



THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE LOUIS  
PASTEUR DE STRASBOURG (STRASBOURG I)  
Mention : GEOMORPHOLOGIE-GEOPHYSIQUE

Apport des méthodes géophysiques à la  
connaissance des glissements-coulées  
développés dans les marnes noires.  
Application à Super Sauze  
(Alpes de H<sup>te</sup> Provence, France).

Myriam SCHMUTZ

Jury :

Mme ANDRE M.F. : Rapporteur externe, Professeur, UBP Clermont-Ferrand  
M. ANDRIEUX P. : Rapporteur externe, Professeur, UPMC Paris 6 , IRD  
M. EDER W. : Invité, Professeur, UNESCO  
M. FLAGEOLLET J.C. : Rapporteur interne, Professeur émérite, ULP  
M. MAQUAIRE O. : Co-directeur de thèse, Maître de conférence, ULP  
M. MIETTON M. : Directeur de thèse, Professeur, ULP  
M. SCHOTT J.J. : Co-directeur de thèse, Maître de conférence, ULP

*Septembre 2000*

## AVANT-PROPOS

A l'issue de ce travail, j'ai particulièrement à cœur de remercier :

- Monsieur le Professeur Michel Mietton d'avoir accepté d'être mon directeur de thèse. Sans son accord, ce travail n'aurait pas vu le jour. Merci également de ne pas m'avoir tenu rigueur des courts délais de relecture du travail.
- Monsieur Olivier Maquaire pour m'avoir proposé ce sujet et pour avoir rendu cette recherche possible sans ménager ses efforts. Merci à lui d'avoir su être disponible, de m'avoir suivie (poursuivie ?), de m'avoir fait m'interroger sur les résultats obtenus et d'avoir fait son maximum pour que ce travail aboutisse dans les meilleures conditions. Merci encore pour la confiance qu'il m'a accordée en me cédant quelques-unes de ses heures de cours. Un grand remerciement particulier pour l'attention qu'il a portée en cette fin de thèse malgré les vacances et la fatigue.
- Monsieur Jean-Jacques Schott pour m'avoir suivie depuis la maîtrise et pour sa patience à m'expliquer (et me ré expliquer) les théories géophysiques malgré son emploi du temps ministériel. Sa minutie dans le travail aura été un grand exemple pour moi.

Mes remerciements s'adressent bien entendu également à :

- Monsieur le Professeur Pierre Andrieux de l'Université Pierre et Marie Curie de Paris, pour la géophysique de grande qualité qu'il pratique et pour son incomparable optimisme de renommée internationale.
- Monsieur le Professeur émérite Jean-Claude Flageollet de l'Université Louis Pasteur de Strasbourg. Son avis concernant un site qu'il suit depuis longtemps avec une problématique générale qu'il connaît mieux que nous tous, est d'un grand intérêt.

Tous deux démontrent un grand intérêt pour les travaux pluridisciplinaires et ont accepté de suivre « d'un œil » cette recherche.

Ma reconnaissance va également aux personnes « extérieures » qui ont accepté spontanément de juger ce travail :

- Madame le Professeur Marie-Françoise André de l'Université Blaise Pascal de Clermont Ferrand, qui s'intéresse de près aux recherches transdisciplinaires
- Monsieur le Professeur Wolfgang Eder responsable de la section des Sciences de la Terre à l'UNESCO, qui m'a fait le plaisir d'accepter notre invitation.

Ce travail est l'aboutissement de nombreuses collaborations,

Je tiens donc à exprimer ma reconnaissance aux personnes qui m'ont prodigué encouragements et qui m'ont accordé leur confiance tout au long de ce travail :

- Roger Guérin, maître de conférence au Département de Géophysique Appliquée de Paris 6 et ami, m'a entre autre autres également accueilli pour chacune de mes incursions parisiennes ;
- Yves Albouy, directeur de recherche à l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD), pour son intérêt des données compliquées. Les données acquises sur la coulée de Super Sauze l'ont sans nul doute comblé. Je le remercie également pour avoir été à l'instigation de plusieurs campagnes dont une pour laquelle il m'a confié le TDEM ;
- Marc Descloîtres, chercheur à l'IRD, et spécialiste du TDEM, pour son aide et sa gentillesse ;
- Jacques Vassal, de l'IRD de Bondy. Ses programmes réalisés à la demande m'ont beaucoup facilité la tâche ;
- Michel Dietrich, du LGIT de Grenoble, pour les campagnes et traitements de données sismiques ;
- Georges Herquel, de l'EOST de Strasbourg, sismicien (et sacrément bon saxophoniste, qu'on se le dise) ;
- Yves Géraud, de l'EOST de Strasbourg, qui a suivi de près les analyses pétrophysiques.

Merci à tous pour les longues et fructueuses (pour moi !) conversations que nous avons eues à diverses reprises. Merci de tout cœur pour tout le temps qu'ils m'ont consacré.

J'exprime également ma reconnaissance à ceux qui ont bénéficié des séjours en pleine nature avec option de masques d'argiles et de remise en forme :

Claire Luquet, Emmanuel Truchet, Jean-Baptiste Henry, Delphine Vergniaud, Philippe Croisy, Mireille Albouy, Sébastien Klotz, Dominique Weber, Michel Gosselin, Stéphane Garambois, Dominique Weber, M. et Mme Benderitter, Louis Pastor, Jean-Philippe Malet, Anne Puissant, Stéphanie Kirchhoffer, Yves Albouy, Valérie Chaffard, Roger Guiguet ... et peut-être en ai-je encore oublié !

Je ne comprends pas pourquoi, certains (je ne citerai pas de noms) ont hésité à revenir...

Les échantillons ont été étudiés par Phillipe Larqué (analyse minéralogique et des argiles), avec l'aide de Gilles Morvant (MET), Phillipe Karcher (MEB) et Yves Géraud (pour la porosimétrie ainsi que pour la supervision des opérations) du Centre de Géochimie de Subsurface de l'Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre. Ces échantillons ont été étudiés par Frank Boerner de Dresde et par Andreas Weller de Clausthal pour la polarisation provoquée dans le domaine fréquentiel.

Les échantillons prélevés en surface ont été analysés (porosimétrie, mesure de résistivité en continu sur échantillons) avec l'aide de Jean-Paul Laurent du Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE) de Grenoble.

Le test de saturation de l'eau d'imbibition est réalisé à l'initiative de M. Bertrand Fritz de l'Institut de Géologie de Strasbourg et avec l'aide de Benoît Jacquemont sur le logiciel de modélisation Kindis.

Je remercie également l'ensemble du Département de Géophysique Appliquée de Paris 6 de m'accueillir dès la rentrée dans leur équipe.

Mes remerciements s'adressent également :

- à Mme Benderitter pour son œuvre concernant la coulée qui fait office de page de garde ;
- particulièrement à Christelle Poirier, Boutheina Dridi et Xavier Rose pour m'avoir soutenue et aidée activement dans une ambiance qui fait (presque) regretter ces dernières semaines de thèse habituellement pénibles (malgré tout, ne dites pas à Christelle que la thèse n'est pas assez illustrée) ;
- à Jean-Philippe Malet pour ses conseils et son aide ;
- et à l'ensemble des « copains de labo » : Laurent Schmitt, « les 2 Dominique », Noah Kebede, Hamid Najib, Jean-Phillipe Droux, une pensée pour Stéphanie Duvail à Nantes actuellement, Estelle Kah, Michel Pruvot, Lakdhar Messoussi, Aline Fabing ;
- aux personnels du CEREG et de l'EOST ;
- aux copines parisiennes ET géophysiciennes Claire Luquet et Véro Rabemanana ;
- à Véro, Catherine, Olivier, Janine et Francis Fischbach pour leur soutien et leur amitié ;
- enfin et surtout, à mes parents (à maman pour tous les efforts consentis) et mon frère Alban pour avoir réussi à me supporter jusqu'à maintenant.

Que tous ceux qui m'ont aidé et que je n'ai pas pu citer ici soient assurés de ma reconnaissance.

« Qui pense grandement, il lui faut errer grandement » (Heidegger).

Attention, la réciproque n'est pas forcément vraie !

## INTRODUCTION GENERALE

La recherche s'insère dans le cadre de l'étude des risques naturels et plus spécifiquement dans celui de la définition, la compréhension et la prévision des risques de glissements de terrain.

Dans l'étude d'un mouvement de terrain déclaré, pour définir précisément son fonctionnement et les différents processus en action, leur combinaison et interactions, et dans un but de modélisation, la connaissance précise de la structure de la masse en mouvement est indispensable. Dans des cas complexes, cette structure n'est pas toujours aisée à définir avec les précisions souhaitées à l'aide des méthodes et outils classiquement employés. Notre objectif principal est donc d'apporter une contribution effective à la définition de la structure en trois dimensions d'un mouvement de terrain, en l'occurrence une coulée boueuse de matériaux hétérogènes en mouvement lent, par l'utilisation combinée de différentes méthodes de prospection et d'analyse géophysiques couplée à une analyse géomorphologique.

La région de Barcelonnette dans les Alpes du sud fournit un cadre approprié à cette recherche grâce aux nombreux mouvements de terrain déclarés et en particulier des glissements complexes affectant les marnes noires qui se produisent sur des versants fortement entaillés par des ravines. Ces mouvements de terrain associent un glissement stricto sensu à l'amont et une coulée de débris hétérogènes à l'aval qui fossilise et emprunte une paléo-topographie d'échines et de ravines. Cette paléo-topographie influe fortement sur la direction, l'épaisseur et les caractéristiques hydro-mécaniques des matériaux de cette coulée, ... et donc sur son évolution, dans le temps et dans l'espace, au gré des conditions hydro-climatiques.

Parmi ces glissements-coulées de toutes dimensions, le plus grand est celui de La Valette dont le volume est estimé à plus de trois millions et demi de mètres cubes ; les autres, plus modestes tels les glissements-coulées de Poche ou bien de Super Sauze s'étendent tout de même sur des distances de l'ordre de 800 à 1000 m. Ils présentent une réelle menace pour les populations : en particulier, celui de La Valette déclenché en 1982 dont la coulée s'étend vers un lotissement développé sur les flancs du ravin du torrent de La Valette ou bien encore celui de Super Sauze déclenché dans les années soixante dont une évolution brutale de la coulée en lave torrentielle menacerait directement plusieurs routes d'accès et ouvrages d'art et le lotissement de la Chaup en contrebas.

Le glissement-coulée actif de Super Sauze a été choisi car il réunit les conditions les plus intéressantes pour la recherche envisagée, malgré son accessibilité difficile. Ses dimensions sont raisonnables et suffisantes (environ 800m de long) et ses pentes modérées (pente moyenne 30 %). Il est relativement ancien (il s'est déclaré à une date encore imprécise, après 1960) et surtout le caractère entièrement naturel du site et de son évolution depuis son déclenchement en fait un objet d'étude intact et naturel. Aucune trace d'aménagement d'ordre hydraulique n'y est décelable. Ce qui n'était pas le cas du glissement de La Valette qui avait fait l'objet de nombreux travaux de drainage, de remodelage de surface et de végétalisation. Mais surtout, de nombreuses informations scientifiques sont disponibles grâce à des recherches engagées dès 1991 dans le bassin et à des observations et mesures effectuées sur le site de Super Sauze.

Ces recherches engagées, au Centre de Recherches Eco-Géographiques (CEREG) dans l'axe de recherche "Risques Naturels", à l'initiative du Professeur Jean-Claude Flageollet qui les coordonne, ont bénéficié du soutien financier de la Communauté Européenne de trois programmes de recherches successifs fédérant plusieurs universités européennes au sein du Centre Européen sur les Risques Géomorphologiques (CERG) : EPOCH "Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community"; TESLEC "the Temporal Stability and activity of Landslides in Europe with respect to Climatic change" et NEWTECH "NEW TECHNOLOGIES for landslide hazard assessment and management in Europe".

A ces programmes succède, en juillet 1997, dans le cadre du Programme National sur les Risques Naturels (PNRN) de l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU), un projet de recherche coordonné par Olivier Maquaire "Développement de modèles de traitement en géophysique adaptés aux glissements-coulées des marnes callovo-oxfordiennes du bassin de Barcelonnette (Alpes de Haute Provence). Modélisation de leur comportement".

Ces programmes de recherche ont permis d'engager successivement trois thèses de Doctorat de l'Université Louis Pasteur qui s'intéressent aux différents aspects de l'analyse des aléas et des risques dont les résultats attendus sont complémentaires et intimement liés :

- la première soutenue dans les prochaines semaines par **Dominique Weber** est consacrée à une analyse morphologique de l'ensemble du bassin de Barcelonnette et celle de l'évolution historique du glissement-coulée de Super Sauze ;
- la seconde fait l'objet de ce mémoire et est consacrée à une recherche sur les méthodes de prospection géophysiques adaptées aux sites complexes marneux ;
- la troisième engagée depuis décembre 1998 par **Jean-Philippe Malet** est consacrée à la caractérisation et la modélisation hydro-mécanique du glissement-coulée de Super Sauze.

Outre les soutiens financiers, cette thèse a bénéficié de l'appui scientifique et technique de plusieurs équipes de recherche rassemblées pour l'occasion dans un véritable pôle pluridisciplinaire faisant office de comité scientifique et technique associant des géomorphologues, des géophysiciens, des géotechniciens et des physiciens des roches et des sols. Les laboratoires suivants ont été impliqués dans cette recherche :

- Centre d'Etudes et de Recherches Eco-Géographiques (CEREG), Strasbourg ;
- Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST), Strasbourg : Physique du globe et Centre de Géochimie de la Surface ;
- Département de Géophysique Appliquée, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6 ;
- Laboratoire de Géophysique Interne, département RED, de l'Institut pour la Recherche et le Développement (IRD), Bondy ;
- Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (LGIT), Grenoble ;
- Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE), Grenoble.

Les formations en mouvement sont hétérogènes et l'épaisseur de la coulée est très variable, car dépendantes de la topographie sous-jacente ; certaines échines de marnes in situ sont affleurantes dans la coulée, et d'autres sont recouvertes sur plus d'une vingtaine de mètres. De sorte que les techniques classiques de prospection par sondages et forages ponctuels qui nécessitent une interpolation parfois hasardeuse entre deux forages successifs ne permettent pas d'obtenir rapidement une image "fiable" de la structure du sous-sol sans multiplier grandement le nombre de forages. Cette augmentation du nombre de points d'investigation est généralement limitée en raison des coûts unitaires très élevés, et, sur le site de Super Sauze, à cause d'une accessibilité réduite, qui impose l'hélicoptage onéreux de matériels lourds

absolument nécessaires pour pénétrer profondément dans le sol. Un matériel “léger” transportable à dos d’homme aux performances limitées ne peut permettre, dans ces matériaux hétérogènes, d’atteindre une profondeur d’investigation suffisante. Pour ces raisons, les méthodes d’investigations de profilage indirectes, comme les méthodes géophysiques, ont été envisagées.

En dehors des forages carottés, la distinction entre roche *in situ* masse déplacée a été opérée par des méthodes géotechniques utilisant les différences de compacité, de teneur en eau et de porosité. Or certaines méthodes géophysiques telles que l’électrique et l’électromagnétisme sont sensibles entre autres à la variation de teneur en eau et de porosité, et d’autres comme la sismique, sensibles à la variation de compacité. Pour ces raisons, les méthodes de mesure de la résistivité électrique (électrique par courant continu et TDEM -Time-Domain ElectroMagnetism-) ont été employées. Le pouvoir de pénétration des méthodes électriques est limité par les faibles résistivités de ces terrains argilo-marneux, aussi la méthode TDEM offre un complément pour les investigations plus profondes. Si la méthode TDEM est couramment utilisée pour la recherche minière et hydrogéologique, elle ne l’avait pas encore été sur un glissement de terrain. La sismique réfraction permet de détecter les limites entre les couches de densité différentes et croissantes. Elle a donc été employée en raison de la différence de compaction attendue entre les différentes couches de la coulée et le substratum, cet état de compaction augmentant avec la profondeur.

En raison de l’ampleur du travail demandé par les méthodes déjà employées, certaines techniques de prospection n’ont pu être utilisées, comme la sismique réflexion ; de même le nombre et la durée des campagnes de mesures ont été réduits au strict nécessaire. Le lecteur est donc invité à garder à l’esprit la nature et le poids des contraintes (accessibilité du site, disponibilité du matériel de prospection, ...), leur rôle dans le choix des méthodes et des techniques et dans le déroulement de la recherche. Cette dernière ne s’est d’ailleurs pas limitée à l’utilisation de protocoles d’acquisition et de traitements préétablis mais une part importante du travail a porté sur un véritable développement et une adaptation des méthodes géophysiques, tant du point de vue de l’acquisition de données que de leur traitement, à des sites complexes et hétérogènes. Ainsi les méthodes électriques et électromagnétiques ont fait l’objet de nombreuses adaptations sous l’angle théorique et dans leur mise en œuvre.

Si les méthodes électriques et sismiques ont été fréquemment employées sur des glissements et coulées, il semble qu’elles n’aient pas toujours été optimisées. Elles ont souvent servi de moyen de reconnaissance et non de détermination précise de la structure. Cela provient sans doute du fait qu’elles sont adaptées à l’étude de milieux tabulaires 1D et non à des sites complexes et hétérogènes 3D. Ainsi, il s’agit pour nous d’exploiter au maximum les moyens géophysiques à notre disposition. Du fait de l’interprétation délicate des résultats de mesures et des informations différentes apportées par chaque méthode, il a donc été nécessaire d’en combiner plusieurs. En effet, chacune d’elles possède des avantages, des inconvénients, des sensibilités différentes. L’emploi de plusieurs méthodes permet un recoupement des informations, en particulièrement lorsqu’elles mesurent le même paramètre physique comme la résistivité par l’électrique et l’électromagnétisme.

L’exploitation maximale des mesures signifie également et surtout qu’il est nécessaire de rechercher et d’établir des protocoles d’acquisition et de traitement des mesures permettant d’aboutir aux objectifs assignés. Toutefois, la validation et donc la valorisation et même l’optimisation des mesures géophysiques nécessite une confrontation à des méthodes directes

(géotechnique, observations morphologiques, ..) et d'autres expliquant la variation des paramètres mesurés (pétrophysique).

Cela nous conduit directement à la subdivision du mémoire en quatre parties.

La première partie a vocation de replacer la recherche dans un contexte scientifique élargi, de présenter brièvement les principales méthodes d'auscultation d'un mouvement de terrain, d'indiquer les principales et nécessaires caractéristiques géomorphologiques et structurales du bassin de Barcelonnette et en particulier de fournir une description et les principaux acquis disponibles sur les différents glissements-coulées faisant l'objet de l'investigation et enfin de montrer quels sont les acquis, les limites et les besoins pour la géophysique.

La seconde partie constitue à proprement parler le point de départ de l'étude géophysique. Elle explique le choix des méthodes employées : l'électrique à courant continu, l'électromagnétisme dans le domaine temporel, l'électromagnétisme dans le domaine fréquentiel et la sismique réfraction. Ensuite, elle fait état des principes, de la mise en œuvre, de l'analyse des données, des difficultés et des traitements employés pour chacune des quatre méthodes.

La troisième partie fait l'objet de la recherche des paramètres faisant varier la résistivité (effets diélectriques, teneur en eau, porosité, minéralogie, ...). Cette étude a été réalisée sur des échantillons prélevés principalement sur une carotte de 6 mètres.

La quatrième et dernière partie est consacrée à la présentation des résultats, à leur analyse, à leur interprétation et à leur confrontation avec les autres informations disponibles, méthode après méthode avant de répertorier l'apport de chacune d'elles.

## **Première partie**

# **CONTEXTES THEMATIQUES ET SPATIAUX DE LA RECHERCHE**

Cette recherche est menée dans le cadre de l'étude d'un mouvement de terrain déclaré ou d'une zone d'instabilité avérée, et non dans celui de la cartographie prédictive et préventive des risques qui fait l'objet d'une démarche de recherche et d'analyse particulière ne faisant pas l'objet de ce mémoire. En France, une cartographie préventive réglementaire est engagée à travers les Plans de Prévention des Risques (PPR) dictés par la loi n°95-101 du 2 février 1995 et le décret n°95-1089 du 5 octobre 1995, à la suite des Plans d'Exposition aux Risques (PER) créés par la loi du 13 juillet 1982 relative à l'indemnisation des victimes de catastrophes naturelles. Cette cartographie particulière fait l'objet de plusieurs publications et guides méthodologiques (Collectif, 1997 et 1999).

Sur un site d'instabilité déclarée passée ou active, il est nécessaire, à titre prédictif pour une prévision spatiale et temporelle, de pouvoir établir un diagnostic, comprendre le fonctionnement de la masse instable, définir l'action et les interactions des différents processus, rechercher les causes de l'apparition et de la poursuite des désordres, évaluer un coefficient de sécurité, établir des scénarii d'évolution, estimer les volumes mobilisables, et modéliser son comportement en fonction de conditions hydroclimatiques particulières.

Pour ce faire, il faut disposer de la géométrie et de la structure de la masse instable ou en mouvement. Dans des environnements complexes, cette structure n'est pas toujours aisée à définir avec les précisions souhaitées à l'aide des méthodes et outils classiquement employés : Quelles sont donc les méthodes et les moyens offerts pour cette auscultation ?

Après avoir brièvement rappelé les méthodes et les principes d'auscultation d'un mouvement de terrain, puis présenté les particularités et avantages du site d'étude, l'objectif de cette partie est de montrer pour la recherche engagée, en particulier les besoins, l'intérêt, les avantages, mais aussi les difficultés pour le géomorphologue de développer une recherche sur l'utilisation et l'adaptation de plusieurs méthodes de prospection géophysiques couplées aux méthodes plus " traditionnelles " comme l'analyse et la cartographie morphologique et la prospection géotechnique.

# Chapitre I

## Méthodes et principes d'auscultation d'un mouvement de terrain

Les moyens et les méthodes d'auscultation d'un mouvement de terrain sont décrits exhaustivement dans les ouvrages et articles suivants : Costet et Sanglerat, 1981 ; Filliat, 1981 ; Hutchinson, 1983 ; DUTI, 1985 ; Philipponnat, 1987 ; Flageollet, 1988 ; Schlosser, 1988 ; Collectif, 1994 ; Besson, 1996 ; ...). Il s'agit pour nous, à partir de quelques rappels, de montrer quels sont les avantages, les limites et les inconvénients des différentes méthodes employées.

### I.1. La cartographie morphologique

La cartographie morphologique est un préalable à toutes autres actions. Elle permet à partir d'un relevé des différents indices de surface de mettre en évidence les différentes parties du mouvement de terrain et de tenter de le caractériser d'un point de vue typologique en distinguant par exemple, en particulier la zone d'ablation, la zone d'accumulation et de fournir des indications pertinentes sur son fonctionnement (Dikau et al., 1996). Sont relevés les escarpements (principaux, secondaires, ...), les zones bosselées, fracturées, humides, végétalisées, etc ... Le port et la forme des arbres (Kirchhoffer, 1994) fournis de précieuses informations sur la nature du mouvement (rotation, translation, ...). De même, l'existence ou l'absence de végétation apporte des indices quant à l'activité d'un mouvement et/ou à son âge.

Par ailleurs, la présence de fractures et de fissures révèle l'activité d'une zone particulière et fournit des informations sur des indices annonciateurs de rupture ou d'extension d'une zone, qui pourrait être soumise sous peu à un mouvement (affaissement, glissement, ...). La forme des fissures est également indicatrice. Par exemple, les fissures dans le sens de la pente sont appelées fissures longitudinales (ou de cisaillement). Leur présence signifie que les compartiments situés de par et d'autre de la zone de fissures ont des cinématiques différentes. Les fissures perpendiculaires à la pente (ou fissures de traction) indiquent la présence d'une rupture de cohésion entre les compartiments amont et aval de la zone de fissures.

Ce relevé morphologique est réalisé sur des fonds de plans existants si leur échelle est suffisante pour obtenir la précision recherchée et le report aisée des informations relevées sur le terrain. Dans le cas contraire, cette cartographie morphologique réalisée de préférence à grande échelle (1/1000<sup>ème</sup> par exemple) sera menée parallèlement à un repérage précis de différents points particuliers par tachéométrie (théodolite et distancemètre électro-optique)

avec une précision altimétrique optimale d'environ 5 centimètres ou par GPS (Flageollet et al., 1996a à e ; Malet et al., sous presse) avec une précision infra-centimétrique voire millimétrique pour des mesures réalisées en mode statique (Malet et al., sous presse ; Malet et al., soumis(b)). Le relevé précis en plan accompagné de celui des pentes ou pendage des couches permet le plus souvent une reconstitution iso-volumique des différents compartiments de la zone instable et dans le meilleur des cas de reconstituer la forme et la position de la surface de rupture en profondeur (Malet et al., soumis(a)).

Les indications relevées guideront dans le choix de l'implantation des différents points et secteurs d'auscultation avec les autres méthodes.

## **I.2. Les méthodes photogrammétriques et satellitaires**

La manière la plus simple de réaliser une cartographie d'un site avant le déclenchement de l'instabilité et de mettre en évidence son évolution et sa transformation est la comparaison de photographies aériennes par photogrammétrie numérique ou d'images radar multi-dates. A titre d'exemple, la photogrammétrie numérique a été testée par plusieurs auteurs. Citons par exemple, Girault, 1992 ou bien plus récemment MATE-LCPC, 1999 ou encore Weber et Herrmann (sous presse). L'analyse multi-temporelle des MNT et de leurs dérivés fournit diverses informations sur l'évolution géomorphologique d'un site. L'outil de génération automatique de modèle numérique de terrain utilise la corrélation numérique des deux images d'un couple stéréoscopique. La qualité finale du MNT calculé est directement fonction des performances du corrélateur. La quantité d'erreurs de corrélation est également liée à la résolution choisie pour le calcul du MNT : il s'agit d'établir un compromis entre haute résolution, avec fort bruit de corrélation, et basse résolution, manquant de détails morphologiques. Weber et Herrmann (2000) ont retenu une résolution planimétrique de 15m. Si avec une telle précision des volumes des terrains déplacés ne peuvent être calculés dans les différentes zones concernées, la comparaison permet tout de même de bien mettre en évidence les modifications intervenues dans la morphologie des différentes zones d'ablation et d'accumulation. Ici encore, l'information obtenue est très pertinente et intéressante, mais doit être complétée par des investigations *in situ*, directes ou indirectes.

D'après Polidori et Toutin (1998), le traitement d'images radar peut être effectué par principalement trois techniques : **l'interférométrie, la radarclinométrie et la radargrammétrie**. Ces mêmes auteurs indiquent que seule l'interférométrie semble être adaptée à l'étude de terrains montagneux. Toutefois, la résolution obtenue avec un dispositif optimal dans ce contexte est d'au mieux 10 mètres pour le système TOPSAR, alors qu'elle peut atteindre plusieurs dizaines de mètres avec RADARSAT.

Ces méthodes permettent de repérer rapidement l'apparition d'un mouvement et également de déterminer le volume déplacé entre deux dates avec un ordre de grandeur lié à une résolution d'au minimum 10 mètres en terrain montagneux. Elles ne permettent donc pas d'évaluer correctement, pour le moment, un volume déplacé et ne remplaceront pas les mesures *in situ*.

## **I.3. L'investigation géotechnique**

L'investigation géotechnique permet de mettre en évidence la géométrie du sous-sol, de distinguer et caractériser, d'un point de vue physique et mécanique, les différents ensembles (couches) du sous-sol.

La reconnaissance est réalisée **ponctuellement** à partir d'engins mécaniques plus ou moins puissants qui permettent de pratiquer des forages ou sondages selon des diamètres de quelques centimètres à quelques décimètres et à des profondeurs pouvant atteindre couramment plusieurs dizaines de mètres, des essais in-situ ou bien encore de mettre en place un équipement particulier de mesures au cours du temps. Le nombre et la profondeur des sondages doivent être optimum pour investiguer correctement la zone d'étude sans se livrer à des interpolations fantaisistes et parfois hasardeuses entre deux forages successifs. L'écartement ou le maillage de forages doit être réduit surtout en secteur très complexe et hétérogène. Généralement, en raison des coûts particulièrement élevés de ces différents forages, le nombre de points d'investigation est limité ; ces coûts sont souvent renforcés pour les sites d'accessibilité réduite imposant un hélicoptage très coûteux de matériels lourds absolument nécessaire pour pénétrer profondément dans le sol. Un matériel "léger" transportable à dos d'homme aux performances limitées ne peut permettre, dans ces environnements hétérogènes, d'atteindre une profondeur d'investigation suffisante. Pour ces raisons, les méthodes d'investigations de profilage indirectes, comme les méthodes géophysiques doivent être envisagées en complément indispensable. **Néanmoins, les informations apportées par les forages sont d'une absolue nécessité à toute étude**, ne serait-ce que comme point de calage.

Sans trop rentrer dans le détail, il est possible de distinguer les différentes techniques qui permettent de relever des coupes et le prélèvement d'échantillons intacts ou remaniés pour des analyses et essais de laboratoire. Citons entre autres celles qui ont été utilisées sur nos différents sites : les sondages à la tarière hélicoïdale, carotté (rotation), au vibro-percuteur avec gouges de prélèvement, destructif vibro-percussion ou rotation (eau ou air) avec ou non enregistrement des paramètres de forages (avancement instantané de l'outil en m/h, pression sur l'outil en MPa, ...).



*Photo 1: exemple de sondage au vibro-percuteur*

Des essais in situ sont réalisés à partir de matériel spécifique parfois dans les forages précédemment décrits. Les matériels les plus couramment utilisés sont le pénétromètre dynamique lourd ou léger, le pénétromètre statique, le scissomètre, le pressiomètre, ...

Le pénétromètre mesure la réaction qu'oppose le sol à l'enfoncement d'un cône. L'interprétation est délicate en particulier en milieu cohérent saturé (Genêt et Malet, 1997). Par contre, dans ces milieux saturés meubles, le scissomètre qui permet de mesurer la cohésion  $C_u$  est mieux adapté.

Les essais pressiométriques consistent à introduire dans un forage une sonde dilatable radialement sous l'effet de la pression d'un liquide incompressible. Une courbe pression-déformation-temps est obtenue qui permet de calculer la pression limite et le module de déformation du sol.

Les forages peuvent être valorisés par la mise en place d'équipements destinés à des essais d'eau (pompage, essais Lefranc, Lugeon, ...) ou à des mesures piézométriques ou inclinométriques. Ces dernières permettent de déterminer des limites entre deux masses cinématiquement différentes. La méthode consiste à introduire dans un tubage une sonde inclinométrique et à mesurer l'angle qu'il fait, à une profondeur donnée, avec la verticale. Ces mesures inclinométriques déterminent donc les variations locales d'inclinaison du tube par rapport à la verticale et sa déformée dans le temps. La contrainte majeure réside dans le fait que ce tube n'admet que de faibles déformations totales, ainsi dans les zones à déplacement fort, sa durée de vie est très réduite. Pour ces raisons, plusieurs auteurs ont développé des techniques de mesures permettant de s'affranchir en partie de cette contrainte majeure (Flageollet et al., sous presse).

Finalement, au prix d'efforts importants, les mesures géotechniques peuvent être fiables et sont nécessaires, mais sont et resteront ponctuelles. Or, dans un contexte où la variabilité latérale des masses remaniées est importante, ces méthodes ne sont pas envisageables comme uniques méthodes d'investigation. Il est donc nécessaire d'employer des méthodes rapides (donc obligatoirement indirectes) permettant de réaliser des profils continus. Tel est le cas des techniques de prospection géophysiques.

#### **I.4. Techniques de prospection géophysique**

La mise en évidence de la géométrie et de la structure des mouvements de terrain peut être réalisée en mesurant les gradients physiques existant entre une roche en place et une roche remaniée. Ces différences concernent principalement la compaction, la teneur en eau, la porosité, la résistivité (qui est une résultante de paramètres comprenant les deux précédents), ...

Les variations de compaction peuvent être mises en évidence par la sismique, et les variations de teneur en eau, porosité, ... par les méthodes à courant électrique. Ainsi, les méthodes les mieux adaptées sont l'électrique, l'électromagnétisme et la sismique.

D'ailleurs, dans les années 1970-1980, de nombreuses recherches ont été engagées pour tenter de définir les méthodes et les méthodologies géophysiques les mieux adaptées à l'étude des mouvements de terrain (Moore, 1972 ; Knights et Matthews, 1976 ; Muller, 1977, Lee et Mystowski, 1978 ; Cassinis et al., 1982 ; Kovari, 1988). Les méthodes électriques et sismiques ont été massivement employées et de nombreux résultats ont été par exemple présentés au Symposium sur les glissements de terrain de Lausanne en 1988 (Chiara et al. ; Hutchinson ; Wang et Maz ; Follacci et al. ; ...) et de Christchurch en 1992 (Bryant ; Gillon et al. ...) ou par Cummings et Clark (1988), Palmer et Weisgarber (1988). Les recherches ont été freinées en raison des résultats obtenus qui apparaissaient, somme toute peu satisfaisants par rapport aux espoirs fondés sur ces méthodes et à la précision des résultats souhaitée. Ils ne sont toutefois pas décevants si l'on considère :

- la faible adéquation **théorique** des méthodes géophysiques appliquées à des milieux non-tabulaires et hétérogènes ;
- et le fait que ces méthodes aient principalement été employées comme outil de reconnaissance et non comme moyen de détermination précis de la substructure : **elles n'ont donc pas été optimisées.**

De plus, les avancées technologiques de l'époque ne permettaient pas de modifier à souhait les protocoles d'acquisition et de traitement. C'est pourquoi la recherche dans cette direction

s'est peu à peu ralentie, exception faite de la sismique haute résolution. Toutefois, les mesures réalisées avec cette dernière méthode perdent l'avantage d'une investigation rapide. En 1990, McCann et Forster font un tour d'horizon des principales méthodes et techniques géophysiques employées pour l'étude de glissements et/ou de coulées. Ils s'agissaient de : la sismique réfraction et réflexion, la surveillance microsismique, la résistivité électrique, les méthodes électromagnétiques, les méthodes magnétiques et la géophysique de puits.

En 1990 encore, seules la sismique réfraction et la résistivité électrique sont employées à cette époque pour la reconnaissance de la structure tridimensionnelle d'un glissement. Actuellement, nous bénéficions des avancées technologiques (capacité de calcul des ordinateurs) et de nouvelles méthodes de traitement en particulier en ce qui concerne les domaines électrique et électromagnétique (Grandis et al., 1999 ; Schott et al., 1999). C'est pourquoi de nouveaux essais méthodologiques sont tentés (Allen, 1997...).

## **I.5. Conclusion**

Au final, en complément de la cartographie et de l'analyse morphologique, la géotechnique et la géophysique sont employées pour connaître la structure tridimensionnelle de mouvements de terrain. La géophysique est utilisée comme moyen d'investigation principal et la géotechnique comme méthode complémentaire d'appui. Cela signifie que l'on réalise quelques tests qui servent de point de calage à d'autres méthodes d'investigations. Mais si des progrès ont été réalisés, il demeure que pour des environnements et des sites complexes des adaptations indispensables sur les protocoles d'acquisition et de traitement doivent être envisagés.

## **Chapitre II**

### **Le bassin de Barcelonnette : sites complexes favorables pour la recherche envisagée**

Pour la recherche engagée, le bassin de Barcelonnette offre de nombreux mouvements de terrain (glissement, coulées, glissements-coulées, ravinement, ...) et en particulier des sites complexes 3D à travers trois glissements-coulées et en particulier la coulée de Super Sauze qui, grâce aux nombreuses données disponibles, apparaît comme un site expérimental remarquable pour la comparaison, calage et validation des résultats obtenus par la prospection géophysique. Nous allons donc dans ce chapitre présenter le contexte morpho-structural du bassin de Barcelonnette et décrire les trois glissements-coulées sur lesquels des investigations ont été menées.

#### **II.1. Contexte morpho-structural du bassin de Barcelonnette**

##### **II.1.1. Présentation générale**

Dans les Pré-Alpes du sud, le bassin de Barcelonnette est situé entre les massifs cristallins de l'Argentera et du Mercantour au sud, le massif du Pelvoux au nord-ouest et le Queyras au nord-est. Il est drainé par le cours moyen de l'Ubaye à une altitude moyenne de 1130 m. La cuvette d'environ 200 km<sup>2</sup> est longue de 22 km entre Jausiers à l'Est (altitude 1200 m) et les Thuiles à l'Ouest (altitude 1100 m) où un verrou glaciaire constitue sa terminaison aval (Fig. 1) et atteint 10 km dans sa plus grande largeur. Le bassin est limité par de hautes lignes de crêtes culminant à des altitudes comprises entre 2800 m et 3100 m environ. Ces versants dissymétriques sont en relation étroite avec l'histoire tectonique du bassin (nappes de charriage, cf. plus tard). Les accès sont limités à de hauts cols, enneigés et longtemps fermés l'hiver, ou bien à d'étroites et profondes gorges.

Les sommets sont façonnés dans les formations très résistantes des nappes de charriage (Parpaillon et Autapie) : le Grand Bérard au nord (3046 m), la tête du Siguret à l'est (3031 m), le Chapeau de gendarme au sud (2682 m) et la Grande Séolane (2909 m) à l'ouest. Les crêtes sont majoritairement surcreusées en cirques glaciaires, comme La Chalanche (2984 m), La Grande Epervière (2884 m) ou Le Brec Second (2596 m), ils forment ainsi des bassins de réception pour les nombreux torrents qui dévalent les versants (Pierre et Remaître, 1999). Ces formations résistantes se retrouvent jusqu'à des altitudes de 1800-2000 m et imposent des pentes supérieures à 45°. Au-dessous, l'autochtone est constitué par les épaisses séries Callovo-Oxfordiennes des marnes noires de la série stratigraphique des Terres Noires.

Les versants entaillés dans ces marnes possèdent des profils adoucis (pente moyenne de 20-25°) et sont localement soumis à un ravinement intense responsable d'un paysage de badlands (les roubines). Les ravines et les échines ou interfluves (Ballais et al., 1998) présentent les

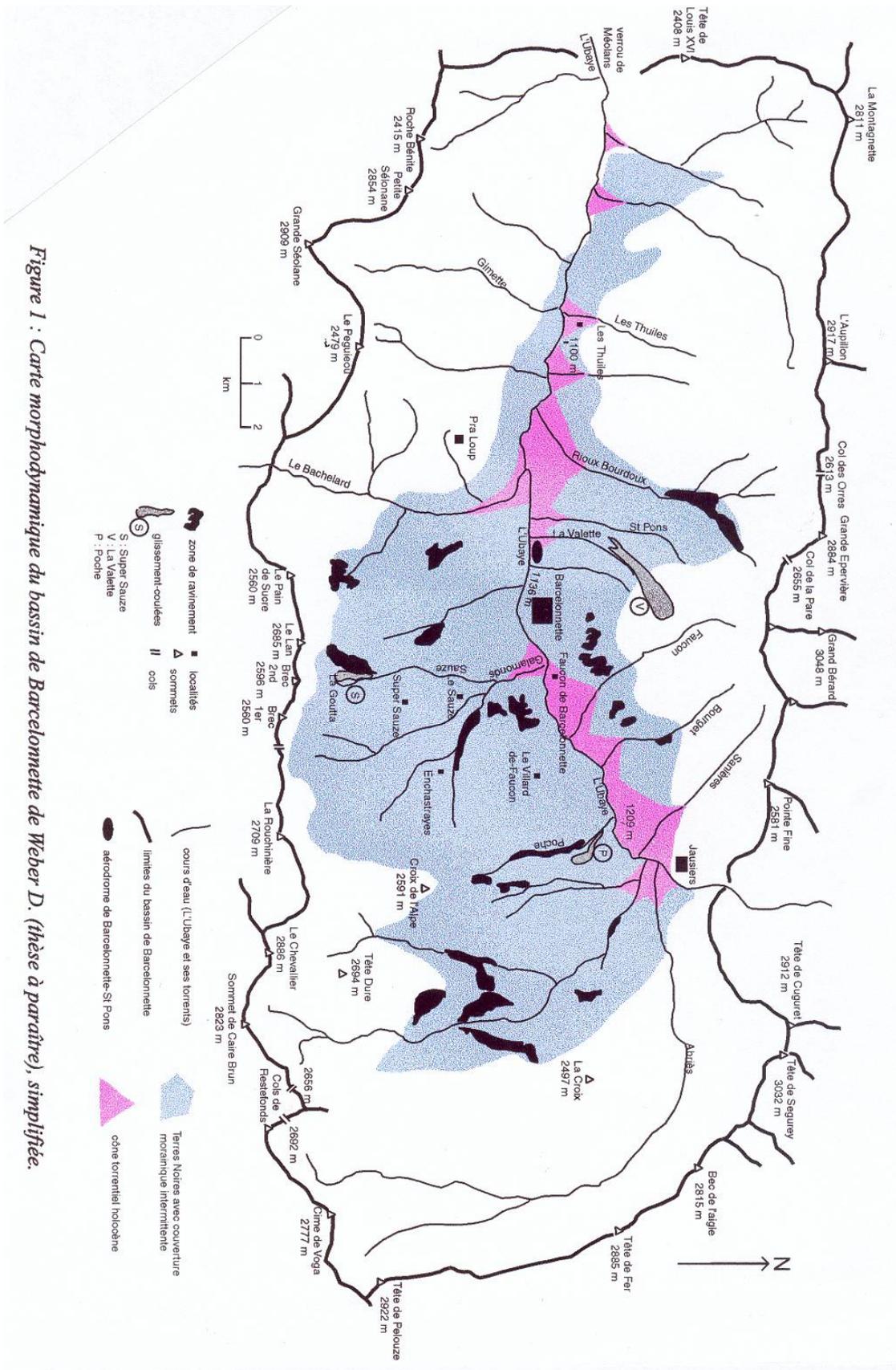


Figure 1 : Carte morphodynamique du bassin de Barcelonnette de Weber D. (thèse à paraître), simplifiée.

Figure 1: Bassin morphodynamique de Barcelonnette

caractéristiques suivantes : les pentes des crêtes sont supérieures aux versants non ravinés, soit 25-30°. En revanche, leurs flancs possèdent des pentes d'au minimum 40-45°. Une distance de 40 à 100 mètres peut être observée entre deux crêtes de deux ravines différentes. La longueur de ces éléments est très variable et peut aller d'une petite centaine à plusieurs centaines de mètres.

Ces secteurs ravinés plus ou moins développés sont localisés sur la figure 1 : les principaux se rencontrent, en partie basse du bassin, par des croupes en pentes très fortes, entre des altitudes de 1200 m à 1500 m, sur l'adroit (Faucon de Barcelonnette, Le Bourget, ...) ou sur l'adret (Le Villard de Faucon, Les Galamonds, ..., le long du versant du torrent de Boure sur une longueur de près de deux kilomètres à des altitudes comprises entre 1200 m et 1600 m, dans le large bassin torrentiel de La Goutta (Super Sauze) jusqu'à des altitudes de près de 2000 m (Photo 2). En dehors de ces principaux secteurs, des ravines et échines sont visibles le long de la multitude de torrents qui incisent plus ou moins profondément les versants.



*Photo 2: vue du bassin torrentiel de La Goutta (orientation sud).*

D'ailleurs, plusieurs torrents puissants ont entaillés de profondes et étroites vallées (Rioux Bourdoux, Bachelard, Sauze, Faucon, Bourget, Sanières, Galamonds,...) et ont développé de nombreux cônes de déjection dans le fond de vallée large d'environ 1500 m (Miramont, 1998).

Le bassin est fortement marqué par la présence et l'activité humaine, d'abord ancienne avec en particulier, les déforestations pour permettre l'agriculture, la culture d'arbres fruitiers ou bien encore l'élevage qui ont été en partie grandement responsables de l'intense torrentialité et érosion des sols, puis des reboisements et des corrections de torrents engagés par le service de Restauration des Terrains en Montagne (RTM) à partir de la deuxième moitié du siècle dernier (Chondroyannis, 1992). Actuellement, l'activité agricole se concentre dans le fond de la vallée et sur les principaux cônes alluviaux. A l'heure actuelle, l'activité principale est liée au tourisme estival et hivernal avec l'implantation de plusieurs stations de skis (Sauze, Super Sauze, Pra Loup). Implantée au bord de l'Ubaye, la ville de Barcelonnette, sous préfecture, accueille une caserne et offre les nombreux services d'une ville enclavée reliée aux autres vallées par une seule voie de communication principale : nombreux commerces, hôtels, hôpital, zones d'activités industrielles et commerciales, ... Plusieurs autres gros bourgs et villages sont localisés le long de l'Ubaye ou bien sur les versants.

Le bassin est soumis à une grande variété d'aléas souvent dévastateurs, particulièrement dans le passé (Amiot et Nexon, 1995). Les dommages sont causés par les inondations, par les laves torrentielles, par exemple le Riou Bourdoux notoirement connus pour les dégâts occasionnés du 15<sup>ème</sup> au 19<sup>ème</sup> siècle et qui a fait l'objet de travaux de correction, ou bien encore, plus récemment, le torrent de Faucon en 1996 (Pierre et Remaître, 1999). En dehors de l'activité torrentielle, le bassin est affecté par de nombreux mouvements de terrain (Flageollet et al., 1996a). A. Légier (1977) décrit plus d'une centaine de glissements, dont une quarantaine présentaient une plus ou moins forte activité. Ils concernent quelques secteurs très actifs dans les " terres noires " mais aussi dans les flyschs dissociés. Plus de 150 événements historiques relatifs aux mouvements de terrain ont été référencés depuis 1850 (Amiot et Nexon, 1995). D'ailleurs, de nombreux travaux témoignent d'ailleurs de cette instabilité (Awongo, 1984 ; Antoine et al., 1988 ; Phan, 1993). Il ne faut oublier non plus les avalanches ou bien encore la forte sismicité, comme en témoignent très récemment les multiples secousses enregistrées en octobre-novembre 1997.

Le climat montagnard sous l'influence méditerranéenne occasionne des précipitations moyennes relativement faibles de l'ordre de 900 mm, mais très contrastées dans le détail avec des intensités parfois très élevées (Sommen, 1995 et 1997). Le régime climatique présente un pic de précipitations centré sur les saisons d'automne-hiver (précipitations orageuses puis neigeuses) alors que le printemps et l'été s'avèrent plus secs, mais toutefois avec des orages violents et très localisés (Flageollet et al., sous presse (b)).

### **II.1.2. Un substrat géologique favorable à l'instabilité**

Les marnes ont un faciès de schistes argileux lités en feuillets bien parallèles, d'une couleur allant du noir au gris légèrement bleutés alternant avec des petits bancs calcaires ou marno-calcaires. Ces bancs, de quelques dizaines de centimètres, plus résistants, engendrent une succession de petits crêts qui donnent à ce faciès raviné un profil en marche d'escalier plus ou moins régulier (photo 3).



*Photo 3: marnes litées et altérées en alternance avec des bancs calcaires. Vue nord-sud sur le flanc est de la coulée de Super Sauze*

calcaires, quartzeux ou pyriteux, présentant des diamètres de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres, sont aussi insérés dans les terres noires.

Cette microstructure, qui explique en partie leur érodabilité et leur susceptibilité aux mouvements de masse, résulte des conditions de sédimentation en couches successives (Awongo, 1984) et de l'histoire tectonique de la région. A la suite d'importantes phases de tectonisations, cassantes et déformantes, le massif marneux présente une macro-structure faillée et fortement diaclasée, et de fortes et brusques variations de pendage. De plus, la micro-tectonique joue un rôle essentiel, en constituant autant de surfaces de glissements potentielles, et en guidant la fragmentation des panneaux marneux. La morphométrie des clastes, qui résulte de leur délitage (en frites ou en plaquettes), dépend de l'orientation des

jointes de stratification et du taux de carbonates des marnes (Coulmeau, 1987 ; Alexandre, 1995).

Ces marnes sont des dépôts marins provenant de la Thétys au secondaire (Evin, 1994). Puis, les sédiments déposés ont subi l'épisode de surrection (plissement-soulèvement) de l'ère du tertiaire qui a formé la chaîne alpine. L'effacement du socle cristallin externe entre Oisans et Mercantour a permis aux nappes de charriage issues de la zone interne (nappe de base de l'Autapie dit flysch à Helminthoïdes et nappe supérieure du Parpaillon en charriage terminal) de s'étaler facilement sur le domaine sédimentaire externe. Dans cet empilement complexe de terrains différents, l'érosion différentielle a ouvert dans les nappes des "fenêtres" tectoniques laissant apparaître les terrains sédimentaires autochtones (les marnes noires) sur lesquels elles avaient progressé. Cet épisode peut être grossièrement divisé en trois phases :

- phase 1 : plis d'axe N60° à N100° au Crétacé supérieur, Eocène inférieur et début Oligocène, soit anté-nappe
- phase 2 : plis d'axe N140° à N160° à l'Oligocène supérieur
- phase 3 : bombement lié au soulèvement, failles et flexures de direction N160° à N180° au Miocène-Pliocène.

Ainsi, la région a subi une période de tectonisation intense. Depuis lors, la structure géologique intime des marnes noires est fragilisée et laisse apparaître une multitude de plis et de failles. Les principales failles connues sont répertoriées sur la figure 2

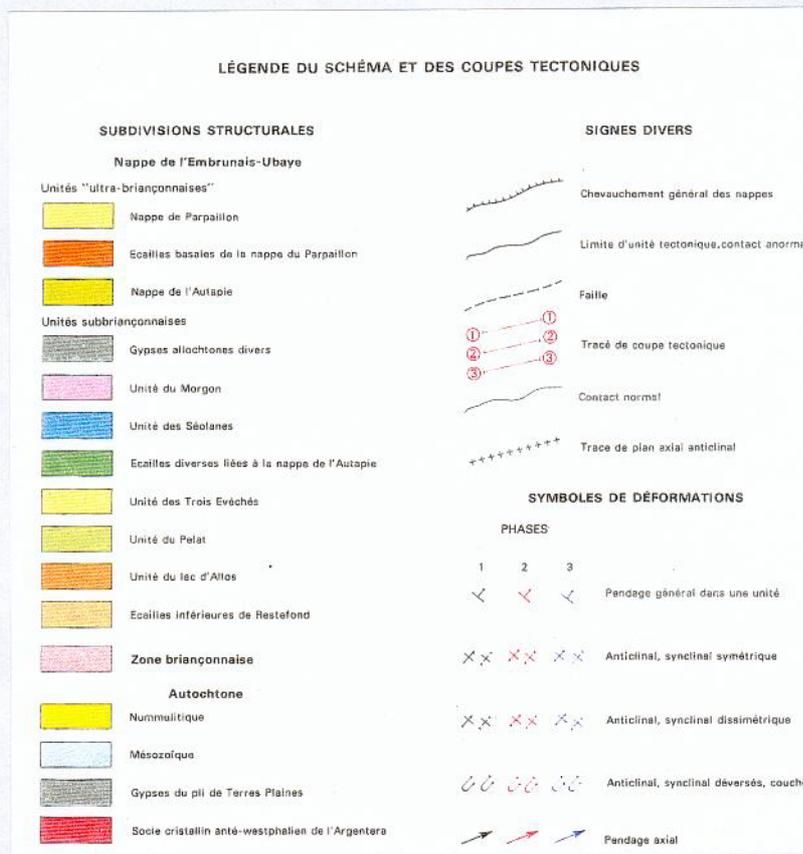
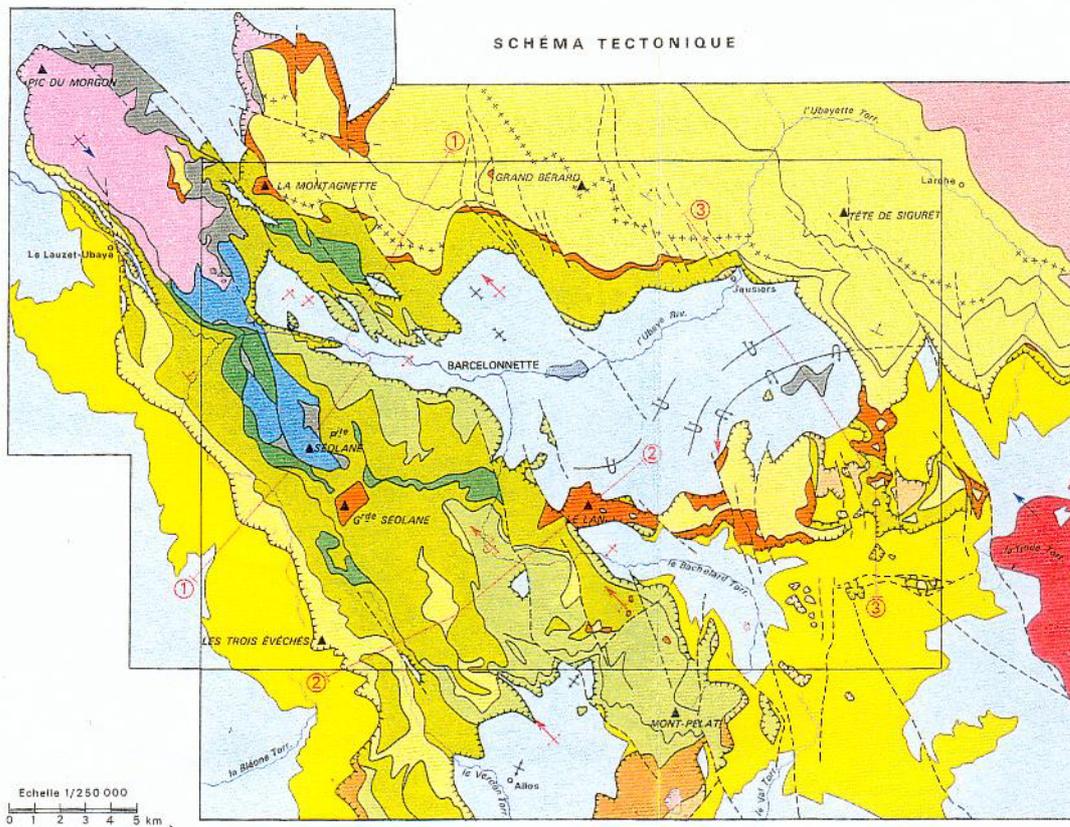


Figure 2 : carte tectonique du bassin de Barcelonnette tirée de la carte géologique

La teneur en carbonate de calcium (Phan, 1993 ; Hermann, 1997) reste modérée : de 20 à 45 %. Cette proportion leur donne l'appellation de marnes argileuses. Ces marnes sont peu sensibles au retrait, en raison de la prépondérance des illites et des chlorites (argiles non-gonflantes) démontrée par les analyses minéralogiques effectuées sur les formations marneuses de cette région (Colas et Locat, 1993 ; Hermann, 1997 ; Phan, 1993). Par ailleurs, **Elles sont très sensibles aux variations de teneur en eau (Herrmann, 1997 ; Klotz, 1998). Cette particularité à passer de l'état solide à l'état plastique, puis liquide pour des variations de teneurs en eau modérées fait de ces marnes, des matériaux très sensibles à risque bien réel d'où l'intérêt de la recherche engagée.**

L'ensemble marneux, plissé et faillé, n'en constitue pas moins un socle "imperméable", épais dans le bassin de Barcelonnette, de 250 à 300 m. En effet, les marnes noires sont **imperméables** (Velcin, 1997 ; Phan, 1993 ; Herrmann, 1997) et **compactes** (Phan, 1993 ; Genêt et Malet, 1997). **Ces caractéristiques laissent prévoir une vitesse de propagation des ondes sismiques élevée et des résistivités électriques également élevées.**

Au-dessous et selon les endroits, **les marnes peuvent être altérées sur des épaisseurs variables.** Dans ce cas, leurs perméabilités diminuent avec la profondeur : de **perméables en surface** (de l'ordre de  $10^{-4}$  m/s), elles deviennent semi-perméables ( $10^{-7}$  m/s). Ces marnes sont également **moins compactées** que les marnes saines (Genêt et Malet, 1997) et possèdent des teneurs en eau pondérales naturelles moyennes (Hermann, 1997) plus élevées, soit des valeurs de l'ordre de 12-20 %. **Ces caractéristiques laissent prévoir des vitesses de propagation et des résistivités plus faibles que pour les marnes saines.**

### **II.1.3. Le remodelage glaciaire et les formations superficielles**

La structure géologique a été fortement remodelée par le glacier de l'Ubaye lors de la dernière glaciation du quaternaire au Pléniwurm (15 à 20000 B.P.). Le glacier de l'Ubaye a creusé de nombreux ombilics, comblés de nos jours par les alluvions. Il était alimenté latéralement par des langues glaciaires qui ont surcreusé les crêtes en cirques glaciaires (en particulier aux Brecs) (Fig. 1). Nombreuses et variées, les formes glaciaires jalonnent l'ensemble de la vallée (terrasses glaciaires, glaciers rocheux, ...). Lors des phases de crue ou de décrue, les glaciers ont abandonné une grande quantité de matériaux morainiques sur les versants ou dans le fond des vallées. Ces moraines recouvrent sur des épaisseurs variables allant de un à une vingtaine de mètres une grande partie des affleurements géologiques, et masquent dans la plupart des cas les marnes. Ces dépôts glaciaires sont très riches en matrice fine et de teinte beige claire à gris foncé (Flageollet et al., 1996a).

Des blocs morainiques hétérométriques (de quelques décimètres à quelques dizaines de mètres cubes) jonchent, en longues langues étroites, les fonds de vallons ou les versants, en particulier sur l'adret.

L'activité érosive peut être freinée par les différentes formations superficielles : telles les formations périglaciaires, les colluvionnements de pente et les dépôts morainiques qu'il est souvent difficile de différencier sur le terrain en raison de leur structure matricielle proche (Pierre et Remaître, 1999).

## II.2. Les trois glissements-coulées de la vallée

Les glissements, de type complexe, développés dans des sols argileux ou marneux, avec coulées succédant à un glissement stricto sensu à l'amont sont très nombreux dans le monde (Keefer et Johnson, 1983; Flageollet, 1988 ; Dikau, 1996), y compris en France, et notamment dans les “ terres noires ”, c'est dire que les résultats qui seront obtenus par cette recherche pourront être utiles hors du site étudié. Dans le bassin de Barcelonnette, plusieurs de ces glissements-coulées sont en activité (Legier, 1977 ; Flageollet et al, 1996a). Ces glissements de toutes dimensions affectent une partie d'un bassin torrentiel, et le plus grand, le glissement de La Valette, a un volume estimé à plus de trois millions et demi de mètres cubes (Combes, 1990 ; Evin, 1990); les autres, tels les glissements de Poche ou bien de Super Sauze, s'étendent sur des distances de 800 à 1000 m environ. Ils possèdent une morphologie caractéristique : les blocs et les compartiments qui se détachent de la couronne, de manière rétrogressive par des ruptures circulaires, s'accumulent en se déformant progressivement dans un ou des ravins à bords raides et élevés.

La première conséquence de cette morphologie est une grande difficulté à fixer la limite aval de la zone de rupture, et à connaître l'emplacement exact, les dimensions, et notamment la profondeur, de la, ou des ravines fossilisées par les terres en mouvement dans la zone d'accumulation. Dans cette dernière, les blocs et les compartiments se déforment très fortement, avec le temps et dans l'espace, de l'amont à l'aval, et de la surface vers la profondeur, en une masse hétérogène progressivement déstructurée aux caractéristiques très variables (Antoine et al., 1988 ; Phan, 1993).

Pour la compréhension et la modélisation de ces coulées, il est donc impératif de compléter les données qui sont utilisées dans les différents modèles, en particulier la géométrie des différentes couches et du substratum, leurs caractéristiques géomécaniques et hydrologiques, ... Le matériau accumulé, qui continue de se déplacer, est ainsi principalement constitué d'une matrice argilo-marneuse, très hétérogène (blocs et clastes), quelquefois plastique, quelquefois plus liquide, souvent très compactée. Quelques coulées émaillent la surface topographique. A Super Sauze, d'après les observations de terrain, la masse de la coulée serait compartimentée, en liaison directe avec la forme de la topographie originelle, l'épaisseur de la masse déplacée et les phases de mise en place. La paléotopographie pourrait, en particulier, guider l'écoulement, entre les diverses ravines partiellement ou totalement ennoyées (Malet et al., sous presse).

Avant de décrire d'abord succinctement les trois glissements-coulées, puis plus précisément celui de Super Sauze, nous fournissons dans le tableau 1 leurs principales caractéristiques morphométriques.

	Super Sauze	Poche	La Valette
Versant	ubac	ubac	adret
Altitude maximale = couronne (m)	2105	1500	1950
Altitude minimale = base de la coulée (m)	1740	1240	1200
Longueur maximale (m)	800	1000	2200
Largeur maximale (m)	190	250	300
Angle de la pente moyenne (°)	25	15	20
Surface (ou volume) estimée de la masse glissée	17 ha	24 ha	>3.10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>

*Tableau 1 : caractéristiques morphométriques des trois glissements-coulées*

### **II.2.1. Le glissement-coulée de Super Sauze**

Dans la commune d'Enchastrayes aux abords de la station de sports d'hiver de Super Sauze (Fig. 1), le glissement-coulée de Super Sauze s'est développé selon un axe sud-nord, probablement à la faveur d'un accident tectonique dans les années 1950 entre 1740 m et 2100 m d'altitude sur une longueur d'environ 800 mètres et occupe une superficie de 17 ha. Il affecte le bassin torrentiel de Sauze dominé par les silhouettes massives du chapeau de gendarme (2682 m) et des Brecs premier (2560 m) et second (2596 m). Ce bassin torrentiel est raviné en bad-lands (photo 2). D'une longueur de 80 à 500 m, les interfluves (échines) nues, aiguës, très pentues, plus ou moins parallèles et coalescentes sont espacées de 40 à 50 m. Ils individualisent des ravines plus ou moins profondes aux écoulements le plus souvent saisonniers, quelque fois mais plus rarement, pérennes. D'imposantes échines orientées NW/SE canalisent le torrent de Sauze, en se rejoignant en pince vers l'aval (Fig. 3). Le torrent de Sauze prend sa source à La Goutta (2077 m) à la base du glacier rocheux à la morphologie caractéristique en lobe arqué. La végétation consiste en une maigre forêt de mélèzes mêlée de pins sylvestres qui s'étend jusqu'à 1900 mètres d'altitude et en une pelouse alpestre.

Le glissement-coulée (Fig. 4) est composé d'une zone d'ablation comprenant l'escarpement principal (couronne) et un escarpement secondaire localisé au niveau du transect A (altitude 1930 m), à laquelle succède une zone d'accumulation. Cette dernière correspond à une coulée qui s'étend de la base de l'escarpement secondaire jusqu'au pied situé à 1740 m d'altitude. Cette zone présente un aspect très chaotique où s'enchevêtrent des panneaux marneux d'apparences saines pouvant atteindre 10m<sup>3</sup> et des débris pluri-centimétriques (plaquettes marneuses). Elle est parcourue par plusieurs ravines incisées plus ou moins profondément.

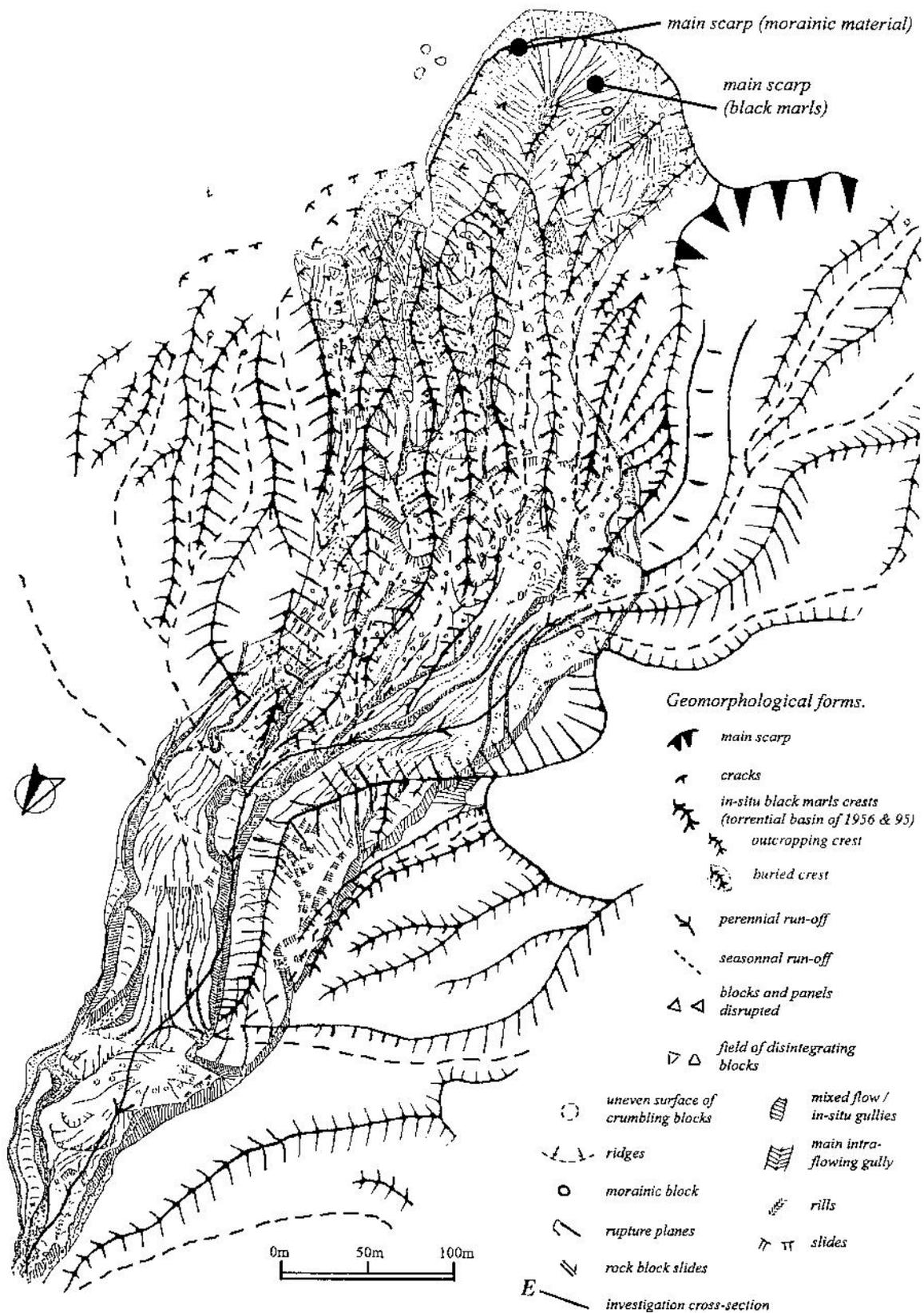


Figure 3 : Morphologie du bassin torrentiel de Super Sauze en 1956 (avant glissement) définie à partir de la photorestitution des photographies aériennes de l'IGN et emprise du glissement-coulée en 1999 (en gris).

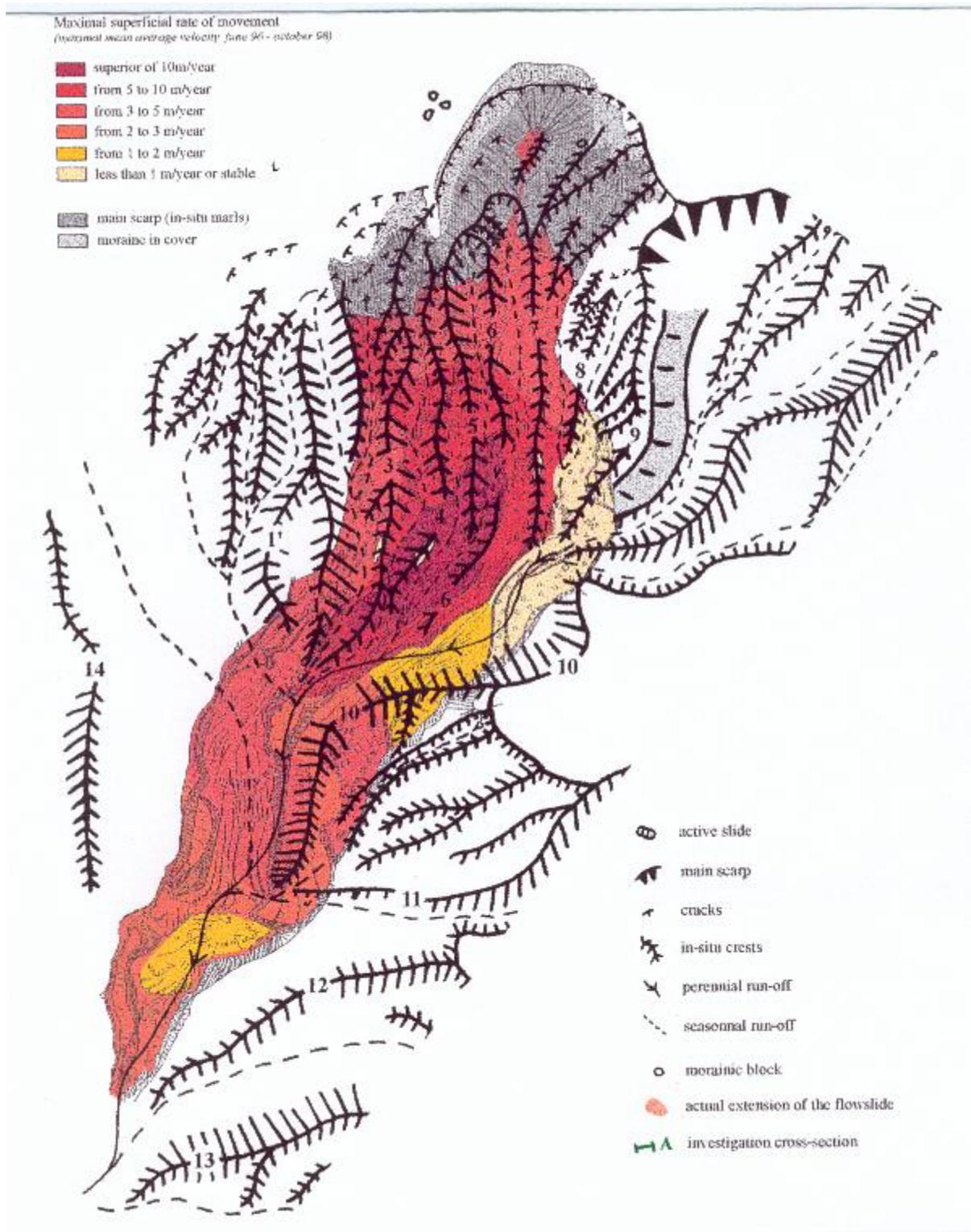


Figure 4 : carte morphologique de la coulée de Super Sauze (état en 1999), d'après JP Malet et O. Maquaire

## II.2.2. Le glissement-coulée de Poche

Développé sur le même versant ubac que celui de Super Sauze, le glissement-coulée de Poche est situé à 2 km au sud/sud-ouest du bourg de Jausiers (Fig. 1) en contrebas de la Croix de l'Alpes qui culmine à une altitude de 2591 m. Connue depuis la fin du XIXe siècle, elle se développe (Fig. 5) avec une pente moyenne douce d'environ 15° sur une longueur d'environ 1000 m, dans une direction sud-est nord ouest, entre des altitudes comprises approximativement entre 1500 m et 1240 m (Schmutz, 1995 ; Manné et Schwin, 1998). La zone d'ablation est caractérisée par un vaste amphithéâtre qui recule progressivement par glissements rotationnels emboîtés sur ses flancs nord et est (axe central) et par glissements structuraux banc sur banc sur son flanc sud. La zone d'accumulation est caractérisée par une coulée de débris constituée par des matériaux marneux très évolués et remaniés à la consistance visqueuse ou plastique selon les teneurs en eau. Les nombreux lobes arqués plus ou moins chevauchant, à la topographie de détail chaotique, et plusieurs replats lui confèrent une morphologie en marche d'escaliers. La coulée est parcourue par de nombreuses petites incisions provoquées par des écoulements le plus souvent intermittents. Certains se rassemblent dans les zones déprimées et contribuent à maintenir des zones humides (sagnes plus ou moins permanentes). La végétation est assez développée avec des lambeaux de forêt, des bosquets, des plantes arbustives, ... Dans certaines zones humides et aux forts déplacements, les arbres et arbustes dépérissent ou meurent.

*Figure 5 : Carte morphodynamique de Poche tirée de Manné et Schwinn (1998).*

### II.2.3. Le glissement-coulée de La Valette

Le glissement de La Valette (photo est situé sur la rive droite de l'Ubaye (Fig. 1), dans le bassin du torrent de La Valette en limite entre les communes de St Pons et de Barcelonnette. Il s'étend entre les altitudes de 1950 et 1200 mètres d'altitude. Le torrent de La Valette avait été actif au siècle dernier, mais il avait été corrigé et son bassin en partie boisé (Azimi et al., 1988 ; Combes, 1990 ; Evin, 1990 ; Colas et Locat, 1993). En 1970, on pouvait considérer que le torrent était éteint. Les communes avaient alors loti l'ancien cône de déjection. En mars 1982, une rupture au niveau du contact nappes de charriage-marnes autochtones produit un vaste glissement. Dans ce secteur, la nappe de l'Autapie est constituée d'un ensemble complexe de schistes calcaires et de grès très fracturé et disloqué pouvant former un réservoir d'eau. Les marnes noires quant à elles semblent être peu tectonisées et avoir une schistosité régulière et monotone. La coulée *stricto sensu* s'étend de 1400 à 1200 mètres d'altitude.

De nombreuses études (reconnaissance géophysique, forages, caractéristiques physico-mécaniques, ...), travaux (drainage, modelage, ...) et observations (surveillance) ont été effectués à l'initiative du service du RTM (Restauration en Terrains de Montagnes) (Plotto, 1992) depuis le début de l'instabilité. Les travaux de drainage étaient rendus indispensables pour tenter de freiner la progression de la masse instable en raison de la menace directe sur le lotissement de 170 habitations situé immédiatement à l'aval.

Les études de subsurface par forages et par mesures sismiques mettent en évidence que la profondeur maximale du glissement est de l'ordre de 30 mètres. Notons qu'au bord du chemin reliant La ferme du lieu dit Le Serre au hameau Les allemands et qui traverse la zone instable à une altitude de l'ordre de 1460 m, la profondeur du substratum détectée par la prospection sismique est de l'ordre de 10-15 mètres. Comme nous le verrons dans la dernière partie, c'est dans cette zone qu'une l'étude de faisabilité de la méthode électromagnétique dans le domaine temporel (TDEM) a été effectuée.

En avril 1989 et en novembre-décembre 1992, deux pics de vitesses ont été observés. L'avancée du mouvement pouvait alors atteindre 35-40 cm/jour. A l'heure actuelle, donc après travaux de drainage, le déplacement moyen varie selon les saisons entre 0.3 et 3 cm par jour.

Le glissement-coulée de la Valette ressemble aux deux précédents dans la mesure où la coulée fossilise également une morphologie de vallon raviné dans les marnes, et dans la mesure où les matériaux rencontrés sont à peu près les mêmes, exception faite des flyschs de la nappe de l'Autapie. Ainsi, trois parties peuvent être distinguées :

- au sommet, un important écroulement rocheux de flyschs de plusieurs centaines de milliers de mètres cubes ;
- au milieu, le glissement *stricto sensu* pouvant lui-même être décomposé en deux parties : une partie très active et une plus lente ;
- la partie inférieure, qui se transforme en coulée boueuse dans le vallon du torrent de La Valette.



*Photo 4 : Vue aérienne S/N de La Valette*



## **Chapitre III**

### **Le site bien instrumenté de Super Sauze**

#### **III.1. Choix guidé par l'instrumentation**

Le glissement-coulée de Super Sauze a été choisi comme site d'investigation principal pour cette étude, car il réunissait les conditions les plus intéressantes pour la recherche envisagée, malgré son accessibilité difficile. Grâce aux recherches engagées depuis plusieurs années, nous disposons maintenant de nombreuses informations, aussi bien à l'échelle régionale, qu'à l'échelle du site (suivi topométrique, géotechnique, analyses pétrophysiques, relevés géomorphodynamiques, ... ) qui permettent de contraindre et de confronter les résultats géophysiques. Ses dimensions sont suffisantes (environ 800 m de long) et ses pentes modérées. Il est relativement ancien (il s'est déclaré à une date encore imprécise, après 1960) et surtout le caractère entièrement naturel du site et de son évolution depuis son déclenchement en fait un objet d'étude intact et naturel (Flageollet et al., 1996c). Aucune trace d'aménagement d'ordre hydraulique n'y est décelable. Ces conditions ne sont pas remplies pour les autres sites de La Valette et de Poche.

#### **III.2. Description morphologique du glissement-coulée de Super Sauze**

En complément des informations générales fournies précédemment, une description morphologique de l'amont vers l'aval est donnée ci-après.

Le glissement-coulée s'étend entre les cotes 2106 et 1740 m (photo 5). La couronne est située à proximité du glacier rocheux non loin de la source La Goutta. L'escarpement principal (photo 6) en amphithéâtre atteint une hauteur de 80 à 100 m. Il laisse apparaître en coupe la couverture morainique d'une douzaine de mètres d'épaisseur reposant directement sur les formations marneuses. En arrière de l'escarpement, sont observées de larges fissures ouvertes verticales ou obliques dans le tapis herbacé et le matériau morainique. Ces fissures de traction fragilisent le gradin principal. Ainsi, des pans gazonnés de moraine glissent progressivement vers le vide, déchaussant parfois l'un des gros blocs morainiques jalonnant l'escarpement. Il est possible de distinguer les plans de stratification aux pendages de l'ordre de 65° (Weber, 1992) et les irrégularités de la structure avec des flexures à très petit rayon de courbure et des diaclases et fissures soulignés par des filons de calcite. Le pied de l'escarpement principal est masqué en quelques endroits par des tabliers d'éboulis.



*Photo 5 : Vue N/S aérienne du glissement-coulée de Super Sauze datant de 1992 (avec l'autorisation de D. Weber)*



*Photo 6 : vue W/E du replat supérieur du glissement-coulée de Super Sauze*



*Photo 7 : vue S/N du transect E (replat inférieur)*

La zone d'ablation prend la forme d'un **replat de 7-8 ha** de superficie orienté parallèlement à l'escarpement entre 1930 m et 1970 m d'altitude (Genêt et Malet, 1997). La topographie de détail est **très chaotique**. Constitué d'une matrice marneuse, il est recouvert d'un épandage alluvial en son centre ; d'immenses panneaux aux dimensions souvent plurimétriques se retrouvent au pied du gradin, parfois noyés dans une gangue de matériau plus fin arrivé postérieurement (détachement gravitaire quasi-continu audible sur le terrain et altération sur place) ou dans laquelle ils se sont progressivement enfoncés. Leur structure (lamines, schistosité, intercalation de lits calcaires, ...) est toujours conservée, mais leurs arêtes finalement assez émoussées laissent supposer la relative ancienneté de leur mise en place, sans doute lors du paroxysme du mouvement. Les blocs de marnes se débitent en "frites" (photo 3), parfois longues de plusieurs centimètres, en plaquettes, en paillettes, plus fines, ou en limons (Phan, 1993). Ce replat est limité à l'aval par un talus à profil concave, semblable à un vaste bourrelet, où l'on peut relever de nombreuses et larges fissures de traction, perpendiculaires à la pente, et de nombreux suintements. Des blocs s'en détachent parfois et dévalent la forte pente sur une dénivelée dépassant par endroits 10 mètres.

