

Bohrtechnisch induzierte Remanenz in granitoiden Gesteinen der Bohrung EPS-1 (Soulz-sous-Forêts, Frankreich)

Just, J., de Wall, H., Kontny, A.
Geologisches Institut, Im Neuenheimer Feld 234, 69120 Heidelberg
Jana.Just@urz.uni-heidelberg.de

1. Einführung

Untersuchungen der NRM (natürlich remanente Magnetisierung) an Bohrkernen belegen häufig eine stärkere Magnetisierung im äusseren Bereich der Kerne als im inneren, bei gleichzeitig höheren Inklinationen. Da es sich hierbei um sekundäre Effekte, hervorgerufen durch den Bohrvorgang, handelt, wird sie DIRM (drilling induced remanent magnetization) genannt. DIRM ist eine IRM (isothermale remanente Magnetisierung), verursacht durch das magnetische Feld eines stählernen Kernrohres, wobei Druck-, Temperaturerhöhungen sowie das starke Magnetfeld des Kernrohres als mögliche Ursachen in Betracht kommen (DUNLOP und ÖZDEMİR, 1997; JACKSON und VAN DER VOO, 1985; LAUER, 1978; BURMESTER, 1977;). Dabei wirkt das stärkste magnetische Feld am Randbogen des Kernrohres und nimmt zum Zentrum der Apparatur ab. Der Einfluss einer Kontamination des Kernes an seiner Oberfläche durch Metallabration der Bohrausrüstung und daraus resultierende sekundäre Magnetisierung ist dabei vernachlässigbar (z.B. PINTO und MCWILLIAMS, 1990). Aufgrund der signifikanten Variation der induzierten magnetischen Feldstärke, die in verschiedenen Untersuchungen festgestellt wurde (DE WALL und WORM, 2001; FULLER und HASTED, 1997; POHL et al., 1991; WORM, unveröffentlichte Ergebnisse; PINTO und MCWILLIAMS, 1990; AUDUNSSON und LEVI, 1989), nimmt man an, dass das unterschiedliche Material der Kernrohre einen wesentlichen Einfluss auf die DIRM hat. Selbst bei relativ niedrigen Feldstärken von 0.15 mT, wie sie in der KTB (kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland) aufgetreten sind, war eine DIRM nachzuweisen (DE WALL und WORM, 2001).

Im Rahmen des Graduiertenkollegs „Einwirkung fluider Phasen auf Locker- und Festgesteine“ wird in dieser Sache der Einfluss unterschiedlicher geologischer Prozesse auf die Veränderung gesteinsmagnetischer Eigenschaften in Granitoiden untersucht. Das Kernmaterial stammt aus der Bohrung EPS-1, die sich innerhalb des Rheingrabens bei Soulz-sous-Forêts (Frankreich) im nördlichen Teil der Zaberner Depression befindet (Abb.1). Die Bohrung ist in das deutsch-französische HDR-Projekt (Hot Dry Rock) eingebunden und liegt innerhalb einer geothermischen Anomalie, die zu Temperaturen von 140 °C in 2000 m Tiefe führt (GENTER und TRAINEAU, 1992). Sie durchteufte tertiäre Sedimente (oberhalb 980 m), permio-mesozoische Sedimente (980 bis 1447 m) sowie darunter lagernde variszische Granitoide (1447 bis 2227 m). Beim Soulz-Granit handelt es sich um einen primär homogenen, Magnetitführenden und porphyrischen Granit mit Kalifeldspat-

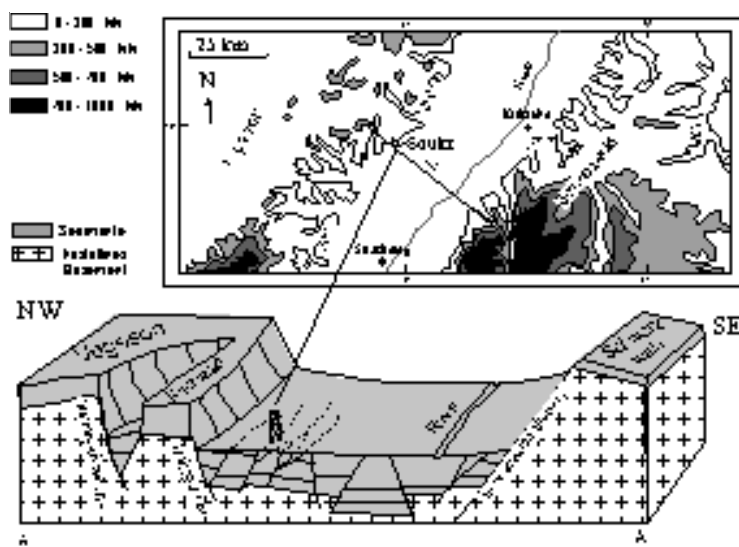


Abb. 1: Lokationskarte der Bohrung EPS-1 sowie ein Profil durch den Oberreingraben

