

Transiente Elektromagnetik (LOTEM) an Vulkanen

— Vorstudien und Modellrechnungen —

MARTIN MÜLLER

Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität zu Köln

1 Einleitung

Für die Vorhersage von Vulkanausbrüchen und zur Überwachung vulkanischer Aktivität werden heute meist Methoden genutzt, bei denen an der Oberfläche Messungen durchgeführt werden, durch die auf Änderungen verschiedener physikalischer Parameter im Untergrund geschlossen werden kann. Die klassischen Parameter sind dabei Temperatur, Deformation, Entgasung und vor allem Seismizität [*Francis (1993) oder McGuire et al. (1995)*]. Es sind bis jetzt nur wenige Versuche unternommen worden, Veränderungen der elektrischen Parameter des Untergrundes zur Überwachung vulkanischer Aktivität zu nutzen [*Lenat (1995)*].

Die LOTEM-Methode ist bei der Erkundung von Krustenstrukturen bereits mehrfach eingesetzt worden (siehe auch den Artikel von *Thern et al.* in diesem Band). Die Methode und die Geräte wurden u.a. im Odenwald, in der Oberpfalz und in Südafrika [*de Beer et al. (1991)*] eingesetzt. Anhand von dreidimensionalen Modellrechnungen soll gezeigt werden, unter welchen Bedingungen Monitoring mit LOTEM prinzipiell möglich ist und wie der optimale Feldaufbau für diesen Zweck auszusehen hat.

2 Bisherige Untersuchungen

Die bisherigen elektromagnetischen Messungen an Vulkanen sind hauptsächlich auf strukturelle Untersuchungen konzentriert, bei denen die Erkundung des Vulkanbaus im Vordergrund steht [*Ander et al. (1984)*, *Ballestracci (1982a)*, *Ballestracci (1982b)*, *Fitterman et al. (1988)*, *Hermance et al. (1984)*, *Jones und Dumas (1993)*, *Kauhikaua et al. (1986)*, *Lienert (1991)*, *Skokan (1993) und Zablocki (1978)*]. Bei diesen Arbeiten steht oft die Messung und die Datenauswertung im Vordergrund, nicht die Interpretation der Daten durch das Erstellen eines Leitfähigkeitsmodells.

Mit Beobachtungen der zeitlichen Veränderungen der elektrischen Felder und des elektrischen Widerstandes im Untergrund wurde, im Rahmen eines Erdbebenvorhersageprojektes, schon früh begonnen [*Reddy et al. (1976)*], aber bis heute werden diese Untersuchungen für die Überwachung von Vulkanen nach wie vor selten angewandt. Wichtige Arbeiten des vergangenen Jahrzehnts sind die von *Fujinawa et al. (1992)*, *Jackson et al. (1985)*, *Mori et al. (1993)*, *Röder (1995) und Yukutake et al. (1990)*. Davon beruhen nur die Arbeiten von Fujinawa et al. und Jackson et al. auf elektromagnetischen Methoden, während die anderen Untersuchungen nur das tellurische Feld nutzen.

Allein im Bereich der Veränderungen des Erdmagnetfeldes durch vulkanische Aktivität wurde bisher intensiv geforscht [*Davis et al. (1984)*, *Johnston und Stacey (1969)*, *Tanaka (1993)*, *Yukutake (1990)*, *Zlotnicki und Le Mouél (1988)*, *Zlotnicki und Le Mouél (1990)*, *Zlotnicki et al. (1993)*]. Schwerpunkt dieser Arbeiten ist nicht nur die Beobachtung, sondern auch die Kor-

relation der Daten zu seismischen Ereignissen, sowie die Interpretation der Daten in Hinblick auf eine verbesserte und verschiedene Methoden integrierende geophysikalische Deutung vulkanischer Aktivität.

3 Die Modelle

Aus der vorhandenen Literatur ergibt sich ein sehr vielschichtiges Bild der Leitfähigkeitsstruktur von Vulkanen. Abb. 1 zeigt die – stark vereinfachten – typischen Bandbreiten der Widerstandswerte und Ausmaße der Magmakammer und des Vulkankörpers.

