

P.-A. Schnegg¹, G. Fischer¹, M. Burkhard² und I. Müller²

1) Observatoire Cantonal, CH-2000 Neuchâtel, Schweiz

2) Institut de Géologie, CH-2000 Neuchâtel, Schweiz

VLF Studie eines engen Alpentaales

1. Einführung

Die Untersuchung der oberen Kruste entlang zweier Alpenprofile, den sog. Ost- und Westtraversen, steht im Rahmen des schweiz. nationalen Forschungsprojektes Nr. 20 (NP-20). Ursprünglich folgte die Westtraverse der Kander und führte somit oberhalb Kandersteg in das Gasterntal (siehe Fig. 1). Von dort sollte über den Lötschenpass das Rhonetal bei Gampel erreicht werden. Der Zugang zum Gasterntal ist jedoch für die grossen und schweren Fahrzeuge der Vibroseismik nicht möglich. Wir dachten deshalb, dass eine Studie des Gasterntales mittels elektromagnetischen Methoden die entstehende Datenlücke zu einem gewissen Grade auffüllen könnte. Inzwischen ist aber die Westtraverse auf das Simmental und den Rawilpass verlegt worden.

Es gibt jedoch weitere Gründe das Gasterntal mit elektromagnetischen Methoden zu untersuchen. Nach der fürchterlichen Katastrophe von 1908, während des Tunnelbaues (siehe z.B. Heim 1908), bei der die Quartärfüllung des Tales angefahren, und in der Folge 24 Arbeiter verschüttet wurden, ist in der Schweiz eine geologische Kontroverse entstanden über die Frage ob das Gasterntal ein durch die Gletscher übertieftes Tal sei, oder nicht. Heim glaubt die Katastrophe als Beweis anführen zu können, dass das Gasterntal ein offenes Tal sei, welches in der Klus lediglich durch Blöcke und Geröll zugeschüttet wurde. Die These von Heim hat sicher nicht all diejenigen überzeugt, die sich für diese Frage interessieren, und entgegen den Behauptungen von Heim deutet die visuelle Betrachtung der Ortsbeschaffenheit doch eher auf eine Talsperre, die aus anstehendem Fels besteht als auf Gehängeschutt.

Vorerst bestand unser Ziel nicht darin, die Frage zu beantworten ob das Gasterntal übertieft ist oder nicht. Wir wollten einige Talquerschnitte, in der Form von zwei-dimensionalen (2-D) Profilen

untersuchen, um über die Talfüllung Aufschluss zu erhalten. Unser Hauptziel war der breitere mittlere Talabschnitt, etwa zwischen den Profilen 2 und 5 (Fig. 1), und nicht die Talmündung und die Klus, wo wir schwierige 3-D Probleme erwarteten. Wir wollten die Audiomagnetotellurik (AMT) im Bereich von 1 bis 1000 Hz einsetzen, was sich aber aus zwei unerwarteten Gründen als unmöglich erwies. Diese Gründe wollen wir im folgenden Abschnitt näher beschreiben.

2. Der hohe Widerstand der Talfüllung und seine Konsequenzen

Wie oben erwähnt war unser Hauptziel die Untersuchung der quartären Talfüllung. Wir stellten uns eine lockere, wassergetränkte Kiesmasse vor, mit recht niedrigem spezifischen Widerstand, etwa $\rho_1 = 10$ bis $50 \Omega\text{m}$, eingebettet in einem hochohmigen Umgebungsgestein ($\rho_2 = 10^3$ bis $10^4 \Omega\text{m}$) bestehend aus kompaktem Kalk, Schiefer und Granit. Bei 1000 Hz ergibt das eine Eindringtiefe von 50 bis 112 m, die kleiner ist als die minimale Tiefe von 170 m, die man für die Talfüllung aus der Katastrophe von 1908 ableiten kann. Wir mussten jedoch feststellen, dass die Talfüllung viel hochohmiger ist als erwartet, mit ρ_1 Werten zwischen 150 und 600 Ωm . Unsere minimale Eindringtiefe war somit viel zu gross, um mit der AMT die Struktur der Talfüllung zu eruieren. Der hohe spezifische Widerstand dieser Quartärfüllung deutet darauf hin, dass dessen Wassergehalt nur einen geringen Mineralisationsgrad aufweist.

