-coupes. Des études de Sengpiel et Siemon (1998, 2000) montrent par exemple que la profondeur inversée pour une couche conductrice horizontale placée à profondeur croissante devient sous-estimée à partir d'un certain seuil de profondeur, qui dépend des conditions locales de résistivité. Ce phénomène s'explique probablement par une équivalence sur le produit conductivité $\times$ épaisseur (conductance) de la couche, lorsque l'épaisseur de celle-ci devient faible par rapport à sa profondeur (« couche mince »). Le seuil de décrochage peut être estimé ici entre 20 et 40 m de profondeur.

⁽⁵⁾ Les coefficients de pondération n'ont pas de forme explicite. Les terrains superficiels influencent bien entendu de manière prépondérante la résistivité apparente. Cette dernière tend vers la résistivité vraie du recouvrement à haute fréquence, mais ne tend pas toujours vers la résistivité vraie du substratum à basse fréquence (Fraser, 1978), peut-être à cause de la limitation géométrique de la profondeur d'investigation vue plus haut. En fait, la question de la pondération rejoint d'une certaine manière celle de l'atténuation du champ avec la profondeur. On trouvera des informations sur ce sujet dans McNeil (1980b), Reid et Macnae (1999) ou Beamish (2003), où l'atténuation du champ électrique est étudiée en fonction de l'orientation de la source, de sa hauteur par rapport au sol, et de l'offset latéral du point considéré.

⁽⁶⁾ On rappelle que celles-ci se composent de quatre champs complexes, soit de huit nombres réels.

⁽⁷⁾ La hauteur apparente à une fréquence donnée est la hauteur du dispositif au-dessus du sol qui est calculée en même temps que la résistivité apparente (Siemon, 2001). Ceci provient du fait que le champ au-dessus d'un sol homogène dépend à la fois de la résistivité du sol et de la hauteur du dispositif. Il s'avère que la résistivité apparente est beaucoup mieux déterminée si la hauteur est laissée libre plutôt que d'être imposée par l'indication de l'altimètre (Siemon, 2001).

⁽⁸⁾ Le préfixe pseudo fait référence au fait qu'il ne s'agit pas d'une véritable coupe 2D ou 3D, mais d'une succession de modèles 1D juxtaposés (document analogue à une section sismique non migrée).

Ces mêmes auteurs montrent comment une couche 2D plane inclinée est déformée par l'inversion 1D : le toit de la couche inversée se présente comme une succession de courbes reliées en marches d'escalier, dont le plan moyen se situe environ 10° au-dessus du véritable plan de la couche ; en revanche, la base de la couche inversée est très proche de sa base vraie, et donne donc une assez bonne estimation du véritable pendage de la couche. Ces observations doivent être présentes à l'esprit lors de l'interprétation des résultats 1D.

4

Résultats

4.1

Finalité hydrogéologique

Les résultats obtenus par EM confirment le bien-fondé de cette méthode pour l'étude des circulations de saumure.

La carte de résistivité apparente à 8600 Hz (Fig. 3) montre que les sédiments recouvrant la formation salifère ont une résistivité de l'ordre de 10 à 35 $\Omega \cdot m$ sur les reliefs (couleurs verte à bleue) et de moins de 2 $\Omega \cdot m$ dans le fond des vallées (couleurs orangée à rouge). Dans ce contexte géologique, un tel contraste ne peut s'expliquer que par une différence de salinité de l'eau imprégnant les terrains. En effet, la composition des sédiments est suffisamment homogène le long de la série géologique recoupée pour qu'on puisse considérer, en première approximation, que la conductivité globale reflète principalement la conductivité de l'eau d'imbibition (et à un moindre degré la porosité de la roche).

