Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 80 (1987)

Heft: 3

Artikel: Etude VLF-R du remplissage quaternaire de la Vallée de Gastern (Alpes Bernoises, Suisse)

Autor: Fischer, Gaston / Schinegg, Pierre-A. / Ma, Ji

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-166025

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 16.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Eclogae geol. Helv.	Vol. 80	Nr. 3	Pages 773–787	Bâle, décembre 1987

Etude VLF-R du remplissage quaternaire de la Vallée de Gastern (Alpes Bernoises, Suisse)

Par GASTON FISCHER[1]), PIERRE-A. SCHNEGG[1]), JI MA[1]), IMRE MÜLLER[3]) et MARTIN BURKHARD[2])

RÉSUMÉ

Une étude VLF-R du remplissage quaternaire de la Vallée de Gastern suggère que cette vallée est surcreusée, c.-à-d. que son verrou aval est formé de roche en place et non pas d'un amoncellement d'éboulis. Les deux arguments en faveur de cette thèse sont les résistivités VLF-R très élevées qu'on observe dans le verrou et la gradation de ces résistivités dans le remplissage quaternaire. Cette gradation implique un granoclassement du remplissage. Dans la partie amont de la vallée on a de gros galets, mais à mesure qu'on descend vers le verrou les graviers deviennent de plus en plus fins. C'est la distribution qu'on doit s'attendre à trouver lorsqu'un lac s'est comblé graduellement avec des matériaux amenés par un torrent de montagne provenant du fond de la vallée.

ZUSAMMENFASSUNG

Eine VLF-R Studie der Quartärfüllung des Gasterntals deutet darauf hin, dass es sich um ein glazial übertieftes Tal handelt, dessen Ausgang von einem Kar-Riegel gebildet wird. Nach dem Rückzug des Gletschers hätte sich ein See gebildet, der nach und nach wieder zugeschüttet wurde. Zwei Gründe sprechen für diese Theorie. Erstens sind die VLF-R Widerstände in der engen Klus am Talausgang sehr hoch, was auf einen Felsriegel hindeutet. Zweitens wurde entlang der Talachse eine deutliche Änderung des spezifischen Widerstandes der Quartärfüllung festgestellt. Am oberen Ende ist der Widerstand hoch, was sich mit der Grobkörnigkeit der Sedimente erklären lässt. Talwärts nehmen die Widerstände fortlaufend ab, bedingt durch eine feiner und feiner werdende Quartärfüllung, um erst kurz vor dem Schluchteingang abrupt anzusteigen. Die Verhältnisse entsprechen jenen, welche man in einem zugeschütteten Bergsee erwarten würde.

ABSTRACT

A VLF-R study of the quaternary fill of the Gastern Valley suggests that this is an over-deepened valley, closed at its lower entrance with hard rock, the valley having been formed by glacial erosion during glacial periods. After the retreat of the ice a lake was left behind which then gradually filled with drift. Two arguments speak in favor of this thesis. The first is provided by the very high VLF-R resistivities observed in the narrow entrance gorge. The second is given by the gradation of these resistivities along the axis of the valley. At the top end the resistivities are very high, suggesting a fill consisting of big stones and coarse pebbles. Moving down, the resistivities continually decrease, indicating that the fill is becoming finer and finer. The resistivity only shoots up again right at the entrance to the gorge. This behaviour is precisely what one would expect when a lake has filled gradually with material brought in at the upper end by a mountain torrent.

[1]) Observatoire Cantonal, CH–2000 Neuchâtel.
[2]) Institut de Géologie, CH–2000 Neuchâtel.
[3]) Centre d'Hydrogéologie, CH–2000 Neuchâtel.

1. Introduction

Le tracé prévu initialement pour le profil ouest du Projet National Suisse (PN-20W) remontait la vallée de la Kander. Il suivait ensuite le Gasterntal (voir la Fig. 1) pour traverser le Lötschenpass et rejoindre le Rhône à Gampel/Steg. L'accès au Gasterntal n'étant pas possible pour les gros camions de vibrosismique, nous avons pensé qu'une étude de cette vallée par des méthodes d'induction électromagnétique pourrait être utile au PN-20W. Entre-temps le tracé prévu pour le PN-20W a été déplacé au Simmental et au Col du Rawil.

D'autres raisons militent cependant en faveur d'une étude de la Vallée de Gastern. Depuis la fameuse catastrophe de 1908, lors du percement du tunnel du Lötschberg (voir p. ex. HEIM 1908) qui coûta la vie de 24 ouvriers, une controverse géologique a pris naissance autour de la question de savoir si le Gasterntal est une vallée ouverte ou non. HEIM (1908), prétextant de la catastrophe précitée, a pris très nettement position en faveur d'une vallée ouverte, dont la sortie en cluse a tout simplement été bouchée par un amoncellement de gros éboulis. Effectivement, depuis l'altitude de 1450 m on ne voit nulle part la Kander couler sur de la roche en place, même dans la cluse étroite qui ne mesure par endroits qu'environ 30 m de large d'une paroi à l'autre. Cette situation laisse donc ouverte la question de savoir s'il s'agit d'une gorge profonde remplie d'éboulis, c'est-à-dire d'une vallée ouverte, ou d'un verrou de roche en place caché sous quelques