A l'aval de ce talus, la pente s'adoucit et devient rectiligne. A son pied, prennent naissance des coulées localisées qui occasionnent des bourrelets, et se concentrent les écoulements issus du replat. L'eau peut parfois y stagner. Le corps présente le même aspect chaotique que le replat, associant blocs plus ou moins déstructurés, plaquettes, paillettes et boue. Les blocs de marnes perdant leur cohésion et leur structure foliée sont enfouis dans une gangue composée de débris marneux et de matériaux argileux. La fréquence et la taille des blocs diminue cependant en surface vers l'aval. Cela a pour conséquence la formation de zones bosselées où chaque bosse correspond à un bloc en voie de désagrégation (Klotz, 1998 et 1999).

Des fissures d'orientations diverses, ouvertes ou fermées, apparaissent à plusieurs endroits autour d'un **éperon (4)** (Fig. 3) en forme de losange vers 1900 m. Les touffes d'herbe, un ancien terrier de marmotte et l'aspect sec et structuré du matériau montrent qu'il s'agit de **marnes en place**, recouvertes antérieurement par la coulée.

La coulée est limitée par deux torrents pérennes adjacents :

- le torrent du Sauze longe le flanc Est dans la moitié inférieure de la coulée ;
- un torrent, qui prend sa source au pied du Queiron, le limite à l'Ouest sur presque toute sa longueur.

Vers l'Ouest, le torrent entaille en gorges une échine (10) (Fig. 3) orientée SW/NE. A la même altitude, la pente de la coulée s'adoucit pour former un replat "intermédiaire", suivi d'un talus dont la pente avoisine 30° sur 10 m de haut.

Un second replat, en forme de triangle de quelques dizaines de mètres de côté, bombé et en légère contre-pente, termine la coulée (photo 7). Plusieurs bourrelés semblent venir recouvrir ce replat. Sa partie occidentale présente des fissures à orientation générale 10° Nord sur un rebord escarpé. Sa partie orientale, légèrement inclinée vers l'Est, est incisée par un réseau de rigoles peu profondes liées à des écoulements occasionnels. Plus à l'Est, le replat se raccorde au torrent du Sauze par une rupture de pente importante, une topographie chaotique, où des arbres morts sont entremêlés. Petit à petit les zones bosselées s'estompent pour laisser place, à une masse boueuse dans laquelle sont enchâssés des éclats marneux. La pointe terminale présente des versants raidis par les deux torrents pérennes adjacents. Leur confluence marque l'extrémité aval de la coulée, en pointe au pied du bourrelet terminal qui est parsemé de touffes d'herbes et de quelques blocs de moraine parfois volumineux.

### III.3. Formations rencontrées

Trois formations principales peuvent être distinguées dans le glissement-coulée ainsi que quelques formations secondaires (Flageollet et al., 1996b) :

**La marne en place** : elle arme l'escarpement principal et les flancs des ravines à bords raides et élevés. Elle apparaît également dans la zone d'accumulation en certains endroits où les échines ne sont que partiellement recouvertes par les matériaux de la coulée. Comme il a été montré précédemment, cette marne est une formation compacte et résistante, au faciès de schistes argileux. La schistosité découpe le massif en petits lits et écailles ou plaquettes irréguliers de 1 à 3 cm d'épaisseur environ. On peut y observer, le long des ravines mais également et surtout sur l'escarpement principal, des plans de fracturation et de structure sédimentaire, soulignés le plus souvent par un lit de calcite. Ces plans de fracturation découpent le massif en dièdres et en panneaux et blocs plus ou moins volumineux.

**Les panneaux et blocs de marnes en voie de désagrégation (photo 8)**: de plusieurs mètres cubes à quelques dizaines de mètres cubes, ils sont principalement visibles dans la zone d'ablation au pied de l'escarpement principal, sur le replat supérieur en pente faible entre les altitudes de 1960 m et 1940 m environ. Ils constituent un véritable champ chaotique sur lequel il est difficile de progresser. Ces blocs de marnes aux arêtes vives sont en saillie dans la partie amont, mais plus on s'éloigne plus les arêtes sont émoussées, les blocs s'arrondissent et émergent à peine de la formation d'accumulation. Progressivement, l'on passe donc d'un champ de blocs disloqués en voie de déstructuration et de perte de cohésion, à une surface bosselée à blocs émiettés, puis à une surface faiblement bosselée parsemée de pierres, d'écailles de toutes tailles plus ou moins altérées et de cailloux et pierres de calcite et de moraines. C'est à la faveur des ravines intra-coulée, et en particulier de la ravine principale qui entaille profondément sur plusieurs mètres la zone d'accumulation (qui démarre entre les échines n°3 et n°10) entre les altitudes 1900 m et 1800 m environ, que l'on peut observer des blocs de marnes encore cohérents (plans de schistosité encore bien visibles) juste sous la surface ou noyés à plusieurs mètres de profondeur dans une matrice argileuse hétérogène.

**La formation marno-argileuse hétérogène** : il s'agit d'une formation très hétérogène à matrice argileuse plus ou moins fine contenant des cailloux plus ou moins roulés, des écailles (2 à 3 cm de longueur pour moins de 1 cm d'épaisseur), des petits débris plats de 2-3 mm sans résistance qui se désagrègent sous la pression des doigts et des éclats de calcite et de pyrite. C'est cette formation qui emballe les blocs de marnes décrits précédemment. Dans les zones bien alimentées en eau, cette formation sans consistance devient une véritable boue liquide dans laquelle il est dangereux de s'aventurer. Mais elle peut également se craqueler après plusieurs jours d'ensoleillement, comme en témoignent de nombreuses fissures de dessiccation

**D'autres formations sont observables.** Telle la **formation morainique** visible, sur plusieurs mètres d'épaisseur, en partie supérieure de l'escarpement principal, dont les blocs calcaires de toutes tailles, quelques décimètres cubes à quelques mètres cubes, parsèment la surface du glissement-coulée en particulier dans le tiers supérieur. Des **alluvions** et des **éboulis** sont également présents au pied de l'escarpement principal sous la forme de tabliers et de cônes d'éboulis et d'épandage alluvial. Sur les flancs, les fonds de ravines sont également recouverts par des alluvions (blocs de toutes tailles).



*Photo 8 : bloc en voie de désagrégation de la coulée de Super Sauze (JP Malet)*

#### **III.4. Travaux réalisés**

Grâce à des recherches engagées depuis plusieurs années, nous disposons maintenant de nombreuses informations, aussi bien à l'échelle du bassin, qu'à celle **de ce site** sur lequel des études coordonnées et systématiques ont été conduites depuis plusieurs années. Elles ont débuté par la réalisation d'une cartographie géomorpho-dynamique du versant sud du bassin, entreprise au cours de stages d'étudiants en géographie physique de Strasbourg, par une cartographie topographique précise au 1/1000 en août 1995. Les déplacements en surface, sont mesurés périodiquement par triangulation à partir d'un réseau d'une soixantaine de repères de visées installé dans la zone instable et au-dessus de l'escarpement principal (Weber, 1992 ; Malet, 2000). Puis, elles ont été poursuivies lors de trois programmes de recherches successifs financés par la DG XII de la Communauté européenne (EPOCH, TESLEC, NEWTECH), dans le cadre de son programme général " Environnant ". De plus, une recherche dans les archives a permis la constitution d'une banque de données historiques depuis 1850 (Amiot et Nexon, 1995). Les 150 références relatives aux mouvements de terrain ont été confrontées avec les données climatiques (Sommen, 1995; Flageollet et al., 1996a, 1996e et f). Des mesures pluviométriques sont réalisées à partir d'un pluviographe installé depuis 1994 sur le site de La Rente et les hauteurs de pluie recueillies sont croisées avec celles des postes Météo France de Jausiers et de Barcelonnette (ce dernier est automatisé depuis le 1er janvier 1998). Une station climatique automatique installée à Super Sauze depuis juillet 1996 permet de calculer l'évapotranspiration. Depuis avril 1997, les potentiels de pression sont enregistrés en continu à différentes profondeurs à partir de quatre cannes tensiométriques (Velcin, 1997) ; dispositif complété par l'installation de tubes TDR-Trime qui permettent le suivi de profils d'humidité en 1998 (Malet, 1998) et de deux limnigraphes-

enregistreur. Un pluviomètre-enregistreur et une station de mesure des déplacements en continu ont été installés au centre de la coulée en juin 1999 (Malet et al., 2000).

Des mesures préliminaires de géophysique ont été conduites simultanément en sismique réflexion et en résistivité électrique (Schmutz, 1996). En complément, des investigations géotechniques ont été entreprises à partir de 1996 (Flageollet et al., 1996b).

### **III.5. Investigations géotechniques**

Nous présentons ci-dessous tout d'abord, les moyens mis en oeuvre puis, les principaux résultats concernant la structure de la coulée et son fonctionnement. Les résultats détaillés de ces investigations qui ont débutées en juillet 1996 seront trouvés principalement dans : Genêt et Malet, 1997 ; Flageollet et al., 1996b ; Malet et al., 2000, ...

#### **III.5.1. Les moyens mis en oeuvre :**

L'investigation a été menée le long de cinq profils transversaux (Fig. XX) répartis du replat supérieur dans la zone d'ablation (transect A) au replat inférieur à une centaine de mètres à l'amont du pied de la coulée (transect E). L'accès est rendu très difficile en raison de l'existence de zones humides et boueuses et de la présence de larges et profondes ravines. Aussi, parmi les techniques et les outils de prospection disponibles, des techniques et outils "légers" en complément d'outils plus "lourds" ont été retenus afin de pouvoir mettre en place des tubes inclinométriques et des piézomètres ouverts, et réaliser des essais préssiométriques et des essais d'eau (Lugeon et Lefranc) :

- une **sondeuse NUZI** de 100 ch, puissante et performante permettant tous types d'investigation; Mais son poids et sa mobilité réduite en terrain escarpé et peu portant impose un héliportage coûteux. En raison, des contraintes budgétaires, seulement six sondages profonds répartis sur deux zones distinctes ont été réalisés par l'entreprise INFRASOL avec cette machine.

- un **pénétrömètre dynamique 'lourd'** DL 030 avec un mouton de 30 kg et un autre **pénétrömètre dynamique 'léger'** au mouton de 10 kg.

- un **vibro-percuteur** (photo 1) muni de gouges d'un diamètre de 30 à 100 mm permettant la visualisation de la nature du sol et le prélèvement d'échantillons intacts ou remaniés jusqu'à une profondeur de l'ordre de 8 m.

Le principe général retenu a été d'étalonner et de corréler en quelques points les différents résultats obtenus par les différentes méthodes, puis d'étendre la prospection à l'aide des outils les plus maniables, tels les pénétrömètres dynamiques et le vibro-percuteur.

De nombreux échantillons ont été prélevés afin de rechercher en laboratoire les caractéristiques physiques et mécaniques des marnes de la coulée (Hermann, 1997 ; Klotz, 1998 et 1999). Ces résultats complètent ceux fournis par la littérature (Antoine et al., 1988 et 1995; Phan, 1993; Van Beek, 1996a et b).



*Photo 9 : pénétromètre dynamique lourd installé sur la coulée*

### **III.5.2. Sondages et essais réalisés**

Les sondages et essais sont les suivants :

- **un forage carotté** d'un diamètre de 116 mm d'une longueur de 13.50 m ;
- **Cinq forages destructifs** (tricône à dents et picots) d'un diamètre de 63 mm ou de 110 mm avec enregistrements des paramètres (vitesse d'avancement, pression sur l'outil, pression d'injection) menés jusqu'à une profondeur variant de 18.50 ml à 28.80 ml (total : 118 ml) ;
- **Cent vingt cinq sondages au pénétromètre dynamique lourd et léger** pour mesurer les résistances de pointe du sol ( $Q_d$ ) et vérifier l'homogénéité du sol en profondeur. La profondeur maximale atteinte par les sondages pénétrométriques a été de 8 m environ.

Cependant, la présence de blocs de marne saine ou de moraines dans la masse glissée a souvent limité les sondages à de faibles profondeurs (Genêt et Malet, 1997) ;

- **Vingt sept sondages au vibro-percuteur** pour relever la nature des sols et prélever des échantillons intacts ou remaniés jusqu'à une profondeur variant de 0,70 m à 7,00 m ;
- **Quatorze essais pressiométriques** pour mesurer les caractéristiques géomécaniques du sol en place (module pressiométrique (E), pression de fluage (Pf) et pression limite (Pl) ;
- **Quarante-trois piézomètres ouverts** d'un diamètre de 25 mm à 70 mm crépinés à différentes profondeurs et sur des longueurs variables, avec filtre gravillonné (0.03/0.06) ou chaussette filtrante et bouchon de bentonite (anneau d'environ 20 à 30 cm de hauteur). Ces piézomètres étaient destinés à mettre en évidence les battements d'une nappe éventuelle (Velcin, 1997). ;
- **Trois tubes inclinométriques** pour déceler la profondeur de la ou des surfaces de rupture et mesurer les déplacements ;
- **Des essais d'eau** comprenant **un essai de perméabilité de type Lugeon** dans les marnes en place, de nombreux **essais de perméabilité de type Lefranc** (vidange et mesure de la remontée en fonction du temps) et de nombreux **essais d'infiltration au double-anneau**.

La répartition par profil des différents forages et essais est donnée dans le tableau 2 :

Profil	Sondages pénétrométriques	Sondages vibro-percussion	Sondage destructif	Sondage carotté	Essai pressiométrique	Piézo-mètre	Inclino-mètre
A	14	/	2	1	11	1	2
B	36	16	/	/	3	14	/
C	39	3	3	/	/	11	1
D	17	3	/	/	/	3	/
E	19	6	/	/	/	14	/
Total	125	27	5	1	14	43	3

Tableau 2 : Répartition des forages et essais sur le glissement-coulée de Super Sauze (état en novembre 1999).

Plus d'une centaine d'échantillons ont été analysés (Hermann, 1997, Klotz, 1999), dont cinquante-trois sur le transect B et huit sur le transect C. Ils ont été prélevés, dans la mesure du possible, à des profondeurs identiques. Une vingtaine d'échantillons ont été traités de manière complète : détermination des limites d'Atterberg, du pourcentage de carbonate de calcium, de la granulométrie. La minéralogie n'a été déterminée que pour trois échantillons du transect B. La teneur en eau a été déterminée sur l'ensemble des échantillons. Précisons également que les caractéristiques intrinsèques ont été mesurées ainsi que les densités, les compacités, ... Les résultats complets seront trouvés dans Klotz, 1999.

### III.5.3. Résultats des analyses géomorphologique et géotechnique

Nous disposons d'information sur la paléotopographie, la structure de la coulée, les niveaux piézométriques, les caractéristiques hydrologiques et physiques des matériaux de cette coulée et de son substratum. Les résultats sont donnés dans le tableau 3 et pour les profils B et C par la figure 6 sur laquelle la position haute de la nappe est également indiquée.

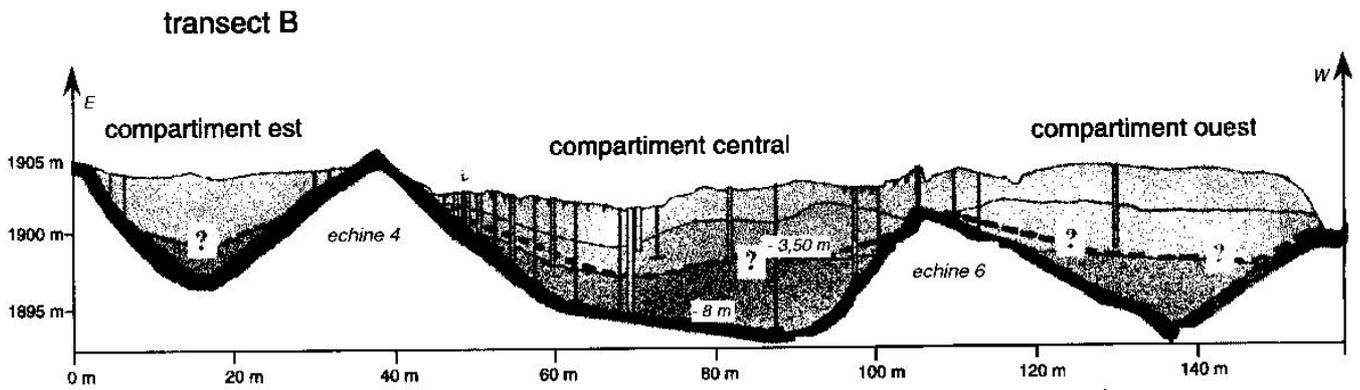
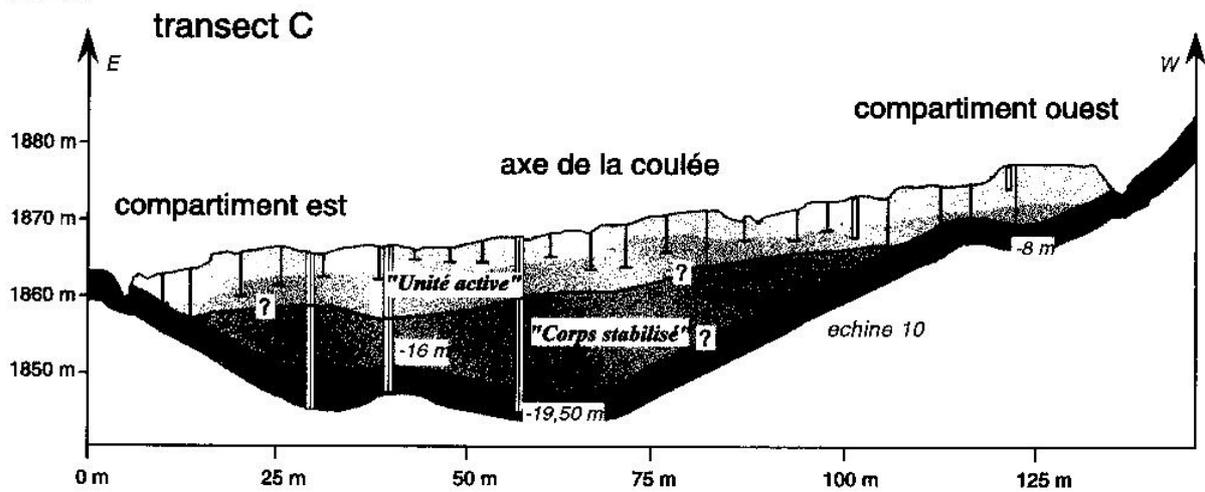


Figure 6 a : profil interprétatif du transect B C (tiré de Genêt et Malet, 1997 ; Malet, 1999).



- | dynamic penetrometer tests
- | percussion borings
- | destructive borings
- internal slip surface  
(using tube shearing depths)

Figure 6 b : profil interprétatif du transect C (tiré de Genêt et Malet, 1997 ; Malet, 1999).

### *III.5.3.1. Position et forme de la paléo-topographie*

La position et forme de la paléo-topographie ont été définies à partir des informations obtenues par les observations et les investigations in-situ et par celles fournies par les photo-interprétations des photographies ortho-rectifiées de 1956 et 1995 (Weber et Bolley, 1998).

L'ancienne topographie est constituée par une série de crêtes presque intactes dans la zone d'accumulation et deux échines émergent plus ou moins en permanence de la coulée le long du profil B et une troisième est située à quelques mètres sous la surface. La coulée a une épaisseur maximale dans l'axe de la ravine principale du bassin torrentiel relevé sur les photographies aériennes de 1956. Elle atteint :

- un maximum de 20 m dans la zone d'ablation (profil A) ;
- un maximum de 8 m le long du profil B en zone d'accumulation ;
- une vingtaine de mètres approximativement dans la partie est du profil C qui correspond à la zone de confluence des ravines du bassin torrentiel de 1956.

Puis, l'épaisseur diminue progressivement à l'aval (8 à 9 m au profil E et quelques mètres au pied). L'incertitude sur l'épaisseur est minimale par les profils B à E. Par contre, la position du substratum dans la zone d'ablation est encore incertaine, en raison des nombreux pseudo-blocages obtenus le long du profil A liés à la présence des blocs morainiques et des nombreux panneaux et blocs de marnes cohésives. A l'aval, les sondages au pénétromètre réalisés en partie inférieure de la coulée, à partir du profil D atteignent des profondeurs supérieures à celles obtenues dans les sondages de la partie amont (Genêt et Malet, 1996). Cela provient pour une part du nombre plus réduit de blocs de moraines, et pour une autre part d'une plus grande altération des blocs de marnes au sein de la formation remaniée (Flageollet et al., 1996b).

La paléotopographie joue un rôle primordial dans le fonctionnement de la coulée (compartimentage lié à la présence des ravines et des échines) qui est mis en évidence grâce aux mesures des déplacements de surface. Ces compartiments présentent des comportements cinématique, mécanique et hydrodynamique différents, variables saisonniers et en relation avec les conditions climatiques (Flageollet et al., 1996e ; Malet et al., 2000 ; Weber, sous presse) ;

### *III.5.3.2. Structure interne de la coulée et du substratum*

Trois couches "géotechniques" peuvent être identifiées dans la coulée, sur la base des critères de résistance, les contrastes dans la nature des matériaux, les déformations et cisaillements des tubes inclinométriques et piézométriques. La structure verticale de la coulée est composée (Genêt et Malet, 1997 ; Flageollet et al., sous presse) :

- d'une unité superficielle épaisse de 5 à 9 m ( $Q_d < 10$  MPa,  $E_M < 15$  Mpa et vitesses de déplacement superficielle supérieure à 5 m par an). Une surface de glissement a été identifiée à une profondeur de l'ordre de 5 m sur le profil B et 8-9 m de profondeur le long du profil C. Selon la forme de la paléo-topographie et de la position saisonnière de la nappe, cette unité active peut être subdivisée en deux sous-unités (1a et 1b) ;

- d'une unité profonde ayant une épaisseur maximale de 10 m au profil C et de 5-6 m au droit du profil B. Sur la base des mesures inclinométriques et des essais préssiométriques ( $E_M > 15$  Mpa,  $PI > 4$  Mpa), cette unité est considérée comme imperméable et très compactée, et aux très faibles déplacements ou stable comme un "corps mort", comme cela avait été identifié à La Valette landslide (Colas, and Locat, 1993) ou sur la coulée de débris de Slungullion (Varnes et Savage, 1996).

	description géotechnique	épaisseur (m)	Qd (MPa)	PI (MPa)	EM (MPa)	vitesse d'avancement (m/h)
<b>1a</b>	<b>argile très molle (boue)</b>	0 à 3 m	< 1	non mesurable	non mesurable	> 125
<b>1b</b>	<b>argile molle</b>	0 à 4,70 m	$1 < Qd < 3$	< 0,3	< 5	
<b>2</b>	<b>argile raide et compacte</b>	0 à 5 m	$3 < Qd < 8-10$	$0,3 < PI < 4$	$5 < EM < 15$	$10 < V < 125$
<b>3</b>	<b>argile très compacte ou marnes in-situ</b>	atteintes entre 0 et 20 m	> 8 - 10	> 4	> 15	< 10

Tableau 3 : Les principales caractéristiques géomécaniques des différentes couches

**Unité (1) :** En surface ou sous un horizon durci de 10-30 cm environ, cette première couche a été retrouvée systématiquement. Sauf cas particuliers où un faux refus (c'est-à-dire un arrêt du sondage dû à un bloc de la coulée et non aux marnes *in situ*) a été enregistré, on peut affirmer que l'épaisseur de cette couche est globalement correctement définie. Il s'agit d'une formation marneuse remaniée assez hétérogène à matrice fine et humide. Quelques petits blocs de marnes en voie d'altération très avancée y sont noyés. Ils sont attestés sur les pénétrogrammes par les petits pics de résistance locaux. Dans les zones très humides, une unité (1a) est distinguée : il s'agit d'une véritable boue liquide, la résistance de pointe est quasi-nulle, le poids du train de tiges étant suffisant à la pénétration.

**Unité (2) :** Cette seconde couche est hétérogène, les pics de résistance y sont plus nombreux. Il s'agit également d'une marne remaniée, mais moins évoluée, plus compacte et plus sèche que la première. Les blocs de marnes structurées de tailles diverses mais néanmoins altérés y sont nombreux. Quelques petits horizons de faibles épaisseurs sont le siège de petits écoulements.

Le substratum correspond aux caractéristiques de l'unité (3) :

**Unité (3) :** Il s'agit d'une formation raide et compacte. C'est soit la marne en place un peu altérée en surface soit des blocs de marnes peu altérés noyés dans la coulée. Le refus au pénétromètre est rapidement obtenu dans cette formation. En raison des nombreux refus prématurés obtenus sur un bloc de moraine ou de calcite, cette couche n'est identifiée formellement que sur quelques sondages, en particulier les forages profonds réalisés avec la sondeuse puissante.

### III.5.3.3. Caractéristiques géomécaniques et hydrodynamiques des matériaux

Les caractéristiques mécaniques générales des marnes sont déterminées entre autre par les Elles permettent de caractériser le comportement d'un matériau à partir de sa teneur en eau. Le comportement des matériaux de la coulée a été approché à partir des limites d'Atterberg. Les résultats obtenus par Herrmann (1997) sont les suivants :

- limite de liquidité ( $W_L$ ) comprise entre 26 et 39 % avec une moyenne de 32 % ;
- limite de plasticité ( $W_P$ ) comprise entre 13 et 18 % avec une moyenne de 17 % ;
- limite de retrait ( $W_R$ ) comprise entre 12 et 16 % avec une moyenne de 15 % ;
- les indices de plasticité ( $I_P$ ) varient de 10 à 23.

Les conclusions tirées de ces valeurs sont données en partie 1 section II.1.2.

## III.6. Description morphologique du secteur d'étude

Précisons d'ores et déjà que nos investigations géophysiques ne concerneront pas la totalité du glissement-coulée. Une zone présentant les conditions " optimales " pour les investigations envisagées a été choisie : sa largeur d'environ 150 mètres est suffisante pour permettre de réaliser des profils géophysiques dans les meilleures conditions et la profondeur de la coulée est maximale dans cette zone. Nous allons donc d'ores et déjà donner une description précise de cette zone spécifique qui s'étend de l'amont du transect B à l'aval du transect C.

### III.6.1. Caractéristiques du transect B

La caractéristique principale du transect B est qu'il traverse trois échines (n°3, 4 et 6 sur la Fig. 3). L'échine 4 est toujours visible, l'échine 3 est tantôt recouverte tantôt découverte par le matériau de la coulée et la troisième (6) est totalement enfouie. La conséquence d'un tel phénomène est la **division** possible en surface d'un point de vue comportemental **du transect en quatre secteurs** (Fig. 4).

**Le secteur 1**, compris entre la limite est de la coulée et l'échine 3, est constitué principalement de formation marno-argileuse fine. Cela induit une consistance visqueuse à fluide, avec déplacement à chaque événement pluvieux important. A l'inverse, en l'absence de précipitations, ce secteur sèche et durcit rapidement. Quelques rares blocs de moraines jonchent le sol.

**Le secteur 2**, compris entre les échines 3 et 4, présente des formations aux consistances beaucoup plastique à solide. La surface est très chaotique et jonchée d'une grande quantité de blocs morainiques et de blocs constitués d'un mélange marno-cailloteux indurés (Pierre et Remaître, 1999). De fait, le déplacement est beaucoup moins rapide. Par ailleurs, c'est ce secteur dans lequel nous trouvons le plus de pyrite (disséminée à l'intérieur d'un nodule), visible après cassure de blocs de marnes.

**Le secteur 3**, compris entre les échines 4 et 6, est le secteur le plus actif de la coulée avec des déplacements d'une quinzaine de mètres par an (Weber, sous presse). Il est composé principalement de formation marno-argileuse fine contenant quelques blocs de marnes très dégradés.

**Le dernier secteur**, allant de l'échine 6 à la limite ouest de la coulée, est très stable, comme en témoignent la végétation, la stabilité des repères topométriques. Il constitue la partie ancienne de la coulée.

### III.6.2. Caractéristique du transect C

La caractéristique du transect C est de ne laisser apparaître aucune échine (Fig. 3) : les échines existant à proximité du transect sont totalement enfouies. Les échines 1 et 3 se terminent à l'amont du transect ; l'échine 10 est présente dans toute la partie ouest du transect. D'est en ouest, nous trouvons successivement (Fig. 4) :

- un replat à la base d'une zone de bourrelets dont la vitesse de déplacement est relativement lente (4 m/an entre 1996 et 1998),
- la ravine principale suivie d'un replat, puis une autre ravine incisée de quelques mètres,
- une zone de bossellement se déplaçant rapidement (~5 m/an) constituée par des matériaux marno-argileux fins ainsi que par des blocs en voie de désagrégation,
- une zone dépressionnaire de déplacement rapide (~5-6 m/an) composée essentiellement de matériau marno-argileux fin et correspondant sensiblement au secteur 3 du transect B,
- et enfin une zone stabilisée végétalisée à l'amont de l'échine n°10 correspondant au secteur 4 du transect B.

## Chapitre IV

### Les acquis en géophysique : bilans et besoins

#### IV. Les acquis en géophysique : bilans et besoins

A partir de quelques exemples extraits de la bibliographie et des expériences menées dans le bassin de Barcelonnette, il s'agit :

- de donner les ordres de grandeur à attendre pour les résistivités électriques et les vitesses de propagation des ondes en sismique réfraction dans des contextes à peu près comparables aux nôtres (terrains de type argilo-marneux) ;
- de mettre en évidence les acquis et les limites des différentes méthodes de prospection les plus couramment utilisées, et les besoins, en terme d'adaptation ou de développement.

#### IV.1. Quelques exemples extraits de la bibliographie

⇒ **Bogoslovsky et Ogilvy (1977)** ont réalisé des investigations sismiques et électriques sur un glissement de la vallée de la Volga en Crimée sur la Côte de la Mer Noire. D'après les résultats électriques, il est possible de distinguer trois zones :

- le corps principal du glissement avec des résistivités comprises entre 13 et 29  $\Omega.m$  ;
- la zone de rupture pour des valeurs de 4 à 6  $\Omega.m$  ;
- la base du glissement dans des argillites non-remaniés aux résistivités de 9 à 12  $\Omega.m$ .

Les lignes sismiques identifient une limite unique qui divise la masse glissée en deux masses distinctes. La couche supérieure comprend le corps du glissement et la surface de glissement. Les vitesses sismiques de cette couche sont comprises entre 340 et 360 m/s. La masse inférieure correspond à la surface supérieure des argillites. Ses vitesses sismiques s'étendent de 1360 à 1400 m/s. Il existe une bonne correspondance entre la limite sismique et la limite électrique inférieure, exception faite de la langue de la coulée où les limites détectées par les deux méthodes diffèrent de 1 à 1.5 mètres.

⇒ **Williams et Pratt (1996)** ont réalisé des mesures de sismique réfraction et réflexion sur le très profond glissement argileux de Slungullion. Sur ce glissement profond d'environ 80 mètres, le modèle obtenu à partir des résultats de sismique est en quatre couches :

- couche 1 : un sol décomprimé aux vitesses sismiques de 350 m/s ;
- couche 2 : des argiles saturées et décomprimées aux vitesses sismiques de 1500 m/s ;
- couche 3 : des argiles de même nature que précédemment mais consolidées (2300 m/s) ;
- couche 4 : la roche en place avec des vitesses sismiques de 5400 m/s.

Si la sismique réflexion était rendue nécessaire pour investiguer le glissement sur toute son épaisseur, elle ne permettait pas de détecter les couches intermédiaires (1, 2 et 3). Ainsi, la sismique réfraction demeure un complément indispensable.

⇒ L'association de méthodes a également été reprise par **Palmer et Weisgarber en 1988** sur un glissement de la côte Est de la vallée de Cuyahoga dans l'Ohio (US) dans une série marno-argileuse glacio-lacustre. Le glissement affecte deux couches superposées sur un substratum daté du paléozoïque. Les vitesses sismiques de la masse glissée sont de l'ordre de 300 m/s pour la première couche, et de l'ordre de 1500 m/s pour la seconde. Le substratum, quant à lui, possède des vitesses sismiques supérieures à 2900 m/s. De manière similaire en électrique, la base de la masse glissée est caractérisée par des résistivités faibles (30  $\Omega$ .m), alors que les zones non altérées possèdent des résistivités plus élevées (70 à 100  $\Omega$ .m).

⇒ Des études géophysiques (sismique réfraction, sismique réflexion haute résolution et résistivité électrique) ont été réalisées en Italie du Nord sur une zone où plus de 3000 glissements sont apparus à la suite de crues catastrophiques dans des terrains argilo-silteux en novembre 1994. Les résultats des deux publications présentées ci-après concernent le glissement Alta Langha d'une profondeur d'environ 20 à 30 mètres. **Chiara et al. (1988)** font état des résultats obtenus par la résistivité électrique. Le glissement peut être subdivisé en trois zones, les deux premières concernant la partie très superficielle (< 3 mètres). Le corps du glissement et le substratum possèdent des résistivités respectivement de l'ordre de 50  $\Omega$ .m et d'environ de 100  $\Omega$ .m. **Deidda et al. (1996)** exposent les résultats obtenus par la combinaison des méthodes de sismique réfraction et réflexion. Ils mettent en évidence une discordance entre les résultats de la réfraction et de la réflexion. En effet, la première indique une profondeur moyenne de 13 mètres, alors que la seconde se situe aux environs de 20 mètres. Les vitesses dans la zone glissée obtenues en sismique réfraction sont de 800 m/s en moyenne et celles du substratum varient entre 2100 et 2400 m/s.

## **IV.2. Les connaissances en géophysique dans le bassin de Barcelonnette**

Des prospections par sismique réfraction et par électrique ont été menées sur plusieurs mouvements de terrain du bassin de Barcelonnette : glissement du Riou Bourdoux (Caris et Van Asch, 1991) et les glissements-coulées de la Valette, de Poche et de Super Sauze. Pour les deux derniers, les études de faisabilité ont été réalisées par nos soins.

### **IV.2.1. Géophysique sur le glissement-coulée de Poche**

Une étude de faisabilité des méthodes électrique et sismique a été réalisée sur le glissement-coulée de Poche dans le cadre de mon mémoire de Maîtrise (Schmutz, 1995).

En sismique, dix lignes longitudinales et trois transversales à la direction de propagation de la coulée ont été réalisées. Une ligne a été implantée sur la couronne de glissement.

Les résultats permettent de distinguer trois couches, même si la seconde n'est pas présente sur l'ensemble de la coulée.

Les vitesses de la couche 1 sont comprises entre 400 et 700 m/s, celles de la deuxième entre 900 et 1500 m/s et celles de la troisième entre 2200 et 3200 m/s.

L'épaisseur de la couche 1 est comprise entre 3 et 10 m, le maximum étant localisé à la limite zone d'ablation - zone d'accumulation. L'épaisseur de la couche 2 varie de 5 à 20 m.

**Cette campagne de mesures a montré que la sismique réfraction permettait d'obtenir des informations intéressantes sur la coulée, même si le substratum n'a été que rarement atteint.** Pour une prospection ultérieure, les paramètres d'acquisition devront donc être modifiés et améliorés : emploi d'une source plus puissante, augmentation du nombre de points de tirs sur chaque ligne, utilisation d'une méthode d'interprétation différente,...).

En électrique, quatorze sondages longitudinaux, deux transversaux avec le dispositif Schlumberger et une carte de résistivité Pôle-Pôle ont été réalisés.

Une interprétation déterministe a été réalisée. Elle permet de donner des ordres de grandeur de résistivités qui sont comprises entre 10 et 50  $\Omega$ .m. à l'intérieur de la coulée. Compte tenu des problèmes d'équivalence, l'électrique par l'interprétation déterministe, sans information a priori (profondeur connue), ne permet pas de savoir si la base du substratum est atteinte ou non. **Toutefois, les valeurs de résistivités obtenues sont réalistes : la faisabilité de l'électrique sur ce glissement-coulée est aussi démontrée, même si les protocoles d'acquisition et de traitement devront être également modifiés.**

#### IV.2.2. Géophysique sur le glissement-coulée de Super Sauze

Afin de rendre compte de la faisabilité sur un glissement quelconque, les mesures électriques et sismiques ont été reproduites l'année suivante (Schmutz, 1996) sur le site de Super Sauze.

En électrique, quinze sondages Schlumberger ont été réalisés dont cinq croisés (composés à la fois d'une ligne longitudinale et transversale à la coulée) et cinq sondages longitudinaux, ainsi qu'une cartographie de résistivité.

Contrairement à l'étude réalisée sur le site de Poche, les données ont été interprétées à l'aide d'une méthode statistique : la méthode bayésienne (Grandis et al., 1999 ; Schott et al., 1999) (ANNEXE 1). Elle permet d'avoir un aperçu de la variation de la résistivité avec la profondeur. Les résistivités les plus faibles sont comprises entre 15 et 35  $\Omega$ .m pour les terrains superficiels, les valeurs les plus élevées peuvent atteindre 100  $\Omega$ .m. **Il s'avère que les résultats électriques sont comparables d'un site à l'autre.** En revanche, il n'est pas possible d'affirmer que le substratum est atteint en l'absence de données géotechniques et/ou pétrophysiques qui permettraient de vérifier la nature et la profondeur des formations et d'analyser les variations de résistivité.

Les résultats obtenus sur les différentes lignes des sondages croisés indiquent clairement la forte hétérogénéité du milieu et l'influence de l'orientation des lignes de mesure.

Une cartographie de résistivité met clairement en évidence l'existence de deux ensembles électriquement différents. D'après les photographies aériennes et les observations de terrain, ces deux ensembles correspondent à deux zones d'âge et d'humidité différentes. La partie la plus conductrice se situe à l'intérieur de la coulée et correspond à la zone dont la vitesse de déplacement en surface est très importante. A l'inverse, la partie la plus résistante se situe en marge de la coulée.

Les données sismiques ont été acquises de la même manière que sur le site de Poche. Seize profils ont été réalisés. Trois couches peuvent également être distinguées avec des vitesses sismiques suivantes sensiblement similaires à celles obtenues sur le site de Poche :

- entre 500 et 800 m/s pour une première couche très altérée et peu compacte ;
- entre 1000 et 1800 m/s pour une couche plus compacte ;
- supérieures à 2000 m/s pour des vitesses sismiques correspondant aux marnes en place.

### IV.2.3. Géophysique sur le glissement-coulée de La Valette

Les investigations sismiques indiquent l'existence de trois couches :

- La première possède des vitesses sismiques comprises entre 200 et 600 m/s. Elle correspond aux moraines et à la coulée boueuse lâche. Son épaisseur est comprise entre 0.8 et 4.3 mètres ;
- Les vitesses sismiques de la seconde s'étendent entre 600 et 2300 m/s pour les moraines et la coulée boueuse compacte et le substratum remanié. Les épaisseurs sont comprises entre 3 et 35 mètres avec une moyenne de 15 mètres.
- Les vitesses sismiques dans le substratum sont comprises entre 2300 et 5500 m/s.

### IV.3. Synthèse

Selon les cas et la nature lithologique des terrains en présence, les différentes parties de la zone en mouvement sont plus ou moins bien mises en évidence. A travers ces quelques exemples, on constate que les différents terrains, remaniés ou non, possèdent des valeurs de vitesses de propagation ou de résistivités relativement similaires, à savoir :

- pour les **sols très remaniés**, les **vitesses de propagation des ondes sismiques** sont de l'ordre **100 ou de quelques centaines de mètres/seconde** ;
- pour le **corps du glissement**, les vitesses sont fréquemment comprises **entre 1000 et 2000 m/s** ;
- pour ces deux terrains, les **résistivités** sont généralement **comprises entre 30 et 60  $\Omega.m$**  pour les horizons non saturés **mais peuvent descendre jusqu'à 4-5  $\Omega.m$**  pour les horizons saturés ;
- le **substratum possède des vitesses fréquemment supérieures à 2000 m/s et des résistivités supérieures à 100  $\Omega.m$** .

Il en est de même, dans le bassin de Barcelonnette, pour les valeurs obtenues dans des formations marneuses. Le tableau synthétique 4 en résume les résultats :

Nature des matériaux	Site	résistivité électrique ( $\Omega.m$ )	vitesse sismique (m/s)
Marnes remaniées très altérées ou laches Moraines	Riou Bourboux	10-50	304-379
	Poche	10-50	400-700
	Super Sauze	15-35	500-800
	La Valette	/	200-600
Marnes remaniées altérées +/- compactes	Poche	10-50	900-1500
	Super Sauze	100	1000-1800
	La Valette	/	600-2000
Marnes in-situ très compactes	Riou Bourboux	75-150	2586-3049
	Poche	/	2200-3200
	Super Sauze	> 100	> 2000
	La Valette	/	2300-5500

Tableau 4 : Caractéristiques géophysiques des formations dans le bassin de Barcelonnette

Dans le bassin de Barcelonnette, les études préliminaires montrent donc qu'il est possible, de mettre en évidence des couches ou des secteurs qui possèdent des valeurs plus ou moins contrastées. Par contre, les épaisseurs de ces horizons ne sont pas toujours bien définies en utilisant des protocoles de mesures " classiques ".

Si les méthodes sismiques et électriques à courant continu ont été fréquemment employées comme méthode de reconnaissance des mouvements de terrain, elles n'ont pas toujours été optimisées pour améliorer la qualité et la fiabilité des résultats. **Il convient donc de développer une recherche pour obtenir une meilleure acquisition des données suivie d'un traitement optimal.** Sur des sites complexes, plusieurs méthodes de prospection doivent être associées. En effet, chacune d'elles possède ses avantages et ses limites propres. **Pourtant, il est bien difficile d'associer la sismique et l'électrique, qui ne mesurent pas les mêmes paramètres physiques.**

Pour cette raison, il apparaît que **la méthode de prospection basée sur l'électromagnétisme dans le domaine temporel (TDEM)** qui n'a jamais été employée pour la détermination de la structure tridimensionnelle d'un mouvement de terrain **doit être utilisée** car elle mesure, comme l'électrique, le même paramètre physique, c'est à dire la résistivité. Pourtant, ces deux méthodes ne possèdent ni les mêmes avantages, ni les mêmes limites, c'est pourquoi, **afin d'optimiser leurs avantages respectifs** et de réduire leurs inconvénients, **une inversion jointe de leurs données devra être envisagée.**

Toutefois, quelles que soient les méthodes géophysiques employées et les techniques de traitement, des points de calage resteront indispensables pour valider les résultats d'où l'intérêt de mener cette étude sur le site de Super Sauze.

Par contre, la complexité du site induit un grand nombre de difficultés et contraintes potentielles qui obligera à adapter les protocoles de mesures :

- du fait de la lithologie et de la tectonisation, les mesures de paramètres physiques, comme celles de géophysiques, sont très variables d'un point à un autre (même à grande échelle) ;
- la surface topographique chaotique, les sources très humides et les nombreux blocs hétérométriques (marnes, moraines) sont très contraignants, aussi bien, pour les mesures à réaliser qu'à interpréter ;
- la grande variabilité de l'épaisseur de la coulée est sans doute l'une des difficultés majeures pour les méthodes géophysiques qui sont classiquement adaptées aux milieux tabulaires ;
- la difficulté de pouvoir disposer et utiliser au même moment des différents appareils ;
- les forts et variables déplacements, la déformation de la surface topographique et la variation d'état des matériaux en fonction des teneurs en eau (au moins pour les premiers mètres d'épaisseurs) rendent difficile la comparaison des résultats acquis à des périodes différentes et avec des appareils différents, même si les points de mesure et de calage ont été repérés précisément ;
- les remontées mécaniques ou un aéroport sont des facteurs pouvant influencer les mesures électromagnétiques, même si a priori le site est éloigné de toutes installations électrique et/ou électromagnétique (lignes basses, moyennes, hautes tension, ...).

## **Conclusion**

La nécessité de définir avec suffisamment de précision la géométrie et la structure d'une masse instable ou en mouvement impose de combiner plusieurs méthodes d'analyse et de prospection, en particulier sur des sites complexes et difficilement accessibles. La prospection géophysique couplée aux méthodes plus " traditionnelles " comme l'analyse et la cartographie morphologique et la prospection géotechnique peut permettre d'obtenir des informations sur des profils continus ou des zones plus ou moins étendues.

Parmi les méthodes géophysiques figurent principalement la sismique réfraction, l'électrique à courant continu, et l'électromagnétisme dans le domaine temporel (TDEM). Toutes ces méthodes nécessitent de caler et valider les résultats obtenus. Le site de Super Sauze dans le bassin de Barcelonnette, grâce aux nombreuses informations disponibles, offre cette possibilité. Mais, en raison de la grande complexité de ce site et des fortes contraintes de natures diverses, les protocoles de mesures et de traitement doivent être adaptés.

## **Seconde partie**

# **METHODES GEOPHYSIQUES RETENUES POUR LA PROSPECTION**

**L'intérêt principal** des méthodes géophysiques est de pouvoir obtenir des profils continus contrairement aux méthodes géotechniques directes mais ponctuelles. En effet, les résultats de ces dernières ne permettent pas d'être interpolés en raison de la grande hétérogénéité latérale de la masse de la coulée. Cette hétérogénéité constitue également **la difficulté majeure** quant à l'interprétation des données géophysiques. En effet, de nombreuses méthodes d'interprétation géophysique supposent des structures unidimensionnelles, alors que le contexte est clairement tridimensionnel (Fig. 7). Du fait de l'interprétation délicate et des informations différentes apportées par chaque méthode, il est nécessaire d'en combiner plusieurs (électrique en courant continu, TDEM, Slingram et sismique réfraction) et de confronter les résultats de chacune des méthodes avec les informations disponibles (géotechnique, observations géomorphologiques, MNT, ...).

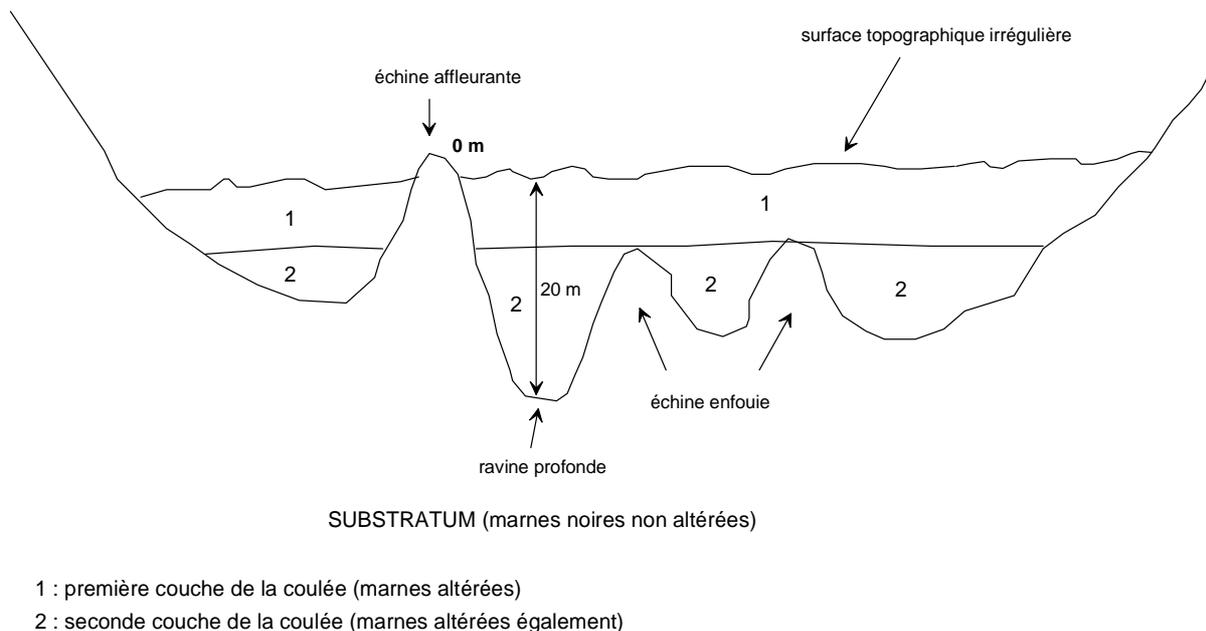


Figure 7: Représentation schématique des difficultés rencontrées sur le site

Le choix des méthodes employées s'effectue en fonction de l'hypothèse selon laquelle :

- d'une part, il existe un contraste suffisant de compacité entre la coulée et son encaissant, le substratum marneux. Ce dernier est éventuellement localement faillé, diaclasé et altéré en sub-surface (maintien de tout ou partie du manteau d'altération : altérite et régolithe, s'il n'a pas été décapé lors de la mise en place et de la progression de la coulée (Flageollet et al., sous presse ; Malet et al., 2000)) ;
- d'autre part, à l'intérieur de la coulée, la densité du terrain augmente avec la profondeur. Cette augmentation peut être due à une diminution de la porosité et/ou de la teneur en eau avec la profondeur. Elle sera confirmée dans la partie suivante.

Toutefois, l'hypothèse de terrain n'est pas le seul critère de choix des méthodes. Ainsi, les critères retenus sont :

- la sensibilité aux paramètres physiques ;
- l'adéquation au terrain ;
- le rapport coût (temps de mise en œuvre + financier) / informations apportées ;
- la disponibilité du matériel.

### ⇒ Sensibilité aux variations de la porosité et/ ou teneur en eau

La variation de la teneur en eau conduit à employer les méthodes électriques et électromagnétiques (en domaine temporel et fréquentiel). Au chapitre suivant, une relation entre la résistivité électrique et les autres paramètres dont elle dépend (porosité, teneur en eau, ...) est mise en évidence. Par ailleurs, le critère de coût et de rapidité est rempli pour ces méthodes.

Dans le même ordre d'idée, le géoradar (Reynolds, 1997) aurait pu être testé. Toutefois, compte tenu de la forte teneur en argile (environ 40 % d'argile), et de leur grande conductivité électrique, les ondes électromagnétiques sont rapidement réfléchies et absorbées (dès les 3-4 premiers mètres), ce qui rend le terrain sous-jacent invisible. Par ailleurs, même si les argiles ne constituaient pas un obstacle, la rugosité topographique et l'hétérogénéité de surface de la coulée seraient un frein à une interprétation aisée et fiable.

### ⇒ Sensibilité à la variation de la densité

La variation de la densité mise en évidence nous amène tout naturellement à penser aux méthodes sismiques (Henry, 1994) de manière générale (réflexion et réfraction), par le biais de l'impédance acoustique ( $Z = \text{densité} * \text{vitesse de propagation des ondes dans le sol}$ ). Seule la sismique réfraction a été retenue, afin de satisfaire au critère de coût par rapport aux informations espérées. La sismique réflexion n'a pas été envisagée car elle est très lourde à mettre en œuvre et très longue à interpréter. La géophysique perdrait alors son intérêt de moyen d'investigation rapide.

Afin de mettre en évidence des variations de densité du sous-sol, nous aurions pu tester la microgravimétrie, mais les contrastes de densités attendus sont trop faibles pour être détectables.

Au final, les méthodes employées sont l'électrique à courant continu, l'électromagnétisme en domaine temporel et la sismique réfraction. Le tableau 5 répertorie le type de source, la grandeur mesurée ainsi que le paramètre pour chacune de ces méthodes.

Méthode	Source	Grandeur mesurée	Paramètre
Electrique en courant continu	Provoqué	Champ électrique	Résistivité
Electromagnétique	Provoqué	Champ électromagnétique	Résistivité
Sismique réfraction	Provoqué	Temps de trajet	Vitesse, impédance acoustique, densité

*Tableau 5 : Récapitulatif des méthodes employées, du type de source, des grandeurs et paramètres mesurés.*

Il apparaît clairement que les méthodes électriques et électromagnétiques sont complémentaires, du fait du paramètre mesuré, même si les grandeurs mesurées ne sont pas identiques.

Plusieurs méthodes géophysiques différentes sont nécessaires car aucune ne se suffit à elle-même. En effet, comme ce sont des méthodes de mesures indirectes, chacune d'elle est entachée d'une incertitude. Par ailleurs, elles possèdent des sensibilités différentes qui leur confèrent une complémentarité en particulier pour ce qui concerne les méthodes électriques et électromagnétiques. De plus, la mise en commun des résultats issus de méthodes différentes permet d'apprécier la complexité de la structure de la coulée.

Les ouvrages généraux auxquels se réfèrent cette partie sont principalement Telford et al. (1980), Spies et Frischknecht (1991), McNeill (1994) et Reynolds (1997).

# Chapitre I

## Méthodes de résistivité ET DE CONDUCTIVITE ELECTRIQUE

Les méthodes électriques à courant continu, l'électromagnétisme en domaine temporel et en domaine fréquentiel ont été employées. Elles mesurent le même paramètre physique : la résistivité, même si ces méthodes ont chacune des sensibilités différentes.

Ce chapitre aborde les fondements de base des différentes méthodes afin de faciliter la compréhension du lecteur, ainsi que la mise en œuvre avec toutes les difficultés qu'elle comporte (compte tenu des méthodes et du terrain), l'analyse des données et les méthodes d'interprétation.

### **I.1. La méthode électrique à courant (pseudo-)continu**

Les méthodes électriques ont été développées au début des années 1900, mais n'ont été utilisées de manière courante qu'à partir des années 1930 sous la forme de cartes de potentiel, puis de sondages électriques (Kunetz, 1966).

Ces techniques sont utilisées de manière courante pour la recherche d'eau souterraine (Buselli et al., 1998 ; Chandrasekharan et al., 1994), en ingénierie pour mettre en évidence les cavités de subsurface, les failles, les fissures, le permafrost, les mouvements de terrain, ... Elles sont également couramment utilisées en archéologie pour déterminer l'extension d'anciens bâtiments enfouis (Dabas, 1992).

#### **1.1.1. Principe**

Rappelons le principe de la mesure de la résistivité : on envoie un courant électrique à travers deux électrodes d'émission (A et B), on mesure en même temps la différence de potentiel entre deux électrodes de potentiel (M et N) qui est transformée en résistivité électrique "apparente".

A titre d'illustration, un dispositif quadripôle ABMN particulier est présenté sur la figure 8.

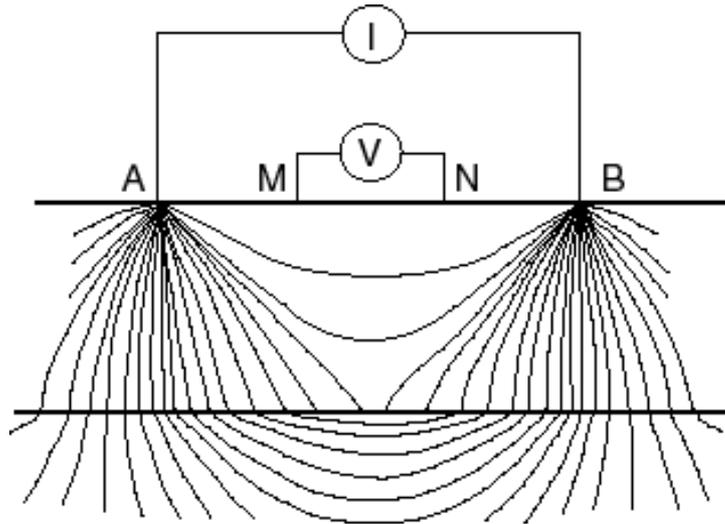


Figure 8 : Distribution des lignes de courant dans le sol d'un dispositif quadripôle

Dans le cas d'un circuit électrique classique comportant un générateur de courant continu et une résistance, le lien entre la résistance du circuit, la différence de potentiel mesurée à ses bornes (V) et l'intensité du courant qui circule (I) est donné par la loi d'Ohm s'exprimant comme suit :

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

avec :

R : la résistance en ohm

V : la différence de potentiel en volt (V) aux bornes de la résistance

I : l'intensité en ampères (A) circulant dans le circuit

Dans un milieu homogène, la tension V est donnée par :

$$V = \frac{\rho I}{2\Pi} \frac{1}{AM}$$

Une différence de potentiel est mesurée entre les électrodes de mesure M et N, où les tensions respectives de M et N sont :

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

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

soit :

$$\begin{aligned} V_M - V_N &= \frac{\rho I}{2\Pi} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \\ &= \frac{\rho I}{K} \end{aligned}$$

d'où :

$$\rho = K \frac{V_M - V_N}{I}, \text{ avec}$$

$$K = 2\Pi \left[ \frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} + \frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right]^{-1}$$

Dans le cas d'un milieu homogène,  $\rho$  correspond à la résistivité vraie du terrain. En revanche, dans le cas différent de plusieurs terrains de résistivités différentes,  $\rho$  correspond à une résistivité apparente dépendant de la position des électrodes A, B, M et N (soit de la localisation ainsi que du type de dispositif employé), des résistivités vraies des formations géologiques étudiées et de la géométrie des interfaces qui les séparent.

#### 1.1.1.1. Le sondage électrique

Si la structure géologique étudiée est tabulaire (en 1D), les interfaces sont parallèles entre elles et parallèles à l'interface principale où les mesures sont effectuées (le contact air-sol). La distribution du courant dans le sol et la distribution du potentiel à la surface du sol sont relativement simples. La non-tabularité peut être mise en évidence par des sondages azimutaux (sondages orientés) donnant des réponses différentes. La technique du sondage électrique (SE) a été inventée dès les années 1930.

On réalise un sondage électrique, avec un dispositif quadripôle tel que celui présenté sur la figure 8, en augmentant ses dimensions de manière régulière. Ceci a pour conséquence d'augmenter la profondeur d'investigation. La représentation dans un système de représentation bilogarithmique de la fonction  $\rho_a = f\left(\frac{AB}{2}\right)$  donne une image approchée de la distribution de la résistivité vraie en fonction de la profondeur. Un exemple est fourni par une structure à quatre terrains sur la figure 9 :

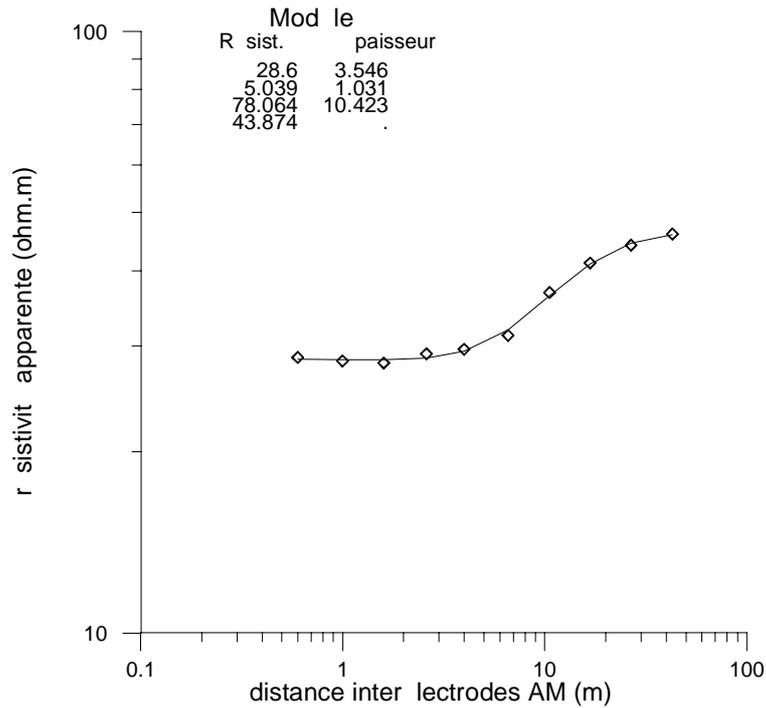


Figure 9 : Exemple d'interprétation d'un sondage électrique en quatre terrains

L'interprétation quantitative d'un sondage électrique consiste à passer de la courbe  $\rho_a = f\left(\frac{AB}{2}\right)$  à la distribution des résistivités vraies en fonction de la profondeur  $\rho = f(z)$  en supposant des modèles à nombre limité de couches de résistivité constante. Cette transformation n'est pas unique (cf. partie 2 Résolution-équivalence).

Plusieurs dispositifs de sondage électrique peuvent être proposés, avec des sensibilités et des limites spécifiques (cf. partie 2 Résolution-équivalence).

#### 1.1.1.2. Le profil et la carte des résistivités

Un dispositif de géométrie et de dimensions fixes est déplacé le long d'un transect pour réaliser un profil de résistivité apparente. Les variations latérales de résistivité d'une "tranche" de terrain d'épaisseur donnée peuvent être ainsi étudiées, ou les variations de profondeur du 2<sup>e</sup> terrain sont quasiment constantes.

Ce type de mise en œuvre est bien évidemment adapté à l'étude des structures 2D et 3D.

#### 1.1.1.3. Les "panneaux électriques", les pseudo-sections

Aujourd'hui, les progrès des appareillages et de l'informatique permettent d'étudier à la fois les variations latérales des résistivités (profils et cartes pour l'étude des structures 2D et 3D) et les variations selon la verticale (sondage électrique pour l'étude des structures 1D).

Des dispositifs variés, c'est-à-dire des combinaisons différentes d'électrodes, peuvent être utilisés pour déterminer les structures en deux ou trois dimensions.

Lorsque les électrodes sont alignées le long d'un profil, on réalise ce qui est communément appelé des "panneaux électriques", dans le cas d'hypothèses 2D. Ils peuvent conduire à des pseudo-sections de résistivité apparente, qui sont des images qualitatives plus ou moins déformées de la distribution des résistivités vraies. Ils sont représentés par des pseudo-sections de résistivité apparente, qui sont des images qualitatives plus ou moins déformées pouvant conduire à des interprétations quantitatives pour des modèles 2D, par comparaison avec les réponses des modèles a priori, en utilisant des procédés d'inversion.

### **I.1.2. Choix des dispositifs**

Parmi les très nombreux dispositifs développés, quatre d'entre eux ont été retenus. Nous en décrivons les principes et récapitulons leurs domaines d'utilisation et d'adéquation dans un tableau synthétique.

#### *I.1.2.1. Les dispositifs Schlumberger et Wenner*

Ce sont des quadripôles en ligne, symétriques, qui ont été proposés dès le début de la mise en œuvre des méthodes électriques à courant continu.

Ils sont bien adaptés à l'étude des structures 1D. La profondeur d'investigation croît avec les dimensions du dispositif, c'est-à-dire avec la distance AB (ou AO la distance de l'électrode d'injection A au centre du dispositif O) et de manière plus physique avec la distance émetteur-récepteur (AM=BN d'une part et AN=BM de l'autre, pour chacun des deux dispositifs).

Le dispositif Schlumberger est meilleur que le Wenner en mode sondage, et le Wenner meilleur que le Schlumberger pour le profil. Néanmoins, aucun n'est bien adapté au multiélectrode.

L'intérêt et les limites de ces dispositifs sont très largement présentés dans les ouvrages généraux cités en début de partie.

#### *I.1.2.2. Le dispositif Pôle-Pôle (PP)*

Ce dispositif est caractérisé par le fait qu'une électrode d'injection (soit B) et une électrode de mesure (soit N) sont placées à l' "infini".

Les deux électrodes situées à l'infini n'ont aucune influence sur le résultat de la mesure, c'est-à-dire sur le rapport  $(V_M - V_N)/I$ . La distance émetteur-récepteur qui gouverne la profondeur d'investigation est la distance AM.

Ses autres avantages sont que le signal décroît en  $\frac{1}{r}$ , alors que pour les sondages précités il

décroît en  $\frac{1}{r^2}$ .

La conséquence est une profondeur d'investigation du dispositif PP plus importante que pour les autres dispositifs. Par ailleurs, il est le moins sensible aux hétérogénéités de surface, latérales et locales, ce qui constitue un inconvénient quand on cherche les discontinuités latérales.

Il est également d'un grand intérêt pratique, le nombre d'électrodes nécessaires étant minimisé (deux au lieu de quatre pour des sondages quadripôles), mais il se pose le problème des **électrodes à l'infini**.

D'après Robain et al. (1999), "les électrodes à l'infini ne sont jamais suffisamment à l'infini". Or, compte tenu de la difficulté d'accès du site, les électrodes ont été mises le plus loin dans ce qui reste raisonnablement possible, c'est-à-dire à environ à 350 m en amont et en aval des lignes de mesures.

Par ailleurs, compte tenu également de l'escarpement important du site et de la volonté de garder l'avantage de la rapidité de mesure, les électrodes à l'infini n'ont pas été déplacées de manière optimale (à 15° par rapport à la ligne de mesure pour chaque sondage d'après Robain et al. en 1999 pour un terrain tabulaire) de manière à minimiser les erreurs dues à leur emplacement.

L'erreur sur les mesures imputables à cet effet d'électrodes à l'infini a été estimée par le logiciel SELMA (Simultaneous Electromagnetic Layered Model Analysis) (Christensen et Auken, 1992 ; Christensen et Jacobsen, 1999) et par IPI (Bobatchev et al, 1996). Les tests effectués montrent qu'il est préférable d'introduire les coordonnées des électrodes éloignées. Mais cet aspect sera développé plus en détail dans une partie ultérieure.

Lorsque la localisation des électrodes éloignées est prise en compte, la formule générique est à nouveau de mise, à savoir :

$$\rho_a = \frac{V}{I} \frac{2 \Pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{NB}}$$

Par ailleurs, les mesures sont faites d'un seul côté de l'électrode d'injection. Cette caractéristique ne pose pas de problème dans le cas de terrains tabulaires. En revanche, dans le cas de sites complexes, les mesures faites d'un côté de l'électrode d'injection ou de l'autre donnent des résultats différents.

#### *1.1.2.2.1. Le sondage électrique PP*

Il suffit d'augmenter régulièrement la distance AM pour augmenter la distance émetteur-récepteur, donc pour réaliser un sondage électrique.

Mais quel est le point d'application de la mesure ? Autrement dit, où doit-on placer la verticale selon laquelle les résultats de l'interprétation quantitative seront représentés ?

Cette question est sans importance dès lors que les structures étudiées sont strictement tabulaires (1D) puisque la structure est la même à l'aplomb de A, de M ou du point milieu de AM.

Il en va autrement dans la réalité lorsque les conditions de surface à l'interface air-sol sont hétérogènes, notamment lorsque le relief est important.

Il en va autrement également, lorsque les structures profondes étudiées ne sont pas tabulaires (2D et 3D). Ainsi, la technique du sondage n'est-elle pas adaptée à l'étude de terrains non-tabulaires.

#### *1.1.2.2. Profils, cartes, "panneaux" de résistivité*

De nombreux travaux récents ont été consacrés à ce sujet. L'image pôle-pôle 2D est déformée par rapport à la réalité. En 1999, Robain et al. indiquent la procédure à suivre pour que cette image soit la moins déformée possible. Pour ce faire, ces auteurs recommandent d'employer un dispositif ayant :

- des électrodes éloignées placées symétriquement de part et d'autre de la ligne d'électrodes avec un angle d'ouverture de 30° ;
- une distance entre la ligne de mesure et les électrodes dites « à l'infini » au moins 20 fois supérieure à la distance AM la plus grande.

#### *1.1.2.3. Le dispositif dipôle-dipôle*

C'est un dispositif quadripôle en ligne, symétrique qui permet de s'affranchir du problème directionnel des mesures réalisées avec un dispositif pôle-pôle. Par ailleurs, il est bien adapté à l'étude des structures 2D.

La profondeur croît avec la distance, mais est limitée par rapport au dispositif pôle-pôle car le signal décroît en  $\frac{1}{r^3}$ .

Le coefficient géométrique de ce dispositif est donné par :

$K = \Pi n(n+1)(n+2)a$  ( $a=MN=AB$ ) et  $n$  est le nombre de fois que l'on a la distance  $a$  entre les couples d'électrodes MN et AB

#### *1.1.2.4. Synthèse*

Les intérêts et limites de la plupart des sondages sont développés dans les ouvrages généraux cités en début de partie. Toutefois, l'adéquation pour quelques objectifs de différents dispositifs est représentée dans le tableau 6 :

critère	Wenner	Schlumberger	Dipôle-Dipôle	Pôle-Pôle
résolution verticale	\$\$\$	\$\$	\$	
profondeur de pénétration	\$	\$\$	\$\$\$	\$\$\$\$
appropriation aux sondages verticaux	\$\$	\$\$\$	\$	\$\$

appropriation aux traînés	\$\$\$	x	\$\$\$	
sensibilité à l'orientation	oui	oui	modérée	oui
sensibilité aux hétérogénéités latérales	haute	modérée	modérée	faible
difficulté de mise en œuvre en mode multiélectrodes	oui	modéré	non	non
efficacité des outils d'interprétation	\$\$\$	\$\$\$	\$\$	\$\$\$

\$ : faible  
 \$\$ : modéré  
 \$\$\$ : bon  
 x : inadapté

*Tableau 6 : Comparaison des dispositifs Wenner, Schlumberger, dipôle-dipôle et pôle-pôle (d'après Reynolds, 1997, puis complété)*

La profondeur de pénétration maximale est obtenue par le dispositif pôle-pôle. Malgré ses inconvénients, il possède un rapport signal/bruit optimal, et est aisé de mise en œuvre si les électrodes à l'infini sont fixées pour tout un profil. C'est pourquoi il a été choisi comme dispositif principal d'investigation. Néanmoins, il est possible de reconstruire des pseudo-sections d'un dispositif à un autre (Matiré et al., 1996).

Toutes les informations apportées jusqu'ici concernent des généralités sur la méthode générale et quelques dispositifs qui doivent permettre d'éclairer le lecteur. A présent, l'application est abordée.

### **I.1.3. Appareillage**

L'appareillage principalement employé dans cette étude est le Syscal R1 (Iris Instrument) (photo 10) multiélectrodes à mémoire interne, utilisé avec des électrodes dites intelligentes. Ces dernières sont commandées par un boîtier électronique contenant un dispositif permettant d'identifier les électrodes par l'intermédiaire de boîtiers. Ces derniers contiennent des relais qui permettent de rendre l'électrode active ou inactive. En effet, il est possible de donner à l'électrode la fonction d'électrode de potentiel ou d'injection. Le boîtier électronique est commandé à partir d'un résistivimètre, qui lui-même contient un programme d'interrogation des électrodes élaboré par l'utilisateur et chargé à partir d'un P.C.

L'erreur de mesure liée à l'appareil est estimée à 1 % par le constructeur (Iris Instrument). Les limites de cet appareil sont une tension maximale de 200 V et une intensité maximale de 250 mA. Ainsi, si l'on veut conserver un rapport signal/bruit supérieur à 1, la profondeur d'investigation ne peut être augmentée indéfiniment. En effet, plus l'écartement d'électrode est important, plus le courant injecté doit l'être également pour conserver ce rapport.



- mise en œuvre

En mode multi-électrodes, il s'agit de vérifier si le programme d'interrogation des électrodes lancé correspond bien à la disposition des électrodes sur le terrain car cette faute serait irréversible.

En revanche, si l'une ou l'autre électrode est mal localisée, il suffit (si l'on s'en rend compte) de repérer l'erreur et de la rectifier plus tard lors du traitement.

- topographie

Le repérage des coordonnées des électrodes (en particulier d'injection) est importante si l'on envisage d'interpréter en deux ou trois dimensions. Il a été effectué pour diverses raisons (voir précédemment), entre autre pour vérifier l'effet de la topographie sur la résistivité (Pous et al., 1996 ; Tsourlos et al., 1999).

#### *1.1.4.2. Contrôle de la qualité des données*

Le contrôle de la qualité des données peut être réalisée en visualisant les données brutes afin de repérer une éventuelle anomalie évidente dans le jeu de données. La qualité peut également être vérifiée directement dans le fichier des données en particulier par un facteur de qualité différent de 0 qui est souvent synonyme de qualité douteuse. Une fois les données aberrantes repérées et la cause déterminée, elles sont éliminées ou rectifiées.

Les d'anomalies difficilement repérables (topographie, hétérogénéité de surface, ...) peuvent être mises en évidence par la visualisation des données. En revanche, la cause de ces anomalies ne peut être déterminée qu'avec d'autres informations. Par exemple, si l'on note que l'implantation d'une électrode s'est avérée difficile et que cette mesure est significativement différente des autres, il sera possible d'avancer les hypothèses d'hétérogénéité de surface ou d'incertitude liée à la pénétration des électrodes.

Il faut différencier les anomalies des mauvaises mesures. Ces dernières (faiblesse du potentiel, facteur de qualité différent de 0, ...) sont plutôt repérables directement dans le fichier de mesures.

### **1.1.5. Interprétation**

Compte tenu de la grande hétérogénéité du terrain, d'aucun affirmerait la nécessité d'un traitement 3D. D'une part, ce dernier n'est pas encore au point et, d'autre part, nous allons montrer que même un traitement 1D est valable sous certaines conditions. Ainsi, les données sont traitées principalement en 1D (par différentes méthodes). Ces résultats seront comparés à ceux obtenus par un logiciel 2D.

#### *1.1.5.1. Interprétation 1D*

L'inversion 1D peut être faite de plusieurs manières qui peuvent être classées en deux catégories : les méthodes classiques, déterministes, dans lesquelles les paramètres du modèle sont donnés par un minimum local de la fonction de coût ( $d^2 = \sum \frac{1}{\sigma^2} \left( \frac{\rho_{a,mes} - \rho_{a,calc}}{\rho_{a,mes}} \right)^2$ ), et les

méthodes stochastiques, qui décrivent les modèles compatibles avec les données en termes de lois de probabilité. Dans les deux cas, on peut a priori choisir des modèles à petit nombre fixé de couches dont les inconnues sont les épaisseurs et les résistivités, ou des modèles à grand nombre de couches, qui représentent une discrétisation de la fonction  $\rho(z)$ , dans lesquels seules les résistivités sont inconnues.

#### 1.1.5.1.1. Traitement déterministe

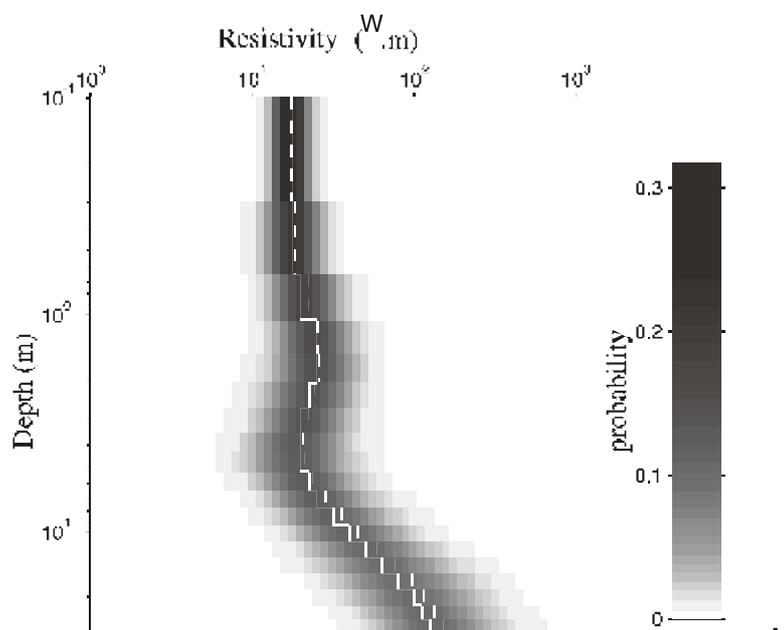
L'inversion déterministe à petit nombre de couche (Fig. 9) est théoriquement la plus rapide et la plus aisée. Toutefois, le choix du nombre de couches n'est pas aussi simple qu'il y paraît, en raison de la non-unicité de la solution illustrée par le principe d'équivalence. Celui-ci donne, d'une manière simple, un ensemble de modèles équivalents du point de vue de l'ajustement des données. La non-unicité s'étend même aux terrains non tabulaires, qui dans de nombreux cas, sont parfaitement équivalents à des modèles tabulaires.

C'est pourquoi, dans un premier temps, sans information géologique a priori une autre méthode doit être employée : **la méthode probabiliste**.

#### 1.1.5.1.2. Traitement par une méthode probabiliste : méthode de Monte-Carlo par chaîne de Markov

L'analyse bayésienne adaptée aux méthodes électriques et magnétotelluriques a été développée dernièrement par Schott et al. (1999) et par Grandis et al. (1999).

Elle autorise l'interprétation en petit et en grand nombre de couches. La première catégorie n'est pas envisageable, en raison des faibles contrastes de résistivité attendus. Pour l'interprétation en grand nombre de couches (Fig. 10), il est nécessaire d'imposer un lissage qui évite les variations irréalistes de résistivité d'une couche à l'autre (ANNEXE 1). Toutefois, cette méthode ne résout pas tous les problèmes. En effet, nous obtenons une variation discrète de la résistivité. Cela signifie que nous déterminons la variation de la résistivité, avec la profondeur, lissée car c'est une contrainte introduite a priori dans le modèle. La profondeur du substratum est, par contre, mal déterminée. Seules des limites (supérieure et inférieure) à l'intérieur desquelles se situe le substratum peuvent être données. Ainsi, des données extérieures sont nécessaires pour fixer avec certitude le substratum.



*Figure 10 : Exemple d'analyse bayésienne en multicouches*

#### *1.1.5.2. Traitement 2D*

Le traitement 2D est réalisé par le logiciel Res2Dinv (Loke et Barker, 1996) désormais bien connu et largement utilisé par les géophysiciens. Il permet d'inverser simultanément toute une pseudo-section provenant de nombreux dispositifs (Schlumberger, dipôle-dipôle, pôle-pôle ...) en tenant compte de la topographie, très rapidement. En revanche, il permet difficilement de prendre en compte un modèle a priori.

Nos sections dipôle-dipôle ont pu être interprétées directement par le logiciel après acquisition. En revanche, les mesures de nos sections Pôle-Pôle ont dû être interpolées afin d'obtenir des données à écartement arithmétique régulier, car ce logiciel ne permet pas de prendre en compte des écartements d'électrodes logarithmiques.

#### *1.1.5.3. Caractéristiques des fichiers pour les inversions en mode multicouches*

##### *1.1.5.3.1. Caractéristiques des fichiers de l'inversion multicouches 1D*

L'inversion 1D en mode multicouches par l'approche bayésienne (Grandis et al., 1999 ; Schott et al., 1999) nécessite de nombreux tests. Il s'agit d'optimiser les paramètres suivants : le lissage, la profondeur d'inversion, le nombre d'itérations, la gamme de variation des résistivités. Ils ont été choisis soit uniquement par tâtonnement, soit par test et tâtonnement. A titre d'information, l'inversion d'un sondage prenait 24 h (voire 48 h dans certains cas particuliers) pendant la première année de thèse, et maintenant seulement à peine 3 ou 4 heures, grâce à l'utilisation d'un nouvel algorithme de calcul sur un ordinateur plus puissant. Le temps de calcul est bien évidemment directement lié au nombre de paramètres retenus (nombre de couche, gamme de résistivité, ...).

En première approximation, la profondeur d'inversion est choisie d'après la profondeur maximale indiquée par le test statistique mis au point par Schott et al. (1999). Cette valeur est de 50 m. Néanmoins, la profondeur d'investigation est différente (inférieure) comme nous le verrons dans un chapitre ultérieur.

Le facteur de lissage est relativement subjectif. Il faut le choisir suffisamment grand pour éviter les sauts irréalistes de résistivité d'une couche à l'autre, suffisamment petit pour conserver le maximum de détails. Son choix n'est cependant pas critique. De nombreux tests ont montré qu'une valeur voisine de 2 est généralement satisfaisante.

Le nombre d'itérations doit être suffisamment grand pour que la chaîne de Markov soit stabilisée et qu'il y ait convergence. La valeur choisie est de 1000.

La gamme de variation des résistivité doit être choisie de manière à prendre en compte toutes les valeurs possibles. Elle s'étend de 1 à 1000  $\Omega$ .m.

