

Magnetotellurik am Hochrisikovulkan Merapi/Zentral Java

A. Müller und O. Ritter

GeoForschungsZentrum Potsdam, Telegraphenberg, 14471 Potsdam

Einleitung

Im Sommer 1997 wurden erstmalig im Rahmen des DFG-Schwerpunktes MERAPI magnetotellurische Messungen am Hochrisikovulkan Merapi durchgeführt. Erste Kenntnisse der elektrischen Leitfähigkeit im lokalen wie im regionalen Umfeld des Vulkans bilden die Grundlage, um ein elektrisches Abbild des Merapi zu erstellen. Ziel ist die Erkundung von signifikanten Leitfähigkeitskontrasten, die mit der Entstehung oder mit der rezenten Aktivität des Vulkans zusammenhängen. Ursachen für hohe Leitfähigkeiten können

- Schwächezonen sein, die den Aufstieg des Magmas während der Entstehung des Vulkans begünstigen und noch heute beeinflussen,
- hydrothermale Fluide, die in Konvektionszellen, angetrieben vom heißen Magma, zirkulieren,
- hydrothermale Ablagerungen sowie
- das heiße Magma.

Um einen ersten Überblick zu gewinnen, wurden auf zwei Profilen Messungen zur Bestimmung der elektrischen Leitfähigkeit im Untergrund durchgeführt:

- (1) auf einem Profil von 165 km Länge zur Untersuchung der regionalen Leitfähigkeitsstruktur,
- (2) auf einem Profil von 9 km Länge zur Untersuchung der elektrischen Leitfähigkeit direkt am Vulkan.

Die regionalen Leitfähigkeitsuntersuchungen

Das Ziel der regionalen Untersuchungen ist es, ein Bild von den in Zentral-Java vorherrschenden Leitfähigkeitsstrukturen zu bekommen. Purbawinata et al. (1997) geben die Lage des Merapi als einen Kreuzungspunkt der Vulkanketten Ungaran-Telomoyo-Merbabu-Merapi und Lawu-Merapi-Sumbing-Sindoro-Slamet (am Dieng-Plateau) an. Es wird vermutet, daß die Bildung dieser Vulkane durch Schwächezonen begünstigt wurde. Aufgrund erhöhter Porosität oder geochemischer Ablagerungen können diese Schwächezonen elektrisch gut leitfähig sein und damit durch magnetotellurische Messungen nachgewiesen werden.

Abb. 1 zeigt die Induktionspfeile in einem Periodenbereich um 1000 Sekunden an den Meßlokationen der regionalen Leitfähigkeitsuntersuchungen. Es handelt sich um ein ca. N32°E streichendes Profil mit verdichteten Messungen im Bereich des Merapi.