Der hohe spezifische Widerstand der Talfüllung hatte eine weitere Folge. Aus den Querschnitten des Gasterntales in Fig. 1, sieht man wie nahe das Tunnel an den Talboden herankommt. Oft gibt es nur 300 m eines hochohmigen Materials um die starken Felder der $16 \frac{2}{3}$ Hz Ströme der Bahnlinie abzuschirmen, was natürlich niemals gelingt. In der Tat misst man am Talboden in der Bahnfrequenz elektrische Felder mit Amplituden bis zu 1 V/km, während die natürlichen AMT Signale im Bereich von 10 mV/km liegen. Unsere AMT Sondierungen waren also sehr gestört und es ist wohl sinnlos versuchen zu wollen daraus Anhaltspunkte über die tiefere Struktur dieses Gebietes abzuleiten.

Die zwei soeben beschriebenen Tatsachen veranlassten uns die VLF Methode anzuwenden, die sich auf die künstlichen Signale um die 16 kHz von Navigationssendern stützt. Bei diesen für unsere Zwecke hohen Frequenzen beträgt die Eindringtiefe in die lockere Talfüllung

lung nur noch 50 bis 100 m, in den festen Gesteinen der umliegenden Felsen dagegen, mit $\rho_2 \approx 3000 \Omega\text{m}$, liegt diese Tiefe bei etwa 220 m. Diese Eindringtiefen sind zu vergleichen mit den Abmessungen der Talbreite in den verschiedenen Profilen oder Querschnitten der Fig. 1. Siehe dazu die Tabelle und den vorangehenden Bericht (Fischer). Im Profil 0, z.B., ist die Breite nur etwa 30 m und im Profil 1 ist sie etwa 200 m.

3. Messergebnisse

VLF sender findet man nicht unter jedem Azimut. Bei den vorliegenden Messungen haben wir uns auf zwei Sender gestützt, die nahezu in den Richtungen N und N100°W lagen. Beim Profil 0 z.B., das N80°E streicht, ergibt das eine Abweichung von der exakten E-Polarisation von 10° und für die H-Polarisation eine solche von 0° (siehe dazu Fischer et al. 1983). Für Profil 2, welches N70°E liegt, sind diese Abweichungen 20°, beziehungsweise 10°.

Wie man aus Fig. 1 ersieht, liegt Profil 6 direkt über festem Granit. Dort hätte man also ein isotropes Verhalten erwartet. Die beobachtete grosse Anisotropie des scheinbaren Widerstandes (siehe dazu die Tabelle),

$$\rho_H \gg \rho_E$$

lässt sich aber nur als Folge des topographischen Effektes erklären, der in der vorangehenden Arbeit (Fischer) besprochen wurde.

Im Profil 0 sieht man den gleichen Effekt wie im Profil 6, obwohl man hier über Kalkgestein statt Granit liegt, und die sehr hohen Widerstände deuten auf eine äusserst geringe Talfüllung hin. Profil 1 dagegen ist bereits im Teil des Tales gelegen, in dem eine deutlich sichtbare Talfüllung vorhanden ist. Ein gewisser topographischer Effekt ist jedoch immer noch vorhanden. Nimmt man aber mittlere Werte von 200 Ωm für den scheinbaren Widerstand und 35° für die Phase an, so ergibt das bei eindimensionaler Deutung eine Füllung von nur etwa 40 m mit spezifischen Widerständen von etwa 195 Ωm für die Füllung beziehungsweise 1000 Ωm für die felsige Matrix.

