

Aufbau und Entwicklung des Vulkans Mauna Kea
anhand von gesteinsmagnetischen und magneto-
mineralogischen Untersuchungen an Kernen des
"Hawaii Scientific Drilling Project" (HSDP-2)

Carsten Vahle



**Aufbau und Entwicklung des Vulkans Mauna Kea anhand von
gesteinsmagnetischen und magneto-mineralogischen Untersuchungen
an Kernen des “Hawaii Scientific Drilling Project” (HSDP-2)**

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung der Doktorwürde an der
Naturwissenschaftlich-Mathematischen Gesamtfakultät der
Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg

vorgelegt von
Diplom-Geologe Carsten Vahle
aus Ketsch am Rhein

Mai 2005

Titelbild: Mit freundlicher Genehmigung des „Image Analysis Laboratory, NASA Johnson Space Center“ (STS61A-50-57.JPG, <http://eol.jsc.nasa.gov>).

Ich erkläre hiermit, dass ich die vorgelegte Dissertation selbst verfasst und mich dabei keiner anderen als der von mir ausdrücklich bezeichneten Quellen und Hilfsmittel bedient habe.

Weiterhin erkläre ich, dass ich an keiner anderen Stelle ein Prüfungsverfahren bzw. die Dissertation in dieser oder anderer Form bereits anderweitig als Prüfungsarbeit verwendet oder einer anderen Fakultät als Dissertation vorgelegt habe.

Heidelberg, den 12. Mai, 2005

Gutachter: HD Dr. Agnes Kontny
Prof. Dr. Helga de Wall

Tag der Promotionsprüfung: 30.06.2005

„In der Wissenschaft gleichen wir alle nur den Kindern, die am Rande des Wissens hie und da einen Kiesel aufheben, während sich der weite Ozean des Unbekannten vor unseren Augen erstreckt.“

Sir Isaac Newton

*„Es gibt eine Theorie, die besagt, wenn jemals irgendwer genau herausfindet, wozu das Universum da ist und warum es da ist, dann verschwindet es auf der Stelle und wird durch noch etwas Bizarreres und Unbegreiflicheres ersetzt.
Es gibt eine andere Theorie, nach der das schon passiert ist.“*

Douglas Adams

Danksagung

Zuallererst möchte ich mich bei Frau HD Dr. Agnes Kontny und Frau Prof. Dr. Helga de Wall (Universität Würzburg) für die Bereitstellung des Themas dieser Dissertation herzlich bedanken. Sie hatten stets ein offenes Ohr für Fragen und Probleme, darüber hinaus haben sie wesentliche Kritik und Verbesserungsvorschläge bei der Betreuung dieser Arbeit geleistet.

Bei Herrn Prof. Dr. Frantisek Hrouda (Fa. Agico, Brno) möchte ich mich sowohl für wertvolle Kommentare während seiner Aufenthalte in Heidelberg Anfang 2003 und 2004 als auch für einige Messungen der feldabhängigen Suszeptibilität bedanken.

Dr. Gunther Kletetschka (NASA) gilt mein Dank für manche grundlegende Fragen und Denkanstöße sowie Diskussionen.

Bei Frau Prof. Dr. Dominique Lattard, Ralf Engelmann und Ursula Sauerzapf möchte ich mich für wertvolle Diskussionen bzgl. der Genese von Fe-Ti Oxiden bedanken.

Dr. Julia E. Hammer (SOEST, Universität Hawaii) und Dr. Michael J. Jackson (Institute for Rock Magnetism, University of Minnesota) danke ich für die freundliche Bereitstellung ihrer Daten bzgl. der Textur von Fe-Ti Oxiden bzw. temperaturabhängigen Suszeptibilitätsmessungen.

Natürlich möchte ich mich auch bei allen MitarbeiterInnen und Angehörigen des Geologisch-Paläontologischen Institutes bedanken, die mich während dieser Zeit begleitet haben: Anja Schleicher, Axel Emmerich, Birgit Dietrich, Carsten Laukamp, Fabio Lapponi, Fernando Ayllon, Francis Cueto, Gesine Lorenz, Guy Spence, Hans Ebert, Heiko Hoffmann, meiner Zimmerkollegin Jana Just, Jens Grimmmer, Jochen Schneider, Jochen Zolk, Johanna Kontny, Kai Frings, Kevin Carriere, Laurence Warr, Luca Nano, Manuela Weiss (Niederlippach), Marta Gasparrini, Martin Neudecker, Michael Seeling, Prof. R.O. Greiling, Rike Bauer, Roswitha Marioth, Prof. T. Bechstädt, Thomas Angerer, Tina Pelzer, die mich im Magnetiklabor unterstützte, Prof. V. Schweizer, Zbynek Veselovsky etc...

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft bin ich für die finanzielle Unterstützung des Projektes Ko1514/1, in dessen Rahmen diese Dissertation angefertigt wurde, zu Dank verpflichtet.

Zum Schluss gilt ein ganz besonderer Dank Andrea und meiner Familie, die mich während der letzten Jahre in jeglicher Hinsicht unterstützten. Vielen Dank auch für Eure Rücksichtnahme.

INHALTSVERZEICHNIS

Danksagung

Abkürzungen / Größeneinheiten	iii
Zusammenfassung	v
Summary	vii
1. Einleitung	1
1.1 Zielsetzung und Aufgabenstellung	1
1.2 Geologischer Rahmen	3
1.3 Das Hawaii Scientific Drilling Project (HSDP)	8
1.4 Kenntnisstand gesteinsmagnetischer Untersuchungen an hawaiianischen Basalten	13
2. Methodik	16
2.1 Theoretische Grundlagen	16
2.2 Analyse- und Messverfahren	22
2.3 Beprobung und Arbeitsablauf	24
3. Magnetische Suszeptibilität und natürlich remanente Magnetisierung der HSDP-2 Bohrkerne	25
3.1 Suszeptibilitäten der subaerischen und submarinen Gesteinseinheiten	25
3.2 Veränderung der Suszeptibilität und Magnetisierung mit der Tiefe – Beziehung zwischen Suszeptibilität und Magnetisierung	33
3.3 Korrelation der Suszeptibilität mit der geochemischen Zusammensetzung	40
3.4 Zusammenfassung	48
4. Charakteristische gesteinsmagnetische und magneto-mineralogische Eigenschaften der lithologischen Einheiten	50
4.1 Submariner Bereich	54
4.1.1 <i>Intrusion</i>	54
4.1.2 <i>Pillowlava</i>	64
4.1.3 <i>Massiver Basalt</i>	84
4.1.4 <i>Hyaloklastit</i>	93
4.2 Subaerischer Bereich	111
4.2.1 <i>Pahoehoe</i>	114
4.2.2 <i>Aa</i>	121
4.2.3 <i>Transitional</i>	134
4.3 Vergleich der Lithologien	139

5. Möglichkeiten und Grenzen der Interpretation von feldabhängigen Suszeptibilitätsmessungen in Titanomagnetit-haltigen Basalten	146
5.1 Abhängigkeit von der Titanomagnetit-Zusammensetzung	147
5.2 Korngrößeneffekte	152
5.3 Temperaturabhängigkeit von f_{Hd}	156
5.4 Einfluss der Form und Verteilung der Körner	158
5.5 Auswirkungen auf die Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität	161
5.6 Zusammenfassung	169
6. Schlussfolgerungen	173
6.1 Verknüpfung der gesteinsmagnetischen und magneto-mineralogischen Eigenschaften mit den Bildungsbedingungen der Laven	174
6.2 Bezug der gesteinsmagnetischen und magneto-mineralogischen Eigenschaften zum Aufbau und der Entwicklung des Schildvulkans Mauna Kea	181
6.3 Ausblick	192
7. Literaturverzeichnis	194
Anhang A – Probenliste	209
Anhang B – Tabelle der gesteinsmagnetischen Eigenschaften der Proben	214
Anhang C – Suszeptibilitätsprofile	219
Anhang D – Tabelle einiger gesteinsmagnetischer Parameter aller Probenzylinder	230
Anhang E – $\kappa(T)$ -Kurven	234
Anhang F1 – Chemische Zusammensetzung des Chromspinells	251
Anhang F2 – Chemische Zusammensetzung des Titanomagnetits	255
Anhang F3 – Chemische Zusammensetzung des Ilmenohämatits	259
Anhang G – Abmagnetisierungsverhalten und IRM-Erwerb	262
Anhang H – Daten der AMS-Messungen	278
Anhang I – Daten der Hysteresemessungen	285

Abkürzungen

α	Rayleigh-Koeffizient
AF	alternating field - Wechselfeld
AMS	Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität
BSE	back-scattered-electrons - rückgestreute Elektronen
C	Curie-Konstante
csp	Chromspinell
DFG	Deutsche Forschungsgemeinschaft
DRIM	drilling induced remanent magnetization - Bohrtechnisch induzierte rem.Magn.
EMS	Elektronenstrahl-Mikrosonde
F	Foliationsfaktor des AMS-Ellipsoides
f_{Hd}	Feldabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität
fO_2	Sauerstoff fugazität
H, H_a , H_{eff}	Magnetfeld, äußeres und effektives Magnetfeld
H_{AC}	Stärke des Wechselfeldes
H_c	Koerzitivkraft
H_{cr}	Remanenzkoerzitivkraft
hm	Hämatit
ilmh	Ilmenohämatit
IRM	isothermal erworbene, remanente Magnetisierung
κ	magnetische Suszeptibilität
$\kappa(T)$	Temperaturabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität
$K_{1/2}$	magnetokristalline Anisotropiekonstante 1 und 2
κ_a , κ_i	scheinbare und intrinsische magnetische Suszeptibilität
κ_{max} , κ_{int} , κ_{min}	größte, mittlere und kleinste Achse des AMS-Ellipsoides
L	Lineationsfaktor des AMS-Ellipsoides
MD	multidomain - Mehrbereichs-Teilchen
MDF	median destructive field - Feld der mittleren Abmagnetisierung
MK	Mauna Kea
ML	Mauna Loa
M_r , M_{ind} , M_{res}	remanente, induzierte und Rest-Magnetisierung
M_s , J_s	Sättigungsmagnetisierung
M_{rs} , J_{rs}	Sättigungsremanenz
mt	Magnetit
N	Entmagnetisierungsfaktor
NRM	natürlich remanente Magnetisierung
P	Anisotropiefaktor des AMS-Ellipsoides
P'	korrigierter Anisotropiefaktor des AMS-Ellipsoides
PSD	pseudo-single-domain - Pseudo-Einbereichs-Teilchen
Q	Königsberger Faktor

QFM	Quarz-Fayalit-Magnetit Puffer
REM	Rasterelektronen-Mikroskop
SD	single-domain - Einbereichs-Teilchen
sp, dia, para, ferr, antif	super-, dia-, para, ferri-, antiferromagnetisch
T	Formfaktor des AMS-Ellipsoides bzw. absolute Temperatur
τ	Relaxationszeit
T_B	Blockungstemperatur
$T_{C/N}$	Curie- bzw. Neel-Temperatur
TEM	Transmissionselektronen-Mikroskop
tmgh	Titanomaghemit
tmt	Titanomagnetit
v	Volumen
VRM	viskose remanente Magnetisierung
X_{hm}	Hämatitkomponente
X_{mt}	Magnetitkomponente

Größeneinheiten

%	Prozent
°C	Grad Celsius
μ_B	Bohr-Magneton
A/m	Ampere pro Meter
Atm	Atmosphäre
K	Kelvin
k, M	Tausend, Millionen
mbsl	meter below sea level - Meter unterhalb der Meeresoberfläche
nm, μ m, mm, cm, m, km	Nanometer, Mikrometer, Millimeter, Zentimeter, Meter, Kilometer
nT, μ T, mT	Nano-, Mikro-, Millitesla
s, min, h, a	Sekunde, Minute, Stunde, Jahr
SI	System International

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit liefert einen wichtigen gesteinsmagnetischen Datensatz, insbesondere für submarine Gesteine, der aus einer gesteinsmagnetischen Perspektive einen Einblick in den Aufbau und die Entwicklungsgeschichte von hawaiianischen Schildvulkanen über ein Zeitintervall von ca. 420 ka vermittelt. Hierfür wurden Basalte (Intrusionen, Pillowlaven, Hyaloklastite und massive Basalte sowie subaerische Lavaströme) der 3109 m tiefen HSDP-2 Bohrung des „Hawaii Scientific Drilling Project“ mit Hilfe von verschiedenen gesteinsmagnetischen und mineralogischen Methoden untersucht: Volumenssuszeptibilität (κ) und deren Anisotropie (AMS), Feld- (f_{Hd}) und Temperaturabhängigkeit ($\kappa(T)$), Abmagnetisierungsverhalten der natürlich remanenten Magnetisierung, Polarisations- und Rasterelektronenmikroskopie sowie Elektronenstrahl-Mikrosonde. Die Bohrlokalität befindet sich an der Flanke der zwei größten Schildvulkane der Erde, des Mauna Keas und Mauna Loas auf Hawaii und ermöglicht somit einen Zugang zu einem geowissenschaftlichen Archiv von Lavaeinheiten des Mauna Kea Vulkans, die einen Zeitraum von ca. 420 ka umfassen. Das generelle Ziel des HSDP ist, ein besseres Verständnis von Mantelplumes zu erhalten sowie die geochemische Entwicklung eines Ozeaninsel-Vulkans während der verschiedenen Entwicklungsstadien zu untersuchen, während diese Arbeit einen Einblick in die magnetische Struktur eines Hotspot gebundenen Schildvulkans liefert.

Die magnetischen Eigenschaften werden von unterschiedlichen primären und sekundären Prozessen kontrolliert, die mit den Entstehungsbedingungen der Laven in Verbindung stehen und sich auf das magnetische Verhalten der relevanten Phasen (im Wesentlichen Titanomagnetit und Ilmenohämatit) auswirken. In Abhängigkeit von der Lithologie und Teufe zeigen sich signifikante Veränderungen, die z.B. an die Magmenzusammensetzung und die Abkühlungsgeschichte der Gesteine gebunden sind. Diese Veränderungen werden teilweise auch von der Zusammensetzung des Chromspinells reflektiert, der zusätzlich zum Titanomagnetit und Ilmenohämatit untersucht wurde. Diese Arbeit hat gezeigt, dass die magnetische Suszeptibilität dabei sowohl von der Mantelquellen-Komponente als auch vom Aufschmelzgrad abhängig ist. Hohe Suszeptibilitäten (bis zu $105 \cdot 10^{-3}$ SI), die aus einem hohen Opakphasenanteil von bis zu 15 % resultieren, korrelieren dabei mit einem niedrigen $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis. Darüber hinaus konnte anhand der κ -Profile die Internstruktur der Einheiten abgebildet werden. Bei den Pillow- und Pahoehoelaven sind z.B. einzelne Lagen, die durch glasige Ränder unterteilt sind und daher niedrige Suszeptibilitäten aufweisen, erkennbar. Bei Aalaven lassen sich die brekziierten oberen und unteren Bereiche vom zentralen Teil anhand von unterschiedlichen Suszeptibilitäten abgrenzen, die zum Teil eine Folge des Oxidationsgrades sind. Die natürlich remanente Magnetisierung (NRM) und der Königsberger Faktor (Q) weisen entlang des Bohrkernprofils nur geringfügige Veränderungen auf. Der Q-Faktor zeigt jedoch deutlich, dass die Magnetisierung von der remanenten Magnetisierung dominiert wird.

Neben der Magmenzusammensetzung spielen die Kristallisationstemperatur, die Sauerstoff fugazität und die Abkühlungsgeschwindigkeit eine entscheidende Rolle für die magnetischen Eigenschaften. Diese Faktoren wirken sich dabei nicht nur auf den Titanomagnetit- und Ilmenohämatit-Anteil aus, sondern auch auf die Form und Zusammensetzung der Kristalle. Ein hoher Ilmenohämatit-Anteil relativ zu Titanomagnetit äußert sich in Form von stark ansteigenden Suszeptibilitäten bei Temperaturen deutlich unterhalb ca. -100 °C. Das magnetische Verhalten der submarinen Gesteine beruht auf dendritischen, kreuz- bis skelettförmigen, homogenen Ti-reichen Titanomagnetit (T_C zwischen ca. 20 und 350 °C) und Ilmenohämatit mit Korngrößen von $< 1 - 100$, selten bis 300 μm (für Titanomagnetit), was in einem meist weich magnetischen Abmagnetisierungsverhalten (niedrige MDF-Werte („median destructive field“) von $< 10 - 15$ mT; z.B. viele Intrusionen und einige Pillowlaven) resultiert. Schnell abgeschreckte Laven (beson-

ders die Pillowbrekzien) weisen dagegen eine stabile remanente Magnetisierung von bis zu ca. 20 A/m auf, die von Titanomagnetit ($< 1 - 5 \mu\text{m}$) mit einer Magnetit-reichen Zusammensetzung getragen wird. Die magnetischen Eigenschaften der Hyaloklastite hängen im Wesentlichen von den darin enthaltenen Basaltklasten ab, die sowohl von subaerischen als auch submarinen Eruptionen abstammen. Ein charakteristisches Merkmal ist allerdings das hart magnetische Abmagnetisierungsverhalten (durchschnittlicher MDF von 50 mT), das auf kleine magnetisch wirksame Korngrößen schließen lässt. In manchen Hyaloklastiten wurde durch Magmenintrusion Kontaktmetamorphose ausgelöst, die ein Weiterwachsen schon existierender Phasen und Kristallkeime, aber auch ein Neuwachstum einer stark magnetischen Phase, bei der es sich wahrscheinlich um Magnetit handelt, zur Folge hatte. In einigen Einheiten (besonders Pillowlaven und massive Basalte) deutet sich durch eine Irreversibilität der $\kappa(T)$ -Kurven Maghemitisation an, deren Einfluss nahe am Kontakt zum Nebengestein zunimmt.

Die subaerischen Einheiten besitzen ein ähnliches Korngrößenspektrum wie die submarinen Gesteine, während ein signifikanter Unterschied dagegen in der Textur besteht (eher skelettförmig bis idiomorph). Dies ist auf eine deutlich langsamere Abkühlung zurückzuführen, die sich darüber hinaus durch das Auftreten von Subsolidus-Reaktionen und Hoch-Temperatur Oxidation äußert. Daher ist das magnetische Verhalten der subaerischen Laven sowohl an homogenen Ti-reichen Titanomagnetit als auch Körner mit Magnetit-naher Zusammensetzung und Ilmenit-Entmischungslamellen gebunden, wobei Curie-Temperaturen zwischen ca. 500 und 585 °C dominieren. Das Auftreten von Hämatit und Pseudobrookit weist auf hohe Oxidationsgrade hin. Die subaerischen Laven sind dabei im Vergleich zu den submarinen Einheiten durch höhere Suszeptibilitäten, eine schwächere Feldabhängigkeit und bei ähnlichen Magnetisierungen durch ein härter magnetisches Verhalten (höherer MDF) gekennzeichnet. Die Aalaven besitzen meist ein deutlich stärker magnetisches Verhalten (höheres κ) als die Pahoeholaven, das im Wesentlichen auf eine schwächere Oxidation und einen höheren Opakphasenanteil zurückzuführen ist, der aus dem unterschiedlichen Abkühlungsverhalten der Laven resultiert. Aalaven sind stärker unterkühlt und weisen ein anderes Verhältnis von Nukleations- und Wachstumsrate auf (höhere Anzahl an Kristallkeimen). Die Orientierung der Hauptachsen des magnetischen Ellipsoides zeigt für die subaerischen Laven überwiegend flache magnetische Lineationen (κ_{max}) und Foliationen ($\kappa_{\text{max}}\text{-}\kappa_{\text{int}}$ -Ebene), während die Werte der submarinen Einheiten (besonders Intrusionen) durch eher steile Inklinationen gekennzeichnet sind, was jedoch gut mit der Genese der Gesteine übereinstimmt.

Mit Hilfe von Korrelationen zwischen gesteinsmagnetischen und magneto-mineralogischen Eigenschaften und z.B. der Mächtigkeit der Einheiten, internen Fließgrenzen und der geochemischen Zusammensetzung war eine Ableitung der Magmazufuhr rate und Eruptionsdauer möglich, die sich darüber hinaus in bestimmten Mustern der Suszeptibilitätsprofile widerspiegeln. Der unterste Abschnitt des HSDP-2 Profils von 1980 bis 3098 mbsl (490 bzw. 550 ka) wird von Pillowlaven dominiert, die im unteren Teil durch den Austritt kleiner Magmenvolumina während kurz andauernder Eruptionen entstanden sind (Pillow III). Die κ -Profile sind durch eher niedrige Werte mit einer starken Streuung gekennzeichnet. Oberhalb ca. 2550 mbsl (ca. 525 ka) wurden während längerer Eruptionsperioden mittlere Fördermengen erreicht (Pillow II), was sich in Form von höheren Suszeptibilitäten mit einer schwächeren Streuung im Vergleich zu Pillow III zeigt, während die Einheiten oberhalb ca. 2200 mbsl (Entgasungsgrenze, ca. 510 ka) durch ähnliche Magmazufuhr rates während kurzlebiger Eruptionen gekennzeichnet sind (Pillow I). Bei einigen κ -Profilen von Pillow I und II lassen sich markante Muster erkennen, die auf mehrfache, interne Magmenpulse bzw. einzelne Pillowlagen, die durch glasige Pillowränder unterteilt sind, hinweisen. Die submarinen Einheiten bis zum Übergang in den subaerischen Bereich bei 1079 mbsl werden hauptsächlich von Hyaloklastiten aufgebaut. Dementsprechend müssen über einen langen Zeitraum (vor ca. 490 bis 435 ka) lediglich

kleinere Magmenvolumina eruptiert sein, die sich in Form von eher niedrigen Suszeptibilitäten äußern. Trends in den Suszeptibilitätsprofilen lassen sich auf Veränderungen im Anteil und der Größe der Klaster zurückführen und können z.B. als ein Nachlassen oder Anstieg der vulkanischen Aktivität oder Massenverlagerungen wie Schuttströme interpretiert werden. Oberhalb 1079 mbsl (ca. 435 ka) treten subaerische Lavaströme in Form von Aa und Pahoehoe auf, was einerseits auf kürzere Eruptionsperioden mit hohen Effusionsraten schließen lässt (Aa) und andererseits auf länger andauernde Eruptionen mit stabiler, aber geringerer Magmazufuhr (Pahoehoe). Zwischen 246 und 346 mbsl (ca. 140 bzw. 280 ka) gehören die Einheiten dem Post-Schild Stadium des Mauna Keas an, die das Nachlassen der vulkanischen Aktivität anzeigen, während die tholeiitischen Basalteinheiten darunter dem Schildaufbau Stadium zuzurechnen sind. Die Post-Schild Laven können anhand von höheren κ -Werten und NRM-Intensitäten, die aus einem höheren Opakphasenanteil resultieren, von den tholeiitischen Einheiten unterschieden werden. Oberhalb 246 mbsl treten Lavaströme des Mauna Loa Vulkans auf, die ebenfalls dem Schildaufbau Stadium angehören und daher unter ähnlichen Eruptionsraten entstanden sind wie die tholeiitischen MK-Laven, jedoch u.a. aufgrund eines höheren Aufschmelzgrades eine andere Magmenzusammensetzung besitzen, was sich in einem schwächer magnetischen Verhalten (niedrigere κ -Werte und NRM-Intensitäten) niederschlägt.

Im Rahmen dieser Dissertation wurden Messungen der Feldabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität an natürlichen Basalten erstmalig detailliert für einen umfangreichen Probenatz angewandt. Mit Zunahme der Feldstärke wurde für Probenmaterial mit Ti-reichem Titanomagnetit ansteigende Suszeptibilitäten beobachtet. Die Feldabhängigkeit eignet sich daher z.B. als eine schnelle Methode zur Abschätzung der Klasterherkunft in Hyaloklastiten (stark feldabhängig: Ti-reicher Titanomagnetit und daher schnelle Abkühlung durch submarine Extrusion wahrscheinlich). Es konnte dabei gezeigt werden, dass die Feldabhängigkeit nicht nur von der Zusammensetzung des Titanomagnetits abhängt, sondern auch eine Funktion der Korngröße, der Temperatur und der Anisotropie von κ (durch die Form und Anordnung der Titanomagnetit-Körner) ist. Kleine Korngrößen führen aufgrund einer höheren magnetostatischen Energie und niedrigeren Wandverschiebungsenergie zur Verringerung der Feldabhängigkeit. Bei Messungen parallel κ_{\max} wurde eine bis zu 5 % höhere Feldabhängigkeit beobachtet als bei Messungen parallel κ_{\min} , was u.a. auf unterschiedliche Selbstentmagnetisierungen in verschiedenen Richtungen zurückzuführen ist. Diese Beobachtung muss vor allem bei der Interpretation der AMS in Basalten berücksichtigt werden, damit Fehlinterpretationen in Bezug z.B. auf die Platznahmebedingungen von Laven vermieden werden.

Summary

This thesis presents a comprehensive rock magnetic database, especially for submarine units of a shield volcano and provides insights into the structure and the evolutionary history of Hawaiian shield volcanoes over a time period of ca. 420 ka from a rock magnetic viewpoint. For this purpose, basalts (intrusions, pillow lava, hyaloclastite, massive basalt and subaerial lava flows) from the 3109 m deep HSDP-2 borehole of the “Hawaii Scientific Drilling Project” have been investigated by means of different types of magnetic measurement and mineralogical methods: volume susceptibility (κ) and its anisotropy (AMS), field (f_{rd}) and temperature dependence ($\kappa(T)$), demagnetization of natural remanent magnetization, polarizing and scanning electron microscopy as well as electron microprobe investigations. The drill site is located on the flank of the two largest shield volcanoes on Earth, the Mauna Kea and Mauna Loa at Hawaii, and provides access to a geoscientific archive consisting of a lava sequence having erupted during ca. 420 ka of Mauna Keas volcanic activity. While the general target of the HSDP is to improve the knowledge about mantle

plumes as well as to examine the geochemical evolution of a ocean island volcano during the different evolutionary stages, this thesis is presented to advance knowledge regarding the magnetic structure of a shield volcano in a hot spot-related environment.

The rock magnetic properties are controlled by different primary and secondary processes, which are related to the extrusion conditions of lava and affect the magnetic behavior of the relevant phases (basically titanomagnetite and ilmenohematite). Significant changes have been observed, dependent on lithology and depth, which are e.g. related to magma composition and cooling history. These changes are also partly reflected by the composition of chromian spinel, which are considered in addition to titanomagnetite and ilmenohematite. This study has shown that the magnetic susceptibility is controlled by the source component of the mantle as well as by the degree of melting. High susceptibilities (up to $105 \cdot 10^{-3}$ SI), resulting from a high amount of opaque phases of up to 15 %, correlate with low Fe_{tot}/Ti -ratios. Furthermore, the κ -profiles display the internal structure of the lithological units. Within pillow and pahoehoe lava, single layers separated by glassy pillow margins (marked by low susceptibilities) are visible. In case of aa lava the brecciated upper and lower part can be distinguished from the central part due to different susceptibilities, partly resulting from different degrees of oxidation. Natural remanent magnetization (NRM) and Q-factor show only minor changes along the HSDP-2 profile, whereas the Q-factor clearly indicates, that the magnetization is entirely dominated by the remanent magnetization.

Besides magma composition, crystallization temperature, oxygen fugacity and cooling rate have an impact on magnetic properties. The influence of these factors is not only restricted to the amount of titanomagnetite and ilmenohematite but also indicated by the change in crystal shape and composition. A high amount of ilmenohematite with respect to titanomagnetite is displayed by lower susceptibilities and a strong increase of κ at temperatures well below ca. -100 °C. The magnetic behavior of the submarine rocks is based on dendritic, cruciform to skeletal, homogeneous Ti-rich titanomagnetite (T_C ranging between ca. 20 and 350 °C) and ilmenohematite with grain sizes of < 1 to 100, rarely 300 μm (for titanomagnetite). This results in a softly-magnetic demagnetization behavior (low median destructive field (MDF) of $< 10 - 15$ mT; as found in many intrusions and some pillows). Quenched lava, especially pillow breccia, has a strong and stable NRM up to ca. 20 A/m, which is carried by magnetite-rich titanomagnetite ($< 1 - 5$ μm). The magnetic properties of hyaloclastite are controlled by the basalt clasts, stemming from subaerial and submarine eruptions. A characteristic feature is the strong demagnetization behavior (average MDF of 50 mT) indicating small magnetically effective grain sizes. Some hyaloclastites have been affected by contact metamorphism due to magma intrusions leading to further growth of pre-existing phases and of nuclei, but also the new formation of a strongly magnetic phase, which is probably magnetite, occurs. In some units, especially pillows and massive basalts, maghemitization is indicated by irreversible $\kappa(T)$ -curves, whereas the influence is increased at the contact to host rock.

Although subaerial lava has similar grain size variations like the submarine units the textures of these grains are significantly different (more skeletal to idiomorphic). This is related to the slower cooling, which is additionally indicated by sub-solidus reactions and high-temperature oxidation. Therefore, the magnetic behavior of subaerial lava is based on homogeneous Ti-rich titanomagnetite as well as grains with magnetite-rich composition and ilmenite exsolution lamellae, but Curie temperatures of ca. 500 – 585 °C are dominating. Occurrences of hematite and pseudobrookite indicated high degrees of oxidation. In comparison to the submarine units the subaerial rocks are characterized by higher susceptibilities, weaker field dependence and harder demagnetization (higher MDF) of similar NRM. Aa lava shows mostly a stronger magnetic behavior (higher κ) than pahoehoe lava, which is attributed to a lower degree of oxidation and a higher amount of opaque phases, resulting from different cooling histories of the lava types.

Aa exhibits a stronger degree of undercooling and therefore different nucleation and growth rates (more crystal nuclei). The orientation of axes of the magnetic susceptibility ellipsoid shows predominantly flat magnetic lineations (κ_{\max}) and foliations (κ_{\max} - κ_{int} -plane) for subaerial lava, whereas the submarine units, especially the intrusions, have more steep inclinations. This is in good agreement with the formation of the rocks.

By comparing rock magnetic and magneto-mineralogical properties with e.g. unit thickness, internal flow boundaries and the geochemical composition an estimation of magma supply rate and eruption duration was possible, which can be correlated with the patterns in the susceptibility profiles. The lower section of the HSDP-2 profile from 1980 – 3098 mbsl (490 and 550 ka, respectively) is dominated by pillow lava, which has been developed in the lower part during short-lived eruptions of small magma portions (pillow III). Susceptibility profiles are characterized by rather low values with strong scattering. Above ca. 2550 mbsl (ca. 525 ka) medium magma volumes have been erupted during longer lasting volcanic activity (pillow II), reflected by higher susceptibilities with less scattering (in comparison to pillow III), whereas the pillows above ca. 2200 mbsl (degassing limit, ca. 510 ka) are characterized by slightly higher magma supply rates during short-lived eruptions (pillow I). Some pillow I and II profiles show distinct susceptibility patterns reflecting multiple internal magma pulses (inflation) or different pillow layers separated by glassy margins, respectively. The submarine units until the transition to the subaerial section at 1079 mbsl are predominantly composed of hyaloclastites. Therefore, within a long period of time (from ca. 490 to 435 ka) smaller amounts of magma must have been erupted, resulting in rather low susceptibilities. Trends within susceptibility profiles indicate changes in clast abundance and size, which are related to e.g. changes in volcanic activity or mass transports like debris flows. Above 1079 mbsl (ca. 435 ka) subaerial lava flows occur as aa and pahoehoe. This is an indication for short-lived eruptions with high effusion rates (aa) or longer lasting eruptions with less but stable magma supply (pahoehoe). For pahoehoe lava a strong scattering in susceptibility with abrupt changes is characteristic, whereas aa lava shows rather constant values with less scattering or gradual variations. Between 246 and 346 mbsl (ca. 140 and 280 ka, respectively) the units belong to the post-shield stage of Mauna Kea, denoting cessation of volcanic activity, whereas the tholeiitic basalts below belong to the shield-building stage. The post-shield lavas can be discriminated from the tholeiitic basalts by their higher κ and NRM, resulting from higher amount of opaque phases. Above 246 mbsl the lava flows come from Mauna Loa volcano and belong also to the shield-building stage. These units developed during similar eruption rates like the tholeiitic MK-lava, but different magma compositions, that are partly related to higher degree of melting resulting in weaker magnetic behavior (lower κ and NRM).

In the framework of this dissertation field dependent susceptibility measurements have been performed for the first time on a large data record of natural basalts. The susceptibility of samples with Ti-rich titanomagnetite increases at higher field amplitudes. Therefore, the field dependence can be used as a quick method to determine the provenance of clasts in hyaloclastite (strongly field dependent: Ti-rich titanomagnetite probably originated from submarine eruptions due to fast cooling). It has been shown, that the field dependence is not only related to titanomagnetite composition, but also to grain size, temperature and degree of anisotropy (due to shape and distribution of titanomagnetite grains). Small grains have a higher magnetostatic energy and lower wall displacement energy and lead to a reduced field dependence. Due to different self-demagnetizing effects in different directions, measurements parallel κ_{\max} can give stronger field dependence of up to 5 % comparing to measurements parallel κ_{\min} . This has to be considered for the interpretation of AMS in basalts in terms of e.g. lava emplacement.

1. EINLEITUNG

1.1 Zielsetzung und Aufgabenstellung

Hawaii wird als Musterbeispiel für Ozeaninsel-Vulkanismus angesehen und wurde daher als Standort für ein internationales geowissenschaftliches Projekt HSDP (Hawaii Scientific Drilling Project) ausgewählt, um den Ursprung und die Entwicklung von Hotspot gebundenen Vulkanismus zu erforschen (*Stolper et al.*, 1996). Die Vulkane Hawaiis sind zwar die am besten untersuchten Schildvulkane der Erde (*DePaolo et al.*, 2001a), nur selten allerdings hat man Zugang zu den tieferen Vulkanstockwerken, so z.B. wenn sie durch Erosion oder Störungen freigelegt werden (für Hawaii siehe z.B. *Moore et al.*, 1994, Kanarische Inseln siehe z.B. *Masson*, 1996). Daher ist die Entwicklungsgeschichte einzelner Vulkane im Verlauf ihrer ca. 1 Mio. Jahre dauernden Bewegung über die Schmelzen produzierende Zone des Mantelplumes hinweg weitestgehend unbekannt. Ein Zugang zu Sequenzen von Lavaströmen, die lange Zeitspannen umfassen, kann daher wertvolle Informationen über die Plumestruktur und Magmenprozesse eines Hotspots liefern. Die im Rahmen des HSDP in die Flanke des Mauna Kea Vulkans auf Big Island, Hawaii, angesetzte Tiefbohrung bietet den Zugang zu einem solchen geowissenschaftlichen Archiv.

Auf Hawaii sind momentan zwei Vulkane sehr aktiv, der Mauna Loa (ML) im Zentrum und der Kilauea im Südosten der Insel. Im südöstlichen Bereich vor der Küste befindet sich der Loihi in seinem submarinen Stadium (derzeit bei ca. 1000 m Meerestiefe). Diese Vulkane eruptieren ca. 15 km³ Magma pro 100 Jahre, was bezogen auf die Größe des Gebietes die höchste Eruptionsrate von Vulkanen auf der Erde darstellt. Der aktivste ist der Kilauea, dessen eruptiertes Volumen mit 11 km³ den Großteil ausmacht (<http://www.hvo.wr.usgs.gov/kilauea/update/main.html>). Der Mauna Kea (MK) im Nordosten ist der jüngste nicht mehr aktive Vulkan der Insel und stellt mit einer Gesamthöhe von 10 km die höchste Erhebung auf der Erde dar. Daher wurde eine Bohrlokation an der Flanke des MK gewählt, um die Entwicklungsgeschichte eines gerade erloschenen Schildvulkans untersuchen zu können. Die Bohrung stellt damit ein Teleskop mit Blick in die Entwicklungsgeschichte des MK-Vulkans dar. Die momentane Endtiefe von 3098 mbsl (Meter unterhalb der Meeresoberfläche) wurde Ende 1999 mit der Bohrung HSDP-2 erreicht. Die Vertiefung der Bohrung auf möglichst ca. 4500 m erfolgt seit Dezember 2004.

Das HSDP ermöglicht einen interdisziplinären Forschungsansatz zum Studium des Hawaiianischen Hotspot-gebundenen Vulkanismus. Von den beteiligten internationalen Forschergruppen werden u.a. Veränderungen der Petrologie, der chemischen Zusammensetzung und der Isotopenzusammensetzung der Gesteine, ihrer physikalischen und magnetischen Eigenschaften sowie Bohrlochmessungen (z.B. Temperatur, Widerstand, Magnetisierung, Suszeptibilität) untersucht. Hieraus können Erkenntnisse zur Magmenzusammensetzung und –herkunft und damit der magmatischen Entwicklung eines Vulkans gewonnen werden. Die zeitliche und strukturelle Entwicklung, Wachstums- und Subsidenzraten, die Variation des Erdmagnetfeldes, die hydrogeologische Situation von Vulkangebäuden und Vulkankatastrophen sollen erforscht werden. Ein zentraler Aspekt der Forschungsarbeiten ist es, mehr über Mantelplumes zu lernen, die für die vulkanische Aktivität Hawaiis als verantwortlich angesehen werden. Die meisten Vulkane sind an aktiven Plattenrändern lokalisiert, sowohl destruktive wie Subduktionszonen, als auch konstruktive wie der Mittelozeanische Rücken. Im Gegensatz dazu handelt es sich bei Hawaii um Intraplattenvulkanismus, der nicht durch die Plattentektonik bedingt ist. Hier spielt der Auftrieb von Plumes im Mantel eine Rolle, die wahrscheinlich von der Kern-Mantel-Grenze stammen oder nahe der 670 km Diskontinuität (Grenze der Übergangszone des Oberen Mantels zum Unteren Mantel) entstanden sind. Diese Mantelplumes tragen dabei zu ca. 10 % des Wärmeverlustes der Erde bei (<http://www.icdp-online.de/sites/hawaii/>

objectives/objectives.html).

Das Bohrprofil der HSDP-2 Tiefbohrung besteht aus einer ca. 3 km umfassenden Abfolge subaerisch und submarin gebildeter vulkanischer Ablagerungen und bietet erstmals die Möglichkeit, den Aufbau und die Entwicklung eines der größten Schildvulkane der Erde (Mauna Kea) zu untersuchen. Anhand des ca. 420 ka umfassenden Zeitraums der Laven des Mauna Kea lässt sich die vulkanische Entwicklung und die zeitliche Variation verschiedener Eigenschaften ableiten (z.B. Haupt- und Spurenelementzusammensetzung, Magnetfeldintensität). Gerade die paläomagnetischen Untersuchungen an den Bohrkernen stellen den bislang detailliertesten Datensatz zum Erdmagnetfeld über ein solches Zeitintervall dar.

Hawaii stand dabei immer schon im Interesse verschiedenster geowissenschaftlicher Projekte. Die vulkanische Entwicklung Hawaiis wurde von *Moore & Fiske* (1969) anhand von Photographien und vom Ozeanboden gebaggerten Proben abgeleitet. Die mineralogischen (*Evans & Moore*, 1968) und magnetischen Eigenschaften (*Grommé et al.*, 1969) und deren Variation innerhalb von Lavaseen wurden untersucht. Paläomagnetische Analysen wurden von *Doell & Cox* (1965) an Lavaströmen durchgeführt. Neuere Arbeiten von *Polacci et al.* (1999) und *Katz & Cashman* (2003) befassen sich mit den unterschiedlichen Eruptionsformen wie Aa- und Pahoehoe-laven auf Hawaii. Mit Hilfe der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) haben schon *Knight & Walker* (1988) das magnetische Gefüge von Gängen auf Oahu benutzt, um die Fließrichtung des Magmas zu bestimmen. Neuere Untersuchungen von Lavaströmen auf Hawaii und Oahu stammen z.B. von *Cañón-Tapia et al.* (1996, 1997) bzw. *Herrero-Bervera et al.* (2002). Bei vielen Arbeiten stammt das Probenmaterial entweder direkt von oder nahe der Erdoberfläche, d.h. nur die jüngeren Einheiten eines Vulkans waren zugänglich. Einigen Projekten liegen zwar Proben der „Hawaiian Scientific Observation Holes“ (SOH-1 und SOH-4) aus der Ost-Rift-Zone des Kilauea zugrunde, diese befassen sich allerdings überwiegend mit paläomagnetischen Fragestellungen, d.h. Inklination und Intensität der Erdmagnetfeldes (z.B. *Laj et al.*, 2002, *Teanby et al.*, 2002). Mit den Bohrkernen des HSDP-2 bietet sich nun erstmals die Möglichkeit, an weitestgehend frischem Probenmaterial die Veränderungen während der vulkanischen Entwicklung des Mauna Keas zu beobachten. Im Rahmen eines von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Forschungsprojektes (Ko1514/1) wurde daher eine detaillierte gesteinsmagnetische und magneto-mineralogische Charakterisierung der unterschiedlichen Gesteinseinheiten durchgeführt.

Mit Hilfe verschiedener gesteinsmagnetischer und magneto-mineralogischer Messverfahren und Methoden wie der Messung der Volumenssuszeptibilität (κ) und deren Anisotropie (AMS), Feld- und Temperaturabhängigkeit, Abmagnetisierungsverhalten der natürlich remanenten Magnetisierung (NRM), Licht- und Rasterelektronenmikroskopie und Elektronenstrahl-Mikrosonde werden charakteristische gesteinsmagnetische und magneto-mineralogische Parameter bestimmt. Durch eine Kombination der Beobachtungen können Rückschlüsse auf die Ursachen für Suszeptibilitätsvariationen gezogen werden, wie z.B. Änderungen der Träger der Magnetisierung und ihrer Zusammensetzung, sowie Anteil, Verteilung und Korngröße der relevanten Phasen. Die magnetischen Eigenschaften werden unterschiedlichen primären und sekundären Prozessen zugeordnet. Primäre Faktoren sind die chemische Zusammensetzung der Schmelze und die Bildungsbedingungen der Gesteine, vor allen Dingen die Extrusionsbedingungen und damit Abkühlungsrate bzw. Abkühlungsverhalten. Sekundär wirksame Prozesse können die Alteration (Hoch- und Niedrig-Temperatur Oxidation, hydrothermale Alteration) und Verwitterung sein.

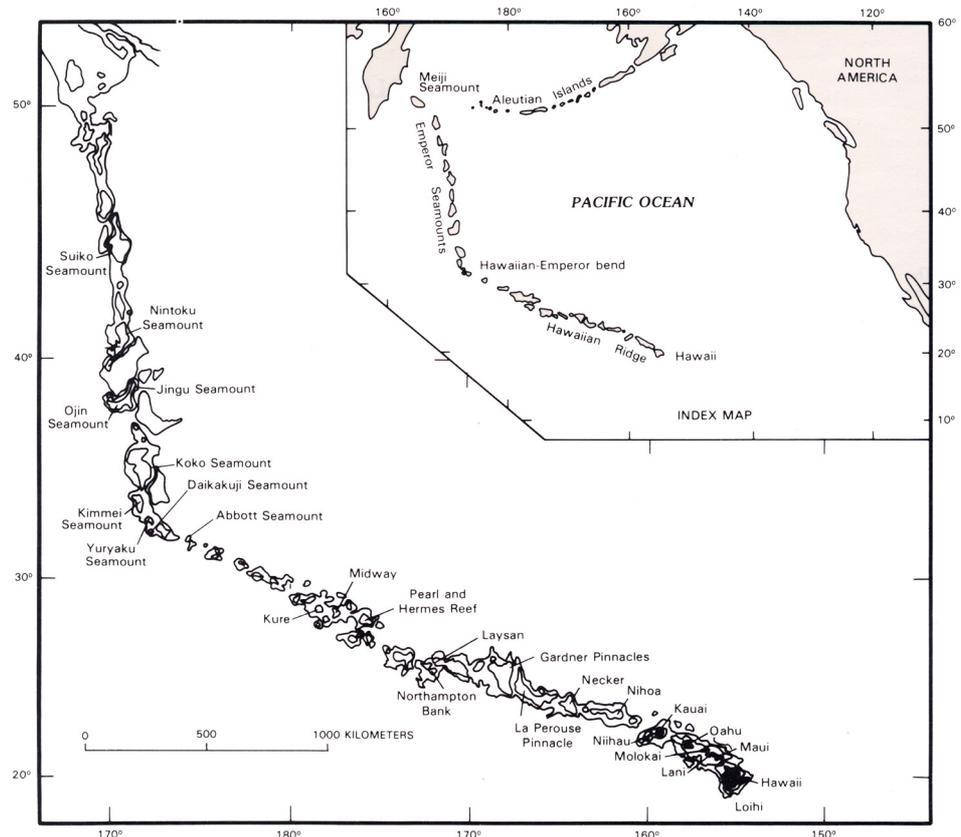
Ein solcher Forschungsansatz unter Zuhilfenahme verschiedener gesteinsmagnetischer und mineralogischen Methoden wurde bislang nicht in diesem Maße zur Anwendung gebracht. Die vorliegende Arbeit liefert somit einen wichtigen gesteinsmagnetischen Datensatz, der einen Einblick in den Aufbau und die Entwicklungsgeschichte von hawaiianischen Schildvulkanen über ein Zeitintervall von ca. 420 ka

vermittelt und kann als Ausgangspunkt für ein besseres Verständnis der magnetischen Eigenschaften von tholeiitischen Ozeaninselbasalten angesehen werden. Erstmals werden die für die magnetischen Eigenschaften verantwortlichen Prozesse kontinuierlich erfasst und untersucht und in einen zeitlichen Rahmen gestellt. Darüberhinaus liefert der erarbeitete Datensatz wertvolle Informationen für die Interpretation gesteinsmagnetischer Untersuchungen von Titanomagnetit-haltigen Basalten. Dies gilt insbesondere für paläomagnetische und AMS-Untersuchungen an Gesteinen mit bestimmten Titanomagnetit-Zusammensetzungen. Dabei werden Messungen der Feldabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität (f_{Hd}) an natürlichen Basalten erstmalig detailliert angewandt. Dieser von *de Wall* (2000a) definierte, schnell bestimmbare Parameter ermöglicht in Kombination mit weiteren magnetischen Kenngrößen eine schnelle Methode z.B. zur Identifikation der Magneto-Mineralogie in Titanomagnetit-führenden Basalten. Diese Arbeit leistet damit einen Beitrag zum besseren Verständnis der magnetischen Eigenschaften von Basalten in Relation zu den unterschiedlichen Bildungsbedingungen.

1.2 Geologischer Rahmen

Der Hawaii-Rücken und die Seamounts der Emperor-Kette (Abb. 1.1) sind das Resultat eines großen Hotspots und der darüber gleitenden Pazifischen Platte. Dadurch haben sich 107 Vulkane mit einem Gesamtvolumen von ca. 1 Mio. km³ auf einer Länge von ca. 6000 km gebildet (*Bargar & Jackson, 1974*). Den östlichen Teil stellen die Hawaii-Inseln dar, mit Mauna Loa, Kilauea (und Loihi) als aktive Schildvulkane, während die Vulkane von Maui, Molokai, Oahu und Kauai in westlicher Richtung erloschen sind. Somit zeigt sich eine deutliche Alterstendenz von jungen Inseln mit aktivem Vulkanismus im Südosten hin zu den ältesten Seamounts (> 80 Ma) im Norden der Hawaii-Emperor Kette (*Dalrymple et al., 1980a, b*). Die

Abb. 1.1: Karte der Hawaii-Emperor Kette im Norden des Pazifischen Ozeans; map of the northern Pacific Ocean with location of the Hawaiian-Emperor volcanic chain (*Clague & Dalrymple, 1987*).



Biegung in der Vulkankette spiegelt die Änderung der Bewegungsrichtung der Pazifischen Platte vor 43 Ma wider (*Dalrymple & Clague, 1976*). Neuere Untersuchungen von *Sharp & Clague (2002)* datieren den Zeitpunkt auf ca. 47 Ma. Aktuelle paläomagnetische Untersuchungen zeigen, dass der Hawaii-Hotspot nicht stationär zu sein scheint (z.B. *Tarduno & Cottrell, 1997, Tarduno et al., 2003, Carvallo et al., 2004*). Paläomagnetische Daten des Detroit Seamounts aus dem nördlichen Teil der Hawaii-Emperor Kette deuten auf einen Paläobreitengrad von ca. 34° hin (*Dobrovine & Tarduno, 2004*). Momentan befindet sich der Hawaii-Hotspot jedoch bei 19° nördliche Breite, daher muss er sich zwischen der späten Kreide und dem Eozän (81 – 47 Ma) mit einer Rate von ca. 33 – 67 mm/a nach Süden bewegt haben.

Die Hauptinsel von Hawaii, Big Island oder einfach Hawaii genannt, wird von fünf Vulkanen mit basaltischen Eruptionsprodukten aufgebaut: Kilauea, Mauna Loa, Mauna Kea, Hualalai und Kohala (Abb. 1.2). Der Mauna Kea stellt mit ca. 4200 m die höchste Erhebung der Insel dar, während der Mauna Loa das größte Volumen umfasst. Berücksichtigt man die komplette Größe des Vulkans bis hin zum Meeresboden, ist der Mauna Kea mit ca. 9 km der höchste Berg der Erde.

Der Mauna Loa und Kilauea sind Musterbeispiele für Schildvulkane. Dieser Vulkantyp besteht überwiegend aus dünnen Lavaschichten und pyroklastischen Ablagerungen (*Walker, 2000*). Die Hänge der Insel sind mit $4 - 8^\circ$ im subaerischen Bereich aufgrund der geringen Viskosität der Laven sehr flach. Die Neigung der submarinen Flanken bewegt sich zwischen 5 und 36° , wobei größere Inseln flachere Winkel zeigen. Wegen der hohen Effusionsraten und großen Anzahl an Flankeneruptionen erfolgt eine schnelle Verbreiterung und auch Subsidenz des Vulkangebäudes. Jeder Hawaii-Schildvulkan hat zwei, manche auch drei enge, gut ausgebildete Riftzonen (siehe auch Abb. 1.2). Als Hauptlavatypen treten Aa- und Pahoehoe-Laven auf, wobei die meisten Eruptionen an Spalten gebunden sind. Lavaausbruchstellen können auch kleinere Wälle sein, an denen Schlacken (Scoria) und Lava-fetzen (Spatter) entstehen, bis hin zu 200 m hohen Schlackenkegeln. In Kratern können sich lange Zeit überdauernde Lavaseen bilden (z.B. Halemaumau, Kilauea mit > 100 Jahren). Ausgedehnte Intrusionskomplexe stellen mit ca. 50 % den Hauptanteil des Inselgebäudes dar. An den Vulkanflanken sind Hangrutschungen üblich, teilweise werden Volumina von 1000 km^3 bewegt, mit Transportwegen der Schuttmassen von bis zu 200 km (*Walker, 2000*).

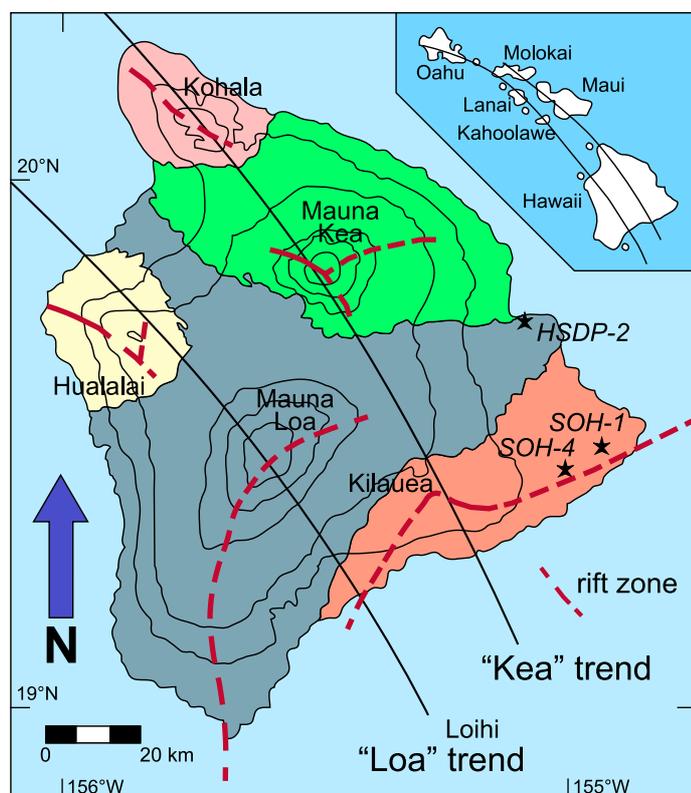


Abb. 1.2: Überblick über die Vulkane Hawaiis und die Verteilung ihrer vulkanischen Ablagerungen; „Loa“- und „Kea“-Trend beschreiben geochemische Unterschiede in der Magmenzusammensetzung;

location of Hawaiian volcanoes and their eruption products; “Loa“- and “Kea“-trend indicate differences in geochemistry of the magma (after *DePaolo et al., 1999*).

Der Kilauea als jüngster Vulkan und der Mauna Loa bestehen vollständig aus tholeiitischen Laven, die aus dem Gipfelkrater und den Riftzonen stammen (*Langenheim & Clague, 1987*). Der Mauna Kea hat seine produktivste Lebensspanne bereits abgeschlossen, die letzte Eruption fand vor ca. 4.5 ka (*Wolfe et al., 1997*) statt, und zwar überwiegend entlang von Riftzonen. Das Vorhan-

des ist ein Hinweis auf die komplexe geologische Entwicklung der Insel Hawaii.

densein eines Gipfelkraters ist unklar. Aufgrund der etwas höheren Viskosität der Magmen gegenüber denen des Mauna Loa und Kilauea, sind die Flanken etwas steiler und die Topographie rauer ausgebildet. Bereichsweise sind auch Aschekegel vorhanden. Der Hualalai ist nicht soweit in seiner Entwicklungsgeschichte fortgeschritten wie der Mauna Kea. Die letzte Eruption von 1800 - 1801 bilden mehrere Lavaströme aus seiner NW-Riftzone (*Moore et al.*, 1987). Die Riftzonen sind nicht gut ausgebildet und werden von zahlreichen Aschen- und Schlackenkegeln markiert. Der Kohala im Norden der Insel ist der älteste Vulkan und seit ca. 120 ka nicht mehr aktiv (<http://hvo.wr.usgs.gov/volcanoes/kohala/>). Sein Gipfel wurde durch einen gewaltigen Hangrutsch um ca. 1000 m Höhe verringert, dementsprechend ist der Kohala schon stark von der Erosion betroffen. Die anderen Hawaii-Inseln bestehen aus ein bis zwei Schildvulkanen und sind unterschiedlich stark erodiert. Die weiteren Vulkane des Hawaii-Rückens und die Seamounts der Emperor Kette sind genetisch mit den Hawaii-Inseln verknüpft, aber aufgrund ihres steigenden Alters erodiert und subsidiert. Dies erschwert eine detaillierte Untersuchung, wobei eine ähnliche Entwicklung wie für die Hawaii-Inseln angenommen wird (*Clague & Dalrymple*, 1987).

Vulkane durchlaufen während der Bewegung über den Hotspot hinweg vier Stadien, die durch unterschiedliche geochemische Zusammensetzung ihrer Förderprodukte gekennzeichnet sind (siehe Tab. 1.1): alkalisches Prä-Schild Stadium, gefolgt vom tholeiitischen Schildaufbau Stadium, danach werden wieder alkalische Magmen des Post-Caldera und Post-Erosions Stadiums eruptiert. Während der Hauptphase, dem Schildaufbau Stadium, werden in einem ca. 1 Mio. Jahre umfassenden Zeitraum bei maximalem Aufschmelzgrad ca. 95 – 98 % des gesamten Volumens produziert (*Jackson et al.*, 1972).

Tab. 1.1: Eruptionsprodukte hawaiianischer Schildvulkane (*Clague & Dalrymple*, 1987).

Eruptionsstadium	Gesteinstyp	Eruptionsrate	Volumen
Prä-Schild Stadium	Basanit, Alkali-Basalt, Transitional-Basalt	gering	~ 3 %
Schildaufbau Stadium	Tholeiitischer Basalt, Tholeiitischer Pikrit	hoch	95 – 98 %
Post-Caldera Stadium	Alkali-Basalt, Transitional-Basalt, Ankamarit, Hawaiit, Mugaerit, Benmoreit, Trachyt	gering	~ 1 %
Post-Erosion Stadium	Alkali-Basalt, Basanit, Nephelinit, Nephelin-Melilitith	sehr gering	< 1 %

Die geochemische Entwicklung hat allerdings nur bedingten Einfluss auf die Eruptionstypen (siehe unten) der verschiedenen Wachstumsstadien von Seamounts und Ozeaninseln, die eher von den Bildungsbedingungen der Laven abhängen. Die Form der vulkanischen Aktivität ist daher im submarinen Bereich im Wesentlichen an folgende Faktoren gekoppelt (*Schmidt & Schmincke*, 2000):

- hydrostatischer Druck (\approx Wassertiefe)
- chemische Zusammensetzung des Magmas (besonders Volatilanteil und Viskosität)
- Topographie der Umgebung
- Eruptionsrate
- Dynamik der Magma-Wasser Wechselwirkung

Mit dem vertikalen Wachstum des Vulkangebäudes steigen folgende Parameter: 1) Vesikularität der Lavaströme und klastischen Partikel; 2) Anteil an Pyroklastika und 3) Anteil an polymikten Brekzien und Massenverlagerungen. Die Entwicklung von Ozeaninseln, die durch an einen Hotspot gebundenen Vul-

kanismus entstehen, kann in vier Stadien untergliedert werden (nach Moore & Fiske, 1969, Schmidt & Schmincke, 2000): Submarines Stadium, Flachwasser Stadium, Subaerisches Stadium mit Inselbildung und Erosions und Subsidenz Stadium (Abb. 1.3).

Die Bildung eines Seamounts bis zur Ozeaninsel beginnt mit einem Submarinen Stadium (Abb. 1.3a), das durch wiederholte Magmaintrusionen in Form von Gängen und Sills in marine Sedimente gekennzeichnet ist, die auf der ozeanischen Kruste lagern. Da die Sedimente teilweise Wasser beinhalten und nicht verfestigt sind, kann es zur Bildung von Peperiten kommen, einer komplexen Mixtur aus Sediment und Magma (Batiza & White, 2000). Eine extrusive Aktivität äußert sich in der Bildung von Pillow- und Schichtlaven. Pillows, d.h. Kissen-, bzw. besser Röhren- oder Schlauchlaven, besitzen wegen der Abschreckung des Magmas mit Meerwasser eine Glaskruste und haben einen Durchmesser von wenigen Zentimetern bis mehreren Metern, typischerweise 0.5 bis 1 m. Sie bilden sich generell bei niedrigen bis mittleren Eruptionsraten, wobei große Ausbruchereignisse Mächtigkeiten von bis zu 200 m produzieren können, beginnend mit massiven Pillows oder Megapillows, die bis zu 4 - 6 m hoch sind, gefolgt von Einheiten mit abnehmendem Durchmesser. Schichtlaven entstehen bei hohen Eruptionsraten und sind meist 3 - 8 m mächtig. Ein vertikales Wachstum erfolgt durch Inflation, d.h. durch Nachdringen von neuem Magma baut sich der Lavastrom von Innen heraus auf. Während einer Eruptionsperiode kann sich eine Abfolge von Decken- oder Schichtlaven am Anfang und Pillows mit abnehmendem Durchmesser am Ende bilden. Durch sukzessives Wachstum versteilen sich die Hänge des Seamounts, was zu Abschiebungen und einer damit verbundenen Wiederaufarbeitung des vulkanischen Materials führen kann. Teilweise kann es schon im Submarinen Stadium zur Bildung von Hyaloklastiten kommen. Sie bestehen aus Glas- und/oder Gesteinsfragmenten unterschiedlicher Größe, die in einer feinkörnigen bis glasigen Matrix eingebettet sind. Hyaloklastite, oder Hydroklastite, entstehen durch Abschreckung und Fragmentierung von Lava durch Wasser, im Gegensatz zu Pyroklast-

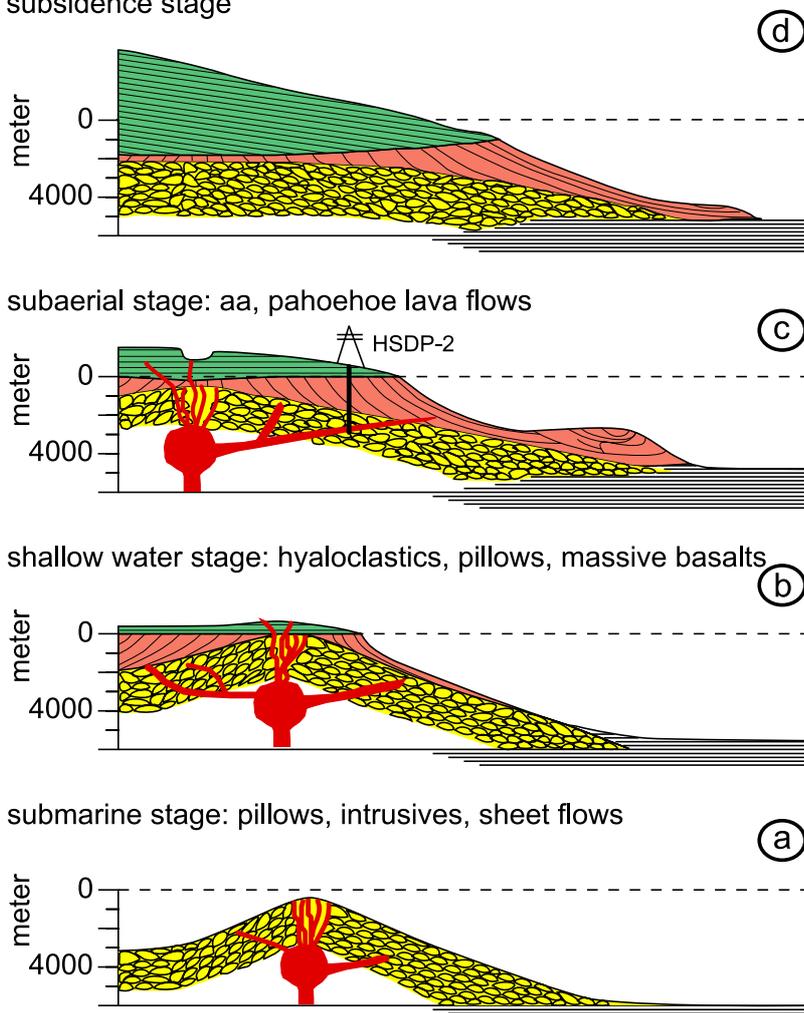


Abb. 1.3: Vulkanische Wachstumsstadien eines typischen Hawaii-Schildvulkans: a) Submarines Stadium beginnend am Ozeanboden; b) Flachwasser Stadium bis c) Subaerisches Stadium, wenn der Gipfel die Meeresoberfläche erreicht und Lavaströme an Land extrudieren; d) Subsidenz Stadium mit isostatischem Ausgleich; bei c) ist HSDP-Bohrlokation angezeigt;

evolving volcanic stages of a typical Hawaiian shield volcano: a) submarine stage with growth on ocean floor; b) shallow water stage as the volcano emerges and reaches sea surface, when c) subaerially extruded rocks develop; d) as consequence of continuous loading the edifice begins to subside; at c) location of drill site is indicated (after Moore & Fiske, 1969).

subsideance stage
 oder Megapillows, die bis zu 4 - 6 m hoch sind, gefolgt von Einheiten mit abnehmendem Durchmesser. Schichtlaven entstehen bei hohen Eruptionsraten und sind meist 3 - 8 m mächtig. Ein vertikales Wachstum erfolgt durch Inflation, d.h. durch Nachdringen von neuem Magma baut sich der Lavastrom von Innen heraus auf. Während einer Eruptionsperiode kann sich eine Abfolge von Decken- oder Schichtlaven am Anfang und Pillows mit abnehmendem Durchmesser am Ende bilden. Durch sukzessives Wachstum versteilen sich die Hänge des Seamounts, was zu Abschiebungen und einer damit verbundenen Wiederaufarbeitung des vulkanischen Materials führen kann. Teilweise kann es schon im Submarinen Stadium zur Bildung von Hyaloklastiten kommen. Sie bestehen aus Glas- und/oder Gesteinsfragmenten unterschiedlicher Größe, die in einer feinkörnigen bis glasigen Matrix eingebettet sind. Hyaloklastite, oder Hydroklastite, entstehen durch Abschreckung und Fragmentierung von Lava durch Wasser, im Gegensatz zu Pyroklast-

titen, die sich aufgrund des höheren Blasenanteils im Magma bei einer eher explosiven Fragmentierung bilden und aus Glasscherben und bims- oder schlackenartigen Partikeln bestehen (*Schmincke, 2000*). Hyaloklastite können aber auch als Aufarbeitungsprodukt (Schutt- und Suspensionsströme) von z.B. Lavaströmen oder Pillowlaven entstehen (z.B. *Honorez, 1963, Kokelaar, 1986*). Aufgrund der Genese und unterschiedlichen Eruptionsraten lässt sich oftmals eine Abfolge von Pillows an der Basis, über Brekzien, und Hyaloklastit am Top beobachten. Dies betrifft nicht nur einzelne Lagen, sondern ist auch auf die vulkanische Entwicklung übertragbar, wobei nach oben hin, der Anteil an Bruchstücken zunimmt (*Batiza & White, 2000*).

Im Flachwasser Stadium (Abb. 1.3b) machen Hyaloklastite und Pillolaven den Hauptteil der Gesteine aus. Die Vesikularität in den Pillows und Hyaloklastiten steigt nun deutlich an. Es kommt zur Ausbildung einer Kern- und Flankenfazies. Die Kernfazies besteht überwiegend aus Pillowlaven und Intrusionen, während an den Flanken des Seamounts Pillowlaven, Pillowbrekzien und Hyaloklastite, die sedimentäre Strukturen aufweisen können, entstehen. Bei den im HSDP-2 Profil als massive Basalte bezeichneten Einheiten handelt es sich wahrscheinlich um Schichtlaven, die teilweise schon subaerisch extrudiert sein können und über die Küstenlinie hinweg ins Meer weitergeflossen sind (*DePaolo et al., 2001a*).

Das Resultat von effusivem Vulkanismus während des Subaerischen Stadiums (Abb. 1.3c) sind Aa- und Pahoehoe Lavaströme. Es bilden sich aber auch Pyroklastika, wie z.B. Schlacken und Aschen, die aus der explosiven Fragmentation von Magma hervorgehen (*Schmidt & Schmincke, 2000*). Die kontrollierenden Faktoren für den Ausbruchstyp und das Endprodukt sind im Wesentlichen die Effusionsrate, die physikalischen Eigenschaften der Lava (Viskosität, Volatilgehalt) und die Ausbruchsbedingungen wie z.B. die Hangneigung, wobei die chemische Zusammensetzung identisch sein kann (*Kilburn, 2000*). Anhand der Oberflächenbeschaffenheit von Lavaströmen werden drei Typen unterschieden: Aa (extrem unregelmäßig, stark zerbrochen), Pahoehoe (glatt, seilartig, teils zerbrochen, meist durchgängig) und Blocklava (mit Schuttbedeckung, große Fragmente im Metermaßstab). Aalava kennzeichnet sich durch einen brekzierten Bereich am Top und der Basis des Lavastroms, während der innere Teil kompakt und massiv, teilweise mit unregelmäßigen Säulen, ausgebildet ist (*Schmincke, 2000*). Sie zeichnen sich durch eine schnelle Platznahme innerhalb von Tagen oder Wochen bei hohen durchschnittlichen Effusionsraten von $> 10 \text{ m}^3/\text{s}$ aus (*Rowland & Walker, 1990*). Die Mächtigkeit beträgt maximal 20 m, während Blocklava unter einer geringeren Ausbruch- bzw. Platznahmegeschwindigkeit mehrere 10-er m erreichen kann. Pahoehoe Lava hat ähnliche Dimensionen wie Aa, bewegt sich aber 10-mal langsamer (*Kilburn, 2000*) und bildet sich bei stabiler Lavaversorgung während längerer Eruptionsperioden von Wochen bis Jahren (*Holcomb, 1987, Kauahikaua et al., 1998*). Das vertikale Wachstum erfolgt von Innen heraus, wobei sogenannte „inflated pahoehoe“ entstehen. Oftmals bilden sich durch neue, nachrückende Lava mehrere Lavazungen aus, die neben- und übereinander fließen. Durch eine Erhöhung der Fließgeschwindigkeit oder im Zuge der Abkühlung und Kristallisation, was eine Viskositätszunahme bedingt, gehen Pahoehoe in Aa-Strukturen über (Abb. 1.4). Dies ist ein irreversibler Prozess. Blocklaven sind so weit auskristallisiert, dass sie sich durch Zerschneiden fortbewegen. Lavaströme, die die Küstenlinie erreichen, können im Meer weiterfließen oder fragmentieren zu Hyaloklastiten oder Brekzien.

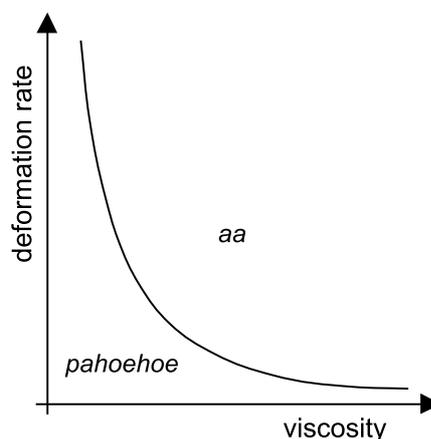


Abb. 1.4: Schematische Skizze zur Veranschaulichung des Unterschiedes zwischen Aa- und Pahoehoe Lavaströmen anhand der Verformungsrate und Viskosität; sketch showing deformation rate vs. viscosity for aa and pahoehoe lava (after *Peterson & Tilling, 1980, Kilburn, 1981*).

Während des Erosions- und Subsidenz Stadiums (Abb. 1.3d) kommt es zu gravitativen Massenverlagerungen, die z.B. von Erdbeben ausgelöst werden können, bedingt durch Bewegungen des Magmas im Vulkangebäude. Dabei können sich z.B. sogenannte „Slumps“ (Rutschung mit Wickelstrukturen) und Schutt- und Schlammströme bilden. Nach dem Abklingen des Vulkanismus kann es zu kurzzeitigen Wiederauflebungen der vulkanischen Aktivität kommen (*Peterson & Moore, 1987*), wodurch nach Ruhezeiten von 100000 bis > 1 Ma alkalische und höher differenzierte Laven (z.B. Basanit, Nephelinit) gefördert werden. Im Zuge der Erosion, Subsidenz und Riffbildung kann die Insel in ein Atoll Stadium übergehen, bis hin zu einem späten Seamount Stadium, wenn die Subsidenzrate das Riffwachstum überwiegt.

1.3 Das Hawaii Scientific Drilling Project (HSDP)

Das Hawaii Scientific Drilling Project (HSDP) wurde 1986 initiiert und hat die Aufgabe, ein nahezu lückenloses Profil des Vulkans Mauna Kea auf der Hauptinsel Hawaii zu gewinnen und zu charakterisieren. Im Jahr 1993 wurde ca. 5 km östlich von Hilo die 1056 m tiefe Vorbohrung KP-1 niedergebracht. Der Kerngewinn betrug ca. 90 % und umfasst ca. 400 ka an subaerischen Laven. Im März 1999 wurde mit finanzieller Unterstützung der National Science Foundation (NSF, USA) und des International Scientific Drilling Program (ICDP, Potsdam) die Hauptbohrung HSDP-2 ca. 2 km südlich der Vorbohrung begonnen (Abb. 1.2). Die momentane Endtiefe von 3098 Meter unterhalb der Meeresoberfläche (mbsl) wurde im Herbst des gleichen Jahres erreicht. Der Kerngewinn betrug dabei ca. 95 %, bei einem Kerndurchmesser von ca. 6 cm. Erste Ergebnisse der Vorbohrung sind in einer „Special Section“ des Journal of Geophysical Research (Vol. 101, B5, 1996) veröffentlicht, die Publikationen über HSDP-2 sind in einer „Theme“ des Online-Journals G³ (Geochemistry, Geophysics, Geosystems, Vol. 4, 2003) zusammengefasst.

Die Bohrlokation befindet sich in einem verlassenen Steinbruch auf dem Gelände des Hilo International Airport. Die Position an der Vulkanflanke wurde aus folgenden Gründen gewählt (*DePaolo et al., 2001a*):

- (1) ausreichend große Entfernung zu Riftzonen, um die Wahrscheinlichkeit, Intrusionen, Alteration und hoch-temperierte Fluide anzutreffen, zu minimieren;
- (2) Nähe zur Küste, damit ein kleinstmöglicher Bereich subaerischer Laven durchbohrt werden muss, um die submarinen Einheiten zu erreichen;
- (3) bereits erschlossenes Gebiet, um Auswirkungen auf die Umwelt und Gesellschaft gering zu halten.

Über den Ablagerungen des MK befinden sich ca. 250 m subaerische Laven des Mauna Loa (ML), welche eine zusätzliche Informationsbasis darstellt. Zwischen 100 und 600 mbsl wurde ein reichhaltiger Frischwasserleiter (7300 l/min) angetroffen. Dies war gänzlich unerwartet und könnte für die Wasserversorgung Hawaiis eine wichtige Rolle spielen. Unterhalb 2000 mbsl (entspricht der Tiefe, an der die ersten Pillowlaven durchbohrt wurden) wurde ein weiterer Aquifer mit Frischwasser durchteuft. Das Ziel, hohe Temperaturen und eine damit verbundene hydrothermale Alteration zu vermeiden, wurde erreicht. Die Bohrlochtemperaturen erreichen bei ca. 600 mbsl ein Minimum von ca. 8 °C, darunter steigen sie mehr oder weniger kontinuierlich bis auf ca. 45 °C in 3000 mbsl an (*Dannowski, 2002*). Durch die Gesteinsansprache vor Ort konnten 345 Gesteinseinheiten im Bohrprofil unterschieden werden. Der gesamte, vor Ort erfasste Datensatz (Fotografien, hochaufgelöste Scans, ein detailliertes lithologisches Profil mit Beschreibung) kann unter folgender Internetadresse abgerufen werden: <http://www.icdp-online.de/sites/>

hawaii/news/DIS_PROJECT_REPORTS.HTM.

Bis zu einer Tiefe von 246 mbsl (unit 0001-0041) wurden subaerische Laven des ML durchteuft (Abb. 1.5). Dabei handelt es sich nach Haupt- und Spurenelementanalysen um Tholeiite mit bis zu 30 % Olivin-Phänokristallen. Die durchschnittliche Mächtigkeit von 32 Lavaströmen beträgt ~ 8 m, wobei Aa- und Pahoeholaven gleichhäufig vorkommen. Vereinzelt treten Transitionallaven, also ein intermediärer Typ zwischen Aa und Pahoehoe, auf. Zwischen die einzelnen Einheiten sind Aschen und Paläoböden eingeschaltet.

Unterhalb 246 mbsl wurden **bis zu einer Tiefe von 1079 mbsl** (unit 0043-0168) subaerische Laven des MK angetroffen. Dieser Bereich besteht aus ca. 120 tholeiitischen Lavaströmen mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von ca. 7 m. Pahoehoe machen ca. 25 % aus. Aschenlagen und Paläoböden sind wie schon beim ML zwischengeschaltet. Die ersten 100 m am Top dieses Bereichs sind durch Einschaltungen von Nephelin-normativen und Hypersthen-normativen Laven gekennzeichnet, die dem Post-Schildstadium angehören, d.h. sie kennzeichnen das Ende der vulkanischen Entwicklung des MK-Vulkans. Die tiefer liegenden Einheiten besitzen bis zu 35 % Olivin-Einsprenglinge.

Die Grenze zum **submarinen Teil** des MK-Profiles bei ca. **1079 mbsl** ist durch das Auftreten von vulkaniklastischen Sedimenten und glasreichen Laven, welche eine deutlich höhere Dichte als subaerische Laven haben, gekennzeichnet. Der Bereich bis 1984 mbsl umfasst überwiegend Hyaloklastit-Schuttströme. Die obersten 60 m bestehen aus einer ausgewogenen Wechselfolge von massiven Basalten mit durchschnittlich 2 bis 3 m und Klastika von durchschnittlich ~ 3 m Mächtigkeit, die hauptsächlich basaltische Hyaloklastite ausmachen. Der Hohlraumanteil in den Basalten streut zwar, bleibt aber meist unter den für subaerische Laven typischen Werten zwischen 10 und 20 %. Dieses Kriterium und der H₂O-Anteil in den Gläsern von weniger als 0.1 Gew.%, spricht für eine Extrusion dieser Basalte unter subaerischen Bedingungen an Land, wobei die dabei entstandenen Lavaströme über die Küstenlinie hinweg bis ins Meer und noch weiter hangabwärts transportiert wurden. Die Hyaloklastite bestehen aus einer Matrix mit glasreichen Fragmenten und Basaltklasten, die 1 cm bis mehrere 10-er Zentimeter Größe haben können. Diese Basaltklasten ähneln den massiven Basalten, besitzen jedoch mehr Vesikel. Die Hyaloklastite aus diesem oberen Bereich sind nur schlecht verfestigt, was sich im einzig ca. 83 Profilmeter umfassenden, nicht gekerneten Bereich (1140 – 1223 mbsl) äußert.

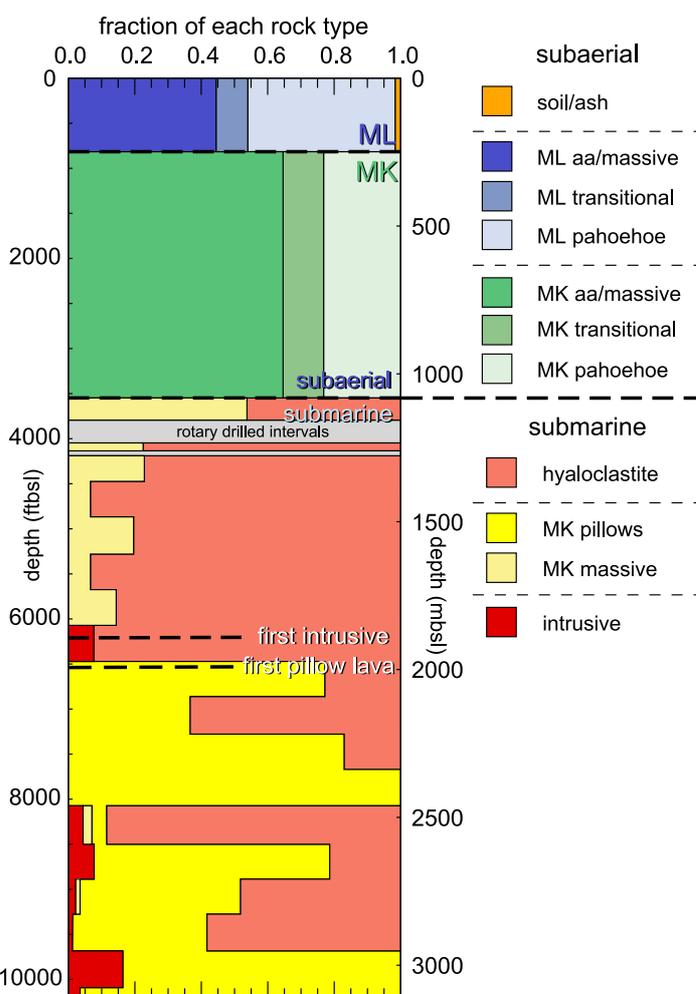


Abb. 1.5: Lithologisches Profil der HSDP-2 Bohrung, angegeben in Fuß und Meter unterhalb der Meeresoberfläche (ftbsl bzw. mbsl); die x-Achse zeigt die Häufigkeit der Gesteinstypen; lithological profile with fraction of each rock type recovered from the HSDP-2 drill hole; depth is displayed in feet as well as meter below sea level (ftbsl and mbsl; DePaolo et al., 1999).

Der Abschnitt **zwischen 1220 und 1980 mbsl** besteht zu ca. 90 % aus gut verfestigten Hyaloklastiten, die restlichen 10 % stellen zwischengelagerte massive Basalte dar, die 26 Einheiten mit durchschnittlich 3 – 4 m Mächtigkeit umfassen. Der Anteil an Olivin-Phänokristallen nimmt anscheinend systematisch von ca. 20 % am Top auf weniger als 10 % an der Basis ab. Die Vesikularität beträgt typischerweise weniger als 10 %, wobei einige dieser Basalte auch Intrusionen oder nur große Gesteinsbruchstücke sein könnten. In diesem Bereich bestehen die Hyaloklastite aus einer Matrix, reich an glasigen Fragmenten und aus Basaltklasten mit unterschiedlich vielen Olivin-Einsprenglingen und Vesikularitäten. Teilweise treten Schichtstrukturen auf, weshalb die Hyaloklastite auch als Sandstein oder Siltstein angesprochen wurden. Der geringe Wassergehalt in den Glasfragmenten von weniger als 0.1 Gew.% spricht für eine Magmaextrusion an Land, d.h. das Material scheint subaerisch entgast zu sein. Der oftmals hohe Hohlraumanteil von bis zu ca. 35 % spricht für eine Materialverlagerung hangabwärts, als sich die Küstenlinie während des subaerischen Wachstums des MK weiter nach außen verlagerte (*Moore & Chadwick, 1995*).

Unterhalb 1984 mbsl wird das Profil der HSDP-2 zu ca. 60 % von Pillowlaven aufgebaut, in die vereinzelt vulkanoklastische Sedimente eingeschaltet sind. Manche Intervalle von bis zu 100 m Mächtigkeit bestehen jedoch überwiegend aus diesen Vulkanoklastika, die eigentlich Hyaloklastite sind und aus Küstennähe weiter hangabwärts verlagert wurden. Die Pillowbasalte haben frische Glasränder und können bis zu 18 % Olivin-Einsprenglinge beinhalten. Die Vesikularität von 1 – 2 % ist gering, kann aber auch Werte von bis zu 10 % erreichen. Der Wassergehalt in den Pillowrändern zeigt unterhalb ca. 2200 mbsl einen sprunghaften Anstieg von ~ 0.08 Gew.% auf 0.2 – 0.8 Gew.% und markiert damit die Entgasungsgrenze. Die letzten 180 m im Bohrprofil bis zur **momentanen Endteufe von ca. 3100 mbsl** weisen keine Hyaloklastite mehr auf und werden daher stark von Pillowlaven dominiert.

Intrusionen wurden erstmals **ab 1880 mbsl** angetroffen und machen ca. 4 % des Bohrkerns aus. Es konnten ca. 13 Einheiten identifiziert werden, wobei ein Intrusionseignis bis zu 9-mal aufgrund von Aufspaltung und Verästelung im Profil erfasst wurde. Die Intrusionen bestehen bis zu 16 % aus Olivin-Einsprenglingen und besitzen Vesikularitäten von < 1 %. Der Kontakt zum Nebengestein spricht bei den Hyaloklastiten für eine Intrusion in noch nicht verfestigtes Material.

In Abbildung 1.6 sind Bohrkernfotos der unterschiedlichen Lithologien dargestellt. Aa- und Pahoehoe-laven zeigen oftmals in Kontaktzonen zum Nebengestein eine rötliche Verfärbung, was auf Alterationsprozesse, die jedoch auf den näheren Bereich am Kontakt beschränkt sind, schließen lässt. Wie aus Tabelle 1.2 ersichtlich, besitzen die subaerisch gebildeten Einheiten die höchsten Vesikularitäten, wobei Aalaven (Abb. 1.6a) deutlich geringere Werte zeigen als Pahoehoe-laven (Abb. 1.6b), dafür besitzen sie einen höheren Olivin-Anteil. Die Transitionallaven haben meist intermediäre Werte. Diese Trends passen gut zur Genese dieser Gesteine, wenn man bedenkt, dass mit zunehmender Abkühlung Pahoehoe in Aa übergehen können (s.o., Abb. 1.4), die daher schon besser auskristallisiert sind und mehr Gas verloren haben. Die unter submarinen Bedingungen gebildeten Einheiten sind überwiegend massig ausgebildet, wobei der hohe Olivin-Anteil in den massiven Basalten und Pillows gegenüber den Intrusionen auffällt (vgl. auch Abb. 1.6c bis e). Der Vesikel-Anteil erreicht in den Intrusionen generell maximal 1 %, manche Pillows können bereichsweise um 10 % Hohlräume besitzen. Somit spiegelt sich die Genese auch für den submarinen Bereich in bestimmten gesteinsphysikalischen Parametern wider. In einigen Kernen sind bestimmte Strukturen wie z.B. die glasigen Pillowränder (Abb. 1.6d) oder Intrusionskontakte (Abb. 1.6e) erhalten geblieben. Die Hyaloklastite können sehr feinkörnig, teils mit Schichtstrukturen (Abb. 1.6f), aber auch mit vielen großen (mehrere cm) Klasten ausgebildet sein (Abb. 1.6g). Beim Vergleich der Mächtigkeiten fallen die hohen Werte der Pillowlaven von bis zu ca. 26 m auf. Der Durchschnittswert der Intrusionen ist zwar niedrig, manche Einheiten können allerdings auch Werte von bis zu 7 m erreichen. Hierbei

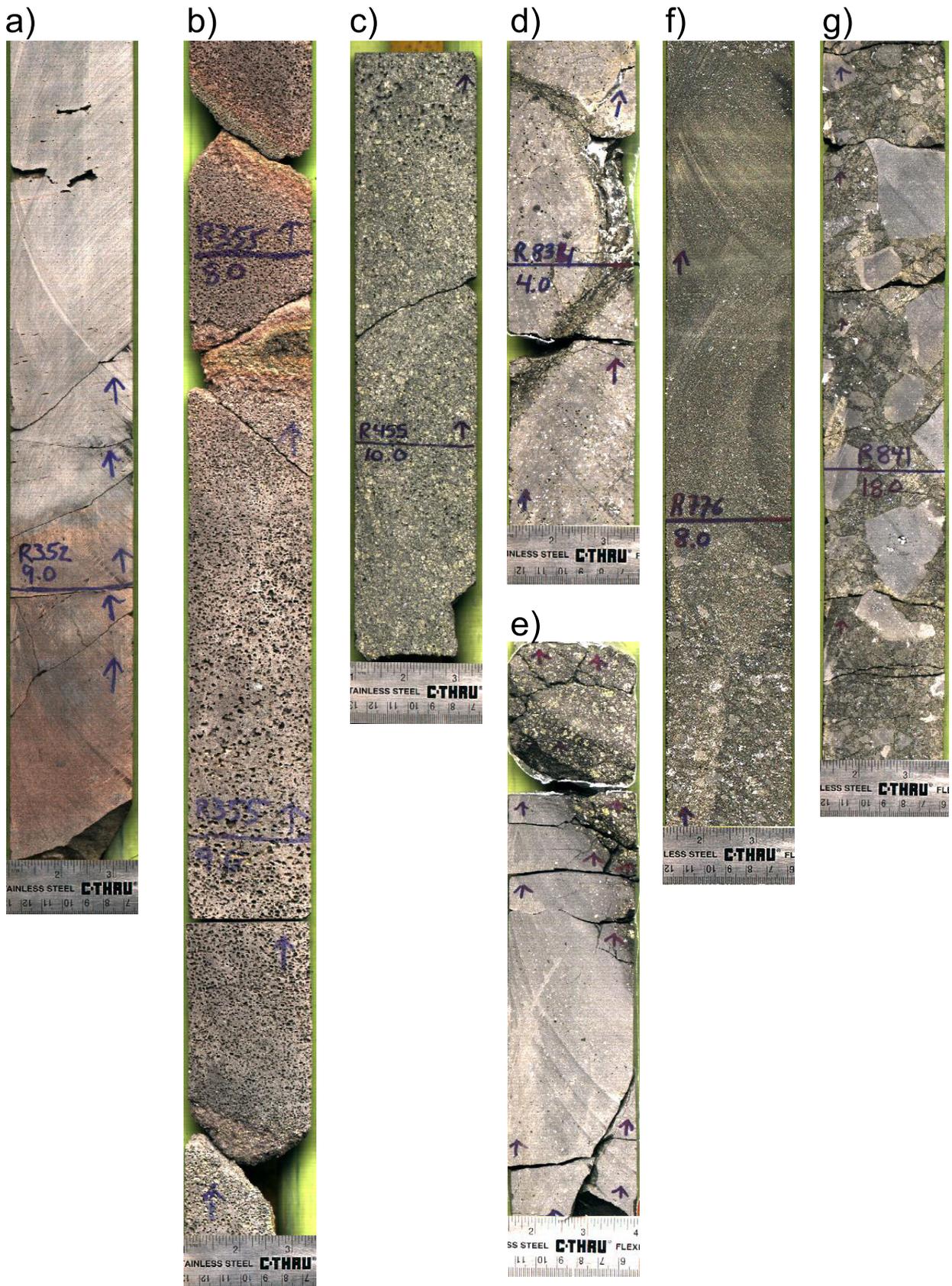


Abb. 1.6: Fotos der Bohrkernhälften unterschiedlicher Lithologien: a) Aa und b) Pahoehoe mit Rotfärbung an der Kontaktzone, c) massiver Basalt, d) Pillow mit dunklen, glasigen Rändern, e) Kontak Intrusion-Pillow, f) und g) Hyaloklastite;

photographs of core halves from different lithologies: a) aa and b) pahoehoe with red colors towards unit margins, c) massive basalt, d) pillow with dark, glassy rims, e) intrusion-pillow contact, f) and g) hyaloclastite (from *DePaolo et al.*, 1999).

Tab. 1.2: Durchschnittswerte mit Standard-Abweichung berechnet für die Mächtigkeit, Olivin- und Vesikel-Anteil (gemittelte Werte aus Punktzählungen an den Bohrkernhälften, http://www.icdp-online.de/sites/hawaii/tpl/tpl_dis_litho_sum_rep.htm) der verschiedenen Lithologien.

	Lithologie	Mächtigkeit [m]	Olivin-Anteil [%]	Vesikel-Anteil [%]
Mauna Loa subaerisch	Aa	7.7 ± 6.5	12.0 ± 5.5	6.7 ± 3.0
	Transitional	5.9 ± 3.6	10.1 ± 6.7	10.2 ± 2.2
	Pahoehoe	8.5 ± 6.6	4.3 ± 5.8	13.7 ± 12.1
Mauna Kea subaerisch	Aa	6.9 ± 3.9	8.4 ± 6.4	8.1 ± 5.1
	Transitional	5.9 ± 3.6	9.9 ± 9.8	11.6 ± 5.2
	Pahoehoe	7.3 ± 6.7	3.1 ± 4.4	20.8 ± 6.0
Mauna Kea submarin	Massiver Basalt	3.1 ± 4.0	11.2 ± 7.5	3.4 ± 7.4
	Pillow	26.0 ± 24.5	7.0 ± 5.4	1.4 ± 2.2
	Intrusion	1.5 ± 1.8	4.5 ± 5.9	0.2 ± 0.3

muss jedoch beachtet werden, dass für eine einzelne Intrusion bis zu neun Aufsplittungen verzeichnet wurden. D.h. das Magma einer Intrusionsphase dringt in mehrere Spalten des umgebenden Gesteins ein (s.o.). Besonders bei den Pillowlaven und Pahoehoe, aber auch bei Aa, wurden mehrere interne Fließgrenzen beobachtet. Generell zeigt sich ein leichter Trend, mit zunehmender Mächtigkeit steigt die Anzahl der internen Grenzen. Als Maximum wurden 277 Fließgrenzen für eine ca. 99 m mächtige Pillowbasalteinheit (unit 0293) ermittelt.

Generell sind die gewonnenen Basalte relativ frisch. Als Alterationsprodukte konnten, vor allem unterhalb 1000 mbsl, z.B. Gips, Zeolithe und Tonminerale beobachtet werden. Diese treten jedoch meist als Hohlraumfüllung und entlang von Klüftzonen auf. Die Olivine sind teilweise alteriert. Dieser schwache Alterationsgrad harmoniert mit den geringen Vesikularitäten und niedrigen Bohrlochtemperaturen (ca. 45 °C bei 3000 mbsl). Eine Auffälligkeit in Bezug auf Alteration stellen die ersten ca. 30 cm im Kontaktbereich von Hyaloklastiten zu Intrusionen dar, in Form einer blau-grünen Zone, die nach einigen Wochen fast vollständig verschwunden war.

Anhand der ersten Daten kann für die Lokation des Bohrprofils folgende Entwicklungsgeschichte einer Ozeaninsel rekonstruiert werden (vgl. Abb. 1.3): Den Anfang machen Pillowlaven und verlagertes Material submariner Eruptionen. Beim Übergang zum subaerischen Stadium entstehen Schuttströme (d.h. Hyaloklastite) an steilen, küstennahen Bereichen mit Glas- und Gesteinsbruchstücken, die von Eruptionen stammen, bei der Lava ins Meer fließt. Als die Küstenlinie über die Bohrlokation wandert, beginnen sich subaerische Laven abzulagern, wobei die durchschnittliche Lavaakkumulationsrate von ca. 18 m/ka auf ca. 3.9 m/ka drastisch sinkt. Dies zeigt sich deutlich in der Abbildung 1.7 (DePaolo & Sharp, pers. Mitt. 2001), wenn am Übergang submarin-subaerisch die Steigung der Kurve kontinuierlich flacher wird bis zum Stillstand des vertikalen Vulkanwachstums. Durch die Subsidenzrate von 2.5 m/ka liegen einst im subaerischen Bereich gebildete Laven nun bis zu 1000 m tief im Untergrund und damit weit unterhalb der Meeresoberfläche.

Ergebnisse der Modellierungen anhand der Daten aus der Vorbohrung deuten auf einen Abstand von 15 – 20 km des MK von der Plumekernachse (DePaolo & Stolper, 1996). Die geschätzte Lebensdauer beträgt ca. 920 ka, wobei wie schon oben erwähnt der MK nicht mehr aktiv ist, während der ML ca. 80 % seiner aktiven Lebensspanne, d.h. die Schild-Aufbau-Phase, durchlaufen hat, der Kilauea 60 % und der Loihi 16 %. Die aktuelle Lavaakkumulationsrate für den Kilauea liegt bei 12 - 15 m/ka, für den Loihi bei 35 m/ka. Diese Werte liegen deutlich über den oben angesprochenen Durchschnittswerten für den MK. Der

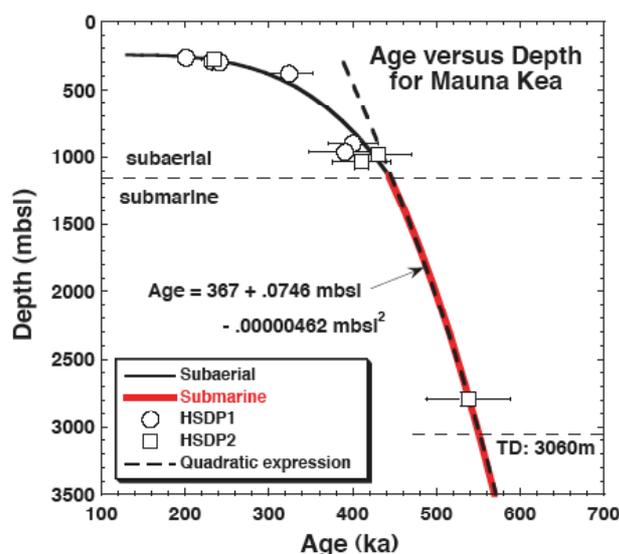


Abb. 1.7: Ar-Ar Altersdaten gegen die Tiefe dargestellt als Basis für eine Ableitung der Akkumulationsraten unter submarinen und subaerischen Bedingungen für den Mauna Kea Vulkan;

Ar-Ar ages and proposed age vs. depth model for the HSDP-2 core samples, used for estimation of submarine and subaerial accumulation rates of Mauna Kea volcano (DePaolo & Sharp, pers. Mitt. 2001).

Unterschied lässt sich mit dem unterschiedlichen Lebensstatus der Vulkane erklären, d.h. mit zunehmendem Alter bzw. je weiter ein Vulkan in seiner Entwicklung fortgeschritten ist, desto geringer ist das eruptierte Volumen. Damit ist die Lavaakkumulationsrate ein guter Indikator für das Vulkanalter, wobei zu berücksichtigen ist, wie weit ein Vulkan

von der Plumeachse entfernt ist, denn mit zunehmendem Radius verringern sich Volumen, Lebensdauer und Lavaakkumulationsraten.

1.4 Kenntnisstand gesteinsmagnetischer Untersuchungen an hawaiianischen Basalten

An Basaltproben von Hawaii wurden bereits von verschiedenen Arbeitsgruppen gesteinsmagnetische Untersuchungen durchgeführt. Die unten zusammengefassten Arbeiten befassen sich schwerpunktmäßig mit folgenden Themen:

- Magneto-Mineralogie;
- Paläomagnetik (Magnetfeldrichtung und -intensität);
- rezentes Magnetfeld;
- magmatische Fließrichtungen und rheologische Eigenschaften.

Das magnetische Verhalten von Basalten ist im Wesentlichen von den Fe-Ti Oxiden Titanomagnetit (tmt) und Ilmenohämatit (ilm) abhängig. Das primäre magnetische Mineral in Ozeanbodenbasalten ist tmt mit einer Ulvöspinell-Komponente von 60 % (z.B. Bleil & Petersen, 1977). Die Oxide in Basalten sind detailliert z.B. von Buddington & Lindsley (1964) oder Lindsley (1991) beschrieben. Während oder nach der Kristallisation können die Minerale unterschiedliche Formen der Alteration erfahren:

- Hoch-Temperatur Oxidation (> 500 – 600 °C);
- hydrothermale Alteration (200 – 400 °C);
- Tief-Temperatur Oxidation (< 200 – 250 °C).

Carmichael & Nicholls (1967) postulieren, dass Titanomagnetit mit einer Curie-Temperatur (T_C) von > 200 °C nicht mehr die ursprüngliche, aus der Schmelze kristallisierte, Zusammensetzung besitzt und schon teilweise oxidiert ist. Aus primär gebildetem, homogenem tmt kann allerdings auch schon im Laufe der Abkühlung durch Entmischung bzw. Oxidation eine Ilmenit und Magnetit-nahe Phase entstehen (Ramdohr, 1955, Buddington & Lindsley, 1964, Lattard, 1995). Hydrothermale Alteration von Basaltlaven auf Island wurde von Ade-Hall et al. (1971) und für den Bereich der ozeanischen Rücken von Wooldridge et al. (1990) beschrieben. Durch den Einfluss dieser Prozesse ändern sich sowohl die Zusammensetzung als auch die Textur der Minerale und damit die magnetischen Eigenschaften der Gesteine. Daher eröffnen Untersuchungen der Oxid-Petrographie oftmals Hinweise bezüglich der thermischen Vergangenheit, z.B.

Kristallisation und Abkühlungsrate (z.B. *Pick & Tauxe*, 1994, *Zhou et al.*, 2000), und Alterationsgeschichte magmatischer Gesteine (z.B. *Pariso et al.*, 1995).

An tholeiitischen Basalten des Alae und Makaopuhi Lavasees wurden von *Grommé et al.* (1969) kombinierte magnetische und mineralogische Untersuchungen durchgeführt. Die Gesteine zeigten abhängig von den Fe-Ti Oxiden komplexe magnetische Verhaltensmuster. Das Probenmaterial wurde von Temperaturen von 50 bis 1020 °C abgeschreckt und nahezu alle Proben zeigten eine Néel-Temperatur (T_N) zwischen -100 und -160 °C, die auf eine Ilmenohämatit-Phase hinweist. Proben, die von höheren Temperaturen (800 – 1000 °C) abgeschreckt wurden, zeigten weitere T_C zwischen 150 und 290 °C, was auf homogenen Titanomagnetit als zweite magnetische Phase hinweist. Im Gegensatz dazu zeigen Proben, die bei geringeren Temperaturen von 50 bis 400 – 700 °C entnommen wurden, höhere Curie-Temperaturen von 500 bis 580 °C. Die höheren T_C resultieren aus der Entmischung des ursprünglich gebildeten Titanomagnetits zu einer Magnetit-nahen und Ilmenit-nahen Phase. Daher kann sich die natürlich remanente Magnetisierung (NRM) solcher Basalte aus einer thermischen (TRM) und einer hoch-temperierten chemischen Remanenz (CRM) zusammensetzen.

In einer ersten Publikation von *Konny et al.* (2003a), die aus dem DFG-Projekt Ko1514/1 hervorgegangen ist, sind charakteristische magnetische Eigenschaften submariner und subaerischer Laven beschrieben. Als generelle Oxidparagenese wurde $tmt + ilhm \pm Cr-Al$ Spinell (csp) festgestellt. Eine Gruppierung der untersuchten Gesteine ergab für den subaerischen Bereich: Gruppe 1 mit homogenem tmt (T_C von 100 – 200 °C); Gruppe 2 besitzt Mineralkörner aus Ilmenit-Entmischungslamellen in tmt ($T_C = 480 - 580$ °C); bei Gruppe 3 (höchste Oxidationsstufe) treten zusätzlich Fe-reiche ilhm auf. Im submarinen Bereich wurde neben Gruppe 1 und teilweise Gruppe 2 noch eine weitere ermittelt, die nur in Hyaloklastiten und Pillowbrekzien auftritt. Diese ist durch ein nahezu paramagnetisches Verhalten gekennzeichnet und enthält nur sehr wenige, kleine (< wenige μm) tmt-Körnchen, meist mit Magnetit-naher Zusammensetzung. Sowohl die gesteinsmagnetischen als auch die magneto-mineralogischen Parameter korrelieren gut mit dieser Unterteilung. Diese Gruppen können in Bezug zu unterschiedlichen Extrusionsbedingungen und Abkühlungsgeschichten während der verschiedenen vulkanischen Entwicklungsstadien interpretiert werden.

Paläomagnetische Untersuchungen von *Garnier et al.* (1996) und von *Laj & Kissel* (1999) an bis zu 400 ka alten Laven der KP-1 Bohrung haben pseudo-single-domain Titanomagnetit als Träger der Magnetisierung identifiziert. Anhand von thermischen Abmagnetisierungen wurde eine Reihe von magnetischen Verhaltensweisen festgestellt. Ein Endglied ist durch nahezu reinen Magnetit gekennzeichnet. Das andere wird von Proben mit zwei Curie-Temperaturen (bis zu ca. 350 °C und ca. 550 °C) dargestellt, wobei die Messkurve nicht reversibel ist, was als eine Umwandlung zu Magnetit interpretiert wird. Die Werte der Paläofeldintensität schwanken stark von 15 bis 60 μT und liegen damit deutlich höher bzw. niedriger als die heutige Feldintensität für Hawaii von ca. 35 μT auf Meeresniveau (Internationales Geomagnetisches Referenzfeld, IGRF2000). Messungen von *Holt et al.* (1996) zur Bestimmung der Inklination des Erdmagnetfeldes haben neben der erwarteten normalen Polarität zwei Bereiche mit horizontalen Inklinationen aufgedeckt, von denen der eine dem Laschamp-Ereignis zugeschrieben wird. Inverse Polaritäten wurden in insgesamt sechs Intervallen beobachtet, die z.B. dem Blake- und dem Jamaica/Biwa I/Pringle Falls-Ereignis zugeordnet werden. Damit wurde in der bisher längsten, kontinuierlichen vulkanischen Datengrundlage zwei Polumkehrungen ermittelt, die nun erstmalig in der zentralpazifischen Region dokumentiert wurden und damit den weltweiten Einfluss dieser Ereignisse unterstreichen. *Tauxe & Love* (2003) haben Paläointensitäten an Proben der HSDP-2 Bohrung aus dem submarinen Bereich bestimmt und mahnen zur Vorsicht, da die Magnetisierung zu einem großen Teil aus einer viskosen Komponente besteht und

daher nur bedingt Aussagen über das Erdmagnetfeld zur Zeit der Extrusion der Gesteine möglich sind. Die Problematik ist einerseits auf die geringen Blockungstemperaturen der Basalte und andererseits auf die höheren Bohrlochtemperaturen im tieferen Bereich zurückzuführen. Die gewonnenen Paläointensitätsdaten für den Zeitintervall von 420 – 550 ka korrelieren gut mit den zur Verfügung stehenden verlässlichen Daten der Brunhes-Epoche.

Im Teufenintervall von 600 bis 1800 m der HSDP-2 Bohrung haben *Stevelling et al.* (2003) Messungen des magnetischen Feldes mit einem Bohrlochmagnetometer durchgeführt. Dabei haben sie unter Berücksichtigung der von unserer Arbeitsgruppe gemessenen Suszeptibilitäten an den Bohrkernhälften Unterschiede in der Streuung der Magnetisierung zwischen subaerisch und submarin gebildeten Einheiten festgestellt. Die meisten Werte der Aa-, Pahoehoe-, Transitional-Laven und der massiven Basalte bewegen sich zwischen 4 und 8 A/m. Nur für die Hyaloklastite wurden etwas geringere Magnetisierungen ermittelt. Die Inklination scheint mit der Tiefe systematisch abzunehmen, was durch die Subsidenz der Insel und eine damit einhergehende Änderung der Hangneigung erklärt wird.

Das Potential von Messungen der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) für die Bestimmung von Magmafließrichtungen haben *Knight & Walker* (1988) an Gängen des Koolau-Komplex, Oahu, gezeigt. Das magnetische Gefüge wird von der Formanisometrie der ferrimagnetischen Körner (hier tmt) bestimmt und ist bei einer maximalen Anisotropie von 2.2 % in gleichen Anteilen prolat und oblat ausgebildet. Die minimale AMS-Achse (κ_{\min}) ist orthogonal zu den Gangrändern orientiert, während die maximale AMS-Achse (κ_{\max}) der Gangrandproben punktuelle Anhäufungen (Cluster) bildet, die je nach Gangbreite 10 – 30 ° und 30 – 60 ° auseinander liegen. Diese Clusterpaare resultieren aus einer winkligen Anordnung der ferrimagnetischen Kristalle an der Gangwand und wird als Imbrikation bezeichnet. Die daraus abgeleitete Richtung passt gut zu den makroskopisch beobachteten Lineationen und lässt auf fast vertikale bis horizontale Fließrichtungen schließen. *Cañón-Tapia et al.* (1995) beschreiben für basaltische Pahoehoelaven des Vulkans Xitle, Mexico, dass die Form und Orientierung des Suszeptibilitäts-Ellipsoides in direktem Zusammenhang entweder mit der Lavaviskosität oder der Morphologie des Lavastroms oder auch beidem steht. Dabei haben *Herrero-Bervera et al.* (2002) bei Pahoehoelaven, die aus mehreren kleinen Fließeinheiten bestehen, eine größere Streuung der magnetischen Achsen beobachtet als für Aalaven, die besonders nahe der Basis des Lavastroms einheitliche Orientierungen zeigen. Sollten sich während des Lavatransports Scherflächen ausbilden, orientieren sich die magnetischen Achsen an dem lokalen, Lavastrom-internen Stressfeld (*Cañón-Tapia et al.*, 1995). Bei oblatem magnetischem Gefüge ist κ_{\min} orthogonal zur Scherfläche orientiert, während bei prolater Geometrie κ_{\max} diese Lage einnimmt. Zwischen der Vesikel-Foliation und der magnetischen Foliation (Fläche mit κ_{\max} - und intermediärer, κ_{int} -Achse) haben *Cañón-Tapia et al.* (1996) eine perfekte Übereinstimmung ermittelt. Damit kann die Internstruktur und das Fließverhalten eines Lavastroms auch bei Abwesenheit von makroskopischen Indizien mit Hilfe der AMS abgeleitet werden (siehe auch z.B. *Cañón-Tapia et al.*, 1997, *Cañón-Tapia & Pinkerton*, 2000).

2. METHODIK

An dieser Stelle wird kurz auf die theoretischen Grundlagen der Gesteinsmagnetik und die angewandten Messverfahren eingegangen. Ausführliche Erklärungen finden sich z.B. in *Dunlop & Özdemir (1997)*, *Lindsley (1991)*, *Soffel (1991)* und *Tarling & Hrouda (1993)*. Danach folgt eine Beschreibung der Beprobung und des Arbeitsablaufs.

2.1 Theoretische Grundlagen

Die magnetische Suszeptibilität (κ) ist eine dimensionslose Materialkonstante, meist angegeben in 10^{-6} oder 10^{-3} SI. Sie beschreibt die Magnetisierbarkeit, d.h. das Verhalten, eines Materials unter dem Einfluss eines äußeren Magnetfeldes (H). Die Magnetisierung resultiert dabei aus unkompenzierten magnetischen Momenten auf atomarer Ebene. Die Elektronen der Atome eines Festkörpers besitzen zwei verschiedene magnetische Momente: ein Bahn- und ein Spinnmoment. Aufgrund der unterschiedlichen Elektronenkonfiguration der Atome bzw. Ionen, aus denen das Material besteht, resultieren unterschiedlich hohe Magnetisierungen. Die Einheit des magnetischen Spinnmoments ist das Bohr-Magneton, μ_B (z.B. für Fe^{3+} : $5 \mu_B$, Fe^{2+} : $4 \mu_B$, Mn^{3+} : $5 \mu_B$, Mn^{2+} : $4 \mu_B$, Co^{2+} : $3 \mu_B$, Ni^{2+} : $2 \mu_B$). Daher verhält sich jedes Material oberhalb des absoluten Nullpunktes magnetisch. Es werden folgende Arten des magnetischen Verhaltens unterschieden.

Diamagnetismus ist eine fundamentale Eigenschaft aller Materialien. Bei rein diamagnetischen Substanzen sind alle Orbitale vollständig besetzt, weshalb kein magnetisches Moment resultiert. Das Anlegen eines äußeren Magnetfeldes führt zu einer Veränderung der Elektronenbahnen (Larmor-Präzession), die eine dem äußeren Feld antiparallele Magnetisierung induziert, sodass geringe, negative κ -Werte messbar sind (Tab. 2.1). Die diamagnetische Suszeptibilität ist nicht temperaturabhängig.

Paramagnetisches Verhalten ist bei Materialien zu beobachten, die aus Elementen bestehen, die aufgrund ihrer Elektronenkonfiguration halb besetzte Orbitale besitzen und daher ein magnetisches Restmoment aufweisen. Diese magnetischen Restmomente sind oberhalb des absoluten Nullpunktes ungeordnet, d.h. es existiert keine resultierende Magnetisierung. Erst beim Anlegen eines externen Magnetfeldes richten sich die Momente aus, wobei eine dem äußeren Magnetfeld parallele Magnetisierung entsteht. Die Suszeptibilität erreicht mittlere Werte, Beispiele sind Fe-haltige Silikate (Tab. 2.1). Die paramagnetische Suszeptibilität besitzt jedoch eine deutliche Temperaturabhängigkeit, die durch das Curie-Gesetz beschrieben wird:

$$\kappa = C / T \quad (1)$$

wobei T die absolute Temperatur und C eine materialbezogene Proportionalitätskonstante (Curie-Konstante) ist. Ein Temperaturanstieg wirkt der Ausrichtung der magnetischen Momente entgegen, was sich in einer negativen Korrelation von κ und T niederschlägt.

Im Gegensatz zum Dia- und Paramagnetismus finden beim **Ferro-, Antiferro- und Ferrimagnetismus** magnetische Wechselwirkungen zwischen den Elektronen statt. Dies führt zu einer Ausrichtung der magnetischen Momente auch ohne externes Magnetfeld, was sich in einer spontanen Magnetisierung äußert. Ferromagnetismus ist durch eine strikte parallele Ausrichtung der magnetischen Momente gekennzeichnet und ist bei den Metallen Eisen, Kobalt und Nickel zu beobachten. Durch Unterschiede im Kristallaufbau und damit der Gitteranordnung der Atome ergibt sich eine unterschiedliche Kompensation

Tab. 2.1: Beispiele verschiedener Minerale und ihr magnetisches Verhalten, gemessen bei Raumtemperatur und 1 Atm (aus *Bleil & Petersen*, 1982, detaillierte Angaben mit Literaturverweisen finden sich z.B. in *Carmichael*, 1989, oder *Hunt et al.*, 1995).

Mineral	Chemische Formel	Magnetisches Verhalten	Suszeptibilität [10 ⁻³ SI]
Quartz	SiO ₂	diamagnetisch	-0.012
Orthoklas	KAlSi ₃ O ₈	diamagnetisch	-0.014
Calcit	CaCO ₃	diamagnetisch	-0.013
Forsterit	Mg ₂ SiO ₄	diamagnetisch	-0.013
Fayalit	Fe ₂ SiO ₄	paramagnetisch	4.9
Hedenbergit	CaFeSi ₂ O ₆	paramagnetisch	2.7
Biotit	K(Mg,Fe) ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂	paramagnetisch	1.5 - 2.9
Siderit	FeCO ₃	paramagnetisch	2.6 - 10.2
Hämatit	α-Fe ₂ O ₃	antiferromagnetisch	0.5 - 400
Ilmenit	FeTiO ₃	antiferromagnetisch	2.2 - 3800
Ulvöspinell	Fe ₂ TiO ₄	antiferromagnetisch	4.8
Chromit	FeCr ₂ O ₄	ferrimagnetisch	3 - 120
Magnetit	Fe ₃ O ₄	ferrimagnetisch	1000 - 5700
Titanomagnetit (x = 0.6)	Fe _{3-x} Ti _x O ₄	ferrimagnetisch	130 - 620
Maghemit	γ-Fe ₂ O ₃	ferrimagnetisch	2000 - 2500

der magnetischen Restmomente. Beim Antiferromagnetismus sind gleich große magnetische Momente antiparallel orientiert, sodass bei geringen bis mittleren κ-Werten (Tab. 2.1) keine resultierende Magnetisierung erhalten bleibt. Im Gegensatz dazu, sind bei ferrimagnetischen Materialien die magnetischen Momente der Untergitter unterschiedlich groß, weshalb hohe Magnetisierungen und Suszeptibilitäten auftreten (Tab. 2.1). Eine Besonderheit von Mineralen mit diesen magnetischen Verhaltensweisen ist die Temperaturabhängigkeit von κ, κ(T). Diese wird durch das Curie-Weiß'schen Gesetz beschrieben:

$$\kappa = \frac{C}{T - T_{C/N}} \quad (2)$$

Ab einer materialspezifischen Temperatur, Curie- bzw. Néel-Temperatur (T_C bzw. T_N), ist die Ausrichtung der magnetischen Momente durch den Temperaturanstieg zerstört und das Material verhält sich paramagnetisch (Tab. 2.2). Die zugeführte thermische Energie überwiegt die elektromagnetischen Wechselkräfte, was die Ausrichtung der magnetischen Momente sukzessive zerstört. Dies ist kein abrupter Vorgang, denn unterhalb von T_{C/N} sind die magnetischen Momente noch leicht beweglich, bis sie unterhalb der Blockungstemperatur (T_B) ihre endgültige Einregelung erfahren. Dabei steigt die Relaxationszeit (τ) unterhalb von T_B von kleinen Werten (τ < 1 s) auf große Werte (τ > 1 h) an, sodass die Konfiguration der magnetischen Momente blockiert wird und bei weiterem Abkühlen erhalten bleibt (τ = einige 10⁸ a).

Tab. 2.2: Curie- (bei Ferromagnetismus) bzw. Néel-Temperatur (bei Antiferromagnetismus) einiger Minerale.

Mineral	T _C [°C]	T _N [°C]
Magnetit	575 – 585 ^a	
Ulvöspinell		-158 bis -153 ^{a,b}
Chromit	-193 ^c	
Maghemit	645 ^a	
Hämatit		675 ^a
Ilmenit		-215 bis -217 ^d

a: *Hunt et al.*, 1995; b: *Soffel*, 1991; c: *Robbins et al.*, 1971; d: *Senfile et al.*, 1975

Die Summe der Volumenanteile der Einzelmineralsuszeptibilitäten ergibt die messbare Volumensuszeptibilität eines polymineralischen Gesteins:

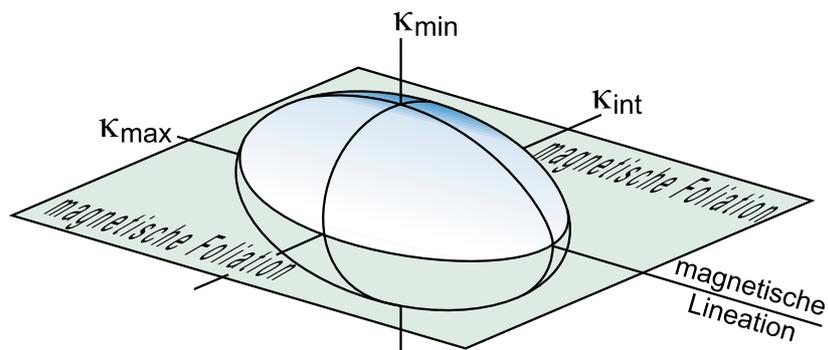
$$\kappa_{\text{ges}} = v_{\text{dia}} * \kappa_{\text{dia}} + v_{\text{para}} * \kappa_{\text{para}} + v_{\text{ferr}} * \kappa_{\text{ferr}} + v_{\text{antif}} * \kappa_{\text{antif}} \quad (3)$$

Durch Messung einer Probe in verschiedenen Richtungen, kann die Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) bestimmt werden. Die AMS ist dabei von folgenden Faktoren abhängig: Kornformanisot-

metrie (besonders bei ferrimagnetischen Mineralen), Kristallanisotropie (aufgrund einer Einregelung der Minerale) und Verteilung der magnetisch wirksamen Phasen im Gestein (aufgrund von magnetostatischen Wechselwirkungen). Die AMS ist als Tensor 2. Stufe (Suszeptibilitätsellipsoid, Abb. 2.1) darstellbar, mit einer großen (κ_{\max}), intermediären (κ_{int}) und kleinen (κ_{\min}) magnetische Hauptachse in einem orthogonalen System. Die κ_{\max} -Achse wird auch als magnetische Lineation bezeichnet, die κ_{\max} - und die κ_{int} -Achse liegen in der magnetischen Foliationsfläche. Von *Jelinek* (1981) und von *Hrouda* (1982) wurden verschiedene Parameter zur Beschreibung der AMS vorgeschlagen:

- Foliationsfaktor: $F = \kappa_{\text{int}} / \kappa_{\min}$
- Lineationsfaktor: $L = \kappa_{\max} / \kappa_{\text{int}}$
- Anisotropiefaktor: $P = \kappa_{\max} / \kappa_{\min}$
- korrigierter Anisotropief.: $P' = \exp[2 (\ln\kappa_{\max} - \ln\kappa)^2 + 2 (\ln\kappa_{\text{int}} - \ln\kappa)^2 + 2 (\ln\kappa_{\min} - \ln\kappa)^2]^{1/2}$
- Formfaktor: $T = (2 \ln\kappa_{\text{int}} - \ln\kappa_{\max} - \ln\kappa_{\min}) / (\ln\kappa_{\max} - \ln\kappa_{\min})$.

Abb. 2.1: Suszeptibilitätsellipsoid mit magnetischer Lineation und Foliation zur Darstellung der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS);
susceptibility ellipsoid with magnetic lineation and foliation for description of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS).



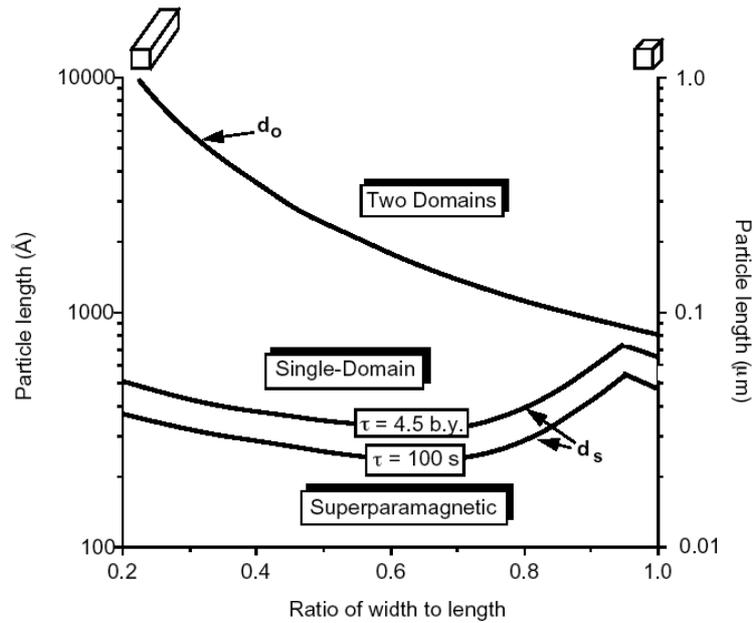
In einem ferromagnetischen Korn wirken verschiedene Energien, die die Magnetisierung des Korns bestimmen, (z.B. magnetostatische Energie, Wechselwirkungsenergie). Das Korn ist allerdings bestrebt mit Hilfe verschiedener Konfigurationen der Magnetisierung einen Zustand minimaler Energie einzunehmen. Daher ist ein Korn in verschiedene Bereiche, die als Weiß'sche Bezirke oder magnetische Domänen bezeichnet werden, unterteilt. Die Domänen- oder auch Blochwände trennen allerdings die in unterschiedlicher Richtung magnetisierten Domänen eines Korns, weshalb die resultierende Netto-Magnetisierung meist wesentlich geringer als die Sättigungsmagnetisierung ist. Die Magnetisierung in den einzelnen Domänen ist dabei gesättigt. Die Richtung der Magnetisierung hängt von der magnetokristallinen Anisotropie (Kristallstruktur), Stressanisotropie (Magnetostriktion) und Kornformanisotropie ab. Z.B. bei Magnetitkörnern mit Korngrößen kleiner $20 \mu\text{m}$ (*Dunlop*, 1974) steigt der Einfluss der Kornformanisotropie mit sinkender Korngröße (*Moskowitz*, 1991, *Dunlop & Özdemir*, 1997). Dadurch wird bei Magnetit die Verwey-Transition bei ca. 120 K zunehmend unterdrückt. Unterhalb 120 K sind die zwei- und dreiwertigen Fe-Ionen auf den Oktaederplätzen geordnet verteilt, was zu einer monoklinen Kristallsymmetrie führt, während oberhalb 120 K durch Elektronensprünge des Fe^{2+} die Kationenordnung zerstört wird. Dadurch wird das Kristallgitter kubisch und aus einem elektrisch isolierenden Magnetit aufgrund der größeren Elektronenmobilität ein Halbleiter.

In Abhängigkeit der Teilchengröße können die folgenden Domärentypen unterschieden werden. Winzige Kristallite von z.B. Magnetit mit einem Durchmesser kleiner $0.025 - 0.030 \mu\text{m}$ (*McNab et al.*, 1968, *Dunlop*, 1973, *Dunlop & Bina*, 1977) befinden sich im Zustand von Einbereichs-Teilchen (single-domain oder SD) mit sehr kurzer Relaxationszeit, weshalb solche Körner keine stabile remanente Magnetisierung besitzen. Diesen Zustand bezeichnet man als superparamagnetisch. Durch weiteres Wachstum verlängert sich die Relaxationszeit erheblich, sodass eine stabile Magnetisierung im Korn erhalten bleibt, wenn man das externe Magnetfeld ausschaltet. Solche SD-Teilchen besitzen daher eine remanente Magnetisierung

(M_r). Oberhalb eines kritischen Durchmessers kann durch die Ausbildung einer oder mehrerer Domänenwände die Gesamtenergie des Korns reduziert werden. Solche Kristalle nennt man Mehrbereichs-Teilchen (multi-domain oder MD). Teilchen mit zwei bis acht Domänen besitzen magnetische Eigenschaften, die zwischen denen der SD- und MD-Teilchen liegen, und werden als Pseudo-Einbereichs-Teilchen (pseudo-single-domain oder PSD) bezeichnet. Abbildung 2.2 zeigt kritische Durchmesser und Relaxationszeiten von Magnetitkörnchen. Es gilt zu beachten, dass durch starke Kornformanisotropie der kritische Durchmesser d_0 für SD-Teilchen um das 10-fache ansteigen kann und dass in einem engen Korngrößenintervall die Relaxationszeit für SD-Teilchen mit stabiler Magnetisierung stark ansteigt.

Abb. 2.2: Korngröße und Kornform-Verhältnisse für SD-, superparamagnetische und Zwei-Domänen-Magnetite bei 290 °K; kubische Körner plotten ganz rechts im Diagramm, während die Werte elongierter Körner generell ansteigende Korngrößen anzeigen;

size and shape ranges of SD, superparamagnetic, and two-domain configurations of parallelepipeds of magnetite at 290 °K; cubic grains are on the right side of the diagram, whereas elongated grains plot towards the left (after Butler & Banerjee, 1975).



Die Magnetisierung (M) eines in einem Magnetfeld befindlichen Materials ist die Summe aus der remanenten (M_r) und induzierten Magnetisierung (M_{ind}):

$$M = M_r + M_{ind} \quad (4)$$

Die Änderung der Magnetisierung in Abhängigkeit von der Stärke des angelegten Feldes (H) wird mit Hilfe von Hysteresemessungen beschrieben (Abb. 2.3).

Die Sättigungsmagnetisierung (M_s) ist die maximal erreichbare Magnetisierung eines Materials, während die Sättigungsremanenz (M_{rs}) den Wert der remanenten Magnetisierung darstellt, der nach der Sättigung beim Abschalten des Feldes messbar ist. Die Koerzitivkraft (H_c) ist die Feldstärke, die nötig ist, um die Magnetisierung auf 0 zu reduzieren. Wenn bei der Feldstärke der Remanenzkoerzitivkraft (H_{cr}) das Feld ausgeschaltet wird, bleibt keine remanente Magnetisierung erhalten, d.h. die Magnetisierung des Materials wird 0. Diese Parameter und deren Verhältnisse (M_{rs}/M_s und H_{cr}/H_c) werden benutzt, um die Korngröße bzw. den Domänenzustand eines Materials zu beschreiben. Für Titanomagnetit (tmt) bzw. Magnetit gilt: SD-Körner (MD-Körner) haben ein hohes (kleines) M_{rs}/M_s - und kleines (hohes) H_{cr}/H_c -Verhältnis, d.h. SD-Körner besitzen eine

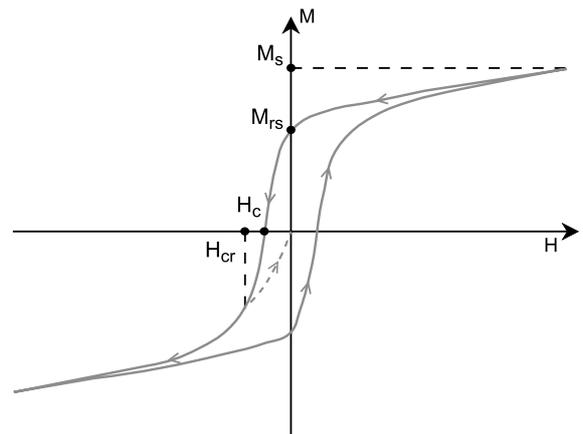


Abb. 2.3: Schematische Hysteresekurve mit Definition von Sättigungsmagnetisierung (M_s), Sättigungsremanenz (M_{rs}), Koerzitivkraft (H_c) und Remanenzkoerzitivkraft (H_{cr});

sketch of hysteresis loop with definition of saturation magnetization (M_s), saturated remanent magnetization (M_{rs}), coercive force (H_c) and remanent coercive force (H_{cr} ; after O'Reilly, 1984).

deutlich höhere Remanenz und sind härter magnetisch als MD-Körner (siehe z.B. Day, 1977, Dunlop, 1982). Härter magnetisch bedeutet, dass ein höheres Feld angelegt werden muss, um eine Magnetisierung zu erzeugen oder zu entfernen, d.h. solche Körner besitzen eine große Koerzitivkraft. Das Verhältnis von remanenter zu induzierter Magnetisierung in einer Probe kann mit dem Königsberger Faktor (Q) ermittelt werden:

$$Q = \frac{M_r}{\kappa * H} \quad (5)$$

Für H setzt man die lokale Stärke des Erdmagnetfeldes ein (für Hawaii: ca. 35 μ T bzw. 28 A/m). Bei Werten für den Q-Faktor < 1 dominiert der induzierte Anteil der Magnetisierung, während für Werte > 1 die remanente Magnetisierung überwiegt. Die induzierte Magnetisierung eines Materials ergibt sich aus dem Rayleigh-Gesetz:

$$M_{ind} = \kappa * H + \alpha * H^2 \quad (6)$$

wobei α der Rayleigh-Koeffizient ist ($\alpha = c * \kappa^2$, mit c als Proportionalitätskonstante). Bei sehr kleinen Feldern (< 100 - 200 μ T bzw. ca. 200 A/m) bewegen sich die Domänenwände kaum und bleiben innerhalb der Energiebarrieren, sodass der erste Term überwiegt und folgende lineare Beziehung besteht:

$$M_{ind} = \kappa * H \quad (7)$$

Bei großen Feldern wirkt sich der zweite Term stärker aus, da die nötigen Energien aufgebracht werden, um Domänenwände z.B. zu verschieben.

Dieser Effekt macht sich in der Feldabhängigkeit von κ bei Pyrrhotin (Worm et al., 1993) und Titanomagnetit (Jackson et al., 1998) bemerkbar, während für dia- und paramagnetische Minerale die lineare Beziehung zwischen M und H gültig ist. Reiner Magnetit zeigt dagegen keine Feldabhängigkeit. Dieser Effekt tritt wahrscheinlich dann auf, wenn die intrinsische Suszeptibilität deutlich unterhalb des Limits für die Selbstentmagnetisierung von 1/N liegt (de Wall, 2000b). Der Entmagnetisierungsfaktor N ergibt sich dabei aus folgender Gleichung:

$$H_{eff} = H_a - N * M \quad (8)$$

In einem Körper entsteht ein dem äußeren Feld (H_a) entgegengerichtetes Feld (Selbstentmagnetisierungsfeld), das durch die Ladungen auf der Kristalloberfläche erzeugt wird und dessen Stärke von der magnetostatischen Energie und dem Domänenzustand abhängt. Durch Erhöhung der Domänenzahl verringert sich die Ladung auf der Kristalloberfläche und damit die magnetostatische Energie des Korns (Abb. 2.4), wobei die Domänenwandenergie zunimmt. Durch das Selbstentmagnetisierungsfeld wird das effektiv auf

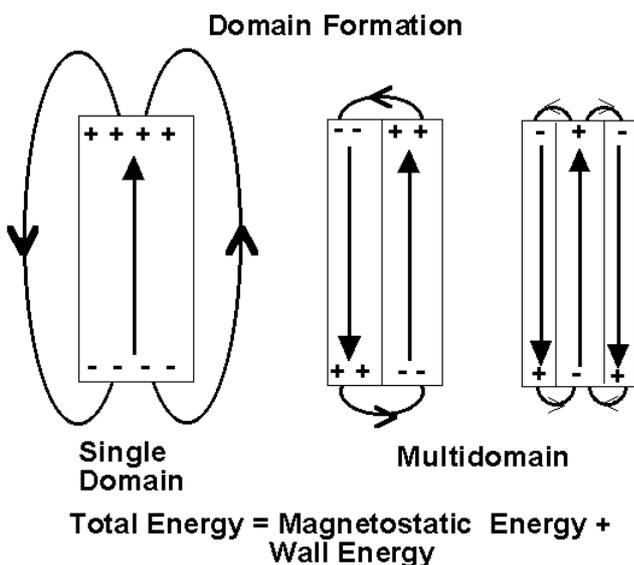


Abb. 2.4: Modell für die Domänenbildung und die damit verbundene Veränderung der magnetostatischen und Wandenergie; die Anzahl der Domänen nimmt solange zu bis ein Gleichgewicht mit der Partikelgröße eingestellt ist, wobei die magnetostatische Energie abnimmt, während die Energie der Domänenwände zunimmt;

model for domain formation with changes in magnetostatic and wall energy; the number of domains increase until an equilibrium with particle size is reached; during this process the magnetostatic energy decreases, while wall energy increases (from Moskowitz, 1991).

die Probe wirksame Feld zu H_{eff} reduziert. Die Summe der Entmagnetisierungsfaktoren in einem Körper ist gleich 1, d.h. in den drei Raumrichtungen eines kugelförmigen Körpers beträgt N $1/3$. Da κ in einer bestimmten Richtung gemessen wird, ist zu beachten, dass N mit steigendem Anisotropiegrad eines Körpers sinkt. D.h. wird κ für einen elongierten Körper parallel der Längsachse gemessen, ergeben sich höhere κ -Werte als in davon abweichenden Richtungen. Aufgrund des Selbstentmagnetisierungseffektes ist daher die scheinbare (gemessene) Suszeptibilität (κ_a) stets kleiner als die intrinsische (wahre) Suszeptibilität (κ_i), wobei:

$$\kappa_a = \frac{M}{H_a} \quad \text{und} \quad \kappa_i = \frac{M}{H_{\text{eff}}} \quad (9)$$

Aus Gleichung (8) und (9) folgt:

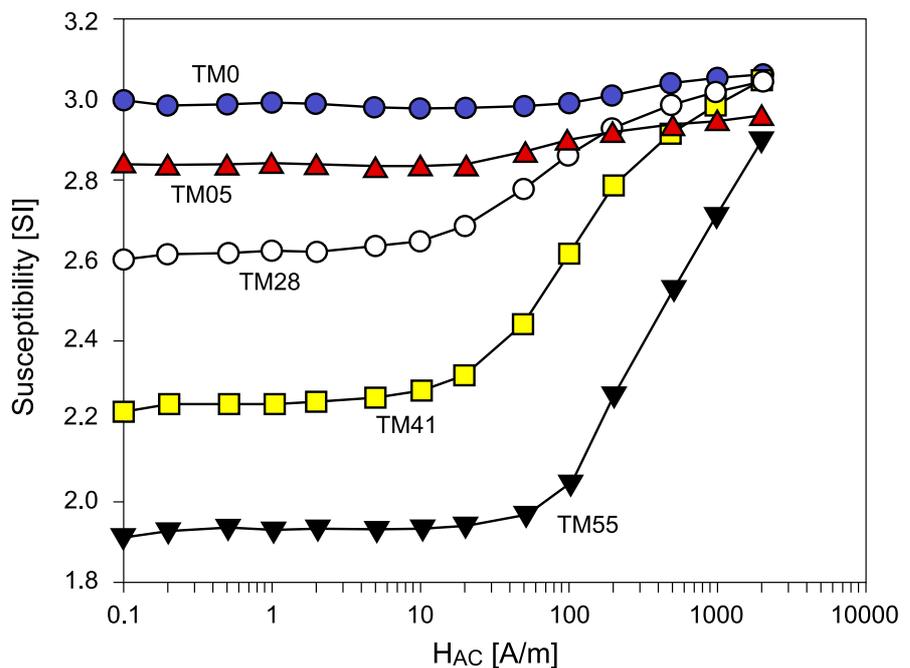
$$\frac{1}{\kappa_a} = \frac{1}{\kappa_i} + N \quad \text{bzw.} \quad \kappa_a = \frac{\kappa_i}{1 + N * \kappa_i} \quad (10)$$

Bei sehr großen Werten von κ_i , z.B. bei MD-Teilchen von Magnetit, kann κ_a maximal den Wert $1/N$ erreichen. Die Untersuchungen von *Jackson et al.* (1998) haben für synthetische, kugelförmige Magnetite 3 SI ergeben, dies entspricht genau dem Entmagnetisierungsfaktor für eine Kugel ($\kappa = 3 = 1/N$). Die ebenfalls untersuchten tmt besitzen mit zunehmendem Ti-Einbau geringere κ -Werte und erreichen erst bei hohen Feldstärken von ca. 1000 A/m das Selbstentmagnetisierungslimit von $1/N$ (siehe Abb. 2.5). Die ungleichmäßig ausgebildeten Polykristalle erreichen jedoch κ -Werte um 8 SI (entlang der Kornlangachse gemessen), was sich teilweise auf einen deutlich geringeren Entmagnetisierungsfaktor zurückführen lässt. Zur Beschreibung der Feldabhängigkeit wurde von *de Wall* (2000a) der Parameter f_{HD} eingeführt:

$$f_{\text{HD}} = \frac{\kappa_{300 \text{ A/m}} - \kappa_{30 \text{ A/m}}}{\kappa_{300 \text{ A/m}}} * 100 \quad (11)$$

Dieser Parameter drückt den prozentualen Unterschied von κ , gemessen bei einer Feldstärke von 30 und 300 A/m bei konstanter Frequenz aus. Generell zeigt sich eine Zunahme von f_{HD} mit steigendem Ti-Einbau in den tmt. Somit lässt sich mit Hilfe der Feldabhängigkeit schnell feststellen, ob Ti-reiche tmt anwesend sind. Denn durch die Feldabhängigkeit kann es zu Fehlinterpretationen von z.B. frequenzabhängigen Messungen oder AMS-Daten kommen, da der Ti-Anteil im tmt z.B. innerhalb eines Lavastroms erheblich schwanken kann.

Abb. 2.5: Feldabhängigkeit der Suszeptibilität von synthetischen tmt mit unterschiedlicher Zusammensetzung, wobei TM0 = Magnetit und TM41 = Titanomagnetit mit einer Ulvöspinell-Komponente von 0.41; susceptibility as a function of AC field amplitude (H_{AC}) for synthetic titanomagnetites with different compositions, whereas TM0 = magnetite, and TM41 = titanomagnetite with ulvöspinel component of 0.41 (after *Jackson et al.*, 1998).



2.2 Analyse- und Messverfahren

Für die Erstellung von Suszeptibilitäts-Messprofilen anhand der Bohrkernhälften wurden Handkappameter (KT-5 und KT-6) der Firma Geofyzika (Brno) verwendet. Die Spule arbeitet mit einer Frequenz von 10 kHz und besitzt dabei eine Empfindlichkeit von $1 \cdot 10^{-5}$ SI. Aufgrund der Bohrkerngeometrie beträgt das zu messende Volumen ca. 60 cm^3 , wobei 90 % des Signals von den ersten 20 mm stammen, d.h. tiefer liegende Bereiche einer Probe haben nur einen minimalen bis keinen Einfluss auf das Messergebnis.

Für AMS-Messungen an Standardzylindern (Volumen von 10 cm^3 bzw. 1.7 cm^3) wurde im Labor die Kappabrücke KLY-2 (AGICO, Brno) benutzt. Diese Kappabrücke arbeitet mit einer Frequenz von 920 Hz und einem Feld von 300 A/m. Die Empfindlichkeit beträgt $4 \cdot 10^{-8}$ SI. Die AMS wird dabei mit Hilfe von 15 verschiedenen Messpositionen bestimmt.