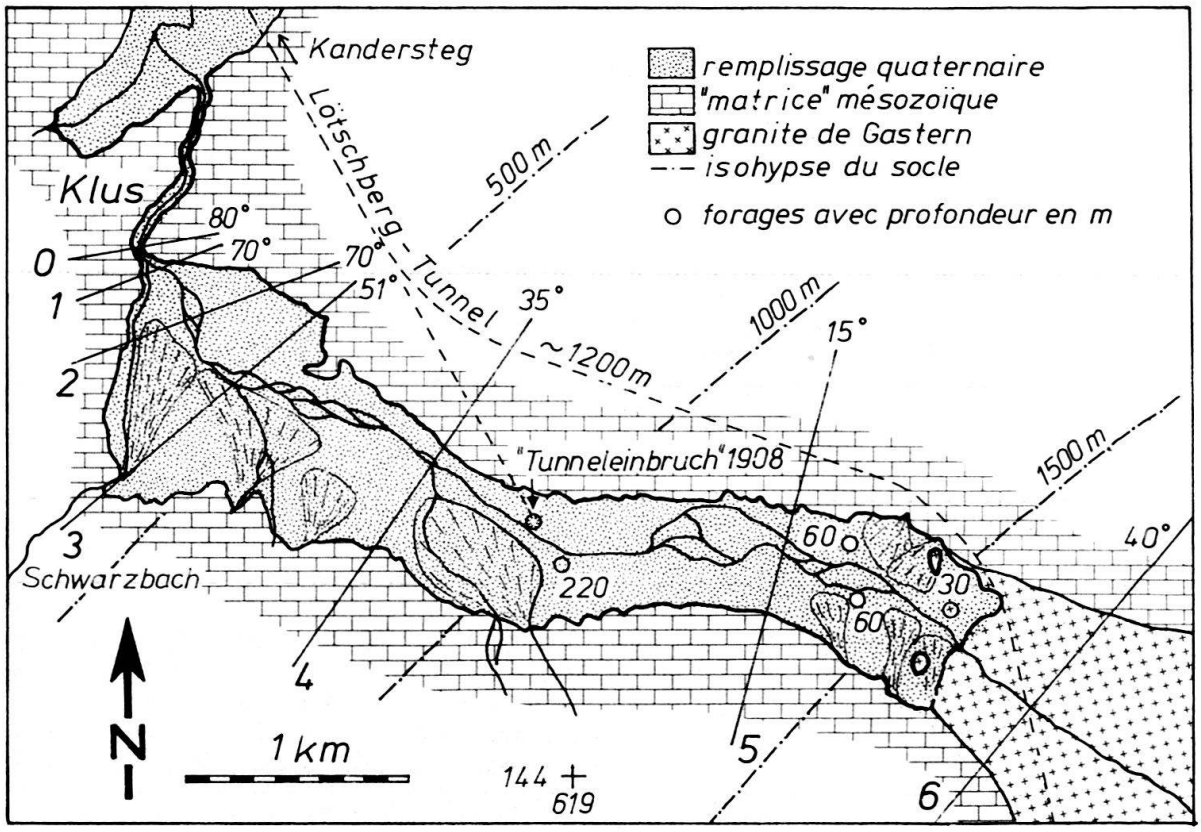

Fig. 1. Plan de situation de la Vallée de Gastern dans sa partie inférieure selon FURRER et al. (1956), et HÜGI et al. (1985). Notre étude porte sur les 7 profils indiqués et sur quelques profils additionnels mentionnés dans le texte et les Fig. 3 à 5. Pour les forages on donne la profondeur. Celui de 30 m est le seul qui a permis d'atteindre la roche en place, à cet endroit le granite de Gastern (HÜGI et al. 1986).

gros blocs ou cailloux amoncelés, soit d'une vallée qui aurait été surcreusée par les glaciers.

Notre premier objectif n'était pas de décider si oui ou non la Vallée de Gastern est effectivement surcreusée, mais nous espérions pouvoir établir quelques coupes tranversales en forme de profils bi-dimensionnels (2-D) sur la base d'un certain nombre de sondages audio-magnétotelluriques naturels ou AMT (voir KELLER & FRISCHKNECHT 1966) ou faisant appel à des signaux artificiels [CSAMT, pour «controlled source audio-magnetotellurics» (voir p. ex. SCHNEGG & FISCHER 1984, et FISCHER & SCHNEGG 1986), et VLF-R (very low frequency – resistivity sounding), qui sera présenté à la Sec. 3]. Ces coupes devaient faciliter l'analyse des données sismiques du PN-20W. Comme nous le verrons plus bas, plusieurs raisons se sont opposées à nos desseins et nous ont contraints à modifier nos projets. En particulier l'importance des effets topographiques sur le

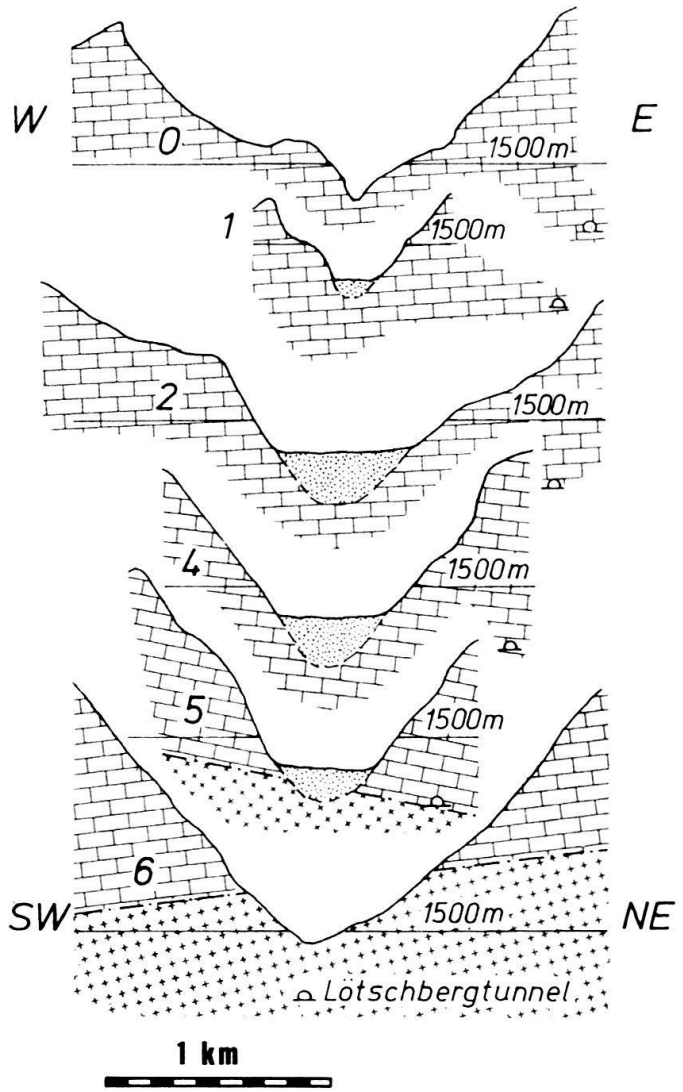

Fig. 2. Section de six profils de la Fig. 1, sans exagération verticale. Le pendage apparent des couches mésozoïques est indiqué schématiquement, parallèlement à l'interface granite-sédimentaire. Sur les profils 4 et 5 la profondeur du remplissage quaternaire dépasse celle qui est indiquée, alors qu'elle est certainement moindre au profil no 2. On note que le tunnel du chemin de fer est toujours proche de la surface.

comportement électromagnétique est devenue évidente; il s'est avéré que ces effets peuvent avoir une grande influence sur les observations (FISCHER 1986, WANNAMAKER et al. 1986) et qu'il est nécessaire d'en tenir compte aux endroits les plus resserrés d'une vallée.

2. Moyens mis en œuvre

Notre attention se portait sur le remplissage quaternaire, c'est-à-dire sur les graviers non consolidés et saturés d'eau qui remplissent le fond de la vallée. Nous nous attendions à une sorte d'auge remplie de matériaux de très faible résistivité ($\rho_1 = 10$ à $50\ \Omega$m) et creusée dans des calcaires, schistes et granites très isolants ($\rho_2 = 10^3$ à $10^4\ \Omega$m). Les forages qui suivirent l'accident de 1908 garantissaient une épaisseur d'au moins 220 m pour le remplissage conducteur (voir la Fig. 1). Aux périodes T de 1.25 ms, les plus courtes de notre équipement AMT, nous escomptions avoir une profondeur de pénétration, ou profondeur de peau,

$$\delta \approx \tfrac{1}{2}\sqrt{\rho_1 T} \tag{1}$$

(avec ρ_1 en Ωm et T en secondes cette équation donne δ en km) de l'ordre de 100 m, donc inférieure à l'épaisseur maximale du remplissage. Ce que nous avons trouvé est une résistivité ρ_1 qui dépasse d'un ordre de grandeur les 10–50 Ωm prévus, variant d'environ 100 à 1000 Ωm. Ces résistivités élevées suggèrent un remplissage quaternaire formé de graviers assez gros et saturé d'une eau peu minéralisée. Notre profondeur d'investigation minimale dépassait alors l'interface que nous espérions localiser et l'AMT naturelle devenait inopérante pour le but que nous nous étions fixé initialement.

La structure du remplissage quaternaire étant devenue inaccessible à notre première méthode d'investigation, on pouvait cependant espérer que l'AMT fournirait des renseignements sur la structure à plus grande profondeur. Cela est certainement vrai en principe, mais deux facteurs rendent l'interprétation des données de terrain difficile. Le premier concerne les effets de la topographie très accidentée. Le second se rapporte aux perturbations causées par la ligne de chemin de fer du Lötschberg. Comme on le voit dans les coupes de la figure 2, le tunnel ferroviaire n'est enfoui qu'à moins de 300 m dans la roche résistive compacte. Comme tous les tunnels ferroviaires, celui du Lötschberg accuse une légère pente pour assurer l'évacuation des infiltrations d'eau. En général plusieurs trains circulent simultanément dans le tunnel de sorte qu'il est toujours source de puissants signaux de 16 2/3 Hz. On ne peut donc pas être trop surpris de trouver, à la surface du sol au Gasterntal, des champs perturbateurs à cette fréquence avec des amplitudes qui atteignent 1 V/km. Un tel niveau de perturbations rend totalement impossible les sondages au moyen de signaux AMT naturels, dont l'amplitude se situe typiquement aux alentours de 10 mV/km.