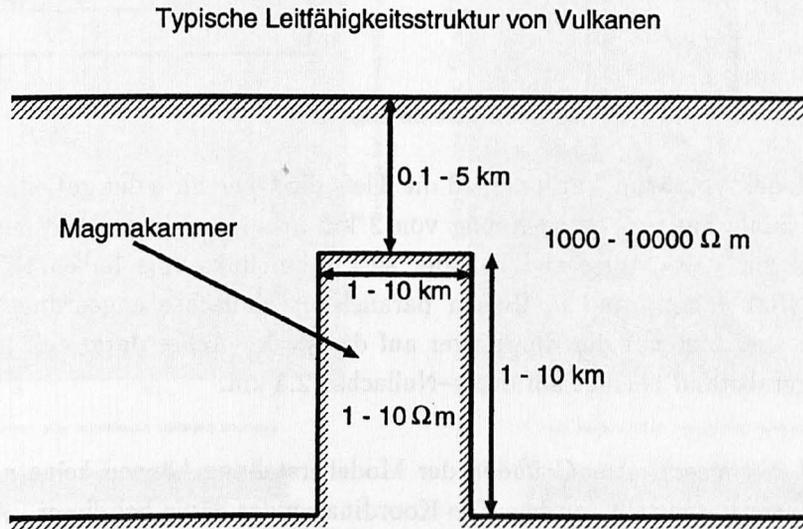


Abbildung 1: Typische Widerstandswerte an Vulkanen. Man beachte die hohen Kontraste von 100:1 bis zu 10000:1. Auch die interessierenden Tiefenbereiche und Ausmaße variieren um eine Größenordnung.

Basierend auf dem sehr allgemeinen Modell in Abb. 1 wird ein einfaches Grundmodell (Abb. 2) gewählt, welches als Basis den Modellrechnungen zugrunde liegt. Die angenommenen Kontraste zwischen gut leitendem Magma und schlecht leitendem vulkanischem Gestein liegen dabei zwischen 10:1 und 20:1 (größere Kontraste wurden aus numerischen Gründen nicht gerechnet). Es wurden zwei unterschiedliche Typen von Modellen untersucht. Bei dem Typ Kammer wird in einem festen Volumen der Widerstand verändert und bei dem Typ Säule wird bei konstantem Widerstand das Volumen verändert. In Abb. 2 ist der Modelltyp Säule dargestellt. Es werden hier nur die Ergebnisse zu diesem Typ gezeigt, da die Ergebnisse für beide Typen sehr ähnlich sind.

4 Die Modellrechnungen

Die 3D-Modellrechnungen wurden mit dem Programm von *Druskin und Knizhnerman* (1988) durchgeführt (siehe auch den Artikel von *Hördt et al.* in diesem Band). Die Ergebnisse für die Variation der Säulenhöhe sind in Abb. 3 dargestellt. Aufgetragen ist die Änderung der Modellantwort des scheinbaren Widerstandes für \dot{H}_z in % für vier Zeiten nach dem Schaltvorgang