Zur Ermittlung der Feldabhängigkeit wurde die magnetische Suszeptibilität mit dem Minikappa KLF-3 (Geofyzika, Brno) bei 30 und 300 A/m gemessen. Die Frequenz beträgt 2 kHz und die Empfindlichkeit $1 \cdot 10^{-6}$ SI. Beim Vergleich der Messungen mit dem Handkappameter mit denen des KLF-3 bei 30 A/m ergibt sich eine lineare Korrelation ($R^2 = 0.96$), wobei die κ -Werte der Zylinder deutlich höher sind ($\kappa_{\text{Hand}} = 0.6251 \cdot \kappa_{\text{Zyl}} + 0.2123$; Abb. 2.6). Der Durchschnittswert der Abweichung beträgt 34 %, wobei 90 bzw. 50 % der Werte eine Abweichung zwischen 17 und 53 % bzw. 25 und 42 % zeigen. Dieser Unterschied lässt sich teilweise durch einen schlechten Zustand der Bohrkernstücke erklären, d.h. eine raue, unregelmäßige Oberfläche bis hin zu zerbrochenen Bohrkernstücken. Denn je größer der Abstand zwischen dem

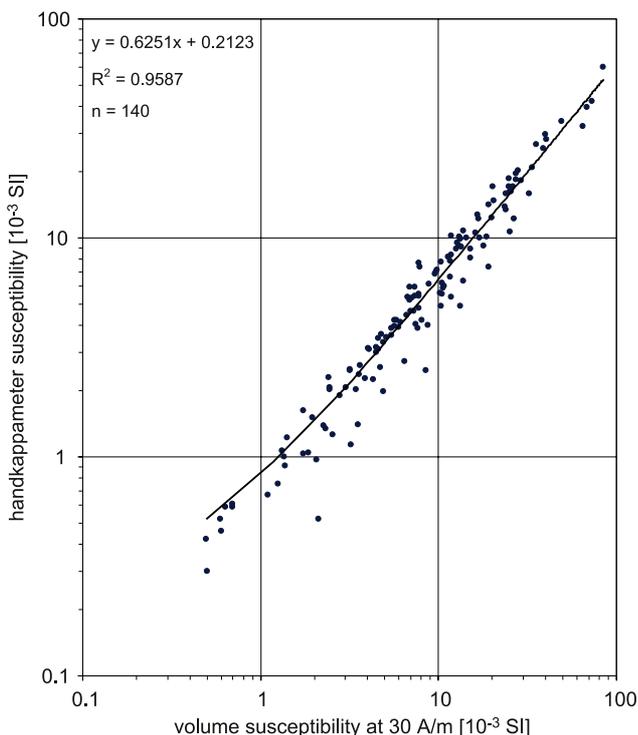


Abb. 2.6: Vergleich der Handkappametermessungen an den Bohrkernhälften mit den Labormessungen des KLF-3 bei 30 A/m an den Standardzylindern (2.5 cm Durchmesser); die Messwerte des Handkappameters sind durchschnittlich 34 % niedriger als die der Kappabrücke;

comparison of magnetic susceptibility data measured on core slabs using a hand-held kappameter and on standard specimen (diameter of 2.5 cm) using the KLF-3 at 30 A/m field amplitude; core data are in average 34 % lower than specimen data.

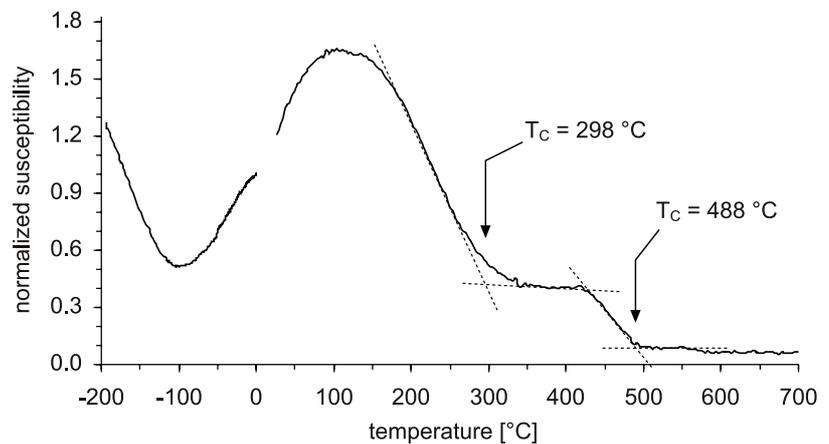
Sensor des Handkappameters und der Probe desto geringer ist die gemessene Suszeptibilität. Bei einem Abstand von z.B. ca. 5 mm beträgt das Signal noch 60 % und bei 10 mm nur noch ca. 30 %. Ein zusätzlicher Korrekturfaktor von fast 20 % ergibt sich aus dem Durchmesser der Bohrkernhälften. Denn erst ab einer Probengröße von 100 mm ist keine Korrektur notwendig. Diese Angaben stammen aus der Betriebsanleitung des KT-6, das erst während der zweiten Beprobungsphase verwendet wurde. Da bei den Suszeptibilitätsprofilen relative Unterschiede zwischen und innerhalb der Einheiten von Interesse sind und bei der Angabe von absoluten κ -Werten die Labormessungen zu Grunde liegen, wurde der Multiplikationsfaktor von 1.19 (zur Korrektur des kleineren Bohrkerndurchmessers) nicht angewendet.

Detaillierte Suszeptibilitätsmessungen bei Feldern zwischen 2 und 450 A/m wurden an ausgewählten Proben mit der Kappabrücke KLY-4S (AGICO, Brno) durchgeführt. Die Frequenz der Spule von 875 Hz bleibt bei den verschiedenen Feldstärken konstant, wobei eine Empfindlichkeit von $3 \cdot 10^{-8}$ SI für die Messung der Volumensus-

zeptibilität und $2 \cdot 10^{-8}$ SI für AMS erreicht wird. Dieses Messverfahren wurde für eine detaillierte Untersuchung des feldabhängigen Verhaltens der magnetischen Suszeptibilität und ihrer Anisotropie anhand der HSDP-Proben eingesetzt.

Das temperaturabhängige Verhalten der magnetischen Suszeptibilität, $\kappa(T)$, wurde mit der KLY-2, kombiniert mit einer CS-2, CS-L Apparatur (AGICO, Brno; Hrouda, 1994), zwischen -192 und 700 °C gemessen. Die Genauigkeit des Temperatursensors beträgt ± 2 °C. Für die Tieftemperaturmessung wird die Probe mit Hilfe von flüssigem Stickstoff gekühlt. Während der Messung wird das Probenmaterial in Luftatmosphäre mit ca. 3 °/min von -192 bis 0 °C erwärmt. Die Hochtemperaturmessung besteht aus einer Aufheiz- und Abkühlkurve, d.h. einem Datensatz von Raumtemperatur bis 700 °C und von 700 bis 40 °C. Die Heizrate beträgt ca. 13 °/min, wobei eine ständige Argonzufuhr von 100 mL/min herrscht, um Reaktionen mit Luftsauerstoff zu minimieren. Die Bestimmung der Curie- bzw. Néel-Temperatur erfolgte nach der Tangenten-Methode (Grommé *et al.*, 1969). In Abbildung 2.7 ist eine $\kappa(T)$ -Kurve mit Angabe der T_C dargestellt. An einigen Proben wurden von H. de Wall (Universität Würzburg) Tieftemperaturmessungen von -263 bis 27 °C mit einem „Low-temperature AC Susceptometer“ (Lake Shore Cryotronics) am Institute of Rock Magnetism in Minneapolis durchgeführt.

Abb. 2.7: Beispiel einer $\kappa(T)$ -Kurve zur Veranschaulichung der $T_{C/N}$ -Bestimmung nach Grommé *et al.* (1969), wobei der Schnittpunkt der Tangenten die Temperatur angibt; $T_{C/N}$ -determination from temperature dependent susceptibility curve using the method of Grommé *et al.* (1969); Curie and Néel points are at the point of intersection of the tangents.



Die remanente Magnetisierung wurde an den Standard-Probenzylindern mit einem JR5A Spinner Magnetometer (AGICO, Brno) gemessen. Die Genauigkeit beträgt 2.4 $\mu\text{A/m}$. Das Erdmagnetfeld (laut IGRF2000 für Heidelberg von 2001 bis 2004 ca. 48 μT bzw. 38 A/m) wurde zusätzlich zur Geräteabschirmung durch einen „Low Field Cage“ (Magnetic Measurements) weitestgehend abgeschirmt. Im Zentrum des Käfigs beträgt die verbleibende Feldstärke laut Hersteller weniger als 25 nT. Eigene Messungen haben ein Restfeld von weniger als 500 nT im Käfigzentrum ergeben. Die Magnetisierung der Probenzylinder wurde mit dem MI AFD 1.1 (Magnon International) schrittweise zerstört, wobei das maximale Feld 160 mT beträgt. Danach wurden die Proben mit Hilfe eines handelsüblichen Gleichstromnetzteils schrittweise aufmagnetisiert, um den Verlauf einer isothermal erworbenen Magnetisierung (IRM) zu beobachten. Hierbei wurde eine maximale Feldstärke von ca. 90 mT erreicht. An ausgesuchten Proben wurden Hystereseparameter (M_r , M_{rs} , H_c , H_{cr}) von dem Verfasser dieser Arbeit mit der VFTB („variable frequency translation balance“) im Paläomagnetischen Labor in Niederlippach, von H. de Wall mit dem VSM („vibrating sample magnetometer“, Princeton Applied Research) in Minneapolis und von A. Kontny (Heidelberg) mit dem MPMS/XL-7 (Quantum Design) in Bremen bestimmt. Das maximale Magnetfeld war je nach Gerätecharakteristik unterschiedlich: Niederlippach 230 mT, Minneapolis 600 mT (teilweise 1 T) und in Bremen 1.2 bis 1.5 T. An einigen Proben wurden in Minneapolis mit dem MicroVSM (Princeton Measurements) Hysteresschleifen bei tiefen Temperaturen zwischen -263 und 27 °C in einem Magnetfeld von maximal 500 mT gemessen.

Die Textur der Fe-Ti Oxide wurde mittels Auflichtmikroskopie beschrieben. Dabei kam ein Ferrofluid (EMG308 60G) zur Anwendung, das die Unterscheidung von magnetischen und nicht-magnetischen Phasen ermöglicht, da dieses Fluid nur an magnetischen Phasen haften bleibt (z.B. *Soffel*, 1991). Zur Betrachtung der Phasen bei höherer Auflösung wurde das Rasterelektronenmikroskop (LEO 440) des Instituts für Umwelt-Geochemie (Heidelberg) benutzt. Die Bestimmung der chemischen Zusammensetzung der Fe-Ti Oxide erfolgte mit einer Mikrosonde (CAMECA SX51) des Mineralogischen Instituts Heidelberg bei 15 kV und 20 nA. Als Standards wurden Periklas (Mg), Al₂O₃ (Al), Wollastonit (Si), TiO₂ (Ti), Cr₂O₃ (Cr), Rhodonit (Mn) und Hämatit (Fe) verwendet. Zur Berechnung der Mineralchemie wurde der PAP Algorithmus von *Pouchon & Pichoir* (1984) benutzt.

2.3 Beprobung und Arbeitsablauf

Als Basis für die Probenauswahl dieser Arbeit standen die Suszeptibilitätslogs der Bohrkernhälften von 23 Profilabschnitten zur Verfügung (siehe Tab. 2.3). Seit Anfang 2003 liegen zusätzlich Suszeptibilitätslogs aus Bohrlochmessungen für den submarinen Bereich zwischen 1800 und 2600 mbsl vor (*de Wall et al.*, 2003).

Nach einer ersten Bearbeitung der Bohrkernhälften an der Bohrlotation (z.B. Kernaufnahme, Erstellung des lithologischen Profils, Fotografie) wurden die Bohrkernkerne am California Institute of Technology, Pasadena, zwischengelagert, bevor sie zum American Museum of Natural History, New York, geschickt wurden. Im Rahmen des DFG-Projektes Ko1514/1 wurde an den Bohrkernhälften in Pasadena in 2 Phasen, Anfang 2000 und 2001, die magnetische Suszeptibilität mit einem Handkappameter gemessen. Die Auswahl der Profilabschnitte richtete sich in der ersten Phase teilweise nach den schon zur Verfügung stehenden Magnetometermessungen (bis ca. 1800 mbsl, siehe *Stevelling et al.*, 2003). Während der zweiten Phase wurden fast ausschließlich submarine Einheiten ausgewählt. Insgesamt wurden über 5000 einzelne Messungen in 23 Profilen mit einer Gesamtlänge von ca. 580 m durchgeführt (siehe Tab. 2.3). Der Messpunktabstand beträgt 10 bis 15 cm (durchschnittlich 11.4 cm).

Anhand der gewonnenen Suszeptibilitätsprofile wurden 172 Proben von unterschiedlichen Bereichen der Gesteinseinheiten entnommen, z.B. im Zentrum oder am Rand zur über- bzw. unterlagernden Einheit. Dazu wurden die für paläomagnetische Untersuchungen üblichen Zylinder (2.5 cm im Durchmesser und 2.1 cm Höhe) aus den Kernhälften herausgebohrt (271 Stück, wobei 29 kleinere Zylinder mit einem Durchmesser von 1.4 cm und einer Höhe von 1.1 cm sind). Die Probenbezeichnung erfolgt laut HSDP-Konvention z.B. SR0799-16.0, damit eine Probe immer einer genauen Tiefe zugeordnet werden kann. In diesem Fall:

Tab. 2.3: Mit dem Handkappameter gemessene HSDP-2 Profilabschnitte.

Tiefe [mbsl]		unit
von	bis	
186.6	202.1	0029-0035
232.4	280.5	0036-0049
671.1	678.0	0115-0116
821.9	846.7	0137-0139
1046.5	1108.3	0162-0181
1237.7	1285.2	0190-0192
1403.0	1414.6	0198-0202
1467.7	1487.0	0202-0204
1575.6	1607.6	0218-0225
1656.6	1677.0	0231-0238
1781.1	1795.2	0248-0254
1878.9	1894.7	0262-0264
1909.5	1925.9	0264-0270
1979.8	2026.7	0275-0282
2187.6	2213.2	286
2228.2	2259.2	0287-0288
2304.1	2337.9	0290-0292
2452.7	2472.6	0293-0296
2497.7	2520.2	0297-0303
2786.5	2806.9	0321-0324d
2972.8	2986.2	0335d-0337d
2991.3	3004.0	0337d-0338
3009.1	3029.3	0340a-0340e

„sample run“ (Bohrabschnitt) Nummer 799, 16.0 ft unterhalb der Oberkante des „sample run“.

AMS-Messungen wurden an nahezu allen (267) vorhandenen Zylindern durchgeführt, um einen möglichst großen Datensatz für die Interpretation der Internstruktur zu erhalten. Für 224 Zylinder konnten verlässliche Werte für κ , f_{Hd} , NRM und den Q-Faktor ermittelt werden. Zur Charakterisierung der magnetischen Eigenschaften wurden $\kappa(T)$ -Messungen an 153 Proben durchgeführt, anhand derer die Basalte in verschiedene Gruppen unterteilt werden konnten. Die Proben für weitere Untersuchungen wurden auf der Basis dieses Datensatzes ausgewählt. Demnach liegen für 127 Zylinder AF/IRM-Daten vor und von 37 Proben wurden die Hystereseparameter bestimmt. Zur mikroskopischen Beschreibung der Fe-Ti Oxide wurden von 88 Proben polierte Dünnschliffe (30 μm Dicke) angefertigt, von denen 30 unter dem Rasterelektronen-Mikroskop einer höher auflösenden Betrachtung unterzogen wurden. Die chemische Zusammensetzung des tmt, ilhm und csp wurde für 40 Proben mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde bestimmt.

3. MAGNETISCHE SUSZEPTIBILITÄT UND NATÜRLICH REMANENTE MAGNETISIERUNG DER HSDP-2 BOHRKERNE

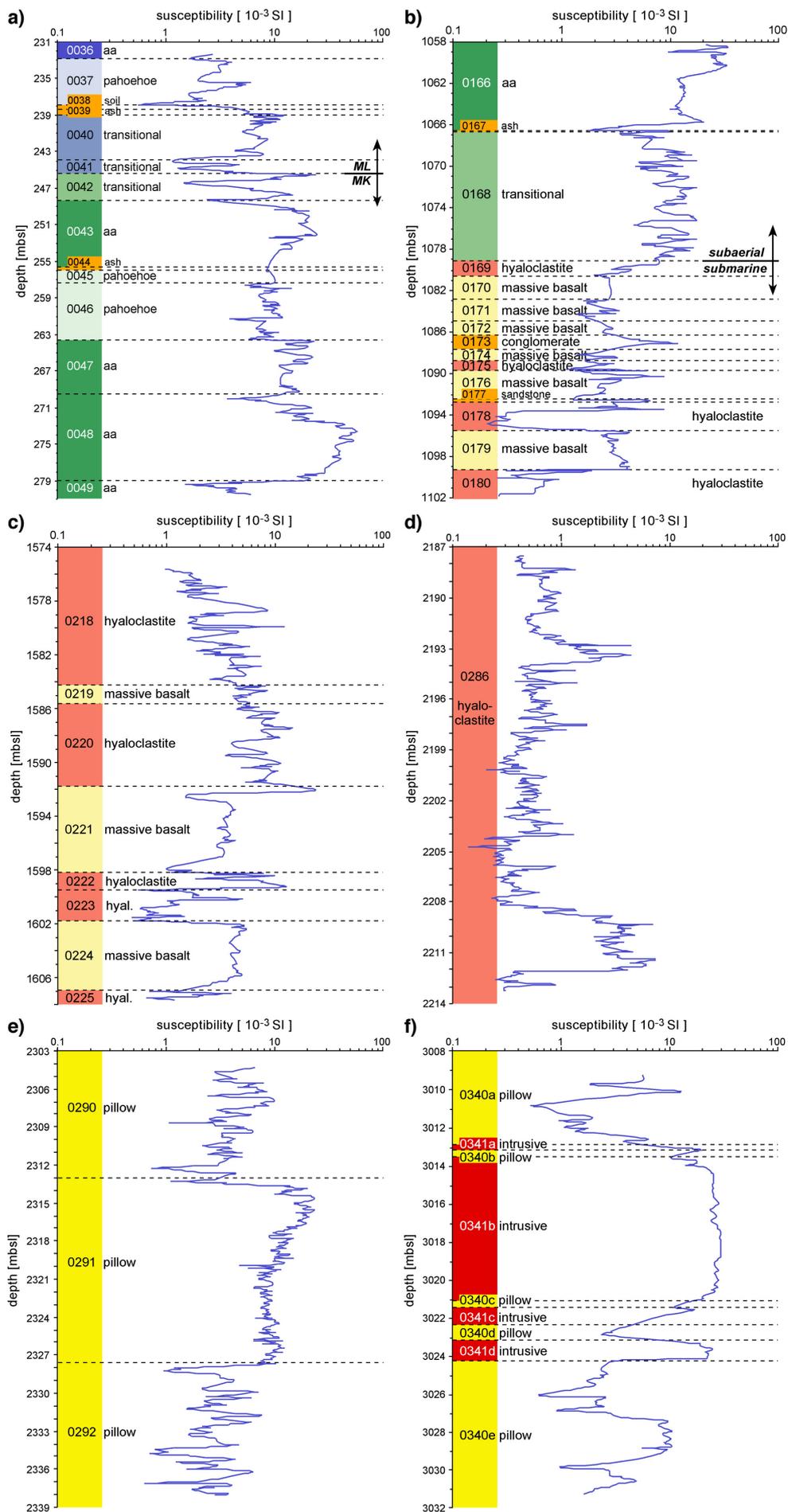
3.1 Suszeptibilitäten der subaerischen und submarinen Gesteinseinheiten

Die magnetische Suszeptibilität (κ) beschreibt die Magnetisierbarkeit eines Gesteins unter dem Einfluss eines äußeren Magnetfeldes. Dabei ist κ in erster Linie von der Art, dem Anteil und der Zusammensetzung der magnetisch relevanten Phasen abhängig. Suszeptibilitätsmessungen können somit Unterschiede zwischen und innerhalb von Lithologien, die z.B. aus den Bildungsbedingungen der Gesteine resultieren, widerspiegeln. Daher eignen sie sich u.a. zur Unterscheidung von Lithologien in Bohrkernen (z.B. *Bücker et al.*, 1999) oder auch zur petrographischen Charakterisierung von Granitoiden (*de Wall et al.*, 2000).

Die Suszeptibilitätsmessungen mit dem Handkappameter an den HSDP-2 Kernhälften stellen eine erste Datenerhebung zur Beschreibung der magnetischen Signatur des Vulkans Mauna Kea dar. Sie sind weiterhin Grundlage für die Selektion von Probenmaterial und für die weiterführenden Messungen. Eine erste Beschreibung der Suszeptibilitätsmessungen ist von *Vahle et al.* (2002) in dem Sonderband der DGG-Mitteilungen und in *Kontny et al.* (2003) wiedergegeben. Generell besitzen die Gesteine der HSDP-2 Bohrung hohe Suszeptibilitäten von bis zu 96 (alle κ -Werte sind in 10^{-3} SI angegeben), was auf einen ferrimagnetischen Träger schließen lässt. Abbildung 3.1 zeigt Beispiele der κ -Profile für unterschiedliche Lithologien und -Teufenbereiche des HSDP-2 Profils. Hierbei zeigt sich, dass mit Hilfe der Suszeptibilitätsmessungen sowohl die einzelnen Lithologien als auch die beiden Vulkane Mauna Loa und Mauna Kea unterschieden werden können. Aber auch innerhalb von einzelnen Gesteinseinheiten (units) können sich deutliche Variationen zeigen. Die Durchführung eines Signifikanztests (F-Test) hat ergeben, dass sich die Datensätze der verschiedenen Lithologien signifikant voneinander unterscheiden. Bei dem F-Test handelt es sich um einen statistischen Test, der zwei Datensätze auf einen signifikanten Unterschied hin prüft. Demnach ist die magnetische Suszeptibilität ein geeigneter petrophysikalischer Parameter zur Differenzierung von Gesteinseinheiten (siehe z.B. *Cañón-Tapia et al.*, 1997, *Bücker et al.*, 1999).

Die subaerischen Einheiten besitzen tendenziell höhere κ -Werte als die submarin gebildeten (vergleiche auch Tabelle 3.1), wobei Aa die höchsten, Transitional intermediäre und Pahoehoe die niedrigsten Suszeptibilitäten besitzen. Die Tholeiite des Mauna Loas sind dabei durch generell geringere Werte (4.6 ± 1.6) gekennzeichnet (Abb. 3.1a), während die alkalinen Laven des Mauna Keas die

3. Magnetische Suszeptibilität und natürlich remanente Magnetisierung der HSDP-2 Bohrkerne



höchsten (20.8 ± 15.5) und gegenüber den tholeiitischen Laven dieses Vulkans (9.8 ± 3.2) deutlich erhöhte κ -Werte zeigen. Bei den meisten Lithologien ist κ im Zentrum der Gesteinseinheit am höchsten und nimmt im Kontaktbereich an den Rändern stark ab. Diese Verringerung lässt sich bei den Aalaven an das Vorhandensein einer Top- und Basisbrekzie knüpfen, d.h. Zonen, die mitunter stark zerbrochen und alteriert sein können (Abb. 3.2a). Bei den Pahoeholaven hingegen bildet sich am Kontakt eine glasige Abschreckungskruste aus, wobei die meisten Pahoeholavaströme durch Übereinanderfließen interne Fließgrenzen aufweisen, die feinkörniger und glasreicher sein können und sich durch geringere Suszeptibilitäten abzeichnen (Abb. 3.2b). Neben den internen Variationen besitzen die subaerischen Einheiten eine relativ hohe Streuung der Werte, dies gilt besonders für Aa (Abb. 3.3a und b). Pahoehoe weist hingegen ein deutlich geringeres Wertespektrum auf, Transitionallaven verhalten sich intermediär. Daher zeigt Aa nicht die bei Pahoehoe und Transitional beobachtete Gleichverteilung, sondern eine asymmetrische Verteilung aufgrund eines Auskeilens zu höheren Werten hin. Eine hilfreiche Betrachtungsweise bietet die Einschränkung des Datensatzes auf 90 bzw. 50 % der Werte, sodass Extreme oder sogenannte Ausreißer

Tab. 3.1: Suszeptibilitätswerte (10^{-3} SI) der Handkappametermessungen an den HSDP-2 Kernhälften; gegeben sind Werte der einzelnen Lithologien für den subaerischen und submarinen Bereich (Durchschnitt mit Standardabweichung und für 90 bzw. 50 % des Datensatzes); die Daten der alkalinen Laven stammen von jeweils einer unit; die Hyaloklastite sind in paramagnetisch (pm) und ferrimagnetisch (fm) dominierte Typen unterteilt.

	Mauna Loa (subaerisch)			Mauna Kea (subaerisch)				
	tholeiitisch			alkalin		tholeiitisch		
	Pahoehoe	Transitional	Aa	Transitional	Aa	Pahoehoe	Transitional	Aa
Anzahl	37	69	139	17	74	219	108	408
90 % Limit	1.3 - 4.9	1.6 - 10.1	1.5 - 18.4	2.2 - 16.7	8.0 - 55.3	2.7 - 11.4	4.6 - 15.8	3.9 - 25.6
50 % Limit	1.9 - 3.5	4.4 - 6.7	2.0 - 6.1	6.5 - 12.4	19.1 - 40.8	4.6 - 8.5	6.9 - 11.6	10.3 - 15.2
Durchschn.	2.8	5.7	5.3	9.8	31.7	6.8	9.4	13.2
Std.-Abw.	1.2	2.4	5.5	5.5	15.2	3.3	3.6	7.2
Mean	4.6 ± 1.6			20.8 ± 15.5		9.8 ± 3.2		

	Mauna Kea (submarin) - tholeiitisch						
	< 2900 mbsl			> 2900 mbsl		Hyaloklastit	
	Massive	Pillow	Intrusion	Pillow	Intrusion	pm	fm
Anzahl	542	1097	133	139	157	958	886
90 % Limit	1.4 - 8.0	0.8 - 12.2	2.4 - 8.0	1.0 - 9.9	8.6 - 28.4	0.3 - 0.9	1.1 - 9.0
50 % Limit	2.7 - 5.2	2.2 - 6.5	3.5 - 6.5	2.1 - 6.7	12.4 - 24.9	0.5 - 0.7	1.4 - 4.3
Durchschn.	4.1	4.9	5.0	4.6	18.0	0.6	3.3
Std.-Abw.	2.2	3.8	1.9	3.0	6.6	0.2	2.7
Mean	4.7 ± 0.5						

Abb. 3.1: Beispiele der Handkappameter Suszeptibilitätsprofile für unterschiedliche Lithologien (die Grenzen der Einheiten beruhen auf der HSDP-2 Kernbeschreibung (DePaolo et al., 1999)): a) subaerische Laven mit Übergang von Mauna Loa (ML) zu Mauna Kea (MK) Vulkan, b) Übergang in den submarinen Bereich mit Hyaloklastiten und massiven Basalten, c) Wechselfolge von Hyaloklastit und massiver Basalt, d) mächtige Hyaloklastiteinheit mit großen internen Variationen, e) typische Pillowlaven (unit 0290/0292) und massive Pilloweinheit mit sehr hohen Suszeptibilitätswerten (unit 0291), f) Intrusionsereignis in Pilloweinheit;

examples of handkappameter susceptibility profiles for different lithologies (the unit boundaries are based on the HSDP-2 core description (DePaolo et al., 1999)): a) subaerial lava with transition from Mauna Loa (ML) to Mauna Kea (MK) volcano, b) transition to the submarine section with hyaloclastites and massive basalts, c) interbedding of hyaloclastite and massive basalt, d) thick hyaloclastite unit with strong internal variations, e) typical pillows (unit 0290/0292) and massive pillow unit with high susceptibilities (0291), f) intrusion splays into pillow unit.

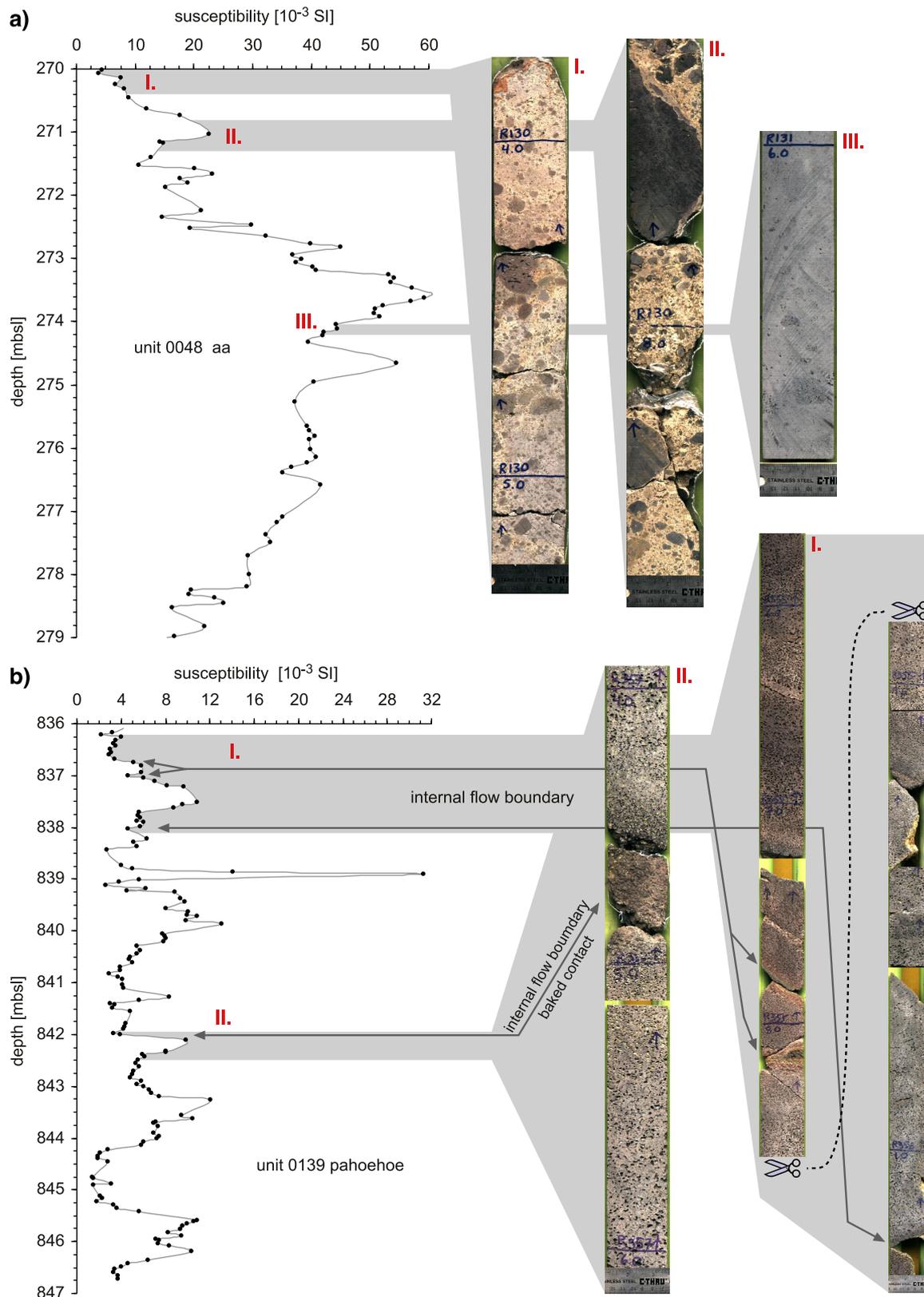


Abb 3.2: Suszeptibilitätsprofile von Lavaströmen mit internen κ -Variationen: a) Aalava mit niedrigen bis mittleren κ im Bereich der teilweise alterierten Topbrekzie (I. und II.), während der frische, dichte, zentrale Teil (III.) durch hohe κ gekennzeichnet ist; b) Pahoe-hoelava mit internen Fließgrenzen, an denen verringerte Suszeptibilitäten auftreten (bei II. handelt es um einen gebackenen Kontakt mit Farbveränderung);

susceptibility profiles of lava flows with internal κ -variations: a) aa lava with low and intermediate κ at the partly altered brecciated flow top (I. and II.), whereas high κ are developed in the fresh, dense, central part (III.); b) pahoe-hoe lava with internal flow boundaries, which are characterized by lower κ (at II. a baked contact could be identified due to different colour).

ausgeschlossen werden. D.h. vom Durchschnittswert ausgehend, werden 45 bzw. 25 % nach oben und unten hin in die Berechnung einbezogen. Hiermit verdeutlicht sich der Unterschied zwischen den Lithologien, sowohl die Höhe der Werte als auch das Wertespektrum betreffend (siehe Tab. 3.1).

Der Anstieg der κ -Werte von Pahoehoe, über Transitional zu Aa wurde auch von Zolk (2004a) für subaerische Lavaströme des Kilauea (z.B. Kii Lava Flow, 1955, Kapoho Lava Flow, 1960) beobachtet. Die Durchschnittswerte der magnetischen Suszeptibilität der Eruptionstypen für jeweils einen Lavaström, d.h. ein Ausbruchereignis, schwanken zwischen 2.2 und 6.4, wobei das Wertespektrum der einzelnen Lithologien sehr ähnlich ist. Im Vergleich mit den subaerischen Einheiten des ML und MK ist das Wertespektrum allerdings enger definiert und zu geringeren Werten verschoben. Die Suszeptibilitäten von Kernen der Bohrung SOH-1 („Scientific Observation Hole“ im östlichen Teil der „East Rift Zone“ des Kilauea, siehe Abb. 1.2) zeigen mit Durchschnittswerten für Aa von 6.8 und für Pahoehoe von 4.8 ein ähnliches Bild (Zolk, 2004b). Ebenso haben z.B. Bückler *et al.* (1999) diesen Unterschied an Aa-, Transitional- und Pahoehoelaven der ODP-Bohrung 990A („Ocean Drilling Program“) südöstlich von Grönland festgestellt. Die an den subaerischen Basalten der HSDP-2 gewonnenen Suszeptibilitätsdaten unterstreichen somit die Eignung von Suszeptibilitätsmessungen als petrophysikalisches Hilfsmittel zur Diskriminierung von lithologischen Einheiten (Bückler *et al.*, 1999).

Der Übergang in den submarinen Teil (Abb. 3.1b) ist durch eine deutliche Verringerung der Suszeptibilität gekennzeichnet. Der Durchschnitt liegt bei 4.7, ähnlich den subaerischen Einheiten des Mauna Loas (4.6). Die massiven Basalte weisen entlang des Profils konstante Werte auf, nur am Kontakt zu den

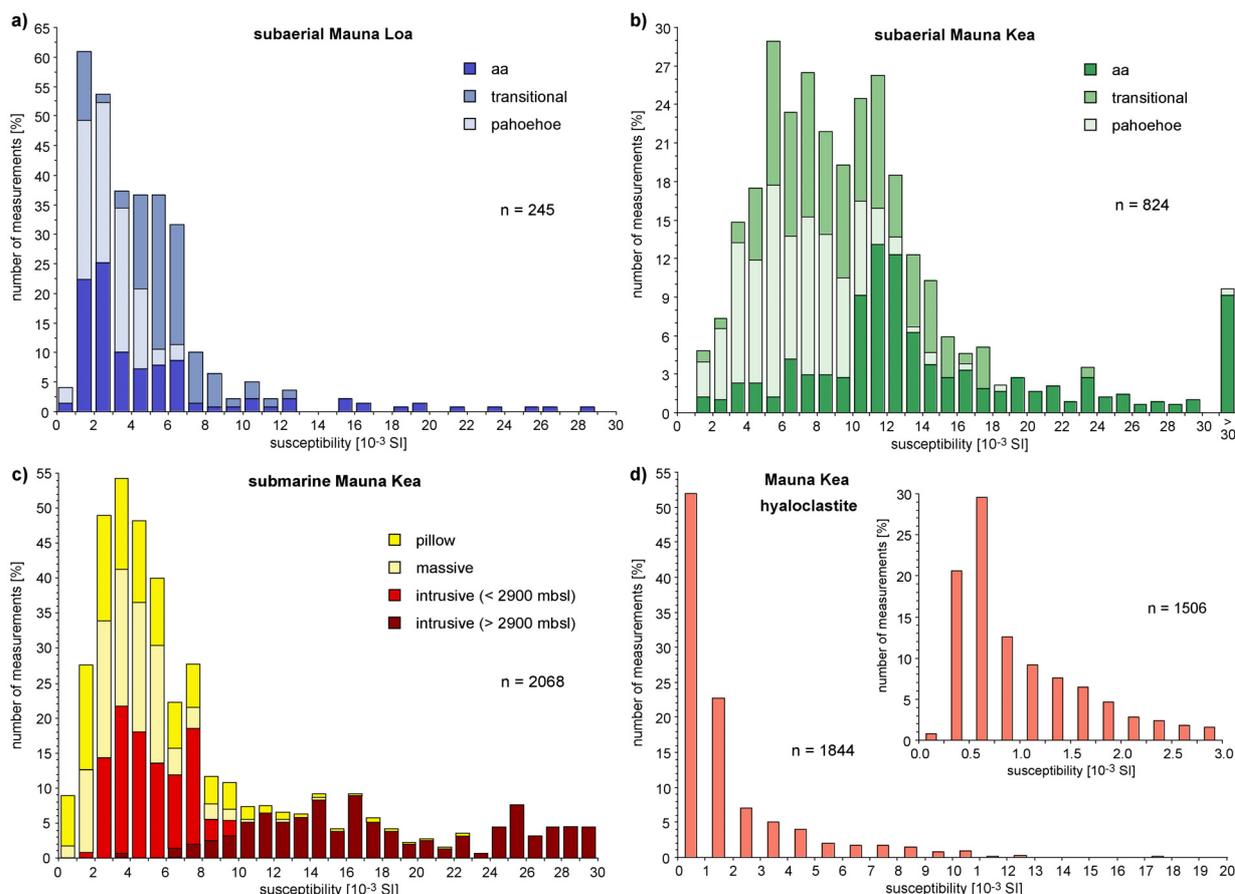


Abb. 3.3: Suszeptibilitätshistogramme der einzelnen Lithologien: subaerische Einheiten des Mauna Loa (a) und Mauna Kea (b), submarine Einheiten (c) und Hyaloklastite (d) des Mauna Kea; susceptibility distribution of the different lithologies: subaerial unit of ML (a) and MK (b), submarine units (c) and hyaloclastites of Mauna Kea.

Einheiten im Liegenden und Hangenden sinkt κ . Bei manchen Einheiten sind κ -Trends zu beobachten, z.B. ein Anstieg zur Basis hin, die möglicherweise mit unterschiedlichen Abkühlungsbedingungen und –geschwindigkeiten korreliert werden können (siehe Kap. 4.1.3). Bei dem Beispiel in Abbildung 3.1b wechsellagern massive Basalte mit Hyaloklastiten mit überwiegend niedrigeren Suszeptibilitäten. Die Hyaloklastite können generell anhand der Suszeptibilitätsmessungen in einen paramagnetisch ($\kappa < 1$, konstante Werte, pm-Typ) und einen ferrimagnetisch ($\kappa > 1$, streuende Werte, fm-Typ) dominierten Typ untergliedert werden. Der pm-Typ ist oftmals sedimentären Ursprungs, d.h. er ist als Aufarbeitungsprodukt aus massivem Material entstanden, und kann daher z.B. Schichtungsstrukturen oder Gradierung aufweisen. Eine Ausbildung von tmt-haltigen Seifenlagen wurde dabei nicht beobachtet. Aber auch primär gebildete, glasreiche Hyaloklastite (durch Abschreckung und Fragmentierung von Lava) können sich paramagnetisch verhalten. Durch Variationen der Klasten im Hyaloklastit (Zusammensetzung, Größe, Anteil) können relative hohe Suszeptibilitäten von bis zu 20 erreicht werden (fm-Typ). Durch z.B. einen Anstieg des Klastenanteils oder der Klastengröße entstehen die starken Suszeptibilitätsschwankungen zwischen einzelnen und auch innerhalb von Hyaloklastiteinheiten. Bei graduellen Übergängen bzw. Veränderungen der Klasteneigenschaften können sich Trends mit ansteigenden bzw. sinkenden κ -Werten ausbilden (Abb. 3.1d). Die typische Signatur von Pillowlaven zeigen die units 0290 und 0292, mit stark streuenden Suszeptibilitäten zwischen 3 und 6 (Abb. 3.1e). Die unit 0291 mit für Pillows sehr hohen Werten von bis zu 23 stellt eine Ausnahme dar; hier wurden auch keine internen Fließgrenzen, die sich z.B. durch glasige Pillowränder kennzeichnen, beobachtet. Die Abgrenzung zum Nebengestein erfolgt meist durch eine Pillowbrekzie mit sehr geringen κ -Werten um 1 – 2.

Die Intrusionen weisen die höchsten Suszeptibilitäten (ca. 30) des submarinen Bereichs auf. Dies gilt allerdings nur für die Einheiten unterhalb 2900 mbsl. Die gleiche Unterteilung (oberhalb bzw. unterhalb 2900 mbsl) für die in diesem Teilbereich auch vorkommenden Pillowlaven erbrachte keinen Unterschied in den Suszeptibilitätswerten (Tab. 3.1). Das Merkmal der Intrusionen ist wie bei vielen massiven Basalten ein sogenanntes „Plateau“ mit konstanten κ -Werten im Zentrum bis nahe an die Ränder, an denen κ durch Abschreckeffekte sinkt. Die Abbildung 3.1f verdeutlicht, dass auch die geringmächtigen Verästelungen der Intrusion (Apophysen) ober- und unterhalb der „Hauptintrusion“ die hohen Suszeptibilitätswerte erreichen. Die Histogrammdarstellung (Abb. 3.3c) und die Werte innerhalb der 90 bzw. 50 % Grenze zeigt für die massiven Basalte, die Pillowlaven und die Intrusionen (oberhalb 2900 mbsl) ein ähnliches Wertespektrum und Mittelwerte. Dies könnte ein Hinweis auf die teilweise ungeklärte Zugehörigkeit der als massive Basalte angesprochenen Gesteinseinheiten sein. Der Vesikelanteil und der H₂O-Gehalt sprechen für eine Extrusion an Land, wobei der Lavastrom über die Küstenlinie hinaus am Meeresboden entlang weitergeflossen ist (siehe auch Kap. 1.3 und Kap. 4.1.3). Die Suszeptibilitäten (sowohl Mittelwert als auch das Wertespektrum) zeigen allerdings eine Affinität zu den Intrusionen und Pillowlaven auf, d.h. zu den submarin gebildeten Gesteinen. Möglicherweise haben sich die massiven Basalte daher unter flachmarinen Bedingungen sehr küstennah gebildet. Die Intrusionen unterhalb 2900 mbsl zeigen ein breites Wertespektrum, wobei sie sich zusätzlich durch die hohen κ -Werte von den anderen submarinen Gesteinseinheiten deutlich abgrenzen. Die Häufigkeitsverteilung (Abb. 3.3d) der Suszeptibilitäten für die Hyaloklastite zeigt, dass mehr als 50 % der Messungen κ -Werte kleiner 1 besitzen. Nur ein entsprechender Anteil an Basaltklasten verursacht höhere Werte. Daher lassen sich die Hyaloklastite mit Hilfe der Suszeptibilitätsmessungen sehr gut von den anderen Lithologien unterscheiden. Der kleinere Ausschnitt in Abbildung 3.3d mit einer höher auflösenden Darstellung der Suszeptibilitätswerte verdeutlicht die Dominanz des pm-Typs mit einer kontinuierlichen Abnahme zu höheren Werten.

Ein Vergleich der Suszeptibilitäten der submarinen Einheiten von HSDP-2 mit den Daten aus *Zolk*

(2004b) von den Bohrungen SOH-1 und SOH-4 (siehe Abb. 1.2), zeigt für SOH-1 eine gute Übereinstimmung bezüglich der Hyaloklastite, Intrusionen und Pillowlaven. Die Pillows besitzen ein ähnliches Wertespektrum bei einem höheren Mittelwert von ca. 7.6. Die Intrusionen lassen sich ebenfalls in zwei Gruppen gliedern und zeigen durchschnittliche κ -Werte von 5.0 und 31.8. Eine Veränderung mit der Tiefe konnte nicht festgestellt werden. Im Gegensatz dazu besitzen die Kerne der SOH-4 generell deutlich höhere Suszeptibilitäten (Durchschnittswerte aus unterschiedlichen Teufenbereichen): Pahoehoe 7.5 – 14.6, Hyaloklastit 13.4, Pillow 25.8 und Intrusion 18.4 bis 26.8. Dies könnte sich z.B. auf eine im Vergleich zu SOH-1 unterschiedlichen Magmenzusammensetzung und/oder Magmengenese zurückführen lassen (Kontny, pers. Mitt.). Möglicherweise stammt die zweite Gruppe der Intrusionen von SOH-1 mit den höheren Suszeptibilitäten von gleichen oder ähnlichen Magmen ab wie die Gesteine der SOH-4. Da allerdings keine geochemischen Analysen für SOH-4 bekannt sind, können diese Thesen nicht nachgeprüft werden.

Die Suszeptibilitätsprofile und –histogramme haben teilweise deutliche Unterschiede zwischen den lithologischen Einheiten, aber auch innerhalb einer Einheit aufgezeigt. Diese Variationen werfen nun Fragen zu folgenden Punkten auf, die klären sollen, an welche Prozesse und Mechanismen die κ -Unterschiede gebunden sind:

- Warum unterscheiden sich die Werte der verschiedenen Basaltlithologien?
- Wodurch kommt es zu internen Variationen?
- Was führt zur Ausbildung von κ -Trends (ab- bzw. zunehmende) innerhalb einer lithologischen Einheit?
- Was passiert an den lithologischen Grenzen, besonders bei Intrusionen?
- Welche Veränderungen treten bei Alterationsprozessen ein?

Eine Klärung dieser Fragen erfolgt in diesem und nachfolgenden Kapitel.

Ein erster Erklärungsansatz bzgl. der Variationen innerhalb einer Einheit, aber auch im Kontaktbereich zum Nebengestein, bieten interne Fließgrenzen innerhalb von Lavaströmen. Die bei der Bohrkernaufnahme ermittelten Fließgrenzen stimmen oftmals mit fast sprunghaften κ -Variationen überein (siehe Abb. 3.2b). Dies gilt besonders für Pahoehoelaven (z.B. unit 0037 und 0046, Abb. 3.1a), genauer gesagt „inflated“ Pahoehoe, bei denen durchschnittlich ca. fünf Fließgrenzen pro Lavastrom beobachtet wurden, im Vergleich zu nur ca. einer bei Aalaven. Bei den Pillowlaven wurden sogar durchschnittlich ca. 29 interne Fließgrenzen pro lithologischer Einheit ermittelt (Daten aus der Bohrkernaufnahme, http://www.icdp-online.de/sites/hawaii/tpl/tpl_dis_litho_sum_rep.htm). Die niedrigen Suszeptibilitäten korrelieren dabei mit einer sehr feinkörnigen bis dichten, glasigen Abschreckungskruste, ähnlich wie bei den Pahoehoelaven, die jedoch im Bohrkern nur selten erhalten geblieben sind. Es handelt sich hierbei um Veränderungen im cm-Maßstab, die man bei einem ausreichend gering gewählten Messpunktabstand mit Hilfe eines κ -Profils abbilden könnte, um auf diese Weise die Mächtigkeit der einzelnen Pillows zu bestimmen. Aber auch mächtigere Hyaloklastiteinheiten, wie z.B. unit 0286 (Abb. 3.1d), die sich wahrscheinlich aus mehreren Sedimentationsereignissen zusammensetzen, können detaillierter untergliedert werden.

Abbildung 3.4 zeigt eine Korrelation der Durchschnittswerte der Suszeptibilität mit der Mächtigkeit der einzelnen Units, wobei interne Fließgrenzen berücksichtigt wurden. Trotz der etwas geringen Datendichte der subaerischen Einheiten lässt sich eine schwache, positive Korrelation beobachten. Die Pahoehoelaven besitzen die geringsten Mächtigkeiten und Suszeptibilitäten, während die Aalaven durch deutlich mächtigere Einheiten mit höheren κ gekennzeichnet sind. Die ML-Transitional- und die tholeiitischen MK-Pahoehoelaven folgen einem positiven Trend (Abb. 3.4a), bei dem mit der Mächtigkeit (von 1.5 auf 3.5 m bzw. 0.6 auf 1.5 m) auch die Suszeptibilität steigt (von ca. 2.5 auf 10 bzw. von 6 auf 8).

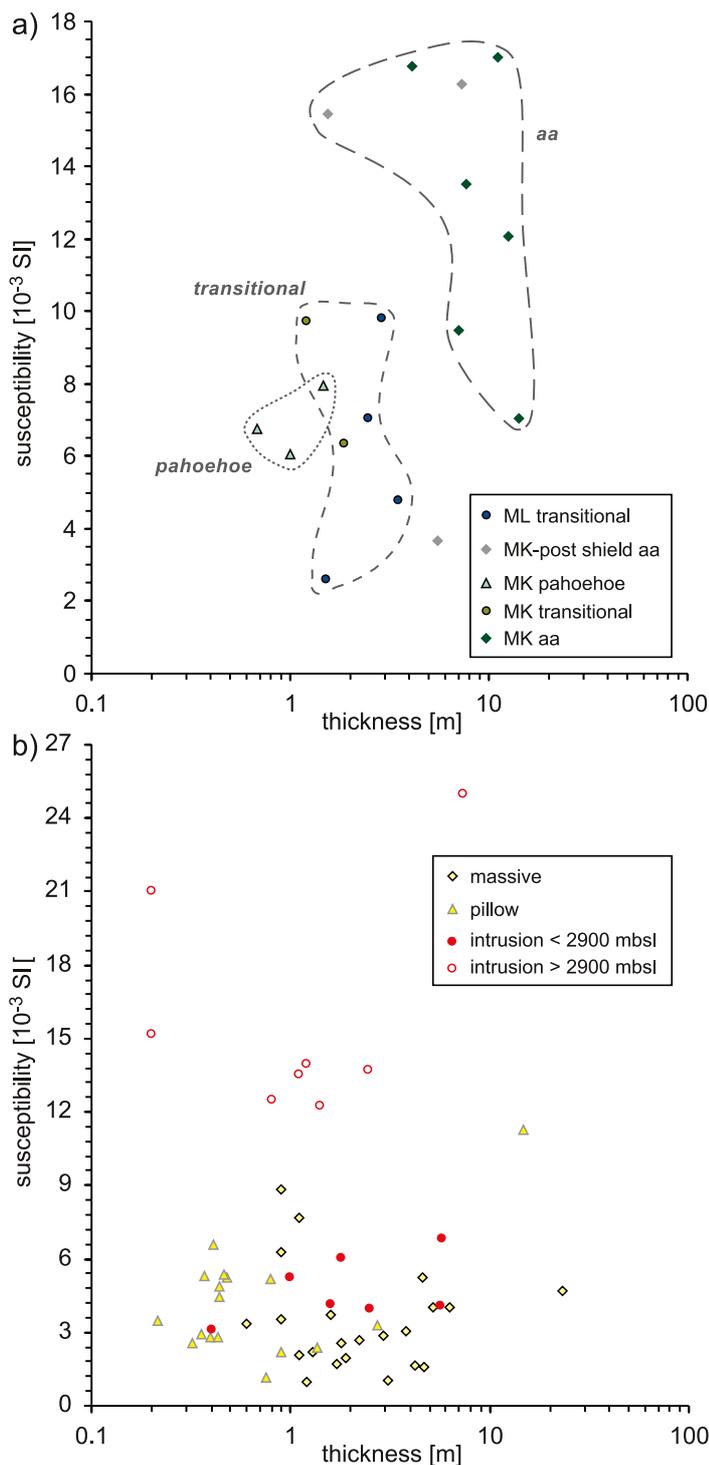


Abb. 3.4: Korrelation der Suszeptibilität (Durchschnittswerte der Gesteinseinheiten) mit der Mächtigkeit der lithologischen Einheiten für den subaerischen (a) und submarinen (b) Bereich; die internen Fließgrenzen wurden berücksichtigt, d.h. es ist nicht die absolute Mächtigkeit der Einheiten dargestellt (es werden nur Datensätze mit mindestens 2 Werten gezeigt, die Hyaloklastite sind aufgrund ihrer Genese von dieser Betrachtung ausgenommen); correlation of susceptibility (averages of units) with thickness of the lithologies for subaerial (a) and submarine (b) section with respect to the internal flow boundaries, i.e. not the absolute thickness of the units is shown (only datasets with more than 2 values are shown, the hyaloclastites are excluded from this figure due to different formation).

Einen ähnlichen, positiven Trend bei Mächtigkeiten > 1 m und Suszeptibilitäten von ca. 10 bis 50 haben z.B. *Cañón-Tapia et al.* (1997) für Aa-, Zahnpaste- und Pahoehoelaven von Oahu und Big Island (Hawaii) mit Hilfe von Messungen der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) beobachtet. Sie konnten dabei die AMS-Daten der unterschiedlichen Lavatypen verschiedenen Platznahmemechanismen zuordnen. Wie aus Abbildung 3.5 ersichtlich, hat Zahnpastalava eine vergleichbare Viskosität wie Aalava, aber eine deutlich geringere Fließgeschwindigkeit (*Rowland & Walker, 1987*). *Cañón-Tapia et al.* (1997) führen die erhöhten Suszeptibilitäten der mächtigeren Lavaströme teilweise auf eine langsamere Abkühlung und dem damit verbundenen höheren Anteil, sowie größeren Korngröße der magnetischen Phasen zurück. Demnach besteht ein direkter Zusammenhang zwischen der magnetischen Suszeptibilität und der Abkühlungsrate von Laven, wobei sich bei dickeren Lavaströmen, bedingt durch eine höhere Viskosität und langsamere Abkühlung höhere Suszeptibilitäten beobachten lassen.

Für den submarinen Bereich zeigt sich zunächst keine Korrelation (Abb. 3.4b). Die κ -Werte der massiven Basalte folgen jedoch einem schwachen positiven Trend bis auf κ -Werte von ca. 5 für Mächtigkeiten $> ca. 1$ m. Allerdings können geringmächtigere Einheiten ebenso κ -Werte von sogar 9 erreichen. Die Intrusionen zeigen keine Korrelation mit der Mächtigkeit, denn schon die geringmächtigen Einheiten besitzen hohe κ -Werte. Allerdings könnten die Intrusionen oberhalb 2900 mbsl einem ähnlichen Trend wie die massiven Basalte folgen, nur zu höheren Suszeptibilitäten (3 – 7) verschoben. Betrachtet man die gesamte Mächtigkeit einer Pilloweinheit, die bis zu 99 m betragen und 277 interne Fließgrenzen umfassen

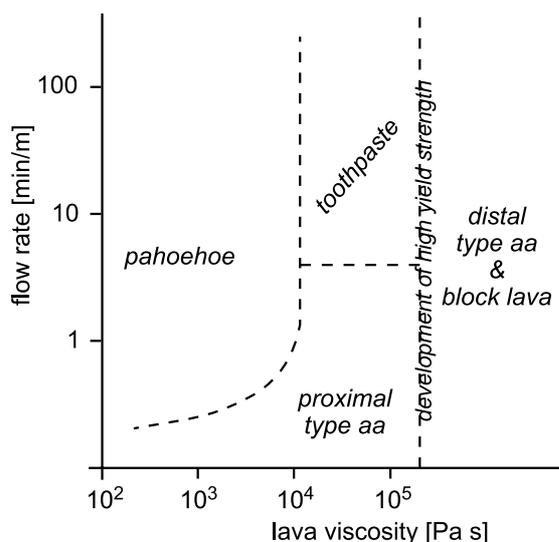


Abb. 3.5: Halbquantitative Darstellung der Lavaviskosität und Fließgeschwindigkeit in Abhängigkeit des Lavastromtyps; semiquantitative diagram showing the relation between lava viscosity and flow velocity for different flow types (from Rowland & Walker, 1987).

kann, zeigt sich, dass sowohl die mächtigeren (30 bis 50 m) als auch dünneren (< 10 m) Pilloweinheiten relativ hohe Suszeptibilitäten besitzen können (Durchschnittswerte bis ca. 6). Die internen Fließgrenzen unterteilen jedoch die gesamte Pillowlage in viele kleine Einheiten, die mehr oder weniger isoliert für sich auskristallisieren. Bei Pillowlaven mit Mächtigkeiten von 0.3 bis 0.5 m zeigen sich stark ansteigende κ -Werte von 2.5 auf 6.5, was im Wesentlichen auch die starke Streuung innerhalb der Pilloweinheiten widerspiegelt.

Die Korrelationen in Abbildung 3.4 haben gezeigt, dass die Suszeptibilität teilweise an die Mächtigkeit der lithologischen Einheiten gebunden ist. Es ergibt sich jedoch keine eindeutige, klare Abhängigkeit, weshalb weitere Mechanismen zur Erklärung der κ -Variationen herangezogen werden müssen. Dies könnten z.B. sein:

- Magmazusammensetzung
- Art und Zusammensetzung der magnetisch wirksamen Minerale
- Korngröße, Anteil und Verteilung dieser Minerale
- Abkühlungsbedingungen (z.B. Geschwindigkeit)
- Alterationsprozesse (Hoch-Temperatur Oxidation, hydrothermale Alteration und Verwitterung)

Im Folgenden werden die Veränderungen der Suszeptibilität und Remanenz mit der Tiefe betrachtet, wonach die Abhängigkeit der Suszeptibilität von der geochemischen Zusammensetzung erörtert wird. Der Einfluss der anderen Faktoren wird für die einzelnen Lithologien anhand repräsentativer Beispiele diskutiert. Und zwar zuerst für die submarinen Einheiten, da hier die primär gebildeten Phasen weitestgehend frisch erhalten sind. Dann folgen die charakteristischen Eigenschaften der unter subaerischen Bedingungen extrudierten Gesteine und die dabei auftretenden Besonderheiten.

3.2 Veränderung der Suszeptibilität und Magnetisierung mit der Tiefe – Beziehung zwischen Suszeptibilität und Magnetisierung

Die natürlich remanente Magnetisierung (NRM) eines Materials ist zum Teil von den gleichen Faktoren abhängig wie die magnetische Suszeptibilität (z.B. Anteil, Zusammensetzung und Korngröße bzw. Domänenzustand der magnetisch relevanten Phasen). Remanenzmessungen können je nach Stabilität der magnetischen Phasen Aussagen über Richtung und Intensität des Magnetfeldes zur Zeit der Bildung des Minerals ermöglichen. In Abbildung 3.6 sind die Suszeptibilität bei 30 A/m, die Feldabhängigkeit der Suszeptibilität (für 30 und 300 A/m), die NRM und der Q-Faktor (Königsberger Faktor, siehe Kap. 2.1, Gl. (5)) gegen die Tiefe aufgetragen. Für fast alle Parameter zeigen sich signifikante Veränderungen entlang des Bohrprofils. Im Folgenden handelt es sich bei Darstellungen in Abhängigkeit der Suszeptibilität immer um die Messwerte bei einer Feldstärke von 30 A/m, falls es nicht explizit anders beschrieben ist.

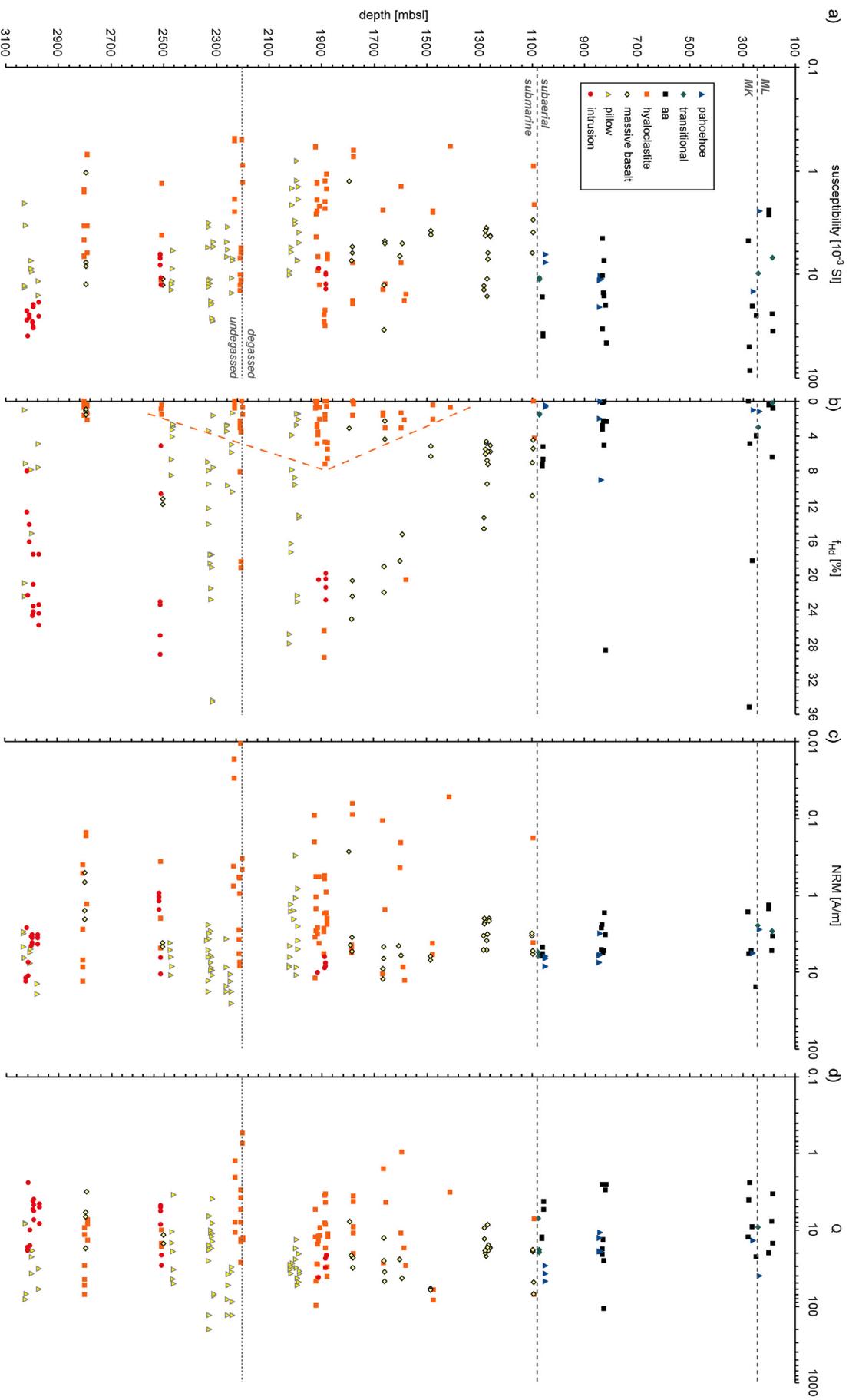


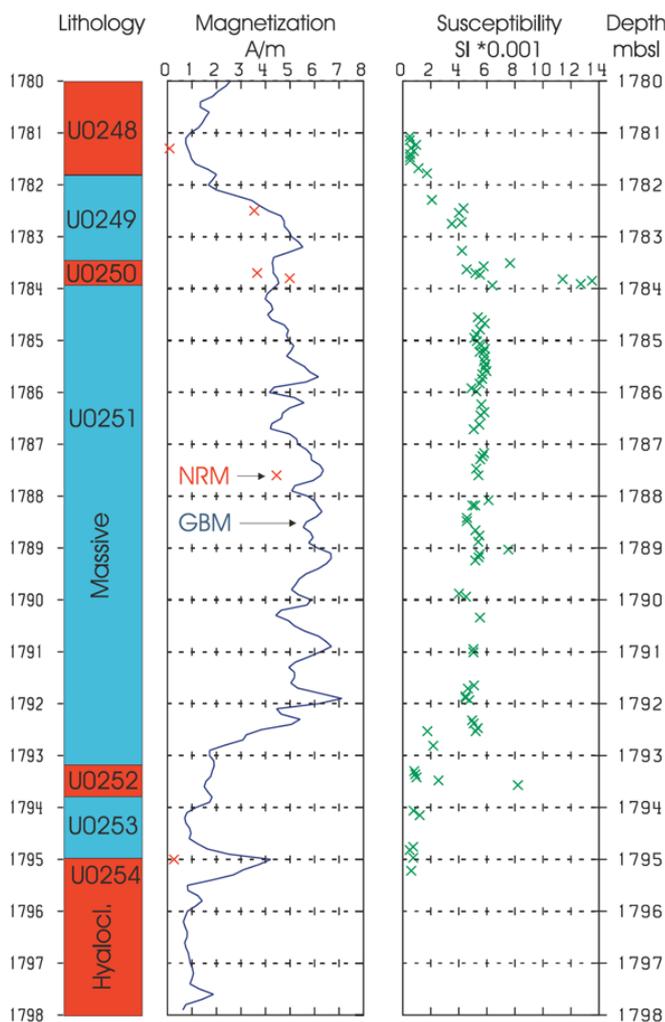
Abb. 3.6: Tiefenabhängige Darstellung der a) Suszeptibilität bei 30 A/m, b) Feldabhängigkeit (f_{Hd} für 30 und 300 A/m), c) natürlich remanente Magnetisierung (NRM) und d) Q-Faktor, gemessen an Standardprobenzylindern im Labor; data from laboratory measurements of single specimen correlated with depth: a) susceptibility at 30 A/m, b) field-dependency (f_{Hd} for 30 and 300 A/m), c) natural remanent magnetization (NRM) and d) Q-factor.

Die höchsten Suszeptibilitäten sind wie bereits beschrieben im subaerischen Bereich anzutreffen, und zwar in den Aalaven des Mauna Kea am ML-MK-Übergang, d.h. in den alkalinen Laven des Post-Schild Stadiums (Abb. 3.6a). Mit zunehmender Tiefe verringern sich die maximalen Suszeptibilitäten und das Wertespektrum ist etwas besser definiert. Aufgrund des sehr variablen Vesikelgehalts zwischen Aa-, Pahoe-hoe- und Transitionallaven (vgl. Tabelle 1.2, Kapitel 1.3) wurde aus der Volumensuszeptibilität die Massensuszeptibilität berechnet ($\kappa_{\text{mass}} [\text{SI/g}] = \kappa_{\text{vol } 10 \text{ ccm}} / \text{Gewicht}_{10 \text{ ccm}}$) und verglichen, um den Einfluss des Vesikelgehalts auf die Suszeptibilität zu bestimmen. Die relativen Unterschiede zwischen den Lithologien sind weitestgehend konstant. Damit bleibt die magnetische Signatur (im Profil- bzw. Vertikalschnitt) eines Lavastroms erhalten. *Cañón-Tapia et al. (1997)* haben diese Betrachtung an hawaiianischen Laven (Pahoe-hoe-, Zahnpasta- und Aalava) durchgeführt und eine leichte Glättung der κ -Profilkurve für Aa festgestellt, wobei die generelle Form der Kurven konstant bleibt. Der Hohlraumanteil hat somit keinen signifikanten Einfluss auf die Suszeptibilität der subaerischen Laven und beeinträchtigt nicht die Unterscheidung der einzelnen Lithologien. Der submarine Teil zeichnet sich generell durch geringere Werte mit einer teilweise starken Streuung aus, welche hauptsächlich auf die Hyaloklastite zurückzuführen ist. In den Pillowlaven deutet sich ein Sprung unterhalb der Entgasungsgrenze bei ca. 2200 mbsl zu höheren Suszeptibilitäten hin an. Ein ähnlicher κ -Anstieg ist für die Intrusionen unterhalb 2900 mbsl zu beobachten, die darüber hinaus das engste Wertespektrum besitzen. Die Suszeptibilitätsprofile der Bohrungen SOH-1 und SOH-4 von *Zolk (2004b)* zeigen konstante bis leicht ansteigende κ -Werte mit zunehmender Tiefe. Für die Intrusionen der Bohrungen SOH-1 und SOH-4 haben *Rosenbaum et al. (1992)* einen Suszeptibilitätsanstieg mit zunehmender Tiefe beobachtet, den sie auf einen Anstieg des tmt-Anteils in den Proben zurückführen. Der höhere tmt-Anteil wird dabei durch einen Anstieg der Korngröße der magnetischen Phasen begleitet. Den κ -Anstieg führen *Rosenbaum et al. (1992)* auf unterschiedliche Abkühlungsbedingungen unter weniger oxidierenden Bedingungen mit zunehmender Tiefe zurück.

Mit Hilfe des Parameters der Feldabhängigkeit (f_{Hd}) der magnetischen Suszeptibilität (siehe Kap. 2.1 und Gl. (11)) lässt sich ermitteln, ob Ti-reiche Titanomagnetite in den Proben vorhanden sind. Dabei ist die Feldabhängigkeit u.a. von der Zusammensetzung des tmt abhängig (siehe Kap. 5). Eine Darstellung von f_{Hd} gegen die Tiefe (Abb. 3.6b) vermittelt somit einen Überblick über Veränderungen in der tmt-Zusammensetzung entlang des lithologischen Profils. Dabei zeigt sich ein deutlicher Unterschied zwischen den subaerisch und submarin gebildeten Gesteinen. Die unter atmosphärischen Bedingungen extrudierten Laven besitzen bis auf wenige Ausnahmen eine nur geringe Feldabhängigkeit von bis zu 7 %, während unterhalb der subaerisch-submarinen Grenze f_{Hd} kontinuierlich auf Werte um 20 bis 30 % ansteigt. Während die Hyaloklastite meist eine geringe Feldabhängigkeit besitzen, sind die massiven Basalte und Intrusionen durch deutlich höhere Werte gekennzeichnet. Die Pillowlaven hingegen weisen ein sehr breites Spektrum von feldunabhängig bis zu f_{Hd} -Werten von bis zu 36 % auf. Die geringeren Feldabhängigkeiten bei den Pillows und Intrusionen sind auf Proben zurückzuführen, die aus der Kontaktzone nahe der Pillowränder („chilled margin“) bzw. der lithologischen Grenze stammen, was sich in einer anderen tmt-Zusammensetzung (Mt-reicher) niederschlägt. Hiermit zeigt sich ein erster Hinweis auf die unterschiedliche Zusammensetzung des Titanomagnetits entlang des HSDP-2 Kernprofils: die subaerischen Laven beinhalten aufgrund der geringen f_{Hd} tmt mit einer dem Magnetit nahen Zusammensetzung, während die hohen Werte in den submarinen Einheiten durch Ti-reichere tmt erzeugt werden. In den Hyaloklastiten bietet sich der Feldabhängigkeitsparameter zur Abschätzung der Klastenherkunft an. Die meisten Hyaloklastite besitzen f_{Hd} -Werte von < 8 % und beinhalten Klasten mit hohen Vesikularitäten, die auf eine Entstehung im subaerischen Bereich hinweisen. Die geringe Feldabhängigkeit dieser Hyaloklastite deutet somit auf eine subaerische Herkunft der Klasten hin. Manche Hyaloklastite besitzen höhere Feldabhängigkeiten von

bis zu ca. 30 %. Bei ca. 1900 mbsl wird ein Maximum erreicht, darunter sinken die Werte wieder auf ein nahezu feldunabhängiges Verhalten. Da die massiven submarinen Einheiten allgemein höhere Feldabhängigkeiten aufweisen, stammen die Klaster in den Hyaloklastiten mit höheren f_{HD} -Werten wahrscheinlich von z.B. massiven Basalten.

Die natürlich remanente Magnetisierung zeigt für die meisten Lithologien eine geringe Streuung bei Werten zwischen 1 und 20 A/m (Hyaloklastite ausgenommen). Die ermittelten Intensitäten stimmen teilweise sehr gut mit den aus den Bohrlochmessdaten berechneten Magnetisierungen von *Stevelling et al.* (2003) überein. Abbildung 3.7 zeigt am Beispiel von wechsellagernden Hyaloklastiten mit massiven Basalten die gute Übereinstimmung der Magnetisierungsdaten, die aus den Bohrloch-Magnetometer-Messungen berechnet wurden, mit den im Labor gemessenen natürlich remanenten Magnetisierungen und Suszeptibilitäten. Mit zunehmender Tiefe lässt sich ein schwacher Trend zu höheren Magnetisierungen erkennen. Im Hinblick auf die Ar-Ar Altersdaten von DePaolo & Sharp (pers. Mitt, 2001, Abb. 1.7) würde die Magnetisierung mit zunehmendem Alter ansteigen. Dies steht in Widerspruch zu den Arbeiten von z.B. *Bleil & Petersen* (1983) oder *Zhou et al.* (2001), die mit zunehmendem Alter der Proben bis 20 Ma eine kontinuierliche Verringerung der NRM-Intensität beobachten, die mit einem steigenden Alterationsgrad einhergeht. Dies könnte bedeuten, dass die HSDP-2 Proben mit einem Alter von bis zu ca. 550 ka wenig oder nicht alteriert sind. Neben der sekundären Alteration müssen aber auch primäre Faktoren wie z.B. die Abkühlungs- bzw. Kristallisationsgeschichte, die sich unter anderem auf die Korngröße, die Zusammensetzung und den Anteil der magnetisch wirksamen Phasen auswirkt, für die NRM-Intensität berücksichtigt werden (z.B. *Zhou et al.*, 1997, *Carlut & Kent*, 2002). Den Einfluss der Korngröße auf die NRM lässt



sich z.B. bei *Rosenbaum et al.* (1992) anhand der SOH-4 Bohrkerne veranschaulichen. Die NRM-Daten zeigen einen Anstieg mit zunehmender Tiefe bis zu einem Maximum, das bei langsamer Abkühlung der Intrusionen durch eine Reduzierung der magnetisch wirksamen Korngröße durch Hoch-Temperatur Oxidation des tmt hervorgerufen wird. Unterhalb lässt sich eine kontinuierliche Verringerung der NRM-Intensität beobachten, die sich durch den schon oben angesprochenen Anstieg der Korngröße erklären lässt. Eine detaillierte Betrachtung und Erörterung dieser Einflussfaktoren folgt in einem späteren Kapitel.

Die Magnetisierung der Proben wird durch die remanente Magnetisierung dominiert. Dies lässt sich anhand der Werte des Q-Faktors, die

Abb. 3.7: Die Korrelation der Magnetisierung, berechnet aus den Messungen mit dem Bohrlochmagnetometer, mit Labormessungen der NRM (rote Kreuze) und der Suszeptibilität (grüne Kreuze) zeigt eine gute Übereinstimmung;

comparison of magnetization, derived from borehole magnetometer measurements, with laboratory data of NRM (red crosses) and susceptibility (green crosses) shows a good correlation (from *Stevelling et al.*, 2003).

zwischen 2 und ca. 100 liegen, ableiten. Generell ist keine systematische Veränderung mit der Tiefe zu beobachten. Möglicherweise deutet sich ein leichter Trend zu niedrigeren Werten mit zunehmender Tiefe bei den Intrusionen an. Die Einheiten in größerer Tiefe haben erhöhte κ -Werte, was verringerte Werte des Q-Faktors zur Folge hat. Die Werte der Q-Faktoren der Bohrungen SOH-1 und SOH-4 von *Zolk* (2004b) zeigen eine leichte Abnahme in größerer Tiefe. Die tiefenabhängigen Suszeptibilitäts- und NRM-Profile der SOH-4 Bohrung von *Rosenbaum et al.* (1992) lassen ebenfalls abnehmende Q-Faktoren mit zunehmender Tiefe erwarten, wenn man die Beziehung von κ , NRM und Q-Faktor zu Grunde legt (siehe Gl. (5), Kap. 2.1). Die Pillowlaven besitzen bei ca. 2300 mbsl erhöhte Q-Faktoren. Die Proben dieser Einheiten besitzen etwas geringere Suszeptibilitäten und deutlich schwächere Feldabhängigkeiten, aber hohe NRM-Intensitäten. Diese Kombination könnte man auf etwas Mt-reichere tmt mit deutlich kleineren Korngrößen zurückführen. Probenmaterial mit diesen Charakteristika könnte sich gut zur Bestimmung der Paläointensität des Erdmagnetfeldes eignen. Denn nach *Tauxe & Love* (2003), die Paläointensitäten an submarinen Basalten der Bohrung HSDP-2 bestimmt haben, überprägt bei Proben mit Ti-reichem tmt eine starke viskose Remanenz (VRM) die während der Bildung der submarinen Basalte erworbene natürlich remanente Magnetisierung (NRM). *Pullaiah et al.* (1975) haben theoretisch Blockungstemperaturen für Hämatit und Magnetit bestimmt und experimentell den Erwerb einer VRM bei Temperaturen von bis zu 400 °C untersucht. Den Autoren zufolge ist eine Temperatur von ca. 220 °C nötig, um eine VRM, die während ca. 500 ka bei 40 °C (entspricht der Bohrlochtemperatur in ca. 2800 mbsl) entstanden ist, zu entfernen. Diese Temperatur liegt im Bereich der Curie-Temperaturen vieler submariner Basalte (eigene Messungen). Falls diese Basalte eine solche VRM aufweisen, wird mit dem Entfernen der VRM auch die primär erworbene Magnetisierung (NRM) zerstört. Oberhalb von 1500 mbsl sind aufgrund der geringeren Temperaturen im Bohrloch (ca. 15 °C) 125 °C ausreichend, um die erworbene VRM zu entfernen. Daher eignen sich besonders „submarine basaltische Gläser“ (*Tauxe & Love*, 2003) zur Bestimmung der Paläointensität. Solche glasreichen Bereiche treten z.B. nahe der Abschreckungskruste von Pillowlaven auf.

Neben dem Erwerb einer viskosen remanenten Magnetisierung kann eine durch den Bohrvorgang induzierte, remanente Magnetisierung auftreten („drilling-induced remanent magnetization“, DIRM). Z.B. *Audunsson & Levi* (1989) haben die DIRM an Bohrkernen eines ca. 54 m mächtigen, tholeiitischen Lavaströms der „Columbia River Basalte“ untersucht. Die DIRM ist in diesen Basalten durch eine hohe Intensität bei geringer Stabilität gekennzeichnet, wobei die Inklination vertikal bzw. parallel der Bohrkernachse ausgerichtet ist. In weich magnetischen Proben dominiert die DIRM die remanente Magnetisierung, während in hart magnetischen Proben bei Wechselfeldern von bis zu 40 mT die DIRM entfernt und eine NRM isoliert werden konnte. Die DIRM wird daher von magnetisch weniger stabilen MD-Teilchen aufgenommen. Der Einfluss der DIRM ist dabei in Proben, die vom Rand des Bohrkerns stammen am größten (bis zu 5-fach höhere Magnetisierung als für Proben aus dem Zentrum des Bohrkerns). Modellierungen ergaben, dass diese DIRM äquivalent zu einer IRM mit Feldstärken von 5 – 15 mT ist. Die Feldstärken weiterer Bohrlokationen betragen:

- 0.15 bzw. 5 mT: Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland (KTB, *Pohl et al.*, 1991, bzw. Worm, unveröffentlichte Daten),
- 2.5 mT: „Cajon Pass“ Bohrung (*Pinto & McWilliams*, 1990),
- 1 bis > 10 mT: „Ocean Drilling Program“ (*Fuller & Hastedt*, 1997).

Die unterschiedlichen Feldstärken hängen dabei wahrscheinlich von den Materialeigenschaften der verwendeten Bohrausrüstung ab (*de Wall & Worm*, 2001). Für die Beprobung des HSDP-2 Kernmaterials stand nicht der komplette Bohrkern, sondern nur Kernhälften zur Verfügung, da die zweite Hälfte als Referenz archiviert wurde. Die für die Remanenzmessungen gebohrten Zylinder (2.5 cm im Durchmesser

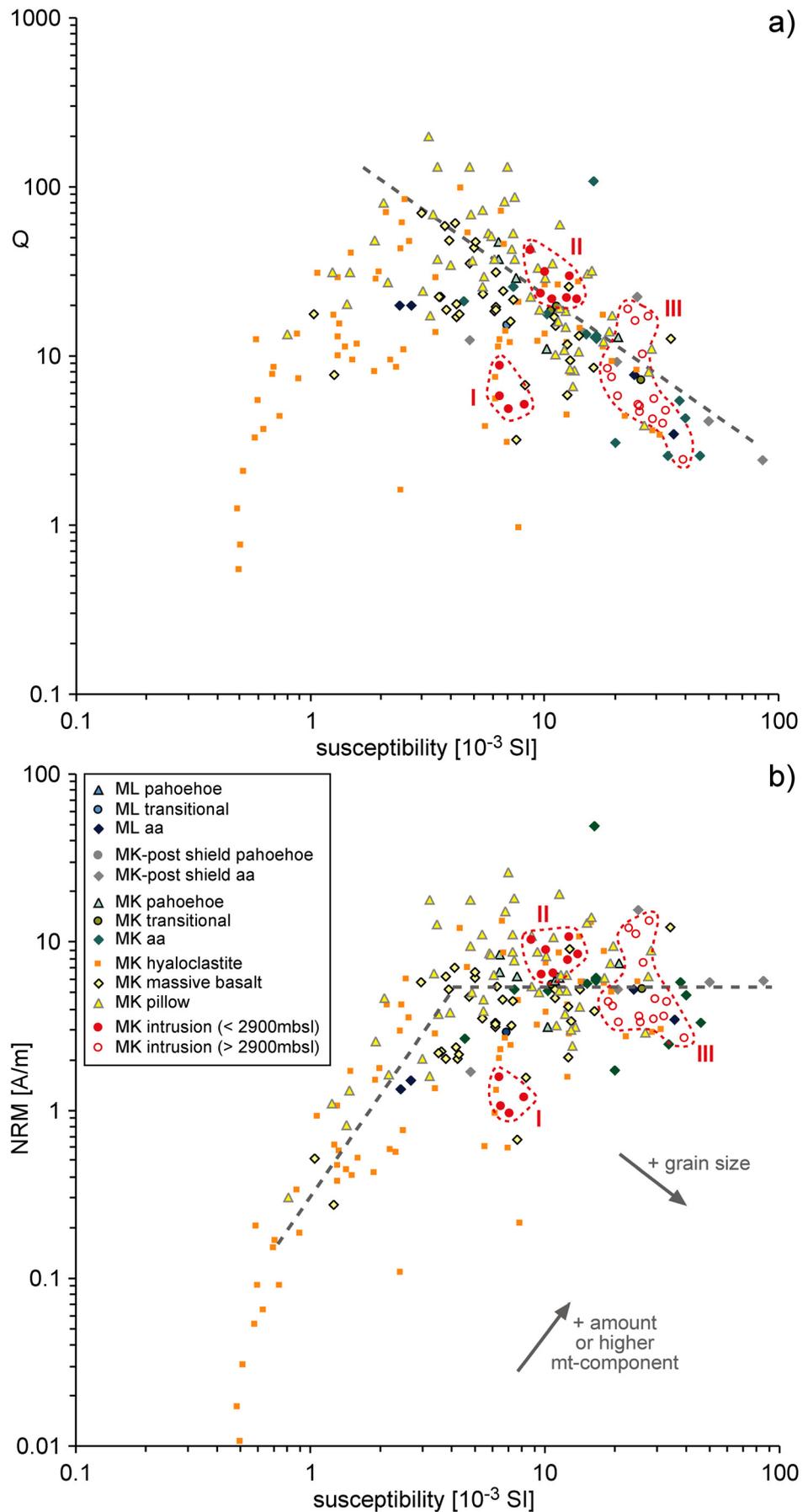
und 2.1 cm Höhe, wobei manche kleinere Zylinder mit einem Durchmesser von 1.4 cm und einer Höhe von 1.1 cm sind) stammen von der inneren Seite des Bohrkerns, wo der Einfluss der DIRM im Vergleich zur Außenseite geringer ist (Audunsson & Levi, 1989). Lediglich 3 % der Proben weisen durch z.B. ungewöhnlich steile Inklinationen auf den Einfluss einer DIRM hin. Dies wurde anhand von Komponenten-Analysen der Wechselfeld-Entmagnetisierung festgestellt. Die meisten Proben weisen dagegen unterschiedlich stabile, charakteristische, remanente Magnetisierungen auf, deren Inklinationen innerhalb der Schwankungsbreite der von Holt *et al.* (1996) an Kernen der HSDP-Pilotbohrung ermittelten (0 bis 60 °) liegen.

Die Suszeptibilität, und damit auch f_{Hd} , und die Magnetisierung der Gesteine ist von unterschiedlichen, komplexen Faktoren abhängig (siehe z.B. Dunlop & Özdemir, 1997). U.a. sind das z.B. die Zusammensetzung, Korngröße und der Anteil der magnetischen Minerale. Der Träger der magnetischen Eigenschaften der HSDP-2 Basalte ist hauptsächlich Titanomagnetit. Suszeptibilität, natürlich remanente Magnetisierung und Q-Faktor stehen dabei in Beziehung zueinander (Kap. 2.1, Gl. (5)) und variieren dementsprechend mit der Zusammensetzung, dem Anteil und der Korngröße des tmt. Die Korrelationen in Abbildung 3.8 bieten einen Ansatzpunkt, um den Einfluss dieser drei Faktoren zu diskutieren. Hierbei gilt folgendes zu beachten: κ und NRM steigen mit höherer Mt-Komponente im tmt und höherem Anteil in der Probe, während bei größeren Korngrößen κ steigt und NRM sinkt (siehe z.B. Carmichael, 1989, Clark, 1997). Abbildung 3.8a, in der Q gegen die Suszeptibilität dargestellt ist, zeigt deutlich einen negativen Trend, d.h. mit steigender Suszeptibilität sinkt, wie aus Gleichung (5) zu erwarten, der Wert des Q-Faktors. Die paramagnetisch dominierten Hyaloklastite bilden eine Ausnahme, denn bei κ -Werten $< 1 - 2$ sinkt Q drastisch, was sich gleichermaßen in deutlich geringeren NRM-Intensitäten äußert (Abb. 3.8b). Die geringen Suszeptibilitäten sind daher auf schwächer magnetische, überwiegend paramagnetische Minerale zurückzuführen, die keine Remanenzen tragen. Da die Magnetisierung viel stärker sinkt als κ , kommt es zu einer Verringerung des Q-Faktors. Für die Berechnung des Q-Faktors der paramagnetisch dominierten Hyaloklastite müsste richtigerweise die Suszeptibilität der paramagnetischen Minerale abgezogen werden, was in etwas höheren Werten des Q-Faktors resultieren würde. Für die Beziehung NRM-Suszeptibilität lässt sich für die meisten lithologischen Einheiten keine klare Aussage ableiten. In Kombination mit dem Q-Faktor zeigt sich jedoch am Beispiel der Pillowlaven der Einfluss der Korngröße. Die Einheiten mit mittleren κ -Werten (ca. 3 bis 8) haben die höchsten Q-Faktoren und Remanenzen. Kleinere Korngrößen verursachen eine Verringerung von κ , während die Magnetisierung und damit Q ansteigt. Ein Ti-reicherer tmt würde zwar ebenfalls geringere Suszeptibilitäten hervorrufen, allerdings auch geringere Remanenzen. Gleiches gilt für einen geringeren Anteil der Phase in der Probe. Bei den Intrusionen lassen sich anhand der Diskriminierungsdiagramme drei Gruppen definieren:

- I: niedrige κ (< 9), NRM (1.0 - 1.6), Q-Faktoren (4.8 - 8.7)
- II: mittlere κ (8.8 – 13.9), hohe NRM (6.4 – 10.6), Q-Faktoren (22.1 – 41.8)
- III: hohe κ (18.7 – 39.6), mittlere bis hohe NRM (2.7 – 13.3), niedrige bis mittlere Q-Faktoren (2.4 – 18.7)

Die Verteilung dieser drei Gruppen zeigt eine klare Teufenabhängigkeit. Gruppe II tritt im oberen, Gruppe I im mittleren Bereich auf, während Gruppe III an der Basis des lithologischen Profils vorkommt (vergleiche Abb. 3.6). Der Sprung von Gruppe I zu II (leicht höhere κ , viel höhere NRM und Q) könnte durch einen mt-reicheren tmt und/oder höheren Anteil hervorgerufen werden, wobei die Korngröße weitestgehend konstant bleibt oder sich leicht verringert. Anhand weiterer gesteinsmagnetischer Parameter wie z.B. Feldabhängigkeit, Curie-Temperatur, Abmagnetisierungsverhalten und IRM-Erwerb zusammen mit mikroskopischen Methoden lässt sich der Unterschied zwischen Gruppe I und II auf einen höheren tmt-

Abb. 3.8: Korrelation der Suszeptibilität mit dem Q-Faktor (a) und der NRM-Intensität (b) für die einzelnen Lithologien; die Pfeile in b) geben die Richtung an für die Veränderung der Werte durch steigende Magnetit-Komponente im Titanomagnetit, höheren Anteil der Phase in der Probe oder größere Korngrößen (römische Zahlen siehe Text);
 correlation of susceptibility with Q-factor (a) and NRM-intensity (b) for the single lithologies; arrows indicate the direction of changes for higher magnetite component in titanomagnetite, higher content in the sample or larger grain sizes (roman numbers see text).



Anteil bei geringerer Korngröße und ähnlicher Zusammensetzung in den Proben der Gruppe II zurückführen. Durch den höheren tmt-Anteil sollte bei gleich bleibender Zusammensetzung neben der NRM auch κ steigen. Der Anstieg der Suszeptibilität wird jedoch durch eine geringere Korngröße ausgeglichen, die zu einer zusätzlichen Erhöhung der NRM führt. Der Unterschied von Gruppe II zu III (deutlich höhere κ , aber gleiche NRM) lässt sich durch größere Korngrößen erklären, wobei der tmt-Anteil in den Gruppe III Proben höher sein muss, um die NRM bei größeren Korngrößen relativ konstant zu halten. In Abbildung 3.8a folgen die Proben der Gruppe III einem negativen Trend, der sich ebenfalls mit einem Anstieg von κ bei ähnlichen NRM erklären lässt. Lediglich wenige Proben dieser Gruppe weichen zu höheren Q-Faktoren und NRM-Intensitäten ab. Diese stammen aus dem Randbereich einer Intrusion und wurden folglich stärker abgeschreckt. Im Vergleich zu den anderen Proben konnten die tmt nur kleinere Korngrößen ausbilden, was sich in signifikant höheren NRM-Intensitäten und Q-Faktoren niederschlägt.

3.3 Korrelation der Suszeptibilität mit der geochemischen Zusammensetzung

Eines der wichtigsten Ziele des HSDP ist die geochemische Charakterisierung der Basalte und der daraus ableitbaren Entwicklung der Magmen während der Wanderung Hawaiis über den als weitestgehend stationär betrachteten Hotspot. Die damit zusammenhängenden Veränderungen (z.B. Magmenzusammensetzung, Eruptionsrate) während der unterschiedlichen Stadien des Schildvulkanwachstums sollen erklärt werden. Die Entstehung der vulkanischen Ablagerungen umfasst dabei einen Zeitraum von ca. 550 ka, während sich die pazifische Platte über den Hotspot hinwegbewegt hat.

Die Arbeit von z.B. *Anderson et al.* (1980) hat gezeigt, dass die magnetischen Eigenschaften der Basalte mit der geochemischen Zusammensetzung in Bezug stehen. So wurde in Ferrobasalten des „South-east Indian Ridge“ ein starker Anstieg des tmt-Anteils gegenüber von „Mid Ocean Ridge Basalten“ festgestellt. Dies wurde auf einen generell höheren Eisen- und Titananteil in den Magmen zurückgeführt, ausgelöst durch Kristallfraktionierungen (Plagioklas, Klinopyroxen, Olivin) in niedrigen Krustenniveaus unter ungewöhnlich kalten Magmatemperaturen.

Rhodes & Vollinger (2004) haben die Zusammensetzung der Haupt- und Spurenelemente in den Laven der HSDP-2 untersucht und verschiedene Magmentypen definiert, die im Folgenden mit den Suszeptibilitätswerten der Probenzylinder, gemessen bei einer Feldstärke von 30 A/m, korreliert werden. Die Hyaloklastite wurden aufgrund ihrer Genese von dieser Betrachtung ausgeschlossen, da sie z.B. aus verschiedenen Klasten bestehen, die von unterschiedlichen Magmen stammen können. Außerdem können sich bei der Fragmentierung von Lava in Wasser nur kleinste bis keine (zumindest mit optischen Methoden nicht auflösbare) tmt-Kristalle bilden, deren Eigenschaften wahrscheinlich unabhängig vom Magmentyp sind und eher von den Abkühlungsbedingungen abhängen. Zum besseren Verständnis werden zuvor die Charakteristika der unterschiedlichen Magmenzusammensetzungen nach *Rhodes & Vollinger* (2004) beschrieben. Die Untersuchungen ergaben eine Unterteilung des HSDP-2 Kernmaterials in sechs Magmentypen, die eine unterschiedliche Schmelzproduktion, Tiefe der Schmelzsegregation und Mantelquellen-Komponente reflektieren: ML-Tholeiite, Post-Schild Laven in den oberen 95 m des MK und vier tholeiitische Magmentypen des MK (MK-1 bis MK-4) unterhalb 341 mbsl. Andere am HSDP-2 beteiligte Arbeitsgruppen haben z.B. die Lithium-Isotopie untersucht (*Chan & Frey*, 2003), *Feigenson et al.* (2003) nahmen Modellierungen anhand der Zusammensetzung der Seltenen-Erden-Elemente vor oder *Stolper et al.* (2004), die sich mit der Zusammensetzung der Gläser im submarinen Bereich befasst haben. Die Beo-

bachtungen und Schlussfolgerungen der verschiedenen Arbeitsgruppen stimmen im Wesentlichen mit der von Rhodes & Vollinger (2004) vorgenommenen Einteilung überein.

Die Tholeiite des Mauna Loas besitzen den stärksten Aufschmelzgrad und sind generell SiO₂-reicher, aber ärmer an Fe_{tot}, TiO₂, Nb, Alkali- und inkompatiblen Elementen als die MK-Tholeiite (Abb. 3.9). Je älter die Laven, desto eher ähneln sie denen des Kilaueas und Loihis, während die Magmenquelle zum Top hin zwischen den Endgliedern Kilauea und Koolau liegt. Zum Top des Bohrprofils hin zeichnet sich ein Nachlassen der Schmelzproduktion und Eruptionsrate ab, angedeutet durch einen Anstieg an inkompatiblen Elementen. Die Schmelzsegregation fand aufgrund der hohen SiO₂-Gehalte in einem relativ flachen Niveau statt.

Generell sind für die tholeiitischen Laven Hawaiis mit Hilfe der ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb- und ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd-Verhältnisse zwei Endglieder als Magmenquelle beschrieben: eine Komponente wird am besten definiert durch Laven des Koolau Vulkans, während die zweite Komponente den Kilauea-Laven entspricht (z.B. Staudigel et al., 1984, West et al., 1987, Frey & Rhodes, 1993). Wegen abweichender He- und Pb-Isotopenverhältnisse muss eine dritte Magmenquelle definiert werden, die den Loihi-Laven ähnelt (z.B. Staudigel et al., 1984, Kurz et al., 1995).

Die Laven des Post-Schild Stadiums des Mauna Keas spiegeln das Nachlassen der vulkanischen Aktivität wider und sind durch den schwächsten Aufschmelzgrad gekennzeichnet. Sie werden weiter in Alkalibasalte und Übergangstholeiite unterteilt, wobei die Alkalibasalte SiO₂-ärmer sind aber mehr TiO₂, Fe_{tot}, V, Y und inkompatible Elemente als die MK-Tholeiite besitzen. Die Übergangstholeiite sind bis auf einen höheren SiO₂-Gehalt den Alkalibasalten ähnlich.

Die MK-Tholeiite zeichnen sich hingegen durch einen mittleren Aufschmelzgrad aus. Bezüglich der Zusammensetzung besteht kein offensichtlicher Unterschied zwischen den Eruptionsformen (z.B. Aa oder Pillow). Die vier Magmentypen (MK-1 bis MK-4) lassen sich anhand folgender Eigenschaften beschreiben:

- MK-1: weniger inkompatible Elemente, weniger Fe_{tot} als MK-2 und MK-3, nahe Kilauea-Endglied, treten im gesamten Bereich auf und umfassen 61 % der Gesteine;
- MK-2: mehr Fe_{tot} und inkompatible Elemente als MK-1, überwiegend Pikrite, kommt nur oberhalb 1739 mbsl vor (subaerisch häufiger), entspricht der Kilauea-Komponente, wobei geringere Schmelzproduktion als MK-1 (deutet sinkende Eruptionsrate an), größere Absonderungstiefe als MK-1 und MK-4;
- MK-3: mehr Fe_{tot}, CaO, Al₂O₃, TiO₂ als MK-1, MK-2 und MK-4, überwiegend Pikrite, tritt nur im submarinen Bereich auf (bevorzugt als ganze Pakete von assoziierten Pillowlaven, Hyaloklastiten und massiven Basalten) und wechsellagern mit MK-1, ähnlich Loihi, hat größerer Absonderungstiefe als MK-1 und MK-4;

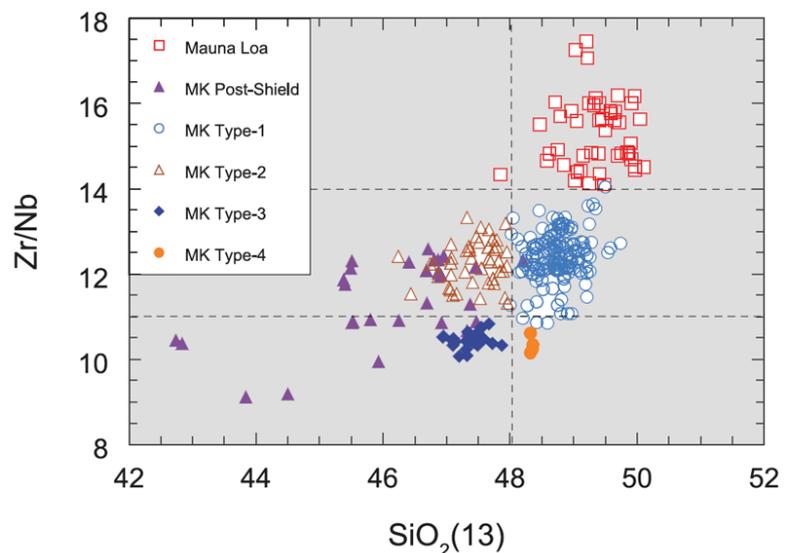


Abb. 3.9: Unterscheidung der Magmentypen anhand des Zr/Nb-Verhältnisses gegen den SiO₂(13)-Gehalt (der SiO₂-Gehalt wurde auf den Wert für einen MgO-Anteil von 13 % normiert);

classification of magma types due to differences in Zr/Nb-ratio and SiO₂(13)-content (the SiO₂-content normalized to a MgO-content of 13 %; from Rhodes & Vollinger, 2004).

- MK-4: weniger Fe_{tot} , aber mehr TiO_2 , ist MK-1 ähnlich hat jedoch mehr Nb, und Sr, wobei Nb/Y- und Sr/Y-Verhältnis ähnlich wie bei MK-3, besteht aus Mischung Loihi-Kilauea-Komponente, sind sehr selten und kommen sowohl im subaerischen als auch submarinen Bereich vor.

Nach *Feigenson* (2003) fand durch die Bewegung über den Hotspot hinweg zuerst eine Beprobung eines relativ nicht verarmten und ergiebigen Kernbereichs statt, während die späteren Magmen von einer verarmten Quelle in der Peripherie stammen. Es handelt sich daher um einen wahrscheinlich geochemisch konzentrisch zonierten Plume (z.B. *Kurz et al.*, 1996, *DePaolo et al.*, 2001b, *Eisele et al.*, 2003). In den tieferen Bereichen des Bohrkerns sind MK-1 und MK-3 koexistent, wobei es zwischen 1974 und 2600 mbsl zu schnellen und reichhaltigen Eruptionen kam, die überwiegend MK-3 gefördert haben. Da MK-3 den Tholeiiten des Loihi ähnlich ist, die während einer frühen Phase des Schildaufbau Stadiums entstanden sind und momentan auf Loihi eruptieren, sollte eine Vertiefung der Bohrung immer weniger MK-1-, aber mehr MK-3-Magmen durchteufen. Oberhalb 1974 mbsl folgt eine 200 ka dauernde Phase mit MK-1 und MK-2, die einer gemeinsamen Magmenquelle entstammen (überlappende Zr/Nb- und Nb/Y-Verhältnisse), wobei MK-2, wie auch die ML-Tholeiite und die MK-Post-Schild Laven, von einer geringeren Schmelzproduktion herrührt. Der Unterschied zu MK-3 und MK-4 lässt sich nicht mit Hilfe des Aufschmelzgrades erklären. Allerdings scheinen sich MK-2 und MK-3 in einer größeren Tiefe vom Peridotit abgesondert zu haben, was höhere Fe_{tot} -Gehalte zur Folge hat. Oberhalb 850 mbsl wird MK-2 immer häufiger und leitet damit unter nachlassender vulkanischer Aktivität zu den MK-Post-Schild Laven über. Dementsprechend führte ein Nachlassen der Magmazufuhr vor ca. 270 ka zum Einsetzen des Post-Schild-Vulkanismus als sich der MK zum Plumerand bewegte.

Das am besten geeignete Kriterium zur Unterscheidung benachbarter Schildvulkane ist nach *Frey & Rhodes* (1993) unter den Hauptelementen TiO_2 und Nb unter den Spurenelementen. Verhältnisse mit Nb reflektieren unterschiedliche Quellkomponenten im Hawaii-Plume und sind dabei nur in geringerem Maße von der Schmelzgeschichte abhängig. Abbildung 3.10 zeigt κ -Durchschnittswerte aufgetragen gegen das Nb/Y-Verhältnis für die verschiedenen Magmentypen. Trotz der relativ hohen Streuung der κ -Werte (teilweise nur wenige Daten vergleichbar, MK-4 nur eine Unit) zeichnet sich eine positive Korrelation mit dem Nb/Y-Verhältnis ab. Die ML-Tholeiite haben die niedrigsten κ -Werte, während die Post-Schild Laven des MK die höchsten besitzen. Die tholeiitischen Magmentypen des MK zeigen aufgrund ihrer ähnlichen Quelle (MK-1 und MK-2 bzw. MK-3 und MK-4) vergleichbare Nb/Y-Werte, aber unterschiedliche κ -Werte. Diese Korrelation deutet an, dass sich die Magmenzusammensetzung auf die Suszeptibilität auswirkt. Ein geringer Aufschmelzgrad und relativ hohe TiO_2 - und Fe_{tot} -Gehalte führen zu einem höheren tmt-Anteil und somit zu höheren κ -Werten. Eine Verbindung der Suszeptibilität zur Schmelzproduktion konnte nicht hergestellt werden.

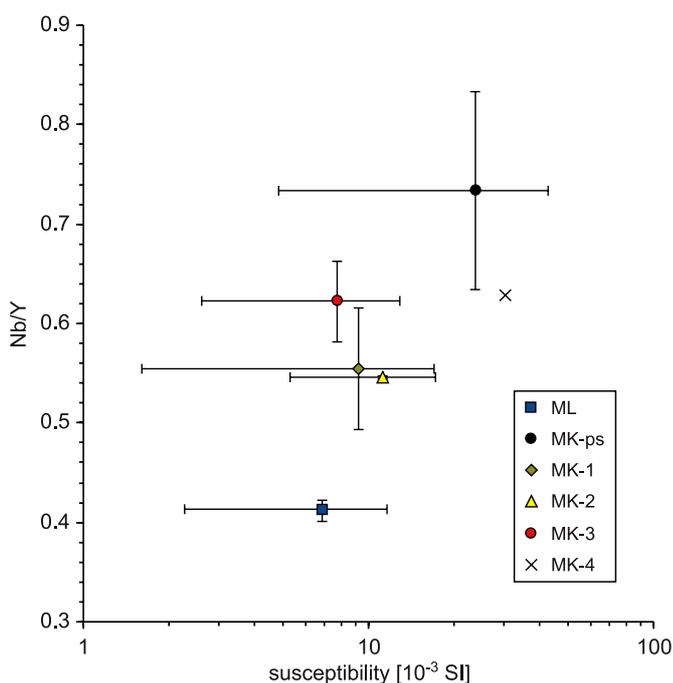


Abb. 3.10: Durchschnittswerte der Suszeptibilität (Balken entsprechen Standardabweichung) gegen das Nb/Y-Verhältnis dargestellt für die von *Rhodes & Vollinger* (2004) definierten Magmentypen; average susceptibility (bars indicate standard deviation) vs. Nb/Y-ratio for the different magma types defined by *Rhodes & Vollinger* (2004, geochemical data from HSDP-2 X-DIS database).

In den Hawaiiibasalten sind Fe-Ti Oxide die magnetisch relevanten Phasen, wobei Titanomagnetit dominiert. Somit ist der TiO_2 - und Fe_{tot} -Gehalt (bzw. das $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Verhältnis) des Magmas für die Kristallisation der Fe-Ti Oxide von entscheidender Bedeutung (Hargraves, 1990). Das $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Verhältnis ist dabei von der Sauerstoff fugazität, der Temperatur und dem Alkaligehalt abhängig (Carmichael & Nicholls, 1967, Carmichael, 1974). Darüber hinaus hat der relative Anteil der Minerale im Gestein einen großen Einfluss (Frost, 1991), weshalb dieses Verhältnis nicht als indikativ für den Anteil bzw. die Zusammensetzung der Fe-Ti Oxide angesehen werden kann. Ein unterschiedliches Relativverhältnis zwischen Fe-haltigen Silikaten und Magnetit oder Hämatit resultiert in deutlich verschiedenen $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Verhältnissen (z.B. für ein Gestein mit viel Pyroxen und wenig Hämatit würde sich ein geringeres $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Verhältnis ergeben und damit schwächer oxidierende Bedingungen als für ein Gestein, das sehr Magnetit-reich ist und noch etwas Olivin enthält). Daher ist eine Korrelation mit Suszeptibilitätswerten nur bedingt aussagekräftig. Bei einem Vergleich ließ sich allerdings ein leichter κ -Anstieg mit höherem $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Verhältnis interpretieren (Abb. 3.11). Einige Proben des Magmentyps MK-3 weichen aufgrund eines erhöhten $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Verhältnisses stark von dem beobachteten Trend ab. Diese Proben stammen allerdings aus einem Bereich, der deutliche Anzeichen von Alteration zeigt (geringes $\text{K}_2\text{O}/\text{P}_2\text{O}_5$ -Verhältnis und hohe LOI-Werte („Loss On Ignition“), siehe Kap. 4), sodass z.B. durch Lösung und/oder Oxidation des Fe^{2+} das $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Verhältnis ansteigt. Generell besitzen im Vergleich zu den submarinen Einheiten des MK die subaerischen Gesteine des MK mit ihren höheren Suszeptibilitäten etwas höhere $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Verhältnisse, was möglicherweise ein Hinweis auf eine höhere Sauerstoff fugazität darstellen könnte.

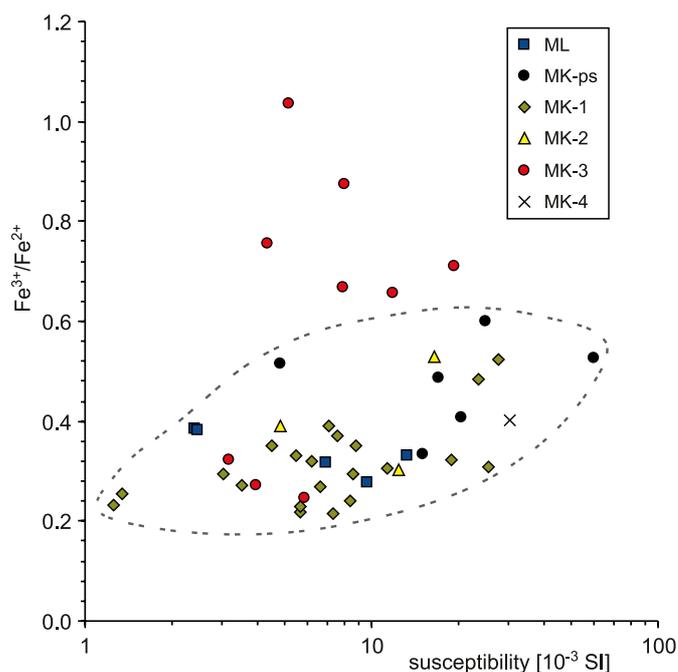


Abb. 3.11: Eine Darstellung der Suszeptibilität in Abhängigkeit des $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Verhältnisses zeigt ansteigende κ -Werte bei höherem Fe^{3+} - bzw. geringerem Fe^{2+} -Gehalt; the correlation between susceptibility and $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -ratio shows an increase of κ at higher Fe^{3+} - or lower Fe^{2+} -content, respectively ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -ratio calculated from geochemical data from HSDP-2 X-DIS database).

Für die Kristallisation der magnetischen Phasen (Fe-Ti Oxide) ist sowohl das Eisen als auch das Titan wichtig, daher ist in Abbildung 3.12 das $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis gegen die Suszeptibilität aufgetragen. Diese Darstellung zeigt einen negativen Trend (Abb. 3.12a), der im Wesentlichen durch die Post-Schild Laven des MK und die ML-Tholeiite bestimmt wird, d.h. hohe κ bei niedrigem $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis. Generell unterscheiden sich jedoch die tholeiitischen Magmentypen (außer MK-4) nicht in ihren Suszeptibilitäten. MK-1 und MK-3 haben ähnliche Werte und liegen auf den Trend bezogen intermediär, während MK-2 aus dem Trend herausfällt. Das hohe $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis von MK-2 lässt sich allerdings auf die geringere Schmelzproduktion als z.B. bei MK-1 bei einer größeren Absonderungstiefe verglichen mit MK-1 und MK-4 zurückführen, d.h. mehr Fe_{tot} und ein damit verbundenes höheres $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis. Legt man den negativen Trend zugrunde, sind die κ -Werte der MK-2 Proben bei diesem $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis zu hoch. Diese hohe Suszeptibilität resultiert allerdings aus dem höheren Anteil an subaerischen gegenüber submarinen Einheiten (eine Aa- und Pahoehoe lava und ein massiver Basalt), die sich in den κ -Werten stark unterscheiden (siehe Tab. 3.1, Abb. 3.6a). Während MK-3 ausschließlich von submarin gebildeten Gesteinen

(fast nur Pillowlaven und ein massiver Basalt) dargestellt wird und daher etwas geringere Suszeptibilitäten besitzt, eruptierten Magmen vom Typ MK-1 sowohl subaerisch als auch submarin. Dies äußert sich nicht nur in leicht höheren κ -Werten, verglichen mit MK-3, sondern auch in der starken Streuung der Proben des Magmentyps MK-1. Bei den MK-Post-Schild Laven wurden die höchsten TiO_2 - aber auch hohe Fe_{tot} -Gehalte beobachtet. Es handelt sich dabei ausschließlich um subaerische Einheiten, was sich zusätzlich

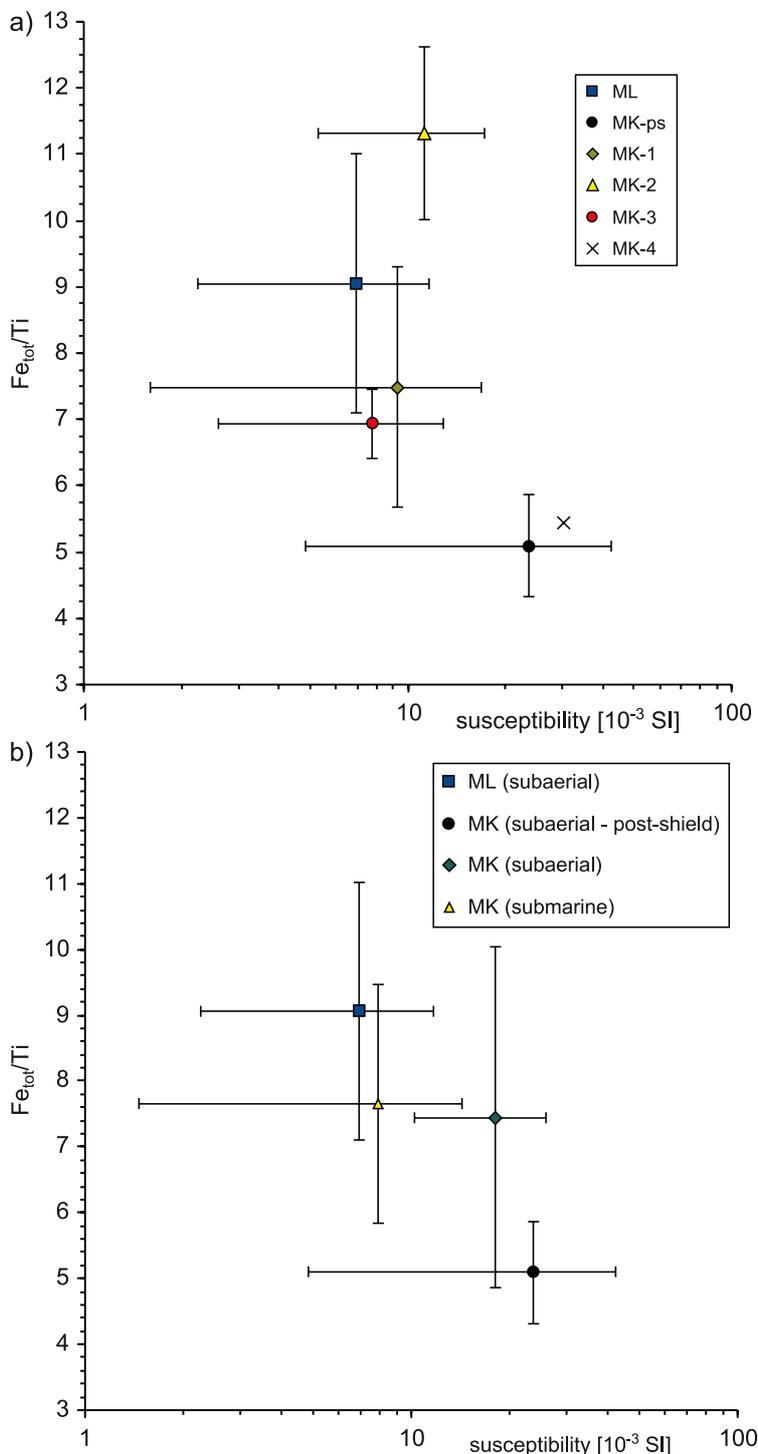


Abb. 3.12: Durchschnittswerte der Suszeptibilität (Balken entsprechen Standardabweichung) gegen das $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis a) für die verschiedenen Magmentypen und b) für unterschiedliche Entwicklungsstadien;

average susceptibility (bars indicate standard deviation) vs. $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -ratio calculated for different magma types (a) and volcanic stages (b), geochemical data from HSDP-2 X-DIS database).

in den hohen Suszeptibilitätswerten niederschlägt. Aufgrund der sehr geringen Anzahl von Lithologien vom Typ MK-4 konnten nur die Werte einer Intrusion (unterhalb 2900 mbsl) mit den geochemischen Daten korreliert werden. Demnach stellen das obere (ML und MK-2) und untere (MK-Post-Schild) Ende des $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ - κ -Trends Gesteine dar, die aus Magmen kristallisiert sind, die bei einer geringeren Schmelzproduktion gebildet wurden, wobei die ML-Tholeiite mit den niedrigen Suszeptibilitäten den stärksten Aufschmelzgrad aufweisen. Die Laven des Typs MK-Post-Schild zeigen im Gegensatz dazu den schwächsten Aufschmelzgrad und hohe Suszeptibilitäten. Die Einheiten mit mittleren $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnissen (MK-1 und MK-3) und κ -Werten sind bei höheren Magmazufuhrdaten entstanden und besitzen einen mittleren Aufschmelzgrad.

Berechnet man nun die κ -Werte unter Berücksichtigung des vulkanischen Entwicklungsstadiums, bzw. der Eruptionsbedingungen, so ergibt sich eine bessere Korrelation (Abb. 3.12b). Unabhängig vom Magmentyp wurden für die Gesteine des subaerischen und submarinen Bereichs Mittelwerte berechnet. Die ML-Tholeiite und die MK-Post-Schild Laven stellen wieder die Endglieder dar. Je geringer das $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis, desto höher ist die Suszeptibilität. Die subaerischen und submarinen Einheiten besitzen ein ähnliches $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis, unterscheiden sich jedoch deutlich in ihren κ -Werten. Die höheren Suszeptibilitäten der subaerischen Gesteine sind

einerseits wahrscheinlich auf einen teilweise höheren TiO_2 -Gehalt (siehe Abb. 3.13) und andererseits auf die unterschiedlichen Eruptionsbedingungen zurückzuführen, die möglicherweise eine Hoch-Temperatur Oxidation des tmt widerspiegeln (siehe Kap. 4). Der Einfluss des hohen TiO_2 -Gehalts auf die Suszeptibilität zeigt sich besonders bei den MK-Post-Schild Laven, die bei niedrigen Werten des $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnisses die höchsten Suszeptibilitäten entwickeln. Der κ -Anstieg in den Pillowlaven unterhalb der Entgasungsgrenze bei ca. 2200 mbsl und die höheren Suszeptibilitäten der Intrusionen unterhalb 2900 mbsl sind wahrscheinlich an einen höheren TiO_2 -Gehalt gebunden (vergleiche Abb. 3.13 mit Abb. 3.6a). Eine Darstellung der Fe_{tot} -gegen die TiO_2 -Gehalte ergab dabei eine positive Korrelation, wobei der TiO_2 -Gehalt verglichen mit dem Fe_{tot} -Gehalt stärker ansteigt. Dies führt zu einer Verringerung des $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnisses, wobei mehr TiO_2 bzw. Fe_{tot} für die Kristallisation der Fe-Ti Oxide zur Verfügung steht. Dadurch wird ein höherer Opakphasenanteil ermöglicht, der sich in höheren Suszeptibilitäten niederschlägt. Bei einem allgemeinen Vergleich der TiO_2 - und Fe_{tot} -Gehalte mit der Suszeptibilität zeigten sich zwar deutliche Unterschiede zwischen den Magmentypen, aber keine klare Korrelation mit κ . Die oben genannten Beispiele deuten allerdings auf höhere Suszeptibilitäten, die mit einem niedrigen $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis korrelieren. Der markante Anstieg des TiO_2 -Gehalts im submarinen Bereich bis ca. 2000 mbsl verläuft parallel zum Anstieg der Feldabhängigkeit der Suszeptibilität zwischen ca. 1100 und 1900 mbsl (vergleiche Abb. 3.13 mit Abb. 3.6b). Der Fe_{tot} -Gehalt dieses Bereichs bleibt dagegen innerhalb der Schwankungsgrenzen relativ konstant. Somit scheint sich der TiO_2 -Gehalt ebenfalls auf die tmt-Zusammensetzung und somit auf die Feldabhängigkeit von κ auszuwirken.

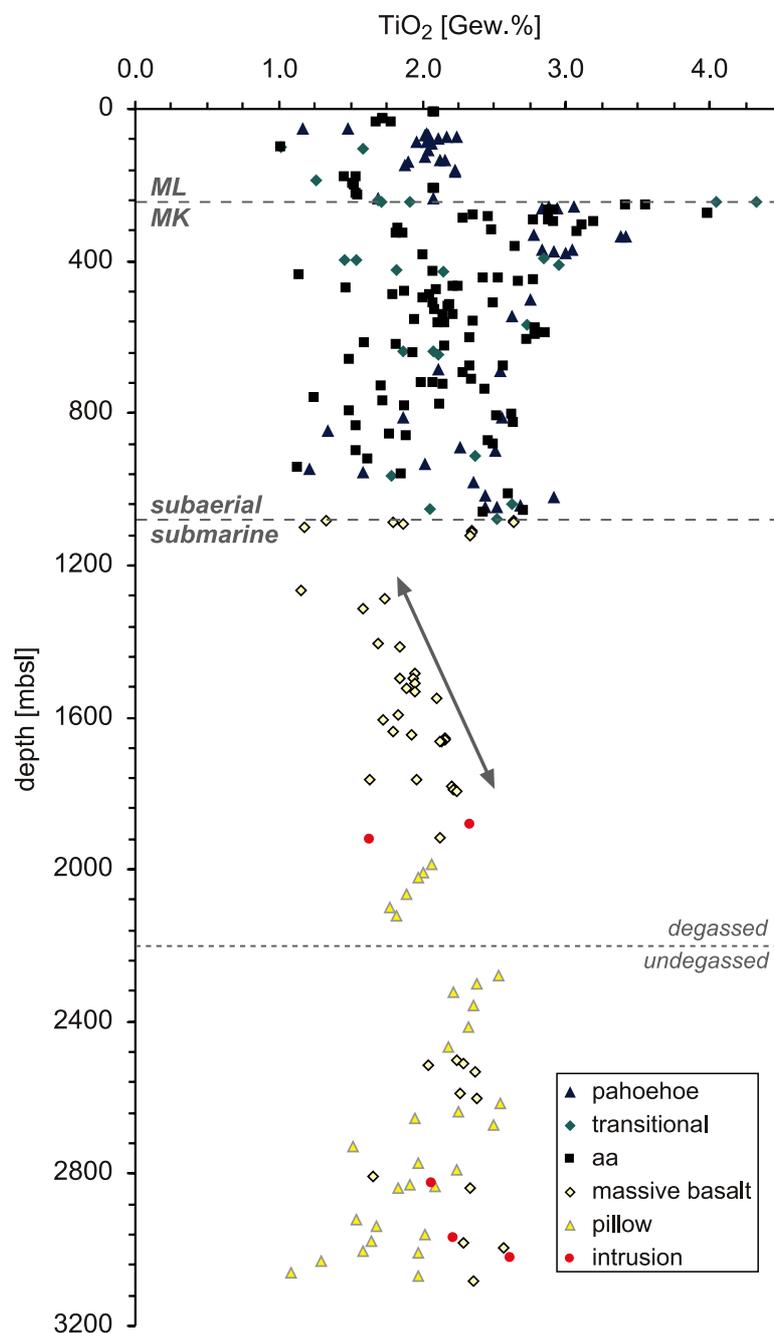


Abb. 3.13: TiO_2 -Gehalte entlang des HSDP-2 Profils: die Gesteine des Mauna Loas und des submarinen Bereichs des Mauna Keas besitzen niedrige bis mittlere Werte, während im subaerischen Bereich des Mauna Kea Vulkans eine stärkere Streuung bei mittleren bis sehr hohen TiO_2 -Gehalten auffällig ist; der obere Teil (oberhalb ca. 2000 mbsl) der submarinen Sektion des Mauna Keas zeichnet sich durch einen markanten Anstieg mit zunehmender Tiefe aus;

TiO_2 -content along the HSDP-2 profile: the Mauna Loa and submarine rocks of Mauna Kea show low to intermediate values, whereas the subaerial Mauna Kea exhibit a stronger scattering at intermediate to very high values; in the upper part (above ca. 2000 mbsl) of the submarine section a strong increase to greater depth is striking (data from HSDP-2 X-DIS database).

Der Vergleich der geochemischen Daten von *Rhodes & Vollinger (2004)* mit den Suszeptibilitäts-werten vergleichbarer Proben hat gezeigt, dass die Magmenzusammensetzung und damit auch die für die Magmenbildung verantwortlichen Prozesse einen deutlichen Einfluss auf κ hat. Diese Beziehung wird jedoch durch die unterschiedlichen Extrusionsbedingungen, unter denen die verschiedenen Magmentypen gefördert werden, überprägt. Diese Überprägung verursacht zum Teil die großen κ -Variationen innerhalb der Magmentypen bzw. der vulkanischen Entwicklungsstadien. Ein Vergleich der geochemischen Daten mit der an der Elektronenstrahlmikrosonde gemessenen Zusammensetzung der Opakphasen Titanomagnetit, Chromspinell und Ilmenohämatit zeigt Abbildung 3.14. Für den Titanomagnetit und den Ilmenohämatit ließ sich weder beim TiO_2 -, Fe_{tot} -, $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -, noch Cr_2O_3 -Gehalt ein systematisches Verhalten beobachten. Nur für den Chromspinell lässt sich teilweise eine positive Korrelation erkennen. Daher scheinen sich die Fe_{tot} - und Ti-Gehalte der Magmen nur teilweise direkt auf die Zusammensetzung des tmt auszuwirken und zwar bei niedrigen bis mittleren TiO_2 -Gehalten (ca. 1.0 – 2.2 Gew.%, siehe oben, paralleler Anstieg von f_{Hd} mit dem TiO_2 -Gehalt). Bei mittleren bis hohen TiO_2 -Gehalten (ca. 2.0 – 2.7 Gew.%) hat wahrscheinlich die Magmenzusammensetzung eher auf die Kristallisation im Sinne des Anteils und der Korngröße Einfluss, je nach Verfügbarkeit der Elemente. D.h. bei einem hohen TiO_2 -Gehalt, der ja gleichzeitig mit einem höheren Fe_{tot} -Gehalt verbunden ist, bildet sich wahrscheinlich mehr tmt und/oder tmt mit größeren Korngrößen, was sich in höheren Suszeptibilitäten widerspiegelt.

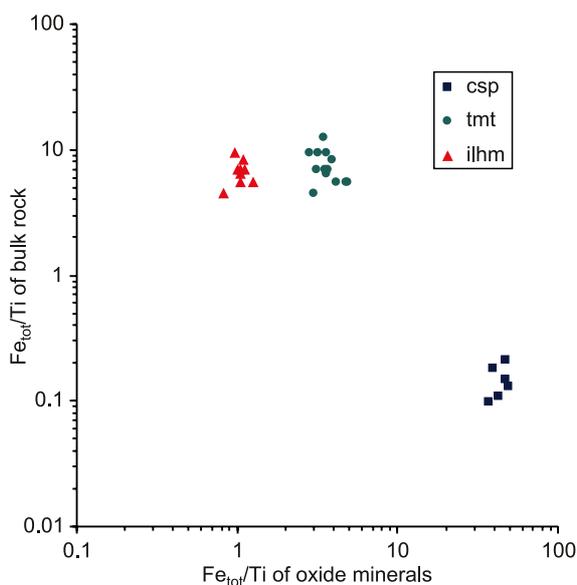


Abb. 3.14: Vergleich der $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnisse der Gesamtge-steins-Geochemie (bulk) mit mineralchemischen Daten der Titanomagnetite (tmt), Chromspinelle (csp) und Ilmenohämatite (il), deren Zusammensetzung mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde (EMS) gemessen wurde; es sind nur Analysen von Proben dargestellt, bei denen der Titanomagnetit homo-gen ausgebildet ist, d.h. es kann davon ausgegangen werden, dass diese Kristalle aus der Schmelze abgeschreckt wurden und z.B. keinen Prozessen wie Hoch-Temperatur Oxidation ausgesetzt waren;

comparison of $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -ratios from whole-rock geochemistry (bulk) with mineral chemical data of titanomagnetite (tmt), chromian spinel (csp) and ilmenohematite (il), which have been measured with an electron microprobe (EMS); analyses of samples with homogeneous titanomagnetite are displayed only, i.e. the crystals seem to have been quenched from the melt, without undergoing of alteration processes like high-temperature oxidation (geochemical data from HSDP-2 X-DIS database).

Der Anteil der Kristallkeime im Gestein ist stark abhängig vom Grad der Unterkühlung (Abb. 3.15). D.h. bei geringer und sehr starker Abschreckung des Magmas bilden sich weitaus weniger Kristallkeime als bei intermediären Abkühlungsraten. Im Gegensatz dazu ist bei geringer bis mittlerer Unterkühlung bzw. bei gemäßigten Abkühlungsgeschwindigkeiten die Wachstumsrate maximal. Der Unterschied in den Maxima der Wachstums- und Nukleationsrate ergibt sich daraus, dass bei einer hohen Anzahl von Kristallkeimen nur wenig Platz für das Wachstum bereit steht, während bei einer geringeren Anzahl größere Korngrößen gebildet werden können bis sich die einzelnen Kristalle berühren und das Wachstum aufhört. Zusätzlich steht bei einer geringeren Abkühlungsgeschwindigkeit mehr Zeit zur Kristallisation zur Verfügung, was die Ausbildung von größeren Korngrößen ermöglicht. *Hammer et al. (2003)* konnten u.a. diesen Effekt anhand von Abkühlungsexperimenten an Fe-reichen Basalten aufzeigen. Bei langsameren Abkühlungsraten von z.B. 6 – 19 °C/h verglichen mit sehr hohen von 230 °C/h haben sie einen höheren Kristallanteil, größere Korngrößen und andere Kristallformen beobachtet (eher idiomorphe bei langsamer Abkühlung als skelett- oder kreuzförmige Ausbildung). Der Zusammenhang zwischen dem Grad der Unterkühlung und der Kristallanzahl erklärt wahrscheinlich teilweise die höheren κ -Werte der Aalaven, verglichen mit

denen der Pahoehoelaven. Nach *Kilburn* (2000) erfährt Aa durch die Aufnahme und den Einbau von abgekühlter Kruste aus dem brekziierten, oberen Bereich des Lavastroms eine stärkere Unterkühlung. Aalavaströme können daher schneller abkühlen als Pahoehoelava und schon innerhalb weniger Tage verfestigen. Legt man die Temperatur der Basaltschmelze von *Hammer et al.* (2003) von ca. 1200 °C und die langsameren Abkühlungsraten von 6 und 19 °C/h zu Grunde ergibt das eine Abkühlungsdauer von ca. 8 bzw. 2.5 Tagen, was gut mit dem Abkühlungsverhalten von Aalava übereinstimmt. Pahoehoelava ist durch die glasige Kruste und einen höheren Gasanteil besser isoliert und kühlt noch langsamer ab, was allerdings in einer geringeren Nukleationsrate resultieren sollte (siehe Abb. 3.15). Daher sollte Aalava eine höhere Kristallanzahl aufweisen als Pahoehoe, die sich dann in höheren Suszeptibilitäten widerspiegelt. Die Erhöhung der Kristallanzahl am Übergang von Pahoehoe zu Aa ist eines der charakteristischen Merkmale, die *Polacci et al.* (1999) für Hawaiiibasalte zweier Lavaströme aus jüngerer Vergangenheit des Kilaueas (1996) und Mauna Loas (1868) beobachtet haben. Mit Hilfe der textuellen Charakterisierung konnten sie für Aa darüber hinaus eine Abnahme der Vesikularität im Vergleich zu Pahoehoe verzeichnen, wobei die Vesikeldeformation zunimmt. *Katz & Cashman* (2003) haben das Kernmaterial der Bohrungen KP-1 und SOH-1 auf Hawaii untersucht und führen die höhere Kristallanzahl bei allerdings kleineren Korngrößen von Aa- gegenüber Pahoehoelaven auf eine stärkere Unterkühlung zurück.

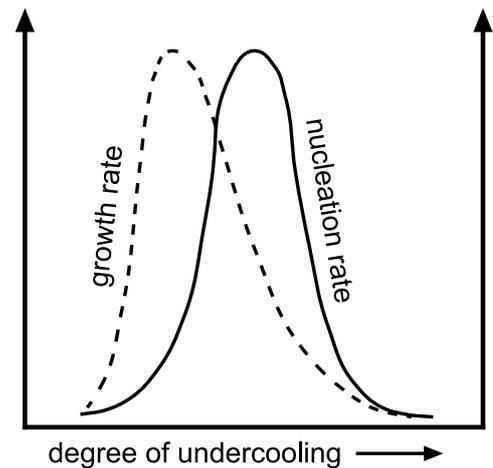


Abb. 3.15: Schematischer Zusammenhang zwischen Wachstums- und Nukleationsrate vom Grad der Unterkühlung eines Magmas; schematic correlation between growth and nucleation rate and the degree of undercooling in a magma (after <http://www.tulane.edu/~sanelson/geol212/intro&textures.htm>).

Die Abkühlungsgeschwindigkeit wirkt sich allerdings zusätzlich auf die Zusammensetzung des tmt aus. Z.B. *Zhou et al.* (2000) haben die Korngröße und Zusammensetzung der tmt in Pillowlaven des „Juan de Fuca“ Rückens bestimmt. Der langsamer abkühlende (ca. 250 °C/h), innere Teil der Pillowlava weist Ti-reichen tmt mit Korngrößen von bis zu 40 µm auf. Die tmt-Körner direkt an der Abschreckungskruste (50 – 100 °C/s bis hin zu 1000 °C/s für die Glaskruste, *Xu & Zhang*, 1999) erreichen dagegen nur Korngrößen im nm- bis wenige µm-Bereich und sind durch eine Magnetit-nahe Zusammensetzung gekennzeichnet. *Zhou et al.* (2000) führen dies darauf zurück, dass bei schneller Abkühlung aufgrund der im Vergleich zu Eisen geringeren Diffusionsgeschwindigkeit von Titan (*Kress & Ghiorso*, 1995) das Ti/Fe-Verhältnis im tmt dem der Schmelze entspricht oder sogar geringer ist. D.h. der tmt baut die in seiner Umgebung gerade zur Verfügung stehenden Elemente ein, woraus Zusammensetzungen mit einem breiten Spektrum nahe am Magnetit resultieren. Bei langsamer Abkühlung ist die Versorgung mit Ti-Ionen aus der Umgebung der tmt-Kristalle gewährleistet, sodass Ti-reichere Zusammensetzungen mit einer geringen Variabilität auftreten.

Geht man nun davon aus, dass die hohen Suszeptibilitäten durch einen hohen tmt-Anteil hervorgerufen werden, würde man aufgrund des Zusammenhangs zwischen Nukleationsrate und Abkühlungsgeschwindigkeit eine entsprechend starke Abschreckung der Lava erwarten. Dies hätte allerdings gleichzeitig eine Magnetit-nahe Zusammensetzung des tmt zur Folge (siehe *Zhou et al.*, 2000). Die temperaturabhängigen Messungen der Suszeptibilität an HSDP-2 Proben mit hohen κ -Werten deuten allerdings in vielen Fällen auf eine Ti-reiche Zusammensetzung, z.B. in einigen subaerischen Einheiten und den meisten Intrusionen (siehe folgendes Kapitel). Stellt man dies nun in Zusammenhang mit der oben beschriebenen Korrelation zwischen Suszeptibilität und Fe_{tot}/Ti -Verhältnis (Abb. 3.12b) bzw. TiO_2 -Gehalt, lässt sich folgendes Sze-

nario entwickeln: hohe Suszeptibilitäten treten bei einem geringen bis mittleren Grad der Unterkühlung von Magmen mit einem niedrigen Fe_{tot}/Ti -Verhältnis auf, wodurch viele tmt-Kristalle mit einer Ti-reichen Zusammensetzung gebildet werden. Magmen mit einem etwas höheren Fe_{tot}/Ti -Verhältnis können teilweise ebenfalls hohe κ -Werte besitzen, da im Falle einer langsameren Abkühlung, auch bedingt durch die nun bessere Verfügbarkeit des Titans, größere Korngrößen gebildet werden können. Demnach dürfte ein erhöhter TiO_2 -Gehalt im Magma, der ja auch gleichzeitig einen erhöhten Fe_{tot} -Gehalt bedeutet, die Bildung und das Wachstum der tmt-Kristallkeime begünstigen, was in hohen Suszeptibilitäten resultiert. Dies stimmt teilweise mit den Ergebnissen von *Anderson et al.* (1980) überein (siehe oben), die untersuchten Proben des HSDP-2 stehen allerdings aufgrund der unterschiedlichen Eruptionsformen und Extrusionsbedingungen in einem weitaus größeren Kontext. Daraus könnte man ableiten, dass hohe Suszeptibilitäten auf verringerte Fe_{tot}/Ti -Verhältnisse zurückzuführen sind und damit auf Veränderungen in der Magmenzusammensetzung hinweisen. Hierbei muss allerdings der Einfluss anderer Prozesse wie z.B. die Hoch-Temperatur Oxidation oder sekundäre Alteration überprüft werden.

Bei Untersuchungen von z.B. *Hargraves & Petersen* (1971) hat sich herausgestellt, dass die wichtigsten Faktoren für die magnetischen Eigenschaften von frischen, unalterierten Basalten die Umgebungsbedingungen während der Kristallisation (z.B. Temperatur, Sauerstoff fugazität) und die Abkühlungsgeschwindigkeit sind. Der natürliche Fall liegt dabei zwischen den beiden Extremen bei schneller und langsamer Abkühlung und den daraus resultierenden Prozessen (z.B. Hoch-Temperatur Oxidation). Allerdings haben die Autoren ihre Ergebnisse nicht in einen Bezug zur geochemischen Zusammensetzung der Basalte gesetzt. Aufgrund der Diversität der am HSDP-2 beteiligten Arbeitsgruppen, hat sich nun die Möglichkeit eröffnet, magnetische Parameter mit der geochemischen Zusammensetzung der Gesteine zu korrelieren. Die Suszeptibilität ist daher einerseits von der Magmenzusammensetzung und andererseits von den Bildungsbedingungen (z.B. Abkühlungsgeschichte) der Gesteine abhängig.

3.4 Zusammenfassung

Magnetische Suszeptibilitätsdaten der subaerischen und submarinen Einheiten der HSDP-2 Bohrung beinhalten Informationen über die geochemische Zusammensetzung von Magmen und die Abkühlungsgeschichte der daraus entstehenden Laven. Mit Hilfe von Suszeptibilitätsmessungen konnten dabei zum Teil sowohl unterschiedliche vulkanische Entwicklungsstadien als auch verschiedene Vulkane differenziert werden. Dabei haben sich nicht nur Variationen zwischen den Lithologien gezeigt; es konnten auch Schwankungen innerhalb der lithologischen Einheiten sichtbar gemacht werden. Submarin gebildete Gesteine scheinen dabei generell geringere Suszeptibilitäten zu besitzen. Für einige Lithologien (Lavaströme > 1 m, manche Pillows) wurde ein leichter κ -Anstieg mit größerer Mächtigkeit beobachtet, was sich wahrscheinlich auf eine bessere Auskristallisation und den damit verbundenen größeren Korngrößen und höheren Anteilen der Fe-Ti Oxide zurückführen lässt. Der variierende Vesikelgehalt hat keinen Einfluss auf die Differenzierung der Lithologien anhand der magnetischen Suszeptibilität.

Entlang des Bohrprofils haben sich Veränderungen einiger gesteinsmagnetischer Parameter gezeigt. In den subaerischen Einheiten steigt die Suszeptibilität leicht zum Top des Profils hin an, bei den Pillowlaven zeigt sich ein Sprung zu höheren κ -Werten für die Einheiten unterhalb der Entgasungsgrenze bei ca. 2200 mbsl und die Intrusionen besitzen deutlich höhere Suszeptibilitäten unterhalb 2900 mbsl. Diese erhöhten Suszeptibilitäten sind wahrscheinlich teilweise an ein niedrigeres Fe_{tot}/Ti -Verhältnis gebunden,

das aus einem höheren TiO_2 -Gehalt resultiert, der mit einem vergleichsweise schwächeren Anstieg des Fe_{tot} -Gehaltes assoziiert ist.