Nous avons aussi essayé de mettre en œuvre notre méthode de sondage CSAMT (voir SCHNEGG & FISCHER 1984, et FISCHER & SCHNEGG 1986). Ici encore, les périodes trop longues et les effets topographiques nous ont empêchés d'obtenir des résultats utilisables. Nous nous sommes alors tournés vers une autre méthode artificielle, le VLF-R, qui fait appel à des radio-balises ou des émetteurs de radio-navigation au voisinage de 16 kHz. A ces fréquences, élevées pour ce type d'utilisation, on ne peut sonder les dépôts de gravier dans la Vallée de Gastern que jusqu'à des profondeurs de 100 m environ, mais on n'est

plus guère gêné par les perturbations à 16 2/3 Hz des chemins de fer et là où la vallée atteint une largeur de plusieurs profondeurs de peau (cf. l'équation (1)] les effets topographiques peuvent être négligés (FISCHER 1986, WANNAMAKER et al. 1986).

3. Les méthodes MT, AMT et VLF-R

La méthode de sondage désignée par le sigle VLF-R est une extension de la méthode magnétotellurique ou MT, proposée d'abord par TIKHONOV (1950) et CAGNIARD (1953). Cette méthode bien connue est décrite dans de nombreux manuels (voir p. ex. KELLER & FRISCHKNECHT 1966) et fait appel aux variations naturelles H(t) du champ magnétique terrestre en fonction du temps t. Le sol étant un conducteur, une variation du champ primaire H_o à la période T y induit des courants, et donc aussi des champs électriques E(T). Ces courants électriques produisent un champ magnétique secondaire, dont l'effet est de renforcer le champ primaire au-dessus du sol (milieu d'incidence). Dans le sol (milieu de transmission) le champ secondaire vient annuler le champ primaire sur une distance de l'ordre de la profondeur de pénétration δ, donnée par l'équation (1) pour un sous-sol de résistivité uniforme ρ_1. Pour un tel sous-sol homogène, la relation entre l'amplitude E(T) du champ électrique et celle $B(T) = \mu_o H(T)$ de l'induction magnétique, peut être représentée sous la forme pratique suivante:

$$\rho_1 = 0.2\ T \left| \frac{E(T)}{B(T)} \right|^2 , \tag{2}$$

où T est donné en secondes, E(T) en mV/km et B(T) en nT. Dans cette situation simple on observe aussi que les champs E(T) et B(T) sont orientés perpendiculairement l'un à l'autre et que E(T) accuse une avance en phase de $\pi/4 = 45°$ par rapport à B(T).

Lorsque le sous-sol n'est pas uniforme, la relation entre E(T) et B(T) est de nature tensorielle et complexe: ces champs ne sont généralement plus exactement orthogonaux et le déphasage peut s'écarter de 45°. L'interprétation des mesures peut alors s'avérer très difficile. Il existe toutefois deux géométries qui se laissent encore traiter avec une relative facilité. Ce sont les structures mono-dimensionnelles ou tabulaires (1-D) et bi-dimensionnelles (2-D). Dans le cas 1-D les champs E(T) et B(T) sont encore orthogonaux et de leurs amplitudes on peut construire une *résistivité apparente* $\rho_a(T)$, selon le modèle de l'équation (2):

$$\rho_a(T) = 0.2\ T \left| \frac{E(T)}{B(T)} \right|^2 \tag{3}$$

De même, on détermine leur phase relative $\Phi(T)$. Ayant acquis un jeu de données $\rho_a(T)$ et $\Phi(T)$ pour différentes périodes T, on doit alors aborder le problème de l'inversion géophysique pour trouver un modèle tabulaire satisfaisant aux données. On peut considérer que le problème magnétotellurique mono-dimensionnel (MT/1-D) est aujourd'hui bien compris (voir p. ex. FISCHER et al. 1981, et FISCHER & LE QUANG 1981 et 1982). Avant de poursuivre nous attirons encore l'attention du lecteur sur l'équation (3). La résistivité apparente magnétotellurique $\rho_a(T)$ qu'elle définit, n'a rien à voir avec d'autres résistivités apparentes peut-être mieux connues du géologue, telles que les résistivités apparentes de

Schlumberger et Wenner, $\rho_a(d)$, qui sont fonctions, non pas d'une période T ou fréquence $f = 1/T$, mais de séparations d entre des électrodes d'injection de courant.

Le problème magnétotellurique 2-D est naturellement plus compliqué que le problème 1-D; mais si on mesure E(T) et B(T) dans les deux directions des axes principaux, c'est-à-dire selon l'axe de la structure (ou «strike») et selon le profil transversal, alors les champs corrélés sont encore orthogonaux. Prenant E(T) selon le strike et B(T) selon le profil on a la configuration de *polarisation E* et à l'inverse, la *polarisation H* signifie que B(T) et E(T) sont mesurés respectivement selon strike et profil. On en dérive donc des résistivités apparentes $\rho_E(T)$ et $\rho_H(T)$ ainsi que des phases $\Phi_E(T)$ et $\Phi_H(T)$. Leur interprétation devra se faire à l'aide d'un modèle de structure conductive bi-dimensionnelle. Grâce à d'importants progrès récents, on peut maintenant dire que le problème MT/2-D est assez bien contrôlé (voir p.ex. SCHNEGG et al. 1986 et 1987).

La méthode AMT (audio-magnétotellurique) ne se distingue pas de la méthode MT, si ce n'est par le domaine des fréquences ou périodes. On admet, un peu arbitrairement, que la MT comprend les périodes plus longues qu'une seconde. L'AMT, par contre, couvre essentiellement les fréquences audibles, en fait de 1 HZ à environ 20 kHz. Comme l'indique l'équation (1), dans un milieu uniforme de 100 Ωm de résistivité, l'AMT permet de sonder de 35 m à 5 km, tandis qu'avec la MT on peut en principe atteindre la base de la croûte ou de la lithosphère, où la résistivité chutera forcément à de très petites valeurs.

Au lieu de travailler avec des signaux naturels, c'est-à-dire avec les variations aléatoires du champ magnétique terrestre, la méthode VLF-R fait appel aux signaux artificiels d'émetteurs de radio dans la bande VLF, de 3 à 30 kHz (voir p.ex. FISCHER et al. 1983). Comme nous le verrons plus bas, nous avons étendu cette méthode à des fréquences plus élevées, jusqu'à 250 kHz environ, soit bien au-delà de la bande VLF proprement dite. Avec cette méthode on dispose presque toujours de signaux beaucoup plus forts que les signaux naturels, mais ces signaux sont polarisés. En général E(T) est voisin de la direction de l'émetteur et B(T) lui est approximativement orthogonal. Lors des mesures pratiques on oriente une bobine captrice de manière à recevoir le plus fort signal B(T) possible et on mesure E(T) à angle droit; on ne cherche donc pas à identifier la direction exacte de E(T). Pour une structure 1-D cette façon de procéder donne la même information que la méthode MT, bien qu'à des périodes beaucoup plus courtes. Lorsque la structure est 2-D on n'a pas, habituellement, des émetteurs alignés parfaitement dans l'axe structural ou l'axe du profil, de sorte que la méthode VLF-R ne fournit par l'information tensorielle complète de la structure, même à une seule fréquence. Cette limitation dans les directions de polarisation, ainsi que la limitation encore plus fréquente à des mesures dans une seule bande de fréquences, sont très restrictives pour la méthode VLF-R. Mais nous avons démontré ailleurs (FISCHER et al. 1983), et nous verrons plus bas, que les avantages de cette méthode sont sa rapidité de mise en œuvre; dans certains cas la multiplicité des mesures sur un profil peut compenser l'indigence de l'information obtenue en chaque point isolément.