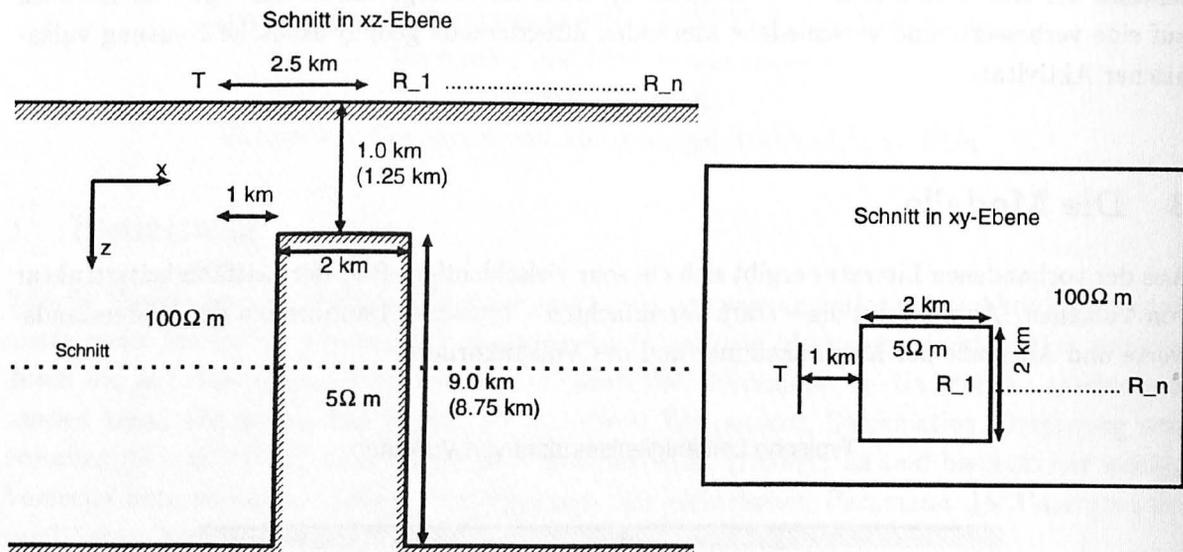


Abbildung 2: Modelltyp Säule. Variiert wird die Tiefe die Oberkante der gutleitenden Kammer um 250 m. Die Säule hat eine Ausdehnung von 2 km in x - und in y -Richtung. Der Sender (T) liegt parallel zur y -Richtung und befindet sich 1 km links vom linken Rand der Säule. Die Empfänger ($R_1 - R_n$) sind in Reihen parallel zur Nullachse angeordnet (zur besseren Übersichtlichkeit sind hier nur die Empfänger auf der $y=0$ - Achse dargestellt). Der kleinste Sender-Empfängerabstand beträgt auf der y -Nullachse 2.5 km.

(10, 27, 100 und 280 msec). Aus Gründen der Modellerstellung können keine nah am Sender liegenden Empfänger dargestellt werden. Die Koordinaten der Säule bei dieser „Aufsicht“ sind: [1,-1], [1,1], [3,1] und [3,-1]. Der 1 km lange Sender liegt 1 km links von der Säule, parallel zur y -Achse. Der Mittelpunkt des Senders liegt bei $y=0$.

Für alle vier Zeiten gibt es zwei Maxima der Änderung der Modellantwort: Eines genau über der Säule und ein weiteres ca. 6 km rechts vom Sender, bzw. 3 km rechts von der Säule. Beide Maxima befinden sich auf der y -Nullachse ($y=0$), die durch den Mittelpunkt des Senders geht. Das Maximum der Änderung bei 6 km beträgt ca. 12%, über eine halbe Dekade im frühen Zeitbereich. Das Maximum über der Kammer hat dabei seinen größten Wert zu sehr späten Zeiten (DC-Bereich). Für die Änderungen der Modellantwort gilt (siehe auch Abb. 3):

- Das Maximum der Änderung beträgt ca. 12 %.
- Das Maximum der Änderung befindet sich in ca. 6 km Entfernung vom Sender auf der y -Nullachse, 3 km rechts von der Magmakammer.
- Die Stärke der Änderung nimmt mit zunehmendem Abstand von der x -Achse ab.
- Das Maximum ist in einem breiten Bereich zeitunabhängig (es befindet sich bei allen Zeiten an der gleichen Koordinate, bei ca. km 6 auf der x -Achse und y -Nullachse).