Die Werte der Feldabhängigkeit bleiben im subaerischen Bereich unter 7 %, während für die submarinen Gesteine nach einem kontinuierlichen Anstieg deutlich höhere Werte von 20 bis 30 % erreicht werden, wobei parallel die Feldabhängigkeit mit dem TiO_2 -Gehalt der Basalte ansteigt. Dies gibt einen ersten Hinweis auf die unterschiedliche Zusammensetzung des Titanomagnetits entlang des HSDP-2 Kernprofils. Bei den Hyaloklastiten eröffnet der f_{Hd} -Parameter eine schnelle Möglichkeit zur Abschätzung der Klastenherkunft; niedrige f_{Hd} deuten auf einen eher subaerischen Ursprung hin, während hohe f_{Hd} auf submarin gebildete Klasten hinweisen.

Anhand der Werte des Q-Faktors hat sich gezeigt, dass die Magnetisierung der Basalte von der natürlich remanenten Magnetisierung dominiert wird. Ein hier beobachteter Trend, der durch die mit der Tiefe zunehmende NRM-Intensität gekennzeichnet ist, wurde bislang nicht von anderen Bearbeitern dokumentiert. Aufgrund der Beziehung zwischen κ , NRM und Q-Faktor lässt sich anhand von Korrelationsdiagrammen der Einfluss der Zusammensetzung, des Anteils und der Korngröße des Titanomagnetits auf die magnetischen Eigenschaften veranschaulichen. Höhere Suszeptibilitäten werden dabei durch einen größeren Anteil, höhere Magnetit-Komponente oder größere Korngrößen erzeugt, begleitet von einer Erhöhung bzw. Verringerung der NRM. Die magnetischen Eigenschaften sind dabei das Resultat einer Kombination von verschiedenen Mechanismen, mit Hilfe derer sich die mit der Tiefe zunehmende NRM-Intensität durch z.B. eine unterschiedliche Abkühlungsgeschichte erklären lässt.

Anhand der Daten der Gesamtgesteins-Geochemie lassen sich sechs Magmentypen mit unterschiedlichen Haupt- und Spurenelementgehalten definieren, die von der Mantelquelle-Komponente, der Tiefe der Schmelzsegregation und dem Aufschmelzgrad abhängig sind. Eine Beziehung zwischen Magmentyp und Extrusionsform scheint nicht zu bestehen. Die Korrelation der Suszeptibilität mit diesen Magmentypen hat eine deutliche Abhängigkeit der κ -Werte von der Magmenzusammensetzung ergeben. Ein Vergleich der Suszeptibilitäten mit dem Nb/Y-Verhältnis, das indikativ für die Mantelquelle der Magmen ist, lässt eine gewisse Abhängigkeit erkennen, wobei der Aufschmelzgrad der Magmen negativ mit der Suszeptibilität korreliert (Abb. 3.16). Sowohl eine Zunahme des $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Verhältnisses als auch des TiO_2 -Gehaltes resultiert in einer Erhöhung der κ -Werte, wobei sich der TiO_2 -Gehalt noch zusätzlich auf die Feldabhängigkeit in Form einer positiven Korrelation auswirkt. Im Vergleich dazu hat eine das vulkanische Entwicklungsstadium berücksichtigende Darstellung eine etwas bessere Korrelation hervorgebracht. Generell scheint sich der TiO_2 - und Fe_{tot} -Gehalt der Magmen als wichtiger, die Suszeptibilität beeinflussender Faktor zu erweisen, d.h. Magmen mit einem niedrigen $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis, besitzen einen höheren Opakphasenanteil in den Proben (da für die Kristallisation sowohl mehr Titan als auch Eisen zur Verfügung steht). Die Bedingungen während der Eruption der Laven scheinen sich auf die Zusammensetzung, den Anteil und die Korngröße der Opakphasenminerale auszuwirken und überprägen damit den Einfluss der Magmenzusammensetzung.

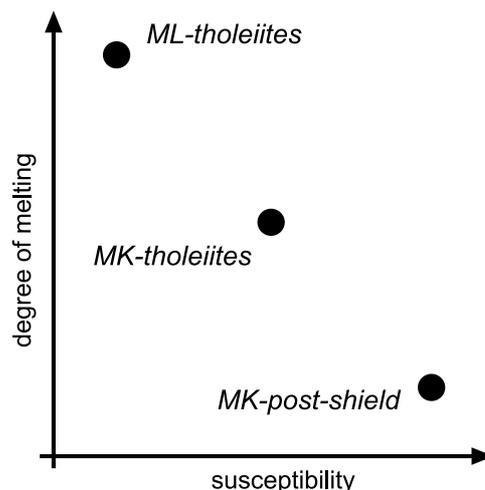


Abb. 3.16: Schematische Darstellung des Aufschmelzgrades in Abhängigkeit der Suszeptibilität; sketch of susceptibility versus degree of melting.

4. CHARAKTERISTISCHE GESTEINSMAGNETISCHE UND MAGNETO-MINERALOGISCHE EIGENSCHAFTEN DER LITHOLOGISCHEN EINHEITEN

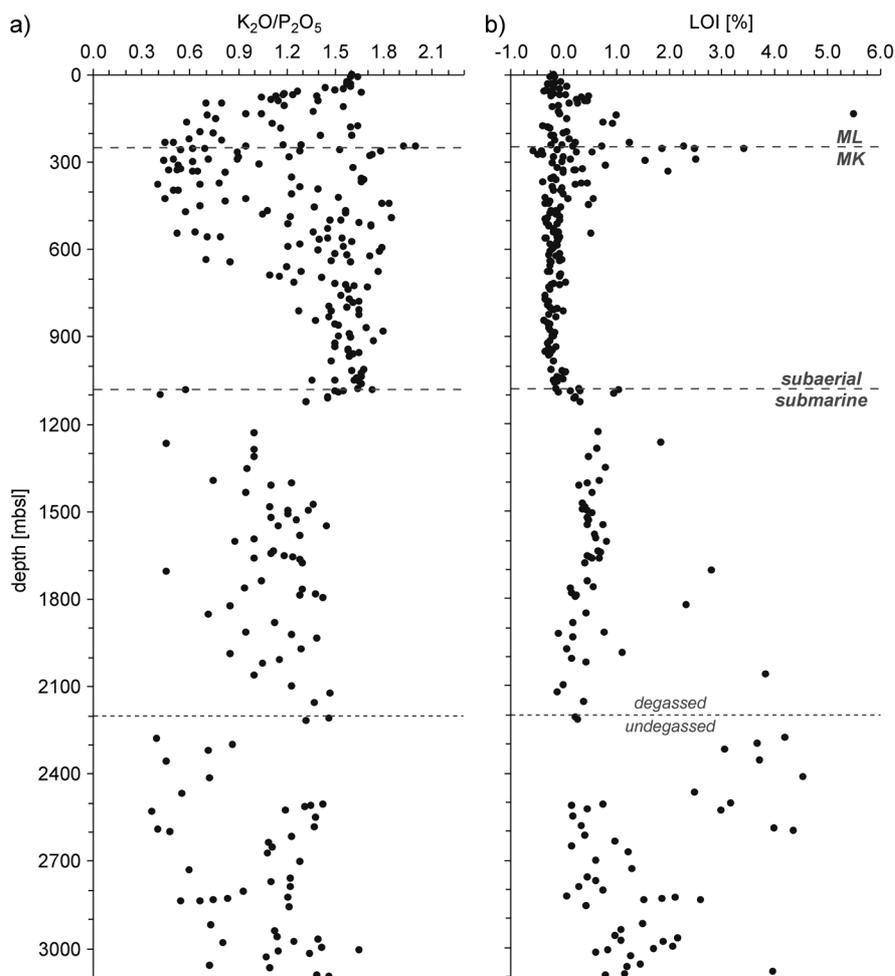
Die magnetischen Eigenschaften von Gesteinen sind von unterschiedlichen primären und sekundären Prozessen abhängig. Primäre Faktoren sind die chemische Zusammensetzung der Schmelze und die Bildungsbedingungen der Gesteine, vor allen Dingen die Extrusionsbedingungen und damit die Abkühlungsrate bzw. das Abkühlungsverhalten. Sekundär wirksame Prozesse können die Alteration (Hoch- und Niedrig-Temperatur Oxidation, hydrothermale Alteration) und Verwitterung sein. Mit Hilfe von verschiedenen gesteinsmagnetischen und mineralogischen Untersuchungsmethoden (siehe Kap. 2.2) wurden unterschiedliche Parameter (z.B. κ , f_{hd} , NRM, Q, Curie-Temperatur) zur Beschreibung des magnetischen Verhaltens der Gesteine bestimmt. Im Anhang B befindet sich eine Tabelle mit den gesteinsmagnetischen Parametern der untersuchten Proben. Durch eine Kombination der Beobachtungen können Rückschlüsse auf die Ursachen für z.B. Suszeptibilitätsvariationen gezogen werden, wie z.B. Änderungen der Träger der Magnetisierung und ihrer Zusammensetzung, sowie Anteil, Verteilung und Korngröße der relevanten Phasen. Im Folgenden werden die charakteristischen Eigenschaften der verschiedenen Lithologien anhand einiger Beispiele veranschaulicht und ein Bezug zu den jeweiligen Bildungsbedingungen hergestellt. Zuvor wird kurz auf den Mineralbestand, die Mächtigkeit und den Magmentyp (nach *Rhodes & Vollinger, 2004*) der Lithologien und deren Variation entlang des Bohrprofils eingegangen.

Bei den meisten Gesteinen der HSDP-2 Bohrung handelt es sich um tholeiitische Ozeaninsel-Basalte. Eine Ausnahme stellen die Alkalibasalte und Übergangstholeiite des Post-Schild Stadiums des Mauna Kea Vulkans dar, die im lithologischen Profil am Übergang zum Mauna Loa auftreten. Zusätzlich sind sowohl beim ML als auch beim MK Pikrite in die Tholeiite eingeschaltet (nach *Rhodes & Vollinger, 2004*). Die Basalte sind durch bis zu 35 % Olivin-Einsprenglinge in einer feinkörnigen bis dichten Matrix, bestehend aus Olivin, Plagioklas, Clinopyroxen, Chromspinell, Titanomagnetit, Ilmenohämatit (\pm Pyrrhotin \pm Pyrit), Sideromelanglas und Zeolith, gekennzeichnet. Durch eine Berechnung des $\text{K}_2\text{O}/\text{P}_2\text{O}_5$ -Verhältnisses anhand der geochemischen Daten von *Rhodes & Vollinger (2004)* lässt sich der Einfluss der Verwitterung bzw. Alteration auf die Gesteine aufzeigen, denn Kalium wird im Gegensatz zu Phosphor durch Alterationsprozesse gelöst (z.B. *Frey et al., 1994*). Der LOI-Wert („Loss On Ignition“) gilt als Annäherung für den Verlust der volatilen Komponenten durch Alteration. Dafür werden wenige Gramm des Probenmaterials ca. 10 Minuten einer Temperatur von ca. 1000 °C ausgesetzt, um danach gravimetrisch den Gewichtsverlust zu bestimmen. Abbildung 4.1 zeigt eine Darstellung des $\text{K}_2\text{O}/\text{P}_2\text{O}_5$ -Verhältnisses und des LOI-Wertes gegen die Tiefe. Frisches, unalteriertes Material sollte $\text{K}_2\text{O}/\text{P}_2\text{O}_5$ -Werte > 1.0 oder besser 1.4 bzw. LOI-Werte um 0 % aufweisen, da die Gesteine durch Alteration z.B. Alkalielemente und SiO_2 verlieren (z.B. *Lipman et al., 1990, Frey et al., 1990, 1994*). In dem Teufenabschnitt, wo der Frischwasserleiter angetroffen wurde (100 – 600 mbsl), zeigt ein Teil der Gesteine durch geringere $\text{K}_2\text{O}/\text{P}_2\text{O}_5$ -Werte einen deutlichen Einfluss von Alteration. Dies wird durch den LOI-Wert nicht in gleichem Maße abgebildet, allerdings zeigen sich bei einigen Proben deutlich höhere Werte. Unterhalb von ca. 700 mbsl scheint das Material dagegen frisch zu sein. Der Übergang in den submarinen Bereich ist durch ein teilweise deutlich geringeres $\text{K}_2\text{O}/\text{P}_2\text{O}_5$ -Verhältnis sowie erhöhte LOI-Werte gekennzeichnet, was ein Hinweis auf den Einfluss von Meerwasseralteration darstellen könnte. Mit zunehmender Tiefe ist kein klarer Trend bzw. keine Zunahme der Alteration erkennbar. Bei den Untersuchungen von *Quane et al. (2000)* an Proben der Bohrung SOH-1 („East Rift Zone“, Kilauea) wurden nahezu unalterierte subaerische Einheiten beobachtet, während die submarinen Gesteine teilweise deutliche Anzeichen einer Alteration zeigen (erhöhter LOI-Wert und geringeres $\text{K}_2\text{O}/\text{P}_2\text{O}_5$ -Verhältnis), wobei auch für Gesteine der SOH-1 kein Teufentrend erkennbar ist.

Abb. 4.1: Tiefenabhängige Darstellung des a) K_2O/P_2O_5 -Verhältnisses und b) LOI („Loss On Ignition“) zur Veranschaulichung des Alterationsgrades der HSDP-2 Basalte;

a) K_2O/P_2O_5 -ratios and b) LOI-values versus depth for demonstration of the degree of alteration of the HSDP-2 basalts (calculated from geochemical data from HSDP-2 X-DIS database).

Der Alterationsgrad der HSDP-2 Basalte ist laut *Stolper et al. (2004)* generell gering und scheint mit der Tiefe nur minimal zuzunehmen. Die geochemischen Analysen an basaltischen Gläsern aus dem submarinen Bereich ergeben für das K_2O/P_2O_5 -Verhältnis relativ hohe, konstante Werte von ca. 1.5 bis ca. 2.2. Dies widerspricht teilweise deut-



lich dem Muster in Abbildung 4.1a. D.h. die Gläser scheinen nicht so stark von der Alteration betroffen zu sein. *Stolper et al. (2004)* führen dies auf die teilweise umgewandelten Kristalle in der Matrix zurück, was sich dann auf die gesamtgeochemische Zusammensetzung von *Rhodes & Vollinger (2004)* auswirkt, aber nicht auf die Zusammensetzung der Gläser. Dies hat wichtige Implikationen für die in diesen Gläsern befindlichen Fe-Ti Oxide. Untersuchungen von *Zhou et al. (1999)* an Ozeanboden-Basalten des „Deep Sea Drilling Project“ (DSDP) haben gezeigt, dass feinkörniger tmt, der aus einer in Zwickelräumen befindlichen Schmelze auskristallisiert ist, trotz Altern von bis zu 32 Ma kaum bis gar keine Anzeichen von Alteration zeigt. Dagegen beinhalten ≥ 10 Ma alte Proben grobkörnigen, zu Titanomagnetit oxidierten Titanomagnetit. Diese Körner sind allerdings direkt aus der Schmelze auskristallisiert und haben Kontakt zum Porenraum, durch den Fluide zirkulieren können, die eine Alteration des tmt bewirken. Im Gegensatz dazu sind die feinkörnigen nicht-oxidierten tmt von einem Schutzmantel aus Glas umgeben. Solche Proben eignen sich trotz des hohen Alters zur Bestimmung des Paläo-Erdmagnetfeldes (siehe z.B. auch *Tauxe & Love, 2003*). *Walton & Schiffman (2003)* haben in den Hyaloklastiten abhängig von der Tiefe Smektit, Palagonit und Zeolith als Alterationsprodukt festgestellt. Bezüglich der Bedingungen scheint es sich um Porenfluide mit geringen Temperaturen, nicht wesentlich höher als die heutigen Bohrlochtemperaturen (max. 45 °C, *Dannowski, 2002*), gehandelt zu haben.

In Tabelle 4.1 sind die Mittelwerte (Mächtigkeit, Olivin- und Vesikelgehalt) für die Lithologien der vulkanischen Entwicklungsstadien etwas differenzierter als zuvor (Tab. 1.2) aufgelistet, da entlang des Profils systematische Variationen einiger Parameter auftreten, die zum Teil für die Interpretation der gesteinsmagnetischen Eigenschaften von Bedeutung sind. An dieser Stelle sind die absolute Mächtigkeit und die Mächtigkeit unter Berücksichtigung der internen Fließgrenzen angegeben. Besonders bei den Pa-

hoehoe- und Transitionallaven im subaerischen Bereich und bei den Pillowlaven der submarinen Sektion zeigen sich teilweise erhebliche Unterschiede. Zusätzlich zu unterschiedlichen Suszeptibilitäten, können die Pillowlaven in drei und die Intrusionen in zwei Teilbereiche anhand des Olivin- und Vesikelanteils sowie des Magmentyps untergliedert werden.

Die subaerisch extrudierten Einheiten des ML und MK zeigen hinsichtlich der absoluten Mächtigkeit kaum Unterschiede. Die Post-Schild Laven des MK markieren das Ende der vulkanischen Aktivität und entstanden bei einem niedrigen Aufschmelzgrad unter einer wahrscheinlich geringeren Schmelzproduktion, was sich in der Ausbildung von geringer mächtigen Lavaströmen niederschlägt. Unter Berücksichtigung der internen Fließgrenzen zeichnen sich deutliche Unterschiede zwischen den Eruptionstypen ab. Bei den Pahoehoe-Laven wurden mehr interne Fließgrenzen festgestellt (Durchschnittswerte: ML 4.0, MK Post-Schild 1.8, MK 6.3) als bei den Aalaven (Dschnw.: ML 1.8, MK Post-Schild 0.3, MK 0.2), was sich auf die Mächtigkeit einzelner Lavaströme auswirkt. Diese Beobachtung lässt sich gut mit der Genese dieser Gesteine in Einklang bringen (siehe Kap. 1.2): längere Eruptionsperioden und Wachstum von innen heraus für Pahoehoe (Holcomb, 1987, Kauahikaua et al., 1998), schnelle Platznahme bei hohen Effusionsraten für Aa (Rowland & Walker, 1990). Die starre Erkaltingkruste der Pahoehoe scheint demnach auch beim Übereinanderfließen mehrerer Lavaschübe während länger andauernden Eruptionen erhalten zu bleiben. Im Gegensatz zu dem deutlichen Unterschied im Olivinanteil der verschiedenen Eruptionsformen (für Pahoehoe viel geringer als Aa) zeigen sich im Vergleich der beiden Vulkane und in Bezug zum vulkanischen Entwicklungsstadium kaum Variationen. Der Vesikelgehalt verhält sich genau umgekehrt (Pahoehoe hohe und Aa niedrige Vesikularität), wobei die tholeiitischen Einheiten des MK einen teilweise

Tab. 4.1: Durchschnittswerte mit Standardabweichung für die Mächtigkeit (absolute und mit Berücksichtigung interner Fließgrenzen, i. Flgr.), den Olivin- und Vesikelanteil sowie den Magmentyp der einzelnen Lithologien der vulkanischen Entwicklungsstadien; für Transitionallava des Mauna Kea Post-Schild Stadiums sind Daten von nur einer Probe vorhanden, daher kein Mittelwert mit Std.-Abw.; die Pillowlaven und die Intrusionen wurden aufgrund signifikanter Variationen entlang des HSDP-2 Profils weiter unterteilt (Daten aus der Bohrkernaufnahme und anhand der Punktzählungen an den Bohrkernhälften, http://www.icdp-online.de/sites/hawaii/tpl/tpl_dis_litho_sum_rep.htm; Magmatyp nach Rhodes & Vollinger, 2004).

vulkan. Entw.-Stad.	Lithology	Mächtigkeit [m]		Olivin [%]	Vesikel [%]	Magmatyp
		absolute	i. Flgr.			
ML	Pahoehoe	8.5 ± 6.6	2.5 ± 2.2	4.3 ± 5.8	13.7 ± 12.1	ML
	Transitional	5.9 ± 3.6	2.7 ± 0.9	10.1 ± 6.7	10.2 ± 2.2	ML
	Aa	7.7 ± 6.5	5.6 ± 5.5	12.0 ± 5.5	6.7 ± 3.0	ML
MK Post-Schild	Pahoehoe	3.8 ± 2.2	1.4 ± 0.2	1.3 ± 0.2	16.9 ± 1.8	MK-ps
	Transitional	2.9	2.9	0.0	8.0	MK-ps
	Aa	5.1 ± 3.0	4.3 ± 2.3	9.7 ± 6.5	5.3 ± 4.4	MK-ps
MK subaerisch	Pahoehoe	8.1 ± 7.2	1.7 ± 1.2	3.4 ± 4.8	21.6 ± 6.2	MK-1 MK-2
	Transitional	6.1 ± 3.7	3.7 ± 2.5	10.7 ± 9.8	11.9 ± 5.3	MK-1 MK-2
	Aa	7.3 ± 4.0	6.5 ± 3.7	8.2 ± 6.5	8.8 ± 5.1	MK-1 MK-2 MK-4
MK submarin	Hyaloklastit	10.6 ± 14.4	7.4 ± 11.9			MK-1 MK-2 MK-3
	Massiver Basalt	3.2 ± 4.0	2.3 ± 1.5	11.5 ± 7.4	2.4 ± 4.3	MK-1 MK-2 MK-3
	Pillow < 2200 mbsl	27.8 ± 21.9	1.3 ± 0.8	10.1 ± 2.4	0.2 ± 0.2	MK-3
	Pil. 2200 – 2550 mbsl	38.3 ± 33.0	0.4 ± 0.1	0.6 ± 0.4	4.0 ± 3.4	MK-3
	Pillow > 2550 mbsl	20.5 ± 21.2	0.7 ± 0.5	8.6 ± 5.2	0.7 ± 0.9	MK-1
	Intrusion < 2900 mbsl	1.6 ± 1.8	1.6 ± 1.8	5.7 ± 6.1	0.3 ± 0.4	MK-1
	Intrusion > 2900 mbsl	1.3 ± 2.0	1.1 ± 1.8	0.5 ± 0.6	0.2 ± 0.1	MK-3, MK-4

deutlich höheren Olivinanteil besitzen. Mit zunehmender Tiefe zeigt sich für die Mächtigkeit, den Olivin- und Vesikelgehalt keine Abhängigkeit, die einzelnen Werte bleiben innerhalb ihrer Schwankungsbreiten relativ konstant. Bezüglich der geochemischen Zusammensetzung zeichnet sich für Aa-, Transitional- und Pahoeholaven ein einheitliches Bild ab: Magmen vom Typ MK-2 treten vornehmlich im oberen Teil auf, während MK-1 mit der Tiefe häufiger werden. Die MK-Aalaven werden überwiegend von MK-1 gespeist, nur eine Einheit besteht aus MK-4. Die geringere Schmelzproduktion von MK-2 scheint sich dabei weder auf die Eruptionsform (eher Aa oder Pahoehoe), noch auf die Mächtigkeit der Lavaströme auszuwirken.

Im submarinen Bereich fallen die besonders hohen Mächtigkeiten der Pillowlaven auf. Die massiven Basalte und Intrusionen stellen im Gegensatz dazu deutlich geringer mächtige Einheiten dar, auch im Vergleich zu den subaerischen Einheiten. Anhand des Olivin- und Vesikelanteils können die Pillowlaven in drei tiefenabhängige Gruppen untergliedert werden, wobei ein hoher Olivingehalt mit einem geringen Vesikelanteil und umgekehrt korreliert (siehe Tab. 4.1). Der Abschnitt zwischen 2200 und 2550 mbsl entspricht der von *Stolper et al.* (2004) beschriebenen „Zone 3“. Dieser Bereich wird fast ausschließlich von Pillowlaven aufgebaut, die von niedrig-SiO₂ Magmen stammen. Den Kontakt zum Liegenden und Hangenden bilden Hyaloklastite, die durch hoch-SiO₂ Magmen gebildet wurden, die aus höher liegenden Magmenkammern gefördert wurden. Die niedrig-SiO₂ Magmen der „Zone 3“ hingegen interpretieren *Stolper et al.* (2004) als Magmen, die die üblichen Aufstiegswege umgangen haben und direkt (ohne flachere Magmakammer) an der Vulkanflanke eruptierten. Dies könnte eine Erklärung des extrem niedrigen Olivin- und hohen Vesikelanteils sein, da aufgrund des Umgehens einer Magmakammer und der schnellen Förderung des Magmas sowohl weniger bzw. kaum Olivin kristallisieren konnte, als auch ein höherer Gasanteil in Form von Blasen im Magma erhalten ist. Mit abnehmender Mächtigkeit (interne Fließgrenzen berücksichtigt) vom oberen Pillowbereich (< 2200 mbsl), über den unteren (> 2550 mbsl) zu den mittleren Pillows (2200 – 2550 mbsl) scheint der Olivinanteil abzunehmen, während der Vesikelanteil ansteigt. Der obere und mittlere Pillowbereich setzt sich dabei aus MK-3 Magmen zusammen, wobei die Einheiten oberhalb 2200 mbsl intermediäre SiO₂-Gehalte aufweisen und demnach nicht wie die Pillows im Liegenden die üblichen Aufstiegswege und die in flachen Niveaus befindlichen Magmakammern umgangen haben. Dies äußert sich in einem höheren Olivin- und niedrigeren Vesikelgehalt. Pillowlaven, die vom Typ MK-3 stammen, produzieren hohe absolute Mächtigkeiten von bis zu 99 m, während die Einheiten aus dem unteren Teil von MK-1 (und einem MK-4) aufgebaut werden und bis auf zwei Ausnahmen durchschnittliche Mächtigkeiten von nur ca. 21 m erreichen. Die massiven Basalte zeigen ähnliche Merkmale wie die subaerischen Einheiten. Allerdings weisen sie etwas geringere Mächtigkeiten und Vesikularitäten auf. In den massiven Basalten wurden drei Magmentypen angetroffen, wobei MK-1 den Hauptteil ausmacht. Zusätzlich tritt noch eine Einheit mit MK-2 und unterhalb von ca. 2464 mbsl häufiger werdende MK-3 Magmen auf. Die Intrusionen besitzen die geringsten Mächtigkeiten, von wenigen Zentimetern bis ca. 7 m. Bei ähnlichen, sehr geringen Vesikularitäten zeigen Intrusionen oberhalb 2900 mbsl, die von MK-1 Magmen stammen, einen viel höheren Olivinanteil als die Einheiten unterhalb 2900 mbsl, die von Magmen des Typs MK-3 und MK-4 aufgebaut werden. In den tieferen Bereichen des HSDP-2 Profils zeigt sich bei den Hyaloklastiten, massiven Basalten und Pillowlaven ein leichter Trend hin zu etwas geringeren Mächtigkeiten, der nicht an die von unterschiedlichen Magmentypen herrührende Schmelzproduktion gebunden zu sein scheint. Der Olivinanteil in den massiven Basalten nimmt mit zunehmender Tiefe ab, von 10 – 27 % im oberen Bereich auf 0 – 4 % in den tieferen Einheiten. Die Schwankungsbreite der Vesikularität nimmt kontinuierlich mit der Tiefe ab, wobei die massiven Basalte nahe des subaerisch-submarinen Übergangs einen durchaus ähnlichen Vesikelanteil aufzeigen können wie z.B. Aa- oder Pahoeholaven. Eine Erklärung für diese kontinuierliche Abnahme könnte sein, dass sich subaerisch extrudierte Lavaströ-

me bis ins Meer hinein weiterbewegen, sodass durch den mit der Tiefe zunehmenden Druck die vorhandenen Hohlräume zusammengedrückt werden, wodurch der Hohlraumanteil sinkt.

4.1 Submariner Bereich

4.1.1 Intrusion

Die magnetischen Eigenschaften der submarinen Gesteinseinheiten sind zum größten Teil an die primär gebildeten, homogenen Titanomagnetite gebunden. Dies gilt besonders für die Intrusionen, die keine Anzeichen von Alteration zeigen.

Ein generelles Merkmal der Intrusionen ist das feinkörnige, teilweise auch porphyrische Gefüge mit Olivin-Einsprenglingen. Die Proben des Typs MK-1 treten oberhalb 2900 mbsl auf und besitzen bei einem deutlich höheren Olivinanteil bis zu ca. 5 mm große Olivinkörner, während die Intrusionen unterhalb 2900 mbsl aus MK-4 und wahrscheinlich MK-3 Magmen entstanden sind und nur vereinzelt Olivin-Kristalle von bis zu 1 mm Größe zeigen. Teilweise ist viel leistenförmiger Plagioklas zu beobachten, dessen Orientierung keine bevorzugte Richtung aufweist. Der Chromspinell (csp) zeichnet die tiefenabhängige Unterteilung des Olivins nach. Die oberen Einheiten beinhalten Chromspinelle mit Korngrößen von bis zu 500 μm , während in den Intrusionen des tieferen Bereichs ca. 10 bis 40 μm große Körner zu beobachten sind. Die Intrusionen des Typs MK-4 besitzen keinen csp. Generell ist der csp idio- bis hypidiomorph ausgebildet und kommt meist als Einschluss im Olivin, aber auch in der Matrix vor. Die Bereiche, die im Kontakt zur Matrix stehen, weisen oftmals einen Rand auf, der aus Cr-haltigen Titanomagnetit besteht. Die Kornform und -größe des Titanomagnetits (tmt) und Ilmenohämatits (ilhm) steht in einem klaren Zusammenhang mit der Position der Probe im Gang. D.h. Proben, die aus dem stärker abgeschreckten Randbereich am Kontakt zum Nebengestein stammen, zeigen signifikant kleinere Korngrößen (tmt: 4 - 35 μm ; ilhm: < 5 - 60 μm , Abb. 4.2a bis c) als Proben aus dem langsamer abgekühlten und besser auskristallisierten Gangzentrum (tmt: 40 - 80 und bis zu 130 μm , ilhm: 20 - 250 μm , Abb. 4.2d und e), was sich auch in der generell größeren Korngröße der Matrixminerale äußert. Die Kornformen variieren dabei für den tmt von kreuz- und skelettförmig bis dendritisch im Randbereich bis hin zu skelettförmigen bis xenomorphen Kristallen im Gangzentrum. Der ilhm zeigt überwiegend eine stark längliche bis dendritische Ausbildung beim Kontakt zum Nebengestein, während im zentralen Bereich längliche skelett- und teilweise fast kreuzförmige Körner zu beobachten sind. Oftmals zeigen sich tmt-ilhm-Verwachsungen, manchmal assoziiert mit Pyrrhotin (po). In manchen Proben aus dem Randbereich ist ein Umwachsen von tmt um ilhm zu verzeichnen (Abb. 4.2b). Der abgeschätzte Fe-Ti Opakphasenanteil (tmt + ilhm) in beiden Proben vom Gangrand beträgt ca. 10 %, während der zentrale Bereich mit ca. 11 % einen höheren Anteil aufweist. Dies resultiert z.B. in den niedrigeren Suszeptibilitäten der Gangränder (24.7 und 28.0) verglichen mit denen des Gangzentrums (39.6). Gleichermaßen korrelieren die niedrigen Suszeptibilitäten (6.5 – 12.8) der Intrusionen oberhalb 2900 mbsl mit einem entsprechend geringeren Opakphasenanteil von nur ca. 6.5 – 8.5 %. Zusätzlich verschiebt sich das Relativverhältnis von Titanomagnetit zu Ilmenohämatit zu Gunsten des ilhm in den Proben der Gangränder, was ebenfalls niedrigere Suszeptibilitäten zur Folge hat.

Am Beispiel der unit 0341b werden die Variationen der gesteinsmagnetischen Parameter entlang des Gangprofils beschrieben. In Abbildung 4.3 sind κ -, sowie f_{Hd} -Werte und NRM-Intensitäten der beiden Proben aus dem Bereich der Gangränder (SR0956-2.0 und SR0957-3.9) und der Probe aus dem Gang-

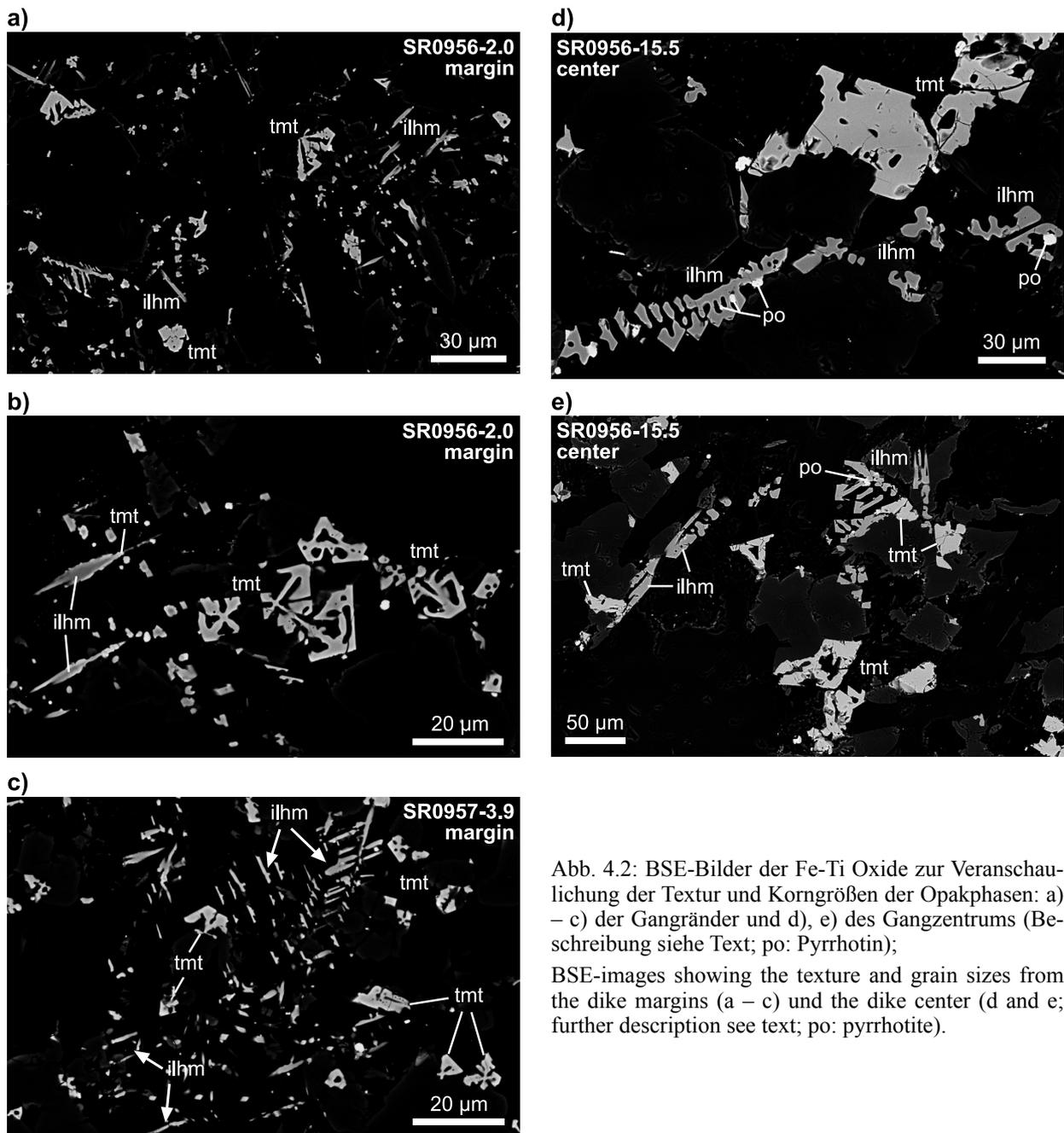


Abb. 4.2: BSE-Bilder der Fe-Ti Oxide zur Veranschaulichung der Textur und Korngrößen der Opakphasen: a) – c) der Gangränder und d), e) des Gangzentrums (Beschreibung siehe Text; po: Pyrrhotin); BSE-images showing the texture and grain sizes from the dike margins (a – c) and the dike center (d and e; further description see text; po: pyrrhotite).

zentrum (SR0956-15.5) dargestellt. Die höheren Suszeptibilitäten im Gangzentrum gegenüber den Gangrändern ergeben sich, wie schon oben beschrieben, einerseits aus dem höheren Anteil und andererseits aus den größeren Korngrößen des tmt (siehe auch Abb. 4.2). Dies äußert sich zusätzlich in einer deutlich höheren Magnetisierung der Gangränder (kleine Korngrößen – hohe Magnetisierung, siehe Kap. 2.1). Die Veränderungen in der Korngröße spiegeln sich darüber hinaus im Abmagnetisierungsverhalten und dem IRM-Erwerb wider. Das Abmagnetisierungsverhalten im Wechselfeld wird dabei mit Hilfe des Parameters „Median Destructive Field“ (MDF) beschrieben. Dabei handelt es sich um das erforderliche Feld, um die Magnetisierung auf die Hälfte des initialen Wertes zu verringern. Da sich große (eher MD-Teilchen) verglichen mit kleinen Körnern (eher SD-Teilchen) sehr viel weicher magnetischer verhalten, d.h. leichter abzumagnetisieren sind, ergeben sich kleine Werte für den MDF. In Abbildung 4.4 sind das Abmagnetisierungsverhalten und der IRM-Erwerb dargestellt. Die Magnetisierung des Gangzentrums ließ sich deutlich leichter zerstören als in den Proben der Gangränder. Das Verhalten beim isothermalen Erwerb einer Magnetisierung (bei Raumtemperatur) in einem gerichteten Magnetfeld gibt zusätzlich Aufschluss über

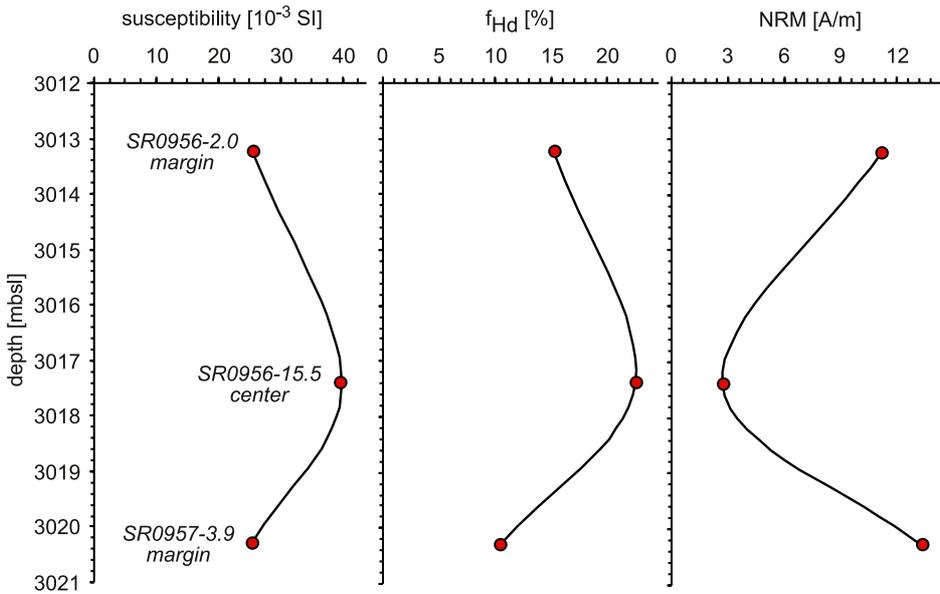
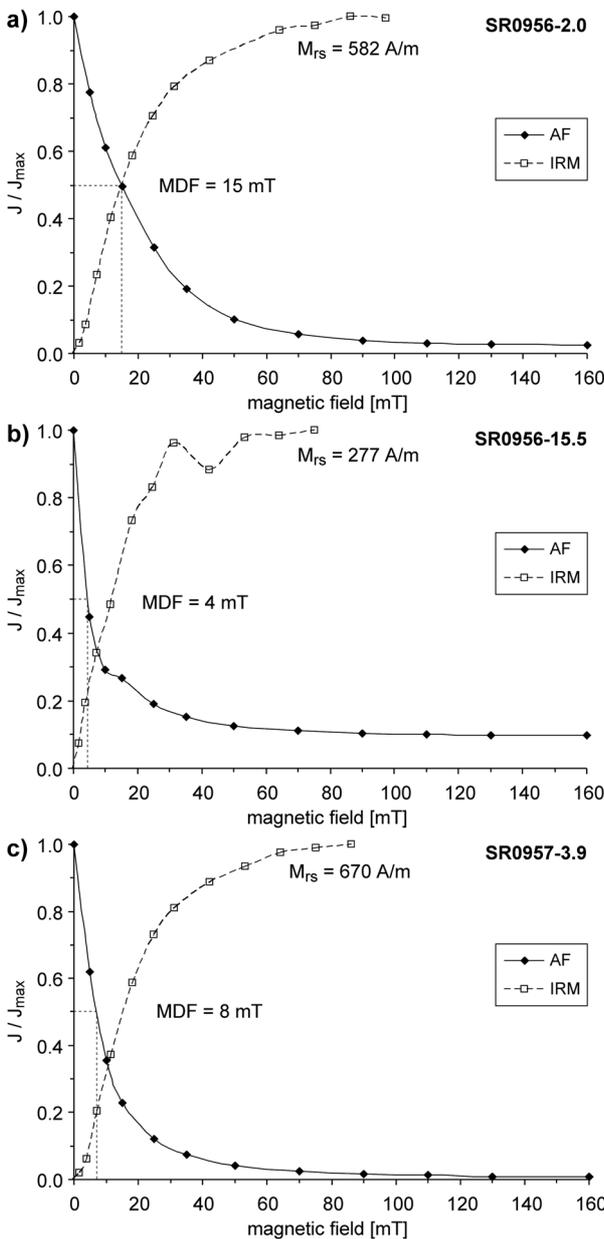


Abb. 4.3: Variation der Volumenssuszeptibilität, Feldabhängigkeit der Suszeptibilität und natürlich remanenten Magnetisierung einer Intrusion (unit 0341b); variation of volume susceptibility, field-dependence of susceptibility and natural remanent magnetization of an intrusion (unit 0341b).

den Domänenzustand des untersuchten Materials. Trotz der nur geringen Stärke des Magnetfeldes von ca. 90 mT gelangt man für diese tmt-haltigen Proben in den Bereich der Sättigung. Der M_{rs} -Wert gibt dabei die Intensität der remanenten Magnetisierung bei einem maximalen Feld von ca. 90 mT an. Schon beim Anlegen kleinster Felder (< 10 mT) steigt die Magnetisierung stark an. Lediglich die beiden Proben der Gangränder zeigen eine leichte Resistenz bzw. Trägheit, wobei die Intensität bei ca. 90 mT sehr viel höher ist als im Gangzentrum, was als ein weiteres Indiz für den Korngrößenunterschied zwischen dem Gangrand und dem Gangzentrum angesehen werden kann.



den Domänenzustand des untersuchten Materials. Trotz der nur geringen Stärke des Magnetfeldes von ca. 90 mT gelangt man für diese tmt-haltigen Proben in den Bereich der Sättigung. Der M_{rs} -Wert gibt dabei die Intensität der remanenten Magnetisierung bei einem maximalen Feld von ca. 90 mT an. Schon beim Anlegen kleinster Felder (< 10 mT) steigt die Magnetisierung stark an. Lediglich die beiden Proben der Gangränder zeigen eine leichte Resistenz bzw. Trägheit, wobei die Intensität bei ca. 90 mT sehr viel höher ist als im Gangzentrum, was als ein weiteres Indiz für den Korngrößenunterschied zwischen dem Gangrand und dem Gangzentrum angesehen werden kann.

Der f_{Hd} -Parameter zeigt entlang des Gangs das gleiche Muster wie κ : niedrige Werte an den Rändern und hohe Werte im Gangzentrum. Auf der Grundlage der von Jackson et al. (1998) und de Wall (2000a) beschriebenen Abhängigkeit von f_{Hd} von der Zusammensetzung des Titanomagnetits (viel Ti bedingt eine hohe Feldabhängigkeit) würde man in den Proben der Gangränder eine höhere Magnetit-Komponente erwarten. Beim Titanomagnetit

Abb. 4.4: Abmagnetisierungsverhalten der NRM und IRM-Erwerb für Proben der Gangränder (a, c) und des Gangzentrums (b) wobei die Magnetisierung (J) normiert dargestellt ist; MDF = "Median Destructive Field", M_{rs} = erworbene remanente Magnetisierung in einem Feld der Stärke von ca. 90 mT;

NRM demagnetization behavior and IRM-acquisition for samples from the dike margins (a, c) and the central part (b); intensity of magnetization (J) is normalized; MDF = "Median Destructive Field", M_{rs} = remanent magnetization acquired in a ca. 90 mT field.

(tmt) handelt es sich um einen Mischkristall ($\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$), wobei Magnetit (mt) und Ulvöspinell (usp) die Endglieder darstellen (Abb. 4.5). Die Ilmenohämatite (ilmh) sind ebenfalls Mischkristalle mit Ilmenit (il) und Hämatit (hm) als Endglieder. Die Zusammensetzung der Mischkristalle wird dabei in Form der Magnetit-Komponente (X_{mt}) bzw. Hämatit-Komponente (X_{hm}) ausgedrückt. Beim tmt ist auch folgende Schreibweise gebräuchlich: z.B. TM60, das entspräche einem X_{mt} von 0.4 bzw. einem $x = 0.6$. Der Titanomaghemit (tmgh) stellt das Produkt einer Niedrig-Temperatur Oxidation (Maghemitisierung, $T < 200 - 250 \text{ }^\circ\text{C}$) des tmt dar. Mit z wird dabei der Oxidationsgrad beschrieben. Unter subaerischen Bedingungen wird durch Sauerstoffzugabe Fe^{2+} zu Fe^{3+} oxidiert, wobei an der Kristalloberfläche eine neue Elementarzelle aufgebaut wird (Dunlop & Özdemir, 1997). Dies führt zu einer Verschiebung der Zusammensetzung parallel der z -Linien in Richtung Maghemit-reicher. (Abb. 4.5a). In submariner Umgebung diffundiert dagegen zweiwertiges Eisen zur Kristalloberfläche und wird durch das Meerwasser aus dem Kristallgitter herausgelöst, was eine Verringerung des Fe/Ti-Verhältnisses zur Folge hat. Daher ändert sich die Zusammensetzung zwar ebenfalls zu einer Maghemit-reicheren, der gebildete tmgh ist allerdings im Vergleich zu dem unter subaerischen Bedingungen oxidierten Ti-reicher. Bei beiden Prozessen (Sauerstoff-gebundene Oxidation, Diffusion von Fe^{2+}), die vom Rand her den tmt-Kristall von außen nach innen alterieren, ist der tmgh als Produkt der Maghemitisierung Fe^{3+} -reicher. Aufgrund des Ladungsausgleichs bleibt daher eine Fehlstelle im Kristallgitter zurück ($3 \text{ Fe}^{2+} \rightarrow 2 \text{ Fe}^{3+} + 1 \square$). Dies führt zu einer Veränderung der Gitterparameter, was sich aufgrund von Spannungen im Kristallgitter in Form von Mikrobrüchen im Korn äußern kann, wodurch die effektive Korngröße verringert wird und damit eine weitere Oxidation unterstützt (z.B. Johnson & Hall, 1978, Petersen & Vali, 1987). Variationen in der Zusammensetzung der Mischkristalle haben eine Veränderung der magnetischen Eigenschaften (z.B. Curie-Temperatur, Suszeptibilität, Magnetisierung) zur Folge. Abbildung 4.5b zeigt die Verteilung der Curie-Temperaturen für den tmgh, wobei eine höhere Magnetit-Komponente oder eine Zunahme des Oxidationsgrades in einer Erhöhung der T_C resultiert. Hauptmann (1974) hat die Variationen der Curie-Temperatur von Kationen-defizitären TM60 untersucht und führt die Temperaturverschiebung auf zwei Hauptursachen zurück: die Kationenverteilung und die Atomabstände. Diese dürften sich entscheidend auf das resultierende magnetische Moment in den Kristallen auswirken.

Abbildung 4.6 zeigt die Temperaturabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität ($\kappa(T)$), anhand derer die Curie-Temperatur (T_C) der magnetisch wirksamen Phasen bestimmt werden kann. Beim Vergleich der Aufheiz- mit der Abkühlkurve zeigt sich eine gute Reversibilität, d.h. während der Messung kam es nicht oder in nur sehr geringem Maße zur Um- bzw. Neubildung von Mineralen. Die Kurven zeigen einen

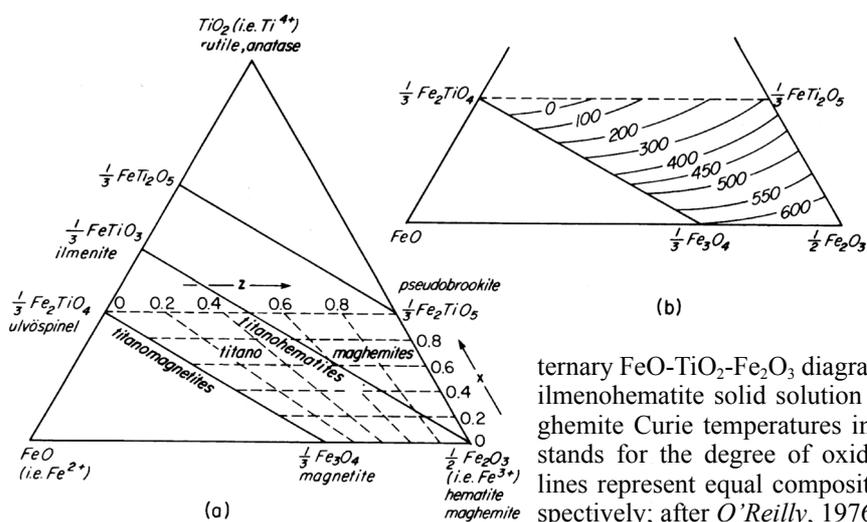


Abb. 4.5: Ternäres $\text{FeO-TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$ -Diagramm mit der Titanomagnetit- und Ilmenohämatit-Mischkristallreihe (a), in b) sind die Curie-Temperaturen ($^\circ\text{C}$) der Titanomaghemite dargestellt (x gibt den Ti-Gehalt an, z beschreibt den Oxidationsgrad der Titanomaghemite, die gestrichelten Linien stehen für gleiche Zusammensetzungen bzw. Oxidationsgrade);

ternary $\text{FeO-TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$ diagram showing the titanomagnetite and ilmenohematite solid solution series (a), b) shows the titanomaghemit Curie temperatures in $^\circ\text{C}$ (x gives the Ti-content and z stands for the degree of oxidation of titanomaghemit, dashed lines represent equal compositions and degrees of oxidation, respectively; after O'Reilly, 1976, and Readman & O'Reilly, 1972).

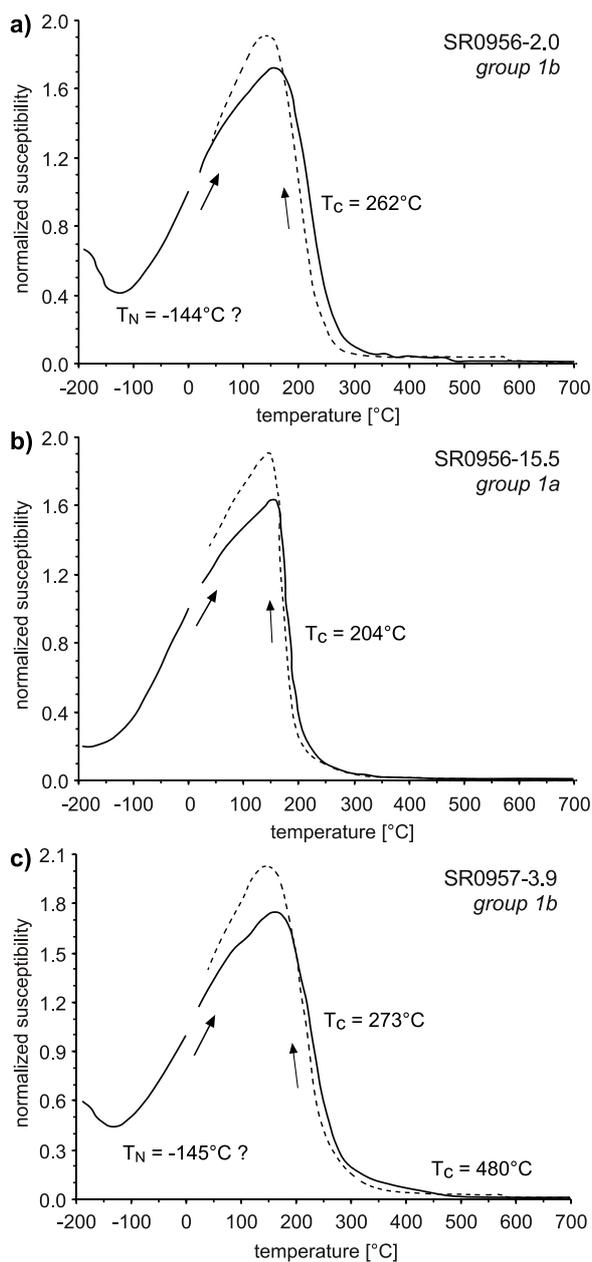


Abb. 4.6: $\kappa(T)$ -Kurven für die Gangränder (a, c) und das Gangzentrum (b) mit Angabe der Curie- (T_C) und Néel-Temperaturen (T_N) des tmt bzw. ilhm (Pfeile zeigen Aufheiz- und Abkühlkurve);

$\kappa(T)$ -curves from the dike margins (a, c) and the central part (b), Curie (T_C) and Néel temperatures (T_N) for tmt and ilhm, respectively, are also indicated (arrows show heating and cooling curves).

wie z.B. Titan oder Aluminium übertragbar. Suszeptibilitäts- und Remanenzmessungen von Engelmann (pers. Mitt.) an synthetischen tmt-ilhm-Paragenesen konnten ein superparamagnetisches Verhalten im Bereich des Suszeptibilitätspeaks nur teilweise bestätigen. Weitere Untersuchungen sind daher zur Klärung nötig.

Die Gangränder lassen sich zusätzlich anhand des Verlaufs der Tief-Temperatur-Kurve der $\kappa(T)$ -Messungen vom Gangzentrum unterscheiden. In Abbildung 4.6a und c ist bei sinkenden Temperaturen ein Anstieg der Suszeptibilität zu verzeichnen. Diese Art der $\kappa(T)$ -Kurven wurde als Gruppe 1b definiert, während Proben, die einen Kurvenverlauf wie in Abbildung 4.6b zeigen, der Gruppe 1a angehören. Diese

starken Anstieg der Suszeptibilität bei Temperaturen $>$ ca. -100 °C, der in der Ausbildung eines signifikanten κ -Peaks endet. Danach sinkt κ drastisch, was auf den Verlust der Ordnung der magnetischen Momente zurückzuführen ist und damit die Curie-Temperatur markiert (siehe Kap. 2.1 und 2.2). Für Ti-reiche, MD-Titanomagnetite ist ein solcher Kurvenverlauf charakteristisch (z.B. Tucker, 1981, Moskowitz et al., 1998). Der Suszeptibilitätspeak bildet sich dabei durch die starke Temperaturabhängigkeit der magnetokristallinen Anisotropiekonstante K_1 und der Magnetostriktion aus, was bei MD-Teilchen auf die Dominanz dieser beiden Effekte gegenüber der Formanisotropie hinweist (Senanayake & McElhinny, 1981, Clark & Schmidt, 1982, Appel & Soffel, 1984). Moskowitz & Halgedahl (1987) haben anhand theoretischer Modelle für TM60 festgestellt, dass die Blockungstemperatur von Partikeln, die durch die magnetokristalline Anisotropie dominiert sind, was für die MD-tmt wie oben beschrieben gültig ist, sehr viel niedriger ist als die Curie-Temperatur. Diese Partikel sind dabei viel empfänglicher für eine Änderung der Domänenkonfiguration. Anhand von IRM- und TRM-Experimenten an synthetischen TM72 konnten Soffel & Appel (1982) zwar keine Veränderung der Domänenanzahl feststellen, aber eine Verschiebung der Domänen beim Aufheizen. Aufgrund des Vergleichs der frequenzabhängigen Suszeptibilität mit der Magnetisierung zwischen -271 °C und Raumtemperatur führen Kontny et al. (2004) die Ausbildung des κ -Peaks bei $\kappa(T)$ -Messungen auf superparamagnetisches Verhalten zurück. Im Bereich des Suszeptibilitätspeaks besitzt die Probe keine remanente Magnetisierung mehr. Bei dem Probenmaterial handelt es sich zwar um Spinelloide, das Verhalten sei allerdings auf Fe-haltige Spinelle mit einer deutlichen Substitution des Eisens durch nicht-magnetische Ionen

Einteilung basiert auf den Temperatur-abhängigen Suszeptibilitätsmessungen aller untersuchten HSDP-2 Basalte. Neben der Gruppe 1a und 1b treten noch Gruppe 2 und 3 auf, die in Kapitel 4.1.4 und 4.2 näher erläutert werden (siehe auch *Kontny et al.*, 2003a). Durch $\kappa(T)$ -Messungen von *Kontny et al.* (2003b) bei Temperaturen zwischen 2 und 300 K (Abb. 4.7a und b) hat sich herausgestellt, dass beide Gruppen, sowohl 1a als auch 1b, einen weiteren κ -Peak bei ca. 42 K aufweisen. Dieser Peak ist wahrscheinlich auf den ilhm zurückzuführen, dessen Néel-Temperatur je nach Zusammensetzung in diesem Temperaturbereich liegen kann. Die Mikrosonde-Messungen dieser Proben (siehe unten und Tab. 4.2) ergaben für die Probe aus dem Gangzentrum eine Ilmenit-reichere Zusammensetzung, woraus eine geringere T_N als für die Probe vom Gangrand resultiert. Dies hat zur Folge, dass aufgrund der höheren Minimaltemperatur von ca. 78 K (gestrichelte Linie in Abb. 4.7) für die $\kappa(T)$ -Messungen mit der KLY-2 der κ -Peak für die Gruppe 1a Proben nicht oder nur andeutungsweise zu erkennen ist. *Ishikawa et al.* (1985) haben an ilhm-Kristallen der Zusammensetzung $X_{hm} = 0.1$ gezeigt, dass sich bei Messungen parallel der c-Achse ein schmales, spitzes κ -Maximum ausbildet, während dies bei Orientierungen orthogonal zur c-Achse flach und breit ausgebildet ist, wobei geringere Werte als in Richtung der c-Achse erreicht werden. Der Peak selbst ist dabei auf eine spezielle Materialeigenschaft zurückzuführen, dem sogenannten Spin-Glas-Verhalten. Darunter versteht man ungeordnete magnetische Systeme, die auf magnetische Wechselwirkungen zwischen nicht-beweglichen Elektronspins zurückzuführen sind (<http://www.if.ufrgs.br/~stariolo/spinglasses.html>). Die Wechselwirkungen können dabei ferro- oder antiferromagnetisch sein und sind zufällig verteilt, was in den seltsamen Eigenschaften der Spin-Gläser mündet (z.B. Superparamagnetismus, Phasenübergänge mit einem nicht-linearen Verhalten). Der etwas breitere Peak für die Gangrandprobe

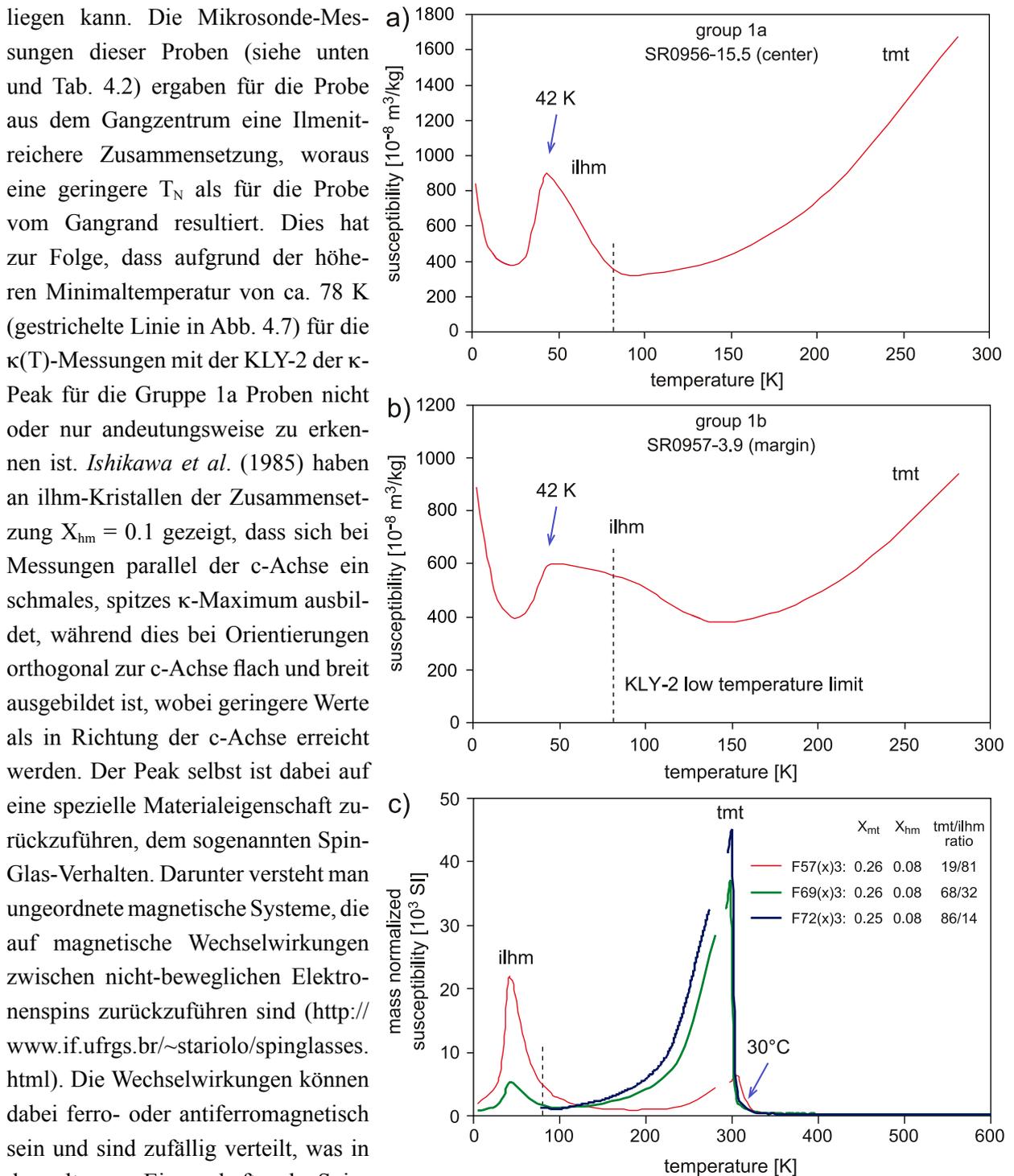


Abb. 4.7: Niedrig-Temperatur $\kappa(T)$ -Messungen zwischen 2 und 300 K für Proben der Gruppe 1a (a) und der Gruppe 1b (b), c) $\kappa(T)$ -Kurvenverläufe in Abhängigkeit des tmt/ilhm-Verhältnisses; low-temperature $\kappa(T)$ -measurements from 2 to 300 K for group 1a (a) and 1b (b) samples, c) $\kappa(T)$ -curves relative to the tmt/ilhm-ratio (after *Kontny et al.*, 2003b).

ist daher wahrscheinlich sowohl auf eine hm-reichere Zusammensetzung des ilhm und eventuell auch ein breiteres Spektrum zurückzuführen als auch möglicherweise auf Orientierungen orthogonal zur c-Achse des ilhm.

Ein weiterer charakteristischer Unterschied zwischen der Gruppe 1a und 1b ergibt sich aus Abbildung 4.7c. Temperatur-abhängige Suszeptibilitätsmessungen von synthetischen tmt-ilhm-Paragenesen, die unter kontrollierten Temperaturbedingungen (1100 °C) und Sauerstoff fugazitäten ($\Delta \log f_{O_2}(\text{QFM}) = -0.1$) kristallisierten, lassen einen deutlichen Zusammenhang zwischen der relativen Höhe der tmt- und ilhm-Suszeptibilitätsmaxima und dem relativen Anteil des tmt gegenüber ilhm erkennen (Kontny *et al.*, 2003b). Die synthetisierten Proben besitzen eine nahezu gleiche Zusammensetzung des tmt und ilhm aber unterschiedliche tmt- und ilhm-Anteile. Bei einem hohen Anteil von Titanomagnetit (Probe F72(x)3) dominiert dieser den $\kappa(T)$ -Kurvenverlauf derart, sodass der ilhm nicht zu erkennen ist. Dagegen zeigt sich bei einem relativ hohen ilhm-Anteil (Probe F57(x)3) ein gegenüber dem tmt deutlich höherer κ -Peak. Somit lässt sich der Unterschied zwischen der Gruppe 1a und 1b, und damit entsprechend dem Gangzentrum bzw. Gangrand, einerseits auf eine unterschiedliche Zusammensetzungen des ilhm (und auch tmt) und andererseits auf unterschiedliche tmt/ilhm-Verhältnisse zurückführen.

Tab. 4.2: Mittelwerte mit Standardabweichung (in Klammern) für die chemische Zusammensetzung der Fe-Ti Oxide in Proben des Gangrandes und des Gangzentrums (Angaben in Gew.%). Die Analysen des ilhm und auch teilweise des tmt der beiden Gangränder weisen einen relativ hohen SiO₂-Gehalt auf, der auf die geringe Korngröße der Minerale zurückzuführen ist, sodass die Ergebnisse teilweise nicht als verlässlich angesehen werden können (in *kursiv* dargestellt).

Probe Gruppe Mineral n	SR0956-2.0 1b		SR0956-15.5 1a		SR0957-3.9 1b	
	tmt	<i>ilhm</i>	tmt	<i>ilhm</i>	tmt	<i>ilhm</i>
	18	<i>1</i>	16	22	10	<i>2</i>
SiO ₂	0.29(0.10)	<i>3.41</i>	0.13(0.05)	0.11(0.07)	0.55(0.23)	<i>1.81(0.19)</i>
TiO ₂	16.02(0.91)	<i>34.34</i>	18.38(0.80)	46.89(0.47)	15.89(1.96)	<i>43.12(0.22)</i>
Al ₂ O ₃	2.58(0.37)	<i>1.17</i>	1.91(0.33)	0.00(0.01)	2.25(0.35)	<i>0.90(0.55)</i>
Cr ₂ O ₃	0.01(0.01)	<i>0.00</i>	0.02(0.02)	0.02(0.03)	0.00(0.01)	<i>0.00(0.00)</i>
Fe ₂ O ₃	33.46(2.02)	<i>26.86</i>	30.55(1.37)	10.07(0.62)	33.02(3.54)	<i>13.99(0.93)</i>
FeO	44.41(1.00)	<i>32.21</i>	46.13(0.80)	39.63(0.49)	44.72(1.59)	<i>36.98(0.14)</i>
MnO	0.40(0.03)	<i>0.43</i>	0.46(0.08)	0.52(0.06)	0.49(0.06)	<i>0.50(0.00)</i>
MgO	0.58(0.11)	<i>0.30</i>	0.82(0.22)	0.96(0.13)	0.27(0.05)	<i>0.51(0.13)</i>
gesamt	98.08(0.37)	<i>99.39</i>	98.39(0.88)	98.50(0.55)	97.19(0.73)	<i>98.98(0.46)</i>
Si	0.01(0.00)	<i>0.09</i>	0.00(0.00)	0.00(0.00)	0.02(0.01)	<i>0.05(0.01)</i>
Ti	0.46(0.03)	<i>0.65</i>	0.52(0.02)	0.90(0.01)	0.46(0.06)	<i>0.82(0.01)</i>
Al	0.12(0.02)	<i>0.03</i>	0.08(0.01)	0.00(0.00)	0.10(0.02)	<i>0.03(0.02)</i>
Cr	0.00(0.00)	<i>0.00</i>	0.00(0.00)	0.00(0.00)	0.00(0.00)	<i>0.00(0.00)</i>
Fe ³⁺	0.95(0.06)	<i>0.51</i>	0.87(0.04)	0.19(0.01)	0.95(0.10)	<i>0.27(0.02)</i>
Fe ²⁺	1.41(0.03)	<i>0.68</i>	1.45(0.02)	0.85(0.01)	1.43(0.06)	<i>0.78(0.01)</i>
Mn	0.01(0.00)	<i>0.01</i>	0.01(0.00)	0.01(0.00)	0.02(0.00)	<i>0.01(0.00)</i>
Mg	0.03(0.01)	<i>0.01</i>	0.05(0.01)	0.04(0.01)	0.02(0.00)	<i>0.02(0.01)</i>
X _{mt}	0.49(0.03)		0.44(0.02)		0.49(0.06)	
X _{hm}		<i>0.25</i>		0.10(0.01)		<i>0.13(0.01)</i>
T _C (calc)	244(25)		208(17)		244(42)	
T _C (meas)	262		204		273	

n = Anzahl der Analysen; Bestimmung von X_{mt} bzw. X_{hm} nach Stormer (1983); T_C(calc) berechnet aus X_{mt} ($T_C = 580 - 580x - 153x^2$, wobei x = Ulvöspinell-Komponente, ähnlich Clark, 1997); T_C(meas) anhand der $\kappa(T)$ -Messungen bestimmte Curie-Temperatur (Temperaturangaben in °C).

Unter Annahme einer nahezu linearen bis leicht polynomen Korrelation zwischen der Curie-Temperatur und der Magnetit-Komponente (siehe z.B. *Bleil, 1973, Clark, 1997, Kontny, 2003*) lässt sich mit Hilfe der aus $\kappa(T)$ -Kurven bestimmten T_C die Zusammensetzung des tmt ermitteln. Die aufgrund der höheren f_{Hd} -Werte erwartete Ti-reichere Zusammensetzung für das Gangzentrum konnte durch die geringeren T_C bestätigt werden (vgl. Abb. 4.6a bis c). Die anhand von Messungen mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde (EMS) ermittelte Zusammensetzung des tmt und ilhm ist in Abbildung 4.8 als Magnetit-Komponente bzw. Hämatit-Komponente dargestellt. Die Mittelwerte der Analysen für die Proben aus dem Bereich des Gangrandes und des zentralen Teils sind in Tabelle 4.2 zusammengefasst. Die Titanomagnetite und auch die Ilmenohämatite weisen generell Verunreinigungen durch Al, Mg und Mn bzw. Mg und Mn auf (in Ti-ärmeren ilhm zusätzlich noch Al), wobei deren Anteil mit sinkender Temperatur abnimmt (*Toplis & Carroll, 1995*). Diese Fremdionen ersetzen das Fe, was u.a. zu einer Verringerung der T_C bzw. T_N führt, wobei Al den größeren Effekt erzielt (z.B. *Richards et al., 1973, Dunlop & Özdemir, 1997*). Die anhand der tmt-Zusammensetzung berechnete Curie-Temperatur stimmt für das Gangzentrum sehr gut mit der aus den temperaturabhängigen Suszeptibilitätsmessungen ermittelten überein. Die Proben der Gangränder zeigen eine leichte Abweichung in Form von niedrigeren T_C -Werten aus den $\kappa(T)$ -Messungen, was möglicherweise in den unterschiedlichen Korngrößen- und Zusammensetzungspektren begründet ist. Die Fe-Ti Oxide der beiden Gangrand-Proben haben wie oben beschrieben deutlich kleinere Korngrößen, die teilweise bis an die Grenze der mit der EMS zu messenden Korngrößen (ca. 1 μm) reichen. Dies äußert sich in dem relativ hohen SiO_2 -Gehalt besonders bei den ilhm (siehe Tab. 4.2). Daher ist die Anzahl der ilhm-Analysen der Probe SR0956-15.5 aus dem zentralen Teil wesentlich höher. Die Zusammensetzung des ilhm zeigt eine geringe Streuung bei einer durchschnittlichen Hämatit-Komponente von 0.1. Der ilhm in den Proben der Gangränder scheint dagegen eine Hämatit-reichere Zusammensetzung zu zeigen (allerdings liegen hier nur drei Analysen vor). Die Zusammensetzung des tmt der beiden Proben der Gangränder zeigt eine sehr gute Übereinstimmung sowohl im Mittelwert mit einer Magnetit-Komponente von 0.49 als auch in der Streuung. Das Gangzentrum wird dagegen von Ti-reicherem tmt ($X_{\text{mt}} = 0.44$) dargestellt,

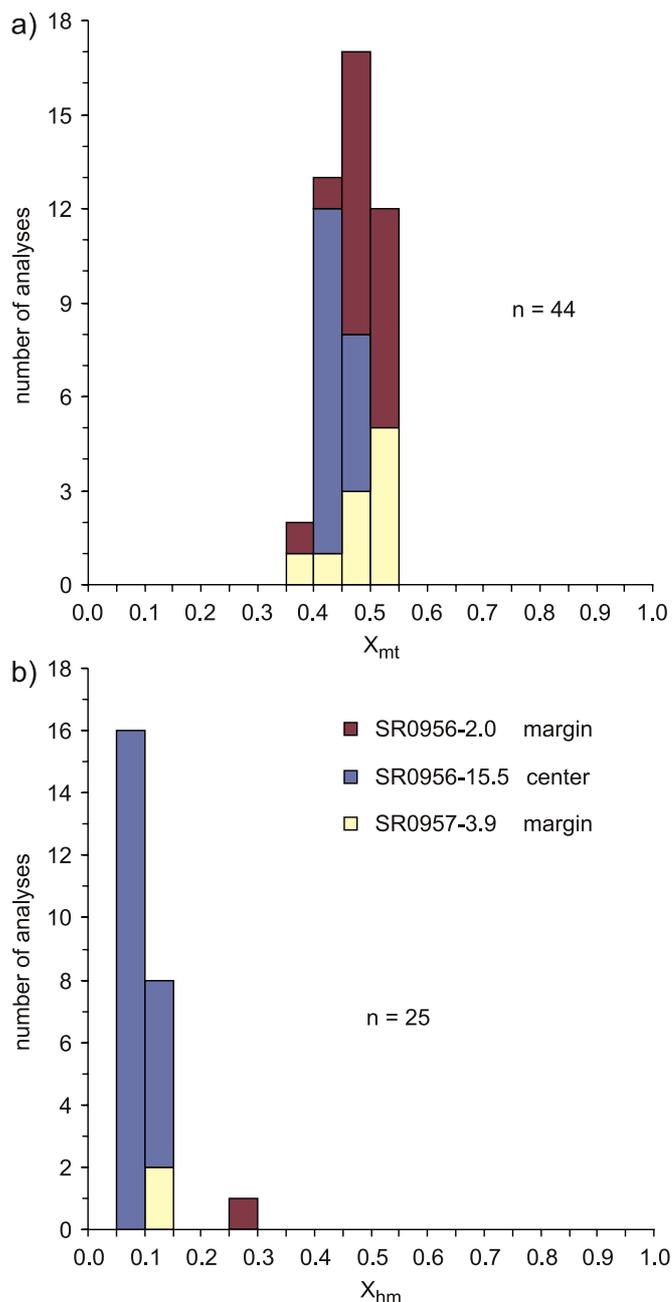


Abb. 4.8: Histogramme der Magnetit- bzw. Hämatit-Komponenten in Titanomagnetit und Ilmenohämatit, die anhand von Messungen mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde berechnet wurden;

histograms showing the magnetite component in titanomagnetite and the hematite component in ilmenohematite derived from electron microprobe measurements.

histograms showing the magnetite component in titanomagnetite and the hematite component in ilmenohematite derived from electron microprobe measurements.

wobei das Zusammensetzungsspektrum enger definiert ist. Da das Magma an den Gangrändern durch das kalte Nebengestein abgeschreckt wird, steht dies in Einklang mit den Beobachtungen von Zhou *et al.* (2000), die für stärker abgeschrecktes Material eine Mt-reichere Zusammensetzung bei einer größeren Variabilität festgestellt haben (siehe Kap. 3.3).

Die Zusammensetzung des ilhm und das Verhältnis von tmt zu ilhm fand allerdings in der Arbeit von Zhou *et al.* (2000) keine Beachtung. Da aber TiO₂ bevorzugt in ilhm eingebaut wird (Lattard, pers. Mitt.) hat dies direkten Einfluss auf die Zusammensetzung des Titanomagnetits. Toplis & Carroll (1995) haben experimentell an tmt-ilhm-Paragenesen gezeigt, dass sich im Zuge der Abkühlung die Zusammensetzung deutlich verändert. Der tmt wird mit abnehmender Temperatur Mt-reicher, während der ilhm Ilmenit-reicher wird. Dabei ist die Kristallisationsabfolge von der Sauerstoffugazität abhängig. Bei stärker oxidierenden Bedingungen ($\Delta \log f_{O_2}(\text{QFM}) > 0$) kristallisiert zuerst tmt aus und ab etwas geringeren Temperaturen auch ilhm. Ist $\Delta \log f_{O_2}(\text{QFM}) < 0$ bildet sich ilhm vor tmt. Die Arbeitsgruppe von Prof. D. Lattard am Mineralogischen Institut der Universität Heidelberg befasst sich u.a. mit der Synthese von tmt-ilhm-Paragenesen. Abbildung 4.9 zeigt die Zusammensetzung und den relativen Anteil der Fe-Ti Oxide in Abhängigkeit von Temperatur und Sauerstoffugazität in einer schematischen Darstellung, die anhand der Daten von U. Sauerzapf (siehe Lattard *et al.*, im Druck) erstellt wurde. Bei einer Zusammensetzung des Ausgangsmaterials von ca. 31 % Ti/(Ti+Fe) (a) sind bei 1300 °C ein tmt mit ca. 22 % Ti/(Ti+Fe) (b) und ein ilhm mit ca. 40 % Ti/(Ti+Fe) (c) koexistent. Der relative Anteil des tmt und ilhm kann über die Hebelregel bestimmt werden und ist hier ca. gleich groß. Bei geringeren Temperaturen kommt es zu einer Veränderungen in der Zusammensetzung der Phasen, wobei der tmt mt-reicher (b') und der ilhm nur etwas il-reicher (c') wird, was dem von Toplis & Carroll (1995) beschriebenen Effekt entspricht. Das Verhältnis der beiden Minerale verschiebt sich dabei etwas zu Gunsten des ilhm. Bei stärker oxidierenden Bedin-

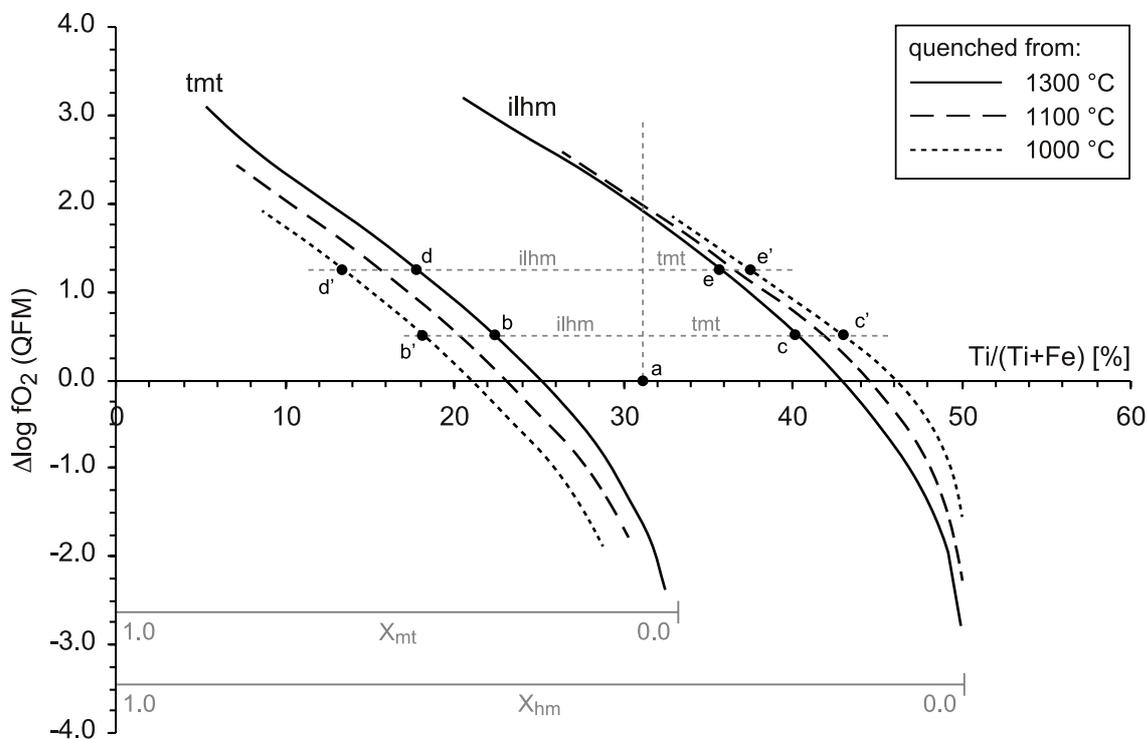


Abb. 4.9: Titanomagnetit- und Ilmenohämatit-Zusammensetzung und Verhältnis der Phasen in Abhängigkeit der Temperatur und Sauerstoffugazität (bezogen auf den QFM-Puffer); die grauen Linien kennzeichnen den Bereich der Titanomagnetit- bzw. Ilmenohämatitzusammensetzung (als X_{mt} bzw. X_{hm}); nähere Beschreibung siehe Text;

composition of titanomagnetite and ilmenohematite and tmt-ilhm-ratio as a function of temperature and oxygen fugacity (relative to QFM buffer); the grey lines indicate the titanomagnetite and ilmenohematite composition (given as X_{mt} and X_{hm}); further description see text (modified from Lattard *et al.*, in press).

gungen, d.h. höheren Sauerstoffugazitäten, wird der tmt ebenfalls mt-reicher (d). Die Zusammensetzung des ilhm verschiebt sich nun allerdings zu einer höheren Hämatit-Komponente (e). Die Anteile der Phasen ändern sich dabei zu Gunsten des ilhm. Niedrigere Temperaturen lassen einen mt-reicheren tmt (d') entstehen, während die Zusammensetzung des ilhm nahezu konstant bleibt (e'). Das vom tmt „abgegebene“ Ti wird dabei durch eine vermehrte Kristallisation von ilhm aufgenommen. Somit konnte der von *Toplis & Carroll* (1995) beschriebenen Effekt einer Veränderung der tmt- und ilhm-Zusammensetzung nur teilweise von *Lattard et al.* (im Druck) bestätigt werden.

Im Fall der oben beschriebenen Intrusiveinheit wurde in den Proben der Gangränder eine mt- bzw. hm-reichere Zusammensetzung bei einem höheren ilhm-Anteil verglichen mit dem Gangzentrum beobachtet. Somit scheinen sich die an den Gangrändern kristallisierten Fe-Ti Oxide bei einer höheren Sauerstoffugazität gebildet zu haben. Aufgrund der mt-reicheren Zusammensetzung sollte sich eigentlich die Suszeptibilität der Proben erhöhen. Die κ -Werte der Basalte vom Gangrand sind allerdings deutlich geringer, was neben der kleineren Korngrößen zusätzlich auf einen geringeren tmt-Anteil zurückzuführen ist, der aus höheren Sauerstoffugazitäten resultieren kann. Die anhand der Zusammensetzung von koexistierenden tmt und ilhm mit dem Geothermometer von *Ghiorso & Sack* (1991) bestimmten Temperaturen und fO_2 passen zu diesem Erklärungsansatz (siehe Tab. 4.3). Neuere Untersuchungen von *Lattard et al.* (im Druck) haben zwar für die Methode nach *Ghiorso & Sack* (1991) Ungenauigkeiten in bestimmten Temperaturbereichen festgestellt, das Modell ist aber immer noch als Abschätzung verwendbar. Demnach haben sich die Fe-Ti Oxide der Gangränder unter höheren Sauerstoffugazitäten und leicht höheren Temperaturen als im Gangzentrum gebildet. Daraus resultieren mt- bzw. hm-reicherer tmt und ilhm bei einem geringeren tmt-Anteil. Veränderungen in der Ausgangszusammensetzung (Abb. 4.9) resultieren nicht in einer anderen Zusammensetzung der Phasen, aber in einer Verschiebung des tmt-ilhm-Verhältnisses. Dies passt gut zu der Interpretation aus Kap. 3.4, wonach sich die Magmenzusammensetzung nur teilweise auf die tmt-Zusammensetzung auswirkt, aber eher auf den tmt-Anteil. Eine Ti-reiche Ausgangszusammensetzung begünstigt zwar die bevorzugte Kristallisation des ilhm relativ zum tmt, das muss aber nicht einen generell geringen tmt-Anteil zur Folge haben. Als ein wichtiger Faktor ist die Sauerstoffugazität zu berücksichtigen. Würde eine Ti-reiche Ausgangszusammensetzung lediglich in einer bevorzugten Kristallisation von ilhm münden, was einen geringeren tmt-Anteil bedeuten würde, hätte sich bei dem Fe/Ti- κ -Plot eher ein positiver Trend einstellen müssen, d.h. niedrige Suszeptibilitäten bei einem höheren Ti-Gehalt (vgl. Abb. 3.12).

Tab. 4.3: Anhand von *Ghiorso & Sack* (1991) bestimmte Sauerstoffugazität und Temperatur (*kursiv* dargestellte basieren auf nicht verlässlichen Analysen).

	Temperatur [°C]	ΔQFM [$\log fO_2$]
<i>SR0956-2.0</i>	<i>1100</i>	<i>1.3</i>
SR0956-15.5	890 bis 925	-0.4 bis 0.0
SR0957-3.9	950	0.7

Die Entstehungsbedingungen von Intrusionen, Abschreckung des Magmas an den Gangrändern, während der innere Teil etwas langsamer abkühlt, wirken sich damit signifikant auf die magnetischen Eigenschaften aus. Dies äußert sich sowohl in unterschiedlichen Korngrößen als auch in der Zusammensetzung des tmt und ilhm entlang des Gangprofils. An den Gangrändern bilden sich dabei im Vergleich zum Gangzentrum mt-reichere tmt mit deutlich kleineren Korngrößen, was sich u.a. in einer höheren T_C , Magnetisierung und MDF-Werten bei einer geringeren Feldabhängigkeit bemerkbar macht.

4.1.2 Pillowlava

Pillowlaven treten ab einer Tiefe von ca. 2000 mbsl auf und umfassen ca. 60 % des bis zur momentanen Endtiefe (ca. 3100 mbsl) gekernten Bereiches. Der Wassergehalt in den Pillowrändern zeigt unterhalb ca. 2200 mbsl einen sprunghaften Anstieg von ~ 0.08 Gew.% auf 0.2 – 0.8 Gew.% und markiert damit die Entgasungsgrenze (DePaolo et al., 2001a). Anhand der unterschiedlichen Mächtigkeiten, Olivin- und Vesikelanteile sowie Magmentypen konnte darüber hinaus eine tiefenabhängige Unterteilung in drei Bereiche vorgenommen werden (siehe Tab. 4.1). Tabelle 4.4 fasst die gesteinsmagnetischen Eigenschaften für diese drei Teilbereiche zusammen. Die Gruppe Pillow II fällt durch die wesentlich höhere NRM-Intensität und Suszeptibilität auf. Dies resultiert in einem höheren Q-Faktor und zeigt sich ebenfalls in einer höheren remanenten Magnetisierung (M_{rs}) beim IRM-Erwerb (bis ca. 90 mT). Die Pillow II entsprechen der schon oben beschriebenen (Kap. 4) Zone 3 (Stolper et al., 2004), die einen leicht erhöhten Fe_{tot} -Gehalt aufweisen. Die Pillows I und III sind sich in ihren magnetischen Eigenschaften teilweise ähnlich, die κ -Werte, der MDF und M_{rs} sind bei den Pillows III allerdings höher. Darüber hinaus stammen die Einheiten von verschiedenen Magmentypen und besitzen deutlich unterschiedliche Mächtigkeiten. Die Pillowlaven sind dabei generell stark von den submarinen Bildungsbedingungen mit einer schnellen Abkühlung bzw. Abschreckung der Lava geprägt.

Tab. 4.4: Gesteinsmagnetische Eigenschaften der Pillowbasalte in den drei Teufenbereichen (Mittelwert mit Standard-Abweichung und Minimal- und Maximalwerten).

Lithologie		NRM [A/m]	$\kappa_{30 A/m}$ [10 ⁻³ SI]	f_{Hd} [%]	Q	$T_{C/N}$ [°C]	AR (100°C)	Gruppe	MDF [mT]	M_{res} [%]	M_{rs} (IRM) [A/m]	Magma Typ
Pillow I < 2200 mbsl	Mittelw.	4.1	4.3	11.7	31	-170 bis -145	0.8	1b	15	2	87	MK-3
	Std-Abw.	1.2	1.4	4.4	2	40 bis 208	0.1		2	1	28	
	Min	2.9	3.2	7.7	29	535 bis 580	0.7		13	1	59	
	Max	5.3	5.9	16.4	33		0.8		16	4	115	
Pillow II 2200 - 2550 mbsl	Mittelw.	10.0	9.2	8.4	62	-175 bis -138	0.9	1b	24	5	273	MK-3
	Std-Abw.	3.9	6.1	6.6	42	65 bis 280	0.3	1a	13	4	96	
	Min	5.8	4.3	4.0	12	470 bis 580	0.7	1/2	12	3	187	
	Max	16.1	19.3	20.0	113		1.3	4	47	12	430	
Pillow III > 2550 mbsl	Mittelw.	4.8	7.1	11.4	44	-142 bis -130	0.8	1b	31	8	178	MK-1
	Std-Abw.	1.4	5.4	9.4	36	228 bis 285	0.0	1b/2	19	1	56	
	Min	3.1	2.1	1.0	8	485 bis 580	0.8		15	7	102	
	Max	6.5	13.5	22.4	80		0.9		58	8	236	

NRM: natürlich remanente Magnetisierung; $\kappa_{30 A/m}$: magnetische Suszeptibilität, gemessen bei 30 A/m; f_{Hd} : Feldabhängigkeit von κ (bei 30 und 300 A/m); Q: Königsberger Faktor; $T_{C/N}$: Curie-/Néel-Temperatur; AR(100°C): $\kappa_{Aufheizk.}/\kappa_{Abkühlk.}$ bei 100 °C; Gruppe: Probengruppierung anhand des $\kappa(T)$ -Kurvenverlaufs; MDF: „Median Destructive Field“; M_{res} : restliche Magnetisierung bei einem Feld von 160 mT; M_{rs} : bei ca. 90 mT erworbene remanente Magnetisierung; Magma Typ nach Rhodes & Vollinger (2004).

Pillow I

Die Pillowlaven sind generell durch stark streuende, niedrige bis mittlere κ -Werte gekennzeichnet. Abbildung 4.10 zeigt das Suszeptibilitätsprofil zwischen 1978 und 2028 mbsl mit einer Wechsellagerung von Hyaloklastiten und Pillows, in die teilweise Sandsteine eingeschaltet sind. Diese Pilloweinheiten gehören zu der Gruppe Pillow I, was sich in den überwiegend sehr niedrigen κ -Werten widerspiegelt (< ca. $6 \cdot 10^{-3}$ SI). Die unit 0276 ist durch mehrere interne Fließgrenzen gekennzeichnet, Pillowbrekzien wurden ebenfalls beobachtet. Die Probe SR0734-4.3 stammt aus einem Bereich zwischen zwei abgeschreckten Pillowrändern (siehe Abb. 4.10). In einer glasreichen undurchsichtigen Grundmasse befinden sich teilweise sehr große Olivineinsprenglinge (250 – 2800 μm), die teilweise entlang von Rissen serpentiniert sind

und meist Chromspinell-Einschlüsse aufweisen (Abb. 4.11a). Die Langachsen des leistenförmig ausgebildeten Plagioklas betragen 60 bis 200 μm . Der Opakphasenanteil ist mit ca. 4 % gering, wobei zahlreiche Körner mit Korngrößen von meist ca. 1 – 5 μm (maximal bis ca. 15 μm), überwiegend skelett- und kreuzförmig ausgebildet, teilweise auch als längliche Dendrite, auftreten (Abb. 4.11b). Das Ferrofluid bleibt nur an extrem wenigen Körnern haften, weshalb eine Unterscheidung zwischen tmt und ilm nur erschwert möglich ist. Eine Erklärung hierfür ist die nahe der Raumtemperatur liegende Curie-Temperatur des tmt von 40 °C (Abb. 4.11c). Neben dem Ti-reichen tmt konnten mit Hilfe der $\kappa(T)$ -Messung noch geringe Mengen an tmt mit einer sehr Magnetit-nahen Zusammensetzung ($T_C = 576$ °C) und Ilmenohämatit ($T_N = \text{ca. } -170$ °C) nachgewiesen werden. Die Reversibilität der Messung ist sehr gut. Die $\kappa(T)$ -Kurve zeigt an, dass sich der Titanomagnetit mit $T_C = 40$ °C bei den bei Raumtemperatur durchgeführten Remanenzmessungen superparamagnetisch bis paramagnetisch verhält. Dies erklärt auch die für diese Ti-reichen tmt ungewöhnlich geringe Feldabhängigkeit von 2.1 %. Die NRM-Intensität und die remanente Magnetisierung bei ca. 90 mT sind daher trotz der zahlreichen Opakphasen und der geringen Korngröße sehr niedrig (siehe Abb. 4.11d). Die relativ weich-magnetische Abmagnetisierungskurve ist wahrscheinlich auf ein bei Raumtemperatur noch schwach magnetisches Verhalten des Ti-reichen tmt zurückzuführen. Der mt-reiche tmt trägt möglicherweise nicht zur remanenten Magnetisierung bei, da bei den beobachteten kleinen Korn-

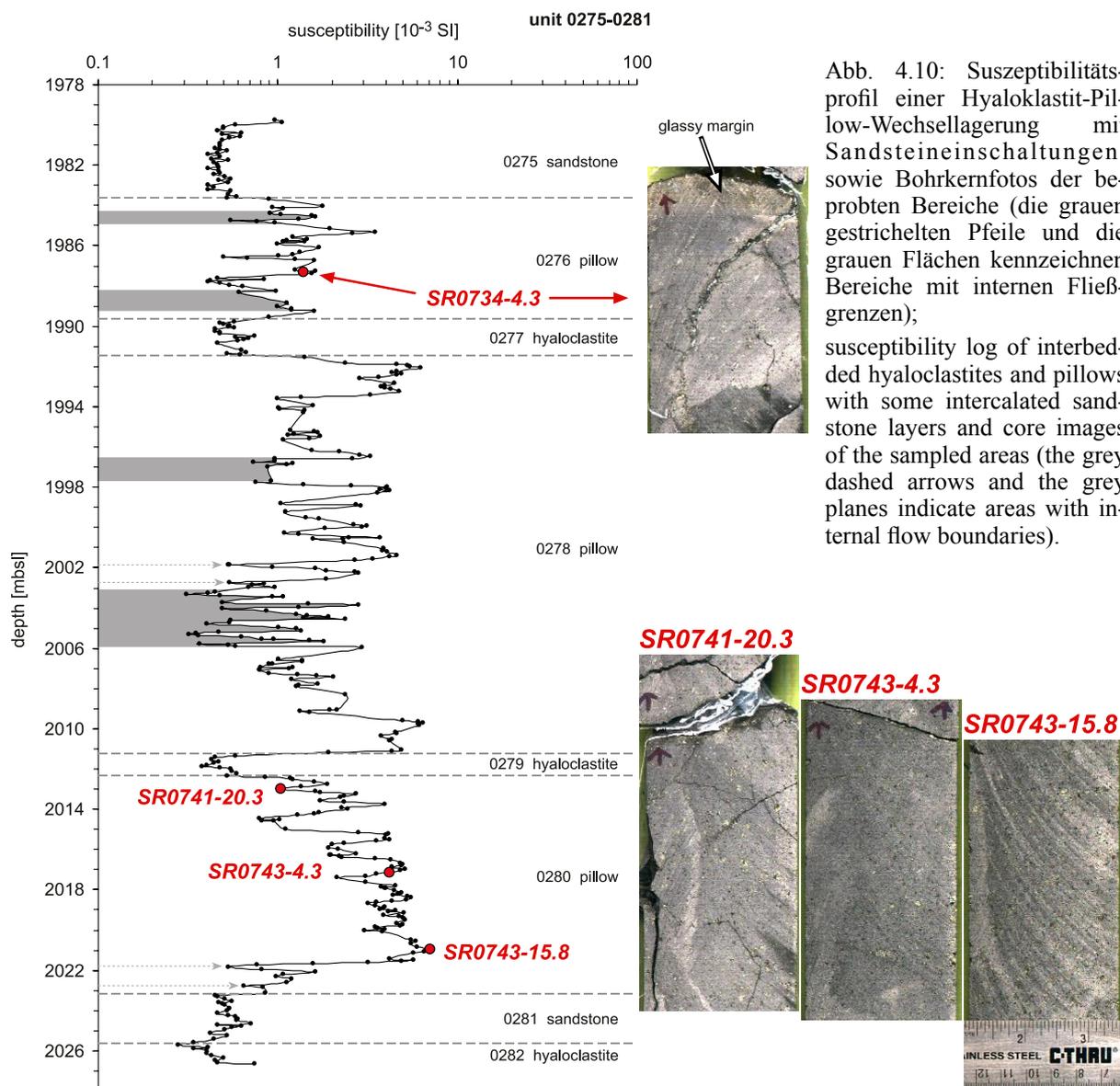


Abb. 4.10: Suszeptibilitätsprofil einer Hyaloklastit-Pillow-Wechsellagerung mit Sandsteineinschaltungen, sowie Bohrkernfotos der beprobten Bereiche (die grauen gestrichelten Pfeile und die grauen Flächen kennzeichnen Bereiche mit internen Fließgrenzen); susceptibility log of interbedded hyaloclastites and pillows with some intercalated sandstone layers and core images of the sampled areas (the grey dashed arrows and the grey planes indicate areas with internal flow boundaries).

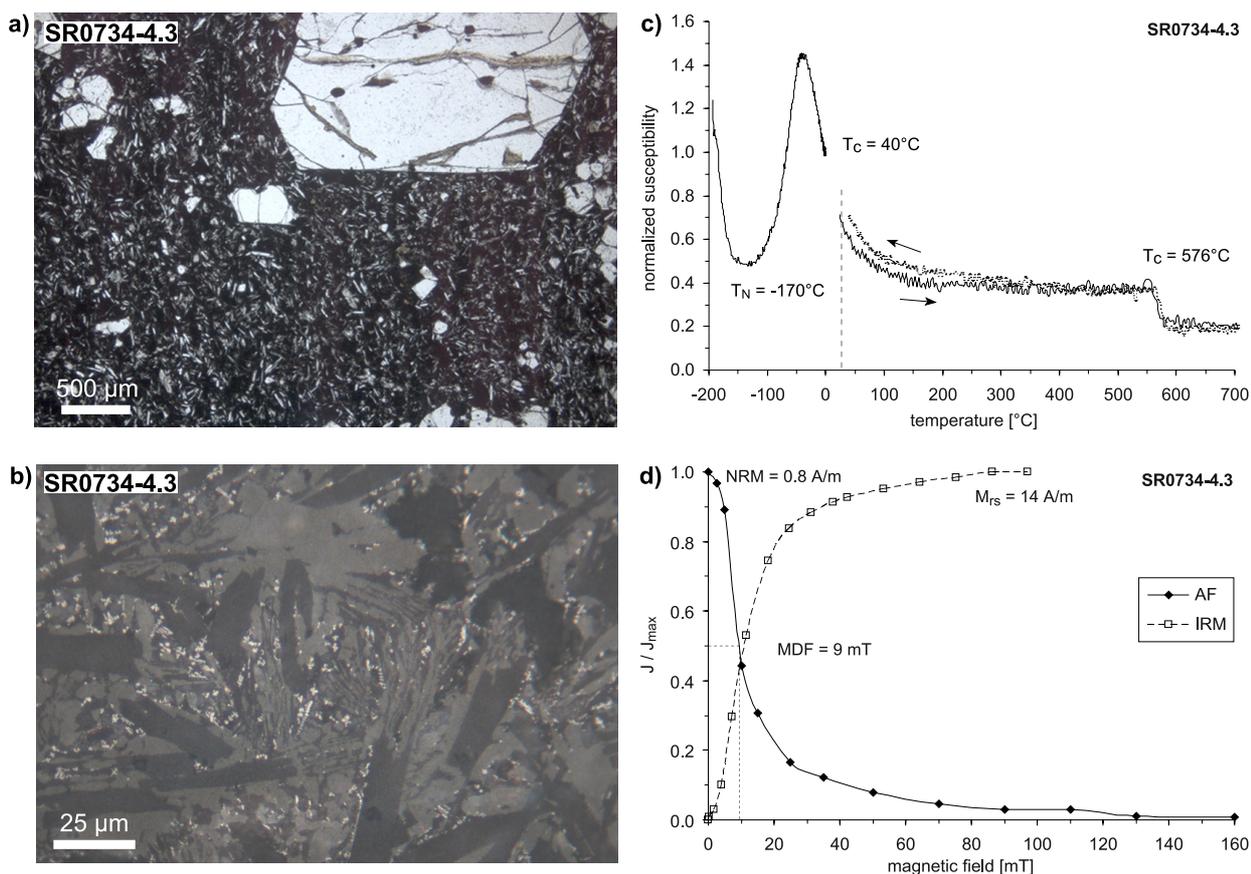


Abb. 4.11: Dünnschliffbilder in a) Durchlicht mit idio- bis hypidiomorphem Olivin und leistenförmigen Plagioklas in einer glasreichen Matrix und b) Aufsicht (in Ölimmersion) mit zahlreichen skelett- und kreuzförmige Opakphasen von sehr kleiner Korngröße, c) $\kappa(T)$ -Kurve mit $T_{C/N}$ (die vertikale, gestrichelte Linie kennzeichnet Raumtemperatur), d) Abmagnetisierungsverhalten und IRM-Erwerb;

thin section images: a) transmitted light showing euhedral to subhedral olivine and acicular plagioclase and b) reflected light (in oil immersion) with abundant very small skeletal and cruciform opaque phases, c) $\kappa(T)$ -curve with $T_{C/N}$ (vertical line indicates room temperature), d) NRM-demagnetization and IRM-acquisition.

größen ein sehr hartes und stark magnetisches Verhalten zu erwarten wäre. Daher dürfte es sich wohl bei diesem tmt um Körner im Bereich von superparamagnetischen Teilchen handeln, die eventuell Größen bis an die SD-Grenze erreichen. Dies bestätigt sich beim Vergleich mit Abbildung 4.13a und b. Dabei handelt es sich um eine Pillowlava mit vergleichbaren κ -Werten und NRM-Intensitäten, sowie Kurvenverläufen ($\kappa(T)$ und Abmagnetisierungsverhalten). Der tmt weist eine ähnliche Zusammensetzung ($T_C = 59^\circ\text{C}$) und bei ebenfalls kleinen Korngrößen (3 - 5 und 10 - 15 μm) auf. Allerdings wurde in dieser Probe kein tmt mit einer mt-nahen Zusammensetzung beobachtet, weshalb das magnetische Verhalten nur an den Ti-reichen tmt gebunden ist.

In Anbetracht der Beprobungsstelle nahe zweier Pillowränder und der glasreichen Matrix mit zahlreichen, sehr feinkörnigen Opakphasen, lässt sich für die Probe SR0734-4.3 ein relativ hoher Grad an Unterkühlung bei einer schnellen Abkühlung annehmen (siehe Kap. 3.3 und Abb. 3.15). Ein Vergleich mit den Texturen der unterschiedlich schnell abgekühlten Proben von *Hammer et al.* (2003) lässt auf Abkühlungsgeschwindigkeiten zwischen ca. 72 und 231 $^\circ\text{C}/\text{h}$ schließen. Die mt-nahe Zusammensetzung des tmt und die relativ il-reiche des ilhm stimmen gut mit Abbildung 4.9 und den Beobachtung von *Zhou et al.* (2000) für stark abgeschreckte Laven überein. Allerdings ist die dominierende Phase unter den Opakmineralen in dieser Probe Ti-reicher tmt. Dies lässt sich nur realisieren im Rahmen einer schnellen Abkühlung bei relativ niedrigen $f\text{O}_2$ aus einer Ti-reichen Schmelze (vgl. Abb. 4.9). Dadurch würde ein Ti-reicher tmt und il-reicher ilhm koexistieren, wobei trotz der schnellen Abkühlung und der geringen

Diffusionsgeschwindigkeit des Titans verglichen mit der des Eisens, genügend Ti zum Einbau in den tmt-Kristall zur Verfügung stünde. Der tmt mit der mt-nahen Zusammensetzung ist dagegen wahrscheinlich bei niedrigeren Temperaturen aus der Schmelze auskristallisiert. *Toplis & Carroll* (1995) beschreiben, dass bei fO_2 oberhalb des Quarz-Fayalit-Magnetit-Puffers zuerst fast „reiner“ Magnetit auskristallisiert. Die tmt-Zusammensetzung ändert sich allerdings mit zunehmender Abkühlung von mt-reich zu Ti-reich unter der Voraussetzung, dass keine andere Phase wie ilhm oder Klinopyroxen das Ti einbauen (Lattard, pers. Mitt.). Sobald sich z.B. ilhm bildet fällt der Ti-Gehalt im tmt drastisch, da das Titan vornehmlich in den ilhm eingebaut wird. Allerdings dürfte es aufgrund der Genese der Pillowlaven schwierig sein, die nötigen Diffusions- und Re-Äquilibrierungsprozesse bei hohen Abkühlungsraten aufrecht zu erhalten, damit solche Veränderungen in der Zusammensetzung ablaufen können. Die geochemischen Daten von *Rhodes & Vollinger* (2004) als auch von *Stolper et al.* (2004) lassen für diesen Profilbereich erhöhte Ti-Gehalte erkennen, was damit die oben beschriebene Interpretation, Abkühlung unter relativ niedriger fO_2 und hohem Ti-Gehalt, untermauert.

Mit einer Erhöhung der durchschnittlichen Mächtigkeit (interne Fließgrenzen berücksichtigt) von unit 0276 (0.75 m), über 0278 (0.89 m), die einzelne interne Fließgrenzen aufweist und stark zerbrochen ist, zu unit 0280 (2.7 m) steigen auch die Suszeptibilitäten an. Der Pillowbasalt der unit 0280 ist dabei durchgehend frisch und massig ausgebildet (siehe Kernfotos, Abb. 4.10), nur an der Basis der Einheit befinden sich geringmächtigere Pillows mit abgeschreckten Rändern. Niedrige Suszeptibilitäten sind bei den Pillowlaven zum größten Teil auf interne Fließgrenzen zurückzuführen. Bei unit 0280 lassen sich mehrere Loben mit einem durchschnittlichen Abstand von 1.44 m erkennen, deren Grenzen keine glasierten Pillowränder aufweisen. Es handelt sich dabei auch nicht um einen artifiziell erzeugten Effekt durch die Kernränder, da die Bohrkern in den Archivboxen eine Länge von ca. 62 cm haben, was nicht mit der Lobendicke übereinstimmt. Demnach scheinen solche Suszeptibilitätsprofile gut die Internstruktur der Gesteine abzubilden, wobei makroskopisch keine Auffälligkeiten beobachtet wurden. Möglicherweise spiegeln diese Loben mehrere Magmenschübe innerhalb einer Pilloweinheit wider, sodass sich keine Abschreckungskruste ausbilden konnte.

Die drei Proben aus dem oberen, mittleren und unteren Bereich dieser Einheit sind sich makroskopisch sehr ähnlich, die κ -Werte steigen allerdings mit zunehmender Tiefe an und weisen auf Unterschiede im magnetischen Verhalten hin. Abbildung 4.12 zeigt Dünnschliffbilder dieser Proben. In Tabelle 4.5 sind die Kornformen und -größen der wesentlichen Minerale zusammengefasst. Die Olivineinsprenglinge sind gut erhalten und weisen nur entlang von Spaltrissen Serpentinisierung auf. Der Plagioklas in der Grundmasse zeigt eine deutliche Korngrößenzunahme mit der Tiefe. In der Probe des mittleren und unteren Bereichs treten zusätzlich xenomorph ausgebildete Klinopyroxene in Erscheinung, deren Korngröße von 60 – 80 μm im mittleren Teil (SR0743-4.3) auf 60 – 100 μm im unteren Teil (SR0743-15.8) zunimmt. Somit konnte mit zunehmender Tiefe ein Anstieg der Korngröße beobachtet werden. Dies gilt ebenfalls für die Opakphasen (Abb. 4.12b, d, f), deren Anteil zwischen 3 und 5 % beträgt. Der Opakphasenanteil ist in den drei Proben relativ konstant, allerdings zeigt sich in der Probe aus dem oberen Bereich eine weitaus größere Kristallanzahl. Damit wird eine Verringerung des Opakphasenanteils aufgrund kleinerer Korngrößen durch eine höhere Kristallanzahl ausgeglichen. Durch die Verwendung eines Ferrofluids konnte in den beiden unteren Proben der nicht magnetische ilhm gut von dem magnetischen tmt unterschieden werden (Abb. 4.12d, f). Besonders in der Probe SR0743-15.8 ist eine Anlagerung bzw. ein Um- oder Anwachsen von tmt um ilhm zu beobachten.

Die Probe aus dem oberen Bereich der Pilloweinheit weist ähnliche Merkmale wie SR0734-4.3 von unit 0276 auf und scheint demnach ein schwächer magnetisches Verhalten zu besitzen. Dies deutet sich

schon durch die niedrige Suszeptibilität und in Abb. 4.12b durch eine geringe Anlagerung des Ferrofluids an. In Abbildung 4.13 sind $\kappa(T)$ -Kurven und das Ab- und Aufmagnetisierungsverhalten der drei Proben dargestellt. Die Zusammensetzung des tmt, wie auch die NRM-Intensität und M_{rs} zeigt für die beiden schwach magnetischen Proben der units 0276 und 0280 vergleichbare Werte, wobei SR0741-20.3 aufgrund der etwas höheren Curie-Temperatur ein härteres magnetisches Verhalten und eine etwas stärkere Feldabhängigkeit ($f_{Hd} = 3.9\%$) aufweist. Dies äußert sich in dem höheren MDF und in der schwächer und „langsamer“ ansteigenden, nicht gesättigten IRM-Erwerbskurve. Mit zunehmender Tiefe im Profil

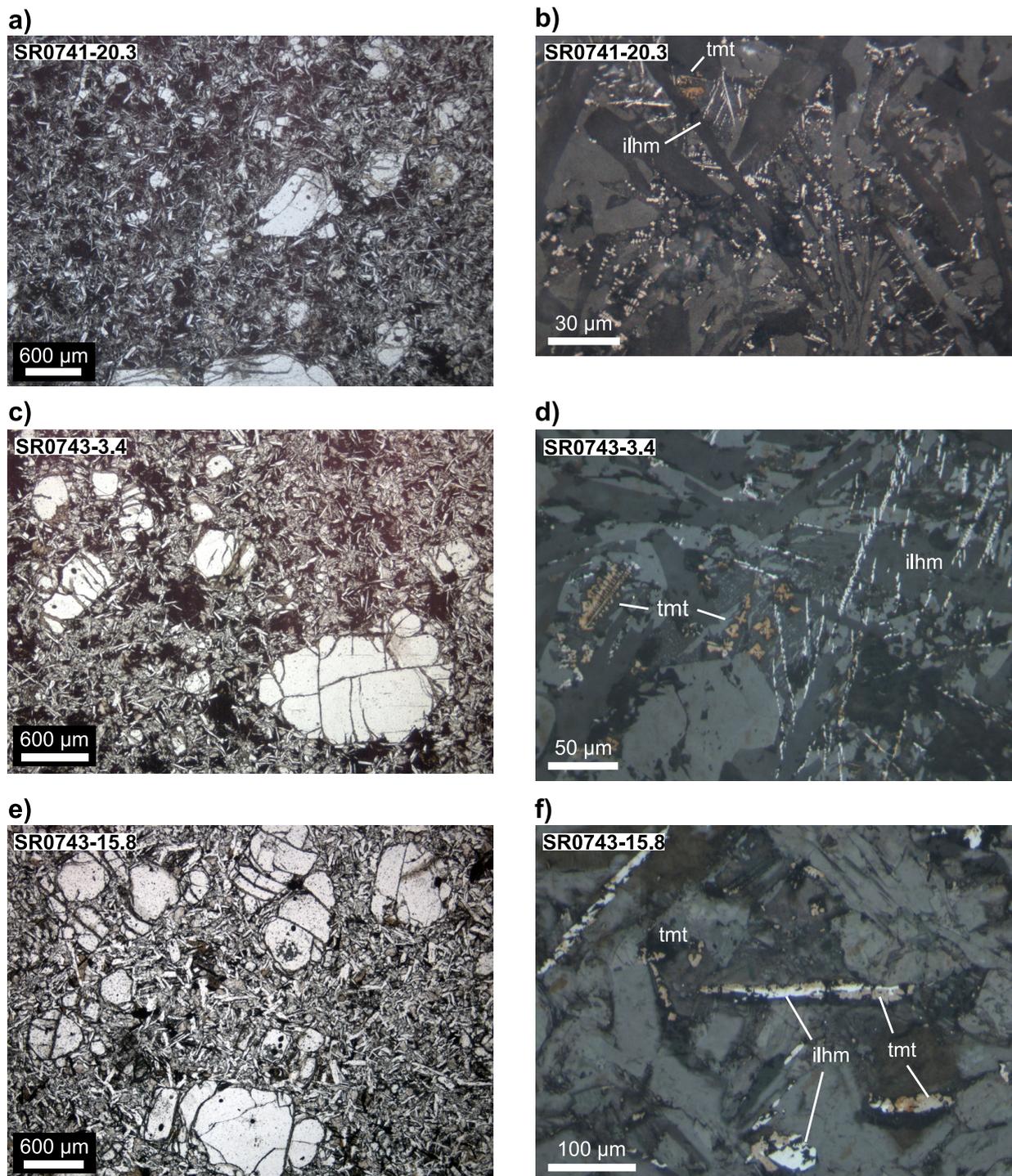


Abb. 4.12: Dünnschliffbilder der Proben aus unit 0280 im Durchlicht (a, c, e) und im Auflicht (b, d, f, mit Ferrofluid belegt und in Ölimmersion);

thin section images of samples from unit 0280 taken in transmitted light (a, c, e) and reflected light (b, d, f, coated with ferrofluid and in oil immersion).

4. Charakteristische gesteinsmagn. und magneto-min. Eigenschaften der lithologischen Einheiten

Tab. 4.5: Ausbildung und Korngrößen von Mineralen aus Proben der unit 0280.

Probe	Olivin	Plagioklas	Chromspinnell	Titanomagnetit	Ilmenohämatit
SR0741-20.3	hypidiom.-xenom. 250 bis 2500 μm	leistenförmig 100 bis 200 μm	idiom.-hypidiom. 25 bis 80 μm	Kreuze ca. 3 - 5 μm Skelette ca. 10 - 15 μm	leistenförmig bis ca. 18 μm Dendrite ca. 30 μm
SR0743-4.3	hypidiom.-xenom. um 200 μm und bis 3500 μm	leistenförmig 80 bis 300 μm	idiom.-hypidiom. 5 bis 30 μm	Kreuze und Skelette 5 - 20 μm	leistenförmig und teils Dendrite 20 - 70 μm
SR0743-15.8	hypidiom.-xenom. 320 - 2000 μm	leistenförmig 120 - 300 μm	idiomorph 40 - 60 μm	längliche Skelette bis 200 μm Kreuze 10 - 20 μm	leistenförmig meist ca. 200 μm auch bis 400 μm

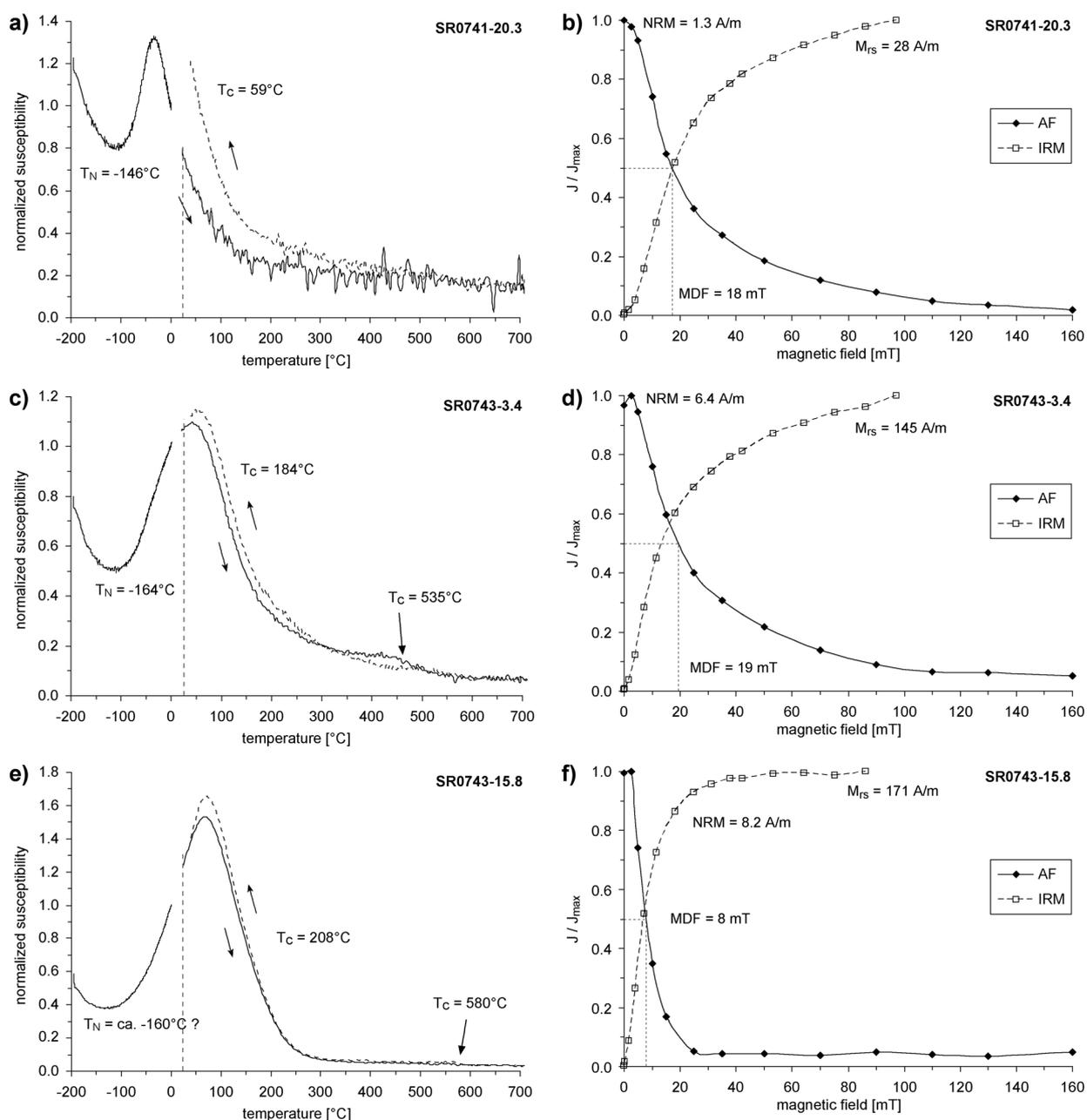


Abb. 4.13: Temperaturabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität (a, c, e) und Abmagnetisierungsverhalten mit IRM-Erwerb (b, d, f) für Proben der unit 0280 (vertikale gestrichelte Linie in a, c und e kennzeichnet Raumtemperatur);

temperature dependency of magnetic susceptibility (a, c, e), demagnetization and IRM-acquisition (b, d, f) of samples from unit 0280 (vertical dashed line in a, c and e indicates room temperature).

verschiebt sich die Zusammensetzung des tmt zu einer höheren T_C und damit zu einer höheren Magnetit-Komponente, wobei die ilhm-Zusammensetzung geringeren Schwankungen unterworfen ist. Das tmt- zu ilhm-Anteile verschieben sich wahrscheinlich nur leicht zu Gunsten des tmt. Für die Probe des mittleren Bereichs wurde eine weitere T_C mit 535 °C ermittelt. Dabei handelt es sich wahrscheinlich um Titanomaghemit, also oxidierten tmt (siehe Abb. 4.5), der während der $\kappa(T)$ -Messung instabil wird und sich zu tmt umwandelt. Dies äußert sich in einer schwachen Irreversibilität. Eine detailliertere Betrachtung folgt weiter unten. Die Bestimmung der T_N der Probe SR0743-15.8 ist problematisch, da die Temperatur des Flüssigstickstoffs nicht ausreicht, um den Tieftemperaturast der Messung verlässlich abzubilden. Aufgrund der nun höheren T_C 's verhalten sich die beiden Proben aus dem unteren Bereich der unit 0280 bei Raumtemperatur magnetisch. Dementsprechend ist ein Anstieg der Magnetisierungen in diesen Proben zu verzeichnen. Die mittlere Probe zeigt aufgrund der deutlich kleineren Korngrößen ein härter magnetisches Verhalten, sowohl beim Ab- als auch Aufmagnetisieren. Die Probe aus dem unteren Bereich ist dagegen relativ weich magnetisch und lässt sich leicht aufmagnetisieren, was auf multi-domain Teilchen und damit große Korngrößen zurückzuführen ist. Die im Hinblick auf die Teilchengröße relativ hohe NRM könnte wie oben beschrieben laut *Tauxe & Love* (2003) auf eine starke viskose Remanenz zurückzuführen sein.

Der Trend mit zunehmender Tiefe, der durch die ilhm- und tmt-Zusammensetzung und die Korngrößen der Silikate und Ophakphasen definiert wird, lässt sich mit einer Abnahme der Abkühlungsgeschwindigkeit erklären. Das magnetische Verhalten von SR0741-20.3 aus dem oberen Bereich wird von zahlreichen Ti-reichen tmt-Körnern mit kleinen Korngrößen bestimmt, die auf einen starken Abschreckungsgrad zurückzuführen sind, welcher sich zusätzlich in dem hohen Glasanteil des Pillowbasalts äußert. Dagegen ist SR0743-15.8 aus dem unteren Bereich langsamer abgekühlt, sodass sich weniger aber größere Körner ausbilden konnten. Die Zusammensetzung des tmt hat sich entsprechend Abbildung 4.9 bei tieferen Temperaturen zu einem mt-reicheren tmt verschoben, wobei sich die ilhm-Zusammensetzung nur geringfügig änderte. Da innerhalb dieser ca. 10 m mächtigen Pilloweinheit keine Pillowränder oder andere interne Fließgrenzen zu beobachten sind, was auf mehrere Lavaschübe hindeuten könnte, scheint sich diese Einheit während eines Ausbruchereignisses mit relativ hoher Magmenfördermenge gebildet zu haben. Das oben beschriebene Suszeptibilitätsmuster mit den Loben deutet dabei auf mehrere, kurz aufeinander folgende Magmenschübe, die die Einheit von innen heraus aufbauten (Inflation). An der Oberseite der Einheit wird die Wärme durch Konvektion des Meerwassers (oder im Falle von subaerischen Lavaströmen auch durch Luft) relativ schnell abgeleitet, während nach unten hin die Wärme im unterlagernden Gestein durch die viel langsamere Konduktion abgeführt wird. Das Temperaturmaximum liegt dementsprechend im unteren Drittel der Gesteinseinheit (*Schmincke*, 2000). Dies resultiert in einem unterschiedlichen Abkühlungsverhalten mit der Tiefe, sodass die Pilloweinheit sukzessive von oben nach unten auskristallisiert, was sich in dem unterschiedlichen magnetischen Verhalten widerspiegelt. Somit resultieren die mit der Tiefe ansteigenden Suszeptibilitäten aus größeren Korngrößen und einem mt-reicheren tmt.

Pillow II

Die Pillowbasalte zwischen 2200 und 2550 mbsl besitzen neben unterschiedlichen Olivin- und Vesikelanteilen (Tab. 4.1) und Mächtigkeiten deutlich höhere Suszeptibilitäten und NRM-Intensitäten als die Pillow I und III. Die Pillow II stammen wie die Pillow I von Magmen des Typs MK-3 ab, sie besitzen allerdings etwas mehr TiO_2 und Fe_{tot} , wobei sich das Fe_{tot}/Ti -Verhältnis leicht verringert. Abbildung 4.14 zeigt Suszeptibilitätsprofile mehrerer Pilloweinheiten. Die units 0288, 0290 und 0292 zeigen die für Pillowbasalte typische Streuung der Suszeptibilität bei niedrigen bis mittleren κ -Werten. Im Gegensatz zu unit 0280 (siehe oben) wurden für unit 0288 110 interne Fließgrenzen beobachtet. Bei einer Mächtigkeit

von ca. 49 m für die gesamte Pilloweinheit ergibt sich eine durchschnittliche Mächtigkeit von ca. 0.44 m. Die starke Streuung der κ -Werte, die ein zyklisches Muster andeuten, wird daher durch die niedrigen Suszeptibilitäten der glasigen Pillowränder hervorgerufen. Ein ca. 2.6 m mächtiger Bereich bei ca. 2241 mbsl weist dagegen keine internen Fließgrenzen auf, was sich in den relativ konstanten und etwas höheren κ -Werten niederschlägt. Diese Einheit entstand wahrscheinlich während einer lang andauernden Eruption (hohe Mächtigkeit), die allerdings nur geringe Magmenmengen förderte, sodass mehrere Pillowlaven mit unterschiedlicher Mächtigkeit übereinander geflossen sind. Somit spiegelt dieses Suszeptibilitätsprofil die Ausbruchsbedingungen der Pillowlaven wider.

Die massige und mächtige unit 0291 stellt dagegen mit den für Pillowlaven ungewöhnlich hohen Suszeptibilitäten eine Ausnahme dar. Mit zunehmender Tiefe ist eine leichte κ -Abnahme zu beobachten. Hohe Suszeptibilitäten im oberen Bereich der Gesteinseinheit korrelieren dabei mit hohen Vesikularitäten. Dagegen zeigt die unit 0295 (siehe Anhang C) eine umgekehrt Korrelation, mit zunehmender Tiefe ansteigende Suszeptibilitäten bei abnehmender Vesikularität. Somit treten die höheren Vesikelanteile zwar in beiden Fällen im oberen Bereich der Pilloweinheit auf, scheinen aber nicht mit der Suszeptibilität in Beziehung zu stehen. Dies unterstreicht die Beobachtung für die subaerischen Laven in Kapitel 3.2 und die Ergebnisse von *Cañón-Tapia et al. (1997)* und scheint damit auch für submarine Gesteine gültig zu sein. In Tabelle 4.6 sind gesteinsmagnetische Parameter einiger Proben zusammengefasst. Hierbei lassen

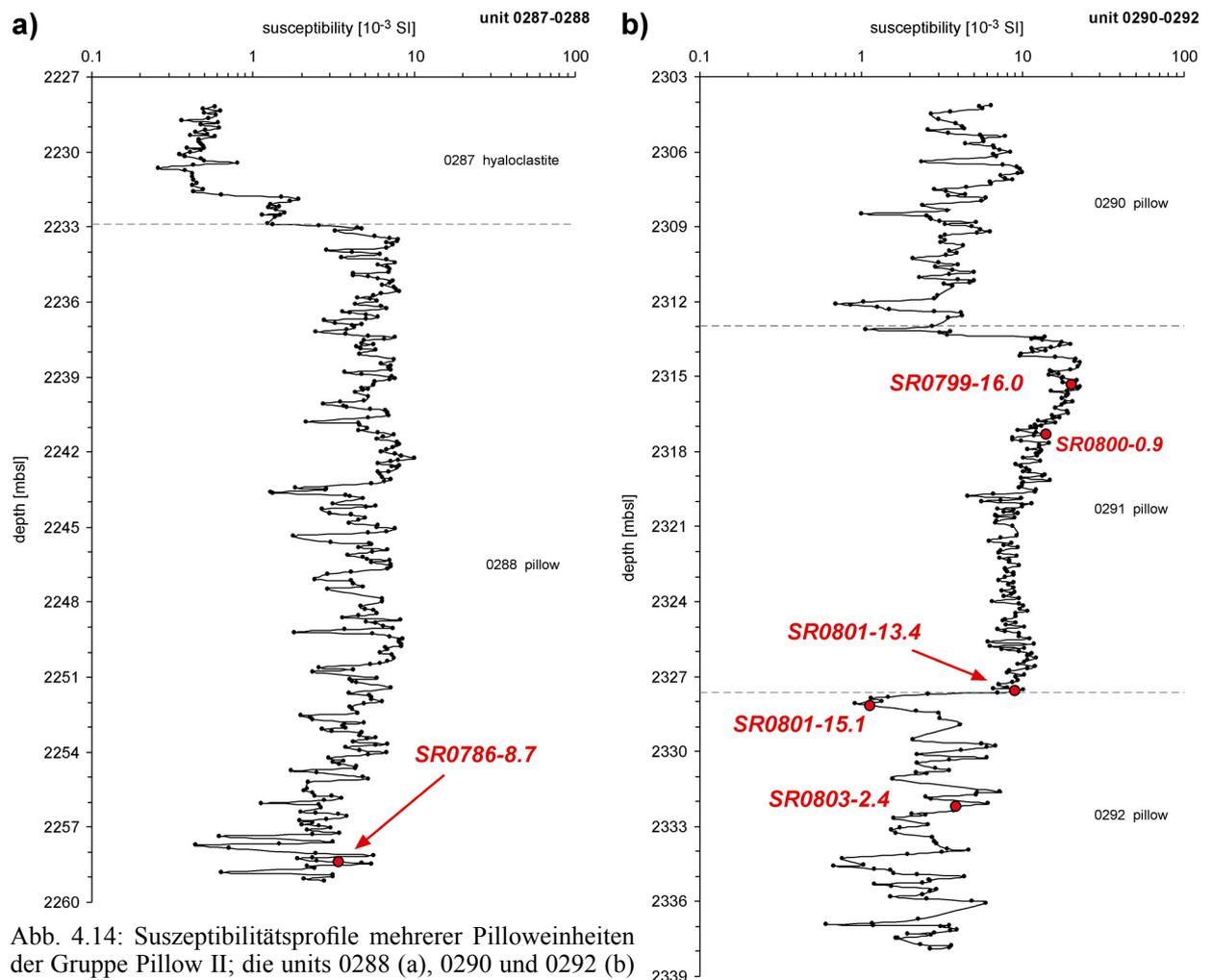


Abb. 4.14: Suszeptibilitätsprofile mehrerer Pilloweinheiten der Gruppe Pillow II; die units 0288 (a), 0290 und 0292 (b) zeigen die für Pillowlaven typische κ -Signatur von niedrigen bis mittleren Suszeptibilitäten mit einer relativ starken Streuung;

susceptibility profiles of several pillow units from group Pillow II; the units 0288 (a), 0290 and 0292 (b) show the typical κ -signature for pillow basalts with low to intermediate κ and broad scattering.

sich die Pillow II in zwei Untergruppen gliedern: 1) niedrige bis mittlere κ und hohe NRM, 2) hohe κ und mittlere NRM. Diese Unterteilung lässt sich nur teilweise auf den Opakphasenanteil zurückführen (< 3 % für die unit 0292 und 7 – 12 % für 0288 und 0291), eine wichtige Rolle spielt wie schon bei den Pillow I die Korngröße des tmt.

Tab. 4.6: Gesteinsmagnetische Eigenschaften einiger Pillow II Basalte.

Probe	unit	Tiefe [mbsl]	NRM [A/m]	$\kappa_{30 \text{ A/m}}$ [10^{-3} SI]	f_{Hd} [%]	Q	AR (100°C)	Gruppe	MDF [mT]	M_{res} [%]	M_{rs} (IRM) [A/m]
SR0786-8.7	288	2258.4	17.8	4.8	2.8	131.7	0.6	1b	26	3	347
SR0799-16.0	291	2315.3	8.9	28.6	34.4	11.1	0.9	1a	6	1	267
SR0801-13.4	291	2327.6	6.4	12.4	9.5	18.5	0.9	1b	13	3	255
SR0801-15.1	292	2328.2	18.0	3.2	3.4	200.5	0.1	4	61	14	271
SR0803-2.4	292	2332.2	3.9	5.5	7.0	25.7	1.2	1b	32	9	134

NRM: natürlich remanente Magnetisierung; $\kappa_{30 \text{ A/m}}$: magnetische Suszeptibilität, gemessen bei 30 A/m; f_{Hd} : Feldabhängigkeit von κ (bei 30 und 300 A/m); Q: Königsberger Faktor; AR(100°C): $\kappa_{\text{Aufheizk.}}/\kappa_{\text{Abkühlk.}}$ bei 100 °C; Gruppe: Probengruppierung anhand des $\kappa(T)$ -Kurvenverlaufs; MDF: „Median Destructive Field“; M_{res} : restliche Magnetisierung bei einem Feld von 160 mT; M_{rs} : bei ca. 90 mT erworbene remanente Magnetisierung.

Die Variation der Korngröße und die Auswirkungen auf die magnetischen Eigenschaften wie MDF, κ und NRM sind in Tabelle 4.6 offensichtlich. Hohe Suszeptibilitäten bei mittleren NRM-Intensitäten sind dabei auf größere Korngrößen zurückzuführen. In Abbildung 4.15 sind Dünnschliff- und BSE-Bilder der Proben dargestellt. Eine Gemeinsamkeit der Pillow II ist dabei der ausgesprochen geringe Olivinanteil, dagegen wurde in diesen Basalten das Auftreten von teilweise bastitisierten Orthopyroxen-Phänokristallen beobachtet. Der Orthopyroxen ist dabei z.B. in der Probe SR0786-8.7 idio- bis hypidiomorph (300 – 800 μm) und stengelig (ca. 1000 – 2000 μm) ausgebildet. Diese Probe ist ca. 3 – 4 cm von einer Abschreckungskruste entfernt und besitzt daher eine sehr glasreiche, dunkle Matrix mit relativ vielen Vesikeln von unregelmäßiger bis rundlicher Form (20 – 500 μm), die fast ausschließlich in nahezu lichtundurchlässigen Bereichen des Schliffs zu finden und meist mit Zeolithen verfüllt sind (rechte Bildhälfte in Abb. 4.15a). Die Matrix weist aufgrund der starken Abschreckung teilweise eine Spinifex-Struktur auf (in Abb. 4.15b angedeutet), die wahrscheinlich von dendritischen Klinopyroxenen aufgebaut wird. Zusätzlich tritt leistenförmiger (ca. 400 μm) Plagioklas auf. Die zahlreichen, sehr feinkörnigen Opakphasenminerale stellen ca. 8 – 10 % des Mineralbestandes dar und setzen sich aus csp, tmt und ilhm zusammen. Der Chromspinell (helles großes Korn in Bildmitte der Abb. 4.15b) kommt hypidiomorph (20 – 40 μm) als Einschluss in Orthopyroxen und Olivin vor, aber auch in der Matrix (bis 120 μm), wo er teilweise einen tmt-Rand aufweist. Den dominierenden Anteil der Opakphasen stellt jedoch skelett- bis kreuzförmiger tmt mit Korngrößen von $\leq 5 - 10 \mu\text{m}$ dar. Nur selten ist länglicher (ca. 20 μm) ilhm zu beobachten. In einigen Pillowlaven treten nahe der glasreichen Abschreckungsränder (wenige cm Entfernung) dunkle, runde Bereiche mit wenigen Millimetern Durchmesser auf (Abb. 4.16). Dabei könnte es sich um sogenannte „Globuli“ oder „Schmelztropfen“ handeln, welche ähnliche Korngrößen aber einen höheren Anteil an Einsprenglingen aufweisen als das umgebende Material. Darüber hinaus zeigen sie unregelmäßig geformte Hohlräume und scheinen schwach alteriert zu sein. Die relativ kleinen tmt-Korngrößen sind dabei für die hohe NRM-Intensität (und M_{rs}) und das relativ hart magnetische Abmagnetisierungsverhalten (siehe MDF) verantwortlich.