Alors que les valeurs de résistivité apparente observées sur les reliefs (valeurs que l'on peut qualifier de « normales ») sont tout à fait compatibles avec les sédiments marneux classiques, imprégnés d'eau douce, les valeurs exceptionnellement faibles observées dans les vallées ne peuvent s'expliquer que par une imprégnation des sédiments par de la saumure très concentrée. Même si les formations existant sous le fond des vallées sont un peu plus argileuses, donc un peu plus conductrices que les formations qui constituent les reliefs, les valeurs inférieures à 1 $\Omega \cdot m$ qu'on y observe restent inférieures au moins d'un facteur 10 à ce qu'on pourrait attendre si ces sédiments étaient imprégnés d'eau douce : hormis de la saumure, seules des minéralisations métalliques pourraient donner des résistivités aussi basses. La loi d'Archie, loi empirique reliant la résistivité d'une roche à sa porosité et à la conductivité de l'électrolyte qu'elle contient (Archie, 1942 ; McNeill, 1980a ; Keller, 1988), permet d'estimer que la résistivité de cette saumure doit être inférieure à 0,1 $\Omega \cdot m$ (et même souvent < 0,05 $\Omega \cdot m$), ce qui correspond à des concentrations de NaCl supérieures à 100 g/l (et souvent > 200 g/l).

Le fait que le fond des vallées soit riche en sel n'est pas une nouveauté. La toponymie locale en atteste abondamment (rivière de la Seille, localités de Marsal, Salonnnes, Château-Salins, lieux-dits de Salival, Salées-Eaux...). Une flore typique de prés salés ou de bords de lagunes y est connue localement. Et, comme

on l'a déjà dit, la présence de sources salées très concentrées a été utilisée dès la préhistoire pour la production de sel.

Un résultat assez inattendu, en revanche, est la grande homogénéité de la zone très conductrice ($\rho < 1 \Omega \cdot m$) observée le long de la vallée de la Seille. Cette homogénéité indique que les saumures imprègnent l'ensemble des terrains bas et pas seulement quelques points localisés autour des sources salées, comme on aurait pu le penser. Les saumures se présentent donc sous la forme d'une véritable nappe qui affleure au fond des vallées.

La comparaison des cartes de résistivité apparente aux fréquences extrêmes (Fig. 4) montre que la zone très conductrice attribuée à la nappe salée s'élargit significativement lorsqu'on augmente la profondeur d'investigation en abaissant la fréquence. D'après les fréquences intermédiaires (non représentées), l'élargissement de cette nappe avec la profondeur semble régulier. La figure 4 montre par ailleurs que la résistivité apparente de la zone très conductrice (rouge) et celle de la zone relativement résistante (bleu à vert) ne sont quasiment pas modifiées d'une carte à l'autre, ce qui indique que les résistivités sont relativement homogènes verticalement au cœur de chaque unité.

Les pseudo-coupes de résistivité 1D confirment la répartition mutuelle des nappes d'eau douce et d'eau salée. Sur la figure 5, par exemple, il apparaît clairement (partout où la profondeur de l'inversion est suffisante) que la nappe d'eau douce surmonte la nappe salée – sauf au fond de la vallée de la Seille où la nappe salée affleure, expliquant la présence de sources saumâtres. Ce qui est particulièrement remarquable, c'est que l'interface eau douce/eau salée s'enfonce progressivement sous les collines en reflétant la topographie comme dans un miroir. Ce comportement traduit un schéma de « biseau salé » identique à ce qui est observé dans le cas des aquifères côtiers.

Ce phénomène peut d'abord s'expliquer par une simple loi d'équilibre hydrostatique entre l'eau douce, relativement légère, et les saumures concentrées, beaucoup plus denses ($d = 1,1$ à $1,2$) : la colonne d'eau de pluie emmagasinée par chaque colline « flotte » (à la manière d'un iceberg) sur la nappe salée, laquelle se creuse vers le bas de façon à équilibrer la pression hydrostatique ; la hauteur du creusement est d'autant plus grande que la colline est élevée.

Cette interprétation statique suppose uniquement que la perméabilité des terrains est non nulle, de façon à ce que l'équilibre hydrostatique puisse s'établir. Cette hypothèse est parfaitement valide dans notre contexte où il n'y a pas de roche véritablement imperméable. En revanche, le fait que les perméabilités soient faibles contribue à maintenir un niveau de nappe à peu près stationnaire sur les hauteurs, ce qui est propice à une approche statique (si la perméabilité était très forte, les nappes s'effondreraient très rapidement vers l'horizontale après chaque pluie).