Megakristallen. Er wird als ein Intrusionäquivalent des ca. 20 km westlich entfernten, an der Grabenschulter aufgeschlossenen Windstein-Granodiorits (I-Typ) angesehen, der in einer Tiefe von 7 km intrudierte (FLÖTTMAN und ONCKEN, 1992) und von DUBOIS et al. (1996) mit 320 ± 5 Ma (K/Ar-Methode) datiert wurde. Infolge der variszischen Platznahme sowie tertiären Oberreingrabenbildung unterlag er unterschiedlichen geologischen Prozessen, die zur lokalen Umwandlung der Gesteine führten. Durch die Veränderung der primären magnetischen Minerale ergeben sich somit charakteristische, gesteinsmagnetische Eigenschaften der Gesteine. Damit die NRM der frischen und alterierten Gesteine interpretiert werden kann, muss die Frage geklärt werden, ob (1) eine DIRM die NRM der

Soultz-Kerne verändert hat und wenn ja, (2) wie stark die Messungen beeinflusst sind und (3) ob durch Abmagnetisierungsexperimente NRM und DIRM diskriminiert werden kann.

2. Probenahme und Methoden

Die Granitkerne der Bohrung EPS-1 haben aufgrund verschiedener Kernrohre zwei unterschiedliche Durchmesser von 7.8 cm (930 bis 1997 m) und 5.7 cm (1997 bis 2227 m). Für die Untersuchungen wurden neun dicke (Kernindex 2281, 2476, 2533, 2534, 2537, 2538, 2539, 2540, 3368) und fünf dünne (Kernindex 4666, 4989, 4999, 5013, 5027) Bohrkerne aus verschiedenen Teufenbereichen und unterschiedlich stark alterierten Zonen ausgesucht (Abb. 3). Remanenz-Messungen wurden an ganzen Kernen im Abstand von 1 cm mit Hilfe des Bohrkernkryogenmagnetometers der Firma 2G Enterprises vom Typ 760 R-SRM der Firma AGICO (ROLF, CH., 2000) im Magnetiklabor der GGA in Grubenhagen durchgeführt und unter gleichbleibenden Temperaturbedingungen schrittweise im Wechselfeld (AF) abmagnetisiert. Die Abmagnetisierung erfolgte hierbei in sieben Schritten (5, 10, 25, 50, 100, 200 und 300 Oe) bis zu maximalen Feldern von 300 Oe, was bei weichmagnetischen Remanenzträgern wie Magnetit oft ausreichend ist, um die primäre charakteristische Remanenz bestimmen zu können. Aufgrund der Randeffekte, die während dem schrittweisen Messvorgang auftreten, wurden die ersten und letzten fünf Messpunkte der Kerne nicht in die Untersuchungen einbezogen.

Eine systematische Charakterisierung der DIRM erfolgte an Gesteinen der KTB (DE WALL und WORM, 2001) mit Hilfe des Königsberger Faktors (Q-Faktor). Der Königsberger Faktor ist definiert als das Verhältnis von remanenter zu induzierter Magnetisierung, $Q = NRM / k \times H$, wobei k die magnetische Suszeptibilität und H das Erdmagnetfeld (0.05 mT) darstellt. Eine bohrtechnisch induzierte Remanenz, erzeugt durch Felder, die größer sind als das der Erde, gibt sich durch erhöhte Q-Werte zu erkennen. Um den Q-Faktor in unterschiedlichen Bereichen der Bohrkern zu ermitteln, wurden ein bis zwei Querschnitte durch die Kerne gelegt, in denen zunächst kleinere Zylinder herausgebohrt wurden (Abb. 2). Um eine bessere Auflösung zu erzielen wurde hierzu ein Bohrzylinder mit einem Durchmesser von 1.4 cm gewählt. Die resultierenden Zylinder (A, B in Abb. 2) wurden in einem Achsenverhältnis von 1 : 0.82 zersägt, sodass unter Berücksichtigung von Probenselektion und Materialverlust insgesamt 45 kleine Probenzylinder mit einem Volumen von 1.77 cm³ für die Untersuchungen am Geologisch-Paläontologischen Institut in Heidelberg zur Verfügung standen. Die NRM der einzelnen Probenzylinder wurde in unterschiedlichen Positionen mit dem Spinner Magnetometer JR-5 / JR-5A (AGICO, Brno) ermittelt und anschliessend in elf Schritten bis zu einer Feldstärke von 1600 Oe isothermal abmagnetisiert (AF). Die magnetische Suszeptibilität (κ) der kleinen Zylinder wurde mittels der Kappabrücke Minikappa KLF-3 (AGICO, Brno) bei einer Feldstärke von 300 mA bestimmt. Schliesslich wurden die Werte auf ein Standardvolumen von 10.06 cm³ umgerechnet.

Die Temperaturabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität ($\kappa(T)$) wurde in einem Temperaturbereich von -192 bis 700 °C mittels der Kappabrücke KLY-2, welche mit CS-2/CS-L Ofen-Apparatur von der Firma AGICO (HROUDA, 1994) kombiniert ist, bestimmt. Die Registrierung der Suszeptibilitäten bei verschiedenen Temperaturen erfolgte zunächst in zwei Aufheizphasen, von -192 °C auf 0 °C und von Raumtemperatur auf 700 °C (Aufheizrate 10 °C / min). Anschließend wurden temperaturabhängige Suszeptibilitätswerte während einer Abkühlphase von 700 °C auf Raumtemperatur aufgenommen. Um Mineralreaktionen zu vermeiden wurden die Messungen während der Aufheizphase auf 700 °C sowohl in einer Argon-Atmosphäre als auch in Luft-Atmosphäre vorgenommen.