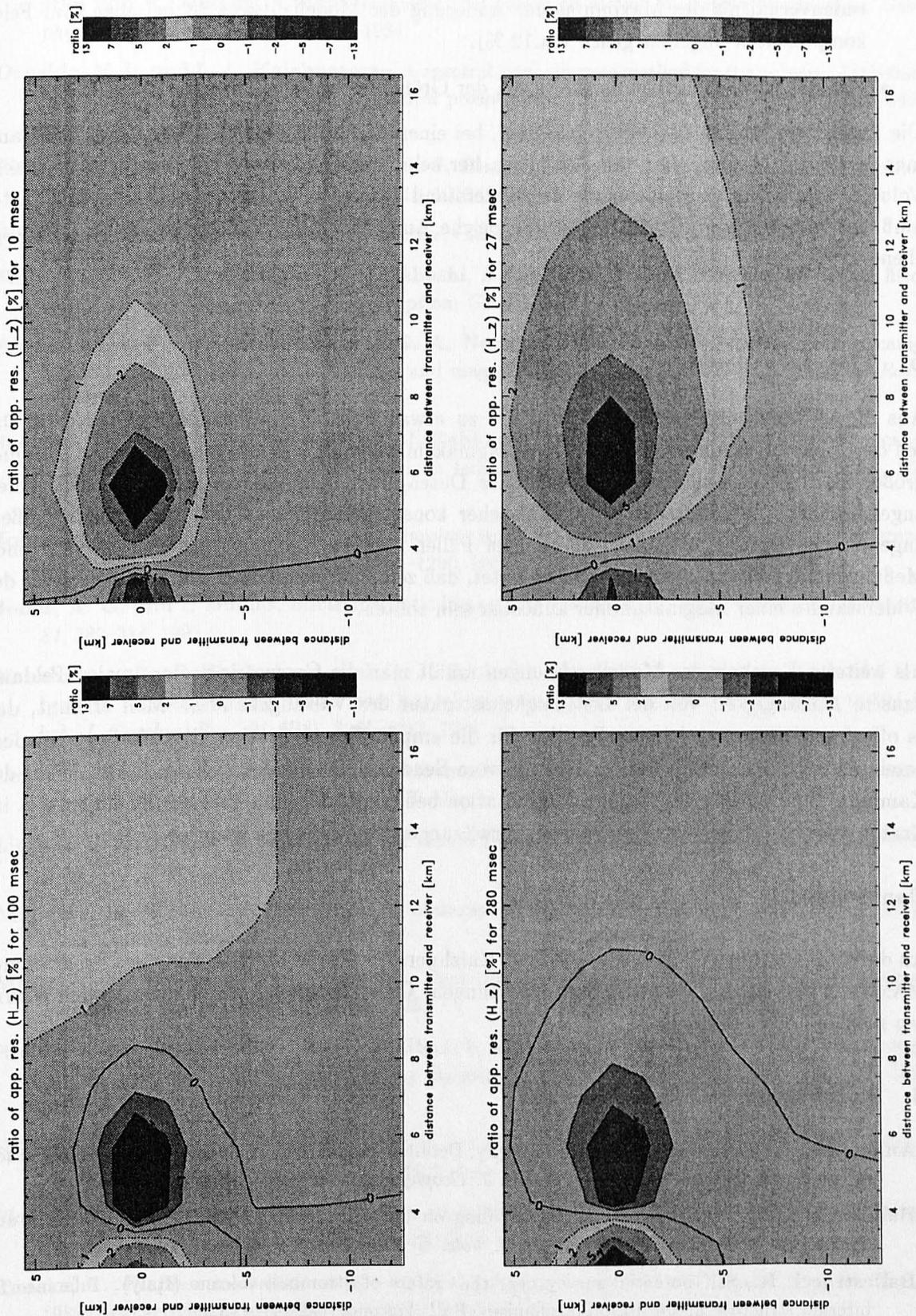


Abbildung 3: Änderung der Modellantwort (in %) für eine feste Zeit in Abhängigkeit der Entfernung zwischen Sender und Empfänger (oben-links: 10 ms, oben-rechts: 27 ms, unten-links: 100 ms und unten-rechts: 280 ms). Der Sender liegt bei (0,0), links vom Koordinatensystem.

- Der Ort des Maximums ist von der betrachteten Feldkomponente abhängig. Das Amplitudenverhältnis des Maximums der Änderung der Modellantwort ist bei allen fünf Feldkomponenten ungefähr gleich (ca. 12 %).
- Der Betrag des Maximums hängt von der Größe des variierten Volumens ab.

Die Ergebnisse für den Modelltyp Kammer, bei einer Änderung des Widerstandes in der Kammer von 5 auf 10 Ωm , sind vom Verhalten her sehr ähnlich. Beim Typ Säule wird in einem Volumen oberhalb der Magmasäule der Widerstand geändert. Wegen des kleineren Kontrastes muß das Volumen beim Typ Kammer für gleiche Amplituden der Variationen deshalb entsprechend größer sein.