Pour compléter cette présentation de la méthode VLF-R on mentionnera aussi la règle pratique, mais non parfaitement rigoureuse, des utilisateurs. Lorsqu'on mesure une phase très proche de 45° on admet que la résistivité du sous-sol est homogène, égale à celle obtenue par l'équation (2), jusqu'à des profondeurs qui dépassent un peu la valeur donnée par l'équation (1). Si la phase s'élève au-dessus de 45°, alors la résistivité diminue avec la profondeur et la valeur qu'on obtient par l'équation (3) est intermédiaire entre

celle des couches de surface et des strates plus profondes. Une résistivité croissante avec la profondeur se signale par une phase inférieure à 45°, avec toujours une résistivité moyenne donnée par l'équation (3). La figure 5 donne une idée des écarts de phase auxquels on doit s'attendre.

4. Présentation de nos mesures de VLF-R

Dans la bande de 16 kHz deux émetteurs étaient à disposition pour nos mesures. Le premier, étant situé exactement dans la direction du nord, permettait donc des mesures avec le champ électrique dans cette direction et le champ magnétique sur l'axe E–W (cf. FISCHER et al. 1983). Sur le profil 0, orienté N80°E, cela correspond à un écart de 10° de la polarisation E, où le champ électrique serait exactement dans la direction du strike géologique. Le second émetteur se trouvant dans la direction N100°W correspondait, sur le profil 0, à une orientation de pure polarisation H (soit champ magnétique dans la direction du strike).

En terrain peu accidenté et lorsque la structure est approximativement tabulaire, on doit trouver une résistivité apparente ρ_a à peu près isotrope, c'est-à-dire indépendante de la direction de l'émetteur. On aurait donc non seulement $\rho_E \approx \rho_H$, mais on devrait obtenir le même résultat pour tout azimuth qui ne serait pas aligné selon les polarisations E ou H. C'est bien ce que nous avons trouvé sur la partie centrale de tous les profils 2 à 5.7. Cette constatation signifie aussi que les effets topographiques sont effectivement négligeables au voisinage du milieu de tous ces profils. Sur les profils 0 à 1.5 et sur le profil 6, par contre, ces effets topographiques deviennent plus importants.

Comme nous le verrons plus bas, la résistivité des graviers diminue progressivement lorsqu'on s'approche de l'embouchure de la vallée, de sorte que la profondeur de peau calculée par l'équation (1) diminue elle aussi. Au profil 2, p.ex., avec une résistivité apparente d'environ 150 Ωm selon le tableau 1, elle ne vaut que 50 m environ, alors que la largeur du fond de vallée est d'environ 600 m. Au profil 0, par contre, cette largeur ne vaut plus que 30 m et les effets topographiques y sont alors importants. Dans cette situation FISCHER (1986) (voir aussi WANNAMAKER et al. 1986) a montré que la résistivité apparente en polarisation E, soit ρ_E, devrait être inférieure à celle des matériaux du fond de vallée. Au contraire, en polarisation H la résistivité apparente ρ_H devrait être plus grande ou du même ordre que celle des matériaux proches de la surface. Ce comportement se comprend assez aisément: En polarisation H les courants électriques doivent passer d'un flanc à l'autre en contournant le fond de la vallée, où ils sont donc concentrés. Cela y augmente E(T), et donc aussi ρ_H(T), selon l'équation (3). En polarisation E, par contre, les courants s'écoulent parallèlement aux flancs de la vallée. Dans le fond de l'échancrure ils sont atténués, ce qui réduit E(T) et aussi ρ_E(T). Dans les deux géométries B(T) n'est cependant guère affecté. Les valeurs observées sur le profil 0, soit 680 Ωm $\leq \rho_H \leq$ 4800 Ωm et 2600 Ωm $\leq \rho_E \leq$ 8600 Ωm, peuvent donc très bien s'expliquer par la résistivité de 3000 Ωm de la roche en place. Nous avons cependant admis un petit remplissage d'alluvions, afin de rendre compte d'une phase observée, Φ = 20°–40°, qui est systématiquement inférieure aux 45° caractéristiques d'un soubassement uniforme. Ceci explique les valeurs reportées au tableau 1 pour le profil 0. Nous verrons plus bas qu'il est peu probable que la forte diminution de phase soit causée par les effets topographiques. Au profil 6 la vallée n'est pas très resserrée, mais la résistivité élevée conduit à une augmentation de la profondeur

Tableau 1: *Observations VLF-R à 16 kHz au centre des profils de la figure 1. $\rho \pm \Delta\rho$ est la résistivité apparente VLF-R et Φ la phase correspondante. La répartition des phases observées n'étant pas aussi symétrique que celle des résistivités, nous en donnons le domaine de dispersion et la valeur moyenne.*

Profil no	Distance [m]	ρ [Ωm]	$\Delta\rho$ [Ωm]	Φ [°]	$\Delta\Phi$ [°]
0	0	2000	1000	31	20-40
1	200	1000	300	25	20-30
1.5	250	180	50	32	30-40
2	550	150	40	23	20-35
3	1000	250	60	33	30-40
4	1950	350	150	45	42-50
5	3650	750	200	45	43-51
5.5	4150	1800	800	36	26-45
5.7	4650	1500	500	31	25-36
6	5250	1000	400	35	30-40

de peau et fait réapparaître les effets de topographie. En evaluant de façon semblable à ce qui a été fait au profil 0 les mesures VLF-R exécutées vers le milieu des profils 1, 1.5 et 6, on peut estimer les résistivités apparentes qu'on observerait dans la partie médiane de tous les profils en l'absence d'effet topographique. Ce sont ces valeurs médianes qui sont reportées au tableau 1.

Les phases indiquées au tableau 1 sont simplement celles que nous avons observées. Pour l'instant nous n'avons pas encore pu élucider leur comportement face aux effets topographiques, mais comme nous venons de le dire, les résultats consignés dans le tableau 1 suggèrent que la phase n'est pas très sensible à ces effets.

5. Discussions des résultats

Ce qui frappe immédiatement lorsqu'on considère les données du tableau 1 et les diagrammes correspondants des figures 3 et 4, c'est la progression des résistivités apparentes. A l'embouchure de la vallée, dans le verrou supposé, on enregistre des valeurs élevées de l'ordre de 2000 Ωm; mais la résistivité apparente tombe de façon abrupte au niveau de 150 Ωm seulement juste derrière le verrou. De là elle remonte très graduellement vers des valeurs voisines de 2000 Ωm lorsqu'on s'approche du seuil où affleurent les granites, entre les profils 5.5 et 5.7 (Fig. 4).

En plus des mesures VLF-R à 16 kHz nous avons exécuté des mesures similaires à des fréquences plus élevées au milieu de tous les profils 0, 1, 2, 5, 5.5, 5.7 et 6, y compris un site intermédiaire 0.5, afin d'obtenir une information sur la distribution de la résistivité en fonction de la profondeur. Nous avons trouvé des stations émettrices, disponibles de façon intermittente, aux fréquences de 20, 45, 60, 74, 183, 218 et 236 kHz, avec toujours de 3 à 5 fréquences par site. Ces données ont permis une modélisation mono-dimensionnelle (Fischer & Le Quang 1981) préliminaire à chacun de ces huit sites, dans le but de déterminer la profondeur approximative de la roche en place. A tous ces sites, la modélisation mono-dimensionnelle suggère un passage aux résistivités élevées à des profondeurs très faibles, inférieures à 30 m. Aux profils 0, 0.5 et 1 ces profondeurs ne sont respectivement que de 3, 5 et 12 m.