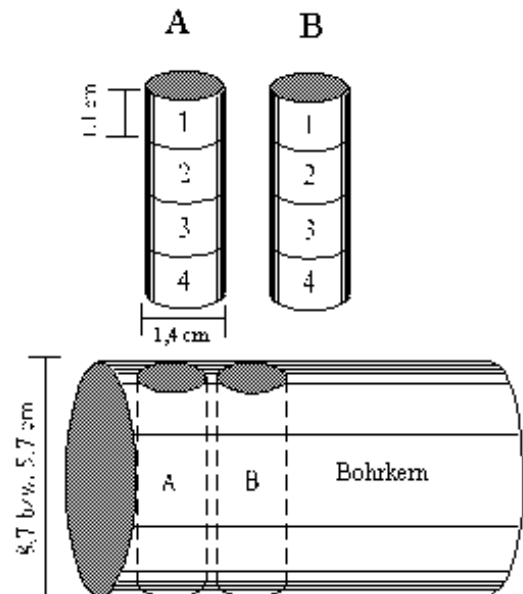


Abb. 2: Schematische Darstellung der Anfertigung sowie Positionen der Probenzylinder. Aus dem Kerndurchmesser ergeben sich vier Positionen in dünnen und sechs Positionen in dicken Bohrkernen.

3. Ergebnisse

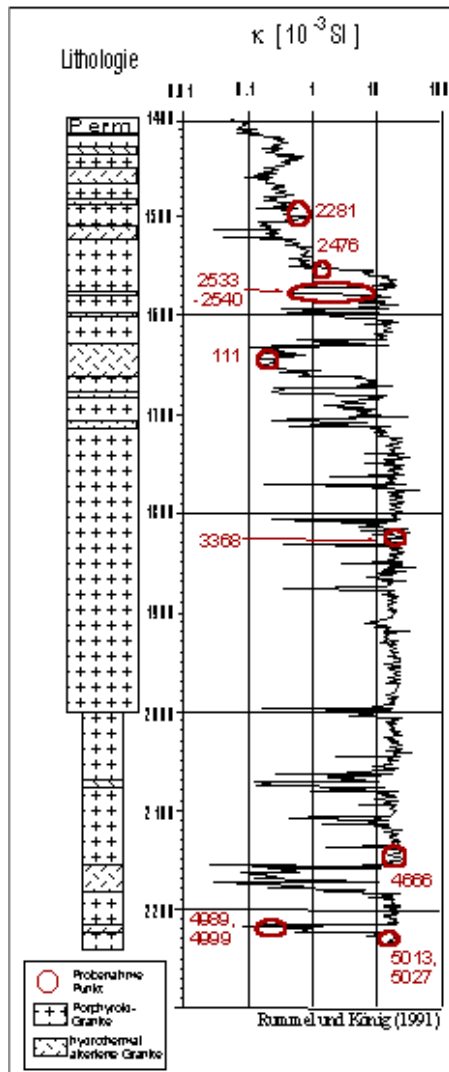


Abb. 3: Lithologisches Profil mit zwei Kern-durchmessern: 7.8 cm im oberen Bereich (930 bis 1997 m) und 5.7 cm im unteren Bereich (1997 bis 2227 m) sowie Profil der magnetischen Suszeptibilität (κ), gemessen an Kernen von RUMMEL und KÖNIG (1991). Einzelne, sehr schmale Peaks sind artifiziell, durch den Messvorgang bedingt.

3.1 Magnetomineralogie

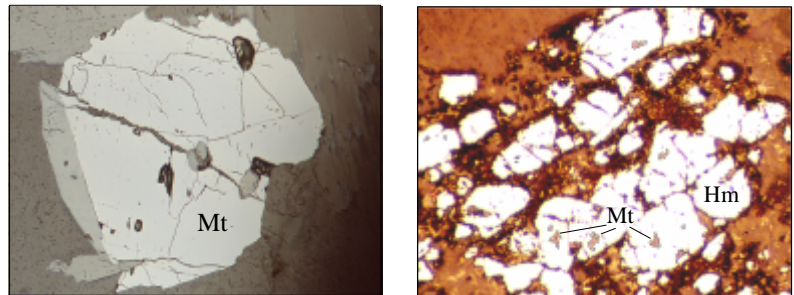


Abb. 4: a.) Magnetit (Mt, Bildunterkante 500 μ m) im frischen Granit, Kernindex 4666; b.) Hämatit (Hm, weiss, Bildunterkante 400 μ m) mit Magnetit-Rest (schwarz umrandet) in kataklastisch alteriertem Granit, Kernmarsch 111.