L'ensemble des inversions ont un bruit compris entre 2 % pour les meilleurs et 20 % pour les plus mauvais. Ces derniers se retrouvent (sauf accident) aux sondages à proximité des échines où à la limite entre deux zones (sondage el05 sur le transect C, cf. partie 4 chapitre 2).

#### *1.1.5.3.2. Préparation des fichiers pour l'inversion 2D*

La préparation des fichiers pour l'inversion par le logiciel Res2Dinv fait l'objet d'un paragraphe spécifique, car l'acquisition des données n'était pas adaptée à un traitement par ce logiciel. Les paramètres nécessaires à ce dernier sont :

- l'écartement minimal des électrodes, qui est de 0.6 m ;
- la position du point de mesure ;
- l'écartement d'électrode, qui doit être un multiple entier de l'écartement minimal.

Or les écartements des électrodes étaient de : 0.6, 1, 1.6, 2.6, 4, 6.6, 10.6, 16.6, 26.8 et 43 m. Dans ce cas, il est bien évident qu'aucun multiple entier ne pouvait être trouvé. Il a donc fallu " créer " un jeu de données adapté au logiciel par une interpolation des données acquises afin d'obtenir des nombres entiers.

Deux types d'interpolations étaient possibles : en 1D avec une interpolation sondage par sondage, ou en 2D avec une interpolation de l'ensemble de la pseudo-section.

Les résultats obtenus en 2D avec la seconde interpolation n'ont pas été satisfaisants, même en prenant le plus petit diviseur commun comme maille d'interpolation, à savoir 0.2. En effet, quel que soit l'interpolateur (krigeage, le plus proche voisin, minimum de courbure, ...), les valeurs de résistivité apparente après interpolation pouvaient être très différentes des valeurs de résistivité apparentes mesurées.

En revanche, l'interpolation 1D par spline cubique nous a semblé bien meilleure. Les valeurs de résistivité apparentes interpolées étaient calculées pour les distances de 1, 2, 3, 4, 7, 11, 17, 27 et 43 m. Ainsi, un écartement minimal de 1 m est multiple entier de tous les autres.

## **I.2. Résolution - Equivalence**

Le chapitre présent aurait également pu être présenté après l'ensemble des méthodes électriques et électromagnétiques, mais à ce stade il possède l'avantage de favoriser la compréhension du lecteur sur des notions fréquemment rencontrées.

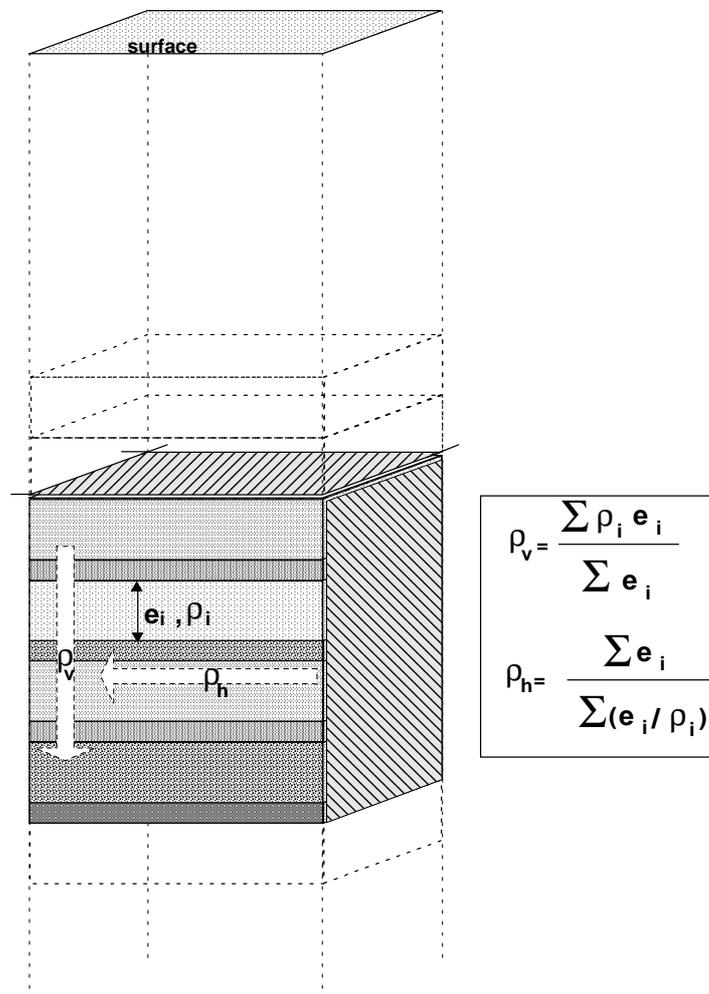


Figure 11 : Résistivité verticale ( $\rho_v$ ) et résistivité horizontale ( $\rho_h$ ) d'un terrain stratifié (figure tirée de M. Desclôîtres, 1998).

Considérons la colonne de terrain représentée dans la figure 11. Cette colonne, de section unitaire, est constituée de terrains stratifiés. Si cette colonne est très proche de la surface, les sondages géophysiques et surtout électriques pourront généralement décrire la stratification des résistivités et des épaisseurs correspondantes à chaque terrain.

Plaçons cette colonne à plus grande profondeur. Le pouvoir de résolution étant réduit (la résolution diminuant avec la profondeur et augmentant le problème d'équivalence), il n'est plus possible de distinguer la stratification fine des terrains. Il sera seulement possible de caractériser la résistivité équivalente d'une colonne de même épaisseur.

Malgré tout, sans information géologique, certains paramètres géophysiques peuvent être connus. Analysons les.

## Analyse des unités géoélectriques

une unité géoélectrique (couche) est caractérisé par deux paramètres :

- la résistivité de la couche  $i$  ( $\rho_i$ )
- l'épaisseur de la couche  $i$  ( $e_i$ )

Deux paramètres peuvent être dérivés pour chaque couche que l'on nomme paramètres de Dar Zarrouk pour une couche donnée :

- conductance longitudinale  $S_L = \frac{e}{\rho} = e \sigma$  ( $S_L$  exprimée en mS)
- résistance transverse  $T = e\rho$  (T exprimée en  $\Omega m^2$ )

On en déduit deux autres :

- anisotropie  $A = \frac{1}{e} \sqrt{S_L T}$
- et la résistivité moyenne  $\rho = \sqrt{\rho_T \rho_L} = \sqrt{T / S}$

Pour  $n$  couches, les paramètres de Dar-Zarrouk sont calculés par les relations :

$$S_L = \sum_{i=1}^n \frac{e_i}{\rho_i} = \frac{e_1}{\rho_1} + \frac{e_2}{\rho_2} + \frac{e_3}{\rho_3} + \dots + \frac{e_n}{\rho_n}$$

$$T = \sum_{i=1}^n (e_i \rho_i) = e_1 \rho_1 + e_2 \rho_2 + e_3 \rho_3 + \dots + e_n \rho_n$$

Les lois d'équivalence s'appliquent au cas du terrain résistant compris entre deux conducteurs, et au cas du terrain conducteur entre deux résistants. Dans le premier cas, la réponse d'un terrain résistant peu épais est contrôlée par le produit de sa résistivité et de son épaisseur (résistance transverse T). Dans le second cas, elle est contrôlée par le produit de la conductivité par l'épaisseur (conductivité longitudinale S).

Dans l'étude présente, la résistivité ne fait quasiment qu'augmenter avec la profondeur. La base du substratum aura donc les résistivités les plus élevées. Dans cette situation, c'est le principe de suppression qui s'applique. Rappelons que ce principe permet de définir un nombre minimal de couches dans un modèle à résistivité croissante ou décroissante. Le nombre de couches peut être choisi arbitrairement au-delà de ce nombre minimal sans que cela modifie la réponse du modèle. La présence d'une couche fine conductrice à la base de la coulée ou entre les deux couches par exemple, nous ramènerait pour cette portion du log de résistivité, dans la situation évoquée plus haut. Le problème est que le contraste de résistivité n'est sans doute pas suffisant pour que cette pellicule puisse être détectée sans hypothèse supplémentaire (résistivité et/ou épaisseur fixées par exemple). Par ailleurs, dans le cas d'une couche intermédiaire, si son épaisseur est trop faible, le nombre minimum de couche sera 2, alors que la réalité concerne un 3 terrains.

### I.3. Méthodes électromagnétiques (EM) à émetteurs proches

Ce chapitre permet de présenter les deux principales méthodes électromagnétiques employées : les **méthodes TDEM et SLINGRAM**. La première est largement détaillée car elle a fait l'objet de nombreux tests afin d'établir un protocole d'acquisition adapté. Le protocole d'utilisation de la seconde en revanche est classique.

*Les méthodes à émetteurs proches (TDEM, SLINGRAM) font partie des méthodes électromagnétiques à source contrôlée. Deux types d'applications sont à distinguer : les méthodes fréquentielles (FDEM : Frequency Domain ElectroMagnetism) et les méthodes temporelles (TDEM : Time Domain ElectroMagnetism) (Kaufman et Keller, 1983).*

**Les dispositifs de l'électromagnétisme à émetteur proche** sont constitués d'une bobine émettrice (Tx) et d'une bobine réceptrice (Rx). Ce dispositif **produit son propre signal** (contrairement aux méthodes électromagnétiques à émetteurs lointains) alternatif ou carré. Il en résulte un champ électromagnétique primaire qui pénètre dans le sous-sol et y induit de faibles courants qui, à leur tour, créent un champ secondaire capté par la bobine réceptrice.

#### I.3.1. La méthode TDEM

Cette méthode a été testée dès les années 1930, mais en raison des résultats initiaux peu satisfaisants, elle n'a été développée par l'industrie pétrolière qu'à partir des années 1950-1960. De nombreux ouvrages décrivent l'historique et le fonctionnement de la méthode. Outre les ouvrages généraux cités en début de seconde partie, nous nous basons principalement sur Nabighian et MacNae (1991) et Descloîtres (1998).

Le TDEM est fréquemment employé pour l'industrie pétrolière, minière (Sinha et Stephens, 1987) et pour l'hydrogéologie (Fitterman et Stewart, 1986 ; Goldman et al., 1991). En revanche, **il n'avait jamais été appliqué à l'étude d'un glissement de terrain** (Hoekstra et Blohm, 1990).

##### I.3.1.1. Principe

Cette méthode est généralement présentée de la manière suivante : un courant électrique  $I$  est envoyé à travers une bobine émettrice Tx ; après un temps  $t$  le courant est coupé, puis on mesure au travers d'une bobine réceptrice Rx la décroissance avec le temps du champ magnétique secondaire  $\frac{\delta B}{\delta t}$ , en l'absence de champ primaire, le signal mesuré est transformé en conductivité "apparente". Le principe est largement détaillé dans Descloîtres (1998). L'illustration de ce principe est donné sur la figure 12.

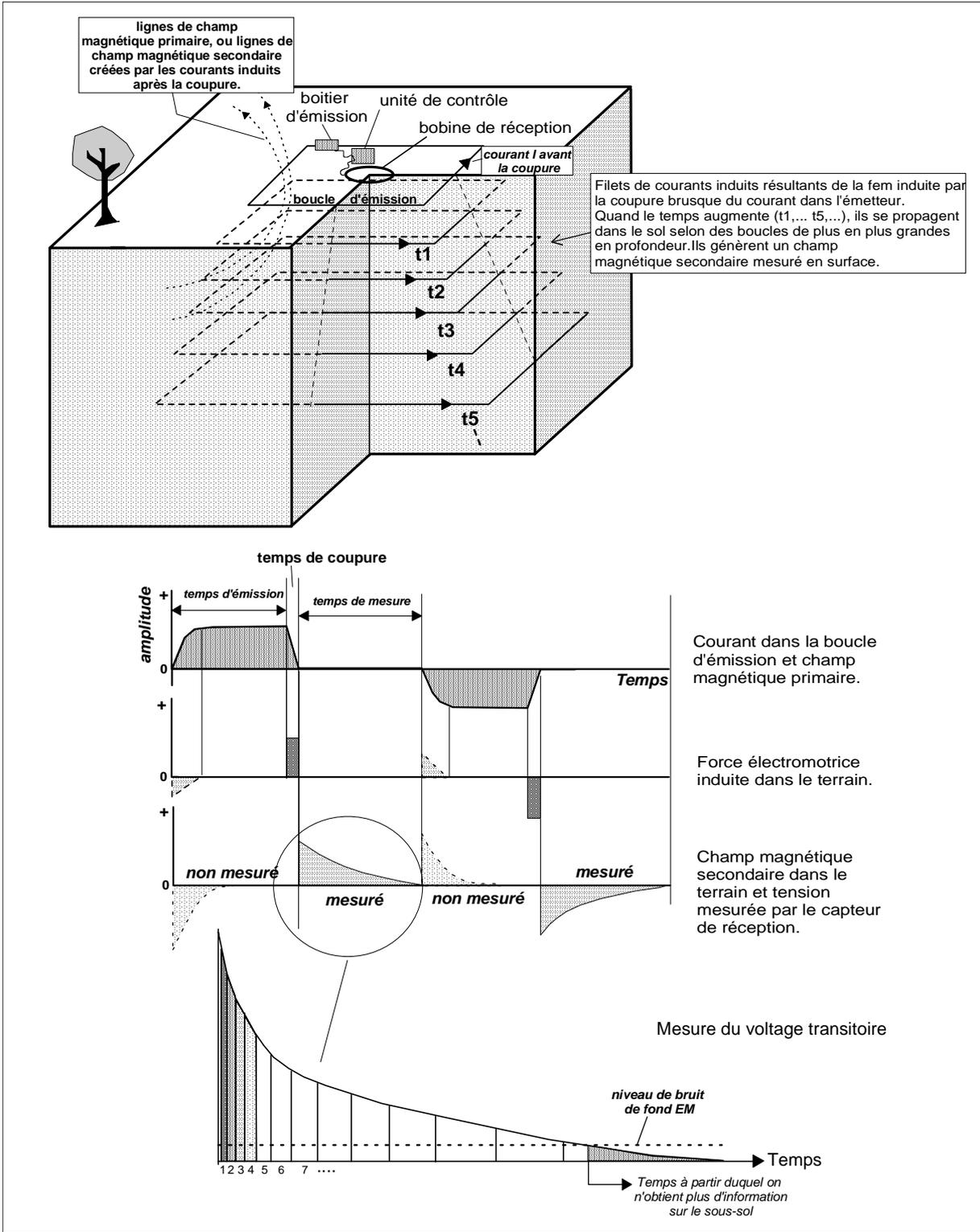


Figure 12 : Schématisation du principe de fonctionnement de la méthode TDEM. D'après Desclôîtres (1998).

Un circuit électromagnétique classique comporte un générateur de courant de forme carrée et une résistance. Un lien peut être établi entre la décroissance de la tension de sortie à la bobine de réception avec le temps ( $e(t)$ ) (Fig. 13), et les autres paramètres qui sont : l'intensité du courant ( $I$ ), le temps d'injection du courant ( $t$ ) et la surface équivalente ( $S$ ) au travers de laquelle est mesurée la décroissance de flux magnétique:

$$e(t) = \frac{k_1 M \sigma^{3/2}}{t^{5/2}}$$

avec :

$k_1$  : une constante

$M$  : le moment magnétique de l'émission  $M \text{ (A. m}^2\text{)} = I \text{ (A)} * S \text{ (m}^2\text{)}$

$\sigma$  : la conductivité du terrain ( $\text{S.m}^{-1}$ )

$t$  : le temps (sec)

$e(t)$  : la tension de sortie d'une bobine de réception d'une surface de  $1 \text{ m}^2$ .

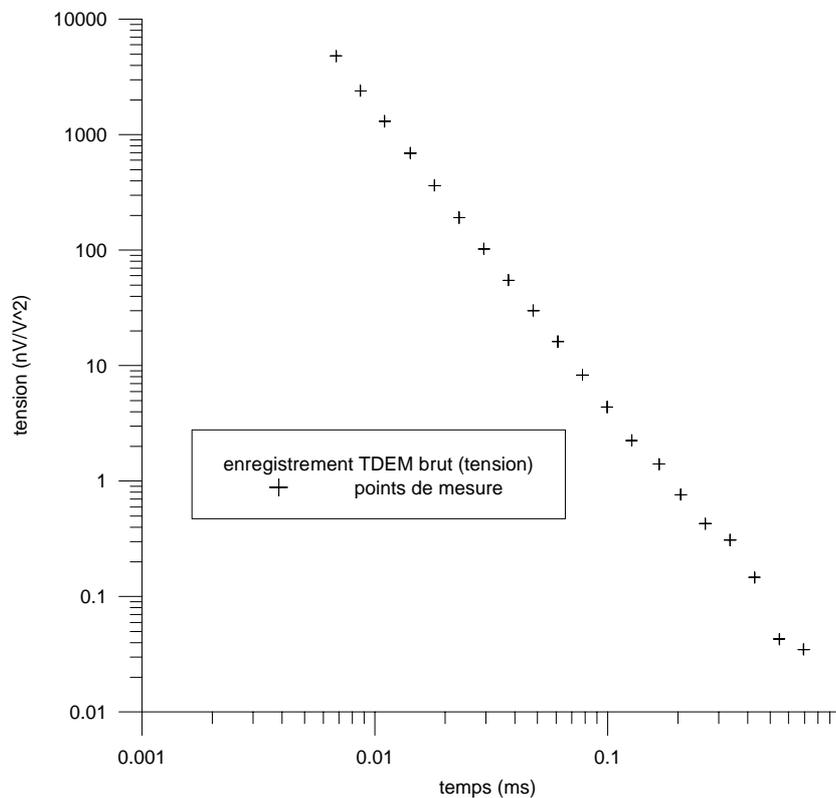


Figure 13 : Exemple d'enregistrement TDEM brut (tension en fonction du temps)

La transformation de la tension en conductivité pose cependant un problème car la courbe de résistivité prendra une allure différente en fonction du temps choisi.

En général, trois stades peuvent être distingués : les temps courts, moyens et longs.

- **le temps court**

La tension est inversement proportionnelle à la conductivité, et directement proportionnelle à I. En terrain résistant, la réponse possédera une plus grande amplitude en terrains conducteurs. L'hypothèse d'absence d'effet diélectrique devient difficile à vérifier.

- **le temps moyen**

Le temps moyen n'est pas utilisé pour déterminer la conductivité car le comportement de la tension aux temps moyens est mal connu.

- **le temps long**

**C'est le domaine le plus souvent utilisé.** La tension mesurée dépend de  $\sigma^{3/2}$ , ce qui la rend plus sensible aux faibles variations de la conductivité en milieu homogène que les méthodes à courant continu, où elle varie linéairement en fonction de la résistivité. C'est la raison pour laquelle la méthode TDEM est très sensible aux variations de la conductivité, dès lors que les terrains sont conducteurs.

L'expression du champ est souvent normalisée par la surface du récepteur. Cela permet de comparer entre eux les différents champs issus de mesures réalisées avec différents récepteurs ou émetteurs.

**Par convention, la formule de représentation en temps longs est également employée pour les temps courts ou intermédiaires.**

Beaucoup d'auteurs se sont attachés à déterminer des formules permettant de passer de la tension mesurée à la résistivité apparente, en temps courts et longs. Celle que nous utilisons est celle de Fitterman et Stewart (1986) qui donne l'expression de la résistivité apparente  $\rho_a^l$  en temps longs pour un dispositif central en fonction de la tension  $v_1$  enregistrée :

$$\rho_a^l = \frac{\mu_0}{4\pi t} \left( \frac{2\pi\mu_0 a^2 S_r I}{5tv_1} \right)^{2/3}$$

$\rho_a^l$  : résistivité apparente

t : temps

$\mu_0$  : perméabilité du vide

a : rayon de l'émetteur

$S_r$  : surface de l'émetteur

I : intensité

$v_1$  : tension enregistrée sur le capteur dans toute la gamme des temps

La représentation en résistivité apparente en temps longs présente trois avantages :

- visualisation d'un paramètre comparable à celui obtenu avec d'autres méthodes,
- affranchissement de la décroissance rapide de la tension et transcription de la moindre variation fine de cette décroissance par de grandes variations dans la courbe de résistivité apparente,
- normalisation des résultats acquis avec des configurations différentes.

En revanche, la résistivité apparente est supérieure à la résistivité vraie ( $\rho_a(t) \rho_1$ ). Cela est dû au fait qu'en utilisant la formule d'approximation temps longs, la tension réelle en temps courts est inférieure à la droite de pente  $t^{-5/2}$ , et la résistivité surestimée. Il faut donc tenir compte de cet artéfact dans l'interprétation.

### 1.3.1.1.1. Le sondage TDEM

Un sondage TDEM peut être réalisé entre autres avec un dispositif central tel que celui représenté ci-dessus en obtenant des mesures de résistivités pour différentes profondeurs. L'augmentation de la profondeur d'investigation est obtenue par l'augmentation du temps d'enregistrement de la mesure.

La représentation dans un système bilogarithmique de la fonction  $\rho_a = f(t)$  donne une image de la distribution de la résistivité vraie en fonction de la profondeur. Un exemple est fourni par la figure 14 :

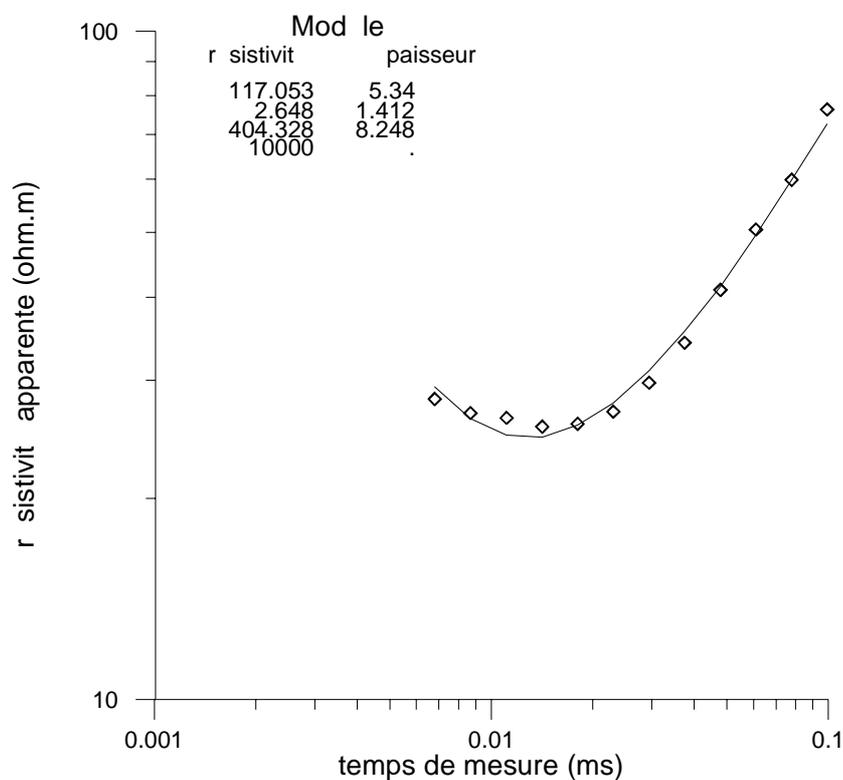


Figure 14 : Exemple d'interprétation d'un sondage TDEM en 4 terrains.

L'interprétation quantitative d'un sondage TDEM consiste à transformer la courbe  $\rho_a = f(t)$  en la distribution des résistivités vraies en fonction de la profondeur  $\rho = f(z)$  sous la forme d'un nombre limité de couches d'épaisseurs discrètes (Fig. 14). Comme pour le sondage électrique, cette transformation n'est pas unique.

### 1.3.1.1.2. Types d'acquisition

En TDEM, si l'on déplace un dispositif de géométrie et de dimensions fixées le long d'un profil, on réalise forcément à la fois un profil et un panneau de résistivité apparente (contrairement aux méthodes électriques ou électromagnétiques dans le domaine fréquentiel). Cela provient du fait que la profondeur d'investigation est proportionnelle au temps d'enregistrement. Une géométrie et une dimension suffisent ainsi à connaître la variation de la résistivité avec la profondeur.

De même que pour les méthodes électriques, ces panneaux conduisent à des pseudo-sections de résistivité apparente, qui sont des images qualitatives plus ou moins déformées de la distribution des résistivités vraies. Ils peuvent également conduire à des interprétations quantitatives avec des hypothèses 1D, 2D ou 3D, par comparaison avec les réponses des modèles a priori, en utilisant des procédés d'“inversion” (cf. partie 4).

### 1.3.1.2. Choix du dispositif

Trois dispositifs de sondages peuvent être proposés, avec des sensibilités et des limites spécifiques (Fig. 15).

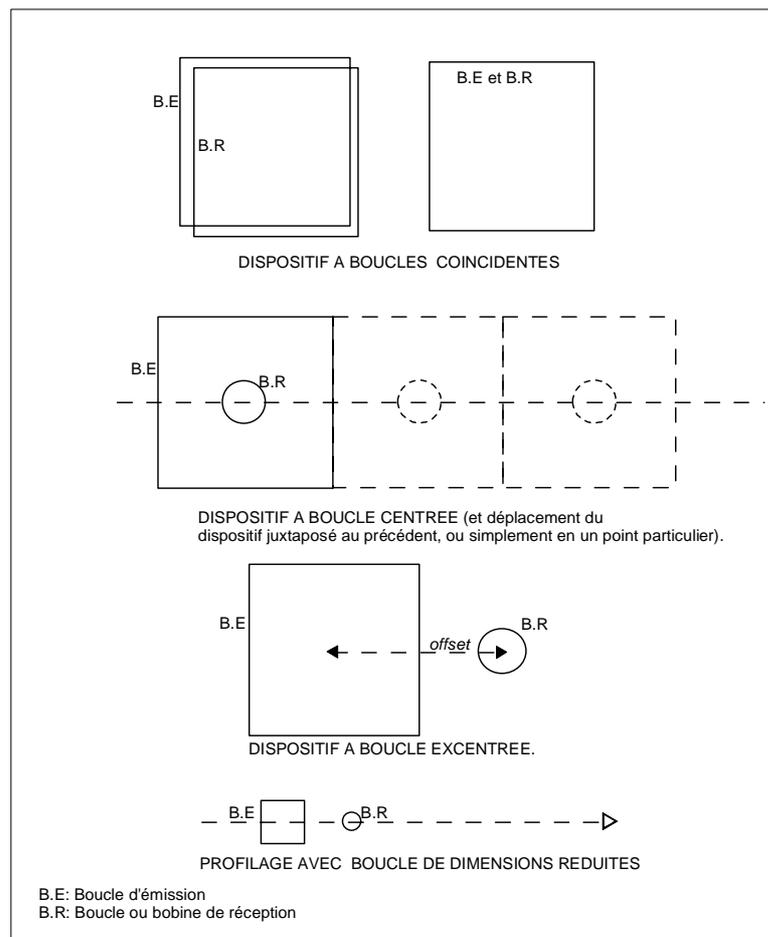


Figure 15 : Types de dispositifs TDEM. D'après Descloîtres (1998).

Bien entendu, en principe, le choix du dispositif s'effectue en fonction du terrain et des objectifs. Toutefois, dans notre cas, seul le dispositif à bobine de réception déportée (à offset) a pu être utilisé. En effet, l'appareillage est prévu principalement pour ce type de dispositif. De plus, des tests ont été effectués en mode central et coïncident (Fig. 15) démontrant la non-faisabilité de telles mesures en raison de la saturation de l'appareil de réception.

Ce dispositif est employé en général pour des applications de la proche surface qui nécessitent un émetteur de dimension réduite (Descloîtres, 1998). Son intérêt est d'atténuer certains effets de polarisation provoquée, dont nous parlerons dans la partie 3. Ce dispositif est bien adapté aux terrains tabulaires. Lorsque ceci n'est pas le cas, la mise en évidence de la non-tabularité peut être réalisée par des sondages selon les quatre points cardinaux (azimutaux).

Son principal inconvénient est de produire des réponses dont le signe dépend à la fois du temps de mesure, de la distance émetteur-récepteur (offset) et de la conductivité, contrairement aux autres qui ne dépendent que du temps de mesure et de la conductivité.

Par ailleurs, une des difficultés majeures liées à ce type de sondage est la localisation de la verticale selon laquelle les résultats de l'interprétation sont représentés. Dans le cas d'un terrain tabulaire, cela n'a aucune importance. En revanche, dans notre cas de terrain complexe (cf. partie 1) le problème reste entier. L'issue pourrait être une modélisation 3D qui n'existe pas encore.

#### *1.3.1.3. Appareillage*

L'appareillage employé est l'équipement PROTEM avec un émetteur EM47 (Geonics Ltd.) (photo 11) de l'IRD spécialement conçu pour des investigations peu profondes (environ 0-100 m). Cet appareil ne permet pas de mettre la bobine de réception (photo 12) à l'intérieur de l'émission lorsque cette dernière est de petite dimension. C'est pourquoi le dispositif offset a été employé. L'appareil permet d'injecter au maximum 2.5 ampères (avec un câble de grosse section, c'est-à-dire 0.7-0.8 mm), et d'atteindre une puissance maximale de 25 watts. La taille minimale pour la bobine d'émission est de 1\*1 m en multispire, et 5\*5 m en monospire. La précision des mesures est directement liée au bruit minimal de l'appareil qui est de l'ordre du nanoVolt.



*Photo 11 : Récepteur Protem  
47 (Geonics Ltd.)*

*Photo 12 : Bobine de  
réception hautes fréquences*



#### 1.3.1.4. Mise en œuvre

En première approximation, on dispose au sol une bobine d'émission (Tx) carrée, dont l'un des côtés est du même ordre de grandeur que la profondeur d'investigation souhaitée. D'après les acquis géotechniques, cette dernière est d'au maximum 40 m. Pour cette raison, un sondage avec une boucle d'émission carrée d'un côté de 40 m a été réalisé (Fig. 16). Il est fort probable que cette dimension ne soit pas adaptée à la mise en évidence de la variation latérale de la coulée, mais elle sert de point de départ pour déterminer le dispositif adéquat. L'inadéquation de cette boucle a été démontrée. En effet, au lieu de distinguer la coulée des roches encaissantes, les enregistrements obtenus n'indiquent la présence que d'un terrain unique à  $40 \Omega.m$ . Compte tenu des acquis géophysiques, la résistivité de la coulée est comprise entre 10 et  $70 \Omega.m$  et celle du substratum est au-delà de  $100 \Omega.m$ . Les résultats ne sont donc pas réalistes.

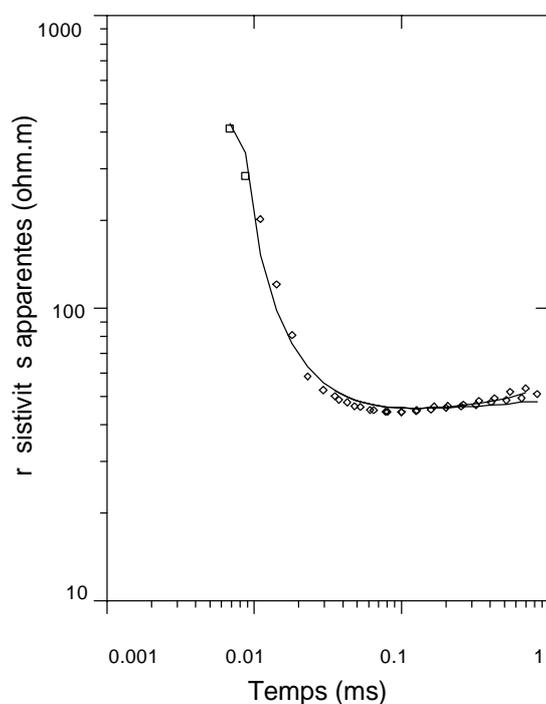


Figure 16 : Exemple de résultat TDEM sur la coulée avec une boucle d'émission de  $40*40$  m

Aussi, faut-il envisager une dimension de boucle d'émission plus petite. En effet, l'objectif est de déterminer une mise en œuvre permettant d'allier profondeur d'investigation suffisante et résolution suffisante pour détecter les variations latérales de l'épaisseur de la coulée. Par ailleurs, le principe même du TDEM fait en sorte qu'il n'est pas possible d'enregistrer les mesures dès la fin de l'injection du courant. Ce délai (turn off time) est d'autant plus important que la taille de boucle est importante. Cela implique que plus la boucle est importante, plus la

profondeur d'investigation "minimale" est profonde. Afin d'obtenir le maximum d'informations dans les tous premiers mètres, la taille de boucle la plus petite est indiquée.

La profondeur d'investigation des ondes électromagnétiques est d'autant moins importante que le terrain est conducteur, pour des raisons d'absorption du signal. Afin d'avoir une idée de la profondeur d'investigation, plusieurs formules sont utilisables. Celle de Nabighian et MacNae (1991) est la plus couramment employée :

$$d = \sqrt{\frac{2t}{\sigma\mu}}$$

avec :

t : le temps de mesure (ms)

$\sigma$  : la conductivité ( $S.m^{-1}$ )

$\mu$  : la perméabilité magnétique ( $C.V^{-1}.m^{-1}$ )

Mais d'après nos expérimentations préliminaires, cette formule semble surestimer la profondeur d'investigation. L'optimisation de cette profondeur passe par l'effectuation de tests en sachant qu'elle augmente avec le moment magnétique :

$$M = ISn$$

avec :

M : le moment magnétique ( $\mu V/Am^2$ )

I : l'intensité du courant (A)

S : la surface de la bobine ( $m^2$ )

n : nombre de spires

Seuls les paramètres influençant le moment magnétique nous intéressent et non les valeurs du moment magnétique en temps que telles. Ainsi, seul l'aspect qualitatif des différents paramètres est abordé :

- **n (nombre de spires)** : à surface de bobine d'émission donnée, le temps que met le courant pour s'annuler (turn off time : Raiche, 1984 ; Fitterman et Anderson, 1987) augmente avec le nombre de spires. Les bobines d'émission multispaires ne sont donc pas adaptées. La gamme de profondeur d'investigation est comprise entre 10 et 40 m pour une bobine d'émission de 5\*5 m à huit spires, au lieu d'être comprise entre 2-3 et 30 m pour une monospire de 5\*5 m. Cela n'est pas suffisant pour les objectifs assignés.

**n est donc fixé à 1, après tests.**

- **S (surface d'émission)** : la résolution diminue à mesure que la surface augmente. D'ores et déjà, nous avons constaté que la résolution d'une boucle de 40\*40 m est mauvaise. En plus de cette dernière, différentes tailles de boucles : 5\*5 m, 10\*10 m ont été testées ainsi que des boucles de forme rectangulaire pour essayer de mettre en évidence des corps allongés, telles que les échines enfouies. Les réponses produites par les boucles 5\*5 m et 10\*10 m ne sont pas considérablement différentes. Le choix de la boucle 5\*5 m s'est fait après confrontation des résultats des boucles 5\*5 m et 10\*10 m aux acquis. Cette confrontation a été réalisée pour des

sondages issus du transect C, seul ce dernier étant équipé de forages profonds. Il s'avère que les résultats obtenus par la boucle 5\*5 m sont plus conformes aux acquis et permettent d'atteindre le substratum. Ainsi, forts de cette expérience, la majorité des sondages a été réalisée avec la boucle 5\*5 m.

En revanche, après interprétation des sondages acquis sur le transect B, il s'avère que la boucle 5\*5 m n'est pas suffisante pour atteindre le substratum. En effet, les résistivités obtenues aux profondeurs les plus importantes sont de l'ordre de (50-60  $\Omega.m$ ), ce qui caractérise la coulée et non l'encaissant. Pour cette raisons, quelques points de sondages avec une boucle de 10\*10 m ont été réalisés par la suite. La difficulté d'atteindre le substratum sur ce transect s'explique par le fait qu'il est plus profond à cet endroit.

Par ailleurs, les boucles rectangulaires n'apportent pas d'informations supplémentaires et ne permettent pas de mieux contraindre des éléments allongés tels que les échines ou les ravines.

**Ainsi, la boucle 5\*5 m est suffisante pour le transect C. Le transect B nécessite les deux boucles 5\*5 m et 10\*10 m : la première permet d'obtenir le maximum d'information sur les tous premiers mètres, et la seconde permet d'atteindre le substratum.**

- **I (intensité du courant)** : en théorie, il vaut mieux travailler avec l'intensité maximale, mais en pratique il faut essayer d'utiliser l'intensité minimale nécessaire, c'est-à-dire permettant d'obtenir un rapport signal/bruit suffisant pour atteindre le substratum, et minimale pour ne pas user les batteries. L'intensité peut être minimisée en employant un câble de boucle d'émission épais, ce que nous avons fait dans la mesure du possible. Malgré tout, quels que soient le câble et la dimension de la boucle d'émission, l'intensité à injecter est variable suivant les campagnes et les jours. Pour le moment, aucune explication n'est fournie. Pour la boucle 5\*5 m, l'intensité varie entre 1 A et 2 A. Concernant la boucle 10\*10 m, l'intensité nécessaire augmente légèrement de 1.5 à 3 A.

D'autres paramètres sont variables lors de l'acquisition. Ils n'influent pas sur le moment magnétique, mais sur la qualité des données par l'intermédiaire du rapport signal/bruit principalement. Ces paramètres sont les suivants : la cadence, la distance de déport, la durée d'acquisition et le type de bobine de réception choisi.

- **la cadence (fréquence de répétition du signal)** : les cadences 62.5 et 237.5 Hz ont été testées, mais la dernière semble mieux convenir compte tenu du fait qu'à haute fréquence les fenêtres temporelles sont les plus brèves donc les profondeurs les plus faibles.

- **la distance de déport ("offset")** : différents offset ont été testés pour toutes les tailles de boucles. Pour la boucle 5\*5 m, les distances testées ont été : 5 , 7.5, 10, 12.5, 15 et 17.5 m. Mais, la distance de déport convenable pour cette boucle est finalement 12.5 m. Après tests similaires avec la boucle 10\*10 m, l'offset le plus approprié est de 20 m.

- **la durée d'acquisition** : 15, 30 ou 60 secondes. Le temps d'acquisition choisi est de 15 ou 30 secondes selon le temps de stabilisation du signal. Les raisons de la variation du temps de stabilisation peuvent être multiples (activité industrielle, ...). L'augmentation du temps d'acquisition permet d'additionner les mesures et de diminuer le bruit aléatoire.

- **une bobine de réception hautes fréquences (HF)** d'une surface équivalente de 31.4 m<sup>2</sup> a été employée. Des tests avec une bobine moyennes fréquences (MF) ont été réalisés mais

n'ont pas été concluants : les enregistrements sont inexploitable en raison du faible rapport signal/bruit.

Deux autres paramètres supplémentaires peuvent être ajustés : le nombre de trains d'acquisition et le delay time (temps entre la fin du turn off time et le début de la mesure).

- **nombre de trains d'acquisition** : les mesures sont toujours réalisées à trois reprises. Cela permet d'éliminer d'éventuels trains d'acquisition aberrants.

- **delay time** : plusieurs tests ont été réalisés entre - 5 et 6.8 microsecondes. Cette dernière valeur est prévue par le constructeur de l'appareillage. L'intérêt de la diminuer est de réduire l'épaisseur de la tranche de terrain invisible (cf. turn off time). Dans notre cas, la diminution de ce temps n'apporte pas d'information supplémentaire : les 6.8 microsecondes prévues ont donc été conservées.

Les dispositifs choisis sont récapitulés dans le tableau 7 :

surface de boucle d'émission (m*m)	5*5	10*10
offset (m)	12.5	20
turn off time (µsec)	0.5	0.8
cadence (Hz)	237.5	237.5
nombre de spires	1	1
delay time (µsec)	6.8	6.8
trains d'acquisition	3	3
durée d'acquisition (sec)	15 ou 30	15 ou 30
bobine de réception	HF	HF
intensité (A)	1-2	1.5-3

*Tableau 7 : Récapitulatif des paramètres d'acquisition*

#### *1.3.1.5. Analyse des enregistrements bruts*

Afin d'éviter toute interprétation erronée, une analyse des enregistrements bruts s'impose. Elle est réalisée sur un enregistrement représentatif obtenu par une boucle 5\*5 m.

Chaque enregistrement TDEM permet d'obtenir vingt données.

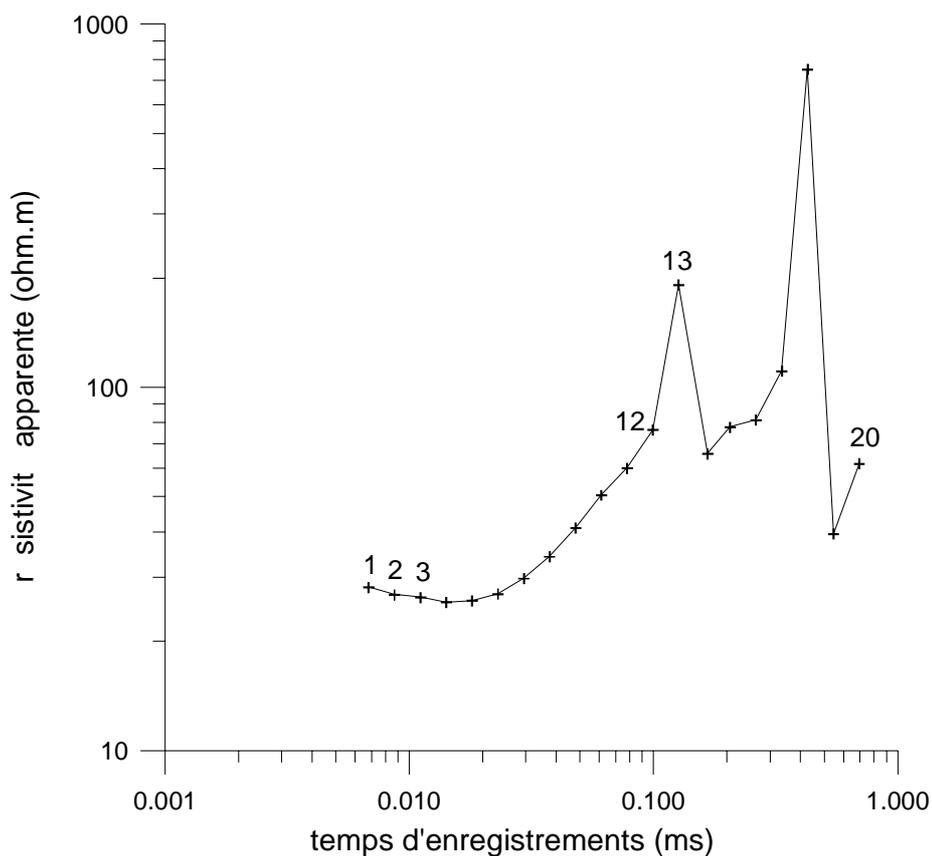


Figure 17 : Exemple d'enregistrement TDEM et analyse des différents points

La figure 17 présente un exemple d'enregistrement brut en 5\*5 m direction ouest sur le transect B. Les principales caractéristiques sont :

- la saturation du premier (ou des 2 premiers) point d'après les fichiers numériques. En effet, ils possèdent fréquemment la même valeur que le champ primaire : il sont donc à éliminer ;
- la disposition régulière des points 2-3 à 12 qui sont donc a priori interprétables ;
- les points 13 à 20 se situent dans le bruit de fond tel que le montre la figure 18 ;

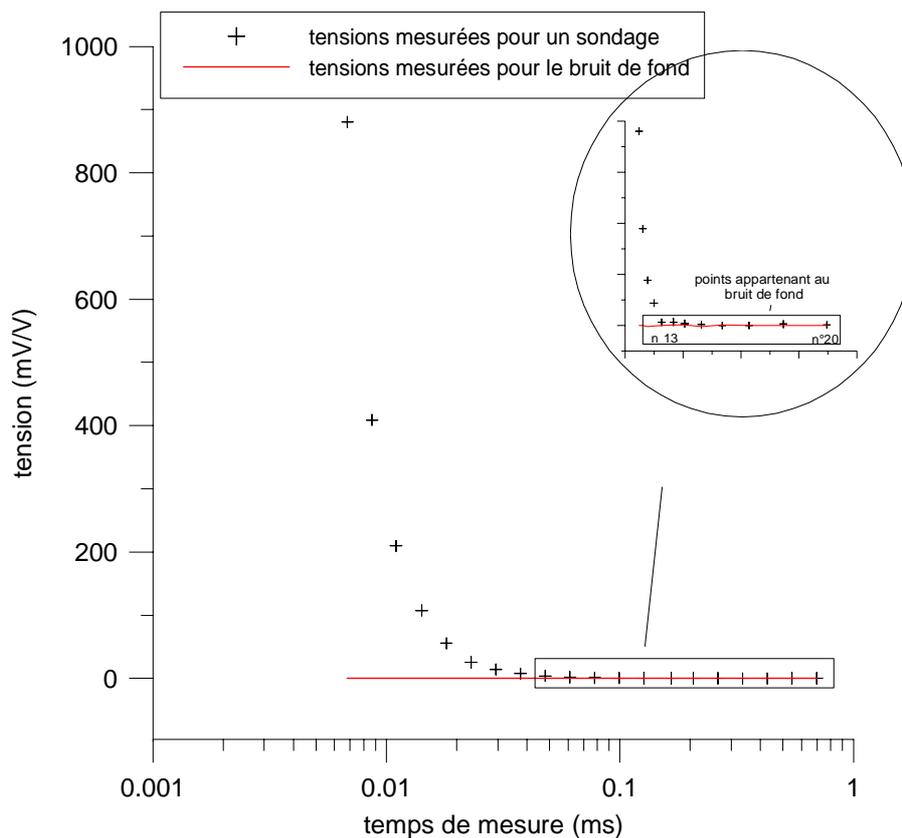


Figure 18 : Comparaison des tensions d'un enregistrement et du bruit de fond

Une première approximation consiste à n'interpréter que les 12 premiers points. Ce nombre est suffisant pour la coulée de Super Sauze, car la plupart du temps une remontée de résistivité est observée dès les points 6-7 (Fig. 17). Cette remontée n'est en revanche pas observée sur La Valette, mais pas nécessairement pour La Valette où cette remontée n'est pas observée. Cela peut provenir du fait que la profondeur de la coulée de La Valette peut être supérieure à 20-30 m. C'est pourquoi une subdivision des points 13 à 20 est effectuée.

Les points de mesures 13-14 sont distordus sur l'ensemble des enregistrements (Super Sauze et La Valette) pour les bobines 5\*5 m et 10\*10 m. Ils sont à éliminer. Néanmoins, une explication a été recherchée pour cette distorsion.

Comme ce phénomène se retrouve sur l'ensemble des enregistrements, la recherche d'une explication s'oriente vers une distorsion généralisée dans la région. L'origine pourrait tout d'abord être :

#### A. origine externe :

- induction de l'émission vers des lignes de tension : ce phénomène est fort peu probable, car nous sommes à plus de 500 m de toute ligne.
- courants telluriques issus d'une mise à la masse d'une centrale à forte puissance. De fait, seul le barrage de Serre Ponçon pourrait correspondre à cette hypothèse, mais il est trop éloigné (à 80 km) du site d'étude pour pouvoir avoir une influence sur nos mesures. Cette influence est d'autant plus réduite que les formations sont conductrices ( $< 20 \Omega.m$ ) et favorisent l'atténuation des courants 50 Hz ou de leurs harmoniques .

- induction d'une ligne moyenne tension longeant le fond de la vallée : ce cas est fort peu probable, car l'atténuation serait forte (même cas que pour les courants telluriques). De plus, cette ligne serait trop éloignée de notre champ d'investigation.
- émission d'une fréquence particulière pour la vallée, telle que celles qui sont émises par l'aérodrome de Barcelonnette. Il se trouve que la fréquence émise par l'aérodrome est de 123.5 Hz, ce qui affecterait nos données vers 8.1 msec, ce qui se situe bien après la fin de l'enregistrement. Cette hypothèse ne peut donc pas non plus être retenue.

#### **B. origine liée au terrain :**

- magnétisme : si jamais ces terrains étaient magnétiques, les distorsions se manifesteraient par une augmentation du signal, avec une pente comprise entre  $t^{-1}$  et  $t^{-2}$  (Buselli, 1982 ; Descloîtres, 1998). Or, ce n'est pas le cas.
- effets topographiques : ils sont à écarter. En effet, les distorsions sont identiques d'un site à l'autre alors que d'une part, les topographies d'ensemble des deux sites (Super Sauze et La Valette) sont différentes, et d'autre part la topographie varie d'un sondage à l'autre.
- effets de polarisation provoquée (PP) (Lee, 1981) : ces effets se font surtout sentir en mode coïncidant ou central. Les distorsions produites " tirent " la courbe du signal vers le bas (Descloîtres, 1998). En dispositif offset, les réponses PP sont plus complexes. Toutefois, l'avantage de ce dispositif est d'être moins sensible que les deux précédents aux effets de polarisation provoquée. Malgré tout, pour vérifier si les effets de polarisation provoquée sont importants (dus aux grains de pyrite et/ou aux argiles), des mesures de polarisation provoquée dans le domaine fréquentiel ont été conduites sur sept échantillons (cf. partie III). Il s'avère que les argiles n'ont aucune influence, mais que la pyrite provoque un bel effet Cole-Cole (Cole et Cole, 1941). La chargeabilité maximale en résultant est de 0.04. Ce paramètre provoque une déviation maximale de 1 % entre les données TDEM brutes et celles corrigées de l'effet Cole-Cole. Cet effet est donc tout à fait négligeable.

A ce jour aucune explication satisfaisante n'a été déterminée.

Curieusement, les points 15-16 semblent alignés régulièrement disposés avec les points 2 à 12, mais avec un effet de sursaut (overshoot). Ils sont pris en compte pour l'interprétation des données de La Valette.

En revanche, il est clair qu'à partir du point 16, les enregistrements ont mesuré le bruit de fond : ils sont donc à éliminer.

**Enfin, les données acquises sur Super Sauze sont interprétées sur les 12 premiers points et les données acquises sur La Valette sur les points 1-12 et 14-15.**

Cet exemple est caractéristique de l'ensemble des sondages effectués avec la boucle émettrice de 5\*5 mètres de côté, mais est également valable pour les sondages réalisés avec une boucle émettrice de 10\*10 m.

#### *1.3.1.6. Les sources d'erreur*

Les sources d'erreur sont nombreuses. Comme pour toutes les méthodes, certaines sources peuvent être évitées ou éliminées (instrumentales, mise en œuvre, topographie), alors que d'autres ne le peuvent pas (bruit géologique, bruit industriel, ...).

- instrumentales

Les composants électroniques peuvent dériver dans le temps. C'est pourquoi il faut procéder à une calibration quotidienne de l'appareillage.

- de mise en œuvre

Trois paramètres doivent principalement être vérifiés : le temps de coupure, la linéarité du gain et la géométrie du dispositif.

Si le temps de coupure (turn off time) est sous-estimé, les mesures aux temps courts sont distordues. Dans le cas d'une surestimation, on perd de l'information sur la proche subsurface. L'erreur du turn off time est irrémédiable !

Il faut prendre garde à conserver la linéarité des réponses si l'on augmente le gain. Il est meilleur de choisir les gains les plus faibles possibles. Cela est d'autant plus indiqué que l'augmentation du gain n'apporte aucune amélioration dans les enregistrements.

Les erreurs dues à la géométrie sont grandes en « offset », bien plus qu'en central, à la fois sur la distance et sur la non-coplanarité des deux surfaces d'émissions et de réception. Il est possible néanmoins de les réduire en étant attentif lors de l'installation du matériel. De plus, si jamais des erreurs étaient introduites (mauvais relevé des bobines d'émission ou de réception, mauvais offset), il est possible d'introduire les nouvelles coordonnées dans le logiciel de traitement.

- bruit géologique

Tout effet non désiré lié à la structure du terrain est considéré comme bruit géologique. Ainsi, les effets 2D ou 3D sont considérés comme du bruit.

- bruits électromagnétiques industriels ou extérieurs

Les lignes de tension créent des champs de même fréquence. Les appareillages sont en général conçus pour mesurer selon des cadences d'injection décalées des fréquences parasites possibles (50 Hz, 60 Hz, 33.3 Hz ...). Les enregistrements peuvent cependant être perturbés lorsqu'on se trouve proche des sources ou si ces sources sont importantes (Descloîtres, 1998).

Il est possible que nous soyons confronté à ce problème comme cela est développé dans un paragraphe antérieur.

- topographie

Afin d'éviter au maximum les effets de topographie dans le cas de pentes fortes ( $> 20-30^\circ$ ), les capteurs ont été placés de manière coplanaire et parallèlement à la pente.

#### *1.3.1.7. Traitement*

Seul le traitement 1D est abordé du fait de l'inexistence de logiciels de traitement 2D ou 3D éprouvés. Le traitement 1D est réalisé à l'aide de deux logiciels : TEMIXXL et SELMA. Le fonctionnement du premier est abordé dans ce paragraphe. L'avantage est qu'il permet un traitement en multicouches, très utile pour se faire une idée de la variation de la résistivité avec la profondeur. Le second logiciel ne sera développé que dans le paragraphe suivant, car il est plus particulièrement employé pour l'inversion jointe. En outre, son option multicouches ne semble pas encore totalement au point pour nos données.

##### *1.3.1.7.1 Temixxl*

L'un des logiciels les plus connus et les plus utilisés est le logiciel Temixxl (Interpex Ltd., 1996). Le principe de fonctionnement de ce logiciel est très bien expliqué dans la thèse de Descloîtres (1998). Il permet de réaliser à la fois un traitement déterministe (en petit nombre de couches mais pour lequel des informations a priori sont nécessaires afin de ne pas réaliser d'interprétation erronée) et un traitement en multicouches (dans lequel les modèles sont constitués d'un nombre de couches élevé, leurs épaisseurs étant fixées).

Dans un premier temps, afin de se "faire une idée" de la variation de la résistivité, le mode multicouches est adopté. Grâce à cette étape, plusieurs ensembles géophysiquement différents peuvent être distingués. Mais des limites précises correspondant à des lignes d'isorésistivité ne peuvent être déterminées qu'après confrontation de certains résultats TDEM multicouches avec des informations connues (profondeur du substratum, ...). Après cela, il devient possible de réaliser une interprétation déterministe pour l'ensemble des sondages TDEM.

#### **Les caractéristiques du traitement en mode multicouches sont les suivantes :**

- inversion choisie de type Occam (Constable et al., 1987) ;
- nombre de couches limité à 12, c'est-à-dire au nombre de données ;
- profondeur minimale de 4 m et maximale de 40 m (cf. partie 4 chapitre 3 profondeur d'investigation).

##### *1.3.1.7.2 Temixxl : 2 versions*

La version employée pour l'interprétation de tous les sondages est celle de 1996. Fin 1999, Geonics s'est rendu compte d'une erreur dans la version de Temixxl de 1996. En effet, cette dernière ne prenait pas en compte la bande passante de la bobine de réception. La conséquence est une distorsion du signal aux temps courts. Le problème est d'une part que

l'interprétation déterministe de la version "erronée" est plus conforme à la réalité que la nouvelle, et d'autre part que l'ajustement mathématique est bien meilleur avec l'ancienne version (environ 5 % de RMS-error) qu'avec la nouvelle (minimum 10 % de RMS-error) (tableau 8)!

version Temix	ancienne	nouvelle
erreur	4.7	9.6
resistivité 1 min	13.8	32
résistivité 1	14.9	34.7
résistivité 1 max	17.1	36
épaisseur 1 min	6.9	20
épaisseur 1	7.7	22.2
épaisseur 1 max	9.6	25
résistivité 2 min	303.3	500
résistivité 2	402.7	1430
résistivité 2 max	773.3	15800

Tableau 8 : Comparaison des résultats obtenus par les deux versions de Temix

**Pour ces raisons, d'autres outils d'interprétation ont été utilisés. Le logiciel Temix a toutefois été conservé pour l'inversion en multicouches dans la mesure où, après tests, la différence n'était pas significative.**

### I.3.2. Méthode SLINGRAM

*Elle fait partie des méthodes fréquentielles. Elle a été développée et utilisée à l'origine en Suède vers le milieu des années 1930 et a été utilisée de manière courante en Amérique du Nord pendant les années 1950.*

C'est une méthode électromagnétique qui permet de cartographier les variations latérales de conductivité électrique du sol (Guérin et al., 1996) en milliSiemens par mètre ( $\text{mS.m}^{-1}$ ) et d'avoir une information qualitative sur la susceptibilité magnétique.

#### I.3.2.1. Principe du Slingram

La bobine émettrice, parcourue par un courant électrique de fréquence fixe et donnée, produit un champ magnétique primaire  $H_p$ , qui crée dans le sol conducteur, des courants induits. Ces courants génèrent un champ magnétique secondaire  $H_s$ , qui constitue la réponse du milieu prospecté. La bobine réceptrice mesure le champ magnétique primaire ainsi que le champ magnétique secondaire.

Le champ magnétique secondaire est une fonction complexe de la conductivité, de la susceptibilité et de la distance émetteur-récepteur.

Dans le cas d'un milieu demi-infini homogène isotrope, l'amplitude du champ secondaire est proportionnelle à la conductivité du sol, et le champ secondaire est en quadrature avec le

champ primaire. Le rapport  $H_s/H_p$  est directement proportionnel à la conductivité. La quantité mesurée est indépendante de l'inductance mutuelle entre les deux bobines.

$$\frac{H_s^q}{H_p} = \frac{i\omega\mu_0 s^2\sigma}{4}$$

avec :

$i$  : nombre complexe

$$\omega = 2\pi f$$

$f$  : fréquence en Hz

$\mu_0$  : perméabilité du vide en H/m

$\sigma$  : la conductivité du sol en S/m

$k$  : nombre d'induction

$$k^2 = i\omega\mu\sigma$$

$s$  : la distance émetteur-récepteur en m

Le champ induit est d'autant plus élevé que le milieu est conducteur, et à écartement constant des bobines, le rapport des champs est proportionnel à sa conductivité.

La mesure en quadrature donne la mesure de la conductivité apparente en  $\text{mS}\cdot\text{m}^{-1}$  tandis que les mesures en phase apportent une information qualitative sur la susceptibilité magnétique.

Dans le cas d'un sol quelconque, on définit la conductivité apparente mesurée par :

$$\sigma_a = \frac{4}{\omega\mu_0 s^2} \left( \frac{H_s}{H_p} \right)_{\text{quadrature}}$$

les paramètres étant les mêmes que ci-dessus.

### *1.3.2.2. Dispositif - configurations possibles*

L'orientation des deux bobines peut différer suivant les dispositifs de mesure et les constructeurs. Les configurations les plus fréquentes sont (Fig. 19) :

- les deux bobines sont coplanaires horizontales (HCP : Horizontal CoPlanar) ce qui correspond à des dipôles magnétiques verticaux (DMV) ;
- les deux bobines sont coplanaires verticales (VCP : Vertical CoPlanar) ce qui correspond à des dipôles magnétiques horizontaux (DMH).

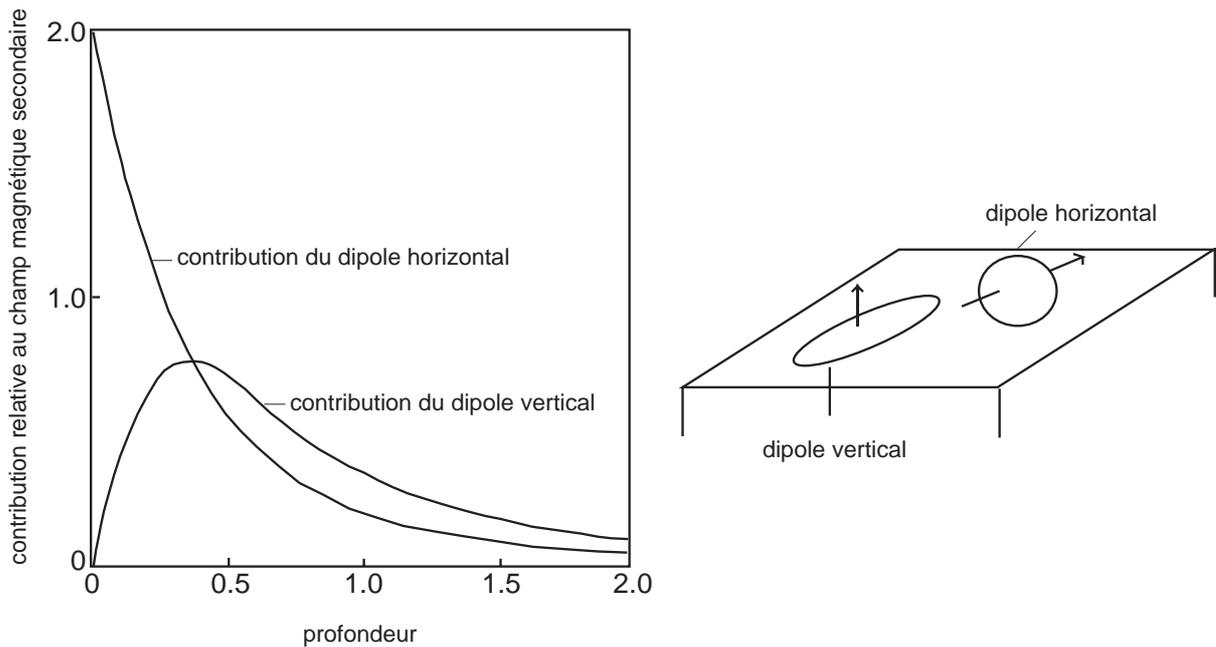


Figure 19 : Distribution du courant avec la profondeur en fonction des dipôles

### 1.3.2.3. Appareillage

L'EM31 (Geonics Ltd.) a été utilisé. Il a une distance inter-bobines fixe de 3.66 m et fonctionne à une fréquence de 9.8 kHz.

Les profondeurs d'investigation en mode HCP sont égales à approximativement 1.5 fois l'écartement inter-bobines soit environ 6 m, et en mode VCP environ 1 fois l'écartement inter-bobines soit environ 3 m.

Mais la réponse donnée par l'appareillage ne provient pas de la profondeur d'investigation maximale (Fig. 19) : elle provient de la surface en mode VCP et de 1.2 m à 1.4 m de profondeur en mode HCP.

Ceci dit, la courbe de décroissance du signal et son corollaire la profondeur étudiée dépendent bien entendu de la conductivité du milieu.

Cet instrument affiche directement la conductivité apparente ( $\text{mS} \cdot \text{m}^{-1}$ ), ainsi que le rapport entre la composante du champ secondaire en phase avec le champ primaire, et la composante du champ primaire (en  $^{\circ}/^{\circ}$ ). Cette dernière valeur peut servir d'indicateur de validité des hypothèses faites dans le domaine des faibles inductions.

L'appareil intègre directement les corrections de l'épaisseur d'air de 80 cm liées à son emploi à hauteur de la hanche de l'opérateur.

En cours d'utilisation, l'opérateur effectue des profils le long desquels les mesures sont enregistrées. L'association de plusieurs profils parallèles permet de réaliser des cartes de conductivité apparente. Le pas d'échantillonnage de la prise des mesures le long des profils ainsi que l'espacement entre profils est à fixer normalement en fonction de la profondeur

d'investigation ainsi que des variations des conductivités apparentes mesurées. En terrain dégagé, le rythme de mesure est d'environ 2 ha/jour avec un maillage au sol de 5 x 5 m.

Les acquisitions ont été réalisées dans les deux modes prévus à 80 cm du sol et à la surface du sol pour le profil B. Pour l'ensemble des autres, seules les configurations à 80 cm du sol ont été réalisées.

#### *I.3.2.4. Avantages, inconvénients et sources d'erreur*

##### *I.3.2.4.1. Avantages*

Les avantages sont :

- une bonne résolution latérale des variations des conductivités ;
- l'absence de problèmes liés à l'injection galvanique de courant (absence de contact sol-électrodes) ;
- des mesures rapides, y compris sur terrain difficile car il peut être porté par une seule personne ;
- la sensibilité aux conducteurs (méthode EM) ;
- une bonne autonomie.

##### *I.3.2.4.2. Inconvénients*

Les inconvénients sont :

- des réponses faibles (rapport signal/bruit peu important) sur terrain de forte résistivité,
- une dynamique linéaire de mesure faible : pratiquement de 5 à 400 mS.m<sup>-1</sup>. Dans la pratique, cette méthode n'est pas adaptée à la reconnaissance de terrains de résistivité supérieure à 1000 Ω.m (c'est-à-dire à des conductivités inférieures à 1 mS.m<sup>-1</sup>),
- une capacité de sondage vertical limitée (par rapport au sondages électriques ou fréquentiels).

##### *I.3.2.4.3. Source d'erreur*

Exceptés les problèmes de calibrations, la principale source d'erreur est la topographie. Compte tenu de l'escarpement du site (nombreuses ravines, ...) cet aspect est très important.

La topographie accidentée induit deux types de difficultés :

- de maillage
- influence sur la valeur des conductivités apparentes.

Illustration d'une telle difficulté :

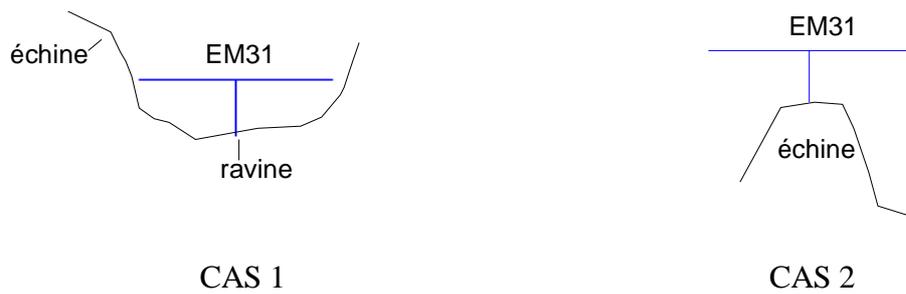


Figure 20 : Illustration des difficultés liées à la topographie pour l'EM31

Dans les deux cas, la correction prévue pour l'appareillage de 80 cm par rapport au sol n'est plus conservée. Dans le premier cas, la distance est inférieure et dans le second bien supérieure. Les valeurs de conductivité mesurées peuvent alors se trouver faussées.

#### 1.3.2.5. Interprétation

L'interprétation la plus rapide et la plus aisée consiste à cartographier les conductivités afin de rendre compte de leur variation spatiale. Il serait également possible sur des sites 1D ou pseudo-1D de cartographier les variations d'épaisseur. Du fait de la grande variabilité latérale de la coulée, cette approche n'est pas envisageable. En raison de la multivariabilité du terrain superficiel (nombre de couches, épaisseur des couches, résistivité des couches...), cette dernière n'est pas applicable sur notre site.

La validation des mesures d'EM31 passe par la comparaison de ces données avec une carte morphologique réalisée à l'aide de points relevés au théodolite et de croquis morphologique.

## 1.4. Inversion électrique – TDEM jointe

Ce chapitre est développé dans Schmutz et al. (2000 et sous presse). L'inversion jointe est tentée pour optimiser les méthodes électriques et TDEM du fait du même paramètre physique mesuré (résistivité électrique), des limites et sensibilités différentes (Verna et Sharma, 1993).

L'inversion jointe a d'abord été tentée par Jupp et Vozoff (1975). A l'époque les données inversées étaient acquises par la magnétotellurique et en courant continu. Plus tard, Raiche et al.(1985), Eckard et al. (1994) et Bredewout et al. (1996) ont inversé des données issues de mesures en courant continu avec le dispositif Schlumberger, et TDEM en mode central ou coïncident.

Toutefois, personne jusqu'à présent n'avait inversé des données issues de mesures en courant continu obtenues avec le dispositif pôle-pôle et TDEM avec un dispositif à offset. Compte tenu de la grande quantité de sondages acquises avec le dispositif pôle-pôle dans cette étude, il est important que la méthodologie proposée puisse les prendre en compte correctement.

A ce jour, plusieurs programmes d'inversion jointe existent (Arti, Podbor, Sanofpol et Selma), mais seul le logiciel SELMA (Simultaneous Electromagnetic Layered Model Analysis) programmé par Christensen et Auken (1992) permet une bonne inversion jointe de nos données. Les autres n'ont pas été employés pour diverses raisons, soit :

- ils ne permettent pas d'inverser des données TDEM à " offset ",
- ils ne permettent pas d'inverser des données pôle-pôle,
- les inversions ne sont pas " stables " : cela signifie que d'une inversion à l'autre le résultat n'est pas forcément le même pour le même nombre d'itérations et pour le même modèle de départ (ou presque),
- ils ne permettent pas d'éviter les problèmes liés aux électrodes à l'infini du dispositif pôle-pôle (cf. paragraphe méthode électrique), car il n'est pas possible de prendre en compte leur position.

En effet, il s'avère après tests sur le logiciel SELMA que la position des électrodes à l'infini a une forte incidence en particulier sur les épaisseurs du modèle résultant (tableau 9). Un modèle a été testé pour lequel nous avons choisi la localisation des électrodes à l'infini à 250 m et à 2500 m. Les épaisseurs sont doublées dans le second cas, ainsi que nous le constatons dans le tableau suivant :

électrodes à l'infini	250 m	2500 m
résistivité 1 ( $\Omega.m$ )	29	29
résistivité 2 ( $\Omega.m$ )	146	224
épaisseur 1(m)	35	65

Tableau 9 : Effet de la position des électrodes à l'infini sur un modèle à 2 terrains

Ce logiciel présente par ailleurs l'avantage de pouvoir inverser les données de manière dissociée et conjointe, ce qui permet de comparer les résultats des deux types d'inversion avec le même outil d'inversion.

L'inversion dissociée des données de chaque méthode se fait dans un schéma 1D standard. Des modèles ajustés à la courbe des résistivités apparentes avec un nombre minimum de couches ont été choisis. La solution résultante est toutefois non-unique, en raison des principes de suppression et d'équivalence (Koefoed, 1979). Une estimation mieux contrainte de la stratification de la résistivité peut être obtenue en employant l'inversion jointe de sondage électrique et TDEM.

Le logiciel SELMA se sert d'un schéma standard d'inversion non-linéaire (Mencke, 1984) qui incorpore une information a priori via une matrice de covariance  $C_m$ . L'incrément  $\overline{\Delta x}$  du vecteur paramètres est dérivé de la différence  $\overline{\Delta y}$  entre les données observées et calculées par l'équation :

$$\Delta x = [ A^T C_e^{-1} A + C_m^{-1} ]^{-1} A^T C_e^{-1} \Delta y$$

avec :

- A la matrice Jacobienne
- $C_e$  la matrice de covariance diagonale (la covariance d'erreur sur les données)
- $C_m$  une matrice non-diagonale (matrice de covariance modèle)

Le vecteur paramètre inclut résistivité, épaisseur des couches, ainsi qu'un facteur d'anisotropie (racine carrée du quotient entre les résistivités verticales et horizontales). Le formalisme mathématique de la fonction d'ajustement des données est donné par :

$$d^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{(\rho_{a,i}^{cal} - \rho_{a,i}^{meas})^2}{\text{var}(\rho_{a,i}^{meas})}$$

L'utilisateur choisit un nombre maximum d'itérations et un nombre minimum correspondant au changement dans les résidus (différence entre les données et les réponses) d'une itération à la suivante. Si l'une de ces deux limites est atteinte, ou si aucun modèle ne peut être déterminé avec des résidus inférieurs, le programme s'arrête.

Après avoir déterminé un modèle initial de résistivité, épaisseur et facteur d'anisotropie, le programme est lancé. Il estime à chaque itération les résidus pour l'ensemble des données.

Dans notre cas, l'inversion est réalisée tout à fait simplement à savoir que l'on laisse tous les paramètres varier : épaisseur, résistivité et facteur d'anisotropie.



## Chapitre II

### Méthode de sismique réfraction

Les méthodes d'exploration sismiques ont été développées lors des premières études de tremblement de terre, à partir du milieu du 19<sup>ème</sup> siècle. Puis, la sismique a été développée par les allemands durant la 1<sup>ère</sup> guerre mondiale pour déterminer d'où étaient tirés les obus français. Un bond a été fait lors de la 2<sup>ème</sup> guerre mondiale, comme pour la majorité des méthodes géophysiques. La révolution informatique a permis des développements majeurs. La sismique réfraction peut être employée à toutes les échelles : de l'échelle globale (tremblements de terre) à celle de la proche subsurface (applications d'ingénierie). Quelle que soit l'échelle, elle est fréquemment utilisée pour la recherche d'interfaces substratum/recouvrement, mais peut également être employée dans le cas de recherche de zones fracturées.

Les données ayant été acquises de manière classique, le principe de fonctionnement n'est pas explicité ici, mais en ANNEXE 2.

En revanche, le choix du dispositif et la méthode de traitement, même s'ils n'ont pas fait l'objet de développement, ont résulté d'une réflexion. Pour ces raisons, ils sont présentés ci-après.

#### II.1. Choix du dispositif

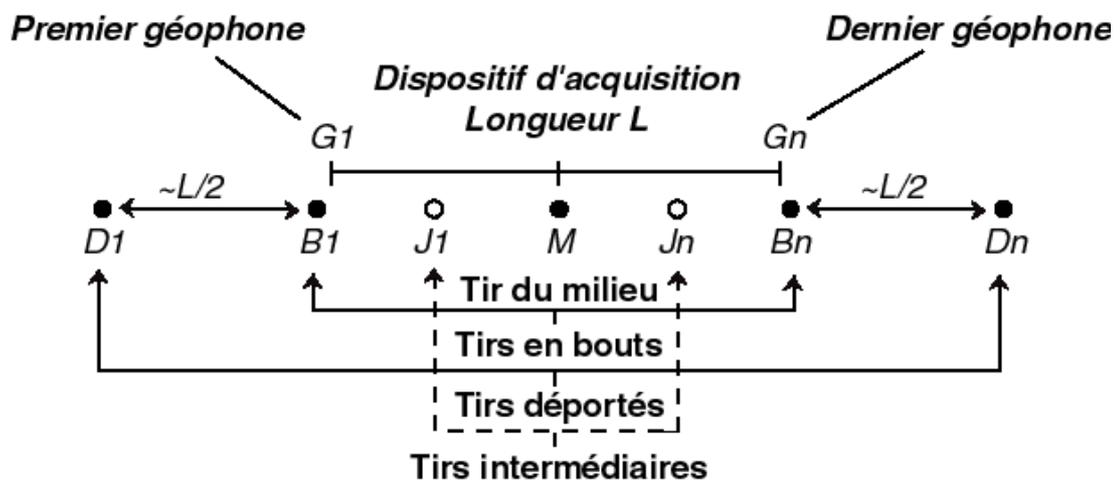


Figure 21 : dispositif sismique

Dans le cas d'un terrain tabulaire, les tirs en bout sont suffisants pour connaître la profondeur du substratum à la verticale du premier et dernier géophone. Ils permettent de contraindre le pendage.

Les tirs au centre servent principalement à contraindre le premier terrain, ce dernier étant généralement peu épais et de vitesse faible (~500 m/s). En revanche, ce type d'acquisition est insuffisant pour atteindre de grandes profondeurs.

Ainsi, au minimum ces deux types de dispositifs sont combinés.

Dans notre cas de terrain hétérogène, ces derniers sont nécessaires mais doivent être complétés par d'autres types de tirs : tirs déportés (à "offset") et intermédiaires (Fig. 21).

Le tir déporté est utile afin de sonder des profondeurs plus importantes et d'être sûr d'atteindre le substratum. On en réalise généralement 1 à 2 à chaque extrémité du profil. Le tir intermédiaire permet d'obtenir des informations sur la variation de la profondeur du substratum. Sur une ligne de 24 géophones, 3 à 4 tirs intermédiaires sont réalisés en général.

L'ensemble de ces tirs permettent d'avoir une couverture optimale du terrain.

## **II.2. Mise en œuvre : appareillage et paramètres d'acquisitions génériques**

L'appareil employé pour l'ensemble des mesures sismiques est le récepteur Geometrics StrataView-24. Il est placé en général au milieu des profils. La source sismique utilisée pour la réalisation de l'ensemble des profils est constituée par 100 g (ou 200 g) de dynamite tirée avec des détonateurs sismiques dans des trous forés à la tarière le long du profil ou légèrement déportés latéralement. La profondeur des points de tir par rapport à la surface du sol est environ 1 m.

Le format des données issues de cet appareil sont SEG-2 (32 bits format fixe). Le pas d'échantillonnage choisi est de 500  $\mu$ s, et la durée des sismogrammes est de 512 ms (soit 1024 échantillons). Les capteurs utilisés sont 48 géophones verticaux 14 Hz. Pour la majorité des profils, la distance intertrace nominale est de 4 m, ce qui permet de réaliser des profils de 48 m de distance. Seul un profil bénéficie d'une distance intertrace de 2 m. Ce profil a été réalisé en mettant les 48 géophones bout à bout, ce qui a permis de réaliser un profil de 94 m de long. L'appareil n'étant prévu que pour 24 canaux, les 48 géophones ont été enregistrés en deux temps.

## **II.3. Analyse des enregistrements - traitement**

Le traitement des données se fait à l'aide des logiciels **Winsism et Sip** (Scott, 1977). Le premier permet de réaliser le « phantoming » (superposition d'enregistrements provenant de tirs différents) et ne permet pas d'effectuer les corrections de topographie. En revanche, le second, ne permet pas le phantoming, mais effectue les corrections de topographie.

La première étape de l'analyse des enregistrements est constitué par le pointage des arrivées d'ondes (cette étape peut être réalisée par les deux logiciels). Ensuite, la seconde étape, la plus délicate dans l'interprétation, consiste à définir le type d'onde auquel appartient chacune des arrivées. Cette étape est représentée sur la figure 22 pour l'ensemble des tirs (figurés par les lettres A à G) d'une même ligne. Les numéros 1, 2 et 3 correspondent respectivement à l'onde directe, la première réfractée et la seconde réfractée.

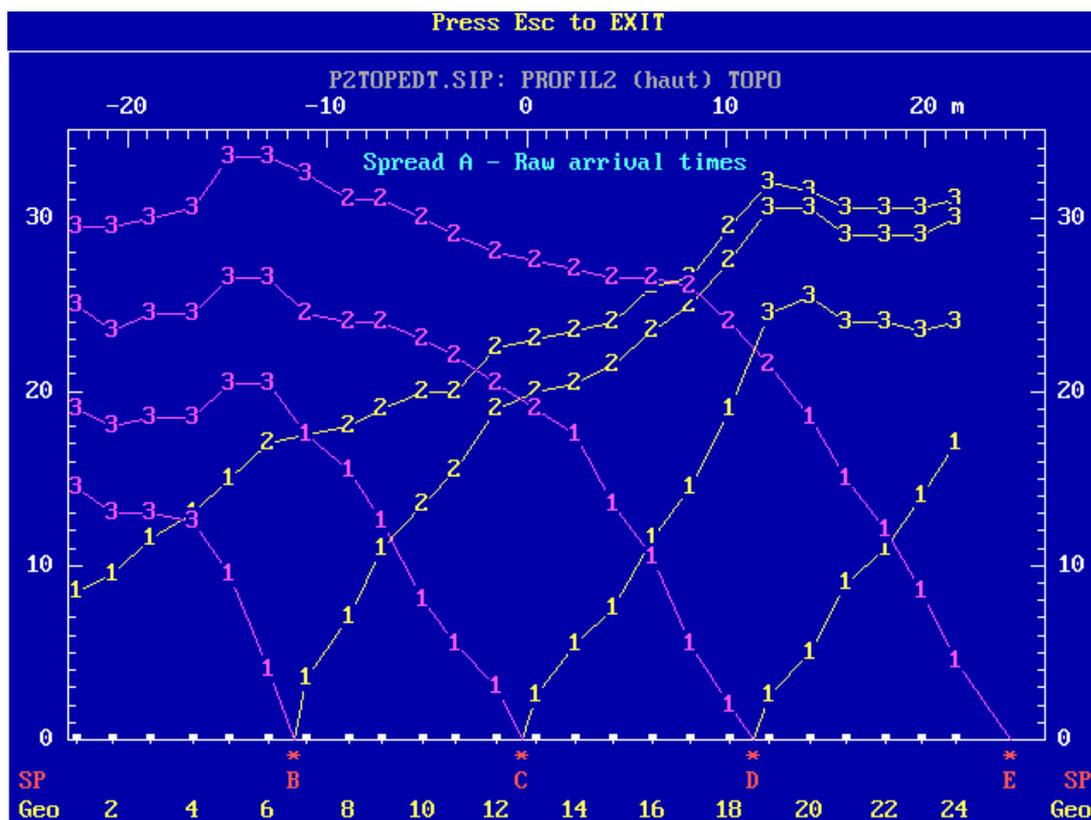


Figure 22 : Exemple d'enregistrements sismique après détermination du type d'onde.