Die hohen κ -Werte der unit 0291 sind zum Teil auf den relativ hohen Opakphasenanteil, aber vor allen Dingen auf die großen Korngrößen des tmt zurückzuführen (siehe Abb. 4.15c und d). SR0801-13.4 besitzt dagegen deutlich kleinere tmt-Körner (meist 40 – 60 μm , aber auch 10 – 20 μm), was sich einer-

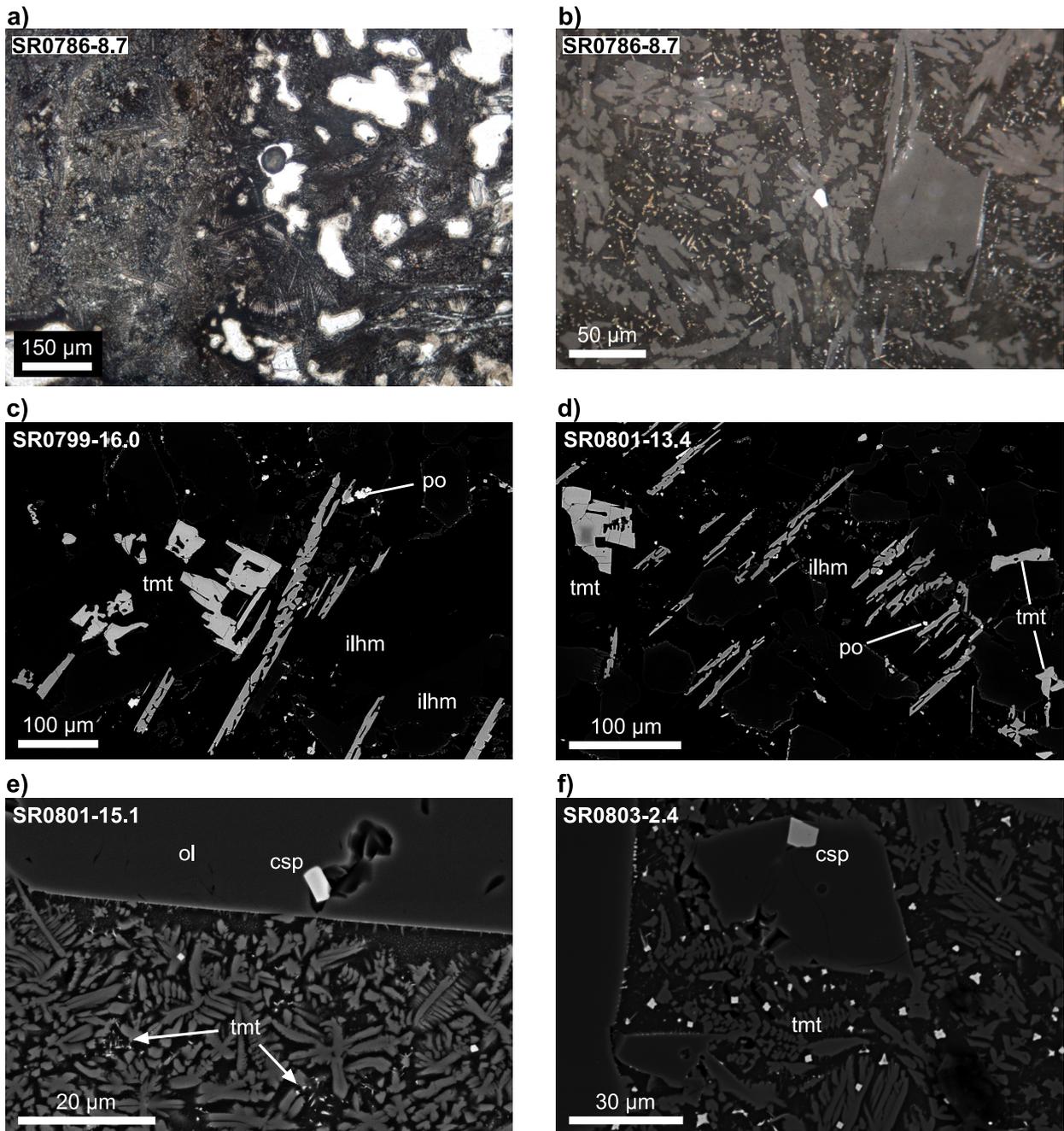


Abb. 4.15: Dünnschliffbilder in Durchlicht (a) und Aufsicht (b, in Öl und mit Ferrofluid) von SR0786-8.7; c) bis f) zeigt BSE-Bilder verschiedener Proben zur Veranschaulichung der Textur und Korngröße der Opakphasen; weitere Beschreibung siehe Text;

thin section in transmitted (a) and reflected light (b, in oil and with ferrofluid) of sample SR0786-8.7; c) to f) shows BSE-images of different samples showing the grain texture and sizes of opaque minerals; further description see text.

seits in der Halbierung von κ und andererseits in der Erhöhung des MDF im Vergleich zu SR0799-16.0 äußert, wobei der M_{rs} -Wert nahezu gleich ist (siehe Tab. 4.6). Der dunkle Bereich in dem tmt-Korn in der linken Bildhälfte der Abbildung 4.15d ist sehr wahrscheinlich auf einen Chromspinellkern zurückzuführen. Der Übergang von csp-Kern zu tmt-Rand ist hier eher fließend. Sonst wurde meist eine scharfe Grenze beobachtet (siehe Kap. 4.1.3), was ein Hinweis auf die unterschiedlichen Zeitpunkte in der Kristallisationsabfolge von Chromspinell und Titanomagnetit darstellen könnte. Der tmt in SR0799-16.0 weist überwiegend Korngrößen von 40 – 80 µm auf und kann aber auch ca. 300 µm erreichen. In einigen Bereichen wurden relativ viele kleine ($\leq 5 - 20$ µm) tmt-Skelette beobachtet, die wahrscheinlich einen Teil



Abb. 4.16: “Globuli” bzw. “Schmelztropfen”, die ca. 2 – 3 cm von einer Pillow-Abschreckungskruste (die Pfeile zeigen weg vom Pillowrand); “globules” or “melt-drops”, ca. 2 – 3 cm apart from a chilled pillow margin (SR0803-2.4, unit 0292, arrows show opposite direction to pillow margin).

zu der hohen NRM-Intensität beitragen. Der ilhm ist in beiden Proben in Form von länglichen Skeletten ausgebildet (SR0799-16.0: bis ca. 400 μm lang, SR0801-13.4: 40 – 100 μm). Oftmals zeigen sich tmt-ilhm-Verwachsungen, teilweise zusätzlich mit Pyrrhotin, wobei tmt häufig den lokal parallel orientierten, länglichen ilhm umwächst.

Das Gefüge der Pillowbasalte von unit 0292 ist durch eine starke Abschreckung und der daraus resultierenden kleinen Korngrößen geprägt (Abb. 4.15e und f), was sich in den niedrigen Suszeptibilitäten widerspiegelt (Abb. 4.14b). SR0801-15.1 ist eine Pillow-Brekzie, die aus bis zu ca. 3 mm großen, teilweise resorbierten Olivineinsprenglingen in einer schwarzen, glasigen Matrix besteht. Als Opakphase tritt hypidimorph ausgebildeter, 10 – 30 μm großer csp in der Matrix und als Einschluss im Olivin auf. Zusätzlich wurden kleinste (< 1 μm) Opakphasen in einer Matrix mit Spinifex-Struktur beobachtet, bei denen es sich wahrscheinlich um tmt handelt (siehe Abb. 4.15e). SR0803-2.4 stammt nahe von der Abschreckungskruste und zeigt ein ähnliches Gefüge. Allerdings weist der skelett- bis kreuzförmige tmt größere Korngrößen von maximal 5 – 10 μm auf (Abb. 4.15f). Dementsprechend ist das magnetische Verhalten dieser Proben durch eine geringe Suszeptibilität, aber hohen Magnetisierungen und MDF charakterisiert.

In Abbildung 4.17 sind die $\kappa(T)$ -Kurven der beschriebenen Proben zusammengestellt. Die Curie-Temperatur des tmt beträgt 135 bis 210 $^{\circ}\text{C}$. Bei den meisten Proben ist zusätzlich noch ein tmt mit mt-naher Zusammensetzung und eine weitere Phase mit $T_C =$

490 – 520 $^{\circ}\text{C}$ zu beobachten. Diese dritte Phase ist allerdings nicht mehr bei der Abkühlkurve zu beobachten, dagegen kam es zur Bildung einer mt-nahen Phase, was sich in einer unterschiedlich ausgeprägten Irreversibilität der $\kappa(T)$ -Kurven zeigt. Daher werden die T_C um 500 $^{\circ}\text{C}$ als Hinweis auf einen Titanomaghemit (tmgh) angesehen. Z.B. *Readman & O'Reilly* (1971), *O'Reilly & Readman* (1971) oder *Özdemir* (1987) haben sich eingehend mit den Bildungs- und Umwandlungsprozessen von tmgh beschäftigt. Der tmgh ist ähnlich wie der Maghemit bei Temperaturen oberhalb 250 bis 300 $^{\circ}\text{C}$ instabil und invertiert sowohl im Vakuum als auch in Luftatmosphäre (*Wasilewski*, 1968) zu einer lamellaren Verwachsung einer kubischen und einer rhomboedrischen Phase. Das Endprodukt hat dabei meist eine höhere Magnetisierung, was sich in der Irreversibilität der $\kappa(T)$ -Kurven widerspiegelt, und ähnelt in Textur und Zusammensetzung dem Produkt einer Hoch-Temperatur Oxidation (siehe Kap. 4.2). Je nach Oxidationsgrad (z) des tmgh handelt es sich bei den Endprodukten der Inversion um folgende Phasen:

- schwach bis intermediär oxidiert: fast stoichiometrischer tmt + il-nahe Phase
- intermediär bis stark oxidiert: mt-naher tmt + ilhm (Ti-ärmer)
- sehr stark oxidiert: mt-nahe + hm-nahe Phase + Anatas bzw. Pseudobrookit.

Die unter Kapitel 4.1.1 beschriebene Kornverkleinerung im Zuge der Maghemitisierung äußert sich für schwach bis intermediär oxidierte tmgh einerseits in einem härter magnetischen Verhalten, d.h. höheren Koerzitivkraft (H_C), und andererseits geringeren Sättigungsmagnetisierung (z.B. *Tucker & O'Reilly*, 1980, *Özdemir & O'Reilly*, 1982). *Petersen & Vali* (1987) haben am Raster-Elektronen-Mikroskop die

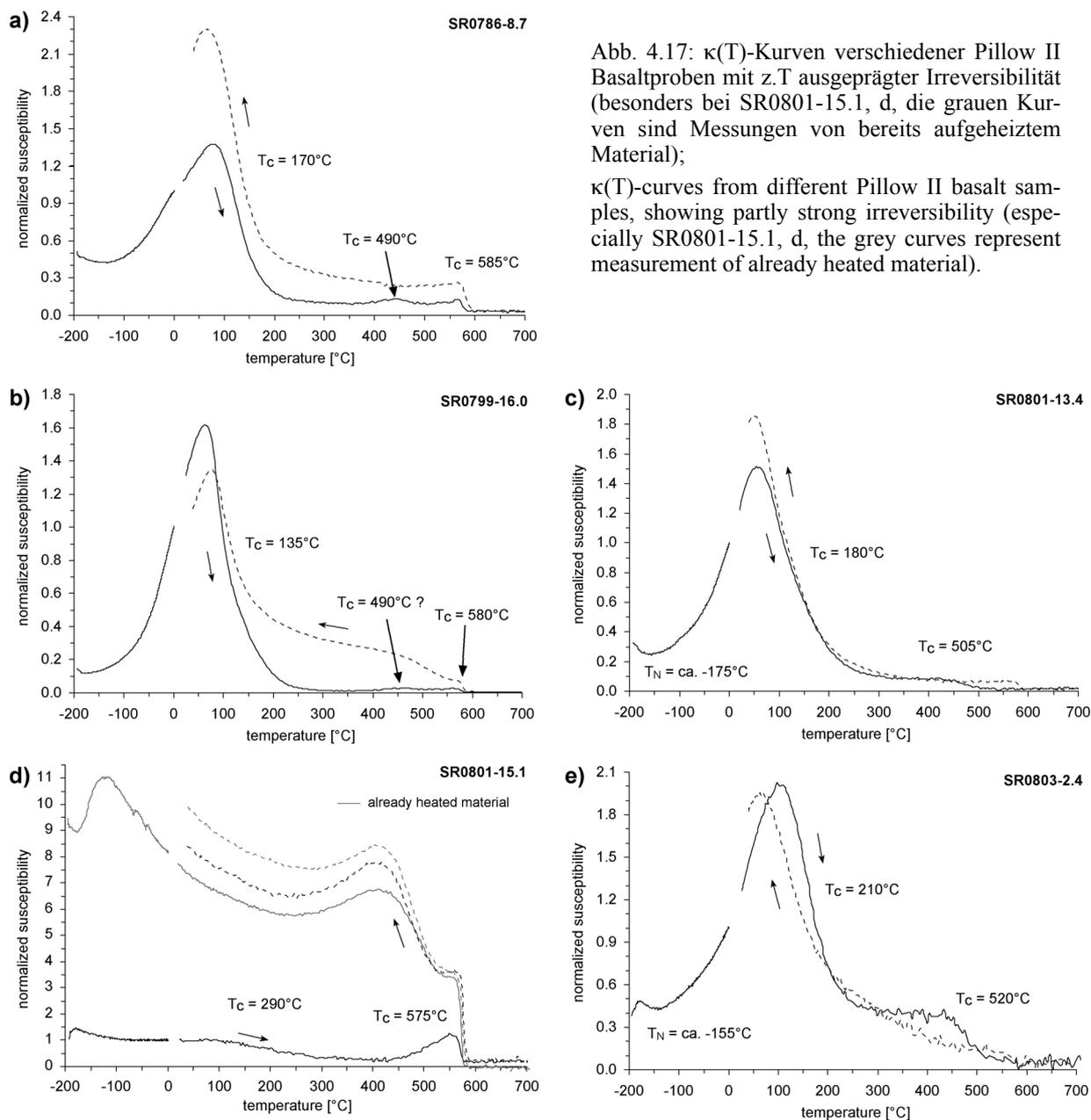


Abb. 4.17: $\kappa(T)$ -Kurven verschiedener Pillow II Basaltproben mit z.T. ausgeprägter Irreversibilität (besonders bei SR0801-15.1, d, die grauen Kurven sind Messungen von bereits aufgeheiztem Material); $\kappa(T)$ -curves from different Pillow II basalt samples, showing partly strong irreversibility (especially SR0801-15.1, d, the grey curves represent measurement of already heated material).

Mikrobrüche in oxidiertem tmt in Ozeanboden-Basalten des „Deep Sea Drilling Project“ vom Südatlantik und den Galapagos-Inseln untersucht und diese als Schrumpfrisse (shrinkage cracks) bezeichnet, die sich ab einem Oxidationsgrad von $z = 0.23$ bilden. Abbildung 4.18 zeigt ein tmgh-Korn der Probe SR0801-13.4, das wahrscheinlich solche Schrumpfrisse aufweist. Für die anderen Proben dieses Bereichs wurden ebenfalls oftmals solche Risse beobachtet, was gut mit der Irreversibilität der $\kappa(T)$ -Kurven übereinstimmt. Nach *Gallagher et al.* (1968), die mit Hilfe der Röntgendiffraktometrie Oxidationsmechanismen in Magnetit untersucht haben, werden die tmt mit kleineren Korngrößen bevorzugt alteriert (siehe auch *Kent & Gee, 1994*). Dies zeigt sich deutlich im Fall der Pillow-Brekzie (SR0801-15.1), bei der die größte Irreversibilität der $\kappa(T)$ -Kurven festgestellt wurde. Aufgrund der

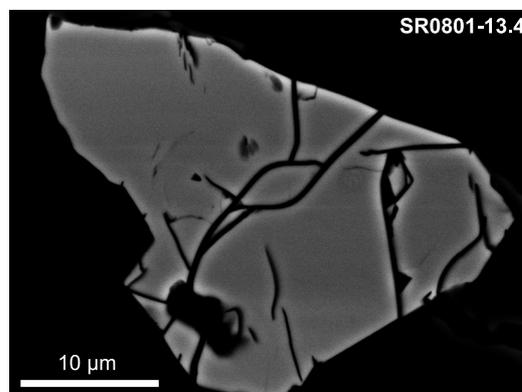


Abb. 4.18: BSE-Bild zeigt Schrumpfrisse in einem Titanomaghemit-Korn; BSE-image showing shrinkage cracks in titanomaghemite grain.

sehr kleinen Korngrößen von $< 1 \mu\text{m}$ zeigt sich bei den tieferen Temperaturen nicht der für MD-Teilchen typische Suszeptibilitäts-Peak, sondern ein nahezu temperaturunabhängiges Verhalten (siehe Kap. 2.1 und 4.1.1) bis ca. 100°C . Die T_C bei ca. 290°C stammt daher wahrscheinlich von einem tmgh, der zu einem mt-nahen tmt invertiert. Durch eine Messung des schon bis 700°C aufgeheizten Materials (graue Kurven in Abb. 4.17d) konnte Magnetit bei der Tief-Temperatur-Messung durch die für ihn typische Verwey-Transition, eine sprunghafte Veränderung der magnetischen Eigenschaften und damit der Suszeptibilität, (z.B. *Moskowitz et al.*, 1998, *Muxworthy*, 1999) und eine T_C bei 580°C identifiziert werden. Die für die Verwey-Transition übliche Temperatur von ca. -152°C ist dabei zu tieferen Temperaturen hin verschoben, was sich auf Substitution der Fe-Ionen durch z.B. Ti oder Mg zurückführen lässt (z.B. *Syono & Ishikawa*, 1963). Zusätzlich konnte für die stabile mt-nahe Phase eine T_C von 515°C bestimmt werden. Dass es sich bei den oxidierten tmt um Körner mit kleinen Korngrößen handelt, wird durch einen Suszeptibilitäts-Peak bei ca. -115°C verdeutlicht. Nach *Senanayake & McElhinny* (1981) ist dies für mt mit kleinen Korngrößen charakteristisch (siehe unten, Kap. 4.1.4).

Zusätzlich zu SR0786-8.7, die nahe von einer Abschreckungskruste der unit 0288 stammt, wurden zwei weitere Proben entnommen, eine näher (SR0786-8.6) und eine weiter entfernt vom (SR0786-8.8) Pillowrand. In Abbildung 4.19 sind $\kappa(T)$ -Kurven dieser Proben mit unterschiedlichem Abstand zum gla-

sigen Pillowrand dargestellt. Bei allen drei Proben weist eine T_C von $470 - 490^\circ\text{C}$ auf einen metastabilen tmgh hin. Zusätzlich tritt Magnetit auf, dessen Beitrag zur Gesamtsuszeptibilität der Probe bei der Abkühlkurve größer ist als beim Aufheizen. D.h. durch die Inversion des tmgh hat sich zusätzlicher mt gebildet. Am stärksten ist diese Irreversibilität bei der Probe mit dem geringsten Abstand zum Pillowrand ausgebildet (SR0786-8.6), während dieser Effekt mit zunehmender Entfernung von der Abschreckungskruste abnimmt. Somit

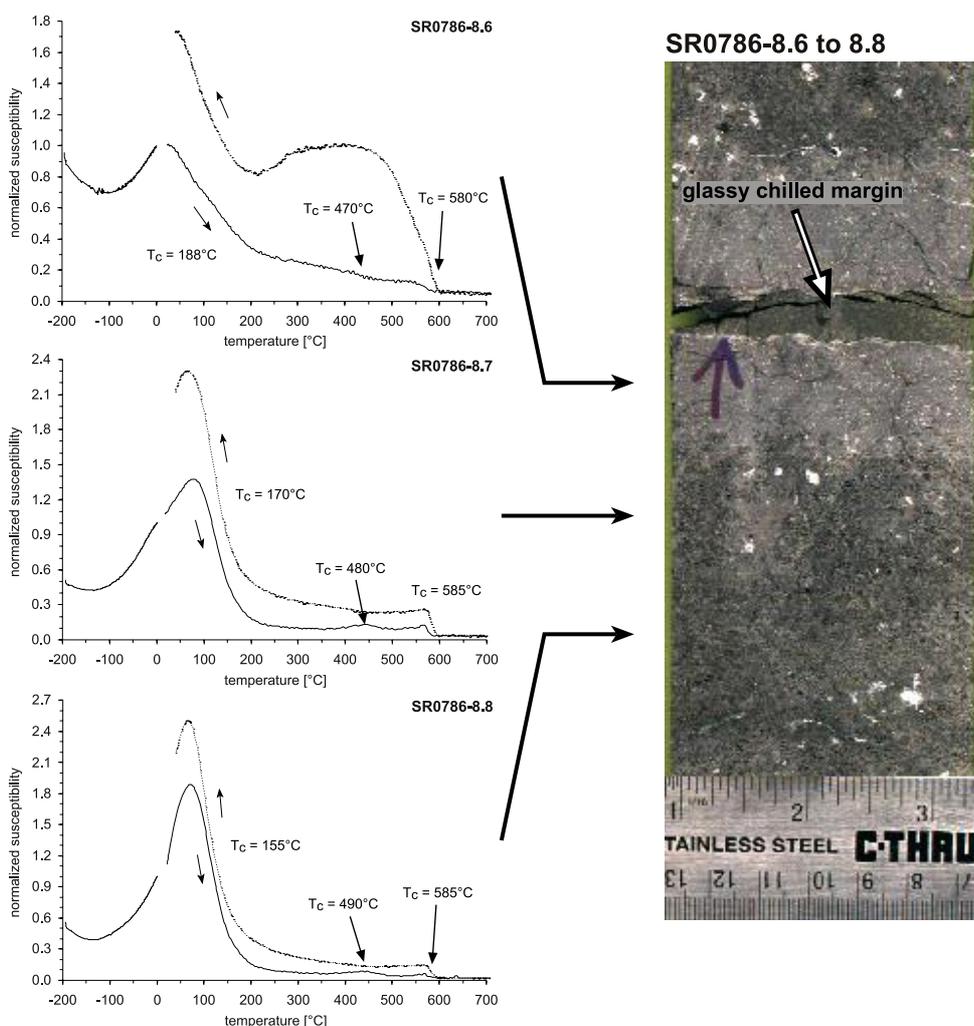


Abb. 4.19: Unterschiedlich ausgeprägte Irreversibilität der $\kappa(T)$ -Messungen für Proben mit unterschiedlichem Abstand zur Pillow-Abschreckungskruste; rechte Bildhälfte: Foto des dazugehörigen Bohrkerns;

different degree of irreversibility of $\kappa(T)$ -measurements for samples with different distance to the pillow margin; right: photograph of the appropriate drill core.

scheint eine Tief-Temperatur Oxidation abhängig von der Entfernung zum Pillowrand zu sein, sodass die magnetisch relevanten Phasen wie der tmt in den inneren Bereichen von Pillowlaven frischer (unoxidiert) erhalten bleiben. Die kontinuierliche Abnahme der Curie-Temperatur des dominierenden tmt von 188 auf 155 °C ist wahrscheinlich einerseits auf eine Verringerung der Sauerstoffugazität (vgl. Abb. 4.9) und andererseits auf eine bessere Verfügbarkeit des Titans aufgrund der etwas geringeren Abschreckung im inneren Teil der Pillows zurückzuführen. In Tabelle 4.7 sind Bildungstemperaturen und Sauerstoffugazitäten von drei Proben der unit 0291 (siehe Abb. 4.14b) dargestellt. Hier hat sich ähnlich wie bei den Intrusionen (vgl. Tab. 4.3) gezeigt, dass am Kontakt zum Nebengestein bzw. bei Proben, die näher an der lithologischen Grenze liegen, höhere fO_2 herrschen als im zentralen Teil der Gesteinseinheit, was zu einer mt-reicheren Zusammensetzung des tmt führt. Der tmt wird zwar mit zunehmendem Abstand zum Pillowrand Ti-reicher, was sich in niedrigeren Suszeptibilitäten äußern sollte, aber aufgrund einer Korngrößenzunahme, die sich ebenfalls in einem geringeren MDF widerspiegelt, steigen die κ -Werte. Die magnetischen Eigenschaften des Bereichs nahe der Pillowränder werden daher durch hohe NRM-Intensitäten bei geringen Suszeptibilitäten und mittleren bis hohen MDF-Werten bestimmt. Diese Merkmale, die auf zahlreiche kleine tmt zurückzuführen sind, resultieren aus der starken Abschreckung der Pillowlaven durch Meerwasser, wodurch im Vergleich zum inneren Teil von Pillows Ti-ärmere Titanomagnetite entstehen, von denen die Körner mit kleineren Korngrößen im Laufe der Zeit einer Maghemitisierung erliegen, die zusätzlich in einem härter magnetischen Verhalten resultiert.

Tab. 4.7: Sauerstoffugazität und Temperatur berechnet nach *Ghiorso & Sack* (1991; kursiv dargestellte Werte basieren auf nicht verlässlichen Analysen).

	Temperatur [°C]	ΔQFM [$\log fO_2$]
SR0799-16.0	1010	0.0
SR0800-0.9	925 bis 1000	-0.5 bis -0.3
<i>SR0801-13.4</i>	<i>1025</i>	<i>-0.1</i>

Somit zeigt sich am Beispiel dieser Proben die unterschiedlich fortgeschrittene Maghemitisierung (SR0801-13.4 nur minimal, SR0801-15.1 sehr stark), wobei tmt mit größeren Korngrößen meist unoxidiert ist. Die tmgh mit einer $T_C \sim 500$ °C invertieren während der $\kappa(T)$ -Messung zu tmt mit einer mt-nahen Zusammensetzung. Die bevorzugte Niedrig-Temperatur Oxidation der kleineren Körner zeigt sich in diesen Beispielen auch dadurch, dass die mit der Mikrosonde ermittelte Zusammensetzung der Phasen nur Ti-reichen tmt ergeben hat. Die oxidierten tmt-Körnern sind nur wenige μm groß und daher zu klein für eine verlässliche Mikrosonden-Messung. In Tabelle 4.8 ist die Zusammensetzung des tmt und ihm von drei Proben der unit 0291 dargestellt. Die Zusammensetzungen Fe-Ti Oxide in diesen Proben ist relativ ähnlich, wobei die Probe aus dem inneren Teil (SR0800-0.9) dieser massigen Pilloweinheit einen Ti-reicheren tmt besitzt, was die oben beschriebenen Interpretationen unterstützt (geringere fO_2 und daher Ti-reicher). Das Zusammensetzungsspektrum der Proben ist ebenfalls ähnlich definiert, wobei tmt mit kleineren Korngrößen eine mt-reichere Zusammensetzung aufzuweisen scheint. Ein breiteres Korngrößenspektrum, wie es bei SR0800-0.9 und SR0801-13.4 aufgrund vieler kleinerer Körner der Fall ist, scheint dabei mit einem breiteren Zusammensetzungsspektrum zu korrelieren. Zwischen der aus der Magnetit-Komponente berechneten Curie-Temperatur und der anhand der $\kappa(T)$ -Kurven bestimmten T_C besteht nur ein geringer Unterschied, was ein Hinweis auf nur schwach maghemitisierten tmt sein könnte.

Die gesteinsmagnetischen Eigenschaften der Pillowlaven hängen stark von der Abkühlungsgeschichte ab. Die Zusammensetzung des Chromspinells bietet hierfür weitere Hinweise. Die csp-Zusammensetzung wird dabei in Form von verschiedenen Elementverhältnissen auf den Flächen „base“ und „side1“ des Spinellprismas ausgedrückt (Abb. 4.20a). *Roeder et al.* (2003) haben Spinelle in Basalten der Pu'u O'o-Eruption (1996-98) des Kilauea Vulkans untersucht. Spinell ist eine der ersten Mineralphasen, die aus einer Schmelze auskristallisieren. Die Zusammensetzung des Spinells wird dabei von der Schmelz-

Tab. 4.8: Mittelwerte mit Standardabweichung (in Klammern) für die chemische Zusammensetzung der Fe-Ti Oxide in Pillowbasalten der unit 0291 (Angaben in Gew.%). Die Analysen des ilhm weisen teilweise einen relativ hohen SiO₂-Gehalt auf, der auf Mischanalysen mit den umgebenden silikatischen Mineralen zurückzuführen ist, sodass die Ergebnisse teilweise nicht als verlässlich angesehen werden können (in *kursiv* dargestellt).

Probe Gruppe Mineral n	SR0799-16.0		SR0800-0.9		SR0801-13.4	
	1a		1a		1b	
	tmt	ilhm	tmt	ilhm	tmt	<i>ilhm</i>
	17	13	16	10	13	2
SiO ₂	0.12(0.06)	0.07(0.05)	0.13(0.06)	0.12(0.10)	0.17(0.11)	<i>2.41(0.28)</i>
TiO ₂	20.83(1.05)	47.59(0.56)	22.66(1.98)	47.89(0.64)	20.71(1.59)	<i>44.09(1.14)</i>
Al ₂ O ₃	2.07(0.30)	0.02(0.02)	2.00(0.38)	0.02(0.02)	2.01(0.37)	<i>0.51(0.30)</i>
Cr ₂ O ₃	0.02(0.02)	0.02(0.02)	0.02(0.03)	0.02(0.02)	0.17(0.16)	<i>0.02(0.02)</i>
Fe ₂ O ₃	25.72(1.90)	8.86(0.95)	21.88(3.69)	7.99(0.90)	25.16(2.90)	<i>8.46(2.47)</i>
FeO	48.61(0.89)	40.71(0.71)	49.70(1.51)	40.12(0.41)	47.67(1.41)	<i>37.84(2.26)</i>
MnO	0.47(0.10)	0.48(0.08)	0.48(0.06)	0.50(0.05)	0.49(0.07)	<i>0.48(0.08)</i>
MgO	0.82(0.37)	0.80(0.28)	1.01(0.34)	1.21(0.45)	1.02(0.27)	<i>1.72(0.20)</i>
gesamt	98.65(0.47)	98.72(0.67)	98.09(0.64)	98.14(0.50)	97.70(0.48)	<i>96.08(0.55)</i>
Si	0.00(0.00)	0.00(0.00)	0.00(0.00)	0.00(0.00)	0.01(0.00)	<i>0.06(0.01)</i>
Ti	0.59(0.03)	0.91(0.01)	0.64(0.06)	0.92(0.01)	0.59(0.05)	<i>0.85(0.02)</i>
Al	0.09(0.01)	0.00(0.00)	0.09(0.02)	0.00(0.00)	0.09(0.02)	<i>0.02(0.01)</i>
Cr	0.00(0.00)	0.00(0.00)	0.00(0.00)	0.00(0.00)	0.01(0.01)	<i>0.00(0.00)</i>
Fe ³⁺	0.73(0.06)	0.17(0.02)	0.62(0.11)	0.15(0.02)	0.72(0.08)	<i>0.16(0.05)</i>
Fe ²⁺	1.52(0.03)	0.87(0.01)	1.56(0.05)	0.86(0.01)	1.51(0.05)	<i>0.81(0.05)</i>
Mn	0.01(0.00)	0.01(0.00)	0.02(0.00)	0.01(0.00)	0.02(0.00)	<i>0.01(0.00)</i>
Mg	0.05(0.02)	0.03(0.01)	0.06(0.02)	0.05(0.02)	0.06(0.02)	<i>0.07(0.01)</i>
X _{mt}	0.36(0.03)		0.31(0.06)		0.36(0.05)	
X _{hm}		0.09(0.01)		0.08(0.01)		<i>0.08(0.02)</i>
T _C (calc)	148(24)		104(44)		146(36)	
T _C (meas)	135		110		180	

n = Anzahl der Analysen; Bestimmung von X_{mt} bzw. X_{hm} nach *Stormer* (1983); T_C(calc) berechnet aus X_{mt} ($T_C = 580 - 580x - 153x^2$, wobei x = Ulvöspinell-Komponente, ähnlich *Clark*, 1997); T_C(meas) anhand der κ(T)-Messungen bestimmte Curie-Temperatur (Temperaturangaben in °C).

zusammensetzung, den Differentiations- und Fraktionierungsprozessen und der Re-Äquilibration des Spinells während der Abkühlung kontrolliert. Das Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg)-Verhältnis ist weitestgehend von der sich ändernden Schmelzzusammensetzung abhängig, während das Cr/(Cr+Al)-Verhältnis die ursprüngliche Umgebungszusammensetzung während der initialen Kristallisation widerspiegelt. Je geringer die Temperatur, desto höher ist das Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg)-Verhältnis und der Fe³⁺- und Ti-Gehalt. Dies haben schon *Furuta & Tokuyama* (1983) an Costa Rica-Riftbasalten des „Deep Sea Drilling Project“ beobachtet. Mit sinkender Temperatur haben sie eine Verringerung des Cr/(Cr+Al)-Verhältnisses und eine Erhöhung des Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg)-Verhältnisses festgestellt. Eine wichtige Rolle spielt hierbei die Kristallisation von Plagioklas, der Al-Ionen aus der Schmelze entfernt. Die Untersuchungen von *Scowen et al.* (1991) an Bohrkernen des Kilauea Iki Lavasees (1959), Hawaii, erbrachten ein enges Zusammensetzungsspektrum des Spinells bei einer schnellen Abkühlung. Dies steht im Kontrast zu den Beobachtungen von *Zhou et al.* (2000), die für Titanomagnetit in stark abgeschreckten Pillowlaven ein breites Spektrum beobachtet haben. Dies lässt sich allerdings mit den unterschiedlichen Mechanismen bei der Kristallisation der beiden Minerale erklären. Die csp-Zusammensetzung ist gut definiert, wenn sich die Zusammensetzung der Schmelze aufgrund von z.B. Kristallfraktionierung oder Abkühlung nicht ändert, d.h. eine schnelle Abkühlung begünstigt konstante Zusammensetzungen der csp-Kristalle. Das breite Spektrum der tmt-Zusammensetzung liegt

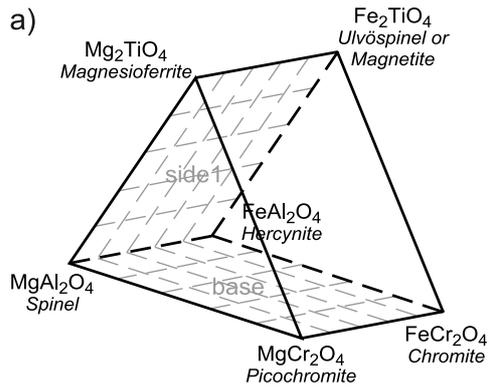


Abb. 4.20: a) Spinellprisma mit den Spinellendgliedern, b) und c) Chemische Zusammensetzung der Chromspinelle (Einzelanalysen mit Mittelwert: großes, offenes Symbol) für Proben der units 0291 und 0292 als Projektion auf die Fläche "base" bzw. "side 1";

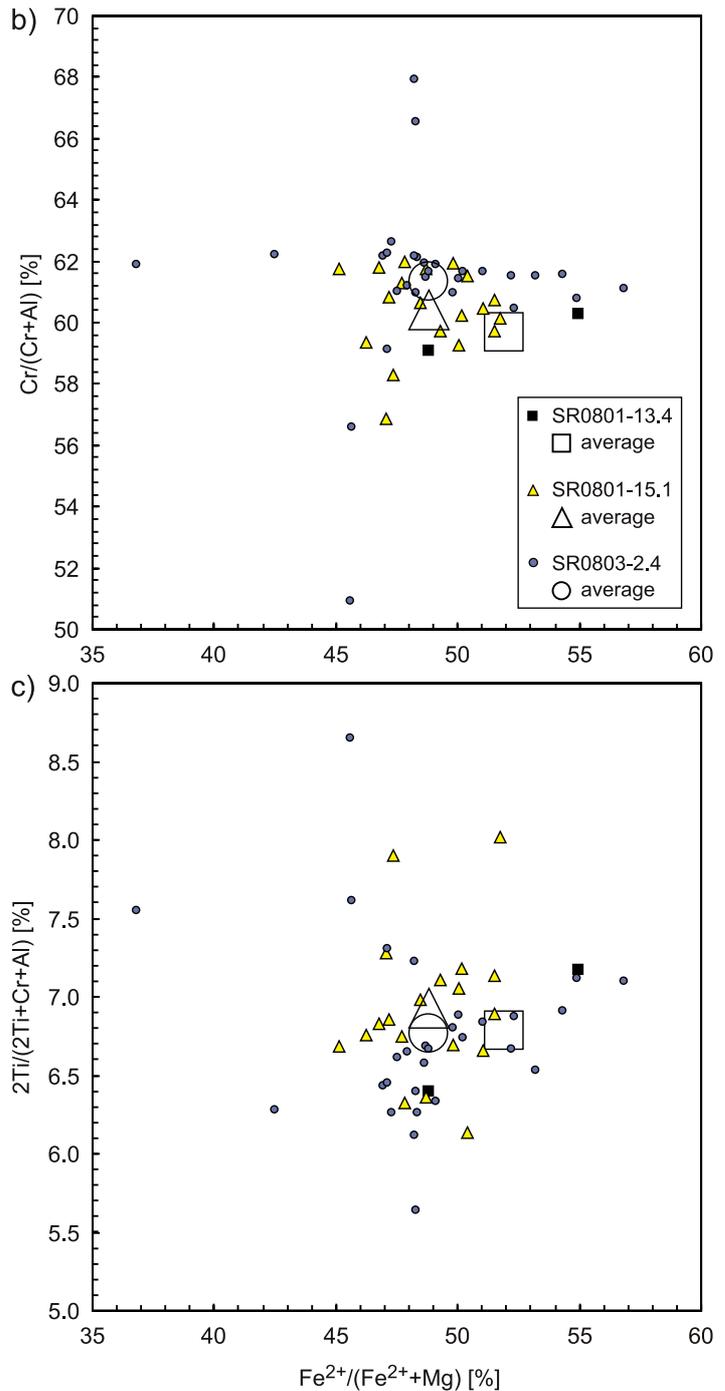
a) spinel prism with spinel end members, b) and c) chemical composition of chromian spinel (single analyses with average value: bigger, open symbol) from samples of units 0291 and 0292 projected to planes "base" and "side 1", respectively.

in der schlechten Verfügbarkeit des Titans bei schneller Abkühlung begründet. Die tmt-Kristalle bauen die gerade in der Umgebung zur Verfügung stehenden Elemente ein, was in unterschiedlichen Zusammensetzungen des tmt resultiert. Demnach spiegelt sich eine schnelle Abkühlung in einem eng definierten Zusammensetzungsspektrum für csp und einem breiten für tmt wider.

Aufgrund der schnellen Abkühlung besitzen die Spinelleinschlüsse im Olivin und die -körner in der Matrix die gleiche Zusammensetzung (Scowen *et al.*, 1991). Bei einer langsameren Abkühlung zeigen sich dagegen in den Matrixkörnern geringere $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ -Verhältnisse. Durch z.B. Magmenmischung kann es zu komplexen chemischen Variationen kommen. Ein wichtiger Faktor für die Spinell-Zusammensetzung ist die Diffusionsgeschwindigkeit (D) der Ionen, wobei gilt:

$$D_{Mg} \approx D_{Fe^{2+}} > D_{Al} \approx D_{Fe^{3+}} \gg D_{Cr} \approx D_{Ti} .$$

Die Zusammensetzung des Chromspinells in den Pillowlaven der units 0291 und 292 ist in Abbildung 4.20 dargestellt. Auf den ersten Blick zeigen die Proben streuende Zusammensetzungen. Im Vergleich mit den Werten ($Cr/(Cr+Al) = 0.61 - 0.73$, $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg) = 0.46 - 0.56$) aus Roeder *et al.* (2003), die für Laven der Pu'u O'o-Eruption (1996-98) des Kilauea Vulkans ein eng definiertes Spektrum beschreiben, umfassen die Analysen der units 0291 und 0292 ein ähnlich gut definiertes Intervall ($Cr/(Cr+Al) = 0.57 - 0.68$, $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg) = 0.42 - 0.55$, Extremwerte ausgeschlossen). Die Proben weisen daher ein relativ



enges Spektrum auf, was auf eine relativ schnelle Abkühlung schließen lässt. Der in der Matrix befindliche csp besitzt dabei ein tendenziell höheres $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ -Verhältnis. Ein Vergleich der drei Proben lässt nur geringe Variationen erkennen. Die Mittelwerte der zur unit 0292 gehörenden Proben (SR0801-15.1 und SR0803-2.4) stimmen fast exakt überein, wobei der csp der Probe von unit 0291 etwas mehr Fe^{2+} und Al bzw. weniger Cr und Mg zu besitzen scheint. Diese unterschiedlichen Elementgehalte spiegeln sich allerdings nicht in den geochemischen Daten von *Rhodes & Vollinger* (2004) oder *Stolper et al.* (2004) wider. D.h. die Magmenzusammensetzung der beiden units ist ähnlich, was sich allerdings nicht eindeutig in der csp-Zusammensetzung widerspiegelt. Daher müssen andere Mechanismen wie z.B. eine unterschiedliche Abkühlungsgeschichte herangezogen werden (siehe oben), wobei die wenigen Analysendaten von SR0801-13.4 auf etwas geringere Temperaturen hinweisen. Dies stimmt allerdings gut mit den magnetischen Eigenschaften und mikroskopischen Beobachtungen überein. Ein Vergleich dieser drei Proben zeigt, dass SR0801-13.4 (größere Korngrößen) wahrscheinlich bei langsamerer Abkühlung und geringeren Temperaturen auskristallisiert ist.

Das im Vergleich zu Pillow I (und auch III) stärker magnetische Verhalten der Pillow II ist einerseits auf einen generell höheren Opakphasenanteil von 8 – 12 % zurückzuführen, verglichen mit ca. 3 – 5 % für die Pillow I, und andererseits auf eine generell etwas mt-reichere tmt-Zusammensetzung. Pillow I und II stammen zwar vom gleichen Magmentyp (MK-3) ab, die Magmen, die die Pillow II Basalte förderten, haben allerdings potentielle Differentiations- und Fraktionierungsprozesse einer Magmakammer umgangen und sind direkt an der Vulkanflanke eruptiert (siehe oben, *Stolper et al.*, 2004). Daraus resultiert wahrscheinlich der höhere Fetot-Gehalt in diesen Basalten (schwächerer Einfluss einer Kristallfraktionierung), wobei sich das $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis leicht verringert. Die höheren κ -Werte und Remanenzen dieser Pillowlaven sind demnach mit einem leicht niedrigeren $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis und einem daraus resultierenden höheren tmt-Anteil verknüpft. Somit lassen sich anhand der gesteinsmagnetischen Parameter Gesteine, die vom gleichen Magmentyp abstammen, aber bei unterschiedlichen Extrusionsbedingungen (Aufstiegsmechanismus und eruptiertes Volumen) gefördert wurden, differenzieren.

Gee & Kent (1997) haben an ozeanischen Rückenbasalten (gebaggerten Proben vom Ozeanboden) des „East Pacific Rise“ (EPR) einen Zusammenhang zwischen dem Fe_{tot} -Gehalt (als FeO ausgedrückt) in den Gläsern und der NRM-Intensität festgestellt. Dabei haben sie gebaggerte Proben, wahrscheinlich bestehend aus Pillowlaven und Lavaströmen, untersucht. Die Fe-reicheren Laven besitzen einen höheren tmt-Anteil bei ähnlicher tmt-Zusammensetzung. Eine Darstellung der Fe_{tot} -Gehalte gegen die remanente Magnetisierung erbrachte dagegen für die Gesteine des HSDP-2 keine Korrelation. Die Magnetisierung der EPR-Basalte beträgt dabei ca. 10 A/m bei 8.5 Gew.% FeO bis ca. 50 A/m bei 16 Gew.% FeO. Die Werte sind somit nur teilweise mit denen der HSDP-2 Basalte vergleichbar, die größtenteils geringere Magnetisierungen aufweisen. 90 % des Datensatzes der NRM-Intensität aller Lithologien bewegen sich zwischen 0.2 und 13.1 A/m, während die submarinen Einheiten (ohne Hyaloklastite) Werte von 1.0 – 15.4 besitzen. Diese größtenteils niedrigeren Magnetisierungen lassen sich möglicherweise auf den teilweise deutlich geringeren FeO-Gehalt in den Hawaiiibasalten zurückführen (ca. 5.8 – 6.8 % aus der Gesamtgesteinsgeochemie von *Rhodes & Vollinger*, 2004, und 10 – 13 % in Gläsern von *Stolper et al.*, 2004). Für die Basalte der HSDP-2 konnte außerdem gezeigt werden, dass der Fe_{tot} - und der TiO_2 -Gehalt positiv korrelieren, wobei sich der Ti-Gehalt in größerem Maße verändert und sich direkt auf den Anteil aber auch die Zusammensetzung des tmt auswirkt. D.h. geringere FeO-Gehalte bedingen für die HSDP-2 Basalte gleichzeitig geringere TiO_2 -Gehalte, was zu einem geringeren tmt-Anteil führt (siehe Kap. 3.3). Darüber hinaus haben sich die Basalte der HSDP-2 unter verschiedenen Eruptionsbedingungen gebildet, während es sich bei *Gee & Kent* (1997) wahrscheinlich um überwiegend Pillow- und Schichtlaven, also

relativ konstante Bildungsbedingungen, handelt. Eine Darstellung der geochemischen Daten in Abhängigkeit der Magnetisierung unter Beachtung der Lithologie hat allerdings ebenfalls keine Korrelation hervorgebracht. Geht man von einer homogenen geochemischen Zusammensetzung in einer Gesteinseinheit aus, so können abhängig von z.B. den Abkühlungsbedingungen (z.B. am Rand oder in der Mitte eines Lavastroms) Kristalle unterschiedlicher Anzahl, Korngröße und Zusammensetzung ausgebildet werden, die für Unterschiede in den magnetischen Eigenschaften verantwortlich sind. Daher muss eine konstante geochemische Zusammensetzung nicht gleiche magnetische Eigenschaften zur Folge haben.

Pillow III

Die Basalte der Pillow III Gruppe wurden alle von Magmen des Typs MK-1 gefördert und unterscheiden sich von den Pillow I und II (MK-3) durch einen geringeren Fe_{tot} - und TiO_2 -Gehalt, wobei das Fe_{tot}/Ti -Verhältnis nahezu gleich ist. Tabelle 4.9 fasst die gesteinsmagnetischen Eigenschaften der untersuchten Pillow III Basalte zusammen. Die NRM-Intensität ist mit der der Pillow I vergleichbar, allerdings sind die κ -Werte teilweise etwas höher. Auffällig ist jedoch der mitunter sehr hohe MDF einiger Proben, die Pillow III scheinen daher generell kleinere Korngrößen zu besitzen. Allerdings stehen für diese Proben keine Dünnschliffe zur Verfügung, weshalb der Beschreibung der Pillow III allein die gesteinsmagnetischen Eigenschaften zu Grunde liegen.

Tab. 4.9: Gesteinsmagnetische Eigenschaften der Pillow III Basalte.

Probe	unit	Tiefe [mbsl]	NRM [A/m]	$\kappa_{30 A/m}$ [10^{-3} SI]	f_{Hd} [%]	Q	AR (100°C)	Gruppe	MDF [mT]	M_{res} [%]	M_{rs} (IRM) [A/m]
SR0952-1.5	338	3001.5	5.0	9.5	15.2	18.8	0.8	1b	15	7	236
SR0958-4.5	340e	3023.8	6.5	3.4	7.2	69.2	0.8	1b	28	7	193
SR0959-0.2	340e	3026.8	3.1	13.5	22.4	8.2	0.9	1b	21	8	182
SR0959-4.3	340e	3028.0	4.6	2.1	1.0	80.4	0.8	1b	58	8	102

NRM: natürlich remanente Magnetisierung; $\kappa_{30 A/m}$: magnetische Suszeptibilität, gemessen bei 30 A/m; f_{Hd} : Feldabhängigkeit von κ (bei 30 und 300 A/m); Q: Königsberger Faktor; AR(100°C): $\kappa_{Aufheizk.}/\kappa_{Abkühlk.}$ bei 100 °C; Gruppe: Probengruppierung anhand des $\kappa(T)$ -Kurvenverlaufs; MDF: „Median Destructive Field“; M_{res} : restliche Magnetisierung bei einem Feld von 160 mT; M_{rs} : bei ca. 90 mT erworbene remanente Magnetisierung.

In Abbildung 4.21 ist das Suszeptibilitätsprofil der unit 0340e dargestellt. Der obere und untere Teil des Bohrkerns dieser unit ist mitunter stark zerbrochen und weist viele Pillowränder auf, was sich in Form stark streuender, niedriger Suszeptibilitäten widerspiegelt. Dagegen zeigen sich im Bereich der Probe SR0959-0.2 konstant hohe Suszeptibilitäten. Die Zusammensetzung des tmt weist für die drei Proben mit T_C zwischen 245 und 285 °C jedoch kaum Unterschiede auf, wobei der ilhm ebenfalls einen sehr ähnlichen Chemismus besitzt (Abb. 4.22). Es handelt sich dabei um den Kurventyp der Gruppe 1b, d.h. dass ein entsprechend hoher ilhm-Anteil bzw. niedriger tmt-Anteil in diesen Basalten vorkommt. Darüber hinaus konnten T_C bei höheren Temperaturen von 510 bis 580 °C ermittelt werden, die für SR0959-0.2 auf einen tmgh zurückzuführen sind, was sich anhand der Curie-Temperatur für Magnetit bei der Abkühlkurve ableiten lässt. Ob es sich bei SR0959-4.3 um einen tmgh handelt scheint fraglich, da es sich hier um eine stabile Phase handelt und keine mt-Bildung beobachtet werden konnte. Zumal sich der Einfluss dieser Phase nach dem Aufheizen zu verstärken scheint, was durch die Irreversibilität angedeutet wird. Die T_C des Ti-reichen tmt verschiebt sich auf der Abkühlkurve um 20 ° zu niedrigeren Temperaturen hin. Demnach handelt es sich möglicherweise bei der Phase mit $T_C = 262$ °C um einen schwach oxidierten tmt, der während des Aufheizens Fehlstellen ausheilt, was zu einer Verringerung der T_C führt, wobei es gleichzeitig zur Bildung der mt-nahen Phase mit $T_C = 530$ °C kommt. Dies wurde in ähnlicher Weise z.B.

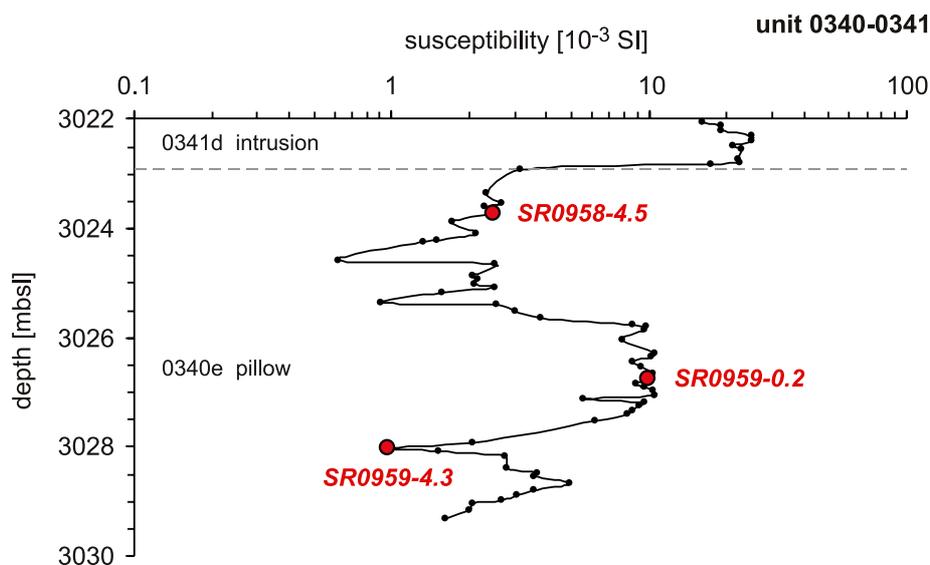


Abb. 4.21: Suszeptibilitätsprofil aus dem untersten Bereich des HSDP-2 Bohrkerns; die Pilloweinheit und die Intrusion unterscheiden sich dabei deutlich in ihren Suszeptibilitäten;

susceptibility profile from the deepest part of the HSDP-2 core; the pillow and intrusion units show clearly different susceptibilities.

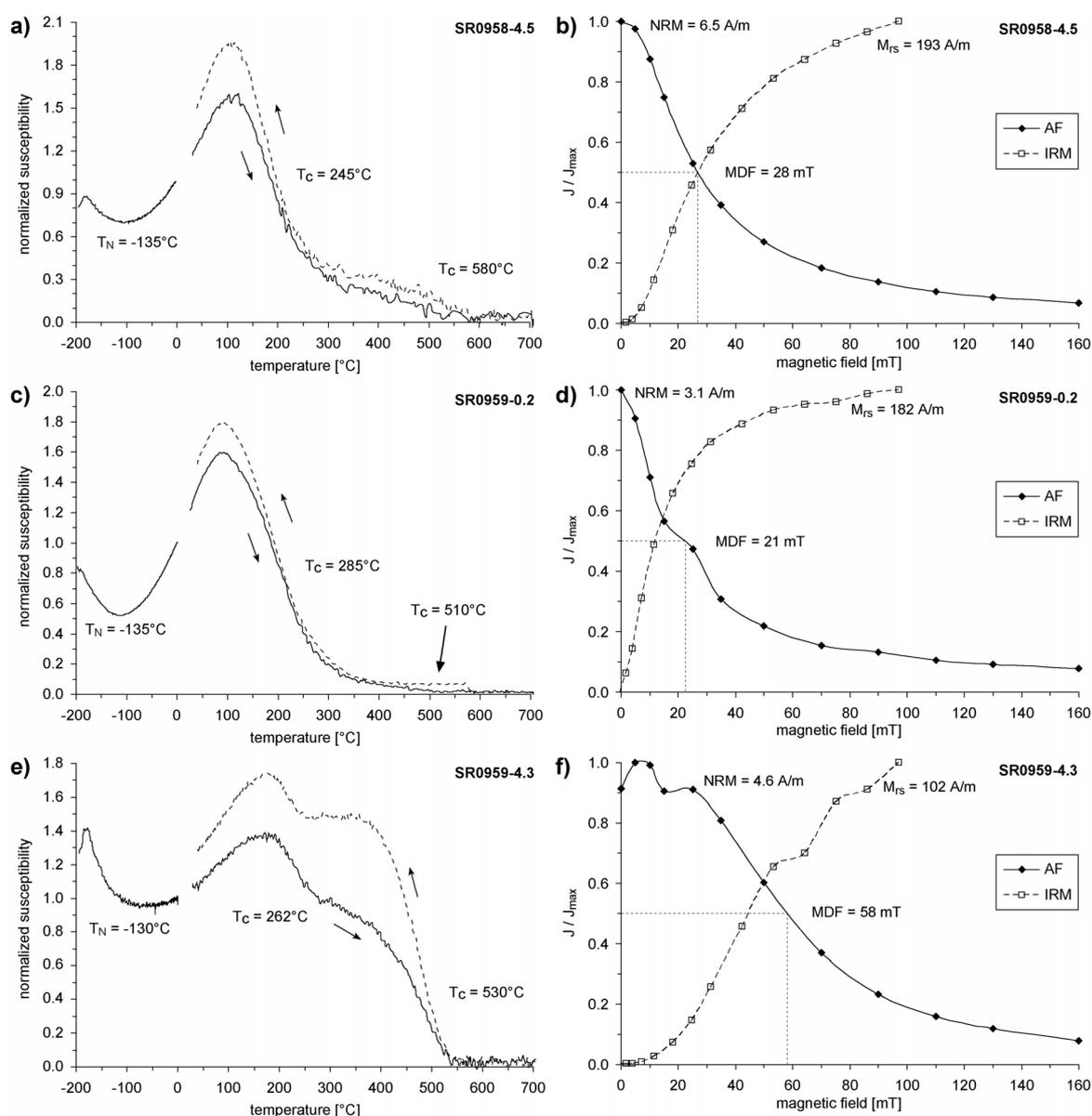


Abb. 4.22: $\kappa(T)$ -Kurven und NRM-Abmagnetisierungsverhalten mit IRM-Erwerb der Proben von unit 0340e; weitere Beschreibung siehe Text;

$\kappa(T)$ -curves and NRM demagnetization behavior and IRM-acquisition for samples from unit 0340e; further description see text.

von Kent & Gee (1994) für Ozeanbodenbasalte beschrieben, allerdings wurde nicht auf die Herkunft der mt-nahen Phase eingegangen. Die Magnetisierungsintensitäten und der MDF deuten im Vergleich der Proben auf ein weicher magnetisches Verhalten für SR0959-0.2 hin. Daher sind die höheren Suszeptibilitäten im mittleren Bereich der Gesteinseinheit wahrscheinlich an größere Korngrößen gebunden, assoziiert mit einem höheren Opakphasenanteil in der Probe. Dabei scheint die Probe mit der geringsten Suszeptibilität (SR0959-4.3) die kleinsten Korngrößen und den geringsten Anteil zu besitzen.

Vergleich der Pillowgruppen

Die Basalte der Pillow I Gruppe sind aufgrund der relativ Ti-reichen Schmelzzusammensetzung durch ein bei Raumtemperatur fast unmagnetisches Verhalten gekennzeichnet und besitzen mittlere Suszeptibilitäten und NRM-Intensitäten. Der gleiche Magmentyp (MK-3) hat zwar auch die Pillow II gefördert, aber die κ -Werte und Magnetisierungen sind aufgrund eines höheren Opakphasenanteils, der möglicherweise mit einem anderen Aufstiegsmechanismus des Magmas verknüpft ist (mehr Fe_{tot}), wesentlich höher. Die magnetischen Eigenschaften sind dabei von einer unterschiedlich starken Abschreckung und Abkühlung der Proben abhängig. Mit abnehmendem Abstand zum Pillowrand nimmt der Einfluss einer Maghemitisation zu. Die Pillow III stammen dagegen von einem anderen Magmentyp (MK-1) ab und die hierbei eruptierten Basalte zeichnen sich durch niedrigere Suszeptibilitäten aus. Nur in mächtigeren Pillowlagen, die langsamer abgekühlt sind, können höhere Suszeptibilitäten beobachtet werden. Dies gilt generell für die Pillowlaven. Nur bei langsamerer Abkühlung, z.B. bei einem ausreichenden Abstand zum Pillowrand und größeren Mächtigkeit der Gesteinseinheit, können sich größere Korngrößen ausbilden, was zu einem höheren Opakphasenanteil und damit höheren Suszeptibilitäten führt. D.h. die Abkühlungsrate wirkt sich entscheidend auf die magnetischen Eigenschaften aus.

In Abbildung 4.23 ist die Suszeptibilität gegen den Q-Faktor für die drei Pillowgruppen dargestellt. Die Pillow I zeigen eine schwach positive Korrelation, die durch einen steigenden Opakphasenanteil und höheren mt-Komponente im tmt zu erklären ist. Dadurch steigt sowohl κ als auch NRM. Die Pillow II und III stellen dagegen eine negative Korrelation dar, die im Wesentlichen von Korngrößenvariationen und einem damit verbundenen, unterschiedlichen Opakphasenanteil gesteuert wird, wobei größere Korngrößen höhere κ aber geringere NRM zur Folge hat, was deutlich niedrigere Werte des Q-Faktors bedingt. Hieraus kann gefolgert werden, dass eine relativ hohe remanente Magnetisierung von magnetischen Phasen mit überwiegend kleinen Korngrößen getragen wird.

Am Beispiel der unit 0280 konnte gezeigt werden, dass mit Hilfe von Suszeptibilitätsmessungen makroskopisch unauffällige Internstrukturen abgebildet werden können. Das daraus resultierende Lobenmuster spiegelt dabei mehrere, kurz aufeinander folgenden

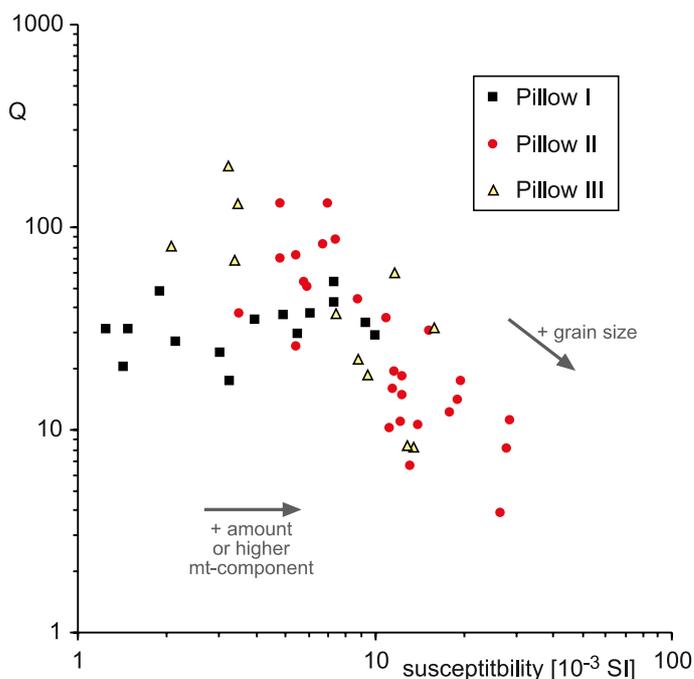


Abb. 4.23: Korrelation zwischen Suszeptibilität und Q-Faktor der Basalte der drei Pillowgruppen; correlation of susceptibility with Q-factor of basalts from the three different pillow groups.

de, interne Magmenschübe wider und gibt damit einen Hinweis auf die Ausbruchsbedingungen der Laven (Wachstum durch Inflation). Dagegen sind die stark streuenden Suszeptibilitäten der unit 0288, die ein ähnliches Muster aufweist, für mehrere Pillowlagen und daher für eine länger andauernde Eruption kleinerer Magmenvolumina charakteristisch.

4.1.3 Massiver Basalt

Massive Basalte treten vornehmlich im oberen Bereich des submarinen Teils des HSDP-2 Kernprofils auf (bis ca. 1800 mbsl) und besitzen relativ geringe Mächtigkeiten von durchschnittlich 3.2 m. Unterhalb des subaerisch-submarinen Übergangs (1079 mbsl) bilden sie eine ca. 60 m umfassende Wechselfolge mit Hyaloklastiten. Darunter kommen sie als Einschaltungen in Hyaloklastiten vor. Die Platznahme der als massive Basalte angesprochenen Gesteinseinheiten ist nicht klar definiert, weshalb die Stellung im lithologischen Profil nicht eindeutig ist. Der Vesikelanteil in den massiven Basalten nimmt allerdings kontinuierlich mit der Tiefe ab, was ein Hinweis auf die Entstehung durch Magmenextrusion an der Oberfläche und Weiterfließen ins Meer (s.o.) sein könnte. Submarin gebildete Schichtlaven haben meist größere Mächtigkeiten (3 – 8 m) und setzen hohe Eruptionsraten voraus, wodurch sich oftmals eine Abfolge während eines Ausbruchereignisses ergibt: Schichtlaven an der Basis, über Pillowlaven und möglicherweise Hyaloklastite am Top (*Schmincke, 2000*). In der HSDP-2 Bohrung wechsellagern allerdings die massiven Basalte mit Hyaloklastiten, Pillowlaven treten erst ab einer Tiefe unterhalb ca. 1980 mbsl auf. Diese Abfolge sowie der Vesikelanteil legen nahe, dass ein Großteil der massiven Basalte durch subaerische oder nur sehr flachmarin extrudierte Lavaströme entstanden und im Meer weiter hangabwärts geflossen ist (siehe auch Kap. 3.1).

Die massiven Basalte besitzen hinsichtlich des Olivin- und teilweise auch des Vesikelgehalts Ähnlichkeiten mit den subaerischen Laven, wobei sie allerdings Einheiten mit geringerer Mächtigkeit aufbauen (vgl. Tab. 4.1). Die in geringerer Tiefe auftretenden Einheiten besitzen dabei deutlich höhere Olivinanteile von 10 – 27 % als solche aus dem tieferen Bereich mit nur 0 – 4 %. Aufgrund der magnetischen Eigenschaften (Tab. 4.10) besteht eine gewisse Affinität zu den Pillowlaven (Pillow I und III): Suszeptibilität und NRM weisen nur geringe bis mittlere Werte auf. Allerdings scheinen die massiven Basalte mit durchschnittlich 14 % generell höhere f_{Hd} zu besitzen als die Pillowlaven (8.4 bis 11.7 %). Unterhalb des

Tab. 4.10: Gesteinsmagnetische Eigenschaften einiger massiver Basalte.

Probe	unit	Tiefe [mbsl]	NRM [A/m]	$\kappa_{30 A/m}$ [10 ⁻³ SI]	f_{Hd} [%]	Q	$T_{C/N}$ [°C]	AR (100°C)	Gruppe	MDF [mT]	M_{res} [%]	M_{rs} (IRM) [A/m]	Magma Typ
SR0456-1.2	179	1099.2	3.1	6.2	10.9	18.3	-165 / 155 (470 / 590)	0.7	1b	18	5	144	MK-2
SR0501-1.1	191	1260.7	2.0	4.2	5.8	17.1	-132 / 295 / 500 (585)	0.7	1b/2	16	1	112	MK-1
SR0503-4.8	191	1267.9	3.2	6.2	7.2	18.8	-38 / 332 / 518 (585)	0.8	1b/2	18	4	180	MK-1
SR0504-2.3	191	1270.3	5.2	11.0	6.8	16.9	-122 / 298 / 488 (580)	0.7	1b	20	5	258	MK-1
SR0630-4.2	224	1604.0	4.5	6.6	18.3	24.5	-165 / 286	0.9	1b	17	3	195	MK-1
SR0690-2.7	249	1782.5	3.5	5.4	20.6	23.3	-160 / 182 (580)	0.9	1b	28	5	188	MK-1
SR0691-8.7	251	1787.6	4.5	7.3	25.1	21.7	-165 / 175 (570)	0.9	1b	18	2	206	MK-1

NRM: natürlich remanente Magnetisierung; $\kappa_{30 A/m}$: magnetische Suszeptibilität, gemessen bei 30 A/m; f_{Hd} : Feldabhängigkeit von κ (bei 30 und 300 A/m); Q: Königsberger Faktor; $T_{C/N}$: Curie-/Néel-Temperatur; AR(100°C): $\kappa_{Aufheizk}/\kappa_{Abkühlk}$ bei 100 °C; Gruppe: Probengruppierung anhand des $\kappa(T)$ -Kurvenverlaufs; MDF: „Median Destructive Field“; M_{res} : restliche Magnetisierung bei einem Feld von 160 mT; M_{rs} : bei ca. 90 mT erworbene remanente Magnetisierung; Magma Typ nach *Rhodes & Vollinger (2004)*.

Übergangs subaerisch-submarin, der durch streuende und teilweise hohe TiO_2 -Gehalte gekennzeichnet ist, steigt der TiO_2 -Gehalt graduell zwischen ca. 1200 und 2000 mbsl mit zunehmender Tiefe an. In diesem Bereich wurde ebenfalls eine Zunahme der Feldabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität festgestellt, was auf eine mit der Tiefe zunehmende usp-Komponente im tmt hindeutet. Für diesen Teufenbereich besteht daher eine positive Korrelation zwischen dem TiO_2 -Gehalt und der Feldabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität. Der Fe_{tot} -Gehalt bleibt dagegen relativ konstant, was mit der Tiefe leicht sinkende $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnisse zur Folge hat. Andeutungsweise kann dies in Bezug zu einer geringen Zunahme der κ -Werte und NRM-Intensität gesetzt werden, die aus einem mit der Tiefe leicht ansteigenden Opakphasenanteil von ca. 4 – 6 % auf ca. 6 – 8 % resultieren. Somit zeigt sich ein weiteres Indiz für den unter Kapitel 3.3 beschriebenen Zusammenhang (negative Korrelation) zwischen dem $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis und κ . Die massiven Basalte stammen dabei von unterschiedlichen Magmen ab, wobei die meisten MK-1 zugeordnet werden können. Eine Einheit besteht aus MK-2, während MK-3 ab 2464 mbsl häufiger auftreten.

Ein generelles Merkmal der massiven Basalte sind relativ niedrige (2 – 5) aber konstante Suszeptibilitäten, die sich nur zum Rand der lithologischen Einheit hin, ähnlich wie bei den Intrusionen, verringern. Abbildung 4.24a zeigt eine für massive Basalte typische $\kappa(T)$ -Kurve. Bei allen untersuchten Proben handelt es sich um Kurven der Gruppe 1b, d.h. die Proben sind verglichen mit dem tmt-Anteil durch einen relativ hohen ilhm-Anteil charakterisiert. Neben ilhm, relativ homogenem, Ti-reichem tmt zeigt sich bei vielen Proben noch ein tmt mit mt-naher Zusammensetzung (in Abb. 4.24a durch $T_C = 570^\circ\text{C}$). Die Reversibilität der $\kappa(T)$ -Messungen ist dabei relativ gut bis sehr gut, wobei in einigen Proben tmgh beobachtet wurde, was aufgrund der Instabilität des tmgh während des Heizexperiments zu einer Verschlechterung der Reversibilität führt. Das Abmagnetisierungsverhalten (Abb. 4.24b) der massiven Basalte deutet bei mittleren MDF-Werten (durchschnittlich 21 mT) auf kleine bis mittlere Korngrößen für den tmt hin. Zusätzlich wird im Gegensatz zu den grobkörnigeren Proben einiger Pillowlaven oder Intrusionen bei der Aufmagnetisierung bis ca. 90 mT keine Sättigung der Magnetisierung der magnetischen Phase erreicht. Die untersuchten Proben weisen dabei skelett- bis kreuzförmig ausgebildeten tmt mit Korngrößen von 5 – 30 μm , nur selten bis 50 μm auf, wobei bereichsweise auch kleinere Körner ($\leq 1 - 5 \mu\text{m}$) vorkommen. Der ilhm zeigt überwiegend länglich ausgebildete Kristalle von 10 – 250 μm Länge, aber auch Skelette und Dendrite mit Korngrößen um ca. 50 – 60 μm . Der csp ist überwiegend hypidiomorph ausgebildet und besitzt bei Korngrößen von ca. 10 – 150 μm teilweise einen tmt-Rand.

Die unit 0191 stellt sowohl bzgl. der Mächtigkeit (ca. 23 m) als auch in ihrem Suszeptibilitätsprofil eine Ausnahme dar (Abb. 4.25). Bis zu einem Bereich mit relativ hoher Vesikularität bei ca. 1274 mbsl

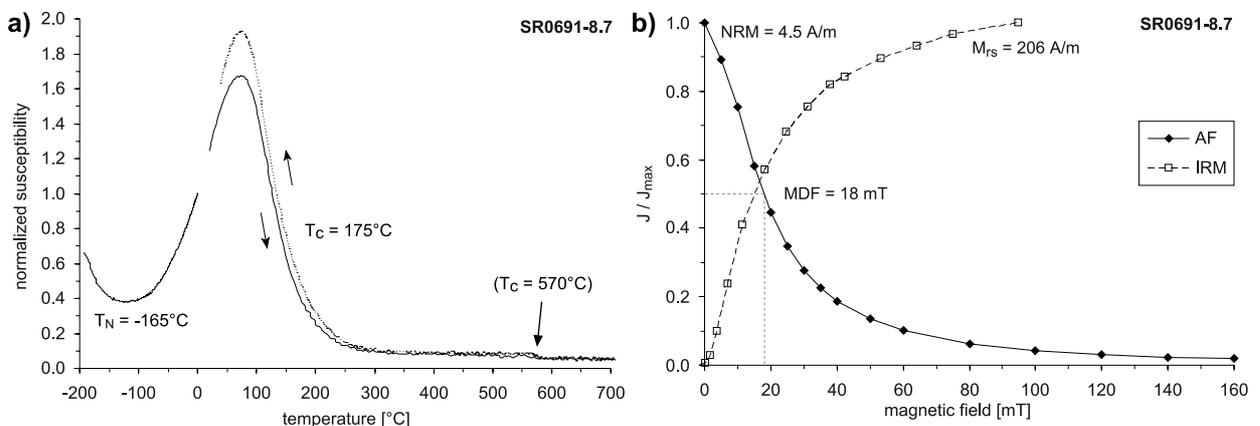
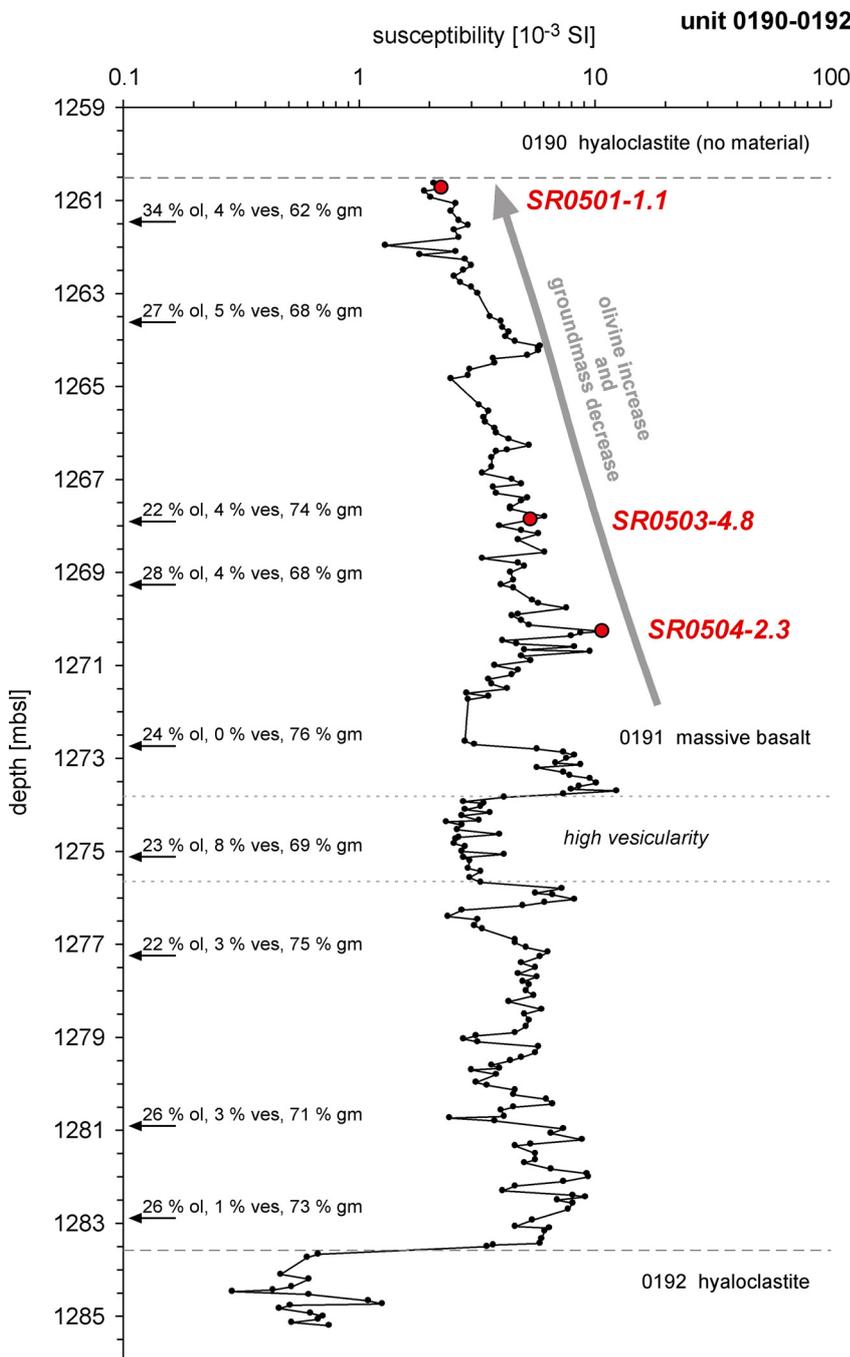


Abb. 4.24: Typische $\kappa(T)$ -Kurve (a) und Abmagnetisierungsverhalten der NRM mit IRM-Erwerb (b) eines massiven Basalts;
typical $\kappa(T)$ -curve (a) and demagnetizaion behavior of NRM with IRM-acquisition (b) of a massive basalt.

steigt κ mit zunehmender Tiefe an. Zusätzlich zeigt sich eine graduelle Veränderung des Olivinanteils bei gleich bleibender Vesikularität in diesem oberen Bereich, der am Top durch einen hohen Olivin- aber dementsprechend geringeren Grundmasseanteil gekennzeichnet ist. In der Grundmasse befinden sich die Fe-Ti Oxide, sodass deren Anteil mit der Tiefe von ca. 4 % (SR0501-1.1), über 4 – 5 % (SR0503-4.8) auf 6 – 7 % (SR0504-2.3) ansteigt. Diese drei Proben unterscheiden sich damit durch unterschiedliche Anteile an Olivin, Grundmasse und Opakphasenminerale, die sich in den Suszeptibilitätswerten widerspiegeln. Abbildung 4.26 zeigt die Fe-Ti Oxide anhand von BSE-Bildern. Der csp weist für SR0503-4.8 (und auch SR0504-2.3) einen tmt-Rand auf, der aufgrund der teilweise skelettförmigen Ausbildung bei einer schnelleren Abkühlung entstanden sein muss als in Probe SR0501-1.1, für die eine relativ gleichmäßige Anlagerung zu beobachten ist. Der ihm ist länglich dendritisch bis skelettförmig ausgebildet. Die Korngröße nimmt mit der Tiefe ab, von 10 bis 100 μm in den beiden oberen Proben auf ca. 60 μm für SR0504-2.3. Eine ähnliche Korngrößenvariation lässt sich beim tmt feststellen, von 6 – 30 μm in den beiden oberen Proben auf 6 – 20 μm für SR0504-2.3, die in glasreichen Bereichen auch kleinere Körner von 1 – 6 μm beinhaltet.



Diese kleineren Korngrößen wirken sich auf das Ab- und Aufmagnetisierungsverhalten aus. Die Probe SR0504-2.3 mit den kleinsten Korngrößen besitzt bei einem härter magnetischen Verhalten (höherer MDF) die höchsten Magnetisierungen (NRM und M_{rs}). Die Zunahme von κ mit der Tiefe ist somit trotz der Korngrößenvariationen im Wesentlichen auf den unterschiedlichen Opakphasenanteil zurückzuführen.

Abb. 4.25: Suszeptibilitätsprofil der massiven Basalteinheit 0191, die eine für massive Basalte unübliche Streuung und einen Tiefentrend aufweist; die Daten des Olivin- (ol), Vesikel- (ves) und Grundmassenanteils (gm) stammen von Punktzählungen aus unterschiedlicher Tiefe, die während der Bohrkernaufnahme durchgeführt wurden;

susceptibility profile of the massive basalt unit 0191 with unusual scattering and depth related susceptibility trend; data of olivine (ol), vesicle (ves) and groundmass (gm) content are from the point counts at different depths done during core description (http://www.icdp-online.de/sites/hawaii/tpl/tpl_dis_litho_pointcounts_rep.htm?litho_unit=U___).

Von *Seaman et al.* (2004) durchgeführte Untersuchungen an Gläsern der HSDP-2 Bohrkern erbrachten nur geringe Volatilgehalte. Diese niedrigen Anteile (0.07 – 0.12 % H₂O, 0.014 – 0.021 % S) in den Gläsern der meisten massiven Basalte deuten auf eine Entgasung der Magmen hin, d.h. eine Extrusion unter subaerischen Bedingungen und ein Weiterfließen der Lava im Meerwasser, möglicherweise in Lavatunneln, die Vulkanflanke hinunter. Im Gegensatz dazu sind z.B. die meisten Pillowlaven unterhalb 2233 mbsl nicht entgast. Für die Probe aus dem Bereich der Basis von unit 0191 (ca. 1283 mbsl) stellten *Seaman et al.* (2004) einen erhöhten H₂O-Gehalt (0.42 %) fest, weshalb sie diese massive Basalteinheit als einen submarinen Lavasee interpretieren, der einen mehrfachen Magmennachschub im unteren Bereich erfahren hat (C. Seaman, pers. Mitt.). Dies wird auch durch schlierenartige Strukturen und Veränderungen des Vesikelanteils unterstützt. Das vertikale Wachstum durch Inflation ist allerdings auch ein Merkmal von Schichtlaven (*Batiza & White, 2000*). Somit könnte es sich hier auch um eine Schichtlavaeinheit handeln, die aufgrund der relativ hohen Mächtigkeit möglicherweise auf einem nur flach geneigten Untergrund ausgeflossen ist. Die größeren Korngrößen in SR0501-1.1 deuten darauf hin, dass der obere Bereich der

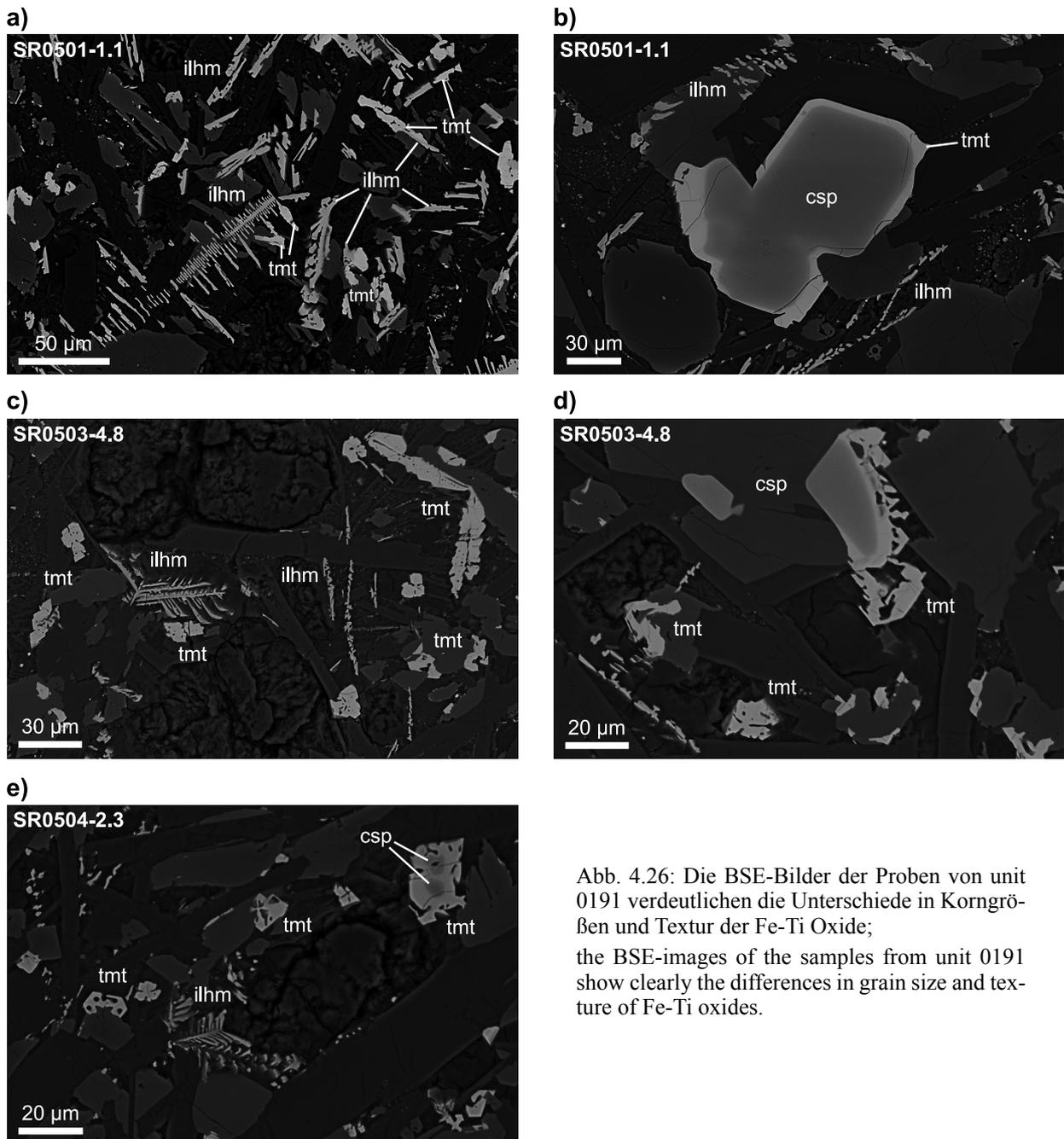
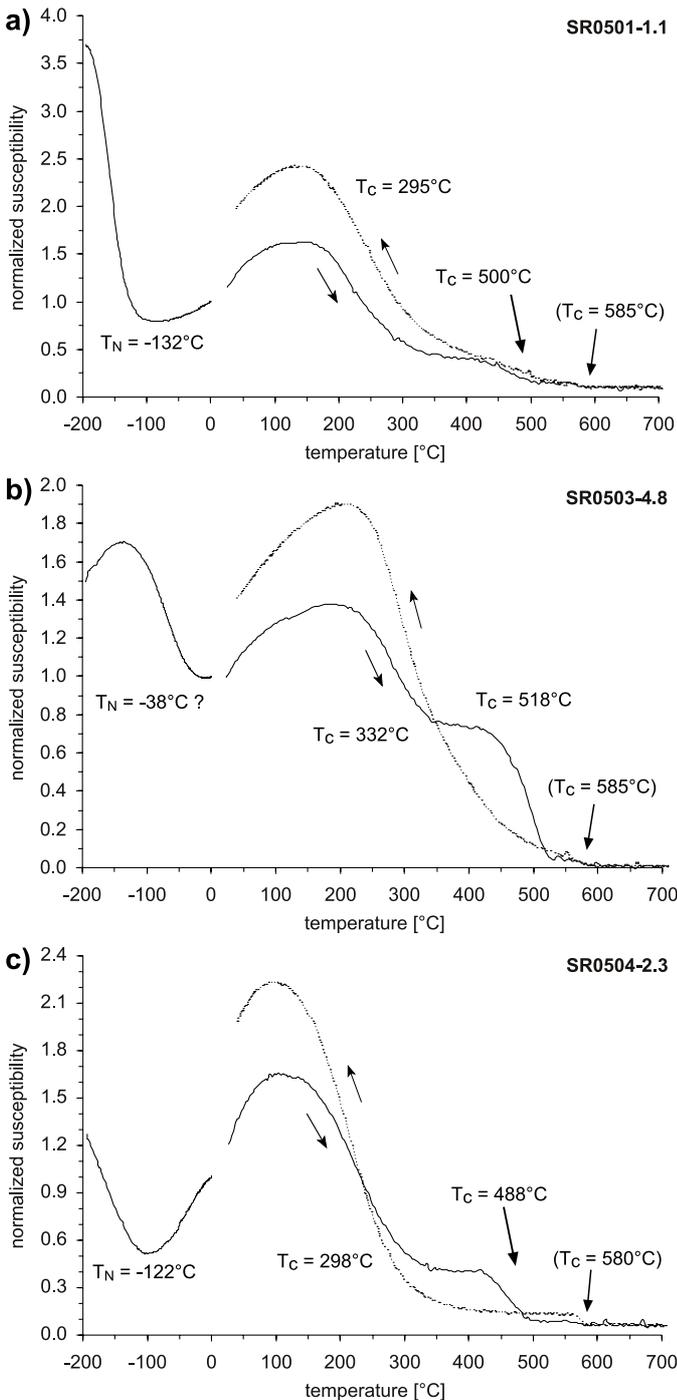


Abb. 4.26: Die BSE-Bilder der Proben von unit 0191 verdeutlichen die Unterschiede in Korngrößen und Textur der Fe-Ti Oxide; the BSE-images of the samples from unit 0191 show clearly the differences in grain size and texture of Fe-Ti oxides.

Einheit langsamer abgekühlt ist bzw. mehr Zeit zum Auskristallisieren hatte als der mittlere Bereich mit den kleineren Korngrößen. Demnach könnten die unteren beiden Proben durch spätere Magmenschiebe entstanden sein. Die Zeitdifferenz kann allerdings aufgrund von fehlenden Abschreckungsstrukturen nicht groß gewesen sein, aber ausreichend lang für die Ausbildung unterschiedlicher Korngrößen. Die ganze Basalteinheit muss dann relativ schnell abgekühlt sein, denn bei einer langsamen Auskühlung von außen nach innen, müssten Proben aus dem langsamer abkühlenden, mittleren Bereich besser auskristallisiert sein als solche aus dem Randbereich (Kontakt zum Nebengestein und Meerwasser). Dies trifft allerdings nicht zu.



Die $\kappa(T)$ -Kurven (Abb. 4.27) lassen eine ähnliche tmt-Zusammensetzung ($T_C = 295 - 332 \text{ }^\circ\text{C}$), aber deutlich unterschiedliche tmt-ilhm-Anteile für die drei Proben erkennen. SR0501-1.1 zeigt dabei den größten Einfluss einer ilhm-Phase, was bei dem ausgeprägten Tieftemperaturast der $\kappa(T)$ -Kurve aus dem steilen Abfall bis zur T_N des ilhm von $-132 \text{ }^\circ\text{C}$ abgeleitet werden kann. Die aus den Mikrospondendaten ermittelte Zusammensetzung der ilhm in den Proben der massiven Basalte zeigt eine im Vergleich zu den Pillowlaven höhere Hämatit-Komponente ($X_{\text{ilm}} = 0.08 - 0.09$ (Pillows) und $0.12 - 0.13$ (massive Basalte)). Dies deutet für die massiven Basalte auf eine Kristallisation bei deutlich höheren Sauerstoff fugazitäten hin. Die Reversibilität ist eher mäßig, wobei SR0503-4.8 am stärksten eine Niedrig-Temperatur Oxidation erfahren haben muss, da der tmgh ($T_C = 518 \text{ }^\circ\text{C}$) in dieser Probe den größten Beitrag an der $\kappa(T)$ -Kurve zeigt. Als Inversionsendprodukt hat sich aus dem tmgh etwas mt und Ti-reicher tmt gebildet. Beim Vergleich der $T_C(\text{calc})$ mit den $T_C(\text{meas})$ zeigt sich für SR0504-2.3 eine gute Übereinstimmung (siehe Tab. 4.11), während für SR0503-4.8 eine Differenz von 129 ° ermittelt wurde. Dies könnte ein zusätzlicher Hinweis auf die weiter fortgeschrittene Maghemitisierung in SR0503-4.8 sein. Darüber hinaus zeigt sich beim Vergleich mit der T_C der Abkühlkurve für SR0503-4.8 ebenfalls der größte Unterschied (48 °), während für SR0504-2.3 die Curie-Temperaturen fast exakt übereinstimmen. Gemäß der „Zone 1“ (schwach oxidiertes tmt) aus O'Reilly & Readman (1971) bildet sich als

Abb. 4.27: $\kappa(T)$ -Kurven der drei massiven Basalte von unit 0191 zeigen eine komplexe Fe-Ti Oxid-Paragenese an; $\kappa(T)$ -curves of three massive basalt samples from unit 0191 show complex Fe-Ti oxide assemblage.

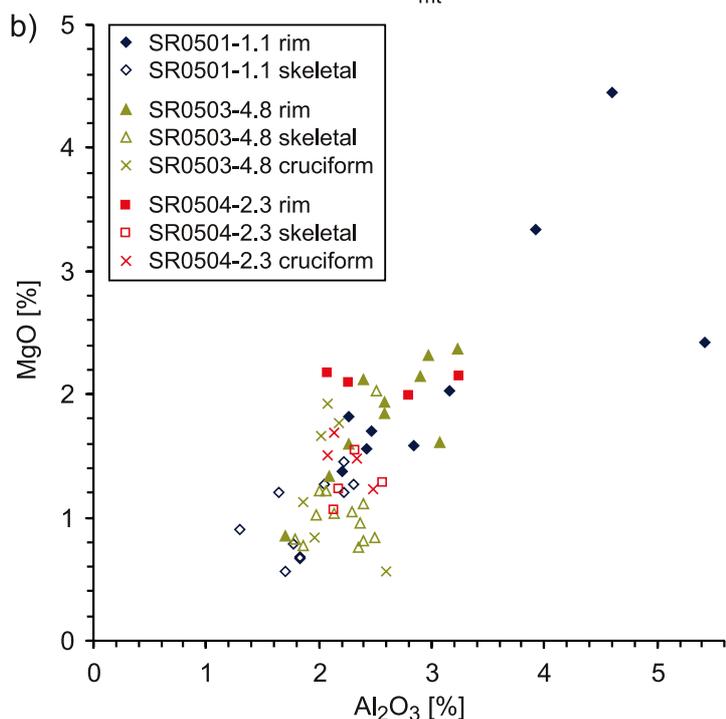
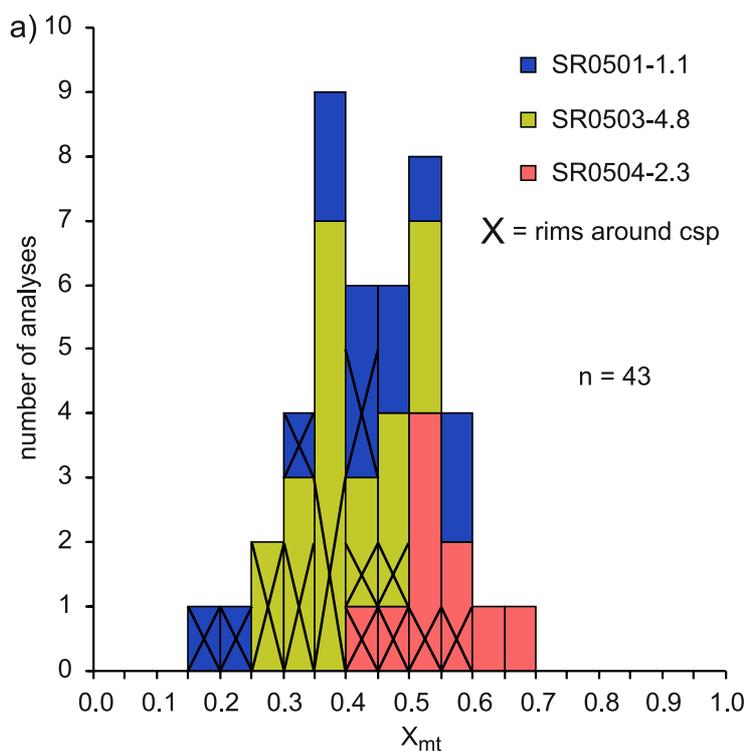
Umwandlungsprodukt aus einem tmgh durch Inversion ein gegenüber dem tmgh Ti-ärmerer tmt. Das Endprodukt (Ti-ärmerer tmt) der Inversion des Ti-reichen tmgh in SR0503-4.8 hat daher eine etwas höhere T_C als das Ausgangsmaterial. Das würde dann allerdings bedeuten, dass es sich bei der dominierenden Phase in SR0503-4.8 nicht um einen homogenen tmt, sondern schwach oxidierten tmgh handelt, der während der $\kappa(T)$ -Messung zu einem Ti-ärmeren tmt invertiert.

Tab. 4.11: Mittelwerte mit Standardabweichung (in Klammern) für die Titanomagnetit-Zusammensetzung der massiven Basalte der unit 0191 (Angaben in Gew.%).

Probe Gruppe Mineral n	SR0501-1.1 1b		SR0503-4.8 1b		SR0504-2.3 1b	
	Rand um csp 5	tmt 8	Rand um csp 8	tmt 12	Rand um csp 4	tmt 6
SiO ₂	0.09(0.04)	0.15(0.03)	0.18(0.06)	0.18(0.06)	0.12(0.05)	0.22(0.07)
TiO ₂	16.25(1.06)	17.13(2.26)	18.57(1.45)	18.18(2.54)	14.13(2.47)	13.96(1.66)
Al ₂ O ₃	3.43(0.89)	1.80(0.28)	2.53(0.51)	2.15(0.27)	2.38(0.38)	2.28(0.23)
Cr ₂ O ₃	10.66(8.40)	0.07(0.16)	5.16(4.58)	0.06(0.10)	5.11(6.71)	0.02(0.02)
Fe ₂ O ₃	22.89(6.72)	32.43(4.26)	24.55(3.37)	29.63(4.86)	33.98(2.13)	38.18(2.92)
FeO	41.95(2.28)	44.65(1.79)	45.10(1.48)	45.12(1.77)	40.60(1.75)	41.09(1.26)
MnO	0.34(0.07)	0.42(0.08)	0.45(0.04)	0.44(0.11)	0.40(0.08)	0.46(0.04)
MgO	2.62(1.22)	0.91(0.29)	1.80(0.52)	1.08(0.43)	2.09(0.09)	1.41(0.27)
gesamt	98.36(0.67)	97.82(0.73)	98.55(1.30)	97.17(0.65)	98.98(0.70)	97.85(0.37)
Si	0.00(0.00)	0.01(0.00)	0.01(0.00)	0.01(0.00)	0.00(0.00)	0.01(0.00)
Ti	0.45(0.04)	0.49(0.06)	0.52(0.05)	0.52(0.07)	0.40(0.07)	0.40(0.05)
Al	0.15(0.04)	0.08(0.01)	0.11(0.02)	0.10(0.01)	0.10(0.02)	0.10(0.01)
Cr	0.31(0.24)	0.00(0.01)	0.15(0.13)	0.00(0.00)	0.15(0.20)	0.00(0.00)
Fe ³⁺	0.64(0.20)	0.93(0.13)	0.69(0.10)	0.85(0.14)	0.95(0.07)	1.09(0.09)
Fe ²⁺	1.29(0.09)	1.42(0.05)	1.40(0.07)	1.44(0.06)	1.26(0.07)	1.30(0.04)
Mn	0.01(0.00)	0.01(0.00)	0.01(0.00)	0.01(0.00)	0.01(0.00)	0.01(0.00)
Mg	0.14(0.06)	0.05(0.02)	0.10(0.03)	0.06(0.02)	0.12(0.01)	0.08(0.02)
X_{mt}	0.31(0.12)	0.48(0.07)	0.34(0.06)	0.43(0.08)	0.51(0.02)	0.57(0.05)
$T_C(\text{calc})$	107(96)	234(50)	131(47)	203(57)	262(15)	304(34)
$T_C(\text{meas})$		295		332		298

n = Anzahl der Analysen; Bestimmung von X_{mt} nach *Stormer* (1983); $T_C(\text{calc})$ berechnet aus X_{mt} ($T_C = 580 - 580 x - 153 x^2$, wobei $x = \text{Ulvöspinell-Komponente}$, ähnlich *Clark*, 1997); $T_C(\text{meas})$ anhand der $\kappa(T)$ -Messungen bestimmte Curie-Temperatur (Temperaturangaben in °C).

Die Histogrammdarstellung der tmt-Zusammensetzung der Proben von unit 0191 zeigt generell eine sehr breite Streuung (Abb. 4.28a). Diese Streuung wird allerdings durch die signifikant abweichende Zusammensetzung der tmt-Ränder um den csp hervorgerufen, die relativ Cr-reich sind, mehr MgO und auch Al₂O₃ aber weniger Fe³⁺ als die in der Matrix befindlichen tmt besitzen (siehe Tab. 4.11). Generell weisen die tmt-Ränder daher eine niedrigere mt-Komponente auf. Dies konnte anhand von Analysen anderer Proben, die homogenen tmt beinhalten, bestätigt werden (siehe Anhang F2). In Abbildung 4.28b ist der MgO- gegen den Al₂O₃-Gehalt in den tmt-Rändern um den csp, sowie für den skelett- und kreuzförmigen tmt dargestellt. Generell zeigt sich eine positive Korrelation, die sich auf verschiedene Mechanismen zurückführen lassen könnte. *Toplis & Carroll* (1995) haben in synthetischen Proben mit fallender Temperatur einen sinkenden Al-, Mg- und Mn-Anteil festgestellt. *Scowen et al.* (1991) beobachteten dagegen eine Re-Äquilibration der Chromite in natürlichen Basalten, wobei durch Volumendiffusion ein Austausch mit der Restschmelze und den Silikaten stattfindet (Fe²⁺, Fe³⁺, Ti in Chromit hinein, Mg, Al, Cr heraus). Die tmt-Ränder besitzen in allen Proben höhere MgO- und Al₂O₃-Gehalte als die Matrixkörner. Daher haben sie sich entweder früher bei höheren Temperaturen gebildet oder später, sodass sie weniger Zeit



zum Re-Äquilibrieren hatten. Allerdings weisen die tmt-Ränder einen deutlichen Cr-Anteil auf, weshalb sie sich bei Bedingungen gebildet haben müssen, bei denen noch Cr verfügbar war. Da der csp selbst eine frühmagmatische Phase ist, spricht sowohl der Cr_2O_3 - als auch der relativ hohe MgO- und Al_2O_3 -Gehalt in den tmt-Rändern für eine frühe Kristallisation. Möglicherweise sind die hohen Cr-, Mg- und Al-Gehalte teilweise auch auf eine Re-Äquilibrierung zwischen dem csp und dem tmt-Rand zurückzuführen. Dafür würde eine Abnahme des Anteils dieser Elemente in den tmt-Rändern von innen (am Kontakt zum csp) nach außen (am Kontakt zur Matrix) sprechen. Dies ist jedoch nur für Cr_2O_3 der Fall, MgO und Al_2O_3 bleiben relativ konstant oder nehmen nur leicht ab, obwohl die Diffusionsgeschwindigkeit von Mg und Al deutlich höher ist als von Cr (siehe *Scowen et al.*, 1991) Z.B. SR0503-4.8 (Angaben in Gew.%):

	innen	→	außen
Cr_2O_3	8.04	→	0.67
MgO	2.15	→	2.59
Al_2O_3	2.90	→	2.59

Möglicherweise resultieren die nur leicht verringerten MgO- und Al_2O_3 -Gehalte der Außen-Analysen der tmt-Ränder aus der relativ schnellen Diffusionsgeschwindigkeit von Mg und Al, sodass diese durch den kompletten tmt-Rand schon diffundiert sind. Dann wären allerdings aufgrund der hohen MgO- und Al_2O_3 -Gehalte im csp (SR0503-4.8: MgO ca. 7.0 – 13.0 Gew.%, Al_2O_3 ca. 12.7 – 14.3 Gew.%) auch deutlich höhere Gehalte in den tmt-Rändern wahrscheinlich. Die chemische Zonierung der tmt-

Abb. 4.28: a) Histogrammdarstellung der Titanomagnetit-Zusammensetzung (als X_{mt}) der massiven Basalte; b) MgO- gegen Al_2O_3 -Gehalt der Titanomagnetit-Ränder (rim) um Chromspinel, sowie für skelett- und kreuzförmigen Titanomagnetit;

a) histogram of titanomagnetite composition (as X_{mt}) from massive basalt samples; b) MgO- vs. Al_2O_3 -content of the titanomagnetite rims around chromian spinel, and for skeletal and cruciform titanomagnetite.

Ränder könnte darüber hinaus eine Folge der Re-Äquilibrierung mit der Matrix oder den Silikaten sein. Die Unterschiede zwischen den Innen-Außen-Analysen der tmt-Ränder betragen jedoch für MgO und Al_2O_3 weniger als 1 %. Hinsichtlich des Spektrums an MgO- und Al_2O_3 -Gehalten (ca. ca. 0.5 - 4.5 bzw. 1.2 - 5.5 Gew.%) in den tmt dieser Proben scheint der Einfluss der Re-Äquilibrierung zur Erklärung nicht

ausreichend zu sein. Daher kann man ableiten, dass sich die tmt-Ränder relativ früh gebildet haben, während die skelett- und kreuzförmigen tmt erst zu einem späteren Zeitpunkt bei geringeren Temperaturen auskristallisiert sind. Abbildung 4.29 zeigt eine schematische Darstellung des Kristallisationsablaufes. Zu Beginn bildet sich tmt, der zunehmend Ti-reicher wird bis zu dem Zeitpunkt, ab dem zusätzlich ilhm auskristallisiert. Das verfügbare Ti wird nun bevorzugt in den ilhm eingebaut, sodass die später bei geringeren Temperaturen gebildeten tmt-Skelette und -Kreuze eine höhere tmt-Komponente aufweisen. Die tmt-Kreuze besitzen oftmals kleinere Korngrößen, was man als Hinweis auf ein kürzeres Wachstum aufgrund eines späteren Kristallisationszeitpunktes ansehen könnte. Eine klare Differenzierung des skelett- und kreuzförmigen tmt hat sich dabei allerdings nicht ergeben.

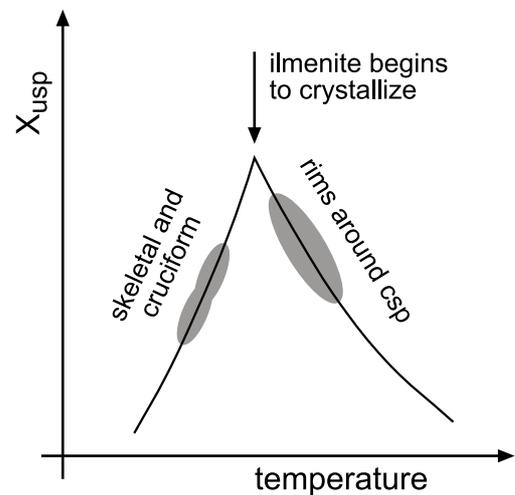


Abb. 4.29: Schematische Darstellung des Kristallisationsablaufes verschiedener Titanomagnetit-Phasen; sketch of crystallization history for different titanomagnetite phases (Lattard, pers. Mitt.).

In Abbildung 4.30 ist die chemische Zusammensetzung der csp in den Proben der unit 0191 zusammengefasst. Verglichen mit den Daten der Pillowlaven zeigt sich hier für alle drei Elementverhältnisse eine deutlich größere Streuung. Das breiteste Zusammensetzungsspektrum zeigt dabei SR0501-1.1, was nach *Scowen et al.* (1991) auf eine langsamere Abkühlung hinweist. Csp, der als Einschluss im Olivin vorliegt, hat dagegen eine gut definierte Zusammensetzung mit einem höheren $Cr/(Cr+Al)$ - und sowohl geringeren $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ - als auch $2Ti/(2Ti+Cr+Al)$ -Verhältnis. Daher sollte die Kristallisation der csp-Einschlüsse bei einer höheren Temperatur stattgefunden haben, vor der Bildung der in der Matrix befindlichen csp. Der Einfluss der Re-Äquilibrierung des csp zeigt sich dagegen bei den chemisch zonierten csp-Körnern in der Matrix: die Kernbereiche sind ärmer an Ti, Fe^{2+} und Fe^{3+} , aber reicher an Al, Cr und Mg. Dies stimmt exakt mit der von *Scowen et al.* (1991) beschriebenen Austauschreaktion überein, d.h. die Randbereiche der in der Matrix befindlichen csp haben begonnen, mit der Restschmelze bzw. dem umgebenden Material Elemente auszutauschen. Allerdings kann die Re-Äquilibrierung nicht eine solche Bandbreite an $Cr/(Cr+Al)$ -Verhältnissen hervorrufen, da sowohl Cr, als auch Al aus dem csp wandert. Darüber hinaus besitzt Al eine schnellere Diffusionsgeschwindigkeit, sodass durch eine Re-Äquilibrierung das $Cr/(Cr+Al)$ -Verhältnis leicht ansteigen sollte. Genau dieser Effekt bestätigt sich beim Vergleich einiger Kern-Rand-Analysen, die einer leicht positiven Korrelation folgen, wobei die Kernanalysen die niedrigeren Werte darstellen. Demnach resultieren die chemischen Variationen des csp in diesen Proben einerseits aus unterschiedlichen Kristallisationstemperaturen und andererseits aus Re-Äquilibrierungsprozessen. Ein Vergleich der Mittelwerte zeigt für die beiden unteren Proben eine fast perfekte Übereinstimmung, während der Wert für SR0501-1.1 deutlich abweicht. Diese Analysen stammen von Körnern aus einem offensichtlich Ti-reichen Bereich der Probe, sodass diese csp deutlich Ti-reicher, einen höheren Fe^{2+} - und Fe^{3+} -Gehalt, aber geringeren Cr- und Mg-Gehalt aufweisen. Sie stehen mit dieser Zusammensetzung in starkem Kontrast zu den csp-Einschlüssen im Olivin. Da eine Re-Äquilibrierung zu einer Verschiebung zu anderen Elementverhältnissen geführt hätte, weist diese Diskrepanz auf eine spätere Kristallisation bei geringeren Temperaturen hin.

Das magnetische Verhalten der massiven Basalte wird überwiegend von homogenem tmt mit relativ kleinen Korngrößen geprägt. Damit verbunden sind niedrige bis mittlere Suszeptibilitäten und NRM-Intensitäten. Der MDF besitzt bei einem Vergleich mit den Werten der Intrusionen und Pillowlaven mittlere

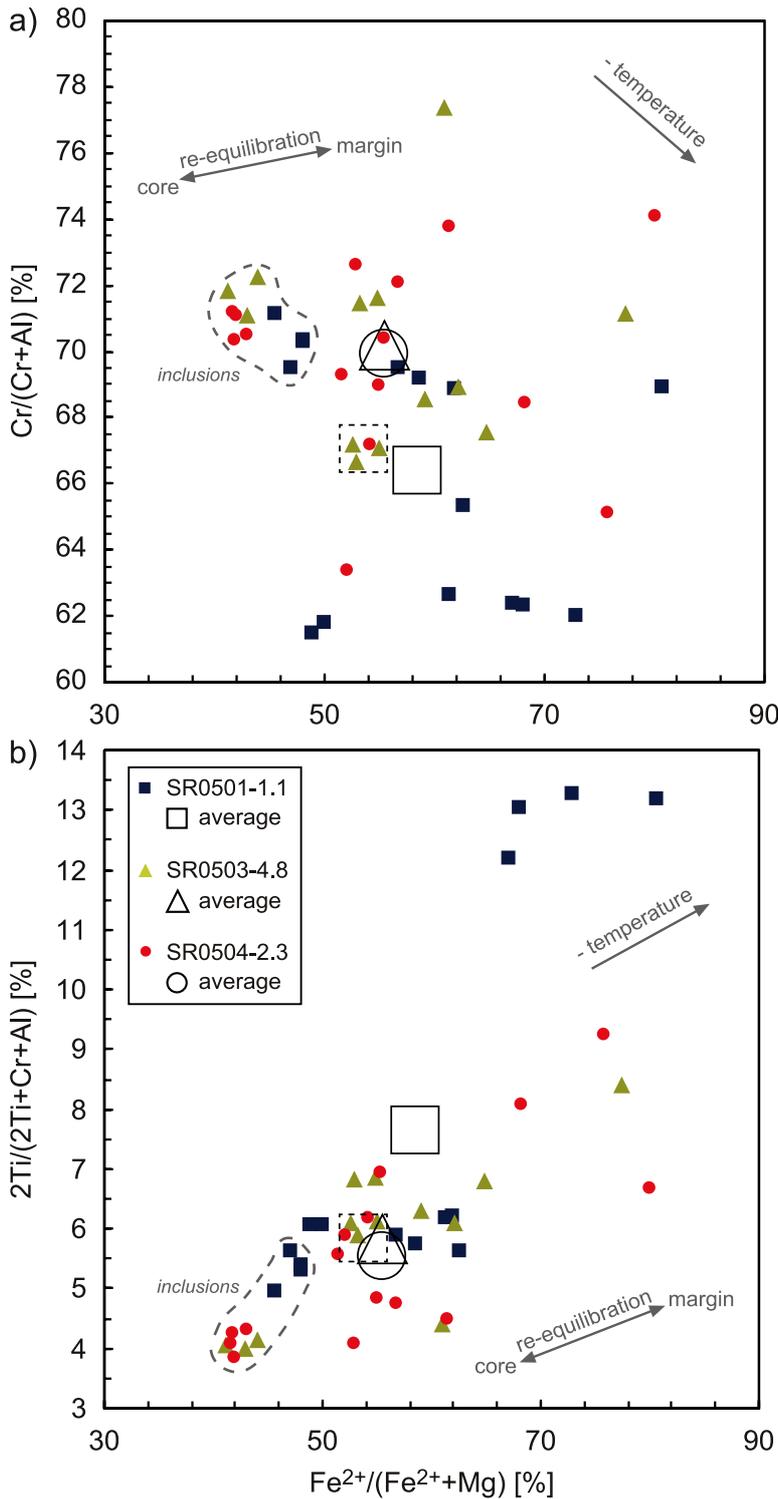


Abb. 4.30: Zusammensetzung des Chromspinells in Proben der unit 0191 (Einzelanalysen mit Mittelwert: großes, offenes Symbol; das gestrichelte Quadrat stellt den Mittelwert bei Ausschluss der Fe- und Ti-reichen Analysen dar);

composition of chromian spinel of samples from unit 0191 (single analyses with average value: bigger, open symbol; the dashed square represents the average calculated with rejection of the Fe- and Ti-rich analyses).

Werte. D.h. die magnetisch wirksamen Phasen hatten während der Abkühlung nicht genügend Zeit, um große Körner zu bilden, und besitzen intermediäre Korngrößen. Dies deutet auf mittlere Abkühlungsgeschwindigkeiten hin, vor allen Dingen aber langsamer als die meisten Pillowlaven, deren Fe-Ti Oxide meist kleinere Korngrößen aufweisen und daher härter magnetisch sind. Die mit dem Geothermometer von *Ghiorso & Sack* (1991) bestimmten Temperaturen von 950 – 1090 °C sind denen der Pillowlaven ($T = 925 - 1025$ °C) ähnlich. Allerdings liegt den massiven Basalten ein etwas höherer fO_2 von $\Delta \log fO_2(QFM) = 0.1 - 0.4$ zugrunde (Pillows: $\Delta \log fO_2(QFM) = -0.5 - 0.0$). Einen ersten Hinweis auf die höheren fO_2 gab schon die Zusammensetzung der ilhm, die im Vergleich zu denen der Pillowlaven eine höhere hm-Komponente aufweisen, die sich lediglich aus einer höheren Sauerstoffugazität ergeben kann. Diese Bedingungen spiegeln sich jedoch in der generellen Zuordnung der $\kappa(T)$ -Mes-

sungen der massiven Basalte zur Gruppe 1b wider. D.h. die hohen fO_2 erzeugen einerseits hm-reicheren ilhm und andererseits einen hohen ilhm-Anteil relativ zum tmt-Anteil (vgl. Abb. 4.9, Kap. 4.1.1), was sich in einer deutlich ausgeprägten Néel-Temperatur beim Tieftemperaturast der $\kappa(T)$ -Messungen äußert. Die unterschiedlichen Abkühlungsgeschwindigkeiten spiegeln sich darüber hinaus in der csp-Zusammensetzung wider, die bei den massiven Basalten verglichen mit den Pillowlaven ein deutlich breiteres Spektrum aufweist. Dies gilt besonders für das $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ -Verhältnis (massive Basalte: 0.4 – 0.8, Pillows: 0.42 – 0.55).

4.1.4 Hyaloklastit

Im submarinen Bereich stellen die Hyaloklastite bis ca. 1980 mbsl den Großteil des HSDP-2 Bohrkernmaterials, während in größerer Tiefe Pillowlaven dominieren. Sie wechsellagern dabei mit massiven Basalten bzw. Pillowlaven und teilweise auch mit Intrusionen. Die Hyaloklastiteinheiten umfassen Lagen mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 10.6 m (siehe Tab. 4.1) und weisen manchmal Schichtungsstrukturen auf. Ähnlich wie die massiven Basalte stammen die meisten Hyaloklastite von Magmen des Typs MK-1 ab, während solche des Typs MK-2 im oberen Bereich zum Übergang subaerisch-submarin hin häufiger vertreten sind. Eine Einheit bei ca. 1970 mbsl hat sich aus MK-3 Magmen gebildet. Mit zunehmender Tiefe zeigt sich wie bei den massiven Basalten zwischen 1200 und 2200 mbsl ein Anstieg des TiO_2 -Gehalts, wobei der Fe_{tot} -Gehalt tendenziell leicht sinkt. Dies resultiert in mit zunehmender Tiefe niedrigeren $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnissen, die sich in einem Anstieg bzw. einem breiteren Spektrum der κ -Werte und des f_{Hd} bis zu einem Maximum bei ca. 1900 mbsl widerspiegeln, wobei die Werte der NRM entlang des gesamten Profils relativ stark streuen (siehe Abb. 3.6, Kap. 3.2). Dies deutet einerseits auf einen Anstieg des Opa-phasenanteils und andererseits auf einen Ti-reicheren tmt hin. Unterhalb 1900 mbsl sinken die κ - und f_{Hd} -Werte wieder. Im Bereich des Maximums bei ca. 1900 mbsl erreichen die Hyaloklastite Suszeptibilitäten bis ca. 30, also Werte, die deutlich über denen der massiven Basalte und Intrusionen liegen. Viele der Basaltklasten in den Hyaloklastiten besitzen eine hohe Vesikularität und stammen daher wahrscheinlich von subaerischen Eruptionen, was sich u.a. in den zum Teil hohen Suszeptibilitäten widerspiegelt. Untersuchungen des Volatilgehalts (H_2O , CO_2 , S, Cl, F) in Gläsern der HSDP-2 Kerne von *Seaman et al.* (2004) ergaben nur geringe Anteile (0.06 – 0.16 % H_2O , 0.001 – 0.037 % S). Somit sind die Magmen, von denen die Hyaloklastite stammen alle entgast. Daher gehen die Autoren bei den Hyaloklastiten von subaerischen bis flachmarinen Eruptionen aus, die beim Kontakt mit dem Meerwasser fragmentierten. Durch spätere Prozesse wie Hangrutschungen oder Schuttströme wurde das Material remobilisiert und in tiefer marinen Bereichen abgelagert.

Die Hyaloklastite bestehen aus Glasbruchstücken und einem unterschiedlichen Anteil an Basaltklasten, die verschiedene Größe und Zusammensetzung aufweisen. Sie zeigen sowohl matrix- als auch komponentengestützte Gefüge, sind monolithologisch bis polymikt zusammengesetzt und zeigen unterschiedliche Sortierung und Rundung der Komponenten. Diese Diversität spricht für eine unterschiedliche Entstehung der Hyaloklastite und Herkunft der Basaltklasten. Die Hyaloklastite besitzen generell niedrige Suszeptibilitäten, die jedoch durch die Basaltklasten unterschiedlicher Größe und Zusammensetzung erhöht werden kann. Anhand von κ konnten die Hyaloklastite in einen paramagnetisch (pm-Typ, $\kappa < 1$, konstante Werte) und einen ferrimagnetisch dominierten Typ (fm-Typ, $\kappa > 1$, streuende Werte) unterteilt werden (siehe Kap. 3.1). Tabelle 4.12 fasst die gesteinsmagnetischen Eigenschaften einiger Hyaloklastitproben zusammen. Im Gegensatz zu den anderen submarinen Einheiten zeigt sich bei den Hyaloklastiten bzgl. des f_{Hd} -Parameters eine bimodale Verteilung von nahezu feldunabhängigen Werten bis ca. 18 - 30 % Feldabhängigkeit. Die überwiegend geringen Werte der Feldabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität deuten auf Ti-armen tmt hin, weshalb wahrscheinlich nur wenige Basaltklasten von submarin gebildeten Einheiten stammen (Durchschnittswerte: Intrusionen ca. 20 %, Pillowlaven 8 – 12 %, massive Basalte 14 %, vgl. auch Tabelle gesteinsmagnetischer Eigenschaften in Anhang B). In subaerischen Lavaströmen konnte nur selten homogener Ti-reicher tmt festgestellt werden, was im Wesentlichen auf die unter atmosphärischen Bedingungen relativ langsam abkühlende Lava und die dabei erfolgte Hoch-Temperatur-Oxidation zurückzuführen ist (siehe Kap. 4.2).

Tab. 4.12: Gesteinsmagnetische Eigenschaften einiger Hyaloklastite.

Probe	unit	Tiefe [mbsl]	NRM [A/m]	$\kappa_{30 \text{ A/m}}$ [10 ⁻³ SI]	f_{Hd} [%]	Q	$T_{\text{C/N}}$ [°C]	AR (100°C)	Gruppe	MDF [mT]	M_{res} [%]	M_{rs} (IRM) [A/m]	Magma Typ
SR0623-1.7	218	1582.2	13.0	15.8	20.5	29.3	295 / 526	0.6	1a/2	77	12	600	MK-1
SR0625-0.6	220	1588.1	8.7	18.0	2.2	17.2	300 / 436	0.7	1a/2	30	3	521	
SR0629-3.2	223	1600.6	0.4	1.4	1.4	11.2	para / 580	0.6	4	24	4	30	
SR0652-1.2	238	1668.3	0.1	2.4	1.6	1.6	585	0.8	2/4	20	5	53	MK-1
SR0652-1.4	238	1668.3	10.7	14.1	1.4	27.2	595	1.1	2	46	8	567	MK-1
SR0689-8.0	248	1781.3	0.1	0.6	0.2	3.6	para / 580	0.4	4	54	2	3	
SR0690-6.0	250	1783.7	4.5	7.8	0.0	20.6	335 / 480 / 570	1.0	1a/2	93	32	201	
SR0690-6.4	250	1783.8	5.6	18.0	1.6	11.2	475 / 535	1.1	2/1a	21	4	576	
SR0715-11.5	264	1888.9	2.7	22.2	4.7	4.4	(8) 508	1.4	2	18	13	279	
SR0716-3.3	264	1890.9	5.7	24.9	29.5	8.2	-154 / 200	0.9	1b	9	-	-	
SR0775-15.0	286	2201.6	0.3	0.9	1.6	13.6	para	0.4	4	78	15	12	MK-1

NRM: natürlich remanente Magnetisierung; $\kappa_{30 \text{ A/m}}$: magnetische Suszeptibilität, gemessen bei 30 A/m; f_{Hd} : Feldabhängigkeit von κ (bei 30 und 300 A/m); Q: Königsberger Faktor; $T_{\text{C/N}}$: Curie-/Néel-Temperatur; AR(100°C): $\kappa_{\text{Aufheizk.}}/\kappa_{\text{Abkühlk.}}$ bei 100 °C; Gruppe: Probengruppierung anhand des $\kappa(T)$ -Kurvenverlaufs; MDF: „Median Destructive Field“; M_{res} : restliche Magnetisierung bei einem Feld von 160 mT; M_{rs} : bei ca. 90 mT erworbene remanente Magnetisierung; Magma Typ nach *Rhodes & Vollinger* (2004).

pm-Typ

Zu den Hyaloklastiten des pm-Typs gehören z.B. die Proben SR0629-3.2, SR0652-1.2, SR0689-8.0 und SR0775-15.0 (siehe Tab. 4.12). In Abbildung 4.31a und d sind Dünnschliff- und BSE-Bilder von zwei Proben dargestellt. Ein typisches Merkmal sind die teilweise sehr vesikelreichen Glasbruchstücke (linke Bildhälfte Abb. 4.31a), die meist nur Olivin (überwiegend hypidiomorph, selten auch leicht skelettförmig ausgebildet) und csp (hypidio- bis idiomorpher Habitus) als auskristallisierte Phasen beinhalten, selten auch Plagioklas und Klinopyroxen. Der hohe Vesikelanteil passt sehr gut zu den Ergebnissen (entgaste Gläser) von *Seaman et al.* (2004), sodass für solche Hyaloklastite eine flachmarine oder sogar subaerische Entstehung angenommen werden kann. Daher müsste man richtigerweise diese vesikelreichen Komponenten im Hyaloklastit eher als Pyroklastite bezeichnen, da sie aufgrund des hohen Blasenanteils wahrscheinlich durch eine explosive Fragmentierung entstanden sind, wobei die Blasen Hohlräume mehr als 50 Vol.% ausmachen können (*Schmincke*, 1988). Wenn der Innendruck der Gasphase den Überlastungsdruck und die Zugfestigkeit der Schmelze überwiegt, kommt es zu einer pyroklastischen Fragmentierung des Magmas. Aufgrund des relativ geringen H₂O-Gehaltes von tholeiitischen Basaltmagmen können diese erst unter flachmarinen bis küstennahen Bedingungen (< 200 m Wassertiefe) signifikant entgasen (*Moore & Schilling*, 1973); Alkalibasalte hingegen sind volatilreicher und können schon in ca. 500 m Tiefe explosiv entgasen (*Schmincke*, 1988). Einige Glasbruchstücke in SR0775-15.0 sind fast lichtundurchlässig, was durch eine Vielzahl kleinster Kristalle im Glas hervorgerufen wird (Abb. 4.31a, rechte Bildhälfte). Die Matrix des Hyaloklastits besteht aus umgewandeltem Glas, sogenanntem Palagonit. Palagonit geht dabei unter einer H₂O-Aufnahme von 10 – 20 % aus Sideromelanglas als amorphes Umwandlungsprodukt hervor (*Schmincke*, 1988). Es kommt dabei zu einer Verarmung an Elementen wie Ca und Na, während Fe und Ti relativ angereichert werden. Bei marinen Porenwässern werden darüber hinaus K, Ba und Cs aufgenommen und Na abgegeben. Das Endprodukt mit kristallinem Zustand sind Tonminerale der Smektit-Gruppe. In Abbildung 4.31d ist neben den csp-Einschlüssen im Olivin das Sideromelanglas deutlich zu erkennen. Um diesen Bereich herum hat sich ein Palagonitsaum gebildet, der sich durch die fast radial angeordneten Risse auszeichnet, die wahrscheinlich aus der Volumenveränderung durch die H₂O-Aufnahme resultieren. Der Palagonit selbst ist randlich schon zu Schichtsilikaten umgewandelt. Die Matrix wird von

Zeolith gebildet, bei dem es sich wahrscheinlich aufgrund der mit der Mikrosonde ermittelten chemischen Zusammensetzung (mit Na, K, Ca) um den Blätterzeolith Phillipsit handelt.

Der pm-Typ ist wie oben beschrieben durch niedrige Suszeptibilitäten definiert und ist darüber hinaus durch eine sehr niedrige natürlich remanente Magnetisierung gekennzeichnet. Dies deutet auf das Fehlen einer stark (ferri-)magnetischen Phase wie tmt hin, sodass das magnetische Verhalten der Proben von Paramagnetismus dominiert wird. Die $\kappa(T)$ -Messungen von Hyaloklastiten des pm-Typs stellen daher die Gruppe 4 dar (Abb. 4.31b und e). Die Proben der Gruppe 4 zeigen einen paramagnetischen Kurvenverlauf, der sich aus Gleichung (1) ergibt (siehe Kap. 2.1). Ansteigende Temperaturen wirken der Ausrichtung der magnetischen Momente entgegen, was in mit steigender Temperatur abnehmenden Suszeptibilitäten resultiert. Bei einigen Proben weist eine Curie-Temperatur bei ca. 580 °C auf tmt mit nahezu mt-Zusammensetzung hin. Mit mikroskopischen Methoden ist dieser tmt jedoch nur selten zu beobachten, d.h. dass es sich dabei um sehr kleine Körner handeln muss. Dies korreliert sehr gut mit dem für Hyaloklastite typischen, sehr hart magnetischen Abmagnetisierungsverhalten (Abb. 4.32). Die NRM wird nur durch sukzessives Erhöhen des Wechselfeldes allmählich zerstört. Ebenso wird beim IRM-Erwerb keine Sättigung der Pro-

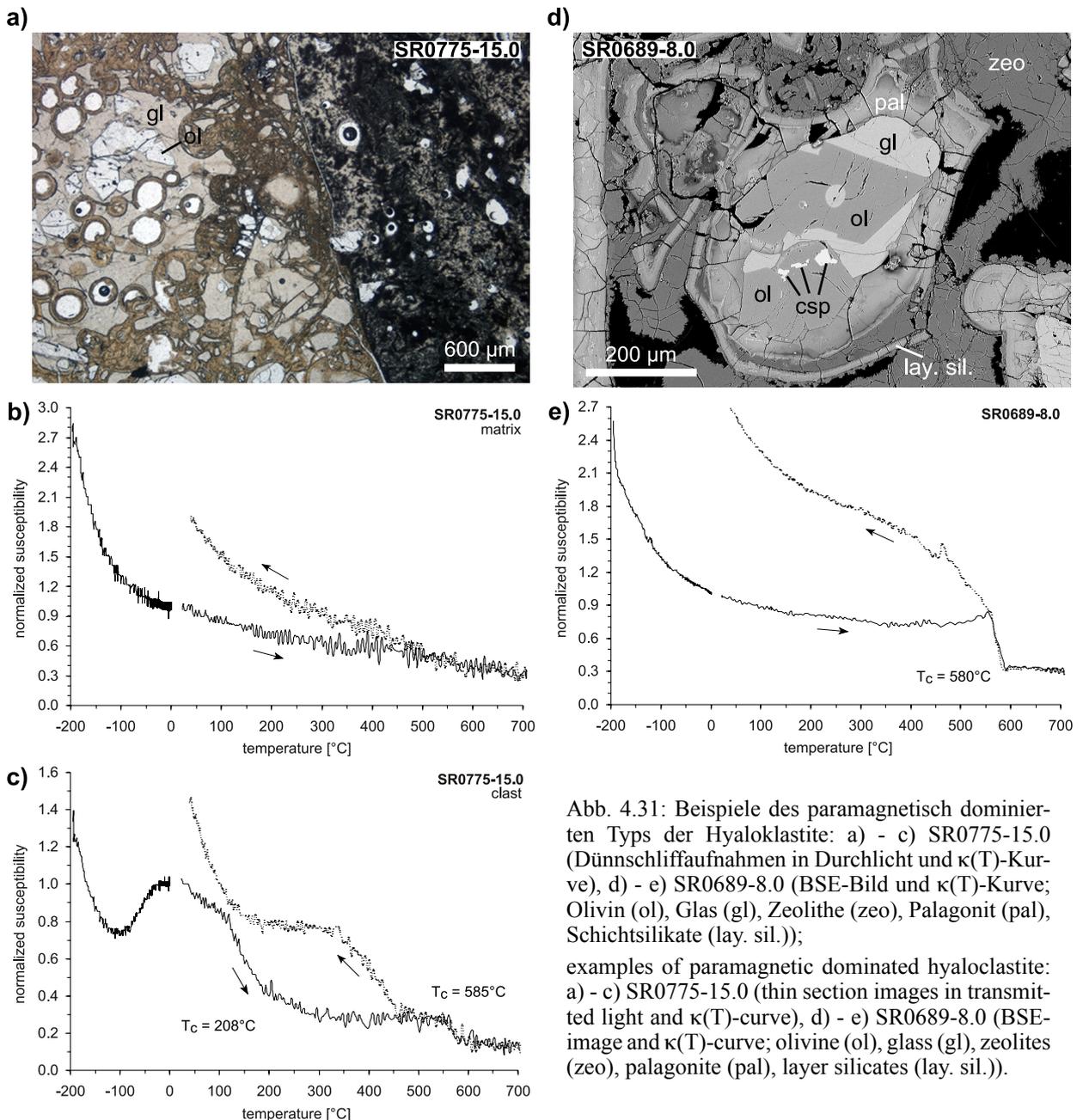


Abb. 4.31: Beispiele des paramagnetisch dominierten Typs der Hyaloklastite: a) - c) SR0775-15.0 (Dünnschliffaufnahmen in Durchlicht und $\kappa(T)$ -Kurve), d) - e) SR0689-8.0 (BSE-Bild und $\kappa(T)$ -Kurve; Olivin (ol), Glas (gl), Zeolithe (zeo), Palagonit (pal), Schichtsilikate (lay. sil.));

examples of paramagnetic dominated hyaloclastite: a) - c) SR0775-15.0 (thin section images in transmitted light and $\kappa(T)$ -curve), d) - e) SR0689-8.0 (BSE-image and $\kappa(T)$ -curve; olivine (ol), glass (gl), zeolites (zeo), palagonite (pal), layer silicates (lay. sil.)).

be erreicht, zumal die Magnetisierung nur langsam mit höheren Magnetfeldern ansteigt. Nach *Soffel* (1991) entspricht der Schnittpunkt der Abmagnetisierungs- und der IRM-Erwerbskurve der Remanenzkoerzitivkraft (H_{cr}). Da bei dieser Probe allerdings keine Sättigung der Magnetisierung erreicht wurde, liegt H_{cr} bei einem höheren Feld (bei einer Normierung mit einem höheren J_{max} -Wert resultiert ein niedrigeres Magnetisierungsverhältnis J/J_{max}). Ein Vergleich der mit dieser Methode bestimmten Werte für H_{cr} mit solchen von Hysteresemessungen zeigt eine überwiegend gute Übereinstimmung (Tab. 4.13). Dabei liegen die Werte für H_{cr} und H_c im Bereich von SD- bis PSD-Teilchen für Magnetit (vgl. z.B. in *Dunlop*, 1981).

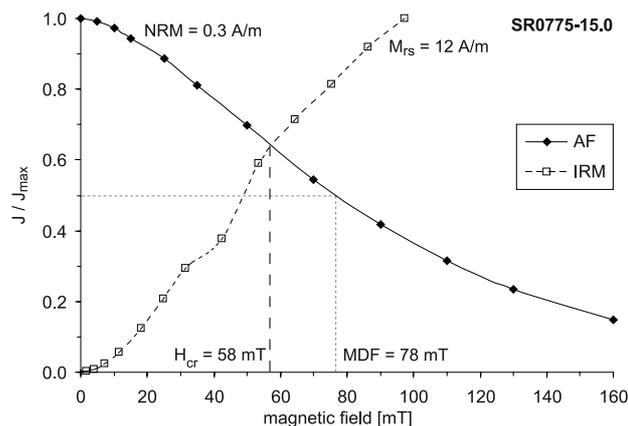


Abb. 4.32: Wechselfeld-Abmagnetisierung der NRM und IRM-Erwerb der Hyaloklastitprobe SR0775-15.0; AF-demagnetization of NRM and IRM-acquisition of hyaloclastite sample SR0775-15.0.

Für einige Hyaloklastite wurde sowohl Material, das von der Matrix stammt, als auch solches von Basaltklasten getrennt gemessen (Abb. 4.31b und c). Die meisten Messungen der Matrix zeigen einen paramagnetischen Kurvenverlauf, teilweise ist die T_C eines tmt mit mt-naher Zusammensetzung zu beobachten. Die $\kappa(T)$ -Messung der Klasten weist dagegen deutlich zwei T_C (208 und 585 °C) auf, die auf einen Ti-reichen tmt und einen mt hindeuten. Die Irreversibilität resultiert durch eine Verschiebung der T_C auf der Abkühlkurve um ca. 80 ° zu niedrigeren Temperaturen hin und durch das Auftreten einer zusätzlichen T_C bei ca. 460 °C. D.h. es hat sich ein Ti-reicherer tmt und zusätzlich ein Fe-reicher tmt gebildet. Möglicherweise fanden durch das Aufheizen bis 700 °C einerseits Austauschreaktionen zwischen dem tmt und dem Glas bzw. der Matrix statt, was in einer Ti-reicheren Zusammensetzung resultiert, oder der tmt war leicht maghemitisiert, sodass er zu einem Ti-reicheren tmt invertiert. Andererseits könnte es sich bei dem Fe-reichen tmt, der nur auf der Abkühlkurve zu sehen ist, auch um eine Neubildung während des Experiments handeln. Dies konnte jedoch nicht näher geklärt werden.

Tab. 4.13: Vergleich der H_{cr} -Werte, die graphisch aus dem Schnittpunkt der Ab- und Aufmagnetisierungskurven bestimmt wurden und solchen aus Hysteresemessungen.

Probe	X-NRM-IRM $\approx H_{cr}$ [mT]	H_{cr} [mT]	H_c [mT]	H_{cr}/H_c	J_s [Am ² /kg]	J_{rs} [Am ² /kg]	J_{rs}/J_s
SR0454-4.3	53	64	24	2.69	0.0356	0.0084	0.24
SR0623-1.7	42	35	16	2.14	0.5031	0.2476	0.49
SR0625-0.6	28	28	16	1.77	0.6679	0.2278	0.34
SR0629-3.2	25	36	18	1.97	0.0126	0.0046	0.36
SR0689-8.0	47	45	18	2.44	0.0014	0.0003	0.19
SR0690-6.4	25	29	19	1.54	0.9690	0.2580	0.27

X-NRM-IRM = Schnittpunkt Ab- mit Aufmagnetisierungskurve ($\approx H_{cr}$), H_{cr} = Remanenzkoerzitivkraft, H_c = Koerzitivkraft, J_s = Sättigungsmagnetisierung, J_{rs} = remanente Sättigungsmagnetisierung.

fm-Typ

Die Hyaloklastite des fm-Typs sind durch deutlich höhere Suszeptibilitäten und NRM-Intensitäten gekennzeichnet (siehe Tab. 4.12), die im Wesentlichen auf die magnetischen Eigenschaften der in ihnen enthaltenen Basaltklasten zurückzuführen sind. Abbildung 4.33 zeigt zwei Suszeptibilitätsprofile von Hyaloklastiteinheiten, die einen teufenabhängigen Trend aufweisen, der auf unterschiedliche Klastenanteile und -größen zurückzuführen ist. Bei den units 0218-220 ändert sich das Gefüge von matrix-gestützt im oberen Teil zu komponenten-gestützt im unteren Bereich. Die Gesteine sind nur schlecht bis mäßig verfestigt und

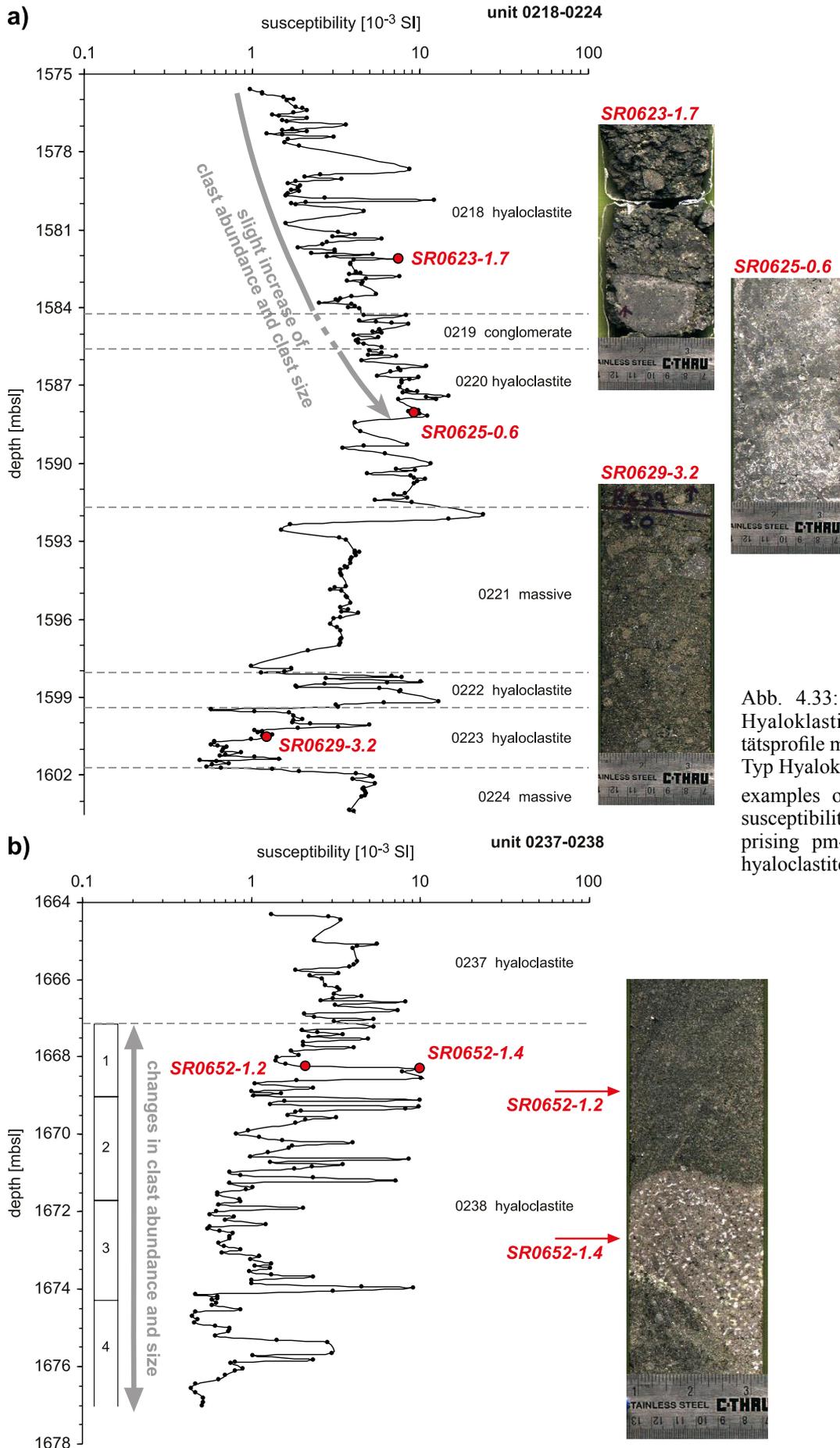


Abb. 4.33: Beispiele für Hyaloklastit-Suszeptibilitätsprofile mit pm- und fm-Typ Hyaloklastiten; examples of hyaloclastite susceptibility profiles comprising pm- and fm-type hyaloclastites.

besitzen eine schlechte Sortierung. Sie sind monolithologisch bis polymikt zusammengesetzt, wobei die Basaltklasten einen unterschiedlichen Vesikelgehalt aufweisen und in unit 0218 eher eckig, während sie im oberen Teil von unit 0220 gerundet sind. Mit der Tiefe steigt die durchschnittliche Größe (bezogen auf die zehn größten Klasten) der Basaltklasten von ca. 6 cm, über 7 cm, auf ca. 8 cm im oberen Bereich der unit 0220. Der untere Teil von unit 0220 (unterhalb SR0625-0.6), der deutlich geringere Suszeptibilitäten aufweist, ist dagegen an der Basis durch ein matrix-gestütztes Gefüge gekennzeichnet, dessen leicht eckige bis schwach gerundete Klasten durchschnittliche Größen von nur ca. 4 – 7 cm besitzen. Die mit der Tiefe ansteigenden κ -Werte reflektieren somit eine Zunahme des Klastenanteils und der Klastengröße. Die niedrigen Suszeptibilitäten der unit 0223 sind auf einen Hyaloklastiten mit einer sandigen Matrix und matrix-gestütztem Gefüge zurückzuführen, wobei die einzelnen Klasten nur bis zu 7 cm groß sind, verglichen mit bis zu 19 - 24 cm in unit 0218 und 0220.