Aufgrund der Suszeptibilitätsmessungen von RUMMEL und KÖNIG (1991) kann der Granit in einen oberen, deutlich alterierten Bereich (980 bis 1550 m) mit κ -Werten $< 1 \times 10^{-3}$ SI (para- und untergeordnet ferrimagnetisch) und einen unteren, „frischen“ Bereich (1550 bis 2227 m) mit deutlich höheren Suszeptibilitäten ($3 - 24 \times 10^{-3}$ SI; ferrimagnetisch) unterteilt werden (Abb. 3). Der „frische“ Granit hat durchgehend schwache pervasive Alteration erfahren, was durch geringe Erniedrigung der magnetischen Suszeptibilität signalisiert wird. Es treten jedoch eine Vielzahl von räumlich eng begrenzten, alterierten Bereichen um Störungzonen auf, die einen Rückgang der Suszeptibilität bis zu 0.2×10^{-3} SI (paramagnetisch) zu verzeichnen haben. Die Reduzierung der κ -Werte ist im wesentlichen auf den Abbau des ferrimagnetischen Magnetits zu antiferromagnetischem Hämatit zurückzuführen und korreliert mit den Alterationszonen im Granit. Dabei ist der Magnetit unterschiedlich stark zu Hämatit umgewandelt (martitisiert).

Gleichzeitig mit dem Abbau von Magnetit fand eine Alteration der gesteinsbildenden Minerale statt. Die primäre mineralogische Zusammensetzung besteht hauptsächlich aus den diamagnetischen Mineralen Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, den paramagnetischen Mineralen Biotit und wenig Hornblende. Als Akzessorien treten Titanit, Apatit und Magnetit auf. Infolge der frühen, pervasiven Alteration wurden primäre Minerale (Biotit, Hornblende, Plagioklas) zu sekundären propylitischen Paragenesen mit Chlorit, Corrensit, Karbonaten, Epidot, Hydrogranat, Illit, Eisenoxide und Prehnit umgewandelt. Infolge von Bruchbildungsmechanismen und damit verbundenen Fluidzirkulationen wurde der Granit von einer späten,

auf Adern begrenzten Alteration (vein alteration) erfasst, wobei als wichtigste Produkte Hellglimmer oder Tonminerale, Karbonate (Ankerit und Dolomit), Eisenoxide und Quarz zu nennen sind (TRAINEAU ET AL., 1991). Während in wenig alteriertem Granit Magnetit (bis 500 μ m; Abb. 4a) unterschiedlich stark zu Hämatit umgewandelt ist, ist in Bereichen der Störungzonen Hämatit sehr feinkörnig (Korngrößen $< 100 \mu$ m) und kataklastisch ausgebildet (Abb. 4b).

Messungen der temperaturabhängigen Suszeptibilität ($\kappa(T)$) tragen zur Identifizierung der Remanenzträger bei. Abbildung 5a zeigt eine typische $\kappa(T)$ -Kurve von unalteredem Magnetit (Multidomain-Struktur) aus dem frischen Granit. Kennzeichnend hierfür sind die deutlich ausgeprägte Vervey-Umwandlung bei ca. -150 °C und ein Plateau bis zur Curie-Temperatur bei 580 °C (z.B. KONTNY und DE WALL, 2000). Die gute Übereinstimmung der Aufheiz- und Abkühlkurve deutet daraufhin, dass Magnetit noch keine Anzeichen einer beginnenden Alteration aufweist. $\kappa(T)$ -Kurven aus den alterierten Zonen (Abb. 5b) zeigen bei tiefen Temperaturen zwischen -150 und -100 °C lediglich eine schwach ausgebildete Aufwölbung, die möglicher-

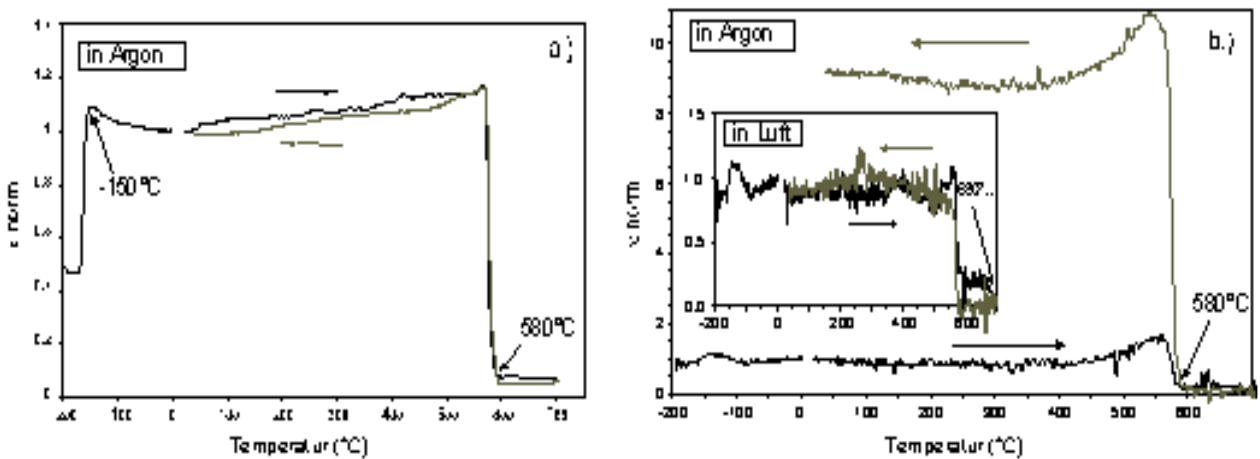


Abb. 5: $\kappa(T)$ - Kurve a.) eines Magnetits in MD-Struktur aus dem frischen Granit (Kernindex 4666) und b.) eines Hämatits aus dem alterierten Granit, der noch Magnetit-Reste enthält (Kernindex 2537).