Rappelons qu'en milieu tabulaire, les arrivées d'ondes d'un enregistrement donné se situent sur des segments de droite successifs, séparés par des ruptures de pente et qu'à chaque segment correspond un type d'onde. De toute évidence dans le cas présent, les arrivées d'ondes ne peuvent pas être alignées et les ruptures de pente ne sont pas nettes. Cela signifie, comme on le sait déjà, que le milieu est non tabulaire, ce que démontre également la dissymétrie des enregistrements. Dans un milieu aussi complexe, la difficulté d'interprétation est double. Il s'agit de différencier deux types d'ondes dont les arrivées sont irrégulières. Pour ce faire, le processus de "phantoming" est d'une aide précieuse, mais non suffisant en raison principalement de la variabilité latérale des vitesses de propagation des ondes au sein de la coulée. Cette variabilité existe au sein d'une même couche, mais provient également de la juxtaposition des échines et masses déplacées, ces deux milieux possédant des vitesses différentes bien entendu. Mais même si la localisation des échines est connue, elles ne peuvent pas être prises en compte dans le modèle. En effet, le logiciel de traitement Sip ne permet pas de prendre en compte un modèle de terrain qui comprend l'interruption d'une couche.

Les figure 22 illustre parfaitement la difficulté précitée qui entraîne naturellement l'incertitude sur les paramètres des modèles résultant de l'interprétation des données.

Une fois le type d'onde défini pour chaque arrivée d'onde, le calcul de la pente est effectué.

La théorie de traitement choisie est le delay-time (Palmer, 1986) elle permet d'obtenir des vitesses et épaisseurs de terrain à l'aplomb de chaque géophone. Ce traitement associé au type

d'acquisition choisi (tirs en bout, intermédiaires, à offset et centraux) permet d'obtenir une couverture optimale des informations concernant la structure de la coulée.

Afin de pallier à l'inadéquation des méthodes de traitement aux données issus de zones clairement non-tabulaire, deux possibilités étaient envisageables : l'emploi d'un logiciel de rétropropagation ou la modélisation.

Le premier logiciel n'a pas pu être employé, car l'acquisition présuppose une quantité de matériel très importante et un protocole d'acquisition très rigide. En effet, il aurait fallu avoir des enregistrements dont la source aurait été en-dehors de la coulée, avec des capteurs disposés tous les 1 m (au lieu de 2 ou 4 dans notre cas). Par ailleurs, ces capteurs auraient dû couvrir tout l'espace compris entre les points de tirs extrêmes, c'est-à-dire une longueur supérieure à 150 m.

La modélisation n'a pas pu être retenue non plus, car des points de tirs extérieurs à la coulée étaient également nécessaires. Cela posait le problème évident de mise en œuvre compte tenu de la topographie importante sur la roche encaissante.

# Chapitre III

## Synthèse des méthodes retenues

Il s'agit tout d'abord de mettre en évidence la complémentarité mesurant la résistivité électrique et les méthodes sismiques, puis de réaliser la synthèse de l'investigation géophysique.

### III.1. Comparaison des paramètres sismiques et électriques/EM

Il est bien connu que les ondes sismiques contiennent bien d'autres informations que les seules vitesse de propagation et densité. Elles contiennent également certaines informations pétrophysiques telles que la porosité et l'anisotropie par exemple. De la même manière, la résistivité électrique recèle des informations concernant la porosité, la teneur en eau ...

Il apparaît clairement que la porosité est un paramètre commun aux deux types de méthodes. Mais comment passer du paramètre mesuré (résistivité ou vitesse de propagation) à la porosité ?

D'après la loi d'Archie (1942), la résistivité est liée à la porosité par la formule suivante :

$$\rho = a\Phi^{-m} s^{-n} \rho_w$$

avec :

$\rho$  : la résistivité du sol

$a$  : le coefficient de saturation

$m$  : le coefficient de cimentation

$n$  : l'exposant de saturation

$\Phi$  : la porosité

$s$  : le taux de saturation en eau des pores

$\rho_w$  : la résistivité du fluide poral

La loi de Wyllie (Henry, 1994) permet le passage de la vitesse des ondes primaires à la porosité comme suit :

$$\frac{1}{V} = \frac{\Phi}{V_f} + \frac{1-\Phi}{V_m}$$

$$\gamma_a = \Phi \gamma_f + (1 - \Phi) \gamma_m$$

avec :

$V$  : la vitesse des ondes primaires pour une roche de porosité  $\Phi$

$V_f$  : la vitesse acoustique du fluide poral

$V_m$  : la vitesse acoustique de la matrice

$\Phi$  : la porosité

$\gamma_a$  : la masse volumique de la roche

$\gamma_f$  : la masse volumique du fluide poral

$\gamma_m$  : la masse volumique de la matrice solide

Il existe donc théoriquement un passage de l'électrique vers la sismique par le biais de la porosité. Toutefois, l'importance de la porosité n'est pas la même dans les deux formules : seule l'électrique peut être véritablement prise en compte (sous réserve de données représentatives et de bonne qualité). En effet, la porosité est prise en compte à la puissance  $m$  qui est une valeur supérieure à 1 (cf. partie 3) dans la loi d'Archie, alors que dans la loi de Wyllie sa prise en compte est linéaire. L'influence de la porosité est d'autant moins repérable en sismique que les données sont entachées d'une incertitude d'au minimum 5 %, voire 10-15 %. Cela est à peu près du même ordre de grandeur que les valeurs de porosité recherchées. Ainsi, même si les incertitudes sur les mesures électriques et/ou électromagnétiques ne sont pas nulles (et malgré la difficulté pour les évaluer), l'importance de la porosité est exacerbée du fait de la puissance  $m$ .

Les porosités obtenues par la sismique et par l'électrique ne sont donc pas comparables.

## III.2. Conclusion

Il s'agissait de déterminer les méthodes géophysiques adaptées à notre problématique suivant entre autres le critère du rapport coût de l'opération/ informations obtenues. Les méthodes retenues ont été l'électrique en courant continu, l'électromagnétisme (en domaine temporel et en domaine fréquentiel) à source contrôlée et la sismique réfraction.

L'utilité voire même la nécessité d'employer plusieurs méthodes géophysiques a été démontrée, compte tenu des incertitudes inhérentes à chaque méthode et de leur complémentarité. Une fois les méthodes déterminées, il a fallu définir les protocoles d'acquisition et de traitement pour chacune d'elles.

La sismique réfraction a été employée de manière classique (acquisition, traitement). Cette méthode permet d'obtenir rapidement les interfaces lorsque le terrain est tabulaire ou pseudo-tabulaire. Dans le cas contraire, en particulier lorsque le terrain présente une interruption complète d'une ou plusieurs couches, l'interprétation est délicate, voire impossible.

La méthode slingram par l'intermédiaire de l'EM31 a été également employée de manière classique : aucune modification de protocole d'acquisition ou de traitement n'a été effectuée. Les mesures de conductivité ont été comparées et validées par une carte morphologique.

En ce qui concerne la méthode électrique, parmi tous les dispositifs d'acquisition possibles, celui que nous avons le plus employé est le dispositif pôle-pôle pour des raisons de facilité de mise en œuvre (utilisation d'un nombre réduit d'électrodes), et de décroissance lente du signal ( $1/r$ ). Il semble que ce dispositif soit relativement bien adapté à notre site hétérogène, et ce bien que les mesures ne soient effectuées que d'un seul côté de l'électrode d'injection. Par ailleurs, les lignes de mesures (d'au maximum 68 m) n'ont pu être rallongées pour des raisons évidentes de mise en œuvre sur une topographie très accidentée et importante ( $50^\circ$  sur la roche encaissante). Une difficulté aurait pu provenir des électrodes à l'infini. Il se trouve qu'elles ne posent pas de réel problème si l'on tient compte de leur localisation.

L'interprétation des données électriques peut être faite en 1D ou en 2D. L'interprétation 1D peut être abordée en petit nombre de couches et en mode multicouches. L'interprétation 2D est réalisée par le logiciel Res2Dinv qui réalise une interprétation 2D dans le mode multicouches.

**L'approche en multicouches est principalement utilisée** en raison de l'absence de données a priori, et d'une grande variabilité de l'épaisseur des terrains. Cette approche permet de donner la distribution de la résistivité suivant la profondeur. **L'inconvénient est qu'à ce stade les causes de la variation de la résistivité ne sont pas connus. Cet aspect fera l'objet de la troisième partie.** Par ailleurs, un autre inconvénient de l'approche multicouches est que le toit du substratum ne peut pas être déterminée.

**L'interprétation 1D en petit nombre de couches n'a pas été employée** en raison de l'importante gamme d'équivalence due à la non-unicité de la solution.

En ce qui concerne le TDEM, la méthode n'avait jamais été employée sur une coulée. Le dispositif d'acquisition employé a été guidé par l'appareillage disponible. Ce dernier ne permet que la réalisation du dispositif déporté pour les petites boucles d'émission. Les difficultés de mise en œuvre sont légèrement moins importantes que pour la méthode électrique, le matériel étant posé directement sur le sol (pas d'insertion d'électrode). En revanche, l'hétérogénéité et les échines apparentes posent au moins autant de problèmes que pour l'électrique. Une difficultés supplémentaire a été de déterminer les paramètres d'acquisition puisqu'aucune publication n'existe sur ce sujet. Pour ce faire de nombreux tests ont été réalisés concernant la dimension de la boucle d'émission, la distance de déport (offset) entre la boucle d'émission et la bobine de réception, l'intensité à injecter ... Il se trouve que la boucle d'émission la mieux adaptée dans la plupart des cas est de forme carrée et de dimension  $5*5$  m. Les autres paramètres sont : 12.5 m de déport, une cadence de 237.5 Hz, une bobine de réception hautes fréquences. La boucle d'émission de  $10*10$  m n'a que très peu été employée, car les résultats des enregistrements obtenus avec la boucle  $5*5$  m étaient plus conformes aux acquis. Le problème est que cette comparaison (résultats TDEM  $5*5$  m - acquis) n'a pu être réalisée que sur le transect C. En effet, seul ce dernier est équipé de forages profonds. Or, le transect C est moins profonds que le B. Or, après interprétation de l'ensemble des sondages, il est apparu que la boucle  $5*5$  m ne suffit pas pour atteindre le substratum en B, et que la  $10*10$  m est nécessaire. L'interprétation de telles données ne peut être faite qu'en 1D jusqu'à présent. Pour cela, deux logiciels sont à notre disposition : Temixxl et Selma. Le type d'approche est le même que pour les mesures électriques, à savoir que l'on effectue une interprétation en multicouches en l'absence d'acquis. Dans le cas contraire, une interprétation déterministe est plus indiquée. Le logiciel Temixxl permet d'interpréter selon les deux approches, mais il est bogué. Pour cette raison, Interpex a développé une nouvelle version. Le problème est que la nouvelle version semble donner des résultats en mode déterministe moins conformes aux acquis que la première. Pour cette raison, les mesures sont

interprétées en mode déterministe par le logiciel Selma. En outre, ce dernier possède l'avantage de permettre l'inversion jointe de données électriques et TDEM.

L'inversion jointe a été tentée pour des raisons évidentes de complémentarité des méthodes électriques et électromagnétiques : elles mesurent le même paramètre et possèdent des sensibilités différentes.

## **Troisième partie**

### **Variabilité de la résistivité électrique**

La partie précédente était consacrée à l'investigation géophysique. Les méthodes ayant fait l'objet de recherches concernant les protocoles de mise en œuvre ou de traitement sont les méthodes électriques à courant continu et électromagnétiques dans le domaine temporel. **Chacune d'elles permet de décrire la variation de la résistivité avec la profondeur, mais sans savoir quelles sont les causes de cette variation.**

**Ainsi, cette partie possède deux objectifs. Le premier consiste à vérifier si les mesures effectuées ne sont pas entachées d'erreurs (effets diélectrique ou métallique). Pour cela des mesures sur le transect C ainsi que sur échantillons prélevés sur une carotte du transect B ont été réalisées. Après avoir éliminé ces causes d'erreur, les causes de variation de la résistivité sont recherchées en réalisant de nombreuses mesures et observations sur les échantillons de la même carotte. Notre attention est portée plus particulièrement sur ceux qui dans notre contexte pourraient avoir une influence, à savoir la porosité, la teneur en eau, ...**

Ainsi, le premier chapitre de cette partie est consacré à l'étude des différents types de conduction. Le second chapitre, quant à lui, est consacré à l'étude, menée sur quelques échantillons prélevés sur la coulée, de différents paramètres (fraction minéralogique, fraction argileuse, porosité, ...) prenant part à la conduction électrolytique. La détermination d'une évolution des paramètres mesurés corrélables avec la variation de résistivité mesurée sur échantillons et sur le terrain, ainsi que la détermination d'une loi d'Archie pour deux échantillons constituent l'aboutissement de cette partie.

# Chapitre I

## Les conceptions électriques

La résistivité  $\rho$  d'un matériau est sa capacité à résister au passage du courant électrique. Elle s'exprime en ohm.m ( $\Omega.m$ ). Cette faculté est étroitement liée à la nature même des formations géologiques et des eaux qu'elles contiennent. Son inverse est la conductivité  $\sigma$  qui s'exprime en Siemens/mètre ( $S.m^{-1}$ ).

Contrairement à l'idée reçue que la résistivité est directement liée à la teneur en eau, elle peut être influencée par différents facteurs comme le décrit l'abondante littérature dans ce domaine (Lasfargues, 1957 ; McNeill, 1980 ; Ward, 1990).

La résistivité peut être influencée par trois grands types de conceptions :

- la conduction diélectrique,
- la conduction électronique (ou métallique),
- la conduction électrolytique.

Les conceptions métalliques et électrolytiques sont des phénomènes qui donnent lieu à une conductivité, donc à un déplacement d'électrons ou de matière, contrairement à la conduction diélectrique.

### I.1. La conduction diélectrique

Sous l'influence de champs très hautes fréquences (de l'ordre du MHz), les charges positives et négatives se séparent, oscillent et donnent lieu à un dipôle électrique oscillant. Mais aucun déplacement physique ne se produit. Cette conduction met en jeu la perméabilité magnétique  $\mu_0$  égale à  $4 \pi 10^{-7} V.s.A^{-1}.m^{-1}$ , la densité de courant  $J$ , la permittivité électrique (exprimée en  $C.V^{-1}.m^{-1}$  et dépendant de la nature du terrain) et le champ électrique en fonction du temps.

Cet effet n'existe pas aux fréquences auxquelles nous travaillons.

### I.2. La conduction (ou conductivité) métallique

En courant continu (ou pseudo-continu c'est-à-dire aux fréquences d'environ 0.1-1 Hz comme lors de mesures électriques par exemple), la résistivité peut être affectée par la conduction électronique (métallique). Elle est caractérisée par le transport d'électrons à l'intérieur de certains minéraux, alors que la matière ne participe pas à l'écoulement du fluide. Le minéral se comporte alors comme un dipôle. Le paramètre mesuré est la conductivité électrique qui s'exprime en  $S.m^{-1}$ . Pour un grain métallique isolé, la conductivité est " simple " ou réelle,

alors que, dès qu'il est plongé dans un électrolyte, la conductivité devient " complexe ", c'est-à-dire qu'elle dépend de la fréquence.

Cette conduction affecte de nombreux sulfures métalliques (Nelson et Van Voorhis, 1983) tels que la pyrite, la chalcopryrite, le galène, le mispickel et, dans certains cas, des corps simples ou oxydes, tels que le graphite ou la magnétite. Tous ces corps sont très conducteurs et leur résistivité est de l'ordre de 0.001  $\Omega$ .m, voire inférieure. Ce type de conductivité est de loin la plus faible. D'après les observations de terrain, de nombreux nodules de pyrite sont emprisonnés dans des blocs de marne décimétriques. Leur effet doit donc être vérifié.

Cette conductivité affecte également les argiles (Kaviratna et al., 1996, Weller et al., 1996). Börner et al. (1996) mettent en évidence que seules les argiles présentes en faible proportion dans un milieu sont affectées par cet effet. La polarisabilité augmente lorsque la proportion d'argile augmente de 0 à 10 % environ, et au-delà la polarisabilité diminue à nouveau. Une explication de ce phénomène pourrait être que la surface polarisable augmente jusqu'à 10 % d'argiles. Au-delà de cette proportion, les grains d'argiles sont " collés " les uns aux autres, ce qui diminue la surface polarisable. Bien entendu, l'effet varie également en fonction de la nature des argiles. Ainsi, il semble que les effets dus aux argiles devraient être négligeables dans notre cas puisque la proportion de ces minéraux excède 40 %. Nous tenterons toutefois de le démontrer.

La vérification de l'effet de la pyrite ou des argiles sur la résistivité globale peut se faire par des mesures de polarisation provoquée et par l'apport d'une attention toute particulière aux mesures géophysiques acquises.

Les mesures de polarisation provoquée ont pour but de distinguer des sols de composition différente (Seigel et al., 1995). Il est possible de savoir si on est en présence d'argiles (ANNEXE 3), de sables ou de minéraux métalliques (ANNEXE 3).

Cette méthode peut être mise en œuvre dans le domaine temporel (où l'on mesure la décroissance du signal reçu par le récepteur en fonction du temps) et dans le domaine fréquentiel (ou l'on fait varier la fréquence d'injection). Des mesures ont été réalisées *in situ* dans le domaine temporel et, sur échantillons dans le domaine fréquentiel. Seules des raisons d'opportunité de matériel ou de traitement ont guidé ce choix. Pourtant, il est plus judicieux d'employer la méthode fréquentielle. En effet, pour cette dernière, seules deux (voire une) fréquences sont nécessaires. En revanche, en ce qui concerne la méthode temporelle, trois paramètres sont nécessaires et ce chiffre est non-réductible : le temps de charge, le temps de début de mesure et le temps de fin de mesure. De plus, contrairement au domaine fréquentiel ces paramètres ne bénéficient pas d'une standardisation. Ainsi, en fonction des appareils, les résultats sont différents. Par ailleurs, beaucoup de précautions sont à prendre dans le domaine temporel : trop de courant peut occasionner une diminution du signal à cause de la saturation, et trop peu rend le rapport signal/bruit trop faible. De plus, la plupart des modèles (Cole-Cole, Debye, ...) sont adaptés aux mesures dans le domaine fréquentiel.

Il est toutefois possible de passer du domaine temporel au domaine fréquentiel, et inversement (Weller, 2000), par la formule suivante :

$$FE = \frac{P}{1 - P}$$

où

FE est l'effet de fréquence que l'on calcule par :  $FE = \frac{\rho_a(f_1) - \rho_a(f_2)}{\rho_a(f_2)}$

où :  $\rho_a(f_1)$  est la résistivité apparente à la fréquence 1  
et  $\rho_a(f_2)$  est la résistivité apparente à la fréquence 2  
et  $f_2 > f_1$

L'effet de polarisation provoquée est souvent comparé au phénomène physique de condensateur. Le modèle le plus fréquemment employé pour prédire le comportement diélectrique est le modèle Cole-Cole (Cole et Cole, 1941), dont le formalisme est :

$$Z(\omega) = R_{DC} \left[ 1 - m \left( 1 - \frac{1}{1 + (i\omega\tau)^c} \right) \right]$$

avec :

$R_{DC}$  la résistance du courant continu

$\omega$  : la fréquence

$Z(\omega)$  : l'impédance du circuit

$m$  : la polarisabilité

$\tau$  : le temps qui est une constante pétrophysique (c'est-à-dire une constante pour une taille de grain donnée)

$c$  : une constante pétrophysique dépendant du type de minéral. Pour les roches, ce paramètre est compris généralement entre 0.2 et 0.6.

Un autre avantage de la méthode fréquentielle est qu'il est plus aisé de repérer un effet Cole-Cole en domaine fréquentiel qu'en domaine temporel.

Toutefois, à titre de comparaison, les résultats des deux méthodes sont donnés.

Les résultats des mesures de polarisation provoquée dans le domaine temporel (Croisy, 1997) indiquent une augmentation de la chargeabilité <sup>1</sup>(polarisabilité) avec la profondeur. Ainsi, plus la profondeur est importante, plus l'effet de polarisation se fait sentir. Toutefois, l'effet maximal est de l'ordre de 4mV/V ce qui est très peu. Un effet de polarisation est détecté, mais il n'est pas possible avec cette méthode de savoir à quelle minéraux l'attribuer. Seule la méthode fréquentielle permet de lever l'incertitude.

Les mesures de polarisation provoquée dans le domaine fréquentiel ont été réalisées sur huit échantillons par Börner, et quatre par Weller. L'allure des courbes obtenues est la même pour les deux catégories d'échantillons, à savoir que les données s'alignent grosso modo selon une droite pour les faibles fréquences, puis une augmentation importante des valeurs est observée. Toutefois, la comparaison s'arrête là. En effet, les valeurs de phase maximales de la première catégorie (tableau 11) sont largement supérieures à celles mesurées par Weller (tableau 12). Ce phénomène s'observe alors que la gamme de fréquence utilisée par Börner (de 0.1 à 100 Hz) est inférieure à celle de Weller (0.001 à 10000 Hz) : ainsi la phase descendante de l'effet de polarisation n'est pas observé chez ce dernier. Il n'est donc pas possible de caractériser cet effet chez Börner. Tous les échantillons ont été prélevés entre 0 et 6 m de

---

<sup>1</sup> Chargeabilité : capacité du sol à se charger, se polariser électriquement. Voir les principaux types de polarisation en ANNEXE 3

profondeur (tableau 10), mais nous n'étudierons que les échantillons analysés par Weller (tableau 12). En effet, le tableau 11 ne permet pas de caractériser l'effet cole-cole, puisque la fréquence de mesure est plus faible (100 Hz).

Les échantillons indiquent un effet diélectrique (Fig. 23) correspondant à une réponse de caractéristique de minéraux métalliques (réponse en " cloche ") parfaitement modélisable par le modèle Cole-Cole. Or le seul minéral connu à Super Sauze est la pyrite. Un léger effet dû à la matière organique (phase inférieure à 0 aux faibles fréquences) a été détecté. En revanche, aucun effet d'argile n'a été observé (Börner et al., 1996). Ces derniers indiquent une augmentation de la phase avec la profondeur. Par ailleurs, que ce soit pour la première ou la seconde catégorie d'échantillons, la fréquence n'est pas constante. Elle est comprise entre 10 et 700 Hz.

Echantillons	Profondeur (m)
e8b	0.6
e7b	0.7
PP8=e7	0.85
BV6	1.8
117	2
140	3
e6b	3.4
PP2	4
PP3	4.15
PP1	5.1
e2b	5.35
PP7	5.95

*Tableau 10 : Profondeur de prélèvement des échantillons*

Echantillons	Phase (milliradians)	Fréquence (Hz)
PP8=e7	30	70
117	50	100*
140	50	100*
PP2	40	100*
PP3	40	100*
PP1	30	100*
PP7	60	70

\*: signifie que l'on n'est pas sûr d'avoir atteint le maximum.

*Tableau 11 : résultats de la polarisation provoquée dans le domaine fréquentiel des échantillons analysés par Börner F.*

Echantillons	Phase (milliradians)	Fréquence (Hz)
e9b	5	700
e7b	6	100
e6b	7	10
e2b	20	400

Tableau 12 : résultats de la polarisation provoquée dans le domaine fréquentiel des échantillons analysés par Weller A.

Néanmoins la valeur la plus élevée (70) est relativement faible. Une modélisation réalisée sur les valeurs de résistivités du TDEM indique une variation d'à peine 1 % entre les données brutes et les données corrigées de l'effet polarisation provoquée (PP).

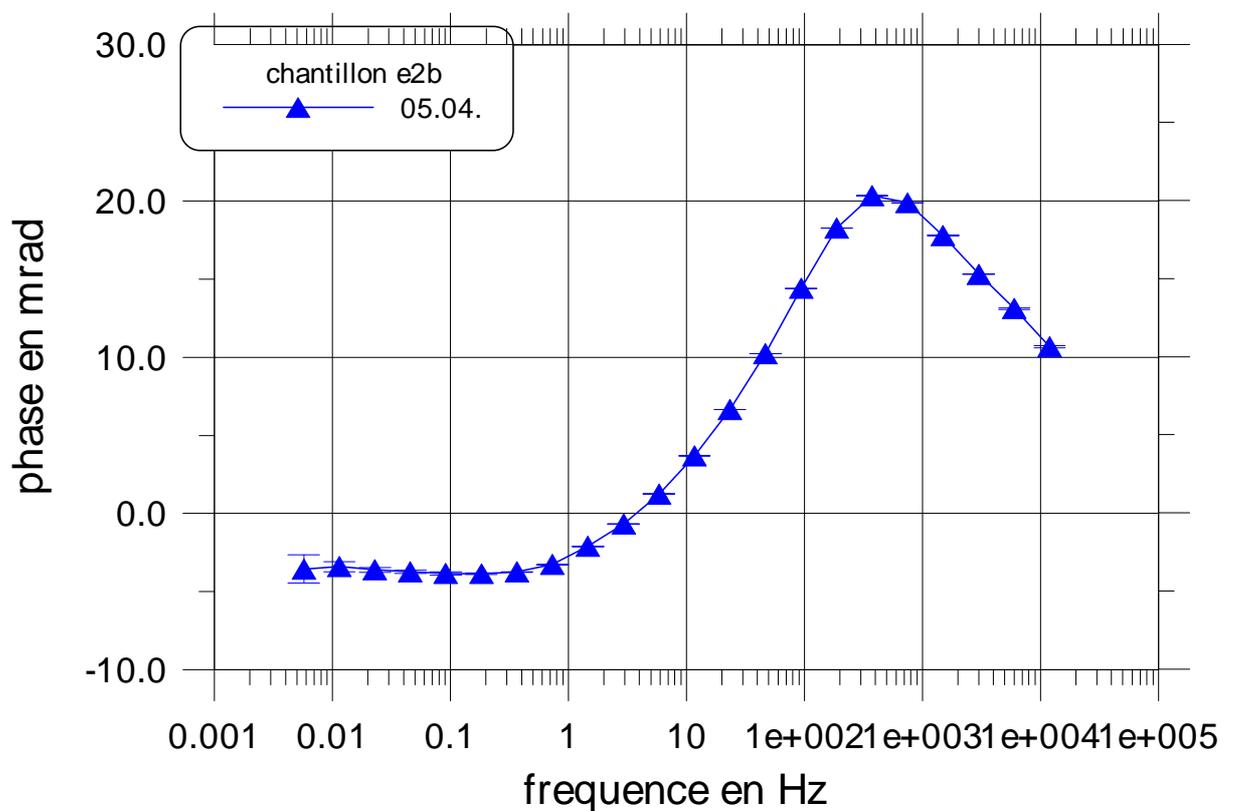


Figure 23 : Effet Cole-Cole caractéristique de sulfures (pyrite)

Les deux catégories d'échantillons analysés par la polarisation provoquée en domaine fréquentiel ne donnent pas les mêmes résultats numériques. Dans l'état actuel de nos connaissances, il ne nous est pas permis de savoir pourquoi. Néanmoins, l'allure des courbes est la même. De plus, les résultats obtenus vont dans le même sens que ceux issus de la polarisation provoquée dans le domaine temporel : légère augmentation avec la profondeur. Par ailleurs, ces informations sont suffisantes pour déterminer que l'effet PP dû à la pyrite est net mais négligeable si l'on considère l'influence sur les mesures géophysiques.

**La résistivité électrique ne semble pas être perturbée par la conduction métallique. Il nous reste donc à voir celle qui nous intéresse au premier chef : la conduction électrolytique.**

### **I.3. La conduction électrolytique**

La conduction électrolytique fait intervenir le déplacement des ions en solution dans l'eau d'imbibition. Dans ce cas, les roches ne conduisent le courant que par l'eau qu'elles contiennent, qui est rendue conductrice par la présence de sels dissous (ions). La conductibilité des terrains est d'autant plus grande que ces terrains renferment davantage d'eau et que cette dernière est plus minéralisée.

Ce phénomène conduit à un transfert de matière et à une transformation chimique.

La conductivité électrolytique se produit grâce aux connexions existant entre les pores du milieu dont la matrice est généralement considérée comme isolante. Les facteurs suivants influent le plus sur la valeur de la résistivité :

- **la porosité connectée** : la forme et la taille des vides, la forme et la taille des passages existant entre ces pores. Ce paramètre est l'un de ceux qui devrait le plus influencer les mesures.

- **les pourcentage des pores remplis par l'eau (appelé encore le taux de saturation ou teneur en eau volumique)**. Celui-ci est le second paramètre devant avoir une influence notable sur les mesures de résistivités.

- **la conductibilité de l'eau d'imbibition**

- **la température et l'état de l'eau** (vapeur, glace, eau libre). Ce paramètre ne sera pas développé, compte tenu du fait qu'aucune mesure n'a été réalisée. De plus, nous pensons que l'effet de température est peu significatif dans notre cas. En effet, les mesures ont toujours été effectuées à des températures supérieures à 0°C. Or, c'est autour de cette température que les différences de résistivité sont les plus sensibles. En-deçà de 0°C, la résistivité augmente (la glace étant résistante).

- **nature et quantité des argiles** (par la Capacité d'Echange Cationique : CEC)

De nombreux auteurs (Archie, Simandoux, Kalinski et Kelly, Revil, Dowling, ...) se sont attachés à rechercher des relations entre la résistivité électrique et les paramètres qui la font varier. Notre objectif est plus qualitatif (détermination des causes de la variation de la résistivité) que quantitatif (détermination d'une loi définissant la relation existant entre ces paramètres). Du fait de la simplicité des informations recherchées et des lois existantes, aucune n'est vraiment adaptée à notre problème. Si les relations sont simples, elles excluent la présence ou du moins l'influence d'argiles (Archie, 1942). Si elles permettent de prendre en compte la plupart des paramètres, trop d'informations sont nécessaires (Simandoux, 1963 ; Rhoades et al., 1976 ; Kalinski et Kelly, 1993 ; Revil et Glover, 1998 ; Revil et al., 1998), ou bien de nombreuses hypothèses doivent être posées (Dowling, 1990). Les investigations nécessaires pour satisfaire les lois générales dépassent largement le cadre de cette thèse.

Ainsi, le second chapitre doit permettre de déterminer une corrélation entre la résistivité et d'autres paramètres simples (porosité, teneur en eau, ...).

## Chapitre II

### Variation des paramètres pétrophysiques

Afin de déterminer une relation qualitative, quelques analyses pétrophysiques simples ont été réalisées. Les échantillons ont été extraits sur le transect B, car ce dernier bénéficie d'un grand nombre de mesures géophysiques, ainsi qu'un faible taux de " faux-refus " (partie 1) qui limitent les investigations géotechniques. Outre la réalisation d'analyses, il s'agit de mesurer les résistivités des échantillons, de comparer ces dernières à celles obtenues sur le terrain, puis de mesurer les paramètres faisant varier la résistivité avant de rechercher une corrélation entre les différents paramètres.

Pour ce faire, les analyses pétrophysiques suivantes ont été réalisées :

- I. l'analyse minéralogique par diffraction X;
- II. l'analyse de la fraction argileuse par diffraction X;
- III. la porosimétrie par injection de mercure (protocole décrit dans Carrio-Schaffheuser en 1987);
- IV. l'observation au microscope électronique à balayage (protocole décrit dans le mémoire de Cromptin, 1999);
- V. l'observation au microscope électronique à transmission de la fraction argileuse;
- VI. la mesure de résistivité sur échantillons;
- VII. le taux de saturation des échantillons.

Par ailleurs des analyses ont été réalisées sur l'eau d'imbibition (VIII).

#### Deux types d'échantillons ont été analysés :

⇒ **La première catégorie d'échantillons a été analysée par le Centre de Géochimie de la Surface (CGS)**

Ces échantillons ont été prélevés en mai 1998.

La plupart des analyses a été réalisée sur des échantillons issus d'une carotte de 6 mètres de profondeur (BV7) extraite le long du transect B :

- huit échantillons pour une caractérisation pétrophysique ;
- douze échantillons pour des mesures de polarisation provoquée (PP) dans le domaine fréquentiel

La localisation des échantillons à prélever sur la carotte a été déterminée après scannage des carottes (au scanner médical). En effet, cette opération a permis de mettre en évidence des zones de densité différentes, bien que cette dernière ait subi une augmentation artificielle due à l'extraction de la carotte par le vibropercuteur. Certaines carottes d'un mètre théorique (qui équivaut à l'enfoncement du vibropercuteur d'un mètre dans le sol) sont longues d'à peine 50 ou 60cm. La raison est une obstruction générée par le frottement de blocs durs (clastes) lors

du passage du train de tige. Cela a pour effet une augmentation artificielle de la densité de la carotte. Toutefois, le scannage a permis de mettre en évidence un réseau de fractures important, de tailles diverses (de quelques millimètres à quelques centimètres). Du fait de l'impossibilité de prélever à l'aide du vibropercuteur des carottes orientées, une direction de fracturation préférentielle n'a pas pu être mise en évidence.

D'autres échantillons ont été prélevés au vibropercuteur sur une carotte d'un mètre de profondeur (BV6) et sur des échines situées à l'intérieur ou à proximité de la coulée afin de comparer les caractéristiques des marnes saines et altérées.

### ⇒ La seconde catégorie a été analysée par le LTHE

Des échantillons prélevés en octobre 1997 en surface sur le transect B dans le secteur 3 ont subi certaines des analyses pétrophysiques (porosité, résistivité). Leurs caractéristiques sont :

- des échantillons remaniés utilisés pour l'évaluation de la teneur en eau
- des échantillons non remaniés :

\* dans quatre manchons en plastique : trois (1B, 2B et 4B) sont prélevés sur le transect B en zone humide (partie ouest). Ils ont été prélevés dans la même zone que la carotte BV7. Le quatrième (6C) a été prélevé sur le transect C en zone de bourrelet.

\* dans deux manchons en inox perforés : 3B et 5B sont prélevés au même endroit que ceux pris dans les manchons en plastique.

La profondeur d'extraction des échantillons employés pour l'étude pétrophysique est récapitulée dans le tableau 13. Les échantillons ayant subi des mesures de résistivité par Börner font partie également de la liste. Ceux analysés par Weller n'ont pas été utilisés car l'état de conservation ne garantissait pas la teneur en eau initiale.

Echantillon	Localisation	Profondeur moyenne (m)	Pétrophysique (moins la résistivité) et porosité	Résistivité
Marnes en place	<i>Echine ou encaissant</i>	0	Oui	
Marnes en place	<i>Echine ou encaissant</i>	0		Oui
E9	BV7	-0.58	Oui	
E8	BV7	-0.72	Oui	
PP8	BV7	-0.85		Oui
BV6	BV6	-1.8		Oui
E1	BV7	-1.95	Oui	
117	<i>BV6</i>	-2	Oui	
140	<i>BV6</i>	-3	Oui	
E6	BV7	-3.42	Oui	
PP2	BV7	-4.0		Oui
E3	BV7	-4.05	Oui	
PP3	BV7	-4.18		Oui
E4	BV7	-4.35	Oui	
E5	BV7	-4.75	Oui	
PP1	BV7	-5.1		Oui
E2	BV7	-5.2	Oui	
PP7	BV7	-5.95		Oui

Tableau 13 : Localisation, profondeur et type d'analyses réalisées sur les échantillons

Rappelons l'objectif qui est de rechercher une corrélation entre les variations de résistivités avec la profondeur et :

- la proportion des éléments minéraux principaux (argiles, calcite, quartz)
- la proportion de la pyrite
- la résistivité de l'eau circulant à l'intérieur de la coulée
- la résistivité du sol
- la composition de l'eau
- la porosité connectée
- le taux de saturation

Dans chacun des paragraphes suivants sont donnés tout d'abord les éléments existants, puis nos propres résultats.

## II.1. Analyse minéralogique par diffractométrie X

Elle permet de connaître les différentes fractions minérales des échantillons. Il s'agit de déterminer s'il existe une évolution de ces fractions avec la profondeur qui pourrait expliquer les variations de résistivité.

Phan (1993) indique qu'il existe une grande variation de la minéralogie dans les Terres Noires, ce qui confirme que nos résultats ne pourront pas être extrapolés à d'autres sites.

Quelques informations sont toutefois disponibles sur le même site. Hermann (1997) a réalisé des analyses minéralogiques à partir d'échantillons prélevés sur le transect B en 1996. Cette étude n'a été réalisée que sur des échantillons remaniés. Les résultats alors obtenus sont portés dans le tableau 14 ainsi que sur la figure 24 .

Profondeur des échantillons	Argiles (%)	Quartz (%)	Calcite (%)	Dolomite (%)	Albite (%)
BV3 0.5 – 1.0	28	34	24	9	5
BV3 2.8-3.0	31	33	26	6	4
BV3 5.7-6.0	32	32	21	10	5

*Tableau 14 : Minéralogie des échantillons analysés par Hermann (1997).*

En ce qui nous concerne, l'analyse minéralogique a été menée sur de la poudre d'échantillons séchée, décarbonatée et broyée. L'analyse se fait sur une pâte orientée aux rayons X sur les échantillons E1, E2, E3, E4, E5, E6, E8 et E9. Elle indique la composition de la roche avec la profondeur. Les résultats sont portés dans le tableau 15, ainsi que sur la figure 25.

Profondeur des échantillons	Argiles (%)	Quartz (%)	Calcite (%)	Dolomite (%)	Plagioclases (%)	Pyrite (%)
E9 0.6 m	40.1	28.8	21.6	5.3	2.7	1.4
E8 1.4 m	37.5	24.8	28.9	5.1	2.7	0.9
E1 1.9 m	38.3	25	26.6	5.9	4	
E6 3.4 m	43.4	27.8	23.3	5.2	3.1	
E3 4.1 m	39.3	25.3	22.5	5.9	2.9	4.2
E4 4.3 m	43.4	29.3	19.2	5.3	2.7	
E5 4.7 m	39.7	29.7	21.7	5.8	3	
E2 5.2 m	35.2	31.6	25.7	3.9	1.1	

Tableau 15 : Minéralogie des échantillons analysés dans le cadre de ce travail

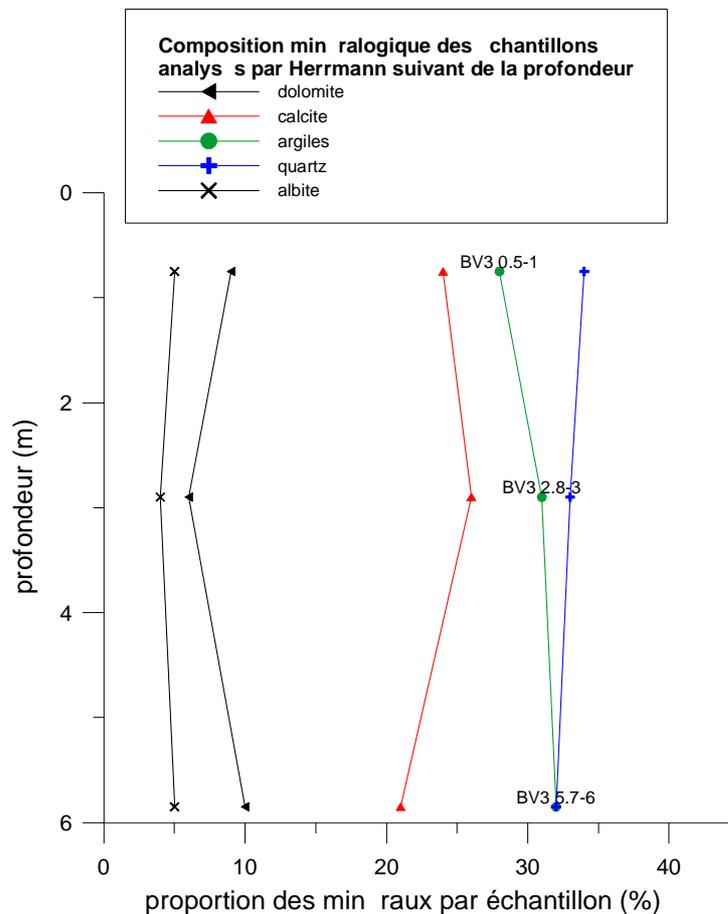


Figure 24 : Minéralogie déterminée sur les échantillons analysés par Herrmann (1997)

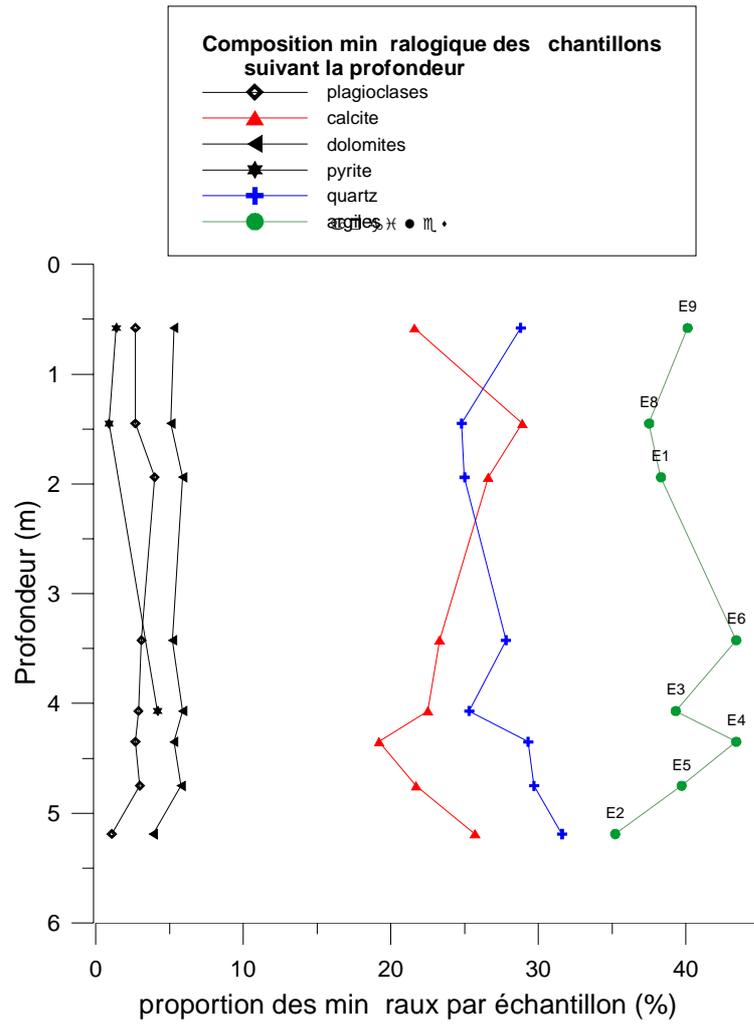


Figure 25 : Minéralogie déterminée sur les échantillons analysés dans le cadre de cette étude

Dans le sommet du profil (de E9 à E3) :

- les proportions d'argile et de quartz sont directement corrélées ;
- ces dernières sont inversement proportionnelles au pourcentage de calcite.

Pour la base du profil (à partir de l'échantillon E4), la tendance des proportions s'inverse :

- la calcite et les quartz sont directement corrélés ;
- les proportions d'argiles sont inversement proportionnelles aux deux précédentes.

Il se produit donc un changement de comportement entre 4 m et 4.35 m de profondeur, entre les échantillons E3 (4.05 m) et E4 (4.35 m). Cette profondeur pourrait correspondre à la limite entre les couches 1 et 2 de la coulée, mises en évidence par les méthodes géotechnique (partie 1).

Il est difficile de rattacher nos résultats à ceux obtenus par Hermann, compte tenu du petit nombre d'échantillons examinés. Toutefois, exception faite de l'albite, les types de minéraux présents sont les mêmes pour les deux études. Les éléments principaux sont les argiles, le quartz et la calcite. Le volume de pyrite n'est pas suffisamment important pour être détecté par la diffractométrie, alors qu'elle est clairement mise en évidence par la polarisation provoquée.

## **II.2. Analyse de la fraction argileuse par diffractométrie X**

La fraction argileuse est mesurée pour différentes profondeurs afin de vérifier si la variation de résistivité et la modification du comportement de la coulée pourraient être liées à une évolution du type et de la proportion d'argiles.

La proportion des illite (80 %) - chlorite (20 %) est la même quelle que soit la profondeur, même si la quantité peut varier en fonction du pourcentage d'argiles.

Les analyses menées par Phan (1993) vont dans le même sens que les observations d'Hermann (1997) et les nôtres. Cela indique que la présence d'illite et de chlorite est une constante dans les Terres Noires. La variation de la résistivité ne peut donc pas être expliquée par une variation de la fraction argileuse.

La figure 26 montre un diagramme d'analyse de la fraction argileuse où figurent quatre courbes correspondant à des traitements différents. Ces traitements permettent de différencier les différentes catégories d'argiles.

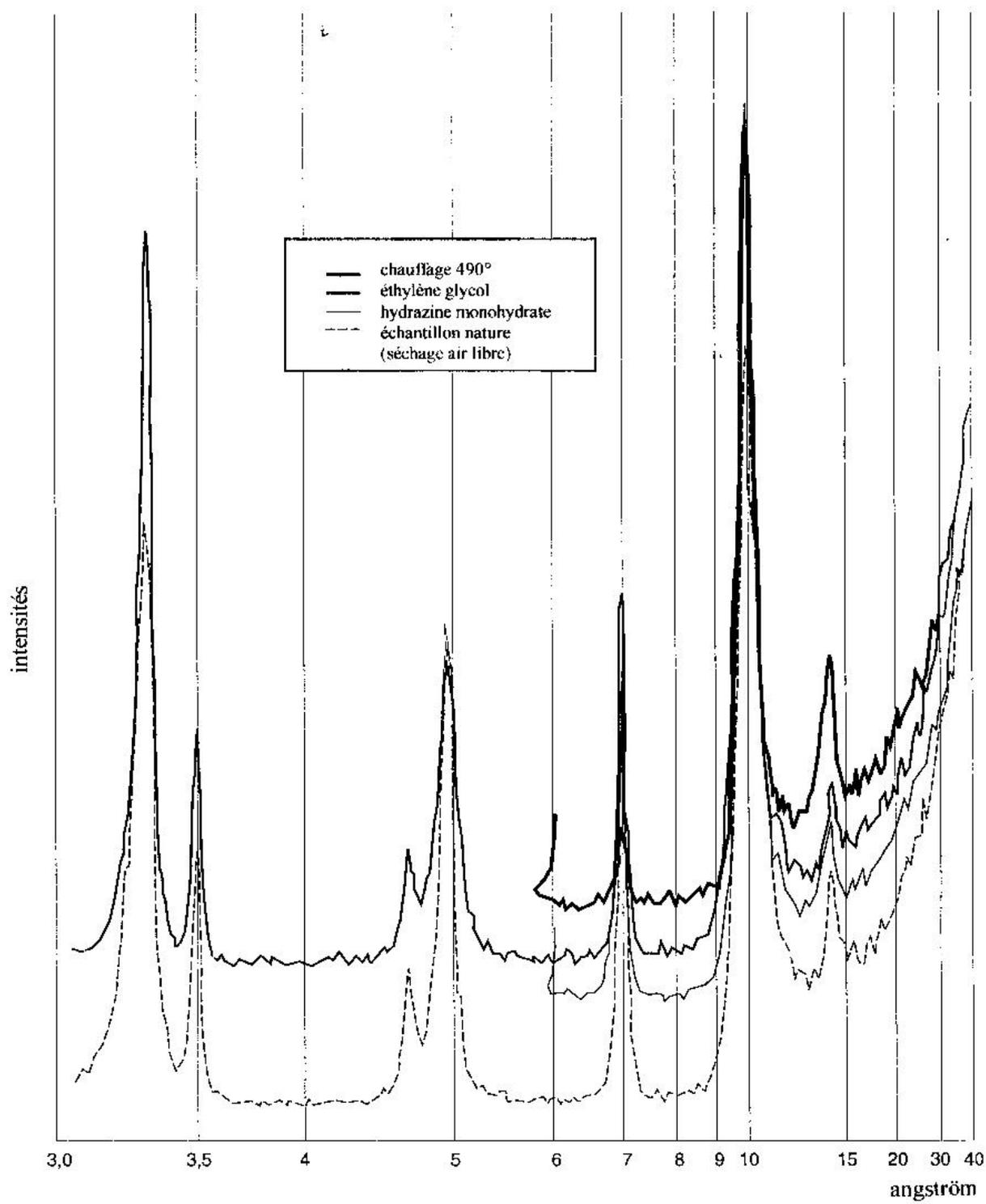


Figure 26 : Diffractométrie d'un échantillon représentatif

### II.3. Mesure de la porosité par injection de mercure

Les mesures de porosité sont absolument indispensables. Ces mesures par la porosimétrie à mercure permettent de donner la porosité CONNECTEE qui est fortement liée à la résistivité électrique. En effet, la connexion entre les pores permet la circulation de l'eau, et donc du courant électrique.

Une variation de porosité pourrait expliquer des différences de compaction, de résistivité et de changement de comportement de la coulée.

Phan (1993) a calculé les porosités totales pour quelques échantillons de Terres Noires de la même série stratigraphique prélevés dans une roche saine du bassin de Trièves. Ils possèdent une porosité comprise entre 1 et 19 %, mais pour la majeure partie des échantillons, ces valeurs de porosité sont comprises entre 1 et 6 %.

Les mesures réalisées dans le cadre de cette thèse donnent les résultats suivants. La majorité des porosités se situent entre 17 et 26 %, qu'ils soient prélevés en surface ou en profondeur de la coulée. Les deux échantillons de surface analysés au LTHE (bien que prélevés à une période différente) ont des porosités de 23 et 25 %. De même, ceux analysés au CGS ont des valeurs comprises entre 17 et 26 %, 17 % correspondant à l'échantillon le plus profond.

**Par ailleurs, une diminution (exception faite de E5) de E8 (26 %) jusqu'à E2 (17 %) est observée suivant la profondeur avec une baisse brutale des valeurs à partir de 4-5 m, sous réserve d'un échantillonnage représentatif. La porosité de 17-26 % correspond à l'idée que l'on peut se faire d'un terrain peu cohérent. Dans l'état actuel des connaissances, il est difficile de savoir si la baisse de porosité se fait graduellement avec la profondeur (tassement du sol par gravité sur l'ensemble de la coulée) ou brutalement au contact entre les couches 1 et 2 définies par la géotechnique, et si la baisse brutale à partir de 4-5 m correspond à des couches différentes.**

Par ailleurs, les échantillons prélevés sur les marnes en place ont une porosité d'environ 5 %. Cela correspond tout à fait aux résultats obtenus par Phan.

L'échantillon E5, prélevé dans la coulée, a une porosité de 7 %. Cette valeur est très différente des valeurs habituellement obtenues dans la coulée, mais elle est proche de celles obtenues sur les marnes en place. Il est fort possible que cet échantillon ait été prélevé dans un claste de marnes non altérées détaché d'un des nombreux blocs contenus dans la coulée (cf. précédemment).

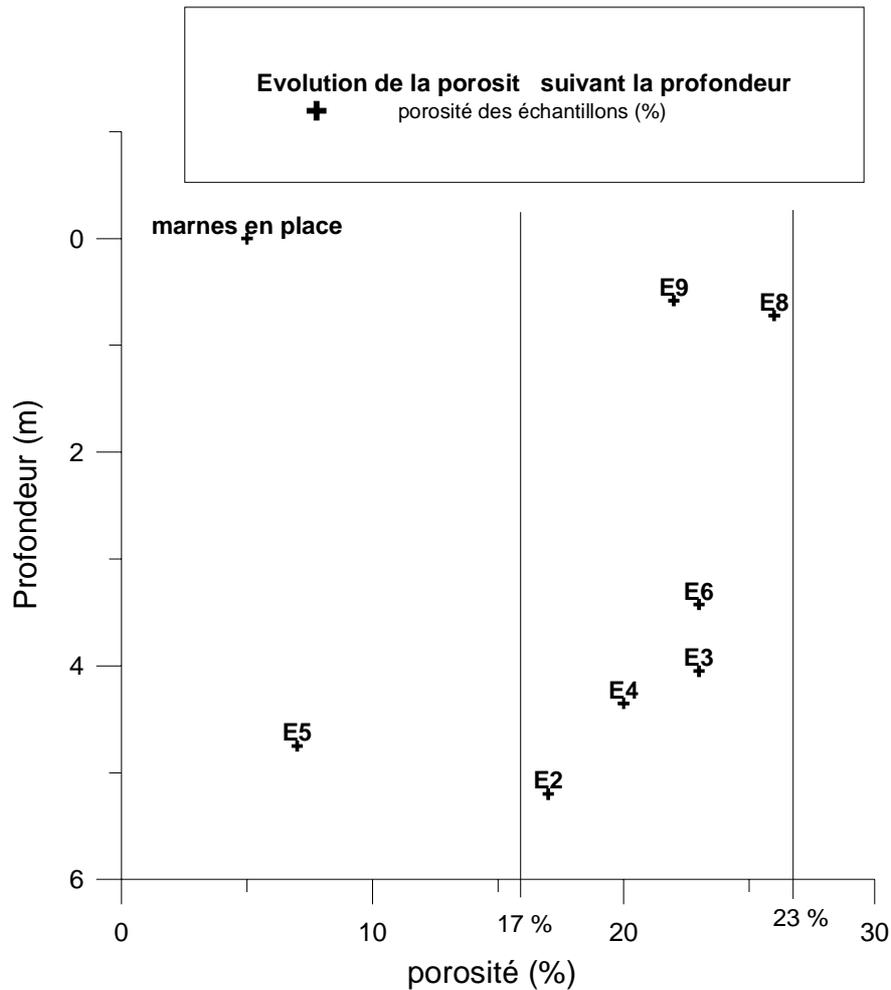


Figure 27 : évolution de la porosité suivant la profondeur

#### II.4. Observations au Microscope Electronique à Balayage (MEB)

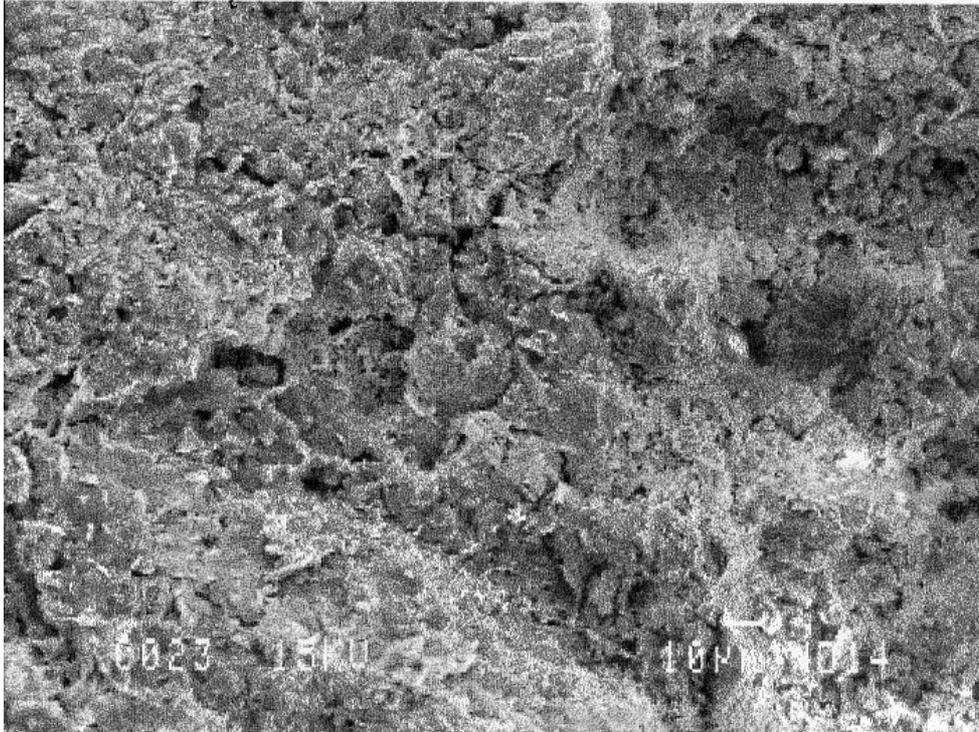
Ces observations sont très utiles car elles permettent :

- d'une part, d'évaluer qualitativement s'il existe une évolution en profondeur de la taille des pores, de la structure porale, ... ;
- et d'autre part, de déterminer d'une manière semi-quantitative l'évolution des grains de pyrite, de calcite avec la profondeur ;

Ces observations ont permis d'étudier plusieurs fragments des huit échantillons. Cela nous a permis de vérifier bien entendu l'existence de différences d'un échantillon à l'autre (inter-échantillon), mais également d'un fragment du même échantillon à l'autre (intra-échantillon).

#### II.4.1. Porosité

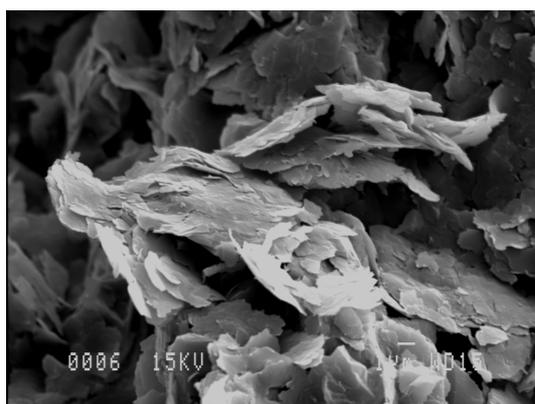
Nous observons des pores (photo 13) dont la taille varie de 10 à 15  $\mu\text{m}$  et le seuil d'accès de 0.1 à 0.4  $\mu\text{m}$ .



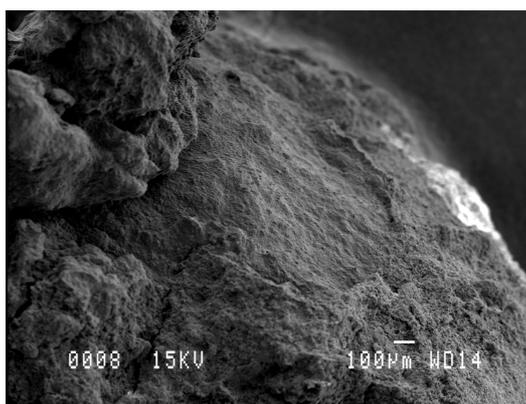
*Photo 13 : Echantillon agrandi 500 fois : visualisation du réseau poral.*

Une classification des pores en micro- méso-, macro-, ... n'est pas tentée compte tenu du grand nombre de classification possible (Carrio-Schaffhauser, 1987 ; Géraud, 1991 ; Grolier et al., 1991 ; Gueguen, 1992 ; Cousin, 1996).

La méthode MEB permet également de rendre compte de l'état de fracturation à différentes échelles, comme le montrent les photos 14 et 15.



*Photo 14 : agrandissement à 4000 fois*

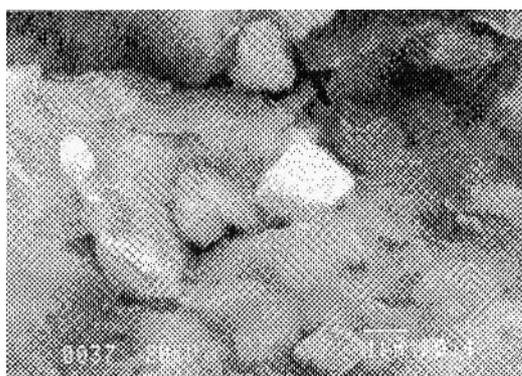


*Photo 15 : agrandissement à 50 fois*

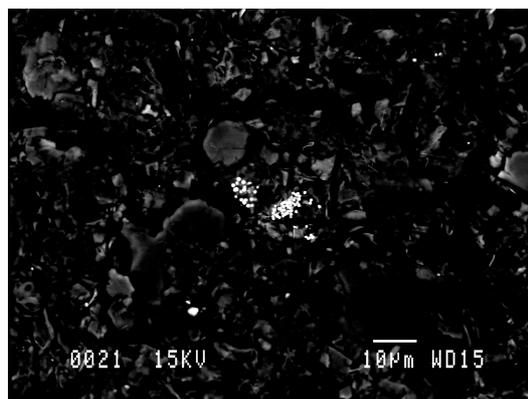
La porosité varie bien entendu d'un échantillon à l'autre, mais il existe également des variations à l'intérieur d'un même échantillon. Ainsi, la plus grande prudence s'impose quant à l'interprétation en particulier de la variation de la porosité avec la profondeur.

#### **II.4.2. Pyrite**

Plusieurs possibilités d'étude s'offrent à nous pour la mettre en évidence. Tout d'abord, il est possible de rechercher des minéraux dont la morphologie ressemble à celles de la pyrite. Ces dernières sont souvent de formes cubiques (photo 16), isolées ou en "grappe" (framboïdales) (photo 17). Les images MEB obtenues classiquement par l'étude des électrons secondaires peuvent indiquer à un œil très exercé la présence de pyrite.



*Photo 16 : pyrite cubique (5000 fois)*



*Photo 17 : pyrite framboïdale et minéraux lourds (rétrodiffusé, 1000 fois)*

L'étude de l'émission des électrons primaires rétrodiffusés au microscope électronique à balayage (MEB) nous donne une image des minéraux lourds de la zone d'échantillon étudiée (photo 17). Seules, ces images ne peuvent permettre de nommer les minéraux lourds. En revanche, cette technique combinée à l'analyse qualitative et/ou semi-quantitative du spectre d'émission X sur ces images permet de détecter des pics de pyrite à 2.71 angström sur les

zones présumées. La combinaison de cette méthode permet de réaliser un comptage des grains de pyrite sur l'image rétrodiffusée. En gardant le même agrandissement pour chaque échantillon, il devient possible, de manière semi-quantitative, de savoir si la quantité de pyrite a tendance à augmenter ou à diminuer avec la profondeur. Finalement d'après les observations, il s'avère que la quantité est quasiment stable.

### II.4.3. Argiles

#### II.4.3.1. Structure

Après observation des fragments d'échantillons au MEB, des différences notables apparaissent d'un fragment étudié à l'autre, mais ces différences sont du même ordre de grandeur inter- et intra-échantillon. **Une évolution avec la profondeur n'est pas détectée.**

#### II.4.3.2. Orientation

**L'orientation des argiles a également été observée, car elle peut être un facteur de variation de la résistivité.** Une multitude de petites orientations préférentielles (photo 14) qui seraient dues à la réorganisation des argiles autour des grains de quartz, de calcite... sont observées, mais il n'existe pas une seule direction d'orientation préférentielle. L'orientation des argiles ne peut expliquer dans ce cas précis la variation de résistivité.

### II.4.4. Calcite

Une des raisons pour lesquelles la présence de grains de calcite est intéressante est que ces grains pourraient, en cas de recristallisation, diminuer la porosité.

L'analyse aux rayons X couplée à l'analyse spectrale d'une zone choisie permet de détecter des grains de calcite (photo 18).

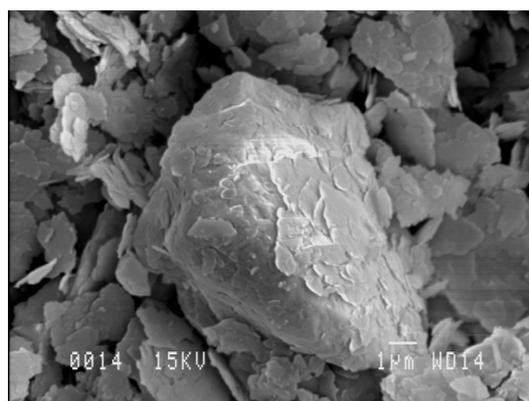


Photo 18 : grain de

d'argiles (6500 fois)

calcite avec placage

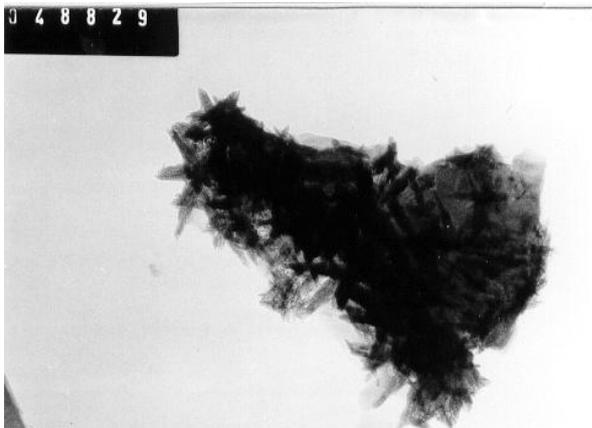
**En conclusion, les observations au MEB ne permettent pas de repérer une cause de la variation de la résistivité.**

## II.5. Observations au Microscope Electronique à Transmission (MET)

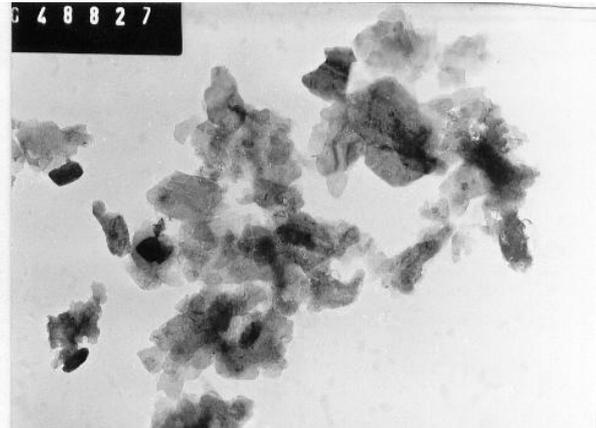
L'objectif des observations au microscope optique à transmission est principalement de vérifier s'il existe des argiles de néoformations caractéristiques de plans de glissement, et d'une manière générale de suivre l'évolution de la morphologie des argiles avec la profondeur.

Les mêmes éléments sont retrouvés à chaque observation, pour chaque échantillon. Après vérification à la cristallographie, il s'avère que la plupart des particules sont argileuses (au sens minéralogique du terme). On trouve également de l'oxyde de fer (photo 19), de la pyrite (photo 20), du rutile (photo 21), du zircon et des impuretés (des sels et d'autres éléments qu'il n'est pas possible de reconnaître par la simple morphologie). La particularité du sel est que sa morphologie est carrée et qu'il forme des bulles sous le faisceau. Les sels peuvent toutefois provenir de la préparation.

En revanche, aucune argile de néoformation n'est observée.



*Photo 19 : Oxydes de fer (MET)*



*Photo 20 : Pyrite (MET)*



*Photo 21 : Rutile mâclé (MET)*

### **II.5.1. Argiles**

Les argiles sont repérables par leur diagramme de dispersion (photo 22).



*Photo 22 : diagramme caractéristique des argiles*

Tous les échantillons possèdent les mêmes caractéristiques argileuses observables. Nous observons des groupements de particules qui sont induits par la préparation de l'échantillon. Dans chacun de ces groupements existent deux grosses particules d'argiles (de l'ordre de 2 micromètres) et beaucoup de petites (0.2-0.5 micromètres).

Certaines sont anguleuses (faiblement altérées) et d'autres très émoussées. Cette différence inter- et intra- échantillon ne peut pas être liée à la profondeur d'extraction de l'échantillon.

## II.5.2. Pyrite

D'après la morphologie (cubique) et les informations disponibles (MEB, minéralogie, ...) il est à peu près sûr que des grains de pyrite aient été observés. Il semble que ces grains existent dans tous les échantillons dans les mêmes proportions.

Comme précédemment avec le MEB, les observations avec le MET ne permettent pas de donner d'indice quant à la cause de la variation de la résistivité.

## II.6. Mesures de résistivités des échantillons

La mesure de résistivité sur échantillon doit permettre de déterminer l'évolution de la résistivité afin de la mettre en relation avec les autres paramètres déterminés. Il s'agit également de vérifier si les résistivités mesurées sur échantillon et *in situ* sont comparables.

Les résistivités ont été mesurées sur deux types d'échantillons : ceux prélevés en octobre 1997 et mai 1998. Les premiers (tableau 16) ont été analysés par le LTHE et les seconds par le laboratoire de Dresden (Allemagne) lors de mesures de polarisation provoquée.

Concernant la campagne d'octobre 1997, la résistivité a été mesurée en continu pour trois échantillons (B3, B5 et C6), et ponctuellement pour tous les échantillons (au taux de saturation initiale). Rappelons que ces échantillons ont été prélevés en surface, et que tous excepté un (C6), ont été prélevés sur le transect B. Les résistivité mesurées sur ces derniers sont données dans le tableau ci-dessous :

Echantillon	Résistivité ( $\Omega.m$ )
B3	19.6
B4	17.5
B5	19.6
C6	20.8
B1	15.9
B2	15.5

Tableau 16 : Résistivité mesurée sur les échantillons analysés au LTHE

La résistivité la plus élevée est 20.8  $\Omega.m$ . Elle correspond à l'unique échantillon du transect C. Cela n'est donc pas suffisant pour dire que la résistivité de surface du transect C semble être plus faible qu'en B. Par ailleurs, les valeurs de résistivité s'étendent de 15.5 à 20.8  $\Omega.m$ . La gamme est très restreinte. Il n'existe donc pas de grande différence (sous réserve de la représentativité de l'échantillonnage) de résistivité du transect B à C en surface.

La campagne de mai 1998 a permis d'analyser huit échantillons. L'idéal aurait été de mesurer la résistivité sur les mêmes échantillons que ceux qui ont subi les mesures pétrophysiques. Cela n'a pas été possible, car ces deux catégories de mesures (pétrophysique, polarisation provoquée) n'ont pas été réalisées par le même laboratoire. En revanche, les profondeurs de mesures sont assez similaires (tableau 10). Les résultats de ces analyses sont donnés sur le graphique suivant (Fig. 28) ainsi que dans le tableau 17.

N° échantillon	Résistivité ( $\Omega.m$ )
PP8	18
BV6	40
117	15
140	15
PP2	12
PP3	12
PP1	9
PP7	17

Tableau 17 : Résistivités mesurées sur les échantillons analysés par Börner F.

Dans l'ensemble, les valeurs obtenues dans les deux campagnes (tableau 16 et 17) sont comparables, même si elles n'ont pas été acquises au même moment, et si les mesures n'ont pas suivi le même protocole. En effet, la valeur de résistivité obtenue pour l'échantillon le plus superficiel (campagne de mai 1998) de 18  $\Omega.m$  est comprise dans l'intervalle 15.5-19.6  $\Omega.m$  obtenu pour la campagne d'octobre 1997.

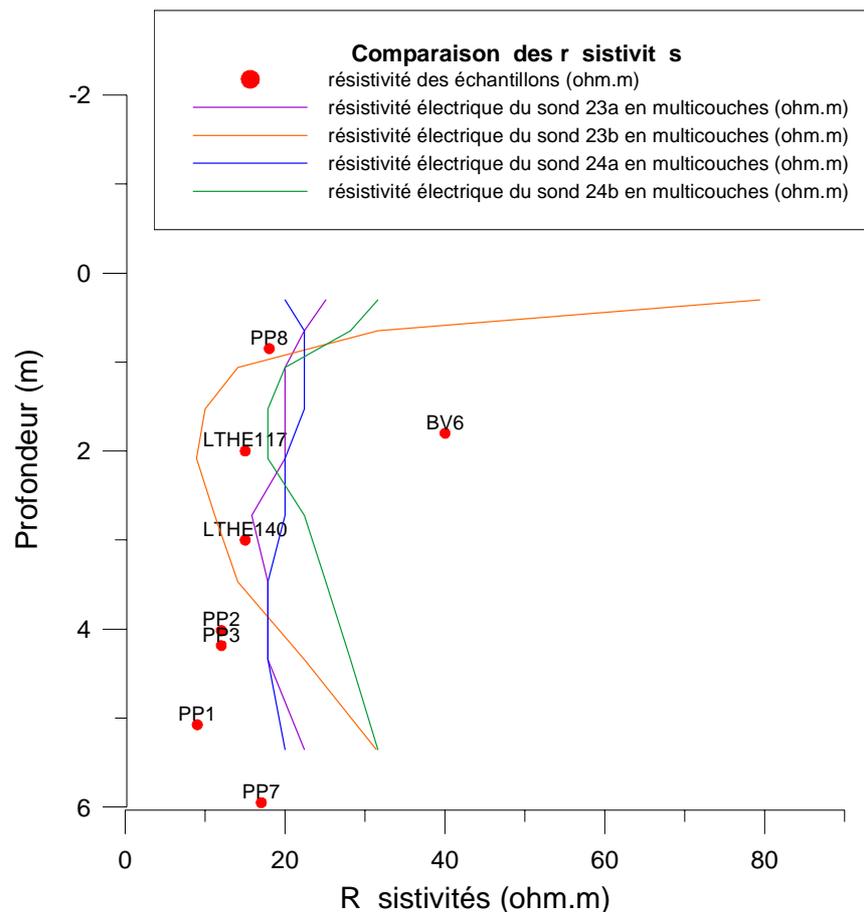


Figure 28 : Evolution de la résistivité avec la profondeur : valeurs mesurées sur échantillons et calculées d'après les sondages el23 et el24.

Exception faite d'un échantillon (BV6) à 40  $\Omega$ .m, les valeurs de résistivités de l'ensemble des autres échantillons sont comprises entre 9 et 18  $\Omega$ .m. La valeur la plus élevée traduit la grande hétérogénéité de la coulée et pourrait correspondre à la valeur qu'aurait un claste de marne en cours de désagrégation. Pour ce qui concerne les autres échantillons, **la résistivité diminue avec la profondeur** (de PP8, dont la résistivité est de 18  $\Omega$ .m, à PP2 à 9  $\Omega$ .m) **de 0 à -5 m, puis réaugmente** (PP7 à 17  $\Omega$ .m). Cette valeur traduit-elle l'amorce d'une hausse de résistivité généralisée à partir de 6 m de profondeur ou est-elle caractéristique de l'hétérogénéité de la coulée ? La comparaison des résultats obtenus pour les différentes analyses permettra de lever l'ambiguïté.

Par ailleurs, les **valeurs mesurées et calculées sont comparables**. En effet, elles sont de l'ordre de 17-19  $\Omega$ .m en surface à cet endroit. En profondeur, les valeurs diffèrent, mais restent du même ordre de grandeur.

**Ainsi, les résistivités mesurées sur les deux types d'échantillons (LTHE, CGS) sont comparables, de même pour les résistivités mesurées sur le terrain et en laboratoire.**

## II.7. Teneur en eau volumique

La teneur en eau est un paramètre déterminant dans la mise en mouvement d'une masse. Malheureusement, peu d'informations sont disponibles. Hermann (1997) avait calculé ce paramètre pour quatre échantillons prélevés approximativement à la même profondeur. Les valeurs sont comprises entre 4.7 et 11.9 %. Depuis, d'autres mesures sont régulièrement réalisées dans le cadre de la thèse de Jean-Phillipe Malet, mais ne concernent que les 120 premiers décimètres. La teneur en eau est comprise entre 20 et 40 % pour le transect B. Aucune évolution n'est observée suivant la profondeur, mais cela n'autorise aucunement l'extrapolation aux six premiers mètres.

## II.8. Analyses sur l'eau d'imbibition

La possession de ces informations est d'un grand intérêt pour plusieurs raisons. La connaissance de l'évolution de la composition suivant la profondeur permet de savoir s'il se produit une **minéralisation de certains horizons** et à quelle profondeur. Cette indication permettrait de présager les chemins de l'eau : reste-t-elle en surface ? A quelle profondeur est-elle bloquée ?

**Les valeurs de résistivités de l'eau d'imbibition filtrée quant à elles permettent de savoir quelle est la valeur de résistivité que peut atteindre un horizon saturé en l'absence de tout effet parasite.**

**Les tests de saturation permettent d'évaluer la capacité des ions à précipiter ou non.** Une saturation supérieure ou égale à 1 indique la forte capacité à précipiter, et donc à boucher les pores, dont la conséquence serait une diminution de la porosité.

Ces analyses sont réalisées non pas sur les échantillons de terrain, mais sur des échantillons d'eau prélevés dans des piézomètres ou dans des ravines et torrents (Fig. 29). Les résistivités mesurées proviennent de l'eau filtrée et non filtrée.

Il s'agit tout d'abord de vérifier si la résistivité de l'eau d'imbibition varie avec la profondeur. Si elle ne varie pas, il devient possible de déterminer la limite inférieure de la résistivité possible du terrain. Cette dernière est égale à la résistivité de l'eau circulant à l'intérieur de la coulée, en l'absence d'autres phénomènes électriques ou électromagnétiques. D'autre part, la composition de l'eau est importante pour réaliser un test de saturation afin de savoir quels sont les éléments favorisant la circulation ou au contraire la diminution de la porosité.

⇒ La résistivité de l'eau non filtrée, mesurée directement dans les piézomètres et/ ou ravines et torrents sans filtrage, est comprise entre 3 et 40  $\Omega$ .m. La résistivité la plus faible est mesurée dans le haut de la coulée et augmente dans le torrent et dans les transects du bas de la coulée. Par ailleurs, la résistivité de l'eau filtrée est comprise entre 2.3 et 5.8  $\Omega$ .m. Ainsi la résistivité de la partie amont de la coulée est du même ordre de grandeur que l'eau filtrée (quelle que soit son origine, en profondeur et en localisation, sur la coulée). Cela signifie que si la résistivité dépend uniquement de la teneur en eau, sa valeur minimale sera comprise entre 2.3 et 5.8  $\Omega$ .m.