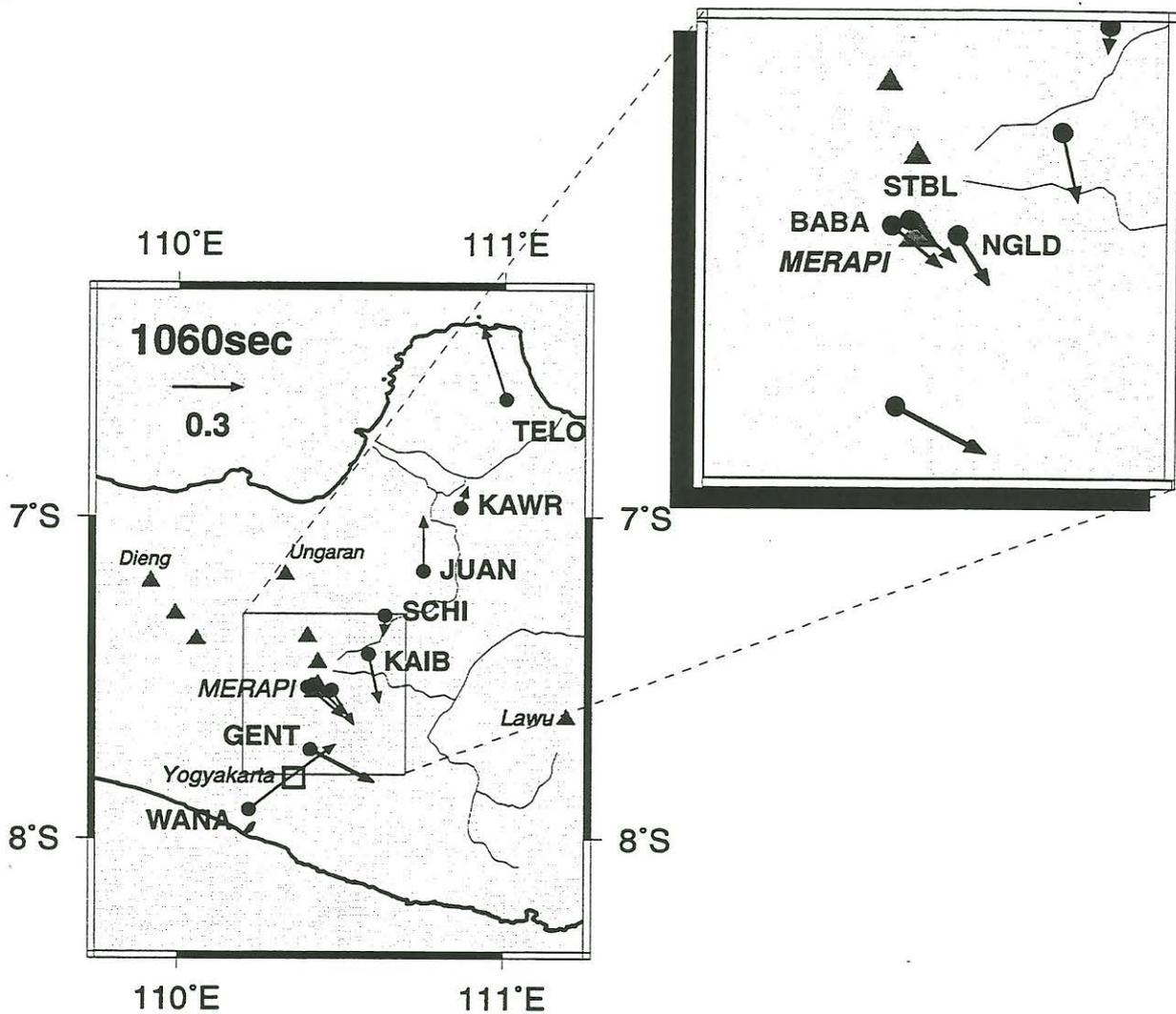


Abb. 1 : Induktionspfeile um 1000 Sekunden Periode gemessen an 10 Stationen auf einem N32°E verlaufenden Profil quer über Java. Die statistische Unsicherheit für die Pfeillängen beträgt unter 10 %, für die Richtungen unter 4°. Im Ausschnitt wird der Bereich um den Merapi vergrößert, die Pfeillängen werden nicht verändert.

Überraschend sind die Induktionspfeile nur zu einem geringen Teil von den gut leitenden Meeren um Java geprägt. Nur die südlichste Station mißt einen typischen Ozeaneffekt. Die Induktionspfeile an den näher am Merapi gelegenen Stationen (vergrößerter Ausschnitt) weichen um fast 90° von der erwarteten Streichrichtung parallel zur Subduktionszone bzw. der Küstenlinie ab. Die verursachende Struktur muß sich westlich von dieser Lokationen befinden.

Abb 2 zeigt, daß für den größten Teil des regionalen Profils Meßdaten mit hoher Qualität im Periodenbereich zwischen 50 s und 10000 s sowie zwischen 0.01 s und 0.1 s gewonnen werden konnten. Dazwischen sind die Daten schlechter bestimmt, was zum einen an der geringen Anregungsenergie liegt, zum anderen an besonders an den vulkannahen Stationen GENT, BABA und NGLD vorherrschenden Störsignalen. Auffällig sind die hohen Leitfähigkeiten im Bereich 1 S/m und darüber. Sie sind die Ursache dafür, daß die Induktionspfeile nur einen geringen Küsteneffekt aufweisen.

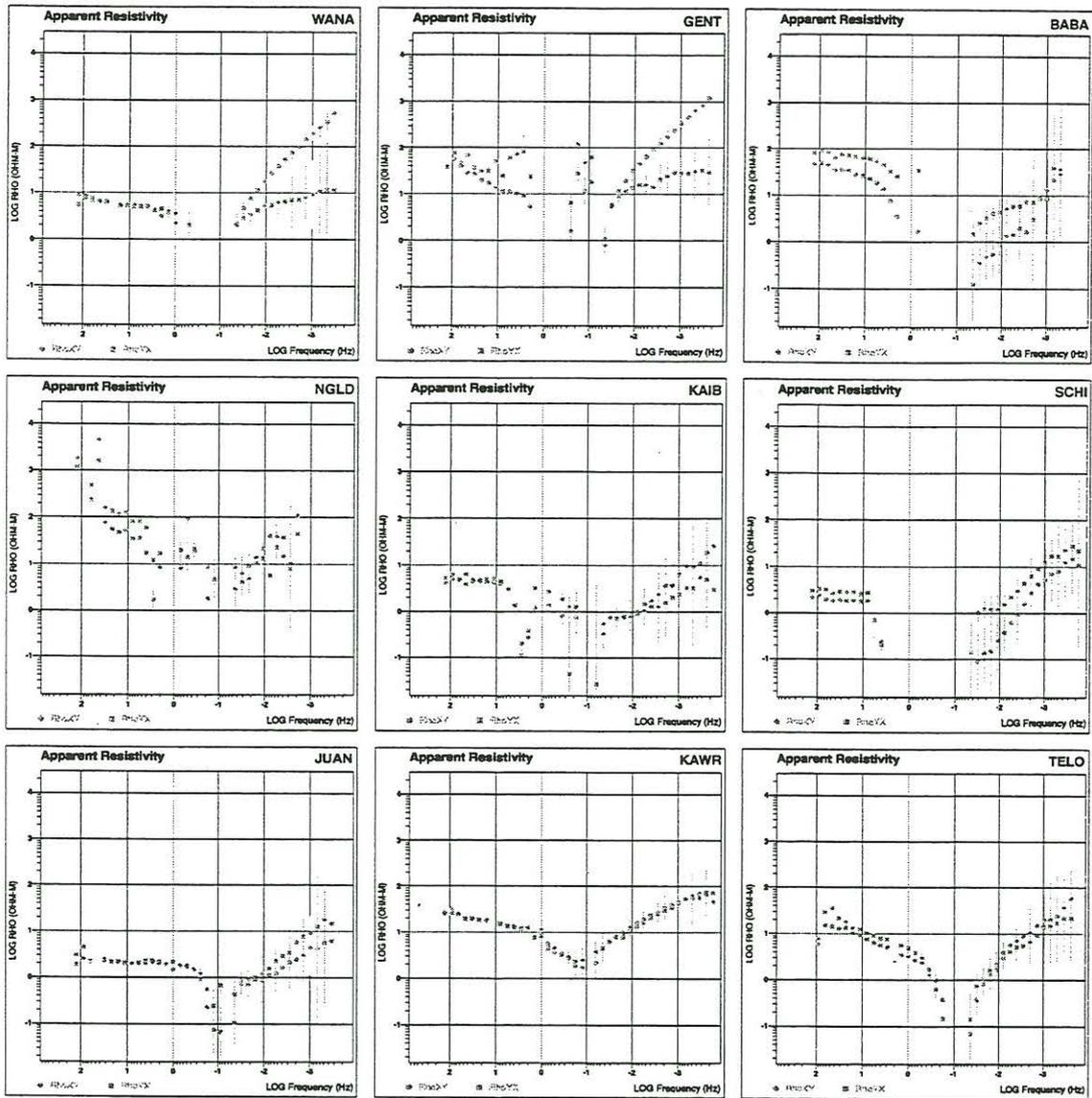


Abb. 2: Der scheinbare Widerstand von 9 MT-Stationen des regionalen Profils. Die Daten sind in Profilirichtung gedreht.

Skew Frequency Section - Z Skew

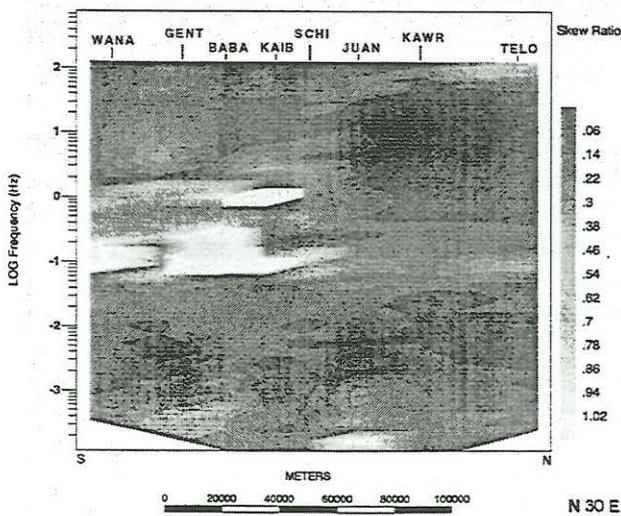


Abb. 3: Skew (Tensorschiefe) für die MT-Stationen (ohne NGLD)

Für den Periodenbereich oberhalb 50 s und an allen Stationen nördlich des Merapi lassen sich relativ kleinen Werte für die Tensorschiefe feststellen (Abb. 3). Das deutet darauf hin, daß sich die Daten zumindest dort durch zweidimensionale Leitfähigkeitsmodelle erklären lassen.

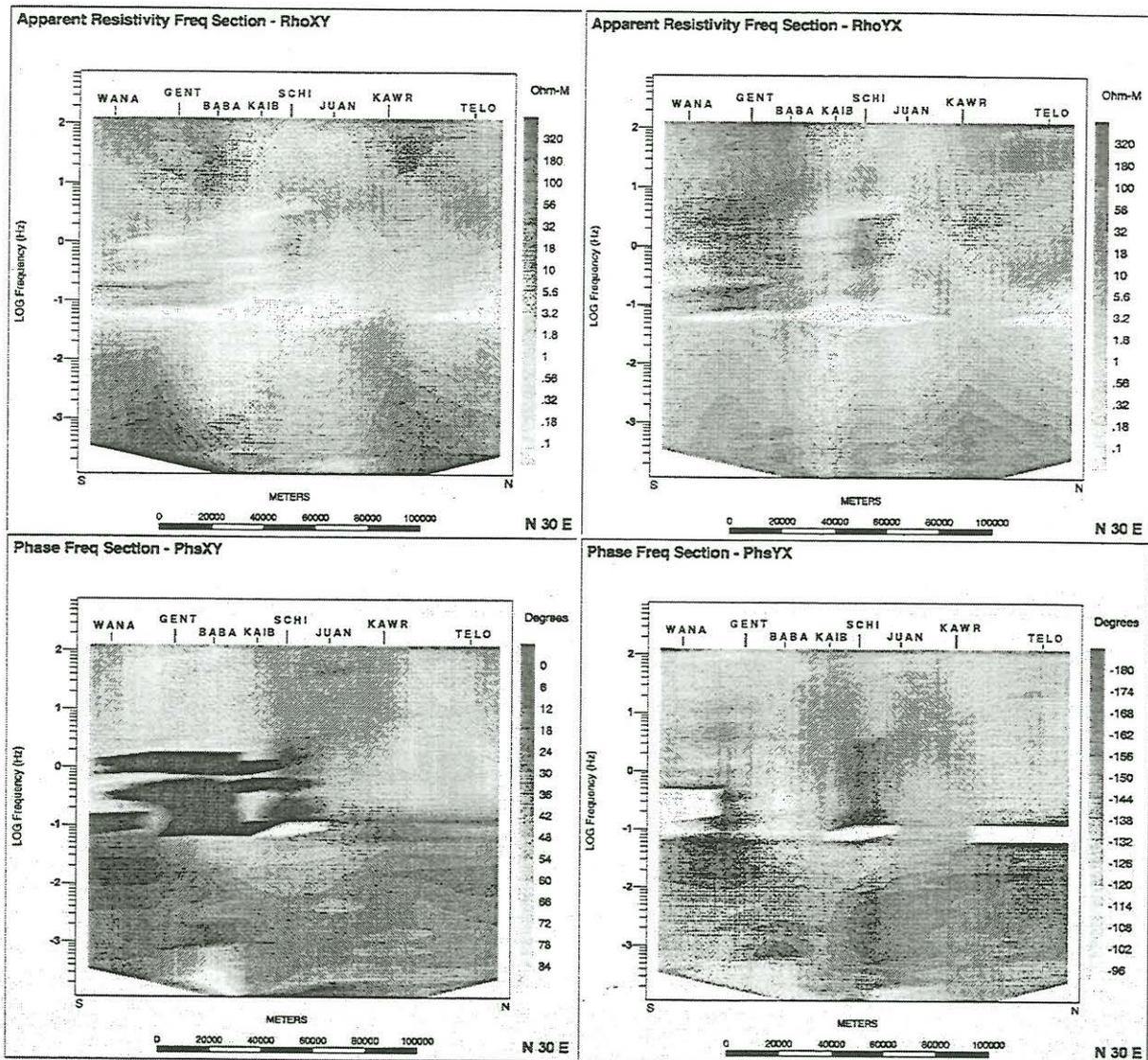


Abb. 4: Pseudo-Tiefensektionen der scheinbaren Widerstands- und Phasenkurven (ohne NGLD)

Die Pseudo-Tiefensektionen in Abb. 4 bestätigen die Existenz ausgedehnter Gebiete hoher Leitfähigkeit. Mindestens ein großer Leiter liegt unter Zentral-Java, ein weiterer am nördlichen Ende des Profils verursacht die unerwartete Induktionsrichtung an der Station TELO (Abb. 1). Das Bild am Merapi selbst ist nicht klar (BABA und NGLD). Die Ursache hierfür liegt in dem offensichtlich 3-dimensionalen Charakter dieses Bereiches. Außerdem waren hier die Impedanzen nicht genau zu bestimmen. Zu den langen Perioden hin steigen alle Impedanzen an.

Die lokalen Leitfähigkeitsuntersuchungen

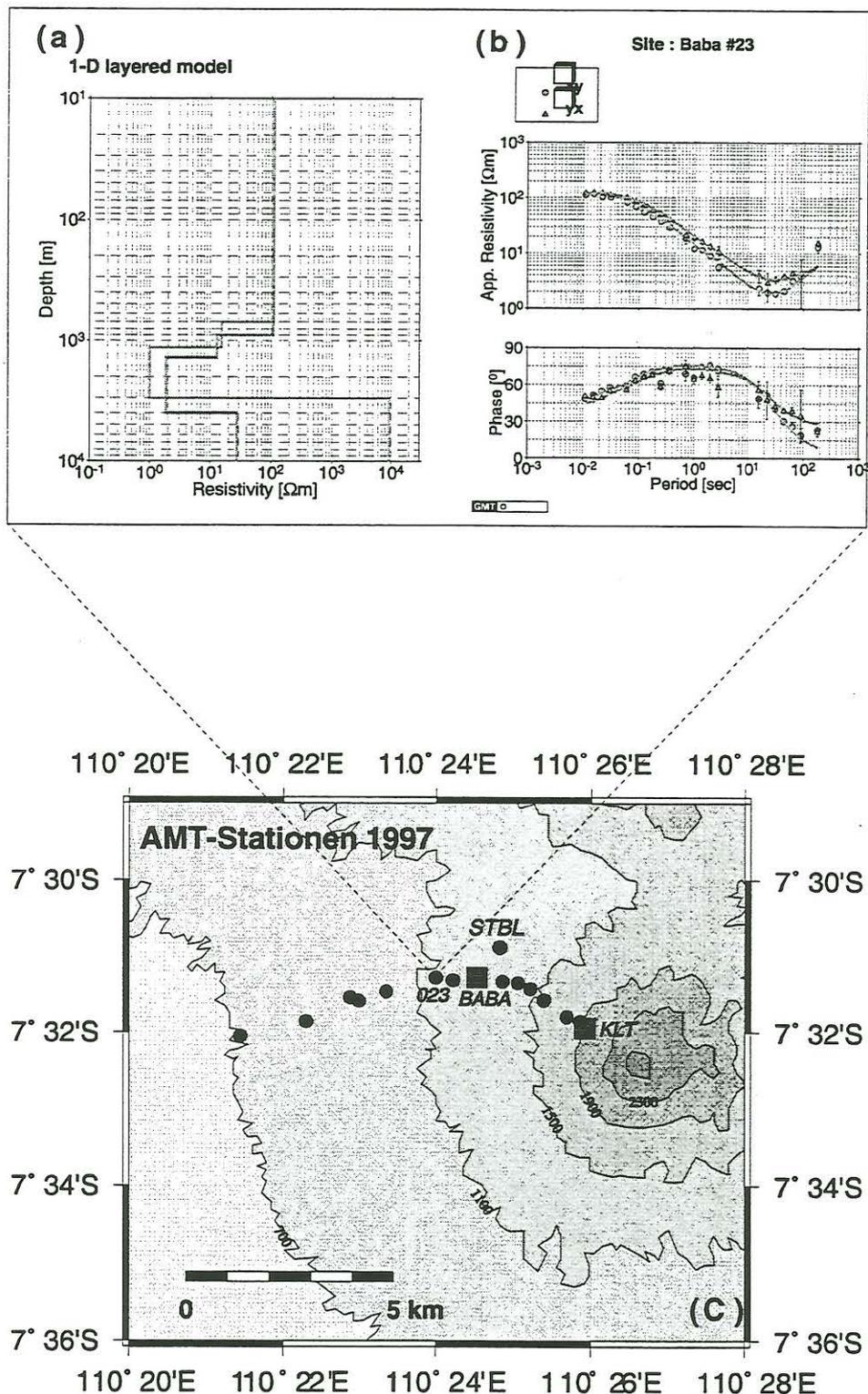


Abb.5:(a) Eindimensionale Widerstandsmodelle für die beiden scheinbaren Widerstände ρ_{xy} und ρ_{yx} . (b) An der Station #023 gemessene scheinbare Widerstände und Phasen (Kreise und Dreiecke) sowie die Erwartungswerte (durchgezogene Linie) für das 1-D-Modell. (c) Lokation von 13 MT-Meßpunkten und der Referenzstation STBL auf einem Radialprofil am Merapi (schwarze Kreise). Zusätzlich sind das Observatorium BABA und das Seismik- und Deformationsmeßcluster KLT (rote Quadrate) eingezeichnet.

Ziel der lokalen Leitfähigkeitsuntersuchungen ist die Erkundung von signifikanten Leitfähigkeitskontrasten, die entweder direkt mit der Verteilung des gut leitfähigen Magmas, oder indirekt mit Fluiden in vulkanisch erzeugten Brüchen zusammenhängen.

Die lokalen Leitfähigkeitsuntersuchungen wurden auf einem Profil von ca. 9 Kilometern Länge auf der westlichen Flanke des Merapi vorgenommen (Abb. 5c).

Alle Meßstationen auf diesem Profil weisen auf eine stark erhöhte Leitfähigkeit des Untergrundes hin. Das Minimum der scheinbaren Widerstände liegt etwa im Bereich 1 Hz. Abb. 5b zeigt ein vorläufiges Widerstands-Tiefenmodell erstellt anhand der Daten der Station #23. Es handelt sich um eine 1-D-Interpretation, die für die beiden scheinbaren Widerstände ρ_{xy} und ρ_{yx} getrennt erstellt wurde. Die Abweichungen zwischen den beiden Widerstandskurven sind so gering, daß diese Interpretation für eine erste Abschätzung gerechtfertigt ist.

Es zeigt sich, daß die gemessenen Widerstandskurven gut durch ein Modell erklärt werden können, in dem eine gut leitende Schicht von 1 - 2 Ωm in eine Tiefe von 1 bis 3 Kilometern unter einer Schicht liegt, die mit ca. 100 Ωm einen mittleren Widerstand aufweist. Die Anpassung wird verbessert, wenn an der Widerstandsgrenze eine weitere Übergangsschicht eingeführt wird. Der Widerstand unter dem guten Leiter ist aus den hier vorliegenden Daten nur sehr ungenau zu bestimmen.

Die elektrisch gut leitende Schicht stellt eine ausgezeichnete Struktur dar, deren Entstehung mit hoher Wahrscheinlichkeit mit dem aktiven Vulkanismus zusammenhängt. Durch zusätzliche Messungen zur Bestimmung von Tiefe, Mächtigkeit und Leitfähigkeit an anderen Lokationen können die möglichen Ursachen für diese Struktur eingegrenzt werden.



(Photo : A. Hoffmann-Rothe)

Abb.6: Die Südostseite des Merapi nach einem gravitativen Kollaps des Lavadoms im November 1994

Literatur

Purbawinata, A., A. Ratdomopurbo, K. Sinulingga, S. Sumarti and Suharno (1997) : Merapi volcano-a guide book; 66 p., The Volcanological Survey of Indonesia, Bandung.