weise auf die mikroskopisch beobachteten, sehr kleinen Magnetitreste zurückgeführt werden kann. Bei einer Reduktion der Magnetitkorngröße kommt es zu einer Verflachung bis zu einem vollständigen Verschwinden der Verwey-Umwandlung (MUXWORTHY, 1999; SENANYAKI und MCELHINNY, 1981). Bei der Aufheizung in einer Argonatmosphäre findet ein schwacher Anstieg der Suszeptibilität ab 450 °C bis zum Erreichen einer Curie-Temperatur bei 580 °C statt, die auf Magnetit hinweist. Die Abkühlkurve zeigt eine reversible Curietemperatur wobei die Suszeptibilität deutlich erhöht wird. Dies deutet auf eine Zunahme des Magnetitanteils hin und impliziert die Vermutung, dass unter inerten Argonbedingungen eine Reduktion des Hämatits zu Magnetit erfolgt. Hämatit, der mikroskopisch in den alterierten Proben dominiert, ist bei der Messung in Argon nicht festzustellen. $\kappa(T)$ -Messungen der gleichen Probe unter Luft hingegen zeigen neben Magnetit auch Hämatit mit einer Curie-Temperatur von ca. 680 °C. Die Abkühlkurve ist bis auf den Temperaturbereich > 580 °C reversibel und es erfolgt keine Umwandlung des Hämatits zu Magnetit (Abb. 5b). Obwohl Hämatit in diesen Proben dominiert, scheint das magnetische Verhalten durch Magnetit dominiert zu sein.

3.2 Verhalten bei Wechselfeldabmagnetisierung

In Abbildung 6b ist die AF-Kurve eines dünnen Kernes aus einer frischen Zone abgebildet (Kernindex 4666/Messpunkt 12). Die Kurve zeigt ein sehr weichmagnetisches Verhalten mit einem raschen Abfall der Magnetisierung bei steigendem Feld und eine fast vollständige Abmagnetisierung bei einem Wechselfeld von 300 Oe. Dieses Verhalten ist typisch für Magnetite in MD-Struktur (multidomain). Die anfängliche Inklination ist relativ flach ausgebildet, wird dann mit steigenden Feldern steiler, um anschließend bei noch höheren Feldern wieder abzuflachen (Abb. 6a und 7a). In der stereo-

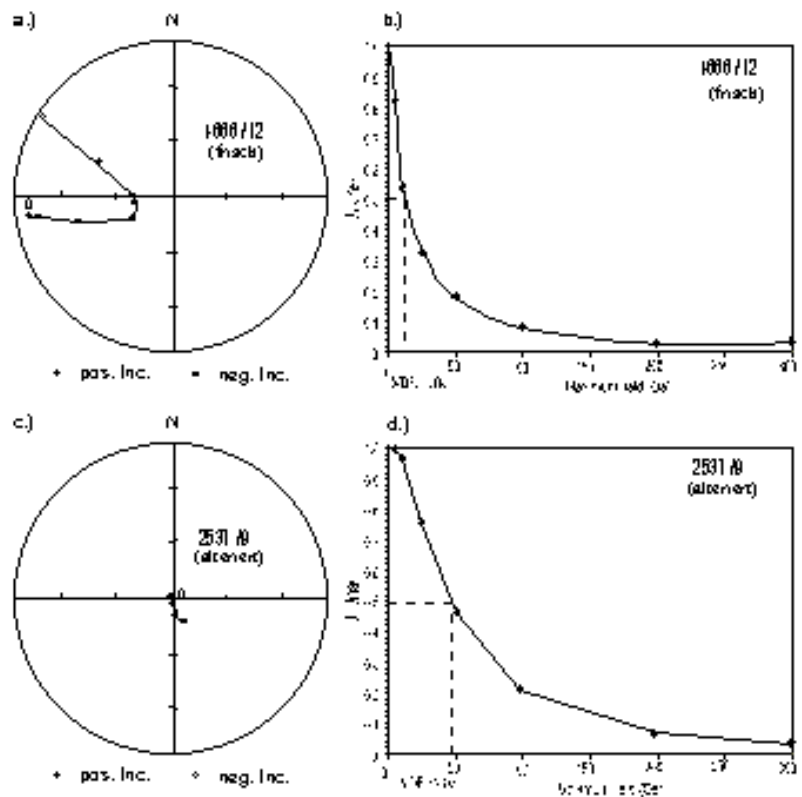


Abb. 6: Beispiele für die Wechselfeldabmagnetisierung der Remanenz in orthogonaler und stereografischer Projektion mit Bezug auf die Referenzlinie des Bohrkernes (N = Referenzlinie).