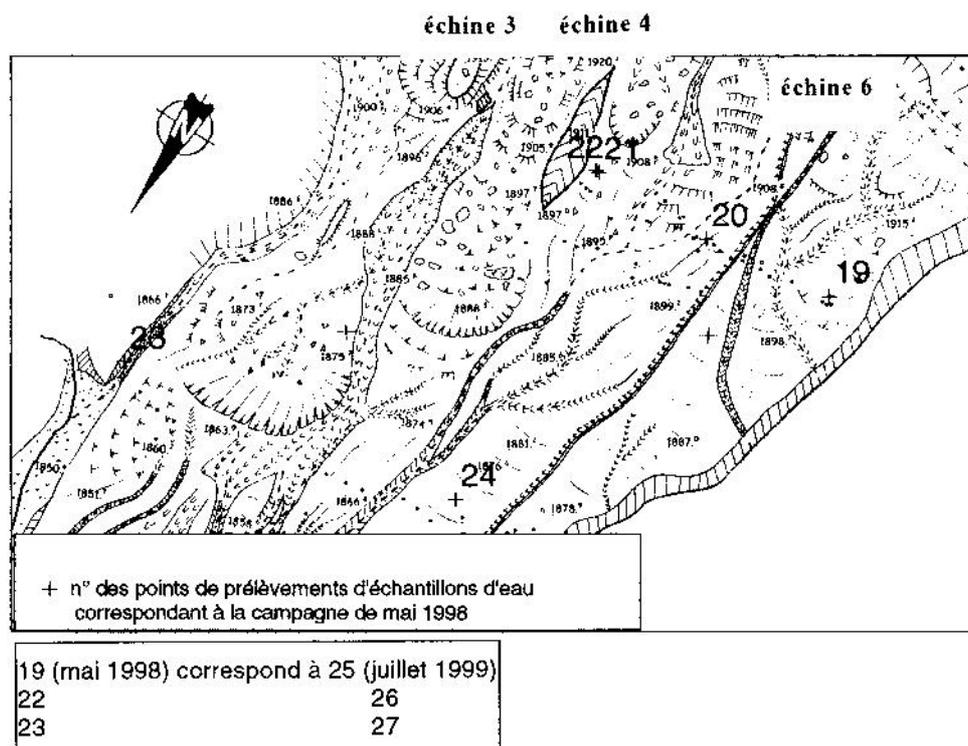


Figure 29 : Localisation des points de mesures de l'eau de la coulée

⇒ La composition de l'eau après filtrage à 0.45 µm vérifiée à deux saisons différentes (octobre 1998 et juillet 1999) est donnée sur la figure 30. Les points noirs représentent les mesures de la campagne d'octobre 1998 et les gris les mesures de la campagne de juillet 1999.

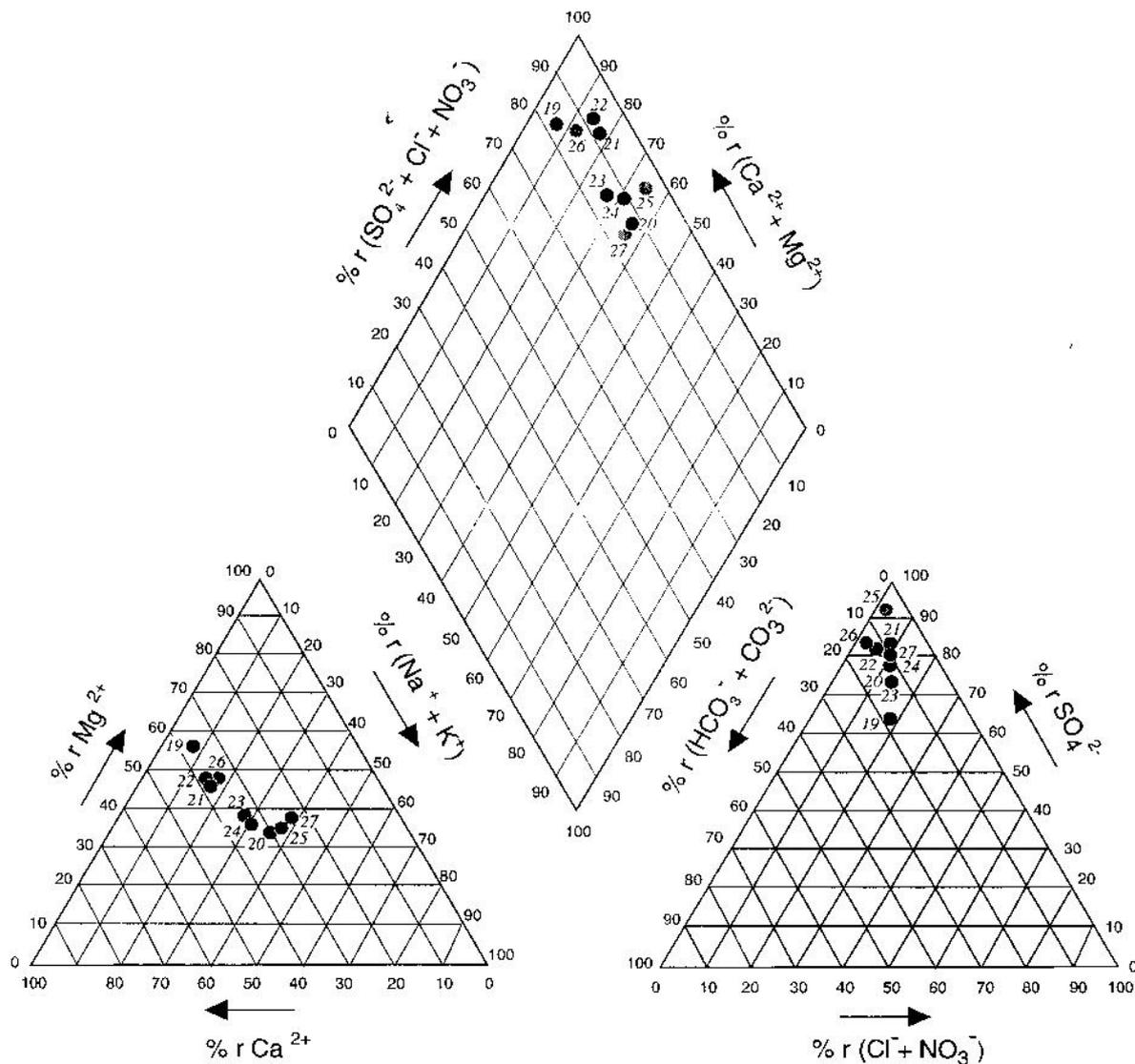


Figure 30 : Composition de l'eau (les numéros correspondent à ceux de la figure 29)

La composition varie peu quels que soient la profondeur, le lieu et la période. Les cations prédominants sont le magnésium (entre 34 et 57 % des cations) et le calcium (26 à 37 %). Les anions prédominants sont les sulfates à plus de 80 %.

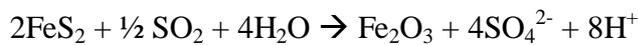
⇒ Le test de saturation permet de rendre compte pour chaque élément de l'eau s'il est susceptible de précipiter ou non. La saturation a été testée sur l'échantillon le plus dilué. Cet échantillon appartient bien entendu à la série prélevée pendant la saison humide (octobre

1998). L'intérêt de cette opération est de voir si même dans l'eau la plus diluée, les éléments sont capables de précipiter.

Ces tests numériques n'ayant pas été envisagés lors des campagnes, certains renseignements sont manquants pour obtenir des résultats précis (pression de l'atmosphère, teneur en gaz carbonique, ...). Toutefois, malgré ces insuffisances, il apparaît clairement que les éléments étudiés sont largement sous-saturés.

⇒ Essai d'explication des phénomènes.

La présence de pyrite ( $\text{FeS}_2$ ) peut jouer un rôle important en favorisant la désagrégation du matériau : son oxydation produit des oxydes de fer et de l'acide sulfurique qui, en présence de calcite (30 %) forme du gypse (plus de 80 % de  $\text{SO}_4$  dans l'eau d'imbibition) et s'accompagne d'une augmentation de volume qui tend à désorganiser la roche (Phan, 1993). La formule chimique traduisant cela est la suivante :



Le problème avec cette interprétation est que nous trouvons effectivement des sulfates en grande quantité dans l'eau (80 %), mais le gypse est totalement absent de la roche comme cela a été mis en évidence précédemment (MEB, MET, analyse minéralogique). **Dans ces conditions, il semblerait que les sulfates ne puissent que dissoudre et non précipiter.**

## II.9. Récapitulatif

La plupart des paramètres peuvent être totalement appréhendés par une seule technique. Cela n'est pas le cas pour la porosité dont les principaux résultats issus de techniques différentes sont résumés ci-dessous.

D'après la porosimétrie à mercure, nous détectons quatre tailles d'ouvertures des pores : le diamètre d'accès aux pores dont la taille est constante à  $0.0003 \mu\text{m}$ , et des pores de tailles croissantes allant de  $0.01$ ,  $0.07-0.08$  à  $0.3 \mu\text{m}$ . La porosité générale des échantillons semble diminuer avec la profondeur de 23 à 17 %. On peut observer toutefois quelques clastes de marnes en place de porosité égale à environ 5-7 %.

D'après les observations au MEB, les pores détectés ont une taille de 1 à  $10-15 \mu\text{m}$  et les seuils d'accès sont inférieurs ( $<1 \mu\text{m}$ ).

Il semble que nous puissions mettre en parallèle ces deux types de résultats : les seuils d'accès de manière générale sont ainsi à  $0.0003 \mu\text{m}$ , et les pores vont de  $0.01$  à  $10-15 \mu\text{m}$ , les seuils d'accès détectés au MEB correspondant à des pores en porosimétrie par injection de mercure.

Par ailleurs, la porosité totale est supérieure aux valeurs indiquées par la porosimétrie, en raison de la multitude de fractures détectées à tous les niveaux.

**La variation de ce paramètre pourrait être un facteur explicatif de la variation de la résistivité du terrain.**

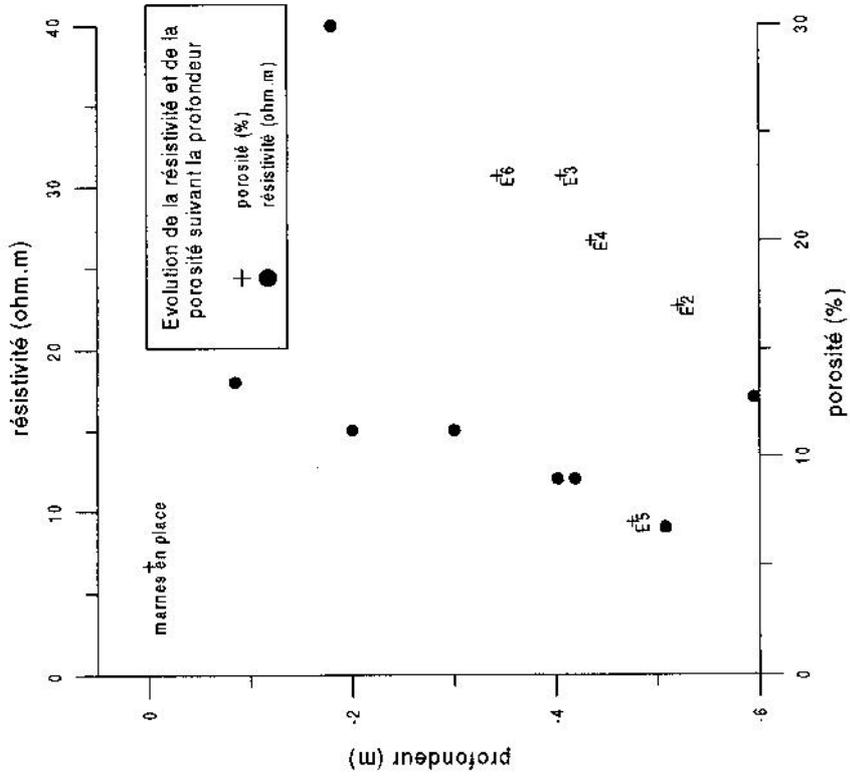


Figure 31 : Comparaison de l'évolution de la porosité et de la résistivité suivant la profondeur.

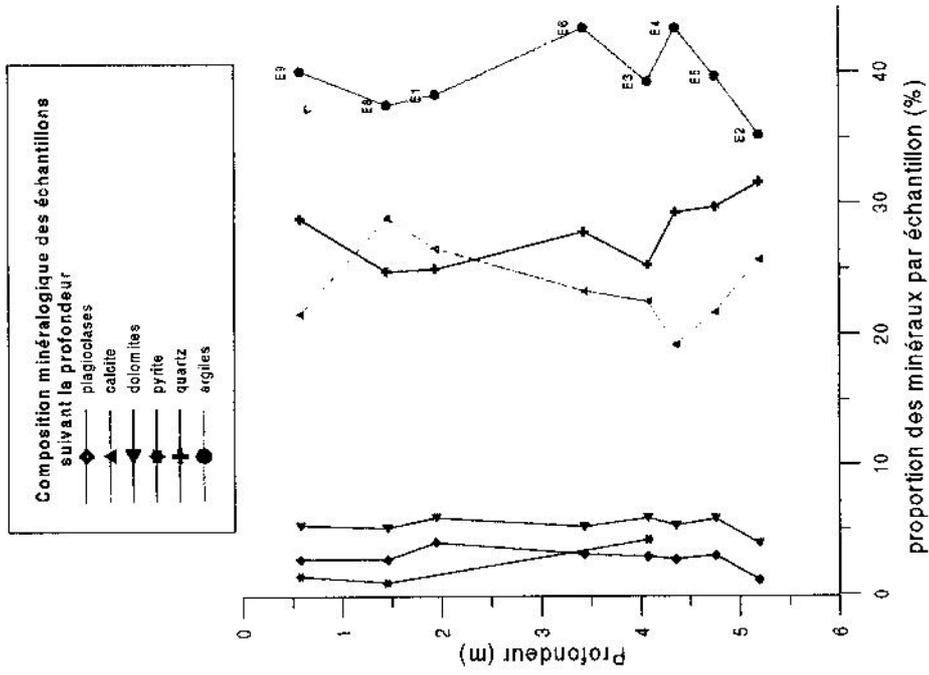


Figure 32 : Evolution de la composition minéralogique suivant la profondeur.

Les figures 31 et 32 synthétisent l'évolution avec la profondeur de la minéralogie, de la porosité, des valeurs de résistivités électriques mesurées sur échantillons.

**De la surface à environ 4-5 m de profondeur, la baisse de résistivité est directement liée à une baisse de porosité et de calcite, ainsi qu'à une hausse de quartz et d'argiles.**

**A partir de 4-5 m, la hausse de résistivité est liée à une diminution brutale plus importante de la porosité (de 23 à 20 %), à une diminution du taux d'argiles, et à une hausse de la proportion de calcite et de quartz.**

Ayant déterminé que les argiles n'ont pas d'influence dans la variation de résistivité et que la calcite est sous-saturée, il ne reste que le quartz, la porosité et bien entendu la teneur en eau (même si son influence n'a pas pu être déterminée) comme facteurs explicatifs. A partir de 20 % de porosité, une distinction peut être faite entre deux couches. Cette porosité pourrait être liée à un phénomène de reconsolidation classique de la masse par gravité.

## **CONCLUSION :**

L'estimation de la valeur réelle de la représentativité d'un paramètre, la qualité de cette estimation dépendent du nombre de mesures réalisées (Mulder et Van Asch, 1988). Compte tenu du faible nombre d'échantillons prélevés et étudiés, seulement jusqu'à une profondeur de 6 m sans atteindre le substratum, il n'est possible de donner des orientations de travail et des ordres de grandeur qui concernent seulement l'ensemble supérieur de la coulée.

De plus, ces résultats ne sont pas transposables en dehors des roches callovo-oxfordiennes, compte tenu de la composition différente des autres sites.

Un effort important a du être fourni pour déterminer les causes de la variation de la résistivité.

**Les principales conclusions sont les suivantes :**

**- aucun effet métallique (pyrite) ou diélectrique n'influe sur la variation de la résistivité ;**

- la résistivité des échantillons prélevés sur la carotte BV7 est comprise entre 8 et 20  $\Omega$ .m. Elle diminue suivant la profondeur jusqu'à 5 mètres, puis augmente. Un échantillon prélevé en un point différent présente une résistivité de 40  $\Omega$ .m qui pourrait correspondre à un claste de marnes non remaniées. Ces variations de résistivité sont caractéristiques de l'hétérogénéité de la coulée.

**De la surface à environ 4-5 m de profondeur, la baisse de résistivité est directement liée à une baisse de porosité et de calcite, ainsi qu'à une hausse de quartz et d'argiles.**

**A partir de 4-5 m, la hausse de résistivité est liée à une diminution brutale plus importante de la porosité (de 23 à 20 %), à une diminution du taux d'argiles, et à une hausse de la proportion de calcite et de quartz.**

Ayant déterminé que les argiles n'ont pas d'influence dans la variation de résistivité et que la calcite est sous-saturée, il ne reste que le quartz, la porosité et bien entendu la teneur en eau (même si son influence n'a pas pu être déterminée) comme facteurs explicatifs. A partir de 20 % de porosité, une distinction peut être faite entre deux couches. Cette porosité pourrait être liée à un phénomène de reconsolidation classique de la masse par gravité.

- La résistivité de l'eau filtrée est comprise entre 2 et 6  $\Omega$ .m. quels que soient l'endroit, la période ou la profondeur du prélèvement. Elle n'est donc pas un facteur intervenant dans la

variation de la résistivité. Par ailleurs, la résistivité minimale de l'eau qu'elle soit filtrée ou non est de l'ordre de 2-3  $\Omega$ .m. La résistivité minimale de la zone lubrifiée (si tant est qu'il y en ait une) ne peut donc pas être inférieure à cette valeur. Du fait de l'absence d'effet diélectrique et métallique notable, cette valeur signifie également que la résistivité minimale d'un horizon saturé sera de cet ordre de grandeur et ne pourra pas être plus faible.

- La teneur en eau volumique, mesurée entre la surface et 1.20 m de profondeur est comprise entre 20 et 40 % sur le transect B. Malheureusement, ce paramètre n'a pas été mesuré sur les échantillons étudiés. Il est donc impossible de conclure, hormis qu'il est évident que ce facteur joue un rôle dans la variation de la résistivité.

**Beaucoup d'analyses ont été réalisées pour obtenir somme toute peu de résultats si l'on considère l'effort d'investissement. Néanmoins, maintenant il est possible d'affirmer que les résistivités dépendent uniquement de la porosité et sans aucun doute de la teneur en eau. Cette information pourra relier la résistivité à des paramètres physiques mieux connus permettant d'expliquer le fonctionnement de la coulée.**

## **Quatrième partie**

# **APPORT DES METHODES D'ETUDE GEOPHYSIQUE A LA CONNAISSANCE DES GLISSEMENTS-COULEES.**

L'objet de cette partie est d'analyser les résultats obtenus par les différentes méthodes pour la détermination de la structuration interne de la coulée et l'évolution temporelle. Pour ce faire, il s'agit au préalable de décrire les principes et contraintes de campagnes ainsi que le repérage des points.

Par souci de simplification, l'analyse des résultats est effectuée méthode après méthode. La conclusion de cette partie permet de résumer, pour chaque domaine d'application, (détermination de la structure, évolution temporelle, ...) l'apport des méthodes employées.

# Chapitre I

## Campagnes de mesures géophysiques

### I.1. Principes et contraintes

La coulée a été étudiée dans sa partie la plus large, à savoir le long des transects B et C où la largeur atteint 140-150 m. De même, dans la mesure du possible, la prospection a été poursuivie de part et d'autre, dans l'encaissant (c'est-à-dire sur les marnes en place) pour tenter de rechercher par la géophysique une limite nette entre ces deux milieux aux résistivités ou aux vitesses de propagation des ondes sismiques différentes et contrastées. Mais de nombreuses contraintes morphologiques rendent difficile la mise en place des différents profils de mesure, et délicate voire impossible, l'interprétation des résultats obtenus.

Ainsi, la prospection n'a pu être étendue au-delà de la limite ouest du transect B aussi bien que du transect C (Fig. 33a et 33b). Cette limitation est due à l'existence d'une large (~10 m) et profonde (~10 m) incision du torrent dont les flancs sont pentus (~50°) dans la marne en place et l'accumulation. Pour la bordure est, les contraintes topographiques sont un peu moindres. En C existe une ravine moins profonde (3-4 m), moins large (1.5-2 m) et un flanc d'échines dans les marnes en place relativement peu pentu (~25°) sur une largeur d'une trentaine de mètres. Au delà, la topographie devient trop escarpée et ne permet pas l'investigation. En B, la limite coulée-marnes en place est brutale avec un flanc d'échines très relevé.

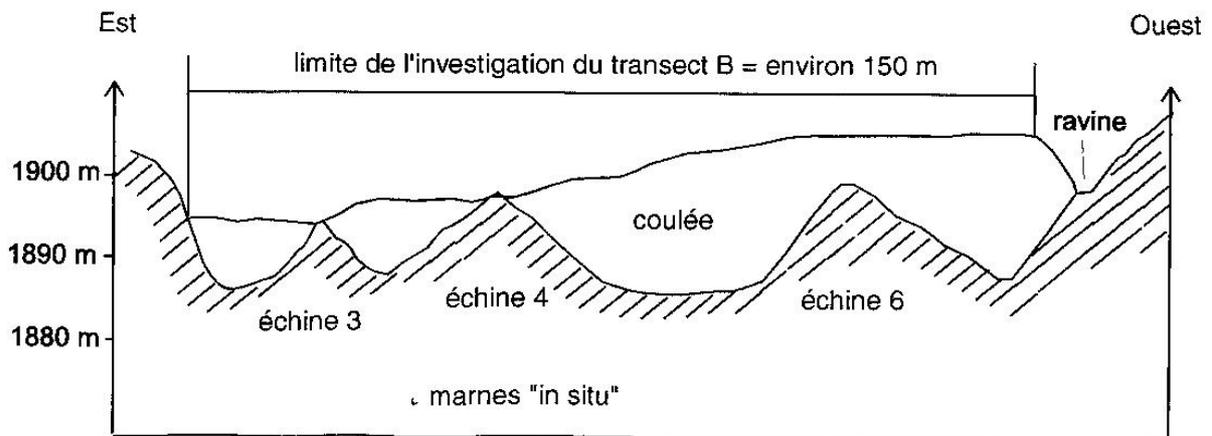


Figure 33a : Schématisation du profil B

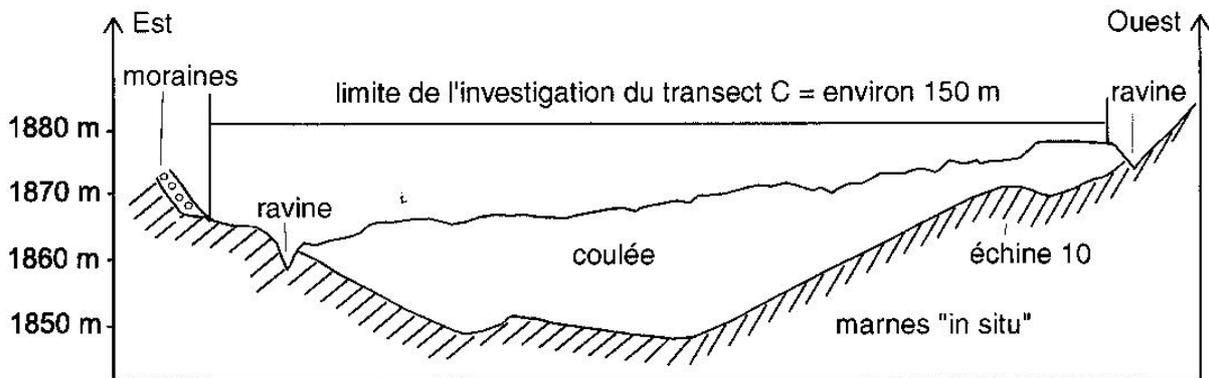


Figure 33b : Schématisation du profil C

## I.2. Repérage des points

Les points de mesures ont été repérés systématiquement (Fig. 34) par topométrie au théodolite et au distancemètre électro-optique avec une précision centimétrique à partir du réseau constitué par les pylônes d'observation P1 et P2 (Malet et al., 2000). Les coordonnées XY, dites locales ou relatives, sont définies dans ce repère centré sur P1. Les altitudes correspondent au nivellement général de la France (calage effectué à partir des repères de nivellement situés à la station de Super Sauze). Les points de mesure ont été matérialisés au sol avec des piquets de bois référencés.

Outre la localisation des données, ce repérage précis (centimétrique) permet :

- d'envisager des corrections topographiques sur les données ;
- de localiser les points de mesure les uns par rapport aux autres, d'une campagne à l'autre ;
- et surtout de pouvoir comparer les résultats des mesures géophysiques entre eux, mais également avec ceux obtenus par l'investigation géotechnique.

A noter une exception pour les points de mesures Slingram qui ont été acquis le long de lignes parallèles. Parmi les points de mesure, seul le premier de chaque ligne a été repéré. Le reste du jeu de données est constitué par des points de calage sur les lignes de mesures ; les points de mesures ayant été implantés " au pas " avec une précision de l'ordre métrique.

Pour l'électrique, le point repéré est la position de l'électrode d'injection, et pour le TDEM, ce point est le centre de la boucle d'émission.

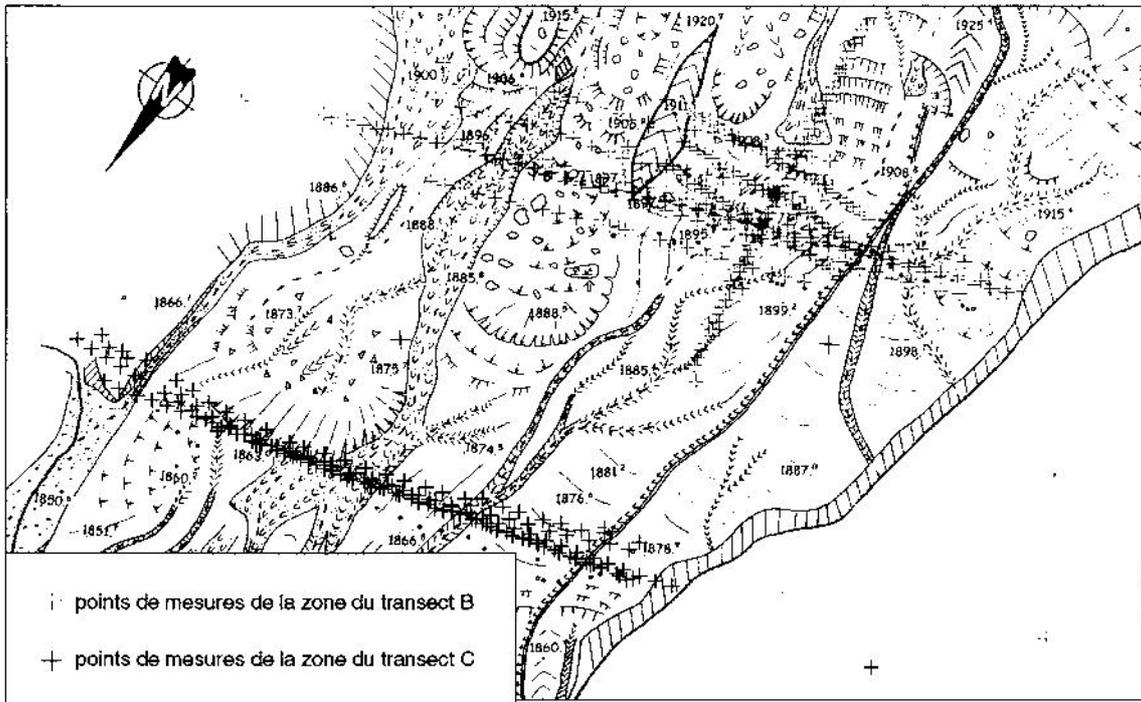


Figure 34 : Localisation des points de mesures (sauf pour l'EM31)

### I.3. Campagnes de mesures électriques à courant continu

Plus de 300 sondages avec un espacement constant de 4 m entre deux sondages successifs, ont été réalisés lors de trois campagnes : mai 1997, octobre 1997 et octobre 1998. Ils sont reportés sur la figure 35.

Les deux premières ont été consacrées principalement à l'investigation par le dispositif pôle-pôle, même si en octobre 1997 les dispositifs Wenner, Schlumberger et dipôle-dipôle ont également été employés sur une portion du transect C. Pendant la campagne d'octobre 1998, seul le dispositif dipôle-dipôle a été employé.

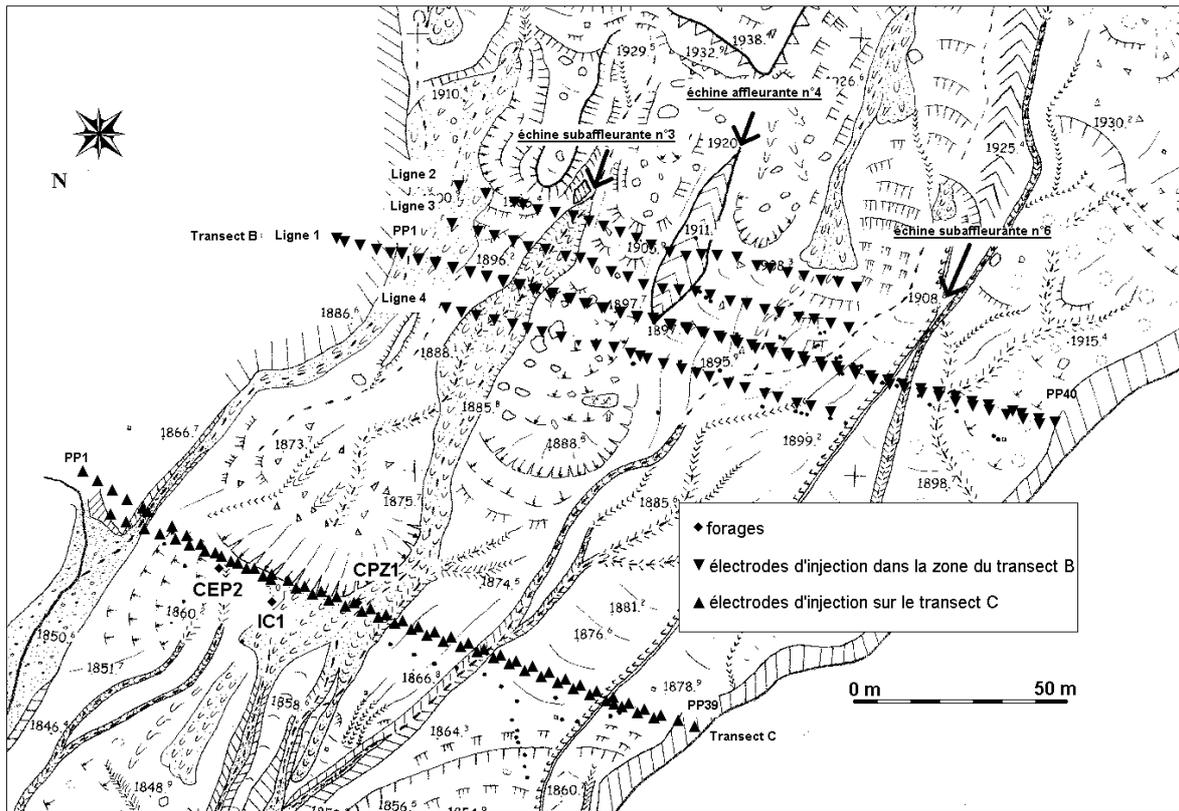


Figure 35 : Localisation des points de mesures électriques avec référence des points correspondant

### I.3.1. campagne de mai 1997

Les transects B et C ont été étudiés dans les sens est-ouest et ouest-est en mode multiélectrodes. La procédure de mise en œuvre est schématisée sur la figure 36.

Chaque profil contient 39 sondages. Les données ont été acquises en deux étapes en raison de nombre restreint d'électrodes disponibles (21) à cette période :

- la première étape s'adresse aux couches superficielles. Les 21 électrodes permettent de réaliser simultanément trois sondages. Les distances d'écartement des électrodes sont en progression géométrique et optées pour minimiser les déplacements d'électrodes à effectuer entre deux séquences de mesures: 0.6 m ; 1 m ; 1.6 m ; 2.6 m ; 4 m ; 6.6 m et 10.6 m. Pour couvrir l'ensemble de la largeur des transects, douze déplacements du dispositif ont été réalisés.
- la seconde étape est destinée à augmenter la profondeur d'investigation, d'un sondage sur deux mesurés précédemment, en programmant le Syscal avec des écartements de : 10.6 m ; 16.6 m ; 26.8 m ; 43 m et 68 m. Cet écartement est considéré comme maximal compte tenu du fait que les effets de non-tabularité augmentent avec la distance.

Un profil est réalisé en déplaçant le dispositif de 12 m dans le sens du transect (Fig. 37).



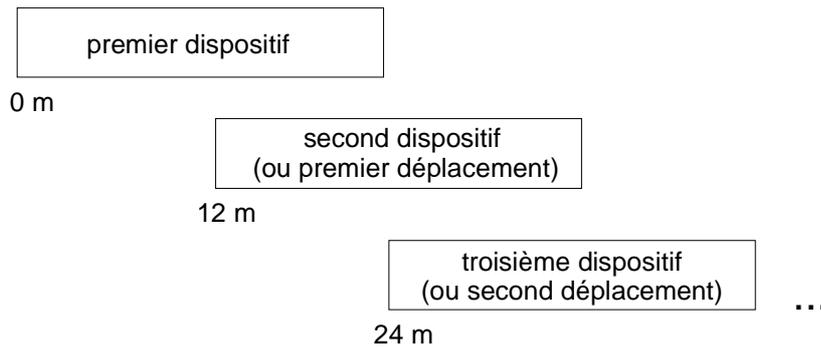


Figure 37 : Procédure de mise en œuvre du dispositif

### I.3.2. campagne d'octobre 1997

Cette campagne a fait l'objet d'acquisition de mesures sur la zone du transect B avec le dispositif pôle-pôle, et sur le transect C avec les dispositifs Schlumberger, dipôle-dipôle et Wenner offset.

#### I.3.2.1. Acquisition avec le dispositif pôle-pôle

Sur la seule zone du transect B, quatre lignes parallèles (Fig. 38) distantes de 10 m les unes par rapport aux autres ont été prospectées lors de cette campagne. La ligne 1 correspond au transect B lui-même. Les lignes 2 et 3 ont été réalisées en amont du transect B et la ligne 4, en aval. Un peu moins de 180 sondages ont été réalisés.

Les objectifs de cette campagne sur cette zone sont :

- de vérifier la validité de l'hypothèse tabulaire. Pour ce faire, des sondages azimutaux ont été réalisés, c'est-à-dire dans les directions nord, sud, est et ouest. Les mesures dans les sens est-ouest et ouest-est ont été réalisées en mode multiélectrodes, alors que celles dans les sens nord-sud et sud-nord ont été effectuées en mode sondage ;
- d'évaluer l'évolution de la structure de la coulée d'amont en aval en réalisant les mesures sur les lignes 1 à 4 dans le sens est-ouest en mode multiélectrodes.

La procédure d'étude adoptée pour le dispositif est la même que celle de la campagne électrique précédente. La seule différence est l'acquisition de trois sondages en une seule étape au lieu des deux nécessaires précédemment, puisqu'un nombre suffisant d'électrodes (une trentaine) était disponible. Les écartements des électrodes sont donc les mêmes.

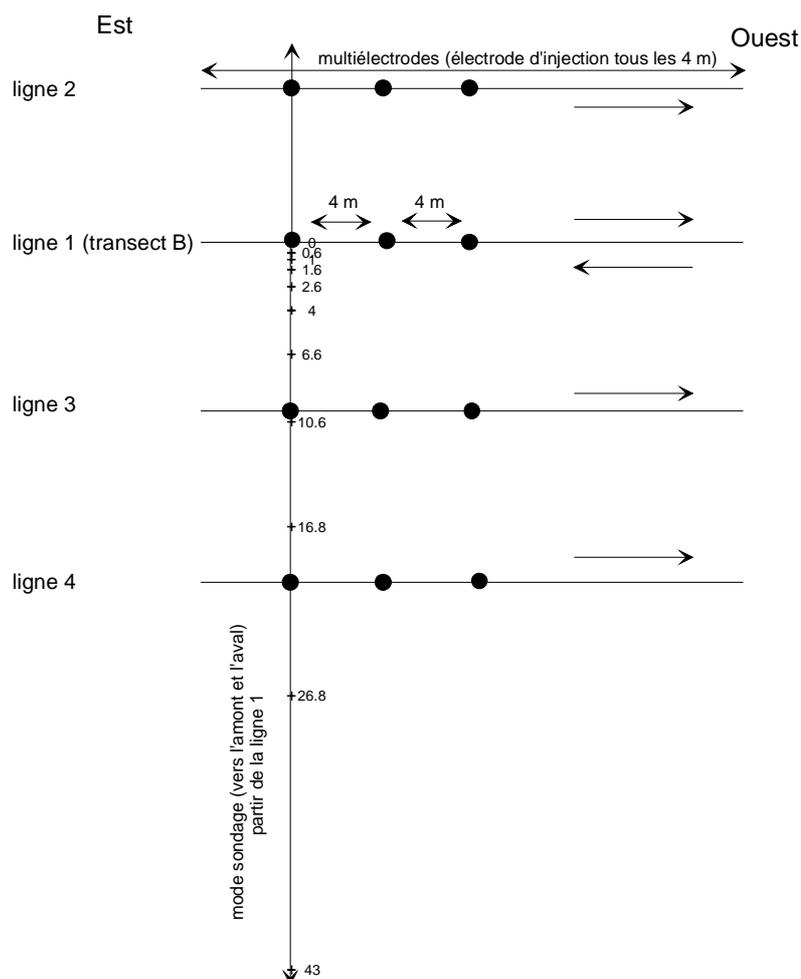


Figure 38 : Lignes de mesures de la campagne électrique d'octobre 1997

### I.3.2.2. Acquisition avec les dispositifs Schlumberger, dipôle-dipôle et Wenner offset

L'objet de ces mesures est de réaliser des mesures de polarisation provoquée dans le domaine temporel, afin de vérifier l'impact des effets diélectriques sur les mesures électriques et électromagnétiques. Plusieurs dispositifs ont été employés afin de comparer leurs résultats.

Les huit points de mesures distants de 10 m ont été acquis en mode sondage (Wenner offset pour les trois premiers et Schlumberger pour les cinq derniers) et en mode multiélectrodes (les huit points pour les dispositifs dipôle-dipôle et Wenner offset) avec le résistivimètre Syscal R2 (Iris Instrument) comprenant un multinodes et permettant de mesurer à la fois la résistivité et la chargeabilité.

Les câbles reliant les électrodes au boîtier d'émission-réception sont blindés, de manière à éviter les couplages électromagnétiques.

### I.3.3. campagne d'octobre 1998

Les problèmes de mesures directionnelles dans un contexte 2D-3D, d'électrodes à l'infini avec le dispositif pôle-pôle, nous ont conduit à employer un dispositif différent, à savoir le dispositif dipôle-dipôle. Les transects B et C ont été étudiés au travers d'environ 80 sondages.

Le problème est que les données ne sont pas de très bonne qualité en raison d'une probable fuite de courant des boîtiers de l'appareillage multi-électrodes.

### I.4. Campagnes de mesures TDEM

Plus de 200 sondages ont été réalisés lors de trois campagnes : mai 1997, octobre 1997 et juillet 1999. Les points de mesure sont localisés sur la figure 39.

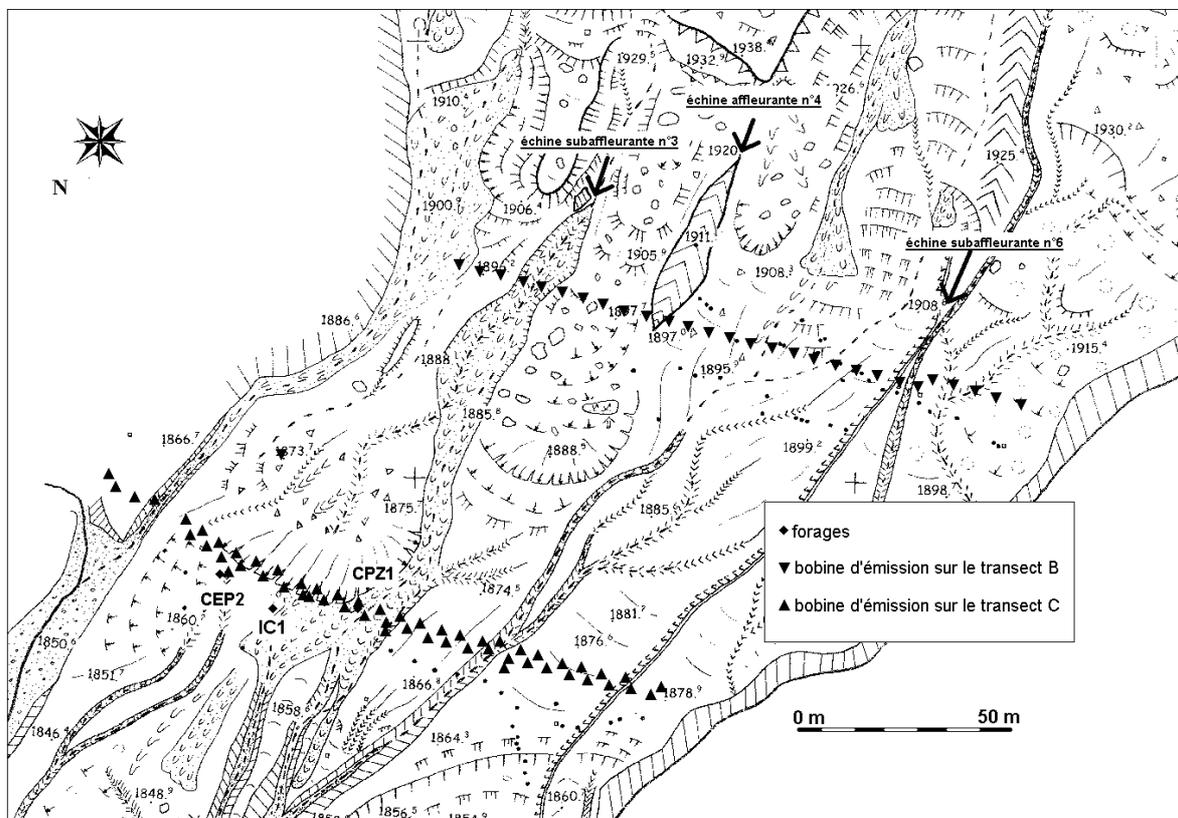


Figure 39 : Localisation des points de mesures de la méthode TDEM.

Les deux premières campagnes de mesures ont été consacrées à la réalisation de profils (B et C), en ayant recherché au préalable le dispositif le mieux adapté le long des profils. La distance entre deux points de sondages est de 5 m lors de la réalisation de profils. La dernière campagne a eu pour objet de vérifier la validité de l'approximation tabulaire et de sonder quelques zones " critiques ".

#### **I.4.1. campagne de mai 1997**

Les tests de faisabilité et de recherche du meilleur dispositif se sont déroulés pendant les quatre premiers jours sur le profil C. Ces tests, au travers d'une soixantaine de sondages, ont permis de contraindre les paramètres les mieux adaptés concernant : les boucles d'émission et de réception, leur distance de départ (ou "offset"), l'intensité du courant à injecter, la cadence à employer, même si certains paramètres doivent être vérifiés en début de chaque mission.

Suite aux tests, un profil d'une trentaine de sondages a été réalisé sur le transect B par les boucles d'émission 5\*5 m et 10\*10 m. Malheureusement, l'ensemble de ces derniers sondages a été détruit en raison d'une déficience de l'appareillage.

#### **I.4.2. campagne d'octobre 1997**

Pendant une semaine, plus d'une centaine de sondages ont été effectués. Après deux jours à nouveau consacrés à des tests pour le dispositif approprié, des profils continus ont été réalisés sur les transects B et C, de même qu'un profil longitudinal s'étendant du transect B (à l'amont) au transect C (à l'aval). Sur le transect C, des profils complets ont été réalisés avec les boucles d'émission 5\*5 m et 10\*10 m. En revanche, le transect B n'a été investigué qu'avec la boucle 5\*5 m pour les raisons suivantes : le manque de temps ne permettait pas d'effectuer un profil complet sur le transect B avec les deux boucles d'émission ; la pré-interprétation semblait indiquer que la boucle 5\*5 m était suffisante pour atteindre le substratum, et fournissait une image de la structure de la coulée assez conforme à celle obtenue par les investigations géotechniques.

#### **I.4.3. campagne de juillet 1999**

Précisons que cette campagne a été précédée d'une campagne de mesures en octobre 1998 qui malheureusement, n'a pas pu fournir de données exploitables. Les causes du mauvais fonctionnement de l'appareil ne sont toujours pas définies précisément, l'humidité importante et persistante durant les mesures pouvant être l'une d'entre elles.

Celle de juillet a eu principalement deux objectifs :

- valider l'utilisation du TDEM en réalisant des mesures sur un autre site. Ainsi, deux jours de mesures ont été consacrés à la coulée de La Valette le long et à l'amont de la route des Allemands ;
- déterminer exactement l'apport du TDEM en particulier en limite de la coulée et sur le transect B (sur les zones les plus profondes et aux abords des échines proches de la surface). L'approximation tabulaire a été vérifiée en tous les points par des sondages réalisés de manière azimutale, c'est-à-dire qu'en chaque point central, quatre sondages ont été réalisés : l'émetteur est fixe et la réception est déplacée de 90° à chaque sondage (Fig. 40).

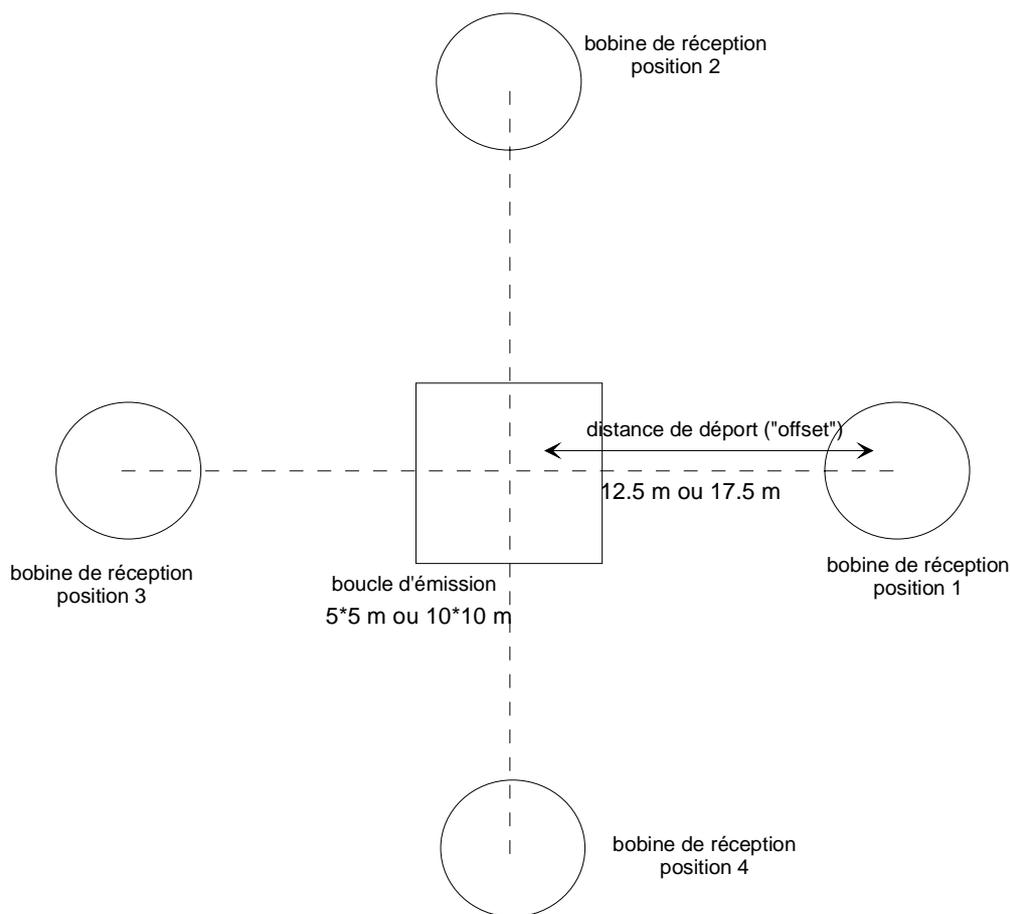


Figure 40 : dispositif TDEM azimuthal

Ce dispositif a permis de réaliser :

- deux sondages azimuthaux à l'est du transect C et cinq à l'extrême ouest ;
- sept sondages azimuthaux autour de la zone de l'échine apparente sur le transect B.

### I.5. Campagne de mesures Slingram d'octobre 1998

La prospection Slingram a été réalisée sur une zone d'environ 150 mètres de large et 100 mètres de long. Elle s'étend d'environ dix mètres en amont du transect B, jusqu'à dix mètres en aval du transect C. Les points de calage sont repérés sur la figure 41.

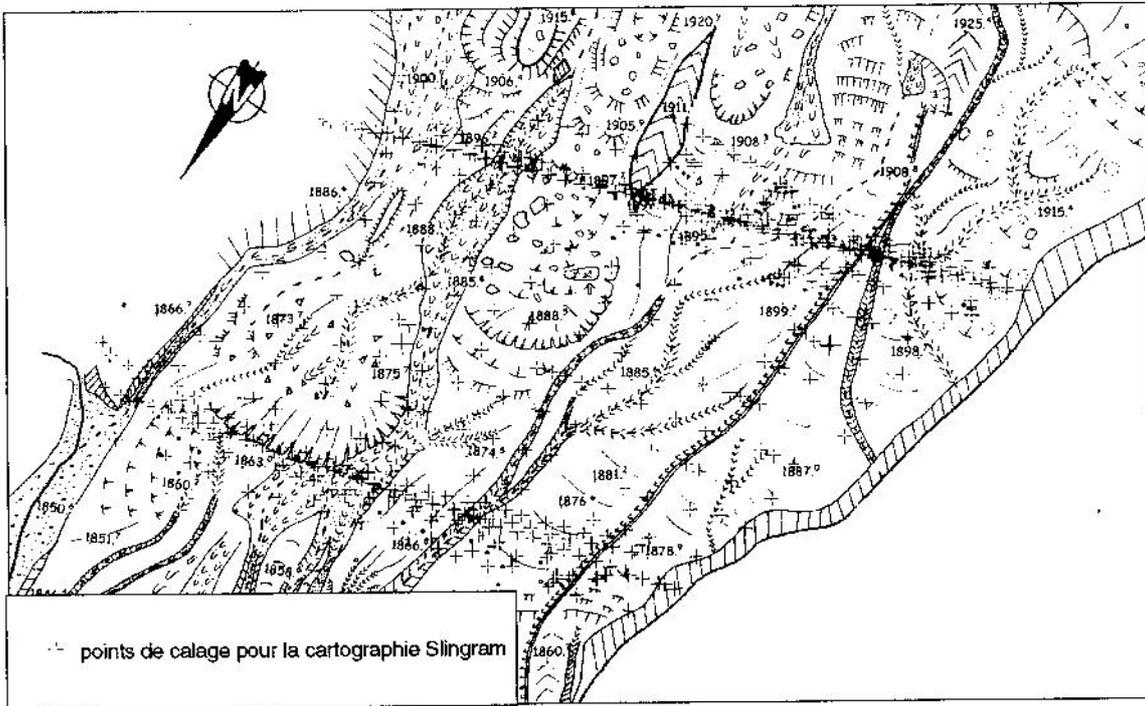


Figure 41 : Localisation des points de calage pour la cartographie Slingram

Les points de mesure ont été réalisés sur des profils transversaux à la coulée, et donc à peu près parallèles aux transects B et C étudiés par ailleurs. L'espacement entre les profils est de 10 mètres et celui entre les points de mesure d'environ 4 mètres avec une précision métrique. Sur le terrain, seul le nombre de pas était compté pour conserver l'avantage de la rapidité de la mise en œuvre de la méthode.

## I.6. Campagnes de mesures sismiques

Deux campagnes (mai 1997 et 1998) ont permis de réaliser six profils au travers de 62 tirs, chaque tir correspondant à un enregistrement. La position des géophones et des points de tirs est repérée sur la figure 42. Il se pose les mêmes problèmes d'extension des profils en dehors de la coulée et de comparaison des résultats avec la géotechnique que pour les méthodes développées précédemment.

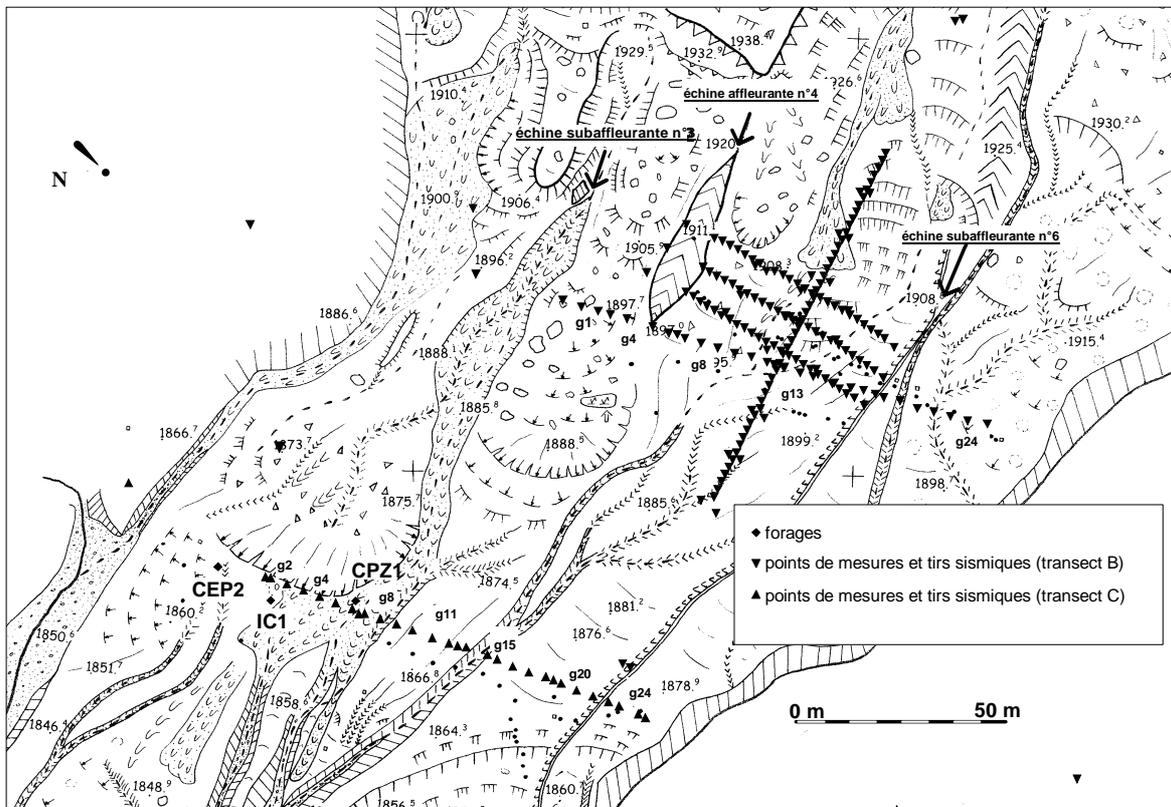


Figure 42 : Localisation des géophones et points de tirs sismiques.

### I.6.1. campagne de mai 1997

Elle a permis de réaliser 8 tirs sur le transect B et 16 tirs sur la transect C dont 8 pour des tests de sismo-électricité. Comme on pouvait s'y attendre, ces mesures de sismo-électricité n'apportent pas de résultats probants dans ces terrains argileux (Dietrich et al., 1996). Les lignes de mesures d'une longueur totale de 96 mètres emploient 24 géophones espacés de quatre mètres.

### I.6.2. campagne sismique de mai 1998

Durant cette campagne, 3 profils L1, L2 et L3 de 48 mètres de long (24 géophones espacés de 2 mètres) sub-parallèles au transect B ont été réalisés, ainsi qu'un profil 48 traces (en 2x24 géophones espacés d'un mètre) longitudinal (dans le sens sud-nord). Au total, 15 enregistrements ont été réalisés pour les 3 premières lignes et 23 pour le profil longitudinal. Le centre du profil longitudinal (g24) est le même que pour L1 (g12).

## I.7. Conclusion

En conclusion, le tableau 18 ci-dessous récapitule et fait la synthèse de la nature, du nombre de sondages ou points de mesures pour les différentes missions.

	Date des campagnes	Nombre de sondages	Type de dispositif	Commentaire
électrique	20 au 28 mai 1997	B=39 C=39	Pôle-pôle	Multiélectrodes (21 électrodes)
	3 au 16 octobre 1997	B=200 sur 4 lignes C=40	Pôle-pôle sur B Wenner offset, dipôle-dipôle, Schlumberger	Multiélectrodes pour lignes transverses de la zone B + wenner offset et dipôle-dipôle de C  Sondages pour lignes longitudinales + wenner offset + Schlumberger
	5 au 25 octobre 1998	B et C = 80	Dipôle-dipôle	Campagne manquée
TDEM	20 au 28 mai 1997	B=60	Boucles 5*5 ;10*10 et 40*40	Problème d'appareillage : perte de la moitié des sondages
	3 au 16 octobre 1997	B=27 C=30 Profil longitudinal reliant B à C = 15 + tests	Tests : 2 jours C : boucle 5*5 et 10*10 B : boucle 5*5	
	5 au 25 octobre 1998			Mesures inexploitable
Slingram	5 au 25 octobre 1998	900 entre B et C		
Sismique	22 et 23 mai 1997	8 tirs en B 16 tirs en C		Lignes de 96 m avec 24 géophones espacés de 4 m
	27 au 29 mai 1998	15 tirs pour les 3 lignes sub-parallèles à B 23 tirs pour la ligne longitudinale		3 lignes de 48 m avec 24 géophones espacés de 2 m ligne long. de 2*24 géophones espacés de 1 m

Tableau 18 : Récapitulatif des campagnes



## Chapitre II

### Analyse et interprétation des mesures électriques

#### II.1. Tests de l'hypothèse tabulaire

L'interprétation des données ayant été effectuée, pour une bonne part, dans l'hypothèse d'un milieu tabulaire (inversion dite 1D), il est important de tester les écarts à cette hypothèse, qui sont causés par la topographie accidentée de l'interface air-sol et par l'hétérogénéité latérale de la coulée. L'influence de ces effets doit être évaluée localement et globalement. Par ailleurs, une classification des enregistrements, qui pourrait aider à l'identification de compartiments de la coulée (zone humide, sèche, ...), est également tentée.

L'approximation tabulaire peut être testée en réalisant des mesures à partir d'un même point central, dans des directions différentes. C'est ce que nous appelons les sondages azimutaux : un sondage est réalisé dans quatre directions différentes. Si les réponses d'un sondage dans les différentes directions sont identiques, superposables, le terrain est dit "localement" tabulaire. Si les réponses de l'ensemble des sondages azimutaux réalisés en divers points sont superposables, le sol est tabulaire.

Des sondages azimutaux ont été réalisés lors de la campagne d'octobre 1997 sur quinze sondages. L'approximation tabulaire est testée tout d'abord **localement** à l'aide de deux sondages (el05 et el17) choisis de telle manière qu'ils soient situés dans deux zones morphologiquement différentes, la première zone est un compartiment "connu" pour être dépourvu d'échine, la seconde zone est située au droit de l'échine affleurante n°4 du transect B (Fig. 43). Puis, l'approximation tabulaire est testée globalement avec les autres sondages.

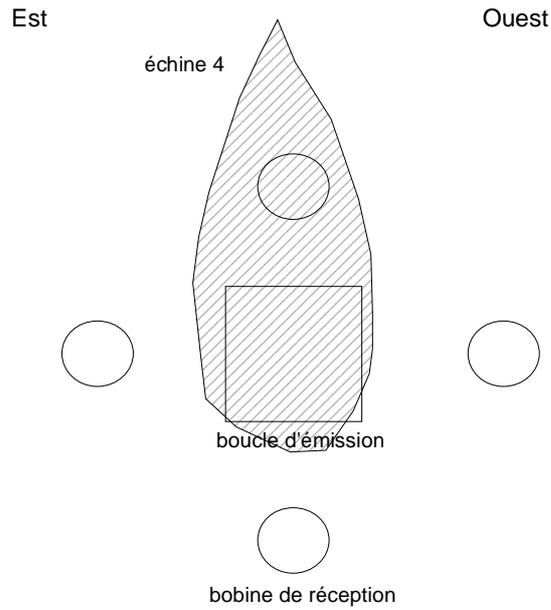


Figure 43 : Vue en plan schématique de la disposition des bobines au sol par rapport à l'échine 4.

### II.1.1. Vérification de l'hypothèse tabulaire locale

Le sondage el05 est localisé dans un compartiment comportant de nombreux blocs de moraines en surface. Les courbes de résistivité des sondages réalisés selon les quatre points cardinaux sont superposées et représentées sur la figure 44.

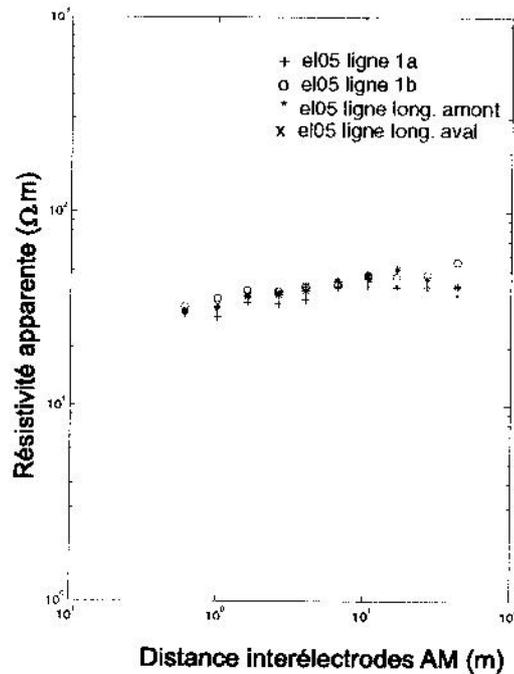


Figure 44 : Superposition des réponses des enregistrements dans les quatre directions du sondage el05.

La superposition est presque excellente, exception faite des deux derniers points. Pour ces derniers, l'écart par rapport à la moyenne des valeurs de résistivité apparente est supérieur à 10 %, alors qu'il est compris entre 3.7 et 9 % pour l'ensemble des autres points. Malgré cela, la tabularité " locale " est vérifiée.

Pour ce qui concerne le sondage el17, dont l'électrode d'injection est située sur l'échine affleurante, et contrairement au sondage e105, les réponses des mesures de ce sondage montrent une grande disparité : l'écart par rapport à la moyenne des résistivités apparentes des quatre sondages est toujours supérieur à 10 % et peut parfois atteindre 60 %.

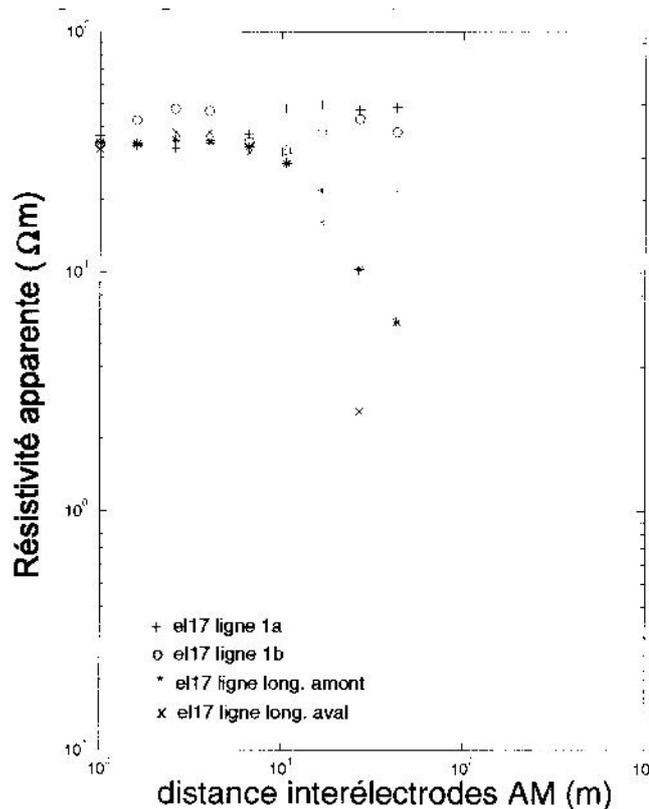
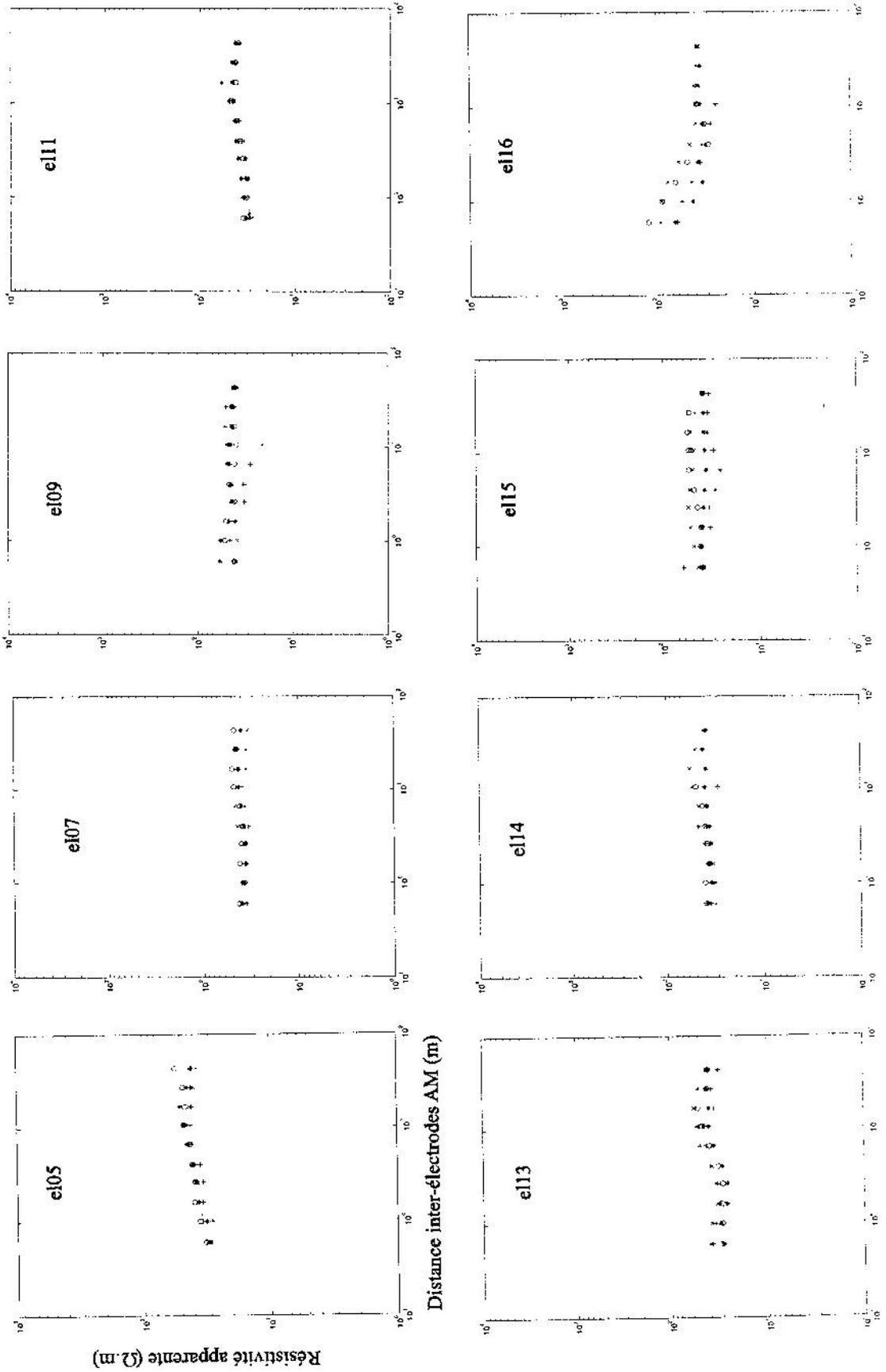


Figure 45 : Superposition des réponses des enregistrements dans les quatre directions du sondage el17.

**En conclusion, et comme on pouvait s'y attendre, le sondage situé sur l'échine est non tabulaire, alors que celui situé dans un compartiment dépourvu d'échine peut être considéré comme localement tabulaire.**

## II.1.2. Vérification de l'hypothèse tabulaire à l'échelle d'un transect





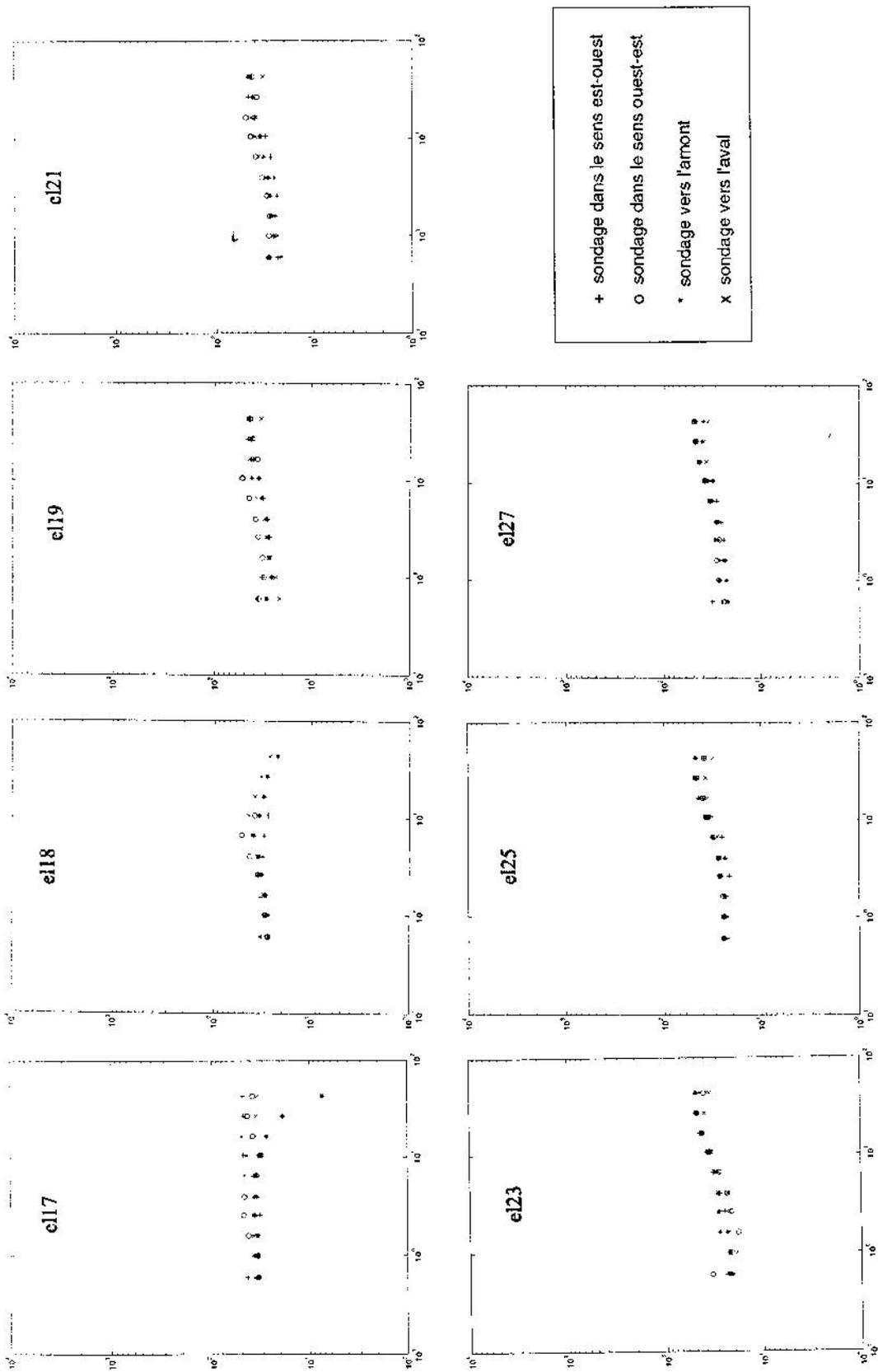


Figure 46 : Sondages azimuthaux du transect B

La visualisation de la tabularité à l'échelle du transect B peut être faite à partir de la figure 46.

Les réponses des quatre directions sont superposables à 10 % près pour les sondages el05, el07, el09 (exception faite de la réponse dans le sens est-ouest), el11 et el27. Ce résultat est pour le moins surprenant. En effet, les sondages el06 et el07 sont localisés au droit de l'échine n°3 ; or, son influence n'est pas détectable sur les sondages azimutaux. Aucune explication satisfaisante n'est proposée à ce jour, si ce n'est que les hétérogénéités doivent être moindres dans ce secteur.

En revanche, l'influence de l'échine n°4 est tout à fait visible. En effet, " l'anisotropie " la plus importante concerne les sondages el15, el16, el17, el18 et el19. Elle peut toutefois se présenter différemment d'un point de sondage à un autre. Les réponses du sondage el15 sont toutes très différentes. Ce sondage sera donc écarté des interprétations à venir. Il en est de même pour le sondage el17 aux réponses les plus dispersées.

Les réponses du sondage el16 sont très différentes sur les six premiers points (jusqu'à 10.6 m), mais sont ensuite superposables. L'influence de l'échine sur l'anisotropie directionnelle ne se fait sentir que sur les premiers points (échine ou topographie). Cette observation est en accord avec le fait que seule l'électrode d'injection et les trois premières électrodes de mesures se situent sur l'échine ; mais cela est en contradiction avec la réponse des sondages voisins (el15 et el17). Ainsi, ce sondage sera également écarté des interprétations.

En s'éloignant de l'échine n°4, à partir des sondages el19 (vers l'ouest) et el14 (vers l'est), les réponses dans différentes directions deviennent de moins en moins différentes : **l'influence de l'échine s'amenuise peu à peu.**

### **II.1.3. Enseignements**

Ces résultats démontrent que les interprétations 1D n'ont pas toutes la même fiabilité. En effet, lorsque la courbe de réponse est identique quelle que soit la direction dans laquelle sont réalisées les mesures, l'interprétation pourra être considérée comme fiable. En revanche, lorsqu'elles sont clairement différentes, l'interprétation sera sujette à caution.

Ce paragraphe démontre également la variabilité de l'anisotropie. En effet, les sondages el05 et el17 possèdent des caractéristiques complètement différentes. Il faudrait donc vérifier l'hypothèse tabulaire pour l'ensemble des mesures. Néanmoins, la géomorphologie doit nous renseigner a priori sur la complexité des structures, par exemple en identifiant les zones d'échines. Mais on s'aperçoit que les résultats ne sont pas toujours conformes aux prévisions. En effet, la présence de l'échine 4 se traduit bien par une anisotropie directionnelle marquée des mesures. Par contre, l'échine 3 n'a pas cette même influence.

**Dans la suite de la démonstration, le lecteur devra garder à l'esprit que l'approximation de l'hypothèse tabulaire est généralement vérifiée pour les secteurs éloignés des échines. L'influence de ces dernières se fait généralement sentir sur 3 sondages, soit (3\*4=) 12 m, soit dans un rayon de 6 m du sommet des échines. Leur influence doit être systématiquement vérifiée, même si elle ne se fait pas toujours sentir sur les enregistrements.**

Après avoir analysé les enregistrements bruts, il s'agit d'aborder leur traitement. L'inversion de données électriques est relativement bien éprouvée en 1D et 2D. De ce fait, les résultats 1D et 2D sont présentés simultanément afin de pouvoir vérifier leur validité.

## II.2. Interprétation des données électriques

Les données électriques sont interprétées par un procédé d'inversion qui a pour but de déterminer les résistivités vraies du sous-sol à partir des mesures de résistivités apparentes.

### II.2.1. Quel type d'inversion adopter ?

Rappelons qu'il existe deux catégories d'inversions 1D : les méthodes classiques déterministes et les méthodes stochastiques.

Dans les deux cas, on peut a priori choisir des modèles à petit nombre fixé de couches, ou des modèles à grand nombre de couches. L'inversion déterministe à petit nombre de couches est théoriquement la plus rapide et la plus aisée. Toutefois, en particulier dans un contexte aussi complexe, cette méthode n'est pas adaptée en raison de la non-unicité de la solution illustrée par le principe d'équivalence. Celui-ci donne, d'une manière simple, un ensemble de modèles équivalents du point de vue de l'ajustement des données. La non-unicité s'étend même aux terrains non tabulaires, qui, dans de nombreux cas, sont parfaitement équivalents à des modèles tabulaires.

La figure 47 montre qu'un modèle mathématiquement correct (au sens des erreurs quadratiques moyennes) peut être géologiquement totalement aberrant.

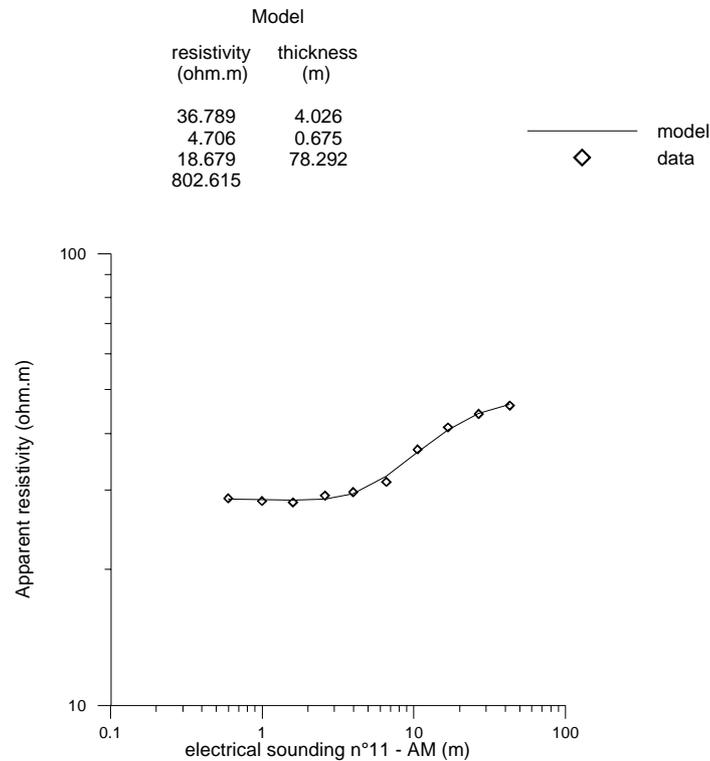


Figure 47 : modèle déterministe ajusté aux mesures du sondage électrique 11 (Schmutz et al., sous presse)

En effet, l'erreur quadratique moyenne est de 4.7 %, mais la profondeur du substratum est indiquée à plus de 80 m, alors qu'elle ne peut être au maximum que de 20-30 m. Par ailleurs, avec l'écartement maximal des électrodes adopté, ces profondeurs ne peuvent pas être atteintes.

Certes, des limitations peuvent être apportées par les points de calage (forages qui indiquent la profondeur du substratum et la limite entre les masses active et inactive). Par ce biais, un modèle géologiquement réaliste peut effectivement être déterminé, mais dès que les points de calage ne sont plus disponibles, on se rend compte que les paramètres sont très mal contraints. Même un modèle déterminé à partir des points de calage ne peut pas servir de base pour le reste de la coulée, le contexte n'étant pas véritablement 1D.

Ainsi, la méthode déterministe n'est en première approche pas d'une grande aide. Pour cette raison, une grande importance est accordée à l'inversion en multicouches (cf. partie 2), même si elle ne permet pas de déterminer des limites de couches. Le mode multicouches est adopté en 1D comme en 2D.

## **II.2.2. Jusqu'à quelle profondeur l'inversion a-t-elle un sens ?**

Ce paragraphe trouve sa place ici, car l'estimation de la profondeur d'investigation est réalisée à partir de pré-interprétations, et non à l'aide d'un formalisme mathématique bien établi.