Die Hyaloklastite der units in Abbildung 4.33b sind schlecht sortiert und polymikt zusammengesetzt. Der Unterschied zwischen den units 0237 und 0238 ist dabei einerseits auf einen Wechsel von komponenten-gestütztem Gefüge mit eher eckigen Klasten (unit 0237) zu sandigem, matrix-gestütztem Gefüge mit leicht eckigen bis gerundeten Klasten (unit 0238) und andererseits auf deutlich verschiedene Vesikelgehalte der Basaltklasten zurückzuführen. Während die Klasten in unit 0237 vesikelarm sind, besitzen die der unit 0238 Vesikularitäten von 6 bis 17 %. Die unit 0237 ist dabei durch eine feine Matrix gekennzeichnet, in die verschiedene große Basaltklasten eingebettet sind. Entlang des Profils lassen sich vier Bereiche mit unterschiedlichen Klastengrößen und -anteilen differenzieren. Der Bereich 1 weist nur relativ wenige Klasten von ca. 7.4 cm (an dieser Stelle werden die Durchschnittswerte der 10 größten Klasten angegeben) auf, während die etwas stärkere Streuung des Bereichs 2 auf einen höheren Klastenanteil bei einer Größe von ca. 8.4 cm zurückzuführen ist. Die mit zunehmender Tiefe ansteigenden Suszeptibilitäten des Bereichs 3 sind an einen leicht ansteigenden Klastenanteil gebunden, wobei im unteren Teil deutlich größere Klasten (8 cm) auftreten. Ab dem Bereich 4 zeigt die unit 0238 eine mäßige Sortierung, wobei der Klastenanteil und die -größe (ca. 7 cm) überwiegend geringer sind als in den anderen Bereichen, was sich in den zumeist niedrigeren κ -Werten widerspiegelt. Die relativ hohen Suszeptibilitäten knapp oberhalb 1674 mbsl sind auf einen einzelnen, großen Basaltklast zurückzuführen. Die κ -Peaks der unit 0238 reflektieren damit Bereiche mit Basaltklasten, während die niedrigen Suszeptibilitäten für die Matrix charakteristisch sind.

In Abbildung 4.34 ist die Temperaturabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität einer schwach magnetischen „Matrixprobe“ (SR0652-1.2) und eines Basaltklasts (SR0652-1.4) dargestellt (siehe Kernfoto, Abb. 4.33b). Beide Proben zeigen einen sehr ähnlichen Kurvenverlauf, was darauf schließen lässt, dass die magnetisch wirksamen Minerale in Basaltklast und Matrix gleich zusammengesetzt sind. Wahrscheinlich befinden sich aber auch noch sehr kleine Basaltklasten in der Grundmasse, sodass die Messung der Matrixprobe von diesen Klasten dominiert wird. Der Kurvenverlauf und die T_C 's von 585 und 595 °C sind für einen mt und die Gruppe 2 der $\kappa(T)$ -Messungen charakteristisch. Von *Senanayake & McElhinny* (1981) wurde das Niedrig-Temperaturverhalten von synthetischem Magnetit unterschiedlicher Korngrößen untersucht. Dabei wurde für MD-Teilchen die Ausbildung eines Suszeptibilitätsmaximums bei 130 K vergleichbar mit Abbildung 4.34b festgestellt, wobei kleinere Korngrößen bis 1 μm einen stärkeren Effekt erzielen. Bei noch kleineren Korngrößen von 0.24 – 0.90 μm wurde lediglich eine leicht nach oben konkave Kurve beobachtet, während SD-Teilchen einen linearen Kurvenverlauf zeigen. Die Autoren führen diesen Effekt auf den isotropen Punkt zurück, der durch ein Vorzeichenwechsel der Kristallanisotropiekonstante K_1 gekennzeichnet ist, d.h. bei 130 K ist $K_1 = 0$. Da die magnetischen Eigenschaften von SD-Teilchen im Gegensatz zu MD-Teilchen von der Formanisotropie dominiert werden, bilden sie bei

niedrigen Temperaturen kein Suszeptibilitätsmaximum aus. Anhand der Daten von Syono (1965) konnte darüber hinaus für Titanomagnetit mit Zusammensetzungen von $x \leq 0.15$ (= TM15) gezeigt werden, dass sich der isotrope Punkt durch den Ti-Einbau zu Temperaturen zwischen 78 und 130 K verschiebt.

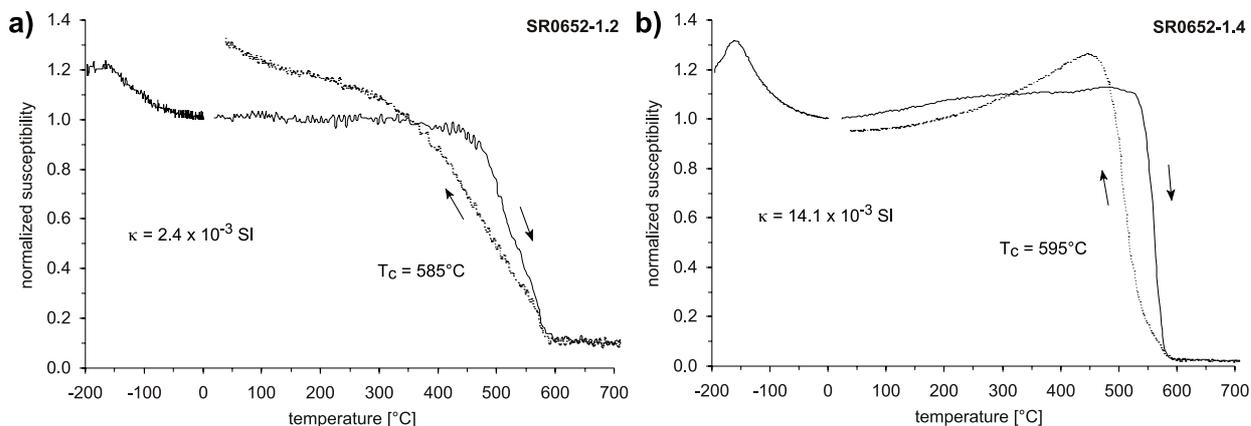


Abb. 4.34: $\kappa(T)$ -Kurven der schwach und stark magnetischen Probe von unit 0238; $\kappa(T)$ -curves of the weakly and strongly magnetic sample from unit 0238.

Nach Creer *et al.* (1975) bewegt sich die tmt-Zusammensetzung von typischen, extrudierten Basalten im Bereich $0.45 \leq x \leq 0.75$. Am Beispiel der Pillowlaven (Kap. 4.1.2) konnte gezeigt werden, dass mt-reiche Zusammensetzungen bei einer starken Abschreckung der Lava aufgrund der langsameren Diffusionsgeschwindigkeit von Titan entstehen können. Legt man die in Kapitel 3.3 beschriebenen Abkühlungsgeschwindigkeiten von Zhou *et al.* (2000) für den inneren Teil von Pillowlaven (250 °C/h) und die experimentellen Daten von Hammer *et al.* (2003), die mit 6 – 19 °C/h gut zu subaerischen Laven passen, zugrunde, so ergibt sich für die unter atmosphärischen Bedingungen gebildeten Gesteine eine signifikant langsamere Abkühlungsgeschwindigkeit. In submarinen Gesteinen bleiben daher die Ti-reichen tmt aufgrund der Abschreckung erhalten, während die ursprünglich homogenen tmt in subaerischen Laven durch die Hoch-Temperatur-Oxidation während der Abkühlung zu lamellaren Verwachsungen einer il-nahen und mt-nahen Phase oxidieren. Diesen Effekt der unterschiedlichen Zusammensetzungen hat z.B. Grommé *et al.* (1969) in Abhängigkeit der Abkühlungsdauer bzw. der Temperatur, von der die Proben entnommen wurden, an tholeiitischen Basalten des Alae und Makaopuhi Lavasees beobachtet: homogener tmt in Proben, die von hohen Temperaturen abgeschreckt wurden, während Proben die von niedrigeren Temperaturen stammen, T_C 's von 500 bis 580 °C aufweisen (siehe Kap. 1.4). Die Laven werden dabei durch ihre eigenen Fluide oxidiert, besonders am Rand und im inneren Teil (z.B. Dunlop & Özdemir, 1997), wobei die höchsten Oxidationsgrade nur in mächtigeren Lavaströmen erreicht werden, da hier die Abkühlungsrate langsam genug ist, damit die Subsolidus-Reaktionen vollständig ablaufen können (Watkins & Haggerty, 1967). Buddington & Lindsley (1964) haben verschiedene Paragenesen von Fe-Ti Oxiden in unterschiedlichen Gesteinen untersucht und folgende Typen von Ilmenit-Verwachsung in Titanomagnetit beschrieben:

- Trellis-Typ (gitterartig): mehrere feine (< 1 – 10 μm , aber auch 10 – 20 μm möglich) il-Linsen entlang der {111}-Flächen des tmt;
- Sandwich-Typ: nur wenige dickere (25 – 50 μm) il-Lamellen auf nur einer {111}-Fläche, koexistiert mit Trellis-Typ, entsteht aber vorher;
- Mischtypen.

Abbildung 4.35 zeigt ein Beispiel eines Mischtyps. Auf der Basis der Klassifikationen von Wilson & Watkins (1967) und Watkins & Haggerty (1967) hat Haggerty (1976, 1991) Oxidationsstadien für den tmt von C1 für homogenen, Ti-reichen tmt bis hin zu C7 mit Pseudobrookit + Hämatit beschrieben; analog

dazu für primär gebildeten Ilmenit: R1 (homogener il) bis R7 (Pseudobrookit, teils ferri-Rutil und Ti-Hämatit als Einschlüsse). Die Bildung von il-Lamellen im tmt führt dabei zu einer Reduzierung der magnetisch wirksamen Korngröße und erhöht damit die Koerzivität des tmt, d.h. die erworbene Magnetisierung wird stabiler und härter. *Strangway et al.* (1968) haben die Stabilität der Magnetisierung von Vulkaniten untersucht und führen hart magnetisches Verhalten auf die Unterteilung des tmt-Korns in kleine, magnetisch unabhängige Bereiche zurück, die sich aufgrund der teils lamellaren oder elongierten Form wie SD-Partikel verhalten.

Abbildung 4.36 zeigt Dünnschliffbilder der beiden Hyaloklastitproben von unit 0238. Die schwach magnetische „Matrixprobe“ setzt sich überwiegend aus Glasbruchstücken, die randlich zu Palagonit umgewandelt und deren Hohlräume mit Zeolith verfüllt sind, und wenigen, nur sehr kleinen Basaltklasten (dunkler, kristallreicher Bereich am unteren Rand in Abb 4.36a) zusammen. In diesen kleinen, schwach gerundeten Basaltklasten befinden sich relativ viele Opakphasenminerale von länglicher (20 – 150 µm) und kreuzförmiger (10 – 40 µm) Ausbildung (Abb. 4.36b). Einige, schlechter auskristallisierte Areale zeigen dagegen skelett- und kreuzförmige Körner mit Korngrößen < 5 µm. In einigen glasreichen Bereichen weisen rötliche Innenreflexe auf die Anwesenheit von Hämatit hin. Die Probe des vesikelreichen Basaltklasts zeigt dagegen nun deutlich hm-reiche ilhm-Kristalle (Abb. 4.36c). Diese Probe besitzt ein ähnliches Gefüge wie das kleine Basaltkorn in Abbildung

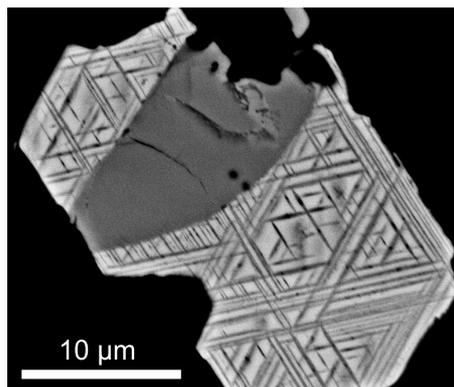


Abb. 4.35: BSE-Bild eines Titanomagnetit-Korns (hellgrau) mit Ilmenit-Lamellen (dunkelgrau) des Trellis- und Sandwich-Typs;

BSE-image of a titanomagnetite grain (light grey) with ilmenite lamellae (dark grey) of trellis and sandwich type (SR0101-7.0, Aalava).

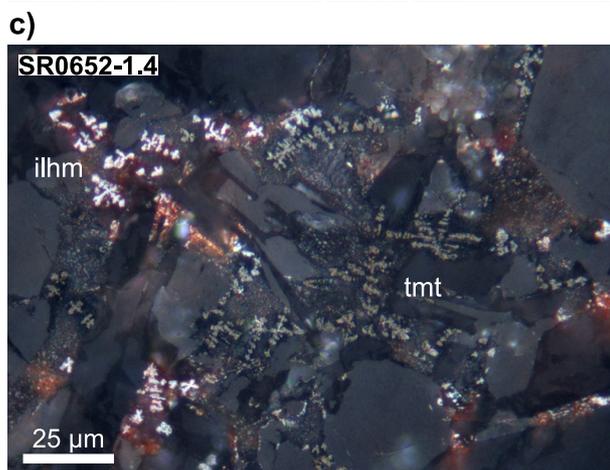
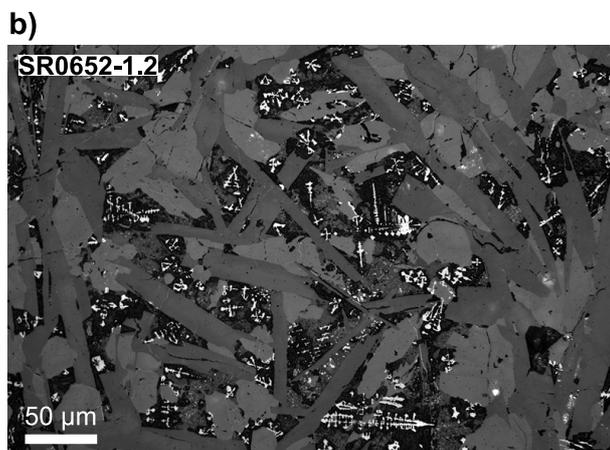
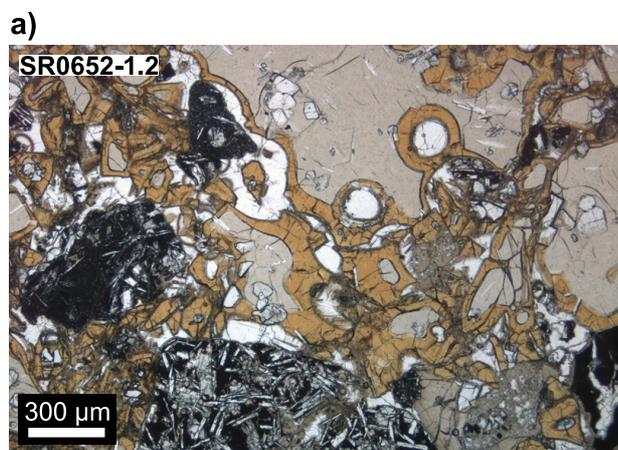


Abb. 4.36: Dünnschliffaufnahmen der Proben von unit 0238 in Durch- (a) und Auflicht (b in Ölimmersion, c mit Ferrofluid belegt und in Ölimmersion); thin sections of samples from unit 0238 in transmitted (a) and reflected light (b in oil immersion, c coated with ferrofluid and in oil immersion).

4.36a, mit dem Unterschied, dass die Silikatminerale etwas größere Korngrößen aufweisen und die Matrix besser auskristallisiert ist. Die Opakphasen treten in Form von überwiegend in kreuzförmigen ($< 5 - 10 \mu\text{m}$) und skelettförmigen (bis ca. $30 \mu\text{m}$ lang) bis dendritischen Kristallen auf, wobei ilm und tmt nicht anhand der Kristallformen unterschieden werden können. Der tmt scheint zudem nicht homogen, was sich aufgrund der kleinen Korngrößen allerdings nur schwer durch Belegung mit Ferrofluid nachweisen lässt. Demnach scheint der tmt teilweise schon zu einem hm-reichen ilm oxidiert zu sein (entspricht den Oxidationsstadien C5 bis C6), was auf eine subaerische Herkunft dieses Basaltklasten hinweist. Aufgrund der kleinen Korngrößen zeigt sich für SR0652-1.4 eine hohe NRM-Intensität und Mrs. Der MDF zeigt mit 46 mT hart magnetisches Verhalten an, was mit der beobachteten Oxidation zu einem hm-reichen ilm erklärt werden kann

SR0715-11.5 und SR0716-3.3 (Tab. 4.12) stammen von unit 0264, die ein ähnliches Suszeptibilitätsprofil wie unit 0238 zeigt (spitze κ -Peaks, die auf Basaltklasten zurückzuführen sind), verdeutlichen aber möglicherweise die unterschiedliche Herkunft der Basaltklasten in Hyaloklastiten. Beide Proben besitzen zwar vergleichbare Suszeptibilitäten (siehe Tab. 4.12), die deutlich unterschiedlichen T_C 's weisen jedoch auf verschiedene tmt-Zusammensetzungen hin. SR0715-11.5 ist ein Basaltklast mit relativ vielen Vesikeln, die mit weißlichen Sekundärmineralen verfüllt sind, und stammt wahrscheinlich von einer Gesteins-einheit, die unter subaerischen Bedingungen gebildet wurde, was sich aufgrund einer Hoch-Temperatur-Oxidation einerseits in der mt-reichen Zusammensetzung ($T_C = 508 \text{ }^\circ\text{C}$) des tmt und andererseits dem etwas höheren MDF äußert. Die Probe SR0716-3.3 scheint dagegen schneller abgekühlt zu sein, sodass homogener tmt erhalten geblieben ist, was sich anhand der relativ niedrigen T_C von $200 \text{ }^\circ\text{C}$ (Ti-reicher tmt) und dem weich magnetischen Verhalten ableiten lässt. SR0716-3.3 stammt daher wahrscheinlich von einem submarinen Basalt oder aus einem vergleichbar schnell abgekühlten Teil eines subaerischen Lavastroms. Die unterschiedliche Zusammensetzung des tmt in den beiden Proben spiegelt sich dabei deutlich in den Werten der Feldabhängigkeit wider. Die Messung des f_{Hd} bietet somit eine schnelle Methode, um bei ähnlichen Suszeptibilitäten Hinweise auf die Zusammensetzung des tmt zu erhalten und eine mögliche Herkunft der Basaltklasten abzuschätzen.

Die Temperaturabhängigkeit von κ der Proben von unit 0218-224 ist in Abbildung 4.37 dargestellt. Die beiden Proben aus dem oberen Teil gehören zu den fm-Typ Hyaloklastiten. Sie besitzen ähnliche Curie-Temperaturen, wobei SR0623-1.7 stärker maghemitisiert zu sein scheint, was durch den ausgeprägteren Teil der Abkühlkurve der Hoch-Temperaturmessung mit der $T_C = 526 \text{ }^\circ\text{C}$ angedeutet wird. Die Reversibilität ist bei beiden Proben eher mäßig, wobei auf der Abkühlkurve von SR0625-0.6 eine Verschiebung der T_C um ca. 20 ° zu niedrigeren Temperaturen erfolgt. Die Endprodukte der Inversion sind ebenfalls etwas unterschiedlich, neben Ti-reichen tmt hat sich bei SR0623-1.7 ein mt-reicher tmt gebildet. Beide Hyaloklastite bestehen aus einer fast lichtundurchlässigen, glasreichen Matrix, in der neben csp fast ausschließlich tmt als Opakphase vorkommt. Die Korngrößen der kreuz- und teilweise skelettförmigen Kristalle betragen ca. 5 bis $10 \mu\text{m}$, nur sehr selten bis $20 \mu\text{m}$, wobei SR0625-0.6 eine leichte Tendenz zu größeren Korngrößen und eher skelettförmigen tmt erkennen lässt. In beiden Proben treten entlang von Korngrenzen silikatischer Minerale (wahrscheinlich Klinopyroxen) viele, sehr kleine (ca. $1 \mu\text{m}$) tmt-Kristalle auf, wobei dieses Vorkommen bei SR0623-1.7 etwas ausgeprägter zu sein scheint. Dieser Korngrößenunterschied schlägt sich deutlich im Ab- und Aufmagnetisierungsverhalten der beiden Proben nieder (Abb. 4.38 und Tab. 4.12). SR0623-1.7 besitzt eine deutlich stabilere Magnetisierung, die sich auf zwei Korngrößenspektren (hart und weicher magnetische Körner) verteilt. Dies zeigt sich einerseits in dem unstetigen Verlauf der Abmagnetisierungskurve und andererseits dem anfangs leichten Aufmagnetisierungsprozess bis ca. 20 mT, der jedoch bei weiterer Erhöhung des Feldes keine Anzeichen einer Sättigung

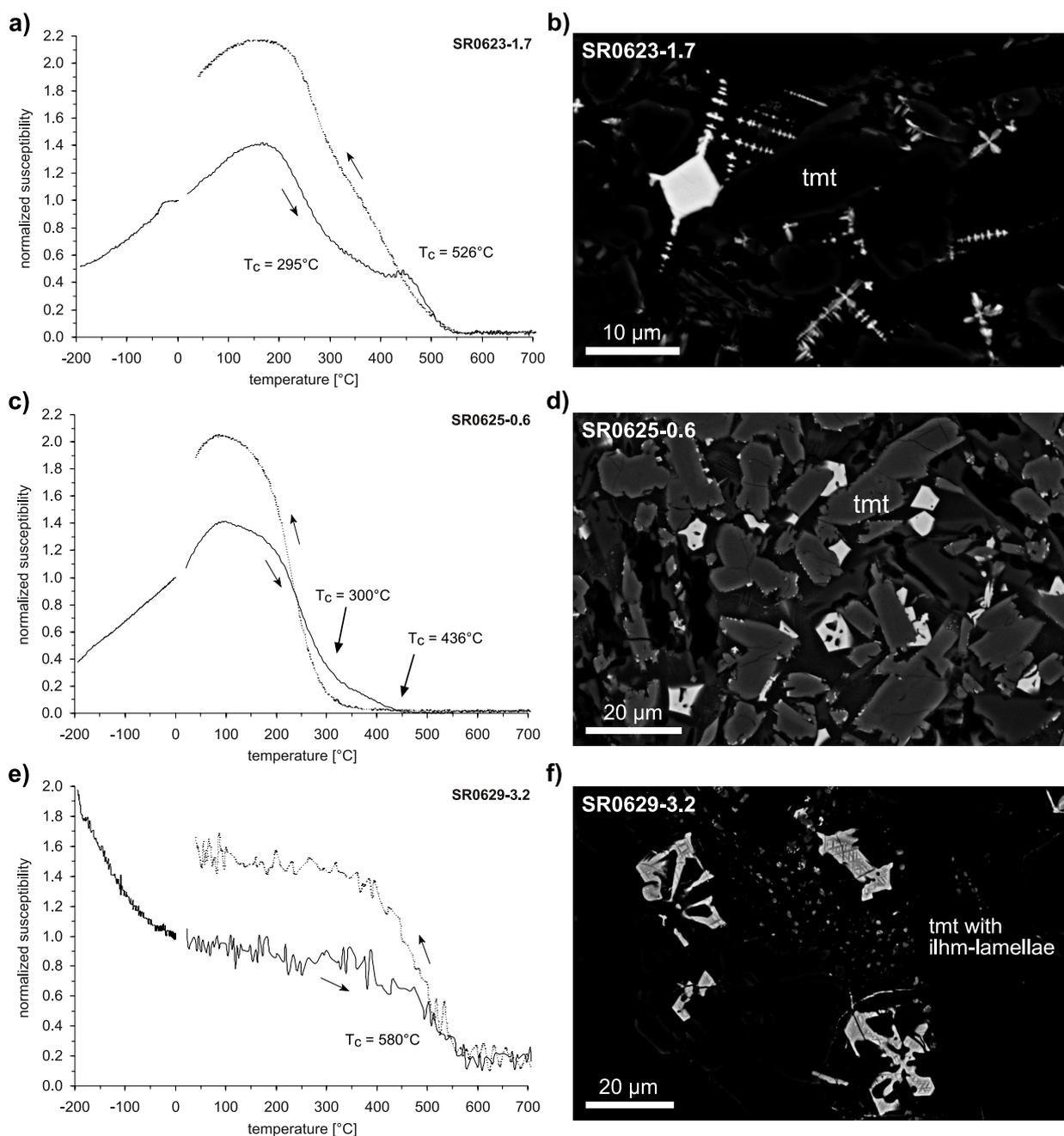


Abb. 4.37: $\kappa(T)$ -Kurven (a, c, e) und BSE-Bilder (b, d, f) der Proben des Profils unit 0218-224; Erläuterung s. Text; $\kappa(T)$ -curves (a, c, e) and BSE-images (b, d, f) of samples from the profile unit 0218-224; explanations see text.

zeigt. SR0625-0.6 spiegelt dagegen ein nur mäßig hartes Abmagnetisierungsverhalten bei einem relativ gut definierten Korngrößenspektrum wider. Die Hyaloklastite der unit 0218 und 0220 besitzen demnach tmt mit der gleichen Zusammensetzung, aber aufgrund der etwas unterschiedlichen Korngrößen deutlich verschiedene Suszeptibilitäten, NRM-Intensitäten und MDF-Werte. Die unit 0223 aus dem unteren Teil des Profils ist dagegen durch einen fast gänzlich paramagnetischen Kurvenverlauf der $\kappa(T)$ -Messung gekennzeichnet. Die Curie-Temperatur bei 580°C deutet auf einen nur sehr geringen Anteil einer mt-nahen Phase hin. Die mikroskopischen Untersuchungen haben allerdings in wenigen vereinzelt Bereichen skelett- bis kreuzförmigen tmt mit sehr vielen ilhm-Lamellen des Trellis-Typs enthüllt. Somit scheinen die Klaster in unit 0223 im Gegensatz zu denen der units 0218 und 0220 aus einem langsamer abgekühlten Teil eines Lavastroms zu stammen.

Abb. 4.38: Abmagnetisierungsverhalten der NRM und IRM-Erwerb für Hyaloklastite des Profils unit 0218-224; NRM demagnetization behavior and IRM-acquisition of hyaloclastites from profile unit 0218-224.

Ein Beispiel der sich komplex entwickelnden magnetischen Eigenschaften durch bei subaerisch Bedingungen oxidierten tmt zeigen die $\kappa(T)$ -Kurven in Abbildung 4.39. Beide Proben weisen mehrere Curie-Temperaturen auf, die auf unterschiedlich stark oxidierten tmt zurückzuführen sind, wobei die T_C bei ca. 480 °C auf der Abkühlkurve nicht mehr zu beobachten sind. SR0690-6.0 besitzt dabei ein zu kleineren Korngrößen verschobenes Spektrum, was sich sehr deutlich in den MDF-Werten und Restmagnetisierungen widerspiegelt (siehe Tab. 4.12). SR0690-6.4 zeigt einen etwas ungewöhnlich ausgebildeten tmt-Saum um csp, der eine dendritische Ausbildung zeigt. Dies könnte man als Zeichen für eine etwas schnellere Abkühlung ansehen, dennoch weist der tmt grundsätzlich il-Lamellen auf. Möglicherweise war daher der Materialtransport zum Einbau der Fe- und Ti-Ionen in den tmt in manchen Richtungen beschränkt, sodass dieser Dendrit-Saum eventuell die Richtung des Materialtransports an-

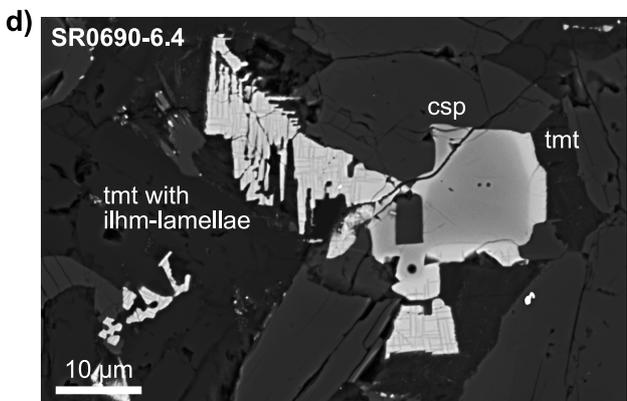
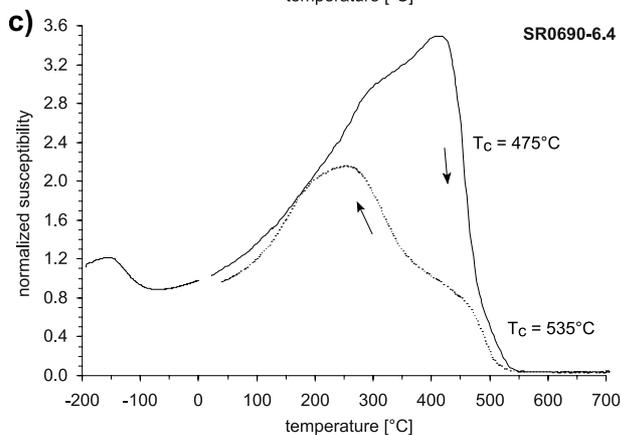
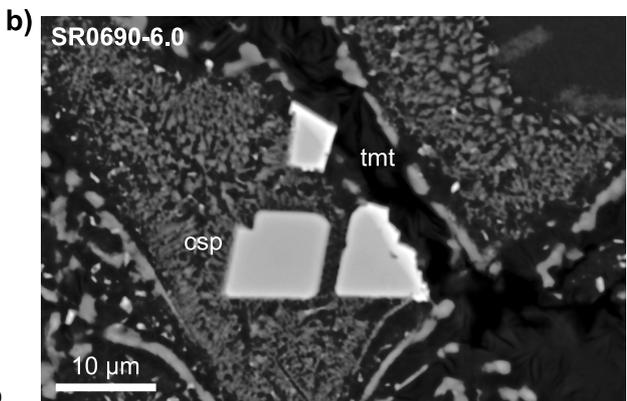
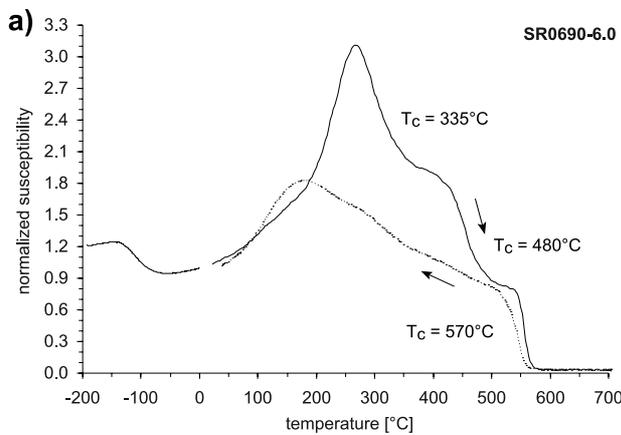
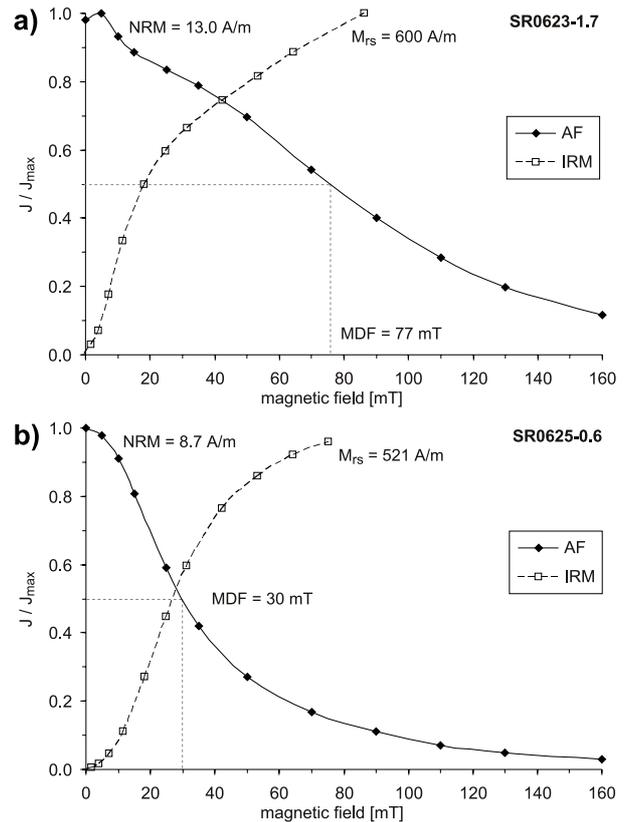


Abb. 4.39: $\kappa(T)$ -Kurven (a, c) und BSE-Bilder (b, d) von fm-Typ Hyaloklastiten, deren Basaltklasten oxidierten Titanomagnetit beinhalten;

$\kappa(T)$ -curves (a, c) and BSE-images (b, d) of fm-type hyaloclastites containing basalt clasts with oxidized titanomagnetite.

zeigt, zumal der csp teilweise von Silikatmineralen umgeben ist. Die mit der Mikrosonde bestimmten tmt-Zusammensetzungen passen gut zu den gesteinsmagnetischen Parametern (hohes κ , NRM, MDF), wobei SR0690-6.4 ein sehr breites Spektrum aufweist ($X_{mt} = 0.19 - 0.67$), das teilweise aus den oxidierten tmt resultiert. Die mt-ärmeren Zusammensetzungen sind dabei auf die tmt-Ränder um csp und die mt-reicheren auf oxidierte tmt zurückzuführen (siehe Tab. 4.14). Für SR0690-6.0 wurden nur mt-reiche tmt mit $X_{mt} \approx 0.75$ beobachtet.

Dementsprechend weist SR0629-3.2 eine ähnlich breites Zusammensetzungsspektrum ($X_{mt} = 0.26 - 0.79$) auf, wie die Proben der unit 0250. Dabei sind anscheinend noch einige homogene tmt vorhanden (siehe Tab. 4.14). SR0623-1.7 und SR0625-0.6 zeigen eine schmale Bandbreite der tmt-Zusammensetzung und eine sehr gute Übereinstimmung der aus den Mikrosondenmessungen berechneten und der anhand der $\kappa(T)$ -Messungen bestimmten T_C . Ein Vergleich der Al_2O_3 - und MgO -Gehalte der Proben des Profils unit 0218-224 verdeutlicht den Unterschied zwischen den Proben aus dem oberen Bereich und denen aus dem unteren Teil. SR0629-3.2 hat signifikant niedrigere Gehalte dieser Oxidkomponenten und ist demnach einerseits aufgrund der oxidierten tmt und andererseits aufgrund der geringen Al_2O_3 - und MgO -Gehalte langsamer abgekühlt. Der tmt ist somit bei einer niedrigeren Temperatur auskristallisiert oder hatte genug Zeit, zu re-äquilibrieren (vgl. Abb. 4.27b, Kap. 4.1.3).

Die csp-Zusammensetzung der Proben von unit 0218, 220 und 223 ist in Abbildung 4.40 dargestellt. Die Zusammensetzung der im Olivin eingeschlossenen csp ist wie schon bei den Pillowlaven und massiven Basalten durch relativ hohe $Cr/(Cr+Al)$ -, aber niedrige $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ - und $2Ti/(2Ti+Cr+Al)$ -

Tab. 4.14: Mittelwerte (ohne Analysen der oxidierten Körner) mit Standardabweichung (in Klammern) für die Titanomagnetit-Zusammensetzung einiger Hyaloklastite (Angaben in Gew.%).

Probe Gruppe Mineral n	SR0623-1.7		SR0625-0.6	SR0629-3.2	SR0690-6.0	SR0690-6.4	
	1a/2		1a/2	4	1a/2	2/1a	
	Rand um csp	tmt	tmt	tmt	Rand um csp	Rand um csp	tmt
	3	10	2	7	2	2	5
SiO ₂	0.12(0.03)	0.15(0.03)	0.43(0.43)	0.23(0.22)	0.24(0.17)	0.12(0.08)	0.11(0.01)
TiO ₂	11.76(0.67)	14.18(0.14)	15.02(0.21)	21.66(1.19)	8.16(0.76)	19.74(6.56)	23.53(1.36)
Al ₂ O ₃	3.51(0.27)	2.93(0.10)	2.48(0.58)	1.95(0.29)	2.64(0.15)	1.84(0.12)	1.85(0.27)
Cr ₂ O ₃	5.88(1.87)	0.08(0.05)	0.06(0.07)	0.03(0.02)	1.31(0.23)	5.76(3.13)	0.06(0.08)
Fe ₂ O ₃	36.34(0.85)	37.35(0.33)	35.59(1.15)	22.05(2.90)	48.38(0.51)	21.81(10.34)	20.26(2.61)
FeO	35.60(0.83)	38.55(0.44)	38.78(0.19)	48.37(1.45)	33.40(0.43)	44.28(4.90)	48.35(0.98)
MnO	0.28(0.06)	0.30(0.03)	0.45(0.08)	0.49(0.28)	0.30(0.03)	0.45(0.01)	0.48(0.06)
MgO	3.83(0.30)	3.07(0.32)	3.41(0.06)	0.82(0.52)	3.04(0.39)	2.58(0.52)	2.21(0.17)
gesamt	97.52(0.47)	96.90(0.40)	96.22(0.82)	95.91(1.06)	97.71(0.75)	96.69(1.55)	96.95(0.66)
Si	0.00(0.00)	0.01(0.00)	0.02(0.02)	0.01(0.01)	0.01(0.01)	0.00(0.00)	0.00(0.00)
Ti	0.33(0.02)	0.40(0.00)	0.43(0.01)	0.63(0.04)	0.23(0.02)	0.56(0.19)	0.67(0.04)
Al	0.15(0.01)	0.13(0.01)	0.11(0.03)	0.09(0.01)	0.12(0.01)	0.08(0.01)	0.08(0.01)
Cr	0.17(0.05)	0.00(0.00)	0.00(0.00)	0.00(0.00)	0.04(0.01)	0.17(0.09)	0.00(0.00)
Fe ³⁺	1.01(0.03)	1.06(0.01)	1.01(0.03)	0.64(0.08)	1.37(0.03)	0.62(0.29)	0.58(0.07)
Fe ²⁺	1.10(0.03)	1.21(0.02)	1.22(0.02)	1.56(0.06)	1.05(0.00)	1.40(0.16)	1.53(0.03)
Mn	0.01(0.00)	0.01(0.00)	0.01(0.00)	0.02(0.01)	0.01(0.00)	0.01(0.00)	0.02(0.00)
Mg	0.21(0.02)	0.17(0.02)	0.19(0.01)	0.05(0.03)	0.17(0.02)	0.15(0.03)	0.12(0.01)
X_{mt}	0.59(0.00)	0.57(0.01)	0.55(0.01)	0.32(0.04)	0.76(0.02)	0.31(0.17)	0.29(0.04)
T_C (calc)	313(2)	305(4)	292(4)	112(34)	430(11)	106(137)	92(32)
T_C (meas)		295/ 526	300/ 436	para/ 580	335/ 480		475/ 535

n = Anzahl der Analysen; Bestimmung von X_{mt} nach *Stormer* (1983); T_C (calc) berechnet aus X_{mt} ($T_C = 580 - 580 x - 153 x^2$, wobei $x = \text{Ulvöspinell-Komponente}$, ähnlich *Clark*, 1997); T_C (meas) anhand der $\kappa(T)$ -Messungen bestimmte Curie-Temperatur (Temperaturangaben in °C).

Verhältnisse gekennzeichnet, was auf eine frühe Bildung dieser Kristalle bei höheren Temperaturen schließen lässt. Die Analysen von SR0629-3.2 aus der unit 0223 weichen dabei deutlich von denen der beiden Proben aus dem oberen Teil des Profils ab: sie sind reicher an Ti und Fe^{2+} , aber ärmer an Cr, Fe^{3+} und Mg. Aufgrund des Zusammenhangs zwischen der csp-Zusammensetzung und der Temperatur bzw. den Re-Äquilibrierungsprozessen, kann nun für SR0629-3.2 gefolgert werden, dass sich die csp bei niedrigeren Temperaturen gebildet haben und daher geringere Cr- und Mg-Gehalte haben. Darüber hinaus folgen sie in Abbildung 4.40a einem positiven Trend, was als ein Hinweis auf Re-Äquilibrierungsprozesse angesehen werden kann. Die Analysen von SR0623-1.7 und SR0625-0.6 zeigen ein auf den ersten Blick verwirrendes Bild, da diese Proben eine relativ große Streuung der Werte aufweisen, wobei SR0625-0.6 generell etwas höhere Cr-, Al- und Mg-, aber niedrigere Ti- und Fe-Gehalte aufweist. Bei näherer Betrachtung zeichnet sich allerdings ein Muster ab, das sich aus der Differenzierung von Analysen aus dem Kern-, Übergangs- und Randbereich (in Abbildung gekennzeichnet mit c, t, r) eines csp-Korns ergibt. Eine positive Korrelation beruht dabei wahrscheinlich auf Re-Äquilibrierung, wobei die Kernanalysen das Ende mit den niedrigen Werten darstellen, da die randlichen Bereiche durch diesen Prozess aufgrund der schnelleren Diffusionsgeschwindigkeit von Al relativ an Cr angereichert werden. Die meisten Kern-Rand-Vergleiche folgen allerdings einem negativen Trend, der aus einer Kristallisation bei niedrigeren Temperaturen und damit verbundenen geringeren Cr- und Mg-Gehalten, aber höhere Ti- und Fe-Gehalten resultiert.

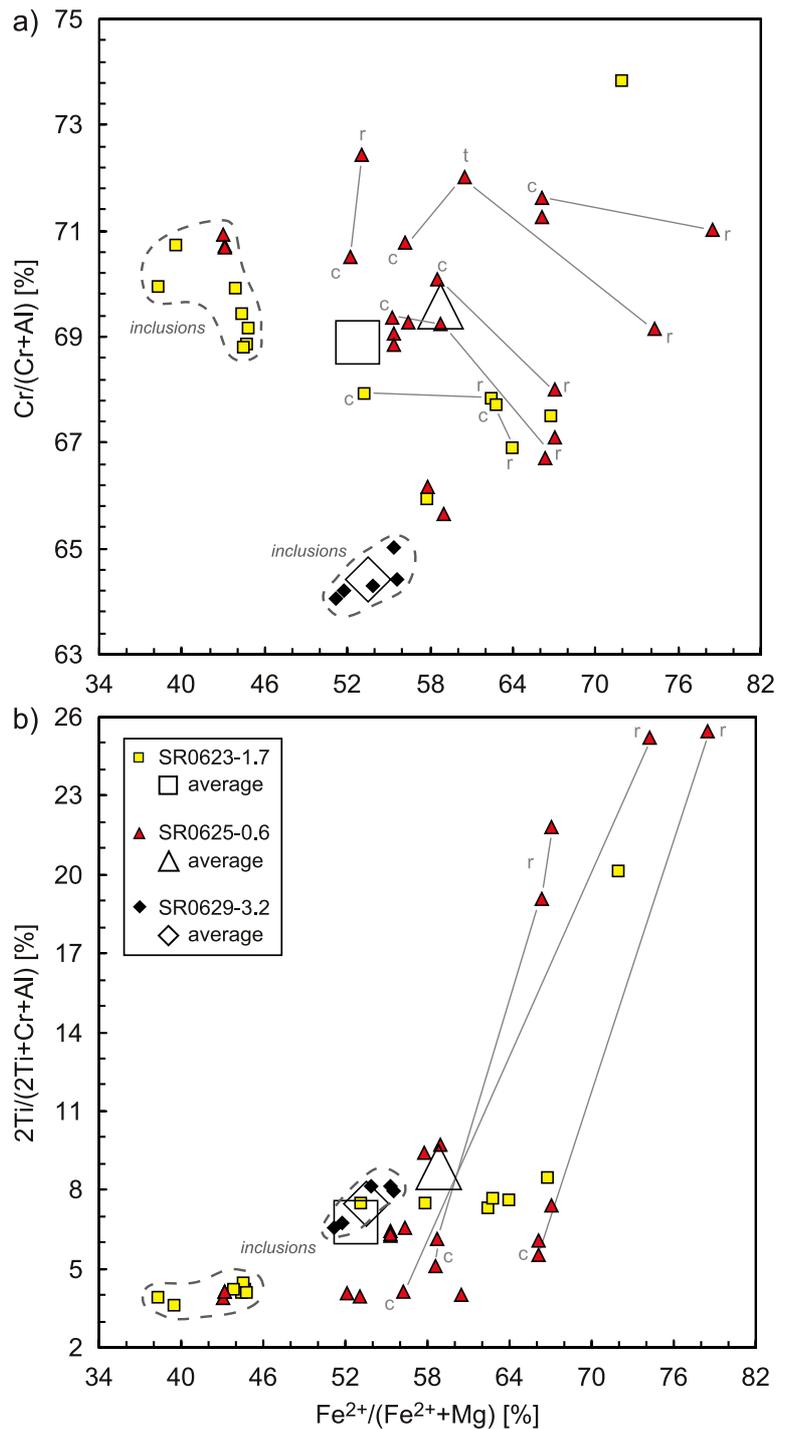
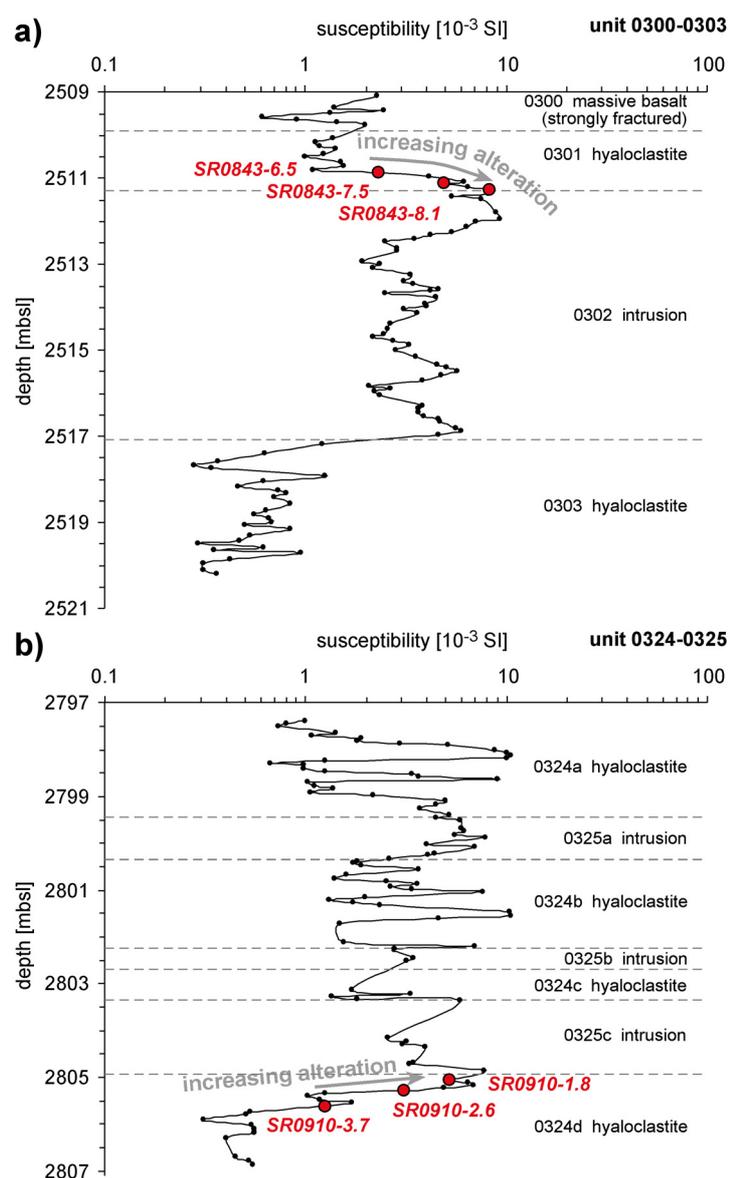


Abb. 4.40: Chromspinell-Zusammensetzung in Proben des Profils unit 0218-224 (die großen offenen Symbole stellen die jeweiligen Mittelwerte dar; c = Kern, t = Übergang, r = Rand); composition of chromian spinel in samples from the profile unit 0218-224 (big open symbols are sample averages; c = core, t = transition, r = rim).

Kontakteffekte der Intrusionen auf Hyaloklastite

Der Kontaktbereich einer Hyaloklastiteinheit zu einer Intrusion ist oftmals von einem Anstieg der κ -Werte von ca. 0.5 bis 1.0 auf fast 6 gekennzeichnet. Mit abnehmender Entfernung zur Intrusion steigt der Alterationsgrad der Matrix an, was sich z.B. in Form von Verfärbungen (gelblich bis leicht grünlich und bläulich) äußert. Die Basaltklasten zeigen teilweise ca. 2 mm breite Alterationsränder von hellgrauer oder dunkelbrauner Farbe. In Abbildung 4.41 sind Suszeptibilitätsprofile von Hyaloklastiten dargestellt, die durch aufgesplittete Magmenintrusionen teilweise mehrfach unterteilt wurden. Für die units 0301 und 0324d wurden jeweils 3 Proben in unterschiedlichem Abstand zum Intrusionskontakt entnommen, um die Veränderungen der gesteinsmagnetischen und magneto-mineralogischen Eigenschaften der Hyaloklastite im Kontaktbereich zu Intrusionen zu untersuchen. Beide Beispiele zeigen mit abnehmendem Abstand zum Kontakt einen Anstieg der κ -Werte, NRM-Intensität und M_{rs} , sowie des MDF. Die Probe mit mittlerem Abstand besitzt dabei das härteste magnetische Verhalten (siehe Tab. 4.15).

Unit 0324d besteht aus einem gut sortierten Hyaloklastit mit einem matrix-gestützten Gefüge und polymikten Klasten von nur geringer Größe (< 0.1 – 1.5 cm). Die Basaltklasten können dabei vesikelarm bis -reich sein und sind schwach eckig bis leicht gerundet. Der Alterationsgrad ist am Kontakt zur Intrusion am größten. Die Hyaloklastiteinheit 0301 besitzt ähnliche Merkmale, mit dem Unterschied, dass die Klasten monolithologisch zusammengesetzt



und weitaus größer sind (Durchschnitt der 10 größten Klasten = 8.7 cm). Die Basaltklasten weisen eine nur sehr geringe Vesikularität auf und sind nicht gerundet. Abbildung 4.42 zeigt Dünnschliffbilder der Proben von unit 0301. SR0843-6.5 ist ca. 52 cm vom Intrusionskontakt entfernt und besteht aus Glasbruchstücken, wobei das Glas schon zu Schichtsilikaten umgewandelt ist, und teilweise gerundeten Basaltklasten. Die Matrix besteht ebenfalls aus umgewandeltem Glas. Die $\kappa(T)$ -Kurve (Abb. 4.43a) wird zwar deutlich von einer mt-nahen Phase dominiert, die wahrscheinlich auf die Basaltklasten zurückzuführen ist, aber aufgrund der niedrigen Suszeptibilität und NRM-Intensität kann man sie zu den Hyaloklastiten des pm-Typs zählen. Aufgrund des geringeren Abstandes zur Intrusion zeigt SR0843-7.5 deutliche Anzeichen einer Alteration. Die ursprünglichen Glasbruchstücke weisen

Abb. 4.41: Suszeptibilitätsprofile von Hyaloklastiten, die aufgrund der späteren Magmenintrusionen am Kontakt zur Intrusion deutlich höhere Suszeptibilitäten aufweisen; susceptibility profiles of hyaloclastites, showing increased susceptibilities at the contact to intrusions due to later intrusion of magma.

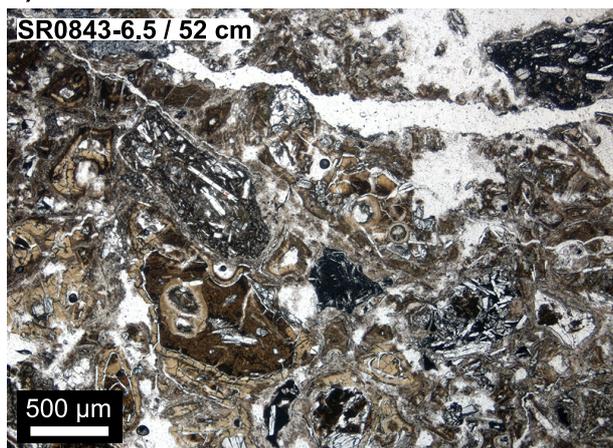
Tab. 4.15: Gesteinsmagnetische Eigenschaften von Hyaloklastiten, die aus dem Kontaktbereich zu einer Intrusion stammen.

Probe	unit	Tiefe [mbsl]	NRM [A/m]	$\kappa_{30\text{ A/m}}$ [10^{-3} SI]	f_{Hd} [%]	Q	$T_{\text{C/N}}$ [°C]	AR (100°C)	Gruppe	MDF [mT]	M_{res} [%]	M_{rs} (IRM) [A/m]
SR0843-6.5	301	2510.9	0.4	1.3	1.5	10.1	570	1.4	4	38	5	17
SR0843-7.5	301	2511.1	2.0	4.3	0.5	16.7	380 / 570	1.1	4/2	52	6	69
SR0843-8.1	301	2511.3	4.9	11.4	0.9	15.3	165 (332) 580	1.0	2	47	10	199
SR0910-1.8	324d	2805.0	8.6	6.7	1.6	45.5	-52 / 500	1.0	1a/2?	56	12	235
SR0910-2.6	324d	2805.3	7.0	4.7	0.0	53.2	505	1.3	4/2	89	19	112
SR0910-3.7	324d	2805.6	0.5	1.6	0.0	11.6	para / 548	0.9	4	31	5	15

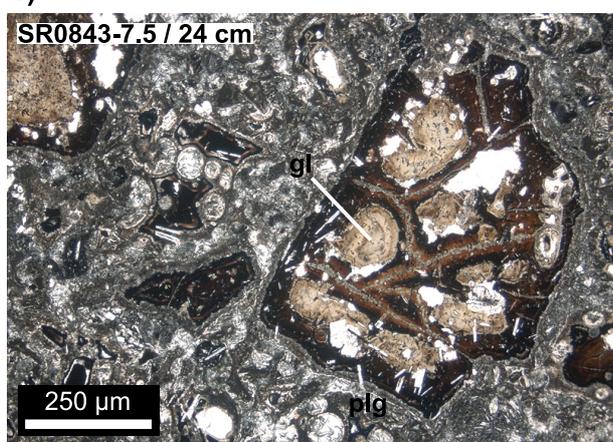
NRM: natürlich remanente Magnetisierung; $\kappa_{30\text{ A/m}}$: magnetische Suszeptibilität, gemessen bei 30 A/m; f_{Hd} : Feldabhängigkeit von κ (bei 30 und 300 A/m); Q: Königsberger Faktor; $T_{\text{C/N}}$: Curie-/Néel-Temperatur; AR(100°C): $\kappa_{\text{Aufheizk.}}/\kappa_{\text{Abkühlk.}}$ bei 100 °C; Gruppe: Probengruppierung anhand des $\kappa(T)$ -Kurvenverlaufs; MDF: „Median Destructive Field“; M_{res} : restliche Magnetisierung bei einem Feld von 160 mT; M_{rs} : bei ca. 90 mT erworbene remanente Magnetisierung.

eine vom Rand beginnende starke Verfärbung (dunkelrot bis schwarz) auf, nur in weiter innen liegenden Bereichen ist das teilweise schon umgewandelte Sideromelanglas erhalten geblieben (Abb. 4.42b). Manche Klaster zeigen in den nahezu undurchsichtigen Randbereichen bis ca. 200 μm langen, leistenförmigen Plagioklas. Die Matrix besteht aus umgewandeltem Glas und nadelig bis stengelig ausgebildetem Pyroxen, der oftmals in Hohlräumen kristallisiert und dabei vornehmlich von der Hohlraumwand aus nach innen gewachsen ist (äußerer Teil, rechte Bildhälfte, Abb. 4.44a). Im Glas selbst scheinen sich ebenfalls sowohl durchsichtige bis opake Kristalle von bis zu ca. 100 μm Größe gebildet zu haben. Die Opakphasenminerale bestehen überwiegend aus tmt, der meist mit ilhm verwachsen ist oder Oxidationsstrukturen des Trellis-Typs zeigt (Abb. 4.42c). Kleinste farbliche Heterogenitäten in den ilhm-Körnern weisen darauf hin, dass diese ebenfalls schon oxidiert sind. Die Oxidation der Fe-Ti Oxide in diesem Hyaloklastit muss allerdings nicht zwangsläufig durch ein nachträgliches Aufheizen infolge des Intrusionsereignisses bedingt sein. Die Oxidationsstrukturen in tmt treten häufig in Basaltklaster der Hyaloklastite auf und können auf eine Abkühlung der Lava unter subaerischen Bedingungen hinweisen. Allerdings wurden solche Körner in SR0843-6.5 nicht beobachtet, sodass das stärker magnetische Verhalten von SR0843-7.5 zum Teil auf diese Körner, die in der Matrix sitzen und meist eine Korngröße von ca. 40 μm besitzen aber auch bis zu 110 μm lang sein können, zurückzuführen ist. Darüber hinaus hat sich sowohl am inneren als auch äußeren Rand von glasreichen Bereichen ein Saum aus Opakphasen gebildet (Abb. 4.44b). Dabei handelt es sich wahrscheinlich um tmt-ilhm-Verwachsungen von skelett- und kreuzförmiger bis unregelmäßiger Form mit $\leq 5 - 10 \mu\text{m}$ Größe. Das Auftreten dieser Körner scheint mit dem Intrusionsereignis und einer damit verbundenen Aufheizung des Hyaloklastiten verbunden zu sein. Solche Texturen wurden nur in Proben beobachtet, die aus Bereichen nahe von Intrusionen stammen. Diese Opakphasen scheinen sich dabei aus der Matrix zu bilden und nicht aus dem Glas, was beim Vergleich von Abbildung 4.44c und d deutlich wird (Probe SR0910-1.8, unit 0324d). Die Abbildungen zeigen den gleichen Bildausschnitt bei gleicher Vergrößerung, in Durchlicht und bei Auflicht. Die Opakphasen sind nur in der hellen Matrix zu beobachten und markieren die Ränder der fast schwarzen Glasbereiche. Bei von *Burkhard* (2001) durchgeführten Wiederaufheizungs-Experimenten (in Luft) an basaltischen Gläsern des Kilaueas kam es bei Temperaturen oberhalb 850 – 950 °C zur Kristallisation von Pyroxen-Dendriten, Plagioklas und Fe-Ti Oxiden, die wahrscheinlich von Ti-reichem tmt, Ti-armem und Ti-reichem ilhm und Geikielit (MgTiO_3 , strukturell ähnlich Ilmenit) dargestellt werden (die Oxidparagenese wurde anhand von qualitativen Komponent-Analysen am Raster-Elektronenmikroskop abgeleitet). Dies stimmt gut mit den neu gebildeten Kristallen in diesen Hyaloklastiten überein. Die Neubildung von Fe-Ti Oxiden führt dabei zu einer Verstärkung der magnetischen Eigenschaften in Form von höheren Suszeptibilitäten und NRM-Intensitäten.

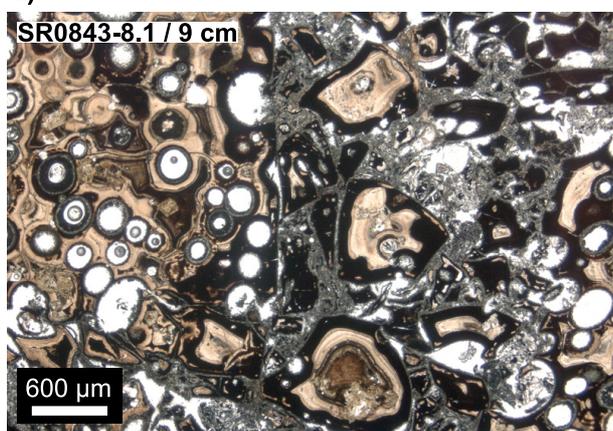
a)



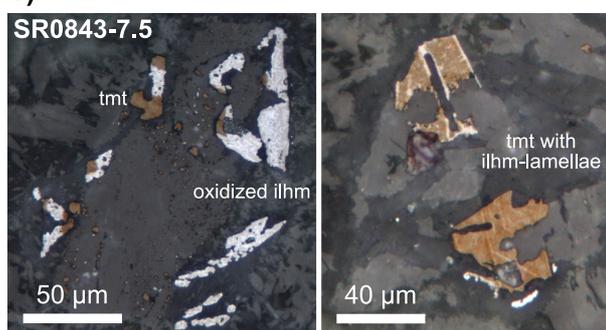
b)



d)



c)



e)

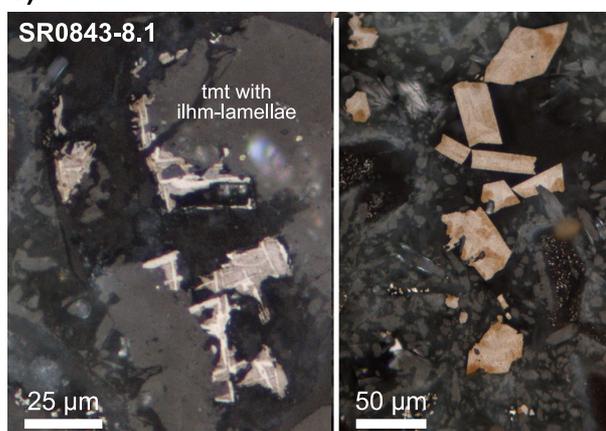


Abb. 4.42: Dünnschliffbilder in Durchlicht (a, b, d) und Aufsicht (c und e, mit Ferrofluid belegt und in Ölimmersion) der drei Proben aus unit 0301 mit unterschiedlichem Abstand zum Intrusionskontakt (plg: Plagioklas, gl: Glas); thin section images in transmitted (a, b, d) and reflected light (c and e, coated with ferrofluid and in oil immersion) of samples from unit 0301 with different distance to the intrusion contact (plg: plagioklas, gl: glass).

Aufgrund der kleinen Korngrößen dieser Phase erhöht sich dabei der MDF teilweise deutlich. Neben der Curie-Temperatur von 570 °C, die auf eine mt-nahe Phase weist, wurde eine T_{CN} bei 380 °C beobachtet, die möglicherweise auf der Abkühlkurve nur noch minimal durch einen leichten Knick in der Kurve bei ca. 290 °C angedeutet wird (Abb. 4.43b).

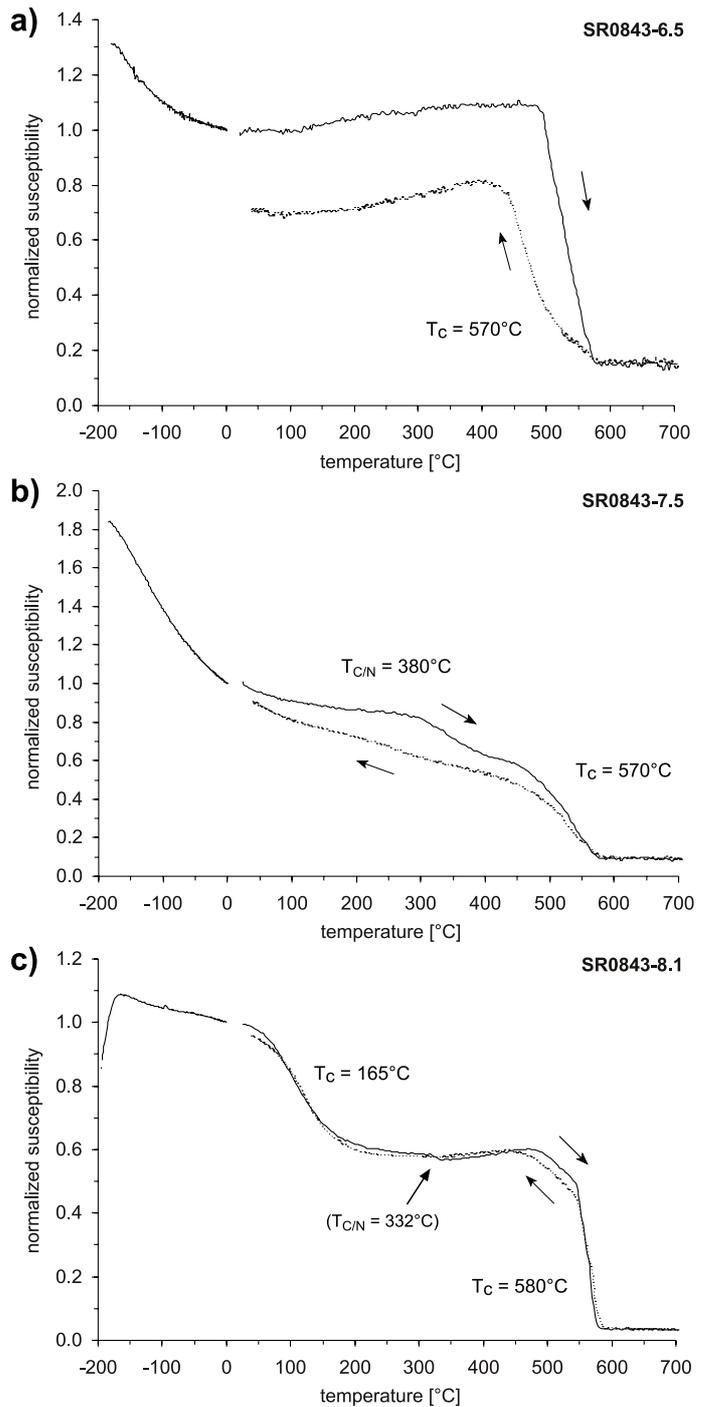
Die $\kappa(T)$ -Kurve von SR0843-8.1 (Abb. 4.43c) zeigt dagegen eine fast perfekte Reversibilität. Allerdings ist eine Phase mit $T_{CN} = 332$ °C, ähnlich wie bei SR0843-7.5, nur bei der Aufheizkurve zu beobachten, bei der es sich um einen instabilen, hm-reichen ilhm handeln könnte. Aufgrund der kleinräumigen Strukturen lässt sich die Zusammensetzung der Phasen nicht mit einer Elektronenstrahl-Mikrosonde bestimmen, lediglich höher auflösende Verfahren wie z.B. Transmissions-Elektronen-Mikroskopie sind dazu in der Lage. Neben der mt-nahen Phase ($T_C = 580$ °C) könnte die Curie-Temperatur von 165

Abb. 4.43: $\kappa(T)$ -Kurven der Hyaloklastitproben von unit 0301 zeigen eine zum Intrusionskontakt hin bessere Reversibilität;

$\kappa(T)$ -curves of hyaloclastite samples from unit 0301 show an increase in reversibility towards the intrusion.

°C auf einen Ti-reichen tmt hinweisen. Dabei könnte es sich um die in Abbildung 4.42e (rechte Bildhälfte) dargestellten Körner handeln. Sie sind mit Korngrößen von 20 – 60 μm hypidiomorph bis idiomorph ausgebildet und sitzen in den mit Zeolith verfüllten Hohlräumen. Das Ferrofluid zeigt eine etwas unregelmäßige Anlagerung, was auf Inhomogenitäten in den tmt-Kristallen hinweist, die sich möglicherweise in Form von ilhm-Lamellen äußern könnten. Es könnte sich dabei allerdings auch um Kristallaggregate mit verschiedenen Schnittlagen handeln. Mikrosonden-Messungen haben für diese Körner eine zu Magnetit passende Zusammensetzung ergeben, allerdings verunreinigt mit SiO_2 , sowie Spuren von Al_2O_3 , MnO , MgO und CaO . Einige Körner besitzen bis zu 14 % TiO_2 , diese weisen jedoch eine unregelmäßigere Form und kleinere Korngrößen ($< 20 \mu\text{m}$) auf. Die anhand der Zusammensetzung berechneten Curie-Temperaturen (261 - 291 °C) passen jedoch nicht zu der beobachteten von 165 °C. Diese neu gebildete, magnetische Phase scheint sich daher lediglich in der T_C von 580 °C widerzuspiegeln, während die T_C bei 165 °C möglicherweise auf ilhm zurückzuführen ist. Allerdings beträgt die anhand der ilhm-Zusammensetzung berechneten Néel-Temperaturen (nach *Ishikawa et al.*, 1985) maximal ca. 120 °C ($X_{\text{hm}} = 0.08 - 0.31$). Für die Probe SR0843-8.1 wurden vergleichsweise wenig Mikrosonden-Analysen durchgeführt, weshalb in einigen Bereichen der Probe durchaus Körner vorkommen können, deren Zusammensetzung mit der T_C bei 165 °C korreliert (Ti-reicher tmt oder auch Ti-armer ilhm).

Außer diesen neu gebildeten Kristallen ist meist oxidiertes tmt mit ilhm-Lamellen zu beobachten, der sich wahrscheinlich ebenfalls in den T_C bei 580 °C widerspiegelt (Abb. 4.42e, linke Bildhälfte). Diese Probe mit dem geringsten Abstand (9 cm) zum Intrusionskontakt weist den stärksten Alterationsgrad auf. Die teilweise sehr vesikelreichen Glasbruchstücke zeigen nur in den inneren Bereichen palagonitisiertes Glas, das zumeist schon zu Schichtsilikaten umgewandelt ist (Abb. 4.42d). Die mit Zeolith verfüllten Hohlräume zeigen ähnlich wie bei SR0843-7.5 leicht hellgrünlichen, nadeligen bis stengeligen Klinopyroxen.



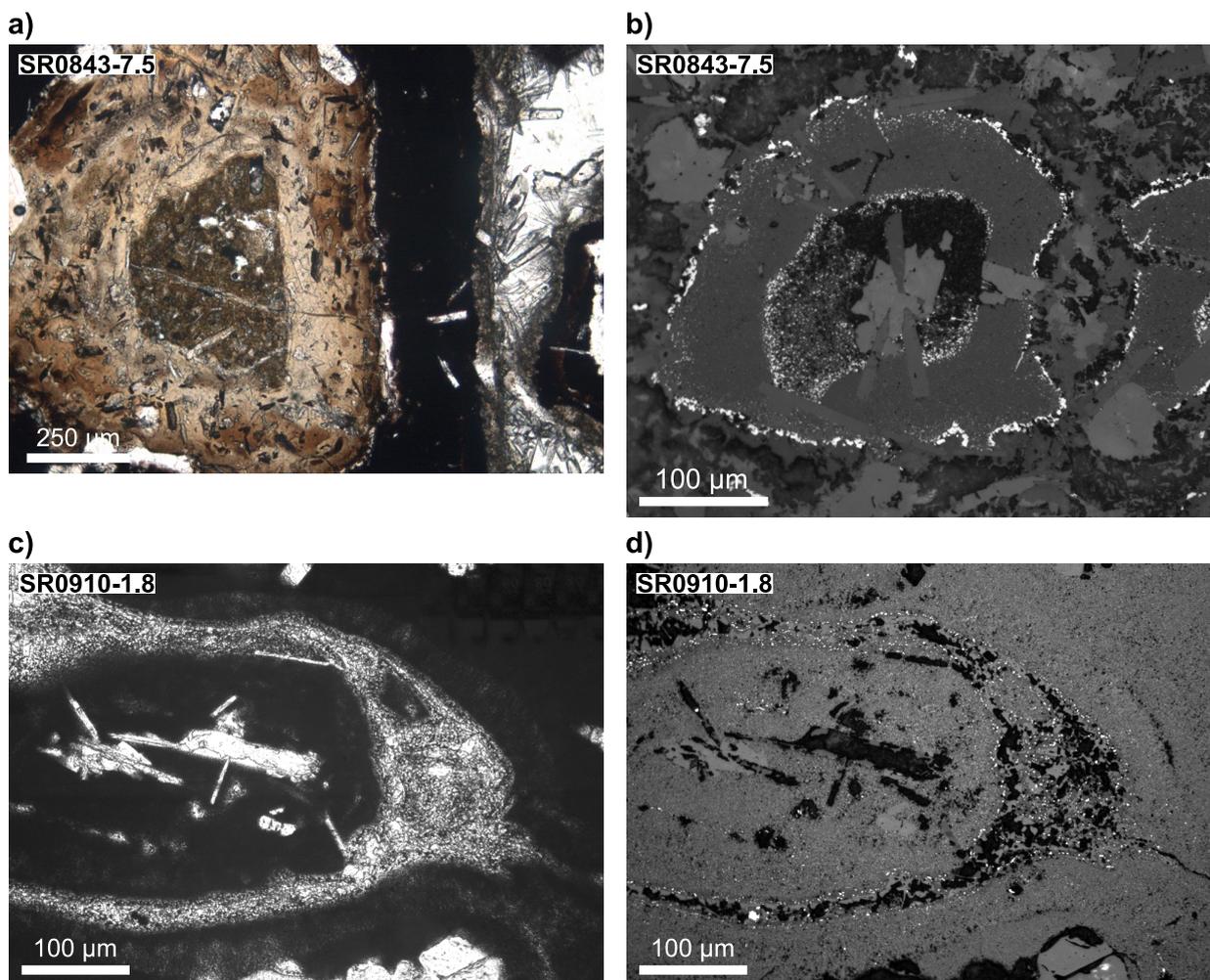


Abb. 4.44: Dünnschliffbilder in Durchlicht (a, c) und Auflicht (b und d, in Ölimmersion), die eine Neubildung von Silikatmineralen und Fe-Ti Oxiden zeigen;

thin section images in transmitted (a, c) and reflected light (b and d, in oil immersion), showing newly crystallized silicates and Fe-Ti oxides.

Die untersuchten Hyaloklastite aus dem Kontaktbereich zu Intrusionen zeigen deutliche Veränderungen ihrer magnetischen Eigenschaften. Je geringer der Abstand zum Kontakt, desto höher sind die Werte der Suszeptibilität und Magnetisierungen (NRM und M_{rs}). Dies resultiert wahrscheinlich einerseits aus einem Weiterwachsen schon existierender Körner, die möglicherweise als Nuklei vorhanden waren, und andererseits einer Neubildung von Fe-Ti Oxiden (zusätzlich haben sich wahrscheinlich auch Silikate gebildet (Pyroxen, Plagiokas), wie z.B. von *Burkard*, 2001, beschrieben). Bei diesen Fe-Ti Oxiden handelt es sich zum einen um relativ großen (20 – 60 µm), fast idiomorphen tmt und zum anderen um die glasreichen Bereiche säumende tmt-ilhm-Verwachsungen. Die Probe mit einem mittleren Abstand zum Intrusionskontakt zeigt dabei das härtest-magnetische Verhalten, das auf eine Vielzahl kleinster ($\leq 1 - 5$ µm) tmt-Körner zurückzuführen ist, die allerdings in Proben sehr nahe am Kontakt nur in geringerer Anzahl vorkommen. Die oben beschriebene Irreversibilität bzw. das Auftreten der zusätzlichen Curie-Temperatur bei der Abkühlkurve von SR0775-15.0 (Abb. 4.31c) könnte daher eine Neubildung einer magnetisch wirksamen Phase während der Messung darstellen.

Zusammenfassende Betrachtung der Hyaloklastite

Die Hyaloklastite bestehen überwiegend aus Glasbruchstücken und Basaltklasten, die in einer zumeist glasreichen Matrix eingebettet sind. Die magnetischen Eigenschaften hängen daher zum Großteil von dem Anteil, der Größe und der Zusammensetzung der Basaltklasten ab. Die Feldabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität gibt dabei schnell einen Hinweis auf die Zusammensetzung des tmt in den Basaltklasten. Zwei Typen (pm- und fm-Typ) konnten aufgrund ihres magnetischen Verhaltens unterschieden werden. Der ferrimagnetisch dominierte Typ besitzt deutlich höhere Suszeptibilitäten und remanente Magnetisierungen als der paramagnetisch dominierte. Durch spätere Magmenintrusionen in Hyaloklastiteinheiten kann das Material aufgeheizt und alteriert werden, was einer Kontaktmetamorphose entspricht. Dabei kommt es zum Wachstum bzw. zur Neubildung von Silikatmineralen (wahrscheinlich Pyroxen \pm Plagioklas) und Fe-Ti Oxiden (tmt), was zu einer signifikanten Veränderung der magnetischen Eigenschaften führt.

Sowohl der hohe Vesikelgehalt als auch der geringe Volatilanteil (*Seaman et al.*, 2004), aber vor allen Dingen die oxidierten Fe-Ti Oxide lassen auf eine subaerische Magmenextrusion schließen, wobei die Lava durch Kontakt mit Meerwasser fragmentierte. Durch Prozesse wie Massenströme bis hin zu Hangrutschungen wurde das Material in tiefer marine Bereiche verlagert. Daraus resultieren mitunter Schichtungsstrukturen und Gradierung (sowohl „fining“ als auch „coarsening upwards“), die sich dann in mit zunehmender Tiefe ansteigenden bzw. sinkenden Suszeptibilitäten niederschlagen. Magnetische Suszeptibilitätsmessungen eignen sich daher sehr gut, um Variationen des Klastenbestandes abzubilden. In manchen Einheiten bilden spitze Suszeptibilitätsmaxima das Vorhandensein eines einzelnen Basaltklasten ab. Zwischen Suszeptibilität und Tiefe der Hyaloklastite im Bohrprofil scheint dabei kein Zusammenhang zu bestehen.

4.2 Subaerischer Bereich

Die Gesteine des subaerischen Bereichs treten im lithologischen Profil der HSDP-2 Bohrung ausschließlich oberhalb von 1079 mbsl auf (siehe Abb. 1.5). Dabei handelt es sich um unter subaerischen Bedingungen extrudierte Lavaströme, die in Pahoehoe-, Aa- und Transitionallaven untergliedert werden können. Beim Mauna Loa und den Laven des Post-Schild Stadiums des Mauna Kea treten Aa und Pahoehoe gleich häufig auf, während die tholeiitischen Laven des Mauna Kea zum größten Teil aus Aalaven bestehen (nur 25 % sind Pahoehoe). Die Mächtigkeit der Lavaströme ist sowohl für die einzelnen Lithologien als auch die tholeiitischen Stadien der beiden Vulkane relativ konstant und variiert zwischen 5.9 m (Transitional) und 8.5 m (Pahoehoe). Die Laven des MK Post-Schild Stadiums bilden Lavaströme mit einer etwas geringeren Mächtigkeit (2.9 bis 5.1 m) (siehe Tab. 4.1), was allerdings gut mit dem Entwicklungsstadium übereinstimmt, da diese Laven unter einer nachlassenden Magmenzufuhr das Ende der vulkanischen Entwicklung markieren (siehe Kap. 1.3 und 3.3). Der Eruptionstyp resultiert dabei aus der Effusionsrate, der Viskosität, dem Volatilgehalt und den Ausbruchsbedingungen wie z.B. der Hangneigung (*Kilburn*, 2000, siehe Kap. 1.2). Aalaven sind durch eine schnelle Platznahme innerhalb von Tagen oder Wochen bei relativ hohen durchschnittlichen Effusionsraten von $> 10 \text{ m}^3/\text{s}$ gekennzeichnet (*Rowland & Walker*, 1990), während sich Pahoehoelaven 10-mal langsamer ausbreiten (*Kilburn*, 2000) und sich bei einer stabilen Lavaversorgung während längerer Eruptionsperioden von Wochen bis Jahren bilden (*Holcomb*, 1987, *Kauahikaua et al.*, 1998). Das vertikale Wachstum von Pahoehoe erfolgt dabei durch Inflation oder auch

Übereinanderfließen. Daher lassen sich Aa und Pahoehoe gut anhand von internen Fließgrenzen unterscheiden. Pahoehoelaven weisen durchschnittlich ca. 0.8 interne Fließgrenzen pro Meter Mächtigkeit auf, während Aa lediglich ca. 0.3 besitzen, sodass Aalaven mächtigere Lagen ausbilden (vgl. auch Tab. 4.1).

Die chemische Zusammensetzung der Eruptionstypen kann dabei durchaus identisch sein. Daher zeichnet sich bezüglich der geochemischen Zusammensetzung (nach *Rhodes & Vollinger, 2004*) für Aa-, Transitional- und Pahoehoelaven ein einheitliches Bild ab: Magmen vom Typ MK-2 treten vornehmlich im oberen Teil des Bohrkerns auf, während MK-1 mit der Tiefe häufiger werden. Die Aalaven des Mauna Kea werden dabei überwiegend von Magmen des Typs MK-1 gespeist, nur eine Einheit besteht aus MK-4. Die geringere Schmelzproduktion von MK-2 scheint sich dabei weder auf die Eruptionsform (eher Aa oder Pahoehoe), noch auf die Mächtigkeit der Lavaströme auszuwirken.

Die unterschiedliche Genese der Laven spiegelt sich jedoch in der Textur und Anzahl der Silikat- und Opakphasenminerale wider. Die Lithologien unterscheiden sich daher teilweise deutlich in ihren Olivin- und Vesikelanteilen, was z.B. schon von *Polacci et al. (1999)* oder *Katz & Cashman (2003)* beobachtet wurde (siehe Tab. 4.1 und Kap. 1.3 und 3.3). In Abbildung 4.45 sind Dünnschliffbilder der drei Eruptionstypen dargestellt, um die Unterschiede zu verdeutlichen, in Tabelle 4.16 sind die Korngrößenspektren und die Ausbildung der wichtigsten Minerale aller untersuchten Proben zusammengefasst. Beim Vergleich der Lithologien zeigt sich ein klarer Trend zu größeren Korngrößen, ausgehend von Aa-, über Transitional- zu den Pahoehoelaven. Besonders die Opakphasenminerale spiegeln dabei die unterschiedlichen Abkühlungsbedingungen der Lithologien wider. Aalaven sind durch den Einbau von abgekühlter Kruste stärker unterkühlt, was sich auf die Nukleations- und Wachstumsrate der Minerale auswirkt (siehe Kap. 3.3, Abb. 3.15). Daher weisen Aalaven einerseits meist einen höheren Opakphasenanteil auf, was u.a. in höheren Werten der magnetischen Suszeptibilität resultiert. Andererseits werden aufgrund der schnelleren Abkühlung nur geringere Korngrößen ausgebildet und es lassen sich eher skelettförmige bis xenomorphe Kornformen beobachten (Abb. 4.45f). In Transitional- oder Pahoehoelaven bilden sich eher skelett- und kreuzförmige Körner größerer Korngrößen (Abb. 4.45d und b). Dies passt gut zu den Beobachtungen von *Hammer et al. (2003)*, die unterschiedliche Texturen und Korngrößen der Opakphasen in Abhängigkeit von der Abkühlungsrate beobachtet haben (siehe auch Kap. 3.3).

Die Abkühlung und Verfestigung der subaerischen Laven innerhalb von Tagen bis Wochen (z.B. *Rowland & Walker, 1990*) läuft verglichen mit z.B. wenigen Stunden von inneren Teilen von Pillowlaven (z.B. *Zhou et al., 2000*) langsam ab. Daher können Prozesse wie Hoch-Temperatur Oxidation auf die

Tab. 4.16: Ausbildung und Korngrößenspektrum der Silikate und Opakphasen mit Opakphasenanteil in den Gesteinen der subaerischen Einheiten (Korngrößenangaben in μm ; die Durchschnittswerte für die vulkanischen Entwicklungsstadien sind kursiv dargestellt: Mauna Loa (ML), Post-Schild Stadium des Mauna Kea (MK-PS) und tholeiitische Laven des Mauna Kea (MK)).

Lithologie	Olivin	Plagioklas	Klinopyroxen	Chromspinell	Titanomagnetit u. Ilmenohämatit	Opakphasen- Anteil
Pahoehoe	idiom. bis hypidiom. 400 bis 2000	leistenförmig 60 bis 500	hypidiom. bis	meist	kreuzf./skelettf.	6 bis 9 %
			xenom. 40 bis 160	hypidiom. 20 bis 60	< 1 bis 100 längliche Skelette 30 bis 260	<i>MK-PS: 8 %</i> <i>MK: 6.8 %</i>
Transitional	idiom. bis hypidiom. 300 bis 500	leistenförmig 60 bis 600	hypidiom. bis	idiom. bis	kreuzf./skelettf.	5 bis 12 %
			xenom. 40 bis 100	hypidiom. 20 bis 120	< 5 bis 80 längliche Skelette 40 bis 200	<i>ML: 5.5 %</i> <i>MK: 9 %</i>
Aa	idiom. bis xenom. 250 bis 3800	leistenförmig 30 – 140 teils bis 600	hypidiom. bis	idiom. bis	kreuzf./skelettf.	5 bis 15 %
			xenom. 10 - 120	xenom. 20 - 60	< 5 bis 80 längliche Skelette 10 bis 120	<i>ML: 7.1 %</i> <i>MK-PS: 10.3 %</i> <i>MK: 9.3 %</i>

magnetischen Phasen einwirken, was zu einer Veränderung der magnetischen Eigenschaften der Gesteine führt (siehe Kap. 4.1.4 und nachfolgende Kapitel). Aufgrund der unterschiedlichen Genese von Aa- und Pahoehoelaven würde man nun wegen der langsameren Abkühlung in Pahoehoelavaströmen einen stärkeren Einfluss der Hoch-Temperatur Oxidation erwarten. Dies trifft jedoch nur zum Teil zu und zwar in der Form, dass Pahoehoe mit C2 bis C7 (nach *Haggerty*, 1976, 1991, siehe auch Kap. 4.1.4) meist etwas höhere Oxidationsstadien aufweist als Aa (C1 bis C3, teils bis C5). Hierbei muss allerdings die Mächtigkeit eines Lavastroms beachtet werden, denn es dauert nur wenige Minuten bis die ersten Zen-

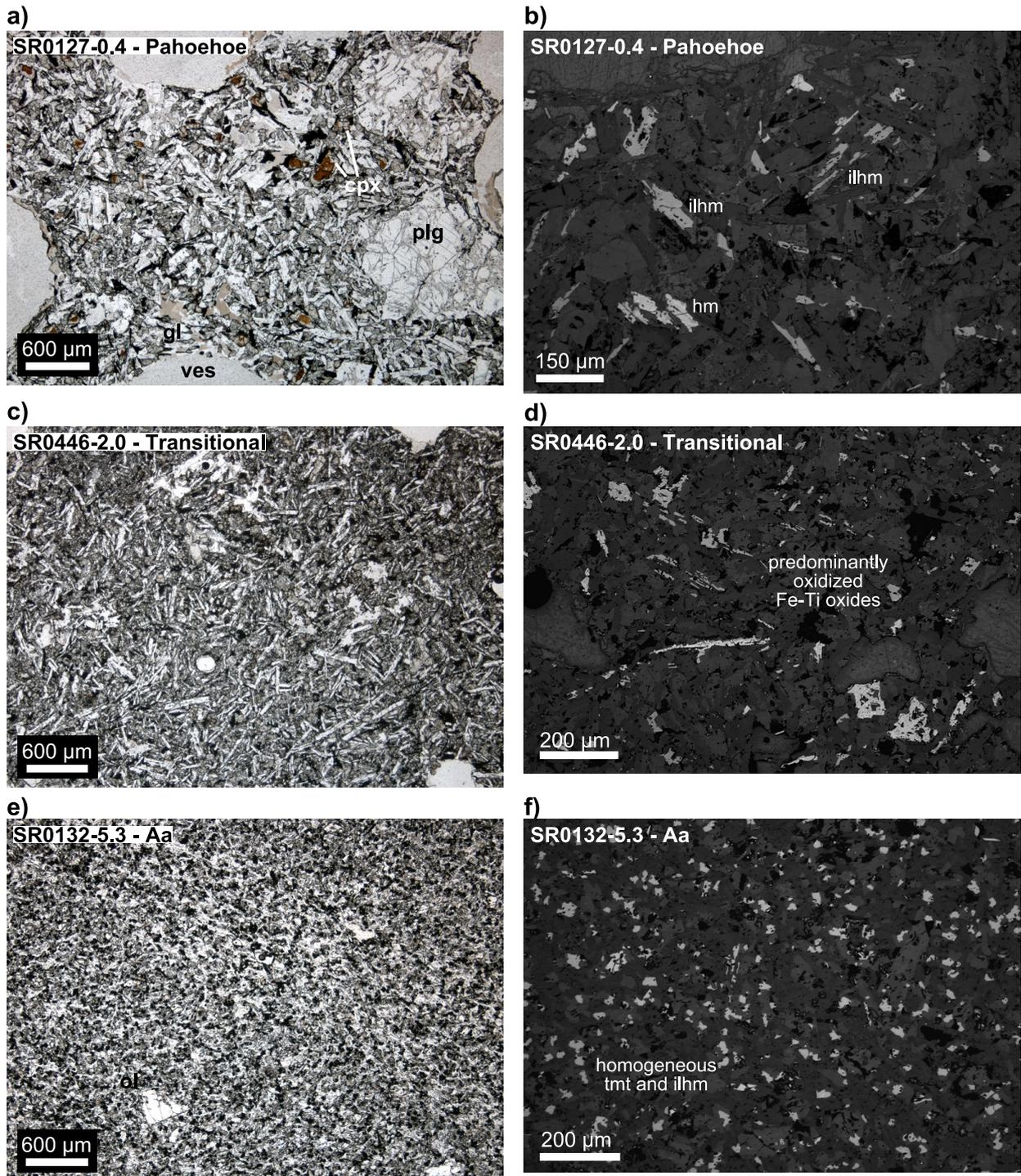


Abb. 4.45: Dünnschliffbilder in Durchlicht (a, c, e) und Auflicht (b, d, f), zur Veranschaulichung der unterschiedlichen Texturen in den verschiedenen subaerischen Gesteinseinheiten; thin section images in transmitted (a, c, e) and reflected light (b, d, f), showing the different textures of various subaerial unit.

timeter an den Rändern des Lavastroms verfestigen, aber Wochen für mehrere Meter (Kilburn, 2000): Abkühlungsdauer = $D^2/4k$, wobei D der Mächtigkeit entspricht und k der thermischen Leitfähigkeit, die mit $10^{-7} - 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ angegeben ist. Bei einer thermischen Leitfähigkeit von $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ ergibt sich für 10 cm eine Abkühlungsdauer von 42 Minuten, für 1 m fast 3 Tage und für 2 m 11.5 Tage. Daher kann man aus der Lithologie nicht generell auf den Oxidationsgrad schließen.

In den nachfolgenden Kapiteln werden die charakteristischen magnetischen Eigenschaften der subaerischen Gesteinseinheiten beschrieben. Die einzelnen vulkanischen Entwicklungsstadien werden hierbei nicht unterschieden, da sich die in den Gesteinen wirksamen Prozesse (überwiegend Hoch-Temperatur Oxidation) unabhängig davon auswirken. Der Opakphasenanteil ist dabei generell in den Aalaven am größten (siehe Tab. 4.16) und besitzt eine relativ breite Streuung, was sich einerseits in den stark magnetischen Eigenschaften und andererseits der großen Variationsbreite der gesteinsmagnetischen Parameter zeigt (siehe unten). Eine Differenzierung nach den Vulkanstadien ergab die höchsten Opakphasenanteile in den Laven des Post-Schild Stadiums, und die niedrigsten für die ML-Laven (siehe Tab. 4.16). Dies liegt in der unterschiedlichen Schmelzzusammensetzung, bzw. genauer gesagt im $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis begründet (siehe Kap. 3.3). Das niedrige $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis der Laven des Post-Schild Stadiums des Mauna Kea korreliert hierbei mit einem hohen Opakphasenanteil und einer daraus resultierenden hohen Suszeptibilität, während die Gesteine des Mauna Loa bei einem höheren $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis durch einen geringeren Opakphasenanteil und niedrigere κ -Werte gekennzeichnet sind.

4.2.1 Pahoehoe

Die Pahoehoelaven des Mauna Loa kommen im HSDP-2 Bohrkernprofil gleich häufig vor wie Aalaven, während im subaerischen Bereich des Mauna Kea (246 – 1079 mbsl) nur 25 % der Lavaströme von Pahoehoe dargestellt werden. Abbildung 4.46 zeigt zwei Suszeptibilitätsprofile mit Pahoehoe-, Transitional- und Aalaven. Oberhalb einer Tiefe von ca. 246 mbsl stammen die Laven vom Vulkan Mauna Loa (ML), während die Einheiten unterhalb Lavaströme des Mauna Kea (MK) darstellen. Entlang dieses Profils werden die unterschiedlichen Suszeptibilitäten der subaerischen Lithologien, aber auch der vulkanischen Entwicklungsstadien deutlich (vergleiche Kap. 3.1 und Tab. 3.1). Die Einheiten des MK besitzen dabei generell höhere Suszeptibilitäten als die des ML, wobei die alkalinen Laven deutlich höhere κ -Werte aufweisen als die tholeiitischen Einheiten. In Kapitel 3.3 konnte gezeigt werden, dass diese Unterschiede u.a. aus der unterschiedlichen Zusammensetzung der Magmen resultieren, wobei ein niedriges $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis einen höheren Opakphasenanteil und damit höhere Suszeptibilitäten zur Folge hat. Ein weiteres Kriterium ist die Abkühlungsgeschichte der Gesteine, die sich entscheidend auf die Nukleations- und Wachstumsrate der Minerale auswirkt.

Pahoehoelaven zeichnen sich durch relativ konstante bis streuende Suszeptibilitäten aus (Abb. 4.46). Die Variationen werden durch eine verglichen mit Aalaven hohe Anzahl von internen Fließgrenzen hervorgerufen (Aa: 0.5 pro Lavastrom, Pahoehoe: ca. 5 pro Lavastrom). Ein Großteil der während der Bohrkernansprache verzeichneten internen Fließgrenzen stimmt mit der Position einzelner Messwerte oder auch ganzer Bereiche mit niedrigen κ -Werten überein (siehe Abb. 4.46 und Abb. 3.2b). Einige dieser Bereiche sind darüber hinaus durch rötliche Farbveränderungen gekennzeichnet. Dabei handelt es sich um so genannte gebackene Zonen, die meist im obersten Teil eines Lavastroms zu beobachten sind und durch ein nachträgliches Aufheizen durch Übereinanderfließen von Lavaströmen entstehen können. Ein Beispiel

hierfür ist die Probe SR0355-5.7 aus dem oberen Teil der unit 0139 (Abb. 4.46b). Diese vesikelreiche Pahoehoelava zeigt eine dunkelrote Farbe (Abb. 4.47a), die auf Hämatit zurückzuführen ist. Aufgrund der nachträglichen Aufheizung („baking“) durch den überlagernden Lavastrom (unit 0138) kam es einerseits zur Oxidation der skelett- bis kreuzförmigen und teilweise dendritischen Fe-Ti Oxide, bei denen es sich ursprünglich wahrscheinlich um tmt gehandelt hat (Abb. 4.47b). Andererseits hat sich in der Matrix extrem feinkörniger Hämatit gebildet, der für die rötliche Farbe verantwortlich ist. Diese Hämatitbildung wirkt sich auf verschiedene Art auf die magnetischen Eigenschaften aus. Suszeptibilität und NRM-Intensität zeigen niedrigere Werte (siehe Tab. 4.17), während aufgrund der hohen Koerzitivkraft des Hämatits (siehe z.B. Carmichael, 1989, Peters & Dekkers, 2003) ein sehr hart magnetisches Verhalten beobachtet wird, was sich in Form der hohen Restmagnetisierung von 25 % und des hohen MDF von 73 mT äußert.

Generell besitzen Pahoehoelaven mittlere NRM-Intensitäten und Suszeptibilitäten und zeigen ein nahezu feldunabhängiges Verhalten der magnetischen Suszeptibilität (sehr niedrige f_{Hd} -Werte, siehe Tab. 4.17). Einige gesteinsmagnetische Eigenschaften sind mit denen der Gruppe II der Intrusionen vergleichbar ($\kappa = 9 - 14 \cdot 10^{-3}$ SI, NRM = 6 - 11 A/m, siehe Kap. 3.2). Das magnetische Verhalten der Intrusionen konnte dabei auf homogenen, Ti-reichen tmt zurückgeführt werden (Kap. 4.1.1), was einen relativ niedrigen MDF von ca. 20 mT und eine hohe Feldabhängigkeit von ca. 20 % (Durchschnittswerte) zur Folge hat. Die $\kappa(T)$ -Kurven und die schwache

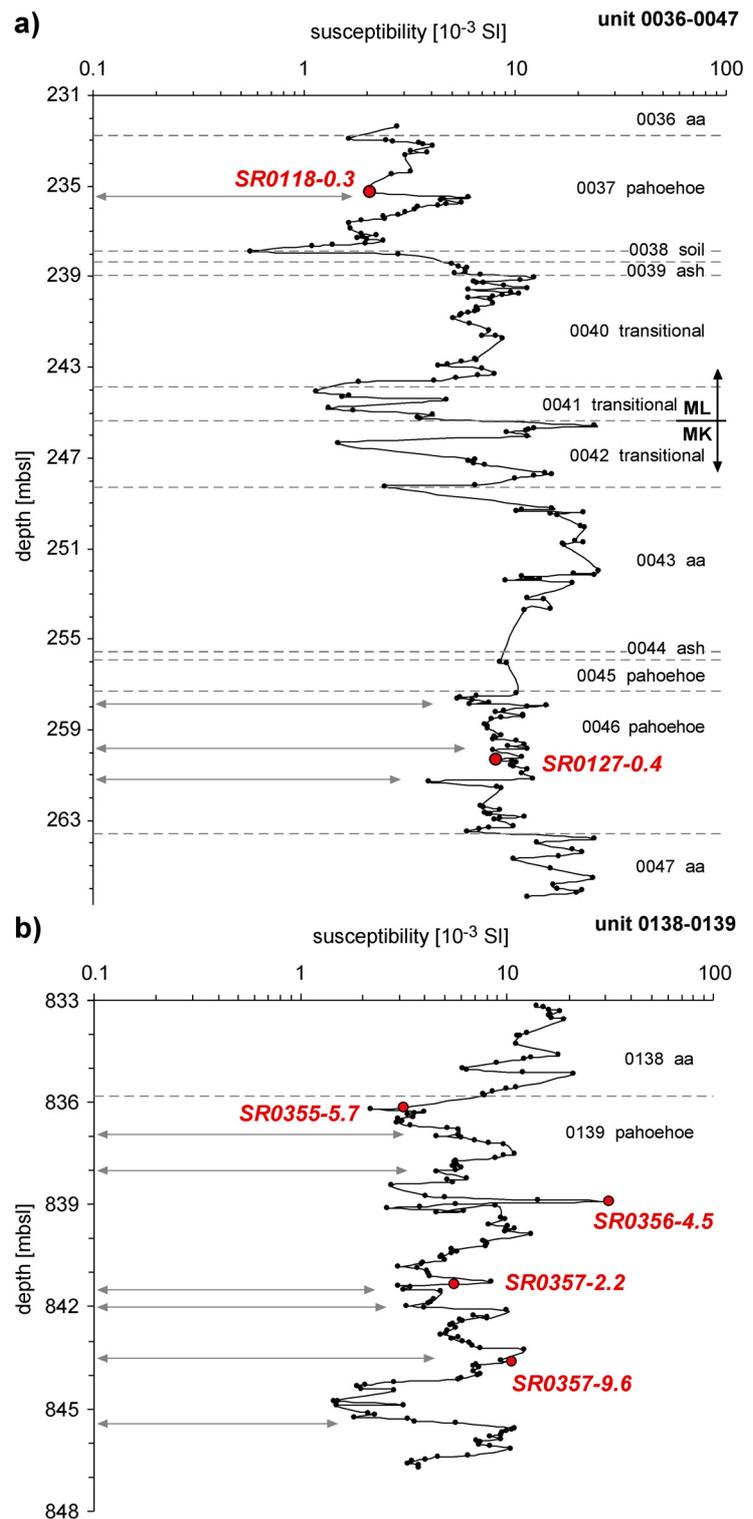


Abb. 4.46: Suszeptibilitätsprofile subaerischer Lavaströme; die Grenze zwischen der unit 0041 und 0042 (in a) stellt den Übergang vom Mauna Loa (ML) zum Mauna Kea (MK) Vulkan dar; die grauen Pfeile kennzeichnen die bei der Bohrkernaufnahme beobachteten internen Fließgrenzen in den Pahoehoelaven; susceptibility profiles of subaerial lava flows; the border between the units 0041 and 0042 (in a) marks the transition from Mauna Loa (ML) to Mauna Kea (MK) volcano; according to core descriptions (http://www.icdp-online.de/sites/hawaii/tpl/tpl_dis_litho_sum_rep.htm) the grey arrows indicate internal flow boundaries in pahoehoe lava.

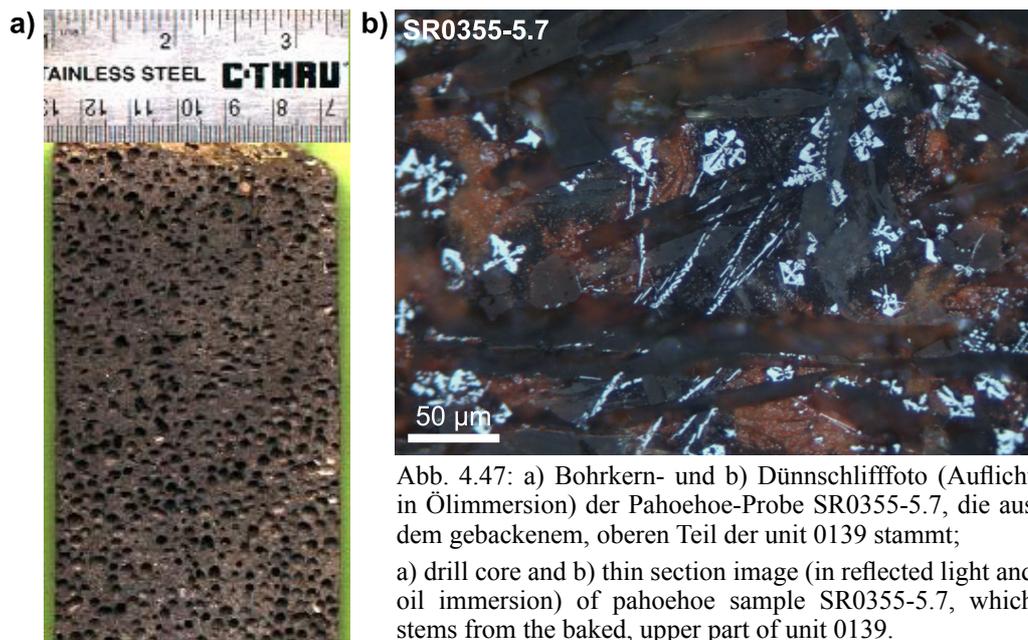


Abb. 4.47: a) Bohrkern- und b) Dünnschliffphoto (Auflicht in Ölimmersion) der Pahoehoe-Probe SR0355-5.7, die aus dem gebackenem, oberen Teil der unit 0139 stammt; a) drill core and b) thin section image (in reflected light and oil immersion) of pahoehoe sample SR0355-5.7, which stems from the baked, upper part of unit 0139.

Feldabhängigkeit der Pahoehoelaven deuten dagegen auf einen tmt mit einer mt-nahen Zusammensetzung hin. Außerdem sind die Fe-Ti Oxide der Pahoehoelaven meist oxidiert, wobei sich teilweise schon Hämatit gebildet hat. Die Hoch-Temperatur Oxidation des tmt bis hin zur Bildung von hm resultiert in einem härter magnetischen Verhalten während des Ab- (höherer MDF-Wert) und Aufmagnetisierens und kann zu niedrigeren Suszeptibilitäten und Magnetisierungen führen.

Die $\kappa(T)$ -Kurven der Pahoehoelaven sind teilweise denen der Gruppe 2 (siehe Abb. 4.34b) zuzuordnen. Die magnetischen Eigenschaften solcher Proben werden dabei meist durch einen tmt mit einer mt-nahen Zusammensetzung geprägt. Ein Großteil der Pahoehoelaven zeigt jedoch einen im Vergleich zur Gruppe 2 unterschiedlichen Tief-Temperatur Kurvenverlauf. Daher wurde ein weiterer Typ definiert: Gruppe 3 (siehe auch *Kontny et al.*, 2003a). Die Proben SR0127-0.4 und SR0436-1.1 sind Beispiele hierfür (Abb. 4.48a und c). Die Kurven der Gruppe 3 sind durch einen starken Anstieg der Suszeptibilität mit abnehmender Temperatur charakterisiert, ähnlich wie bei der Gruppe 1b (z.B. Abb. 4.22c). Von H. de Wall durchgeführte Messungen bis -263 °C enthüllten für SR0127-0.4 einen Suszeptibilitäts-Peak ähnlich dem von SR0436-1.1. Die Néel-Temperatur bei -90 bzw. -112 °C weist auf einen ilhm hin. Das magnetische Verhalten von Proben, die der Gruppe 3 angehören, wird daher von ilhm dominiert, der Beitrag des oxidierten tmt, der durch die T_C zwischen 525 und 570 °C angezeigt wird, ist kleiner. Diese Relation zeigt sich

Tab. 4.17: Gesteinsmagnetische Eigenschaften von Pahoehoelaven.

Probe	unit	Tiefe	NRM	$\kappa_{30\text{ A/m}}$	f_{Hd}	Q	$T_{C/N}$	AR	Gruppe	MDF	M_{res}	M_{rs} (IRM)	Magma
		[mbsl]	[A/m]	[10 ⁻³ SI]	[%]		[°C]	(100°C)		[mT]	[%]	[A/m]	Typ
SR0118-0.3	37	235.3	2.8	2.5	1.2	40.2	230 (360 / 525) 577	0.5	2/3	42	13	>>297	ML
SR0127-0.4	46	260.4	5.6	14.7	1.0	13.6	-90 / 525 / 569	0.9	3	27	6	360	MK-PS
SR0355-5.7	139	836.4	2.7	4.6	0.2	20.9	(400) 590	-	2	73	25	>>64	MK-2
SR0356-4.5	139	839.0	5.9	11.1	9.0	19.0	20? / 515 / 570	-	2	39	6	>412	MK-2
SR0357-2.2	139	841.4	3.1	10.3	0.0	11.0	-120 / 575	0.8	3/2	70	11	>274	MK-2
SR0357-9.6	139	843.6	7.4	20.8	2.0	12.8	-38? / 530 / 580	-	2	35	7	>513	MK-2
SR0436-1.1	163	1049.1	6.7	6.4	0.5	37.3	-112 / 15 / 570	0.9	3/2	36	10	>260	MK-1

NRM: natürlich remanente Magnetisierung; $\kappa_{30\text{ A/m}}$: magnetische Suszeptibilität, gemessen bei 30 A/m; f_{Hd} : Feldabhängigkeit von κ (bei 30 und 300 A/m); Q: Königsberger Faktor; $T_{C/N}$: Curie-/Néel-Temperatur; AR(100°C): $\kappa_{Aufheizk.}/\kappa_{Abkühlk.}$ bei 100 °C; Gruppe: Probengruppierung anhand des $\kappa(T)$ -Kurvenverlaufs; MDF: „Median Destructive Field“; M_{res} : restliche Magnetisierung bei einem Feld von 160 mT; M_{rs} : bei ca. 90 mT erworbene remanente Magnetisierung; Magma Typ nach *Rhodes & Vollinger* (2004).

auch in den Dünnschliffbeobachtungen. Die Paragenese der Fe-Ti Oxide wird überwiegend durch länglich ausgebildeten, skelettförmigen ilhm dargestellt. Zusätzlich kommt oxidiertes tmt vor, der selten homogen erhalten geblieben ist (ein Anzeichen hierfür könnte die T_C von 15 °C bei SR0436-1.1 sein). Dies deutet darauf hin, dass die Fe-Ti Oxide in den Pahoehoelaven einen relativ hohen ilhm-Anteil besitzen. Unter Beachtung des in Abbildung 4.9 dargestellten Zusammenhangs zwischen der Sauerstoff fugazität und dem tmt- bzw. ilhm-Anteil, kann für die Pahoehoelaven daher eine relativ hohe fO_2 abgeleitet werden. Eine Veränderung in der Schmelzzusammensetzung in Form eines höheren Ti-Gehaltes hätte zwar ebenfalls einen hohen ilhm-Anteil zur Folge. Doch da Proben mit nahezu gleicher chemischer Zusammensetzung (unabhängig von der Lithologie) verschiedene tmt-ilhm-Verhältnisse und damit verbundene $\kappa(T)$ -Kurvenverläufe zeigen können (siehe Kap. 4.1.1), ist der hohe ilhm-Anteil in Proben der Gruppe 3 wahrscheinlich auf eine relativ hohe fO_2 während der Kristallisation der Phasen zurückzuführen. Außerdem hat eine erhöhte fO_2 eine hm-reichere Zusammensetzung des ilhm zur Folge. Die T_N der Proben von Gruppe 3 sind im Gegensatz zu denen der Gruppe 1b durch den teilweise symmetrisch ausgebildeten κ -Peak gut definiert und zu etwas höheren Temperaturen hin verschoben. Legt man ähnlich wie bei der tmt-Mischreihe für die ilhm-Mischreihe einen nahezu linearen Zusammenhang zwischen Zusammensetzung und Néel-Tempera-

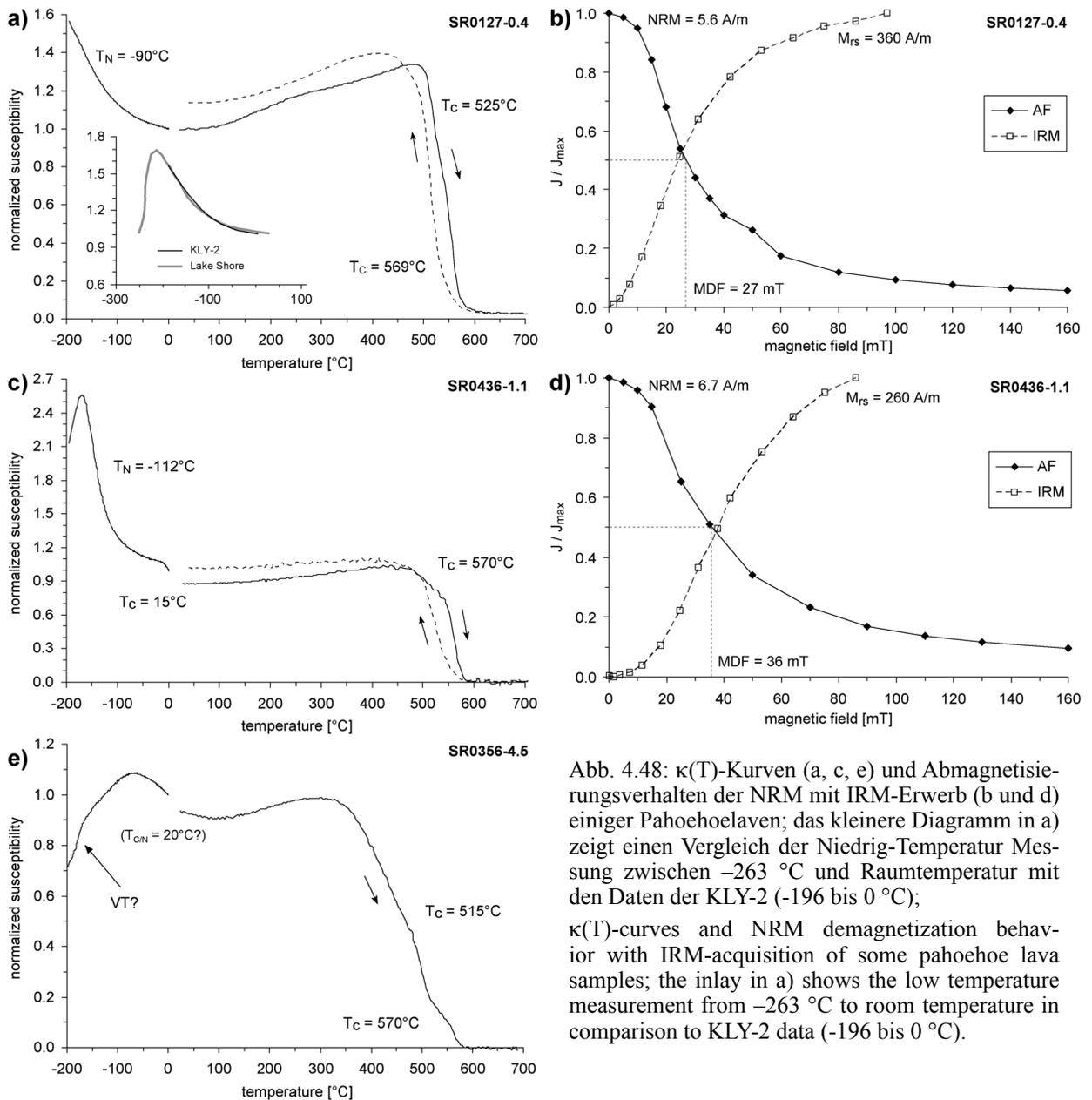


Abb. 4.48: $\kappa(T)$ -Kurven (a, c, e) und Abmagnetisierungsverhalten der NRM mit IRM-Erwerb (b und d) einiger Pahoehoelaven; das kleinere Diagramm in a) zeigt einen Vergleich der Niedrig-Temperatur Messung zwischen -263°C und Raumtemperatur mit den Daten der KLY-2 (-196 bis 0°C); $\kappa(T)$ -curves and NRM demagnetization behavior with IRM-acquisition of some pahoehoe lava samples; the inset in a) shows the low temperature measurement from -263°C to room temperature in comparison to KLY-2 data (-196 bis 0°C).

tur zugrunde, müssten die ilhm der Gruppe 3 aufgrund der höheren T_N im Vergleich zu denen der Gruppe 1b eine hm-reichere Zusammensetzung aufweisen. Dies stimmt gut mit den für die Proben der Gruppe 3 angenommenen höheren fO_2 überein.

Die anhand der Mikrosonden-Analysen bestimmte durchschnittliche Zusammensetzung des ilhm in SR0127-0.4 ($X_{hm} = 0.08$) und SR0436-1.1 ($X_{hm} = 0.06$) ist allerdings durch eine geringere Hämatit-Komponente gekennzeichnet als die der meisten Proben der Gruppe 1b ($X_{hm} = 0.09$). Aufgrund der relativ langsamen Abkühlung und der dabei ablaufenden Subsolidus-Reaktionen kommt es jedoch zu einer Verschiebung der Zusammensetzung des ilhm in Richtung il. SR0127-0.4 besitzt zusätzlich sehr hm-reichen ilhm ($X_{hm} = 0.81$), der durch die Oxidation von tmt entstanden ist. Diese ilhm-Zusammensetzungen passen nicht zu der aus den T_N von -90 bzw. -112 °C abgeleiteten Zusammensetzung von $X_{hm} \sim 0.13$, unter der Annahme eines linearen Zusammenhangs und einer Néel-Temperatur von -217 °C für Ilmenit (Senfile *et al.*, 1975) und 675 °C für Hämatit (Hunt *et al.*, 1995). Allerdings gilt der nahezu lineare Zusammenhang zwischen X_{hm} und T_N nicht für die gesamte ilhm-Mischreihe. Die ermittelten Zusammensetzungen des ilhm liegen in dem weder linear noch kontinuierlich verlaufenden Bereich des X_{hm} - T_N -Diagramms von Ishikawa *et al.* (1985): von reinem il ausgehend, sinken die T_N zunächst leicht mit steigender hm-Komponente, erst ab ca. $X_{hm} = 0.10 - 0.20$ besteht ein nahezu linearer Zusammenhang, wobei mit steigendem X_{hm} auch T_N steigt. Diese Korrelation konnte durch neuere Daten von R. Engelmann (pers. Mitt.) teilweise bestätigt werden. D.h. anhand der T_N kann nicht direkt auf die Zusammensetzung des ilhm geschlossen werden und davon ausgehend auch nicht auf die Sauerstoffugazität. Möglicherweise handelt es sich bei den anhand der $\kappa(T)$ -Kurven erfassten ilhm um Körner, die zu klein sind, um deren Zusammensetzung mit der Mikrosonde zu messen. Der relativ breite κ -Peak bei SR0127-0.4 (Abb. 4.48a) könnte z.B. auf ein breites Zusammensetzungsspektrum zurückzuführen sein, während sich die mit der Mikrosonde erfassten ilhm-Körner von SR0436-1.1 nicht in der Temperaturabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität widerspiegeln. Die anhand der Mikrosondendaten ermittelte, geringere hm-Komponente im ilhm der Gruppe 3 Proben ist dabei wahrscheinlich auf die langsamere Abkühlung und die damit verbundenen Subsolidus-Reaktionen zurückzuführen. Denn wie aus Abbildung 4.9 ersichtlich wird, hat eine Temperaturverringering eine Verschiebung der ilhm-Zusammensetzung hin zu einer höheren il-Komponente zur Folge. Die Zusammensetzung und Textur der Fe-Ti Oxide von Pahoehoelaven ist somit einerseits eine Funktion der relativ hohen fO_2 während der Kristallisation und andererseits der Hoch-Temperatur Oxidation, die während der Abkühlung oder auch nachträglich (durch Inflation und/oder Übereinanderfließen von Lavaströmen) stattfindet. Proben der Gruppe 3 sind dabei gegenüber solchen der Gruppe 2 meist durch niedrigere Suszeptibilitäten und Magnetisierungen gekennzeichnet.

In Abbildung 4.48b und d ist das Ab- und Aufmagnetisierungsverhalten der oben beschriebenen Proben dargestellt. Der wesentliche Unterschied zu den meisten submarin gebildeten Einheiten (bis auf die Hyaloklastite und glasigen Pillowränder) ist der relativ hohe MDF, der durch den oxidierten tmt hervorgerufen wird. Der durchschnittliche MDF-Wert der Pahoehoelaven beträgt 44 mT, die Restmagnetisierung 12 % (nach Abmagnetisieren im Wechselfeld von maximal 160 mT Feldstärke). Dies sind im Vergleich zu den Werten von z.B. massiven Basalten mit 21 mT und 4 % hohe Werte. Durch die langsamere Abkühlung der subaerischen Laven müssten diese aufgrund der daraus resultierenden größeren Korngrößen ein weich magnetisches Verhalten aufweisen. Allerdings kommt es bei der Hoch-Temperatur Oxidation u.a. zur Bildung von il-Lamellen in tmt. Diese il-Lamellen führen zu einer Reduzierung der magnetisch wirksamen Korngröße, was ein härteres magnetisches Verhalten zur Folge hat (siehe Kap. 4.1.4). Der ilhm mit den niedrigen T_N trägt dabei nicht zum magnetischen Verhalten bei (mit Ausnahme der Suszeptibilität, die aufgrund des relativ hohen ilhm-Anteils an den Fe-Ti Oxiden reduziert wird), da er sich bei Raumtem-

peratur paramagnetisch verhält.

Die aus der Hoch-Temperatur Oxidation resultierenden Texturen sind exemplarisch für SR0436-1.1 in Abbildung 4.49a bis c dargestellt. Diese Probe stammt aus dem zentralen Teil der ca. 1.5 m mächtigen unit 0163. Der csp besitzt oftmals einen Rand aus tmt, der mit il-Lamellen durchzogen ist (Abb. 4.49a). Diese bilden sich während der Hoch-Temperatur Oxidation, wobei von außen nach innen die Anzahl bzw. Dichte nachlässt. Dies entspricht dem Oxidationsgrad C2 – C3 (Haggerty, 1976, 1991), während eine fleckige Textur des tmt (Abb. 4.49b) und die Rutillinsen im ilhm (Abb. 4.49c) sogar auf C4 hindeuten. Bei dem hellen Ti-armen ilhm in Abbildung 4.49c handelte es sich wahrscheinlich ursprünglich um eine tmt-ilhm-Verwachsung, wobei der kleine tmt-Bereich schnell zu hm oxidiert werden konnte. Vereinzelt treten

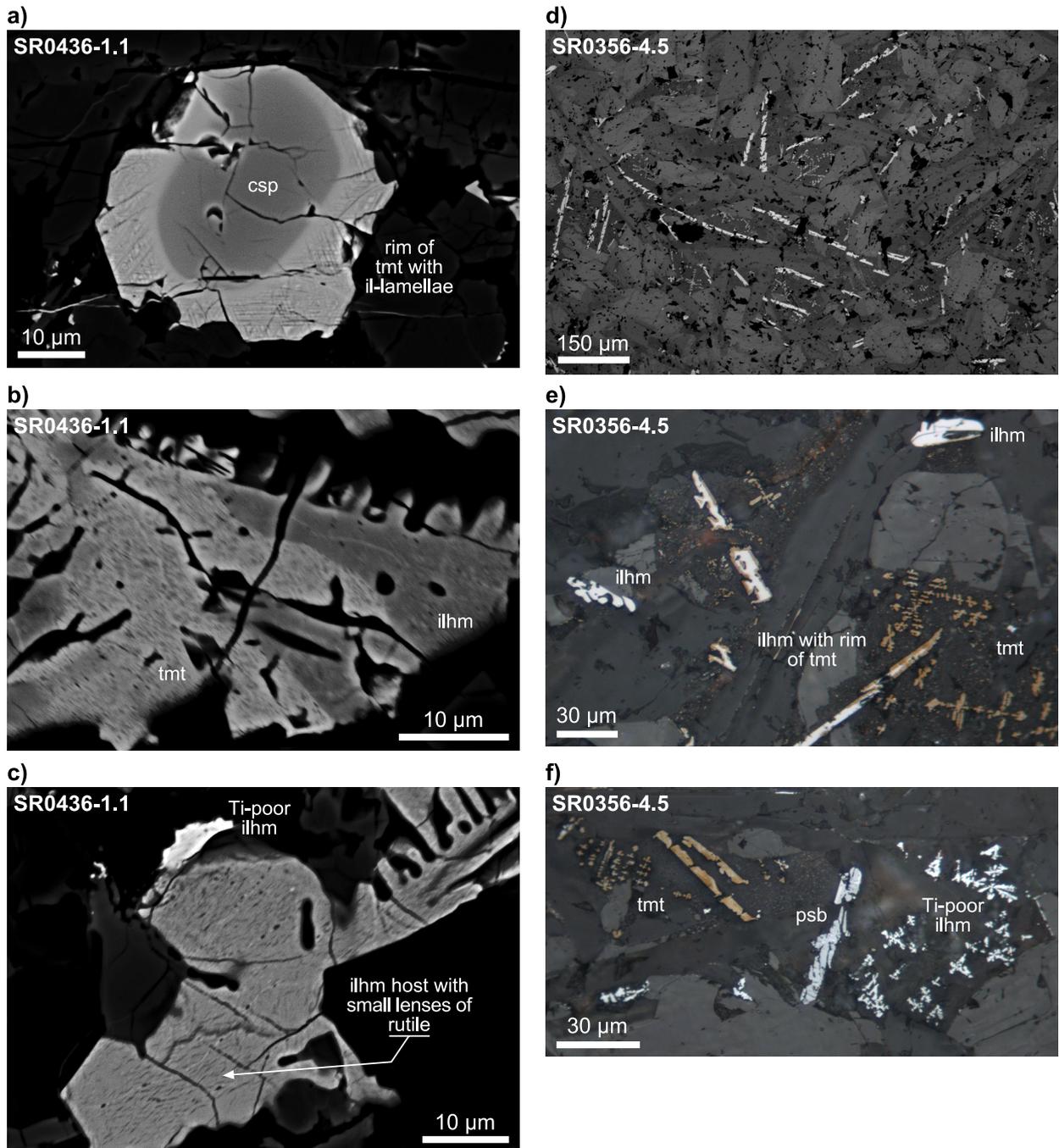


Abb. 4.49: BSE-Bilder von SR0436-1.1 (a – c) und Dünnschliffbilder der Probe SR0356-4.5 in Aufsicht (d; e und f mit Ferrofluid belegt und in Ölimmersion) zur Veranschaulichung der Textur der Fe-Ti Oxide (psb: Pseudobrookit); BSE-images of SR0436-1.1 (a – c) and thin section images (in reflected light) of sample SR0356-4.5 (d; e and f coated with ferrofluid and in oil immersion) illustrating the Fe-Ti oxide texture (psb: pseudobrookite).

auch noch homogener tmt und ilhm auf.

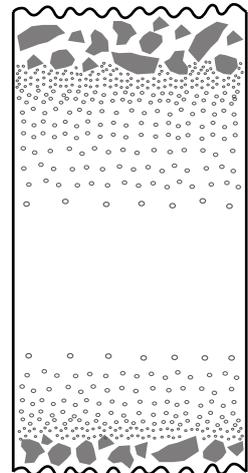
Die Probe SR0356-4.5 zeigt zwar ebenfalls die durch die länglichen, skelettförmigen ilhm definierte typische Textur für Pahoehoelaven (Abb. 4.49d), in interstitiellen Bereichen tritt jedoch zusätzlich kreuzförmiger bis dendritischer tmt auf (Abb. 4.49e und f). Dessen Kornform passt gut zu der von *Hammer et al.* (2003) für eine Abkühlungsrate von 19 °C/h beschriebenen Texturen. Sehr feinkörnige (< 2 µm) xenomorphe Körner kommen in diesen Bereichen ebenfalls vor. Demnach scheinen die Fe-Ti Oxide in dieser Probe in zwei Phasen gewachsen zu sein. Die etwas größeren ilhm sind früher kristallisiert, was u.a. durch einen tmt-Rand um ilhm angedeutet wird (Abb. 4.49e). Die etwas kleineren tmt-Körner scheinen sich nach dem ilhm aus der noch in Zwischenräumen befindlichen Restschmelze gebildet zu haben. Einige der tmt-Dendrite sind entweder zu hm oxidiert oder es hat sich während der zweiten Phase neben tmt auch hm mit der gleichen Kornform wie beim tmt gebildet. Neben dieser Besonderheit zeigt diese Probe einen sehr hohen Oxidationsgrad von bis zu C6. Dies kann aus dem Auftreten von Pseudobrookit (psb) geschlossen werden, der mit hm assoziiert zwischen tmt- und hm-Körnern auftritt (Abbildung 4.49f). Diese komplexe Magneto-mineralogie resultiert in mittleren Werten der Magnetisierung und Suszeptibilität, bei einem relativ hohen MDF von 39 mT. Die Feldabhängigkeit von 9 % deutet auf einen mäßig Ti-armen tmt hin. Die $\kappa(T)$ -Kurve dieser Probe (Abb. 4.48e) ist der Gruppe 2 zuzuordnen und zeigt zwei Curie-Temperaturen von 515 und 570 °C, die sehr wahrscheinlich auf tmt zurückzuführen sind. Bei der zusätzlichen $T_{C/N}$ von ca. 20 °C könnte es sich auch um den von *Senanayake & McElhinny* (1981) für synthetischen Magnetit beschriebenen Kurvenverlauf handeln (vgl. Abb. 4.34b), der im Wesentlichen auf den Vorzeichenwechsel der Kristallanisotropiekonstante K_1 zurückzuführen ist (siehe Kap. 4.1.4). Allerdings sollte die Temperatur des κ -Peaks bei einer Ulvöspinell-Komponente von bis zu 15 % zwischen -195 und -143 °C liegen (*Syono*, 1965) und nicht bei ca. -70 °C. Daher ist dieser κ -Peak wahrscheinlich an eine ilhm-Phase gebunden. Die starke Suszeptibilitätsabnahme unterhalb ca. -160 °C könnte auf eine Verwey-Transition (VT) eines tmt mit mt-naher Zusammensetzung zurückzuführen sein (siehe Kap. 2.1). Von dieser Probe liegt keine Abkühlkurve der Hoch-Temperatur Messung vor, da während der Messung der Temperatursensor aus nicht geklärten Gründen ausfiel und zerstört wurde.

Generell besitzen Pahoehoelaven mittlere Suszeptibilitäten und NRM-Intensitäten. Aufgrund der mt-nahen Zusammensetzung weisen sie meist nur niedrige Werte der Feldabhängigkeit von 0 – 2 % auf. Die Zusammensetzung und die Textur der Fe-Ti Oxide ist dabei einerseits eine Funktion der relativ hohen fO_2 während der Kristallisation und andererseits der Hoch-Temperatur Oxidation. Dies führt zu einem hohen ilhm-Anteil bei einer relativ hm-reichen Zusammensetzung des ilhm und einem hart magnetischen Ab- und Aufmagnetisierungsverhalten.

4.2.2 Aa

Der Anteil von Aalaven beträgt im Bereich des Mauna Loa (oberhalb ca. 246 mbsl) ca. 45 %, während die subaerischen Einheiten des Mauna Kea (246 – 1079 mbsl) zu ca. zwei Dritteln aus Aalaven bestehen. Sie stellen damit den größten Anteil der subaerischen Gesteine des HSDP-2 Bohrprofils. Aalaven besitzen oftmals eine für Lavaströme typische Unterteilung in vier Bereiche (Walker, 1993):

- brekziierter, schlackenartiger oberer Teil mit hoher Vesikularität
- vesikelreiche Zone mit etwas höherer Dichte
- massiver, dichter innerer Teil mit trotz häufiger Brüche geringster Porosität
- zur Basis hin wieder vesikelreicher und dem Topbereich ähnlich.



Der Anteil der Vesikel nimmt dabei in den äußeren Bereichen des Lavastroms, ausgehend von den Rändern des dichten, inneren Teils, nach außen hin zu, während der Vesikeldurchmesser abnimmt (Aubele et al., 1988). Der brekziierte, obere Teil von Lavaströmen ist dabei durch stark streuende Suszeptibilitäten gekennzeichnet (Abb. 3.2a, Abb. 4.50): die units 0047, 0048 und 0137 sind gute Beispiele hierfür. Der massive Teil kann sowohl konstante (unit 0137) als auch sich graduell verändernde (unit 0048) Suszeptibilitäten zeigen. An den Grenzen der lithologischen Einheiten sind generell die niedrigsten Suszeptibilitäten anzutreffen. Der strukturelle Aufbau von Lavaströmen lässt sich daher gut anhand von Suszeptibilitätsmessungen ableiten.

Die κ -Werte können somit innerhalb einer Gesteinseinheit konstant oder auch starken Streuungen unterworfen sein, teilweise sind graduelle Veränderungen zu beobachten. Allgemein spiegelt bei den Basalten der HSDP-2 Bohrung die Suszeptibilität unterschiedliche Opakphasenanteile wider (\pm Art und Zusammensetzung der magnetisch relevanten Phasen). Die Magmenzusammensetzung, die u.a. von der Segregationstiefe, dem Aufschmelzgrad und den Fraktionierungsprozessen abhängt, wirkt sich besonders in Form des Fe_{tot}/Ti -Verhältnisses auf die magnetischen Phasen aus. Darüber hinaus spielen die Extrusions- bzw. die Bildungsbedingungen der Laven eine entscheidende Rolle bei der Kristallisation dieser Phasen. Die bis zu diesem Zeitpunkt auftretenden Prozesse gelten als primäre Einflussfaktoren für die magnetischen Eigenschaften der Phasen. Als sekundärer Mechanismus kann z.B. „baking“ (nachträgliche Aufheizung durch überlagernden Lavastrom), Maghemitisierung oder Verwitterung vorkommen. Nachfolgend werden daher anhand der verschiedenen Beispiele die unterschiedlichen für die magnetischen Eigenschaften der Aalaven verantwortlichen Faktoren aufgezeigt.

Primäre Faktoren

Die unterschiedlichen Suszeptibilitäten von Aalaven entlang des HSDP-2 Bohrkernprofils (siehe Kap. 3.1, Tab. 3.1) sind dabei u.a. an die verschiedenen vulkanischen Entwicklungsstadien gebunden. Bei den in Abbildung 4.50a gezeigten Einheiten handelt es sich um Aalaven des Post-Schild Stadiums des Mauna Kea. Die niedrigeren κ -Werte der unit 0047 sind auf geringere Opakphasenanteile (unit 0047: 7 %, unit 0048: 12 – 15 %) zurückzuführen, die an einen niedrigeren TiO_2 - und Fe_2O_3 -Gehalt gebunden sind. Diese resultieren wahrscheinlich aufgrund des höheren SiO_2 -Gehaltes des Gesamtgesteins aus einem im Vergleich zu unit 0048 höheren Aufschmelzgrad (siehe auch Kap. 3.3 und Abb. 3.16). Das Fe_{tot}/Ti -Verhältnis ist dabei für unit 0047 höher, was mit dem in Kapitel 3.3 erläuterten Zusammenhang zwischen Magmenzusammensetzung und Suszeptibilität übereinstimmt (hohes Fe_{tot}/Ti -Verhältnis – niedrige Suszeptibilität).

Bei unit 0137 (Abb. 4.50b) handelt es sich um eine zum Teil sehr massig und frisch ausgebildete, relativ TiO₂-reiche Aalava vom Typ MK-1. Die Suszeptibilitätswerte (ca. $13 \cdot 10^{-3}$ SI) liegen deutlich unter denen der units aus dem Post-Schild Stadium (ca. 12 – 18 und bis zu $60 \cdot 10^{-3}$ SI), was auf einen etwas geringeren Opakphasenanteil von 7 – 10 % zurückzuführen ist. Der Unterschied zu unit 0138, die von einem Magma des Typs MK-2 stammt (weniger TiO₂, SiO₂, mehr Fe_{tot}), besteht im Wesentlichen in einem deutlich höheren Olivinanteil von 7.8 % (unit 0138: 0.1 %) und Vesikularität von 6 % (unit 0138: 2.6 %). Die κ -Werte zeigen innerhalb der Einheit eine große Variationsbreite, was auf alterierte (verwittert, durch gelblich-rötliche Verfärbungen angedeutet) und stark zerbrochene Bereiche des Bohrkerns zurückzuführen ist und einen Vergleich mit unit 0137 erschwert.

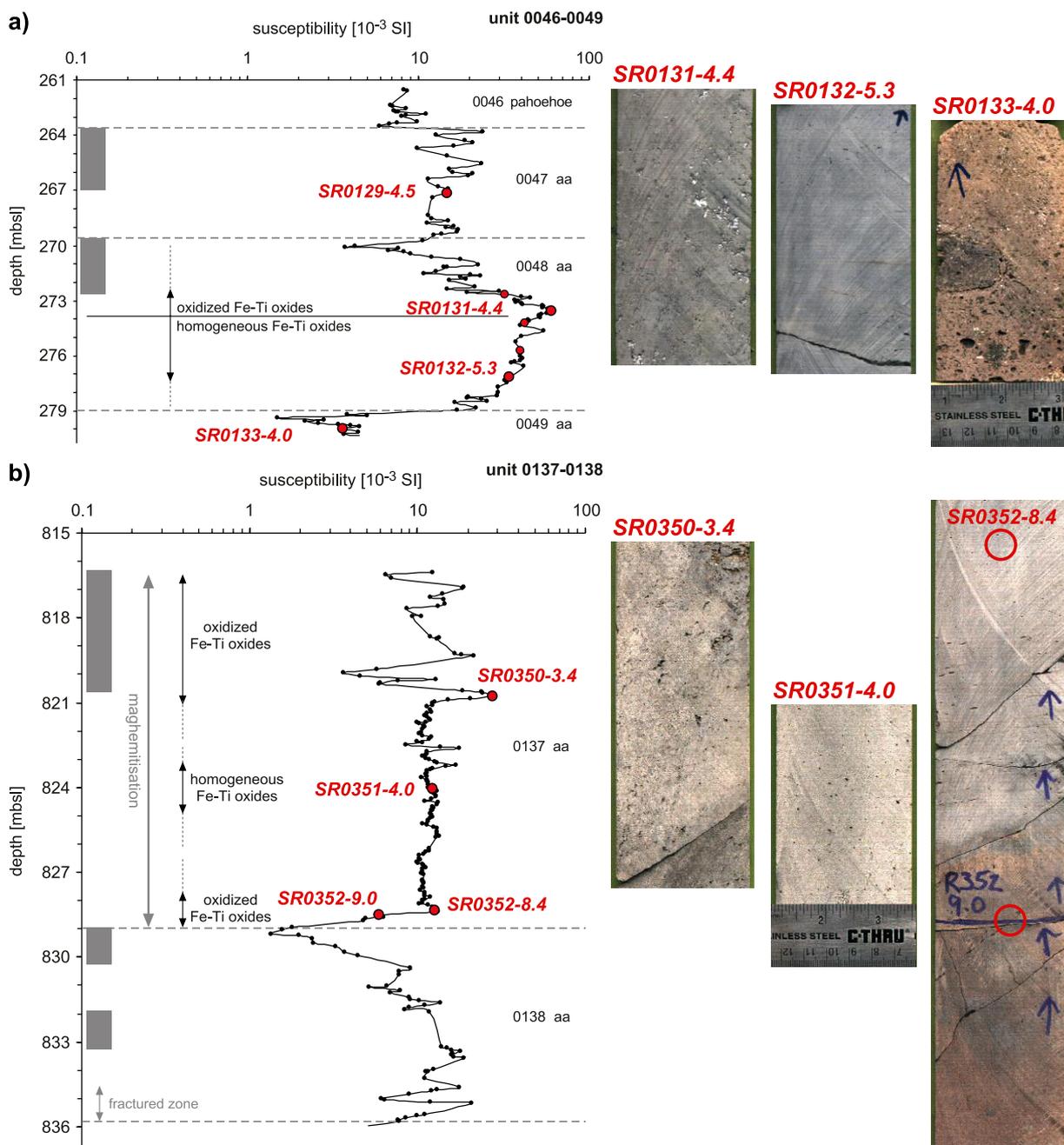


Abb. 4.50: Suszeptibilitätsprofile und Bohrkernfotos von Aalaven des Post-Schild (a) und des Schildaufbau Stadiums (b); innerhalb eines Lavastroms sind die Fe-Ti Oxide unterschiedlich stark oxidiert; grau schattierte Bereiche entsprechen alterierten, brekzierten Zonen;

susceptibility profiles and core images of aa lava from the post-shield (a) and shield-building stage (b); the Fe-Ti oxides show different degrees of oxidation inside a lava flow; the grey-shaded areas indicate altered, brecciated zones.

In Abbildung 4.50 sind die alterierten, brekziierten Bereiche als grau schattierte Flächen markiert. Dieser Teil eines Lavastroms ist durch Basaltklasten von wenigen bis mehreren Zentimetern Größe (< 1 bis ca. 20 cm) gekennzeichnet, die in einer grauen bis rötlichen und gelblichen, feinkörnigen Matrix eingebettet sind (siehe Abb. 3.2a). Die hohen Suszeptibilitäten sind dabei auf die Basaltklasten zurückzuführen, während die Matrix überwiegend schwächer magnetisch ist. Stark zerbrochene Bohrkerne wie z.B. im Bereich der Basis von unit 0138 zeigen ähnlich streuende Suszeptibilitäten (Abb. 4.50b). Durch die Autobrekzierung (abgekühlte und teilweise erkaltete Lava zerbricht durch die Bewegung des Lavastroms und wird in den Lavastrom inkorporiert) von Aalava werden Fluidwegsamkeiten geschaffen, die eine Alteration begünstigen. Die brekziierten Bereiche sind daher meist durch oxidierte Fe-Ti Oxide gekennzeichnet, wie z.B. im oberen Bereich und nahe der Basis von unit 0137.