La prise en compte de la dynamique est cependant nécessaire pour comprendre la formation de la nappe salée, et pour comprendre ensuite les écoulements de saumure qui en résultent au fond des vallées. Le point de départ du circuit est constitué par l'eau de pluie, dont une partie s'infiltre dans le sous-sol jusqu'au toit de la formation salifère. Le sel étant un matériau parfaitement imperméable, l'eau n'y pénètre pas, mais

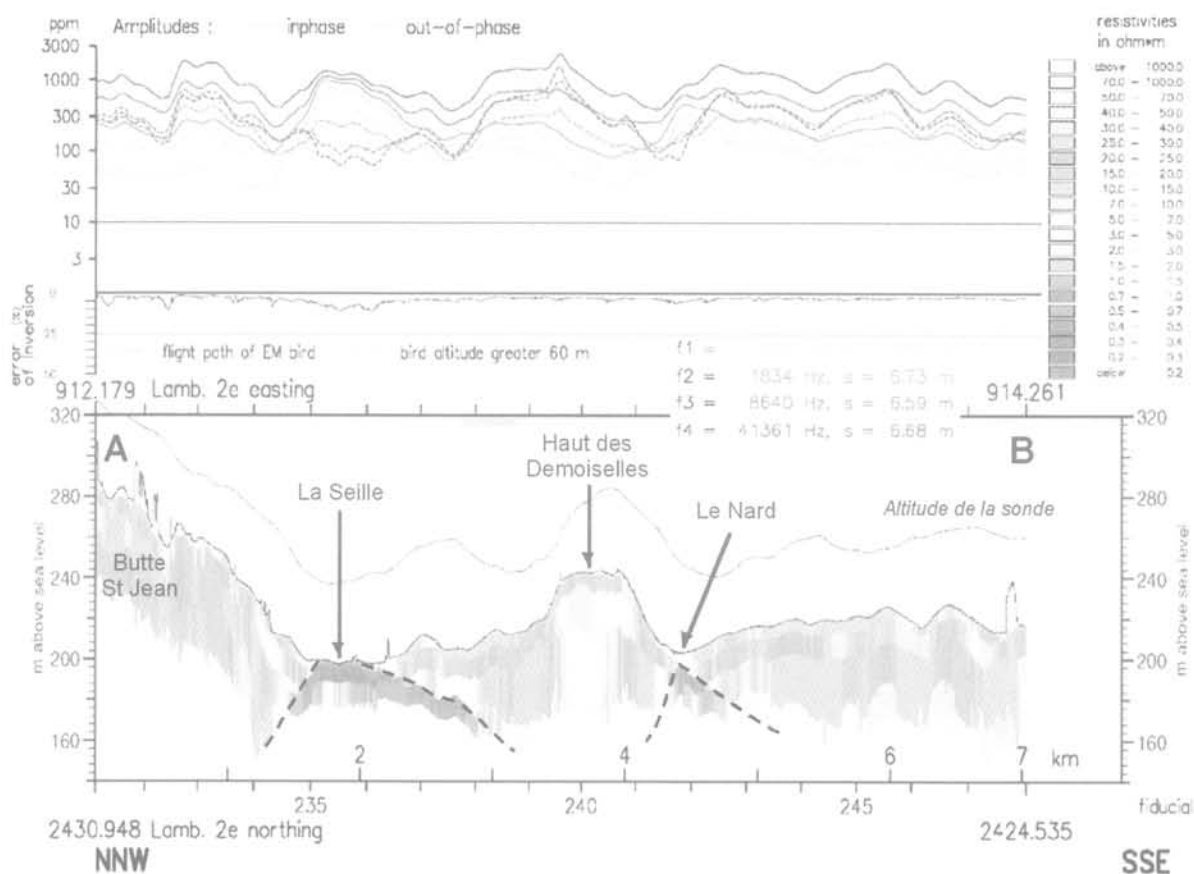


FIG. 5 Pseudo-coupe de résistivité 1D inversée à partir des données EM sur le profil nord-sud « AB » (Fig. 3) qui part de la butte Saint-Jean et recoupe successivement la vallée de la Seille, le haut des Demoiselles et le ruisseau du Nard. Les courbes du haut représentent le champ magnétique (parties réelle et imaginaire) mesuré aux différentes fréquences. 1D resistivity pseudo-section obtained by inversion of the EM data on the North-South line « AB » (Fig. 3) which begins at the « butte Saint-Jean » and successively cuts across the Seille valley, the top of the Demoiselles and the Nard brook. The curves above the section represent the magnetic field (real and imaginary parts) measured at the four useful frequencies.