### *II.2.2.1. Détermination de la profondeur d'investigation*

La réponse à la question : " jusqu'à quelle profondeur l'inversion a-t-elle un sens ? " est primordiale pour savoir quel crédit accorder aux résultats. Néanmoins, une limite nette ne peut pas être donnée : la résolution diminue avec la profondeur. Seule une estimation de la profondeur à laquelle les informations ne sont plus fiables peut être présentée.

Pour l'inversion 1D, J. J. Schott a mis au point un test statistique (Schott et al., 1999). Il ne permet d'obtenir que la profondeur maximale du substratum électrique. La profondeur vraie peut être très inférieure à cette estimation. La figure 48 montre la distribution de cette limite maximale. Il est clair que la profondeur vraie est inférieure à cette surface-limite. La raison principale est qu'un écartement maximal d'électrodes de 43 mètres ne peut apporter des informations sur 30-40 mètres, en particulier sur un site aussi conducteur. En effet, les premiers mètres possèdent des résistivités comprises entre 5 et 30  $\Omega.m$ . De plus, il semble fort peu probable que la résistivité ne dépasse pas 70-80  $\Omega.m$  à 30-40 mètres de profondeur.

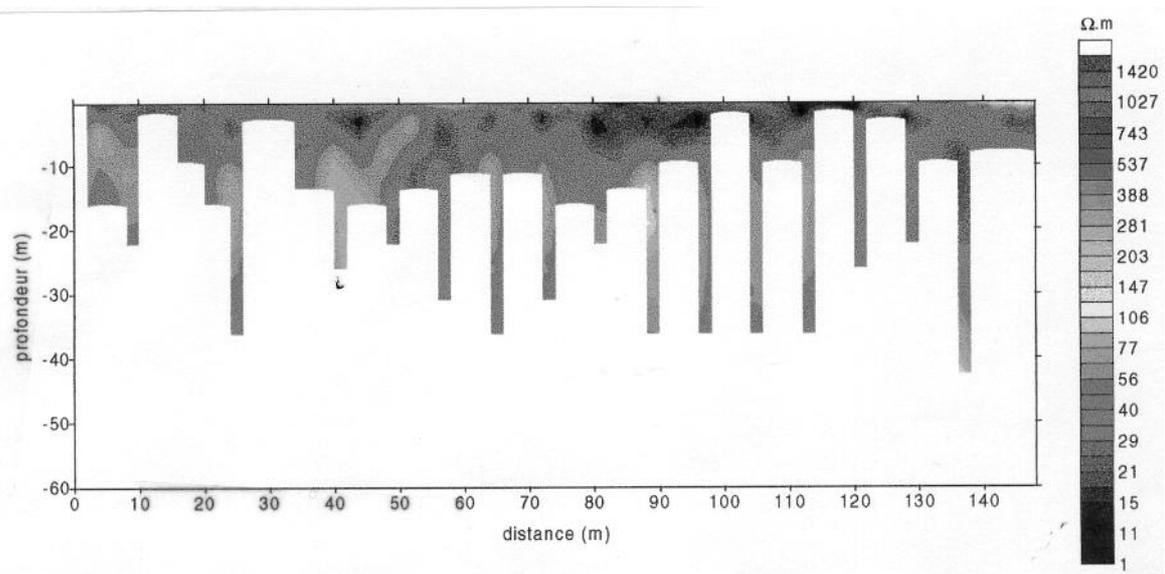


Figure 48 : Distribution de la profondeur maximale du substratum établie par un test statistique (Grandis et al., 1999 ; Schott et al., 1999)

On peut espérer que l'inversion 2D fournira une estimation plus précise.

De manière automatique, le logiciel détermine une profondeur d'investigation qui est de 0.867 fois l'écartement d'électrode maximal pour le dispositif pôle-pôle (Edwards, 1977), soit dans notre cas  $0.867 \cdot 43$ , c'est à dire une profondeur de l'ordre de 37 mètres. Le problème est que ce facteur est fixe et ne prend pas en compte la résistivité du terrain. **Or, la profondeur d'investigation est directement liée à la résistivité. Plus le terrain est conducteur, moins la profondeur d'investigation est importante.**

Toutefois, ce logiciel permet, grâce au calcul de la matrice de sensibilité, de savoir quelles sont les valeurs les mieux contraintes. Plus les valeurs de la matrice  $m_s$  sont importantes, moins l'incertitude sur les valeurs de résistivités déterminées par le modèle est grande.

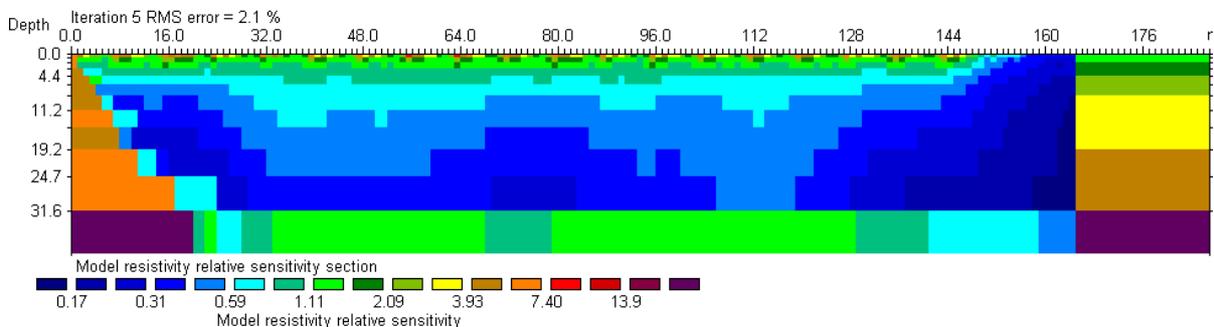


Figure 49 : matrice de sensibilité calculée avec le logiciel Res2Dinv.

La figure 49 montre un exemple de matrice de sensibilité d'une section interprétée en 2D avec le logiciel Res2Dinv. Cet exemple constitue celui dont l'erreur quadratique moyenne (RMS-error) est la plus faible. Les résultats obtenus sont donc considérés comme les meilleurs parmi tous ceux obtenus sur la coulée. Pour cet exemple, la sensibilité des résistivités est comprise entre 0.17 et environ 15. Une valeur critique légèrement inférieure à 1 est choisie. Cette isoligne correspond à des profondeurs comprises entre 5 et 10 mètres. Les valeurs de sensibilités élevées aux bords sont dues à l'augmentation de la taille des mailles sur les bords.

**La profondeur maximale de 10 mètres est valable pour l'ensemble des sections étudiées. De ce fait, la représentation des interprétations sera faite pour les dix premiers mètres.**

#### *II.2.2.2. Conclusion*

Une estimation de la profondeur d'investigation sur le site de Super Sauze est d'une dizaine de mètres avec un dispositif pôle-pôle pour un écartement maximal de 43 m d'après l'inversion 2D. Par ailleurs, cette valeur est compatible avec les résultats de l'inversion 1D. En effet, la figure 48 par exemple montre une augmentation de la résistivité globale, si on limite la profondeur d'investigation à 10 mètres. Ces résultats semblent tout à fait réalistes.

Ce résultat signifie également que pour atteindre la base de la coulée, la méthode électrique n'est pas suffisante malgré l'emploi du dispositif (pôle-pôle). Ce dernier a un signal qui décroît le moins rapidement parmi l'ensemble des autres dispositifs. Cela provient du fait que :

- les lignes ne peuvent pas être plus étendues compte tenu des limitations de mise en œuvre induites par le site ;
- le site, et particulièrement les premiers mètres, sont très conducteurs ;
- les données sont bruitées.

#### **II.2.3. Détermination de la géométrie des transects B et C**

Afin de pouvoir comparer les résultats, les figures ont toutes été réalisées sur le même modèle avec le logiciel Surfer. Les éléments communs à toutes les figures sont :

- l'échelle de couleurs correspondant à l'échelle de résistivités en  $\Omega.m$ , commune également aux interprétations des données TDEM. L'échelle semble trop étendue pour les interprétations électriques, mais permet de comparer l'ensemble des résultats électriques et électromagnétiques obtenus ;
- le côté est de la coulée est situé à gauche sur la figure, l'ouest à droite ;
- la distance horizontale (en mètres) est donnée par l'axe des abscisses reliant les différents points de sondages ;
- l'axe des ordonnées est celui des altitudes (en mètres) de l'électrode d'injection des sondages ;
- les noms (ex : e11) affichés au-dessus du transect correspondent au numéros des sondages concernés.

Une étude systématique des réponses de chaque sondage n'est pas entreprise en raison du manque d'outil approprié pour déterminer les causes exactes des variations de résistivité

(topographie, hétérogénéité latérale, ...). Néanmoins, d'après les observations précédentes, il va de soit que les interprétations des sondages el13 à el19 sur le transect B sont à prendre avec précautions, et en particulier les sondages el15 à el17. De manière générale, les précautions doivent être prises au voisinage de toutes les échines connues. Les résultats seront analysés principalement dans leur ensemble et seront mis systématiquement en rapport avec les informations disponibles telles que les indices géomorphologiques et la géotechnique.

Rappelons seulement que les analyses pétrophysiques réalisés sur la carotte (BV7) permettent d'affirmer que les argiles n'ont pas d'influence dans la variation de résistivité et que la calcite est sous-saturée. De ce fait, la variation de résistivité est liée à celle de la porosité et sans aucun doute à celle de la teneur en eau. Par ailleurs, la résistivité des échantillons diminue suivant la profondeur de la surface à 4-5 m puis augmente. Cette limite correspond à une baisse « brutale », ou du moins plus visible, de la porosité par rapport aux quatre premiers mètres. Une limite pétrophysique vers 4-5 m de profondeur peut donc être observée. Au-dessus de cette limite la porosité oscille autour de 23 %, alors qu'en deçà elle décroît de 20 à 17 %.

La carotte (BV7) est localisée par rapport aux sondages électriques sur la figure 50. Dans la suite, cette carotte sera localisée sur les profils électriques à la hauteur du sondage el24.

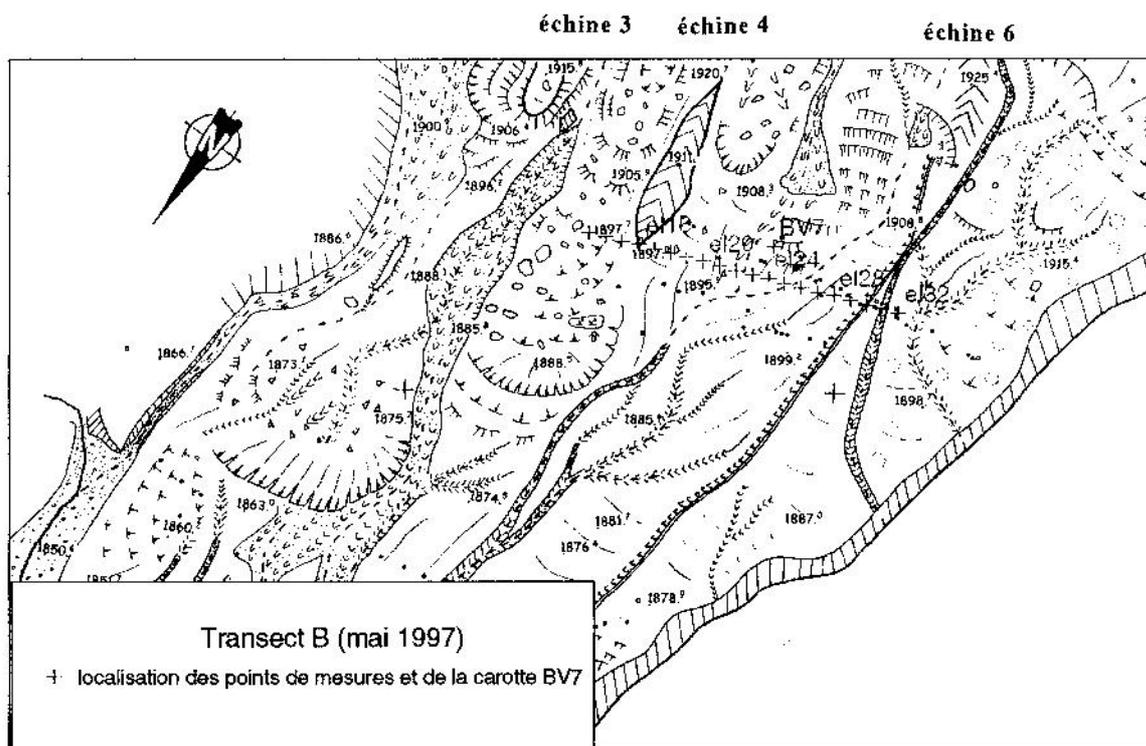


Figure 50 : Localisation des sondages électriques et de la carotte BV7 le long du profil B

L'interprétation électrique a pour objectif de vérifier :

- si la gamme des résistivités obtenues est réaliste : si oui à quoi correspond – t – elle ? ;
- si la géométrie des échines peut être définie : les échines sont-elles détectées et de quelle manière ? ;
- si le niveau piézométrique peut être déterminé ;

- dans quelle gamme de résistivité se situe la limite déterminée par les analyses pétrophysiques ? ;
- si les secteurs définis par la géomorphologie peuvent être retrouvés.

### II.2.3.1. Interprétation du transect B

L'interprétation du transect B présentée ici est celle obtenue pour la campagne de mai 1997.

#### II.2.3.1.1. Inversion 1D du transect B

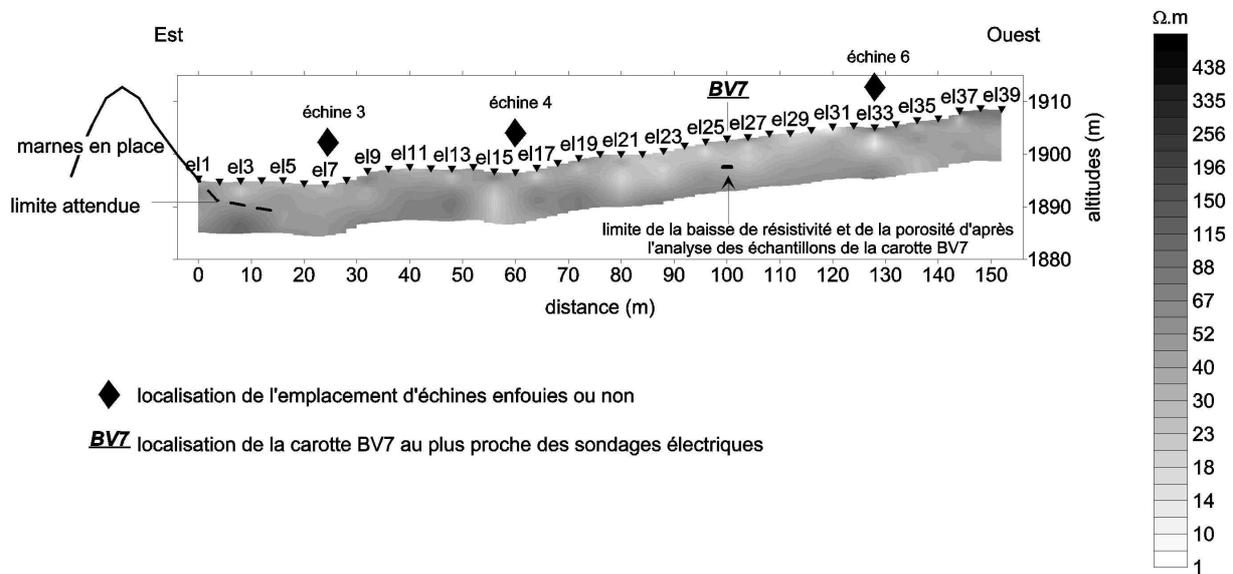


Figure 51 : Interprétation 1D des mesures électriques acquises sur le transect B.

La gamme de résistivité utile pour cette interprétation est comprise entre 1 et 100  $\Omega.m$  environ. Principalement trois groupes se distinguent : le premier à 20-30  $\Omega.m$ , le second à environ 40  $\Omega.m$  et le troisième à 60-100  $\Omega.m$ . Ces valeurs sont a priori réalistes, au vu de la gamme de résistivité attendue pour des marnes (Reynolds, 1997), et en considérant les valeurs mesurées sur des sites similaires (cf. partie 1), mais faibles si l'on considère les résistivités de marnes en place ( $> 100 \Omega.m$ ). La tendance générale est que les résistivités les plus faibles (c'est-à-dire les terrains les plus humides et poreux) se situent dans les premiers mètres de la subsurface, et les plus élevées (c'est-à-dire les terrains les plus secs, compacts et stables) en profondeur. Hormis pour les sondages el7, el15, el16, el33 et el35, la résistivité vers 10 mètres de profondeur est relativement homogène, à savoir autour de 80-100  $\Omega.m$ . La subsurface de la coulée est donc très conductrice, et la profondeur résistante, ce qui correspond fort bien au schéma attendu et mis en évidence par la géotechnique d'une masse active superposée à une masse « stabilisée ».

Dans le détail, cette subdivision n'est pas aussi simple en raison de la présence des échines. Il a été montré dans la section précédente que les mesures réalisées à proximité de ces

dernières doivent être prises avec précaution (en particulier pour ce qui concerne l'échine 4). Bien que l'étude azimutale n'ait pas été réalisée sur les sondages el27 à el35, une anisotropie directionnelle est fortement présumée sur les sondages el33 et el34 du fait de la présence de l'échine 6.

A l'aplomb des échines se retrouvent de nombreuses anomalies. La première d'entre elles est la faible valeur de résistivité pour des marnes dites "en place". En effet, les valeurs maximales de résistivité n'excèdent pas  $80 \Omega.m$  et sont plus faibles que celles mesurées sur des marnes en place en dehors de la coulée ( $> 100 \Omega.m$ ). Ces faibles valeurs peuvent être associées à un effet de non-tabularité et/ou à un contexte structural faillé.

Par ailleurs, les sondages el33, el35 et el15 indiquent une baisse de résistivité en profondeur, là où est attendue une augmentation. Cet effet peut s'expliquer par le fait que l'effet de non tabularité augmente avec l'écartement des électrodes. Toutefois, l'interprétation des mesures réalisées avec de faibles écartements peut également être erronée en raison des hétérogénéités de surface. Cela pourrait expliquer les faibles résistivités de surface retrouvées aux sondages el7 et el17 situés au droit d'une échine, alors que des valeurs supérieures à  $100 \Omega.m$  sont attendues.

**Enfin, au vu de ces résultats obtenus par une interprétation 1D, il est très difficile avec une investigation électrique de déterminer la géométrie des échines, car seule la connaissance préalable de leur localisation permet de deviner leur emplacement. Ainsi, l'interprétation 1D ne semble pas convenir pour cet objectif.**

☞ Les analyses pétrophysiques démontrent entre autres que la résistivité est directement liée à la porosité, et qu'une limite à 5 m peut être déterminée. La résistivité de l'échantillon prélevé à cinq mètres de profondeur est de  $9 \Omega.m$ , alors qu'elle correspond à environ  $30 \Omega.m$  ( $25-35 \Omega.m$ ) sur l'interprétation par inversion 1D. La différence entre les valeurs mesurées directement et calculées peut être liée à l'humidification nécessaire de l'échantillon pour en mesurer la résistivité, ou à une interprétation 1D erronée. Une partie de la réponse pourra être donnée par l'inversion 2D. Néanmoins, nous supposons que cette limite correspond au toit de la masse inférieure "stabilisée". Cette hypothèse ne peut être confirmée que par la mise en place d'inclinomètres ou par tout autre moyen de mesure adapté à des déplacements importants et très rapides. Seule une confrontation de ces résultats avec ceux du transect C permettra de lever de doute.

Par ailleurs, du fait de la faible profondeur atteinte par la carotte, d'autres ensembles éventuels n'ont pu être mis en évidence.

☞ Le niveau piézométrique mesuré lors de la campagne pour les tubes situés sur le transect B se situe entre 0.3 et 0.8 m de profondeur. Il est difficilement détectable par l'interprétation électrique : il n'existe pas d'évolution nette entre la zone au-dessus de ce milieu, et la zone en dessous.

☞ Une identification des compartiments de la coulée (cf. partie 1) peut être effectuée.

Les sondages el1 et el7 sont situés dans le **secteur 1**, de coulée boueuse, compris entre le flanc de marnes en place en limite est de la coulée, et l'échine 3. Les résistivités moyennes sont de l'ordre de  $30-40 \Omega.m$ .

En cet endroit, le contact entre la coulée et les marnes en place est brutal et laisse présager un toit de marnes en place sous la coulée sub-affleurante. Ce **toit** peut être deviné pour les

sondages el1 à el4, en raison de résistivités allant jusqu'à 100  $\Omega$ .m environ. Cette interprétation ne peut pas être confirmée en l'absence d'investigation géotechnique.

Les sondages el7 et el15-16-17 sont situés dans le **secteur 2**, jonché de blocs morainiques. La présence de ces blocs pourrait augmenter la résistivité de la masse mais cette hausse n'est pas particulièrement visible en surface. En effet, la résistivité est du même ordre de grandeur que celle du secteur précédent. Cela signifie que le corps de la coulée est relativement homogène.

Les sondages el15-16-17 et el33 sont localisés dans le **secteur 3**. C'est la **zone indéniablement la plus conductrice (et donc humide)** : les résistivités sont comprises entre 10 et 60  $\Omega$ .m. De plus, les résistivités d'environ 60  $\Omega$ .m se retrouvent des sondages el16 à el20 de la surface vers la profondeur et laisse deviner la pente de l'échine 4, bien que les résistivités soient faibles pour des marnes en place.

Les sondages el33 à el39 sont associés au secteur 4, végétalisé, stabilisé et donc plus " sec " et compact (Genêt et Malet, 1997) : cela se traduit bien par des **résistivités plus élevées (60-70  $\Omega$ .m)** que dans l'ensemble de la coulée qui est plus humide (influence primordiale des échines dans le compartimentage de la coulée).

## Conclusion

**Les gammes de résistivités sont réalistes par rapport aux valeurs attendues pour des marnes altérées (Reynolds, 1997), bien qu'elles soient faibles pour caractériser les échines (généralement inférieures à 100  $\Omega$ .m).**

**Les analyses pétrophysiques permettent de mettre en évidence deux masses différentes, la limite à 5 m au sondage el24 se situant sur la ligne d'équirésistivité 30  $\Omega$ .m.**

**L'identification des compartiments du transect B aux comportements différents est relativement bien déterminée par l'interprétation électrique 1D.**

**Le niveau piézométrique n'est pas mis en évidence.**

**Néanmoins, l'interprétation est d'autant meilleure que le terrain peut être considéré comme localement tabulaire. De ce fait, l'interprétation des échines lorsque celles-ci sont affleurantes ou sub-affleurantes est relativement mauvaise.**

### *II.2.3.1.2. inversion 2D du transect B et comparaison avec l'inversion 1D*

Une inversion 2D a pour but de vérifier si les résultats 1D et 2D sont comparables. S'ils ne le sont pas, l'approximation tabulaire n'est pas vérifiée et l'interprétation 1D n'est pas suffisante.

La figure 52 présente les résultats de l'inversion 2D des mesures électriques acquises sur le transect B.

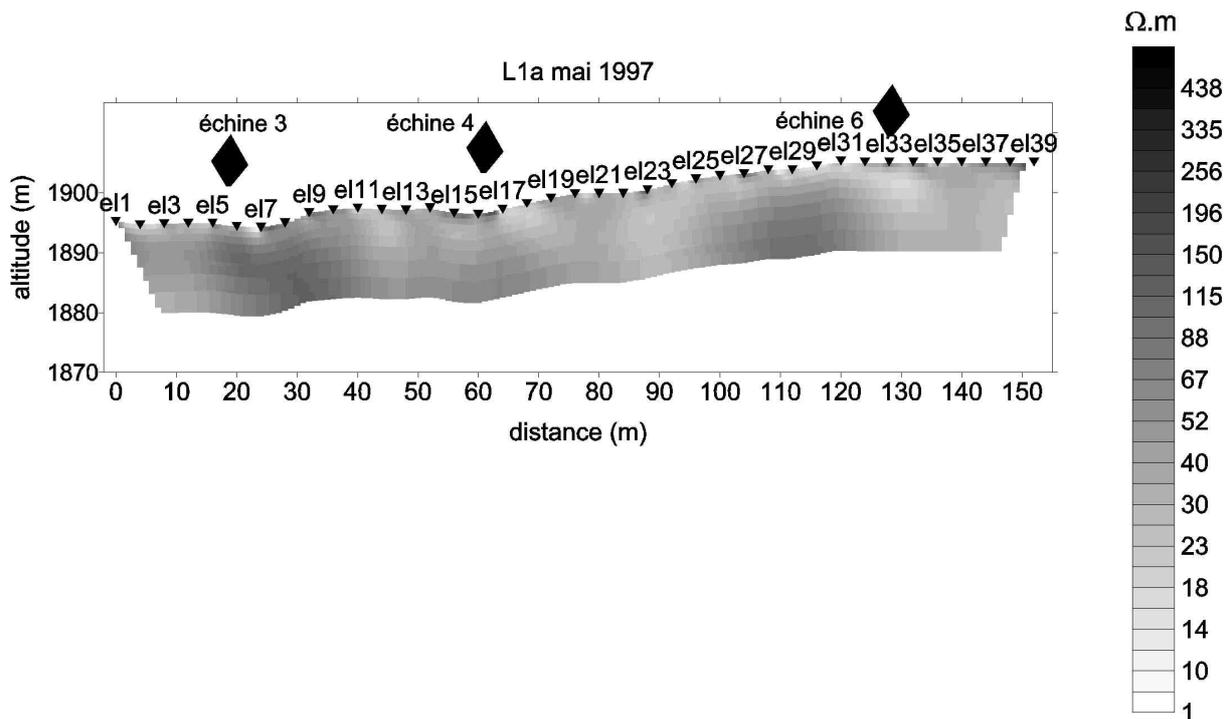


Figure 52 : Interprétation 2D des données électriques acquises sur le transect B.

Les résistivités rencontrées sont comprises entre 10 et 100  $\Omega.m$  environ. Les résistivités les plus faibles se situent fréquemment en surface. De ce point de vue, les résultats 1D et 2D sont comparables. Les deux images obtenues ne sont pourtant pas identiques.

Les échines à l'aplomb des sondages el7 et el15-16-17 sont beaucoup mieux contraintes, même s'il reste une zone conductrice non explicable entre 2 et 6 mètres pour la seconde. La troisième en revanche n'est pas vue, ou bien si elle est vue, elle n'est pas bien située. En effet, une zone à résistivité élevée est observée entre 100 et 130 mètres. La forme de cette zone rappelle celle d'une échine, le toit de cette dernière devant pourtant se situer à 130 mètres et non à 110 mètres. Ces vingt mètres de décalage restent inexplicables à ce jour, en l'absence d'erreur introduite dans le fichier d'inversion.

Comme pour l'interprétation 1D, les différents compartiments peuvent être identifiés. En particulier, les secteurs 1 et 3 présentent de fortes similitudes, même si la zone de transition de 40-50  $\Omega.m$  n'est pas atteinte en 2D dans le secteur 3. Le secteur 2 possède des résistivités moins élevées en 2D qu'en 1D. Mais le secteur le plus différent est le dernier. Des résistivités élevées (>100  $\Omega.m$ ) sont bien observées en surface dans ce secteur, mais elles diminuent avec la profondeur. Ce résultat est en totale contradiction avec l'interprétation 1D. Il n'est toutefois pas en contradiction avec les indications géomorphologiques, qui ne concernent que la surface. Il n'est pas non plus en contradiction avec des résultats d'une cartographie pôle-pôle réalisée en 1996 (Schmutz, 1996) qui indiquait une diminution des valeurs de résistivité de la surface vers la profondeur dans le secteur 4.

**Au vu de ces résultats, les inversions 1D et 2D sont comparables, même si elles présentent un certain nombre de différences. D'une part, la résistivité globale de l'inversion 1D est plus élevée qu'en 2D. Par ailleurs, la géométrie des échines semble être**

mieux contrainte par une inversion 2D, même si celle située à l'aplomb du sondage el33 est décalée de 20 m (ce qui reste inexplicable). Les outils d'interprétation électrique mettent en évidence les structures attendues telles que les échines, avec un degré de confiance toutefois assez faible.

L'interprétation 2D semble meilleure qu'en 1D, quoique insuffisante en zone d'échine. Dans ce cas précis, une interprétation 3D est nécessaire.

### II.2.3.2. Interprétation du transect C

Certains résultats obtenus sur le transect C peuvent être vérifiés par les données géotechniques. Beaucoup de sondages pénétrométriques ont été réalisés sur ce transect, mais la majorité s'est soldé par des faux-refus (c'est-à-dire par un arrêt prématuré, sans que les marnes sites « en place » de soient atteintes). Pour cette raison, seuls les trois forages profonds sont considérés. Néanmoins, comme le montre la figure 53, ces derniers ont été réalisés ni au même moment (en 1996 pour les forages), ni au même endroit que les investigations géophysiques. Les informations de ces forages permettent néanmoins de vérifier si les résultats obtenus sont dans des ordres de grandeur similaires de profondeur, compris entre 15 mètres et 20 mètres.

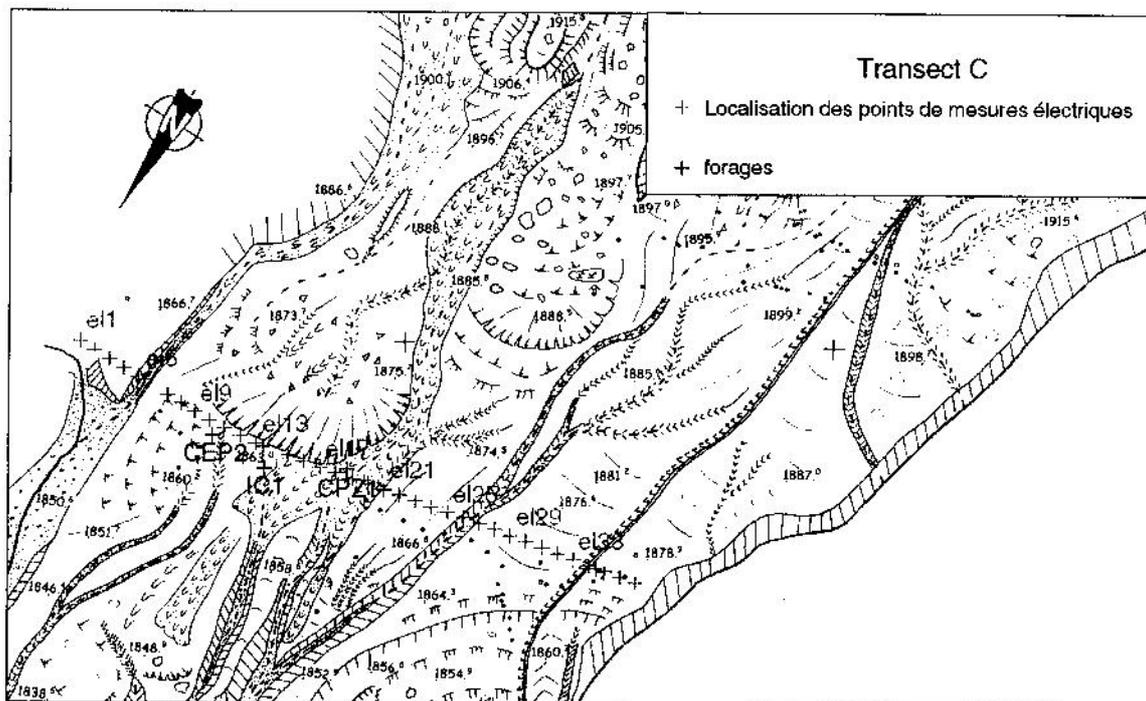


Figure 53 : Localisation des points de mesures électriques sur le transect C ainsi que les forages ICI, CEP2 et CPZ1.

Nous avons choisi, au vu de cette localisation, de situer le forage CEP2 entre les sondages el10 et el11, le forage IC1 au sondage el15 et le forage CPZ1 au sondage el19. Le sondage CEP2 est le mieux localisé par rapport aux sondages réalisés.

### II.2.3.2.1. Interprétation 1D du transect C

Rappelons qu'une seule campagne de mesures fiables a permis de prospecter le transect C en mai 1997.

La figure 54 présente les résultats de l'interprétation 1D des données électriques acquises sur le transect C.

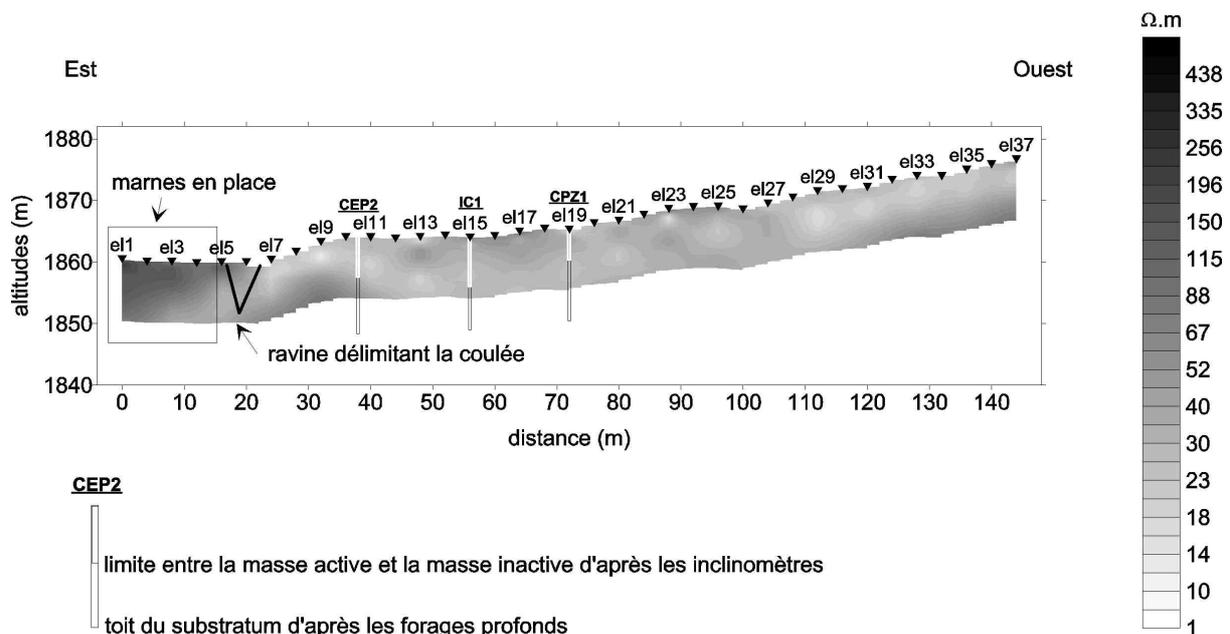


Figure 54 : Interprétation 1D des données électriques acquises sur le transect C

Les résistivités rencontrées sont comprises entre 5 et environ 200  $\Omega.m$ . Cette gamme est tout à fait en accord avec les valeurs attendues et mesurées par ailleurs (cf. partie 1). Trois groupes peuvent également être distingués : le premier à 5-30  $\Omega.m$ , le second à 40-80  $\Omega.m$  et le dernier dont les résistivités sont supérieures à 80  $\Omega.m$ .

Les faibles résistivités (qui correspondent à une humidité et porosité élevée) comprises entre 5 et 30  $\Omega.m$  se retrouvent principalement en surface et peuvent de ce fait correspondre à la coulée de manière générale, d'est en ouest. Ces faibles valeurs sont interrompues en surface entre les sondages el13 à el27 par des résistivités supérieures de l'ordre de 40-50  $\Omega.m$ . Elles reflètent un comportement différentiel de la surface de la coulée.

Les valeurs de résistivités « moyennes » comprises entre 40 et 80  $\Omega.m$  se situent en deux points : en limite est de la coulée et en la limite ouest. Cette remontée des résistivités en limite de la coulée traduit la forme de l'encaissant attendue, en forme de « bouchon » pouvant bloquer l'écoulement de l'eau vers l'est, bien que les résistivités soient faibles pour cette formation.

☞ Les résistivités supérieures à  $80 \Omega.m$  se retrouvent à l'est en dehors de la coulée, comme le montre la figure 54 qui indique la position de la ravine constituant la limite est entre la coulée et les marnes en place.

De ce point de vue, la méthode électrique permet de faire clairement la différence entre une zone de coulée et une zone de marnes en place. Le lecteur se demandera sans doute pourquoi, dans ce cas, ce résultat ne peut pas être transposé sur le transect B ? Cela provient sans doute du fait que l'hypothèse tabulaire est mieux respectée lorsque le contact entre deux milieux se fait verticalement. Par ailleurs, plus le volume d'une couche est important, plus la probabilité d'être détectée est importante.

Néanmoins, il est surprenant de constater que la résistivité de la partie de marnes en place tend à diminuer avec la profondeur. Serait-ce dû à un effet 2D-3D (de non-tabularité) ou à des effets structuraux (marnes faillées) ? L'interprétation 2D pourra apporter un élément de réponse.

☞ **Les résistivités d'environ  $30 \Omega.m$  traduisant sur le transect B la limite entre deux couches pétrophysiquement différentes, correspondent, d'après le tube inclinométrique CEP2, à la limite entre la masse active et la masse inactive ou peu active.** En revanche, la limite indiquée par les tubes IC1 et CPZ1 ne correspond pas tout à fait à ces valeurs. En dehors d'un problème dû à l'interprétation 1D, cette "non-correspondance" pourrait s'expliquer par le simple fait que les deux tubes ne sont pas situés exactement sur le profil électrique, ce qui dans ce cas précis rend la comparaison délicate. Compte tenu de cette difficulté, les résultats sont relativement cohérents.

**Ainsi, grâce à l'interprétation des données des transects B et C, la limite entre les masses active et "stabilisée", définie avec les inclinomètres et par les analyses pétrophysiques, correspondrait à des résistivités d'environ  $30 \Omega.m$ .**

☞ Le compartimentage de ce transect est moins évident que celui du transect B. Néanmoins, les sondages e121 à e127 présentent des résistivités moyennes supérieures à  $40 \Omega.m$  (terrain sec) et se situent sur une zone plane, sèche entre une zone de coulée et la ravine principale. Cette correspondance est moins prononcée pour les sondages e113 à e118 résistants (secs) en surface qui sont localisés directement en aval d'un important bourrelet sur une zone de déplacement pourtant rapide (plusieurs mètres en 5 mois). A l'ouest de la ravine principale se situe la zone de coulée boueuse (identique au secteur 3 du transect B) qui possède des résistivités faibles ( $5-35 \Omega.m$ ), caractéristiques de la masse active.

La zone stabilisée de l'ouest de la coulée n'est pas visible sur ces résultats, car seul le dernier sondage (e137) y a été réalisé.

### II.2.3.2.2. Interprétation 2D du transect C

La figure 55 présente les résultats de l'interprétation 2D des données électriques acquises sur le transect C.

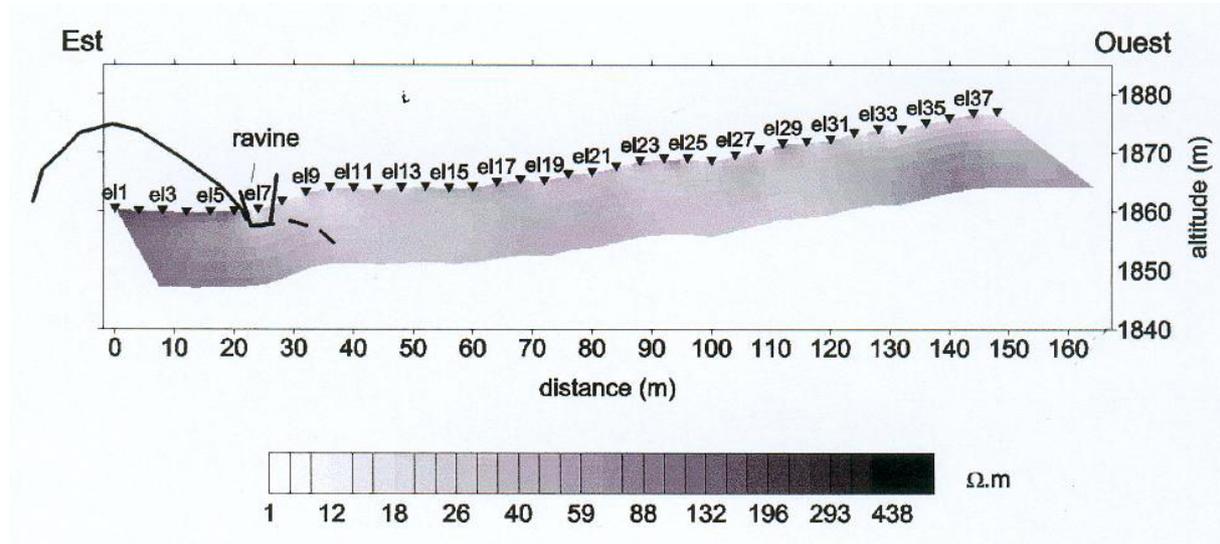


Figure 55 : Interprétation 2D des données électriques acquises sur le transect C

Les résistivités sont déterminées dans la gamme 10-150  $\Omega.m$ , comme précédemment. Les interprétations 1D et 2D des transects B et C sont donc cohérentes de ce point de vue.

Comme pour l'interprétation 1D, une nette distinction peut être faite entre la zone de marnes en place à l'est et la coulée. De même, des zones résistantes en limites est et ouest ainsi qu'en surface de la coulée sont observées.

En revanche, les résistivités maximales sont légèrement inférieures à celles déterminées pour l'interprétation 1D. Par ailleurs, l'interprétation 2D indique de manière plus claire et plus réaliste le passage des marnes en place à la coulée en surface ainsi qu'en profondeur. En effet, la continuité attendue du substratum existe comme cela est montré sur la figure 55. De plus, la limite entre la masse active et la masse inactive donnée par le tube CEP2 correspond à une gamme de résistivité de 35-40  $\Omega.m$  compatible avec la limite déterminée précédemment (environ 30  $\Omega.m$ ) quoique légèrement supérieure.

**En outre, et contrairement à l'interprétation 1D, la profondeur du toit de la masse inactive délimitée par le tube CPZ1 correspond aux résistivités d'environ 30  $\Omega.m$  qui délimite par ailleurs la limite des deux masses. De fait, la nécessité de l'interprétation 2D est démontrée.**

Certes, la limite donnée par le tube IC1 ne correspond pas à cette ligne, mais la profondeur avoisine 10 m de profondeur. Or, les résultats à cette profondeur ne sont plus très bien contraints, comme nous l'avons vu dans un paragraphe précédent. Cela signifie que les

résultats ne sont pas contradictoires et que 10 mètres de profondeur est un maximum pour l'interprétation électrique.

### *II.2.3.3. Conclusion*

**Rappelons tout d'abord que l'électrique ne permet de connaître la structure que sur la première dizaine de mètres.**

**Il a été démontré, tel que l'on pouvait s'y attendre, que la définition de la géométrie est d'autant meilleure que l'approximation tabulaire est vérifiée. Dans des situations localement tabulaires, l'interprétation 1D est suffisante. En revanche, dans le cas contraire (au voisinage des échines, au contact vertical entre deux milieux différents) l'interprétation 2D est conseillée, voire nécessaire et même parfois insuffisante, en particulier pour définir les échines. Dans ces cas-là, il faudrait s'orienter vers une interprétation 3D qui n'est à ce jour pas encore au point.**

**Par ailleurs, la limite entre les masses active et stabilisée a été mise en évidence, en combinant les informations issues des analyses pétrophysiques sur le transect B, de l'investigation géotechnique sur le transect C et des interprétations électriques sur les deux transects.**

**En outre, les valeurs de résistivités déterminées sur les deux transects sont similaires et correspondent à celles attendues sur un tel site, même si elles semblent faibles à l'aplomb des échines ( $< 100 \Omega.m$ ). Ces valeurs faibles peuvent être dues à une sous-estimation des résistivités, soit à un contexte structural faillé qui diminue réellement la résistivité du terrain.**

**Notons également que le compartimentage effectué à partir des observations géomorphologiques peut généralement et globalement être retrouvé par l'interprétation électrique.**

### **II.2.4. Spatialisation des résultats électriques sur la coulée**

La spatialisation des résultats peut être appréhendée en particulier par la campagne d'octobre 1997, qui a entre autres fait l'objet de la réalisation de quatre profils le long de lignes parallèles. La localisation des lignes est présentée sur la figure 56. La ligne 1 a fait l'objet de mesures dans différentes directions. Dans un souci d'homogénéisation, seuls les résultats obtenus dans le sens de mesure commun aux autres lignes sont présentés.

La localisation des sondages par rapport aux échines est la même, quelle que soit la ligne considérée. De ce fait, il faut tenir compte de l'anisotropie directionnelle mise en évidence dans une section antérieure pour les sondages el7-el8 et el15 à el18.

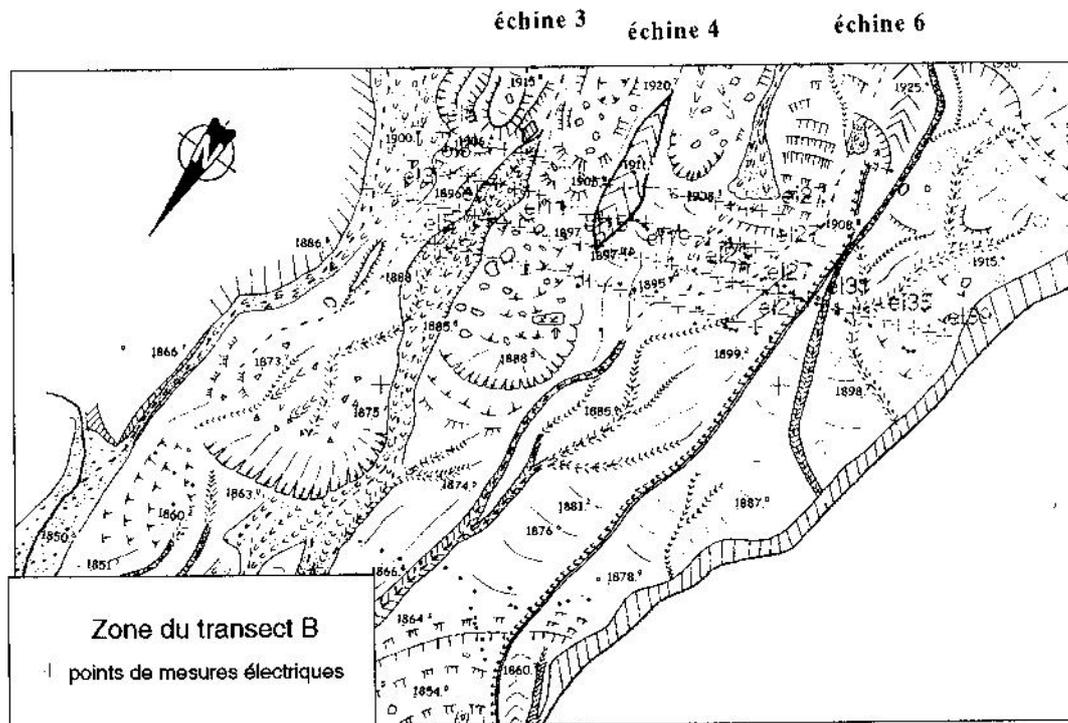


Figure 56 : Localisation des lignes de mesures électriques parallèles

#### II.2.4.1. Spatialisation définie par l'interprétation 1D

Dans la zone prospectée, les échines 3 et 4 sont affleurantes de la ligne 3 jusqu'à la ligne 1. En deçà (sur la ligne 4), elles sont constamment et totalement recouvertes par la masse déplacée.

Une évolution spatiale de la résistivité et de la morphologie d'ensemble est nettement observée (Fig. 57), même si les lignes 1 à 3 présentent des similitudes.

Les résistivités sont comprises entre 10 et 250  $\Omega.m$  environ. Les valeurs les plus élevées (supérieures à 200  $\Omega.m$ ) concernent la ligne la plus en amont (13), et les maxima diminuent d'amont en aval pour atteindre à peine 70  $\Omega.m$  à l'aval (14).

Les similitudes des lignes 1 à 3 concernent la localisation des maxima de résistivité au voisinage des échines 3 et 4, mais également les effets de non-tabularité induite par les échines. De ce fait, l'interprétation 1D ne permet pas de définir correctement leur géométrie. Cela est particulièrement vrai pour les lignes 1 et 2. Hormis pour les sondages localisés directement à la verticale de l'échine 4 (e117-e117), sa géométrie peut être devinée. En revanche, sur cette ligne, les effets de non-tabularité masquent la localisation de l'échine 3 : aucune hausse de résistivité en profondeur ne permet de la délimiter.

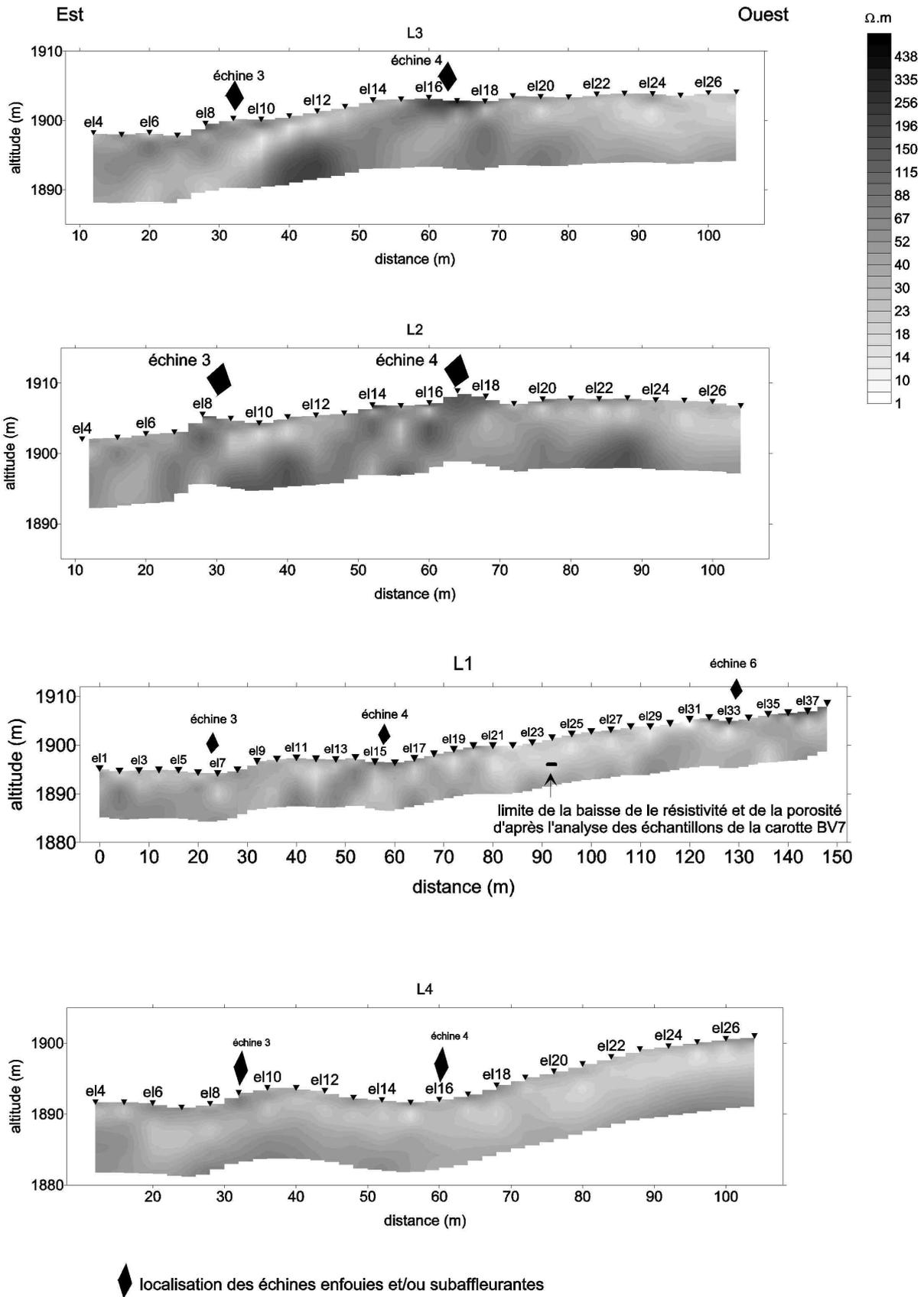


Figure 57 : Spatialisation des résultats de 4 profils obtenus par une interprétation des données électriques en 1D.

☞ La morphologie des trois lignes présente également des similitudes pour la définition des principaux compartiments (hormis le premier qui est une zone de coulée d'épaisseur faible sur le transect B) où peut être retrouvée la coulée interrompue par les échines.

☞ La ligne 4 quant à elle possède un intervalle de résistivité beaucoup plus restreint que les autres : de 10 à 70  $\Omega.m$  environ, avec une moyenne de résistivité relativement faible (20-30  $\Omega.m$ ). Cette ligne est caractérisée par la domination de la présence de la masse active, en raison de l'absence d'échines sur les premiers mètres. Le toit de l'échine 3 peut être deviné entre 30 et 40 mètres sur l'axe des abscisses, bien que la résistivité déterminée soit faible. Néanmoins, les valeurs de résistivités obtenues vers la profondeur " critique " de 10 mètres sont à prendre avec précaution puisqu'elles ne sont pas forcément bien contraintes.

#### *II.2.4.2. Spatialisation définie par les interprétations 2D et 1D*

La spatialisation des résultats est analysée en considérant l'interprétation 2D (Fig. 58) et la comparaison avec les interprétations 1D.

Les mêmes caractéristiques générales sont observées pour les interprétations 1D et 2D concernant les valeurs de résistivité et la morphologie, si ce n'est que les valeurs sont légèrement supérieures par l'interprétation 2D qu'en 1D. Elles atteignent 280-300  $\Omega.m$  pour la ligne 3. En général, la définition de la morphologie des échines est mieux contrainte, en particulier pour l'échine 3 des lignes 3 et 4, ainsi que pour l'échine 4 de la ligne 4 (alors qu'elle n'est pas du tout détectée par l'interprétation 1D). En revanche, la définition de l'échine 4 sur les lignes 1, 2 et 3 n'est pas meilleure. **Cela signifie que l'interprétation 2D n'est malgré tout pas suffisante.**

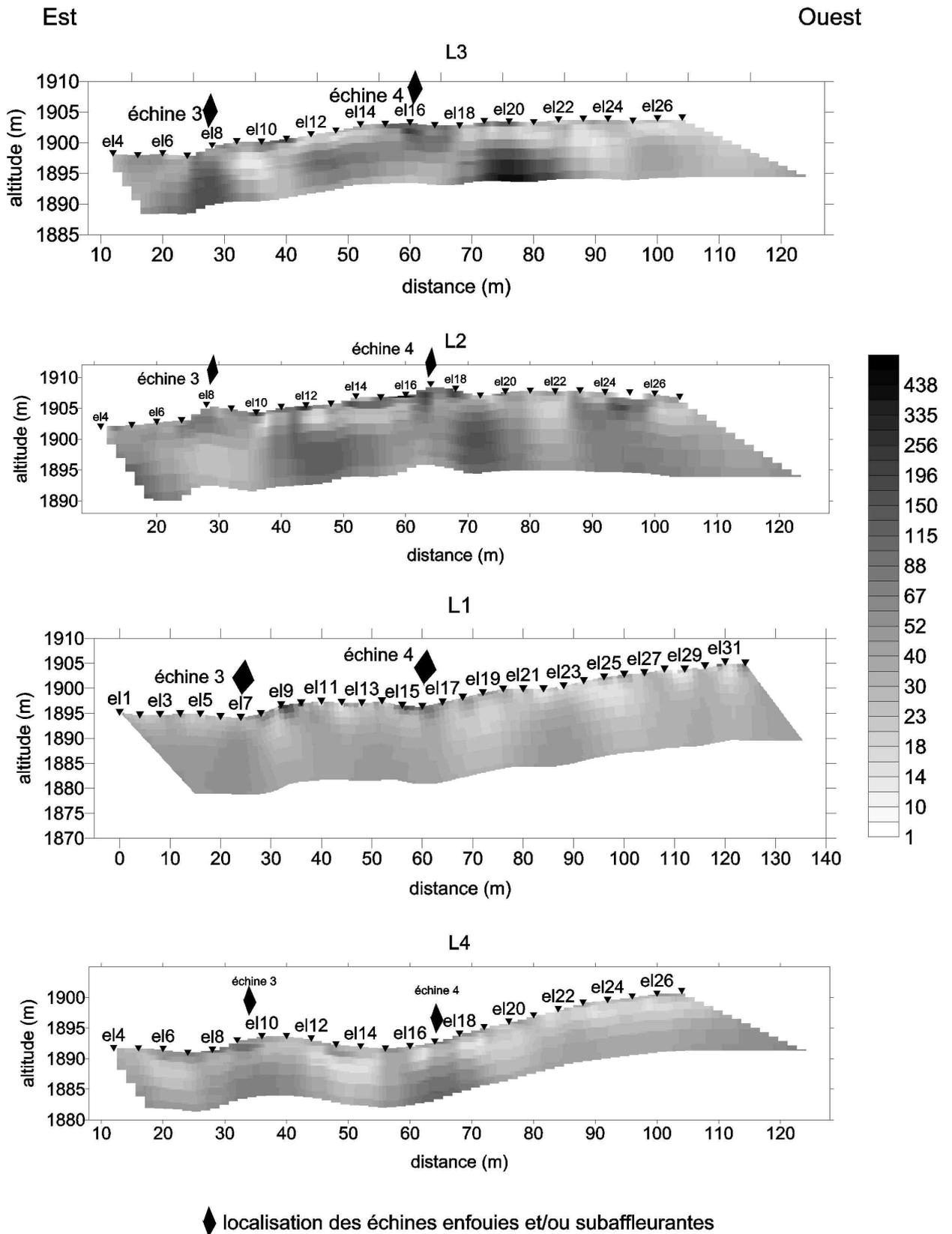


Figure 58 : Spatialisation des résultats de 4 profils obtenus par une interprétation des données électriques en 2D.

## II.2.5. Evolution temporelle des résistivités de la coulée

La possibilité d'une mise en évidence de l'évolution temporelle de la coulée par l'électrique est évaluée sur le transect B pour lequel des données ont été enregistrées à deux périodes distinctes : **mai et octobre 1997**.

Les résultats obtenus entre ces deux périodes ne sont pas très différents. Les points communs sur les images obtenues (figure 59 et 60) sont :

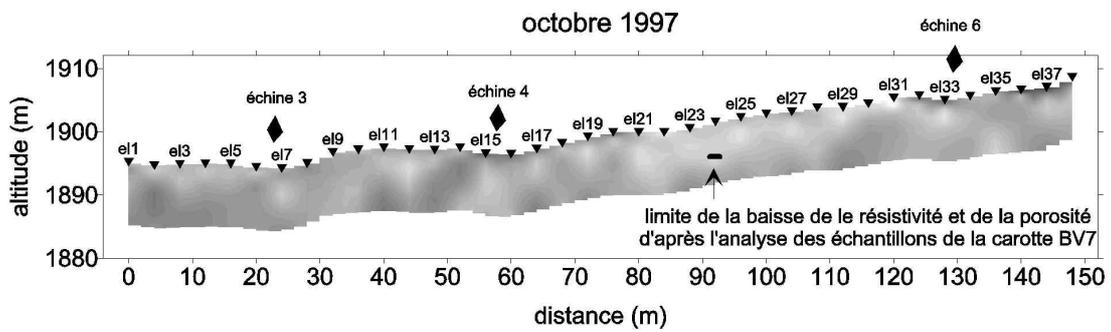
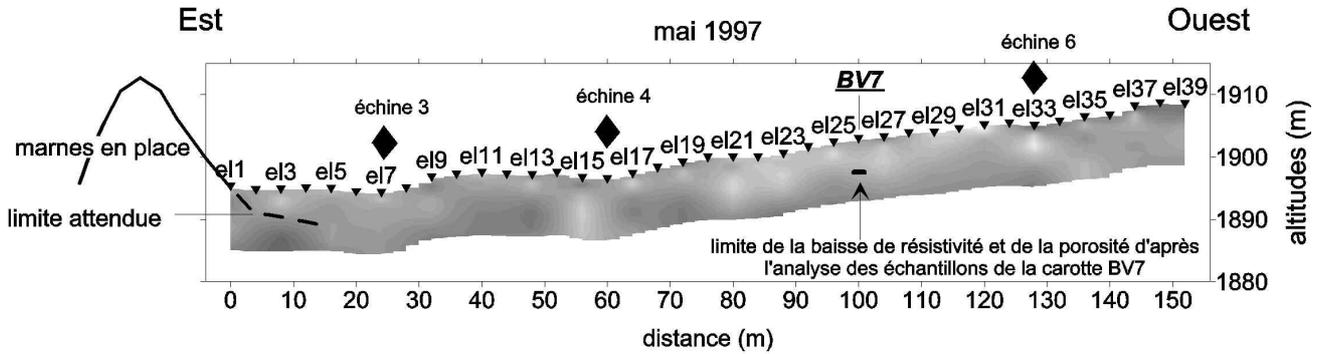
- la gamme de résistivité : 10-100  $\Omega$ .m environ ;
- les délimitations du toit du substratum sur les sondages el1 à el5 ;
- la mauvaise définition de l'échine 4 ;
- la localisation approximative de la coulée entre les échines 4 et 6 ;
- la zone résistante à l'ouest de l'échine 6.

Néanmoins, une différence est observée aussi bien en 1D qu'en 2D : les **faibles résistivités** sont dominantes en octobre 1997. En effet, tous les secteurs, exception faite du secteur stabilisé à l'ouest, sont **plus conducteurs** (c'est-à-dire plus humides) et les résistivités d'environ 30  $\Omega$ .m caractérisant la limite entre les masses active et « stabilisée » se retrouvent plus en profondeur, sur les sondages el1 à el6 (secteur 1), el10 à el13 (secteur 2) et el19 à el32 (secteur 3). Cette différence se traduit par un écart entre la position de cette ligne entre mai et octobre 1997 de 1 m à l'aplomb du sondage el24 et de la carotte BV7 et de 2 m pour les sondages el29-el30.

Une telle variation de résultats n'est pourtant pas forcément le fruit d'une évolution temporelle. En effet, les points de mesures du mois de mai 1997 n'ont pas été repérés par manque de temps. Or, dans le secteur 3, où la profondeur de la masse active est connue par les analyses pétrophysiques, la vitesse de déplacement a été de 3.5 mètres en moyenne dans le plan et de 1.5 m en déplacement vertical en 5 mois (de début mai à mi-octobre 1997), soit de l'ordre de grandeur de l'écart observé.

**De ce fait, la limite entre la masse active et « stabilisée » se situerait plutôt aux résistivités entre les résistivités 20 et 30  $\Omega$ .m.**

En outre, en liaison étroite avec la couche 2, " corps mort " très compact qui ne peut changer très rapidement d'état en quelques mois, la couche 1 plastique à visco-plastique ne peut donc s'épaissir fortement aux détriments de cette couche 2. Ces différents aspects sont analysés par J.P. Malet dans son travail de thèse (soutenance en 2001).



◆ localisation de l'emplacement d'échines enfouies ou non

BV7 localisation de la carotte BV7 au plus proche des sondages électriques

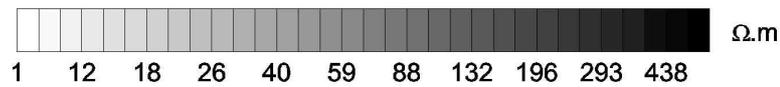


Figure 59 : Evolution temporelle de la coulée d'après l'interprétation électrique en 1D.

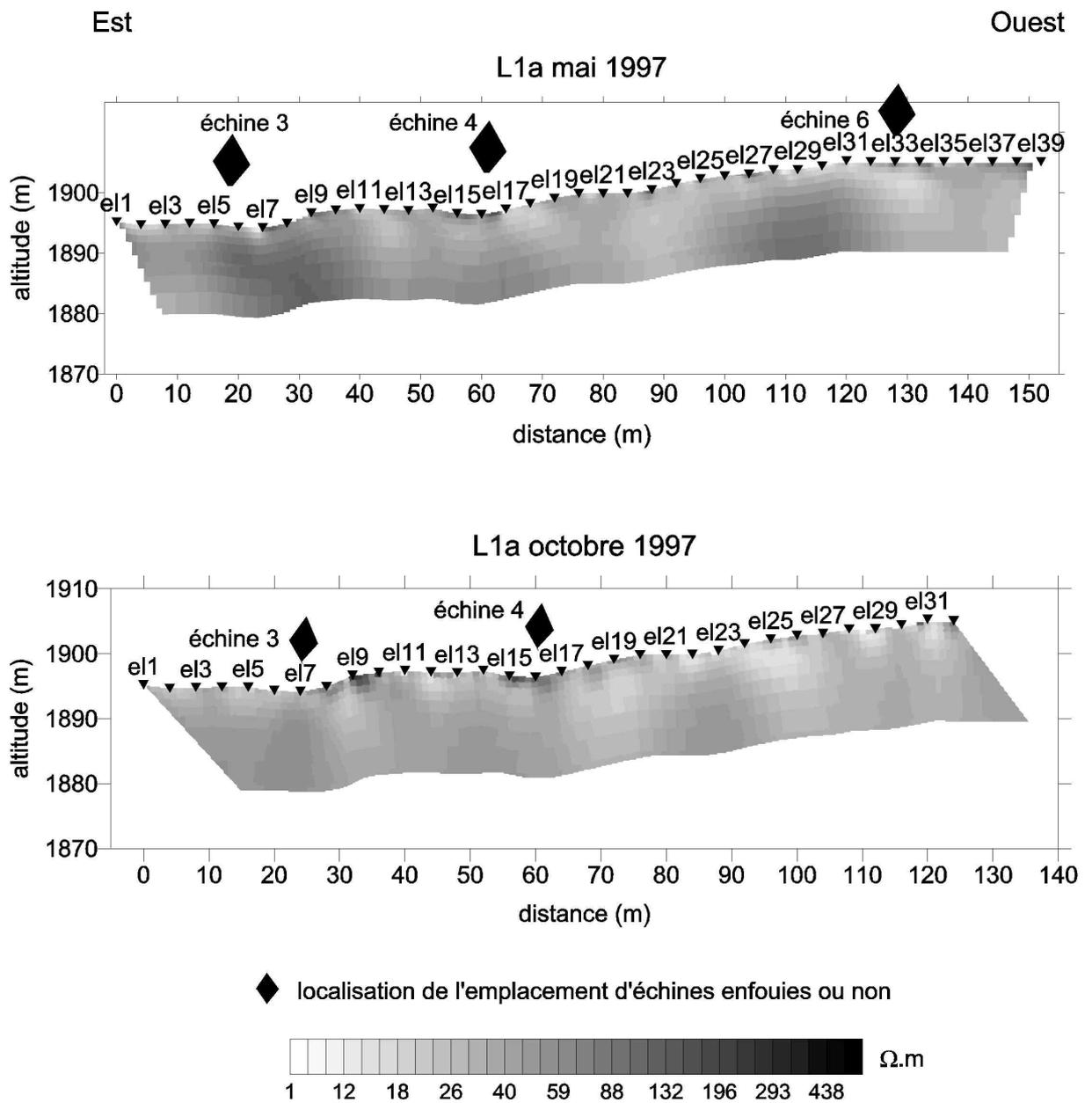


Figure 60 : Evolution temporelle de la coulée d'après l'interprétation 2D des données électriques.



## Chapitre III

### Analyse et interprétation des mesures TDEM

Les mesures électriques permettent de connaître le substratum sur seulement les dix premiers mètres de profondeur malgré des longueurs de lignes de 43 m et même parfois 68 m. Or, la profondeur du substratum est fréquemment comprise entre 15 et 20 mètres. La méthode électrique n'étant pas suffisante pour atteindre ces profondeurs, la méthode du TDEM (Time Domain Electro-Magnetism) mesurant le même paramètre physique a été employée. Dans ce contexte, l'emploi du TDEM prend toute son importance et son intérêt.

Rappelons que cette méthode n'avait jamais été employée auparavant pour cette problématique. De ce fait, la faisabilité et la détermination d'un protocole d'acquisition adéquat ont nécessité un investissement en temps très important. C'est pourquoi, des profils continus ont été seulement enregistrés sur les transects B et C lors d'une seule campagne en octobre 1997. Des informations complémentaires ont été apportées sur les secteurs les plus difficiles de ces transects en juillet 1999.

#### III.1. Test de l'hypothèse tabulaire locale

De la même manière que pour les mesures électriques, il s'agit de vérifier la fiabilité des mesures ainsi que de leur sensibilité à l'hétérogénéité du terrain. Pour cette raison, des sondages azimutaux ont été réalisés dans des secteurs connus a priori pour être "morphologiquement" contrastés, en secteur sub-tabulaire et non tabulaire liée à la présence d'une échine. Contrairement aux mesures électriques, la vérification de l'approximation tabulaire ne peut pas être appréhendée de manière globale en l'absence de mesures réalisées sur l'ensemble d'un profil.

Nous présentons ci-dessous les résultats de ce test pour des sondages réalisés en secteurs non tabulaires influencés plus ou moins par un paléo-relief fortement marqué acquis en juillet 1999 : un sondage est situé à l'extrémité ouest de la coulée (boucle à 5 m du bord ouest), et l'autre à 5 m à l'ouest du toit de l'échine 4.

☞ Sondage situé sur le transect C à l'extrémité ouest de la coulée

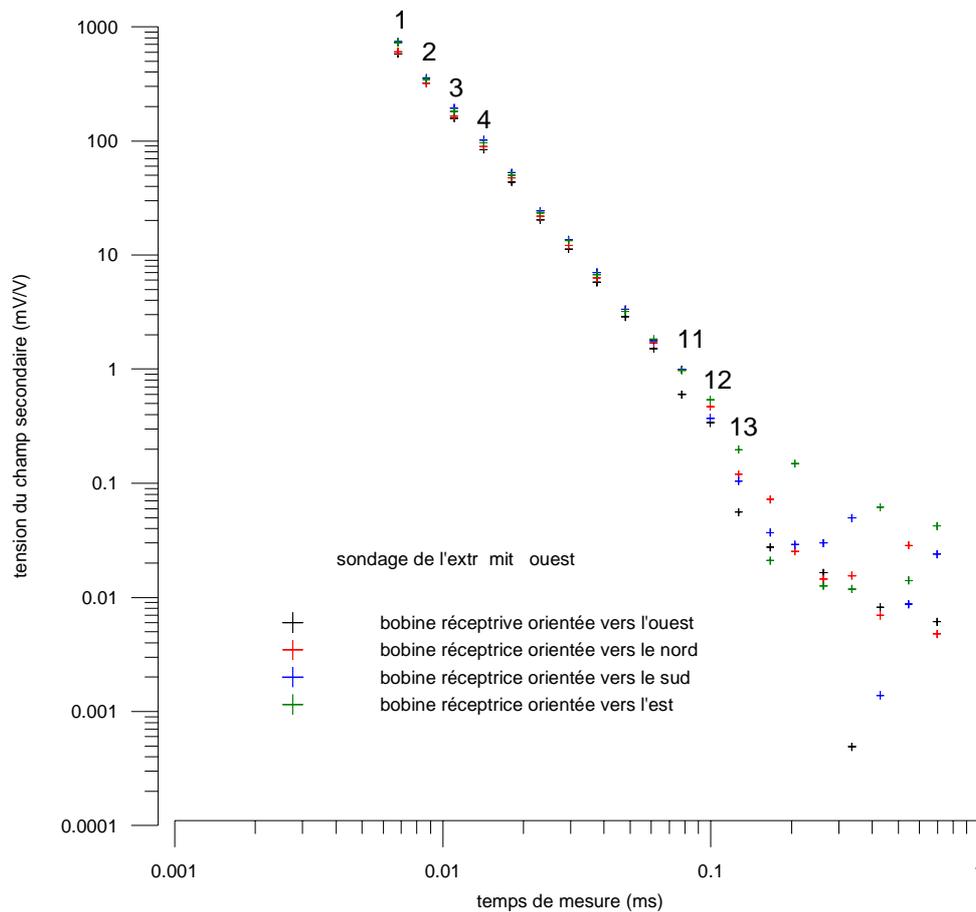


Figure 61 : Sondage TDEM azimuthal de l'extrémité ouest.

Les mesures réalisées dans différentes directions conservent toujours la même tendance, mais l'écart par rapport à la moyenne est égal à environ 20 % pour les point 11 et 12 %. L'écart pour l'ensemble des autres points est inférieur ou égal à 10 %.

## ☞ Sondage effectué à l'ouest de l'échine 4

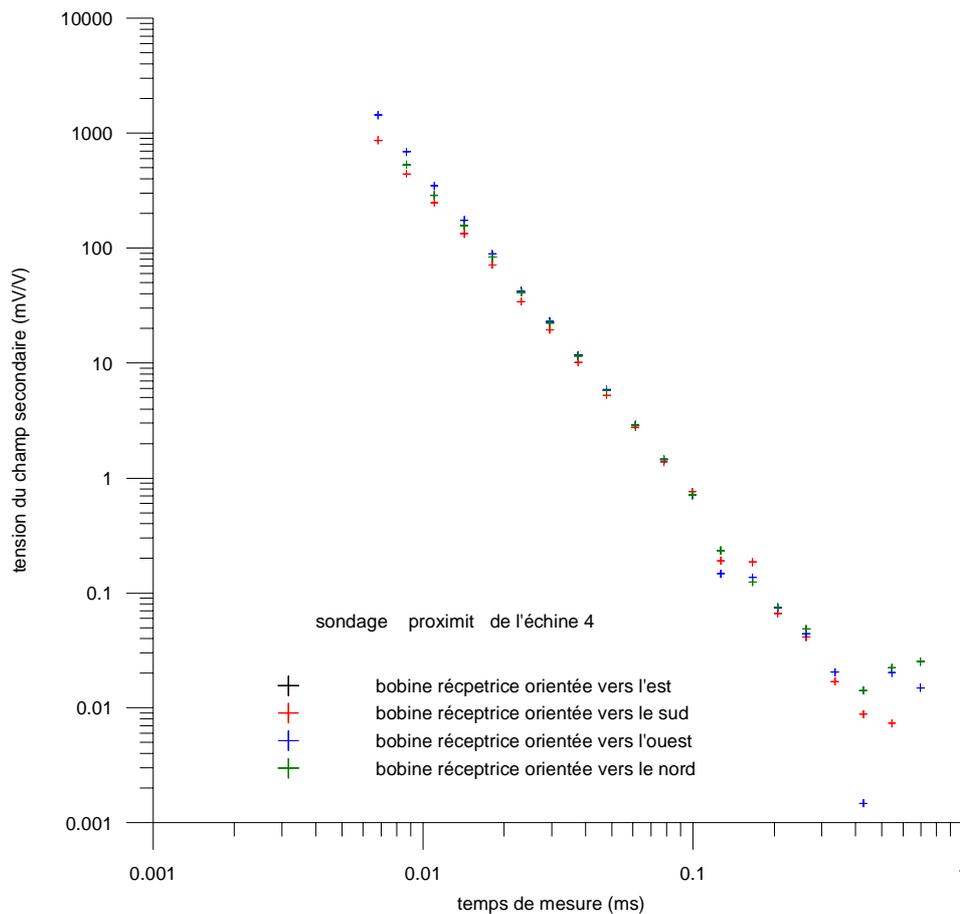


Figure 62 : Sondage azimuthal TDEM à 2 m de l'échine 4.

L'écart des valeurs mesurées par rapport à leur moyenne est compris entre 5 et 10 % avec une légère diminution avec le temps (et donc la profondeur). Le TDEM ne semble pas être très sensible à l'échine. De plus, cette sensibilité décroît avec la profondeur.

## ☞ Récapitulatif

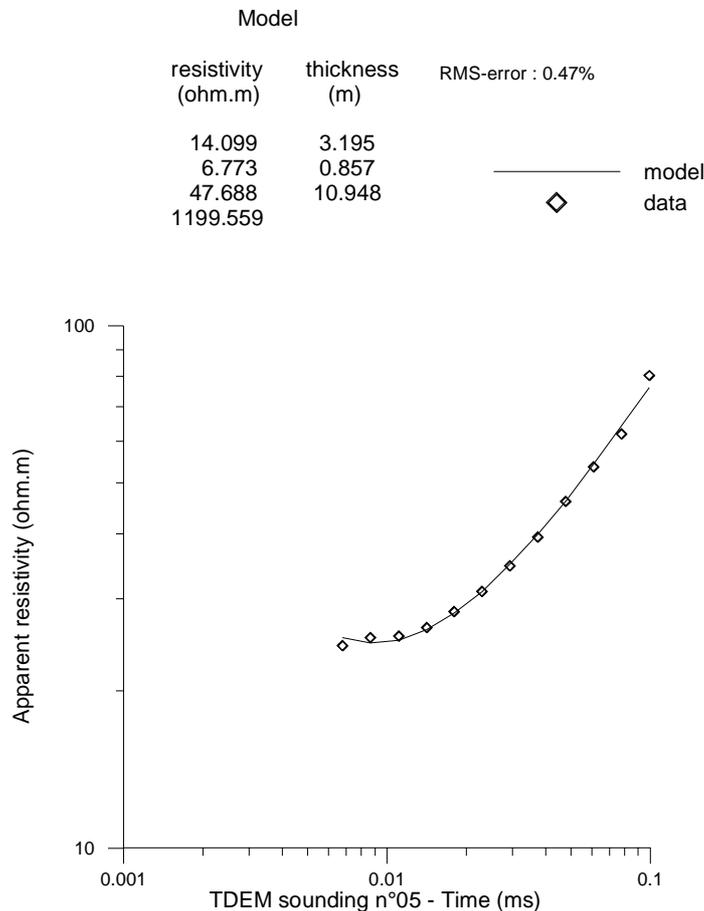
**Les mesures réalisées dans différentes directions de l'espace suivent toujours la même tendance. Cela implique que le TDEM n'est pas très sensible aux variations latérales. En conséquence, il n'est pas nécessaire de prendre en compte les mesures dans différentes directions, ce qui allège l'acquisition des données. En revanche, ce qui est plus regrettable, il apparaît que le TDEM, peu sensible aux variations latérales, ne peut permettre la mise en évidence des échines proches de la surface topographique.**

### III.2. Interprétation des mesures TDEM

Comme pour les sondages électriques, l'obtention de la résistivité vraie du sous-sol à partir de la résistivité apparente mesurée se fait par un procédé d'inversion. Contrairement à l'électrique, seule une inversion 1D est envisageable à ce jour en TDEM. Il convient de vérifier la validité d'une telle interprétation, même si les effets de non-tabularité ne se font pas beaucoup sentir sur les données brutes. Il est possible en premier lieu de vérifier si l'interprétation est stable. Pour ce faire, une inversion déterministe est réalisée pour un enregistrement correspondant à une direction d'un sondage azimutal.

Du fait de la non-unicité de la solution, la gamme d'équivalence du modèle déterminé est calculée. Si l'interprétation des enregistrements correspondant aux autres directions du sondage azimutal se situe dans la gamme d'équivalence du premier, l'interprétation est considérée comme stable. Mais le test n'est pas très significatif, car cette gamme est très étendue.