Die unit 0048 ist ein Beispiel für sich graduell verändernde Suszeptibilitäten innerhalb eines Lavastroms. Oberhalb von ca. 274 mbsl sind die Fe-Ti Oxide oxidiert, was gut mit der alterierten und brekziierten Zone im oberen Bereich des Lavastroms übereinstimmt (siehe Abb. 4.50a). SR0131-4.4 stammt aus diesem Bereich und zeigt Hohlräume, die zum Teil von weißlichen Mineralen verfüllt sind, deren Bildung wahrscheinlich mit der Fluid-durchlässigen, alterierten und brekziierten Zone im oberen Teil des Lavastroms assoziiert ist. Bei den Einheiten unterhalb dieser Tiefe sind die magnetischen Eigenschaften jedoch auf homogene Fe-Ti Oxide zurückzuführen. Die Gesteine aus diesem massigen und relativ frischen Bereich des Lavastroms zeigen makroskopisch kaum Unterschiede, SR0132-5.3 scheint lediglich eine geringere Vesikularität zu besitzen und weist keine Anzeichen einer Alteration auf.

Der untere Bereich der unit 0048 (SR0132-5.3) zeigt für tmt und ilhm eine skelettförmige bis xenomorphe Ausbildung, bei Korngrößen zwischen 20 und 50 μm , selten bis 100 μm . Die $\kappa(T)$ -Kurven weisen in Ergänzung zu den mikroskopischen Beobachtungen auf einen homogenen Ti-reichen tmt mit einer Curie-Temperatur von 102 $^{\circ}\text{C}$ hin (Abb. 4.51a, b). Die T_C bei 570 $^{\circ}\text{C}$ zeigt eine zusätzliche tmt-Phase mit mt-naher Zusammensetzung an. Die anhand der Mikrosondendaten berechnete T_C von 129 $^{\circ}\text{C}$ passt dabei gut zu der anhand der $\kappa(T)$ -Kurven ermittelten von 102 $^{\circ}\text{C}$ (siehe Tab. 4.18). Darüber hinaus tritt ilhm auf, dessen T_N jedoch nicht in den $\kappa(T)$ -Kurven beobachtet wurde. Die Kurven gehören damit der Gruppe 1a an. Dies liegt einerseits an dem relativ hohen tmt-Anteil (siehe Kap. 4.1.1), der sich ebenfalls in den sehr hohen Suszeptibilitäten widerspiegelt (ca. $50 - 73 \cdot 10^{-3}$ SI). Außerdem besitzen die ilhm eine il-nahe Zusammensetzung ($X_{\text{hm}} = 0.05$, siehe Tab. 4.18), sodass deren T_N unterhalb des Messbereichs der KLY-2 liegen. Von H. de Wall durchgeführte Tieftemperaturmessung bis -263 $^{\circ}\text{C}$ zeigten jedoch keinen κ -Peak, der auf ilhm zurückzuführen wäre (Kontny *et al.*, 2003a). Das Fehlen einer Néel-Temperatur deutet daher wahrscheinlich auf einen sehr niedrigen ilhm-Anteil hin, relativ zu dem des tmt, der aufgrund seines höheren Anteils und Suszeptibilität das magnetische Signal klar dominiert (siehe auch Kap. 4.1.1). Die Reversibilität der Messung ist gut.

Die Fe-Ti Oxide der Probe SR0131-4.4 aus dem Bereich oberhalb 274 mbsl zeigen zwar eine ähnliche Ausbildung, die Korngrößen bewegen sich allerdings meist zwischen 10 und 30 μm und erreichen selten 50 μm . In einigen Bereichen treten kleinere Körner von ca. 5 μm Größe auf. Auf den ersten Blick scheint es sich hierbei ebenfalls um homogene Phasen zu handeln. Mit Hilfe der Rasterelektronen-Mikroskopie konnten jedoch feinste Entmischungs- bzw. Oxidationsstrukturen beobachtet werden (Abb. 4.51d). Dabei handelt es sich um il-Lamellen in tmt des Trellis- und Sandwich-Typs (siehe Kap. 4.1.4). Teilweise treten fleckige Strukturen auf, was auf einen von C1 bis C4 reichenden Oxidationsgrad hindeutet (nach Haggerty, 1976, 1991), während im Vergleich dazu für SR0132-5.3 tmt-ilhm-Verwachsungen mit einem Oxidationsgrad von lediglich C1 festgestellt wurden. Dies äußert sich in einem deutlich unterschiedlichen $\kappa(T)$ -Kurvenverlauf, der dem der Gruppe 2 entspricht (Abb. 4.51c). Für SR0131-4.4 konnten drei

T_C beobachtet werden, die zwischen 467 und 570 °C liegen und auf tmt mit einer relativ mt-nahen Zusammensetzung hinweisen. Die anhand der Mikrosondendaten ermittelte tmt-Zusammensetzung ($X_{mt} = 0.54$, siehe Tab. 4.18) lässt sich jedoch mit keiner der beobachteten T_C in Einklang bringen. Allerdings ist der tmt dieser Probe nicht homogen, weshalb es sich wahrscheinlich um Mischanalysen von tmt und ilhm handelt, die aus den sehr kleinräumigen, feinsten Oxidationsstrukturen resultieren. Der ilhm besitzt eine im Vergleich zu SR0132-5.3 hm-reichere Zusammensetzung, was eine Folge der Kristallisation bei höheren fO_2 sein könnte. Die Reversibilität der Aufheiz- und der Abkühlkurve ist gut bis mäßig, wobei es beim Abkühlen zu einer leichten Verschiebung der T_C hin zu niedrigeren Temperaturen kommt. Dies könnte man als eine Inversion von tmgh zu einem tmt interpretieren (siehe Kap. 4.1.2). Daher könnte es sich bei diesen Phasen (T_C von 467 bis 570 °C) um schwach oxidierte tmt handeln, die sich durch Niedrig-Temperatur Oxidation aufgrund der Nähe zu der alterierten und brekzierten Zone im oberen Teil des Lavastroms gebildet haben. Die Proben unterhalb 274 mbsl mit homogen erhalten gebliebenen Fe-Ti Oxiden

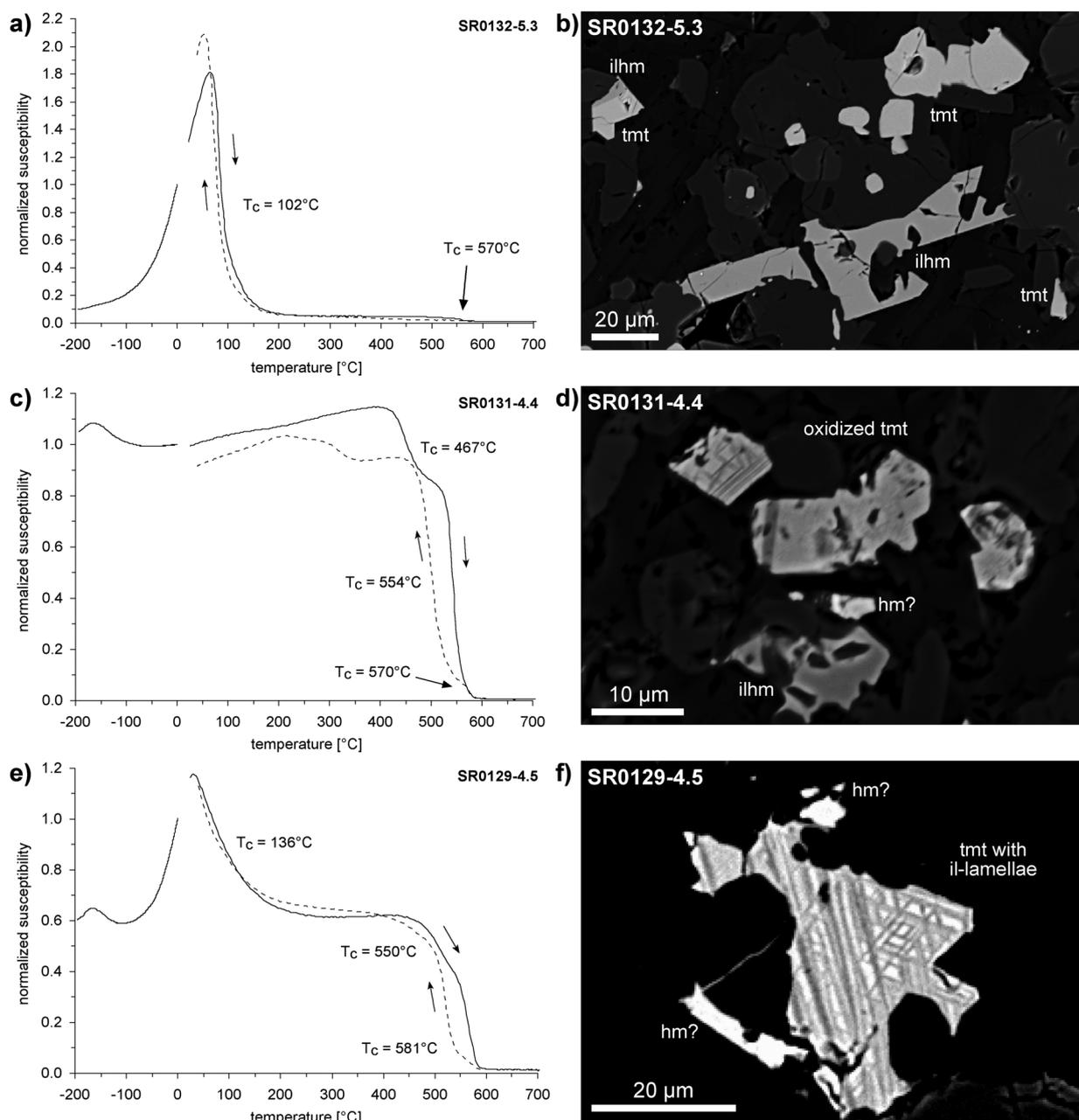


Abb. 4.51: $\kappa(T)$ -Kurven (a, c, e) und BSE-Bilder (b, d, f) von Aalava mit unterschiedlich stark oxidierten Fe-Ti Oxiden;

$\kappa(T)$ -curves (a, c, e) and BSE-images (b, d, f) of aa lava containing variously oxidized Fe-Ti oxides.

Tab. 4.18: Mittelwerte mit Standardabweichung (in Klammern) für die chemische Zusammensetzung der Fe-Ti Oxide in Aalaven der units 0047 bis 0049 (Angaben in Gew.%).

Probe	SR0129-4.5	SR0131-4.4		SR0132-5.3		SR0133-4.0
Gruppe	2/1a	2		1a		3
Mineral	tmt	tmt	ilhm	tmt	ilhm	Ti-hm
n	7	10	3	10	9	18
SiO ₂	0.08(0.03)	0.12(0.09)	0.06(0.01)	0.07(0.03)	0.03(0.03)	0.14(0.05)
TiO ₂	22.36(1.11)	16.35(1.55)	49.28(0.40)	22.85(0.66)	50.85(0.31)	24.75(2.45)
Al ₂ O ₃	1.55(0.19)	1.75(0.13)	0.00(0.00)	1.67(0.10)	0.00(0.00)	2.28(0.43)
Cr ₂ O ₃	0.06(0.03)	0.14(0.04)	0.04(0.02)	0.13(0.03)	0.02(0.03)	0.24(0.10)
Fe ₂ O ₃	22.56(2.17)	35.12(2.73)	9.28(0.59)	23.00(1.09)	5.19(0.67)	47.87(5.21)
FeO	48.32(0.93)	38.83(0.91)	31.01(0.16)	46.10(0.68)	36.32(0.45)	17.47(2.91)
MnO	0.47(0.06)	0.54(0.09)	0.68(0.03)	0.62(0.05)	0.59(0.05)	0.52(0.13)
MgO	1.43(0.14)	3.87(0.40)	6.87(0.15)	3.22(0.33)	4.72(0.16)	2.26(0.47)
gesamt	97.00(0.69)	96.73(0.38)	97.52(0.18)	97.66(0.40)	98.02(0.65)	95.80(0.75)
Si	0.00(0.00)	0.00(0.00)	0.00(0.00)	0.00(0.00)	0.00(0.00)	0.00(0.00)
Ti	0.64(0.03)	0.46(0.04)	0.91(0.00)	0.64(0.02)	0.95(0.01)	0.49(0.05)
Al	0.07(0.01)	0.08(0.01)	0.00(0.00)	0.07(0.01)	0.00(0.00)	0.07(0.01)
Cr	0.00(0.00)	0.00(0.00)	0.00(0.00)	0.00(0.00)	0.00(0.00)	0.00(0.00)
Fe ³⁺	0.65(0.06)	0.99(0.08)	0.17(0.01)	0.64(0.03)	0.10(0.01)	0.94(0.10)
Fe ²⁺	1.54(0.03)	1.22(0.03)	0.64(0.00)	1.43(0.02)	0.76(0.01)	0.38(0.07)
Mn	0.02(0.00)	0.02(0.00)	0.01(0.00)	0.02(0.00)	0.01(0.00)	0.01(0.00)
Mg	0.08(0.01)	0.22(0.02)	0.25(0.00)	0.18(0.02)	0.17(0.01)	0.09(0.02)
X _{mt} bzw. X _{hm}	0.33(0.03)	0.54(0.04)	0.09(0.01)	0.34(0.02)	0.05(0.01)	0.47(0.05)
T _C (calc)	119(25)	282(30)		129(14)		
T _C (meas)	136/ 581	467/ 554		102		

n = Anzahl der Analysen; Bestimmung von X_{mt} bzw. X_{hm} nach *Stormer* (1983); T_C(calc) berechnet aus X_{mt} ($T_C = 580 - 580x - 153x^2$, wobei x = Ulvöspinell-Komponente, ähnlich *Clark*, 1997); T_C(meas) anhand der κ(T)-Messungen bestimmte Curie-Temperatur (Temperaturangaben in °C).

zeigen dagegen eine überwiegend gute Reversibilität und damit keine bis vernachlässigbare Anzeichen einer Maghemitisierung. Somit stellt der Bereich bei 274 mbsl eine relativ eng definierte Grenze zwischen Proben aus dem oberen Teil des Lavastroms dar, deren magnetisches Verhalten auf entmischten und nachträglich maghemitisierten tmt mit einer mt-nahen Zusammensetzung zurückzuführen ist, und denen des unteren Teils, deren magnetische Eigenschaften von homogenem Ti-reichen tmt dominiert werden (siehe auch Abb. 4.50a).

Die unterschiedliche Textur und Zusammensetzung der Phasen lässt dabei keinen eindeutigen Zusammenhang mit der Volumenssuszeptibilität erkennen, wenngleich die höheren κ-Werte von SR0131-4.4 (ca. $86 \cdot 10^{-3}$ SI) zum Teil auf einen im Vergleich zu SR0132-5.3 (ca. $51 \cdot 10^{-3}$ SI, 12 % Fe-Ti Oxide) höheren Opakphasenanteil von 15 % zurückzuführen ist. Ein hilfreiches Kriterium ist an dieser Stelle die Feldabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität, mit deren Hilfe zwischen den Proben mit mt-nahem tmt (niedrige f_{Hd}) und solchen mit Ti-reichem tmt (hohe f_{Hd}) unterschieden werden kann (Tab. 4.19). Somit lassen sich anhand dieses Parameters unterschiedliche Bereiche (oxidierte und frische bzw. mit homogenen Fe-Ti Oxiden) eines Lavastroms unterscheiden. Ein weiterer Unterschied zeigt sich im Abmagnetisierungsverhalten, wobei Proben oberhalb 274 mbsl durch ein hart magnetisches Verhalten gekennzeichnet sind (MDF = 24 – 45 mT), das auf den entmischten bzw. oxidierten tmt zurückzuführen ist (siehe Kap. 4.1.4). Eine Zusammenstellung der gesteinsmagnetischen Eigenschaften einiger Aalaven gibt Tabelle 4.19. Die Proben mit homogenem tmt (Korngröße: 20 – 50 µm) zeigen dagegen ein für sie typisches, weich magnetisches Verhalten (Tab. 4.19). In Abbildung 4.52 ist die Abmagnetisierungskurve der oxidierten Probe

Tab. 4.19: Gesteinsmagnetische Eigenschaften von Aalaven.

Probe	unit	Tiefe [mbsl]	NRM [A/m]	$\kappa_{30 \text{ A/m}}$ [10 ⁻³ SI]	f_{Hd} [%]	Q	$T_{\text{C/N}}$ [°C]	AR (100°C)	Gruppe	MDF [mT]	M_{res} [%]	M_{rs} (IRM) [A/m]	Magma Typ
SR0101-7.0	31	188.8	3.4	35.7	0.8	3.4	525 / 584	1.02	2	29	12	>1161	ML
SR0102-1.75	32	190.2	5.2	24.1	6.4	7.8	264 / 500	0.96	1a/2	19	3	>334	ML
SR0129-4.5	47	267.2	5.3	20.5	18.3	9.2	136 / 550 / 581	1.02	2/1a	39	6	530	MK-PS
SR0131-1.4	48	272.7	-	65.0	6.0	-	515 / 565	1.10	2	24	10	-	MK-PS
SR0131-4.4	48	273.6	5.8	85.6	4.9	2.4	467 / 554 / 575	1.08	2	45	8	>3643	MK-PS
SR0131-6.6	48	274.3	-	72.6	26.7	-	204 (570)	0.82	1a	8	6	-	MK-PS
SR0132-0.6	48	275.8	-	68.8	34.5	-	55 (470)	1.47	1a	8	7	-	MK-PS
SR0132-5.3	48	277.2	5.8	50.4	35.2	4.1	102 (570)	1.49	1a	14	2	395	MK-PS
SR0133-4.0	49	280.0	1.7	4.8	0.0	12.5	573	0.87	3	33	16	102	MK-PS
SR0350-3.4	137	820.9	3.3	46.4	2.4	2.6	520 / 570	0.86	2	18	6	>528	MK-1
SR0351-4.0	137	824.1	1.7	20.0	28.7	3.1	-160 / 260 / 475 (580)	0.90	1b/2	10	1	190	MK-1
SR0352-8.4	137	828.4	-	16.2	5.1	-	-150 / 245 / 520 / 570	0.85	2/1b	40	9	>490	MK-1
SR0352-9.0	137	828.6	5.3	7.4	0.1	25.6	(455) 575	0.69	2	77	27	>>235	MK-1
SR0354-1.3	138	831.8	5.7	15.1	2.2	13.5	(145 / 390) 535 (570)	0.95	2	35	8	>326	MK-2
SR0355-2.1	138	835.2	-	33.7	3.3	-	510 / 565	0.88	2	-	-	>404	MK-2
SR0355-4.4	138	835.9	5.1	10.3	2.8	17.8	500 / 575	0.80	2	58	14	>268	MK-2
SR0441-5.0	166	1059.7	5.8	37.8	6.7	5.5	490 / 570	0.76	1a/2	10	9	>500	MK-1
SR0443-2.1	166	1065.1	6.0	16.6	7.5	13.0	-165 / 220 / 490 / 575	0.77	1b/2	26	9	>470	MK-1

NRM: natürlich remanente Magnetisierung; $\kappa_{30 \text{ A/m}}$: magnetische Suszeptibilität, gemessen bei 30 A/m; f_{Hd} : Feldabhängigkeit von κ (bei 30 und 300 A/m); Q: Königsberger Faktor; $T_{\text{C/N}}$: Curie-/Néel-Temperatur; AR(100°C): $\kappa_{\text{Aufheizk.}}/\kappa_{\text{Abkühlk.}}$ bei 100 °C; Gruppe: Probengruppierung anhand des $\kappa(T)$ -Kurvenverlaufs; MDF: „Median Destructive Field“; M_{res} : restliche Magnetisierung bei einem Feld von 160 mT; M_{rs} : bei ca. 90 mT erworbene remanente Magnetisierung; Magma Typ nach *Rhodes & Vollinger* (2004).

(SR0131-4.4) und der Probe mit den homogenen tmt (SR0132-5.3) dargestellt. SR0131-4.4 zeigt ein relativ hart magnetisches Abmagnetisierungsverhalten. Erst durch Anlegen höherer Wechselfelder wird die remanente Magnetisierung sukzessive zerstört, während SR0132-5.3 schon bei schwachen Magnetfeldern einen großen Teil der NRM verloren hat. Der MDF der Proben aus dem unteren Teil des Lavastroms besitzt daher deutlich niedrigere Werte als für die Proben aus dem oberen Teil. Die Grenze bei 274 mbsl unterteilt damit den Lavastrom in einen

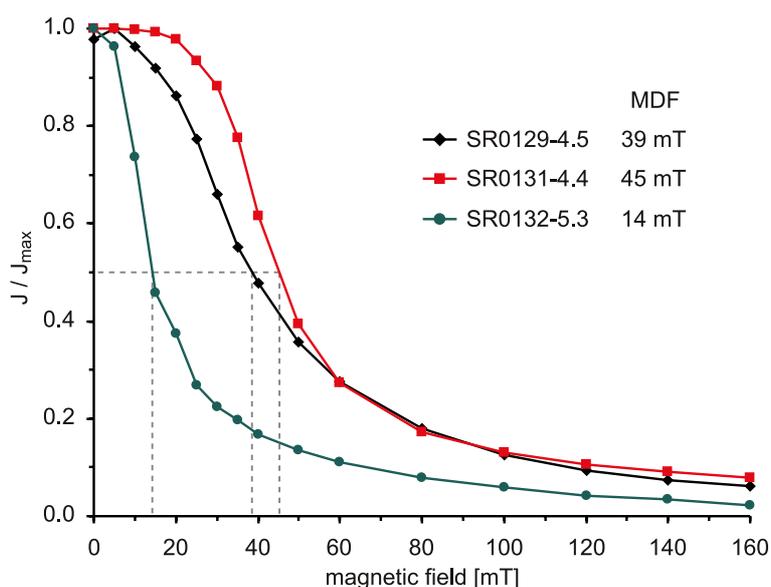


Abb. 4.52: Wechselfeld Abmagnetisierungsverhalten von Aalaven mit unterschiedlich stark oxidierten Fe-Ti Oxiden; alternating field demagnetization behavior of aa lava containing variously oxidized Fe-Ti oxides.

relativ langsam abgekühlten oberen Teil, in dem Subsolidus-Reaktionen ablaufen konnten (Entmischungsstrukturen, mt-naher tmt, hart magnetisch), und in einen unteren Teil, der aufgrund der homogenen Fe-Ti Oxide schneller abgekühlt sein muss (Ti-reicher tmt, weich magnetisch).

Die Probe SR0129-4.5 der unit 0047 stellt dabei einen Mischtyp zwischen SR0131-4.4 (oxidiert) und SR0132-5.3 (homogen) dar. Die $\kappa(T)$ -Kurve (Abb. 4.51e) zeigt sowohl den für Ti-reichen tmt typischen κ -Peak mit einer T_{C} von 136 °C, als auch einen kleinen κ -Peak bei ca. -160 °C, der

sehr wahrscheinlich mit der mt-nahen Phase (T_C bei 581 °C) assoziiert ist (siehe Kap. 4.1.4, *Senanayake & McElhinny*, 1981). Eine zusätzliche Curie-Temperatur bei 550 °C deutet möglicherweise auf einen tmt mit einer mt-nahen Zusammensetzung hin. Die Reversibilität der Kurve ist gut. Die anhand der Mikrosondendaten berechnete T_C von 119 °C passt dabei gut mit der anhand der $\kappa(T)$ -Kurven bestimmten überein (Tab. 4.18). Die Textur der Fe-Ti Oxide dieser Probe ist daher einerseits von homogenem tmt und andererseits tmt mit zahlreichen il-Lamellen gegeben (Abb. 4.51f). Einige kleinere Bereiche oder auch einzelne kleinere Körner sind aufgrund eines deutlich höheren Reflexionsvermögens wahrscheinlich sogar schon zu hm oxidiert (siehe Abb. 4.51f). Der Oxidationsgrad bewegt sich überwiegend zwischen C1 und C3 (nach *Haggerty*, 1976, 1991). Die Abmagnetisierungskurve liegt nicht exakt intermediär zwischen den beiden sogenannten Endglieder-Proben, das Verhalten ist als eher hart magnetisch zu bezeichnen (Abb. 4.52). Die remanente Magnetisierung der Probe wird daher überwiegend von den entmischten tmt-Körnern getragen, was einen relativ hohen MDF von 39 mT zur Folge hat.

Sekundäre Faktoren

Der obere Teil der unit 0049 ist trotz eines Opakphasenanteils von 8 % (SR0133-4.0) durch sehr niedrige Suszeptibilitäten gekennzeichnet (Abb. 4.50a). Allerdings zeigt dieser Teil des Lavastroms eine rötliche Färbung (siehe Kernfoto, Abb. 4.50a), die wahrscheinlich durch eine nachträgliche Hoch-Temperatur Oxidation bei der Platznahme durch den überlagernden Lavastrom (unit 0048) entstanden ist („baking“, siehe Kap. 4.2.1). Dadurch kam es einerseits zur Oxidation des tmt und andererseits zur Bildung von sehr feinkörnigem hm in der Matrix, was die rötliche Farbe hervorruft. Der tmt ist bei Korngrößen von 10 – 40 μm skelettförmig bis xenomorph ausgebildet, zeigt meist zahlreiche il-Lamellen und weist meist eine fleckige Textur auf (Abb. 4.53a). Dies entspricht dem Oxidationsgrad C4 (*Haggerty*, 1976, 1991). Die randlichen Bereiche der Körner besitzen oftmals eine hellere Farbe, was auf eine Oxidation des tmt zu hm hinweist. Die Temperaturabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität wird jedoch durch einen tmt mit einer sehr mt-nahen Zusammensetzung ($T_C = 573$ °C) dominiert (Abb. 4.53b). Eine Néel-Temperatur des hm oder des ebenfalls vorkommen-

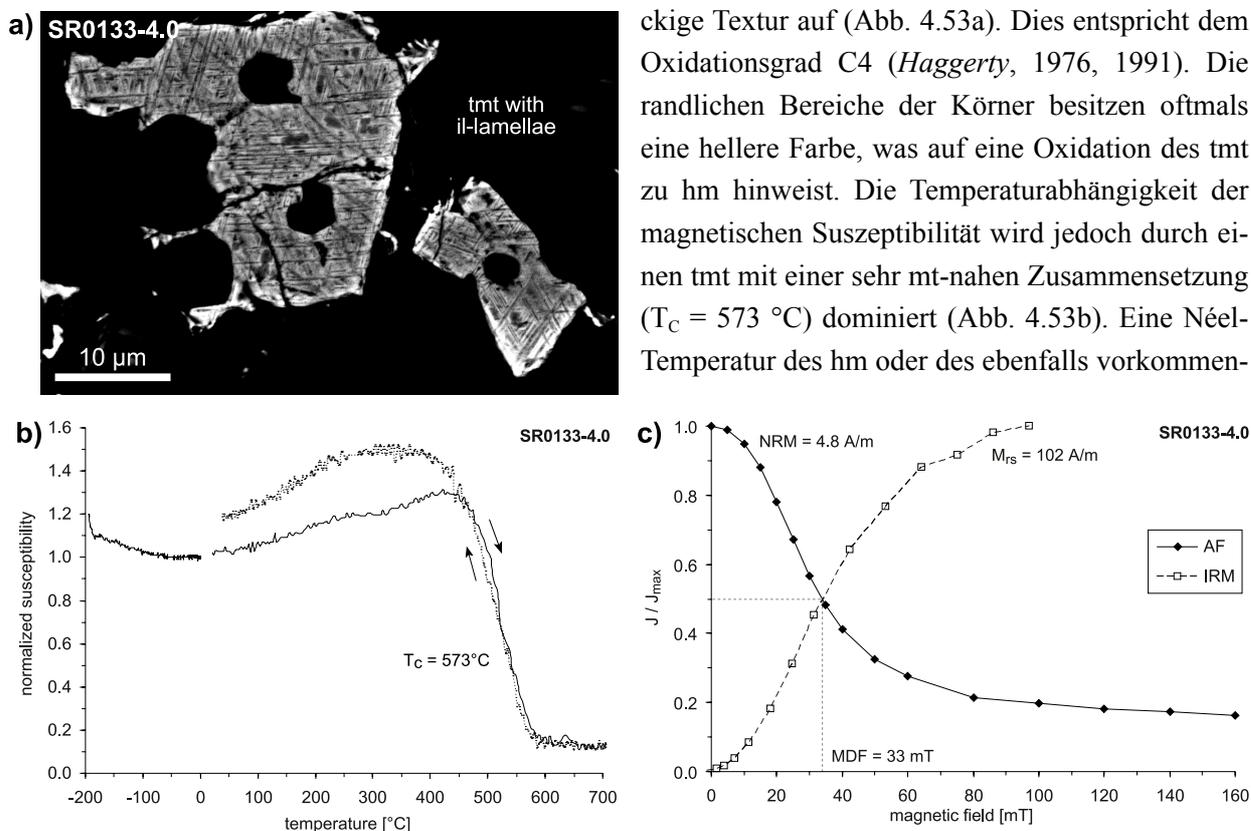


Abb. 4.53: BSE-Bild (a), $\kappa(T)$ -Kurve (b) sowie Ab- und Aufmagnetisierungsverhalten (c) der Probe SR0133-4.0, die aus dem obersten, rötlich gefärbten Bereich der unit 0049 stammt;
 BSE-image (a), $\kappa(T)$ -curve (b) and demagnetization behavior with IRM-acquisition (c) of sample SR0133-4.0, which is taken from the upper, red colored part of unit 0049.

den ilhm wurde nicht beobachtet. Der ilhm besitzt dabei eine relativ hm-reiche Zusammensetzung ($X_{hm} = 0.47$, siehe auch Tab. 4.18), wobei die 10 – 30 μm großen Körner einen länglichen bis skelettförmigen Habitus aufweisen. Die Anwesenheit des hm äußert sich jedoch im Ab- und Aufmagnetisierungsverhalten (Abb. 4.53c): SR0133-4.0 ist durch ein relativ hart magnetisches Verhalten gekennzeichnet, wobei der Großteil der NRM von tmt getragen wird. Die bei einem maximal erzeugbaren Feld von 160 mT verbleibende remanente Magnetisierung von 16 % ist wahrscheinlich dem hm zuzuschreiben.

Kombination aus primären und sekundären Prozessen

Die unit 0137 besitzt eine im Vergleich zu den Aalaven des Post-Schild Stadiums niedrigere Suszeptibilität (siehe Abb. 4.50b). Die magnetischen Eigenschaften der Gesteine im oberen Teil der Einheit werden dabei von oxidiertem tmt bestimmt (siehe Tabelle in Anhang B). Anhand des f_{hd} -Parameters lässt sich relativ einfach zwischen Proben mit mt-naher Zusammensetzung (niedrige Werte) und solchen mit Ti-reichem tmt (hohe Feldabhängigkeit) differenzieren. Die $\kappa(T)$ -Kurven der Proben aus diesem Bereich gehören der Gruppe 2 an (siehe Anhang E). Im Gegensatz dazu ist der zentrale Teil des Lavastroms von unit 0137 durch homogenen tmt gekennzeichnet, der wie auch der ilhm z.B. in SR0351-4.0, die aus diesem Bereich stammt, als homogene, überwiegend skelettförmige Körner, manchmal miteinander verwachsen, von ca. 10 – 200 μm Größe auftritt (Abb. 4.54a und b). Der tmt ist dabei teilweise zu tmgh umgewandelt, was sich aus der $\kappa(T)$ -Kurve ableiten lässt. Die Phase mit der T_C von 475 °C ist nicht mehr auf der Abkühlkurve zu sehen, was man als Inversion von tmgh zu einem Ti-reichen tmt, der zu der T_C bei 260 °C passt, interpretieren kann. Somit hat sich ähnlich wie bei *O'Reilly & Readman* (1971) beschrieben aus einem tmgh ein Ti-reicher tmt gebildet. Nach dem Modell von *O'Reilly & Readman* (1971) kann sich aus einem tmgh mit einer Curie-Temperatur von 475 °C zwar ein tmt bilden, dessen T_C sollte allerdings nicht wesentlich von der des tmgh verschieden sein. Beim tmgh handelt es sich jedoch im eigentlichen Sinn um einen tmt, der zum einen Fehlstellen im Kristallgitter besitzt und zum anderen einen höheren Fe^{3+} -Anteil aufweist. Unter der Annahme, dass es während der $\kappa(T)$ -Messung (in Argon) zur Ausheilung dieser Fehlstellen kommt, gekoppelt mit einer Reduktion des Fe^{3+} zu Fe^{2+} , könnte dadurch tmt mit einer reduzierten Fehlstellenanzahl und einer Fe^{3+} -ärmeren bzw. Fe^{2+} -reicherer Zusammensetzung gebildet werden, der eine T_C von 260 °C hat. Die Klärung dieses Lösungsansatzes bedarf jedoch weiterer Untersuchungen mit höher auflösenden Methoden (z.B. Raster- oder Transmissionselektronenmikroskopie). Die Messung der Feldabhängigkeit des für die $\kappa(T)$ -Messung benutzten Materials von SR0351-4.0 ergab ein mit 36.7 % deutlich höheren f_{hd} -Wert als für das frische Ausgangsmaterial (28.7 %). Dieser Vergleich wurde ebenfalls z.B. für die Probe SR0441-5.0, die einen ähnlichen $\kappa(T)$ -Kurvenverlauf aufweist (siehe Anhang E), durchgeführt: hier zeigt sich eine Erhöhung der Feldabhängigkeit von 6.7 % (vor der Messung) auf 16.0 % (nach der Messung in Argon-Atmosphäre). Dies deutet darauf hin, dass sich während der $\kappa(T)$ -Messung Ti-reicher tmt gebildet hat.

Das magnetische Verhalten von SR0352-8.4, die aus dem unteren Bereich der unit 0137 stammt, wird dagegen von oxidiertem (Hoch-Temperatur Oxidation) tmt bestimmt, der sich teilweise zu tmgh umgewandelt hat. Makroskopisch zeigt sich kein Unterschied zu SR0351-4.0, jedoch konnten anhand der Mikroskopie unterschiedlich stark oxidierte Fe-Ti Oxide festgestellt und einem Oxidationsgrad von C2 – C5 (*Haggerty*, 1976, 1991) zugeordnet werden (Abb. 4.54d). Die $\kappa(T)$ -Kurve besitzt daher einen größeren Anteil eines tmt mit mt-naher Zusammensetzung, der durch die T_C bei 520 bis 570 °C angezeigt wird (Abb. 4.54c), als bei SR0351-4.0. Der Einfluss der Maghemitisierung zeigt sich deutlich durch eine Verschiebung der T_C des Ti-reichen tmt ($T_C = 245$ °C) um ca. 60 ° zu tieferen Temperaturen hin und dem zusätzlichen Auftreten einer Phase mit $T_C = 320$ °C. Der Vergleich der Aufheiz- mit der Abkühlkurve lässt

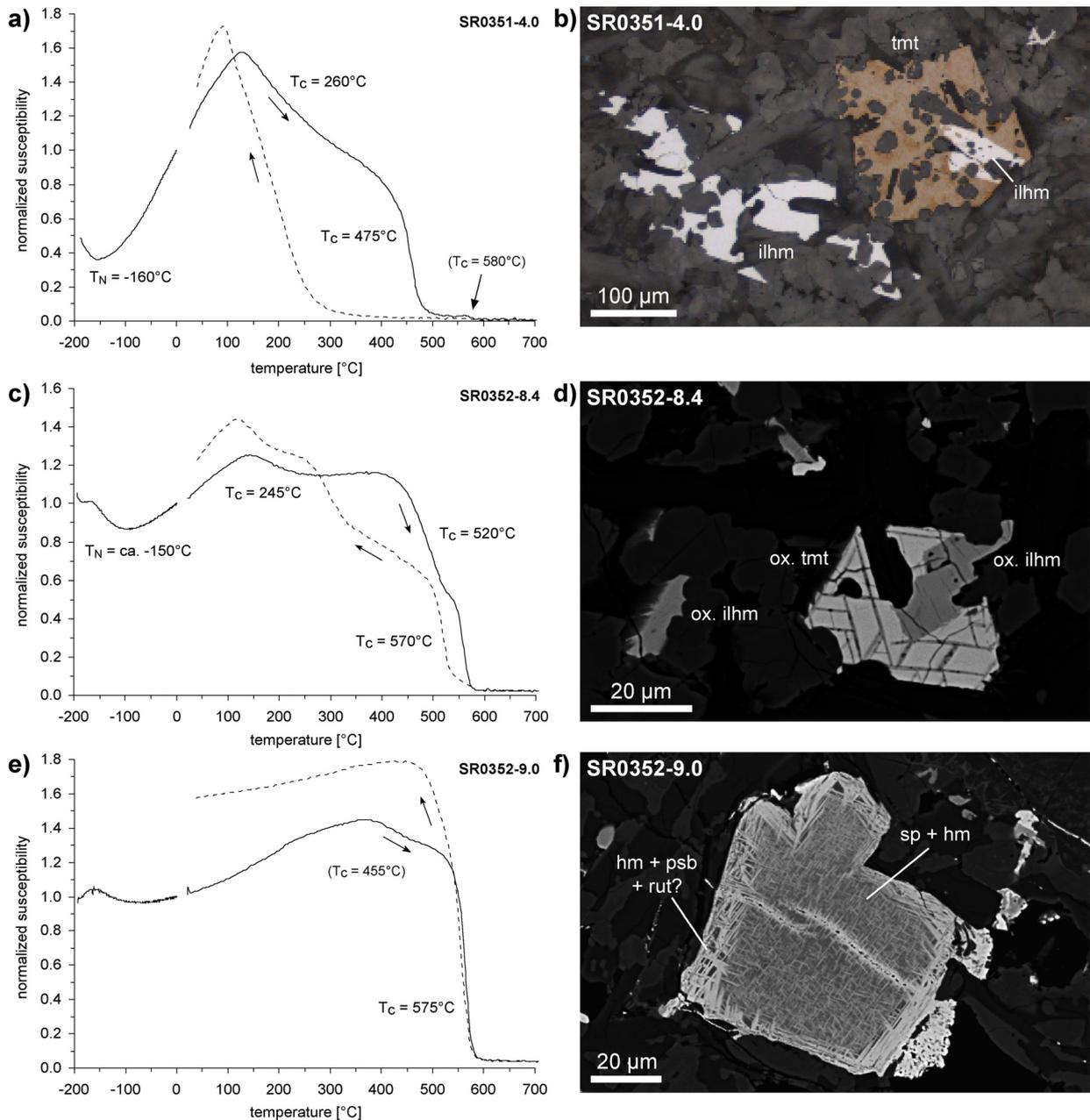


Abb. 4.54: $\kappa(T)$ -Kurven (a, c, e) und Textur der Fe-Ti Oxide (b: Auflicht mit Ferrofluid belegt und in Ölimmersion, d und f: BSE-Bilder) von drei unterschiedlich stark oxidierten Proben der unit 0137 (sp: Spinell, rut: Rutil);

$\kappa(T)$ -curves (a, c, e) and texture of Fe-Ti oxides (b: reflected light coated with ferrofluid and in oil immersion, d and f: BSE-images) of three samples from unit 0137 displaying different degree of oxidation (sp: spinel, rut: rutile).

einen geringeren Anteil der Phase mit $T_C = 570^\circ\text{C}$ beim Abkühlen erkennen. Möglicherweise handelt es sich daher bei dieser Phase um tmgh, der zum Teil zu einem tmt ($T_C = 320^\circ\text{C}$) durch Fehlstellen-Ausheilung + Reduktion invertiert ist.

Der Unterschied zwischen unterem und zentralen Teil des Lavastroms besteht dabei nicht nur in der Textur des Fe-Ti Oxide, sondern auch in deren Korngröße. SR0352-8.4 befindet sich ca. 60 cm von der Basis des Lavastroms entfernt und weist bei ähnlicher Kornform etwas kleinere Korngrößen auf (tmt: 20 – 60 μm , ilhm: 30 – 80 μm) als SR0351-4.0 (10 – 200 μm). Die Korngrößenunterschiede sprechen für eine etwas langsamere Abkühlung im zentralen Teil des Lavastroms, die jedoch nicht ausreichte, um Sub-solidus-Reaktionen ablaufen zu lassen, sodass sich Entmischungsstrukturen bilden können. Allerdings ist der Korngrößenunterschied auf die Fe-Ti Oxide beschränkt, die silikatischen Minerale weisen entlang des Lavastroms ähnliche Korngrößen auf. Daher scheint der Unterschied in der Abkühlungsgeschwindigkeit

zwischen Zentrum und Rand nur unwesentlich zu sein. Die in den Fe-Ti Oxiden beobachteten Oxidationsstrukturen sind daher wahrscheinlich eine Folge einer Erhöhung der Sauerstoff fugazität, nachdem die Kristallisation der Fe-Ti Oxide schon begonnen hatte. Nach *Toplis & Carroll* (1995), die experimentell Fe-Ti Oxid-Paragenesen in ferro-basaltischen Systemen untersucht haben, beträgt die Kristallisationstemperatur je nach fO_2 und Phase (tmt oder ilhm) 1080 - 1125 °C. D.h. die für die magnetischen Eigenschaften verantwortlichen Phasen bilden sich in der Kristallisationsabfolge nach dem Olivin (ca. 1170 °C), Plagioklas (ca. 1160 °C) und Ca-Klinopyroxen (ca. 1120 °C, *Toplis & Carroll*, 1995). Eine nachträgliche Erhöhung der Sauerstoff fugazität im Magma bzw. der Lava könnte z.B. von außen (durch z.B. Kontakt mit Luftsauerstoff) oder auch durch in der Schmelze gelöste Fluide erfolgen. Nach z.B. *Dunlop & Özdemir* (1997) können die Ränder und das Zentrum von Lavaströmen durch ihre eigenen beinhaltenden Fluide oxidiert werden. *Rhodes & Vollinger* (eingereicht) haben darüber hinaus die Sauerstoff fugazität von subaerischen Laven des Mauna Loa (Eruption von 1984) untersucht und Werte ermittelt, die zum Teil deutlich unter den bisher angenommenen (ca. QFM) liegen. Dabei hat sich gezeigt, dass Laven in größerer Entfernung von der Ausbruchsstelle höhere fO_2 besitzen als solche nahe an der Ausbruchsstelle. D.h. mit steigendem Abstand zum Extrusionsort bzw. je länger der Eruptionszeitpunkt zurück liegt, desto stärker sind die Laven oxidiert. Die Autoren führen dies einerseits auf den Kontakt mit Luftsauerstoff und andererseits auf die von *Christie et al.* (1986) für Pillowlaven an Mittelozeanischen Rücken beschriebene Spaltung von Wasser zurück (erstmalig beschrieben von *Sato & Wright*, 1966), wobei H_2 wegen der höheren Diffusionsrate (*Lee & Fry*, 1966) dem System verloren geht oder auch lokal zu Reduktion führen kann, während O_2 eine posteruptive Erhöhung der Sauerstoff fugazität im Magma hervorruft (siehe auch z.B. *Sato*, 1978). Die Oxidation der Fe-Ti Oxide im unteren Teil des Lavaströms ist daher wahrscheinlich auf eine nachträgliche Erhöhung der Sauerstoff fugazität zurückzuführen, während der zentrale Teil durch konstante fO_2 gekennzeichnet ist.

In geringerem Abstand zur Basis des Lavaströms (ca. 40 cm, SR0352-9.0) sind etwas kleinere Korngrößen (tmt: 10 – 60 μm , ilhm: 10 – 60 μm) zu beobachten. Zusätzlich zeigt sich ein noch stärkerer Einfluss der Hoch-Temperatur Oxidation, die sich bei einem Oxidationsgrad von C4 – C7 (*Haggerty*, 1976, 1991) u.a. durch eine rötliche Farbe der Probe (Abb. 4.54e), die auf hm zurückzuführen ist, äußert. Die starke Oxidation wird darüber hinaus dadurch deutlich, dass sogar csp umgewandelt wurde (Abb. 4.54f): der Kern besteht aus Spinell mit Hämatit-Lamellen; der Rand, bei dem es sich ursprünglich wahrscheinlich um tmt gehandelt hat, ist zu Hämatit + Pseudobrookit \pm Rutil oxidiert worden. Eine solche Oxidation eines csp wurde nur in dieser Probe beobachtet, jedoch sind die einzelnen Mineralbereiche, die sich bei der Oxidation gebildet haben, zu klein, um deren Zusammensetzung mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde messen zu können. Die beobachteten Texturen passen jedoch gut zu den von *Haggerty* (1991) beschriebenen. Der $\kappa(T)$ -Kurvenverlauf ist dem der Gruppe 2 zuzuordnen. Neben der T_C bei 575 °C, die auf einen tmt mit mt-naher Zusammensetzung zurückzuführen ist, lässt sich noch eine weitere bei 455 °C bestimmen, die allerdings auf der Abkühlkurve nicht mehr zu beobachten ist. Daher könnte es sich bei dieser Phase um tmgh handeln, der nach *O'Reilly & Readman* (1971) zu einem mt invertiert. Dies hat eine deutlich höhere Suszeptibilität der Abkühlkurve zur Folge, weshalb die Reversibilität der Kurve eher als mäßig zu bezeichnen ist.

Der in den Randbereichen eines Lavaströms auftretende tmt sollte im Vergleich zum zentralen Teil wegen der schnelleren Abkühlung kleinere Korngrößen und eher skelettartige Kornformen aufweisen. SR0352-9.0 zeigt dagegen Texturen, wie sie auch in den zentralen Bereichen des Lavaströms vorkommen. Am Beispiel von SR0443-6.5, die aus einer vesikelreichen Zone ca. 40 cm oberhalb der Basis von unit 0166 aus dem tieferen Bereich des Bohrprofils (ca. 1056 – 1067 mbsl) stammt, wird jedoch deutlich,

dass Aalaven z.T. ähnliche tmt-Texturen aufweisen können wie sie für schnell abgeschreckte Laven typisch sind (z.B. submarine Gesteine wie Pillows, vgl. Abb. 4.12b und d). Die Kornformen sind auch vergleichbar mit denen von SR0133-4.0 oder solchen der Pahoehoelaven (siehe Abb. 4.47b) und werden von skelett- und kreuzförmigen, oxidierten Körnern von bis zu 60 μm Größe dargestellt (siehe Abb. 4.55b). Überwiegend kommen allerdings länglich ausgebildete, dünne Aggregate von bis zu 220 μm Länge vor, bei denen es sich wahrscheinlich um ilhm mit einer hm-reichen Zusammensetzung handelt. Die meisten Körner weisen Oxidationsstrukturen auf, die rötliche Farbe der Probe wird dabei von in der Matrix befindlichem, fein verteilten hm hervorgerufen. Die schlechte Irreversibilität der $\kappa(T)$ -Kurve (Abb. 4.55a) ist auf die Umwandlung des hm zu mt durch Reduktion zurückzuführen (J. Just, pers. Mitt.), was u.a. durch deutlich höhere Suszeptibilitäten der Abkühlkurve angezeigt wird. Möglicherweise könnten die Umwandlungen auch teilweise auf tmgh zurückzuführen sein, der zu mt invertiert. Diese für Aalaven eher untypischen Kornformen deuten auf eine relativ schnelle Abkühlung hin, was zu der Position innerhalb der Basisbrekzie des Lavastroms und zu dem geringen Abstand (wenige Zentimeter) der Probe zu einer Abschreckungskruste passt. Vergleicht man die Texturen dieser Probe mit den von *Hammer et al.* (2003) beschriebenen aus Laborversuchen, lässt sich eine Abkühlungsrate von etwas schneller als ca. 19 $^{\circ}\text{C}/\text{h}$ ableiten.

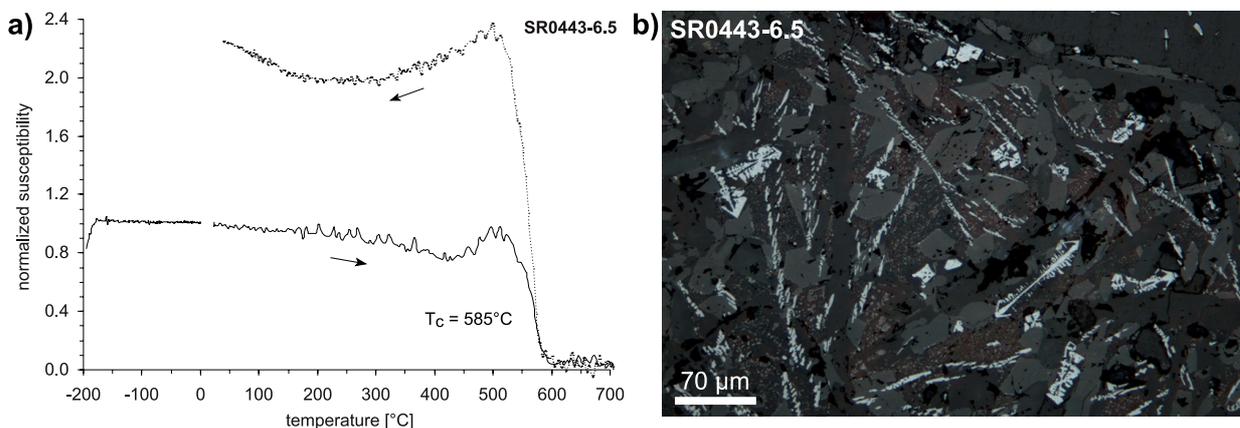


Abb. 4.55: $\kappa(T)$ -Kurve (a) und Textur der Fe-Ti Oxide (d, in Aufsicht) einer stark oxidierten Aalava ca. 40 cm oberhalb der Basis des Lavastroms entfernt;

$\kappa(T)$ -curve (a) and texture of Fe-Ti oxides (d: in reflected light) for strongly oxidized aa lava ca. 40 cm above the lava flow base.

Die unterschiedlichen Korngrößen und Oxidationsgrade der drei Proben von unit 0137 spiegeln sich dabei gut im Abmagnetisierungsverhalten der NRM wider. Die Probe nahe der Basis des Lavastroms (SR0352-9.0) besitzt den höchsten MDF (77 mT) und die größte Restmagnetisierung (27 %), was sich auf die Oxidation bis hin zur hm-Bildung zurückführen lässt (vgl. Tab. 4.19). Dagegen ist die Probe aus dem Zentrum (SR0351-4.0) durch ein weich magnetisches Verhalten mit relativ niedrigem MDF (10 mT) und Restmagnetisierung (1 %) gekennzeichnet. Der Opakphasenanteil bleibt dabei innerhalb des Lavastroms mit 7.5 bis 9.5 % relativ konstant. Die gesteinsmagnetischen Eigenschaften entlang des Lavastroms sind daher auf die unterschiedlichen Oxidationsgrade der Fe-Ti Oxide zurückzuführen. Die magnetische Suszeptibilität und die Feldabhängigkeit von κ zeigen von Zentrum (homogen) zum Rand (oxidiert) hin abnehmende Werte, während MDF und M_{res} ansteigen. Alle Proben dieses Lavastroms zeigen dabei unabhängig von der Position (Zentrum oder Rand) den Einfluss der Niedrig-Temperatur Oxidation.

Exemplarisch für die Proben aus dem oberen Bereich der unit 0137 ist die $\kappa(T)$ -Kurve von SR0350-3.4 dargestellt (Abb. 4.56a). Diese stammt aus dem Übergangsbereich vom oberen, alterierten Teil des Lavastroms zum relativ frischen und massigen Zentrum (Abb. 4.50b). Es treten in allen Proben dieses Bereichs durchgängig zwei Curie-Temperaturen auf, die zwischen 310 und 575 $^{\circ}\text{C}$ liegen. Die Reversibi-

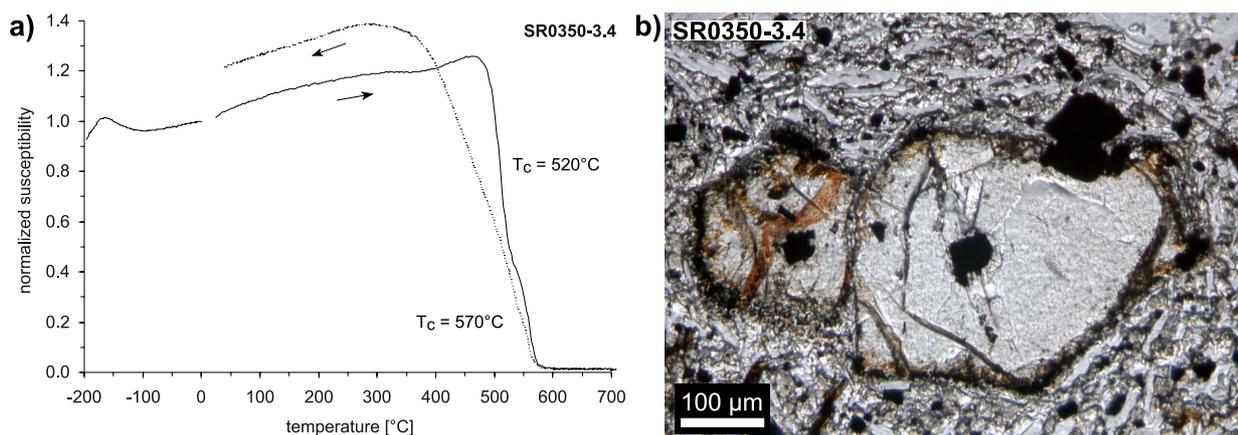


Abb. 4.56: $\kappa(T)$ -Kurve (a) und Dünnschliffphotos in Durchlicht (b) und Aufsicht (c) der Probe SR0350-3.4, die den untersten Bereich der alterierten Zone von unit 0137 markiert (plag: Plagioklas, ol: Olivin);

$\kappa(T)$ -curve (a) and thin section images in transmitted (b) and reflected light (c) of sample SR0350-3.4, which marks the lowest part of the altered zone in unit 0137 (plag: plagioclase, ol: olivine).

lität ist relativ gut bis mäßig, wobei die Abkühlkurve höhere Suszeptibilitäten aufweist. Dies könnte ein Hinweis auf Inversion von tmgh sein, was in Anbetracht der Lage der Proben in dem alterierten oberen Bereich des Lavastroms wahrscheinlich erscheint. Die verschiedenen T_c sind daher zum einen auf tmt mit unterschiedlicher Zusammensetzung und zum anderen unterschiedlich stark maghemitisierten tmt zurückzuführen. Ein wichtiges Merkmal dieser Probe ist jedoch eine symplektitische Phase, die im Randbereich von Olivin auftritt, was sich beim Vergleich des Durchlicht- mit dem Aufsichtfoto gut beobachten lässt (Abb. 4.56b und c). Dabei handelt es sich wahrscheinlich um mt (siehe z.B. *Haggerty*, 1991, S. 182), der durch die Alteration des Olivins entstanden ist. Bei der Umwandlung des Olivins könnte es sich um Iddingsitisierung handeln, die unter hydrothermalen Bedingungen vom Rand her und entlang von Spaltrissen stattfindet und durch eine gelbbraune bis braunrote Verfärbung gekennzeichnet ist. Dieser neu gebildete Magnetit führt dabei zu einer Erhöhung der Suszeptibilität und Magnetisierung, was die im Vergleich zu den anderen Proben der unit 0137 relativ hohen κ -Werte von SR0350-3.4 erklärt. Als zusätzliche Phasen wurden csp und unterschiedlich stark oxidiertes tmt und ilhm beobachtet.

Zusammenhang mit der Genese der Lavaströme

Für die ca. 13 m mächtige unit 0137 ergibt sich somit folgender Aufbau: im Zentrum homogene Fe-Ti Oxide, während zu den Rändern hin (sowohl nach oben als auch nach unten) der Einfluss der Hoch-Temperatur Oxidation zunimmt. Im Vergleich dazu zeigt die unit 0048 (ca. 9 m mächtig) einen davon abweichenden Aufbau, der im zentralen bis oberen Teil durch Entmischungen gekennzeichnet ist, während im unteren Teil des Lavastroms homogene Fe-Ti Oxide vorkommen. Nach z.B. *Grommé et al.* (1969) führt langsame Abkühlung einer Lava aufgrund von Hoch-Temperatur Oxidation bzw. Subsolidus-Reaktionen zur Bildung von il-Lamellen in tmt, der dadurch eine mt-nahe Zusammensetzung erhält (siehe auch Kap. 1.4). Laven, die von höheren Temperaturen abgeschreckt wurden, besitzen dagegen homogenen tmt mit einer Ti-reichen Zusammensetzung. Die unit 0048 scheint daher als durchgängige Einheit abgekühlt und

verfestigt zu sein, wobei der zentrale Teil wegen der Subsolidus-Reaktionen langsamer abkühlte. Dieser Unterschied in der Abkühlungsgeschichte kann allerdings nicht durch die Korngrößen weder der Silikatminerale noch der Fe-Ti Oxide bestätigt werden. Vielmehr zeigen sich in den Proben aus dem unteren Teil leicht größere Körner. Der höhere Opakphasenanteil und die etwas kleineren Korngrößen im Zentrum könnten allerdings aus einer stärkeren Unterkühlung der Lava im Vergleich zum unteren Teil hervorgegangen sein, sodass aufgrund der dadurch bedingten höheren Nukleationsrate das Kristallwachstum durch benachbarte Kristalle stärker begrenzt wurde (vgl. Abb. 3.15). Die Unterschiede im Korngrößenspektrum der Proben von unit 0137 (zum unteren Rand des Lavastroms hin besitzen die Fe-Ti Oxide kleinere Korngrößen) scheinen dagegen auf eine etwas schnellere Abkühlung im Randbereich hinzuweisen. Der zentrale Teil ist durch homogene Fe-Ti Oxide gekennzeichnet und zeigt daher keine Anzeichen von Subsolidus-Reaktionen. Möglicherweise kam es, während die Randbereiche des Lavastroms abkühlten und verfestigten, noch im Zentrum zu Nachschub frischen Magmas, sodass die unit 0137 nicht kontinuierlich als ganze Einheit abkühlte, sondern der zentrale Teil etwas später, wobei die Abkühlungsrate hoch genug war, um Subsolidus-Reaktionen zu vermeiden und homogene Phasen zu erhalten. Die neuen Magmenpulse im inneren Teil des Lavastroms könnten dabei den unteren Teil nachträglich etwas aufgeheizt haben, was zur Oxidation der Phasen führte. Daher ist neben der durch in der Lava enthaltenen Fluide ausgelöste Erhöhung der Sauerstoff fugazität auch eine nachträgliche Aufheizung durch spätere Magmenschübe als Ursache der Oxidation denkbar.

Zusammenfassung - Aalava

Generell besitzen Aalaven hohe Suszeptibilitäten, die aus einem relativ hohen Opakphasenanteil von bis zu 15 % resultieren. Hierzu konnte u.a. in Kapitel 3.3 gezeigt werden, dass die Magmenzusammensetzung und der Abschreckungsgrad wichtige Faktoren sind. Die für Aalaven anhand des Geothermometers von *Ghiorso & Sack* (1991) bestimmten fO_2 und Temperaturen ergaben für beide Parameter relativ niedrige Werte (Tab. 4.20). Im Vergleich mit den anderen Lithologien besitzen Aalaven dabei die niedrigsten fO_2 . Nach Abbildung 4.9 haben niedrige Sauerstoff fugazitäten einen sehr hohen tmt-Anteil in Relation zum ilhm-Anteil zur Folge. Damit wirkt sich neben der Magmenzusammensetzung und dem Grad der Unterkühlung die Sauerstoff fugazität entscheidend auf den tmt-Anteil und damit die magnetische Suszeptibilität aus. Der tmt müsste dann zwar eine relativ Ti-reiche Zusammensetzung aufweisen, dies kann jedoch durch die im Vergleich zu den submarinen Einheiten langsamere Abkühlung bzw. mit der Bildung bei niedrigeren Temperaturen verbundenen mt-reicheren Zusammensetzung ausgeglichen werden. Die il-nahe Zusammensetzung des ilhm in den Aalaven stimmt dabei gut sowohl mit einer Kristallisation bei niedriger fO_2 als auch niedrigeren Temperaturen überein (siehe Abb. 4.9). SR0101-7.0 und SR0102-1.3 gehören zu den Aalaven des Mauna Loa und besitzen aufgrund der Magmenzusammensetzung (höheres Fe_{tot}/Ti -Verhältnis) bei einem relativ hohen Opakphasenanteil von 12 bzw. 7.5 % niedrigere κ -Werte (ca. 36 bzw. $10 \cdot 10^{-3}$ SI). Ein wichtiger Unterschied zu SR0132-5.3 ist jedoch die höhere Sauerstoff fugazität, die einen verglichen mit SR0132-5.3 höheren ilhm-Anteil zur Folge hat. Für eine quantitative Betrachtung ist allerdings zu beachten, dass eine Änderung des Ti- und/oder Fe-Gehaltes in der Ausgangszusammensetzung der Mauna Loa Laven verglichen mit denen des Mauna Kea eine Verschiebung des relativen Anteils von ilhm und tmt zur Folge hat (siehe Kap. 4.1.1). Dies kann dem Effekt der unterschiedlichen Sauerstoff fugazitäten entgegenwirken. Für eine quantitative Abschätzung am

Tab. 4.20: Anhand des Geothermometers von *Ghiorso & Sack* (1991) bestimmte Sauerstoff fugazität und Temperatur.

	Temperatur [°C]	ΔQFM [$\log fO_2$]
SR0101-7.0	865	-0.45
SR0102-1.3	900	-0.50
SR0132-5.3	780 bis 820	-1.40 bis -1.12

vorliegenden Probenmaterial stehen jedoch nicht die dafür nötigen Daten zur Verfügung.

In Anbetracht der hohen Suszeptibilitäten sind die NRM-Intensitäten niedrig. Dies ist allerdings auf die größeren Korngrößen (höhere κ -, aber niedrigere NRM-Werte), die sich aufgrund der relativ langsamen Abkühlung bilden können, zurückzuführen. Im Zuge der langsamen Abkühlung können jedoch Sub-solidus-Reaktionen ablaufen, was eine Reduzierung der magnetisch wirksamen Korngröße bewirkt und in einem hart magnetischen Verhalten mündet. Der f_{Hd} -Parameter eignet sich daher sehr gut, um oxidierte Aalaven (niedrige Werte) von solchen mit homogenem Ti-reichen tmt (hohe Werte) zu unterscheiden. Der Einfluss der Maghemitisierung auf die magnetischen Eigenschaften konnte nicht eindeutig geklärt werden, da entlang eines Lavastroms Veränderungen auftreten, die schon primär während der Kristallisation der Phasen entstehen können und nicht durch eine später stattfindende Niedrig-Temperatur Oxidation hervorgerufen werden müssen.

Der Unterschied zu den Pahoehoelaven besteht im Wesentlichen in dem stärker magnetischen Verhalten (höhere κ - und NRM-Werte) der Aalaven, wobei der Oxidationsgrad der Fe-Ti Oxide meist geringer ist. Das Verhältnis des tmt-Anteils zu dem des ilhm hat sich bei den Aalaven zugunsten des tmt verschoben, darüber hinaus weisen die Körner unterschiedliche Texturen auf (in Pahoehoe sind meist kreuz- und skelettförmige bis dendritische Körner zu beobachten; siehe Kap. 4.2 und Kap. 4.2.1). Ein wichtiges Kriterium bezüglich des Oxidationsgrades ist die Genese der Gesteine. In Pahoehoelaven treten aufgrund von Übereinanderfließen und/oder Inflation mehrerer Lavaströme von geringer Mächtigkeit und der dabei ablaufenden Hoch-Temperatur Oxidation hm-reiche ilhm und sogar psb auf. Aalaven zeigen dagegen eine Zonierung entlang des Lavastroms: die Bereiche direkt an der Basis und der obere Teil sind oxidiert, während im zentralen und unteren Teil homogene Fe-Ti Oxide dominieren. Nachträglich kann es dabei zur Maghemitisierung kommen, deren Grad zur Basis des Lavastroms hin zuzunehmen scheint. Die Oxidationsprozesse können dabei sowohl zu einer Erhöhung der Suszeptibilität (Bildung von symplektitischem Magnetit) als auch zu niedrigeren Suszeptibilitäten (Oxidation zu hm oder tmgh) führen.

4.2.3 Transitional

Transitionallaven können nicht eindeutig dem Pahoehoe- oder Aatyp zugeordnet werden. Sie treten nur vereinzelt im Bohrprofil auf und stellen ca. 10 % der subaerischen Gesteine sowohl des Mauna Loa als auch des Mauna Kea dar. Allerdings sind die Übergänge ML-MK und subaerisch-submarin durch Transitionallaven gekennzeichnet. Daher scheinen sie nicht nur ein intermediärer Typ zwischen Aa und Pahoehoe zu sein, sondern sind möglicherweise auch mit Veränderungen des vulkanischen Entwicklungsstadiums assoziiert. Jedoch zeigen sich im Falle des Mauna Kea beim Übergang vom Schildaufbau zum Post-Schild Stadium (unit 0063-65) keine Transitionallaven, dieser Bereich wird von Pahoehoe- und Aalaven, sowie einer Aschenlage dargestellt. Jedenfalls weisen Transitionallaven verglichen mit Aa- und Pahoehoelaven intermediäre Werte für die magnetische Suszeptibilität, die Mächtigkeit (interne Fließgrenzen berücksichtigt) und für den Olivin- und Vesikelanteil auf (siehe Tab. 3.1 und 4.1). In Tabelle 4.21 sind die gesteinsmagnetischen Eigenschaften einiger Transitionallaven aufgelistet. Die Suszeptibilität und NRM-Intensität besitzt überwiegend mittlere Werte, wobei das magnetische Verhalten wahrscheinlich zum größten Teil auf oxidierte Fe-Ti Oxide zurückzuführen ist (nur Gruppe 2 oder 3 bzw. Mischtypen und relativ hoher MDF).

Tab. 4.21: Gesteinsmagnetische Eigenschaften von Transitionallaven.

Probe	unit	Tiefe [mbsl]	NRM [A/m]	$\kappa_{30 \text{ A/m}}$ [10^{-3} SI]	f_{Hd} [%]	Q	$T_{C/N}$ [°C]	AR (100°C)	Gruppe	MDF [mT]	M_{res} [%]	M_{rs} (IRM) [A/m]	Magma Typ
SR0101-3.0	29	187.5	2.9	6.9	0.1	15.0	520 / 590	1.02	3	44	8	>229	ML
SR0119-10.8	40	241.7	2.5	9.7	3.0	9.2	518 / 564	1.04	3	20	4	>190	ML
SR0121-10.4	42	248.0	-	17.1	11.4	-	170 / 570	1.16	2/1a	29	20	-	MK-PS
SR0444-4.8	168	1068.7	-	-	0.9	-	-60 / 585	0.88	3	-	-	-	MK-1
SR0446-2.0	168	1073.6	6.3	11.6	1.5	19.5	-68 / 518 / 578	0.71	3	28	10	212	MK-1
SR0447-2.5	168	1077.1	5.2	26.2	3.1	7.1	-80 / 45 / 522 / 575	0.76	2/3	29	16	>188	MK-1

NRM: natürlich remanente Magnetisierung; $\kappa_{(30 \text{ A/m})}$: magnetische Suszeptibilität, gemessen bei 30 A/m; f_{Hd} : Feldabhängigkeit von κ (bei 30 und 300 A/m); Q: Königsberger Faktor; $T_{C/N}$: Curie-/Néel-Temperatur; AR(100°C): $\kappa_{\text{Aufheizk.}}/\kappa_{\text{Abkühlk.}}$ bei 100 °C; Gruppe: Probengruppierung anhand des $\kappa(T)$ -Kurvenverlaufs; MDF: „Median Destructive Field“; M_{res} : restliche Magnetisierung bei einem Feld von 160 mT; M_{rs} : bei ca. 90 mT erworbene remanente Magnetisierung; Magma Typ nach Rhodes & Vollinger (2004).

Die Suszeptibilitätsprofile von Transitionallaven sind durch konstante bis streuende Werte gekennzeichnet. Abbildung 4.57 zeigt Beispiele aus dem Übergangsbereich subaerisch-submarin. Die unit 0168 besitzt dabei mit ca. 12 m eine hohe Mächtigkeit, allerdings wurden in dieser Einheit neun interne Fließgrenzen beobachtet. Dieser Transitionallavastrom weist daher einen relativ heterogenen Aufbau auf, der durch zerbrochene, teilweise gebackene Zonen („rubble zones“) und massige Bereiche mit unterschied-

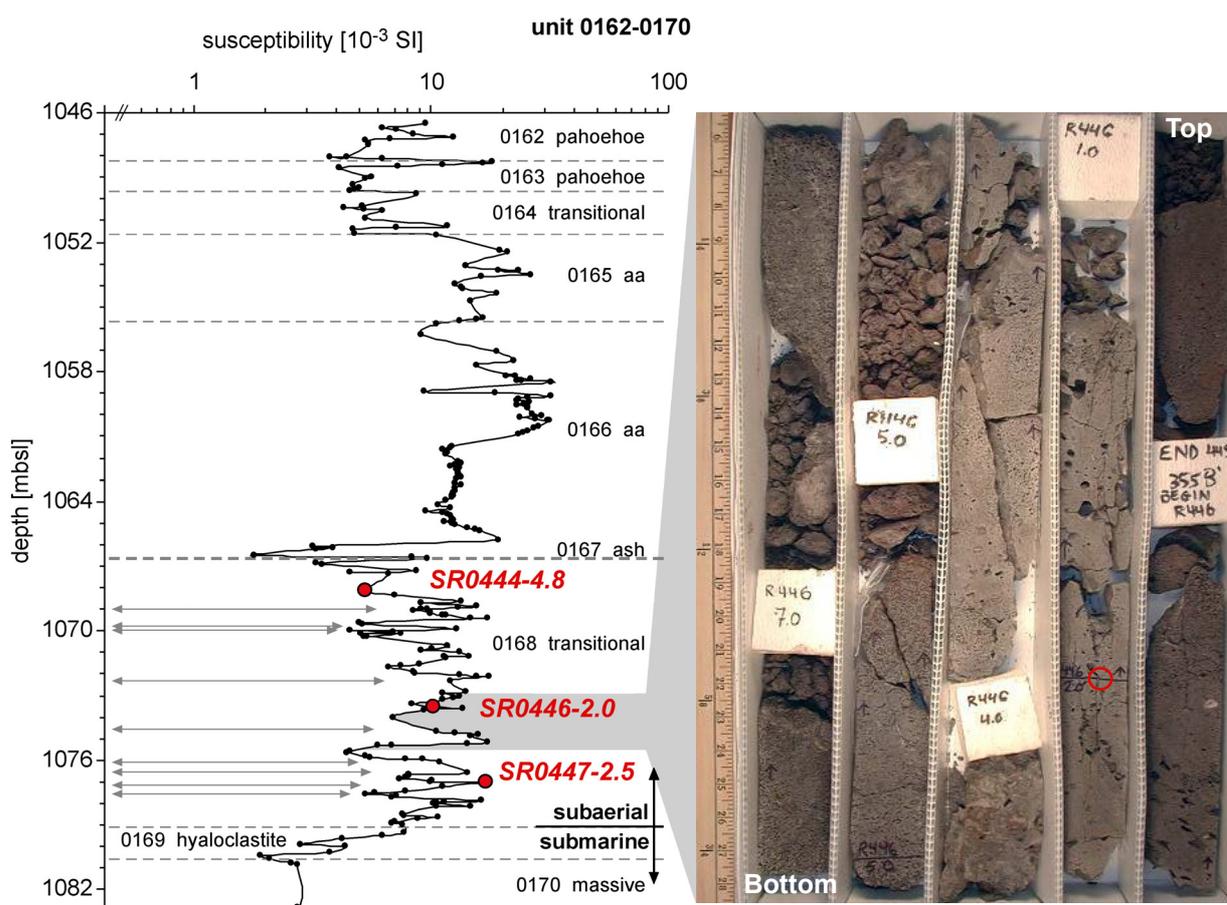
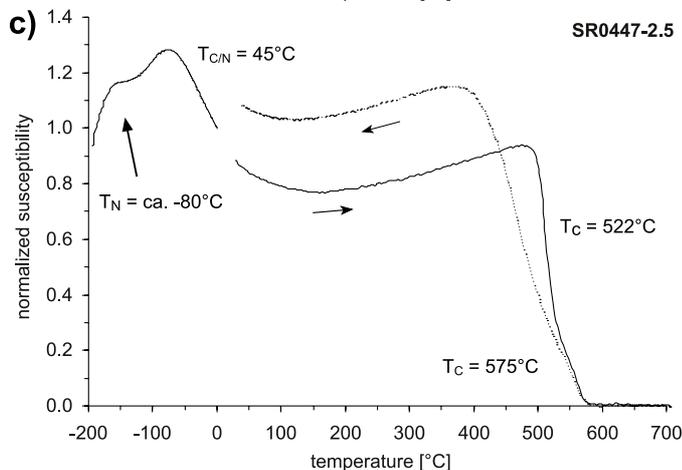
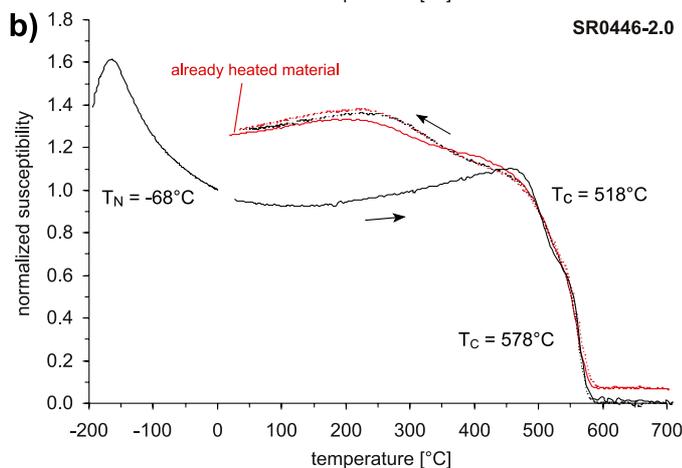
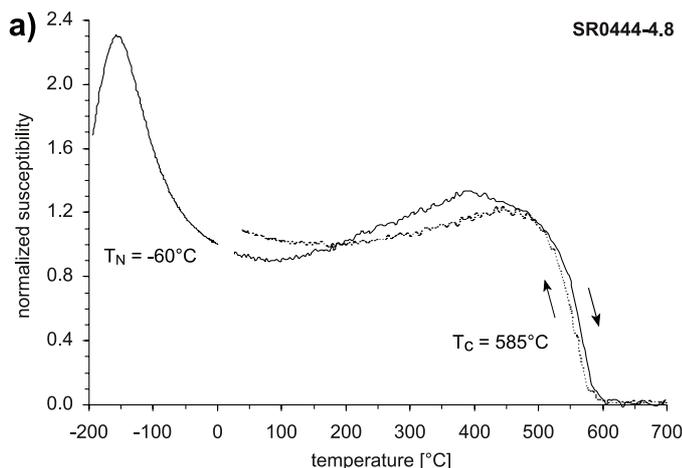


Abb. 4.57: Suszeptibilitätsprofil aus dem Übergangsbereich subaerisch-submarin (die grauen Pfeile kennzeichnen die bei der Bohrkernaufnahme beobachteten internen Fließgrenzen); das Foto der Kernbox aus einem zentralen Teilbereich der unit 0168 verdeutlicht den heterogenen Aufbau (Wechsel von zerbrochenen mit massigen Zonen unterschiedlicher Vesikularität) dieses Transitional-Lavastroms;

susceptibility profile from the subaerial-submarine transition zone (according to core descriptions (http://www.icdp-online.de/sites/hawaii/tpl/tpl_dis_litho_sum_rep.htm) the grey arrows indicate internal flow boundaries); the core box image from the central part of unit 0168 illustrates the heterogeneous structure (change of rubble zones with massive parts, which possess different vesicularities) of this transitional lava flow.

licher Vesikularität (2 – 35 %) gekennzeichnet ist. Das Foto der Kernbox in Abbildung 4.57 zeigt einen Teilbereich dieser unit. Die streuenden κ -Werte reflektieren dabei den heterogenen Aufbau. Diese Einheit setzt sich daher wahrscheinlich aus mehreren Lavaströmen zusammen.

Die Probe SR0444-4.8 stammt aus dem gebackenen, oberen Teil der unit 0168, der durch relativ niedrige Suszeptibilitäten gekennzeichnet ist. Die $\kappa(T)$ -Kurve deutet auf eine Dominanz eines Ti-reichen ilhm mit einer Néel-Temperatur von -60°C hin, was durch den ausgeprägten κ -Peak bei ca. -155°C angezeigt wird (Abb. 4.58a). Die Curie-Temperatur von 585°C ist wahrscheinlich auf mt zurückzuführen. Die stärker magnetischen Proben aus dem zentralen und unteren Bereich des Lavaströms (SR0446-2.0 und SR0447-2.5) zeigen ähnliche T_N und T_C (siehe Abb. 4.58b und c), wobei die zusätzlichen T_C bei 518°C



und 522°C wahrscheinlich auf einen tmt mit einer mt-nahen Zusammensetzung hinweisen. Darüber hinaus tritt bei SR0447-2.5 eine weitere $T_{C/N}$ bei 45°C auf, die möglicherweise auf einen Ti-reichen tmt oder aber auch ilhm zurückzuführen sein könnte. Die Reversibilität der $\kappa(T)$ -Kurven reicht von gut bis mäßig, was auf nur geringe Umwandlungen während der Messung hindeutet. Es könnte sich dabei um tmgh handeln, der wie in Kap. 4.2.2 beschrieben durch Ausheilung/Reduktion zu einem tmt invertiert. Zu diesem tmgh gehört wahrscheinlich die T_C von 518°C bzw. 522°C , da diese Phase auf der Abkühlkurve nicht mehr so deutlich zu erkennen ist. Bei dem Umwandlungsprodukt handelt es sich jedenfalls um eine stabile Phase, da eine erneute Messung von schon einmal aufgeheiztem Material parallel der Abkühlkurve der ersten Messung verläuft (für SR0446-2.0 durchgeführt, siehe Abb. 4.58b). Die Feldabhängigkeit des schon einmal gemessenen Materials beträgt 2.7 %, was im Vergleich zu 1.5 % für das frische Ausgangsmaterial einen leicht höheren Wert darstellt. Daher muss sich als Umwandlungsprodukt während der $\kappa(T)$ -Messung eine Phase gebildet haben oder die Zusammensetzung einer Phase muss sich geändert haben, sodass es zu einer Erhöhung der f_{Hd} der Probe kommt. Außer für Titanomagnetit wurde feldabhängiges Verhalten der magnetischen Suszeptibilität für Pyrrhotin beschrieben (siehe Kap. 2.1). Dieser zeigt jedoch einen $\kappa(T)$ -Kurvenverlauf, der nicht mit den beobachteten übereinstimmt, weshalb die Bildung von tmt oder eine Verän-

Abb. 4.58: $\kappa(T)$ -Kurven der Transitionallava-Proben von unit 0168;

$\kappa(T)$ -curves of transitional lava samples from unit 0168.

derung der tmt-Zusammensetzung sehr wahrscheinlich ist.

Anhand der mineralchemischen Daten von SR0446-2.0 konnte für tmt eine mt-Komponente von 0.56 bestimmt werden. Diese tmt-Zusammensetzung entspricht einer T_C von 258 °C (nach Clark, 1997). Die T_C eines solchen tmt ist jedoch nicht bei der Aufheizkurve zu finden. Die Abkühlkurve zeigt zwar eine zusätzliche Phase, dessen T_C von ca. 370 °C liegt jedoch deutlich höher. Darüber hinaus wurde ilhm mit sowohl il-naher ($X_{hm} = 0.09$) als auch hm-naher ($X_{hm} = 0.88$) Zusammensetzung ermittelt. Mit Ausnahme des hm-reichen ilhm passt keine der berechneten Curie- bzw. Néel-Temperaturen zu den beobachteten. Die T_N bei -80 bis -60 °C ist wahrscheinlich auf ilhm-Körner zurückzuführen, deren Korngröße kleiner als der Elektronenstrahl der Mikrosonde (ca. 1 μm) ist. Der relativ breite κ -Peak kann sowohl mit einem breiten Zusammensetzungsspektrum als auch einer unterschiedlichen Orientierung (nicht orthogonal der c-Achse) der ilhm-Körner in Verbindung gebracht werden (Ishikawa *et al.*, 1985, siehe auch Kap. 4.1.1, Kap. 4.2.1). Die T_N des hm-reichen ilhm beträgt 565 °C, was im Bereich der dem tmgh bzw. mt zugeordneten T_C (518 – 585 °C) liegt. Im Vergleich zu den ferrimagnetischen Phasen (tmgh bzw. mt) besitzt der antiferromagnetische ilhm eine deutlich niedrigere Suszeptibilität (siehe Hämatit, Tab. 2.1). Daher kann der Anteil am $\kappa(T)$ -Kurvenverlauf eines solchen hm-reichen ilhm bei einer Paragenese mit einem stark magnetischen Mineral wie tmt oder mt nur sehr gering ausfallen, besonders in Anbetracht der relativ hohen Suszeptibilitäten der Proben (11.6 bzw. $26.2 \cdot 10^{-3}$ SI). Im Gegensatz dazu handelt es sich bei SR0444-4.8 um eine schwächer magnetische Probe, deren magnetische Eigenschaften von ilhm mit einer relativ il-nahen Zusammensetzung dominiert werden. Ilmenohämatit mit einer Zusammensetzung von $X_{hm} = 0.2 - 0.5$ weist aufgrund einer Veränderung der magnetischen Ordnung von antiferromagnetisch zu ferrimagnetisch eine relativ hohe Sättigungsmagnetisierung von bis zu ca. 35 Am^2/kg ($X_{hm} = 0.3$) auf (siehe z.B. Hunt *et al.*, 1995). Im Vergleich mit den Werten für tmt mit $X_{mt} = 0.4$ (ca. 20 Am^2/kg) bzw. $X_{mt} = 1.0$ (ca. 90 Am^2/kg) kann durch einen entsprechend hohen ilhm-Anteil relativ zum tmt-Anteil der $\kappa(T)$ -Kurvenverlauf durch einen Ti-reichen ilhm dominiert werden. Dies wird für SR0444-4.8 angenommen. Mit der Zunahme der κ -Werte in den Proben SR0446-2.0 und SR0447-2.5 zeigt sich ein zunehmend abgeschwächter, zu ilhm gehörender κ -Peak bei niedrigen Temperaturen. Hierbei ist zudem zu beachten, dass ilhm mit $T_N < \text{Raumtemperatur}$ nicht zur Volumensuszeptibilität beiträgt, da dieser Parameter bei Raumtemperatur gemessen wird, bei der sich solche ilhm paramagnetisch verhalten. Die T_C bei hohen Temperaturen von 518 bis 585 °C sind daher sehr wahrscheinlich auf tmgh und mt zurückzuführen, was die weiter oben beschriebene Interpretation untermauert.

Die Diskrepanz zwischen den anhand der mineralchemischen Daten ermittelten T_C und der beobachteten ist dabei größtenteils auf die Hoch-Temperatur Oxidation der Fe-Ti Oxide zurückzuführen. Dies führt einerseits zu Mischanalysen und andererseits dazu, dass viele Körner aufgrund der kleinräumigen Oxidationsstrukturen (< als der Strahldurchmesser der EMS) nicht mit der Mikrosonde gemessen werden konnten. Die Proben der unit 0168 sind dabei durch unterschiedlich stark oxidierte Fe-Ti Oxide gekennzeichnet, nur sehr selten sind homogene Körner anzutreffen. Dies wird in Abbildung 4.59a deutlich, die ein tmt-Korn, das il-Lamellen aufweist, direkt neben einem zu hm + psb oxidierten Korn zeigt. Bei dem stark oxidierten Korn handelte es sich ursprünglich wahrscheinlich um tmt, der zuerst zu einer lamellaren Verwachsung des Trellis-Typs mit il oxidiert wurde bis hin zur Bildung von hm und psb. Dies wird durch die Struktur der Entmischungslamellen angedeutet. Die Oxidation zu hm und psb entspricht dem höchsten von Haggerty (1976, 1991) beschriebenen Oxidationsgrad von C7. Der durch die Anlagerung des Ferrefluids identifizierte tmt ist randlich allerdings schon zu hm oxidiert, was durch die hohe Reflektivität angezeigt wird. Ilhm zeigt in den Basalten der HSDP-2 meist eine etwas längliche Ausbildung. Daher handelte es sich wahrscheinlich bei den Körnern in der linken Bildhälfte ursprünglich um ilhm, der zu psb

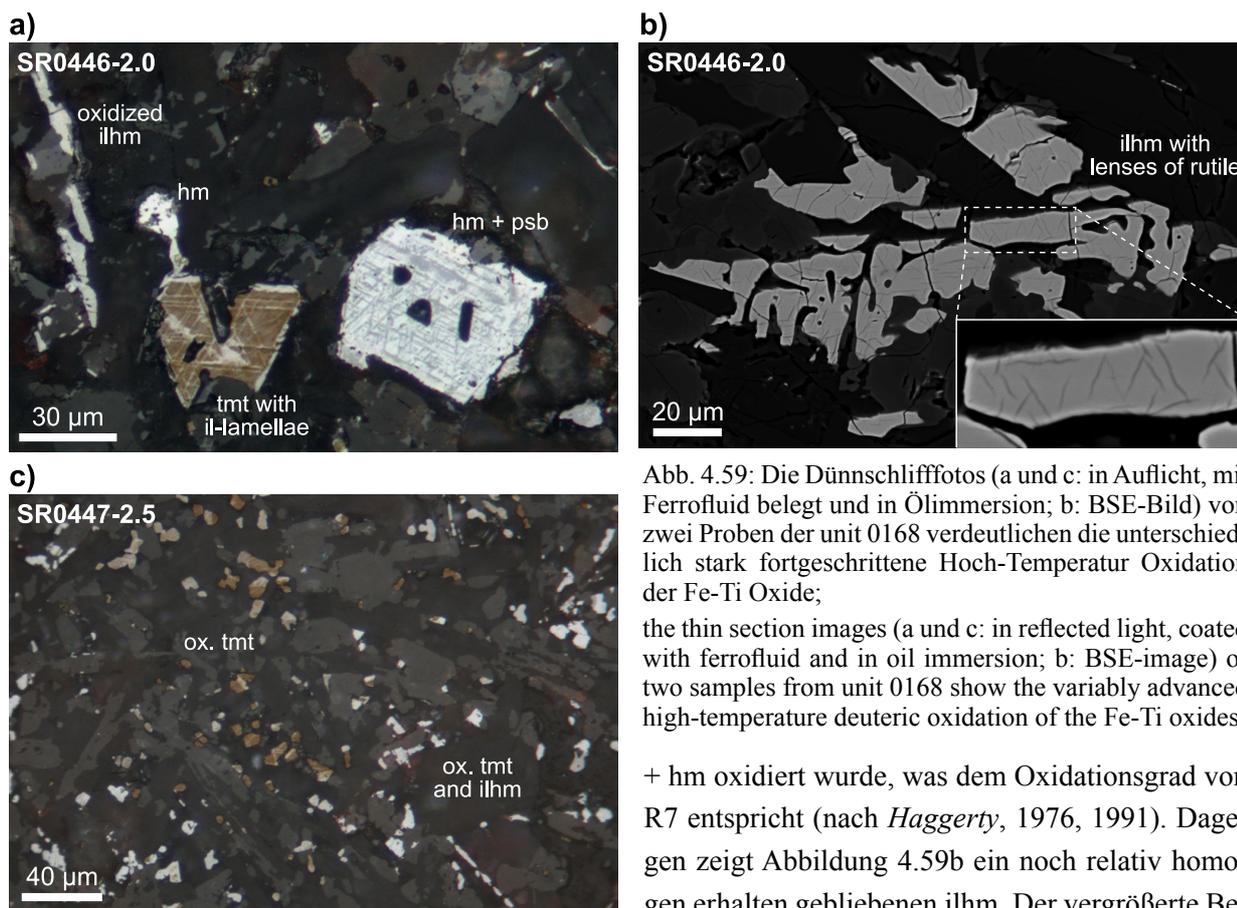


Abb. 4.59: Die Dünnschlifffotos (a und c: in Aufsicht, mit Ferrofluid belegt und in Ölimmersion; b: BSE-Bild) von zwei Proben der unit 0168 verdeutlichen die unterschiedlich stark fortgeschrittene Hoch-Temperatur Oxidation der Fe-Ti Oxide;

the thin section images (a und c: in reflected light, coated with ferrofluid and in oil immersion; b: BSE-image) of two samples from unit 0168 show the variably advanced high-temperature deuteric oxidation of the Fe-Ti oxides.

+ hm oxidiert wurde, was dem Oxidationsgrad von R7 entspricht (nach Haggerty, 1976, 1991). Dagegen zeigt Abbildung 4.59b ein noch relativ homogen erhalten gebliebenen ilhm. Der vergrößerte Bereich macht allerdings den Einfluss der Oxidation in Form von feinen Rutil-Linsen (dunkelgrau) im ilhm (grau) deutlich.

Diese Struktur passt zu einem Oxidationsgrad von R2 (nach Haggerty, 1976, 1991). In Abbildung 4.59c ist die Textur der Fe-Ti Oxide von SR0447-2.5 dargestellt, die ebenfalls unterschiedlich stark oxidiert sind. Im Vergleich zu SR0446-2.0, deren Fe-Ti Oxide durch eine überwiegend skelettförmige Ausbildung bei Korngrößen von $< 5 - 30 \mu\text{m}$ und $40 - 80 \mu\text{m}$ für tmt und $40 - 200 \mu\text{m}$ für ilhm gekennzeichnet sind, weist SR0447-2.5 eher rundlich xenomorphe Körner von $5 - 20 \mu\text{m}$ Größe auf. Der Korngrößenunterschied steht zwar im Widerspruch zu den Suszeptibilitäten der Proben, SR0447-2.5 weist allerdings mit ca. 12 % einen deutlich höheren Opakphasenanteil als SR0446-2.0 (ca. 7 %) auf. Somit korreliert hier die Suszeptibilität mit dem Opakphasenanteil. Beide Proben stammen aus relativ frischen, vesikelreichen Teilen des Lavastroms. Der höhere Opakphasenanteil und die kleineren Korngrößen lassen auf einen stärkeren Abschreckungsgrad für SR0447-2.5 schließen (siehe Kap. 3.3, Abb. 3.15). Dies steht nicht ganz in Einklang mit den Korngrößen der Silikatminerale, die für SR0447-2.5 etwas größere Körner zeigen, jedoch deutet die relativ dunkle und wahrscheinlich glasreiche Matrix auf eine relativ schnelle Abkühlung hin, was wiederum mit dem Auftreten von fast skelettförmig ausgebildeten Klinopyroxenkristallen übereinstimmt.

Die mit der Tiefe abnehmende Dominanz bzw. der Anteil am $\kappa(T)$ -Kurvenverlauf, der an den Ti-reichen ilhm gebunden ist, könnte z.B. auf niedrigere Sauerstoff fugazitäten zurückgeführt werden. Diese hätten zwar einen Anstieg des tmt-Anteils relativ zum ilhm-Anteil zur Folge, was darüber hinaus die höheren Suszeptibilitäten erklären würde (Kap. 4.1.1, Abb. 4.9). Der ilhm müsste allerdings dabei seine Zusammensetzung in Richtung il-reicher ändern. Der zu dem ilhm gehörende κ -Peak und die T_N bleiben jedoch in den drei Proben entlang des Lavastroms konstant. Eine weitere Möglichkeit wären unterschiedliche Magmenzusammensetzungen im Hinblick auf das $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis. Ti-reichere Zusammensetzungen führen dabei zu einer Verschiebung der tmt- und ilhm-Anteile zugunsten des ilhm, wobei die Zusam-

mensetzung der Phasen gleich bleibt (siehe Abb. 4.9). Allerdings stehen geochemische Daten nur von einer Probe der unit 0168 zur Verfügung, und zwar aus einem Bereich knapp unterhalb von SR0447-2.5, weshalb dieser Ansatz nicht nachgeprüft werden kann. Von einigen anderen Einheiten liegen Daten mehrerer Proben vor (Gesamtgesteinsgeochemie von Rhodes & Vollinger, 2004, submarine Gläser von Stolper *et al.*, 2004), die sich jedoch nicht wesentlich unterscheiden. Daher kann von einer relativ einheitlichen Magmenzusammensetzung innerhalb einer Gesteinseinheit ausgegangen werden. Das eher schwach magnetische Verhalten von SR0444-4.8, das von ilhm dominiert wird, ist in Anbetracht der Herkunft der Probe aus dem oberen, gebackenen und zerbrochenen Bereich des Lavastroms wahrscheinlich auf eine starke Oxidation der Fe-Ti Oxide zurückzuführen, wobei mt zum größten Teil schon zu hm oxidiert ist. Diese in den Randbereichen von Lavaströmen wirkende Hoch-Temperatur Oxidation scheint in SR0446-2.0 und SR0447-2.5 nicht so weit fortgeschritten zu sein, sodass sowohl homogene tmt (siehe z.B. T_c 45 °C, Abb. 4.58c) als auch tmt-ilhm-Verwachsungen, die aus Entmischungen resultieren, erhalten geblieben sind. Dies zeigt sich z.B. in dem breiten Spektrum des Oxidationsgrades der Proben.

Generell besitzen Transitionallaven meist mittlere Suszeptibilitäten und NRM-Intensitäten, was zu der intermediären Stellung zwischen Pahoehoe- und Aalaven passt. Das magnetische Verhalten ist dabei an unterschiedlich stark oxidierte Fe-Ti Oxide gebunden, was sich in dem mäßig harten Ab- und Aufmagnetisierungsverhalten äußert. Dabei kann als Opakphasen-Paragenese relativ homogener tmt mit zu hm + psb oxidierten, ehemaligen tmt-Körnern auftreten.

4.3 Vergleich der Lithologien

In den Kapiteln 4.1 und 4.2 wurden die für die magnetischen Eigenschaften relevanten Prozesse für die verschiedenen lithologischen Einheiten aufgezeigt. Hierbei spielen der Titan- und Eisengehalt des Magmas sowie die Sauerstoff fugazität und die Abkühlungsrate eine entscheidende Rolle. Diese Parameter sind im Wesentlichen von dem vulkanischen Entwicklungsstadium (z.B. Fördervolumen, Magmenzusammensetzung) und den Extrusionsbedingungen (Abkühlungsgeschichte) abhängig. Die magnetischen Eigenschaften der Gesteine resultieren aus einer Kombination der verschiedenen Einflussfaktoren. Ein Ziel dieser Arbeit war es daher, aus den relativ einfach zu bestimmenden magnetischen Eigenschaften Rückschlüsse auf die Bildungsbedingungen der Lithologien zu ziehen. In Tabelle 4.22 sind die Mittelwerte der gesteinsmagnetischen Eigenschaften für die verschiedenen Lithologien unter Berücksichtigung des vulkanischen Entwicklungsstadiums dargestellt.

Im submarinen Bereich kommt es aufgrund der Abschreckung durch Meerwasser zu einer schnellen Abkühlung und Verfestigung der Laven. Daher bleiben die Fe-Ti Oxide als homogene Phasen erhalten, was sich durch $\kappa(T)$ -Kurven der Gruppe 1a und 1b zeigt (siehe Kap. 4.1.1). Einige Proben wurden aufgrund von zusätzlich auftretenden mt-reicheren Zusammensetzungen des tmt bzw. tmgh als Mischtypen deklariert. Die relativ Ti-reiche Zusammensetzung des homogenen tmt spiegelt sich darüber hinaus in den mittleren bis hohen Werten der Feldabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität bei den massiven Basalten und besonders den Intrusionen wider. Hier zeigt sich für die submarinen Gesteine in Form des Ti-reichen tmt ein deutlicher Unterschied zu den subaerischen Lithologien, die meist durch mt-nahe Zusammensetzungen (niedrige f_{hd}) gekennzeichnet sind.

Tab. 4.22: Gesteinsmagnetische Eigenschaften der Lithologien des Mauna Loa und Mauna Kea Vulkans.

Lithologie	NRM [A/m]	$\kappa_{30 A/m}$ [10 ⁻³ SI]	f_{Hd} [%]	Q	Gruppe	MDF [mT]	M_{res} [%]	Magma Typ
Mauna Loa – subaerisch:								
Pahoehoe	2.8	2.5	1.2	40	3/2	42	13	ML
Transitional	2.7	8.3	1.6	12	3	32	6	ML
Aa	3.3	17.1	5.4	10	1a/2, 1b, 2	55	23	ML
Mauna Kea – subaerisch (Post-Schild Stadium):								
Pahoehoe	5.6	14.7	1.0	14	3	27	6	MK-PS
Transitional	-	17.1	11.4	-	2/1a	29	20	MK-PS
Aa	7.1	29.7	10.9	12	1a, 2, 3	31	8	MK-PS
Mauna Kea – subaerisch (tholeiitisches Schildaufbau Stadium):								
Pahoehoe	5.6	8.5	1.7	27	2, 3	45	11	MK-1, MK-2
Transitional	5.8	18.9	1.8	13	2/3, 3	29	13	MK-1
Aa	4.2	27.4	9.6	6	1b/2, 2/1, 2	20	7	MK-1
Aa (alteriert)	4.6	16.6	1.0	15	2, 3	55	15	MK-1, MK-2
Mauna Kea – submarin (tholeiitisches Schildaufbau Stadium):								
Massiver Basalt	3.8	5.3	14.0	26	1b, 1b/2	21	4	MK-1, MK-2
Hyaloklastit – pm-Typ	0.8	1.1	1.0	19	4	57	14	MK-1
Hyaloklastit – fm-Typ	4.5	10.5	5.2	16	1b, 1b/2, 2	43	13	MK-1
Pillow I < 2200 mbsl	4.1	4.3	11.7	31	1b	15	2	MK-3
Pillow II 2200 - 2550 mbsl	10.0	9.2	8.4	62	1a, 1b, 1/2, 4	24	5	MK-3
Pillow III > 2550 mbsl	4.8	7.1	11.4	44	1b	31	8	MK-1
Intrusion < 2900 mbsl	6.3	10.0	19.9	21	1b	18	6	MK-1
Intrusion > 2900 mbsl	5.6	27.1	20.4	8	1a, 1b	13	4	MK-3?, MK-4

NRM: natürlich remanente Magnetisierung; $\kappa_{30 A/m}$: magnetische Suszeptibilität, gemessen bei 30 A/m; f_{Hd} : Feldabhängigkeit von κ (bei 30 und 300 A/m); Q: Königsberger Faktor; Gruppe: Probengruppierung anhand des $\kappa(T)$ -Kurvenverlaufs; MDF: „Median Destructive Field“; M_{res} : restliche Magnetisierung bei einem Feld von 160 mT; Magma Typ nach Rhodes & Vollinger (2004).

Die magnetischen Eigenschaften der Gesteine hängen dabei zum größten Teil von der Korngröße und dem Anteil der Opakphasenminerale ab. Generell besitzen Proben aus dem Randbereich einer lithologischen Einheit etwas geringere Suszeptibilitäten, aber höhere, relativ hart magnetische, remanente Magnetisierungen. Dies wird besonders bei den Pillowlaven deutlich: mehrere geringmächtige Lagen (meist 0.2 bis 1.4 m) bauen Einheiten von bis zu 100 m Gesamtmächtigkeit auf. Wegen der teilweise hohen Abkühlungsrate von bis zu 250 °C/h (Zhou et al., 2000) im inneren Teil geringmächtiger Pillows erreichen die tmt-Kristalle nur kleine Korngrößen. Hierbei gilt zu beachten, dass z.B. bei kreuzförmigen Kristallen der Gesamtdurchmesser z.B. 40 µm betragen kann, die Größe der einzelnen Arme jedoch nur ca. 5 – 10 µm. D.h. die magnetisch wirksame Korngröße wäre in diesem Beispiel nicht 40 µm sondern 5 – 10 µm. Dies kann in einem härter magnetischen Verhalten als dem anhand der Gesamtgröße erwarteten resultieren. Modellierungen des Hystereseverhaltens von sehr feinkörnigem Magnetit (Durchmesser 20 – 115 nm) haben gezeigt, dass komplexe Kristallformen wie z.B. Skelette oder Kreuze ähnlich hohe Koerzitivkräfte (ca. 20 mT bei 70 nm, ca. 105 mT bei 30 nm) und Magnetisierungen (M_{rs}/M_s ca. 0.5) aufweisen können wie stark anisometrische Körner vergleichbarer Korngröße (Tauxe et al., 2002). Die meisten Pillowlaven besitzen daher ein relativ hart magnetisches Ab- und Aufmagnetisierungsverhalten. Die überwiegend kleinen Korngrößen der Fe-Ti Oxide in den Pillowlaven äußern sich darüber hinaus in den relativ hohen Werten des Q-Faktors. Diese deuten darauf hin, dass die Magnetisierung von einer remanenten Magnetisierung dominiert wird. Größere Korngrößen haben eine niedrigere Magnetisierung, aber höhere Suszeptibilität zur Folge, was zu deutlich niedrigeren Werten des Q-Faktors führt (siehe auch Kap. 3.2, Abb. 3.8, oder

Kap. 4.1.2, Abb. 4.23). Solche Merkmale zeigen die langsamer abkühlenden, mächtigeren Pilloweinheiten wie z.B. unit 0291 (siehe Kap. 4.1.2). Hier wurde ein weich magnetisches Abmagnetisierungsverhalten beobachtet, das auf die relativ großen Korngrößen des tmt (meist 40 – 80 μm und in Einzelfällen bis zu 300 μm , viele aber auch < 5 – 20 μm) zurückzuführen ist. Die Gruppe der Pillow II besitzt dabei deutlich höhere NRM-Intensitäten und etwas höhere κ -Werte, die zum einen auf einen verglichen mit den übrigen Pillowlaven etwas höheren Opakphasenanteil von bis zu 12 % zurückzuführen sind. Zum anderen zeigt sich beim tmt eine mt-reichere Zusammensetzung (siehe auch f_{Hd}), die möglicherweise mit dem höheren Fe-Gehalt des Magmas zusammenhängt, das ohne ein „Magmakammer-Stadium“ (und daher wahrscheinlich keine Fraktionierungsprozesse) direkt an der Vulkanflanke eruptiert ist (siehe Kap. 4.1.2).

Die hohen Suszeptibilitäten der Intrusionen unterhalb 2900 mbsl sind an hohe Opakphasenanteile von bis zu 11 % gebunden, die wahrscheinlich Folge einer anderen Magmenzusammensetzung sind (niedrigeres $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis). Die massiven Basalte besitzen trotz eines größtenteils mit den Pillowlaven vergleichbaren Opakphasenanteils (siehe Tab. 4.23) niedrigere NRM- und κ -Werte als die Pillowlaven und Intrusionen. Die $\kappa(T)$ -Kurven und die Dünnschliffbeobachtungen ergaben jedoch einen im Vergleich zu tmt deutlich höheren ilhm-Anteil in den massiven Basalten. Die Korngrößen des ilhm (meist 10 bis 110 μm lange Skelette) sind in den Gesteinen des submarinen Bereichs relativ ähnlich, der tmt bildet in den massiven Basalten dagegen nur Körner von geringerer Größe (meist 1 – 30 μm , in Pillowlaven und Intrusionen 3 – 80 μm). Daher scheint der tmt in diesen Gesteinen etwas später, möglicherweise nach dem ilhm auskristallisiert zu sein. Nach Abbildung 4.9 kristallisiert je nach Ausgangszusammensetzung ($\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis) bei $f\text{O}_2$ knapp oberhalb der des QFM-Puffers mehr ilhm relativ zum tmt, was den hohen ilhm-Anteil erklären könnte. Die nach *Ghiorso & Sack* (1991) bestimmten Sauerstoffugazitäten der massiven Basalte besitzen allerdings leicht positive Werte (siehe Abb. 4.60a), d.h. sie liegen oberhalb des QFM-Puffers. Nach *Toplis & Carroll* (1995) sollte bei diesen Bedingungen zuerst tmt auskristallisieren (siehe auch Kap. 4.1.1), was jedoch nicht zwangsläufig einen höheren tmt-Anteil zur Folge haben muss. Die Pillowlaven und Intrusionen besitzen etwas niedrigere $f\text{O}_2$, wodurch mehr tmt auskristallisiert, was sich in einem stärker magnetischen Verhalten äußert. Ein weiterer wichtiger Parameter bzgl. des ilhm- und tmt-Anteils ist die Ausgangszusammensetzung bzw. das $\text{Ti}/(\text{Ti}+\text{Fe})$ -Verhältnis, was einen Vergleich zwischen den lithologischen Einheiten erheblich erschwert. Für eine exakte Betrachtung benötigt man daher neben der $f\text{O}_2$ und den Temperaturen während der Kristallisation ebenfalls die Magmenzusammensetzung. Die untersuchten Proben der massiven Basalte stammen jedenfalls aus dem oberen Teil des Bereichs zwischen 1200 und 2000 mbsl im HSDP-2 Profil, der durch den mit der Tiefe zunehmenden TiO_2 -Gehalt gekennzeichnet ist (Abb. 3.13). Mit der Kristallisation des ilhm sinkt dabei der ohnehin schon niedrige TiO_2 -Gehalt in der Schmelze, was die Bildung von tmt einschränkt bzw. dessen Zusammensetzung in Richtung Ti-ärmer verschiebt. Dies resultiert in einem gegenüber tmt deutlich höheren ilhm-Anteil und damit niedrigeren Suszeptibilitäten und NRM-Intensitäten. Darüber hinaus kristallisieren Silikatminerale

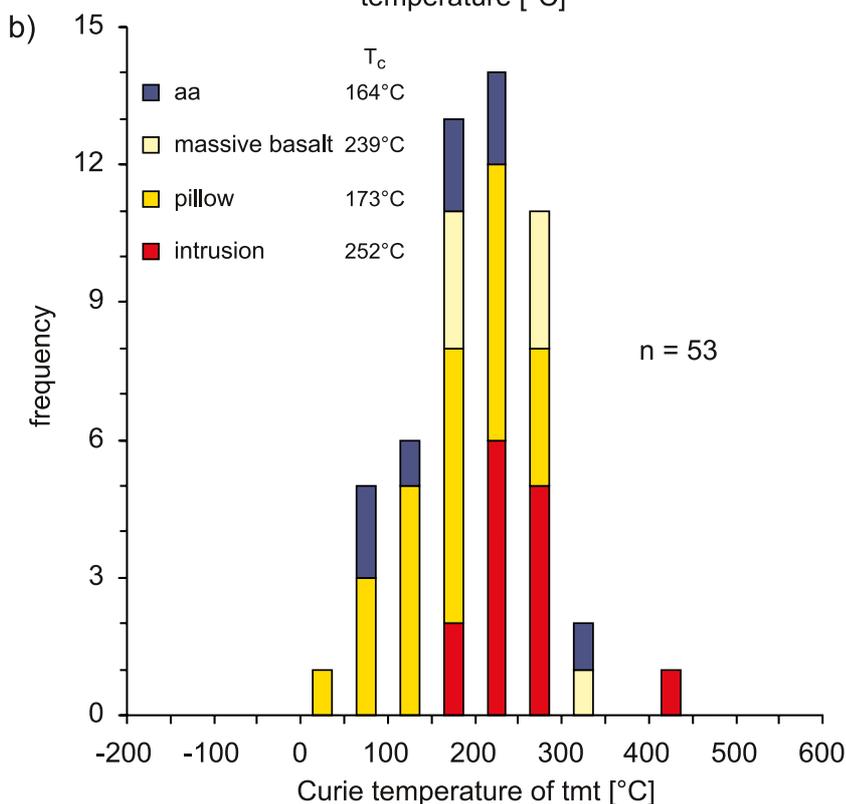
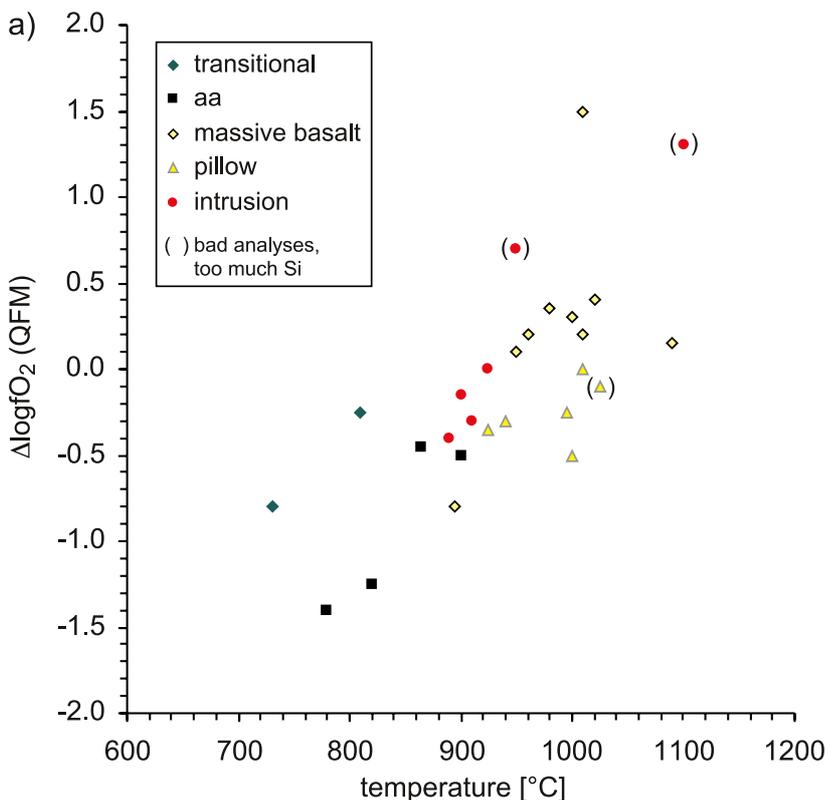
Tab. 4.23: Korngrößenspektrum und abgeschätzter Gesamtanteil der Opakphasenminerale für die Lithologien der HSDP-2 Bohrung (ohne Hyaloklastite, Angaben in μm).

Lithologie	n	Chromspinell (Durchmesser)	Titanomagnetit (Durchmesser)	Ilmenohämatit (Länge der Skelette)	Opakphasen- anteil
Pahoehoe	5	20 - 60	< 1 - 100	30 - 260	6 - 9 %
Transitional	3	20 - 120	< 5 - 80	40 - 200	5 - 12 %
Aa	18	20 - 60	< 5 - 80	10 - 120	5 - 15 %
Massiver Basalt	7	10 - 150	< 1 - 30, selten bis 50	10 - 100, selten bis 250	4 - 8 %
Pillow	12	5 - 80	< 3 - 80, selten bis 300	18 - 70, selten bis 400	3 - 12 %
Intrusion	13	10 - 60, selten bis 500	< 5 - 70, selten bis 130	20 - 110, selten bis 250	6 - 11 %

n = Anzahl der untersuchten Dünnschliffe

wie Olivin oder Klinopyroxen, die ebenfalls Eisen- und Titanionen einbauen, was bei verschiedenen Fraktionierungsgeschichten der Basalte in unterschiedlichen Fe_{tot}/Ti -Verhältnissen resultieren kann.

Generell zeigt sich beim Vergleich der anhand des Geothermometers von *Ghiorso & Sack* (1991) für verschiedene Lithologien bestimmten Temperaturen und Sauerstoffugazitäten eine negative Korrelation (Abb. 4.60a). D.h. mit sinkender Temperatur nimmt fO_2 ab (hier dargestellt als Differenz zum Quarz-Fayalit-Magnetit-Puffer). Für diese Berechnung wird vorausgesetzt, dass die tmt-ilhm-Paare im Gleichgewicht stehen, d.h. geht man z.B. von einer tmt-ilhm-Verwachsung aus, sollte mit fallender Temperatur



der tmt mt-reicher und der ilhm il-reicher werden (Austausch: $2 Fe^{3+} \leftrightarrow Ti^{4+} + Fe^{2+}$, *Toplis & Carroll*, 1995). Es steht daher nur eine geringe Analysenanzahl zur Verfügung, die verschiedenen Lithologien können allerdings unterschieden werden. Allgemein würde man, auch im Hinblick auf Abbildung 4.9, bei einer hohen fO_2 einen relativ hohen ilhm-Anteil im Vergleich zum tmt erwarten. Dies trifft besonders auf die massiven Basalte zu (besitzen die höchsten fO_2 und Temperaturen), deren Opakphasenanteil stark von ilhm dominiert wird. Dies zeigt sich sowohl bei den mikroskopischen Beobachtungen als auch der Zuordnung der $\kappa(T)$ -Kurven zur Gruppe 1b (siehe z.B. Kap. 4.1.1, 4.1.3). Darüber hinaus

Abb. 4.60: a) Sauerstoffugazität und Temperatur verschiedener Lithologien, abgeleitet aus der Titanomagnetit-Ilmenohämatit-Zusammensetzung nach dem Geothermometer von *Ghiorso & Sack* (1991); b) Titanomagnetite Curie temperature of samples consisting of homogeneous Fe-Ti Oxides (Gruppe 1a und 1b, ohne Mischtypen);

a) oxygen fugacity and temperature of different lithologies determined from Titanomagnetite-Ilmenohematite composition from the geothermometer of *Ghiorso & Sack* (1991); b) Titanomagnetite Curie temperature of samples consisting of homogeneous Fe-Ti oxides (group 1a and 1b, without mixed types).

sollte sich eine hohe Sauerstoffugazität in einer mt- bzw. hm-reicheren Zusammensetzung des tmt bzw. ilhm äußern. Um dies zu überprüfen ist in Abbildung 4.60b die Curie-Temperatur des tmt für verschiedene Lithologien dargestellt (es wurden nur Proben der Gruppe 1a und 1b berücksichtigt, keine Mischtypen). Das T_C -Spektrum der massiven Basalte resultiert dabei zum einen aus höheren fO_2 (mt-reicher und daher höhere T_C) und zum anderen aus einer Abschreckung der Laven bei höheren Temperaturen (mt-ärmer und daher niedrigere T_C). Sie besitzen bei einem Mittelwert von 239 °C relativ hohe T_C , die mit denen der Intrusionen (Durchschnitt 252 °C) vergleichbar sind, obwohl diesen etwas niedrigere fO_2 zugrunde liegen. Jedoch sind die Fe-Ti Oxide in den Intrusionen bei etwas niedrigeren Temperaturen kristallisiert, was mt-reichere bzw. il-reichere Zusammensetzungen zur Folge hat. D.h. ein tmt kann die gleiche Zusammensetzung aufweisen, wenn er bei höheren fO_2 oder auch bei etwas geringeren fO_2 , begleitet von niedrigeren Temperaturen entsteht (siehe Abb. 4.9). Der Unterschied sollte sich jedoch deutlich in der ilhm-Zusammensetzung zeigen, da dieser bei höheren fO_2 hm-reicher ist und im Gegensatz dazu bei niedrigeren fO_2 und Temperaturen il-reicher. Die Intrusionen zeigen dabei für den tmt ein relativ breites Spektrum an Curie-Temperaturen, das aus eher mt-reicheren Zusammensetzungen der Gangränder verglichen mit Ti-reicheren in zentralen Bereichen des Gangs resultiert. Somit deutet sich neben der Sauerstoffugazität und der Temperatur auch ein Einfluss der Abkühlungsgeschwindigkeit auf die tmt-Zusammensetzung an. Diese macht sich besonders bei den Pillowlaven bemerkbar, die sowohl generell (siehe $\kappa(T)$ -Kurven) als auch in den einzelnen Proben (siehe X_{mt}) ein relativ breites Spektrum an tmt-Zusammensetzungen aufweisen, wobei gilt: bei schneller Abkühlung kristallisiert tmt mit unterschiedlicher Zusammensetzung, die mit dem lokalen Fe/Ti-Verhältnis der Schmelze verbunden ist, während bei langsamer Abkühlung die für die langsamere Diffusionsgeschwindigkeit von Titan nötige Zeit zur Verfügung steht, um homogene Ti-reiche tmt zu bilden (siehe Kap. 3.3 und Zhou *et al.*, 2000). Die Pillowlaven sind daher durch mit den Intrusionen vergleichbare fO_2 , aber entsprechend ihrer Genese höheren Temperaturen (ähnlich den massiven Basalten) gekennzeichnet. Sie können daher ebenfalls relativ hohe T_C aufweisen, der Durchschnittswert von 173 °C ist jedoch deutlich niedriger. Die subaerischen Laven weisen wegen ihrer im Vergleich zu den submarinen Einheiten langsameren Abkühlung niedrigere fO_2 und Temperaturen auf, wobei Transitionallaven stärker oxidiert sind als Aalaven. Dies stimmt gut mit den mikroskopischen Beobachtungen überein (Transitional weisen anhand der Fe-Ti Oxid-Texturen einen höheren Oxidationsgrad bis hin zu hm und psb auf). Die Aalaven zeigen eine große Variationsbreite der tmt-Zusammensetzungen bei einem T_C -Mittelwert von 164 °C, die wahrscheinlich auf die Hoch-Temperatur Oxidation zurückzuführen ist.

Die gesteinsmagnetischen Eigenschaften der Hyaloklastite sind zum größten Teil von den darin enthaltenen Basaltklasten geprägt. Die Werte des ferrimagnetisch dominierten Typs (fm-Typ) zeigen eine relativ gute Übereinstimmung mit z.B. den tholeiitischen Pahoeholaven des Mauna Kea. Neben den von Seaman *et al.* (2004) bestimmten geringen Volatilgehalten deuten daher auch die gesteinsmagnetischen Eigenschaften (NRM, κ , Q-Faktor und MDF) in Kombination mit den magneto-mineralogischen Beobachtungen auf eine subaerische Herkunft vieler Basaltklasten. Dies äußert sich z.B. durch oxidierte Fe-Ti Oxide, die das Resultat einer Hoch-Temperatur Oxidation sind, welche nur in den subaerischen Lithologien beobachtet wurde. Die schwach magnetischen, fast paramagnetischen Hyaloklastite (pm-Typ) weisen grundsätzlich $\kappa(T)$ -Kurven, die der Gruppe 4 angehören, auf. Bei vielen Proben deutet eine Curie-Temperatur von ca. 580 °C auf mt hin. Dabei handelt es sich um wenige Körner mit kleinen Korngrößen, was sich in den niedrigen κ -Werten und NRM-Intensitäten, aber einem hart magnetischen Abmagnetisierungsverhalten niederschlägt.

Die subaerisch extrudierten Laven weisen ein ähnliches Korngrößenspektrum der Fe-Ti Oxide auf wie die unter submarinen Bedingungen gebildeten Gesteine (siehe Tab. 4.23). Tendenziell wurden jedoch

in den subaerischen Lavaströmen etwas größere Körner beobachtet. Ein deutlicher Unterschied besteht darüber hinaus in der Textur der Opakphasenminerale, wobei in den submarinen Gesteinen aufgrund der Abschreckung durch Meerwasser kreuz- und skelettförmige und dendritische Kristalle vorherrschen. Für die subaerischen Basalte zeigt sich ein Trend hin zu skelettförmiger bis idiomorpher Ausbildung, was ebenfalls z.B. von *Hammer et al.* (2003) für Basalte mit langsameren Abkühlungsraten beschrieben wurde. Demnach spiegelt die Kristallform der Fe-Ti Oxide die Abkühlungsgeschwindigkeit wider. Die Abkühlungsgeschwindigkeit ist dabei eng an die thermische Leitfähigkeit gekoppelt. *Büttner et al.* (1998) haben u.a. diesen Parameter experimentell an Olivin-Melilithit bei Temperaturen zwischen 15 und 1197 °C bestimmt. Neben einer bislang nicht verstandenen Anomalie, die durch eine hohe thermische Leitfähigkeit zwischen ca. 800 und 1050 °C gekennzeichnet ist, hat sich gezeigt, dass die thermische Leitfähigkeit von festem Material weit höher ist (fast doppelt so hoch) als von teilweise geschmolzenem. D.h. die submarin extrudierten Laven können die Energie aufgrund der unmittelbar erkalteten äußeren Bereiche schnell abführen, was zu einer raschen Abkühlung der gesamten Gesteinseinheit führt. Pahoehoelaven bilden ebenfalls eine glasige Kruste aus, die nach *Kilburn* (2000) jedoch in Form einer thermischen Isolierung zu langsameren Abkühlungsgeschwindigkeiten führt (Kap. 1.2 und 4.2). Dies steht in Widerspruch zu den Ergebnissen von *Büttner et al.* (1998). Letztgenannte Autoren führen die langsamere Abkühlung von subaerischen Laven auf die hohe Vesikularität zurück, die eine Verringerung der thermischen Leitfähigkeit hervorruft. Die hohe Vesikularität von subaerischen Laven, besonders bei Pahoehoe (siehe Tab. 4.1), bedingt daher eine schlechtere thermische Leitfähigkeit, was eine schlechtere Wärmeabfuhr und langsamere Abkühlung zur Folge hat, während die massigen submarinen Lithologien fast keine Hohlräume aufweisen und somit relativ schnell abkühlen.

Ein genereller Unterschied zwischen den subaerischen und submarinen Einheiten ist damit die Abkühlungsgeschwindigkeit, die sich auf die Kristallform und -größe auswirkt. Aufgrund der deutlich langsameren Abkühlung in den subaerisch extrudierten Einheiten können Subsolidus-Reaktionen und Oxidationsprozesse ablaufen. Diese verändern die Zusammensetzung und Textur der Fe-Ti Oxide, was sich in einer generell relativ mt-reichen Zusammensetzung des tmt (niedrige f_{Hd}) und Reduzierung der magnetisch wirksamen Korngröße (hoher MDF) niederschlägt. Daher sind die magnetischen Eigenschaften der subaerischen Gesteine sowohl an homogenen als auch oxidierten tmt und ihm gebunden. Die Laven des Mauna Kea zeigen dabei deutlich höhere Magnetisierungen und Suszeptibilitäten als die Laven des Mauna Loa, wobei die Basalte des Post-Schild Stadiums etwas höhere Werte aufweisen als die tholeiitischen Laven des Schildaufbau Stadiums. Diese Variationen liegen im unterschiedlichen Opakphasenanteil begründet (siehe Tab. 4.16), der im Wesentlichen eine Folge der verschiedenen Magmenzusammensetzungen ist. Dabei verhalten sich die Aalaven stärker magnetisch als die Pahoehoelaven, die Transitionallaven besitzen intermediäre Werte. Dies ist auf das unterschiedliche Abkühlungsverhalten der Lithologien zurückzuführen, wobei sich bei Aalaven zwar etwas kleinere Korngrößen, aber eine deutlich höhere Kristallanzahl als für Pahoehoelaven beobachten lässt (siehe Kap. 4.2). Eine entscheidende Rolle spielt hierbei der Grad der Unterkühlung der Laven und damit das Verhältnis von Nukleations- zu Wachstumsrate der Kristalle (siehe Kap. 3.3 und 4.2). Aalaven weisen eine höhere Kristallanzahl auf und scheinen daher eine stärkere Unterkühlung erfahren zu haben als Pahoehoe (siehe z.B. auch *Polacci et al.*, 1999, *Katz & Cashman*, 2003), was dazu führt, dass Aalaven schneller abkühlen und schon innerhalb weniger Tage verfestigen (*Kilburn*, 2000). Hierbei muss allerdings auch die Mächtigkeit des Lavastroms beachtet werden (die einzelnen Pahoehoelagen besitzen meist eine geringe Mächtigkeit und können daher relativ schnell abkühlen). Demnach besteht ein direkter Zusammenhang zwischen der magnetischen Suszeptibilität (und Magnetisierung) und der Abkühlungsrate von Laven.

Neben dem etwas stärker magnetischen Verhalten sind die Aalaven gegenüber den Pahoehoelaven durch mittlere f_{Hd} -Werte gekennzeichnet. Diese deuten darauf hin, dass in einigen Einheiten noch homogener Ti-reicher tmt erhalten geblieben ist, während Pahoehoelaven ein nahezu feldunabhängiges Verhalten aufweisen, das auf sehr mt-nahe Zusammensetzungen des tmt zurückzuführen ist. Dies zeigt sich ebenfalls in der Zuordnung mancher $\kappa(T)$ -Kurven zur Gruppe 1, während Pahoehoelaven generell der Gruppe 3 (teilweise auch 2) angehören. Das magnetische Verhalten der Lavatypen stützt sich demnach auf verschiedene Opakphasen: Aalaven werden von homogenem Ti-reichen und oxidiertem Ti-armen tmt dominiert, während in den Pahoehoelaven ilhm eine größere Rolle spielt. Die ilhm in den Pahoehoelaven gehen dabei nicht nur aus einer Hoch-Temperatur Oxidation von tmt hervor, sondern entstehen auch primär aufgrund einer hohen $f\text{O}_2$ während der Kristallisation.

Für alterierte Aalaven aus rötlichen „rubble“-Zonen wurden gesondert Mittelwerte berechnet (siehe Tab. 4.22), um den Einfluss der Alteration auf die gesteinsmagnetischen Eigenschaften zu veranschaulichen. Die alterierten Aalaven sind wie folgt gekennzeichnet: niedrigere κ -Werte, da tmt teils schon zu mt und zu hm + psb oxidiert ist. Dies äußert sich einerseits in den niedrigen κ - und f_{Hd} -Werten und andererseits dem hart magnetischen Abmagnetisierungsverhalten, das aus der Verkleinerung der magnetisch wirksamen Korngröße (Unterteilung des Korns durch Bildung von il-Lamellen) und der Oxidation zu hm resultiert. Die NRM-Intensität bleibt relativ konstant, da die „verkleinerten“ und mt-reicheren Körner eine höhere Magnetisierung besitzen als große, Ti-reiche tmt-Körner. Eine Alteration muss dabei aber nicht grundsätzlich zu niedrigeren Suszeptibilitäten führen. Einige alterierte Aalaven zeigen hohe κ -Werte, die möglicherweise zum Teil auf symplektitisch gebildeten tmt durch Oxidation von Olivin zurückzuführen sind.

Die gesteinsmagnetischen Eigenschaften der submarinen Gesteine basieren auf homogenem tmt und ilhm mit einer Ti-reichen Zusammensetzung und spiegeln aufgrund der schnellen Abkühlung den primären Zustand während der Kristallisation wider. Die subaerischen extrudierten Laven erfahren eine langsamere Abkühlung, weshalb Prozesse wie Entmischung und Hoch-Temperatur Oxidation ablaufen können, was eine Veränderung der Zusammensetzung und Textur der Fe-Ti Oxide noch während der Abkühlung zur Folge hat. Sekundär treten Niedrig-Temperatur Oxidation und Kontakt-Metamorphose auf, die sich auf die Fe-Ti Oxide auswirken und damit deren primäre magnetische Eigenschaften verändern.

5. MÖGLICHKEITEN UND GRENZEN DER INTERPRETATION VON FELDABHÄNGIGEN SUSZEPTIBILITÄTSMESSUNGEN IN TITANOMAGNETIT-HALTIGEN BASALTEN*

Die magnetische Suszeptibilität ist eine der am häufigsten gemessenen gesteinsphysikalischen Parameter von geologischen Materialien. Sie findet dabei in verschiedenen Teilgebieten Verwendung, wie z.B. dem Paläomagnetismus (z.B. *Doell & Cox*, 1965, *Soffel*, 1991), der Petrologie zur Charakterisierung von Gesteinen unterschiedlicher Zusammensetzung (z.B. *de Wall et al.*, 2000, *Kontny et al.*, 2003, *de Wall et al.*, 2004), der Strukturgeologie zur Untersuchung des Gefüges und der Deformation (z.B. *Borradaile*, 1988, *Borradaile & Henry*, 1997), aber auch der Umweltgeologie (z.B. *Thomson & Oldfield*, 1986, *Dearing et al.*, 1996a) bis hin zur Paläoklimaforschung (z.B. *Frederichs et al.*, 1999, *Ellwood et al.*, 2000). Die magnetische Suszeptibilität hängt dabei auf komplexe Art und Weise sowohl von Messparametern wie der Frequenz und Stärke (Amplitude) des Magnetfeldes (z.B. *Worm*, 1998, *Worm et al.*, 1993) als auch von Materialeigenschaften wie der Zusammensetzung und Korngröße der Phasen ab (z.B. *Carmichael*, 1989). Bei einer Nichtbeachtung dieser Zusammenhänge kann es zu Fehlinterpretationen bezüglich geologischer Fragestellungen kommen. Darüber hinaus ist ein Vergleich von verschiedenen Datensätzen nur bei bekannten Messparametern möglich.

Die magnetische Suszeptibilität (κ) ist eine dimensionslose Materialkonstante, meist angegeben in 10^{-6} oder 10^{-3} SI (siehe auch Kap. 2.1). Sie beschreibt die Magnetisierbarkeit, d.h. das Verhalten eines Materials unter dem Einfluss eines äußeren Magnetfeldes (H). Hierbei können in Abhängigkeit von der Elementzusammensetzung und der Kristallstruktur dia-, para-, anti- und ferro(i)magnetisches Verhalten unterschieden werden (siehe Kap. 2.1). Der Zusammenhang zwischen Suszeptibilität und Magnetisierung wird durch das Rayleigh-Gesetz beschrieben (Gl. (6), Kap. 2.1): $M_{\text{ind}} = \kappa * H + \alpha * H^2$, wobei α der Rayleigh-Koeffizient ist ($\alpha = c * \kappa^2$, mit c als Proportionalitätskonstante). Bei kleinen Magnetfeldern ($< 100 - 200 \mu\text{T}$ bzw. ca. 200 A/m , *Jackson et al.*, 1998) ist der quadratische Term vernachlässigbar und zwischen Suszeptibilität und Magnetisierung besteht eine lineare Beziehung (Gl. (7)). Bei stärkeren Magnetfeldern können die nötigen Energien aufgebracht werden, um z.B. Domänenwände zu verschieben, was in einer Abweichung vom linearen Verhalten resultiert. Allgemein entsteht in einem Körper, der einem Magnetfeld ausgesetzt ist, ein dem äußeren Feld (H_a) entgegengerichtetes Feld (Selbstentmagnetisierungsfeld: $N * M$, siehe auch Gl. (8)), das durch die Ladungen auf der Kristalloberfläche erzeugt wird und dessen Stärke von der magnetostatischen Energie und dem Domänenzustand abhängt. Durch das Selbstentmagnetisierungsfeld wird das effektiv auf die Probe wirksame Feld zu H_{eff} reduziert. Mit steigendem Anisotropiegrad (prolate Geometrie) sinkt N (*Soffel*, 1991), was zu einer Verringerung des Selbstentmagnetisierungsfeldes und der magnetostatische Energie führt. Die scheinbare (gemessene) Suszeptibilität (κ_a) ist daher stets kleiner als die intrinsische (wahre) Suszeptibilität (κ_i , siehe Gl. (9)). Bei sehr großen Werten von κ_i , z.B. bei MD-Teilchen von Magnetit, kann κ_a maximal den Wert $1/N$ erreichen (siehe Gl. (10)). Die Untersuchungen von *Jackson et al.* (1998) haben für synthetischen, kugeligen Magnetit einen relativ konstanten, feldunabhängigen Wert der Suszeptibilität von 3 SI ergeben, was genau dem Entmagnetisierungsfaktor für eine Kugel entspricht. Titanomagnetit weist dagegen mit zunehmendem Ti-Einbau geringere κ_i -Werte auf und erreicht erst bei hohen Feldstärken von ca. 1000 A/m das Selbstentmagnetisierungslimit von $1/N$.

Jackson et al. (1998) führen aufgrund von Modellierungen der die Magnetisierung steuernden Energien (magnetostatische, Selbstentmagnetisierungs-, Wandverschiebungs-Energie, siehe z.B. *O'Reilly*, 1984) die Feldabhängigkeit auf unterschiedliche Wandverschiebungsenergien zurück, die im Zusammenhang mit der tmt-Zusammensetzung stehen. Unter dem Einfluss eines äußeren Magnetfeldes wird generell

* Ein Manuskript zu diesem Kapitel ist bei Earth and Planetary Science Letters eingereicht (*Vahle & Kontny*, subm.)

eine Domänenkonfiguration angestrebt, die zu einem Minimum des Gesamtenergiezustandes führt. Dies ist bei Domänen, die parallel zu einem äußeren Feld ausgerichtet sind und damit eine geringere magnetostatische Energie besitzen, der Fall. Dies führt zu einer Verschiebung von Domänenwänden, wobei die Domänen mit einer dem Feld parallelen Ausrichtung auf Kosten der ungünstiger orientierten und daher mit einer höheren Energie behafteten Domänen vergrößert werden. Bei mt-nahen Zusammensetzungen können die Domänenwände leicht über die Minima und Maxima der Wandverschiebungsenergie bewegt werden, solange bis das Selbstentmagnetisierungsfeld groß genug ist, um eine weitere Verschiebung zu stoppen. Das Selbstentmagnetisierungslimit $1/N$ ist dabei die obere Grenze der Suszeptibilität. Mit steigendem Ti-Einbau nimmt die magnetostatische Energie ab und die Wandverschiebungsenergie gewinnt an Bedeutung, was dazu führt, dass die Wände in lokalen Energieminima stecken bleiben, wobei die Suszeptibilität deutlich niedriger als $1/N$ ist. Dabei kann es schon bei Feldern unterhalb 100 A/m zu irreversiblen Wandverschiebungen über Energiebarrieren hinweg kommen. Die magnetostatische Energie verhält sich dabei proportional zu: $N * M_s^2 * d^2$ (z.B. *O'Reilly*, 1984), wobei d der Wandverschiebungslänge entspricht; mit steigendem Ti-Einbau sinkt die Sättigungsmagnetisierung und damit automatisch auch die magnetostatische Energie. Dadurch steigt der Einfluss der Wandverschiebungsenergie, die z.B. von Defektstrukturen im Kristallgitter, der magnetokristallinen Anisotropie und der Magnetostraktion abhängt. Z.B. die Magnetostraktion steigt mit zunehmendem Ti-Einbau (z.B. *Klerk et al.*, 1977, *Moskowitz*, 1993), was in einer Erhöhung der Wandverschiebungsenergie resultiert. Die Feldabhängigkeit von Ti-reichem tmt ist daher im Wesentlichen auf Verschiebungen der Domänenwände zurückzuführen. Dies geht aus den mit dem Ti-Einbau verbundenen Veränderungen der materialspezifischen Parameter (Magnetostraktion, Kristallanisotropie, Formanisotropie) hervor, die sich kritisch auf das Verhältnis der beteiligten Energien (siehe oben) auswirken.

5.1 Abhängigkeit von der Titanomagnetit-Zusammensetzung

Die Untersuchungen von *Jackson et al.* (1998) haben für synthetischen Titanomagnetit (kugelige Einkristalle) gezeigt, dass mit steigendem Ti-Gehalt die intrinsische Suszeptibilität sinkt. Der Anstieg der Suszeptibilität mit zunehmender Feldstärke ist umso höher, je mehr Ti in den tmt eingebaut wird (siehe Abb. 2.5). Um die Feldabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität besser beschreiben zu können, wurde von *de Wall* (2000a) der Parameter f_{fd} eingeführt (siehe Gl. (11) oder Formel in Abb. 5.1), vergleichbar dem Parameter zur Beschreibung der Frequenzabhängigkeit der Suszeptibilität (z.B. *Dearing et al.*, 1996b, *Muxworthy*, 2001). Dieser Parameter drückt den prozentualen Unterschied von κ , gemessen bei einer Feldstärke von 30 (lineares Verhalten zwischen Feldstärke und Magnetisierung) und 300 A/m (nicht-lineares Verhalten) bei konstanter Frequenz aus. Die untersuchten Proben stammen von einem subvulkanischen Gang aus Riedheim (Hegau, SW-Deutschland), bei dem es sich um Olivin-Melilithit handelt, der als Opakphasen Titanomagnetit und Cr-Al-Spinell beinhaltet (siehe auch *Vahle*, 1999, *de Wall et al.*, 2004). Generell zeigt sich eine Zunahme von f_{fd} mit steigendem Ti-Einbau in den tmt (Abb. 5.1). Somit lässt sich mit Hilfe der Feldabhängigkeit schnell feststellen, ob tmt anwesend ist. Darüber hinaus lässt sich bei einer strikten Gültigkeit des von *de Wall* (2000a) beschriebenen Trends anhand von f_{fd} die Curie-Temperatur des tmt und damit dessen Zusammensetzung abschätzen.

Neben Titanomagnetit zeigt auch Pyrrhotin eine Feldabhängigkeit von κ in Form von ansteigenden Suszeptibilitäten bei Feldstärken ab 10 bis 100 A/m (*Worm et al.*, 1993). Die Autoren führen dabei diesen

Effekt im Wesentlichen ebenfalls auf Bewegungen der Domänenwände zurück. Ein wichtiger Unterschied ist jedoch, dass die Feldabhängigkeit von Pyrrhotin stark von der Korngröße abhängt. Sie tritt lediglich bei Körnern ab ca. hundert Mikrometern Größe auf, während solche, die ca. 20 µm und kleiner sind, keine Feldstärkeneffekte aufweisen. In den Basalten der HSDP-2 kommt zwar Pyrrhotin vor, jedoch ist dessen Anteil verglichen mit dem von tmt vernachlässigbar, zumal die Korngrößen im Bereich von wenigen Mikrometern liegen, weshalb der Pyrrhotin nicht zur Feldabhängigkeit der HSDP-2 Proben beiträgt und hier nicht weiter diskutiert werden soll.

Um den Effekt der Feldabhängigkeit näher zu untersuchen, wurde von ausgesuchten Proben der HSDP-2 Bohrung die Suszeptibilität bei unterschiedlichen Stärken des Magnetfeldes gemessen. Bei den meisten der Proben handelt es sich um solche, deren magnetische Eigenschaften durch homogenen Ti-reichen tmt gekennzeichnet sind. Es wurden dabei Proben untersucht, die aufgrund ihrer gesteinsmagnetischen und magneto-mineralogischen Eigenschaften den Gruppen 1 bis 3 zugeordnet werden konnten. Zur besseren Unterscheidung der Paragenese und Zusammensetzung der Phasen wurde daher in den nachfolgenden Diagrammen des Kapitels den Proben ein Symbol und eine Farbe zugeordnet, die der Gruppenzugehörigkeit entspricht (siehe Abb. 5.2):

- Quadrate (schwarz) entsprechen der **Gruppe 1a**: mittlere bis hohe κ -Werte, Ti-reicher tmt + ilhm, wobei das magnetische Verhalten von tmt dominiert wird
- Kreise (grün) stehen für die **Gruppe 1b**: mittlere bis hohe κ -Werte, Ti-reicher tmt + ilhm (diese Proben sind durch einen hohen ilhm-Anteil gekennzeichnet, was sich auf das Gefüge der Fe-Ti Oxide auswirkt)
- Rauten (orange) sind Proben der **Gruppe 2**: mittlere bis hohe κ -Werte, oxidiertes tmt mit mt-naher Zusammensetzung + ilhm
- Dreiecke (rot) gehören zur **Gruppe 3**: niedrige bis mittlere κ -Werte, oxidiertes mt-naher tmt + ilhm, teils auch hm, Verhalten wird von ilhm dominiert.