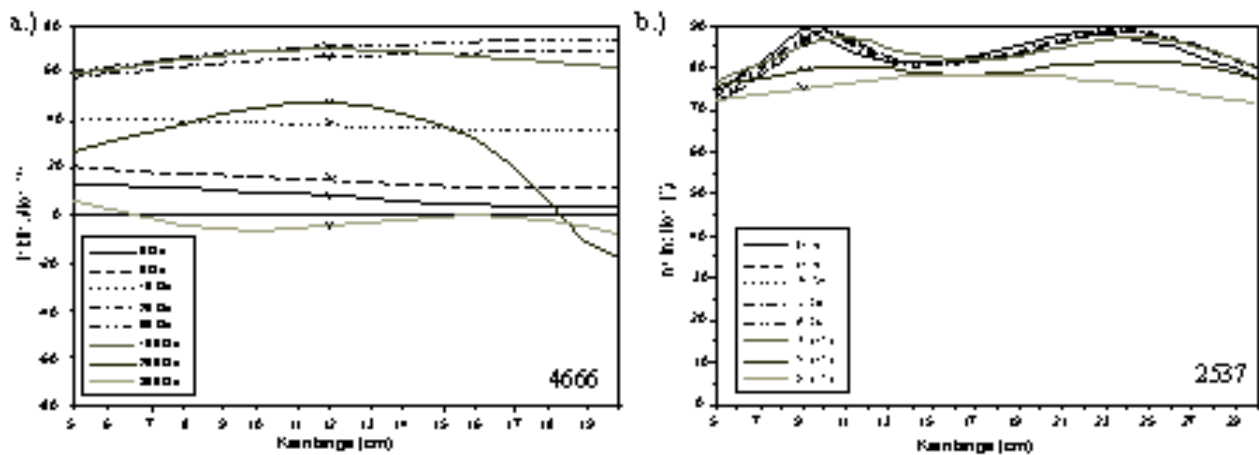


Abb. 7: Beispiele für das Verhalten der Inklination in ganzen Kernen während schrittweiser, isothermaler Entmagnetisierung. Die X-Achse stellt Kernlänge und gleichzeitig einzelne Messpunkte dar.

grafischen Projektion lassen sich zwei Komponenten der NRM unterscheiden (Abb. 6a). Im Gegensatz zu diesem weichmagnetischen Verhalten ist im dicken, alterierten Kern (Kernindex 2537/Messpunkt 9) ein anfänglich hartmagnetischer Kurvenverlauf zu beobachten (Abb. 6d), der auf Hämatit als Träger der Remanenz schließen lässt und bereits mikroskopisch beobachtet wurde. Untypisch für Hämatit ist jedoch die fast vollständige Entmagnetisierung bei einem Wechselfeld von 300 Oe. Während der Entmagnetisierung behält die NRM ihre steil stehende Inklination (Abb. 7b) und es ist lediglich eine Remanenzkomponente zu erkennen (Abb. 6c).

3.3 Q-Faktor Analyse

In Abbildung 8 ist der Q-Faktor gegen die Position der Probenzylinder aufgetragen. Frische Granite haben deutlich höhere Suszeptibilitäten als alterierte, woraus trotz höheren NRM-Werten niedrige Q-Faktoren resultieren. Im äusseren Bereich beträgt der Q-Faktor bis zu 1.1 und nimmt zur Mitte bis auf 0.3 ab. Demgegenüber haben alterierte Granite mit geringen Suszeptibilitäten trotz niedrigen Remanenzen höhere Q-Faktoren. Im Inneren der Kerne beträgt er maximal 0.9 und steigt im Äusseren bis auf 3.5 an. Aus den Ergebnissen der dicken Kerne resultiert eine charakteristische U-Form im Diagramm (Abb. 8a). Im Gegensatz zu