**Ainsi, seules des informations a priori permettent d'obtenir un modèle mathématiquement et géologiquement correct (Fig. 63).**



*Figure 63 : Interprétation 1D d'un sondage TDEM en nombre limité de couches (Schmutz et al., sous presse).*

L'introduction de points de calage dans le modèle a priori (profondeur par exemple), permet de diminuer l'étendue de la gamme d'équivalence. Néanmoins, le modèle déterminé en un point précis à l'aide de points de calage ne convient pas forcément au reste du transect du fait de la grande variabilité latérale de l'épaisseur de la coulée, ainsi que celle de l'hétérogénéité latérale de la résistivité de la coulée. De plus, sur le transect C, cette profondeur n'est reconnue qu'en seulement trois endroits par les forages CEP2, IC1, CPZ1.

De ce fait, de même qu'en électrique, en l'absence d'information quant à la variabilité de l'épaisseur de la zone, l'inversion en mode multicouches peut être d'une grande aide. Cette dernière est réalisée par le logiciel Temixxl (Interpex Ltd.).

Afin de pouvoir comparer aisément les résultats électrique et TDEM, les figures ont été réalisées de la même manière qui inclut une échelle de couleur de résistivité identique, des axes identiques et la représentation des principaux éléments géomorphologiques et/ou résultats (géotechniques et pétrophysiques). Les résultats des inversions sont représentés à l'aplomb des boucles d'émission, conformément aux résultats apportés par les modélisations menées par Descloîtres (1998).

### III.2.1. Profondeurs d'investigation

Aucune formule théorique ne permet de calculer la **profondeur d'investigation minimale**. Elle a été estimée à **4 m de profondeur**. Cette valeur a été obtenue par une inversion en mode déterministe pour laquelle le nombre minimum de terrain a été choisi, et pour laquelle la profondeur du toit du substratum est connue (par forages). Dans ce modèle, le premier terrain possède des résistivités d'environ 20-25  $\Omega$ .m et des épaisseurs de 4-5 m. Ce modèle a pu être obtenu pour la majorité des sondages. Ainsi, compte tenu du temps de coupure, le TDEM ne permet pas de renseigner sur les quatre premiers mètres de profondeur. Dans la suite, les résultats sont représentés à partir d'une profondeur de 4 mètres.

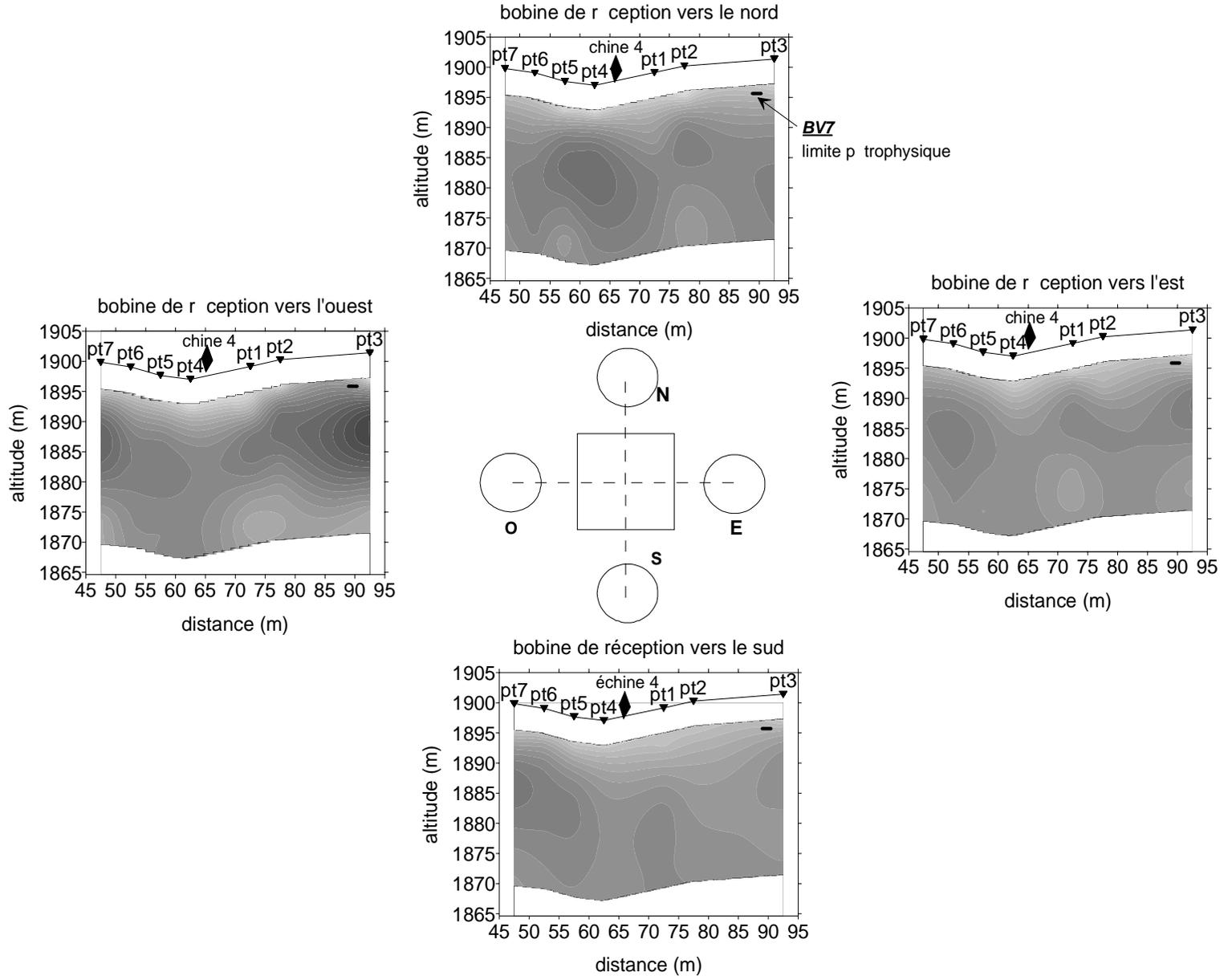
Pour déterminer la **profondeur d'investigation maximale**, la théorie propose plusieurs formules qui sont fonction de la conductivité du terrain, mais aucune ne s'avère satisfaisante. Une profondeur maximale de **30 m** pour la boucle d'émission de 5\*5 m semble convenir. En effet, au-delà de cette profondeur la médiocre qualité du rapport signal sur bruit empêche une interprétation fiable. Néanmoins, de la même manière que pour la méthode électrique, il n'est pas possible de déterminer un interface de profondeur d'investigation, car la résolution diminue progressivement avec la profondeur.

**Ainsi, en raison de la configuration utilisée, les interprétations ne fournissent des informations fiables qu'entre 4 et 30 m de profondeur (profondeur qui est largement suffisante compte tenu du problème posé).**

### III.2.2. Analyse des résultats obtenus avec le TDEM

Les enregistrements sont interprétés en 1D avec le logiciel TemixXI (Interpex Ltd.). Les résultats sont présentés sous forme de panneaux 2D obtenus par juxtaposition des inversions 1D. Avant toute chose, la figure 64 démontre que la faible sensibilité aux variations latérales se retrouve dans les interprétations.

Figure 64 : Interprétation des sondages azimuthaux acquis sur le transect B.



En effet, les images obtenues sont identiques quelle que soit la direction d'acquisition des mesures, exception faite pour deux points de sondages de la direction ouest dont l'interprétation diffère.

### III.2.2.1. Détermination de la structure

Rappelons qu'avec notre dispositif, la structure ne peut pas être connue sur les quatre premiers mètres.

L'interprétation TDEM a pour but de vérifier :

- si la gamme d'étendue des résistivités obtenues est réaliste ;
- si la géométrie du substratum (échines ou non) peut être définie ;
- dans quelle gamme de résistivité se situe la limite déterminée par les analyses pétrophysiques ;
- si le substratum peut être déterminé ;
- si les secteurs définis par la géomorphologie peuvent être retrouvés.

Ainsi, les objectifs sont communs à l'interprétation des mesures électriques, hormis la détermination du substratum qui se situe fréquemment au-delà de la profondeur d'investigation de la méthode électrique.

La figure 65 permet de localiser les points de mesures.

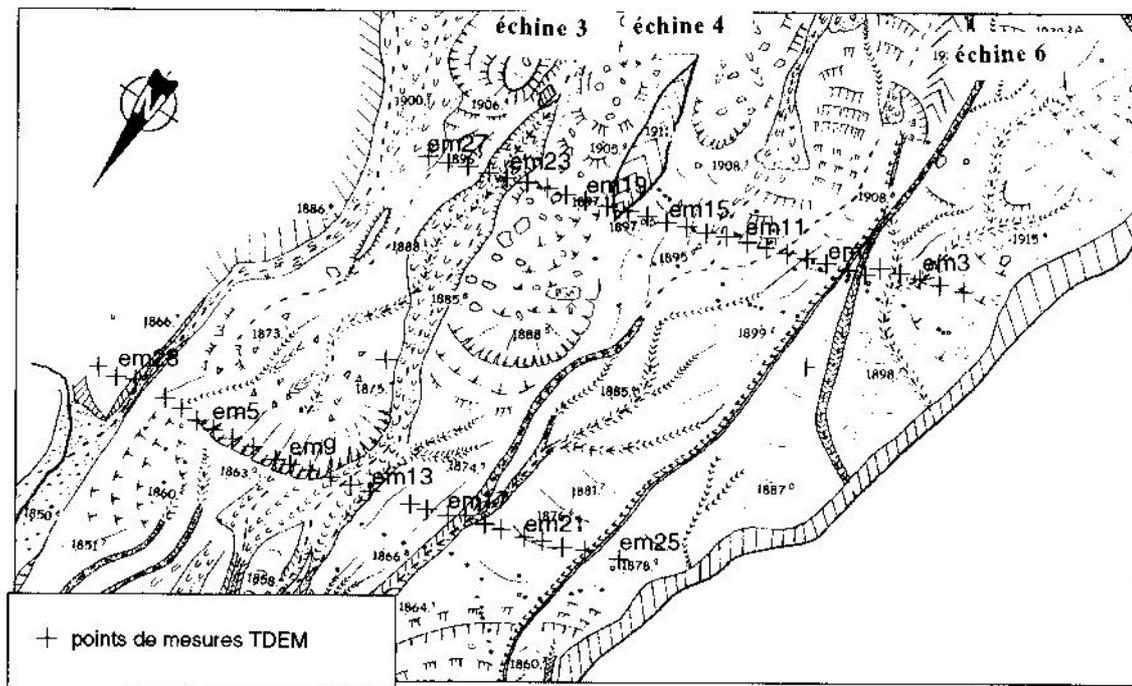


Figure 65 : Localisation des points de mesures TDEM, de la carotte BV7 et des forages.

### III.2.2.1.1. Détermination de la géométrie du transect B

La figure 66 présente les résultats de l'interprétation TDEM du transect B.

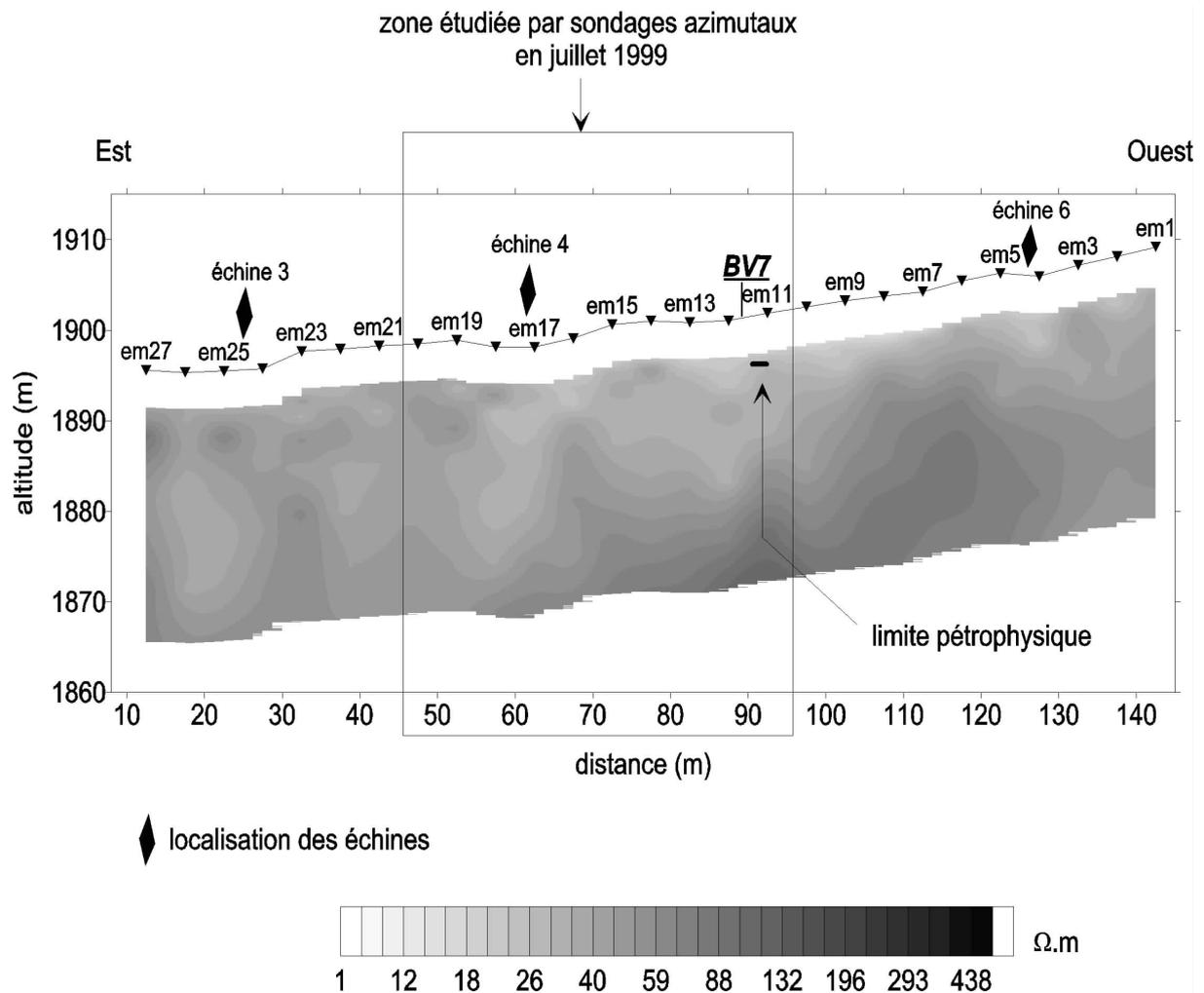


Figure 66 : interprétation 1D des mesures TDEM du transect B.

La gamme de résistivité utile est comprise entre 5 et 100  $\Omega.m$  environ, c'est-à-dire du même ordre de grandeur que celle définie par l'électrique. Les résultats des deux méthodes devraient alors pouvoir être comparés. De manière générale, comme on pouvait s'y attendre,

les faibles résistivités (terrain humide et peu compact) se situent en surface et les plus élevées en profondeur. La zone de résistivité la plus faible correspond à peu près à celle de la coulée (secteur morphologique 3).

☞ Tel qu'il était prévisible au vu des observations antérieures se pose le problème de la détection des échines, même si à proximité de l'échine 4 peuvent être délimitées deux zones différentes. En effet, à l'est se trouve une zone de très faibles résistivités (5 à 20  $\Omega.m$ ), et à l'ouest de résistivité un peu plus élevées (30-60  $\Omega.m$ ). Le problème est que les résistivités les plus élevées en surface se situent à l'aplomb du sondage em20, c'est-à-dire décalées d'environ 12.5 m vers l'ouest de l'échine, à l'emplacement de la bobine de réception. Ce phénomène semble également se produire pour l'échine 6 et l'échine 3. Par ailleurs, malgré une hausse de résistivité, les valeurs restent très faibles (50-60  $\Omega.m$ ), pour être caractéristiques de marnes en place (lesquelles sont d'après des mesures réalisées en marge de la coulée, supérieures à 100  $\Omega.m$ ). Les causes possibles de ces valeurs sont toujours les mêmes : soit l'inadaptation de l'interprétation géophysique, soit le contexte structural faillé.

Le décalage nécessaire des résultats pose le problème de la localisation de ces derniers dans un contexte non tabulaire. Au vu des résultats, et compte tenu du dispositif de mesure adopté (offset de 12.5 m entre les deux bobines pour des boucles de 5 \* 5 m), il semble nécessaire de décaler les résultats de cette valeur d'offset soit 12.5 m, sous la bobine de réception.

☞ La profondeur déterminée par les analyses pétrophysiques concerne les mêmes résistivités que pour la méthode électrique au mois d'octobre, soit comprises entre 20 et 30  $\Omega.m$ . L'image obtenue correspond mieux à celle obtenue par l'électrique pour la même période. **Cela prouve que les interprétations électriques et TDEM sont cohérentes.** Le TDEM semble également permettre la distinction entre la masse active et la masse stabilisée.

☞ Au vu des résistivités, il est difficile d'affirmer que le substratum est atteint, du fait de la non-existence d'un fort gradient de résistivité permettant d'observer le passage d'un terrain à l'autre, et de la faible valeur des maxima (100  $\Omega.m$  pour seulement un endroit situé à 30 m de profondeur où le substratum est atteint). De ce fait, il est légitime de se demander si dans ce cas le TDEM est capable de différencier la coulée de l'encaissant.

☞ La démonstration a été faite que le TDEM est peu sensible aux variations latérales de résistivité. Néanmoins, les différents compartiments définis précédemment sont globalement retrouvés. On observe particulièrement bien les différences de résistivités entre les secteurs à l'est et à l'ouest de l'échine 4. De même, la coulée à l'ouest est bien observée.

#### *III.2.2.1.2. Détermination de la géométrie du transect C*

☞ Les résistivités sont comprises entre 10 et 1000  $\Omega.m$  environ. Les maxima ne semblent pas réalistes, mais traduisent le fait que le terrain résistant est atteint et que le TDEM est incapable de définir correctement des terrains résistants. Cela prouve néanmoins que le substratum est atteint. Hormis cela, les valeurs de résistivités ressemblent à celles déjà rencontrées sur le transect B par le TDEM ou par la méthode électrique de manière globale (10-100  $\Omega.m$ ). Par ailleurs, la ravine délimitant la coulée est correctement détectée (par des résistivités faibles de l'ordre de 20-30  $\Omega.m$ ) et localisée comme l'indique la figure 67.

Au vu des observations (marnes en place en dehors de la coulée à l'est) et des connaissances géotechniques (substratum sous la coulée) les marnes sont atteintes. Néanmoins, les valeurs de résistivités de l'ordre de  $80 \Omega.m$  correspondant aux marnes situées à l'est en dehors de la coulée apparaissent assez faibles pour des marnes en place.

La profondeur et la résistivité du substratum sont déterminées par comparaison de l'image TDEM avec les profondeurs de substratum indiquées par les forages. En localisant les résultats à l'aplomb de la boucle d'émission, le forage CEP2 est situé dans une formation plus résistante à la forme d'un " bouchon " qui possède des résistivités d'environ  $80 \Omega.m$ . Mais lorsqu'ils sont placés au droit de la bobine de réception, les résistivités du substratum à la profondeur indiquée par le forage sont supérieures à  $200 \Omega.m$  ce qui apparaît bien meilleur. Même si pour les deux autres forages, IC1 et CPZ1, la résistivité du substratum d'environ  $130 \Omega.m$  ne varie pas quelle que soit la localisation des résultats au droit de chacune des boucles. Ainsi, ces observations ajoutées à celles du transect B, indiquent qu'il est préférable de **placer les résultats à l'aplomb de la bobine réceptrice**.

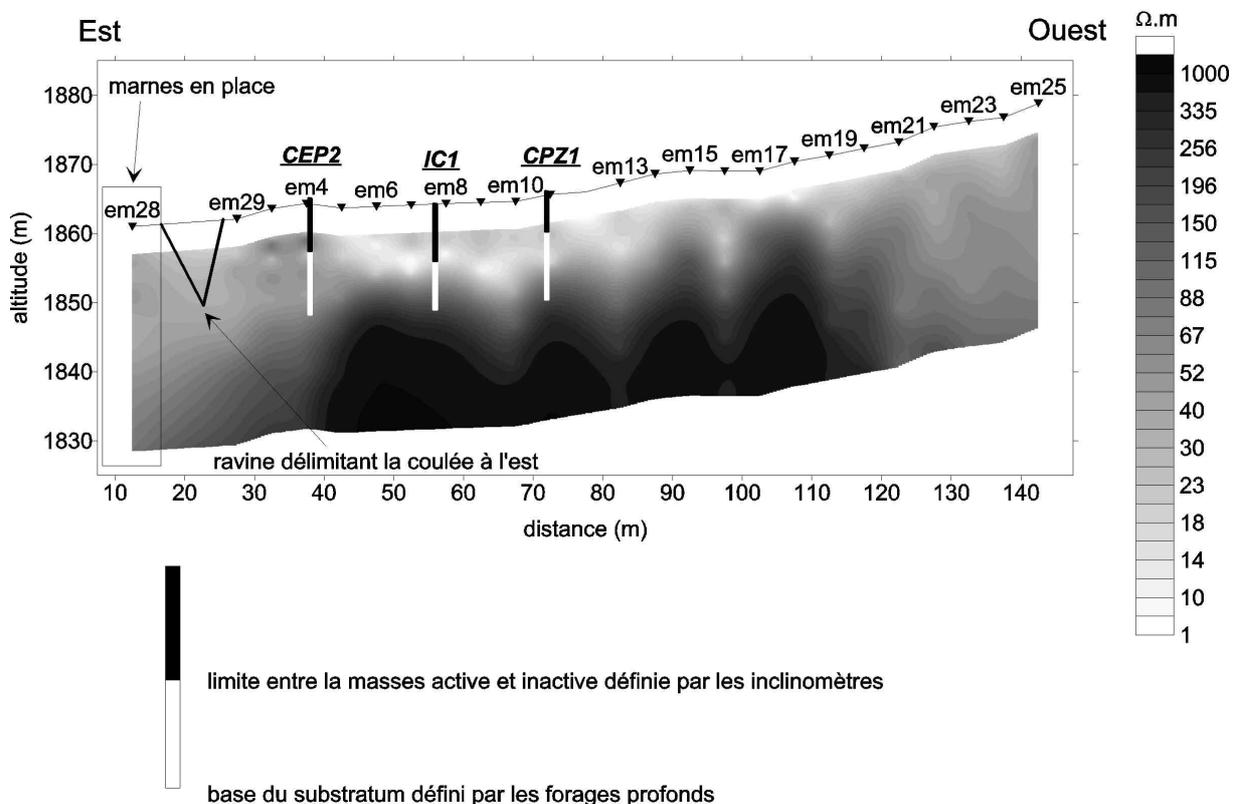


Figure 67 : Interprétation 1D des données TDEM du transect C.

Il en va de même pour la distinction entre masse active et masse " stabilisée ". En effet, à l'aplomb de la boucle d'émission (Fig. 67), le forage CEP2 est situé aux résistivités d'environ  $80 \Omega.m$  (marnes résistantes). En revanche, en le décalant à la bobine de réception il se situe aux résistivités d'environ  $10 \Omega.m$  (Fig. 68), résultat qui est beaucoup plus réaliste. Comme

précédemment, les résistivités 10-15  $\Omega.m$  sur lesquelles sont situées les deux autres forages, sont indépendantes du décalage des résultats.

Cette valeur est plus élevée que celle mesurée en électrique lors de la campagne de mai 1997, mais correspond à celle déterminée pour l'électrique en octobre 1997. Ce résultat est tout à fait cohérent, les mesures TDEM ayant également été acquises en octobre 1997. De ce point de vue, les résultats TDEM et électriques sont comparables.

Latéralement, il est possible de distinguer d'est en ouest : les marnes en place, la ravine et la coulée proprement dite qui est plus épaisse aux abscisses 60 mètres au droit de l'axe de la paléo-topographie (Fig. 68), et qui correspond effectivement à la zone de coulée observée et définie par la géotechnique.

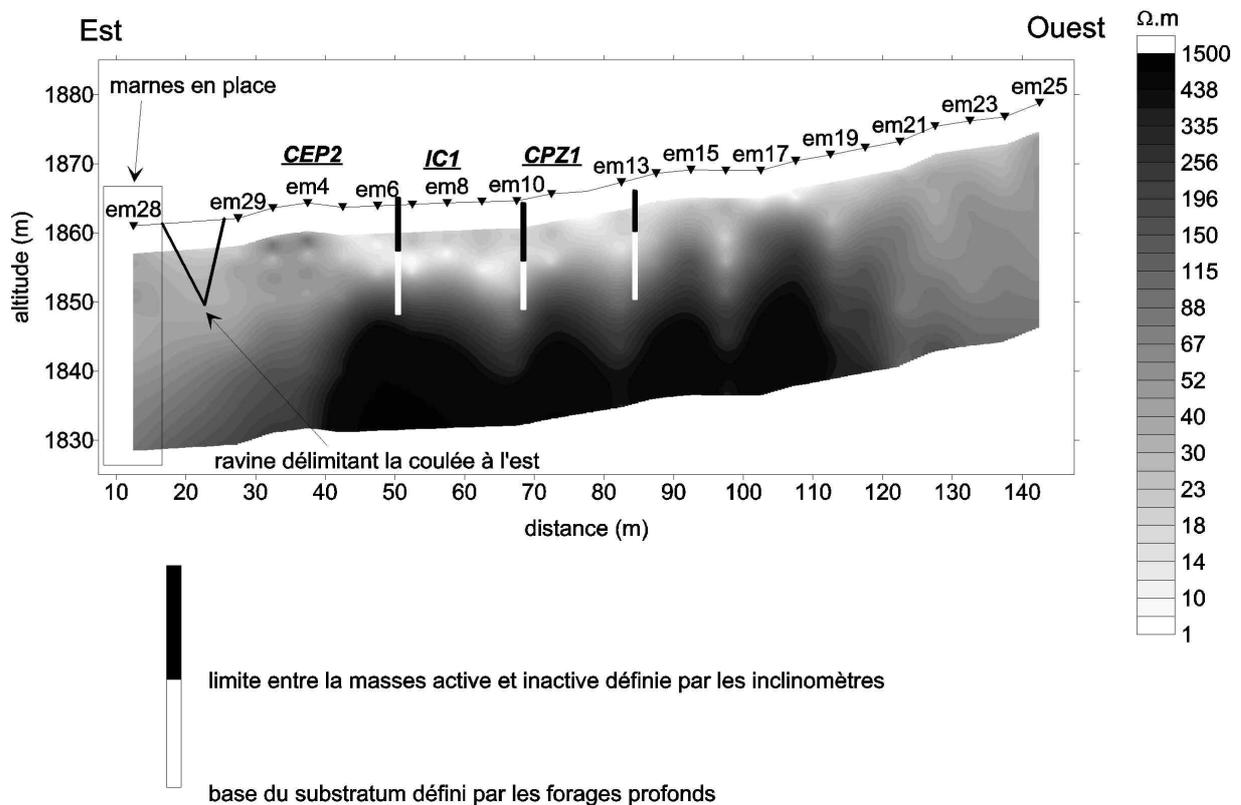


Figure 68 : Interprétation 1D des mesures TDEM sur le transect C. Résultats représentés sous la bobine de réception (Schmutz et al., 1999).

### III.2.2.1.3. Profil TDEM réalisé sur La Valette

L'objectif de cette prospection était de valider la méthode TDEM sur un site "peu différent" développé dans des formations assez comparables (cf. 1<sup>ère</sup> partie, chapitre 2).

Des mesures ont été effectuées avec des boucles d'émission de 5\*5 m de côté, ainsi que 10\*10 m. Seuls les résultats des boucles en 10\*10 m ont été exploités et sont présentés ici, car nous pensions que la profondeur de la coulée était supérieure à 30 m. Très récemment, des informations mises à notre disposition par le service de Restauration des Terrains de

Montagne indiquent qu'au droit de notre zone d'étude, le substratum serait à une profondeur d'environ 15 m (profondeur définie à partir d'une prospection sismique).

Deux sondages ont été effectués en cinq points dans deux directions (bobine de réception vers l'est et vers l'ouest). Il s'avère que les enregistrements obtenus aux points 1, 3, 4 et 6 sont identiques. Seuls les points 2 et 5 présentent des différences qui se traduisent par des interprétations en mode multicouches différentes.

La figure 69 montre que la résistivité de la coulée est comprise entre 40 et 80  $\Omega.m$  (avec un maximum à l'ouest de 100  $\Omega.m$ ). Ces valeurs sont supérieures à celles déterminées sur le site de Super Sauze. Cela peut s'expliquer aisément par le fait que la coulée est drainée et donc asséchée, ce qui augmente la résistivité des terrains. Par contre, en profondeur, les résistivités ont des valeurs peu différentes qui apparaissent bien faibles pour correspondre en principe au substratum. Une investigation complémentaire et plus complète devrait être envisagée pour vérifier ces différents points.

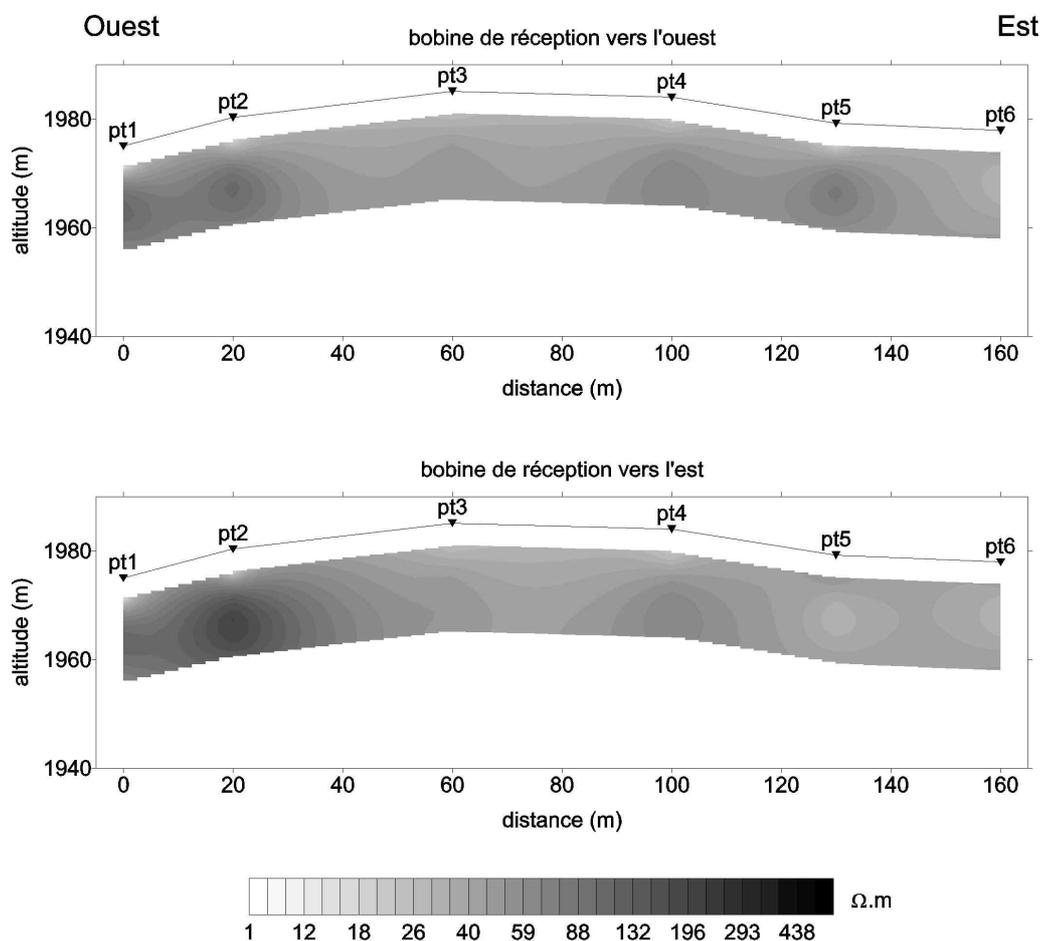


Figure : 69 : Interprétation des points de sondages TDEM sur La Valette



## Chapitre IV

### Interprétation jointe

**Comme aucune des deux méthodes ne permet à d'obtenir la structure de la coulée de manière dissociée, une inversion jointe des données est tentée.** Avant de poursuivre plus avant cette interprétation jointe, et sans revenir sur la totalité des résultats commentés ci-dessus, quelques points particuliers doivent être tout de même évoqués.

En premier lieu, il convient de rappeler que le **TDEM est moins sensible aux hétérogénéités latérales que la méthode électrique**. De même, le **TDEM est incapable de localiser les échines de surface** et pas suffisamment sensible pour mettre en évidence une évolution de la coulée sur une période relativement courte (octobre 1997 - juillet 1999). La méthode n'est pas, à elle seule, non plus suffisante pour connaître la structure d'une coulée.

Il s'avère aussi que l'interprétation déterministe avec des modèles à petit nombre de couches conduit à une grande incertitude sur les paramètres, en raison de la grande gamme d'équivalence. Cette incertitude ne peut être réduite que localement (à proximité des forages permettant de fixer certains paramètres tels que la profondeur) en raison de la grande variabilité latérale de l'épaisseur de la coulée, et de la qualité des données.

L'interprétation en multicouches apporte un grand nombre d'informations qui ont pu être confirmés par les interprétations géotechniques et les analyses pétrophysiques d'échantillons, bien que des limites de couches ne puissent pas être déterminées par ce type d'analyse. L'apport est néanmoins différent selon la méthode considérée, méthode électrique ou TDEM.

**La profondeur d'investigation est d'au maximum 10 m avec la méthode électrique** pour le dispositif considéré, **alors qu'elle est comprise entre 4 et environ 40 m pour la méthode TDEM**. Il est bien évident que la méthode électrique n'est pas suffisante pour atteindre le substratum, alors que le TDEM est inopérant sur les 4 premiers mètres. De ce point de vue, les deux méthodes sont nécessaires puisque complémentaires.

Par ailleurs les méthodes électrique et TDEM permettent de délimiter les masses active et stabilisée.

## IV.1. Principes

Cette inversion jointe est tentée afin de réduire les inconvénients des deux méthodes électriques et TDEM et d'optimiser leurs sensibilités différentes (Schmutz et al., sous presse). L'inversion est réalisée par le logiciel SELMA (Simultaneous Electromagnetic Layered Model Analysis).

Cette inversion est réalisée à partir des données enregistrées sur le seul profil C qui bénéficie de données de forages sur la localisation du toit du substratum. Par contre, les mesures TDEM et électriques n'ont pas été réalisées à la même période sur ce transect : en mai 1997 pour les sondages électriques pôle-pôle et en octobre 1997 pour les sondages TDEM.

L'inversion a été réalisée sur cinq points représentatifs localisés sur la figure 70 dont les points d'application des sondages (électrode d'injection-centre de la boucle d'émission) sont distants d'au maximum 0.5 m.

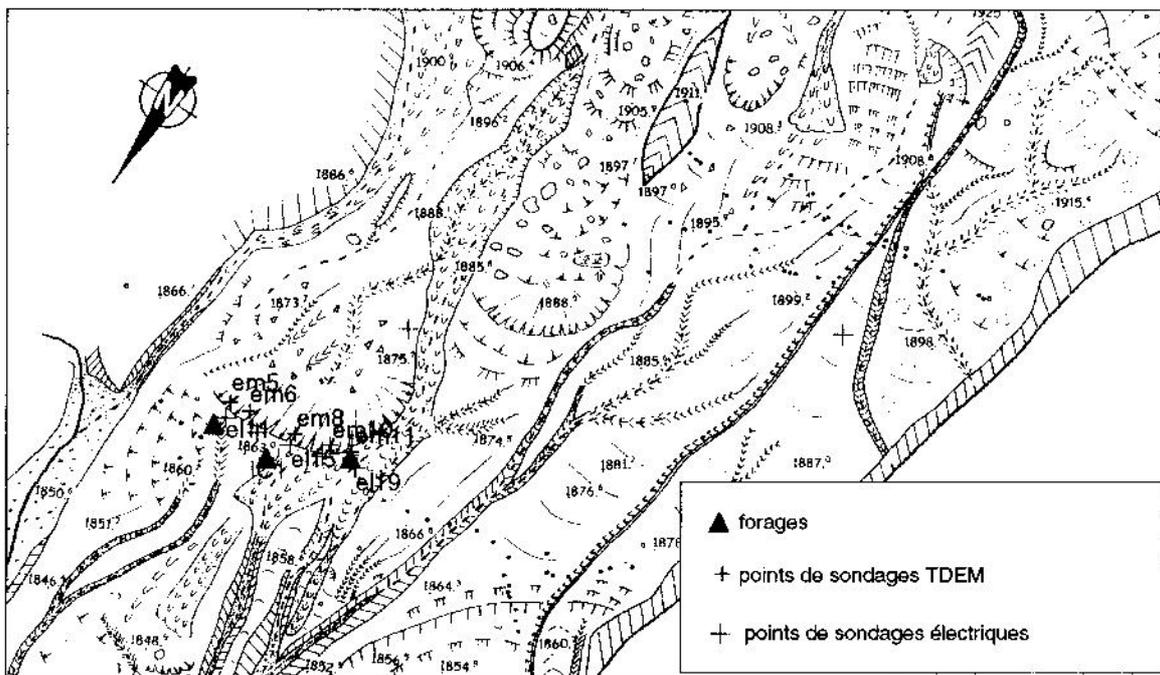


Figure 70 : Localisation des sondages employés pour l'inversion jointe.

Le paragraphe consacré à l'inversion jointe peut être divisé en trois parties. La première est consacrée à l'étude d'un exemple de couple de sondage TDEM-électrique. La seconde concerne une zone du transect C traversant les forages, étudiée au travers de cinq couples de sondages. La dernière est un essai de validation sur le transect B.

## IV.2. Interprétation jointe d'un couple de sondage électrique-TDEM

En raison de la complexité du site (hétérogénéité, anisotropie potentielle, ...) et de la différence de sensibilité des deux méthodes, l'inversion jointe n'est satisfaisante qu'à condition :

- d'augmenter le nombre de couches minimal nécessaire pour ajuster le modèle aux données. Ce nombre passe de 2-3 pour les mesures électriques, de 3-4 pour les mesures TDEM, à 6-7 pour l'inversion jointe ;
- d'affecter un facteur d'anisotropie à chaque terrain. Rappelons que le logiciel SELMA (cf. partie 2) est le seul connu à ce jour qui permette de laisser varier ce paramètre, qui est à 1 par défaut. L'importance de ce paramètre provient du fait que, sans cette possibilité, aucun modèle à la fois mathématiquement (au sens des erreurs quadratiques moyennes) et géologiquement correct ne peut être déterminé. De plus, l'utilisation d'une anisotropie différente de 1 est aisément justifiable sur un site aussi remanié et hétérogène. Un facteur d'anisotropie différent de 1 pourrait être la conséquence d'une variation de compaction et de résistivité électrique au sein même de la coulée. Néanmoins, les valeurs de ce paramètre ne peuvent pas être expliquées à ce jour et ne seront pas développées.

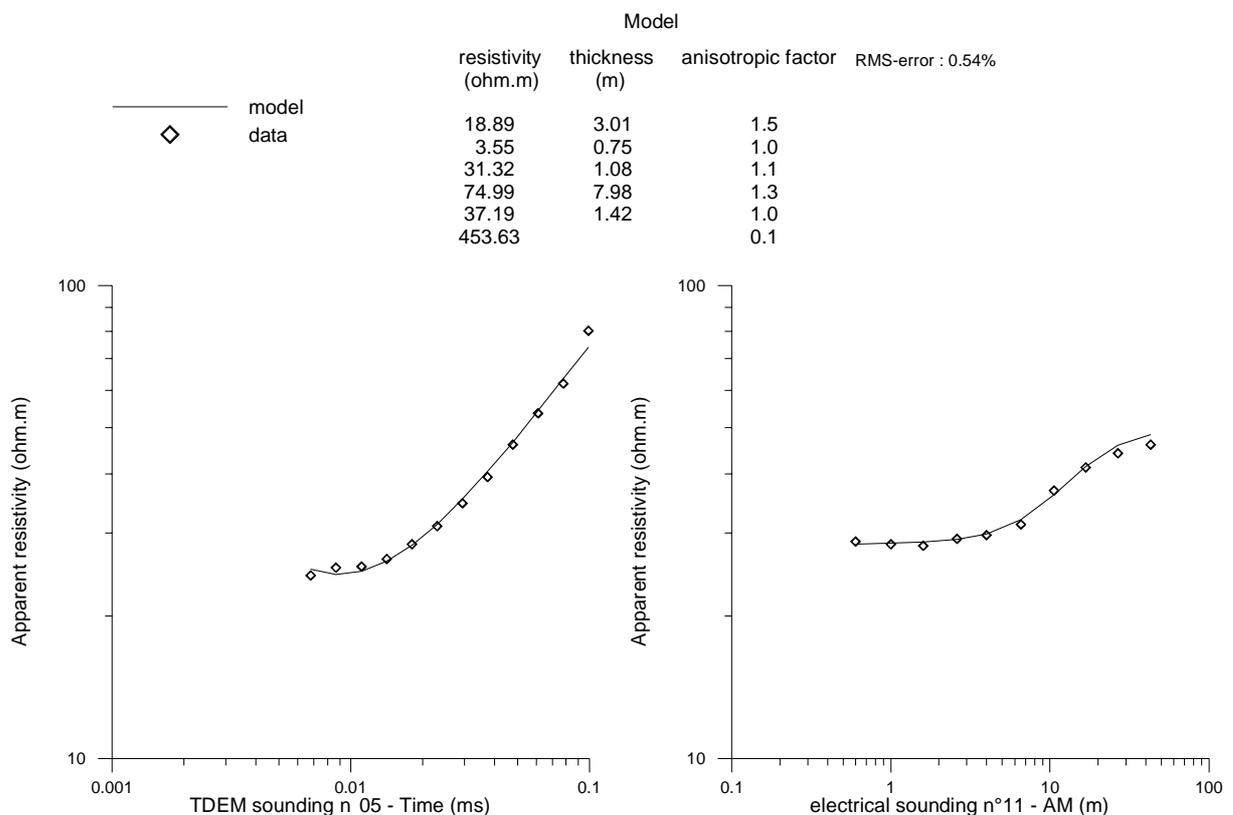


Figure 71 : Inversion jointe d'un couple de sondages électrique-TDEM (Schmutz et al., 1999).

Ces résultats ont été obtenus en laissant varier tous les paramètres : épaisseur des couches, profondeur, résistivité et facteur d'anisotropie.

Une adéquation quasi-parfaite est observée pour le modèle avec les mesures électriques et TDEM. Comme pour les inversions dissociées, les deux premiers points en TDEM ne sont pas modélisables, sans doute en raison de la saturation de l'appareillage.

En revanche, contrairement aux inversions dissociées, les deux derniers points électriques sont légèrement décalés par rapport au modèle (cf. partie 2).

Les caractéristiques du modèle sont données sur la figure 71. Les facteurs d'anisotropie calculés par le logiciel sont généralement compris entre 0.98 et 1.5, exception faite du dernier terrain dont la valeur n'est pas réaliste. En revanche, les autres valeurs sont tout à fait acceptables.

Les résistivités sont comprises entre 3.5 et 450  $\Omega$ .m. Le schéma général consiste en une alternance de terrains conducteurs et résistants. De la surface vers la profondeur, il vient :

- un premier terrain à environ 20  $\Omega$ .m sur une épaisseur de 3 m ;
- le terrain le plus conducteur à 3.5  $\Omega$ .m sur une épaisseur de 0.7 m ;
- un troisième terrain à 30  $\Omega$ .m sur une épaisseur de 1 m ;
- un quatrième terrain à 75  $\Omega$ .m sur une épaisseur de 8 m ;
- un cinquième terrain à 37  $\Omega$ .m sur une épaisseur de 1.4 m ;
- et le dernier terrain à 450  $\Omega$ .m.

D'après cette dernière valeur, le substratum semble être atteint. Par la suite, ces différents terrains " géophysiques " seront interprétés.

La somme des épaisseurs des différents terrains est égale à 14.2 m. La profondeur du toit du substratum défini par la géotechnique est de 15.2 m. La différence est minime, si l'on considère les périodes différentes auxquelles ont été réalisées les mesures, les localisations (géotechnique/géophysique), et les incertitudes portant sur les interprétations des différentes méthodes.

**Attirons l'attention sur le fait que pour une fois, la profondeur du substratum peut être connue sans information a priori, en laissant varier tous les paramètres.**

### **IV.3. Interprétation jointe de cinq couples de sondages électrique-TDEM**

L'ajustement quasi-parfait montré précédemment est valable pour les cinq sondages étudiés, exception faite du couple el15 et em08 qui est situé près du forage IC1. C'est pourquoi nous avons introduit une contrainte dans le modèle a priori, qui est la profondeur du substratum. Cette dernière est de 16 mètres d'après le forage IC1. La valeur de 15 mètres est introduite dans le modèle avec un pourcentage de variation possible de 20 % qui permet de prendre en compte toutes les valeurs raisonnablement possibles.

La figure 72 et le tableau 19 résument les résultats des cinq couples de sondages, ainsi que les profondeurs de substratum déterminées par les forages et la limite entre les masses active et inactive.

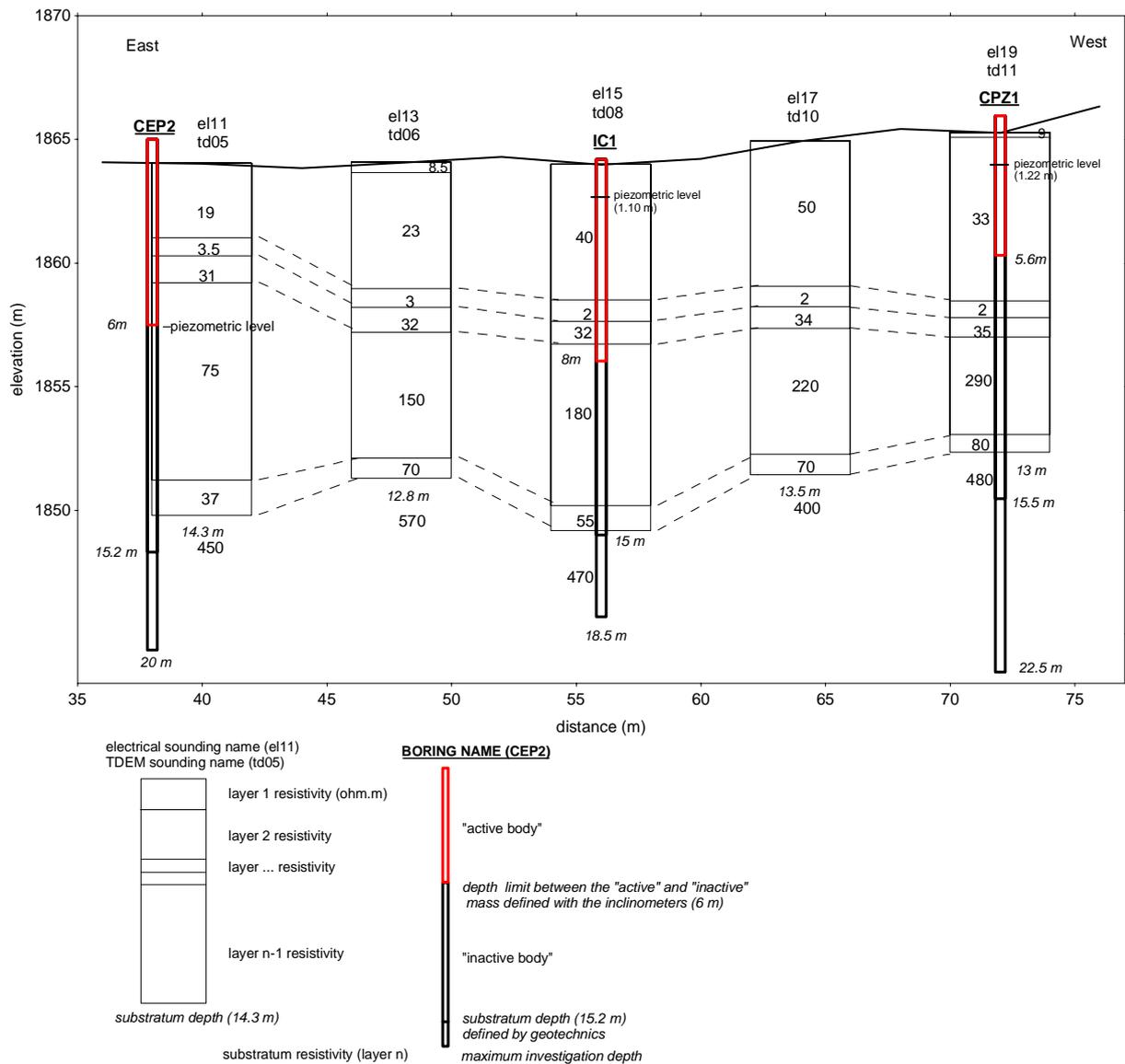


Figure 72 : Résultats de l'interprétation jointe de 5 couples de sondages sur le transect C.

Un modèle en six couches est adapté à trois couples de sondages sur cinq. Les deux derniers (el13 - em06, et el19 - em11) nécessitent une fine couche conductrice (9 Ω.m) superficielle supplémentaire. La présence de cette couche peut être expliquée par la grande hétérogénéité de surface influençant fortement les premiers décimètres, détectée par l'électrique qui est très sensible aux hétérogénéités.

Ce modèle en six couches doit être analysé en le comparant aux données géotechniques et en considérant le modèle général adopté comprenant une masse active superposée à une masse stabilisée, elle-même superposée au substratum. La subdivision du terrain se fait comme suit, de la surface vers la profondeur :

- **le premier terrain correspondrait à l'unité active** (déplacement rapide) : les résistivités de ce terrain sont comprises entre 19 et 50  $\Omega$ .m et augmentent avec l'épaisseur du terrain. L'épaisseur augmente de 3 à 6.6 m de l'est vers le centre de la coulée, comme prévu. Le facteur d'anisotropie est compris entre 0.9 et 1.7.

- **le second terrain** est de résistivité peu contrastée (2-3  $\Omega$ .m), **d'épaisseur faible** (0.7-0.9 m) avec des facteurs d'anisotropie s'étendant de 0.35 à 1. Cet horizon **est le plus conducteur et pourrait correspondre à une zone de transition saturée entre la masse active et la masse stabilisée**. Ces valeurs de résistivités correspondent aux résistivités mesurées dans les échantillons d'eau pure. Par ailleurs, aucun effet de polarisation provoquée dû à des minéraux métalliques ou argileux ne perturbe les mesures (cf. partie 3). De ce fait, cet horizon doit être saturé ;

- **le troisième terrain** est également **très mince** (0.7-0.9 m d'épaisseur), mais ses résistivités sont supérieures à celles du terrain précédent (31-35  $\Omega$ .m). Cet horizon **peut correspondre au toit de la masse stabilisée qui est compactée et "glacée"**, comme cela est parfois observé sur les surfaces de glissement. Le facteur d'anisotropie moyen est de 0.9-1, même si la valeur déterminée pour le couple el15-em08 est égale à 4. Il se trouve que cette forte valeur est obtenue pour les données les plus « bruitées » ;

- **le quatrième terrain** correspond tout à fait à **l'unité inactive**. Les épaisseurs s'étendent **de 4 m (à l'ouest) à 8 m (à l'est)**. Les résistivités sont comprises entre 150 et 290  $\Omega$ .m, exception faite de el11-em05 dont la résistivité n'est que de 75  $\Omega$ .m (qui peut signifier qu'en limite est la résistivité est plus faible). Ces fortes valeurs sont en accord avec le fait que cette formation est **compacte**, de résistance supérieure aux terrains précédents. Le facteur d'anisotropie est compris entre 0.35 et 1.33 ;

- **le cinquième terrain** est à nouveau **de faible épaisseur** (0.7-1.4 m) pour une gamme de résistivité allant de 37 à 80  $\Omega$ .m et un facteur d'anisotropie compris entre 0.7 et 1. Compte tenu des épaisseurs, cet horizon constitue probablement **la transition entre la masse stabilisée et le substratum**. Cet horizon peut correspondre au manteau d'altération des marnes en place (altérite et régolithe) plus ou moins mélangé à des formations de pente.

- **le sixième et dernier terrain** est sans aucun doute constitué par **les marnes en place** au vu des **fortes résistivités** calculées (400 à 570  $\Omega$ .m) même si elles sont mal contraintes. Le facteur d'anisotropie est de 0.1.

Notons que les facteurs d'anisotropie les plus éloignés de 1 sont généralement nécessaires pour l'ajustement du modèle aux données du couple de sondages el15-em08, dont les données sont très « bruitées ». Le facteur d'anisotropie ne fera pas l'objet d'une étude spécifique dans le cadre de cette étude. Il sert principalement à ajuster les modèles aux données.

couche	gamme d'épaisseur (m)	gamme de résistivité ( $\Omega.m$ )	gamme du facteur d'anisotropie	commentaires
1	3-6.6	19-50	0.6-1.7	unité active
2	0.7-0.9	2-3	0.35-1	couche de transition humide
3	0.7-0.9	31-35	0.9-1	toit de l'unité stabilisée
4	4-8	150-290	0.35-1.33	unité stabilisée
5	0.7-1.4	37-80	0.7-1	transition entre l'unité stabilisée et le substratum
6	/	400-570	0.1	substratum

*Tableau 19 : Caractéristiques du modèle d'interprétation jointe obtenu.*

#### IV.4. Essai de validation sur le transect B

Ce test a été réalisé pour huit sondages (e110 à e119, et em22 à em15) réalisés à la même période (octobre 1997) distants d'au maximum 1 m. Le résultat est décevant : il est impossible de déterminer un modèle convenable.

Ainsi, dès que les variations de l'épaisseur de la coulée sont trop importantes à proximité de la surface, l'inversion jointe ne fonctionne plus, car l'approximation tabulaire n'est plus du tout vérifiée. **“ C'est le cas, à désespérer les surréalistes, de la nature qui refuse de se plier à l'art. ”** (citation d'Yves Albouy).

#### IV.5. Conclusion sur l'inversion jointe

**L'inversion jointe donne d'excellents résultats à partir du moment où les échines ne sont pas affleurantes ou sub-affleurantes.**

**Dans le cas de variations latérales modérées (transect C), une détermination très précise de la structure est obtenue en accord avec les informations disponibles par ailleurs (géotechnique, photographies aériennes, ...), et ce sans fixer de paramètre a priori dans le modèle, à condition de laisser varier le facteur d'anisotropie.** Ce facteur est nécessaire, car même en rajoutant des couches au modèle, l'ajustement est mauvais (test effectué pour un modèle multicouches, et pour un modèle à nombre limité de couches de 4 à 8).

En revanche, dans le cas de variations latérales brutales (transect B), l'inversion est impossible.



## **Chapitre V**

### **Cartographie Slingram**

Le maillage de mesures permet de réaliser une cartographie des conductivités. En parallèle, une carte géomorphologique de la zone a été dressée. L'interprétation et la validation de la méthode sont effectuées grâce à la confrontation des deux documents précités. Les mesures interprétées ayant été acquises en mode HCP (dipôle horizontal), l'épaisseur de la couche explorée approximative est 1.2-1.4 m. De ce fait, ces résultats peuvent être comparés qualitativement directement aux observations morphologiques (Fig. 73a et b) ainsi qu'à ceux obtenus pour la proche subsurface par la méthode électrique.

Quatrième partie

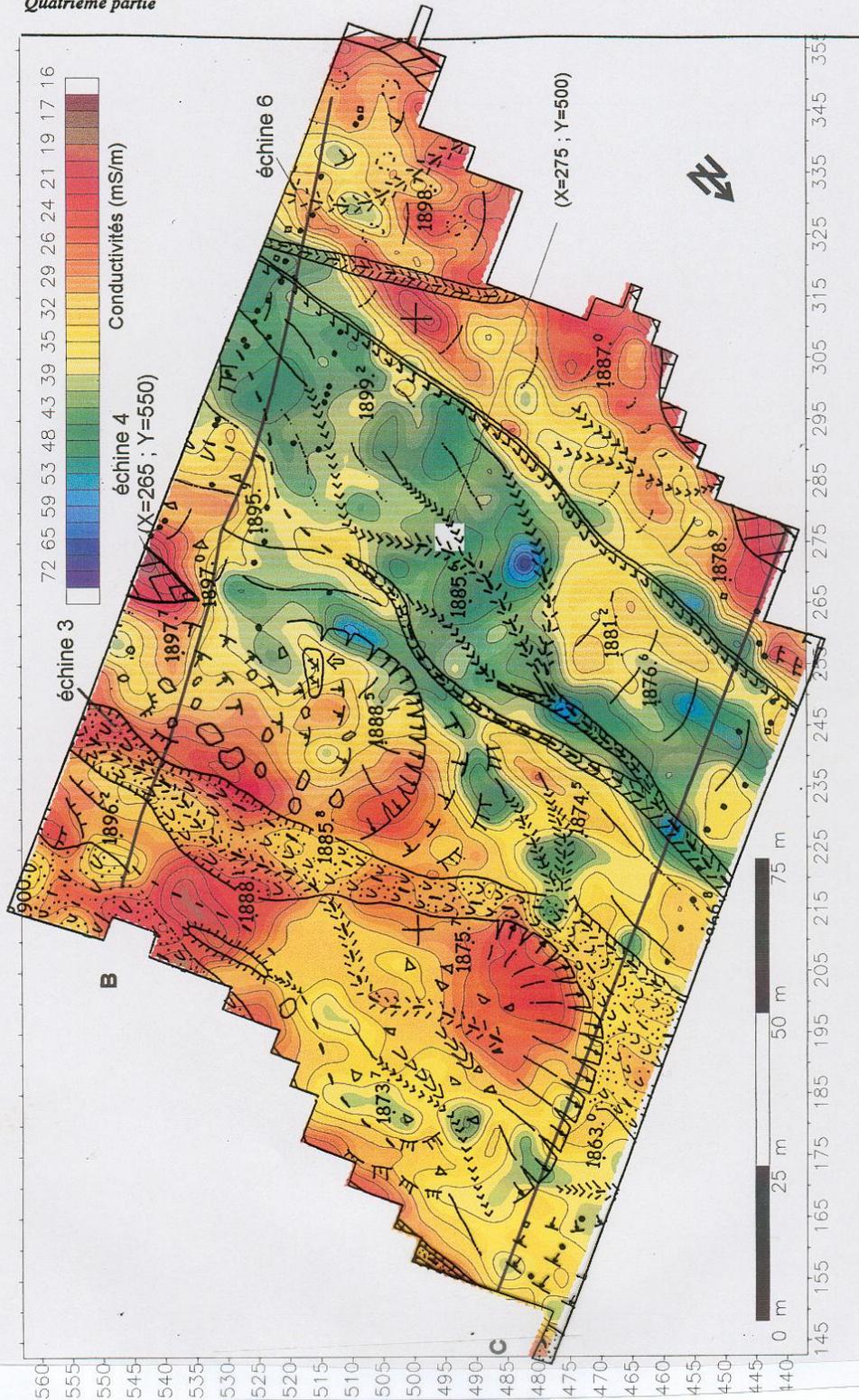


Figure 73 : a) Cartographie des résistivités apparentes Slingram ; b) Carte morphologique de la coulée de Siner Saure

Trois zones peuvent être distinguées sur la cartographie de conductivités. La première est caractérisée par des conductivités allant de 40 à 80 mSiemens/m (ou 2.5 et 12.5  $\Omega$ .m), la seconde de 40 à 30 mSiemens/m (ou 12.5 et 33.3  $\Omega$ .m) et, pour la dernière, les conductivités sont inférieures à 30 mSiemens/m (supérieur à 33.3  $\Omega$ .m). Précisons d'emblée que les différentes valeurs de résistivités apparentes enregistrées par les différentes méthodes ne peuvent pas être comparées entre elles, puisqu'elles sont dépendantes du dispositif de mesure utilisé.

De manière globale, la zone la plus conductrice (40-80 mSiemens/m) est située à l'ouest de la coulée, entre les échines 4 et 6, c'est à dire le secteur 3 défini précédemment. Dans ce secteur très humide, ce qui est vérifié par les observations et les mesures de résistivités, les vitesses de déplacement sont très élevées et atteignent environ 15 m/an.

Ces mesures confirment d'une part les résultats déjà obtenus par ailleurs, et permettent d'autre part d'évaluer l'étendue de cette masse très active. Quelques points méritent tout de même d'être commentés. Par exemple, aux coordonnées (X=275 m et Y=500 m), la surface du sol est très sèche alors que l'EM31 définit un secteur conducteur, c'est à dire plutôt humide. L'EM31 permet de relever les zones localement humides ou les chemins préférentiels d'écoulement de l'eau sous les premiers décimètres de terrain très asséchés. Il existe des zones très conductrices (nodules bleus sur la carte) mais qui sont sans doute liées à une interprétation erronée (mauvaise correction du vide entre l'appareil et le sol), du fait de leur apparition en zone de topographie chahutée (cf. partie 2, chapitre I.3.2).

En dehors de cette zone, des résistivités très faibles peuvent être observées à l'est. Ces valeurs sont calées sur le tracé d'une ravine faiblement incisée (de quelques décimètres), à l'écoulement temporaire mais qui draine les terrains alentours, ainsi qu'au centre sur le tracé d'une ravine s'étant formée en aval de l'échine 4 visible sur le transect B.

La zone de conductivités les plus faibles (inférieures à 30 mSiemens/m) permet de repérer les éléments résistants tels que les échines, même si les résistivités les plus élevées (environ 50  $\Omega$ .m) sont faibles au regard de celles attendues pour des marnes en place. Cette observation a déjà été faite pour les méthodes électrique et TDEM. Il faut donc se poser la question de savoir si cela est dû aux méthodes géophysiques, ou à un contexte structural faillé. La réponse ne peut être apportée qu'en réalisant des mesures complémentaires.

L'échine 4 dans sa partie visible est bien localisée (X=265 et Y=550), de même que l'échine 6 à l'ouest et l'échine 3 à l'est, ainsi que les flancs de marnes en place à l'est et à l'ouest de la coulée. La zone résistante s'étend sur toute la longueur de l'échine 3, alors qu'elle disparaît rapidement pour l'échine 4 et 6. Cela peut signifier que l'échine 3 est proche de la surface, alors que les deux autres sont au-delà de la tranche de terrain accessible à l'EM31.

Les résistivités de 40-30 mSiemens/m concernent la majeure partie de la coulée et constituent une zone tampon entre la zone à déplacement rapide et les zones d'échines.

**L'EM31 apparaît être un bon outil de reconnaissance des zones de conductivités différentes, car l'interprétation qualitative obtenue est en accord la plupart du temps avec les résultats et observations disponibles.**



## Chapitre VI

### Interprétation des mesures de sismique réfraction

L'analyse des enregistrements est développée en ANNEXE 4 et montre que l'interprétation sismique sur ce terrain s'avère très délicate. Plusieurs tests ont été réalisés, mais seuls les modèles les plus plausibles sont présentés.

Avant d'aborder l'interprétation des mesures sismiques, il convient de préciser où sont localisés les lignes sismiques et les géophones par rapport aux échines et aux forages qui continuent, comme avec les autres techniques de prospection, à permettre la validation ou non des résultats obtenus.

Sur la ligne du transect B réalisée en mai 1997, les géophones 5 et 19-20 sont situés à l'aplomb respectivement des échines 4 et 6.

Les trois premiers géophones (g1 à g3) des lignes 1 à 3 réalisées en mai 1998, se situent sur l'échine 4, alors qu'aucun géophone n'atteint l'échine 6. La ligne longitudinale en revanche, ne traverse aucune échine.

Pour l'interprétation des enregistrements acquis en mai 1997 par les géophones 3 et 7-8 sur le transect C, les profondeurs du substratum mesurées dans les forages IC1 et CPZ1 seront utilisées.

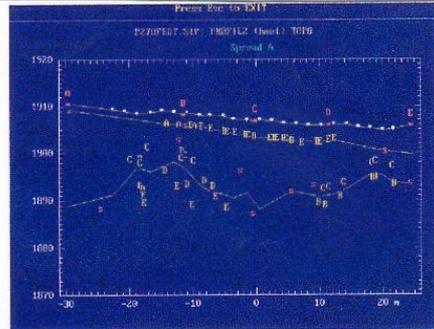
#### VI.1. Valeurs de paramètres interprétés

Les figures interprétatives (Fig. 74) sur lesquelles sont basés les commentaires, ont toutes été réalisées sur le même schéma.

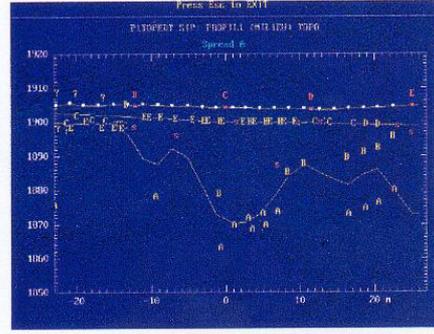
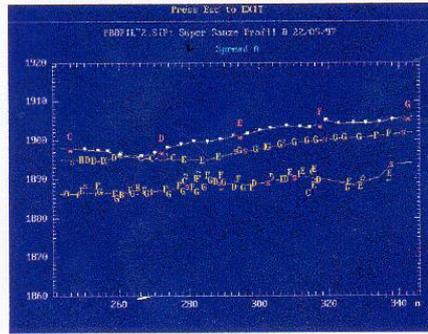
Les informations contenues dans ces figures sont :

- la localisation des géophones et des points de tirs. Les premiers sont identifiés par une numérotation allant de g1 à g24. Les seconds sont repérés par des lettres alphabétiques majuscules sur la surface topographique.
- la position des interfaces représentée en trait plein autour desquelles figurent des lettres alphabétiques majuscules. Ces dernières correspondent à la position de l'interface déterminée. Leur dispersion autour de l'interface identifiée en trait plein permet d'évaluer la validité du modèle obtenu.

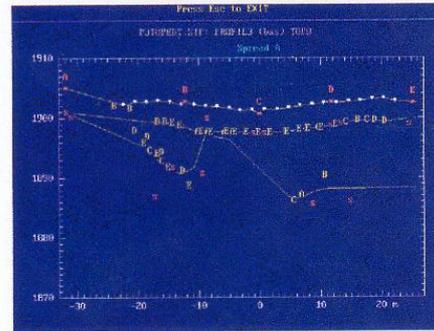
ligne 2



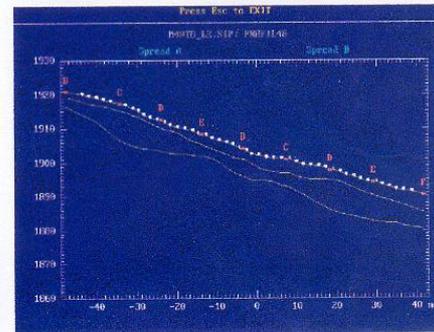
ligne 1



ligne 3



ligne longitudinale



transect C

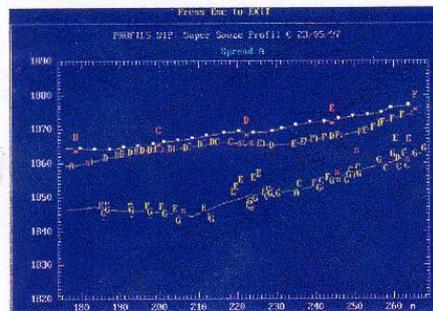


Figure 74 : Modèles sismiques obtenus

Figure 74 : Modèles sismiques obtenus

## VI.2. Caractéristiques des modèles obtenus

Les caractéristiques des modèles de terrain obtenus par l'interprétation sont regroupées dans le tableau 20.

	Transect B (mai 1997)	Transect C (mai 1997)	Ligne 2 (mai 1998)	Ligne 1 (mai 1998)	Ligne 3 (mai 1998)	Ligne longitudinale (mai 1998)
Vitesse moyenne couche 1 (m/s)	590	525	590	600	610	450
Vitesse moyenne couche 2 (m/s)	1560	1110	1900	2070	2230	1220
Vitesse moyenne couche 3 (m/s)	2980	2210	7450	4760	2900	2670

Tableau 20 : Vitesses sismiques moyennes déterminées les couches des lignes sismiques

Les vitesses moyennes déterminées sont en accord avec celles définies dans la littérature pour ce type de roches (cf. partie 1, chapitre 4), à savoir un horizon décomprimé d'environ 500 m/s, superposé à une couche un peu plus comprimée (entre 1000 et 2000 m/s), superposée au substratum marneux de vitesses supérieures à 2000 m/s.

## VI.3. Commentaires sur les paramètres déterminés

D'une manière générale, au vu des interprétations obtenues, l'interprétation des lignes autour du transect B ne peut pas être validée. En effet, d'une part en raison de la grande dispersion des paramètres, et d'autre part du fait que le logiciel ne permet pas de déterminer un modèle comprenant l'interruption complète d'une couche (échine). Ainsi, seules les informations obtenues sur le transect C et la ligne longitudinale sont décrites.

☞ Les vitesses obtenues pour ces deux lignes sont du même ordre de grandeur pour les trois terrains.

☞ Qu'en est-il de la détermination de la limite entre les masses active et stabilisée ?

La profondeur de la première couche pour les géophones 3, 7 et 8 de la ligne réalisée sur le transect C (mai 1997) est respectivement à 2.4, 2.3 et 2.3 m, alors que la limite entre les masses active et stabilisée se situe à 8.2 et 5.6 m. La sismique ne détecte donc pas cette limite en C.

☞ Le substratum se situe à 17.7 m et 20 m pour les géophones 3, 7 et 8 du transect C (mai 1997), soit à une profondeur légèrement supérieure que celle déterminée en géotechnique par

les forages IC1 et CPZ1 (15.2 et 15.5 m respectivement). La différence des résultats existant entre ces deux techniques est acceptable, compte tenu de leurs difficultés d'interprétations respectives.

#### **VI.4. Conclusion**

**Les modèles ne peuvent pas localiser les échines. Toutefois, d'un point de vue strictement sismique, la vitesse et l'épaisseur de la première couche peuvent malgré tout être bien contraintes. Les épaisseur et vitesses des second et troisième terrain ne sont, quant à eux, pas très bien contraints.**

**Il s'avère que la sismique est un outil utile pour déterminer le toit du substratum en l'absence d'échines apparentes. En revanche, la présence d'échines rend impossible le traitement des données, même si les valeurs du modèle sont peu dispersées. Par ailleurs, la sismique ne permet pas de délimiter les masses active et stabilisée.**

## Conclusion de la quatrième partie

Après avoir déterminé les apports et limites de chaque méthode pour la connaissance de la structure interne et de l'évolution temporelle, il s'agit faire le raisonnement inverse, c'est-à-dire de définir pour chaque domaine (structure interne, évolution temporelle) les méthodes appropriées.

### 1. Structure de la coulée

La définition de la structure de la coulée peut être abordée de plusieurs manières : par la texture des matériaux, par la géométrie et par son mode de fonctionnement.

#### 1.1. Texture

La texture de la coulée peut être **directement déterminée par l'analyse d'échantillons** prélevés sur une carotte (de six mètres de long dans notre cas) à différentes profondeurs dans la coulée. Ces analyses ont permis de démontrer qu'il n'existe pas d'évolution de la minéralogie, ni de la proportion des illites et chlorite dans la fraction argileuse avec la profondeur. En revanche, il existe un parallèle entre l'augmentation de la résistivité à partir de 4-5 m de profondeur et :

- la diminution de la porosité et de la proportion des argiles dans les échantillons ;
- l'augmentation de la proportion de la calcite et du quartz.

Les causes de la variation de la résistivité due à la variation de la calcite et des argiles ayant été écartées, **la résistivité est directement liée à la variation de porosité (et sans aucun doute de teneur en eau).**

**Les méthodes géophysiques en elles-mêmes ne permettent pas de connaître la texture d'un milieu, sauf si l'on connaît la relation entre des paramètres géophysiques (résistivité, vitesse des ondes) et des paramètres pétrophysiques (porosité, teneur en eau).** Ces relations ne peuvent être qu'empiriques et connues ponctuellement. Leur "spatialisation" reste un problème ardu, que l'on ne sait résoudre actuellement que par des considérations de (géo)statistiques qui ne font pas l'objet de cette thèse.

#### 1.2. Géométrie de la coulée

La détermination des dimensions de la coulée est le principal objectif assigné aux méthodes géophysiques. Les méthodes électrique, TDEM et de sismique réfraction, donnent des indications complémentaires sur la géométrie.

**Les méthodes électrique et TDEM** permettent d'estimer la distribution de la résistivité du sous-sol, qui est elle-même dépendante de la proportion d'argiles, de calcite et de quartz, de la porosité et sans aucun doute de la teneur en eau, pour autant que les inversions réalisées soient proches de la réalité. Sachant que les inversions 1D sont les plus commodes à réaliser, la validation de l'hypothèse tabulaire doit être testée. Le test a été effectué dans notre cas en réalisant des sondages azimutaux, et en confrontant les résultats aux résultats des

investigations géotechniques. Il se trouve que **l'interprétation 1D est valable en dehors des zones d'échines. Si elle n'est pas suffisante, l'électrique bénéficie d'une interprétation 2D. Cela dit, une interprétation électrique en 2D est certes meilleure, mais non suffisante.**

La complexité du site rend l'interprétation des méthodes à petit nombre de couches inopérantes pour deux raisons. La première est que la non-unicité définie par les relations d'équivalence est très étendue. De plus, du fait de l'importante variabilité latérale de la coulée et du faible nombre de points de calage (trois forages pour les deux transects étudiés), un modèle déterminé en un endroit ne peut pas servir de base pour le restant des sondages à interpréter.

De ce fait, l'inversion à petit nombre de couches pour les méthodes électrique et TDEM dissociées a été abandonnée au profit de l'inversion en mode multicouches.

**L'inversion 1D en mode multicouches** ne permet pas de définir des limites de couches, mais apporte de nombreuses informations quant à la résistivité la plus probable pour l'ensemble des sondages. Il se trouve que les résultats sont comparables à profondeur équivalente pour l'électrique et le TDEM quant aux gammes de résistivités obtenues. En ce qui concerne les éléments détectés, l'apport des méthodes dépend de la morphologie du terrain. Il faut différencier les zones d'échines (transect B) et les autres. En effet, dans les zones où l'approximation tabulaire peut être vérifiée pour les sondages électriques, les deux méthodes permettent de détecter les mêmes éléments. En revanche, le TDEM ne détecte pas les échines. Cela provient de la sensibilité différente des deux méthodes. Le TDEM est faiblement sensible aux hétérogénéités latérales. La méthode électrique quant à elle est sensible à tous types d'hétérogénéité, mais ne permet pas, cependant, de donner une image précise des échines.

Par ailleurs, l'électrique permet d'obtenir des informations sur les dix premiers mètres, alors que la profondeur d'investigation du TDEM est comprise entre 4 et 30 mètres.

Ainsi, pour réduire les inconvénients inhérents à chaque méthode et optimiser leurs avantages, une **inversion jointe** de leur données est entreprise. **Cette inversion s'avère être l'outil idéal pour déterminer une structure précise en accord avec les informations issues des investigations géotechniques et des analyses pétrophysiques lorsque l'approximation tabulaire est vérifiée pour les sondages électriques** (transect C et certaines zones du transect B). En revanche, elle est inopérante lorsque le milieu est clairement 3D (échines du transect B).

Par ailleurs, quelle que soit la méthode électrique ou TDEM employée, interprétée de manière dissociée ou jointe, elle permet de mettre en évidence la limite entre la masse active et " stabilisée ".

**L'interprétation 1D de la méthode de sismique réfraction donne des résultats compatibles avec ceux obtenus par les méthodes électrique et/ou TDEM en ce qui concerne la profondeur du substratum. En revanche, elle ne permet pas de distinguer les masses active et " stabilisée " : la profondeur de la première couche sismique ne correspond pas à cette limite.** Par ailleurs, la méthodologie employée n'est pas du tout adaptée à l'investigation sismique d'un terrain dans lequel existe une interruption complète d'une ou

plusieurs couches. L'interprétation du transect B ne correspond pas du tout à la réalité, car les échinés ne sont pas détectés.

**De ce fait, aucune méthode interprétée en 1D n'est adaptée à la détermination de la structure dans un cas 3D. Il faut envisager des interprétations 2D ou 3D, qui ne sont disponibles que pour l'électrique. Mais même l'interprétation 2D électrique n'est pas suffisante pour définir correctement la géométrie des échinés.**

**Lorsque l'approximation tabulaire locale est vérifiée, la profondeur du substratum peut être connue par la sismique réfraction, par l'interprétation en mode multicouches des méthodes électrique et TDEM en confrontant les images obtenues avec les informations connues du substratum, et surtout avec l'inversion jointe avec le nombre minimum de couches.**

### 1.3. Composition de la roche

L'étude de la composition de la roche fait l'objet d'un paragraphe spécial (cf. partie 3), car outre les analyses de minéralogie et de fractions argileuses, la méthode de la **polarisation provoquée dans le domaine fréquentiel** permet de différencier certains minéraux.

En effet, **grâce à cette méthode, des éléments en proportion peu importante peuvent être détectés.** Dans le cadre de cette étude, l'intérêt est de déterminer si des minéraux métalliques (pyrite) et/ou argileux peuvent perturber les mesures électriques et électromagnétiques. Elle permet plus généralement de détecter tout minéral en faible proportion (pépites d'or par exemple).

## II. Evolution temporelle de la coulée

En principe, l'évolution de la coulée peut être déterminée quelle que soit la méthode employée pourvu qu'elle le soit au même endroit et à plusieurs périodes différentes. La comparaison des résultats pose le problème de la réalisation des mesures au même moment et aux mêmes périodes pour des méthodes différentes.

L'évaluation de l'évolution temporelle peut tout d'abord être appréhendée de manière directe en superposant les enregistrements bruts. S'ils sont identiques, la coulée n'a pas évolué et l'interprétation d'une période est suffisante. S'ils sont différents, une interprétation des différentes périodes s'impose.

Une comparaison pour l'ensemble d'un transect ne peut être réalisée que pour le transect B par la méthode électrique dont les données ont été acquises en mai et octobre 1997. Une comparaison partielle peut être effectuée sur les transects B et C pour les données acquises par le TDEM en octobre et juillet 1999. En revanche, aucune mesure n'a été effectuée au même endroit à deux périodes différentes par la sismique.

L'électrique indique un approfondissement de la masse active (qui correspond aux résistivités d'environ 30  $\Omega$ .m) entre les mois de mai et d'octobre 1997. Cet approfondissement ne provient pourtant pas d'une évolution temporelle de la coulée pour les deux principales raisons suivantes : la masse « stabilisée » ne peut pas varier et les points de mesure du mois

de mai n'ont pas été repérés, or la coulée s'est déplacée d'environ 3.5 m en plan et 1.5 m dans le sens vertical.

Le TDEM n'a pu indiquer d'évolution notable, en raison de la stabilité des portions sondées.



## CONCLUSION GENERALE

L'objectif que nous nous étions fixé au début de ce travail était d'établir un bilan quant à l'apport des méthodes géophysiques pour la connaissance de la structure des glissements-coulées développées dans les marnes noires fossilisant un bassin torrentiel constitué d'échines et de ravines.

Au terme de cette recherche qui s'appuie sur la collecte et l'analyse de nombreuses données, nous rappelons les principales réponses apportées qui concerne principalement l'attitude à adopter dans ce cadre d'une étude similaire, sans occulter toutefois les problèmes posés ainsi que les questions encore en suspens.