Abbildung 5.3a zeigt die Suszeptibilitäten von einigen untersuchten Proben in Abhängigkeit von der Feldstärke. Die Daten wurden aufgrund der unterschiedlichen Werte der Proben, die u.a. aus den verschiedenen Opakphasenanteilen resultieren, zum besseren Vergleich des Suszeptibilitätsanstiegs auf den Anfangswert bei 2 A/m

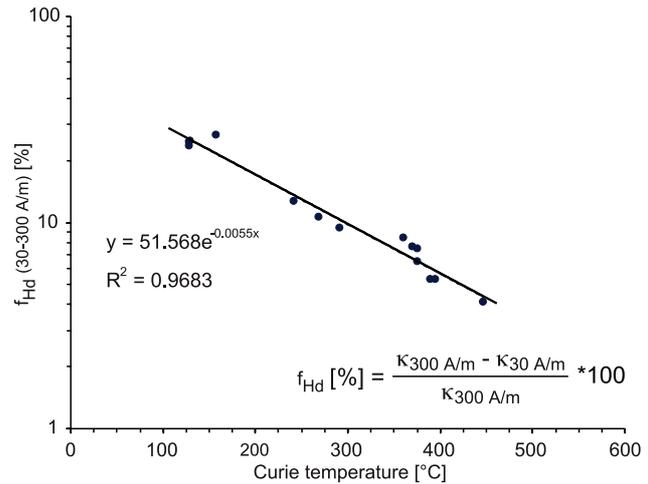


Abb. 5.1: Feldabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität in Abhängigkeit von der Curie-Temperatur des Titanomagnetit von natürlichen Proben des Riedheimer Basaltgangs (mit Formel zur Berechnung des f_{Hd} -Parameters); field-dependence versus titanomagnetite Curie temperature for natural basalt samples from the Riedheim dyke (with formula for calculation of f_{Hd} parameter, after de Wall, 2000a).

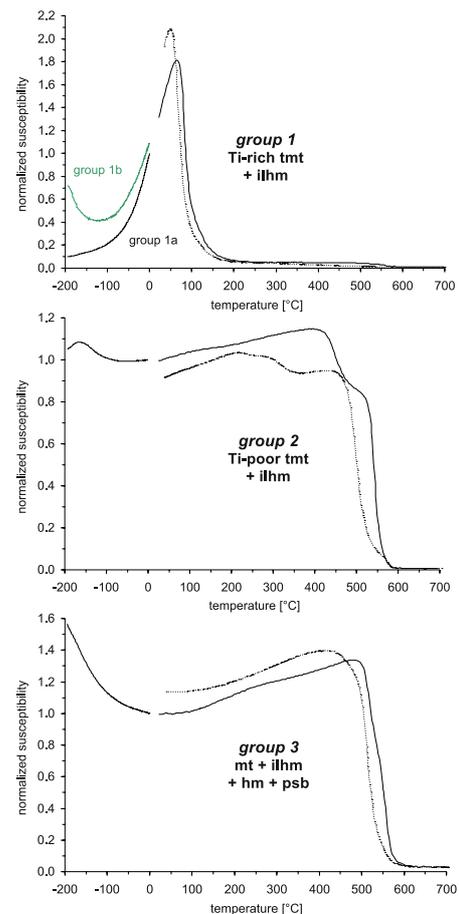


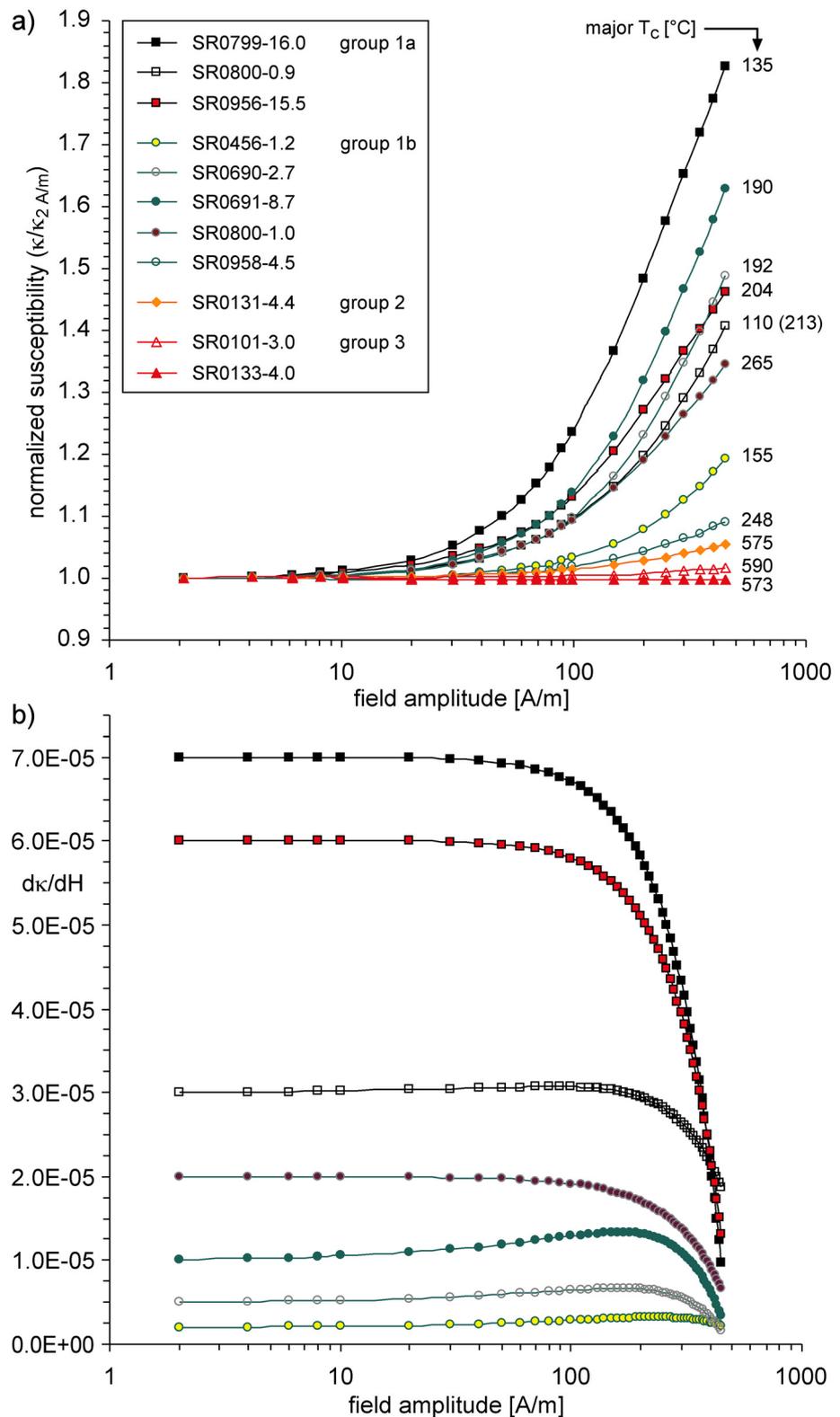
Abb. 5.2: Probengruppierung (basierend auf dem $\kappa(T)$ -Kursenverlauf), die die Opakphasenparagenese widerspiegelt; sample groups according to the $\kappa(T)$ -curves, reflecting the opaque phase assemblage.

normiert. Die Proben der Gruppe 1a und 1b, die durch Ti-reichen tmt gekennzeichnet sind, zeigen einen deutlichen Anstieg der Suszeptibilität mit zunehmender Feldstärke. Die Proben der Gruppe 2 und 3 weisen dagegen entsprechend ihrer Opakphasen-Paragenese (kein oder nur sehr untergeordneter Ti-reicher tmt) konstante bis nur leicht ansteigende κ -Werte auf. Generell zeigen die meisten Proben der Gruppe 1a einen etwas stärkeren κ -Anstieg als die der Gruppe 1b. Dies passt gut zu den beobachteten T_C -Spektren der tmt-Zusammensetzung der Gruppen (1a: 102 – 204 °C, 1b: 155 – 286 °C). D.h. der bei den Proben der Gruppe 1a beobachtete stärkere κ -Anstieg ist mit einem Ti-reicheren tmt assoziiert. Kombiniert man nun die Kur-

ven im Diagramm mit den dazugehörigen T_C , so sollten der κ -Anstieg und die T_C des tmt negativ korrelieren (je stärker der κ -Anstieg, desto mehr Ti im tmt und daher geringere T_C). Für einen Teil der Messungen ist dieser Zusammenhang zutreffend, d.h. die Feldabhängigkeit hängt von der tmt-Zusammensetzung ab. Es gibt jedoch Abweichungen, wie z.B. die Proben SR0800-0.9, SR0456-1.2 oder SR0958-4.5, die entweder zu niedrige T_C oder einen zu geringen κ -An-

Abb. 5.3: a) Magnetische Suszeptibilität (normiert auf den Wert bei 2 A/m) in Abhängigkeit der Stärke des Magnetfeldes (die Zahlen in Klammern entsprechen der Curie-Temperatur des Titanomagnetit); b) anhand einer polynomischen Trendkurve berechnete Steigung der Feldabhängigkeits-Kurven (nicht normiert) einiger Gruppe 1a und 1b Proben;

a) magnetic susceptibility (normalized with value at 2 A/m) versus field amplitude (the number in brackets show titanomagnetite Curie temperatures); b) slope of the field dependence-curves (not normalized) derived from polynomial trend for some group 1a and 1b samples.



stieg bei höheren Feldstärken und daher eine zu geringe Feldabhängigkeit aufweisen, weshalb weitere Faktoren für die Feldabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität verantwortlich sein müssen.

In Abhängigkeit von der Methode, die zur Bestimmung der T_C anhand der $\kappa(T)$ -Kurven verwendet wird, und dem $\kappa(T)$ -Kurvenverlauf kann es zu Abweichungen zwischen der ermittelten T_C und der tatsächlichen tmt-Zusammensetzung kommen. Dies haben z.B. jüngste Daten synthetischer Proben von R. Engelmann gezeigt (siehe z.B. Engelmann et al., 2004): zwischen der Curie-Temperatur, abgeleitet aus der Tangenten-Methode und der aus der reziproken Suszeptibilität besteht eine durchschnittliche Differenz von ca. 8° (maximal 42°). Für die Proben der HSDP-2 wurde die Tangenten-Methode, beschrieben in Grommé et al. (1969), verwendet (siehe auch Kap. 2.2). Anhand von Messungen mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde wurde dabei in den meisten Basalten ein unterschiedliches Spektrum an tmt-Zusammensetzungen gefunden (siehe z.B. Abb. 4.8a oder 4.28a). D.h. der $\kappa(T)$ -Kurvenverlauf ist nicht nur eine Funktion der Zusammensetzung, sondern spiegelt darüber hinaus das Spektrum der Zusammensetzungen wider (schmäler κ -Peak: gut definierte Zusammensetzung (z.B. SR0132-5.3, Abb. 4.51a), breiter κ -Peak: breiteres Spektrum (z.B. SR0501-1.1, Abb. 4.27a)). Ein Grund für die Variationsbreite der Zusammensetzungen ist z.B. die Abkühlungsgeschwindigkeit, wobei eine schnelle Abkühlung aufgrund von lokalen Inhomogenitäten in der Schmelzzusammensetzung, die u.a. aus unterschiedlichen Diffusionsgeschwindigkeiten der Ionen resultieren, ein breiteres Zusammensetzungsspektrum zur Folge hat (siehe Kap. 3.3). Ein Vergleich der anhand der gemittelten Zusammensetzung berechneten T_C (nach Clark, 1997) mit der graphisch bestimmten T_C zeigt fast grundsätzlich einen höheren Wert der anhand der $\kappa(T)$ -Kurven ermittelten Curie-Temperaturen (siehe Abb. 5.4). Durchschnittlich beträgt der Unterschied ca. 29° . Bei den Proben mit einer T_C von über 200 bis 300°C sind dabei die größten Abweichungen zu beobachten. Hierbei könnte es sich teilweise um tmgh handeln, da eine Maghemitisierung eine Erhöhung der T_C zur Folge hat (siehe z.B. O'Reilly & Readman, 1971, Hauptmann, 1974, und Kap. 4.1.1). Für manche Proben hat sich gezeigt, dass sie im Hinblick auf ihre tmt-Zusammensetzung einen zu geringen Anstieg bei höheren Feldern aufweisen. Dies kann dabei nicht auf eine zu niedrige Curie-Temperatur zurückgeführt werden,

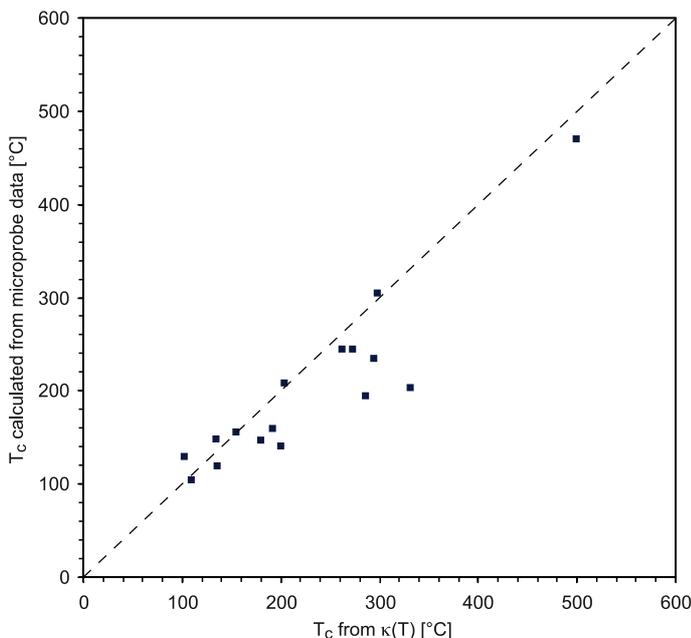


Abb. 5.4: Vergleich der graphisch bestimmten Curie-Temperatur mit der aus der gemittelten Zusammensetzung der Mikrosonden-Daten berechneten;

Comparison of graphically determined Curie temperatures with the calculated ones (after Clark, 1997), based on averaged microprobe data.

da es meist zu einer Überschätzung der T_C auf graphischem Wege kommt. Daher sind einige Proben durch eine bezüglich ihrer tmt-Zusammensetzung zu schwachen Feldabhängigkeit gekennzeichnet.

Der Unterschied zwischen den Proben der Gruppe 1a und 1b wird in Abbildung 5.3b deutlich, in der die 1. Ableitung der κ - H_{AC} -Kurven einiger Proben (aus Abb. 5.3a, gleiche Symbole) dargestellt ist. Die Proben der Gruppe 1a zeigen überwiegend einen deutlich stärkeren κ -Anstieg ($3 - 8 \cdot 10^{-5}$), d.h. eine größere Steigung als die der Gruppe 1b (bis maximal $3 \cdot 10^{-5}$). Die Proben der Gruppe 1a sind darüber hinaus durch einen kontinuierlichen Anstieg der Suszeptibilität bei kleineren Feldstärken ($< \text{ca. } 40 - 100 \text{ A/m}$) gekennzeichnet, während die der Gruppe 1b teilweise eine Zunahme der Steigung bei höheren

heren Feldstärken (> ca. 40 – 60 A/m) aufweisen. Bei größeren Feldstärken von ca. 200 A/m kommt es zu einer deutlichen Verringerung der Steigung. Möglicherweise sind bis zu diesem Intervall die meisten Domänenwandverschiebungen vollzogen, sodass sich bei größeren Feldstärken eine gewisse „Sättigung“ einzustellen beginnt, die durch die nun schwächer ansteigenden Suszeptibilität angezeigt wird.

In dieser Arbeit wurde für alle Probenzylinder die magnetische Suszeptibilität mit dem Minikappa KLF-3 bei Feldstärken von 30 und 300 A/m gemessen und daraus die Feldabhängigkeit berechnet. Erst nachdem die Kappabrücke KLY-4S zur Verfügung stand (Messkampagne am Geologischen Institut der Universität Würzburg im Juli 2003, ab Januar 2004 dann am Geologisch-Paläontologischen Institut der Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg), konnte bei Feldstärken von 2 bis 450 A/m gemessen werden. Die AMS wurde dabei bei vier verschiedenen Feldstärken (6, 50, 200 und 450 A/m) bestimmt, um den gesamten mit der Kappabrücke KLY-4S messbaren Feldstärkenbereich abzudecken. Von einigen wenigen Proben wurde freundlicherweise von der Arbeitsgruppe von Frantisek Hrouda (Firma Agico, Brno) vorab (April 2003) die AMS bei Feldstärken von 2 bis 400 A/m gemessen. Daher wurden zur Berechnung des Feldabhängigkeitsparameters die Messungen bei Feldstärken von 30 und 300 A/m sowie 6 und 450 A/m herangezogen.

Die Feldabhängigkeit (bei 30 und 300 A/m) der HSDP-2 Proben ist in Abbildung 5.5 als Funktion der Curie-Temperatur des tmt dargestellt, mit steigendem Ti-Gehalt im tmt nimmt die Feldabhängigkeit zu.

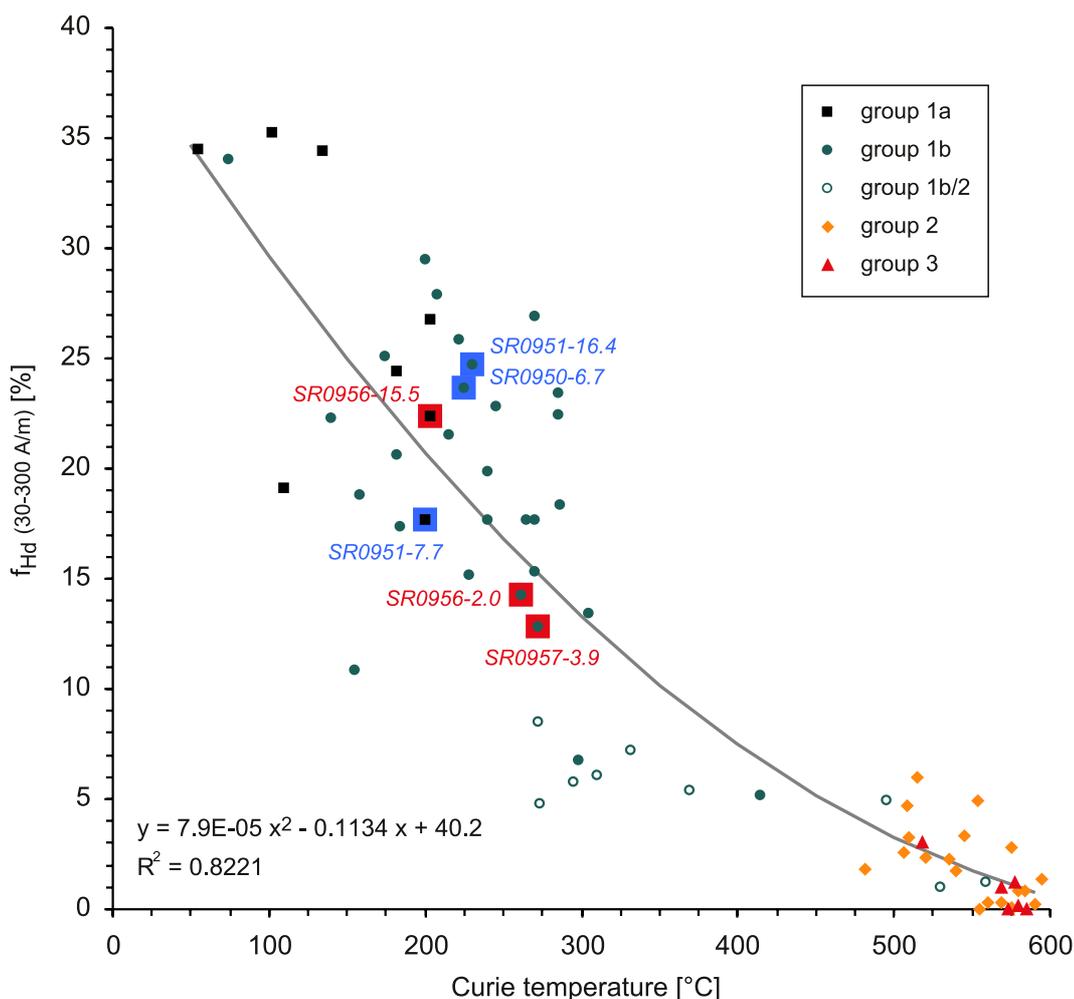


Abb. 5.5: Feldabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität (bei 30 und 300 A/m) der HSDP-2 Proben als Funktion der Curie-Temperatur des Titanomagnetits; field dependence of magnetic susceptibility (at 30 and 300 A/m) versus titanomagnetite Curie temperature for HSDP-2 samples.

Diese Daten zeigen, dass die Beziehung zwischen der tmt-Zusammensetzung und der Feldabhängigkeit durch eine polynome Funktion der 2. Ordnung beschrieben werden kann und daher kein strikt linearer Zusammenhang besteht. Der Korrelationskoeffizient ist dabei mit $R^2 = 0.82$ relativ gut. Für dieses Diagramm wurden nur Proben berücksichtigt, die lediglich eine T_C oder eine stark dominierende T_C aufweisen. Eine z.B. aus einem Ti-reichen und einem Ti-armen tmt bestehende Paragenese würde für die Feldabhängigkeit einen Mischwert liefern, der von den Konzentrationen beider Phasen abhängt. Trotz dieser Beschränkung ist eine relativ große Streuung der Werte zu beobachten. Die Proben mit T_C von ca. 260 bis 430 °C und relativ niedrigen f_{Hd} -Werten von < 9 % weisen zum einen teilweise eine stärker ausgebildete zweite, höhere T_C auf (Gruppe 1b-Mischtyp), die jedoch bei der Abkühlkurve nicht mehr vorhanden ist. Zum anderen scheint es sich hierbei teilweise um Titanomagnetit zu handeln. Magnetisierung führt zu einem geringeren Fe^{2+} -Anteil im tmt, was in einer geringeren Kristallanisotropie resultiert (O'Reilly, 1984). Dadurch sinkt die Wandverschiebungsenergie, was eine Verringerung der Feldabhängigkeit bewirkt (siehe auch de Wall, 2000b). Die relativ hohen f_{Hd} -Werte der Proben mit $T_C > ca. 500$ °C sind wahrscheinlich auf Ti-reichen tmt zurückzuführen, der untergeordnet zu dem Ti-armen tmt auftritt. Die Streuung für tmt mit T_C zwischen ca. 100 und 300 °C lässt sich jedoch nicht mit unterschiedlichen Zusammensetzungen in einer Probe oder mit Magnetisierung erklären. Daher wird in den folgenden Kapiteln der Einfluss der Korngröße, der Temperaturabhängigkeit und der Anisotropie als mögliche Ursache für das Abweichen von der Trendkurve bzw. die Streuung der Daten diskutiert.

5.2 Korngrößeneffekte

Die Untersuchungen von Worm et al. (1993) haben für Pyrrhotin einen Zusammenhang zwischen der Feldabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität und der Korngröße festgestellt (siehe Kap. 5.1). Dieser Effekt tritt bei Körnern ab einer Größe von ca. 25 µm auf und macht sich aber erst bei solchen im Bereich

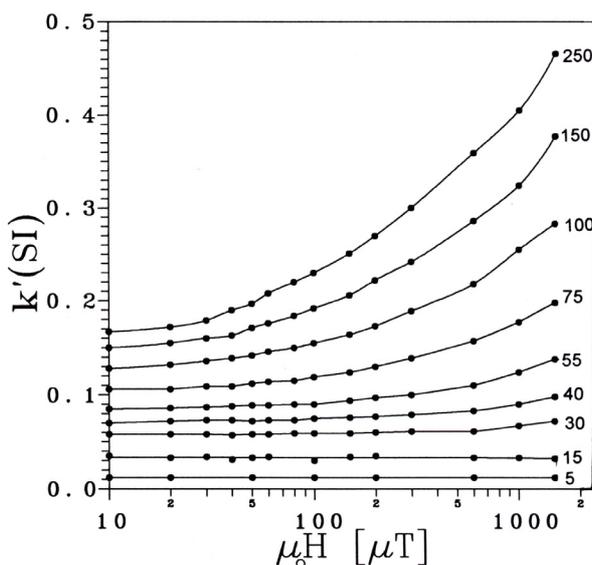


Abb. 5.6: Feldabhängigkeit von Pyrrhotin für verschiedene Korngrößenspektren;

field dependence of in-phase susceptibility for different grain size fractions (250: 150 – 250 µm, 150: 100 - 150 µm, 100: 75 – 100 µm, ... 5: < 5 µm; from Worm et al., 1993).

von Hundert Mikrometern und größer deutlich bemerkbar (siehe Abb. 5.6). Bei Untersuchungen von de Wall (2000b) wurde deutlich, dass die Feldstärkenabhängigkeit von Pyrrhotin neben der Korngröße auch von anderen Parametern, wie z.B. der Defektkonzentration gesteuert sein muss.

In Abbildung 5.5 sind die Daten von einigen Intrusionen hervorgehoben (rote und blaue Quadrate). Diese Proben besitzen eine ähnliche tmt-Zusammensetzung bei einem deutlich unterschiedlichen Korngrößenspektrum. Die Proben SR0950-6.7 und SR0951-16.4 sind durch sehr ähnliche gesteinsmagnetische und magneto-mineralogische Eigenschaften gekennzeichnet (siehe Tab. 5.1). Die Probe SR0951-7.7 besitzt eine etwas Ti-reichere Zusammensetzung und müsste daher eine höhere Feldabhängigkeit aufweisen als die beiden anderen Proben dieser Einheit. Es ist jedoch genau

das Gegenteil der Fall, der f_{Hd} -Wert ist deutlich kleiner. Mikroskopische Untersuchungen ergaben, dass SR0951-7.7 deutlich kleinere tmt-Körner enthält (20 – 40 μm , verglichen mit 40 – 80 μm für die anderen beiden Proben). Ein weiteres Beispiel bilden die in Kapitel 4.1.1 ausführlich beschriebenen Proben der unit 0341b (siehe Abb. 4.2, 4.3 und 4.6). Die Probe aus dem Zentrum (SR0956-15.5) ist durch einen gegenüber den Gangrändern Ti-reicheren tmt mit deutlich größeren Korngrößen gekennzeichnet. Der Wert dieser Probe liegt in Abbildung 5.5 etwas oberhalb der f_{Hd} - T_C -Trendkurve. Unter Voraussetzung einer strengen Gültigkeit dieses Trends müssten die Werte der beiden Proben vom Gangrand (SR0956-2.0 und SR0957-3.9) ebenfalls knapp oberhalb dieser Kurve zu liegen kommen, wobei sie aufgrund der Ti-ärmeren Zusammensetzung des tmt zu niedrigeren f_{Hd} -Werten hin verschoben sein sollten. Dies ist nicht zutreffend, sie zeigen eine Abweichung zu niedrigeren Werten für den f_{Hd} -Parameter. Diese Abweichung von der Trendkurve könnte zwar ebenfalls durch eine zu geringe T_C erzeugt werden, allerdings stimmen die graphisch bestimmten T_C gut bis sehr gut mit der anhand der Mikrosondendaten berechneten überein (siehe Tab. 4.2). Die anhand der chemischen Zusammensetzung berechnete T_C (nach Clark, 1997) weicht für die Gangränder mit bis zu 29 °C (auf Durchschnittswerte bezogen) zu niedrigeren Werten hin ab. D.h. legt man die chemische Zusammen-

setzung der tmt zugrunde kommt es zu einer noch größeren Abweichung vom Trend. Daher scheint sich die Korngröße in Form einer Reduzierung

Tab. 5.1: Gesteinsmagnetische und magneto-mineralogischen Eigenschaften einiger Intrusionen.

Probe	K_{30} A/m [10^{-3} SI]	f_{Hd} [%]	Haupt- T_C [°C]	Gruppe	tmt-Korngröße [μm]	Opakphasenanteil [%]
SR0950-6.7	32.3	24	225	1b	40 - 80	8
SR0951-7.7	19.6	18	200	1a	20 - 40	8
SR0951-16.4	29.6	25	230	1b	40 - 60	8
SR0956-2.0	24.7	14	262	1b	5 - 35	10
SR0956-15.5	39.6	22	204	1a	15 - 40, bis 130	11
SR0957-3.9	28.0	13	273	1b	4 - 12	10

der Feldabhängigkeit bei kleineren Körnern auszuwirken.

Um zu überprüfen, ob es sich bei den beobachteten Korngrößen in den Proben der unit 0341b auch um die magnetisch wirksamen Korngrößen handelt, sind in Abbildung 5.7 die Hysteresedaten in einem Day-Diagramm (Day et al., 1977, Dunlop, 2000a und b) dargestellt. Die beiden Proben der Gangränder, die gegenüber der Probe aus dem zentralen Bereich des Gangs durch einen etwas Ti-ärmeren tmt mit deutlich kleineren Korngrößen gekennzeichnet sind, besitzen eine höheres J_{rs}/J_r - und niedrigeres H_{cr}/H_c -Verhältnis. Damit weisen SR0956-2.0 und SR0957-3.9 eine hohe remanente Magnetisierung und Koerzitivkraft auf, was in einem härter magnetischen Verhalten resultiert. Dies gilt als ein Indiz für kleinere Korngrößen. Daher liegen dem magnetischen Verhalten der Gangrandproben kleinere magnetische Domänen zugrunde als für das der Probe aus dem Zentrum. Kleinere Korngrößen führen daher im Vergleich zu größeren zu einer schwächeren Feldabhängigkeit.

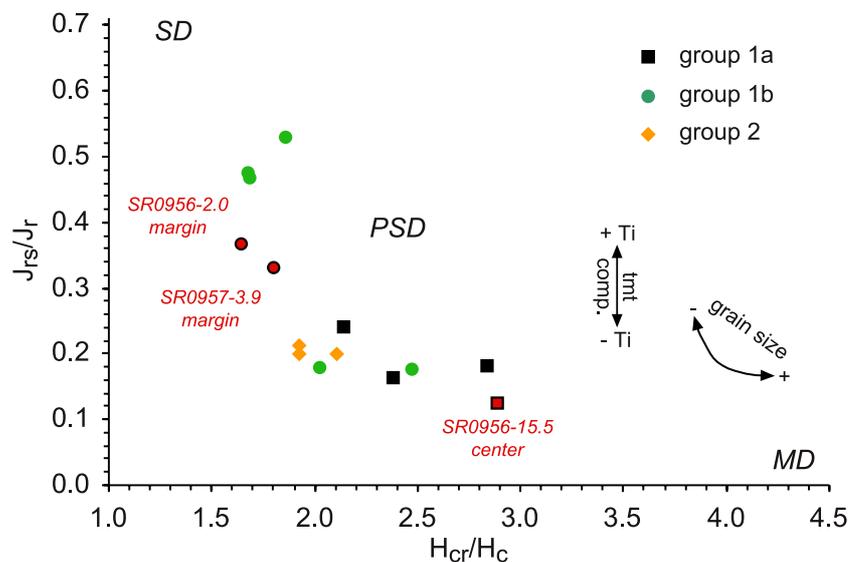


Abb. 5.7: Dayplot einiger HSDP-2 Proben; Dayplot of some HSDP-2 samples.

Jackson *et al.* (1998) konnten zwar bei ihren Feldabhängigkeits-Messungen an synthetischen, sowie einigen Proben der SOH-1 Bohrung, Hawaii, und eines Gangs aus Island keinen Einfluss der Korngröße erkennen. Der Schwerpunkt ihrer Studie lag jedoch darin, ob für die magnetische Suszeptibilität ein feldabhängiges Verhalten zu beobachten ist, und nicht, die Feldabhängigkeit quantitativ mit der Zusammensetzung des tmt in Bezug zu setzen. Ein wichtiges Ziel dieser Arbeit war, zu prüfen, ob sich der f_{Hd} -Parameter generell zur Abschätzung der tmt-Zusammensetzung eignet.

In Abbildung 5.8a ist das Korngrößenspektrum des tmt einiger Proben gegen die Feldabhängigkeit, berechnet für die Werte bei 30 und 300 A/m, dargestellt. Einige Proben sind dabei durch das vereinzelte Auftreten sehr großer Körner gekennzeichnet. Der einzelne Datenpunkt stellt hierzu die Obergrenze dar, während das Spektrum durch einen horizontalen Balken widergespiegelt wird. Da f_{Hd} stark von der tmt-Zusammensetzung abhängt, sind zusätzlich die Curie-Temperaturen des tmt angegeben. Die Proben mit der stärksten Feldabhängigkeit besitzen die niedrigste T_{C} und daher eine Ti-reiche tmt-Zusammensetzung, während solche mit niedrigen f_{Hd} -Werten relativ hohe T_{C} (Ti-ärmerer tmt) aufweisen. Dieser Zusammenhang wird von einer positiven Korrelation begleitet, die durch mit steigenden Korngrößen stärkere f_{Hd} gekennzeichnet ist. Dies wird z.B. bei den Proben SR0799-16.0, SR0691-8.7, SR0956-15.5 und SR0957-3.9 deutlich. SR0456-1.2 zeigt im Verhältnis zur tmt-Zusammensetzung eine deutlich zu niedrige Feldabhängigkeit. Allerdings erreichen die tmt-Körner lediglich Größen von bis zu 10 μm . SR0800-1.0 weist dagegen im Bezug auf die T_{C} einen hohen f_{Hd} -Wert auf, der wahrscheinlich mit den relativ großen Korngrößen in Verbindung steht.

Dass es sich bei den mikroskopisch beobachteten Korngrößen auch um die magnetisch wirksamen handelt, wurde schon in Abbildung 5.7 (Daydiagramm) angedeutet. In Abbildung 5.8b ist der f_{Hd} -Parameter in Abhängigkeit des anhand von Hysteresemessungen bestimmten $H_{\text{cr}}/H_{\text{c}}$ -Verhältnisses dargestellt. Hohe Werte des $H_{\text{cr}}/H_{\text{c}}$ -Verhältnisses deuten auf große Körner bzw. Domänen hin, während niedrige Werte eher auf single-domain Teilchen weisen. Wie schon in Abbildung 5.8a zeigt sich auch hier eine positive Korrelation, wobei die Proben der Gruppe 1a (gestrichelte Linie) die höchsten Werte besitzen, während Proben der Gruppe 1b (gepunktete Linie) ein breites Spektrum zeigen, das z.T. an die Textur der Fe-Ti Oxide geknüpft ist (meist etwas kleinere tmt-Korngrößen als für Proben der Gruppe 1a und eine Dominanz der länglich ausgebildeten ilhm, die z.T. tmt-Ränder aufweisen). Dies spiegelt sich in einem generell etwas härter magnetischen Verhalten der Proben der Gruppe 1b wider (MDF-Durchschnittswerte): 1a: 11.9 ± 6.1 mT, 1b: 17.6 ± 7.8 mT. In Abhängigkeit von der Teilchengröße verändert sich die Domänenanzahl (siehe Kap. 2.1 oder auch *Soffel*, 1971), wobei Körner mit kleineren Korngrößen eine geringere Domänenanzahl aufweisen. Dies resultiert in einer Erhöhung der magnetostatischen Energie, was zugleich eine Verringerung der Wandverschiebungsenergie zur Folge hat (siehe oben). Aufgrund der höheren magnetostatischen Energie und der niedrigeren Wandverschiebungsenergie ist es bei kleineren Körnern schwieriger, Domänenwände zu verschieben, d.h. es muss eine höhere Energie bzw. Feldstärke angelegt werden. Dies hat eine geringere Suszeptibilitätserhöhung zur Folge. Titanomagnetite mit kleinen Korngrößen erzeugen daher eine schwächere Feldabhängigkeit als Körner mit gleicher Zusammensetzung, aber größeren Korngrößen.

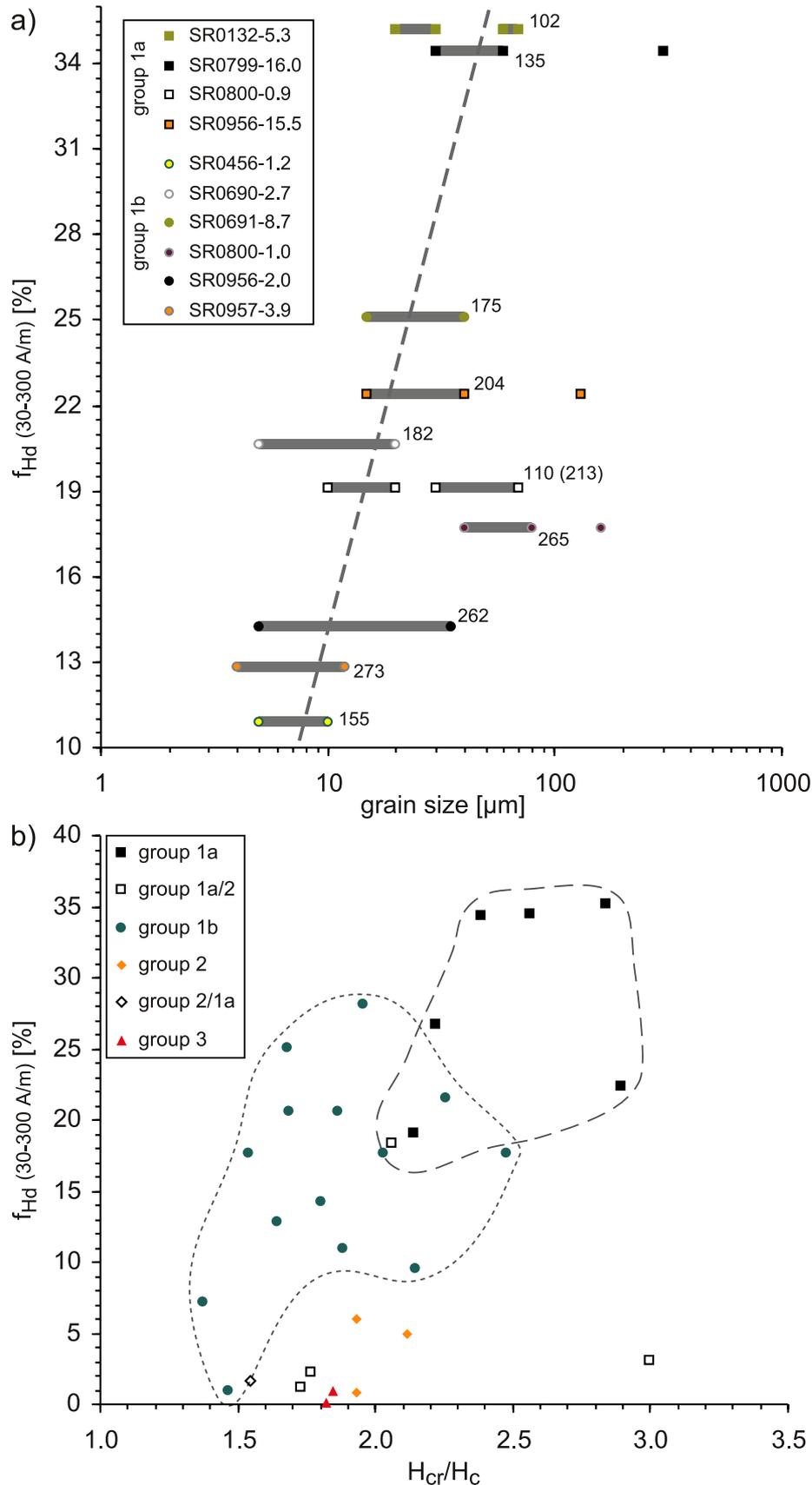


Abb. 5.8: a) Feldabhängigkeit (berechnet für 30 und 300 A/m) einiger Proben als Funktion des Korngrößenspektrums von Titanomagnetit (die Zahlen geben die Curie-Temperatur des Titanomagnetits an), und b) in Abhängigkeit des H_{cr}/H_c -Verhältnisses, das als indikativ für die magnetisch wirksame Korngröße angesehen werden kann; a) field dependence (calculated for 30 and 300 A/m) of some samples versus grain size range of titanomagnetite (the numbers indicate Titanomagnetite Curie temperatures) and b) versus H_{cr}/H_c ratio, indicating magnetic effective grain sizes.

5.3 Temperaturabhängigkeit von f_{Hd}

Die meisten gesteinsmagnetischen Parameter werden bei Raumtemperatur gemessen. Jedoch zeigt sich besonders bei den Titanomagnetiten mit hohem Ti-Gehalten eine starke Abhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität von der Temperatur (siehe Abb. 5.2, Gruppe 1). Mit steigendem Ti-Gehalt wird das magnetische Verhalten von tmt von der Magnetostriktion und der magnetokristallinen Anisotropie dominiert. Beide Parameter weisen eine deutliche Temperaturabhängigkeit auf (z.B. *Fletcher & O'Reilly, 1974, Syono & Ishikawa, 1963, Moskowitz, 1993*), was sich in dem starken Anstieg der Suszeptibilität mit zunehmender Temperatur niederschlägt. Der f_{Hd} -Parameter basiert auf Suszeptibilitätsunterschieden bei verschiedenen Feldstärken und wird bei Raumtemperatur gemessen. Betrachtet man die $\kappa(T)$ -Kurven der Gruppe 1, so stellt man im Bereich der Raumtemperatur bereits einen starken Suszeptibilitätsanstieg fest. In diesem Kapitel soll überprüft werden, wie sich dieses Verhalten auf den f_{Hd} -Parameter auswirkt.

Abbildung 5.9a zeigt $\kappa(T)$ -Kurven, gemessen bei verschiedenen Feldstärken in Luft zwischen -196 und 260 °C. Es handelt sich dabei um die Probe SR0132-5.3, deren magnetisches Verhalten von homogenem Ti-reichen tmt mit einer Curie-Temperatur von ca. 102 °C getragen wird. Von den korrigierten Rohdaten (Cryostat abgezogen) wurden interpolierte Suszeptibilitäts-Temperatur-Paare mit einer Auflösung von 1 °C berechnet. Aus den hieraus erhaltenen Daten der Messungen bei einer Feldstärke von 50 und 300 A/m wurde der f_{Hd} -Parameter für das Temperaturintervall von -190 bis 250 °C berechnet. Der Verlauf der f_{Hd} -Kurve in Abhängigkeit der Temperatur ist in Abbildung 5.9b dargestellt. Aus dieser Darstellung wird deutlich, dass der f_{Hd} -Parameter bei relativ Ti-reichem tmt stark von der Temperatur abhängt. Zwischen ca. -100 und 160 °C ändern sich die Werte der Feldabhängigkeit. Das Maximum liegt mit ca. 32% nahe der Raumtemperatur und deutlich unterhalb der Temperatur des κ -Peaks (bei ca. 60 °C). Dies resultiert aus einem größeren Unterschied der κ -Werte unterhalb der Peak-Temperatur als oberhalb davon und hängt wahrscheinlich mit der Summe der zugeführten Energien (thermische Energie und Energie des Wechselfelds) zusammen. Bei niedrigeren Temperaturen scheint die Energie des Wechselfeldes zu dominieren, was dazu führt, dass nur ein stärkeres Magnetfeld in der Lage ist, die nötigen Wandverschiebungen hervorzurufen, um hohe Suszeptibilitäten zu erzeugen. Dies zeigt sich z.B. auch durch den deutlich breiteren κ -Peak der Messung bei 300 A/m verglichen mit den relativ ähnlichen bei 4 und 50 A/m. Bei höheren Temperaturen dominiert die thermische Energie, die der Ausrichtung der magnetischen Momente entgegenwirkt, was eine Verringerung der Suszeptibilität zur Folge hat. Bei höheren Temperaturen können daher schon schwache Magnetfelder (z.B. ca. 100 μT bzw. 80 A/m) die Domänenwände verschieben (*Dunlop & Özdemir, 1997*), weshalb der Unterschied zwischen den bei verschiedenen Feldstärken gemessenen $\kappa(T)$ -Kurven geringer ist als bei Temperaturen deutlich unterhalb des Suszeptibilitätsmaximums. Bei diesem Maximum (ca. 60 °C) zeigen sich bereits niedrigere f_{Hd} -Werte. Bei etwas höheren Temperaturen ist ein zweites Maximum zu beobachten, das wahrscheinlich aus dem sehr steilen $\kappa(T)$ -Gradienten nach Überschreiten des Suszeptibilitäts-Peaks resultiert.

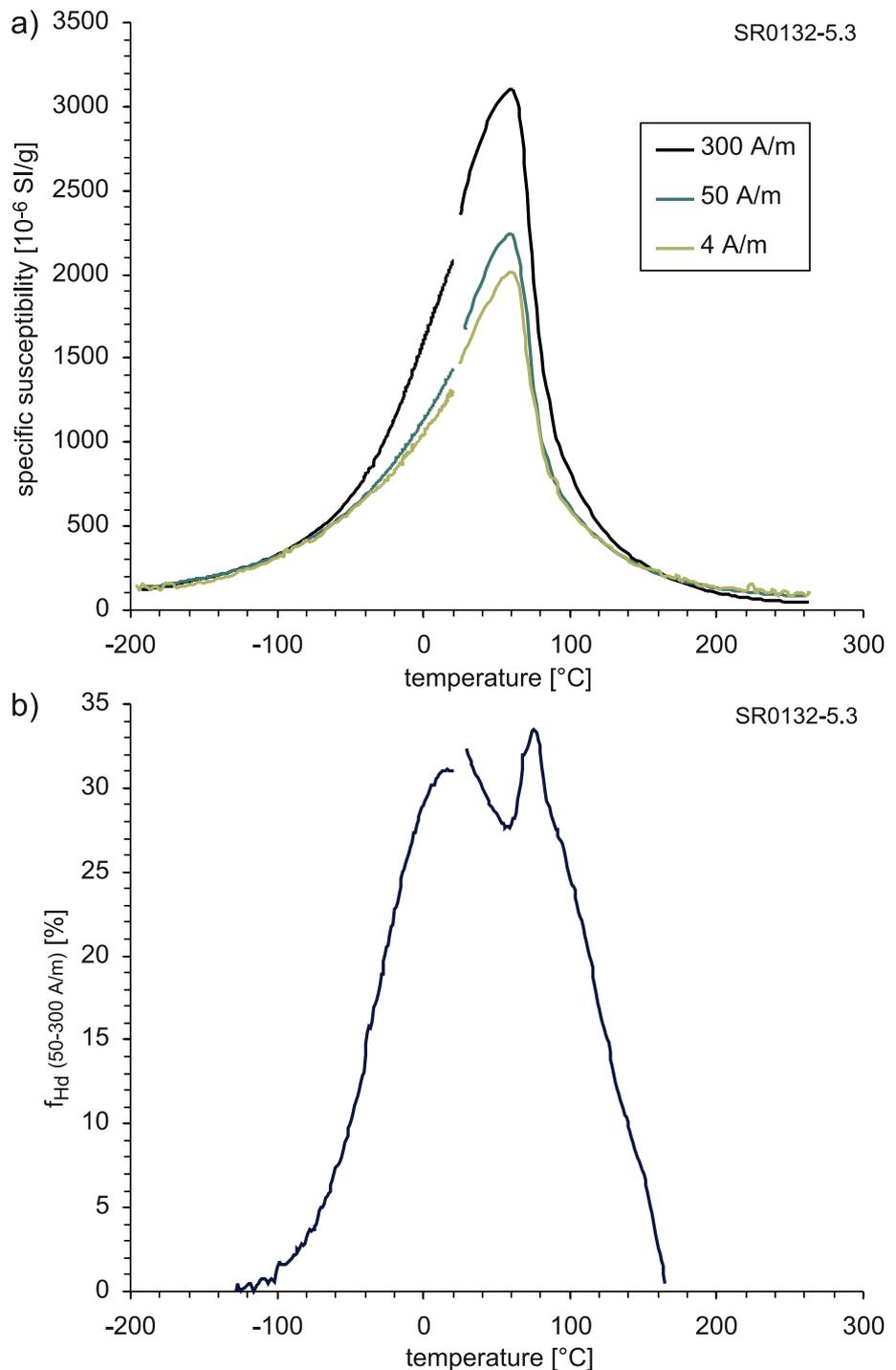
Der Suszeptibilitätspeak selbst bildet sich dabei durch die starke Temperaturabhängigkeit der magnetokristallinen Anisotropiekonstante K_1 und der Magnetostriktion aus, was bei MD-Teilchen von Titanomagnetit auf die Dominanz dieser beiden Effekte gegenüber der Formanisotropie hinweist (*Senanayake & McElhinny, 1981, Clark & Schmidt, 1982, Appel & Soffel, 1984*). *Moskowitz & Halgedahl (1987)* haben anhand theoretischer Modelle für TM60 festgestellt, dass die Blockungstemperatur von Partikeln, die durch die magnetokristalline Anisotropie dominiert sind, sehr viel niedriger ist als die Curie-Temperatur. Diese Partikel sind dabei viel empfänglicher für eine Änderung der Domänenkonfiguration. Anhand von IRM- und TRM-Experimenten an synthetischen TM72 konnten *Soffel & Appel (1982)* zwar keine Veränderung

Abb. 5.9: a) Temperaturabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität, gemessen bei Feldstärken von 4, 50 und 300 A/m (die gestrichelte Linie kennzeichnet Raumtemperatur); b) aus den Messungen bei 50 und 300 A/m berechnete Feldabhängigkeit als Funktion der Temperatur (die Messungen wurden von der Arbeitsgruppe von F. Hrouda, Fa. Agico, durchgeführt);

a) temperature dependence of magnetic susceptibility, measured at field amplitudes of 4, 50 and 300 A/m (the dashes line shows room temperature); b) calculated field dependence (based on measurements at 50 and 300 A/m) versus temperature (measurements have been conducted by team of F. Hrouda, Agico company).

der Domänenanzahl feststellen, aber eine Verschiebung der Domänen während des Aufheizens. Eine Verschiebung der Domänenwände haben z.B. auch *Moskowitz & Halgedahl* (1987) für TM60 prognostiziert und *Heider et al.* (1988) bei synthetischem und natürlichem MD-Magnetit beobachtet. Letztgenannte Autoren führen dies auf die Dominanz der Magnetostriktion zurück, da oberhalb einer bestimmten Temperatur die magnetostatische Energie sinkt, was den Einfluss der Wandverschiebungsenergie, die u.a. von der Magnetostriktion abhängig ist, erhöht.

Temperaturabhängige Suszeptibilitätsmessungen der Arbeitsgruppe von M. Jackson am Institute for Rock Magnetism in Minneapolis (<http://www.irm.umn.edu/bestiary/index.html>), die bei verschiedenen Feldstärken (30 bis maximal 2000 A/m) und Frequenzen (40 bis maximal 1000 Hz) durchgeführt wurden, haben u.a. gezeigt, dass der bei Ti-reichem tmt etwas unterhalb der Curie-Temperatur auftretende κ -Peak keine bis eine nur extrem schwache Abhängigkeit von der Frequenz zeigt. Daher sind die Suszeptibilitätsunterschiede zwischen den Messungen bei verschiedenen Feldstärken an die Feldamplitude gebunden. Die Frequenz des Magnetfeldes hat dagegen keinen Einfluss.



Allgemein ist die Feldabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität an eine Verschiebung der Domänenwände gebunden. Die magnetische Suszeptibilität von relativ Ti-reichem tmt ist stark temperaturabhängig (bedingt durch eine Veränderung der Domänenkonfiguration als Funktion der Temperatur, siehe oben), d.h. auch die Domänenwandverschiebung ist temperaturabhängig, was daher in einer Temperaturabhängigkeit von f_{Hd} resultiert. In einem Temperaturintervall von ca. 100 °C steigt dabei die Feldabhängigkeit von niedrigen Werten auf einen Maximalwert an, der sich bei Temperaturen unterhalb des κ -Peaks befindet. Mit steigender Temperatur lässt sich ein zweites Maximum beobachten, dessen Ursache durch weitere $\kappa(T)$ -Messungen (unterschiedliche Zusammensetzungen bei verschiedenen Feldstärken) untersucht werden muss.

5.4 Einfluss der Form und Verteilung der Körner

Bei Messungen der Feldabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität von R. Engelmann (Mineralogisches Institut, Universität Heidelberg) an synthetischen Proben (tmt-ilhm-Paragenesen) fiel eine anisometrische Form der Syntheseprodukte auf. Anhand der BSE-Bilder solcher Proben, die darüber hinaus durch einen gegenüber ilhm hohen tmt-Anteil gekennzeichnet sind, hat sich gezeigt, dass parallel der Kornlangachse oftmals große längliche tmt-Bereiche existieren (siehe Abb. 5.10: BSE-Bild von f72x3). Es stellte sich die Frage, ob und gegebenenfalls wie sich diese Geometrie, d.h. eine durch die Verteilung der Körner bedingte Anisotropie, auf die Feldabhängigkeitsmessungen auswirken würde. Daher wurde an drei synthetischen Proben die Feldabhängigkeit sowohl parallel als auch orthogonal der Langachse der nur wenige Millimeter-großen Probenkörner gemessen.

Bei diesen Proben handelt es sich um synthetische tmt-ilhm-Paragenesen, die bei einer Temperatur von 1100 °C, aber verschiedenen Sauerstoffugazitäten und Ausgangszusammensetzungen hergestellt wurden (siehe Tab. 5.2). Aus den unterschiedlichen Synthesebedingungen resultieren die Zusammensetzungen und Anteile der Phasen (siehe auch Abb. 4.9). Für die feldabhängigen Suszeptibilitätsmessungen wurden nun Proben ausgewählt, die neben der anisometrischen Form des Probenkörnchens eine relativ ähnliche Zusammensetzung (Ti-reiche tmt), aber deutlich verschiedene Anteile und somit auch unterschiedliche Verteilungen der tmt- und ilhm-Körner aufweisen.

Tab. 5.2: Synthesebedingungen (bei 1100 °C), Curie-Temperatur, Korndimensionen der synthetischen Proben und Verteilung der tmt-Körner innerhalb der Probe.

Probe	Zusammensetzung Ti/(Ti+Fe)	ΔQFM [logfO ₂]	X_{mt}	tmt/ilhm- Verhältnis	T_{C} [°C]	Form der Probe	lange/kurze Achse der Probe [mm]
f72x3	28	-0.30	0.25	86/14	30	flacher Quader	3/1.2
große tmt-Bereiche							
3f76	24	0.76	0.39	82/14	160	oblat	4.2/0.8
große tmt-Bereiche (> 20 μm) mit isoliertem ilhm (5 – 30 μm)							
f63f3	37	0.00	0.30	39/61	71	unregelmäßig, eckig	3/2
statistisch verteilte tmt-Körner von ca. 10 bis 40 μm Größe							

X_{mt} : Magnetit-Komponente in tmt; tmt/ilhm-Verhältnis ist bezogen auf 100 %; T_{C} : Curie-Temperatur aus der $\kappa(T)$ -Kurve, bestimmt nach *Grommé et al.* (1969).

In Abbildung 5.10 ist die Suszeptibilität der drei Proben, normiert auf das Gewicht, als Funktion der Feldstärke aufgetragen. Die Messungen parallel der Kornlangachse weisen zum einen, verglichen mit denen orthogonal dazu, höhere Suszeptibilitäten auf: fast doppelt so hohe Werte bei f72x3, doppelt so hohe für 3f76 und relativ ähnliche bei f63f3. Da κ in einer bestimmten Richtung gemessen wird, spiegeln diese Unterschiede deutlich die verschiedenen Formen des Probenkörnchens wider, wobei f63f3 aufgrund einer eckigen und weniger stark anisometrischen Geometrie nur einen geringen Unterschied aufweist. Zum anderen ist bei den parallel zur Kornlangachse durchgeführten Messungen ein deutlich stärkerer Anstieg der Suszeptibilität mit steigender Feldstärke zu beobachten. Dies wird beim Vergleich des für 30 und 300 A/m berechneten f_{Hd} -Parameters deutlich (siehe Abb. 5.10), und zwar besonders bei den anisometrischen Proben, die durch die großen, länglichen tmt-Bereiche gekennzeichnet sind.

Hierbei spielen magnetostatische Wechselwirkungen zwischen den einzelnen Körnern eine entscheidende Rolle, denn die Partikel sind nicht nur dem externen Magnetfeld ausgesetzt, sondern auch Dipolfeldern, die von den umgebenden Partikeln ausgehen (Dunlop & West, 1969). Aufgrund von magnetostatischen Wechselwirkungen kommt es z.B. bei SD-Teilchen zu einer Vergrößerung des Stabilitätsfeldes (Dunlop, 1981), d.h. der Übergang von superparamagnetisch zu single-domain verschiebt sich zu kleineren Korngrößen und der Übergang von single-domain zu pseudo-single-domain zu größeren. D.h. durch magnetostatische Wechselwirkungen kommt es zu einer Interaktion von Domänen benachbarter Körner. Dies wirkt sich auf die magnetische Suszeptibilität und deren Anisotropie aus (höhere Suszeptibilität parallel der Domänenausrichtung). Da mit steigendem Grad einer Anisotropie eines Körpers bzw. der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (prolate Geometrie, d.h. parallel der Langachse) der Selbstentmagnetisierungsfaktor N sinkt (Soffel, 1991), führen zum angelegten Feld parallele Orientierungen der Anisotropie zu einer schwachen Selbstentmagnetisierung und magnetostatischen Energie (siehe Kap. 2.1

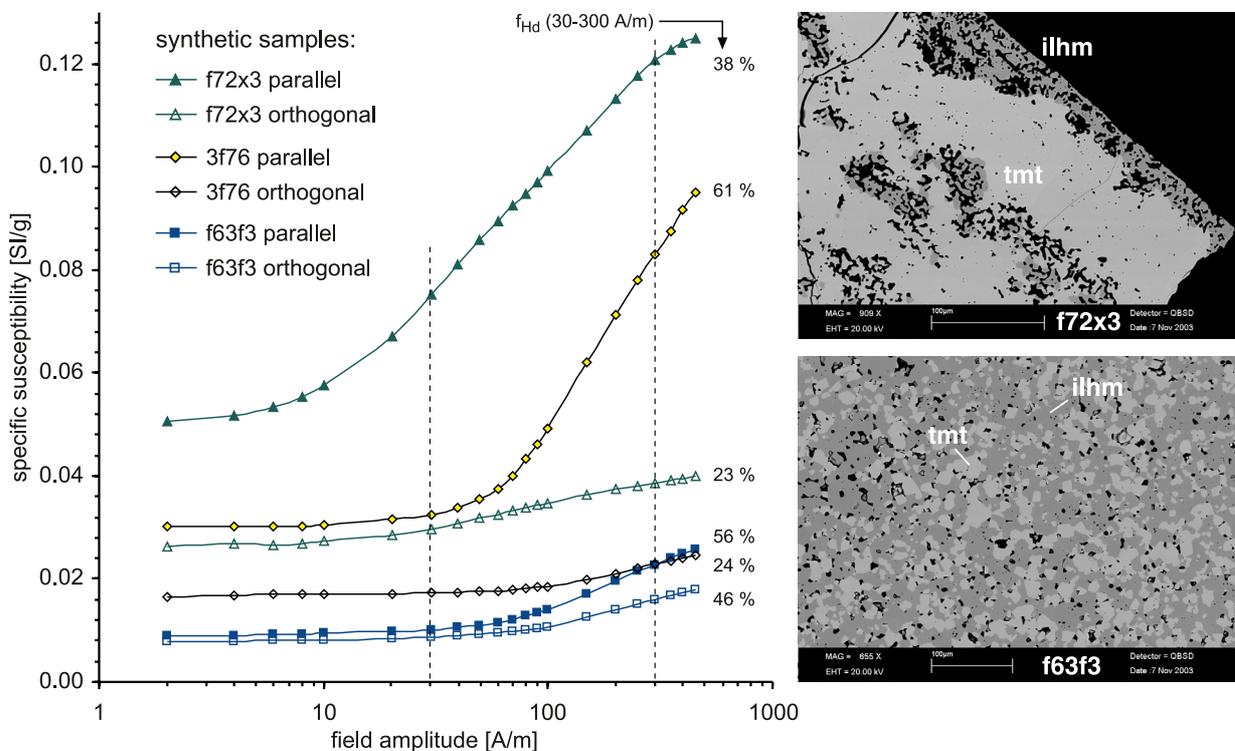


Abb. 5.10: Spezifische Suszeptibilität in Abhängigkeit der Feldstärke (gemessen parallel und orthogonal der Probenlangachse) für synthetische Proben, bestehend aus einer tmt-ilhm-Paragenese mit relativ ähnlichen Zusammensetzungen aber deutlich unterschiedlichen Anteilen (siehe BSE-Bilder);

specific susceptibility versus field amplitude (measured parallel and orthogonal to the long axis of the sample) of synthetic samples consisting of tmt-ilhm assemblage with similar compositions but different abundances (see BSE-images).

und Einführung Kap. 5). D.h. die Wandverschiebungsenergie dominiert. Darüber hinaus ist das auf die Probe wirksame Feld H_a wegen des schwächeren Selbstentmagnetisierungsfeldes größer. Dies führt dazu, dass bei Messungen parallel der Kornlangachse bzw. der Anisotropie schon bei kleinen Feldern relativ hohe Suszeptibilitäten erreicht werden. Eine Erhöhung der Feldstärke äußert sich in Wandverschiebungen, sodass günstig orientierte Domänen (parallel zum angelegten Magnetfeld) weiter vergrößert werden, was einen deutlichen κ -Anstieg zur Folge hat. Im Fall der Probe f72x3 deutet sich sogar eine gewisse Sättigung bei Feldstärken von 400 bis 450 A/m an. Bei Messungen orthogonal zur Anisotropie bzw. Anisotropie von κ sind dagegen deutlich niedrigere κ -Werte zu verzeichnen; bei einer Steigerung der Feldstärke kommt es dabei nur zu einer Erhöhung der Suszeptibilität in geringerem Maße. Dies ist in der Orientierung der magnetischen Domänen orthogonal zur Messrichtung begründet. Denn um hohe Suszeptibilitäten zu erhalten, müssen nun die Domänenwände verschoben werden, sodass sie sich parallel zum angelegten Feld ausrichten bzw. die Domänen mit günstiger Orientierung vergrößert werden. Die Domänen sind allerdings aufgrund der magnetostatischen Wechselwirkungen größtenteils orthogonal zum angelegten Feld ausgerichtet und besitzen daher eine höhere magnetostatische Energie. Der Selbstentmagnetisierungsfaktor ist deutlich größer als bei paralleler Ausrichtung, was zu einem stärkeren Selbstentmagnetisierungsfeld führt (für eine Kugel: Länge/Breite = 1, $N = 0.333$, bei eher winkliger Ausrichtung: Länge/Breite = 0.2, $N = 0.751$, bei eher paralleler Ausrichtung: Länge/Breite = 4, $N = 0.075$; *Soffel*, 1991). Dies hat eine Reduzierung des auf die Probe wirksamen Feldes zur Folge. Es muss daher mehr Energie, d.h. eine höhere Feldstärke, aufgebracht werden, um die Domänenwände zu verschieben. Analog dazu, haben *Stephenson & Shao* (1994) von anisotropen Körpern mit Magnetit-Partikeln unterschiedlicher Korngröße (0.7 – 82 μm) Abmagnetisierungen im Wechselfeld vorgenommen, und zwar in Abhängigkeit von der Orientierung zur Anisotropie (erzeugt durch eine Aufreihung der Magnetit-Partikel). Die Werte des MDF („median destructive field“, Maß für die magnetische Stabilität) sind dabei parallel zur Anisotropie am kleinsten und wesentlich größer orthogonal dazu (ca. 4-mal so hoch). D.h. orthogonal zur Anisotropie muss ein deutlich stärkeres Wechselfeld angelegt werden, um die Magnetisierung zu zerstören. Die magnetostatischen Wechselwirkungen führen daher zu einer Erhöhung der magnetischen Stabilität, d.h. dass höhere Energien nötig sind, um die Domänenkonfiguration zu verändern.

Magnetostatische Wechselwirkungen führen daher bei Messungen parallel zur Anisotropie von κ zu hohen Suszeptibilitäten und Feldabhängigkeiten, während orthogonal dazu stärkere Magnetfelder angelegt werden müssen, um die Domänenwände zu verschieben. Am Beispiel der Probe f72x3 wird darüber hinaus deutlich, dass die untere Grenze des zur Berechnung der Feldabhängigkeit verwendeten Feldes nicht zu hoch gewählt werden darf, da sonst schon bei schwachen Feldern erfolgte Suszeptibilitätserhöhungen verloren gehen. Vergleichsmessungen von zu feinem Pulver gemahlene Proben zeigen dagegen einen kontinuierlichen κ -Anstieg mit zunehmender Feldstärke (ähnlich den natürlichen HSDP-2 Proben, Abb. 5.3a) und ergeben dabei wesentlich niedrigere f_{HD} -Werte: f72x3 17 % (gegenüber 23 bzw. 38 % orthogonal bzw. parallel der Kornlangachse), f63f3 19 % (verglichen mit 46 bzw. 56 % orthogonal bzw. parallel der Kornlangachse).

Um zu überprüfen, wie sich die AMS einer Probe auf die feldabhängigen Suszeptibilitätsmessungen an Probenzylindern der HSDP-2 Bohrung auswirkt, wurde eine Probe mit einem relativ hohen Anisotropiegrad und Ti-reichem tmt ausgewählt: SR0691-8.7, korrigierter Anisotropiefaktor $P^3 = 1.132$ (bei 6 A/m). Der hohe Anisotropiegrad solcher Proben resultiert wahrscheinlich u.a. indirekt aus einem hohen ilhm-Anteil. Denn oftmals sind in Dünnschliffen der Proben tmt-ilhm-Verwachsungen zu beobachten, wobei ilhm vor dem tmt kristallisiert, sodass der tmt oftmals den länglich ausgebildeten ilhm umwächst. Dabei können längliche tmt-Ränder um ilhm entstehen (siehe z.B. Abb. 4.12f, Bildmitte), die aufgrund

ihrer Form eine hohe Anisotropie von κ erzeugen sollten. Darüber hinaus ist teilweise eine Aufreihung mehrerer tmt-Kreuze oder –Dendrite zu beobachten (siehe Abb. 4.12d), die entlang der Langachse der Aggregate ebenfalls hohe Anisotropien hervorrufen könnten. Besonders die länglichen ilhm zeigen oftmals eine gewisse Vorzugsorientierung. D.h. der hohe Anisotropiegrad mancher Proben lässt sich einerseits auf eine Formanisotropie und andererseits auf eine Verteilungsanisotropie zurückführen. Mit dem Minikappa KLF-3 wurde die Suszeptibilität (bei 30 und 300 A/m) etwa parallel der Anisotropie von κ (parallel der κ_{\max} -Achse) und etwa orthogonal dazu (parallel der κ_{\min} -Achse) gemessen. Die berechnete Feldabhängigkeit beträgt 26 % parallel κ_{\max} und 23 % orthogonal dazu (parallel κ_{\min}). Der Verlauf der Suszeptibilitätskurve in Abhängigkeit der Feldstärke ist bei einer Orientierung ca. parallel der κ_{\min} -Achse durch niedrigere Suszeptibilitäten und einem etwas schwächeren κ -Anstieg zu höheren Feldstärken hin gekennzeichnet. D.h. in Abhängigkeit von der tmt-Zusammensetzung (und damit von der Höhe des f_{Hd} -Wertes) und dem Anisotropiegrad des Probenmaterials kann es je nach Orientierung der Messung relativ zur AMS zu Abweichungen der Feldabhängigkeit von mehreren Prozent kommen. Somit führen bei einer bestimmten tmt-Zusammensetzung nicht nur kleinere Korngrößen, sondern auch eine Anisotropie von κ innerhalb des Probenmaterials zu Veränderungen des f_{Hd} -Parameters, was sich in der Streuung der f_{Hd} -Werte in Abbildung 5.5 niederschlägt. Dabei zeigen die Proben der Gruppe 1b, die durch einen relativ hohen ilhm-Anteil gekennzeichnet sind und oftmals hohe Anisotropien des magnetischen Gefüges aufweisen (siehe nachfolgendes Kapitel), eine etwas breitere Streuung um die Trendkurve (Abb. 5.5). Die Proben der Gruppe 1a sind dagegen durch einen schwächeren Anisotropiegrad (siehe unten und Abb. 5.14b) und teilweise eher idiomorphe Kornformen charakterisiert und weisen wahrscheinlich eine geringere Variationsbreite auf. Um dies zu überprüfen, ist allerdings eine höhere Datendichte für Proben der Gruppe 1a erforderlich.

5.5 Auswirkungen auf die Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität

Messungen der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) werden häufig z.B. bei vulkanologischen oder strukturgeologischen Fragestellungen herangezogen. Sie können dabei wichtige Informationen z.B. bezüglich der Magmafießrichtung (z.B. *Knight & Walker*, 1988), des tektonischen Regimes während der Intrusion und Abkühlung eines Magmakörpers oder auch des Einflusses der Deformation in Gesteinen liefern (z.B. *Borradaile & Henry*, 1997). Diese Informationen sind in den Gesteinen in Form eines magnetischen Gefüges enthalten, das generell von der kristallinen Anisotropie, der Formanisotropie und der Verteilung der magnetisch wirksamen Partikel im Gestein abhängig ist (siehe z.B. *Hargraves et al.*, 1991, *Tarling & Hrouda*, 1993, *Cañón-Tapia & Pinkerton*, 2000, *Cañón-Tapia*, 2001). Zur Beschreibung dieses Gefüges wurden z.B. von *Jelinek* (1981) und von *Hrouda* (1982) verschiedene Parameter vorgeschlagen (siehe Kap. 2.1), wie z.B. der korrigierte Anisotropiefaktor P' , der die Abweichung von der Kugelform beschreibt, und der Formfaktor T , der Auskunft über die Form (oblat oder prolat) des magnetischen Ellipsoids gibt (siehe auch Abb. 2.1).

Die Bohrkerne des HSDP-2 sind nicht orientiert entnommen, daher sind bezüglich der Orientierung der magnetischen Achsen lediglich die Inklinationen verwendbar. Eine Möglichkeit zur Rückorientierung der Bohrkerne besteht dabei darin, die Deklination der natürlich remanenten Magnetisierung zu benutzen. Hierbei würde man das AMS-Gefüge um einen bestimmten Betrag rotieren, der sich nach der Deklination der NRM richtet. Dies funktioniert allerdings nur unter der Voraussetzung, dass die Deklination und Inklination des Erdmagnetfeldes konstant sind. Z.B. *Herrero-Bervera & Valet* (2002) haben die

Säkularvariation (zeitliche Schwankung des Erdmagnetfeldes) an Basalten von Ohau (Hawaii) zwischen 33 und 700 ka bestimmt: vor ca. 68 ka schwankten die Deklinations-/Inklinationswerte zwischen 010/33 und 012/40, vor ca. 320 ka zwischen 008/44 und 014/38 und vor ca. 480 ka zwischen 009/39 und 000/53. Untersuchungen von *Gonzalez et al.* (1997) an Laven aus Zentral-Mexiko haben für die Säkularvariation der letzten 30000 Jahre folgende Werte ergeben: Deklination $337 - 83^\circ$, Inklination $13 - 64^\circ$. Die Änderung der Deklination auf Hawaii beträgt laut aktuellem IGRF (international geomagnetic reference field) im Zeitraum zwischen 1900 und 2005 $0^\circ 1'$ nach Osten pro Jahr. Für einen nicht allzu mächtigen Lavastrom (wenige Meter) wäre es daher möglich, anhand dieser Methode das AMS-Gefüge zu korrigieren. Sobald allerdings Proben verglichen werden, deren Entstehung einen längeren Zeitraum umfasst (Dekaden bis Jahrhunderte und mehr), ist die zeitliche Schwankung des Erdmagnetfeldes wahrscheinlich zu groß, um die Bohrkerne auf diese Weise zu reorientieren.

Die Diagramme in Abbildung 5.11 dienen der Veranschaulichung des AMS-Gefüges in den unterschiedlichen Lithologien der HSDP-2 Bohrung. In Abbildung 5.12 sind die Mittelwerte mit Standard-Abweichung und mit Minimal- und Maximalwert der Suszeptibilität, des korrigierten Anisotropiefaktors und des Formfaktors für die einzelnen Lithologien dargestellt. Diese Daten stammen von AMS-Messungen an Standard-Probenzylindern (10 cm^3) mit der Kappabrücke KLY-2 bei einer Feldstärke von 300 A/m. Generell weisen die meisten Proben mittlere bis hohe Suszeptibilitäten bei einem geringen Anisotropiegrad auf. Der Großteil der Proben zeigt dabei $P' < 1.07$, während einige Werte bis 1.3 ansteigen. Das magnetische Ellipsoid variiert zwischen nahezu perfekt prolaten (zigarrenförmigen) bis fast perfekt oblaten (pfannkuchenförmigen) Formen. Der Vergleich zwischen κ und P' lässt dabei zwei Trends erkennen: 1) mit stark ansteigenden κ -Werten nimmt die Anisotropie nur leicht zu und 2) bei fast unveränderter bis leicht ansteigender Suszeptibilität hohe P' -Faktoren. Ersterer Trend, der durch die hohen κ -Werte definiert ist, lässt sich auf hohe Opakphasenanteile zurückführen, die aufgrund der nun stärkeren magnetostatischen Wechselwirkungen zu einer etwas höheren Anisotropie führen. Der zweite, durch die hohen P' -Werte gekennzeichnete Trend resultiert wahrscheinlich u.a. aus dem in Kapitel 5.4 beschriebenen Merkmal einiger Proben, die einerseits durch tmt-ilhm-Verwachsungen und andererseits durch lineare tmt-Aggregate gekennzeichnet sind und daher eine hohe Anisotropie aufweisen. Hierbei spielt die Orientierung und die Verteilung der Körner im Gestein eine wichtige Rolle. Der Großteil der HSDP-2 Proben zeigt jedoch sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch keine Vorzugsorientierungen der Silikatminerale, lediglich in manchen subaerischen Laven konnte eine schwache Einregelung der Plagioklas-Leisten beobachtet werden. Allerdings zeigen besonders die länglichen ilhm oftmals eine gewisse Vorzugsorientierung. D.h. die hohen Anisotropien mancher Proben lassen sich u.a. auf die elongierte Form der ilhm zurückführen, die von tmt randlich umwachsen sind.

Generell besitzen die subaerischen Laven bei meist höheren κ -Werten niedrigere Anisotropien als die submarinen Einheiten (siehe auch Abb. 5.12). Die subaerischen Einheiten zeigen darüber hinaus einen deutlichen Trend bezüglich des Anisotropie- und des Formfaktors, der mit der Lithologie und daher mit der Entstehung der Laven in Verbindung steht. Aalaven, deren magnetisches Verhalten durch homogenen Ti-reichen tmt gekennzeichnet ist, weisen einen höheren Grad der Anisotropie auf. Aalaven mit oxidierten Fe-Ti Oxiden bis hin zu den meist relativ stark oxidierten Pahoehoelaven sind dagegen durch niedrigere P' -Werte gekennzeichnet (siehe Abb. 5.12). Diese Veränderung in der Anisotropie wird von einem Wechsel in der Form des magnetischen Ellipsoides begleitet, von eher prolater Geometrie für die homogenen Aalaven bis hin zu deutlich oblaten Formen bei den Pahoehoelaven. Hoch-Temperatur Oxidation führt dabei aufgrund der Entmischungs- bzw. Oxidationsstrukturen zu Veränderungen der primär erworbenen Texturen und äußert sich einerseits in Form einer Reduzierung des Anisotropiefaktors und andererseits

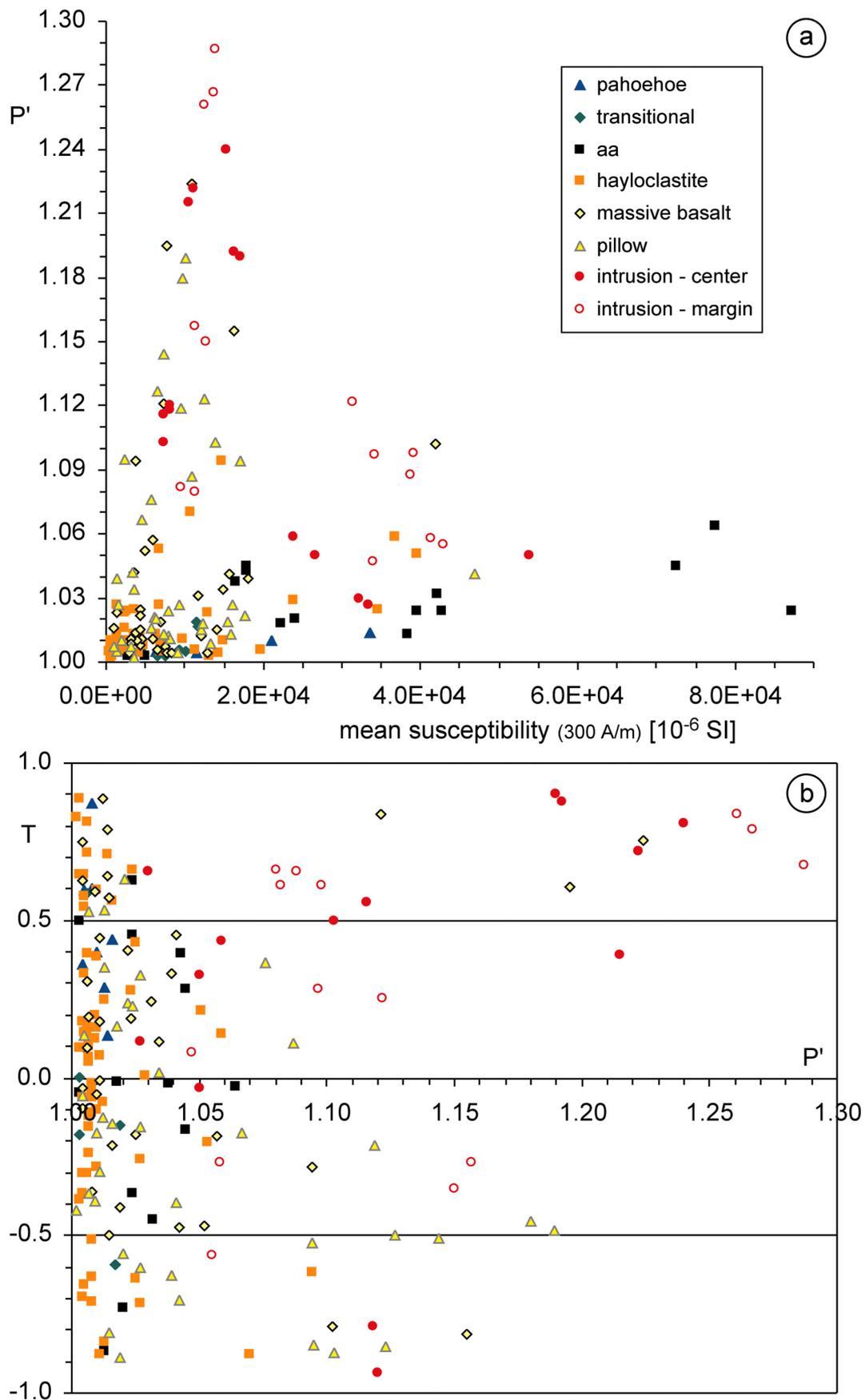


Abb. 5.11: Korrigierter Anisotropiefaktor als Funktion der Suszeptibilität (a) und Jelinek-Diagramm (b) für die subaerischen und submarinen Lithologien;
corrected anisotropy factor versus susceptibility (a) and Jelinek-diagram (b) for the subaerial and submarine lithologies.

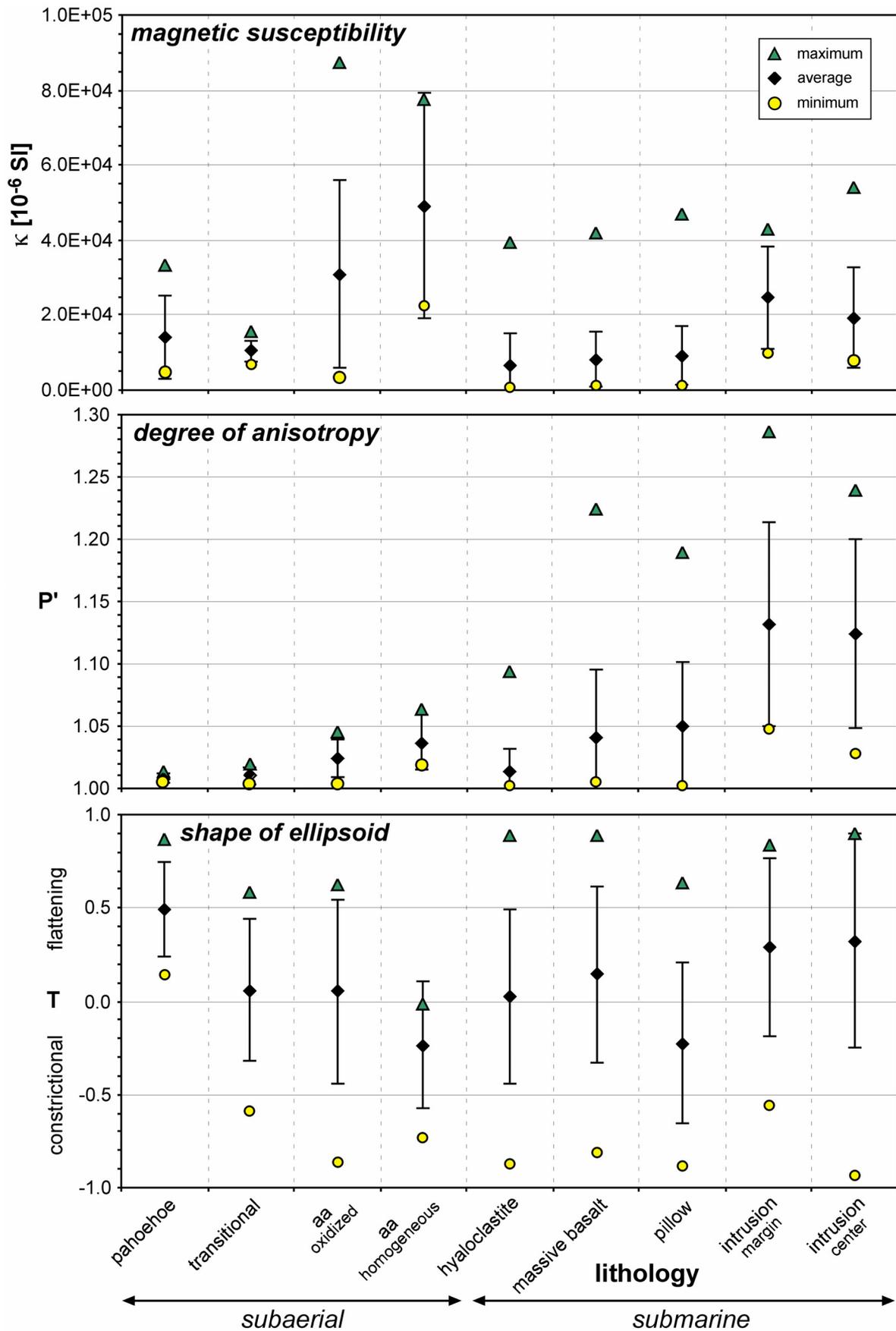


Abb. 5.12: Mittel-, Maximal- und Minimalwerte für Suszeptibilität, korrigierten Anisotropiefaktor und Formfaktor der verschiedenen Lithologien (die Balken kennzeichnen die Standard-Abweichung); averages, minimum and maximum values of susceptibility, corrected anisotropy factor and form factor for the different lithologies (the bars indicate standard deviation).

einem eher oblaten magnetischen Gefüge. Die Orientierung der magnetischen Achsen ist dabei häufig durch eine flache Lineation (= κ_{\max}) als auch Foliation (= κ_{\max} - κ_{int} -Ebene) gekennzeichnet, was für eine Hangparallele bis –subparallele Magmafließrichtung spricht, die von der Topographie des Geländes abhängig ist. Bei den Aalaven besitzen 50 % der κ_{\max} -Achsen eine Inklination zwischen 20 und 30 °, die magnetischen Foliationen zeigen grundsätzlich flache Werte zwischen 0 und 45 °. Für die Transitional- und Pahoeholaven steht für eine zuverlässige Aussage nicht ausreichend Probenmaterial zur Verfügung. Die Hoch-Temperatur Oxidation scheint jedoch die Orientierung der magnetischen Achsen nicht zu beeinflussen. Für eine verlässliche Interpretation sollte allerdings eine größere Probenanzahl untersucht werden.

Die submarinen Einheiten sind bei überwiegend niedrigeren Suszeptibilitäten durch höhere Anisotropien gekennzeichnet. Die Hyaloklastite weisen dabei die niedrigsten Werte auf, wobei der Formfaktor in gleichen Anteilen oblate bis prolate Geometrien annimmt (daher neutraler Mittelwert). Da 60 % der κ_{\max} -Achsen eine Inklination zwischen 0 und 30 ° aufweisen, scheinen die für die magnetischen Eigenschaften der Hyaloklastite verantwortlichen Basaltklasten eine gewisse Einregelung während der Entstehung der Hyaloklastite erfahren zu haben. Die massiven Basalte zeigen zwar niedrige Suszeptibilitäten, aber einen hohen Anisotropiegrad von bis zu 23 %. Die Werte des Formfaktors streuen zwar stark, der Durchschnitt liegt jedoch leicht im oblaten Feld. Zirka 2/3 der κ_{\max} -Achsen weisen Inklinationen zwischen 0 und 30 ° auf, was ähnlich wie bei den subaerischen Laven auf einen hangparallelen Transport hinweist. Die Pillowlaven haben ähnliche κ - und P' -Werte wie die massiven Basalte, der Formfaktor liegt jedoch deutlich im prolaten Feld. Dies könnte mit der Genese der Pillowlaven in Zusammenhang stehen. Im Inneren der Pillows werden durch den röhrenartigen Magmafluss hohe Scherraten unter laminarem Fließen erzeugt, die eher zigarrenförmige magnetische Ellipsoide hervorbringen. 45 % der magnetischen Lineationen weisen flache Neigungswinkel zwischen 0 und 20 ° auf, 47 % fallen mit 30 und 70 ° ein. Zusammen mit den sowohl mittleren (10 – 50 °) bis steilen (70 – 90 °) magnetischen Foliationen zeigen die Pillowlaven daher generell eher moderate bis steil orientierte magnetische Gefüge. Dies könnte ein Hinweis auf eine Extrusion auf eher steil geneigtem Untergrund sein. Die Abschreckung der Laven durch Meerwasser und die rasche Verfestigung der Gesteinseinheiten beschränkt das Wachstum der tmt-Kristalle, sodass in vielen submarinen Gesteinen eher kleine Korngrößen anzutreffen sind. Sollte das magnetische Gefüge der Gesteine auf Einbereichs-Teilchen beruhen, dann könnten inverse magnetische Gefüge für die steilen Inklinationen verantwortlich sein (siehe z.B. *Stephenson et al.*, 1986, *Rochette*, 1988, *Rochette et al.*, 1992). Dieses Verhalten resultiert daraus, dass bei SD-Teilchen die κ_{\max} -Achse parallel der kürzesten kristallographischen Achse ist (bei MD parallel der längsten). Die gesteinsmagnetischen und magneto-mineralogischen Eigenschaften der Pillowlaven sprechen jedoch nicht für ein von SD-Teilchen dominiertes magnetisches Verhalten. Die Intrusionen sind dagegen bei mittleren Suszeptibilitäten durch hohe Anisotropien gekennzeichnet. Es treten dabei sowohl oblate als auch prolate Formen auf, der Mittelwert liegt jedoch deutlich im oblaten Feld. Für einige Intrusionen wurden zwischen dem Gangrand und dem Zentrum der Einheit unterschiedliche magnetische Gefüge beobachtet, wobei die Gangränder durch höhere P' mit eher oblater Form charakterisiert sind. Wahrscheinlich bilden sich aufgrund des Geschwindigkeitskontrastes besonders an den Gangrändern parallel zum Nebengesteinskontakt Scherflächen mit einem verglichen zum Gangzentrum größeren Scherbetrag aus, die ein deutlich oblates Gefüge erzeugen. Die Orientierung der magnetischen Achsen lässt sowohl auf vertikale als auch horizontale Magmafließrichtungen schließen. Die magnetische Foliation zeigt zwar auch flache bis mittlere Inklinationen, wobei jedoch steile vorherrschen. Die κ_{\max} -Achsen weisen eine bimodale Verteilung auf: 60 % besitzen flache Inklinationen von 10 – 30 °, 40 % zeigen eher steile Neigungswinkel von 50 – 80 °.

Abbildung 5.13 zeigt verschiedene gesteinsmagnetische und AMS-Parameter der unit 0291 in Abhängigkeit von der Teufe. Für die AMS-Messung bei 300 A/m weisen κ , f_{Hd} und P' eine positive Korrelation auf, wobei bei einer stärkeren Anisotropie eher ein prolates magnetisches Gefüge zu beobachten ist. Suszeptibilität und damit auch f_{Hd} sind in diesem Beispiel eine Funktion des Opakphasenanteils und der Zusammensetzung und Korngröße des tmt (hohe κ : hoher Opakphasenanteil und große Korngrößen, hohe f_{Hd} sind im Wesentlichen auf einen Ti-reichen tmt zurückzuführen; siehe auch Kap. 4.1.2). Die positive Korrelation zwischen f_{Hd} und P' gilt jedoch nur für die Werte bei 300 A/m. Die bei den AMS-Messungen mit einer Feldstärke von 30 A/m gewonnenen Suszeptibilitätsdaten zeigen zwar eine ähnliche Signatur, der Formfaktor und besonders der korrigierte Anisotropiefaktor weisen jedoch deutliche Unterschiede auf. Die Unterschiede im Anisotropiegrad zwischen den Messungen bei 30 und 300 A/m scheinen dabei mit dem f_{Hd} -Parameter zu korrelieren: je stärker die Feldabhängigkeit, desto größer die Abweichung. Im Folgenden werden daher die Auswirkungen der Feldabhängigkeit von κ auf die AMS-Parameter erläutert.

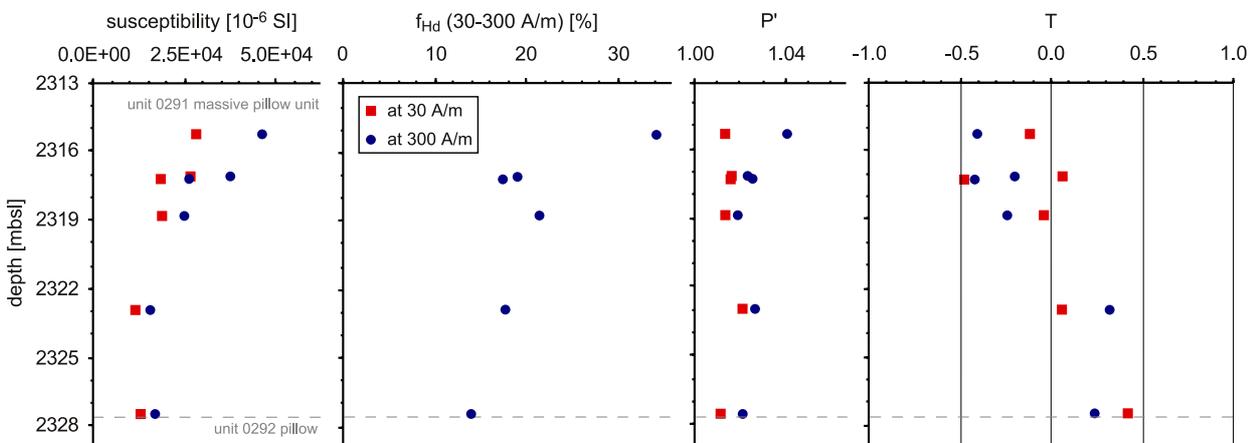


Abb. 5.13: Suszeptibilität, Feldabhängigkeit, korrigierter Anisotropiefaktor und Formfaktor der massiven Pillowlava-Einheit 0291 in Abhängigkeit der Tiefe; susceptibility, field-dependence, corrected anisotropy factor and form factor versus depth for the massive pillow unit 0291.

P' wird aus den Suszeptibilitäten in Richtung der drei Hauptachsen des magnetischen Ellipsoides berechnet (siehe Kap. 2.1). Daher sollte sich das feldabhängige Verhalten von κ auf den P' -Wert niederschlagen. Abbildung 5.14 zeigt Daten der an ausgesuchten Proben bei verschiedenen Feldstärken durchgeführten AMS-Messungen. Beim Vergleich von f_{Hd} mit der P' -Differenz ($\Delta P'$), die beide für die Werte bei Feldstärken von 6 und 450 A/m berechnet wurden, wird deutlich, dass mit steigender Feldabhängigkeit auch P' und somit $\Delta P'$ zunimmt. Das Datenfeld lässt sich dabei durch zwei Trends eingrenzen: 1) hohe f_{Hd} und geringe $\Delta P'$, 2) hohe f_{Hd} und hohe $\Delta P'$. Der erste Trend ist durch eine nur geringe Änderung der Anisotropie mit steigender Feldstärke gekennzeichnet und zeigt daher nur einen schwachen Einfluss der Feldabhängigkeit auf die Anisotropie. Es handelt sich dabei um Proben, die zwar hohe κ -Werte besitzen können, aber eine nur sehr schwache Anisotropie aufweisen (vergleiche Abb. 5.14b und 5.11a). Daher scheint sich in diesem Trend der Einfluss der tmt-Zusammensetzung widerzuspiegeln. Der zweite Trend wird dagegen von Proben beschrieben, die auch bei schwachen Feldern eine deutliche Anisotropie besitzen (siehe Abb. 5.14b). Bei solchen Proben äußern sich ansteigende Feldstärken in einer signifikanten Erhöhung der Anisotropie und daher in relativ hohen $\Delta P'$ -Werten. Bei den untersuchten Proben kann der Effekt der Feldabhängigkeit auf das magnetische Gefüge dabei einen Unterschied von bis zu 9 % im Grad der Anisotropie bewirken (siehe maximaler $\Delta P'$ -Wert in Abb. 5.14). Die großen Unterschiede sind dabei auf Proben der Gruppe 1b beschränkt, d.h. das magnetische Verhalten basiert auf homogenem tmt + ilhm, wobei der ilhm-Anteil meist überwiegt. Die hohe Anisotropie der Proben ist daher wahrscheinlich einerseits auf

tmt-Ränder um länglichen ilhm und andererseits auf aufgereichte tmt-Körner zurückzuführen, die entlang der Längsachse hohe Suszeptibilitäten und daher hohe Anisotropien hervorrufen (wie schon oben für Abbildung 5.11a beschrieben). Der zweite Trend, der durch große Unterschiede im P' -Wert gekennzeichnet ist, lässt sich daher auf eine Kombination des Einflusses der tmt-Zusammensetzung mit der Form- und Verteilungsanisotropie der magnetisch wirksamen Fe-Ti Oxide zurückführen. Proben mit einer auch bei geringen Feldstärken ausgeprägten Anisotropie zeigen dabei eine deutlich stärkere Erhöhung von P' mit steigender Feldstärke.

Die Feldabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität kann deutliche Veränderungen der AMS-Parameter (besonders P') bewirken. Besonders bei Proben mit einem hohen Anisotropiegrad steigt P' stark mit zunehmender Feldstärke in Abhängigkeit des f_{Hd} -Parameters. In Abbildung 5.15 sind die Auswirkungen auf das AMS-Gefüge anhand einiger exemplarischer Proben zusammengefasst. Je höher f_{Hd} , umso stärker steigt der Anisotropiegrad mit zunehmender Feldstärke, dies gilt besonders für Proben mit einer ausgeprägten Form- und Verteilungsanisotropie. und resultiert daraus, dass der Anisotropiegrad

P (vereinfacht ausgedrückt) den Quotienten aus κ_{max} und κ_{min} darstellt (siehe Kap. 2.1). Da mit zunehmender Feldstärke die Suszeptibilität parallel κ_{max} deutlich stärker ansteigt als parallel κ_{min} , vergrößert sich der Anisotropiegrad. Der Formfaktor zeigt dagegen relativ konstante Werte, da für die Berechnung von

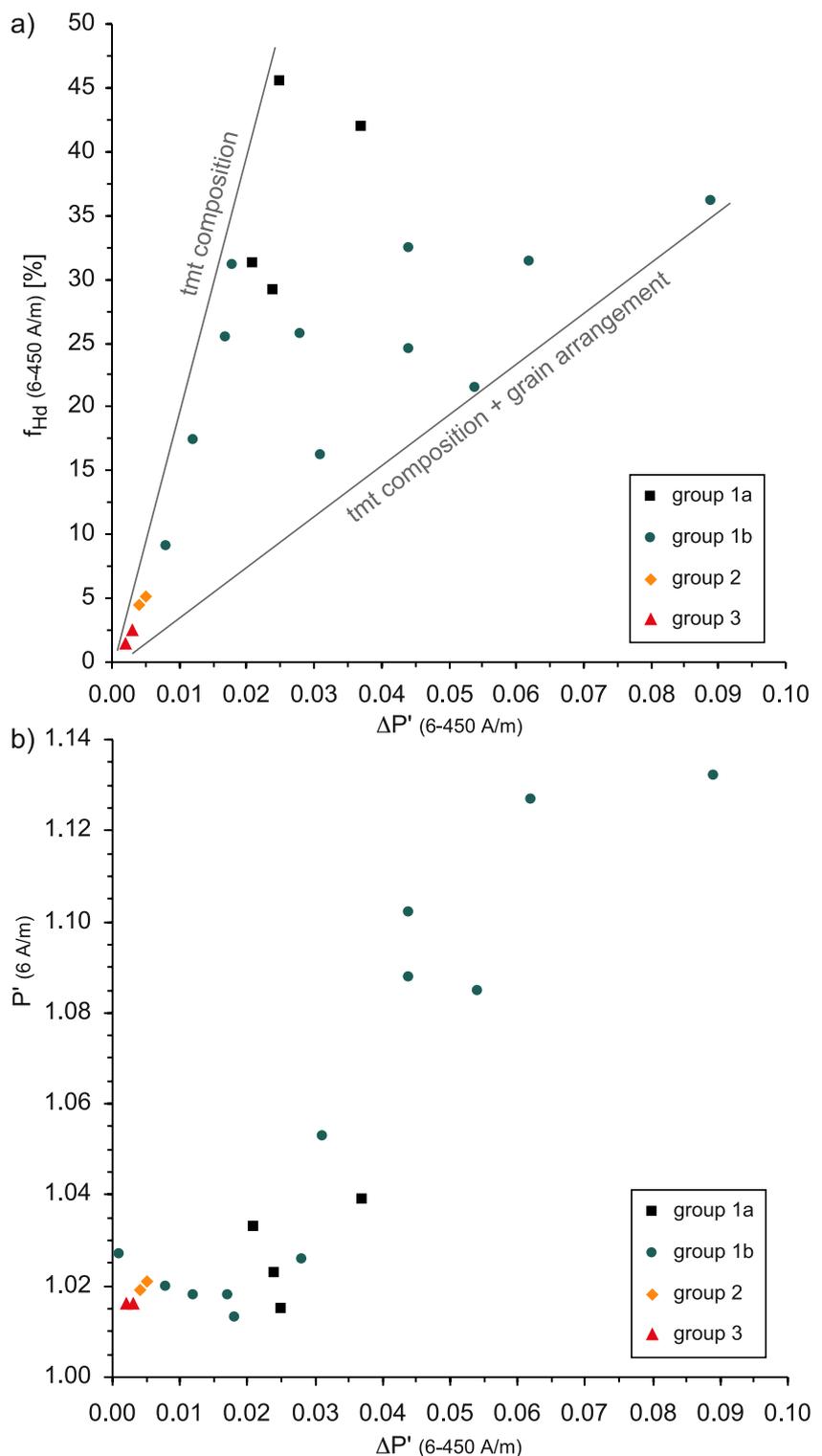


Abb. 5.14: a) Feldabhängigkeit als Funktion von $\Delta P'$, berechnet für die Werte bei Feldstärken von 6 und 450 A/m, b) $\Delta P'$ in Abhängigkeit zum korrigierten Anisotropiegrad (bei 6 A/m);

a) field dependence versus $\Delta P'$, calculated for the values measured at field amplitudes of 6 and 450 A/m, b) $\Delta P'$ as function of the corrected anisotropy factor (at 6 A/m).

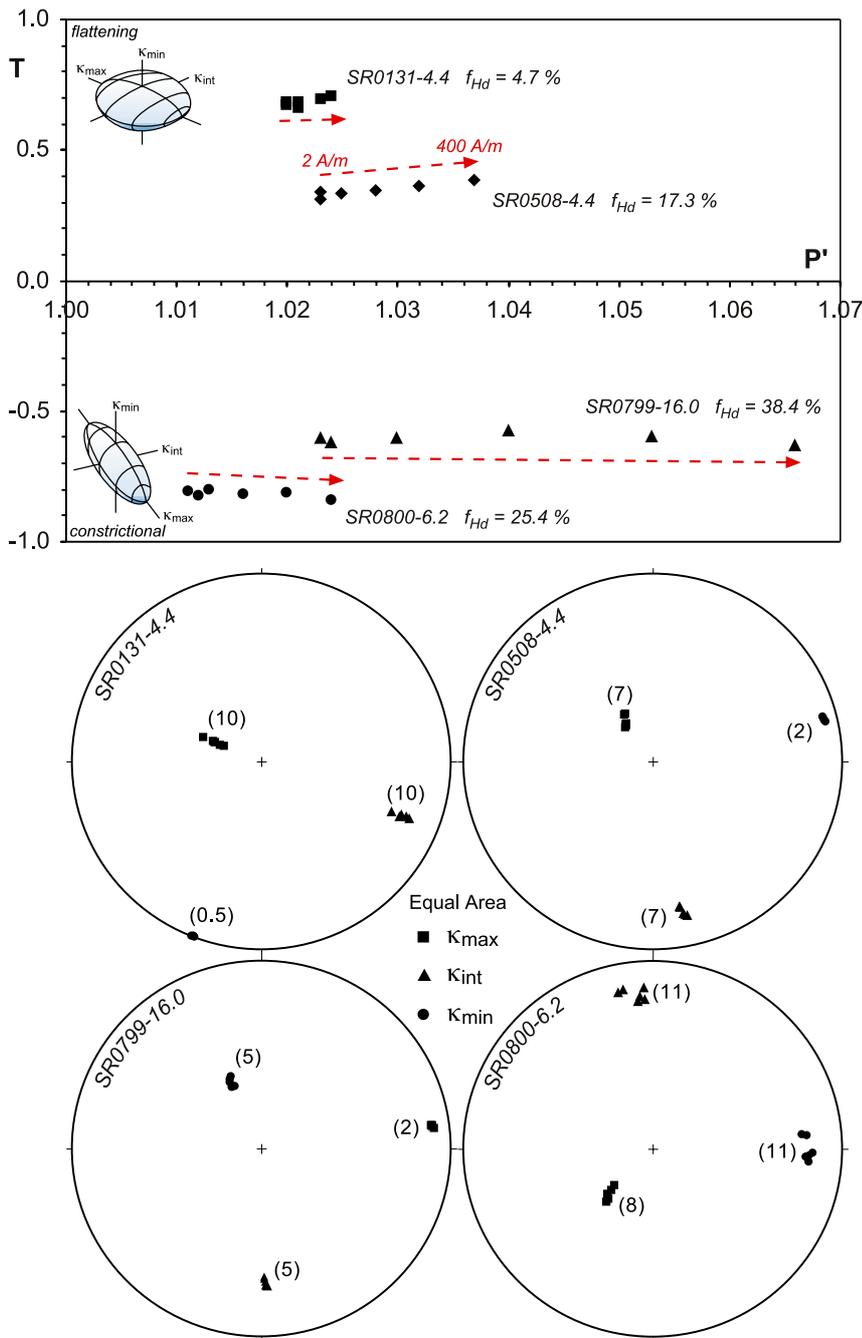


Abb. 5.15: Einfluss der Feldabhängigkeit auf das magnetische Gefüge (f_{Hd} ist berechnet für Feldstärken von 2 und 400 A/m; Schmidt-Netz: die Zahlen in Klammern entsprechen der maximalen Abweichung in Grad; die Messungen wurden von der Arbeitsgruppe von F. Hroudá, Fa. Agico, durchgeführt); influence of field dependence on the magnetic fabric (f_{Hd} calculated for field amplitudes of 2 and 400 A/m; Schmidt-Net: the numbers in brackets indicate maximum deviation in degrees; measurements have been conducted by team of F. Hroudá, Agico company).

in Abhängigkeit von der tmt-Zusammensetzung (Curie-Temperatur) und dem Anisotropiegrad dargestellt. Je mehr Titan im tmt bzw. je stärker die Feldabhängigkeit, d.h. in Abhängigkeit von der tmt-Zusammensetzung, desto höher Δf_{Hd} (Abb. 5.16a). Es besteht jedoch keine strikt lineare Korrelation, viele Proben zeigen im Hinblick auf ihre Zusammensetzung einen zu niedrigen Δf_{Hd} . Eine etwas deutlichere Korrelation zeigt Abbildung 5.16b. In Abhängigkeit vom Anisotropiegrad ist bei einem hohen P' der größte Δf_{Hd} -Wert zu verzeichnen. Die Richtungsabhängigkeit des f_{Hd} -Parameters steht daher nicht nur mit der tmt-Zusam-

T die Verhältnisse aller drei Achsen herangezogen werden. Die Orientierung der magnetischen Achsen bleibt ebenfalls relativ konstant. Bei den dargestellten Proben wurde eine maximale Abweichung von 11° ermittelt. Welche Achsen ihre Orientierung dabei wie stark verändern, hängt von der Art des magnetischen Gefüges ab (oblat oder prolat). Die hier gemachten Beobachtungen stimmen dabei mit den Ergebnissen von *de Wall* (2000a) überein.

Im Umkehrschluss hat dies zur Folge, dass für feldabhängige Suszeptibilitätsmessungen das magnetische Gefüge, d.h. potenzielle Anisotropien, berücksichtigt werden müssen. In Kapitel 5.4 konnte gezeigt werden, dass die Suszeptibilität und der f_{Hd} -Parameter deutlich höher sind, wenn f_{Hd} parallel einer Anisotropie, die durch die Form und/oder Verteilung der Körner bedingt ist, gemessen wird. D.h. berechnet man die Feldabhängigkeit für die κ -Werte entlang der κ_{max} - und κ_{min} -Achse des magnetischen Ellipsoides sollten sich für anisotrope Proben deutliche Unterschiede ergeben. In Abbildung 5.16 ist der Unterschied zwischen dem f_{Hd} -Parameter der κ_{max} - und κ_{min} -Achse (Δf_{Hd})

mensetzung in Zusammenhang. Ti-reicher tmt kann daher, muss aber nicht zwangsläufig hohe Δf_{Hid} -Werte zur Folge haben. Vielmehr zeigt sich für Δf_{Hid} eine klare Abhängigkeit vom Anisotropiegrad, wobei hohe P' sowohl in einem hohen $\Delta P'$ als auch hohen Δf_{Hid} resultieren. Dies führt bei dem vorliegenden Datensatz neben dem Einfluss der Zusammensetzung, der Korngröße und der Temperatur bei anisotropen Proben zu einem Unterschied im f_{Hid} -Parameter von bis zu 5 %.

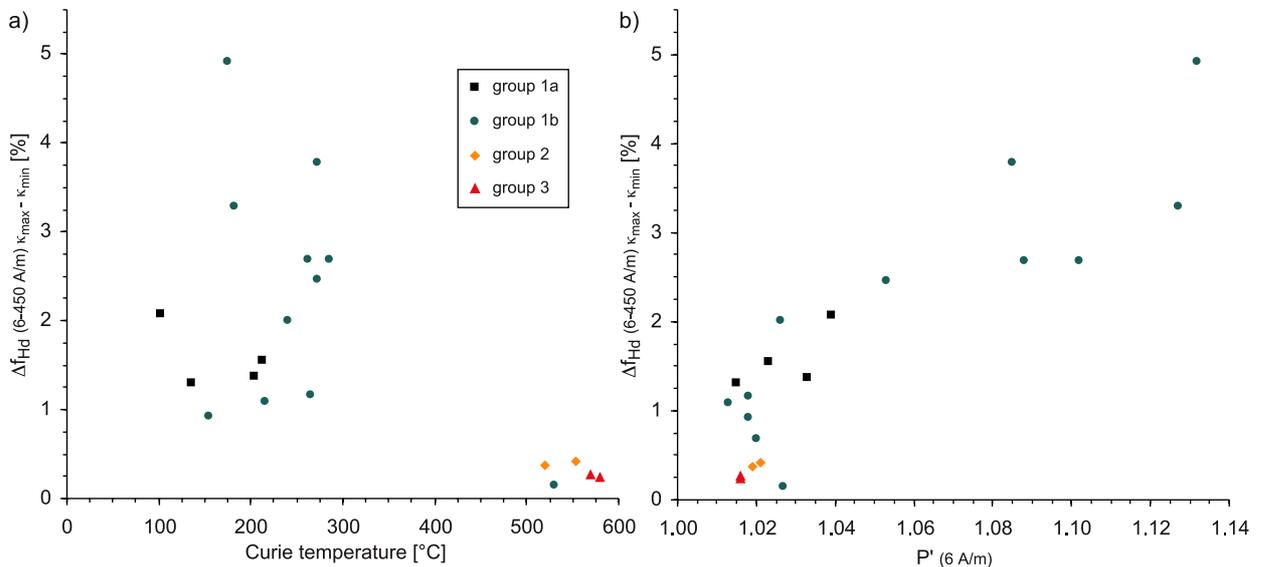


Abb. 5.16: Unterschied des f_{Hid} -Parameters (bei 6 und 450 A/m, zwischen der κ_{max} - und κ_{min} -Achse) in Abhängigkeit von der Curie-Temperatur (Titanomagnetit-Zusammensetzung) und dem Anisotropiegrad; difference of f_{Hid} -parameter (at 6 and 450 A/m, between κ_{max} - and κ_{min} -axis) versus Curie temperature (titanomagnetite composition) and degree of anisotropy.

5.6 Zusammenfassung

Die Feldabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität ist generell vom Gleichgewicht verschiedener Energien (magnetostatische E., Selbstentmagnetisierungs-E., Wandverschiebungs-E.) in einem Korn abhängig und basiert im Wesentlichen auf Verschiebungen von Domänenwänden. Diese Energien stehen dabei in Zusammenhang mit der tmt-Zusammensetzung. Bei Magnetit dominiert z.B. die magnetostatische Energie, was zu einem nahezu feldunabhängigen Verhalten führt. Mit zunehmendem Ti-Einbau sinkt jedoch die magnetostatische Energie, und die Wandverschiebungsenergie gewinnt an Bedeutung. Die Magnetostraktion nimmt ebenfalls mit steigendem Ti-Gehalt im tmt zu und begünstigt damit Wandverschiebungen. Niedrig-Temperatur Oxidation (Maghemitisierung) führt wegen der niedrigeren Kristallanisotropie im tmt bzw. tmgh (weniger Fe^{2+}) zu einer Verringerung der Wandverschiebungsenergie, was eine Reduzierung der Feldabhängigkeit zur Folge hat.

Abbildung 5.3b bietet eine Grundlage zur Diskussion der Feldstärken, die zur Berechnung des Feldabhängigkeits-Parameters verwendet werden sollten. Das schwächere Feld darf nicht zu klein sein, da besonders im Fall von schwächer magnetischen Proben die Genauigkeit des Messgerätes (hier: KLY-4S) nachlässt. Ab einer Feldstärke von ca. 10 A/m scheinen sich jedoch verlässliche Werte einzustellen. Zur Erinnerung, das Erdmagnetfeld auf Hawaii hat eine Stärke von ca. 28 A/m (ca. 35 μT) und im Heidelberger Raum ca. 38 A/m (ca. 48 μT). D.h. das Erdmagnetfeld ist dann drei- bzw. viermal stärker als das Magnetfeld der Spule im Messgerät, wobei es sich beim Erdmagnetfeld um ein gerichtetes Feld handelt, während das der Spule ein Wechselfeld ist. Der untere Wert darf auch nicht zu hoch gewählt werden, da viele Proben schon bei Feldstärken um 10 A/m ansteigende Suszeptibilitäten zeigen (siehe Abb. 5.3a

und Abb. 2.5). Der obere Wert sollte möglichst so gewählt sein, dass man sich noch im linearen Teil der κ - H_{AC} -Kurve befindet. Dies gilt für die meisten Proben bei Feldern von bis zu 100 oder 200 A/m. Einige Proben zeigen nämlich bei stärkeren Magnetfeldern eine verringerte Steigung, während andere sogar eine Erhöhung aufweisen. Auf der Basis der vorliegenden Daten werden daher zur Berechnung des f_{Hd} -Parameters Feldstärken von 10 – 20 und 100 – 200 A/m vorgeschlagen. Die Gründe liegen zum einen in der Messgenauigkeit des Instruments und der Probenbeschaffenheit (d.h. wie stark magnetisch) und zum anderen im feldabhängigen Verhalten der Proben. Beim Vergleich des für verschiedene Feldstärkenpaare (10 – 100, 20 – 200, 30 – 300, 6 – 450 A/m) berechneten f_{Hd} -Parameters hat sich bei 10 - 100 A/m die schwächste Streuung gezeigt, wobei der Korrelationskoeffizient sehr ähnlich ist ($R^2 = 80$ für 10 – 100 A/m bis $R^2 = 83$ für 6 – 450 A/m).

Bei schwachen Magnetfeldern besitzen Ti-reiche tmt niedrige Suszeptibilitäten, die jedoch mit steigender Feldstärke stark zunehmen. Somit besteht ein direkter Zusammenhang zwischen der tmt-Zusammensetzung und der Feldabhängigkeit (siehe Abb. 5.17 und 5.18). Manche Proben zeigen jedoch eine bezüglich ihrer tmt-Zusammensetzung abweichende Feldabhängigkeit. Die dafür in Frage kommenden Einflussfaktoren sind in Abbildung 5.17 skizziert (siehe auch *Vahle et al.*, 2004):

- **Korngröße:** Kleinere Korngrößen bedingen eine geringere Domänenanzahl. Dies hat eine Erhöhung der magnetostatischen Energie zur Folge. Daher sinkt der Einfluss der Wandverschiebungsenergie, weshalb es schwieriger ist, die Domänenwände zu verschieben. Bei gleicher tmt-Zusammensetzung führen daher kleinere Korngrößen zu einer Reduzierung der Feldabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität (siehe auch *Vahle*, 2003).
- **Einfluss der Temperatur:** Die für die Verschiebung der Domänenwände verantwortlichen Mechanismen, wie z.B. die Magnetostraktion (je mehr Ti, desto stärker), sind stark temperaturabhängig, was in einer Temperaturabhängigkeit von f_{Hd} resultiert. Bei niedrigeren Temperaturen dominiert die magnetostatische Energie, weshalb höhere Felder erforderlich sind, um die Domänenwände zu verschieben. In einem ca. 100 °C umfassenden Temperaturintervall steigt dabei f_{Hd} von niedrigen Werten auf das Maximum an, das sich bei Temperaturen unterhalb des κ -Peaks befindet.

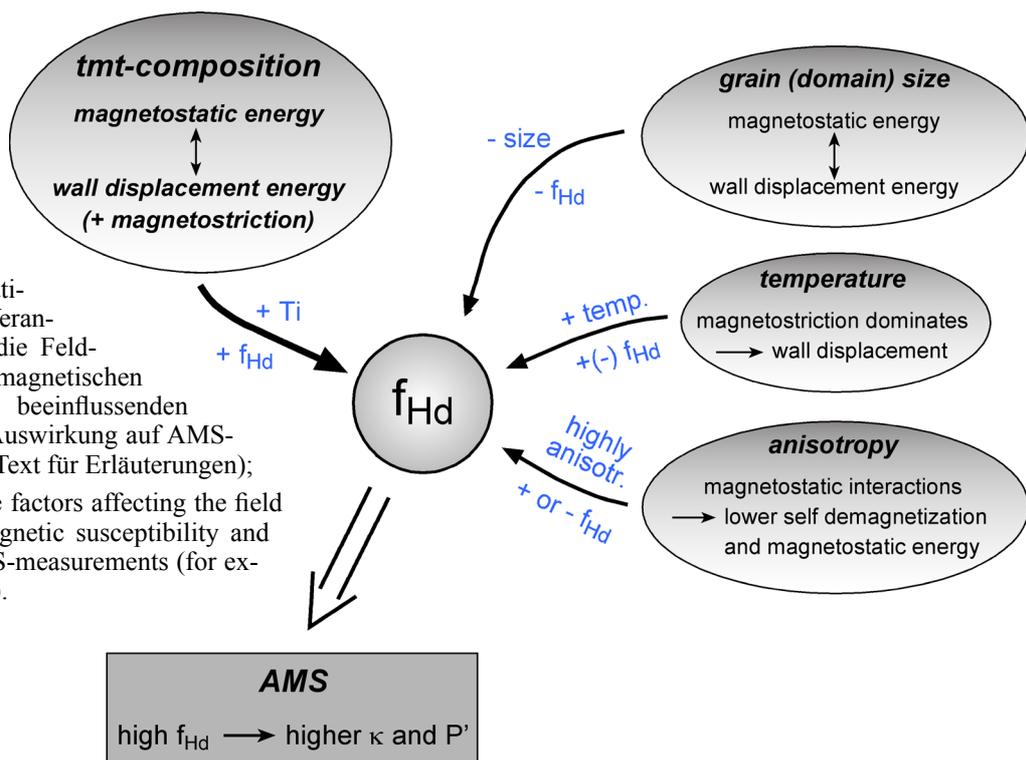


Abb. 5.17: Schematische Skizze zur Veranschaulichung der die Feldabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität beeinflussenden Faktoren und die Auswirkung auf AMS-Messungen (siehe Text für Erläuterungen); sketch showing the factors affecting the field dependence of magnetic susceptibility and the impact on AMS-measurements (for explanations see text).

- **Anisotropie:** Bei Messungen parallel einer in der Probe bestehenden Anisotropie von κ ergeben sich einerseits höhere κ -Werte und andererseits eine mit zunehmender Feldstärke deutlich stärker ansteigende Suszeptibilität und damit höhere f_{Hd} . Dies beruht auf den magnetostatischen Wechselwirkungen und dem niedrigeren Selbstentmagnetisierungsfaktor (und damit auch niedrigeren magnetostatischen Energie) parallel zur Anisotropie (zusätzlich ist das auf die Probe wirksame Feld wegen des schwächeren Selbstentmagnetisierungsfeldes größer). Dies erschwert allerdings die Verschiebung der Domänenwände bei Feldorientierungen in größerem Winkel zur Anisotropie (höheres N und damit stärkeres Selbstentmagnetisierung, daher sind höhere Energien bzw. stärkere Felder nötig).

Diese Einflussfaktoren wirken sich besonders bei Proben mit einem etwas höheren Anisotropiegrad (P') auf die AMS-Parameter aus. Der Grad der Anisotropie nimmt dabei mit steigender Feldstärke zu, der Formfaktor und die Orientierung der magnetischen Achsen bleiben dagegen relativ konstant. D.h. mit zunehmendem Ti-Gehalt im tmt steigt die Anisotropie bei hohen Feldstärken stark an. In Abhängigkeit von der Feldstärke und den gesteinsmagnetischen und magneto-mineralogischen Eigenschaften kann dies zu Unterschieden von mehreren Prozent im Grad der Anisotropie führen (bis ca. 9 % bei den untersuchten Proben). Bei den Gesteinen mit einem höheren Anisotropiegrad handelt es sich fast ausschließlich um submarine Einheiten (viele Pillows und ein Teil der Intrusionen und massiven Basalte). Das magnetische Gefüge scheint daher mit der Abkühlungsgeschichte in Verbindung zu stehen. Eine schnelle Abkühlung bzw. Abschreckung (hoher ilhm-Anteil, kreuz-, skelettförmiger und dendritischer Habitus) kann in einem hohen Anisotropiegrad resultieren. Bei Feldabhängigkeitsmessungen spielt daher die Orientierung der AMS der Probe zur Messrichtung eine große Rolle. Mit zunehmendem Ti-Gehalt im tmt lässt sich zwar ein Anstieg des Anisotropiegrades bei stärkeren Feldern beobachten, dieser ist allerdings bei Proben, die auch bei schwachen Feldern eine hohe Anisotropie aufweisen, am größten. Die Feldabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität erzeugt unterschiedlich hohe Anisotropiegrade und ist Folge der tmt-Zusammensetzung und dem intrinsischen Anisotropiegrad der Probe (durch Verteilung der Körner und deren Kornform bedingt). Beim vorliegenden Datensatz erhält man entlang der κ_{max} -Achse einen bis zu 5 % höheren f_{Hd} -Wert als parallel der κ_{min} -Achse.

In Abbildung 5.18 ist f_{Hd} als Funktion der Curie-Temperatur und damit der tmt-Zusammensetzung zum Vergleich der HSDP-2 Daten mit den Riedheim-Proben (*de Wall, 2000a*) und der Daten von *Jackson et al. (1998)* dargestellt. Generell zeigt sich für die Hawaii-Proben eine relativ große Streuung. Z.B. der Einfluss der Korngröße, der Temperaturabhängigkeit und der Anisotropie führt dabei zu starken Variationen des f_{Hd} -Wertes (vertikale Schwankung). Multiple T_{C} s resultieren dagegen je nach Zusammensetzung der zusätzlichen Phase in einer Erhöhung bzw. Verringerung eines daraus berechneten T_{C} -Mittelwertes und daher zu Veränderungen in horizontaler Richtung. Bei einer relativ guten Korrelation ($R^2 = 0.82$) liegt den Daten ein polynomischer Trend der 2. Ordnung zugrunde. Dieser ist im Vergleich zu den Riedheim-Proben zu etwas höheren f_{Hd} -Werten verschoben. Der wesentliche Unterschied in der Magneto-Mineralogie zwischen den Lokationen besteht in der Opakphasen-Paragenese (HSDP-2: csp + tmt + ilhm, Riedheim: csp + tmt). Die Riedheim-Proben umfassen zwar eine deutlich niedrigere Analysenanzahl, sie liegen jedoch noch innerhalb der Schwankungsbreite des HSDP-2 Datensatzes. Durch diesen Vergleich wird jedoch die Bedeutung von ilhm und der Kristallisationsabfolge der Fe-Ti Oxide für das anisotrope Verhalten der Feldabhängigkeit von κ deutlich. Die Riedheim-Proben enthalten keine rhomboedrischen Fe-Ti Oxide (siehe *de Wall et al., 2004*) und ihre Feldabhängigkeit scheint im Wesentlichen durch die Zusammensetzung von tmt gesteuert zu sein. Die anhand der Daten von *Jackson et al. (1998)* berechneten Feldabhängigkeiten für die verschiedenen synthetischen tmt-Einkristalle liegen dagegen nahe an dem für die Hawaii-Proben ermittelten Trend.

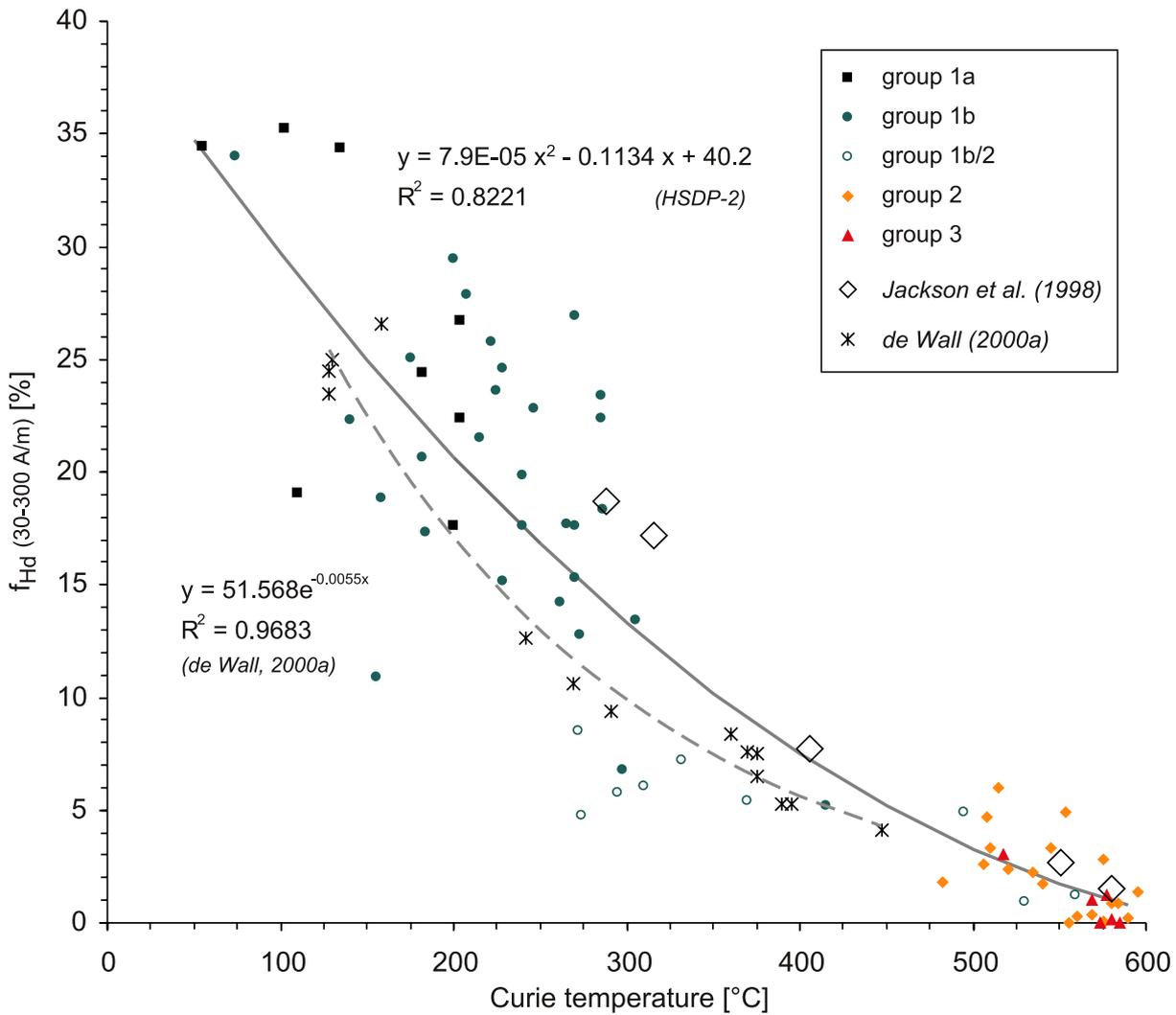


Abb. 5.18: Feldabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität in Abhängigkeit der Curie-Temperatur des Titanomagnetits;

field dependence of magnetic susceptibility as function of Titanomagnetite Curie temperature.

Die Bestimmung der Feldabhängigkeit ist für verschiedene Fragestellungen von großer Bedeutung. Z.B. können bei einem Lavastrom unterschiedliche Suszeptibilitäten, die Folge von verschiedenen tmt-Zusammensetzungen sind, als Variationen im Opakphasenanteil fehlinterpretiert werden. Darüber hinaus kann dies zu einer falschen Bewertung von AMS-Daten führen. Nach *Jackson et al. (1998)* sollten daher AMS-Messungen bei Feldstärken von nur wenigen 10-er A/m durchgeführt werden, um die lineare Beziehung zwischen Magnetisierung und angelegtem Feld sicherzustellen. Bei der Modellierung von magnetischen Anomalien werden Suszeptibilitätsmessungen zur Berechnung der induzierten Magnetisierung (siehe Gl. (4), Kap. 2.1) herangezogen. Eine starke Feldabhängigkeit kann dabei zu einer hohen Suszeptibilität und damit zu einer Überschätzung des induzierten Anteils der Magnetisierung führen (*de Wall, 2000b*).

6. SCHLUSSFOLGERUNGEN

Das „Hawaii Scientific Drilling Project“ (HSDP) bietet einen Zugang zu einem geowissenschaftlichen Archiv, das Lavaströme beinhaltet, die einen ca. 420 ka dauernden Zeitraum vulkanischer Aktivität des Mauna Keas umfassen, und liefert wertvolle Informationen zur vulkanischen Entwicklungsgeschichte hawaiianischer Schildvulkane. Das HSDP ist Teil des „International Continental Drilling Program“ (ICDP) und hat die Erforschung des Ursprungs und der Entwicklung von Hotspot-gebundenem Vulkanismus als generelles Ziel (Stolper *et al.*, 1996, siehe auch Kap. 1.1). Die vulkanische Entwicklung soll im Rahmen von interdisziplinären Forschungsansätzen von internationalen Arbeitsgruppen z.B. im Hinblick auf Veränderungen der Petrologie, der chemischen Zusammensetzung und der Isotopenzusammensetzung der Gesteine, ihrer physikalischen und magnetischen Eigenschaften sowie anhand von Bohrlochmessungen (z.B. Temperatur, Widerstand, Magnetisierung, Suszeptibilität) aufgelöst werden. Mit den Bohrkernen des HSDP-2 bietet sich nun erstmals die Möglichkeit, an weitestgehend frischem Probenmaterial solche Veränderungen zu untersuchen. Im Rahmen eines von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Forschungsprojektes (Ko1514/1) wurde daher eine detaillierte gesteinsmagnetische und magneto-mineralogische Charakterisierung der unterschiedlichen Gesteinseinheiten durchgeführt, die Inhalt dieser Dissertation ist. Die Bandbreite der verschiedenen Teilprojekte ermöglichte die Korrelation der eigenen Beobachtungen mit z.B. den geochemischen Daten an fast gleichem Bohrkernmaterial anderer Arbeitsgruppen (z.B. Rhodes & Vollinger, 2004, Seaman *et al.*, 2004, Stolper *et al.*, 2004) oder mit den Bohrloch-Magnetometer-Messungen (Steveling *et al.*, 2003).

Anhand von verschiedenen gesteinsmagnetischen und magneto-mineralogischen Methoden wie der Messung der Volumenssuszeptibilität (κ) und deren Anisotropie (AMS), Feld- und Temperaturabhängigkeit von κ , Abmagnetisierungsverhalten der natürlich remanenten Magnetisierung (NRM), Polarisations- und Rasterelektronenmikroskopie sowie Elektronenstrahl-Mikrosonde-Analysen wurden charakteristische gesteinsmagnetische und magneto-mineralogische Parameter von Basalten der HSDP-2 Bohrung bestimmt. Durch eine Kombination der verschiedenen Parameter konnten Rückschlüsse auf die Ursachen für Suszeptibilitätsvariationen gezogen werden, wie z.B. Änderungen der Träger der Magnetisierung und ihrer Zusammensetzung, sowie Anteil, Verteilung und Korngröße der relevanten Phasen. Die magnetischen Eigenschaften resultieren dabei aus unterschiedlichen primären (z.B. Magmenzusammensetzung, Abkühlungsgeschichte) und sekundären Prozessen (z.B. Hoch- und Niedrig-Temperatur Oxidation), die mit den Entstehungsbedingungen der Laven in Verbindung stehen. Ein solcher Forschungsansatz wurde bislang nicht in diesem Umfang auf hawaiianische Basalte angewandt. Die vorliegende Arbeit liefert somit einen wichtigen gesteinsmagnetischen Datensatz, der in Bezug zum Aufbau und der Entwicklungsgeschichte von hawaiianischen Schildvulkanen über ein Zeitintervall von ca. 420 ka interpretiert wurde und zu einem besseren Verständnis der magnetischen Eigenschaften von tholeiitischen Ozeaninselbasalten beiträgt. Der erarbeitete Datensatz liefert darüber hinaus wertvolle Informationen für die Interpretation gesteinsmagnetischer Untersuchungen von Titanomagnetit-haltigen Basalten. Dies gilt insbesondere für die Feldabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität, die an natürlichen, subaerischen und submarinen Basalten erstmalig detailliert für einen umfangreichen Probensatz angewandt wurde (siehe Kap. 3.2 und Kap. 5). Der von *de Wall* (2000a) definierte, schnell bestimmbare Parameter f_{Hd} ($f_{\text{Hd}} [\%] = [\kappa_{300\text{A/m}} - \kappa_{30\text{A/m}}] * 100 / \kappa_{300\text{A/m}}$; siehe Gl. (11), Kap. 2.1) ermöglicht in Kombination mit weiteren magnetischen Kenngrößen eine schnelle Methode z.B. zur Identifikation der Magneto-Mineralogie in Titanomagnetit-führenden Basalten. Es konnte gezeigt werden, dass die Feldabhängigkeit nicht nur von der Zusammensetzung des tmt abhängt, sondern auch eine Funktion der Korngröße, der Temperatur und der Anisotropie von κ (durch

die Form und Anordnung der Körner) ist und bei der Interpretation der AMS in tmt-führenden Basalten berücksichtigt werden muss.

Die gesteinsmagnetischen und magneto-mineralogischen Parameter zeigen in Abhängigkeit der Lithologie und Teufe signifikante Veränderungen, die an unterschiedliche Faktoren wie z.B. die Magmenzusammensetzung und die Abkühlungsgeschichte der Gesteine gebunden sind (siehe Kap. 3 und 4). Für die magnetische Suszeptibilität hat sich eine schwache, positive Korrelation mit der Mächtigkeit der Gesteinseinheiten gezeigt (Kap. 3.1, Abb. 3.4). Die zum Teil deutlich unterschiedlichen Vesikularitäten der Lithologien führen nicht zu einer Beeinträchtigung der Unterscheidung der Gesteinseinheiten anhand der κ -Werte. Dies hat ein Vergleich der Massensuszeptibilitäten ergeben. Darüber hinaus konnte zwischen κ und der Magmenzusammensetzung eine Verbindung hergestellt werden, κ ist sowohl von der Mantelquellen-Komponente als auch vom Aufschmelzgrad abhängig. Hohe Suszeptibilitäten, die aus einem hohen Opakphasenanteil resultieren, korrelieren dabei mit einem niedrigen $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis. Die natürlich remanente Magnetisierung und der Königsberger Faktor (Q) weisen entlang des Profils nur geringfügige Veränderungen auf. Der Q-Faktor zeigt jedoch deutlich, dass die Magnetisierung von der remanenten Magnetisierung dominiert wird, was für Modellierungen der Krustenmagnetisierung relevant ist. Nach *Tauxe & Love* (2003) besteht die NRM vieler submariner Basalte allerdings teilweise aus einer viskosen, nicht stabilen Remanenz, was die Verwendbarkeit solcher Basalte zur Bestimmung der Paläofeldintensität einschränkt.

Das Ziel dieses abschließenden Kapitels ist es, den Aufbau und die Entwicklung des Vulkans Mauna Kea und die damit verbundenen Bildungsbedingungen der Gesteine auf der Basis ihrer gesteinsmagnetischen und magneto-mineralogischen Eigenschaften zusammenfassend zu erläutern.

6.1 Verknüpfung der gesteinsmagnetischen und magneto-mineralogischen Eigenschaften mit den Bildungsbedingungen der Laven

In den vorangegangenen Kapiteln konnte gezeigt werden, dass die gesteinsmagnetischen und magneto-mineralogischen Eigenschaften der verschiedenen Lithologien an unterschiedliche Faktoren wie z.B. die Magmenzusammensetzung ($\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis, Sauerstoffugazität) und die Abkühlungsgeschwindigkeit gebunden sind. Diese Faktoren sind mit dem vulkanischen Entwicklungsstadium verknüpft. Gesteinsmagnetische Parameter vermögen daher, Veränderungen in der vulkanischen Entwicklungsgeschichte wiederzugeben. Die Form der vulkanischen Aktivität ist zum Teil an die verschiedenen vulkanischen Entwicklungsstadien gebunden (z.B. subaerisches oder submarines Stadium, siehe Kap. 1.2). Im Wesentlichen ist die Eruptionsform jedoch abhängig von z.B. dem Volatilanteil und der Viskosität des Magmas, der Magmazufuhr rate bzw. der Eruptionsrate, der Topographie der Umgebung und auch der Dynamik der Magma-Wasser Wechselwirkung (z.B. *Schmidt & Schmincke*, 2000). In den Kapiteln 3.3 und 4 konnte gezeigt werden, dass die gesteinsmagnetischen und magneto-mineralogischen Eigenschaften der Gesteine von der Art und Zusammensetzung der magnetisch wirksamen Minerale und deren Korngröße, Anteil und Verteilung abhängen. Diese Faktoren zeigen enge Verknüpfungspunkte mit den z.T. oben genannten, für die Eruptionsform verantwortlichen Mechanismen. Die gesteinsmagnetischen und magneto-mineralogischen Eigenschaften der Gesteine des HSDP-2 spiegeln somit folgende Parameter wider:

- Magmenzusammensetzung (z.B. Aufschmelzgrad, Aufstiegsweg): Kristallfraktionierung, Ti- und Fe-Gehalt und Fe_{tot}/Ti -Verhältnis)
- Eruptionsdauer, Fördervolumen und Extrusionsbedingungen (u.a. Topographie des Untergrunds, subaerischer oder submariner Lavaaustritt): Effusionsrate, Sauerstoffugazität, Grad der Unterkühlung und Abkühlungsgeschwindigkeit
- Sekundäre Prozesse nach der Kristallisation: Hoch- und Niedrig-Temperatur Oxidation („baking“ bzw. Maghemitisierung), Kontaktmetamorphose

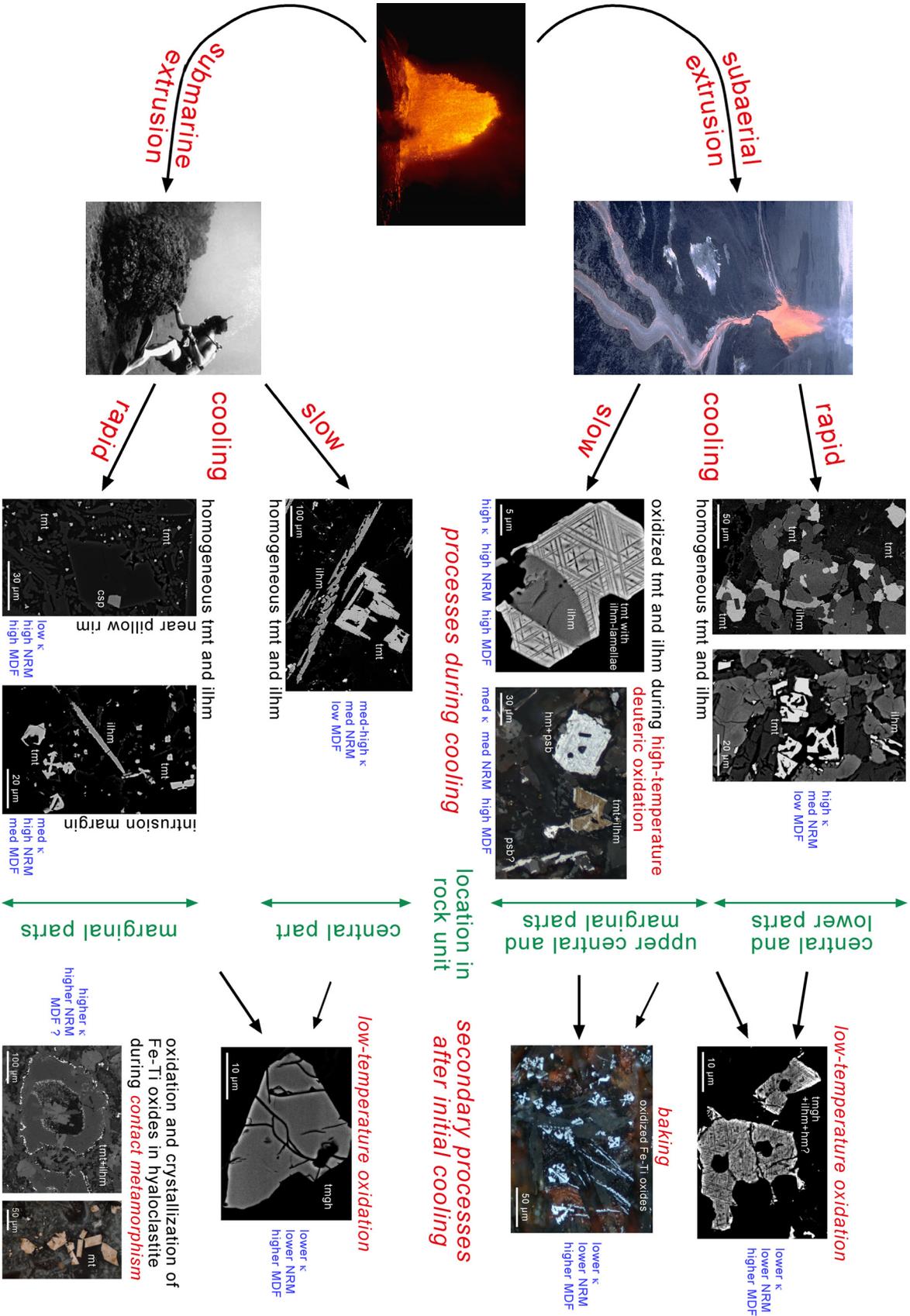
In Abbildung 6.1 ist die Textur der Fe-Ti Oxide in Abhängigkeit von den Extrusionsbedingungen und manche der daraus resultierenden magnetischen Eigenschaften dargestellt. Die unter submarinen Bedingungen gebildeten Basalte erfahren generell eine schnelle Abkühlung und Verfestigung, die an die rasche Wärmeabfuhr durch das Meerwasser gebunden ist. Subaerische Lavaströme kühlen dagegen meist langsamer ab, da sie aufgrund der deutlich höheren Vesikularitäten (siehe Tab. 4.1) eine schlechtere Wärmeleitfähigkeit besitzen (siehe Kap. 4.3, *Büttner et al.*, 1998). Dies führt dazu, dass die magnetischen Eigenschaften der submarinen Gesteine an kreuz- und skelettförmigen bis dendritischen, homogenen Titanomagnetit mit einer Ti-reichen Zusammensetzung gebunden sind.