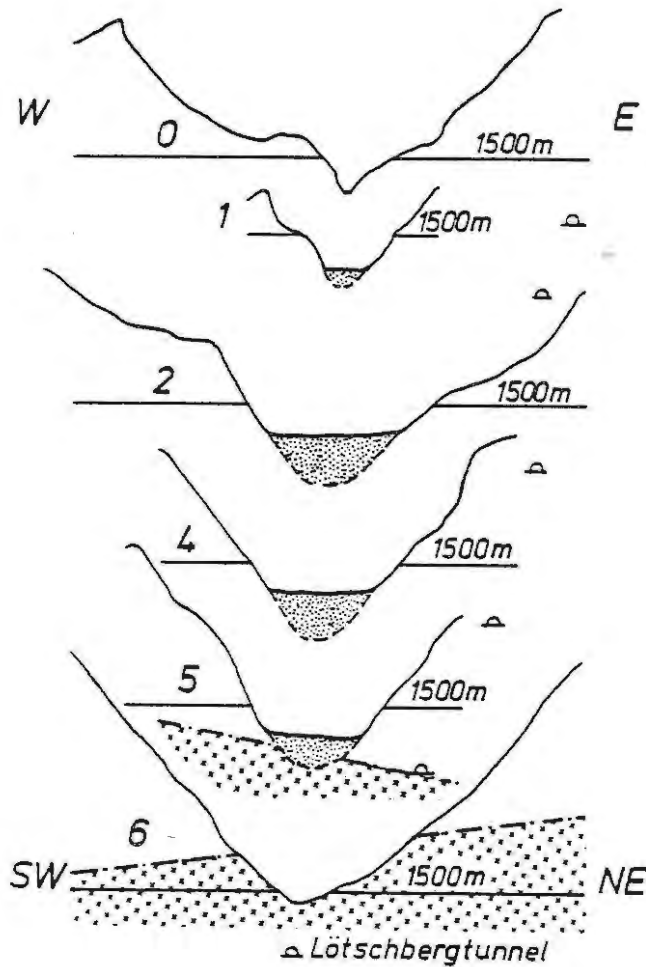
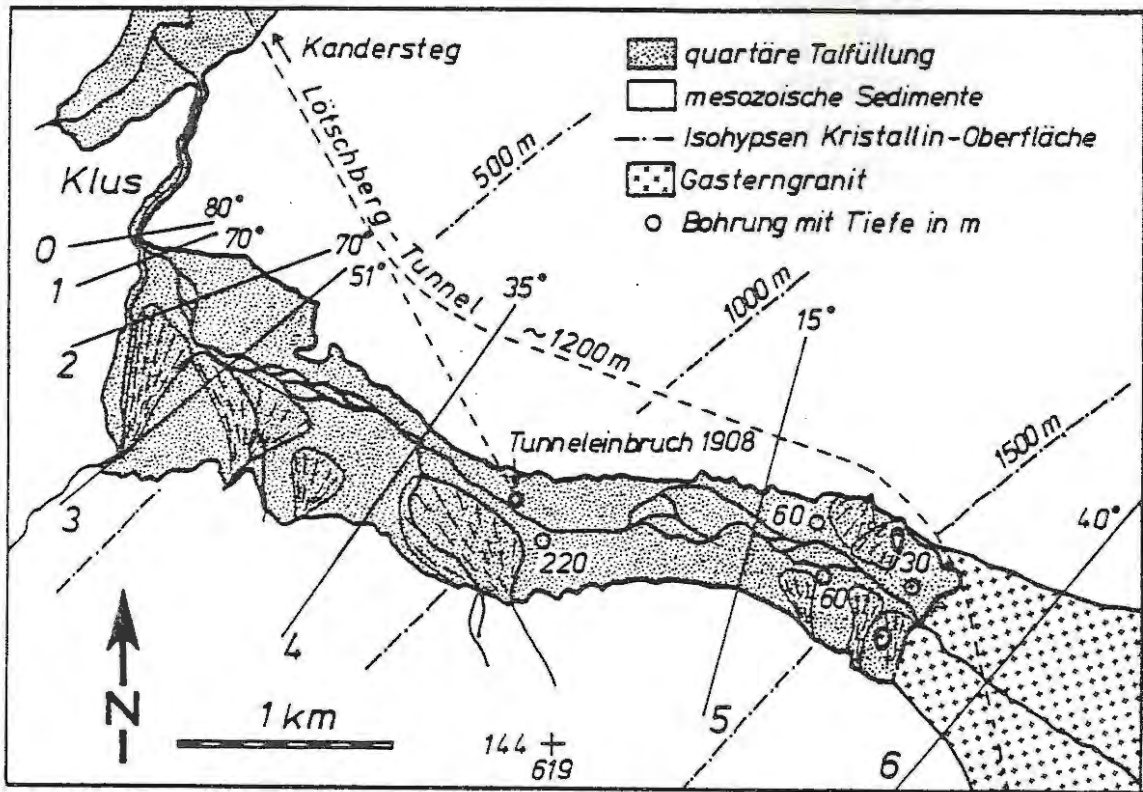


Fig. 1. Lageplan des Gasterntales mit einigen Profilquerschnitten im selben Masstab. Der Punkt 144/619 des schweizerischen Kilometernetzes entspricht den Koordinaten $46^{\circ} 26' 54'' \text{ N} / 7^{\circ} 41' 13'' \text{ E}$. Der Talboden ist nur beim 30 m Bohrloch erreicht worden.