elle le dissout sur sa surface supérieure, se transformant en saumure saturée qui forme une nappe au toit du sel. Si la charge hydraulique (égale à la hauteur de la colonne d'eau douce) est suffisante, la saumure saturée peut, malgré sa forte densité, remonter sur 50 m jusqu'au fond des vallées, où elle donnera naissance à des sources salées. Au contraire, dans des zones de faible charge (i.e. à grande distance des reliefs), la saumure ne quitte pratiquement pas le toit du sel, et la dissolution est très peu active, faute d'exutoire.

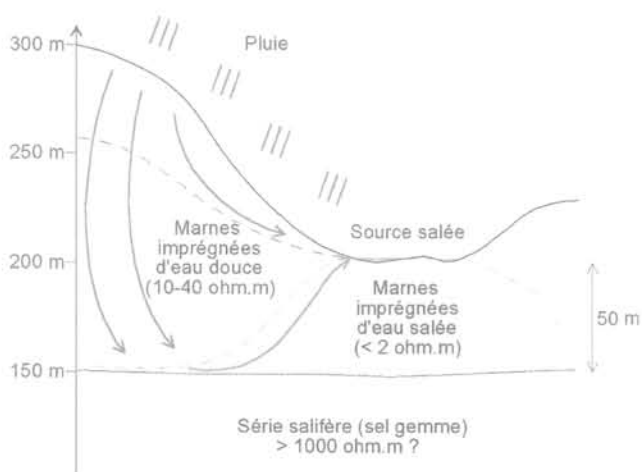
Ces mécanismes sont schématisés à la figure 6. D'autres phénomènes peuvent s'y rajouter.

4.2

Finalité archéologique

Sur le plan archéologique, de nombreuses anomalies magnétiques ont été détectées, mais leur corrélation avec les amas de poteries connus n'est pas toujours satisfaisante. Il est cependant trop tôt pour se prononcer définitivement sur le magnétisme car les traitements ne sont pas terminés.

En revanche, de manière plus inattendue, certains îlots de briquetage connus sont apparus clairement sur les profils et les cartes d'inversion électromagnétique.



Propriétés des saumures :

Saumure à 200 g/l de NaCl : $d = 1,15 \text{ g/cm}^3$; $\rho = 0,05 \Omega.m$

Saumure à 300 g/l de NaCl : $d = 1,20 \text{ g/cm}^3$; $\rho = 0,02 \Omega.m$

FIG. 6 Coupe géoélectrique simplifiée montrant le phénomène de biseau salé observé dans la vallée de la Seille et le principe de fonctionnement des sources salées.

Simplified geoelectric section showing the phenomenon of saltwater intrusion observed in the Seille valley and the mechanism of saline springs.

tique 1D, sous forme de lentilles résistantes posées sur la surface très conductrice de la vallée de la Seille.

Ainsi en est-il pour le village de Marsal, qui est construit sur un gigantesque amas de briquetage formant une butte de près d'un kilomètre de diamètre et de près de 10 m d'épaisseur. De haut en bas, la présence de l'amas sur la pseudo-coupe (Fig. 7) se traduit d'abord par un terrain très résistant ($> 1\,000\ \Omega.m$), environ jusqu'à mi-hauteur de la butte ; ce terrain est suivi par un terrain moyennement résistant ($10\text{--}25\ \Omega.m$), caractéristique des sédiments marneux imprégnés d'eau douce ; enfin, à la base de la série, à environ 13 m sous le fond de la vallée, on retrouve le terrain très conducteur ($< 1\ \Omega.m$) caractérisant la nappe salée : le toit de ce terrain dessine une cuvette en forme de V sous le village.

Cette signature, analogue à ce qui est observé sous les reliefs, s'explique probablement en grande partie par le phénomène de biseau salé décrit précédemment : de façon semblable à une colline naturelle, l'îlot de briquetage retient dans sa porosité une colonne d'eau douce qui flotte sur la nappe salée, en la repoussant vers le bas. L'activité humaine amplifie peut-être ce phénomène par des apports additionnels d'eau douce (arrosage, eaux usées...). Il se peut aussi que l'EM ressentie la différence de résistivité matricielle entre les sédiments marneux naturels (conducteurs même imprégnés d'eau douce à cause des minéraux argileux qu'ils contiennent) et les débris de poterie, dans lesquels les minéraux argileux ont été majoritairement détruits par la cuisson, et qui sont sans doute

assez peu poreux (puisqu'ils étaient destinés à contenir du liquide), donc assez résistants.