L'intérêt d'une telle étude est la fréquence et l'ampleur des coulées de part le monde. Le bassin de Barcelonnette constitue un site d'étude propice, puisque de nombreuses coulées s'y sont déclarées. Le choix de l'étude de la coulée de Super Sauze est principalement lié au fait que de nombreuses informations sont disponibles pour permettre une validation des résultats et qu'il est d'une dimension adaptée à une telle étude. Par ailleurs, d'un point de vue de la vulnérabilité, la coulée menace en contrebas un lotissement : l'étude présente également un intérêt direct du point de vue de l'évolution en lave torrentielle de la coulée de Super Sauze. Mais la difficulté d'étude d'un tel site est la forte variabilité spatiale de la coulée. De ce fait, les investigations géotechniques ne sont pas envisageables comme moyen d'étude principal. L'avantage des méthodes géophysiques est qu'elles permettent de réaliser de profils continus.

Les méthodes employées dans le cadre de cette étude sont l'électrique à courant continu, l'électromagnétisme dans les domaines fréquentiel et temporel, ainsi que la sismique réfraction, car elles permettent de mettre en évidence des différences de compaction et de résistivité qui sont caractéristiques des paramètres pouvant différencier une coulée du substratum.

L'électrique, l'électromagnétisme dans le domaine fréquentiel et la sismique réfraction ont fait l'objet de mises en œuvre somme toute classiques. En revanche, du fait que le TDEM n'a jamais été mis en œuvre sur un glissement-coulée auparavant, la réalisation des mesures a nécessité la définition d'un protocole d'acquisition adapté qui passe par la détermination des paramètres optimaux.

Les méthodes électrique et électromagnétique mesurent toutes deux la résistivité électrique qui dépend de nombreux facteurs comme la teneur en eau, la nature et la quantité de minéraux métalliques et / ou argileux, de la porosité ... La connaissance de la cause de la variation de ce paramètre est essentielle pour deux raisons.

La première est de savoir si les données sont entachées d'erreur dues à des effets diélectriques, des mesures de polarisation provoquée ont été réalisées. Ces mesures indiquent que l'effet dû à la pyrite provoque des écarts d'à peine 1 % entre les valeurs de résistivités brutes et corrigées. Cet effet est donc négligeable.

Par ailleurs, la connaissance de la cause de la variation de la résistivité permet également de préciser le comportement de la coulée, puisque ce paramètre dépend de la teneur en eau, mais également de la porosité, ... Il s'avère que la minéralogie, la fraction argileuse ne présentent pas de variation suivant la profondeur. Des similitudes d'évolution peuvent être observées pour la teneur en calcite, quartz, argiles, porosité et la résistivité, mais cette dernière n'est dépendant au but du compte que de la porosité (et de la teneur en eau).

Les données acquises ont été traitées la plupart du temps de manière « classique » (en 1D ou 2D), mais jusqu'à présent même ces méthodes n'ont pas été optimisées. En effet, seules des ordres de grandeur des paramètres géophysiques mesurés étaient recherchés, et non des limites précises.

**L'objectif de l'analyse des résultats était principalement de déterminer la structure de la coulée au travers de différentes méthodes. Secondairement, l'estimation de l'évolution temporelle et la spatialisation a également été tentée.**

Résumons brièvement les principaux résultats obtenus.

Le principal résultat commun aux méthodes électrique, électromagnétique dans le domaine temporel (TDEM), de l'interprétation jointe des données TDEM et électriques et de sismique réfraction est la validité d'une interprétation 1D lorsque l'approximation tabulaire est vérifiée. En revanche, dans le cas contraire, aucune des trois méthodes n'est adaptée.

Les principaux résultats communs aux méthodes électriques et TDEM sont :

- l'obtention de la même gamme de résistivité, à savoir de 5 à environ 100  $\Omega.m$ , mais rarement plus. Ces valeurs sont comparables d'un transect à l'autre, d'une campagne à l'autre et surtout d'un site à l'autre. Les faibles valeurs (jusqu'à 30  $\Omega.m$ ) correspondent à la masse active. De 30-40  $\Omega.m$  à 70- 80  $\Omega.m$ , elles correspondent à la masse « stabilisée », et au-delà aux marnes en place, même si les valeurs caractéristiques de ces dernières devraient être supérieures. Les explications proposées sont la difficulté des méthodes géophysiques à contraindre les éléments résistants, et le contexte structural faillé qui pourrait diminuer la résistivité attendue ;
- l'incapacité à employer les méthodes à petit nombre de couches en raison de la non-unicité de la solution très étendue, au profit des modèles multicouches. Ces derniers ne permettent toutefois pas de déterminer des limites de couches sans informations a priori ;
- la concordance des résultats entre eux et avec ceux de l'investigation géotechnique.

**Bien que les objectifs soient morphologiques, il est plus aisé de présenter les résultats méthode après méthode.**

En ce qui concerne la méthode électrique, à noter tout d'abord que la profondeur d'investigation électrique est d'au maximum 10 m sur ce site, car le dispositif employé (pôle-pôle) est celui dont le signal décroît le moins rapidement, et les lignes ne peuvent être plus étendues compte tenu des contraintes liées au site. L'électrique ne permet pas d'atteindre le substratum sauf sur le flanc des échines, la profondeur de ce dernier étant fréquemment estimée entre 10 et 20 m.

Il existe une différence de réponses évidente au voisinage des échines (même si l'une d'elle ne perturbe pas les mesures) qui rend les sondages quasiment ininterprétables en 1D. En effet,

d'une part, les échines sont très mal définies, et d'autre part les réponses des sondages azimutaux sont différentes. Lors de l'interprétation 2D, les échines sont mieux contraintes, sans que le résultat soit réellement satisfaisant. Dans ces cas-là, une interprétation 3D s'impose. En dehors des zones d'échines (au-delà d'un rayon d'environ 6 m à partir du sommet de l'échine), les interprétations 1D et 2D sont comparables.

L'interprétation électrique permet de mettre en évidence la limite existant entre les masses active et stabilisée, la ligne d'isorésistivité correspondant à la fois à la limite entre les deux couches pétrophysiquement différentes, et à la profondeur déterminée par les tubes inclinométriques.

En outre, l'identification des compartiments de comportement différents est relativement bien déterminée par les interprétations électriques 1D et 2D. Néanmoins, l'interprétation est d'autant meilleure que le terrain peut être considéré comme localement tabulaire.

En ce qui concerne la méthode TDEM, en raison de la configuration utilisée, les interprétations ne fournissent des informations fiables qu'entre 4 et 30 m de profondeur (profondeur qui est largement suffisante compte tenu du problème posé).

Les mesures azimutales ne sont pas très différentes d'une direction à une autre, même au voisinage des échines. Pourtant elles ne sont pas détectées. Cela provient du fait que le TDEM est peu sensible aux hétérogénéités latérales, mais la conséquence que cette méthode est inopérante dans un contexte clairement 3D.

La complémentarité des méthodes électriques et TDEM du point de vue du paramètre mesuré, de la profondeur d'investigation et des sensibilités propres, une inversion jointe a été réalisée. Aucune information a priori n'est nécessaire pour obtenir un modèle en nombre minimum de couches qui permette la mise en évidence probable des trois couches principales et de leur « zone de transition », lorsque l'approximation tabulaire est vérifiée localement.

L'EM31 est un bon outil de reconnaissance des zones de conductivités différentes, car l'interprétation qualitative obtenue est en accord la plupart du temps avec les résultats et observations disponibles.

La sismique est une méthode utile pour déterminer le toit du substratum en l'absence d'échines apparentes. En revanche, la présence d'échines rend impossible le traitement des données, même si d'un point de vue strictement sismique, la vitesse et l'épaisseur de la première couche peuvent être bien contraintes. Cela provient du fait que la méthodologie adoptée ne convient pas du tout à l'investigation sismique d'un terrain dans lequel il existe une interruption complète d'une ou plusieurs couches.

**Il convient de garder en mémoire que l'approximation tabulaire est vérifiée en dehors des zones d'échines affleurantes. Cela permet de réaliser des acquisitions et des**

**traitements 1D qui sont bien évidemment beaucoup plus aisés et rapides à mettre en œuvre.**

En revanche, les zones d'échines doivent faire l'objet d'une étude encore plus précise, avec une méthodologie différente, et un maillage serré évaluer l'impact de la topographie.

Pour ce faire, certains aspects seraient à développer :

- en particulier des outils de traitement 3D en électrique et TDEM, ce qui constitue pour chacune d'elle une thèse en soi. Mais au préalable, une modélisation de ces zones épineuses s'impose ;
- des outils permettant d'inverser de manière jointe en 2D des mesures électriques et TDEM serait sans aucun doute d'un grand secours, compte tenu des résultats déjà obtenus ;
- une interprétation jointe de données pénétrométriques et sismiques;
- un outil permettant d'intégrer l'ensemble des données acquises pour les interpréter de manière jointe.

## BIBLIOGRAPHIE

- Alexandre, A., 1995. Suivi experimental du ravinement dans les Baronnie, *Travail du laboratoire de géographie-physique de l'université Paris VII*, 23, 73 pp.
- Allen, C.K., 1997. Analysis of Lawyer's Pointe Drive Landslide, Anderson Township, Cincinnati, Ohio, *Master's of Bowling Green State University*, 131 pp.
- Amiot, A., et Nexon, C., 1995. Inventaire des aléas dans le bassin de Barcelonnette depuis 1850, *Mémoire de Maîtrise de la faculté de géographie de l'université Louis Pasteur de Strasbourg*, 172 pp. et annexes.
- Antoine, P., Fabre, D., Giraud, A. et Al Hayari, A., 1988. Propriétés géotechniques de quelques ensembles géologiques propices aux glissements de terrain, *In : 5eme Symposium International sur les glissements de terrain*, p. 1301-1306.
- Antoine, P., Giraud, A., Meunier, M. et Van Asch, T., 1995. Geological and geotechnical properties of the « Terres Noires » in southwestern France : weathering, erosion, solid transport and instability, *Engineering Geology*, 40, p. 223-234.
- Archie G., 1942. The electric resistivity log as an aid in determinig some reservoir characteristics. *Trans. AIME 146*, p. 54-62.
- Awongo, M.L., 1984. Stratigraphie, sédimentologie et géochimie des Terres Noires du Jurassique moyen et supérieur de la Provence (Sud-Est de la France), Thèse de *doctorat de l'université d'Aix-Marseille*, 181 pp.
- Azimi, C., Desvarreux, P., et Plotto, P., 1988. Communes de Barcelonnette et de Saint Pons - Glissement de la Vallette - *Rapport Complémentaire, Office National des Forêts - Région Provence Côte-d'azur - Service pour la restauration des terrains en montagne des Alpes de Haute-Provence*, 25 pp.
- Ballais, J.L., Marre, A., Mietton, M., Miossec, A., Morins, S., Valadas, J.P. et Veyret, Y., 1998. L'érosion, entre nature et société. *SEDES, Paris*, 344 pp.
- Besson L., (1996). Les risques naturels en montagne, traitement, prévention, surveillance. *Editions Artès-publialp*, 437 pp.
- Bobatchev, A.A., Marchenko, M.N., Modin, I.N., Pervago, E.V., Urusova, A.V. et Shevnin, V.A., 1996. New approaches to electrical soundings of horizontally inhomogeneous media, *Physics of the Solid Earth*, 31, 12, p. 1075-1086.
- Bogoslovsky, V.A. et Ogilvy, A.A., 1977. Geophysical methods for the investigation of landslides, *Geophysics*, 42, 3, p. 562-571.

Börner, F.D., Schopper, J.R., et Weller, A., 1996. Evaluation of transport and storage properties in the soil and groundwater zone from induced polarization measurements, *Geophysical Prospecting*, 44, p. 583-601.

Bredewout J.W., Poort J.A., Meekes J.A.C. et vanOvermeeren R.A., 1996. Joint inversion of VES and TEM data ; success and failure. *EEGS, Nantes*, p. 773-776.

*Bryant J. M., Logan T. C., Woodward D. J. et Beetham R. D., 1992. The use of seismic methods in defining landslide structure, In: 6e Symposium International sur les glissements de Terrain, Christchurch, New-Zealand, p. 33-39.*

Buselli, G., Hwang, H.S., et Lu, K., 1998. Minesite groundwater contamination mapping, *Exploration Geophysics*, 29, p. 296-300.

Caris, J.P.T., et Van Asch T.W.J., 1991. Geophysical, geotechnical and hydrological investigations of a small landslide in the French Alps, *Engineering Geology*, 31, p. 249-276.

Carrio-Schaffhauser E., 1987. Révolution des propriétés petrophysiques d'un calcaire : Le rôle de la dissolution – Cristallisation dans une déformation cassante, *Thèse de doctorat de l'université de Provence*, 291 pp.

Cassinis, G., Dal Piaz, G.V., Semenza, E., Vai, G.B. et Spalletta C., 1982. Geological and geophysical model of northeastern Italy and its relationship to the Apennine, *In : 71st congress of the Geologic Society of Italy*, p. 79-87.

Chandrasekharan, H., Yadav, B.R., Tomar, S.P.S. et Sarma, P.B.S., 1994. Studies on Salinity and Water Content of Soils - Geoelectrical Approach, *Journal of the Indian Society of Soil Science*, 42 (3), p. 430-436.

Chiara, P., Godio A. et Sambuelli L., 1988. Combined electrical investigation on a landslide. *In: 5e Symposium International sur les Glissements de Terrain, Lausanne, Switzerland*, p. 113-116.

Chondroyannis P., 1992. Ubaye, la forêt reconstruite. Le sentier de découverte du Riou-Bourdoux, *Editions Office National des Forêts, Barcelonnette*, 112 pp.

Christensen N. B. et Auken E., 1992. SELMA- Simultaneous Electromagnetic Layered Model Analysis, *In Jacobsen B.H. (ed.) : Proceedings of Interdisciplinary Inversion Workshop 1, Geoskrifter, Aarhus University*, 41, p. 49-56.

Christensen N. B. et Jacobsen B.H., 1999. The SELMA manual Version May 1999, *Aarhus University*, 57 pp.

Colas G. et Locat , 1993. Glissement et coulée de La Valette dans les Alpes de Haute-Provence, *Présentation générale et modélisation de la coulée. Bulletin Liaison du Laboratoire des Ponts et Chaussées*, 187, p. 19-28.

Cole, K.S. et Cole R.H., 1941. Dispersion and absorption in dielectrics, *J. Chem. Phys.*, 9, 341 pp.

Collectif, 1994. Guide technique. Surveillance des pentes instables. *Coll. Etudes et Recherches LPC*, 125 pp.

Collectif, 1997. Plans de prévention des risques naturels prévisibles (PPR) : Guide général. Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement (Direction de la prévention des pollutions et des risques) et Ministère de l'Équipement, des Transports et du Logement (Direction de l'aménagement foncier et de l'urbanisme. *La Documentation Française*, Paris, 76 pp.

Collectif, 1999. Plans de prévention des risques naturels (PPR) : risques de mouvements de terrain. Guide méthodologique. Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement (Direction de la prévention des pollutions et des risques) et Ministère de l'Équipement, des Transports et du Logement (Direction générale de l'urbanisme, de l'habitat et de la construction. *La Documentation Française*, Paris, 71 pp.

Combes, F., 1990. Le glissement de La Valette. Alpes de Haute-Provence, France. Surveillance-système alarme, *Géologie alpine, mémoire hors série*, 15, p. 65-70.

Constable S. C., Parker R. L. et Constable C. G., 1987. Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth model from electromagnetic sounding data, *Geophysics*, 52, p. 289-300.

Costet, J. et Sanglerat, G., 1981. Cours pratique de mécanique des sols. 2 tomes, *Dunod Ed.*, 3ème Edition, 321 pp. et 464 pp.

Coulmeau, C., 1987. Bassin expérimentaux de Draix. In : *Comptes Rendus de recherche n°1 en érosion hydraulique torrentielle*, Cemagref, Grenoble, 128 pp.

Cousin I., 1996. Reconstruction 3D par coupes sériées et transport de gaz dans un milieu poreux. Application à l'étude d'un sol argilo-limoneux, *Thèse de l'université d'Orléans*, 254 pp.

Croisy, P., 1997. Application de la polarisation provoquée. Mesures sur sites (Forêt de Laigue, Barcelonnette) et sur échantillons, *Mémoire de DESS de Géophysique Appliquée, Université Pierre et Marie Curie, Tours, & ORSTOM*, 58 pp.

Crompin, F., 1999. Microscopie électronique à balayage, DESS IMACSEN, Université Louis Pasteur, pp. 16.

Cummings D. et Clark B. R., 1988. Use of seismic refraction and electrical resistivity surveys in landslide investigation, *Bull. Assoc. Ang. Geol.*, 25 (4), p.459-464.

Dabas, M., 1992. Non destructive archaeological and geophysical survey evaluation and preservation of buried cultural remains, In : *11st Proceedings of the EEC-China Workshop*

Deidda G. P., Ranieri G et Balia R., 1996. An application of a combined refraction reflection seismic method to a landslide study, In : *Actes du 2e Congrès de Géophysique de l'ingénieur et de l'Environnement, Nantes, France*, p. 117-120.

Descloîtres, M., 1998. Les sondages électromagnétiques en domaine temporel (TDEM) : application à la prospection d'aquifères sur les volcans de Fogo (Cap Vert) et du Piton de la Fournaise (La Réunion), *Thèse de doctorat de l'université Pierre et Marie Curie, Paris*, 228 pp.

- Dikau R., Brunsden D., Schrott L. et Ibsen M.-L., 1996. Landslide recognition/Identification, Movement and Causes. *Wiley*, 251 pp.
- D.U.T.I., 1985. Projet d'école. Détection et utilisation des terrains instables, *Rapport final, rapport général. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne*, juin, 229 pp. + annexes 36 p.
- Eckard, M.H., Hanstein, T.H.K., et Strack, K.-M., 1994. Joint inversion of transient electromagnetic and direct current measurements, *In : "EAEG - 56th Meeting and Technical Exhibition"*, Vienne 6-10 juin, Autriche, 125 pp.
- Edwards L. S., 1977. A modified pseudo-section for resistivity and induced-polarization, *Geophysics*, 42, p. 1020-1036.
- Evin, M., 1990. Le glissement de La Valette (Barcelonnette). *Bull. Ass. Géogr. Franç.* 2, Paris, p. 149-158.
- Evin, M., 1994. Géologie de l'Ubaye. *Ed. Savença de la Valeia*, 30 pp.
- Fitterman, D.V., 1987. Examples of Transient Sounding for Ground-Water Exploration in Sedimentary Aquifers, *Ground Waters*, 25 (6), p. 685-692.
- Filliat, G., 1981. La pratique des sols et des fondations. *Ed. du Moniteur*, 1392 pp.
- Fitterman D.V. et Stewart M.T., 1986. Transient electromagnetic sounding for groundwater. *Geophysics*, 51, 4, p. 995-1005.
- Fitterman, D.V., et Anderson, W.L., 1987. Effect of Transmitter Turn-Off Time on Transient Soundings, *Geoexploration* 24, p. 131-146.
- Flageollet J.C., 1988. Les mouvements de terrain et leur prévention. *Masson Ed.*, 224 p.
- Flageollet, J.C., Maquaire O. et Weber, D., 1996a. General presentation of the Barcelonnette basin. *In : Workshop : « Landslides and Flash flood », CERG, Barcelonnette-Vaison la Romaine*, p. 5-7.
- Flageollet, J.C., Maquaire, O. et Weber, D., 1996b. Geotechnical investigations into the Super Sauze landslide. Geomorphological and hydrogeological results. *In : Workshop : « Landslides and Flash Flood », CERG, Barcelonnette-Vaison la Romaine*, p. 30-38.
- Flageollet, J.C., Maquaire, O. et Weber, D., 1996c. Stages in development of the Super Sauze landslide. *In : Workshop : « Landslides and Flash Flood », CERG, Barcelonnette-Vaison la Romaine*, p. 24-29.
- Flageollet, J.C., Maquaire, O. et Weber, D., 1996d. Thinking on the risk connected with the Super Sauze landslide. *In : Workshop : « Landslides and Flash Flood », CERG, Barcelonnette-Vaison la Romaine*, p. 39-41.
- Flageollet, J.C., Maquaire, O. et Weber, D., 1996e. The temporal stability and activity of landslides in Europe with respect to climatic changes. *In : Final report of TESLEC, programme DG XII*, 408 pp.
- Flageollet J.C., Malet J.P. et Maquaire O., sous presse(a). The 3D structure of the Super Sauze flowslide : a first stage towards its behaviour modelling, *Phys. and Chem. Of the Earth*,

EGS Journal.

Flageollet J.C., Maquaire O., Martin B. et Weber D., sous presse(b). Landslides and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern Alps, France), *Geomorphology*.

Follacci, J.-P., Guardia, P. et Pivaldi, J.-P., 1988. Le glissement de La Clapière (Alpes Maritimes, France) dans son cadre géodynamique, *In : The fifth International Symposium on Landslides*, Lausanne, p.1323-1327.

Genêt, J. et Malet, J.P., 1997. Détermination de la structure tridimensionnelle du glissement de terrain de Super Sauze par une investigation géotechnique, *Mémoire de maîtrise de la faculté de géographie de l'université Louis Pasteur de Strasbourg*, 138 pp. et annexes.

Geraud Y., 1991. Déformation thermomécanique et porosité des roches granitiques, évolution des espaces poreux . Thèse présentée à l'Université de Provence. 329 pp.

Gillon M. D., Denton B. N. et Macfarlane D. F., 1992. Field investigation of the Cromwell Gorge landslides. *In: 6e Symposium International sur les Glissements de Terrain, Christchurch, New-Zealand*, p. 111- 118.

Girault, G., 1992. Auscultation par imagerie numérique de quelques versants instables, *BRGM, Paris, France*, 193 pp.

Goldman M., Gilad D., Ronen A. et Melloul A., 1991. Mapping of seawater intrusion into the coastal aquifer of Israel by the time domain electromagnetic method, *Geoexploration*, 28, p. 153-174.

Grandis H., Menvielle M. et Roussignol M., 1999. Bayesian inversion with Markov chains-I. The magnetotelluric one-dimensional case, *Geoph. J. Int.*, 138 (3), p. 757-768.

Grolier, J., Fernandez, A., Hucher, M., et Riss, J., 1990. Les propriétés physiques des roches - Théories et modèles -, *Masson Editeurs*, 456 pp.

Guéguen Y. et Palciauskas V., 1992. Introduction à la physique des roches, *Hermann*, 299 pp.

Guérin, R., Meheni, Y., Rakotondrasoana, G. et Tabbagh. A., 1996. Interpretation of slingram conductivity mapping in near-surface geophysics using a single parameter fitting with 1-D model, *Geophy. Prosp.*, 44 (2), p. 233-249.

Henry, G., 1994. Géophysique des bassins sédimentaires, *Editions Technip*, 445 pp.

Herrmann, D., 1997. Recherche des caractéristiques physiques et géotechniques des Terres Noires du glissement de Super Sauze (Alpes de Haute Provence), *Mémoire de maîtrise de la faculté de géographie de l'université Louis Pasteur de Strasbourg*, 127 pp.

Hoekstra P. et Blohm M. W., 1990. Case histories of TDEM soundings in environmental geophysics. *In: Geotechnical and Environmental geophysics*, pp. 1- 15.

Hutchinson, J. N., 1983. Methods of locating slip surfaces in landslides, *Bull. of the Ass. of Eng. Geologists*, XX (3), p. 235-252.

- Hutchinson, J.N., 1988. Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. *In : Comptes rendus du 5<sup>e</sup> Symp. Int. sur les glissements de terrain, Lausanne, ed. Balkema*, 1, p. 3-31.
- Jupp D.L.B. et Vozoff K., 1975. Stable iterative methods for the inversion of geophysical data, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 42, p. 957-976.
- Kalinski, R.J., et Kelly, W.E., 1993. Estimating Water Content of Soils from Electrical Resistivity, *Geotechnical Testing Journal*, 16 (3), p. 323-329.
- Kaufman A.A. et Keller G.V., 1983. Frequency and Transient Soundings, *Elsevier*, 686 pp.
- Kaviratna, P.D., Pinnavaia, P.J., et Schroder, P.A., 1996. Dielectric properties of smectite clays, *J. Phys. Chem Solids*, 57 (12), p. 1897-1906.
- Keefer D.K. et Johnson A.M., 1983. Earth flows : morphology mobilization and movement, *Geol. Surv. Prof. Paper 1264, US Govern. Print. Off. Washington*, 56 pp.
- Kirchhoffer, S., 1994. Végétation arborée et mouvements de terrain dans le secteur de la Frache. Commune de Jausiers, Alpes de Haute Provence, *Mémoire de maîtrise de la faculté de géographie de l'Université Louis Pasteur*, 132 pp.
- Klotz, S., 1998. Recherches sur l'altérabilité et les caractéristiques géomécaniques des marnes noires de la coulee de Super Sauze, *Mémoire de maîtrise de la faculté de géographie de l'université Louis Pasteur de Strasbourg*, 157 pp. et annexes.
- Klotz, S., 1999. Caractéristiques physiques et mécaniques des marnes noires callovo-oxfordiennes : application au glissement-coulée de Super Sauze, *Mémoire de DEA de la faculté de géographie de l'université Louis Pasteur de Strasbourg*, 157 pp. et annexes.
- Knights C. J. et Matthews W. L., 1976. A landslip study in tertiary sediments, Northern Tasmania, *Bull. of the Int. Ass. of Eng. Geology*, 14, p. 17-22.
- Koefoed O., 1979. Geosounding principles, 1, *Methods in Geochemistry and Geophysics*, 14A, *Elsevier, Amsterdam*, 276 pp.
- Kovari K., 1988. General report: Methods of monitoring landslides, *In : 5e Symposium International sur les Glissements de Terrain, Lausanne, Switzerland*, p. 1421-1425.
- Kunetz G., 1966. Principles of direct current resistivity prospecting, *Geopublications Associates, Geoexploration Monographs*, 103 pp.
- Lasfargues, P., 1957. Prospection électrique par courants continus, *Manuels de prospection géophysique, Masson*, 290 pp.
- Lee F. T. et Mystowsky W., 1978. Loveland Basin slide, Colorado, U. S. A.. *In: B. Voight (Editor), Rock Slides and Avalanches, 1. Natural Phenomena, Elsevier, Amsterdam*, p. 473-514.
- Lee, T., 1981. Transient electromagnetic response of a polarizable ground, *Geophysics*, 46 (7), p. 1037-1041.
- Legier, A., 1977. Mouvements de terrain et évolution récente du relief dans la région de Barcelonnette, *Thèse de 3e cycle de l'université de Grenoble*, 163 pp.

- Loke, M.H., et Barker, R.D., 1996. Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion, *Geophysical Prospecting*, 44, p. 499-523.
- Lukaschewitsch, M., 1999. Inversion of geoelectric boundary data, a non linear III-posed problem, *Mémoire de doctorat de l'université de Potsdam (Allemagne)*, 133 pp.
- Malet, J.P., 1999. Caractérisation et modélisation hydro-mécanique du glissement-coulée de Super Sauze dans l'optique de gestion du risque, *Mémoire de DEA de la faculté de géographie de l'université Louis Pasteur de Strasbourg*, 176 pp. et annexes.
- Malet, J.P., Maquaire, O. et Klotz, S., 2000. The Super-Sauze flowslide (Alpes-de-Haute-Provence, France). Triggering mechanisms and behaviour', *In : 8th Int. Symposium on Landslides, Cardiff, Wales, 26-30 juin 2000*, p. 999-1007.
- Malet, J.P., Hartig, S., Calais, E. et Maquaire, O., sous presse. Apport du GPS au suivi en continu des mouvements de terrain. Application au glissement-coulée de Super-Sauze (Alpes-de-Haute-Provence, France), *C.R. Acad. Sci. Paris, sér. IIa*.
- Malet, J.P., Auzet, A.V. et Maquaire, O., soumis(a). Comportement hydrodynamique de la coulée de Super Sauze. Premiers résultats, *Groupe Français des Transferts Humides*.
- Malet, J.P., Maquaire, O. et Calais, E., soumis(b). The use of GPS technics for the continuous monitoring of landslide. Application to the Super Sauze earthflow (Alpes de Haute Provence, France), *Geomorphology*.
- Manné, S. et Schwin L.C., 1998. Etude morphologique et évolution historique du glissement-coulée de Poche. Commune de Jausiers, Alpes de Haute Provence, *Mémoire de maîtrise de l'université Louis Pasteur, Strasbourg*, 149 pp. et annexes.
- MATE-LCPC, 1999. L'utilisation de la photo-interprétation dans l'établissement des plans de prévention des risques liés aux mouvements de terrain, *Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement, Laboratoire central des ponts et chaussées. Collection Environnement : les risques naturels, édition du Laboratoire central des ponts et chaussées, février*, 128 pp.
- Matiré, O., Lagabrielle, R., et Andrieux, P., 1996. Reconstruction of DC pseudosections with any multielectrodes array from two-electrodes data. Examples of application, *In : Actes du 2ème Congrès Géophysique de l'ingénieur et de l'environnement, Nantes*, p. 133-135.
- McCann D. M. et Forster A., 1990. Reconnaissance geophysical methods in landside investigations, *Engineering Geology*, 29, p. 59-78.
- McNeill, J.D., 1980. Electromagnetic Terrain Conductivity Measurement at Low Induction Numbers, , *Technical Note TN-6, Geonics*, 15 pp.
- McNeill J.D., 1994. Principles and application of time domain electromagnetic techniques for resistivity sounding, *Technical Note TN-27, Geonics*, 15 pp.
- Mencke W., 1984. Geophysical data analysis : discrete inverse theory, *Academic Press Inc*, 260 pp.
- Miramont, C., Morphogenèse, activité érosive et détritisme alluvial holocènes dans le bassin de la moyenne Durance (Alpes françaises du sud), *Thèse de doctorat de l'Université d'Aix-Marseille I*, 286 pp.

- Mulder, H. et Van Asch, T., 1988. On the nature and magnitude of variance of important geotechnical parameters. *In : Proceedings of the fifth Int. Symposium on Landslides*, Ecole Polytechnique de Lausanne, 1, p. 239-243.
- Müller K., 1977. Geophysical methods in the investigation of slope failures. *Bull. Int. Assoc. Eng. Geol.*, 16, p. 227-229.
- Nabighian M.N. et Macnae J.C., 1991. Time domain electromagnetic prospecting methods. *In : Electromagnetic methods in applied geophysics, Vol. 2 : Applications, Chapter 6*, M.N. Nabighian (editor), Soc. Expl. Geophys. publication, p. 427-520.
- Nelson P.H. et Van Voorhis G.D., 1983. Estimation of sulfide content from induced polarization data, *Geophysics*, 48 (1), p 62-75.
- Palmer D. F. et Weisgarber S. L., 1988. Geophysical survey of the Stumpy Basin Landslide, Ohio, *Bull. of the Assoc. of Eng. Geologists*, 25 (3), p. 363-370.
- Phan, S.H., 1993. Propriétés physiques et caractéristiques géotechniques des terres noires du sud-est de la France, *Thèse de doctorat de l'université Joseph Fourier de Grenoble I*, 246 pp.
- Philipponnat G., 1987. Fondations et ouvrages en terre, *Eyrolles Ed.*, 402 pp.
- Pierre, S., et Remaître, A. 1999. Etude des mécanismes d'initiation et de contribution des laves torrentielles. Exemple du torrent de Faucon (bassin de Barcelonnette, Alpes de Haute Provence), *Mémoire de maîtrise de la faculté de l'université Louis Pasteur de Strasbourg*, 158 pp.
- Plotto, P., 1992. Glissement de la Valette - Prospection sismique en partie basse. Compte rendu de visite - Commune de St Pons, *Services RTM des Alpes de Haute Provence*, 8 pp.
- Polidori, L., et Toutin, T., 1998. Cartographie du relief par imagerie radar : l'état de l'art, *In : Bulletin SFPT n°152*, p. 12-23.
- Pous, J., Queralt, P., et Chavez, R., 1996. Lateral and topographic effects in geoelectric soundings, *Journal of Applied Geophysics* 35, p. 237-248.
- Raiche, A.P., 1984. The Effect of Ramp Function Turn-off on the TEM Response of Layered Earth, *Exploration Geophysics*, 15, p. 37-41.
- Raiche, A.P., Jupp, D.L.B., Rutter, H., et Vozoff, K., 1985. The joint use of coincident loop transient electromagnetic and Schlumberger sounding to resolve layered structures, *Geophysics*, 50 (10), p. 1618-1627.
- Revil, A., Cathles, L.M., Losh, S., et Nunn, J.A., 1998. Electrical conductivity in shaly sands with geophysical applications, *Journal of Geophysical Research*, 103 (B10), p. 925-936.
- Revil, A., et Glover, P.W.J., 1998. Nature of surface electrical conductivity in natural sands, sandstones, and clays, *Geophysical Research Letters*, 25 (5), p. 691-694.
- Reynolds J.M., 1997. An introduction to applied and environmental geophysics, *Wiley*, pp. 796.

- Rhoades, J.D., Raats, P.A.C., et Prather, R.J., 1976. Effects of Liquid-phase Electrical Conductivity, Water Content, and Surface Conductivity on Bulk Soil Electrical Conductivity, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40, p. 651-655.
- Robain, H., Albouy, Y., Dabas, M., Descloitres, M., Camerlynck, C., Mechler, P., et Tabbagh, A., 1999. The location of infinite electrodes in pole-pole electrical surveys : consequences for 2D imaging, *Journal of Applied Geophysics*, 41, p. 313-333.
- Schlösser F., 1988. Eléments de mécanique des sols, *Presses de l' E.N.P.C.*, 276 pp.
- Schmutz, M., 1995. Prospection géophysique sur glissement de Poche, *Mémoire de maîtrise de la faculté de géographie de l'université Louis Pasteur de Strasbourg*, 74 pp. et annexes.
- Schmutz, M., 1996. Détermination de la substructure du glissement de Super Sauze par des méthodes géophysiques, *Mémoire de DEA de la faculté de géographie de l'université Louis Pasteur de Strasbourg*, 75 p. et annexes.
- Schmutz M., Guérin R., Maquaire O., Descloîtres M., Schott J.J. et Albouy Y., 1999. Contribution of a combined TDEM and electrical survey to the investigation of the Super Sauze flowslide internal structure. *C.R. Acad. Sci. Paris, IIA*, 328, 797-800.
- Schmutz, M., Guérin, R., Schott, J.J., Maquaire, O., Descloîtres, M. et Albouy, Y., 2000. Geophysical method contribution to the Super Sauze (south France) flowslide knowledge, *In : the 8<sup>th</sup> Int. Symposium on Landslides, Cardiff, Wales*, 26-30 juin 2000, p. 999-1007.
- Schmutz, M., Albouy, Y., Guérin, R., Maquaire, O., Vassal, J., Schott, J.J. et Descloîtres, M., sous presse. Joint electrical and time domain electromagnetism (TDEM) data inversion applied to the Super Sauze earthflow (France), *Surveys in Geophysics*.
- Schott J.J., Roussignol M., Menvielle M. et Nomenjahanary F.R., 1999. Bayesian inversion with Markov chains -II. The one-dimensional DC multilayer case. *Geoph. J. Int.*, 138 (3), p. 769-783.
- Scott J. H., 1977. SIPT. A seismic refraction inverse modeling program for time share terminal computer systems, *United States Geological Survey Open-File Report*.
- Seigel H.O., Vanhala H. et Sheard N.S., 1995. Some case histories of source discrimination using time-domain spectral IP, *Geophysics*, 62 (5), p. 1394-1408.
- Simandoux, P., 1963. Mesures diélectriques en milieux poreux. Applications à la mesure des saturations en eau. Etude du comportement des massifs argileux, *Revue de l'Institut Français du Pétrole*.
- Sinha, A.K., et Stephens, L.E., 1987. Deep multifrequency and transient electromagnetic surveys near Buchans. *In : Buchans Geology, Newfoundland, ed. R.V. Kirkham ; Geological Survey of Canada, Paper 86-24, report 14*, p. 235-250.
- Sommen, Y., 1995. Tendances évolutives climatiques dans le bassin de Barcelonnette, *Mémoire de maîtrise de la faculté de géographie de l'université Louis Pasteur de Strasbourg*, 115 pp.
- Sommen, Y., 1997. Analyse des structures climatiques et définitions d'indices climatiques favorables au déclenchement des mouvements de terrain. Application au bassin de Barcelonnette (Alpes de Haute Provence), *Mémoire de DEA de la faculté de géographie de l'université Louis Pasteur de Strasbourg*, 54 pp.

- Spies, B.R. et Frischknecht, F.C., 1991. Electromagnetic sounding. Chapter 5, In : *Electromagnetic methods in applied geophysics –vol.2 : application, part A and B*, Nabighian, M. Editor, Society of Exploration Geophysicists.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., et Keys, D.A., 1980. Prospection géophysique, Tome 1, Prospection sismique, *Cambridge University Press*, pp. 240.
- Tsourlos, P.I., Szymanski, J.E., et Tsokas, N., 1999. The effect of terrain topography on commonly used resistivity arrays, *Geophysics*, 64 (5), p. 1357-1363.
- Van Beek, L.P.H., 1996a. Evaluation of the dynamical modeling of the Valette landslide, In : *"CERG - Workshop : Landslides and Flash flood"*, Barcelonnette - Vaison la Romaine 30 septembre - 3 octobre, p. 9-16.
- Van Beek, L.P.H., 1996b. Evaluation of the dynamical modeling of the Valette.
- Varnes, D.J., et Savage, W.Z., 1996. The Slumgullion earthflow : a large-scale natural laboratory, *US Geol. Surv. Bull.* 2130, 95 pp.
- Velcin, S., 1997. Les transferts hydriques dans le glissement de Super Sauze. Alpes de Haute-Provence, *Mémoire de maîtrise de la faculté de géographie de l'université Louis Pasteur de Strasbourg*, 115 pp.
- Verma, S.K., et Sharma, S.P., 1993. Resolution of Thin Layers Using Joint-Inversion of Electromagnetic and Direct Current Resistivity Sounding Data, *Journal of Electromagnetic Waves and Applications*, 7 (3), p. 443-479.
- Wang, Y.X. et Maz, L., 1988. Study of landslides along the railway lines in China by geophysical method, In : *5e Symposium International sur les Glissements de Terrain, Lausanne*, p. 477-479.
- Ward S. H. (editor), 1990. *Geotechnical and Environmental Geophysics*.
- Weber, D., 1992. Préparation à une étude cinématique et géotechnique du glissement de terrain de Super Sauze. Commune d'Enchastrayes (Alpes de Haute Provence), *Mémoire de maîtrise de la faculté de Géographie de l'Université Louis Pasteur de Strasbourg*, 130 pp. et annexes.
- Weber, D. et Bolley, A., 1998. Photo-interpretation of the topography from the Super Sauze basin in 1956. <http://sertit.u-strasbg.fr/projet/Barcelonnette/barcelfin.html>
- Weber, D., et Hermann, A., sous presse. Contribution de la photographie numérique à l'étude spatio-temporelle de versants instables : l'exemple du glissement de terrain de Super-Sauze (Alpes-de-Haute-Provence, France), *Bull. de la Sté Geol. De France*.
- Weller, A., et Börner F.D. 1996. Measurements of spectral induced polarization for environmental purposes, *Environmental Geology*, 27, p 329-334.
- Weller, A., 2000. Cours de polarisation provoquée, à l'IRD du 3 au 8 avril.
- Williams R. A. et Pratt T. L., 1996. Detection of the base of Slumgullion Landslide, Colorado, by seismic reflection and refraction methods. In: *The Slumgullion Earth Flow: A large-scale natural laboratory*. U. S. Geol. Surv. Bull. 2130, p. 77-83.





# **ANNEXES**

## **ANNEXE 1**

### **ANALYSE BAYESIENNE**

Le fondement de l'analyse bayésienne est le théorème de Bayes. Son objectif est la recherche d'une loi de probabilité a posteriori pour les paramètres, et de donner une bonne image de l'incertitude de l'estimation.

### Loi a posteriori des paramètres

Elle permet de trouver la valeur de résistivité la plus probable pour chaque « couche » à partir du théorème de Bayes qui s'énonce ainsi :

$$P(\mathbf{B}_j | \mathbf{A}) = \frac{P(\mathbf{A} / \mathbf{B}_j) * P(\mathbf{B}_j)}{\sum_{i=1}^n P(\mathbf{A} / \mathbf{B}_i) * P(\mathbf{B}_i)}$$

Avec :

**B<sub>j</sub>** : le paramètre recherché, j = 1 à M

**A** : l'ensemble des observables. Dans notre cas ce sont les résistivités apparentes.

**P(B<sub>j</sub> | A)** : la loi marginale conditionnelle a posteriori étant donné les observables A

**P(B<sub>j</sub>)** : la probabilité a priori des paramètres. Cette loi est uniforme sur un intervalle fixé à priori.

**P(A | B<sub>j</sub>)** : la loi de probabilités jointes des observables pour un modèle donné. On considère que c'est une loi log-normale

$\sum_{i=1}^n P(\mathbf{A} / \mathbf{B}_i) * P(\mathbf{B}_i)$  : le facteur de normalisation de la loi

Il est possible de distinguer deux types d'analyses bayésiennes. La première concerne les modèles à petit nombre de couches et le second les modèles multicouches. Dans le premier cas, le nombre de couches est fixé à priori, et les inconnues sont les épaisseurs et les résistivités. Elle ressemble ainsi aux modèles déterministes classiques.

Dans le second cas, le nombre de couches est fixé et le seul paramètre recherché est la résistivité.

Le modèle à petit nombre de couches se justifie lorsque la lithologie est bien définie et contrastée. En revanche, si la variation des résistivités avec la profondeur est progressive, s'il existe des variations de résistivité à l'intérieur même des différents ensembles de la coulée, la séparation en un petit nombre de couches devient arbitraire sans informations géologiques, et il est possible d'obtenir des résultats d'épaisseurs différents avec un nombre de couches différents. Afin d'éliminer ces inconvénients, une analyse en multicouches s'impose dans un premier temps.

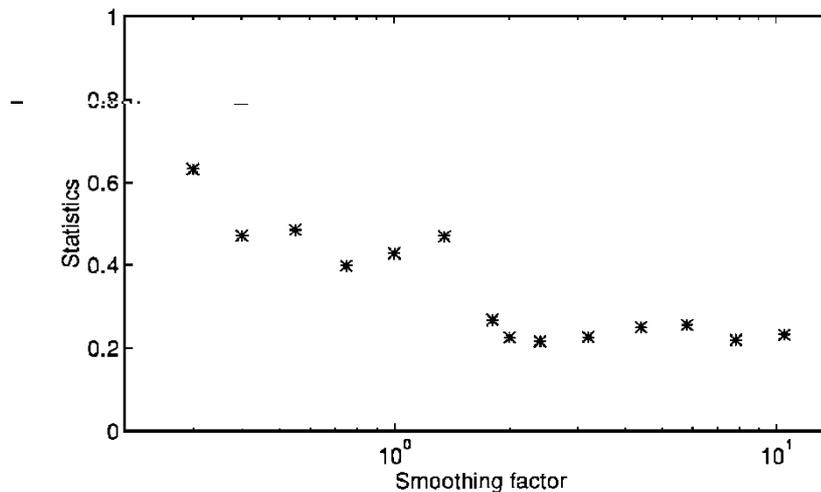
### Analyse bayésienne des modèles multicouches

Le but de cette méthode est la discrétisation d'une loi continue de la résistivité avec la profondeur. Cette méthode consiste à utiliser un modèle avec un grand nombre de couches minces d'épaisseurs fixées, ces dernières ne correspondant à aucune réalité physique. Il est nécessaire d'ajouter un facteur de lissage empêchant les sauts de résistivités brusques. La loi devient alors:

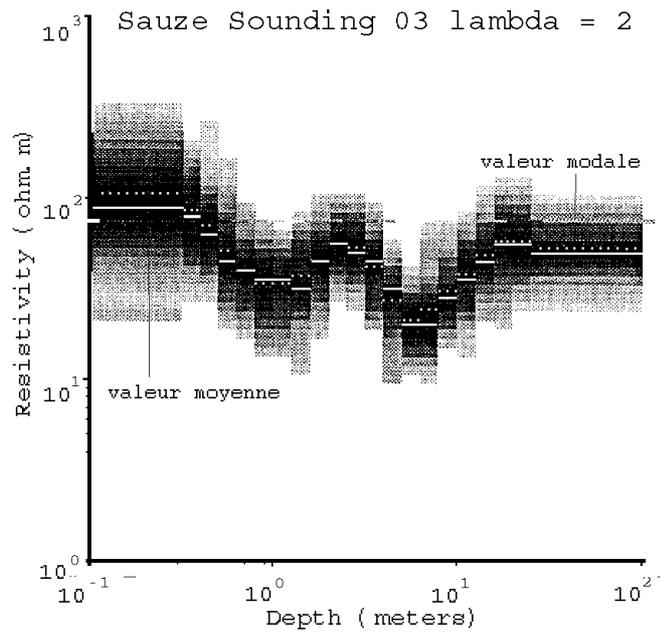
$$e^{-\sum_i -\lambda \left(\log \frac{\rho_k}{\rho_{k-1}}\right)^2 - \lambda \left(\log \frac{\rho_{k+1}}{\rho_k}\right)^2}$$

où  $\lambda$  est le facteur de lissage.

Le résultat du calcul de la loi dépendant du facteur de lissage  $\lambda$ , un choix judicieux s'avère utile. En effet, ce dernier doit être pris ni trop grand, ni trop petit. Etant trop petit, le résultat est trop chaotique, et étant trop grand il efface des détails significatifs. Dans les deux cas, il ne reflète pas la réalité. Pour choisir un facteur de lissage  $\lambda$ , des analyses bayésiennes sont réalisées sur des sondages sélectionnés pour une gamme de  $\lambda$  assez large. Les résultats de ces analyses bayésiennes sont testés. Une comparaison entre les lois de probabilités pour une couche des sondages testés, et pour les  $\lambda$  successifs est établie. Ces lois convergent vers une loi limite quand  $\lambda$  augmente. Un facteur de lissage convenable est un  $\lambda$  pris au début de la partie horizontale de la courbe de convergence. Cette partie horizontale traduit une stabilité des lois de probabilités. Cela se traduit sur la figure XX, où nous voyons que un facteur convenable minimal est 2.



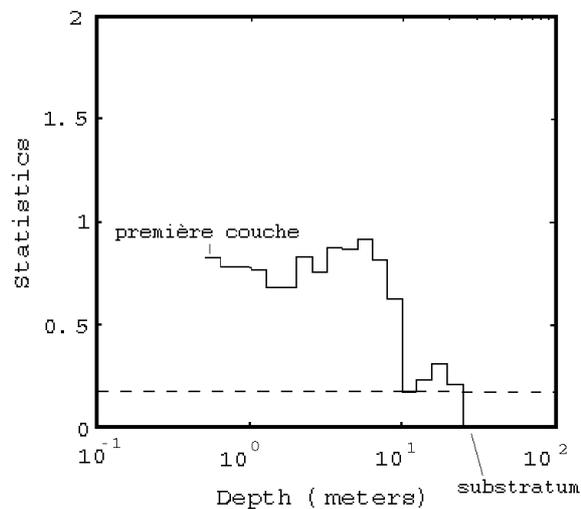
*Test sur le facteur de lissage*



### Analyse bayésienne d'un modèle multicouches

Le résultat principal de l'analyse Bayésienne est donné sous la forme d'un graphe représentant le profil de résistivités d'un sondage, ayant pour abscisse les distances  $AB/2$  et pour ordonnée les résistivités. Deux valeurs de résistivités sont indiquées: la valeur modale qui est la valeur la plus probable et la moyenne.

La profondeur du substratum est également évaluée à l'aide d'un test de Kolmogorov-Smirnov sur les résistivités. Ce test sur la profondeur du substratum détermine la limite supérieure du toit du substratum électrique. Le test détermine une couche  $n$  du modèle multicouche comme étant cette limite lorsque les données de la couche suivante  $n+1$  ne sont plus statistiquement différentes. Cette limite est l'interface de la première couche, comptée en partant du bas, statistiquement différente du substratum.



### Détermination du substratum électrique

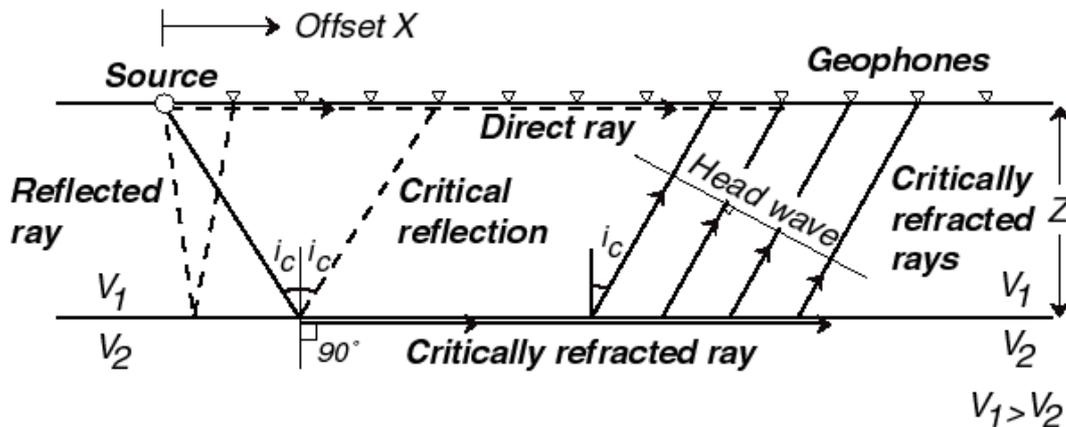
Elle ne représente néanmoins que la profondeur maximale du substratum électrique. La profondeur vraie peut être très inférieure à cette estimation.

## **ANNEXE 2**

### **THEORIE SISMIQUE**

## I. Classification des ondes sismiques

Si on émet une onde acoustique dans un milieu caractérisé par 2 vitesses  $V_1$  et  $V_2$ , l'angle d'incidence  $i$  des rayons sismiques avec la verticale varie entre 0 et  $\frac{\pi}{2}$ .



Si  $V_2 > V_1$ , il atteindra une valeur particulière  $i_c$  définie par  $i_c = \frac{V_1}{V_2}$  qu'on appelle angle limite ou angle d'incidence critique.

Si  $i = \frac{\pi}{2}$ , le rayon sismique se propage le long de la surface du sol : c'est l'onde ou **arrivée directe** qui précèdera toutes les autres.

Si  $i = i_c$ , le rayon transmis se propage le long du réflecteur et émet vers le haut des ondes réfractées dont les trajets font le même angle avec la verticale. On est dans le domaine de la **sismique réfraction**.

Nous nous intéressons au cas de la réfraction totale, c'est-à-dire au cas où l'angle d'émission  $i$  est égal à l'angle de réfraction critique  $i_c$ . La propagation des ondes acoustiques est régie par la loi de Snell-Descartes. Dans notre cas particulier, elle s'exprime comme suit :

$$\frac{\sin i_c}{\sin 90^\circ} = \frac{V_1}{V_2}$$

avec :

$i_c$ , l'angle de réfraction critique

$V_1$ , vitesse de la couche 1

$V_2$ , vitesse de la couche 2

D'où

$$\sin i_c = \frac{V_1}{V_2}$$

L'hypothèse première d'utilisation de la sismique réfraction est la vitesse croissante (ou la densité croissante) des milieux avec la profondeur. Si cette condition n'est pas remplie, certaines couches sont " invisibles ".

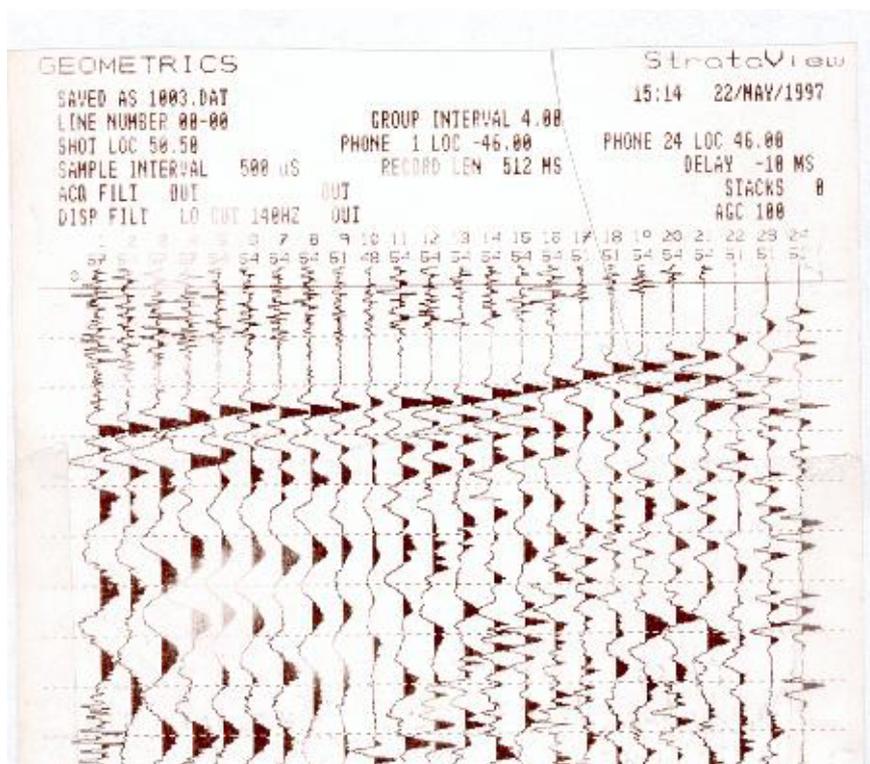
Le principe d'une telle méthode consiste à mesurer le temps de trajet souterrain d'une onde de compression engendrée par une source sismique en surface. L'arrivée des ondes est détectée par une série de récepteurs (géophones) placés à distance croissante par rapport à la source.

D'une manière générale, la sismique réfraction permet de connaître la densité d'un milieu et la vitesse de propagation des ondes P par l'intermédiaire de l'impédance acoustique Z (Z=densité \* vitesse).

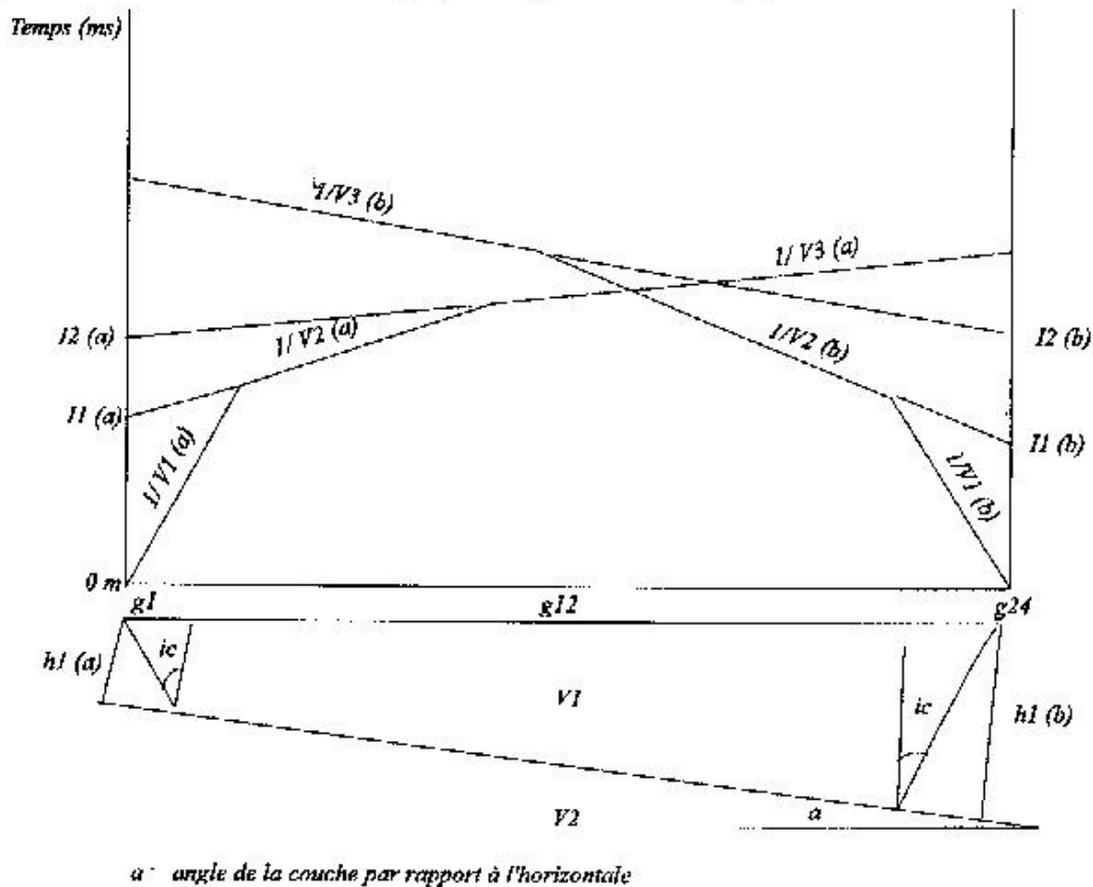
D'après Reynolds (1997), la vitesse des ondes réfractées dans un milieu argileux est comprise entre 1000 et 2500 m/s et la densité entre 1.6 et 2.6 Mg.m<sup>-3</sup>. Ces valeurs ne sont qu'indicatives et dépendent bien entendu de l'état (de fracturation, d'humidité, ...) du matériau.

## II. Protocole d'étude

- création d'ondes artificielles (point de tir) à l'aide de 100 ou 200 g de cordeau détonant enfoui à environ 1 m dans le sol.
- enregistrement des arrivées d'ondes aux géophones (récepteurs) à une distance croissante du point de tir.



- pointé des arrivées d'ondes manuellement ou assisté par ordinateur
- report des arrivées d'ondes sur un graphe temps-distance : traçage des hodochrones



- détermination des vitesses de propagation des ondes dans les différentes couches détectées en sachant que la vitesse est égale à l'inverse de la pente des hodochrones.
- détermination de l'angle critique (condition nécessaire pour que la propagation des ondes réfractées se fassent le long d'un interface) d'après la loi de Snell

$$\sin(i_c) = \frac{V_1}{V_2}$$

- et enfin, détermination de l'épaisseur des couches

$$h = \frac{I_1 * V_1}{2 \cos i_{12}}$$

avec :

- $h$  : l'épaisseur de la couche 1
- $I_1$  : le temps intercept de la couche 1
- $V_1$  : la vitesse de la couche 1

$\cos i_{12}$  : cosinus de l'angle critique entre la couche 1 et 2

$$h_2 = \frac{I_2 * V_2}{2 \cos i_{23}} - \frac{h_1 V_2 \cos i_{13}}{V_1 \cos i_{23}}$$

Avec :

$h_2$  : l'épaisseurs du second milieu

$I_2$  : le temps intercept du second milieu

$V_1$  : la vitesse du premier milieu

$V_2$  : la vitesse du second milieu

et  $i_{12}, i_{13}, i_{23}$  les angles d'incidence critiques entre le premier et le second milieu, entre le premier et le troisième et entre le second et le troisième.

## **ANNEXE 3**

### **PRINCIPAUX TYPES DE POLARISATION**

Ce type de polarisation est dû à la présence de minéraux non métalliques, des argiles essentiellement. Dans ce cas, le phénomène prédominant est la conduction électrolytique.

Les argiles, comme la plupart des minéraux ont des charges négatives sur leur surface et attirent les positives de l'électrolyte (eau d'imbibition) par adsorption. Lorsqu'on applique un courant, la circulation des ions dans le passage poreux va être perturbée par ces charges négatives et les ions positifs vont se mouvoir plus facilement que les ions négatifs de l'électrolyte. Ces derniers ont tendance à être repoussés par ceux des argiles. Après interruption du courant, les ions retournent à leur position initiale en un temps  $t$  ce qui provoque la décroissance de la tension.

Cet effet de polarisation s'accroît avec la dissémination des argiles, les surfaces de contact argiles-électrolyte étant plus nombreuses donc plus propices à l'effet de polarisation. L'augmentation de l'effet va également de pair avec l'augmentation de la taille des particules, la porosité, la capacité d'échange cationique (CEC), la teneur en eau, le degré de salinité et la température. L'effet de PP augmente également lorsque la fréquence diminue.

Cependant, l'amplitude de polarisation n'augmente pas régulièrement avec la concentration en minéraux argileux mais s'accroît jusqu'à une certaine valeur (Börner et al., 1996), puis décroît et varie. Cette variation est fonction du type d'argiles. Cet effet est le plus important en présence de montmorillonite (argiles gonflantes) et pour des teneurs maximales de 10 %.

## **Polarisation d'électrode**

Elle se produit principalement en présence de sulfures métalliques, de quelques oxydes et de graphite. Le principe est identique à celui de la polarisation de membrane, mais ici la conduction n'est plus seulement électrolytique mais également électronique.

Un minéral métallique se situant dans un passage poreux porte des charges superficielles positives sur une interface, et des charges négatives sur l'autre. Cela provoque une attraction des charges de l'électrolyte, ce qui provoque une électrolyse.

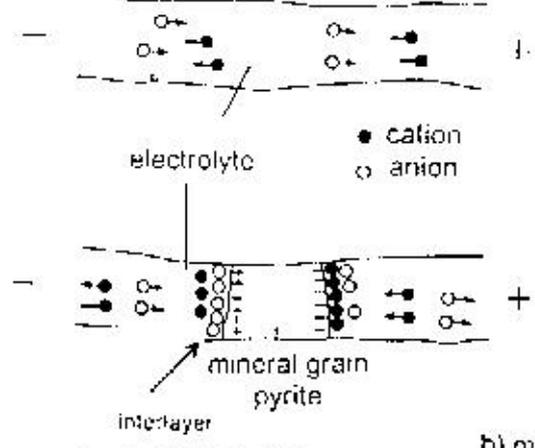
Lorsqu'on injecte un courant dans le milieu, il y a échange d'électrons entre le métal et les ions de l'eau d'imbibition. Il se produit donc une réaction chimique.

Cependant, tous les processus de transfert dans la réaction conducteur électrolytique-électronique ne se produisent pas à vitesses équivalentes. La vitesse de circulation la plus élevée se produit à travers le minéral. L'accumulation des ions au niveau des interfaces est maintenue constante par une tension extérieure. Lorsqu'on coupe le courant, la tension résiduelle décroît au fur et à mesure que les ions retournent à leur position initiale.

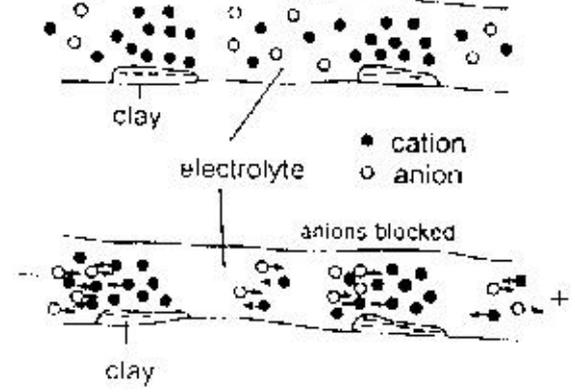
De même que pour la polarisation de membrane, l'amplitude du phénomène varie avec la concentration et la dissémination du minéral dans le milieu. Pour une concentration donnée, la polarisation décroît avec la porosité car la conduction s'effectue par un nombre croissant de passages alternés.

Elle sera donc plus importante dans une roche compacte que dans une roche poreuse. L'effet de PP diminue également avec l'augmentation de la fréquence.

a) electrode polarisation



b) membrane polarisation

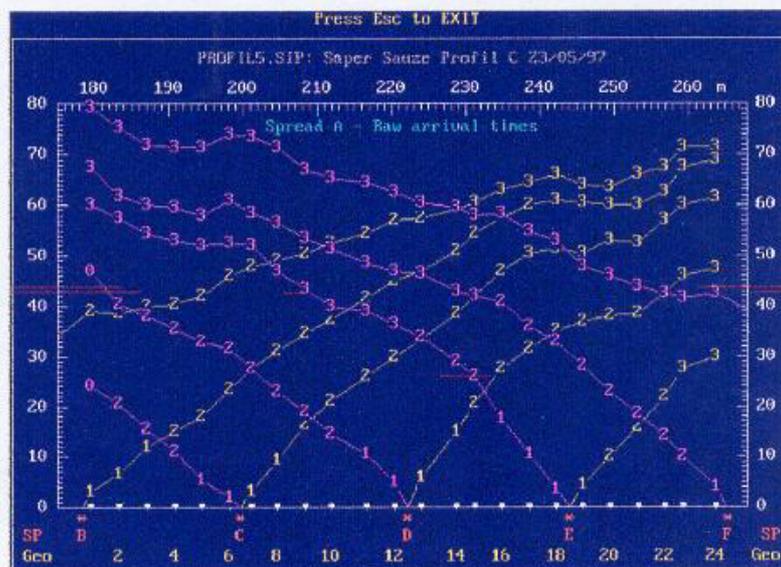
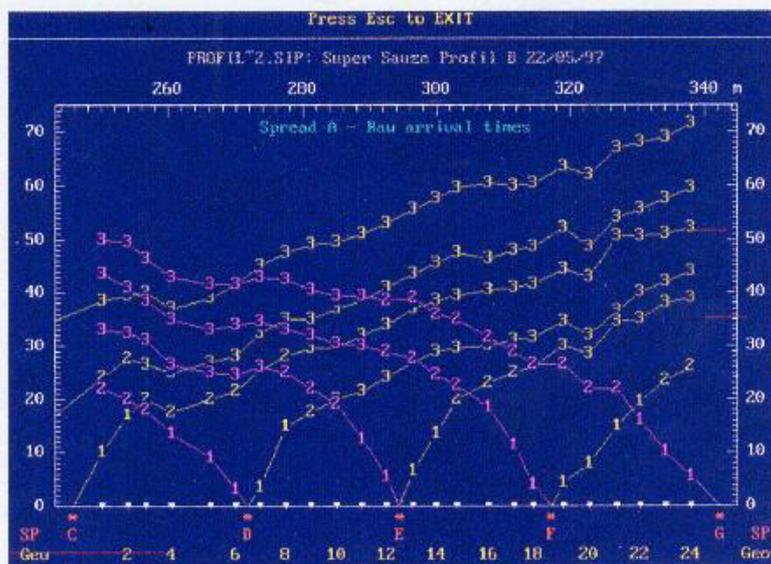




## **ANNEXE 4**

# **ANALYSE DES ENREGISTREMENTS SISMIQUES**

La première étape de l'analyse des enregistrements est constituée par le pointage des arrivées d'ondes. Ensuite, la seconde étape, la plus délicate dans l'interprétation, consiste à définir le type d'onde auquel appartient chacune des arrivées. Cette étape est représentée sur les figures suivantes pour l'ensemble des tirs (figurés par les lettres A à G) d'une même ligne. Les numéros 1, 2 et 3 correspondent respectivement à l'onde directe, la première réfractée et la seconde réfractée.



Rappelons qu'en milieu tabulaire (cf. partie 2), les arrivées d'ondes d'un enregistrement donné se situent sur des segments de droite successifs, séparés par des ruptures de pente et qu'à chaque segment correspond un type d'onde. De toute évidence dans le cas présent, les

arrivées d'ondes ne peuvent pas être alignées et les ruptures de pente ne sont pas nettes. Cela signifie, comme on le sait déjà, que le milieu est non tabulaire, ce que démontre également la dissymétrie des enregistrements. La non-tabularité est particulièrement marquée sur le transect B en raison des échines alleurantes. Les géophones 5 et 6 se situent directement sur l'échine 4, et le géophone 20 sur l'échine 6. Dans un milieu aussi complexe, la difficulté d'interprétation est double. Il s'agit de différencier deux types d'ondes dont les arrivées sont irrégulières. Pour ce faire, le processus de "phantoming" (superposition d'enregistrements provenant de tirs différents) est d'une aide précieuse, mais non suffisant en raison principalement de la variabilité latérale des vitesses de propagation des ondes au sein de la coulée. Cette variabilité existe au sein d'une même couche, mais provient également de la juxtaposition des échines et masses déplacées, ces deux milieux possédant des vitesses différentes bien entendu. Mais même si la localisation des échines est connue, elles ne peuvent pas être prises en compte dans le modèle. En effet, les logiciels de traitement (Winsism ou Sip) ne permettent pas de prendre en compte un modèle de terrain qui comprend l'interruption d'une couche.

Les figures illustrent parfaitement la difficulté précitée qui entraîne naturellement l'incertitude sur les paramètres des modèles résultant de l'interprétation des données.

## Table des figures :

Figure 1: Bassin morphodynamique de Barcelonnette .....	19
Figure 2 : carte tectonique du bassin de Barcelonnette tirée de la carte géologique .....	24
Figure 3 : Morphologie du bassin torrentiel de Super Sauze en 1956 (avant glissement) définie à partir de la photorestitution des photographies aériennes de l'IGN et emprise du glissement-coulée en 1999 (en gris). .....	28
Figure 4 : carte morphologique de la coulée de Super Sauze (état en 1999), d'après JP Malet et O. Maquaire ...	29
Figure 5 : Carte morphodynamique de Poche tirée de Manné et Schwinn (1998).....	31
Figure 6 : a : profil interprétatif du transect B ; b : profil interprétatif du transect C (tiré de Genêt et Malet, 1997 ; Malet, 1999).....	44
Figure 7: Représentation schématique des difficultés rencontrées sur le site.....	56
Figure 8 : Distribution des lignes de courant dans le sol d'un dispositif quadripôle.....	60
Figure 9 : Exemple d'interprétation d'un sondage électrique en quatre terrains.....	62
Figure 10 : exemple d'analyse bayésienne en multicouches.....	70
Figure 11 : résistivité verticale ( $\rho_v$ ) et résistivité horizontale ( $\rho_h$ ) d'un terrain stratifié (figure tirée de M. Descloîtres, 1998).....	72
Figure 12 : Schématisation du principe de fonctionnement de la méthode TDEM. D'après Descloîtres (1998) .	75
Figure 13 : exemple d'enregistrement TDEM brut (tension en fonction du temps).....	76
Figure 14 : exemple d'interprétation d'un sondage TDEM en 4 terrains. ....	78
Figure 15 : types de dispositifs TDEM. D'après Descloîtres (1998).....	79
Figure 16 : exemple de résultat TDEM sur la coulée avec une boucle d'émission de 40*40 m.....	82
Figure 17 : exemple d'enregistrement TDEM et analyse des différents points .....	86
Figure 18 : comparaison des tensions d'un enregistrement et du bruit de fond .....	87
Figure 19 : distribution du courant avec la profondeur en fonction des dipôles .....	93
Figure 20 : illustration des difficultés liées à la topographie pour l'EM31 .....	95
Figure 21 : dispositif sismique.....	99
Figure 22 : exemple d'enregistrements sismique après détermination du type d'onde. ....	101
Figure 23 : Effet Cole-Cole caractéristique de sulfures (pyrite).....	103
Figure 24 : minéralogie déterminée sur les échantillons analysés par Herrmann (1997) .....	118
Figure 25 : minéralogie déterminée sur les échantillons analysés dans le cadre de cette étude.....	119
Figure 26 : Diffractométrie d'un échantillon représentatif.....	121
Figure 27 : évolution de la porosité suivant la profondeur.....	123
Figure 28 : Evolution de la résistivité avec la profondeur : valeurs mesurées sur échantillons et calculées d'après les sondages el23 et el24.....	130
Figure 29 : Localisation des points de mesures de l'eau de la coulée.....	132
Figure 30 : Composition de l'eau (les numéros correspondent à ceux de la figure 29).....	133
Figure 31 : Comparaison de l'évolution de la porosité et de la résistivité suivant la profondeur .....	135
Figure 32 : Evolution de la composition minéralogique suivant la profondeur .....	135
Figure 33a : Schématisation du profil B.....	141
Figure 33b : Schématisation du profil C .....	141
Figure 34 : Localisation des points de mesures (sauf pour l'EM31) .....	143
Figure 35 : Localisation des points de mesures électriques avec référence des points correspondant .....	144
Figure 36 : Dispositif électrique .....	145
Figure 37 : Procédure de mise en œuvre du dispositif.....	146
Figure 38 : Lignes de mesures de la campagne électrique d'octobre 1997.....	147
Figure 39 : Localisation des points de mesures de la méthode TDEM.....	148
Figure 40 : dispositif TDEM azimutal .....	150
Figure 41 : Localisation des points de calage pour la cartographie Slingram.....	151
Figure 42 : Localisation des géophones et points de tirs sismiques.....	152
Figure 43 : Vue en plan schématique de la disposition des bobines au sol par rapport à l'échine 4. ....	156
Figure 44 : Superposition des réponses des enregistrements dans les quatre directions du sondage el05.....	156
Figure 45 : Superposition des réponses des enregistrements dans les quatre directions du sondage el17.....	157
Figure 46 : Sondages azimutaux du transect B.....	158
Figure 47 : modèle déterministe ajusté aux mesures du sondage électrique 11 (Schmutz et al., sous presse) .....	161
Figure 48 : Distribution de la profondeur maximale du substratum établie par un test statistique (Grandis et al., 1999 ; Schott et al., 1999).....	163
Figure 49 : matrice de sensibilité calculée avec le logiciel Res2Dinv.....	163
Figure 50 : Localisation des sondages électriques et de la carotte BV7 le long du profil B.....	165

Figure 51 : Interprétation 1D des mesures électriques acquises sur le transect B.....	166
Figure 52 : Interprétation 2D des données électriques acquises sur le transect B.....	169
Figure 53 : Localisation des points de mesures électriques sur le transect C ainsi que les forages IC1, CEP2 et CPZ1.....	170
Figure 54 : Interprétation 1D des données électriques acquises sur le transect C.....	171
Figure 55 : Interprétation 2D des données électriques acquises sur le transect C.....	173
Figure 56 : Localisation des lignes de mesures électriques parallèles.....	175
Figure 57 : Spatialisation des résultats de 4 profils obtenus par une interprétation des données électriques en 1D.....	176
Figure 58 : Spatialisation des résultats de 4 profils obtenus par une interprétation des données électriques en 2D.....	178
Figure 59 : Evolution temporelle de la coulée d'après l'interprétation électrique en 1D.....	180
Figure 60 : Evolution temporelle de la coulée d'après l'interprétation 2D des données électriques.....	181
Figure 61 : Sondage TDEM azimutal de l'extrémité ouest.....	184
Figure 62 : Sondage azimutal TDEM à 2 m de l'échine 4.....	185
Figure 63 : Interprétation 1D d'un sondage TDEM en nombre limité de couches (Schmutz et al., sous presse).....	186
Figure 64 : Interprétation des sondages azimutaux acquis sur le transect B.....	188
Figure 65 : Localisation des points de mesures TDEM, de la carotte BV7 et des forages.....	189
Figure 66 : interprétation 1D des mesures TDEM du transect B.....	190
Figure 67 : Interprétation 1D des données TDEM du transect C.....	192
Figure 68 : Interprétation 1D des mesures TDEM sur le transect C. Résultats représentés sous la bobine de réception (Schmutz et al., 1999).....	193
Figure 69 : Interprétation des points de sondages TDEM sur La Valette.....	194
Figure 70 : Localisation des sondages employés pour l'inversion jointe.....	197
Figure 71 : Inversion jointe d'un couple de sondages électrique-TDEM (Schmutz et al., 1999).....	198
Figure 72 : Résultats de l'interprétation jointe de 5 couples de sondages sur le transect C.....	200
Figure 73 : a) Cartographie des résistivités apparentes Slingram ; b) Carte morphologique de la coulée de Super Sauze.....	205
Figure 74 : Modèles sismiques obtenus.....	209

## Table des photographies:

Photo 1: exemple de sondage au vibro-percuteur.....	14
Photo 2: vue du bassin torrentiel de La Goutta (orientation sud).....	20
Photo 3: marnes litées et altérées en alternance avec des bancs calcaires. Vue nord-sud sur le flanc est de la coulée de Super Sauze.....	22
Photo 4 : Vue aérienne S/N de La Valette.....	33
Photo 5 : Vue N/S aérienne du glissement-coulée de Super Sauze datant de 1992 (avec l'autorisation de D. Weber).....	36
Photo 6 : vue W/E du replat supérieur du glissement-coulée de Super Sauze.....	37
Photo 7 : vue S/N du transect E (replat inférieur).....	37
Photo 8 : bloc en voie de désagrégation de la coulée de Super Sauze (JP Malet).....	40
Photo 9 : pénétromètre dynamique lourd installé sur la coulée.....	42
Photo 10 : Emetteur-récepteur électrique Syscal R1 (Iris Instruments).....	67
Photo 11 : récepteur Protem 47 (Geonics Ltd.).....	81
Photo 12 : bobine de réception hautes fréquences.....	81
Photo 13 : Echantillon agrandi 500 fois : visualisation du réseau poral.....	124
Photo 14 : agrandissement à 4000 fois.....	125
Photo 15 : agrandissement à 50 fois.....	125
Photo 16 : pyrite cubique (5000 fois).....	125
Photo 17 : pyrite framboïdale et minéraux lourds (rétrodiffusé, 1000 fois).....	125
Photo 18 : grain de calcite avec placage d'argiles (6500 fois).....	126
Photo 19 : Oxydes de fer (MET).....	127
Photo 20 : Pyrite (MET).....	127
Photo 21 : Rutile mâclé (MET).....	128
Photo 22 : diagramme caractéristique des argiles.....	128

## Liste des tableaux :

Tableau 1 : caractéristiques morphométriques des trois glissements-coulées.....	27
Tableau 2 : Répartition des forages et essais sur le glissement-coulée de Super Sauze (état en novembre 1999).	43
Tableau 3 : Les principales caractéristiques géomécaniques des différentes couches .....	46
Tableau 4 : Caractéristiques géophysiques des formations dans le bassin de Barcelonnette.....	52
<a href="#">Tableau 5 : Récapitulatif des méthodes employées, du type de source, des grandeur et paramètres mesurés.....</a>	<a href="#">57</a>
Tableau 6 : comparaison des dispositifs Wenner, Schlumberger, dipôle-dipôle et pôle-pôle (d'après Reynolds, 1997, puis complété) .....	66
Tableau 7 : Récapitulatif des paramètres d'acquisition .....	85
Tableau 8 : Comparaison des résultats obtenus par les deux versions de Temix .....	91
Tableau 9 : Effet de la position des électrodes à l'infini sur un modèle à 2 terrains .....	96
Tableau 10 : Profondeur de prélèvement des échantillons .....	112
Tableau 11 : résultats de la polarisation provoquée dans le domaine fréquentiel des échantillons analysés par Börner F. ....	112
Tableau 12 : résultats de la polarisation provoquée dans le domaine fréquentiel des échantillons analysés par Weller A.....	113
Tableau 13 : Localisation, profondeur et type d'analyses réalisées sur les échantillons .....	116
Tableau 14 : Minéralogie des échantillons analysés par Hermann (1997).....	117
Tableau 15 : Minéralogie des échantillons analysés dans le cadre de ce travail .....	118
Tableau 16 : Résistivité mesurée sur les échantillons analysés au LTHE.....	129
Tableau 17 : Résistivités mesurées sur les échantillons analysés par Börner F. ....	130
Tableau 18 : Récapitulatif des campagnes.....	153
Tableau 19 : Caractéristiques du modèle d'interprétation jointe obtenu.....	<a href="#">202</a>
Tableau 20 : Vitesses sismiques moyennes déterminées les couches des lignes sismiques .....	210