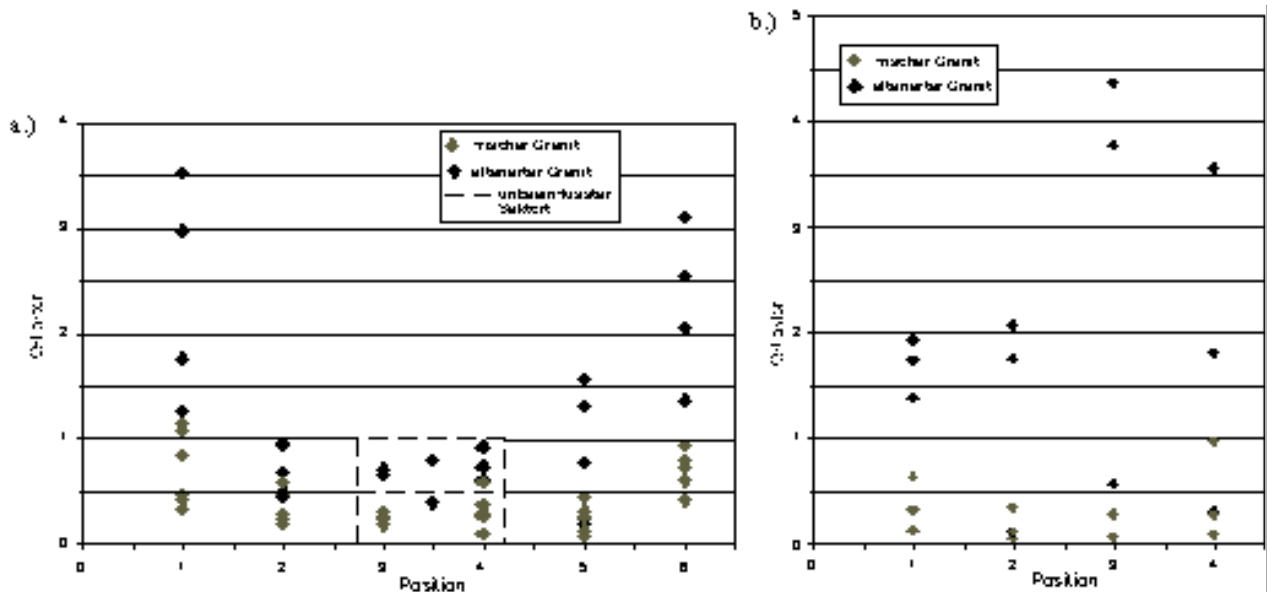


Abb. 8: Q-Faktoren aus frischen sowie alterierten Zonen aufgetragen gegen Positionen. a.) zehn Probereihen in dicken Kernen; b.) sechs Probereihen in dünnen Kernen.

den dicken Kernen streuen die Q-Faktoren in dünnen Kernen, sodass keine U-Form im Diagramm (Abb. 8b) und deshalb scheinbar keine DIRM zu erkennen ist. Solche Beobachtungen werden aufgrund ihrer systematischen Fortsetzung in erhöhten Werten der äußeren und niedrigen Werte der inneren Kernbereiche, sowie der Annahme, dass es sich beim Soultz-Granit um einen primär homogenen Körper handelt, als sekundäre Effekte der DIRM interpretiert. Betrachtet man die Ergebnisse differenziert, so fällt auf, dass es verschiedene Tendenzen bezüglich der Aufnahmefähigkeit einer DIRM und ihrer Träger im unterschiedlich stark alterierten Soultz-Granit gibt. Auf diesen Ergebnissen basierend lässt sich im Bohrkern mit Hilfe des Q-Faktors ein unbeeinflusster Sektor diskriminieren und ein alterationspezifischer Wertebereich zuweisen. Unbeeinflusste Probenzylinder aus frischen Zonen haben einen maximalen Q-Faktor von 0.5, der sich auf die Positionen 3 bis 4 beschränkt. Dieser Sektor teilt den alterierten Graniten einen maximalen Wert von 1 zu. Überträgt man den unbeeinflussten Sektor der dicken Kerne auf dünne Kerne, so fällt auf, dass wenig alterierte Proben nur schwach von einer DIRM betroffen sind und im inneren Bereich einen Q-Faktor von 0.5 meist nicht überschreiten (Abb. 8b). Intensiv alterierte Proben zeigen dagegen deutlich erhöhte Werte in allen Positionen, wobei sie einen Q-Faktor > 1 haben. Rückschließend lässt sich sagen, dass Kerne aus verschiedenen Alterationszonen unterschiedliche Intensitäten hinsichtlich der Aufnahmefähigkeit einer DIRM erfuhren und dünne, alterierte Kerne in allen Positionen aufgrund ihres kleinen Durchmessers von einer DIRM erfasst wurden.

4. Zusammenfassung

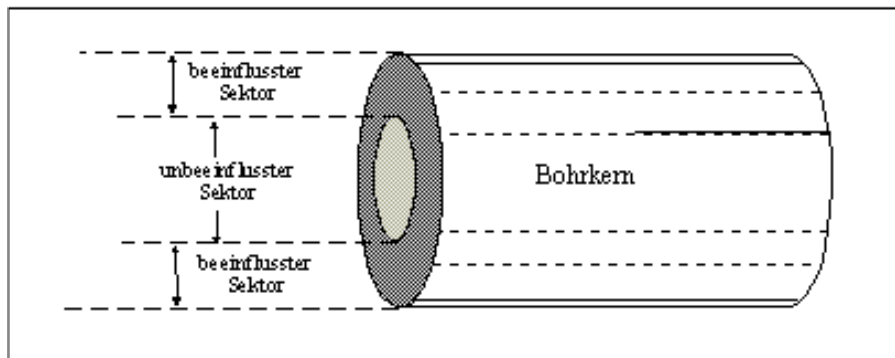


Abb. 9: Schematische Darstellung des unbeeinflussten Sektors in Bohrkernen der Bohrung EPS-1.

Mit Hilfe des Königsberger Faktors wurde in den Granitoiden der Bohrung EPS-1 eine DIRM nachgewiesen. Dabei stellte sich heraus, dass die DIRM-Aufnahme stark vom Alterationsgrad der Granite und somit von den darin enthaltenen magnetischen Phasen sowie ihren Eigenschaften abhängig ist. Der beeinflusste Sektor reicht je nach Alterationsgrad vom Rand zum Inneren hin bis in eine Tiefe von ca. 3.5 cm (Abb. 9), wobei frische Proben weniger stark betroffen sind als alterierte. Alterierte, dünne Kerne haben aufgrund ihres Durchmessers (5.7 cm) dementsprechend eine vollständige Remagnetisierung erfahren. Eine vom Kernrand zum Zentrum ausgehende Erhöhung der Intensität um Faktor 10, wie in anderen Bohrkernen festgestellt wurde (DUNLOP und ÖZDEMIR, 1997), konnte in den Soultz-Kernen nicht beobachtet werden. In frischen Granitkernen blieb der Anstieg stets kleiner, in alterierten Kernen mit niedrigen Intensitäten war dieser Effekt nicht vorhanden, was einerseits an dem geringen Durchmesser der Soultz-Kerne liegen könnte, andererseits aber auch durch eine andere Magnetomineralogie zu erklären wäre.