Tenant compte de ces résultats préliminaires, nous avons alors construit un *profil longitudinal* suivant le centre de la vallée, et nous avons cherché à modéliser toutes les résistivités apparentes à 16 kHz du tableau 1. Dans ce but nous avons utilisé la méthode numérique des différences finies de Brewitt-Taylor & Weaver (1976) pour calculer le

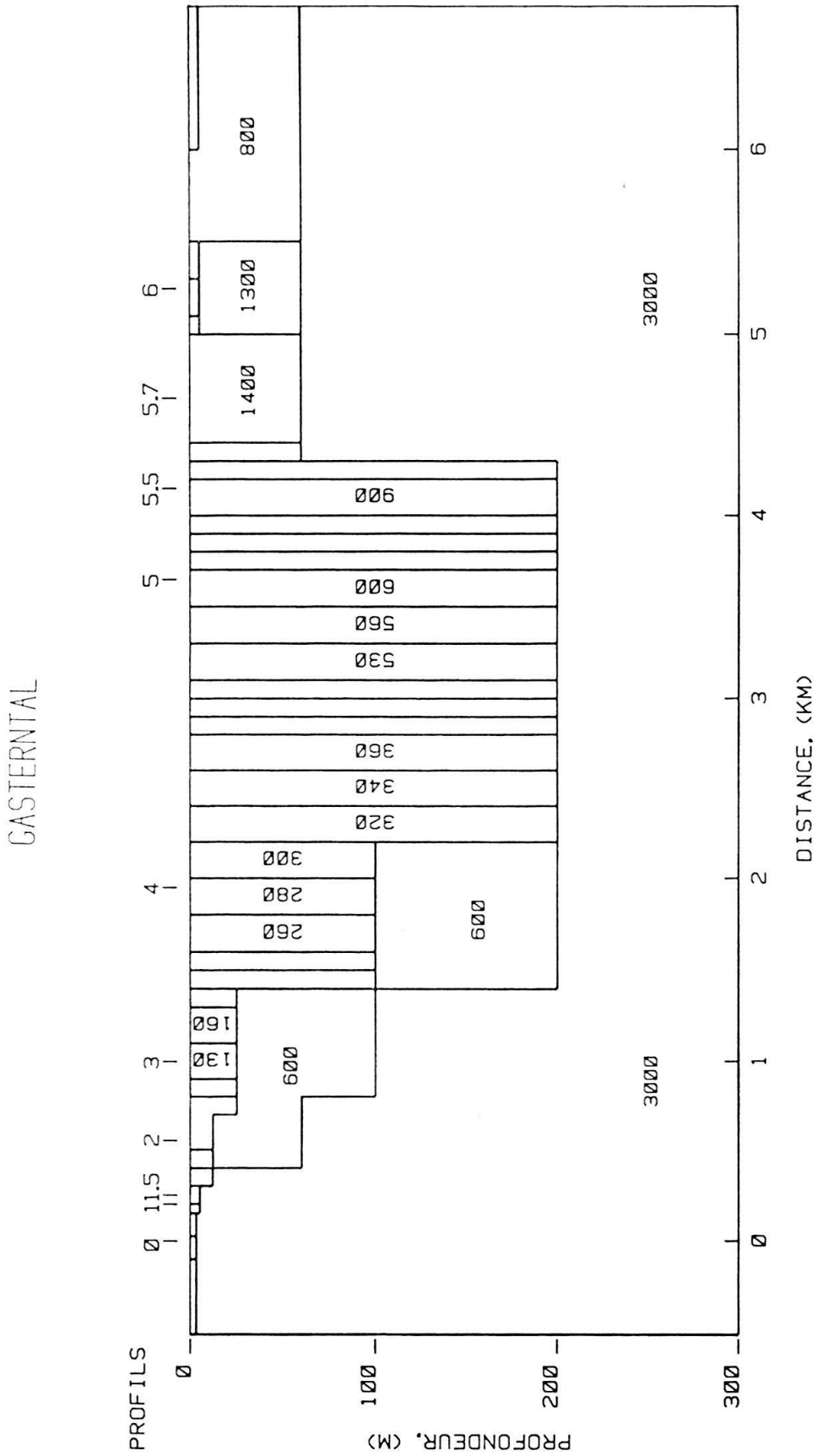

Fig. 3. Modèle bi-dimensionnel construit pour rendre compte des mesures VLF-R sur le profil longitudinal par le milieu de la Vallée de Gastern. L'exagération verticale est ici d'un facteur de 10. Dans la réalité ce profil est incurvé et en légère pente. Dans notre modèle les petits domaines de remplissage quaternaire ont, de la gauche vers la droite, les résistivités ρ_1 suivantes données en Ω m: 260, 240, 200, 180, 160, 120, 100, 85, 100, 130, 160, 180, 200, 240, 260, ..., 360, 400, 450, 500, 530, 560, 600, 650, 700, 750, 900, 1000, 1200, 1400, 1200, 1000, 900, 800, 700. Afin de fixer les valeurs aux limites latérales, le modèle s'étend jusqu'à une distance de 15 km à gauche de l'origine (profil 0) et 30 km à sa droite avec une matrice uniforme de 3000 Ω m. A la profondeur de 5 km sous la surface le modèle est borné par un conducteur parfait, cela n'a aucune incidence sur les résultats, mais limite le temps de calcul. Le comportement électromagnétique de ce modèle dans un champ inducteur à 16 kHz est représenté par les courbes des Fig. 4 et 5. Dans ces figures les points sont les valeurs mesurées.

comportement inductif d'un modèle bi-dimensionnel, avec quelques améliorations récentes de WEAVER et al. (1985). Notre modèle initial comportait de grands domaines uniformes, basé qu'il était sur les modèles mono-dimensionnels que nous venons de décrire. Si ce modèle rendait bien compte des mesures obtenues à chacun des profils transverses, il conduisait à une suite de paliers reliés entre eux par d'inacceptables et violentes variations de la résistivité apparente. Ces variations positives ou négatives étaient une conséquence des changements abrupts de la résistivité d'un domaine aux domaines voisins. De toute évidence une variation plus progressive de la résistivité le long du profil s'imposait, selon le modèle de la figure 3. Après quelques ajustements nous avons abouti au modèle de cette figure 3, qui rend très bien compte des valeurs observées de la résistivité apparente (Fig. 4) et de la phase (Fig. 5). Il vaut la peine de signaler le très bon accord obtenu aussi pour la phase, dont nous n'avons pas tenu compte lors de la recherche du modèle. Cela indique, d'une part, que nos phases sont très cohérentes avec les résistivités apparentes et, d'autre part, qu'elles sont effectivement peu affectées par les effets topographiques.

Les deux points les plus marquants du modèle de la figure 3 sont la distribution des résistivités de ce qui correspond au remplissage du fond de la Vallée de Gastern et le profil topographique de ce fond de vallée. Il faut noter ici que nos estimations de profondeur ne sont valables que jusqu'à une cote d'environ 100 m ou un peu plus, qui correspond à la profondeur de pénétration d'une formation de 600 Ωm à 16 kHz. Le niveau de 200 m choisi pour la partie centrale, entre 1.3 et 4.2 km le long de l'axe du profil longitudinal, est donc tout à fait arbitraire. On sait, de par les forages mentionnés à la figure 1, que l'épaisseur des graviers dépasse 220 m entre les profils 4 et 5. Ce qui est certain, par contre, est qu'on a les résistivités de la roche en place à quelque trois mètres au plus au-dessous du profil 0 et à cinq mètres environ sous les profils 1 et 1.5. Au profil 2 il y a une transition vers des matériaux de 600 Ωm à 12 m de profondeur environ, alors que la roche en place serait plutôt à 60 m de la surface.