5 Die Ergebnisse

Aus diesen Vorstudien ergibt sich, daß die zu erwartenden Variationen der gemessenen Daten durch Widerstandsvariationen in der Magmakammer oder Volumenvariationen der Kammer größer als der zu erwartende Meßfehler der Daten sind. Obwohl die in den Modellstudien angenommenen Widerstandskontraste als eher konservativ (20:1 anstatt 1000:1 oder größer) angenommen wurden, ergaben sich in allen Fällen größere Anomalien als die zu erwartende Meßgenauigkeit von 1 – 3 %. Dies bedeutet, daß zeitliche Variationen des Volumens oder des Widerstandes einer Magmakammer auflösbar sein sollten.

Als weiteres Ergebnis der Modellrechnungen erhält man die Geometrie des optimalen Feldaufbaus in Abhängigkeit von der Leitfähigkeitsstruktur des Vulkangebäudes. Man erkennt, daß es offenbar eine ausgezeichnete Position für die empfindlichste Station gibt, sie liegt bei dem gezeigten Modell in ca. 6 km Entfernung vom Sender und befindet sich ca. 3 km neben der Kammer. Eine weitere sehr empfindliche Station befindet sich genau über der Kammer, d.h. im Krater selbst, und spielt aus praktischen Erwägungen deshalb keine wichtige Rolle.

Danksagung

Ich danke den Herrn V.L. Druskin und L.A. Knizhnerman für die Bereitstellung des Programmes MAXWELL zur Durchführung der Modellrechnungen. Ohne MAXWELL wären diese Modellrechnungen nicht möglich gewesen.

6 Literatur

- Ander, M., R. Goss und D. W. Strangway**, Detailed magnetotelluric/audiomagnetotelluric study of the Jemez volcanic zone, New Mexico, *J. Geophys. Res.*, 89, (B5), 3335–3353, 1984.
- Ballestracci, R.**, Audiomagnetotelluric profiling on the volcano Stromboli, internal structure and mechanism of the strombolian activity, *J. Volc. Geother. Res.*, 12, 317–337, 1982a.
- Ballestracci, R.**, Self-potential survey near the craters of Stromboli volcano (Italy). Inference for internal structure and eruption mechanism, *Bull. Volcanol.*, 45, (4), 1982b.
- de Beer, J. H., le Roux, C. L., Hanstein, T. and Strack, K. M.**, Direct current resistivity and LOTEM model for the deep structure of the northern edge of the Kaapvapl craton, South Africa, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 81, 51–61, 1991.