Bei den Profilen 2 bis 5 ist der topographische Effekt nur sehr schwach. Aus den erhöhten scheinbaren Widerständen und Phasen muss man schliessen, dass für die Talfüllung die Mächtigkeit und der spezifische Widerstand ρ_1 von Profil 1 zu Profil 4 ansteigen.

4. Ist das Gasterntal übertieft oder nicht ?

Die Argumente des vorangegangenen Abschnittes lassen eine sehr klar bejahende Antwort auf diese Frage zu. Diese Behauptung wird aber noch erhärtet, wenn man den Verlauf des spezifischen Widerstandes ρ_1 der Talfüllung betrachtet. War am Ende der letzten Eiszeit die Klus geschlossen, so bildete der untere Teil des Gasterntales einen kleinen See, denn man wird annehmen, dass das vorrückende Eis den Talboden völlig ausgehobelt hat. Der Hauptzufluss zu diesem See bildete der Kanderfirn, am Talende. Der See füllte sich nach und nach mit Kies auf, aber mehrheitlich vom Talende weg. Dort lagerten sich die grossen Kieskörner schneller auf dem Seeboden ab als die kleineren, die eher am unteren Ende des Sees angeschwemmt, oder gar durch die Klus weiter transportiert wurden. Obwohl dieser Vorgang in der Tat recht kompliziert gewesen sein mag und sicher keine rein horizontale Gradierung erzeugte, muss man trotzdem erwarten, dass sich dadurch im Talhintergrund eher grobe Körner angesammelt haben, während die feineren vorzugsweise knapp oberhalb der Klus zu liegen kamen. Für wassergesättigtes lockeres Material ist jedoch bekannt, dass der spezifische Widerstand mit der Korngrösse ansteigt, umsomehr weil der Mineralisationsgrad des Wassers ansteigt wenn die Korngrösse sinkt.

Ganz anders wären die Verhältnisse bei einem offenen Tal, ohne Sperre bei der Klus, verlaufen. Das grobe Kies hätte sich gleichmässig am oberen Talende angesammelt, während das feinere Material dauernd ins Unterland geschwemmt worden wäre. Es hätte sich nie ein See gebildet, es sei denn, die Klus wäre vor dem Gasterntal zugeschüttet worden, was unserer Meinung nach unwahrscheinlich ist. Unter diesen Umständen würde man in Längsrichtung des Gasterntales keine Gradierung des spezifischen Widerstandes erwarten.

Referenzen

Fischer G., Le Quang B.V. and Müller I.: VLF ground surveys, a powerful tool for the study of shallow two-dimensional structures. Geophysical Prospecting, 31, 977-991 (1983).

Heim A.: Beweist der Einbruch im Lötschbergtunnel glaciäre Ueber-
tiefung des Gasterntales ? Vierteljahrsschrift der Naturforsch.
Ges. in Zürich, Sonderdruck aus Jahrgang 53, 471-480 (1908).

Tabelle

Profil Nummer	Breite des Talbodens* [m]	Abw. von E-Pol [Grad]	Scheinb. Widerst. [Ωm]	Phase [Grad]	Abw. von H-Pol [Grad]	Scheinb. Widerst. [Ωm]	Phase [Grad]
0	30	10	680-4800	10-35	0	2600-8600	17-26
1	200	20	119-183	35-42	10	207-248	35-36
2	600	20	101-209	36-38	10	115-175	30-46
3	750	39	191-344	35-45	41	232-503	33-39
4	450	45	190-559	42-52	35	302-635	40-45
5	450	15	340-910	42-51	25	550-905	43
6	400	40	170-400	0-23	40	1150-1410	33-35

* Bei den Profilen 3-5 abgeschätzt, als horizontale Breite bei Vernachlässigung des Gehängeschuttes.

Diese Arbeit wurde unterstützt vom Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung und von der Geophysikalischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft.