

Monitoring von elektrischen Feldern und Bodentemperatur am Vulkan Merapi

S. Byrdina*, S. Friedel*, U. Serfling* und C. Rücker*

Zusammenfassung

Die Universität Leipzig betreibt seit August 2000 an einer Solfatare des Vulkans Merapi (Indonesien) eine autarke Station zur Messung elektrischer Felder und Bodentemperaturen. Dieser Beitrag beschreibt das Konzept der Meßstation sowie erste Ergebnisse bei der Auswertung der Daten, sowie Labormessungen zum Einfluß der Temperatur auf Ag-AgCl-Elektroden.

Es zeigt sich, daß an der Solfatare im langfristigen Mittel eine deutliche Korrelation zwischen Temperatur und Eigenpotential vorhanden ist, für deren Erklärung weder die Temperaturempfindlichkeit der Elektroden noch thermoelektrische Effekte ausreichen. Als alternative Erklärung vermuten wir, daß eindringende Niederschlagswässer während der Regenzeit sowohl zu thermischen als auch hydraulischen Veränderungen in der Solfatare führen, wobei letztere durch Anomalien des elektrokinetischen Eigenpotentials nachweisbar sind. Elektrische Anomalien im Vorfeld der vulkanischen Krise 2001 werden vor diesem Hintergrund interpretiert.

1 Einführung

Messungen von elektrischen Feldern werden an Vulkanen entweder zur räumlichen Abgrenzung von Zonen hydrothermaler Aktivität und Störungszonen (AUBERT ET AL., 2000; LENAT ET AL., 1998) oder aber als Monitoring und zur Unterstützung der Vorhersage vulkanischer Krisen durchgeführt (FUJINAWA ET AL., 1992; TAKAHASHI & FUJINAWA, 1993; CUOMO ET AL., 2000; HASHIMOTO & TANAKA, 1995; ISHIDO ET AL., 1997; NISHI ET AL., 2000). Die beobachteten Effekte werden generalisierend als „Eigenpotential“ (SP) bezeichnet und vorwiegend auf elektrokinetische Spannungen zurückgeführt, die bei Strömung von Fluiden und Gasen durch poröse Medien generiert werden.

Probleme bei der Interpretation von elektrischen Feldern im Sinne einer endogenen Dynamik des Vulkans (Fluidaufstieg, Entgasung) entstehen vornehmlich aus zwei Gründen: erstens treten eine Reihe konkurrierender Prozesse auf, die ebenfalls zu Potentialdifferenzen führen: thermoelektrische und elektrochemische Effekte, Ladungstrennung bei Infiltration von Regenwasser in der Nähe des Meßsystems, magnetotellurische Anregung oder auch anthropogene Störströme. Zweitens ist derzeit noch zu wenig über zeitliche und räumliche Skalen von elektrischen Effekten im Vorfeld von vulkanischen Krisen bekannt. Experimentell wurden sowohl kurzperiodische elektromagnetische Signale (z.B. von FENOGLIO et al., 1995, über einen Zeitraum von Minuten) als auch langsame Veränderungen des elektrischen Feldes nachgewiesen

(über Jahre vgl. HASHIMOTO & TANAKA, 1995).

Die Trennung vulkanogener Signale von Störsignalen und systematischen Fehlern erfordert eine langfristige Registrierung der elektrischen Felder und die Berücksichtigung von Parallelregistrierungen von Referenzdaten (z.B. Seismologie, Deformation, Temperatur von Fumarolen und des Bodens). Der Vulkan Merapi auf Zentraljava scheint für solche Untersuchungen geeignet, da erstens eine hohe Datendichte verschiedener geophysikalischer Parameter erfaßt wird (ZSCHAU & WESTERHAUS, 1998) und zweitens eine Reihe elektrischer Experimente (FRIEDEL ET AL., 1998, 2000; MÜLLER & RITTER, 1998; MÜLLER ET AL., 2000) eine Gliederung der Leitfähigkeitsstruktur erbrachten. Eine Unterscheidung zwischen magmatisch und hydrothermal dominierten Zonen kann allein durch die Interpretation der Leitfähigkeit nicht vorgenommen, aber durch SP Messungen unterstützt werden.

In dieser Studie wird das Konzept einer Dauermeßstation für elektrische Felder und Bodentemperatur am Merapi vorgestellt sowie erste Ergebnisse bei der Datenauswertung präsentiert. Dabei wird im besonderen der Zusammenhang zwischen SP und Temperaturdifferenz beleuchtet, der auf die überwiegende Rolle des elektrokinetischen Effektes bei der Erzeugung des SP hindeutet.

2 Konzept der Meßstation

Im August 2000 wurde ein autarkes Registriersystem für Eigenpotentiale und Bodentemperaturen unterhalb des Gipfels des Merapi, an der Solfatare Woro, etwa 2900 m über dem Meeresspiegel installiert (Abb. 1). Die Station (Abb. 2) umfaßt drei Eigenpotential-

*Universität Leipzig, Institut für Geophysik und Geologie, Talstraße 35, 04103 Leipzig, E-mails: byrdiny@wanadoo.fr, friedel@rz.uni-leipzig.de, serfling@rz.uni-leipzig.de

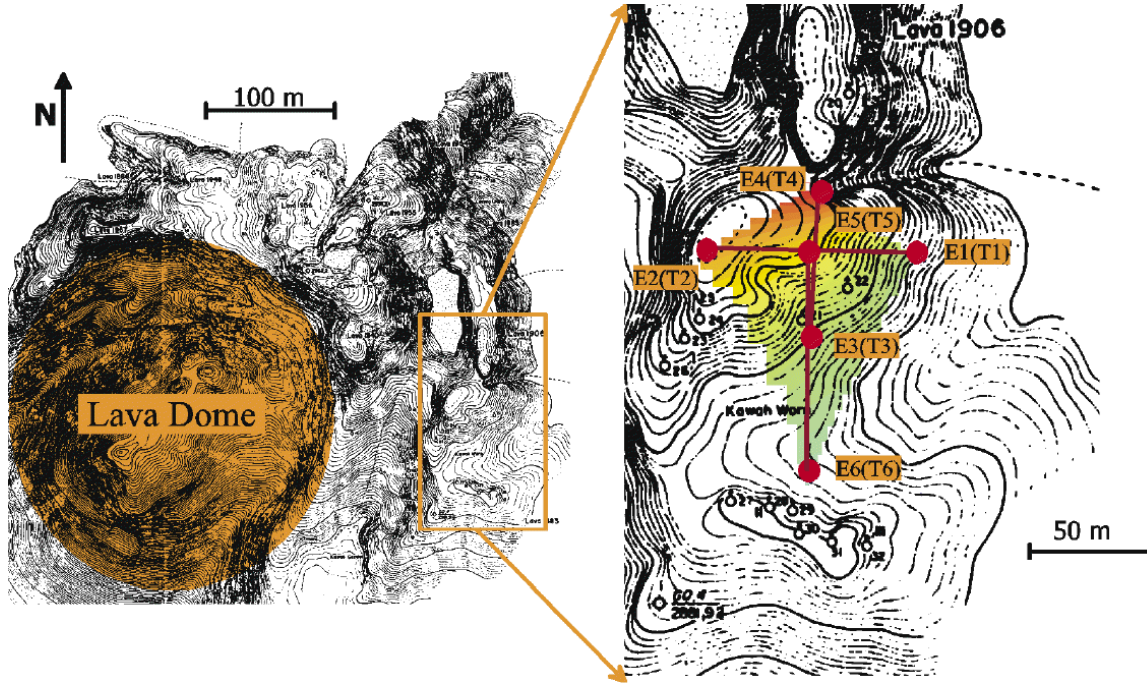


Abbildung 1: Die Gipfelregion des Merapi. Die Lage der Ag-AgCl-Elektroden und der Temperatursensoren (PT1000) ist durch Kreise dargestellt. Die Farbschattierung vermittelt eine grobe Vorstellung über die Verteilung der Bodentemperatur (Interpolation zwischen 6 Meßpunkten in 75 cm Tiefe, hell entspricht 35 und dunkel 65 Grad Celsius).

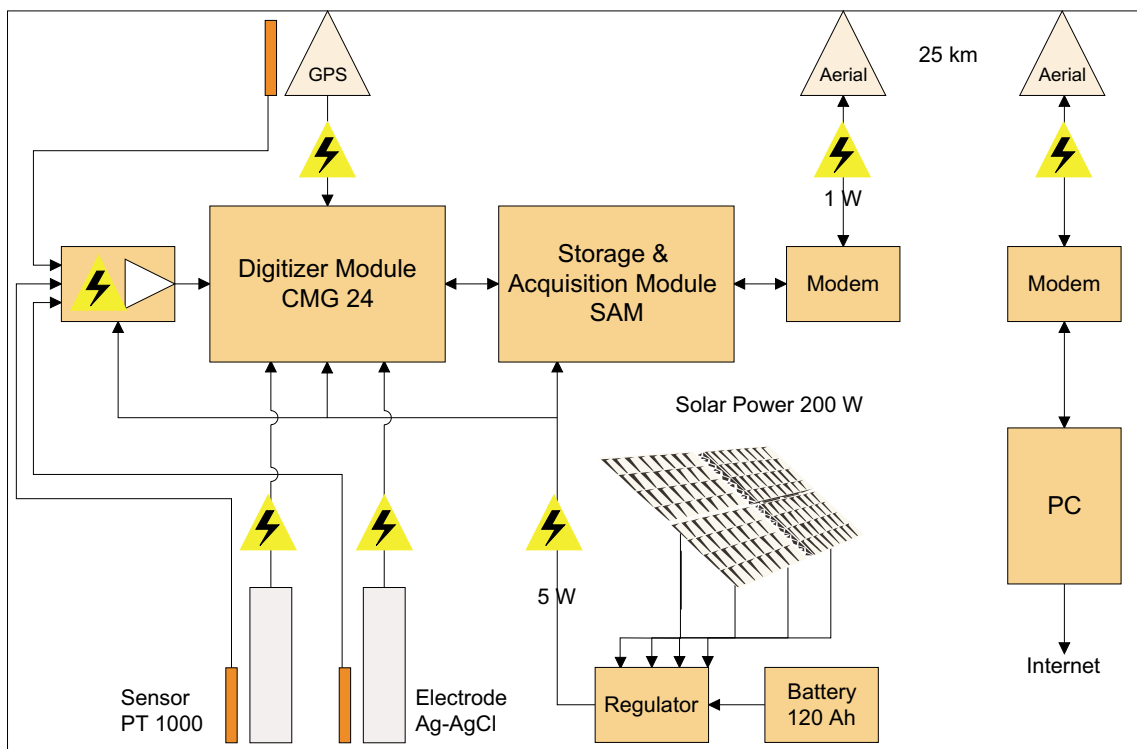


Abbildung 2: Schematischer Aufbau der Meßstation.

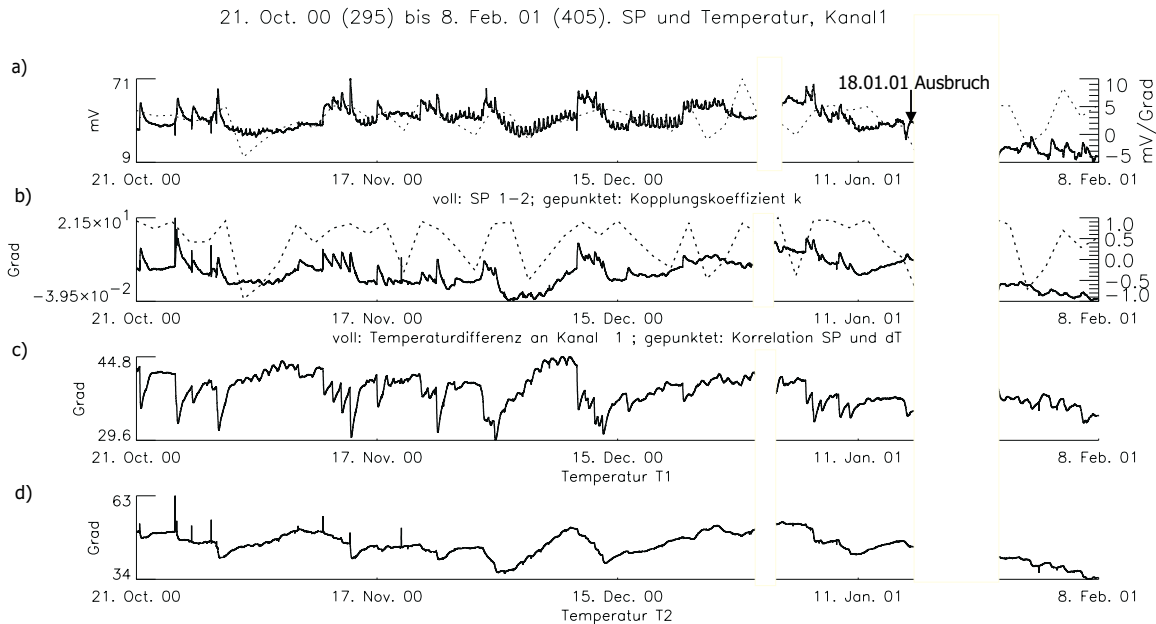


Abbildung 3: Graph a: SP-Zeitreihen von Oktober 2000 bis Februar 2001 (Teilkollaps des Doms am 18. Januar 2001); Graph b: Temperaturdifferenz zwischen den Elektroden und Korrelationskoeffizient zwischen ΔT und U_{SP} ; Graphen c und d: Temperaturen an den einzelnen Elektroden.

dipole mit einer Länge von zweimal 50 m und einmal 75 m. An diesen werden kontinuierlich Daten mit einer Abtastrate von 20 sps gewonnen. Gleichzeitig wird an jeder der in ca. 75 cm Tiefe vergrabenen und mit mehreren Kilogramm Bentonit stabilisierten Ag-AgCl-Elektroden die Temperatur über einen PT1000-Sensor mit einer Abtastrate von 4 sps erfaßt. Die Daten werden lokal auf eine Festplatte gespeichert und per Telemetrie zu einer 25 km entfernten Basisstation in Jogjakarta übertragen. Die Energieversorgung erfolgt durch eine Solaranlage mit einer Leistung von 200 W. Aufgrund ihrer Exposition wurde die Station aufwendig gegen meteorologische Einflüsse (Regenzeit, Sturm, Gewitter) sowie aggressive Schwefeldämpfe gesichert.

Von August 2000 bis Januar 2001 verlief die Datenerfassung kontinuierlich. Ende Januar ereignete sich eine vulkanische Krise, die mit einem Teilkollaps des Lavadoms endete. Infolgedessen kam es zur Unterbrechung der Datenregistrierung ab dem 8. Februar 2001 für etwa zwei Monate. Seit April 2001 läuft die Registrierung weiter.

3 Ergebnisse

3.1 Temperatur- und Regeneffekte

Abbildung 3 zeigt die Rohdaten für den SP Kanal I sowie die zugehörigen Elektrodentemperaturen und deren Differenz von Oktober 2000 bis Februar 2001. Auffällig ist eine gute Korrelation zwischen der Temperaturdifferenz ΔT und dem Eigenpotential ΔU_{SP} zwischen den Elektroden 1 und 2. Über eine Fensterlänge von 48 h wurden jeweils die Kopplungs- und ein Korre-

lationskoeffizienten berechnet, deren zeitlicher Verlauf ebenfalls im Bild (gepunktet) dargestellt ist. Über die Gesamtperiode von 100 Tagen ergab sich im Mittel ein Kopplungskoeffizient von 1.75 mV/K bei einem Korrelationskoeffizienten von 0.78 (siehe Abb. 4).

Besonders hoch ist die Korrelation während Regentagen, die sich in beiden Größen mit einem steilen Einsatz und einem über mehrere 10 Stunden bis Tage anhaltenden Erholungsprozeß abzeichnen. Als Ursache dieser Korrelation, insbesondere während der Regenfälle, kommt möglicherweise der elektrokinetischen Effekt in Frage: eine Infiltration des Regenwassers führt einerseits zur Temperaturabsenkung und andererseits verändert sie unmittelbar das hydraulische Regime in der Solfatare, was zu Anomalien des Strömungspotentials führt. Zur Stützung dieser Hypothese ist in Abbildung 5 die zeitliche Abfolge der Anomalien von ΔT und ΔU_{SP} während zweier Regenereignisse dargestellt. Das Eigenpotential reagiert auf den Regen in den Beispielen um 12 min bzw. 19 min *früher* als die Temperaturdifferenz. Dies deutet darauf hin, daß das SP nicht durch direkten Kontakt von Regenwasser mit der Elektrode erfolgt, sondern vermutlich durch eine verstärkte Solfatarenaktivität infolge der Infiltration.

3.2 Labormessungen zum ΔT -Effekt

Um ausschließen zu können, daß es sich bei der Korrelation zwischen Temperatur und Eigenpotential um einen Elektrodeneffekt handelt, wurde ein Laborversuch durchgeführt. Dazu wurde ein wärmeisolierter Behälter mit zwei Zwischenwänden verwendet (Abb. 6). Im mittleren befanden sich zwei Ag-AgCl-Elektro-

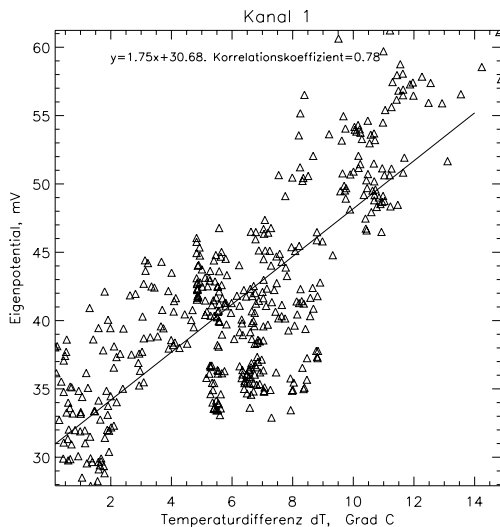


Abbildung 4: Das Eigenpotential dargestellt als Funktion der Temperaturdifferenz, Kanal I. Das Ergebnis der linearen Ausgleichsrechnung ergibt sich ein Kopplungskoeffizient von 1.75 mV/K

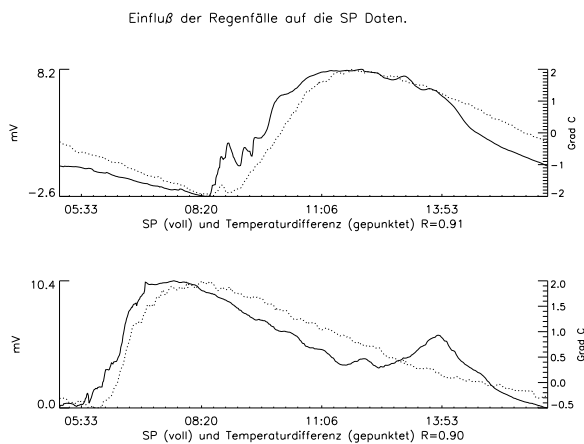


Abbildung 5: Zwei typische Beispiele für Korrelation von Eigenpotential und der Temperaturdifferenz zwischen zwei Elektroden nach starken Regenfällen. Die Reaktion der Temperatur gegenüber U_{SP} erfolgt verzögert (hier um 19 bzw. 12 min).

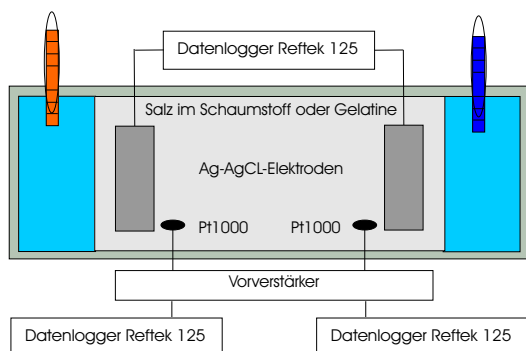


Abbildung 6: Schematischer Aufbau der Labormessung zur Bestimmung der Temperaturabhängigkeit der Elektroden (Salz = NaCl Lösung).

den mit jeweils einem Temperatursensor im Abstand von 50 cm in einer NaCl-Lösung. Die äußeren beiden Segmente wurden mit Wasser unterschiedlicher Temperatur gefüllt. Auf diese Weise erreicht man Temperaturunterschiede zwischen den Elektroden von etwa 30°C bei einem Abstand zwischen den Elektroden von 50 cm. Um Konvektion zu verhindern, wurde in das mittlere Segment Schaumstoff bzw. Gelatine eingeführt. Schaumstoff erwies sich als besser geeignet, da sich die Gelatine bereits bei relativ niedrigen Temperaturen verflüssigte.

Für stationäre und instationäre Verhältnisse wurden jeweils Zeitreihen für die Temperaturen an den Elektroden und für das Eigenpotential aufgezeichnet. Aus diesen Zeitreihen ergab sich ein Kopplungskoeffizient von weniger als 0.1 mV/K.

Um thermoelektrische Effekte auszuschließen, die durch das Füllmedium verursacht sein könnten, wurde der Versuch wiederholt, wobei die mittlere Kammer mit Sedimentproben vom Meßort an der Solfatare gefüllt wurde. Auch hier ergaben sich Kopplungskoeffizienten, die deutlich geringer waren als die 1.75 mV/K, die im Feld gemessen wurden.

Wir folgern daraus, daß die Korrelation von SP und Temperaturdifferenz an den Elektroden nicht durch direkte Thermische Effekte verursacht wurde, sondern durch die Einwirkung von Wasser auf das Solfatarensystem, wodurch sowohl dessen Temperatur als auch Strömungsaktivität verändert werden.

3.3 Änderung des Frequenzspektrums

In Abbildung 3 erkennt man einen schwachen Tagesgang in den Meßwerten der Temperaturkanäle (in einer Tiefe von 0.75 m, siehe Abschnitt 2) und zeitweise ein spektakuläres Signal mit einer Hauptperiode von etwa 12-Stunden in den SP-Kanälen. Dieses Signal erscheint zum erstenmal am 1. November 2001 nach starken Regenfällen^a und verschwindet zwei Wochen vor dem Ausbruch des Vulkans.

Abbildung 7 zeigt die Frequenzspektren ausgewählter Parameter vor dem Ausbruch vom 1.11.00-30.11.00. Dargestellt sind die drei SP-Kanäle, die Lufttemperatur, eine ausgewählte Bodentemperatur (T3), die Fumarolentemperatur^b und ein synthetisch berechnetes Gezeitenpotential.

Die Maxima der Spektren am Kanal SP 1-2 und Kanal SP 5-6 entsprechen der Komponente S2 (12 h 0 min). Da gleichzeitig kaum eine 24h Komponente auftritt, kann es sich hierbei nicht um eine Subharmonische des Tagesganges handeln, wie sie in den Spektren der Luft- und Fumarolentemperatur auftreten, bzw. wie sie für die Zeit nach der vulkanischen Krise im Jan. 2001 typisch sind (Abb. 8).

^aNach Aussagen des lokalen Personals etwa zur gleichen Zeit „als der Lavadom zu dampfen anfang“.

^bZur Verfügung gestellt von M. Zimmer, Geoforschungszentrum Potsdam.

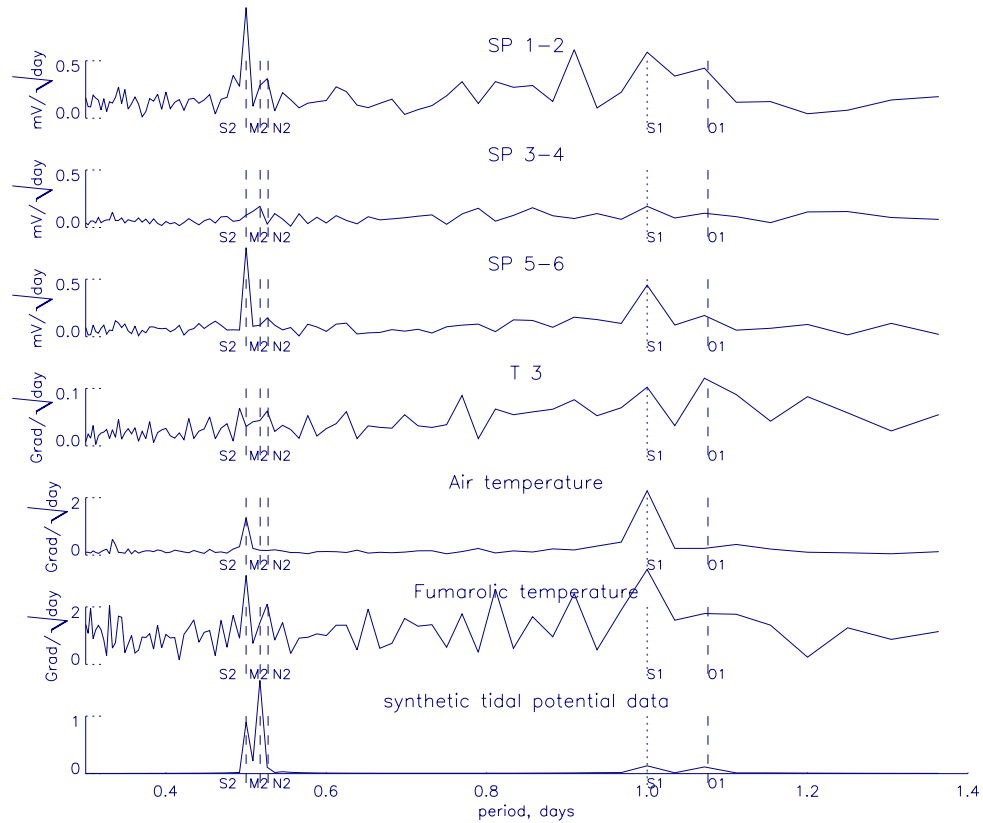


Abbildung 7: Die Fourierspektren von SP und Temperatur T3 zwischen Nov 1, 2000 und Nov 30, 2000 im Vorfeld der vulkanischen Krise.

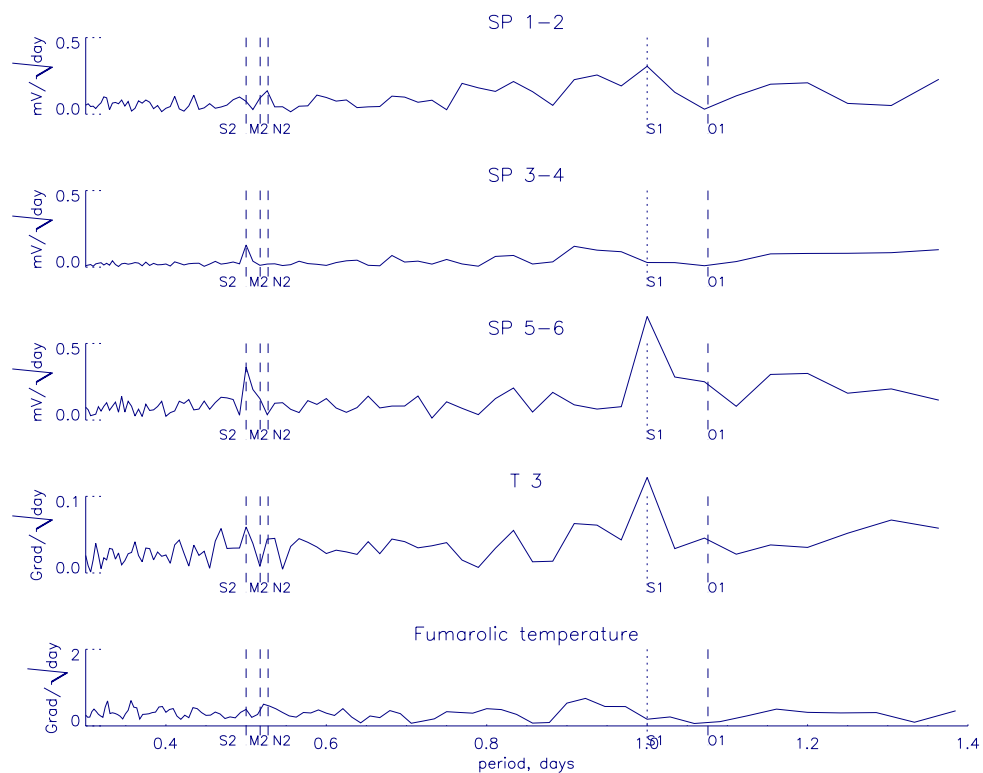


Abbildung 8: Die Fourierspektren von SP und Temperatur T3 zwischen Apr 4, 2001 und Mai 1, 2001 ca zwei Monate nach der Krise.

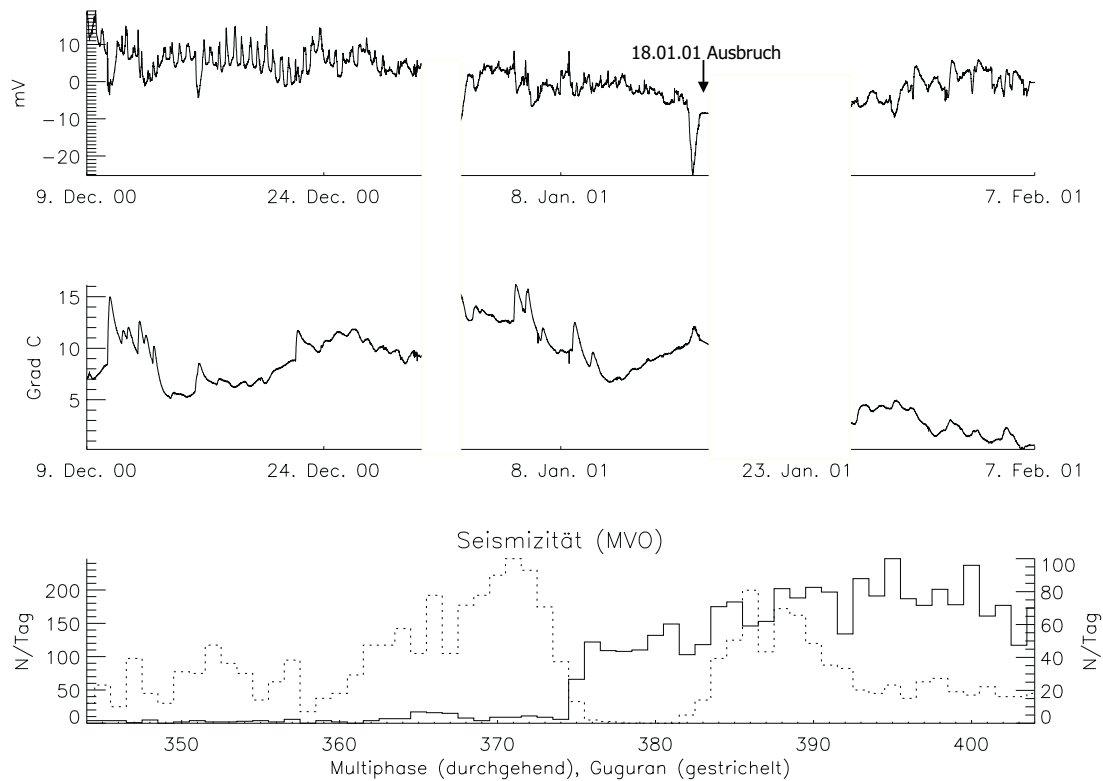


Abbildung 9: Oben: SP-Zeitserien nach der Reduktion des Temperatureffekts wodurch besonders die Regenereignisse unterdrückt werden. Mitte: Temperaturdifferenz mit deutlich verringerter Korrelation zum SP. Unten: Seismizität klassifiziert nach Multiphase-Beben und Steinschlägen (Gugurans) (Daten: BPPTK, VSI).

Wir vermuten die Ursache der extrem starken 12h-Periodizität (S2) stattdessen in einer Korrelation des Eigenpotentials mit dem Luftdruck bzw. den Gezeiten, da auch eine wenigstens schwächere Komponente M2 auftritt. Dies wäre einerseits möglich, wenn die Solfatarenaktivität selbst eine ähnliche Periodizität aufweisen würde, worauf zumindest deren Temperatur mit dominantem Tagesgang (S1) nicht schließen läßt. Andererseits könnte sie durch einen abgeschlossenen Wasserkörper verursacht werden, der sich während der Regenzeit in impermeablen Kraterstrukturen ausbildete, infolge von Luftdruck- und Gezeiten periodisch schwankte (vgl. SHIBATA & AKITA, 2001) und im Vorfeld der vulkanischen Krise durch Öffnung neuer Wasserwegsamkeiten entleerte. Weitere Untersuchungen und Berücksichtigung meteorologischer Aufzeichnungen sind nötig, um dieser Hypothesen nachzugehen. Leider fielen alle Versuche internationaler Teams am Gipfel des Merapi Wetterstationen zu errichten bisher der extremen Korrosion zum Opfer.

3.4 Effekte der vulkanischen Krise

In Abbildung 3 waren zunächst keine systematischen Veränderungen der dargestellten Observablen vor dem Ausbruch vom 18. Januar 2001 erkennbar, da die Zeitreihen von den Regenereignissen dominiert wurden. Unter Berücksichtigung des näherungsweise li-

nearen Zusammenhangs zwischen Temperaturdifferenz und Eigenpotential (Abb. 4), wurde eine grobe Reduktion dieses Effekts vorgenommen

$$U_{SP,red} = U_{SP,raw} - k\Delta T$$

wobei als Kopplungskoeffizient $k = 1.75 \text{ mV/K}$ verwendet wurde.

In der reduzierten Zeitreihe $U_{SP,red}$ des Kanal SP1-2 (Abb. 9) zeichnen sich einige neue Charakteristika ab, so ein nahezu lineares Abfallen über eineinhalb Monate im Vorfeld der Krise. Deutlicher hervor tritt nun auch die 12h Periodizität Anfang Dezember. Auffällig ist ein deutliche negative Anomalie einer Amplitude von etwa 15 mV am 17. Januar 2001, einen Tag vor dem Teilkollaps des Lavadoms. Interessanterweise zeigt sich für dieses Ereignis eine negative Korrelation zwischen Temperatur und Eigenpotential (siehe auch Abb. 3) Möglicherweise wird dieses elektrische Signal nicht durch Infiltration des Regenwassers erzeugt, sondern durch aufsteigende Fluide bzw. Gase zur Oberfläche im Zusammenhang mit verstärkter Magmenförderung unmittelbar vor dem Kollaps des Doms.

4 Zusammenfassung

1. Es gelang eine Monitoringstation für elektrische Felder und Temperaturen an der Solfatare des

Vulkans Merapi über einen Zeitraum von mehr als einem Jahr in Betrieb zu halten.

2. Erste Ergebnisse der Datenauswertung ergeben eine deutliche Korrelation zwischen ΔT und U_{SP} von 1.75 mV/K der nicht allein durch thermische Effekte an den Elektroden oder thermoelektrische Kopplung erklärt werden kann, wie Laborstudien zeigen. Es wird vermutet, daß Veränderungen im hydraulischen System der Solfatare durch Niederschläge sowohl zu Temperatur als auch zu Änderungen des elektrokinetischen Potentials führt.
3. Die Aussagekraft der SP Zeitreihen konnte durch parallele Registrierung der Bodentemperatur und Reduktion des ΔT -Effekts verbessert werden.
4. Vor der vulkanischen Krise im Januar 2001 sind zwei Besonderheiten des Eigenpotentials zu verzeichnen: (a) eine 12-Stunden-Komponente im Spektrum, die etwa 2.5 Monate vorher beginnt und zwei Wochen vor dem Ausbruch endet und (b) eine kurzfristige negative Eigenpotentialanomalie mit negativer Korrelation zur Temperatur etwa einen Tag vor dem Teilkollaps des Lavadoms.
5. Für die Effekte (a) und (b) werden folgende Hypothesen favorisiert: (a) elektrokinetischer Effekt der Schwankung eines abgeschlossenen Wasserkörpers durch Gezeiten bzw. Luftdruck, möglicherweise Entleerung des Wasserkörpers im Vorfeld der vulkanischen Krise. (b) aufsteigende Fluide oder Gase im Zusammenhang mit verstärkter Magmenförderung.

Um die Signifikanz dieser Untersuchungen zu bewerten, ist eine weitere Messung der Eigenpotentiale unerlässlich. Nur eine Datenbasis von mehreren Jahren mit Aufzeichnungen weiterer vulkanischer Krisen kann helfen, den kausalen Zusammenhang der Koinzidenz der Eigenpotentialanomalie und dem Teilkollaps des Lavadoms zu belegen. Das gleiche gilt für Koinzidenzen zwischen seismologischen und SP-Daten. Um Störfelder von vulkanogenen Signalen sicher unterscheiden zu können wäre es sehr wichtig, dauerhaft eine Referenzstation zur Aufzeichnung von EM Feldern in Zentraljava zu betreiben.

Literatur

AUBERT, M., DANA, I. N. & GOURGAUD, I. A. (2000): Internal structure of the Merapi summit from self-potential measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 100, 337–343.

BUTTKUS, B., GREINWALD, S. & OSTWALD, J., Hrsg. (2000): Decade-Volcanoes under Investigation. 1. Merapi-Galeras Workshop. DGG Sonderband IV/2000. Deutsche Geophysikalische Gesellschaft.

CUOMO, V., LAPENNA, V., MARSON, I., MACCHIATO, M., PAPARO, G., PATELLA, D. & PISCITELLI, S. (2000): Geoelectrical and seismoacoustic anomalous signals jointly recorded close to an active fault system in Southern Appennines (Italy). *Physics and Chemistry of the Earth. Part A – Solid Earth and Geodesy*, 25(3), 255–261.

FENOGLIO, M. A., JOHNSTON, M. & BYERLEE, J. D. (1995): Magnetic and electric fields associated with changes in high pore pressure in fault zones: application to the Loma Prieta ULF emissions. *Journal of Geophysical Research*, 100, 12,951–12,958.

FRIEDEL, S., BRUNNER, I., JACOBS, F. & RÜCKER, C. (2000): New Results from DC Resistivity Imaging along the Flanks of Merapi Volcano. In: Decade-Volcanoes under Investigation. 2. Merapi-Galeras Workshop. DGG Sonderband, IV.

FRIEDEL, S., JACOBS, F., FLECHSIG, C., REISSMANN, C. & BRUNNER, I. (1998): Large-scale DC Resistivity Imaging at Merapi Volcano. In: Decade-Volcanoes under Investigation. 2. Merapi-Galeras Workshop. DGG Sonderband, III.

FUJINAWA, Y., KUMAGAI, T. & TAKAHASHI, K. (1992): A study of anomalous underground electric field variations associated with a volcanic eruption. *Geophysical Research Letters*, 19(1), 9–12.

HASHIMOTO, T. & TANAKA, Y. (1995): A Large Self-Potential Anomaly on Unzen volcano, Shimabara Peninsula, Kyushu Island, Japan. *Geophysical Research Letters*, 22(3), 191–194.

ISHIDO, T., KIKUSHI, T., MATSUSHIMA, N., YANO, Y., NAKAO, S. & OGAWA, Y. (1997): Repeated self-potential profiling of Izu-Oshima Volcano Japan. *J. Geomagn. Geoelectr.*, 49, 1267–1278.

LENAT, J. F., ROBINEAU, B. & BACHELERY, P. (1998): A self-potential survey of the summit zone of Karthala volcano (Grand Comore). *Comptes Rendus de l'Académie des sciences. Série II Fascicule A – Sciences de la Terre et des Planètes*, 327(12), 781–788.

MÜLLER, A. & RITTER, O. (1998): Magnetotellurik am Hochrisikovulkan Merapi/Zentral-Java. In: Protokoll über das Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung. 17. Kolloquium. Neustadt an der Weinstraße. 9.-13. März. Herausgegeben von A. Junge und K. Bahr, 125–130.

MÜLLER, M., HÖRDT, A. & NEUBAUER, F. M. (2000): A LOTEM Survey on Mt. Merapi 1998 – First Insights into the 3-D Resistivity Structure. In: Decade-Volcanoes under Investigation. 2. Merapi-Galeras Workshop. DGG Sonderband, IV.

NISHI, Y., ISHIDO, T., SIGIHARA, M., TOSHA, T. & SCOTT, B. (2000): Monitoring of Geyser activity in Whakarewa, New-Zealand. Proceedings, World geothermal Congress 2000.

SHIBATA, T. & AKITA, F. (2001): Precursory changes in well water level prior to the March 2000 eruption of Usu volcano, Japan. Geophysical Research Letters, 28, 1799–1801.

TAKAHASHI, K. & FUJINAWA, Y. (1993): Locating source regions of precursory seismo-electric fields and the mechanism generating electric field variations. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 77, 33–38.

ZSCHAU, J. & WESTERHAUS, M., Hrsg. (1998): Decade-Volcanoes under Investigation. 1. Merapi-Galeras Workshop. DGG Sonderband III/1998. DGG.