Im Hinblick auf die unterschiedlichen Aufnahmebedingungen bleibt zu klären inwieweit strukturelle Eigenschaften, wie z.B. Kornform und Korngröße einer Phase oder unterschiedliche Phasen und ihre Entstehungsbedingungen, für die Differenzen in der Aufnahme einer DIRM verantwortlich sind.

4. Danksagung

Diese Arbeit wurde von der DFG im Rahmen des Graduiertenkollegs „Einwirkung fluider Phasen auf Locker- und Festgesteine“ finanziell unterstützt. Die Messungen am Kryogenmagnetometer im Gesteinsmagnetiklabor der GGA in Grubenhagen wurden mit Hilfe von Dr. Christian Rolf ermöglicht. Für die freundliche Unterstützung bei den Messungen möchten wir uns bei Kathrin Worm herzlich bedanken.

5. Literatur

- ADDUNSSON, H., LEVI, S., 1989. Drilling-induced remanent magnetization in basalt drill cores. *Geophys. J.* 98, 613-622.
- BURMESTER, R.F., 1977. Origin and stability of drilling induced remanence. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 48, 1-14.
- DUBOIS ET AL., 1996. Temperature of paleo- to modern self-sealing within a continental rift basin: The fluid inclusion data (Soultz-sous-Forêts, Rhine graben, France). *Eur. J. Mineral.* 8, 1065-1080.
- DUNLOP, D.J., ÖZDEMİR, Ö., 1997. *Rock Magnetism: Fundamentals and frontiers*. Cambridge University Press, 573 S.
- FLÖTMAN und ONCKEN, 1992. Constrains on the evolution of the Mid German Crystalline Rise - a study of outcrops west of the river Rhine. *Geologische Rundschau* 81/2, 515-543.
- FULLER, M., HASTED, M., 1997. Magnetic fields of (1) bottom hole assemblies, (2) advanced piston core inner barrels and (3) inner shoes. *Ocean Drilling Program, Initial Res. Leg.* 166.
- GENTER, A., TRAINÉAU, H., 1992. Geological survey of the HDR borehole EPS-1, Alsace, France: preliminary geological results from granite core analyses for Hot Dry Rock research. *Scientific Drilling.* 3, 205-214.
- HROUDA F., 1994. A technique for the measurement of thermal changes of magnetic susceptibility of weakly magnetic rocks by the CS-2 apparatus and KCY-2 Kappabridge. *Int. J. Geophys.*, 118, 3, 604-612.
- JACKSON, M., VAN DER VOO, R., 1985. Drilling-induced remanence in carbonate rocks: occurrence, stability and grain-size dependence. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 81, 75-87.
- KONTNY, A., DE WALL, H., 2000. The use of low and high $\kappa(T)$ -curves for the characterization of magneto-mineralogical changes during metamorphism. *Phys. Chem. Earth.* A25 / 5, 421-429.
- LAUER, J.-P., 1978. Creation d'aimantations rémanents de sciage et de forage au cours de la préparation d'échantillons de roches destinés á une étude paléomagnétique. *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. D* 287, 1-4.
- MUXWORTHY, A. R., 1999. Low-temperature susceptibility and hysteresis of magnetite, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 169; 1-2, 51-58.
- PINTO, M.J., MCWILLIAMS, M., 1990. Drilling induced isothermal remanent magnetization. *Geophysics* 55, 111-115.
- POHL, J., PÄTZOLD, T., ROLF, C., SOFFEL, H.C., WORM, H.-U., 1991. A rock magnetic log of the KTB pilot borehole. *Sci. Drill.* 2, 120-129.
- ROLF, CH., 2000. Das Kryogenmagnetometer im Magnetiklabor Grubenhagen. *Geol. Jb.*, E 52: 161-188.
- RUMMEL, F., KÖNIG, E., 1991. Physical properties of core samples, borehole EPS-1, Soultz-sous-Fôrets, Velocity-, density- and magnetic susceptibility-logs, depth interval 933-2227 m. *Interner Bericht, Ruhr-Universität Bochum.*
- SENANAYAKE, W. E., und M. W. MCELHINNY, 1981. Hysteresis and susceptibility characteristics of magnetite and titanomagnetites: interpretation of results from basaltic rocks, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 26, 47-55.
- TRAINÉAU, H., GENTER, A., CAUTRU, J.P., FABRIOL, H., CHEVREMONTE, P., 1991. Petrography of the granite massif from drill cutting analysis and well log interpretation in the geothermal HDR borehole GPK1 (Soultz, Alsace, France). *Geotherm. Sci. & Tech.* 3(1-4), 1-29.
- DE WALL, H., WORM, H.-U., 2001. Recognition of drilling-induced remanent magnetization by Q-factor analysis: a case study from the KTB-drillholes. *J. Appl. Geophys.* 46, 55-64.