La figure 8 montre une signature similaire – mais à une échelle beaucoup plus petite – sur le site archéologique dit « Le Chatry ». Ce site présente un amas quasi circulaire de taille plus modeste (diamètre 200 m, hauteur 2 à 3 m), localisé en rive droite de la Seille actuelle, dans un méandre de l'ancienne Seille (voir photo). Sur la pseudo-coupe verticale, la signature de cet amas se présente comme une copie à échelle réduite, et à plus faible contraste, de la réponse observée sur l'amas de Marsal : d'abord un terrain très résistant jusqu'à la base de l'îlot, puis une lentille de terrain intermédiaire un peu moins conductrice que les terrains habituels saturés en saumure ($0,7\text{ à }1\ \Omega.m$), et enfin la nappe salée très conductrice (ici $< 0,5\ \Omega.m$) ; l'épaisseur du terrain très résistant est d'environ 2,5 m, celle de la lentille intermédiaire est d'environ 2 m. Sur la coupe horizontale de résistivité 1D tracée pour l'altitude 198 m (coupe située à 1 m sous la surface du sol dans la zone du Chatry), cette réponse se traduit par une petite anomalie résistante parfaitement centrée sur l'amas.

5

Conclusion et perspectives

Il ressort de la présente étude que la méthode EM est parfaitement adaptée à l'étude des circulations d'eaux souterraines dans un contexte salifère tel que celui de la haute vallée de la Seille. Dans cette zone