6. La vallée de Gastern est-elle surcreusée?

Deux arguments permettent de donner une réponse affirmative à la question posée. Le premier se rapporte aux mesures de VLF-R faites dans l'embouchure même de la vallée (profils 0 et 0.5), qui suggèrent une résistivité élevée à quelques mètres sous la surface du sol.

Le second argument est basé sur la distribution des résistivités selon l'axe de la vallée. Admettons qu'à la fin de la dernière glaciation la Vallée de Gastern se soit présentée comme une vallée surcreusée et que les glaces y aient entièrement nettoyé le fond rocheux de tout dépôt de graviers; le verrou de roche en place assure donc l'existence d'un petit lac. L'apport principal en eau et en débris solides provient du Kanderfirn et des glaciers latéraux, par le fond de la vallée. Dès que cette eau arrive dans le petit lac de Gastern les débris les plus gros se déposent immédiatement. Les particules qui sont un peu plus fines se déposent plus tard, plus en aval; les toutes fines restent près du verrou ou sont même charriées vers la plaine. Le point important est que dans l'axe de la vallée on s'attend à trouver, si la vallée est effectivement surcreusée, une suite de dépôts quaternaires avec un important granoclassement: des matériaux grossiers dans la partie amont de la vallée et des matériaux toujours plus fins en direction du verrou. Il est bien connu que pour un dépôt saturé d'eau la résistivité électrique est en général fortement liée à la granulométrie;

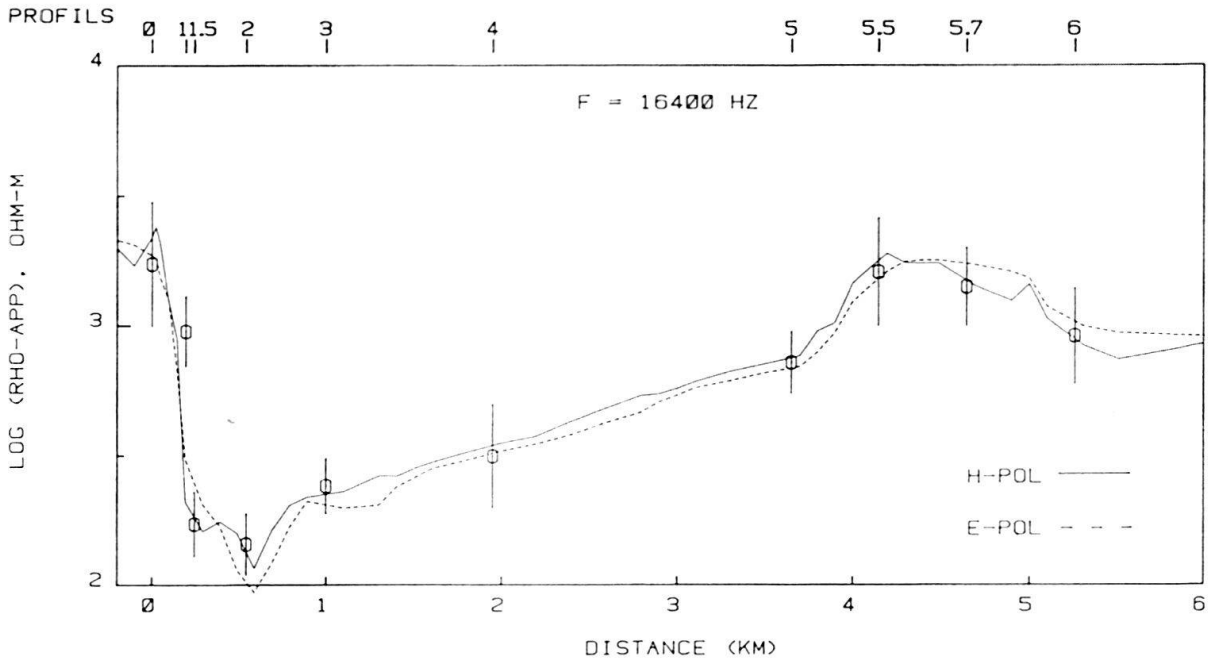

Fig. 4. Résistivités apparentes VLF-R mesurées sur le profil longitudinal par le centre de la Vallée de Gastern (voir la Fig. 1). Les points sont les valeurs moyennes et les barres verticales donnent la dispersion. Les résistivités apparentes mesurées sont à la base du modèle de la Fig. 3 et ces deux courbes en décrivent la réponse calculée en polarisations E et H. Vu les dimensions du modèle les deux polarisations ont un comportement presque identique. L'accord entre valeurs mesurées et calculées est excellent et suggère que le modèle de la Fig. 3 est réaliste.

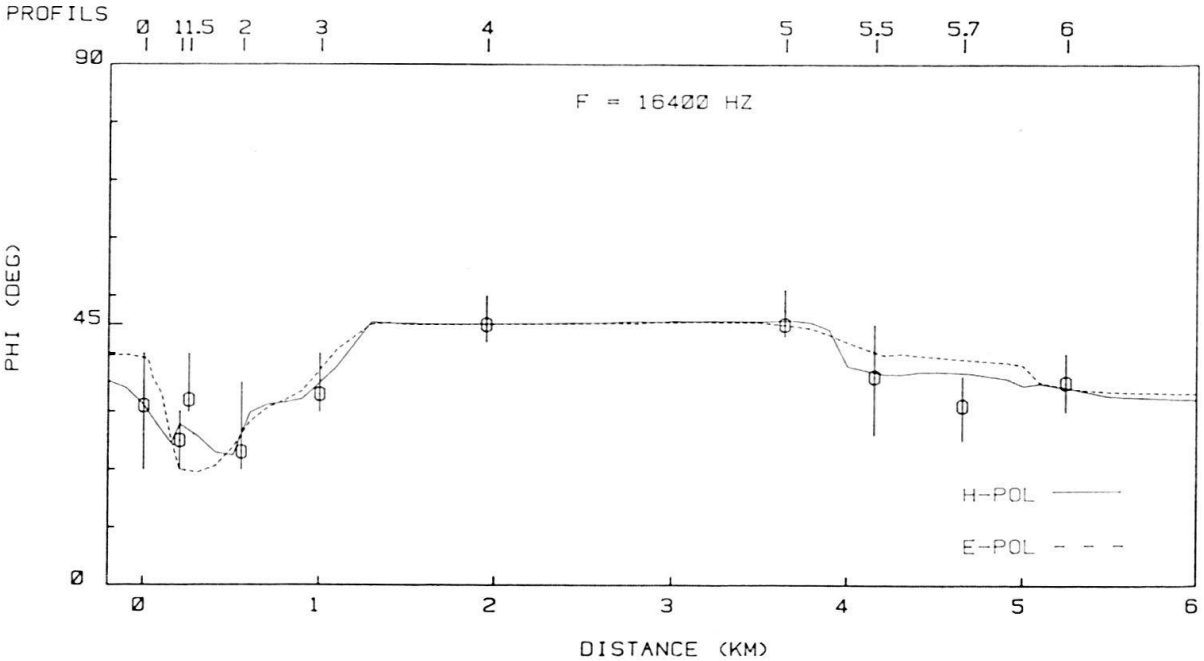

Fig. 5. Comparaison entre phases VLF-R mesurées et calculées sur le profil longitudinal au centre de la Vallée de Gastern. Les points sont les valeurs moyennes et les barres verticales donnent la dispersion. Les deux courbes décrivent le comportement calculé du modèle de la Fig. 3 en polarisations E et H. Vu les dimensions du modèle les deux polarisations ont un comportement presque identique. L'accord entre valeurs mesurées et calculées est excellent et suggère que le modèle de la Fig. 3 est réaliste.

on a une résistivité élevée si les grains sont gros et une résistivité plus basse si les grains sont fins; en effet, la minéralisation de l'eau est généralement d'autant plus forte que les grains sont plus fins. La figure 3 indique clairement que l'on a une importante augmentation de la résistivité ρ_1 lorsqu'on remonte la vallée depuis son verrou.