- Davis, P. M., D. R. Pierce, R. L. McPherron, D. Dzurisin, T. Murray, M. J. S. Johnston und R. Mueller**, A volcanomagnetic observation on Mount St. Helens, Washington, *Geophys. Res. Lett.*, 11, (11), 233–236, 1984.
- Druskin, V. L. und L. A. Knizhnerman**, A spectral semi-discrete method for the numerical solution of 3D-nonstationary problems in electrical prospecting, *Physics of the solid Earth*, 24, 641–648, 1988.
- Fitterman, D. V., W. D. Stanley und R. J. Bisdorf**, Electrical structure of Newberry volcano, Oregon, *J. Geophys. Res.*, 93, (B9), 10119–10134, 1988.
- Francis, P.**, *Volcanoes - A planetary Perspective*, Clarendon Press, New York, 1993.
- Fujinawa, Y., T. Kumagai und K. Takahashi**, A study of anomalous underground electric field variations associated with a volcanic eruption, *Geophys. Res. Lett.*, 19, (1), 9–12, 1992.
- Hermance, J. F., W. M. Slocum und G. A. Neumann**, The Long Valley/Mono basin volcanic complex: a preliminary magnetotelluric and magnetic variation interpretation, *J. Geophys. Res.*, 89, (B10), 8325–8337, 1984.
- Jackson, D. B., J. Kauahikaua und C. J. Zablocki**, Resistivity monitoring of an active volcano using the controlled-source electromagnetic technique: Kilauea, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, 90, (B14), 12545–12555, 1985.
- Johnston, M. J. S. und F. D. Stacey**, Transient magnetic anomalies accompanying volcanic eruptions in New Zealand, *Nature*, 224, 1289–1290, 1969.
- Jones, A. G. und I. Dumas**, Electromagnetic images of a volcanic zone, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 81, 289–314, 1993.
- Kauahikaua, J., D. B. Jackson und C. J. Zablocki**, Resistivity structure to a depth of 5 km beneath Kilauea volcano, Hawaii from large-loop-source electromagnetic measurements (0.004–8 Hz), *J. Geophys. Res.*, 91, (B8), 8267–8283, 1986.
- Lenat, J. F.**, Geoelectrical methods in volcano monitoring, in *Monitoring active volcanoes*, herausgegeben von B. McGuire, C. Kilburn, und J. Murray, 248–274, UCL Press, 1995.
- Lienert, B. R.**, An electromagnetic study of Maui's last active volcano, *Geophysics*, 56, (6), 972–982, 1991.
- McGuire, B., C. R. J. Kilburn und J. Murray (Editors)**, *Monitoring active Volcanoes*, UCL Press, London, 1995.
- Mori, T., M. Ozima und H. Takayama**, Real-time detection of anomalous geoelectric changes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 77, 1–12, 1993.
- Reddy, I. K., R. J. Phillips, J. H. Whitcomb, D. M. Cole und R. A. Taylor**, Monitoring of time dependent electrical resistivity by magnetotellurics, *J. Geomagn. Geoelectr.*, 28, 165–178, 1976.
- Röder, H.**, Variationen des elektrischen Feldes, gemessen am Vulkan Stromboli, und Modellversuche zur Abschätzung ihrer Ursachen, *DGG Mitteilungen*, 1/1995, 12–23, 1995.
- Skokan, C. K.**, Overview of electromagnetic methods applied in active volcanic areas of western United States, *J. Volc. Geother. Res.*, 56, 309–318, 1993.
- Tanaka, Y.**, Eruption mechanism as inferred from geomagnetic changes with special attention to the 1989–1990 activity of Aso volcano, *J. Volc. Geother. Res.*, 56, 319–338, 1993.
- Yukutake, T.**, An overview of the eruptions of Oshima volcano, Izu, 1986–1987 from the geomagnetic and geoelectric standpoints, *J. Geomagn. Geoelectr.*, 42, 141–150, 1990.

- Yukutake, T., T. Yoshino, H. Utada, H. Watanabe, Y. Hamano und T. Shimomura**, Changes in the electrical resistivity of the central cone, Miharayama, of Oshima volcano observed by a direct, *J. Geomagn. Geoelectr.*, *42*, 151-168, 1990.
- Zablocki, C. J.**, Applications of the VLF induction method for studying some volcanic processes of Kilauea volcano, Hawaii, *J. Volc. Geother. Res.*, *3*, 155-195, 1978.
- Zlotnicki, J.**, Magnetic measurements on La Soufriere volcano, Guadeloupe (Lesser Antilles), 1976-1984: a re-examination of the volcanomagnetic effect observed during the volcanic crisis of 1976-1977, *J. Volc. Geother. Res.*, *30*, 83-116, 1986.
- Zlotnicki, J. und J. L. L. Mouël**, Volcanomagnetic effect observed on Piton de la Fournaise volcano (Reunion island): 1985-1987, *J. Geophys. Res.*, *93*, (B8), 9157-9171, 1988.
- Zlotnicki, J. und J. L. Le Mouël**, Possible electrokinetic origin of large magnetic variations at La Fournaise volcano, *Nature*, *343*, 633-635, 1990.
- Zlotnicki, J., J. L. Le Mouël, J. C. Dekmond, C. Pambrun und H. Delorme**, Magnetic variations on Piton la Fournaise volcano. volcanomagnetic signals associated with the november 6 and 30, 1987, eruptions, *J. Volc. Geother. Res.*, *56*, 281-296, 1993.