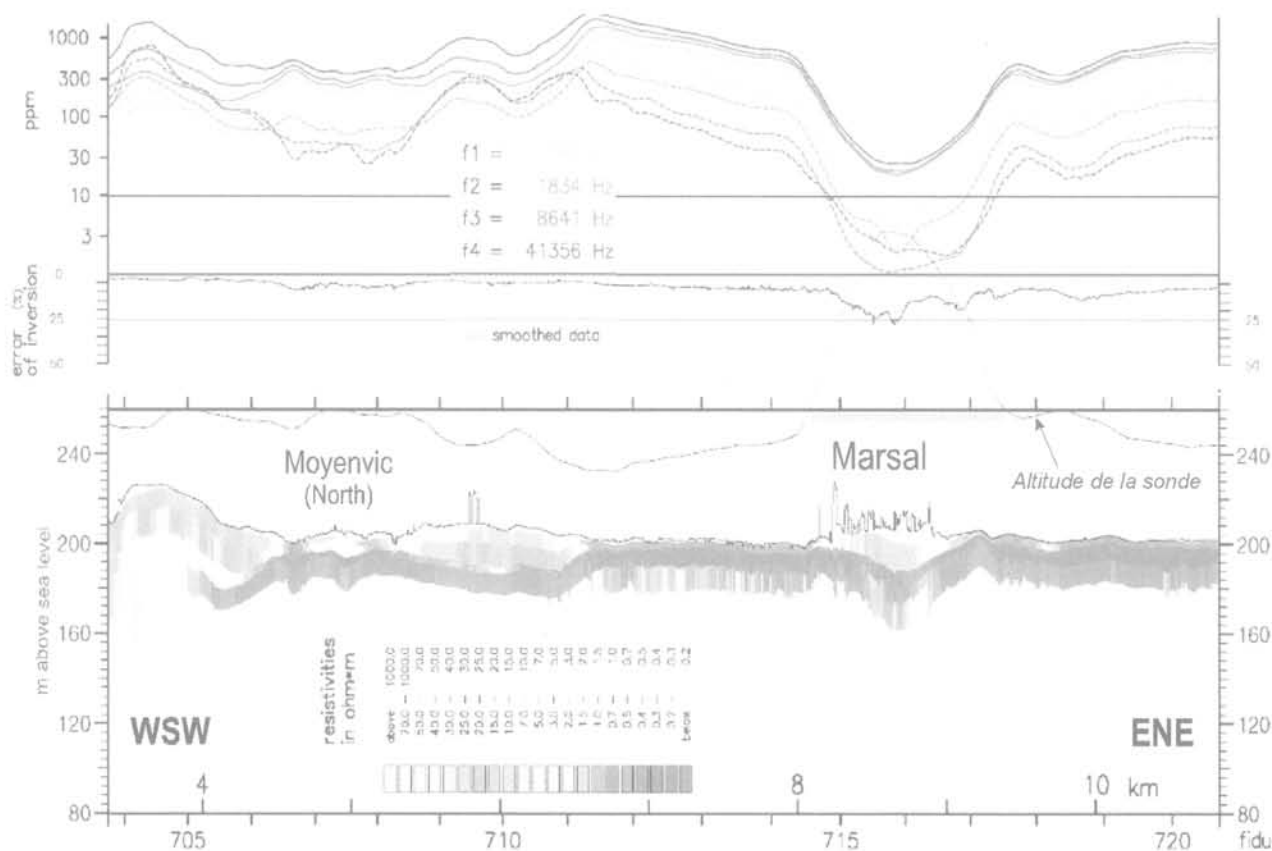


FIG. 7 Pseudo-coupe de résistivité 1D inversée à partir des données EM sur la ligne EW n° 58, qui passe en limite nord de Moyenvic et au centre de Marsal (Fig. 4).
1D resistivity pseudo-section obtained by inversion of the EM data on the EW line n° 58, which goes through the northern edge of Moyenvic and the centre of Marsal (Fig. 4).

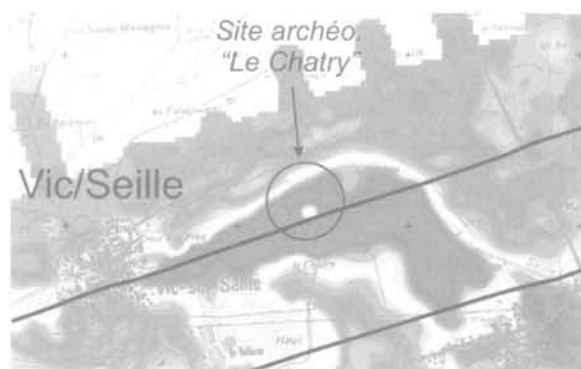
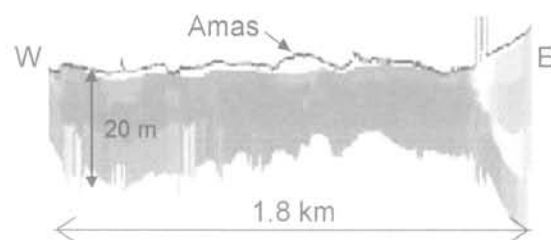


FIG. 8

Signature EM de l'îlot de briquetage « Le Chatry », montré sur la photo ci-dessus (photo BGR). En haut à droite : pseudo-coupe verticale de résistivité 1D sur une portion de la ligne EW n° 43 (Fig. 4). En bas à droite : coupe horizontale de résistivité 1D à l'altitude 198 m. La réponse de l'amas apparaît comme une protubérance résistante de 200 m de diamètre posée sur le fond de la vallée, et formant une petite cuvette dans la nappe salée.

EM signature of the pottery-accumulation island « Le Chatry », shown on the photo above left (photo BGR). Top right: vertical pseudo-section of 1D resistivity on a portion of the EW line n° 43 (Fig. 4). Bottom right: horizontal section of 1D resistivity at 198 m altitude. The response of the island appears as a resistant bulge 200 m in diameter placed on the valley floor, and forming a small basin in the saltwater sheet.

caractérisée par la présence de nombreuses sources salées, la méthode a fourni une image précise de la distribution horizontale des saumures dans les terrains superficiels. Elle a également permis d'obtenir une carte en trois dimensions de l'interface eau douce/eau salée sur les vingt à trente premiers mètres du sous-sol, carte dont les variations qualitatives peuvent être

considérées comme fiables⁽⁹⁾. Ces résultats constituent un apport déterminant pour la compréhension du fonctionnement hydrogéologique de cette région.