Il est évident qu'on aurait aussi obtenu cette gradation si une vallée ouverte s'était très tôt fermée par remplissage avec des éboulis ou par un éboulement dans la gorge. Mais dans ce cas, un barrage se serait tout de même formé progressivement, avec retenue dans la zone même du barrage de dépôts fins et on n'observerait pas, aux profils 0 et 0.5, les résistivités élevées que nous y avons mesurées.

Au contraire, en l'absence de verrou, la vallée se serait remplie progressivement depuis le fond avec des galets. Les suspensions plus fines auraient toutes été entraînées par la rivière et il n'y aurait guère de gradient de résistivité selon l'axe de la vallée.

Bien que le modèle de la figure 3 rende fort bien compte des résistivités et phases observées et qu'il paraisse être en bon accord avec le postulat que la vallée de Gastern est une vallée surcreusée, ce modèle est trop simpliste. Si un lac initial s'était rempli progressivement de graviers et sables avec un vaste spectre de grosseurs de grains, la gradation finale des résistivités ne serait sûrement pas constituée de lamelles parfaitement verticales. Mais il s'agit-là de détails: au gradient horizontal généralisé de la granulométrie se superpose partout un gradient vertical. On peut aussi supposer que les formations de 600 Ωm au bas de la vallée proviennent des cônes de déjection indiqués à proximité du profil 3 dans la figure 1. En particulier le Schwarzbach venant de la Gemmi pourrait fort bien avoir amené des graviers assez grossiers pour expliquer de telles formations plus résistives. Le verrou de granite au profil 5.7 explique les formations superficielles moins résistives au profil 6 et au-delà. Tous ces arguments nous ont amenés à proposer une structure de vallée fermée, selon l'esquisse de la figure 6.

D'autres questions pourraient encore être posées, pour lesquelles on peut quelquefois proposer des réponses. A la suite des études sismiques des lacs périalpins (FINCKH et al. 1984), on aimerait savoir si tout le remplissage quaternaire de la Vallée de Gastern a été déposé après la dernière glaciation (Würm), ou s'il est en partie antérieur. Dans cette éventualité il serait composé d'une partie inférieure ancienne, compactée par les glaciations récentes, et d'une partie jeune non compactée. L'accident de 1908 est peu favorable à cette thèse. L'inventaire des matériaux projetés dans le tunnel lors de l'effondrement catastrophique a été fait soigneusement par HEIM (1908) et ces matériaux ne semblent aucunement avoir été compactés. Cela revient à dire que les glaciers du Würm n'auraient eu aucune peine à excaver ce remplissage et à le charrier au loin. Cela est très certainement vrai, non seulement jusqu'au niveau du tunnel (−170 m), mais encore jusqu'au fond du forage à 220 m de profondeur indiqué à la figure 1. Même si la glaciation du Würm a été moins extrême que celle du Riss, le Gasterntal a probablement été nettoyé de tous dépôts anciens, jusqu'à la roche en place, par les glaciers du Würm.

Nos conclusions étant basées sur des mesures de résistivité électrique, on pourrait émettre l'avis que ces résistivités sont sensibles au contenu en eau, donc dépendantes du niveau de la nappe phréatique, et peut-être aussi des impuretés dissoutes dans l'eau. Pour ce qui est du niveau de la nappe phréatique on peut affirmer sans hésitation que celui-ci est toujours très proche du niveau du sol. Non seulement le fond de la vallée est-il souvent inondé, mais HEIM (1908) rapporte qu'après la catastrophe du tunnel un petit lac en forme d'entonnoir s'est immédiatement créé au-dessus du point d'effondrement, le niveau du lac

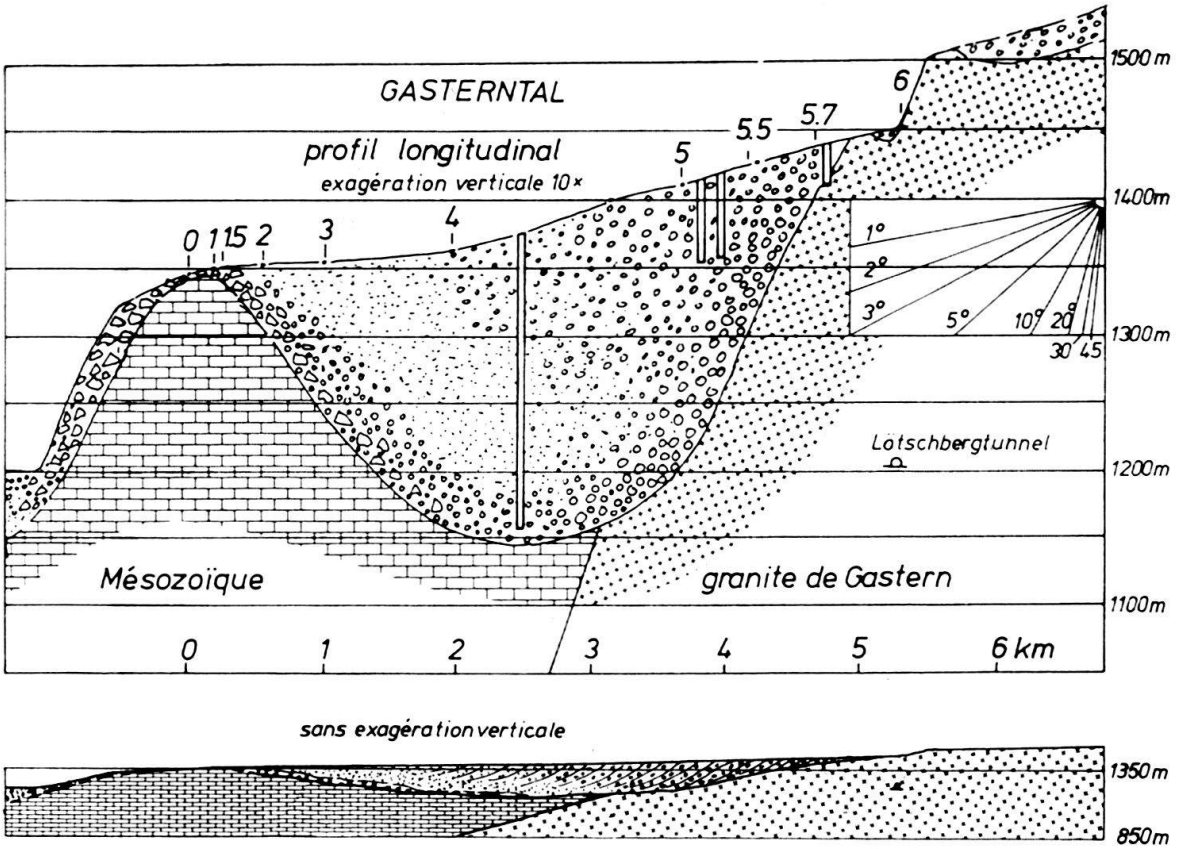

Fig. 6 (a) Profil longitudinal du Gasterntal avec et sans exagération verticale. Cette figure représente une interprétation géologique du modèle géophysique de la Fig. 3, dont le tracé est le même, sans cependant tenir compte de la topographie du niveau actuel de la vallée. Dans le petit rectangle à droite quelques lignes, tirées à 1, 2, 3, 5, 10, 20, 30 et 45° permettent d'apprécier les pendages réels malgré l'exagération. On a projeté sur le profil les forages qui ne se situent pas exactement sur son tracé. Le remplissage quaternaire grossier dans la partie amont (droite) serait dû à un delta de la Kander, celui en aval (gauche) au delta du Schwarzbach. (b) Même profil sans exagération verticale.