⁽⁹⁾ Noter cependant que l'estimation quantitative de la profondeur de cette interface pourrait être faussée par des artefacts d'inversion, que l'on peut difficilement évaluer en l'absence de forages d'étalonnage.

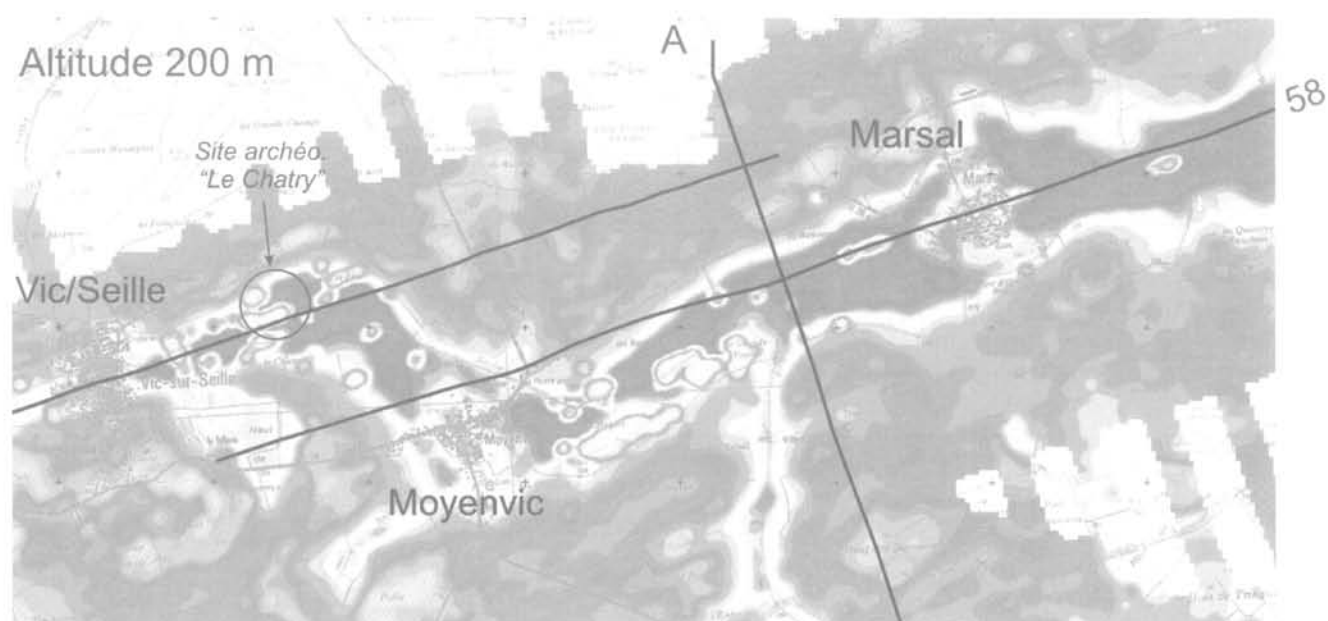


FIG. 9

Coupe horizontale de résistivité 1D à l'altitude 200 m. Horizontal section of 1D resistivity at 200 m altitude.

La méthode EM semble également prometteuse pour l'objectif archéologique, puisqu'il est apparu que les amas de poterie provoquent un léger abaissement de la nappe salée, traduit en EM par une anomalie résistante très superficielle. En guise de perspective, il est à noter que la signature de type « Le Chatry » peut être retrouvée en d'autres points de la vallée. Ainsi, sur la coupe horizontale de résistivité 1D tracée pour l'altitude 200 m⁽¹⁰⁾ (Fig. 9), on observe un certain nombre d'anomalies du même type (taches jaunes à bleues), qui étaient invisibles à l'altitude 198 m (Fig. 8). Parmi ces anomalies, celles qui sont situées au centre de la vallée, en bordure du lit ancien de la Seille, paraissent parti-

culièrement attrayantes, et mériteraient d'être reconnues par de la géophysique au sol ou par des fouilles archéologiques. Un outil de hiérarchisation serait utile pour confronter ces anomalies entre elles et avec les anomalies magnétiques.

REMERCIEMENTS

Cette étude a été financée par la direction de la recherche du BRGM dans le cadre du projet « Méthodes géophysiques au service de la cartographie numérique et 3D (METPHY) », dirigé par Catherine Truffert. Le levé héliporté proprement dit a été financé conjointement par le MAN et par le BRGM avec un appui du FEDER. Nous remercions l'équipe du BGR pour son professionnalisme et pour la qualité des documents produits. Nous remercions également le chef de mission archéologique, Laurent Olivier (MAN), qui nous a fait partager son enthousiasme pour le « briquetage de la Seille ».

⁽¹⁰⁾ Pour un observateur situé dans la vallée, cette carte donne une information très superficielle, située entre 0 et 3 m sous la surface du sol lorsqu'on va de Vic-sur-Seille à Mulcey (extrémité orientale du levé).

Bibliographie

- Archie G.E. – *The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics*. Am. Inst. Min. Metallurg. Petr. Eng. Tech., Paper 1422, 1942.
- Artézé de la Sauvagère R. – *Recherches sur la nature et l'étendue de ce qui s'appelle communément Briquetage de Marsal avec un abrégé de l'histoire de cette ville et une description de quelques antiquités qui se trouvent à Tarquimpol*. Paris, 1740.
- Beamish D. – Airborne EM footprints. *Geophysical Prospecting*, 51, 2003, p. 49-60.
- Bertaux J.P. L'archéologie du sel en Lorraine : le « Briquetage de la Seille » (état actuel des recherches). In : Millotte J.-P., Thévenin A. et Chertier B. (éd.), *Livret guide de l'excursion A7 Champagne, Lorraine, Alsace, Franche-Comté*. Proc. 9^e Congrès de l'Union internationale des sciences préhistoriques et protohistoriques, Nice, 1976, p. 64-79.
- Fraser D.C. – Resistivity mapping with an airborne multicoil electromagnetic system. *Geophysics*, 43, 1978, p. 144-172.
- Johansen H.K., Sorensen K. – The fast Hankel transform. *Geophysical Prospecting*, 27, 1979, p. 876-901.
- Keller G.V. – Rock and mineral properties. In : Nabighian, M.N. (ed.), *Electromagnetic methods in applied geophysics*, vol. 1, Soc. Expl. Geophys., 1988, p. 13-51.
- Keune J.B. – Das Briquetage im oberen Seillethal. *Jahrbuch der Gesellschaft für lothringische Geschichte und Altertumskunde*, XIII, 1901, p. 366-394.
- Marchal C. – *Le gîte salifère keupérien de Lorraine-Champagne et les formations associées. Étude géométrique, implications génétiques*. Nancy, Sciences de la Terre, Mémoire 44, 1983.
- Marquardt D.E. – An algorithm for least squares estimation of non-linear parameters. *J. Soc. Industr. Appl. Math.*, 11, 1963, p. 431-441.
- McNeill J.D. – *Electrical conductivity of soils and rocks*. Geonics Ltd. Technical note TN-5, 1980 (a).
- McNeill J.D. – *Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers*. Geonics Ltd. Technical note TN-6, 1980 (b).
- Maubeuge P.L. – *Le bassin salifère lorrain*. Nancy, 1950.
- Palacky G.J., West G.F. – Airborne electromagnetic methods. In : Nabighian M.N. (ed.), *Electromagnetic methods in applied geophysics*, vol. 2, Part B, Soc. Expl. Geophys., 1991, p. 811-879.
- Peltoniemi M. – Depth of penetration of frequency-domain airborne electromagnetics in resistive terrains. *Exploration Geophysics*, 29, 1998, p. 12-15.
- Reid J.E., Macnae J.C. – Doubling the effective skin depth with a local source. *Geophysics*, 64, 1999, p. 732-738.
- Sengpiel K.P., Siemon B. – Examples of 1-D inversion of multifrequency HEM data from 3-D resistivity distributions. *Exploration Geophysics*, 29, 1998, p. 133-141.
- Sengpiel K.P., Siemon B. – Advanced inversion methods for airborne electromagnetic exploration. *Geophysics*, 65, 2000, p. 1983-1992.
- Siemon B. – Improved and new resistivity-depth profiles for helicopter electromagnetic data. *Journal of Applied Geophysics*, 46, 2001, p. 65-76.
- Sinha A.K. Comparison of airborne EM coil systems placed over a multilayer conducting earth. *Geophysics*, 38, 1973, p. 894-919.