n'étant qu'à un mètre au-dessous de celui du sol. De fait, ces observations viennent renforcer la thèse d'une vallée fermée par un verrou de roche en place. D'autre part on retiendra aussi que nos résistivités apparentes ne seraient guère influencées, même par des variations importantes du niveau de la nappe phréatique. Il est bien connu, en effet, qu'à moins *d'assécher complètement* une formation poreuse, sa résistivité ne dépend guère de sa teneur exacte en eau, si cette eau est pure. De plus, nos couples de mesure, $\rho_a(T)$ et $\Phi(T)$, donnent une valeur moyenne de la résistivité au voisinage de la profondeur de peau [équation (1)] et par la phase elles donnent une information sur le niveau de l'interface où l'on doit s'attendre à trouver un changement important de résistivité. Ce niveau est presque partout beaucoup plus profond que celui de la nappe phréatique.

Quant à l'hypothèse de changements de résistivité causés par des impuretés en solution, nous pouvons répéter nos observations. Les résistivités enregistrées pour le remplissage quaternaire du Gasterntal sont partout élevées et indiquent donc que l'eau qu'ils contiennent est remarquablement pure et donc peu minéralisée. La diminution progressive de résistivité, lorsqu'on descend la vallée, s'explique par un affinement de la granulométrie et peut-être aussi par une augmentation de la minéralisation. Ces deux effets vont souvent de pair, mais ils indiquent alors que le verrou de la vallée retient efficacement

l'eau et lui assure le très long temps de résidence nécessaire à l'augmentation de la minéralisation. A notre avis on peut exclure dans cette région une augmentation de la conductivité électrique par des impuretés organiques.

6. Conclusions

Une étude par la technique VLF-R du Gasterntal a révélé que le remplissage quaternaire de cette vallée accuse un important gradient longitudinal. Les premiers dépôts dans la partie amont sont très résistifs, de l'ordre de 1000 Ωm, et paraissent constitués en majeure partie de gros blocs et galets. A mesure qu'on se déplace vers l'aval, la résistivité diminue progressivement et s'accorde ainsi avec l'observation de surface que les graviers deviennent plus fins. C'est à 500 m derrière le verrou de la vallée que la résistivité du remplissage est la plus faible, atteignant 85 Ωm environ. Plus près du verrou la résistivité du remplissage augmente. On constate aussi que le soubassement résistif, que nous assimilons avec le fond de la vallée, c'est-à-dire avec la roche en place, remonte de façon abrupte, passant de quelques 60 m de profondeur à 500 m du verrou à seulement 5 m juste derrière le verrou et au plus 3 m dans le verrou lui-même. Entre les profils 4 et 5 la roche en place est à plus de 200 m de la surface. Ces constatations nous incitent à dire que le Gasterntal est une vallée surcreusée qui est effectivement verrouillée à l'aval par de la roche en place.

Remerciements

Les auteurs remercient leurs institutions ainsi que le Fonds National Suisse de la Recherche Scientifique et la Commission de Géophysique de la Société Helvétique des Sciences Naturelles pour leur soutien financier.

BIBLIOGRAPHIE

BREWITT-TAYLOR, C. R., & WEAVER, J. T. (1976): On the Finite Difference Solution of Two-Dimensional Induction Problems. – Geophysical J. Royal Astron. Soc. (London) *47*, 375–396.

CAGNIARD, L. (1953): Basic Theory of the Magnetotelluric Method of Geophysical Prospecting. – Geophysics *18*, 605–635.

FINCKH, P., KELTS, K., & LAMBERT, A. (1984): Seismic Stratigraphy and Bedrock Forms in Perialpine Lakes. – Bull. Geol. Soc. Amer. *95*, 1118–1128.

FISCHER, G. (1986): Ein Topographischer Effekt bei MT, AMT und VLF Messungen. – Protokoll Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung, Bergisch-Gladbach, März 1986, pp. 289–294.

FISCHER, G., SCHNEGG, P.-A., PEGUIRON, M., & LE QUANG, B. V. (1981): An analytic One-Dimensional Magnetotelluric Inversion Scheme. – Geophysical J. Royal Astron. Soc. (London) *67*, 257–278.

FISCHER, G., & LE QUANG, B. V. (1981): Topography and Minimization of the Standard Deviation in One-Dimensional Magnetotelluric Modelling. – Geophysical J. Royal Astron. Soc. (London) *67*, 279–292.

— (1982): Parameter Trade-Off in One-Dimensional Magnetotelluric Modelling. – J. Geophysics *51*, 206–215.

FISCHER, G., LE QUANG, B. V., & MÜLLER, I. (1983): VLF Ground Surveys, a Powerful Tool for the Study of Shallow Two-Dimensional Structures. – Geophysical Prospecting *31*, 977–991.

FISCHER, G., & SCHNEGG, P.-A. (1986): Modelling Active Audio-Magnetotelluric Data. – J. Geophysics *59*, 49–55.

FURRER, H., BADOUX, H., HUBER, K., & TAVEL, V. H. (1956): Atlas Géol. Suisse 1:25000, feuille 32 Gemmi. – Comm. Géol. Suisse.

HEIM, A. (1908): Beweist der Einbruch im Lötschbergtunnel Glaciale Übertiefung des Gasterntales? – Vjschr. natf. Ges. Zürich *53*, 471–480.

HÜGI, TH., LEDERMANN, H., SCHLÄPPI, E., COLLET, L. W., FREY, M., & PAREJAS, E. (1985): Atlas Géol. Suisse 1:25000, feuille 82 Lötschental. – Comm. Géol. Suisse.

KELLER, G. V., & FRISCHKNECHT, F. C. (1966): Electrical Methods in Geophysical Prospecting. – Pergamon Press, Oxford.

SCHNEGG, P.-A., & FISCHER, G. (1984): A New Pulsed Audiomagnetotelluric Technique. – J. Geophysics *55*, 191–198.

SCHNEGG, P.-A., FISCHER, G., LE QUANG, B. V., & WEAVER, J. T. (1986): Investigation of a Buried Vertical Fault with Natural and Controlled Source AMT. – Annales Geophysicae *4B*, 139–144.

SCHNEGG, P.-A., FISCHER, G., LE QUANG, B. V., & RANIERI, G. (1987): A Magnetotelluric Study in the Campidano Graben of Sardinia. – J. Geophysics *61*, 30–38.

TIKHONOV, A. N. (1950): De l'étude des propriétés électriques des strates profondes de la croûte terrestre (en russe). – Dokl. Acad. Nauk, SSSR *73*, 295–297.

WANNAMAKER, P. E., STODT, J. A., & RIJO, L. (1986): Two-Dimensional Topographic Responses in Magnetotellurics Modeled Using Finite Elements. – Geophysics *51*, 2131–2144.

WEAVER, J. T., LE QUANG, B. V., & FISCHER, G. (1985): A Comparison of Analytical and Numerical Results for a Two-Dimensional Control Model in Electromagnetic Induction. I. B-Polarization Calculations. – Geophysical J. Royal Astron. Soc. (London) *82*, 263–278.

Manuscrit reçu le 24 décembre 1986
Révision acceptée le 19 juillet 1987