Einen wichtigen Hinweis zur tmt-Zusammensetzung gibt der f_{Hd} -Parameter, der mit der Curie-Temperatur des tmt eine negative Korrelation zeigt und somit von der tmt-Zusammensetzung abhängt. In Kapitel 5 wurde das feldabhängige Verhalten der magnetischen Suszeptibilität der HSDP-2 Basalte ausführlich erläutert und diskutiert. Im Wesentlichen ist dieses Verhalten an das Gleichgewicht verschiedener Energien gebunden: magnetostatische Energie, Selbstentmagnetisierungs-E., Wandverschiebungs-E.. Neben der Zusammensetzung des tmt hat sich ein deutlicher Einfluss der Korngröße, der Temperatur und der Form und Anordnung der tmt-Körner gezeigt. Kleinere Korngrößen führen dabei zu einer Reduzierung von f_{Hd} , während in Abhängigkeit von der Orientierung des magnetischen Gefüges zum Feld der Messspule ein stärker (parallel) bzw. schwächer (orthogonal) feldabhängiges Verhalten beobachtet wurde. Aufgrund der Temperaturabhängigkeit von κ zeigt auch f_{Hd} ein temperaturabhängiges Verhalten, das in einem Maximum wenige Grad unterhalb der Temperatur des κ -Peaks kulminiert.

Submariner Bereich

Die etwas langsamere Abkühlung in zentralen Bereichen besonders von Intrusionen und mächtigeren Pillowlavaeinheiten ($\ll 250$ °C/h) führt zur Ausbildung von bis zu ca. 80 μm großen tmt-Kristallen, die in Einzelfällen bis zu 300 μm erreichen können. Der ilhm ist meist länglich skelettförmig ausgebildet und bis zu ca. 110 μm (selten bis 400 μm) lang. Dies schlägt sich in einem hohen Opakphasenanteil von bis zu 12 % nieder, der sich in mittleren bis hohen κ -Werten und mittleren NRM-Intensitäten widerspiegelt. Wegen der relativ großen Korngrößen lässt sich ein weich-magnetisches Ab- und Aufmagnetisierungsverhalten beobachten, das in einem niedrigen MDF resultiert. In den Randbereichen der lithologischen Einheiten (z.B. Pillow- oder Gangränder) findet dagegen eine schnellere Abkühlung statt. Dies hat deutlich kleinere Korngrößen zur Folge, was sich in niedrigeren κ -Werten, aber höheren NRM-Intensitäten und MDF widerspiegelt (siehe Abb. 6.1). Darüber hinaus zeigt sich beim tmt meist eine etwas mt-reichere Zusammensetzung. Die Veränderung der Zusammensetzung des tmt und ilhm entlang einer Gesteinseinheit ist nicht nur von der Temperatur abhängig, sondern auch von der Sauerstoffugazität und der Abkühlungsgeschwindigkeit (siehe Kap. 3.3). In Randbereichen von lithologischen Einheiten wurde meist eine höhere fO_2 beobachtet, was sich in einer mt- bzw. hm-reicheren Zusammensetzung äußert. Darüber hinaus ist das tmt-ilhm-Verhältnis stark von fO_2 abhängig (siehe Abb. 4.9). Dies zeigt sich z.B. bei den massiven Basalten (relativ hohe fO_2), deren Opakphasenparagenese von ilhm dominiert wird. Der tmt kommt weniger

Abb. 6.1: Extrusionsbedingungen hawaiianischer Lavas und die damit verbundenen Texturen der Fe-Ti-Oxide in Abhängigkeit von den Abkühlungsbedingungen und unterschiedlichen sekundären Überprägungen, sowie deren Auswirkung auf Suszeptibilität (κ), natürlich remanente Magnetisierung (NRM) und Abmagnetisungsverhalten (MDF); extrusion conditions of hawaiian lava and associated Fe-Ti oxide textures developed during and after initial cooling and their impact on susceptibility (κ), natural remanent magnetization (NRM) and demagnetization behavior (MDF).



häufig vor und erreicht nur Korngrößen von bis zu 30, selten 50 μm , was sich in einem deutlich niedrigeren Opakphasenanteil von ca. 4 – 8 % und schwächer magnetischem Verhalten verglichen mit z.B. Pillowlaven und Intrusionen niederschlägt (siehe Kap. 4.3 und Tab. 4.23). Die $\kappa(T)$ -Kurven der massiven Basalte spiegeln diese Paragenese wider und gehören der Gruppe 1b an (siehe z.B. Abb. 5.2 und Kap. 4.1.1). Die Suszeptibilität und deren Temperaturabhängigkeit können damit einen Hinweis auf die Sauerstoff fugazität geben. Die Abhängigkeit der tmt-Zusammensetzung von der Abkühlungsgeschwindigkeit ist dabei an die unterschiedlichen Diffusionsgeschwindigkeiten der Elemente (z.B. Titan langsamer als Eisen) gebunden. Das $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis in den Kristallen ist von dem der Schmelze abhängig (Zhou *et al.*, 2000). Dies führt bei einer schnellen Abkühlung zu lokalen Heterogenitäten und einem breiten Zusammensetzungsspektrum. Aufgrund der extrem schnellen Abschreckung bei Hyaloklastiten und Pillowbrekzien (50 – 100 $^{\circ}\text{C}/\text{s}$ bis hin zu 1000 $^{\circ}\text{C}/\text{s}$ für die Glaskruste, Zhou *et al.*, 2000, Xu & Zhang, 1999) können nur wenige, meist submikroskopisch kleine Fe-Ti Oxide auskristallisieren. Dies resultiert in sehr niedrigen Suszeptibilitäten und Magnetisierungen, wobei allerdings oft ein hart-magnetisches Abmagnetisierungsverhalten zu verzeichnen ist, das an kleine tmt-Körner mit einer sehr mt-nahen Zusammensetzung gebunden ist.

Die Variationsbreite der tmt-Zusammensetzungen ist dabei nicht nur eine Funktion der Abkühlungsgeschwindigkeit. Die Streuung wird teilweise durch die zu unterschiedlichen Zeitpunkten gebildeten tmt-Kristalle hervorgerufen. Z.B. besitzen die tmt-Ränder um den csp eine signifikant abweichende Zusammensetzung im Vergleich zu den in der Matrix befindlichen Körnern. Die tmt-Ränder sind relativ Cr-reich, haben mehr MgO und auch Al_2O_3 aber weniger Fe^{3+} (siehe Kap. 4.1.3, siehe auch Abb. 4.28b). Generell weisen die tmt-Ränder daher eine niedrigere mt-Komponente auf. Toplis & Carroll (1995) haben in synthetischen Proben mit fallender Temperatur einen sinkenden Al-, Mg- und Mn-Anteil festgestellt, daher müssen sich die tmt-Ränder um csp früher, bei höheren Temperaturen gebildet haben als die Matrixkörner. Darüber hinaus weisen die tmt-Ränder einen deutlichen Cr-Anteil auf, weshalb sie bei Bedingungen kristallisiert sein müssen, bei denen noch Cr verfügbar war. Da der csp selbst eine frühmagmatische Phase ist, spricht sowohl der Cr- als auch der relativ hohe Mg- (bis ca. 8 Gew.%) und Al_2O_3 -Gehalt (bis ca. 9 Gew.%) in den tmt-Rändern für eine frühe Kristallisation. Eine Re-Äquilibration zwischen csp und tmt-Rand hat einerseits wegen der unterschiedlichen Diffusionsgeschwindigkeiten von Cr, Mg und Al (siehe z.B. Scowen *et al.*, 1991) und andererseits aufgrund der im Vergleich zu csp niedrigeren MgO- und Al_2O_3 -Gehalte der tmt-Ränder nur einen untergeordneten Einfluss (siehe Kap. 4.1.3). Am Beispiel der massiven Basalte konnte eine Kristallisationsabfolge von verschiedenen tmt-Phasen abgeleitet werden (siehe Abb. 4.29). Zuerst bilden sich die tmt-Ränder um csp, dann tmt, der zunehmend Ti-reicher wird bis zu dem Zeitpunkt, ab dem zusätzlich ilhm auskristallisiert. Das verfügbare Ti wird nun bevorzugt in den ilhm eingebaut, sodass die später, bei geringeren Temperaturen gebildeten skelett- und kreuzförmigen tmt-Körner eine höhere mt-Komponente aufweisen. Die tmt-Kreuze besitzen dabei oftmals kleinere Korngrößen, was man als Hinweis auf ein kürzeres Wachstum aufgrund eines späteren Kristallisationszeitpunktes ansehen könnte. Eine eindeutige Differenzierung des skelett- und kreuzförmigen tmt hat sich dabei allerdings nicht ergeben.

Neben dem Titanomagnetit (+ Ilmenohämatit) kann die Zusammensetzung des Chromspinells wichtige Hinweise zur Abkühlungsgeschichte der Gesteine liefern. Generell wird die Zusammensetzung des Spinells von der Schmelzzusammensetzung, den Differentiations- und Fraktionierungsprozessen und der Re-Äquilibration des Spinells während der Abkühlung kontrolliert (z.B. Roeder *et al.*, 2003). Das $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ -Verhältnis ist weitestgehend von der sich ändernden Schmelzzusammensetzung abhängig, während das $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ -Verhältnis die ursprüngliche Umgebungszusammensetzung während der initialen Kristallisation widerspiegelt. Je geringer die Temperatur, desto niedriger das $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ - und desto

höher ist das $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ -Verhältnis (z.B. *Furuta & Tokuyama, 1983*). Der Einfluss der Re-Äquilibration des csp zeigt sich dagegen bei den chemisch zonierten csp-Körnern in der Matrix: die Kernbereiche sind ärmer an Ti, Fe^{2+} und Fe^{3+} , aber reicher an Al, Cr und Mg. Dies stimmt exakt mit der von *Scowen et al. (1991)* beschriebenen Austauschreaktion überein (siehe Kap. 4.1.2 und 4.1.3), d.h. die Randbereiche der in der Matrix befindlichen csp haben begonnen, mit der Restschmelze bzw. dem umgebenden Material Elemente auszutauschen (Fe^{2+} , Fe^{3+} und Ti in csp hinein und Mg, Al und Cr heraus). Allerdings kann die Re-Äquilibration nicht eine solche Bandbreite an $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ -Verhältnissen hervorrufen, da sowohl Cr als auch Al aus dem csp diffundiert. Darüber hinaus besitzt Al eine schnellere Diffusionsgeschwindigkeit, sodass durch eine Re-Äquilibration das $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ -Verhältnis leicht ansteigen sollte. Genau dieser Effekt bestätigt sich beim Vergleich einiger Analysen die aus dem Kern des Kornes stammen mit denen aus dem Randbereich. Sie folgen einer leicht positiven Korrelation, wobei die Kernanalysen die niedrigeren Werte darstellen. Demnach resultieren die chemischen Variationen des csp einerseits aus unterschiedlichen Schmelzzusammensetzungen und Kristallisationstemperaturen und andererseits aus Re-Äquilibrationsprozessen.

Bei einer nahezu konstanten Schmelzzusammensetzung, die sich z.B. durch Kristallfraktionierung während einer langsamen Abkühlung verändern kann, ist die Zusammensetzung des csp gut definiert. D.h. eine schnelle Abkühlung begünstigt konstante Zusammensetzungen der csp-Kristalle. Dies ist z.B. bei den in Olivin eingeschlossenen csp-Körner der Pillowlaven und massiven Basalten der Fall (Abb. 6.2). Eine schnelle Abkühlung äußert sich darüber hinaus in ähnlichen Verhältnissen der in Olivin als Einschlüsse auftretenden csp und der in der Matrix befindlichen Körner. Generell besitzt der in der Matrix befindliche csp jedoch ein tendenziell höheres $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ - und meist etwas niedrigeres $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ -Verhältnis. Die csp-Kerne in der Matrix der massiven Basalte und die csp der subaerischen Laven zeigen eine große

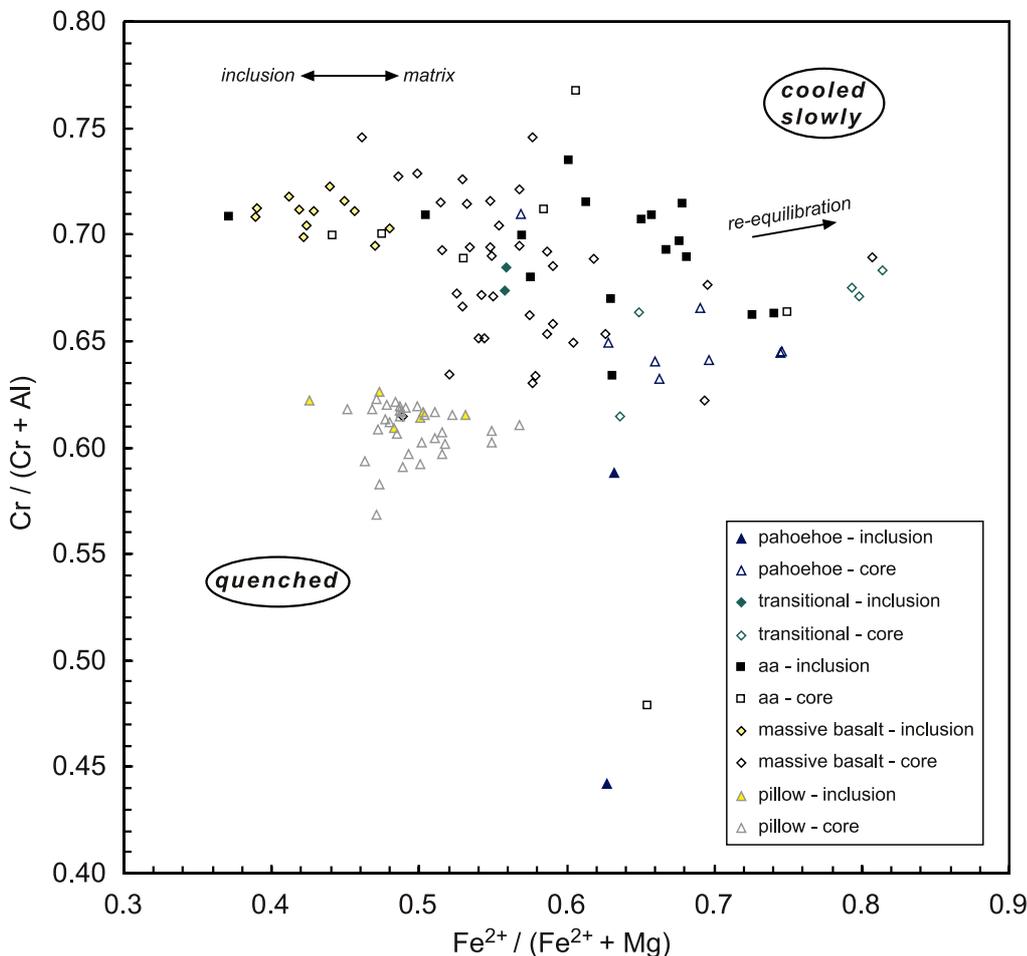


Abb. 6.2: Chemische Zusammensetzung der Chromspinelle (Einzelanalysen, geschlossene Symbole: Einschlüsse in Olivin, offene Symbole: Körner in Matrix);

chemical composition of chromian spinel (single analyses, closed symbols: olivine inclusions, open symbols: matrix grains).

re Streuung der Werte, die auf eine langsamere Abkühlung zurückzuführen ist. Die subaerischen Laven weisen dabei deutlich höhere $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ -Verhältnisse als die submarinen Einheiten auf, was zum einen aus einer langsameren Abkühlung und zum anderen aus Re-Äquilibrierungsprozessen resultiert. Im Gegensatz dazu ist das breite Spektrum der tmt-Zusammensetzungen auf die schlechte Verfügbarkeit des Titans bei schneller Abkühlung zurückzuführen. Die tmt-Kristalle bauen die gerade in der Umgebung zur Verfügung stehenden Elemente ein, was in unterschiedlichen Zusammensetzungen des tmt resultiert (siehe auch oben). Demnach spiegelt sich eine schnelle Abkühlung in einem eng definierten Zusammensetzungsspektrum für csp und einem breiten für tmt wider.

Als sekundär auftretende Effekte, die die gesteinsmagnetischen und magneto-mineralogischen Eigenschaften der submarinen Basalte beeinflussen, tritt zum einen die Niedrig-Temperatur Oxidation (Maghemitisierung) auf. Diese führt zu einer Verringerung der Suszeptibilität und NRM-Intensität, während der MDF aufgrund der Kornverkleinerung zunimmt. Maghemitisierung wurde sowohl in zentralen als auch randlichen Bereichen der Gesteinseinheiten angetroffen, mit abnehmender Entfernung zur lithologischen Grenze zeigt sich allerdings ein fortgeschrittener Einfluss der Maghemitisierung. Zum anderen wurde in Hyaloklastiten Kontaktmetamorphose beobachtet, die durch eine nachträgliche Aufheizung durch Intrusionen hervorgerufen wird. Dabei kommt es einerseits zur Oxidation und dem Weiterwachsen von schon existierenden Phasen und andererseits zur Kristallisation einer neuen, stark magnetischen Phase, bei der es sich wahrscheinlich um Magnetit handelt. Kontaktmetamorphose in Hyaloklastiten führt daher zu einer Erhöhung der κ -Werte und NRM-Intensität, während der MDF in mittlerem Abstand zur lithologischen Grenze maximal und etwas näher zum bzw. weiter weg vom Kontakt niedriger ist.

Subaerischer Bereich

Die subaerisch extrudierten Laven weisen ein ähnliches Korngrößenspektrum der Fe-Ti Oxide auf (tmt: < 1 bis 100 μm , ilm: 10 – 260 μm) wie die unter submarinen Bedingungen gebildeten Gesteine (siehe Tab. 4.23). Tendenziell wurden jedoch in den subaerischen Lavaströmen etwas größere Körner beobachtet. Ein deutlicher Unterschied besteht darüber hinaus in der Textur der Opakphasenminerale, wobei sich ein Trend hin zu skelettförmiger bis idiomorpher Ausbildung zeigt (siehe auch Abb. 6.1). Dies wurde ebenfalls z.B. von *Hammer et al.* (2003) für Fe-reiche Basalte mit langsameren Abkühlungsraten beschrieben. Demnach spiegelt die Kristallform der Fe-Ti Oxide die Abkühlungsgeschwindigkeit wider. Aufgrund der deutlich langsameren Abkühlung in den subaerisch extrudierten Einheiten können darüber hinaus Subsolidus-Reaktionen und Oxidationsprozesse ablaufen, die auf den oberen zentralen Bereich und die randlichen Teile der Lavaströme beschränkt sind. Diese verändern die Zusammensetzung und Textur der Fe-Ti Oxide noch während der Abkühlung der Lava, was sich in einer generell relativ mt-reichen Zusammensetzung des tmt (niedrige f_{Hd}) und Reduzierung der magnetisch wirksamen Korngröße niederschlägt. Dies führt je nach Oxidationsgrad (teilweise treten Hämatit und Pseudobrookit auf) sowohl zu mittleren bis hohen κ -Werten und NRM-Intensitäten als auch hohen MDF-Werten. In einigen zentralen Bereichen von Lavaströmen wurden dagegen homogene Fe-Ti Oxide beobachtet, was auf eine schnellere Abkühlung hinweist. Manche Lavaströme sind wahrscheinlich durch mehrere Magmenschübe entstanden, was einerseits zu einer nachträglichen Aufheizung und Oxidation der intrudierten Bereiche führt und andererseits zu einer unterschiedlichen Abkühlungsgeschichte entlang eines Lavaströms. Solche Bereiche sind oftmals durch homogenen Ti-reichen tmt gekennzeichnet, was sich in hohen Suszeptibilitäten, aber mittleren NRM-Intensitäten und niedrigen MDF-Werten niederschlägt. Aalavaströme zeigen daher oftmals eine Zonierung: die Bereiche direkt an der Basis und der obere Teil sind oxidiert, während im zentralen und unteren Teil homogene Fe-Ti Oxide dominieren.

Die magnetischen Eigenschaften der subaerischen Gesteine sind daher sowohl an homogenen als auch oxidierten tmt und ilhm gebunden. Dies ist auf das unterschiedliche Abkühlungsverhalten der Lithologien zurückzuführen, wobei sich bei Aalaven zwar etwas kleinere Korngrößen, aber eine deutlich höhere Kristallanzahl als für Pahoehoelaven beobachten lässt (siehe Kap. 4.2). Dies äußert sich z.B. in einem für Aalaven höheren Opakphasenanteil von bis zu 15 % verglichen mit bis zu 9 % für Pahoehoelava. Eine entscheidende Rolle spielt hierbei der Grad der Unterkühlung der Laven und damit das Verhältnis von Nukleations- zur Wachstumsrate der Kristalle (siehe Kap. 3.3 und 4.2). Aalaven weisen eine höhere Anzahl an Kristallkeimen auf und scheinen daher eine stärkere Unterkühlung erfahren zu haben als Pahoehoe (siehe z.B. auch *Polacci et al.*, 1999, *Katz & Cashman*, 2003), was dazu führt, dass Aalaven schneller abkühlen und schon innerhalb weniger Tage verfestigen (*Kilburn*, 2000). Hierbei muss allerdings auch die Mächtigkeit des Lavastroms beachtet werden (die einzelnen Pahoehoelagen besitzen meist eine geringe Mächtigkeit und können daher relativ schnell abkühlen). Demnach besteht ein direkter Zusammenhang zwischen der magnetischen Suszeptibilität (und Magnetisierung) und der Abkühlungsrate von Laven. Der Zusammenhang zwischen dem Grad der Unterkühlung und der Kristallanzahl erklärt daher z.B. teilweise die höheren κ -Werte der Aalaven, verglichen mit denen der Pahoehoelaven. *Cañón-Tapia et al.* (1997) führen die erhöhten Suszeptibilitäten der mächtigeren Lavaströme teilweise auf eine langsamere Abkühlung und dem damit verbundenen höheren Anteil, sowie größeren Korngröße der magnetischen Phasen zurück. *Hammer et al.* (2003) konnten u.a. diesen Effekt anhand von Abkühlungsexperimenten an Fe-reichen Basalten aufzeigen. Bei langsameren Abkühlungsraten von z.B. 6 – 19 °C/h verglichen mit sehr hohen von 230 °C/h wurde ein höherer Kristallanteil, größere Korngrößen und andere Kristallformen beobachtet (eher idiomorphe bei langsamer verglichen mit eher skelett- oder kreuzförmigen bei schneller Abkühlung).

Als sekundär wirksamer Prozess tritt wie auch bei den submarinen Einheiten z.B. Niedrig-Temperatur Oxidation auf, deren Grad zur Basis des Lavastroms hin zuzunehmen scheint. Der Einfluss auf die magnetischen Eigenschaften ist allerdings nur schwer von z.B. dem der Subsolidus-Reaktionen oder „baking“ zu trennen. Maghemitisierung führt daher wahrscheinlich zu einer Verringerung der Suszeptibilität und Magnetisierungen, während das Abmagnetisierungsverhalten härter ist (höherer MDF). In Pahoehoelaven treten aufgrund von Übereinanderfließen und/oder Inflation mehrerer Lavaströme von geringer Mächtigkeit und der dabei ablaufenden Hoch-Temperatur Oxidation („baking“) hm-reiche ilhm und sogar psb auf. Dies äußert sich oftmals durch eine bräunlich-rote Verfärbung der Gesteine und resultiert in deutlich niedrigeren κ -Werten und NRM-Intensitäten, aber höheren MDF-Werten. Eine Alteration muss dabei aber nicht grundsätzlich zu niedrigeren Suszeptibilitäten und NRM-Intensitäten führen. Einige alterierte Aalaven zeigen z.B. hohe κ -Werte, die zum Teil auf symplektitisch gebildeten tmt durch Oxidation von Olivin zurückzuführen sind. Die Oxidationsprozesse können daher sowohl zu einer Erhöhung der Suszeptibilität (Bildung von symplektitischem Magnetit) als auch zu niedrigeren Suszeptibilitäten (Oxidation zu hm oder tmgh) führen.

6.2 Bezug der gesteinsmagnetischen und magneto-mineralogischen Eigenschaften zum Aufbau und der Entwicklung des Schildvulkans Mauna Kea

Das Profil der HSDP-2 Bohrung lässt sich in drei Teile untergliedern. Der obere Bereich (< 246 mbsl) wird von den Laven des Vulkans Mauna Loa (ML) aufgebaut. Darunter folgen die Einheiten des Vulkans Mauna Kea (MK), bei denen es sich zum größten Teil um submarine Gesteine handelt (Übergang subaerisch – submarin bei 1079 mbsl). Die meisten Gesteine des Profils bis zu der zwischenzeitlichen Endteufe von 3098 mbsl stammen daher vom Schildaufbau Stadium des Vulkans Mauna Kea, das bei hohen Eruptionsraten 95 – 98 % des Volumens hawaiianischer Schildvulkane hervorbringt (siehe Tab. 1.1, *Clague & Dalrymple*, 1987). Ab einer Tiefe von ca. 1079 mbsl handelt es sich um unter submarinen Bedingungen gebildete Gesteine (massive Basalte, Pillowlaven, Hyaloklastite und Intrusionen), während oberhalb bis ca. 246 mbsl subaerische Lavaströme (Pahoehoe, Transitional und Aa) entstanden sind. Die ersten 100 m im oberen Bereich des Bohrprofils (246 – 346 mbsl) sind Laven des Post-Schild Stadiums, die durch einen geringeren Aufschmelzgrad und eine andere Magmenzusammensetzung (SiO_2 -ärmer, mehr TiO_2 , Fe_{tot} und inkompatible Elemente) gekennzeichnet sind als die tholeiitischen Laven des Schildaufbau Stadiums. Darüber hinaus haben sie sich bei einer geringeren Eruptionsrate gebildet und zeigen damit das Nachlassen der vulkanischen Aktivität an. Dies äußert sich z.B. in geringeren Mächtigkeiten der verschiedenen Lavaströme (vgl. Kap. 4, Tab. 4.1). Die tholeiitischen Laven des Vulkans Mauna Loa oberhalb 246 mbsl besitzen den stärksten Aufschmelzgrad und sind generell SiO_2 -reicher, aber ärmer an TiO_2 , Fe_{tot} , Alkali- und inkompatiblen Elementen als die MK-Tholeiite.

Die Unterschiede im Aufschmelzgrad und der Magmenzusammensetzung haben einen Einfluss auf den Fe- und Ti-Gehalt der Schmelze und damit auf das für die Kristallisation der Fe-Ti Oxide wichtige $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis. Ein niedriges $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis korreliert mit hohen Suszeptibilitäten, die aus einem hohen Opakphasenanteil resultieren (siehe Kap. 3.3). Der TiO_2 -Gehalt steigt dabei in stärkerem Maße an als der Fe_{tot} -Gehalt, was bei einer zunehmend besseren Versorgung des Magmas mit Ti- und Fe-Ionen ein niedrigeres $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis zur Folge hat. Der Aufschmelzgrad der Magmen korreliert negativ mit der Suszeptibilität und reflektiert im Wesentlichen den Einfluss des $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnisses (Gesteine mit einem hohen Aufschmelzgrad haben einen niedrigeren TiO_2 - und Fe_{tot} -Gehalt, was meist in einem höheren $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis resultiert). Darüber hinaus lässt ein Vergleich der κ -Werte mit dem Nb/Y-Verhältnis, das indikativ für die Mantelquelle der Magmen ist, eine gewisse Abhängigkeit erkennen. Somit können mit Hilfe des petrophysikalischen Parameters der magnetischen Suszeptibilität Gesteine sowohl mit unterschiedlichem Aufschmelzgrad und Magmenzusammensetzung als auch Mantelquellen-Komponente differenziert werden. D.h. bei unbekannter geochemischer Zusammensetzung können Suszeptibilitätsmessungen einen Hinweis auf unterschiedliche Magmenzusammensetzungen geben.

Neben der Suszeptibilität zeigt z.B. die anhand der $\kappa(T)$ -Kurven bestimmte Curie-Temperatur des tmt signifikante Variationen entlang des HSDP-2 Profils. Bei den submarinen Einheiten treten überwiegend niedrige bis mittlere T_C zwischen meist 20 und 350 °C auf, während für die subaerischen Laven zunehmend höhere T_C von ca. 500 bis 585 °C zu beobachten sind (siehe Abb. 6.3, es sind nur die dominierenden T_C dargestellt). Homogener, Ti-reicher tmt kommt in den subaerischen Einheiten nur untergeordnet vor. Die Curie-Temperaturen sind einerseits im Fall der submarinen Einheiten auf homogenen Ti-reichen tmt und andererseits für die subaerischen Laven auf mt-nahe Zusammensetzungen zurückzuführen, die aus den bei langsamer Abkühlung ablaufenden Subsolidus-Reaktionen resultieren (siehe oben und Abb. 6.1). Die unter submarinen Bedingungen gebildeten Gesteine lassen sich somit oftmals anhand der $\kappa(T)$ -Kurven

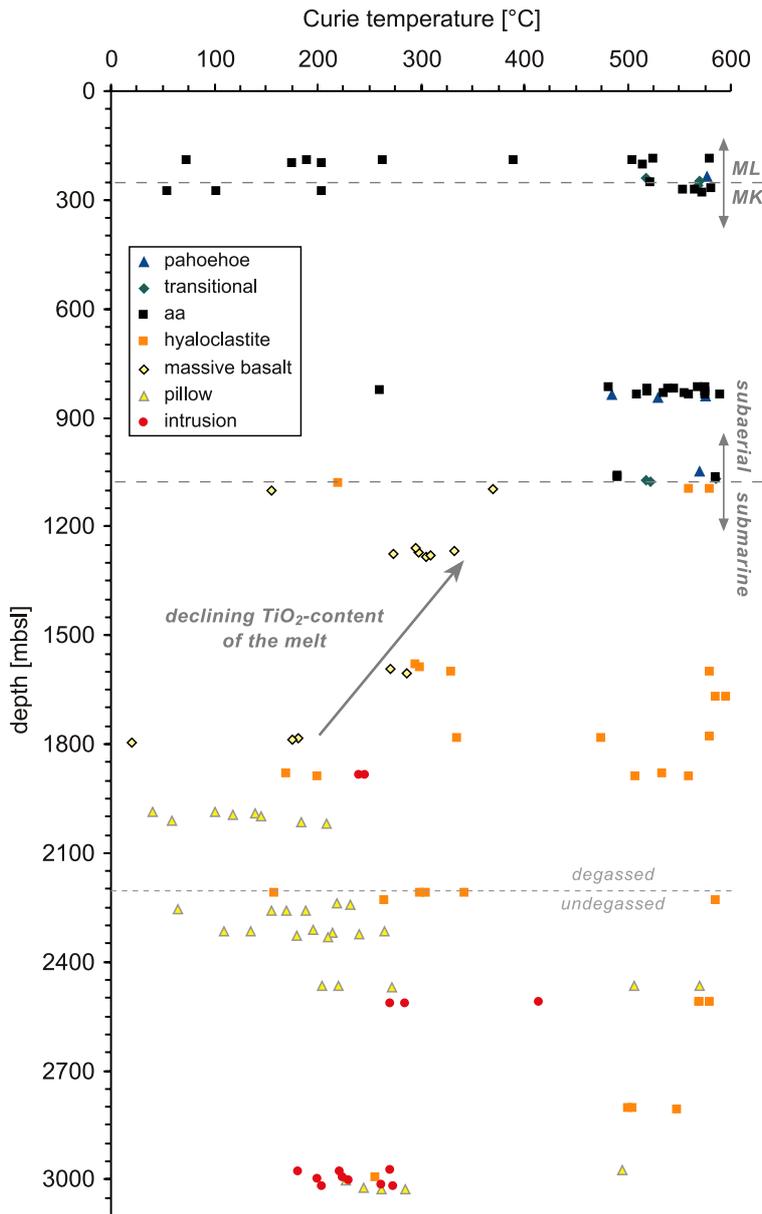


Abb. 6.3: Tiefenabhängige Darstellung der Curie-Temperatur (nur die dominierende T_C ist berücksichtigt) von Titanomagnetit für verschiedene Lithologien;

Titanomagnetite Curie temperatures (only the dominating T_C is considered) versus depth for different lithologies.

von den subaerischen Lavaströmen unterscheiden. Einige Hyaloklastite und Pillowlaven sind durch relativ hohe T_C gekennzeichnet, die zum einen auf eine subaerische Herkunft der Klasten in den Hyaloklastiten und zum anderen auf stark abgeschreckte Lava und einer damit verbundenen mt-nahen Zusammensetzung des tmt zurückzuführen sind, und stellen eine Ausnahme im submarinen Bereich dar.

Die massiven Basalte zeigen mit abnehmender Tiefe von ca. 1800 auf 1100 mbsl einen kontinuierlichen Anstieg der Curie-Temperatur von ca. 180 auf 370 °C, der mit einer Verringerung des TiO_2 -Gehaltes in den Magmen von ca. 2.5 auf 1.6 Gew.% assoziiert ist. Die zunehmenden T_C s korrelieren dabei sehr gut mit einer Abnahme der Werte des f_{Hd} -Parameters für diesen Tiefenbereich. Die f_{Hd} -Werte der Hyaloklastite verhalten sich zum Teil ähnlich, was

darauf schließen lässt, dass die für das magnetische Verhalten der Hyaloklastite verantwortlichen Basaltklasten entweder von massiven Basalten abstammen oder von den gleichen Magmen fragmentierten. Die starke Abschreckung der Laven aufgrund der Fragmentation in submariner Umgebung würde allerdings eher mt-nahe Zusammensetzungen für den tmt erwarten lassen (siehe oben und Kap. 3.3). Bei den massiven Basalten ist darüber hinaus eine schwache Zunahme des Fe_{tot}/Ti -Verhältnisses in geringerer Tiefe zu beobachten. Dies bewirkt eine Verringerung des Opakphasenanteils von ca. 6 – 8 % auf ca. 4 – 6 %, was sich in einer schwachen Abnahme der κ -Werte und der NRM-Intensitäten niederschlägt. Die T_C des Titanomagnetits (als auch κ und NRM der Proben) spiegelt somit Veränderungen in der Magmenzusammensetzung wider, die im Zuge der vulkanischen Entwicklung mit dem vertikalen Wachstum des Vulkans durch abnehmende TiO_2 -Gehalte gekennzeichnet ist (vgl. Abb. 3.13: TiO_2 -Gehalt als Funktion der Tiefe). Diese Abhängigkeit der tmt-Zusammensetzung von der Magmenzusammensetzung steht zwar im Widerspruch zu Abbildung 4.9, wonach sich bei konstanter Sauerstoff fugazität nicht die tmt-Zusammensetzung, aber die Anteile des tmt und des ilhm verändern sollten (eine Ti-reichere Ausgangszusammensetzung resultiert in einem höheren ilhm-Anteil, Kap. 4.1.1). Da allerdings tmt und ilhm gleichzeitig kristallisieren (die Abfolge hängt dabei von fO_2 ab, siehe Kap. 4.1.1, *Toplis & Carroll, 1995*), könnte ein niedriger TiO_2 -Gehalt des Magmas zu einer „Unterversorgung“ an Ti-Ionen führen. Darüber hinaus wird Ti bevorzugt in

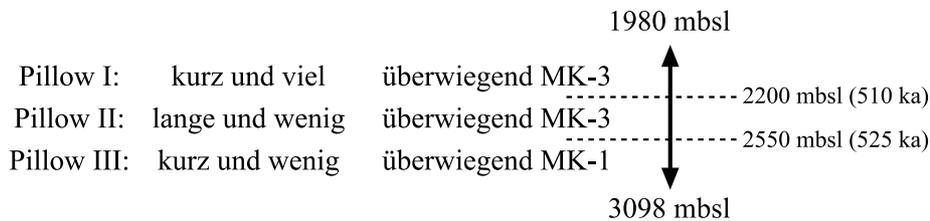
ihm eingebaut, sodass für die Kristallisation des tmt nur beschränkt Ti zur Verfügung steht. Dies hat eine mt-reichere Zusammensetzung des tmt zur Folge, sobald der Ti-Gehalt des Magmas nicht mehr ausreichend ist.

Die Pillowlaven zeigen generell ein breites Spektrum an tmt-Zusammensetzungen, das an die schnelle Abkühlung der Laven gebunden ist (siehe oben). Die in Kapitel 4.1.2 beschriebenen, teufenabhängigen Pillowgruppen lassen sich daher nicht eindeutig anhand der T_C unterscheiden. Die **Pillow I** (< 2200 mbsl) zeigen jedoch verglichen mit den Pillow II und III eine Tendenz zu niedrigeren Curie-Temperaturen (siehe Tab. 4.4), was sich ebenfalls in Abbildung 6.3 andeutet. Diese sind allerdings an die Genese und damit an die Ausbruchsbedingungen (Eruptionsdauer und Fördervolumen der Magmenschübe) der Laven und nicht an die Magmenzusammensetzung gebunden. Die Pillow I sind bei einem niedrigen Opakphasenanteil von 3 – 5 % durch relativ niedrige κ -Werte und NRM-Intensitäten gekennzeichnet. Dieses eher schwach magnetische Verhalten ist zum Teil einerseits auf die Ti-reiche tmt-Zusammensetzung und andererseits auf eine relativ schnelle Abkühlung und die damit verbundenen kleineren Korngrößen zurückzuführen. Die unit 0280 (Abb. 4.10) ist dabei ein Beispiel für kurz aufeinander folgende, interne Magmenschübe (wie auch bei manchen massiven Basalten (siehe unit 0191, Kap. 4.1.3) und Aalaven (unit 0137, Kap. 4.2.2)). Die κ -Werte steigen mit zunehmender Tiefe an und korrelieren mit einer besseren Kristallisation bzw. langsameren Abkühlung, die sich in Form von größeren Korngrößen des tmt und ihm äußert. Mit Hilfe von Suszeptibilitätsmessungen können daher makroskopisch unauffällige Internstrukturen sichtbar gemacht werden. Die Pillow I-Basalte haben sich wahrscheinlich während einer Phase in der vulkanischen Entwicklungsgeschichte des Mauna Keas gebildet, bei der während einer kurzen Eruptionsdauer relativ hohe Magmenvolumina gefördert wurden. Dies zeigt sich auch an der etwas niedrigeren durchschnittlichen Mächtigkeit der Pilloweinheiten von ca. 28 m (Pillow II ca. 38 m, siehe Tab. 4.1), besonders jedoch durch die weitaus geringere durchschnittliche Anzahl der internen Fließgrenzen von ca. 24 (Pillow II ca. 91).

Die Einheiten der **Pillow II (2200 – 2550 mbsl)** entstanden dagegen durch länger andauernde Eruptionen, bei denen etwas kleinere Magmenvolumina ausgetreten sind (mit Ausnahme der unit 0291). Dies schlägt sich in mächtigen Pilloweinheiten nieder, die teilweise durch ein regelrechtes Lobenmuster im Suszeptibilitätslog gekennzeichnet sind (siehe unit 0288, Abb. 4.14a). Im Gegensatz zu unit 0280 (Pillow I, Abb. 4.10), die ein ähnliches Suszeptibilitätsmuster zeigt, das jedoch auf mehrere interne Magmenschübe zurückzuführen ist, spiegelt das Profil der unit 0288 mehrere Pillowlagen wider. Die niedrigen κ -Werte bilden dabei die glasigen Pillowränder ab (siehe oben und Abb. 6.1). Höhere Suszeptibilitäten sind generell nur in zentraleren Bereichen einer einzelnen Pillowlage zu beobachten und können auf größere Korngrößen und einen höheren Opakphasenanteil zurückgeführt werden, die aus einer langsameren Abkühlung resultieren. Somit erklärt sich auch die für einige Pillowlaven beobachtete positive Korrelation zwischen der Mächtigkeit der Einheiten und der Suszeptibilität (siehe Kap. 3.1 und 6.1), wobei gilt: je mächtiger, desto besser auskristallisiert und desto größere Korngrößen der Opakphasenminerale und daher höhere κ -Werte. Die tmt-Kristallisation bei niedrigeren Temperaturen während einer langsameren Abkühlung hat darüber hinaus eine mt-reichere Zusammensetzung zur Folge. Die Pillow II stammen zwar vom gleichen Magmentyp (MK-3) ab wie die Pillow I, die Magmen, die die Pillow II Basalte förderten, haben allerdings potentielle Differentiations- und Fraktionierungsprozesse einer Magmakammer umgangen und sind direkt an der Vulkanflanke eruptiert (siehe Kap. 3.3 und 4.1.2, *Stolper et al.*, 2004). Daraus resultiert wahrscheinlich der höhere Fe_{tot} -Gehalt in diesen Basalten (schwächerer Einfluss einer Kristallfraktionierung), wobei sich das Fe_{tot}/Ti -Verhältnis allerdings leicht verringert. Die höheren κ -Werte und Remanenzen dieser Pillowlaven sind demnach mit einem leicht niedrigeren Fe_{tot}/Ti -Verhältnis und einem

daraus resultierenden höheren tmt-Anteil von 8 – 12 % verknüpft. Somit können anhand einer Kombination von Suszeptibilitätsprofilen mit weiteren gesteinsmagnetischen Parametern Gesteine, die vom gleichen Magmentyp abstammen, aber bei unterschiedlichen Extrusionsbedingungen (Aufstiegsmechanismus und eruptiertes Volumen) gefördert wurden, differenziert werden.

Unterhalb 2550 mbsl treten Pillow III auf, die durch niedrige bis mittlere κ -Werte und niedrige NRM-Intensitäten gekennzeichnet sind. Dies ist teilweise auf einen anderen Magmentyp (MK-1) zurückzuführen. Das magnetische Verhalten beruht jedoch auf tmt mit vergleichsweise kleineren Korngrößen, was sich u.a. aus den hohen MDF-Werten ableiten lässt. Darüber hinaus liegt die durchschnittliche Mächtigkeit der Pillow II mit ca. 21 m noch unterhalb der der Pillow I (ca. 29 m). Im Hinblick auf die magnetischen Eigenschaften scheinen diese Pillowlaven daher eine Phase widerzuspiegeln, die durch eine kurze Eruptionsdauer mit eher kleinen Magmenvolumina gekennzeichnet ist. Anhand der magnetischen und magneto-mineralogischen Eigenschaften der Pillowlaven lässt sich für die Eruptionsdauer und das Magmenvolumen für den Teufenbereich zwischen ca. 1980 und 3098 mbsl folgendes ableiten (nach dem Modell von DePaolo & Sharp, pers. Mitt., 2001, das auf dem Modell der Lavaakkumulationsraten von DePaolo & Stolper (1996) aufbaut, entspricht dieses Teufenintervall einem Zeitabschnitt vor ca. 490 – 550 ka):



Die Grenze zwischen den Pillow I und II stimmt exakt mit der von DePaolo *et al.* (2001a) beschriebenen Entgasungsgrenze überein (siehe auch Stolper *et al.*, 2004, oder Seaman *et al.*, 2004, bei 2233 mbsl) und könnte daher Veränderungen im Oxidationsgrad des Magmas widerspiegeln. Oberhalb der Entgasungsgrenze sind die volatilen Komponenten nicht mehr im Magma gelöst, sondern werden als Gasphase freigesetzt oder möglicherweise in Minerale eingebaut. Bei den Volatilen handelt es sich überwiegend um Wasser und Schwefel. Zusätzlich wurde CO₂ beobachtet, das als Karbonat vorliegt und dessen Anteil mit der Tiefe zunimmt (Seaman *et al.*, 2004), wobei die Gehalte nahe an der Nachweisgrenze der benutzten Infrarot-Spektroskopie (20 – 50 ppm) liegen. Die Pillowlaven stammen von Magmen, die nicht entgast, teilweise entgast oder auch entgast sind. Daher decken sie ein recht breites Spektrum an H₂O- (0.09 – 0.81 Gew.%) und S-Gehalten (0.008 – 0.148 Gew.%) ab (Seaman *et al.*, 2004; dabei liegen weniger als die Hälfte des gesamten Wassers als molekulares Wasser (H₂O) vor). Die Werte der entgasten massiven Basalte sind daher vergleichsweise niedrig (H₂O: 0.07 – 0.12 Gew.%, S: 0.014 – 0.021 Gew.%). Carmichael & Ghiorso (1986) haben an subaerischen Laven des Kilauea festgestellt, dass diese stärker reduziert sind als tholeiitische, submarine Laven. Den geringeren Oxidationsgrad führen die Autoren auf eine SO₂-Entgasung zurück. Die Untersuchungen an subaerischen Laven des Mauna Loa (Eruption von 1984) von Rhodes & Vollinger (eingereicht) lassen jedoch keine Korrelation zwischen dem S-Gehalt der Schmelze und der Sauerstoff fugazität erkennen. Darüber hinaus konnten sie an nicht entgasten submarinen Pillowlaven des Loihi hohe Schwefelgehalte bei niedrigen fO₂ beobachten. Eine S-Entgasung kann daher nicht als Ursache für die niedrigen fO₂ herangezogen werden, da der Schwefel noch im Magma gelöst ist. Der niedrige Oxidationsgrad ist deshalb eine fundamentale Eigenschaft dieser Magmen und nicht wie von Carmichael & Ghiorso (1986) vorgeschlagen das Resultat einer S-Entgasung (Rhodes & Vollinger, 2004). Im Gegensatz dazu kann die von Christie *et al.* (1986) für Pillowlaven an Mittelzoanischen Rücken beschriebene Spaltung von Wasser (siehe auch Kap. 4.2.2) eine Erhöhung der Sauerstoff fugazität im Magma

hervorrufen (siehe auch *Sato & Wright*, 1966). Der höhere H₂O-Gehalt unterhalb der Entgasungsgrenze führt dabei wahrscheinlich zu einem stärkeren Oxidationsgrad der Magmen.

Der Oxidationsgrad der Magmen sollte sich auf das Fe³⁺/Fe²⁺-Verhältnis auswirken. Dieses ist jedoch nicht nur von der Sauerstoffugazität, sondern auch von der Temperatur und dem Alkaligehalt abhängig (*Carmichael & Nicholls*, 1967, *Carmichael*, 1974, siehe auch Kap. 3.3). Darüber hinaus hat der relative Anteil der Minerale im Gestein einen großen Einfluss (*Frost*, 1991), weshalb dieses Verhältnis nicht als indikativ für die Zusammensetzung der Fe-Ti Oxide angesehen werden kann. Ein Vergleich der Suszeptibilitäten mit dem Fe³⁺/Fe²⁺-Verhältnis hat jedoch eine leicht positive Korrelation angezeigt (Abb. 3.11). Einige Proben des Magmentyps MK-3 weichen zwar aufgrund eines erhöhten Fe³⁺/Fe²⁺-Verhältnisses stark von dem beobachteten Trend ab. Diese Proben stammen allerdings aus einem Bereich, der deutliche Anzeichen einer Alteration zeigt (geringes K₂O/P₂O₅-Verhältnis und hohe LOI-Werte („Loss On Ignition“), siehe Kap. 4), sodass z.B. durch Lösung und/oder Oxidation des Fe²⁺ das Fe³⁺/Fe²⁺-Verhältnis ansteigt. Darüber hinaus handelt es sich bei diesen Proben um Basalte der Pillow II, d.h. die Mächtigkeit der einzelnen Pillowlagen ist im Vergleich zu den Pillow I und III geringer, was sie für durch Meerwasser ausgelöste Alterationsprozesse anfälliger macht (die Alteration läuft von außen, d.h. vom glasigen Pillowrand aus, nach innen entlang von Rissen ab; das zeigt sich z.B. in Form der stärkeren Maghemitisierung der tmt von Proben, die sich nahe des Pillowrandes befinden). Das potenzielle Ausbleiben von Fraktionierungsprozessen dieser Magmen und ein damit verbundener höherer Fe³⁺- bzw. Fe²⁺-Anteil (je nachdem, welches Kation in Minerale eingebaut wird) im Magma, hat einen Einfluss auf das Fe³⁺/Fe²⁺-Verhältnis. Die Pillow I weisen mit einem Fe³⁺/Fe²⁺-Verhältnis von 0.26 ± 0.04 (berechnet anhand der geochemischen Daten von *Rhodes & Vollinger*, 2004) auf eher reduzierende Bedingungen hin. Dies stimmt gut mit der Ti-reichen tmt-Zusammensetzung dieser Basalte überein. Die Pillow II und III besitzen dagegen ein deutlich höheres Fe³⁺/Fe²⁺-Verhältnis von 0.84 ± 0.16 bzw. 0.38 ± 0.12 . Besonders das Fe³⁺/Fe²⁺-Verhältnis der Pillow II ist deutlich höher als das der Pillow I; zusätzlich ist bei den Pillow II (und auch III) eine etwas mt-reichere Zusammensetzung des tmt zu beobachten, die aus einer höheren fO₂ resultieren könnte. Die Zusammensetzungen und damit die Curie-Temperaturen des tmt spiegeln daher nicht nur die Ausbruchsbedingungen (Eruptionsdauer und Fördervolumen) wider, sondern sind auch von der Sauerstoffugazität abhängig (siehe auch Kap. 4.1.1, Abb. 4.9). Die Grenze zwischen den Pillow I und Pillow II reflektiert demnach eine Veränderung in der Sauerstoffugazität bzw. im Oxidationsgrad des Magmas.

Neben den Pillowlaven lässt sich auch bei den Intrusionen eine teufenbezogene Unterteilung vornehmen, die sich aus den gesteinsmagnetischen und magneto-mineralogischen Eigenschaften ergibt. Die Einheiten unterhalb ca. 2900 mbsl (Gruppe III, siehe Kap. 3.2, Abb. 3.8) sind durch deutlich höhere Suszeptibilitäten (ca. $27 \cdot 10^{-3}$ SI, siehe Tab. 4.22) gekennzeichnet als die Einheiten oberhalb (ca. $10 \cdot 10^{-3}$ SI) und resultieren aus einer anderen Magmenzusammensetzung (MK-3 und MK-4 mit einem niedrigerem Fe_{tot}/Ti-Verhältnis und daher höheren Opakphasenanteil von ca. 8 – 11 %). Die Intrusionen oberhalb 2900 mbsl (Gruppe I bei ca. 2500 mbsl, Gruppe II bei ca. 1980 mbsl) stammen von Magmen des Typs MK-1, der durch ein höheres Fe_{tot}/Ti-Verhältnis gekennzeichnet ist, was sich in niedrigeren κ-Werten niederschlägt (geringere Opakphasenanteile von 6 – 8 % für Gruppe I und ca. 9 % für Gruppe II). Die etwas höheren Werte des MDF und der NRM-Intensität eines Teils dieser Intrusionen reflektieren die etwas kleineren Korngrößen des tmt (Gruppe I: 20 – 50, selten bis 100 μm, Gruppe II: 10 – 40 μm) im Vergleich zu den Einheiten unterhalb 2900 mbsl (Gruppe III: 5 – 80, selten bis 130 μm), die lediglich für einen Teil der Gangränder ähnliche Werte zeigen. Allerdings lässt sich hier kein Zusammenhang mit z.B. der Mächtigkeit von Intrusionen herstellen, die etwas kleineren Korngrößen besonders der Gruppe II bei ca. 1980 mbsl deuten allerdings entweder auf eine etwas schnellere Abkühlung oder einem späteren

Kristallisationszeitpunkt hin, sodass sich im Vergleich zur Gruppe III nur etwas kleinere tmt-Körner bilden konnten. Aufgrund der Genese der Intrusionen ist es schwierig, ohne Altersdatierungen einen Bezug zur vulkanischen Entwicklung herzustellen (sie bauen den Vulkan von innen heraus auf und treten meist nicht an der Vulkanflanke aus, was eine stratigraphisch abgeleitete Altersabfolge ausschließt). Die von *Seaman et al.* (2004) durchgeführten Untersuchungen der submarinen Gläser ergaben allerdings für die Intrusionen einen ähnlichen Volatilgehalt wie für die Gesteine, in die sie eindringen, was auf eine Intrusion unter ähnlichen Druckbedingungen nahe des Meeresbodens schließen lässt (*Seaman et al.*, 2004). In Kombination mit den von DePaolo & Sharp (pers. Mitt., 2001) vorgestellten Wachstumsraten lässt sich für das Intrusionsereignis ein Altersunterschied zum Nebengestein von weniger als 30 ka annehmen. Dafür sprechen auch Peperit-ähnliche Strukturen (lobate Schichtgrenzen, *Seaman et al.*, 2004), also eine Intrusion in Sediment, das aufgrund der kurzen Zeitspanne seit der Ablagerung noch nicht verfestigt ist.

Im submarinen Bereich **zwischen 1079 und 1980 mbsl (470 – 490 ka) dominieren Hyaloklastite**, die teilweise mit massiven Basalten wechsellagern. Bezogen auf die Hyaloklastite deutet dies auf das Austreten von eher kleineren Magmenvolumina über einen längeren Zeitraum hin, da sich sonst nicht nur kleine Basaltklasten, aus denen die Hyaloklastite bestehen, sondern auch Lavaströme in Form von massiven Basalten (d.h. Schichtlaven) oder Pillowlaven gebildet hätten. Das magnetische Verhalten der Hyaloklastite basiert dabei auf den gesteinsmagnetischen und magneto-mineralogischen Eigenschaften der Basaltklasten. Mit Hilfe von Suszeptibilitätsprofilen können somit eher ruhige Phasen der vulkanischen Aktivität, die z.B. durch sedimentäre Strukturen wie Schichtung und das Auftreten der paramagnetisch dominierten Hyaloklastite (siehe Kap. 4.1.4) gekennzeichnet sind, von z.B. submarinen Schuttströmen, die sich oftmals durch einen Trend im κ -Profil auszeichnen, der durch Veränderungen im Klastenanteil und ihrer Größe erzeugt wird (Gradierung), unterschieden werden (siehe z.B. Abb. 4.33, oder κ -Profil der unit 0286 in Abb. 3.1d). Die Werte des f_{Hd} -Parameters deuten darauf hin, dass manche Klasten entweder von massiven Basalten als Aufarbeitungsprodukt abstammen oder von den gleichen Magmen bei einer nur geringen Magmazufuhr rate gefördert wurden. Dabei konnten sich zwar ähnliche magnetische Eigenschaften wie bei den massiven Basalten ausbilden, aber keine ganze Basalteinheit als submariner Lavastrom formen (siehe auch oben). Sowohl der hohe Vesikelgehalt als auch der geringe Volatilanteil (*Seaman et al.*, 2004), aber vor allen Dingen die oxidierten Fe-Ti Oxide lassen auf eine subaerische Magmenextrusion vieler Hyaloklastite schließen. Die Lava wurde dann als Aufarbeitungsprodukt in das Meer verfrachtet oder ist auch primär durch Kontakt mit Meerwasser fragmentiert (hierbei entstehen allerdings keine oxidierten Fe-Ti Oxide). Durch Prozesse wie Massenströme bis hin zu Hangrutschungen wurde das Material in tiefer marine Bereiche verlagert. Daraus resultieren mitunter Schichtungsstrukturen und Gradierung (sowohl „fining“ als auch „coarsening upwards“), die sich dann in mit zunehmender Tiefe ansteigenden bzw. sinkenden Suszeptibilitäten niederschlagen. Magnetische Suszeptibilitätsmessungen eignen sich daher sehr gut, um Variationen des Klastenbestandes abzubilden. In manchen Einheiten bilden spitze Suszeptibilitätsmaxima das Vorhandensein eines einzelnen Basaltklasten ab.

Anhand der Suszeptibilitätslogs lassen sich die Hyaloklastite gut von z.B. massiven Basalten und Pillowlaven unterscheiden. Somit kann von den Suszeptibilitätsmessungen auf die vulkanische Aktivität geschlossen werden:

- die überwiegend niedrigen κ -Werte der Hyaloklastite stehen in Abhängigkeit von der Mächtigkeit der Einheit für kürzere bzw. längere Eruptionen, bei denen eher kleinere Magmenvolumina gefördert wurden
- die relativ niedrigen aber konstanten κ -Werte der massiven Basalte sprechen für unterschiedlich lang andauernde Eruptionen mit einer relativ hohen Magmazufuhr rate

- die zum Teil stark streuenden, niedrigen bis mittlere κ -Werte der Pillowlaven können als mehr oder weniger kontinuierliche Eruptionen mit mittleren Effusionsraten interpretiert werden.

Der submarine Bereich des HSDP-2 Profils ist daher an der Basis durch unterschiedlich lang andauernde Eruptionen von überwiegend kleineren Magmenvolumina gekennzeichnet (Pillows II und III). Dabei konnten die Laven, die von dem von *Stolper et al.* (2004) postulierten anderen Aufstiegsweg des Magmas abstammen (ein Magmakammerstadium wurde umgangen), anhand der Eigenschaften der Pillow II-Basalte sichtbar gemacht werden. Zusätzlich treten vereinzelt Hyaloklastite auf, die entweder sedimentären Ursprungs sind oder beim Austritt von nur sehr kleinen Magmenvolumina im Meerwasser fragmentierten. Oberhalb der Entgasungsgrenze bei ca. 2200 mbsl (510 ka) werden bis ca. 1980 mbsl (490 ka) größere Magmenvolumina bei eher kurz andauernden Eruptionen gefördert (Pillow I). Der Bereich bis zu den subaerischen Einheiten, die oberhalb ca. 1079 mbsl (435 ka) auftreten, wird von Hyaloklastiten dominiert, die u.a. beim Austritt kleinerer Magmenvolumina entstanden sind. Teilweise wechsellagern die Hyaloklastite mit massiven Basalten, die subaerisch oder im küstennahen Bereich extrudiert sind (siehe Kap. 4.1.3) und auf eine Effusion von größeren Magmenvolumina hindeuten.

Der subaerische Bereich (oberhalb ca. 1079 mbsl) ist generell durch relativ stark streuende Eigenschaften gekennzeichnet. Dies betrifft z.B. die chemische Zusammensetzung der Laven, die Mineral- und Vesikelanteile wie auch die gesteinsmagnetischen und magneto-mineralogischen Parameter. Die subaerischen Lavaströme sind im Vergleich zu den submarinen Einheiten meist durch deutlich höhere Suszeptibilitäten, niedrigere Werte des f_{Hd} -Parameters und meist höheren MDF gekennzeichnet (siehe auch Kap. 4.3). Die NRM-Intensitäten und Q-Faktoren sind ähnlich, möglicherweise deutet sich bzgl. der remanenten Magnetisierung ein Trend zu niedrigeren Werten an. Das magnetische Verhalten der Laven beruht dabei sowohl auf homogenem Ti-reichem tmt als auch tmt mit mt-naher Zusammensetzung, die aus den Subsolidus-Reaktionen resultieren. Aufgrund der hierbei ablaufenden Entmischungen und/oder Oxidationsprozessen treten neben Titanomagnetit und Ilmenohämatit (il-nahe Zusammensetzung) zusätzlich Hämatit (bzw. hm-reicher ilhm) und Pseudobrookit auf (siehe auch oben, Abb. 6.1 und Kap. 4.2 und 4.3). Durch eine Kombination verschiedener gesteinsmagnetischer Parameter (besonders jedoch die Suszeptibilität und deren Feldabhängigkeit) können sowohl die unterschiedlichen Lithologien (Pahoehoe- und Aalaven) als auch die Laven, die von tholeiitischen Magmen oder von denen des Post-Schild Stadiums gefördert wurden, differenziert werden (siehe Tab. 4.22 und Kap. 3.1). Anhand von Suszeptibilitätsprofilen kann darüber hinaus der strukturelle Aufbau eines Lavaströms sichtbar gemacht werden (niedrige κ -Werte in vesikel- und mitunter glasreichen Top- und Bottom-Bereichen und deutlich höhere κ -Werte in massigen, zentraleren Teilen). Die MK-Laven zeigen dabei deutlich höhere Magnetisierungen und Suszeptibilitäten als die ML-Laven, wobei die Basalte des Post-Schild Stadiums etwas höhere Werte aufweisen als die tholeiitischen Laven des Schildaufbau Stadiums. Dabei verhalten sich die Aalaven stärker magnetisch als die Pahoehoelaven, die Transitionallaven besitzen intermediäre Werte. Das stärker magnetische Verhalten der Aalaven beruht zum einen auf einem höheren Opakphasenanteil, der aus einer stärkeren Unterkühlung und einer damit verbundenen größeren Kristallanzahl (siehe oben) und einem auf einer relativ niedrigen Sauerstoffugazität basierendem, deutlich höheren tmt-Anteil (verglichen mit ilhm) resultiert. Zum anderen findet bei Pahoehoelaven aufgrund von Übereinanderfließen und/oder Inflation mehrerer Lavaströme von geringer Mächtigkeit vermehrt Hoch-Temperatur Oxidation statt, die zur Bildung von hm-reichen ilhm und sogar psb führt. Darüber hinaus scheint den Pahoehoelaven während der Kristallisation generell eine hohe f_{O_2} zugrunde zu liegen, was sich in einem hohen ilhm-Anteil äußert.

Die Variationen zwischen den Lithologien liegen daher in der unterschiedlichen Abkühlungsgeschichte der Laven begründet, während die Unterschiede zwischen den Laven der verschiedenen vulkani-

schen Entwicklungsstadien im Wesentlichen auf deutlich unterschiedliche Opakphasenanteile zurückzuführen sind, die eine Folge verschiedener $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnisse und somit der Magmenzusammensetzung sind (siehe Tab. 4.16). Die subaerischen Einheiten des Mauna Keas bis 246 mbsl (ca. 140 ka) oberhalb des submarinen Bereichs sind durch einen mittleren Aufschmelzgrad (mittlere $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnisse) gekennzeichnet, wohingegen die Laven des Post-Schild Stadiums des MK zwischen 246 und 346 mbsl (140 – 280 ka) bei einem geringen Aufschmelzgrad (niedrige $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnisse) das Nachlassen der vulkanischen Aktivität anzeigen (Rhodes & Vollinger, 2004). Die geringeren Mächtigkeiten der Gesteinseinheiten (Durchschnittswerte: 2.9 – 5.1 m) lassen auf eine geringere Eruptionsrate schließen, während die tholeiitischen Einheiten des MK und ML, dessen Magmen den stärksten Aufschmelzgrad (hohe $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnisse) zeigen, ähnliche Mächtigkeiten von durchschnittlich 5.9 bis 8.5 m aufweisen. Dadurch lässt sich für die ML- und MK-Tholeiite auf höhere Fördermengen schließen. Die Einheiten des Mauna Loa werden zu gleichen Teilen von Pahoehoe- und Aalaven aufgebaut, während nur 25 % der MK-Tholeiite Pahoehoestrukturen zeigen. Aalaven zeichnen sich durch eine schnelle Platznahme innerhalb von Tagen oder Wochen bei hohen durchschnittlichen Effusionsraten von $> 10 \text{ m}^3/\text{s}$ aus (Rowland & Walker, 1990). Pahoehoe lava hat ähnliche Dimensionen wie Aa, bewegt sich aber 10-mal langsamer (Kilburn, 2000) und bildet sich bei stabiler Lavaversorgung während längerer Eruptionsperioden von Wochen bis Jahren (Holcomb, 1987, Kauahikaua et al., 1998). Das verstärkte Vorkommen von Aalaven bei den MK-Tholeiiten deutet daher auf eher kürzere Eruptionsperioden mit relativ hohen Effusionsraten hin, während die Einheiten des ML sowohl durch kürzere als auch länger andauernde Eruptionen mit unterschiedlichen Magmazufuhrdaten entstanden sind.

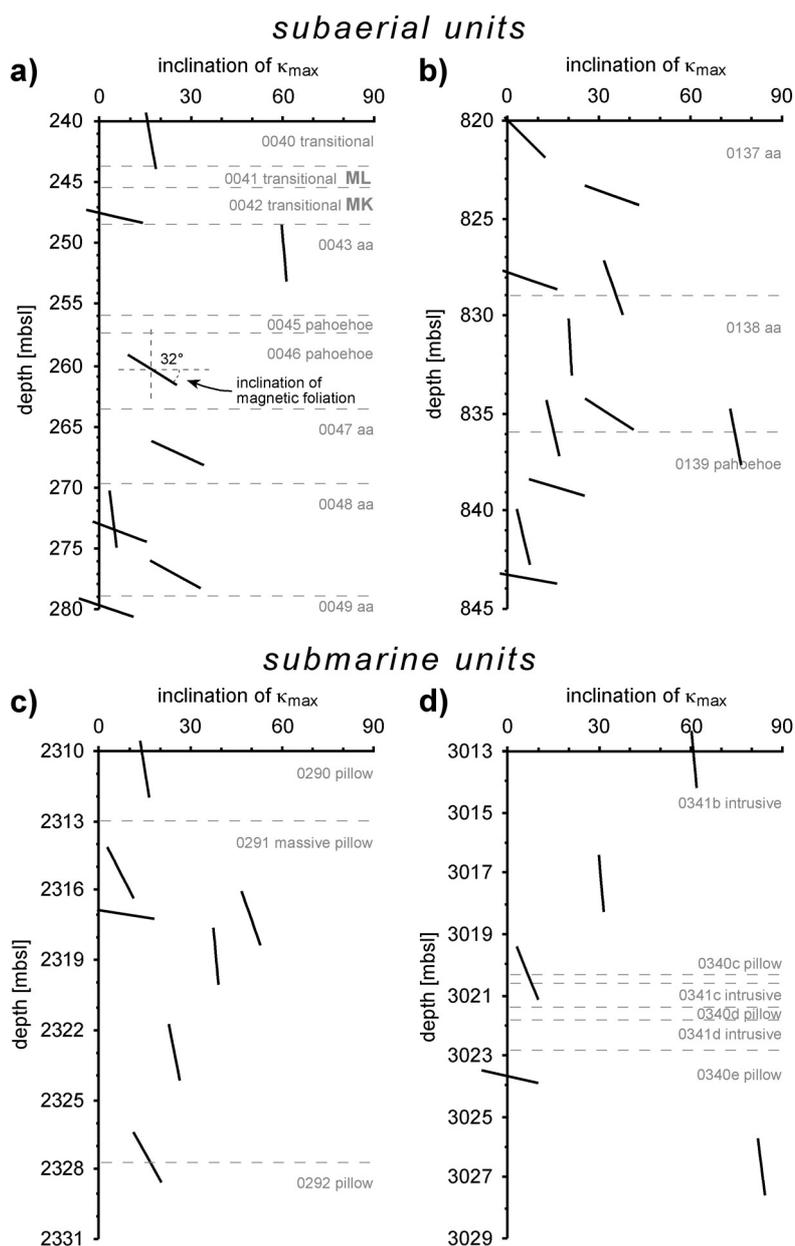
Für die Eruptionsform spielen jedoch auch andere Faktoren eine Rolle, wie z.B. der Kristall- und Volatilanteil und damit die Viskosität der Schmelze oder auch die Hangneigung (siehe auch Kap. 1.2, Kilburn, 2000). Bei steileren Hängen sollte wegen der höheren Fließgeschwindigkeit und einer damit verbundenen höheren Deformationsrate Pahoehoe in Aa übergehen (siehe Abb. 1.4 und 3.5). Der potenziell steilere Untergrund von Aalavaströmen spiegelt sich daher teilweise anhand der Orientierung des magnetischen Gefüges wider. Zirka die Hälfte der Aalaven zeigen Inklinationswerte der magnetischen Lineation (κ_{max} -Achse) zwischen 20 und 30 °, die magnetische Foliation ist grundsätzlich durch flache bis moderate Fallwinkel zwischen 0 und 45 ° gekennzeichnet. Die Pahoehoe laven zeigen entsprechend ihrer Genese etwas flachere Winkel: überwiegend 0 – 20 ° für die magnetische Lineation sowie Foliation. In Abbildung 6.4 sind in einigen exemplarischen Profilen die Inklinationswerte der magnetischen Lineation und Foliation dargestellt. Die subaerischen Laven sind durch eher flache Fallwinkel sowohl der magnetischen Lineation als auch Foliation gekennzeichnet. Nur vereinzelt sind steilere Fallwinkel zu beobachten, die sich möglicherweise z.B. auf ein inverses magnetisches Gefüge (siehe Kap. 5.5, Rochette, 1988, Rochette et al., 1992), lokale Heterogenitäten im Fließregime (z.B. durch Turbulenzen) oder Rotation von Lavablöcken noch während des Lavatransports zurückführen lassen (Cañón-Tapia et al., 1995). Die submarinen Einheiten sind dagegen generell durch etwas steilere Inklinationswerte gekennzeichnet. Die Pillowlaven zeigen sowohl mittlere (10 – 50 °) bis steile (70 – 90 °) magnetische Foliationen, was ein Hinweis auf eine Extrusion auf eher steil geneigtem Untergrund sein könnte. Die Abschreckung der Laven durch Meerwasser und die rasche Verfestigung der Gesteinseinheiten beschränkt das Wachstum der tmt-Kristalle, sodass in vielen submarinen Basalten eher kleine Korngrößen anzutreffen sind. Sollte das magnetische Gefüge der Gesteine auf Einbereichs-Teilchen beruhen, dann könnten inverse magnetische Gefüge für die steilen Inklinationen verantwortlich sein (siehe z.B. Stephenson et al., 1986, Rochette, 1988, Rochette et al., 1992). Die gesteinsmagnetischen und magneto-mineralogischen Eigenschaften der Pillowlaven sprechen jedoch nicht für ein von SD-Teilchen dominiertes magnetisches Verhalten. Die Orientierung der magnetischen

Abb. 6.4: Inklination der magnetischen Lineation (κ_{\max} -Achse) verschiedener Lithologien an vier subaerischen und submarinen Profilen (die Inklination der magnetischen Foliation ist als Neigungswinkel gegenüber der Horizontalen bei dem Winkel von κ_{\max} eingetragen, siehe unit 0046);

inclination of magnetic lineation (κ_{\max} -axis) for different lithologies shown in four subaerial and submarine profiles (additionally, the inclination of magnetic foliation is given by the angle versus the horizontal line at the angle of κ_{\max} , see unit 0046).

Achsen der Intrusionen lässt sowohl auf vertikale als auch horizontale Magmafießrichtungen schließen. Die magnetische Foliation zeigt zwar auch flache bis mittlere Inklinationen, die steileren überwiegen jedoch. Die streuenden Werte passen allerdings gut zur Genese der Intrusionen. Der subaerische Bereich ist daher durch überwiegend flachere Inklinationen des magnetischen Gefüges gekennzeichnet als der submarine. Dies passt relativ gut zu den von Walker (2000) für basaltische Schildvulkane beschriebenen flacheren Neigungen ($4 - 8^\circ$) subaerischer Hänge, während die submarinen Flanken Fallwinkel zwischen 5 und 36° aufweisen können.

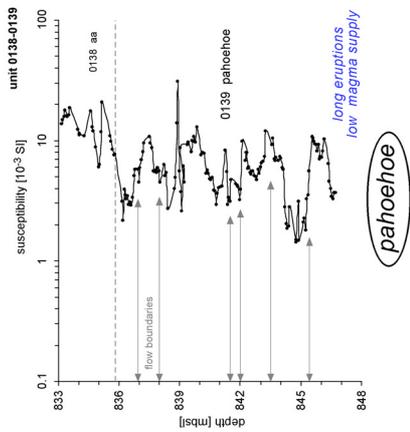
Das Schildaufbau Stadium des Mauna Kea Vulkans ist sowohl im subaerischen (246 – 1079 mbsl bzw. 140 – 435 ka) als auch im submarinen Bereich (1079 – 3098 mbsl bzw. 435 – 550 ka) durch unterschiedlich lang andauernde Eruptionen mit variierenden Magmazufuhrdaten gekennzeichnet. Daraus resultieren verschiedene Eruptionsformen bzw. Lithologien, deren Genese sich besonders in Form der Abkühlungsgeschichte auf die gesteinsmagnetischen und magneto-mineralogischen Eigenschaften auswirkt. Bei ca. 2200 mbsl (510 ka) befindet sich die Entgasungsgrenze, unterhalb der die Magmen anscheinend stärker oxidiert sind. Im oberen Teil (246 – 346 mbsl) des HSDP-2 Profils treten die etwas geringmächtigeren Laven des Post-Schild Stadiums auf, die das Nachlassen der vulkanischen Aktivität des MK vor ca. 280 ka anzeigen. Ein signifikantes Merkmal dieser Einheiten sind die deutlich höheren Suszeptibilitäten, die aus einem hohen Opakphasenanteil resultieren. Dieser ist mit einem hohen TiO_2 - und Fe_{tot} -Gehalt des Magmas (bei deutlich niedrigeren $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnissen) verbunden, der u.a. mit einem geringen Aufschmelzgrad assoziiert ist. Bei den Laven des ML handelt es sich wahrscheinlich ebenfalls um das Schildaufbau Stadium, ihnen liegen daher ähnliche Eruptionsraten wie den MK-Tholeiiten zugrunde, wobei sich die Magmenzusammensetzungen jedoch u.a. aufgrund des höheren Aufschmelzgrades der ML-Magmen



unterscheiden.

Der Ausgangspunkt der Dissertation waren die Suszeptibilitätsmessungen mit dem Handkappameter an den Bohrkernhälften des HSDP-2. Die während der vulkanischen Entwicklung gebildeten Lithologien weisen dabei signifikante Unterschiede in den κ -Werten und dem daraus resultierenden vertikalen Suszeptibilitätsprofil auf, die u.a. auf unterschiedliche Magmenzusammensetzungen und Abkühlungsgeschwindigkeiten zurückzuführen sind. Unter Berücksichtigung der für die Eruptionsform verantwortlichen Faktoren wie z.B. die Eruptionsdauer und die Magmazufuhrtrate, spiegeln die Suszeptibilitätsprofile die Ausbruchsbedingungen während der verschiedenen vulkanischen Entwicklungsstadien wider (siehe Abb. 6.5). Die Pillowlaven dominieren den unteren submarinen Bereich des MK und bilden sich bei mittleren Magmazufuhrraten (*Schmidt & Schmincke, 2000*), was sich in Form von mächtigen Pilloweinheiten mit streuenden Suszeptibilitäten oder auch geringmächtigeren Einheiten mit meist zur Basis hin ansteigenden κ -Werten niederschlägt. Der obere Teil der submarinen Einheiten wird überwiegend von Hyaloklastiten aufgebaut, die sich z.B. durch Massenverlagerungen wie Schuttströme oder auch primär durch den Austritt von kleineren Magmenvolumina in Meerwasser bilden (z.B. *Honorez, 1963, Kokelaar, 1986, Schmidt & Schmincke, 2000*). Veränderungen des Anteils und der Größe der Basaltklasten in den Hyaloklastiten, die z.B. auf das Ausklingen einer Eruption oder verschiedene, sich überlagernde Suspensionsströme zurückzuführen sind, zeigen sich in Form von ansteigenden bzw. sinkenden Werten in den κ -Profilen. Für das Auftreten massiver Basalte sind höhere Eruptionsraten notwendig (siehe z.B. *Schmidt & Schmincke, 2000*) als z.B. für Pillowlaven. Die massiven Basalte sind dabei wie auch die Intrusionen durch konstante κ -Werte innerhalb der Einheit gekennzeichnet, wobei die meisten Intrusionen höhere Suszeptibilitäten besitzen. Darüber hinaus kommen die massiven Basalte vermehrt am Übergang subaerisch-submarin vor, und sind in tieferen Profilbereichen selten. Im Vergleich zu den submarinen Einheiten weisen die subaerischen Lavaströme meist höhere Suszeptibilitäten auf. Die Suszeptibilitätsprofile von Aalaven, die bei einer hohen Effusionsrate von $> 10 \text{ m}^3/\text{s}$ durch eine schnelle Platznahme gekennzeichnet sind (*Rowland & Walker, 1990*), bilden oftmals eine interne, strukturelle Zonierung ab (brekziierter Top- und Basisbereich und massiges Zentrum). Pahoehoelaven bilden sich dagegen bei einer stabilen Lavaversorgung während längerer Eruptionsperioden von Wochen bis Jahren (*Holcomb, 1987, Kauahikaua et al., 1998*), wobei sich die übereinander fließenden, geringmächtigen Lavazungen in Form von stark streuenden Werten (teils sprunghafte Veränderungen) im κ -Profil abzeichnen. Somit liefern die Suszeptibilitätsprofile wertvolle Informationen bezüglich der Fördermenge und der Eruptionsdauer der Laven und dienen nicht nur einer lithologischen Differenzierung.

subaerial stage



submarine stage

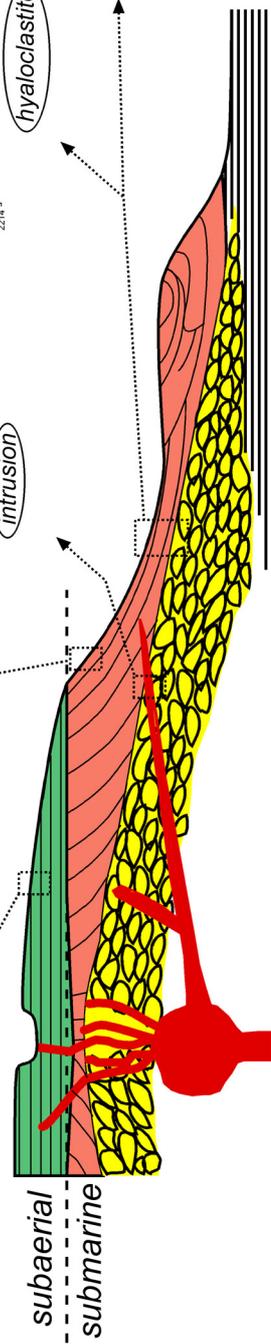
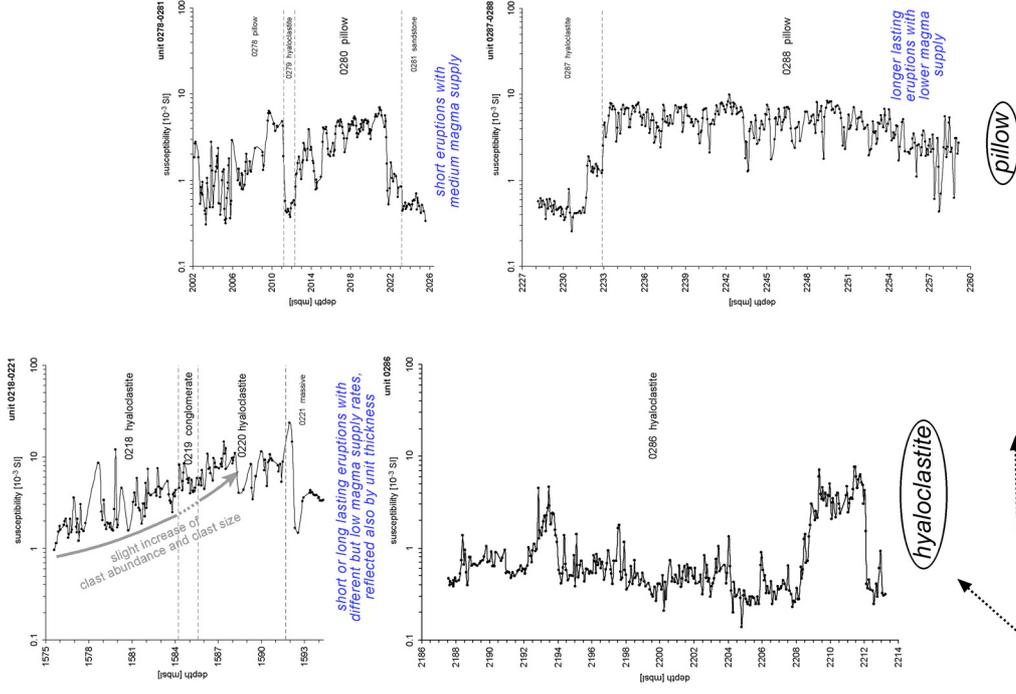


Abb. 6.5: Charakteristische Suszeptibilitätsprofile der verschiedenen Eruptionstypen, die während der vulkanischen Entwicklung auftreten, und die damit verbundene Eruptionsdauer und Magmazufuhr-rate;

sketch showing characteristic susceptibility profiles of different eruption types and associated eruption duration and magma supply rate during volcanic evolution.

6.3 Ausblick

Die vorliegende Arbeit liefert einen wichtigen gesteinsmagnetischen Datensatz, der einen Einblick in den Aufbau und die Entwicklungsgeschichte von hawaiianischen Schildvulkanen über ein Zeitintervall von ca. 420 ka vermittelt. Diese Arbeit leistet damit einen Beitrag zum besseren Verständnis der magnetischen Eigenschaften von tholeiitischen Ozeaninselbasalten in Relation zu den unterschiedlichen Bildungsbedingungen der Laven. Untersuchungen der gesteinsmagnetischen und magneto-mineralogischen Eigenschaften der HSDP-2 Basalte liefern wichtige Hinweise zum vulkanischen Entwicklungsstadium und den Bildungsbedingungen der Gesteine. Die wesentlichen Kontrollfaktoren sind die Magmenzusammensetzung ($\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Ti}$ -Verhältnis, Sauerstoffugazität) und die Abkühlungsgeschichte (Grad der Unterkühlung und Abkühlungsgeschwindigkeit) der Gesteine. Diese Arbeit ist daher nicht nur für die Gesteins- und Paläomagnetik von Nutzen, sondern bietet auch Verknüpfungspunkte mit anderen Disziplinen wie z.B. der Geochemie oder Vulkanologie.

Das untersuchte Probenmaterial umfasst fast den gesamten HSDP-2 Profilabschnitt bis zu der zwischenzeitlichen Endteufe von ca. 3098 mbsl. Seit Mitte Dezember 2004 wird die Bohrung auf möglichst große Teufe (ca. 4500 m) vertieft, um die frühe Entwicklung eines hawaiianischen Schildvulkans untersuchen zu können. Bis 3098 mbsl handelt es sich um das Schildaufbau Stadium, darunter sollte ab einer bestimmten Tiefe das Prä-Schild Stadium folgen, das durch andere Magmenzusammensetzungen und eruptierte Magmenvolumina gekennzeichnet ist (siehe Tab. 1.1). Daher wäre es interessant zu erfahren, ob und wie sich die geochemische Zusammensetzung der Magmen verändert und wie diese mit der Suszeptibilität korreliert, insbesondere im Hinblick auf die wenigen Proben des Magmentyps MK-4 (nach *Rhodes & Vollinger, 2004*). Daher wäre es von großer Bedeutung, die Suszeptibilität an den neu gewonnenen Bohrkernhälften zu messen, zumal anhand von κ sowohl lithologische Grenzen als auch interne Variationen reflektiert werden. Dies könnte damit auch für andere Arbeitsgruppen, die sich nicht mit den magnetischen Eigenschaften beschäftigen, wichtige Anhaltspunkte zur Beprobung liefern. Neben diesen geochemischen Veränderungen könnten sich wegen des mit der Tiefe zunehmenden Alters der Gesteine Zeichen der Alteration (Maghemitisierung, hydrothermale Alteration) einstellen, die zu Veränderungen der magnetischen Eigenschaften führen können. Generell wäre es interessant zu erfahren, wie sich die gesteinsmagnetischen und magneto-mineralogischen Eigenschaften mit zunehmender Tiefe in Abhängigkeit des vulkanischen Entwicklungsstadiums ändern, da das HSDP eine einmalige Möglichkeit bietet, um diese Parameter während der gesamten Lebensspanne eines hawaiianischen Schildvulkans zu studieren.

Um das Verhalten der Feldabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität besser verstehen zu können, sind weitere Messungen an natürlichen Proben mit homogenem tmt unterschiedlicher Zusammensetzung und aus verschiedenen tektonischen Umgebungen, sowie an synthetischen Äquivalenten notwendig. Dies gilt besonders für die Temperaturabhängigkeit von f_{Hd} . Hierzu sollten Messungen von Proben mit verschiedenen tmt-Zusammensetzungen bei unterschiedlichen Feldstärken erfolgen.

Einige HSDP-2 Basalte lassen einen leichten Einfluss der Maghemitisierung bei den $\kappa(T)$ -Kurven erkennen, die sich durch eine Erhöhung der Curie-Temperatur und/oder einer metastabilen Phase mit T_C von ca. 500 °C äußert. Das während der $\kappa(T)$ -Messung entstehende Umwandlungsprodukt ist vom Oxidationsgrad abhängig (z.B. *Readman & O'Reilly, 1971, O'Reilly & Readman, 1971*). Dabei handelt es sich jedoch meist um tmt oder mt und einen Ilmenit-reichen ilhm (siehe Kap. 4.1.2). Die vorliegenden Daten dieser Arbeit deuten allerdings auf einen weiteren Mechanismus hin, der durch eine Ausheilung von Fehlstellen, gekoppelt mit einer Reduktion des Fe^{3+} zu Fe^{2+} gekennzeichnet ist (siehe Kap. 4.2.2). Die Klärung

dieses Lösungsansatzes bedarf jedoch weiterer Untersuchungen mit höher auflösenden Methoden (z.B. Raster- oder Transmissionselektronenmikroskopie).

Der Vergleich der beobachteten Texturen der Fe-Ti Oxide mit den experimentellen Daten Fe-reicher Basalte von J. Hammer (siehe z.B. *Hammer et al.*, 2003) hat eine Abschätzung der Abkühlungsgeschwindigkeit ermöglicht. An dem gleichen Probensatz durchgeführte gesteinsmagnetische Messungen von S. Brachfeld sind zurzeit in Arbeit. Ein Vergleich mit diesen Daten wäre sehr interessant, obgleich es sich bei diesen Phasen um mt-nahe Zusammensetzungen handelt. Jedenfalls darf man gespannt sein, wie sich die magnetischen Eigenschaften in Abhängigkeit von der Sauerstoffugazität und Abkühlungsgeschwindigkeit verhalten. Die von R. Engelmann durchgeführten $\kappa(T)$ - und f_{Hd} -Messungen an synthetischen tmt-ilhm-Paragenesen haben wertvolle Hinweise zur Interpretation der aus den Bohrkernen der HSDP-2 gewonnenen Daten gegeben. Voraussichtlich sollen solche Paragenesen, ähnlich wie bei *Hammer et al.* (2003) beschrieben, in Abhängigkeit von der Abkühlungsgeschwindigkeit synthetisiert werden. Diese Daten kämen den Bedingungen der natürlichen Proben sehr nahe, weshalb ein Vergleich der Datensätze äußerst vielversprechend wäre.

7. LITERATURVERZEICHNIS:

- Ade-Hall, J.M., Palmer, H.C., and T.P. Hubbard (1971): The magnetic and opaque petrological response of basalts to regional hydrothermal alteration. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 24, 137-174
- Anderson, R.N., Spariosu, D.J., Weissel, J.K., and D.E. Hayes (1980): The interrelation between variations in magnetic anomaly amplitudes and basalt magnetization and chemistry along the southeast Indian ridge. *Journal of Geophysical Research*, 85 (B7), 3883-3898.
- Appel, E., and H.C. Soffel (1984): Domain state of Ti-rich titanomagnetites deduced from domain structure observations and susceptibility measurements. *Journal of Geophysics*, 56, 121-132.
- Aubele, J.C., Crumpler, L.S., and W.E. Elston (1988): Vesicle zonation and vertical structure of basalt flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 35, 349-374.
- Audunsson, H., and S. Levi (1989) Drilling-induced remanent magnetization in basalt drill cores. *Geophysical Journal*, 98, 613-622.
- Bargar, K.E., and E.D. Jackson (1974): Calculated volumes of individual shield volcanoes along the Hawaiian-Emperor chain. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, 2, 545-550.
- Batiza, R., and J.D.L White (2000): Submarine lavas and hyaloclastite. IN: H. Sigurdsson (ed.): *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, 361-381.
- Bleil, U. (1973): Synthese von Mischkristallen der Titanomagnetit-Reihe und Untersuchungen ihrer für Probleme des Gesteins- und Paläomagnetismus wichtigen Kenngrößen. Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde, Fakultät für Geowissenschaften, Ludwig-Maximilians-Universität München, pp. 170.
- Bleil, U., and N. Petersen (1977): Magnetic properties of basement rocks, Leg 37, Site 332, IN: Aumento, F., et al.: *Initial Reports, DSDP*, 37, 449-456.
- Bleil, U., and N. Petersen (1982): Magnetic properties. IN: G. Angenheister (ed.): *Landolt-Börnstein Numerical data and functional relationships in science and technology, group V: Geophysics and space research, vol. 1b, Physical properties of rocks*, 308-432.
- Bleil, U., and N. Petersen (1983): Variations in magnetization intensity and low-temperature titanomagnetite oxidation of ocean floor basalts. *Nature*, 301, 384-388.
- Borradaile, G.J. (1988): Magnetic susceptibility, petrofabrics, and strain – a review. *Tectonophysics*, 156, 1-20.
- Borradaile, G.J., and B. Henry (1997): Tectonic applications of the magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews*, 42, 49-93.
- Bücker, C.J., Cashman, K.V., and S. Planke (1999): Physical and Magnetic Characterization of AA and Pahoehoe Flows: Hole 990A. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 163, 41-49.
- Buddington, A.F., and D.H. Lindsley (1964): Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, 5, 310-357.
- Burkhard, D.J.M. (2001): Crystallization and oxidation of Kilauea basalt glass: processes during reheating experiments. *Journal of Petrology*, 42 (3), 507-527.
- Büttner, R., Zimanowski, B., Blumm, J., and L. Hagemann (1998): Thermal conductivity of a volcanic rock material (olivine-melilitite) in the temperature range between 288 and 1470 K. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 80, 293-302.
- Butler, R.F., and S.K. Banerjee (1975): Theoretical single-domain grain size range in magnetite and titanomagnetite. *Journal of Geophysical Research*, 80, 4049-4058.
- Cañón-Tapia, E. (2001): Factors affecting the relative importance of shape and distribution anisotropy in rocks: theory and experiments. *Tectonophysics*, 340, 117-131.

- Cañón-Tapia, E., and H. Pinkerton (2000): The anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows: an experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 98, 219-233.
- Cañón-Tapia, E., Walker, G.P.L., and E. Herrero-Bervera (1995): Magnetic fabric and flow direction in basaltic Pahoehoe lava of Xitle Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 65, 249-263.
- Cañón-Tapia, E., Walker, G.P.L., and E. Herrero-Bervera (1996): The internal structure of lava flows - insights from AMS measurements I: Near-vent a'á. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 70, 21-36.
- Cañón-Tapia, E., Walker, G.P.L., and E. Herrero-Bervera (1997): The internal structure of lava flows - insights from AMS measurements II: Hawaiian pahoehoe, toothpaste lava, a'á. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 76, 19-46.
- Carlut, J., and D.V. Kent (2002): Grain-size-dependent paleointensity results from very recent Mid-Ocean Ridge Basalts. *Journal of Geophysical Research*, 107 (B3), 10.1029/2001JB000439.
- Carmichael, I.S.E., and J. Nicholls (1967): Iron-Titanium Oxides and Oxygen Fugacities in Volcanic Rocks. *Journal of Geophysical Research*, 72 (18), 4665-4687.
- Carmichael, I.S.E., Turner, F.J., and J. Verhoogen (1974): *Igneous Petrology*. McGraw-Hill, New York, 739 pp.
- Carmichael, I.S.E., and M.S. Ghiorso (1986): Oxidation-reduction relations in basic magma: a case for homogeneous equilibria. *Earth and Planetary Science Letters*, 78, 200-210.
- Carmichael, R.S. (1989): *Practical handbook of physical properties of rocks and minerals*. CRC press, 741 pp.
- Carvallo, C., Özdemir, Ö., and D.J. Dunlop (2004): Paleointensity determinations, paleodirections and magnetic properties of basalts from the Emperor seamounts. *Geophysical Journal International*, 156, 29-38.
- Chan, L.-H., and F.A. Frey (2003): Lithium isotope geochemistry of the Hawaiian plume: Results from the Hawaii Scientific Drilling Project and Koolau Volcano. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4 (3), 8707, doi: 10.1029/2002GC000365, 2003.
- Christie, D.M., Carmichael, I.S.E., and C.H. Langmuir (1986): Oxidation states of mid-ocean ridge basalt glasses. *Earth and Planetary Science Letters*, 79, 397-411.
- Clague, D.A., and G.B. Dalrymple (1987). The Hawaiian-Emperor volcanic chain, I, Geologic evolution. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1350, 5-54.
- Clark, D.A. (1997): Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17 (2), 83-103.
- Clark, D.A., and P.W. Schmidt (1982): Theoretical analysis of thermomagnetic properties, low-temperature hysteresis and domain structure of titanomagnetites. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 30, 300-316.
- Creer, K.M., Hedley, I.G., and W. O'Reilly (1975): Magnetic oxides in geomagnetism. IN: D.J. Craik (ed.): *Magnetic oxides; Part 2*. John Wiley & Sons, London, 649-689.
- Dalrymple, G.B., and D.A. Clague (1976): Age of the Hawaiian-Emperor bend. *Earth and Planetary Science Letters*, 31, 313-329.
- Dalrymple, G.B., Lanphere, M.A., and D.A. Clague (1980a): Conventional and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar ages of volcanic rocks from Ojin (site 430), Nintoku (site 432) and Suiko (site 433) seamounts and the chronology of volcanic propagation along the Hawaiian-Emperor chain. *Initial Reports DSDP*, 55, 659-676.
- Dalrymple, G.B., Lanphere, M.A., and J.H. Natland (1980b): K-Ar minimum age for Meiji Guyot, Emperor Seamount Chain. *Initial Reports DSDP*, 55, 677-683.

- Dannowski, G. (2002). Untersuchungen des thermohydraulischen Feldes und der Wärmeflussdichte in der Nähe eines aktiven Mantelplumes (Insel Hawaii) mit Hilfe von Bohrlochtemperaturmessungen. Scientific Technical Report STR02/03. GeoForschungsZentrum, Potsdam, 94 pp.
- Day, R. (1977): TRM and its variation with grain size. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 29, 233-265.
- Day, R., Fuller, M., and V.A. Schmidt (1977): Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13, 260-267.
- de Wall, H. (2000a): The field-dependence of AC susceptibility in titanomagnetites: implications for the anisotropy of magnetic susceptibility. *Geophysical Research Letters*, 27 (16), 2409-2411.
- de Wall, H. (2000b): Strukturgeologische und mineralogische Anwendungsmöglichkeiten von magnetischen Suszeptibilitätsmessungen. Schriftliche Habilitationsleistung, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, 83 pp.
- de Wall, H., and H.-U. Worm (2001): Recognition of drilling-induced remanent magnetization by Q-factor analysis: a case study from the KTB-drillholes. *Journal of Applied Geophysics*, 46, 55-64.
- de Wall, H., Karl, A., Nano, L., Rieger, M., and T. Schmitt (2000): Magnetische Suszeptibilitätsmessungen zur petrographischen Charakterisierung von Granitoiden - Vergleich von Feld- und Labormessungen (Saghro-Gebiet, Anti-Atlas, Marokko). *Zeitschrift für angewandte Geologie*, 46 (4), 223-230.
- de Wall, H., Kück, J., Carnein, C., and L. Nano (2003): Magnetic susceptibility logging in submarine units of the Mauna Kea volcano (HSDP-2 drilling, Hawaii). Abstract for the ICDP-ODP colloquium, Mainz, March 2003.
- de Wall, H., Kontny, A., and C. Vahle (2004): Magnetic susceptibility zonation of the melilititic Riedheim dyke (Hegau volcanic field, Germany): evidence for multiple magma pulses? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131 (1-2), 143-163.
- Dearing, J.A., Hay, K., Baban, S.M.J., Huddleston, A.S., Wellington, E.M.H., and P.J. Loveland (1996a): Magnetic susceptibility of soil: an evaluation of conflicting theories using a national data set. *Geophysical Journal International*, 127, 728-734.
- Dearing, J.A., Dann, R.J.L., Hay, K., Lees, J.A., Loveland, P.J., and K. O'Grady (1996b): Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials. *Geophysical Journal International*, 124, 228-240.
- DePaolo, D.J., and E.M. Stolper (1996). Models of Hawaiian volcano growth and plume structure: Implications of results from the Hawaii Scientific Drilling Project. *Journal of Geophysical Research* 101 (B5), 11643-11654.
- DePaolo, D.J., Thomas, D.M., Stolper, E.M., and M.O. Garcia (1999). Hawaii Scientific Drilling Project: core logs and summarizing data. Report, California Institute of Technology, Pasadena.
- DePaolo, D.J., Stolper, E., and D.M Thomas (2001a): Deep Drilling into a Hawaiian Volcano. *EOS*, 82 (13), 149, 154-155.
- DePaolo, D.J., Bryce, J.G., Dodson, A., Shuster, D.L., and B.M. Kennedy (2001b): Isotopic evolution of Mauna Loa and the chemical structure of the Hawaiian plume, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2 (7), doi:10.1029/2000GC000139.
- Doell, R.R., and A. Cox (1965): Paleomagnetism of Hawaiian Lava Flows. *Journal of Geophysical Research*, 70 (14), 3377-3405.
- Dobrovine, P.V., and J.A. Tarduno (2004): Late Cretaceous paleolatitude of the Hawaiian Hot Spot: New paleomagnetic data from the Detroit Seamount (ODP Site 883). *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 5 (11), Q11L04, doi: 10.1029/2004GC000745.
- Dunlop, D.J. (1973): Superparamagnetic and single-domain threshold sizes in magnetite. *Journal of Geophysical Research*, 78, 1780-1793.
- Dunlop, D.J. (1974): Proceedings of Nagata Conference. University of Pittsburgh, June.

- Dunlop, D.J. (1981): The rock magnetism of fine particles. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 26, 1-26.
- Dunlop, D.J. (2002a): Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c); 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research*, 107 (B3), doi: 10.1029/2001JB000486.
- Dunlop, D.J. (2002b): Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c); 2. Application to data for rocks, sediments, and soils. *Journal of Geophysical Research*, 107 (B3), doi: 10.1029/2001JB000487.
- Dunlop, D.J., and G.F. West (1969): An experimental evaluation of single domain theories. *Reviews of Geophysics*, 7, 709-757.
- Dunlop, D.J., and M-M. Bina (1977): The coercive force spectrum of magnetite at high temperatures: Evidence for thermal activation below the blocking temperature. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 51, 121-147.
- Dunlop, D.J., and Ö. Özdemir (1997): *Rock magnetism, fundamentals and frontiers*. Cambridge University Press, 573 pp.
- Eisele, J., Abouchami, W., Galer, S.J.G., and A.W. Hofmann (2003): The 320 kyr Pb isotope evolution of Mauna Kea lavas recorded in the HSDP-2 drill core. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4 (5), 8710, doi: 10.1029/2002GC000339.
- Ellwood, B.B., Crick, R.E., El-Hassani, A., Benoist, S.L., and R.H. Young (2000): Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy method applied to marine rocks; detrital input versus carbonate productivity. *Geology* 28 (12), 1135-1138.
- Engelmann, R., Kontny, A., Lattard, D., and U. Sauerzapf (2004): Magnetic properties of the magnetite-ulvoespinel solid solution: magnetic susceptibility measurements. EOS, Transactions, American Geophysical Union, 2004 Fall Meeting, 85 (47).
- Evans, B.W., and J.G. Moore (1968): Mineralogy as a function of depth in the prehistoric Makaopuhi Tholeiitic lava lake, Hawaii. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 17, 85-115.
- Feigenson, M.D., Bolge, L.L., Carr, M.J., and C.T. Herzberg (2003): REE inverse modeling of HSDP2 basalts: Evidence for multiple sources in the Hawaiian plume. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4 (2), 8706, doi: 10.1029/2001GC000271.
- Fletcher, E.J., and W. O'Reilly (1974): Contribution of Fe^{2+} ions to the magnetocrystalline anisotropy constant K_1 of $Fe_{3-x}Ti_xO_4$ ($0 < x < 1$). *Journal of Physics C: Solid State Physics*, 7, 171-178.
- Frederichs, T., Bleil, U., Däumler, K., von Dobeneck, T., and A.M. Schmidt (1999): The magnetic view on the marine paleoenvironment: parameters, techniques and potentials of rock magnetic studies as a key to paleoclimatic and paleoceanographic changes. In: G. Fischer, Wefer, G. (Editor): *Use of Proxies in Paleooceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 575-599.
- Frey, F.A., and J.M. Rhodes (1993): Intershiield geochemical differences among Hawaiian volcanoes: implications for source compositions, melting processes and magma ascent paths. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 342, 121-136.
- Frey, F.A., Garcia, M.O., Wise, W.S., Kennedy, A., Gurrriet, P., and F. Albarede (1990): Evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: Petrologic and geochemical constraints on postshield volcanism. *Journal of Geophysical Research*, 95, 1271-1300.
- Frey, F.A., Garcia, M.O., and M.F. Roden (1994): Geochemical characteristics of Koolau volcano: Implications of intershiield geochemical differences among Hawaiian volcanoes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 1441-1462.
- Frost, B.R. (1991): Introduction to oxygen fugacity and its petrological importance. IN: D.H. Lindsley (ed.): *Oxide Minerals: Petrologic and magnetic significance*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 25, 1-9.

- Fuller, M., and M. Hastedt (1997): Magnetic fields of (1) bottom hole assemblies, (2) advanced piston core inner barrels and (3) inner shoes. Ocean Drilling Program, Initial Results, Leg 166.
- Furuta, T., and H. Tokuyama (1983): Chromian spinels in Costa Rica basalts, deep sea drilling project site 505 - a preliminary interpretation of electron microprobe analyses. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 69, 805-810.
- Garnier, F., Laj, C., Herrero-Bervera, E., Kissel, C., and D.M. Thomas (1996): Preliminary determinations of geomagnetic field intensity for the last 400 kyr from the Hawaii Scientific Drilling Project core, Big Island, Hawaii. *Journal of Geophysical Research* 101 (B5), 11665-11673.
- Gee, J., and D.V. Kent (1997): Magnetization of axial lavas from the southern East Pacific Rise (14°-23°S): Geochemical controls on magnetic properties. *Journal of Geophysical Research*, 102 (B11), 24873-24886.
- Ghiorso, M.S., and R.O Sack (1991): Fe-Ti oxide geothermometry: Thermodynamic formulation and estimation of intensive variables in silicic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108, 485-510.
- Gonzalez, S., Sherwood, G., Böhnell, H., and E. Schnepf (1997): Palaeosecular variation in Central Mexico over the last 30 000 years: the record from lavas. *Geophysical Journal International*, 130, 201-219.
- Grommé, C.S., Wright, T.L., and D.L. Peck (1969): Magnetic properties and oxidation of Iron-Titanium oxide minerals in Alae and Makaopuhi lava lakes, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, 74 (22), 5277-5293.
- Haggerty, S.E., (1976): Oxidation of opaque mineral oxides in basalts, and opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. IN: D. Rumble (ed.): *Oxide Minerals*, 1st edition, Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 3, Hg1-177.
- Haggerty, S.E., (1991): Oxide textures – a mini-atlas. IN: D.H. Lindsley (ed.): *Oxide Minerals: Petrologic and magnetic significance*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 25, 129-219.
- Hammer, J.E., Brachfeld, S., and M.J. Rutherford (2003): An igneous origin for martian magnetic anomalies? *Lunar and Planetary Science*, XXXIV, 1918.pdf.
- Hargraves, R.B. (1990): Magnetic properties, Iron-Titanium oxides, and petrology of four Leg 115 basalts. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 115, 103-110.
- Hargraves, R.B., and N. Petersen (1971): Notes on the correlation between petrology and magnetic properties of basaltic rocks. *Zeitschrift für Geophysik*, 37, 367-382.
- Hargraves, R.B., Johnson, D., and C.Y. Chan (1991): Distribution anisotropy: the causes of AMS in igneous rocks. *Geophysical Research Letters*, 18 (12), 2193-2196.
- Hauptmann, Z. (1974): High temperature oxidation, range of non-stoichiometry and Curie point variation of cation deficient titanomagnetite $Fe_{2.4}Ti_{0.6}O_{4+\gamma}$. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 38, 29-47.
- Heider, F., Halgedahl, S.L., and D.J. Dunlop (1988): Temperature dependence of magnetic domains in magnetite crystals. *Geophysical Research Letters*, 15 (5), 499-502.
- Herrero-Bervera, E., and J.-P. Valet (2002): Paleomagnetic secular variation of the Honolulu Volcanic Series (33-700 ka), O’ahu (Hawaii). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 133, 83-97.
- Herrero-Bervera, E., Cañón-Tapia, E., Walker, G.P.L., and H. Tanaka (2002): Magnetic fabrics study and inferred flow directions of lavas of the Old Pali Road, O’ahu, Hawaii. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 161-171.
- Holcomb, R.T. (1987): Eruptive history and long-term behavior of Kilauea Volcano. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1350, 261-350.
- Honnorez, J. (1963). Sur l’origine des hyaloclastites. *Bulletin of Volcanology*, 25, 253-258.

- Holt, J.W., Kirschvink, J.L., and F. Garnier (1996): Geomagnetic field inclinations for the past 400 kyr from the 1-km core of the Hawaii Scientific Drilling Project. *Journal of Geophysical Research*, 101 (B5), 11655-11663.
- Hrouda, F. (1982): Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Survey*, 5, 37-82.
- Hrouda, F. (1994): A technique for the measurement of thermal changes of magnetic susceptibility of weakly magnetic rocks by the CS-2 apparatus and KLY-2 Kappabridge. *Geophysical Journal International*, 118, 604-612.
- Hunt, C.P., Moskowitz, B.M., and S.K. Banerjee (1995): Magnetic properties of rocks and minerals. AGU Reference Shelf 3 - Rock Physics and Phase Relations, A Handbook of Physical Constants. T.J. Ahrens, 189-204.
- Ishikawa, Y., Saito, N., Arai, M., Watanabe, Y., and H. Takei (1985): A new oxide spin glass system of $(1-x)\text{FeTiO}_3\text{-}x\text{Fe}_2\text{O}_3$. I. Magnetic properties. *Journal of Physical Society of Japan*, 54 (1), 312-325.
- Jackson, E.D, Silver, E.A., and G.B. Dalrymple (1972): Hawaiian Emperor chain and its relation to Cenozoic circumpacific tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 601-618.
- Jackson, M., Moskowitz, B., Rosenbaum, J., and C. Kissel (1998): Field-dependence of AC susceptibility in titanomagnetites. *Earth and Planetary Science Letters*, 157, 129-139.
- Jelinek, V. (1981): Characterisation of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79, T63-T67.
- Johnson, H.P., and J.M. Hall (1978): A detailed rock magnetic and opaque mineralogy study of the basalts from the Nazca Plate. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 52, 45-64.
- Katz, M.G., and K.V. Cashman (2003): Hawaiian lava flows in the third dimension: Identification and interpretation of pahoehoe and 'a'a distribution in the KP-1 and SOH-4 cores. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4 (2), doi: 10.1029/2001GC000209.
- Kauahikaua, J., Cashman, K.V., Mattox, T.N., Heliker, C.C., Hon, K.A., Mangan, M.T., and C.R. Thornber (1998): Observations on basaltic lava streams in tubes from Kilauea volcano, island of Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, 103, 27303-27323.
- Kent, D.V., and J. Gee (1994): Grain size-dependent alteration and the magnetization of oceanic basalts. *Science*, 265, 1561-1563.
- Kilburn, C.R.J. (1981): Pahoehoe and aa lavas: a discussion and continuation of the model of Peterson and Tilling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 11, 373-382.
- Kilburn, C.R.J. (2000): Lava flows and flow fields. IN: H. Sigurdsson (ed.): *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, 291-305.
- Knight, M.D., and G.P.L. Walker (1988): Magma flow directions in dikes of the Koolau Complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies. *Journal of Geophysical Research*, 93 (B5), 4301-4319.
- Klerk, J., Brabers, V.A.M., and A.J.M Kuipers (1977): Magnetostriction of the mixed series $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$. *Journal of Physique*, 38 (C1), 187-189.
- Kokelaar, P. (1986): Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. *Bulletin of Volcanology*, 48, 275-289.
- Kontny, A. (2003): Interpretation der Temperatur-abhängigen magnetischen Suszeptibilität und ihre Bedeutung für die Magneto-Petrologie von Krustengesteinen. Schriftliche Habilitationsleistung, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg.
- Kontny, A., Vahle, C., and H. de Wall (2003a): Characteristic magnetic behavior of subaerial and submarine lava units from the Hawaii Scientific Drilling Project (HSDP-2). *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4 (2), 8703, doi: 10.1029/2002GC000304.
- Kontny, A., Engelmann, R., Frederichs, T., Lattard, D., and C. Vahle (2003b): Low-Temperature Magnetic Behavior: Diagnostic for the Interpretation of Magnetic Mineralogy of Basalt? EOS, Transactions, American Geophysical Union, 2003 Fall Meeting, 84 (46), p. F526.

- Kontny, A., Woodland, A.B., and M. Koch (2004): Temperature-dependent magnetic susceptibility behavior of spinelloid and spinel solid solutions in the systems $\text{Fe}_2\text{SiO}_4\text{-Fe}_3\text{O}_4$ and $(\text{Fe,Mg})_2\text{SiO}_4\text{-Fe}_3\text{O}_4$. *Physics and Chemistry of Minerals*, 31, 28-40.
- Kress, V.C., and M.S. Ghiorso (1995): Multicomponent diffusion in basaltic melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59 (2), 313-324.
- Kurz, M.D., Kenna, T.C., Kammer, D.P., and J.M. Rhodes (1995): Isotopic evolution of Mauna Loa volcano: A view from the submarine southwest rift zone. IN J.M. Rhodes and J.P. Lockwood (ed.): *Mauna Loa Revealed: Structure, Composition, History and Hazards*. Geophysical Monograph Series, 92, AGU, 45-80.
- Kurz, M.D., Kenna, T.C., Lassiter, J.C., and D.J. DePaolo (1996): Helium isotopic evolution of Mauna Kea volcano: First results from the 1-km drill core, *Journal of Geophysical Research*, 101, 11781-11791.
- Laj, C., and C. Kissel (1999): Geomagnetic field intensity at Hawaii for the last 420 kyr from the Hawaii Scientific Drilling Project core, Big Island, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, 104 (B7), 15317-15338.
- Langenheim, V.A.M., and D.A. Clague (1987): The Hawaiian-Emperor volcanic chain Part II: Stratigraphic framework of volcanic rocks of the Hawaiian Islands. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1350, 55-73.
- Laj, C., Kissel, C., Scao, V., Beer, J., Thomas, D.M., Guillou, H., Muscheler, R., and G. Wagner (2002): Geomagnetic intensity and inclination variations at Hawaii for the past 98 kyr from core SOH-4 (Big Island): a new study and a comparison with existing contemporary data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 129, 205-243.
- Lattard, D. (1995): Experimental evidence for exsolution of ilmenite from titaniferous spinel. *American Mineralogist*, 80, 968-981.
- Lattard, D., Sauerzapf, U., and M. Käsemann (in press): New calibration data for the Fe-Ti oxide thermo-oxybarometers from experiments in the Fe-Ti-O system at 1 bar, 1000 – 1300 °C and a large range of oxygen fugacities. *Contributions to Mineralogy and Petrology*.
- Lee, R.W., and D.L. Fry (1966): A comparative study of the diffusion of hydrogen in glass. *Physics and Chemistry of Glasses*, 7, 19-22.
- Lindsley, D.H. (1991): Experimental studies of oxide minerals. IN: D.H. Lindsley: *Oxide Minerals: Petrologic and magnetic significance*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 25, 69-106.
- Lindsley, D.H. (1991): *Oxide Minerals: Petrologic and magnetic significance*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 25, 509 pp.
- Lipman, P.W. (1995). Declining growth of Mauna Loa during the last 100000 years: Rates of lava accumulation vs. gravitational subsidence. IN: Rhodes, J.M., & J.P. Lockwood: *Mauna Loa Revealed: Structure, Composition, History, and Hazards*. Geophysical Monograph Series, 92, AGU, 45-80.
- Lipman, P.W., Rhodes, J.M., and G.B. Dalrymple (1990): The Ninole basalt: Implications for the structural evolution of Mauna Loa volcano, Hawaii. *Bulletin of Volcanology*, 53, 1-19.
- McNab, T.K., Fox, R.A., and A.J.F. Boyle (1968): Some magnetic properties of magnetite (Fe_3O_4) microcrystals. *Journal of Applied Physics*, 39, 5703-5711.
- Masson, D.G. (1996): Catastrophic collapse of the volcanic island of Hierro 15 ka ago and the history of landslides in the Canary Islands. *Geology*, 24, 231-234.
- Moore, J.G., and R.S. Fiske (1969): Volcanic substructure inferred from dredge samples and ocean-bottom photographs, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin*, 80, 1191-1202.
- Moore, J.G., and J.G. Schilling (1973): Vesicles, water, and sulfur in Reykjanes Ridge basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 41, 105-118.

- Moore, J.G., and D.A. Clague (1992). Volcano growth and evolution of the island of Hawaii. *Geological Society of America Bulletin*, 104, 1471-1484.
- Moore, J.G., Normark, W.R., and R.T. Holcomb (1994): Giant Hawaiian landslides. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22, 119-144.
- Moore, J.G., and W.W. Chadwick, Jr. (1995): Offshore geology of Mauna Loa and adjacent areas, Hawaii. IN: Rhodes, J.M., & J.P. Lockwood: *Mauna Loa Revealed: Structure, Composition, History, and Hazards*. Geophysical Monograph Series, 92, AGU, 21-44.
- Moore, R.B., Clague, D.A., Rubin, M., and W.A. Bohrsen (1987): Hualalai volcano: a preliminary summary of geologic, petrologic, and geophysical data. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1350, 571-585.
- Moskowitz, B.M. (1991): Hitchhiker's guide to magnetism. http://160.94.61.144/orgs/irm/hg2m/hg2m_index.html
- Moskowitz, B.M. (1993): High-temperature magnetostriction of magnetite and titanomagnetites. *Journal of Geophysical Research*, 98 (B1), 359-371.
- Moskowitz, B.M., and D.L. Halgedahl (1987): Theoretical temperature and grain-size dependence of domain state in $x = 0.6$ titanomagnetite. *Journal of Geophysical Research*, 92 (B10), 10667-10682.
- Moskowitz, B.M., Jackson, M., and C. Kissel (1998): Low-temperature magnetic behavior of titanomagnetites. *Earth and Planetary Science Letters*, 157, 141-149.
- Muxworthy, A.R. (1999): Low-temperature susceptibility and hysteresis of magnetite. *Earth and Planetary Science Letters*, 169, 51-58.
- Muxworthy, A.R. (2001): Effect of grain interactions on the frequency dependence of magnetic susceptibility. *Geophysical Journal International*, 144, 441-447.
- O'Reilly, W. (1976): Magnetic minerals in the crust of the earth. *Reports on Progress in Physics*, 39, 857-908.
- O'Reilly, W. (1984): *Rock and mineral magnetism*. Blackie & Son Ltd., 220 pp.
- O'Reilly, W., and P.W. Readman (1971): The preparation and unmixing of cation deficient titanomagnetites. *Zeitschrift für Geophysik*, 37, 321-327.
- Özdemir, Ö. (1987): Inversion of titanomagnhemites. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 46, 184-196.
- Özdemir, Ö., and W. O'Reilly (1982): Magnetic hysteresis properties of synthetic monodomain titanomagnhemites. *Earth and Planetary Science Letters*, 57, 437-447.
- Pariso, J.E., Stokking, L., and S. Allerton (1995): Rock magnetism and magnetic mineralogy of a 1-km section of sheeted dikes, Hole 504B. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 137/140, 253-262.
- Peters, C., and M.J. Dekkers (2003): Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28, 659-667.
- Peterson, D.W., and R.I. Tilling (1980): Transition of basaltic lava from pahoehoe to aa, Kilauea Volcano, Hawaii: field observation and new factors. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7, 271-293.
- Peterson, D.W., and R.B. Moore (1987): Geologic history and evolution of geologic concepts, Island of Hawaii. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1350, 149-189.
- Petersen, N., and H. Vali (1987): Observation of shrinkage cracks in ocean floor titanomagnetites. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 46, 197-205.
- Pick, T., and L. Tauxe (1994): Characteristics of magnetite in submarine basaltic glass *Geophysical Journal International*, 119, 116-128.
- Pinto, M.J., and M. McWilliams (1990): Drilling-induced isothermal remanent magnetization. *Geophysics*, 55, 111-115.

- Pohl, J., Pätzold, T., Rolf, C., Soffel, H.C., and H.-U. Worm (1991): A rock magnetic log of the KTB pilot borehole. *Scientific Drilling*, 2, 120-129.
- Polacci, M., Cashman, K.V., and J.P. Kauahikaua (1999): Textural characterization of the pahoehoe-‘a’ transition in Hawaiian basalt. *Bulletin of Volcanology*, 60, 595-609.
- Pouchon, J.L., and F. Pichoir (1984): A new model for quantitative X-ray microanalysis, Part I: Application to the analysis of homogeneous samples. *La Recherche Aérospatiale*, 3, 167-192.
- Pullaiah, G., Irving, E., Buchan, K., and D. Dunlop (1975): Magnetization changes caused by burial and uplift. *Earth and Planetary Science Letters*, 28, 133-143.
- Quane, S.L., Garcia, M.O., Guillo, H., and T.P. Hulsebosch (2000): Magmatic history of the East Rift Zone of Kilauea Volcano, Hawaii based on drill core from SOH 1. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 319-338.
- Ramdohr, P. (1955): *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen*, Akademie Verlag, Berlin, 875 pp.
- Readman, P.W., and W. O’Reilly (1971): Oxidation processes in titanomagnetites. *Zeitschrift für Geophysik*, 37, 329-338.
- Readman, P.W., and W. O’Reilly (1972): Magnetic properties of oxidized (cation-deficient) titanomagnetites (Fe,Ti,□)₃O₄. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 24, 69-90.
- Rhodes, J.M., and M.J. Vollinger (2004): Composition of basaltic lavas sampled by phase-2 of the Hawaii Scientific Drilling Project: Geochemical stratigraphy and magma types. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 5, Q03G13, doi: 10.1029/2002GC000434.
- Rhodes, J.M., and M.J. Vollinger (submitted): Ferric/Ferrous ratios in 1984 Mauna Loa lavas: a contribution to understanding the oxidation state of hawaiian magmas.
- Richards, J.C.W., O’Donovan, J.B., Hauptmann, Z., O’Reilly, W., and K.M. Creer (1973): A magnetic study of titanomagnetite substituted by magnesium and aluminium. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 7, 437-444.
- Robbins, M., Wertheim, G.K., Sherwood, R.C., and D.N.E. Buchanan (1971): Magnetic properties and site distributions in the system FeCr₂O₄ – Fe₃O₄ (Fe²⁺Cr_{2-x}Fe³⁺_xO₄). *Journal of Physics and Chemistry of Solids*, 32, 717-218.
- Rochette, P. (1988): Inverse magnetic fabric in carbonate-bearing rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 90, 229-237.
- Rochette, P., Jackson, M., and C. Aubourg (1992): Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, 30 (3), 209-226.
- Roeder, P.L., Thornber, C., Poustovetov, A., and A. Grant (2003): Morphology and composition of spinel in Pu’u O’o lava (1996-1998), Kilauea volcano, Hawaii. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 123, 245-265.
- Rosenbaum, J.G., Reynolds, R.L., and T. Hildenbrand (1992): Depth-dependent magnetic properties of Hawaiian intrusions: East Rift Zone, Kilauea. *EOS Transactions, AGU, 1992 Fall Meeting*, 73 (43), 147-148.
- Rowland, S.K., and G.P.L. Walker (1987): Toothpaste lava: characteristics and origin of a lava structural type transitional between pahoehoe and ‘a’a. *Bulletin of Volcanology*, 49, 631-641.
- Rowland, S.K., and G.P.L. Walker (1990): Pahoehoe and aa in Hawaii: volumetric flow rate controls the lava structure. *Bulletin of Volcanology*, 52, 631-641.
- Sato, M. (1978): Oxygen fugacity of basaltic magmas and the role of gas-forming elements. *Geophysical Research Letters*, 5 (6), 447-449.
- Sato, M., and T.L. Wright (1966): Oxygen fugacities directly measured in magmatic gases. *Science*, 153, 1103-1105.
- Schmincke, H.-U. (1988): *Pyroklastische Gesteine*. IN: H. Füchtbauer (ed.): *Sedimente und Sedimentgesteine*. Schweizerbart’sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 731-778.

- Schmincke, H.-U. (2000): Vulkanismus. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, 264 pp.
- Schmidt, R., and H.-U. Schmincke (2000): Seamounts and Island Building. IN: H. Sigurdsson (ed.): Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, 383-402.
- Scowen, P.A.H., Roeder, P.L., and R.T. Helz (1991): Reequilibration of chromite within Kilauea Iki lava lake, Hawaii. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 107, 8-20.
- Seaman, C., Sherman, S.B., Garcia, M.O., Baker, M.B., Balta, B., and E. Stolper (2004): Volatiles in glasses from the HSDP-2 drill core. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 5, doi: 10.1029/GC000596.
- Senanayake, W.E., and M.W. McElhinny (1981): Hysteresis and susceptibility characteristics of magnetite and titanomagnetites: interpretation of results from basaltic rocks. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 26, 47-55.
- Senftle, F.E., Thorpe, A.N., Briggs, C., Alexander, C., Minkin, J., Griscom, D.L. (1975): The Néel transition and magnetic properties of terrestrial, synthetic, and lunar ilmenites. *Earth and Planetary Science Letters*, 26 (3), 377-386.
- Sharp, W.D., and D.A. Clague (2002): An older, slower Hawaii-Emperor bend. *EOS Transactions, AGU*, 2002 Fall Meeting, 83 (47), F1282.
- Soffel, H.C. (1971): The single domain-multidomain transition in natural intermediate titanomagnetites. *Zeitschrift für Geophysik*, 37, 451-470.
- Soffel, H.C. (1991): Paläomagnetismus und Archäomagnetismus. Springer-Verlag, 276 pp.
- Soffel, H.C., and E. Appel (1982): Domain structure of small synthetic titanomagnetite particles and experiments with IRM and TRM. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 30, 348-355.
- Staudigel, H., Zindler, A., Hart, S.R., Leslie, T., Chen, C.-Y., and D. Clague (1984): The isotopic systematics of a juvenile intraplate volcano: Pb, Sr and Nd isotope ratios from Loihi seamount, Hawaii. *Earth and Planetary Science Letters*, 69, 13-29.
- Stephenson, A., Sadikun, S., and D.K. Potter, D.K. (1986): A theoretical and experimental comparison of the anisotropies of magnetic susceptibility and remanence in rocks and minerals. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 84, 185-200.
- Stephenson, A., and J.C. Shao (1994): The angular dependence of the median destructive field of magnetite particles. *Geophysical Journal International*, 118 (1), 181-184.
- Stevelling, E., Stoll, J.B., and M. Leven (2003): Quasi-continuous depth profiles of rock magnetization from magnetic logs in the HSDP-2 borehole, Island of Hawaii. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4 (4), 8708, doi: 10.1029/2002GC000330.
- Stolper, E.M., DePaolo, D.J., and M. Thomas (1996): Introduction to special section; Hawaii Scientific Drilling Project. *Journal of Geophysical Research*, 101 (B5), 11593-11598.
- Stolper, E., Sherman, S., Garcia, M., Baker, M., and C. Seaman (2004): Glass in the submarine section of the HSDP2 drill core, Hilo, Hawaii, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 5, Q07G15, doi: 10.1029/2003GC000553.
- Strangway, D.W., Larson, E.E., and M. Goldstein (1968): A possible cause of high magnetic stability in volcanic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 73, 3787-3795.
- Syono, Y. (1965): Magnetocrystalline anisotropy and magnetostriction of Fe_3O_4 - Fe_2TiO_4 series with special application to rock magnetism. *Japan Journal of Geophysics*, 4, 71-143.
- Syono, Y., and Y. Ishikawa (1963): Magnetocrystalline anisotropy of $x\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ $(1-x)\text{Fe}_3\text{O}_4$. *Journal of the Physical Society of Japan*, 18, 1231-1232.
- Tarduno, J.A. and R.D. Cottrell (1997): Paleomagnetic evidence for motion of the Hawaiian hotspot during formation of the Emperor Seamounts. *Earth and Planetary Science Letters*, 153 (3-4), 171-180.
- Tarduno, J.A., Duncan, R.A., Scholl, D.W., Cottrell, R.D., Steinberger, B., Thordarson, T., Kerr, B.C., Neal, C.R., Frey, F.A., Torii, M., and C. Carvallo (2003): The Emperor seamounts: southward motion of the Hawaiian hotspot plume in Earth's mantle. *Science*, 301, 1064-1069.

- Tarling, D.H., and F. Hrouda (1993): The magnetic anisotropy of rocks. Chapman & Hall, London, 271 pp.
- Tauxe, L., and J.J. Love (2003): Paleointensity in Hawaiian Scientific Drilling Project Hole (HSDP2): results from submarine basaltic glass. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4 (2), 8702, doi: 10.1029/2001GC000276.
- Tauxe, L., Bertram, H.N., and C. Seberino (2002): Physical interpretation of hysteresis loops: micromagnetic modeling of fine particle magnetite. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 3, doi:10.1029/2001GC000241.
- Teanby, N., Laj, C., Gubbins, D., and M. Pringle (2002): A detailed palaeointensity and inclination record from drill core SOH1 on Hawaii. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 131, 101-140.
- Thompson, R. & F. Oldfield (1986): *Environmental Magnetism*. Allen and Unwin, London, 227 pp.
- Toplis, M.J., and M.R. Carroll (1995): An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations, and mineral-melt equilibria in ferro-basaltic systems. *Journal of Petrology*, 36 (5), 1137-1170.
- Tucker, P. (1981): Low-temperature magnetic hysteresis properties of multidomain single-crystal titanomagnetite. *Earth and Planetary Science Letters*, 54, 167-172.
- Tucker, P., and W. O'Reilly (1980): The laboratory simulation of deuteric oxidation of titanomagnetites: effect on magnetic properties and stability of thermoremanence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 23, 112-133.
- Vahle, C. (1999): *Gesteinsmagnetische und Magneto-mineralogische Untersuchungen am Riedheimer Basaltgang, Hegau, SW-Deutschland*. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, 79 pp.
- Vahle, C. (2003): The effect of grain size on the field-dependence of ac susceptibility in titanomagnetites. *Geophysical Research Abstracts*, 5, EGS-AGU-EUG Joint Assembly.
- Vahle, C., Kontny, A., and H. de Wall (2002): Suszeptibilitätsmessungen an subaerischen und submarinen Einheiten der HSDP-2 Bohrkerne, Big Island (Hawaii). *DGG-Mitteilungen, Sonderband III/2002*, 17-23.
- Vahle, C., Kontny, A., and R. Engelmann (2004): Field-dependency of magnetic susceptibility in basalts and synthetic titanomagnetite-ilmenite samples. *Professor William Lowrie's Retirement Symposium, Zurich*.
- Vahle, C., and A. Kontny (submitted): The use of field dependence of magnetic susceptibility for the interpretation of magnetic mineralogy and magnetic fabrics in the HSDP-2 basalts, Hawaii. *Earth and Planetary Science Letters*.
- Walker, G.P.L (1993): Basaltic-volcano systems. IN: Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., Neary, C.R. (eds.): *Magmatic processes and plate tectonics*. Geological Society Special Publications, 76, 489-497.
- Walker, G.P.L (2000): Basaltic Volcanoes and Volcanic Systems. IN: H. Sigurdsson (ed.): *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, 283-289.
- Walton, A.W., and P. Schiffman (2003): Alteration of hyaloclastites in the HSDP 2 Phase 1 Drill Core, 1. Description and paragenesis. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4 (5), 8709, doi: 10.1029/2002GC000368.
- Wasilewski, P.J. (1968): Magnetization of ocean basalts. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 20, 129-154.
- Watkins, N.D., and S.E. Haggerty (1967): Primary oxidation variation and petrogenesis in a single lava. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 15, 251-271.
- West, H.B., Gerlach, D.C., Leeman, W.P., and M.O. Garcia (1987): Isotopic constraints on the origin of Hawaiian lavas from the Maui Volcanic Complex, Hawaii. *Nature*, 330, 216-220.

- Wilson, R.L., and N.D. Watkins (1967): Correlation of petrology and natural magnetic polarity in Columbia Plateau basalts. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 12, 405-424.
- Wolfe, E.W., Wise, W.S., and G.B. Dalrymple (1997): The geology and petrology of Mauna Kea Volcano, Hawaii - A study of postshield volcanism: U.S. Geological Survey Professional Paper, 1557, 129 pp. + maps.
- Wooldridge, A.L., Haggerty, S.E., Rona, P.A., and C.G.A. Harrison (1990): Magnetic properties and opaque mineralogy of rocks from selected seafloor hydrothermal sites at oceanic ridges, *Journal of Geophysical Research*, 95 (B8), 12351-12374.
- Worm, H.-U. (1998): On the superparamagnetic-stable single domain transition for magnetite, and frequency dependence of susceptibility. *Geophysical Journal International*, 133, 201-206.
- Worm, H.-U., Clark, D., and M.J. Dekkers (1993): Magnetic susceptibility of pyrrhotite: grain size, field and frequency dependence. *Geophysical Journal International*, 114, 127-137.
- Xu, Z., and Y. Zhang (1999): Quantification of quench rates in water, air and liquid nitrogen. Abstract of the 9th Goldschmidt Conference, 332.
- Zhou, W., Van der Voo, R., and D.R. Peacor (1997): Single-domain and superparamagnetic titanomagnetite with variable Ti content in young ocean-floor basalts: No evidence for rapid alteration. *Earth and Planetary Science Letters*, 150, 353-362.
- Zhou, W., Van der Voo, R., and D.R. Peacor (1999): Preservation of pristine titanomagnetite in older ocean-floor basalts and its significance for paleointensity studies. *Geology*, 27, 1043-1046.
- Zhou, W., Van der Voo, R., Peacor, D.R., and Y. Zhang (2000): Variable Ti-content and grain size of titanomagnetite as a function of cooling rate in very young MOR. *Earth and Planetary Science Letters*, 179, 9-20.
- Zhou, W., Van der Voo, R., Peacor, D.R., Wang, D., and Y. Zhang (2001): Low-temperature oxidation in MORB of titanomagnetite to titanomaghemite: a gradual process with implications for marine anomaly amplitudes. *Journal of Geophysical Research*, 106 (B4), 6409-6421.
- Zolk, J. (2004a): Kartierung der Eastern Rift Zone des Kilauea-Vulkans im SE Pahoehoe-District, Hawaii. Unveröffentlichte Diplomkartierung, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, 133 pp.
- Zolk, J. (2004b): Gesteinsmagnetische Untersuchungen an subaerischen und submarinen Basalten der SOH-1 und SOH-4 Bohrungen, Hawaii. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, 74 pp.

<http://www.icdp-online.de/sites/hawaii/objectives/objectives.html>

http://www.icdp-online.de/sites/hawaii/news/DIS_PROJECT_REPORTS.HTM

<http://hvo.wr.usgs.gov/volcanoes/kohala/>

<http://www.tulane.edu/~sanelson/geol212/intro&textures.htm>

<http://www.if.ufrgs.br/~stariolo/spinglasses.html>

Anhang A – Probenliste

Anhang B – Tabelle der gesteinsmagnetischen Eigenschaften der Proben

Anhang C – Suszeptibilitätsprofile

Anhang D – Tabelle einiger gesteinsmagnetischer Parameter aller Probenzylinder

Anhang E – $\kappa(T)$ -Kurven

Anhang F1 – Chemische Zusammensetzung des Chromspinells

Anhang F2 – Chemische Zusammensetzung des Titanomagnetits

Anhang F3 – Chemische Zusammensetzung des Ilmenohämatits

Anhang G – Abmagnetisierungsverhalten und IRM-Erwerb

Anhang H – Daten der AMS-Messungen

Anhang I – Daten der Hysteresemessungen

sample list and methods

sample	depth [mbsl]	unit	rock type	κ	f _{LD}	AMS	lowT	highT	AF	IRM	ps	mp	sem	share
HO19J1	108.55	19	pahoehoe	X	X	-	X							
HO19N1	112.05	19	pahoehoe	X	X	-	X							
SR0101-3.0	187.48	29	transitional (aa)	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
SR0101-7.0	188.70	31	aa	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
SR0101-8.3	189.10	32	aa	X	X	X	X	X	X					
SR0101-9.4	189.44	32	aa	X	X	X	X	X	X					
SR0102-1.3	190.01	32	aa	X	X	-	X	X	X	X	X	X	X	
SR0102-1.75	190.14	32	aa	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
SR0102-8.9	192.33	32	aa	X	X	X	X	X	X					
SR0104-4.7	197.30	32	aa	X	X	X	X	X	X					
SR0104-6.5	197.85	32	aa	X	X	X	X	X	X					
SR0105-10.1	201.54	33	soil	X	X	-	X							
SR0106-0.7	201.72	34	ash	X	X	-	X							
SR0106-1.8	202.05	35	aa	X	X	X	X	X	X	X	X	X		
SR0118-0.3	235.28	37	ML, pahoehoe	X	X	X	X	X	X	X				2
SR0119-10.8	241.68	40	ML, transitional	X	X	X	X	X	X	X				2
SR0121-10.4	247.95	42	MK, transitional	X	X	X	X	X	X	X				
SR0123-5.9	250.85	43	MK, aa	X	X	X	X	X	X	X	X	X		2
SR0127-0.4	260.64	46	MK, pahoehoe	X	X	X	X	X	X	X	X	X		2,3
SR0129-4.5	267.19	47	MK, aa	X	X	X	X	X	X	X	X	X		4
SR0131-1.4	272.65	48	MK, aa	X	X	X	X	X	X	X				
SR0131-4.4	273.56	48	MK, aa	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	3,4
SR0131-6.6	274.25	48	MK, aa	X	X	X	X	X	X	X				
SR0132-0.6	275.75	48	MK, aa	X	X	X	X	X	X	X				
SR0132-5.3	277.19	48	MK, aa	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	3,4
SR0133-4.0	279.99	49	MK, aa	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
SR0347-8.9	816.56	137	aa, altered	X	X	-	X	X						2
SR0347-10.9	817.17	137	aa, altered	X	X	-	X	X						
SR0348-5.0	817.20	137	aa, altered	X	X	-	X	X						
SR0349-1.0	819.18	137	aa, altered	X	X	-	X	X						
SR0350-0.5	819.94	137	aa, baked zone	X	X	-	X	X						
SR0350-3.4	820.83	137	aa, fresh	X	X	X	X	X	X	X	X	X		
SR0351-4.0	824.06	137	aa, fresh	X	X	X	X	X	X	X	X	X		
SR0352-8.4	828.45	137	aa, fresh	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	

sample	depth [mbsl]	unit	rock type	κ	f _{un}	AMS	lowT	highT	AF	IRM	ps	mp	sem	share
SR0352-9.0	828.63	138	aa, baked zone	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	1
SR0354-1.3	831.77	138	aa, strong alteration	X	X	X	X	X	X	X				
SR0355-1.0	834.88	138	aa, altered	X	X	-	X	X						
SR0355-2.1	835.21	138	aa, baked	X	X	X	X	X	X	X	X	X		1
SR0355-4.4	835.92	138	aa, baked	X	X	X	X	X	X	X				
SR0355-5.7	836.31	139	pahoehoe, baked	X	X	X	X	-	X	X	X			1
SR0355-10.0	837.62	139	pahoehoe, altered	X	X	-	X	X						
SR0356-4.5	838.99	139	pahoehoe, fresh	X	X	X	X	-	X	X	X			1
SR0357-2.2	841.34	139	pahoehoe, fresh	X	X	X	X	X	X	X	X			2
SR0357-9.6	843.63	139	pahoehoe, altered	X	X	X	X	-	X	X				
SR0436-1.1	1049.03	163	pahoehoe	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
SR0441-5.0	1059.67	166	aa, fresh	X	X	X	X	X	X	X				
SR0443-2.1	1065.03	166	aa, fresh	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
SR0443-6.5	1066.38	166	aa, baked	X	X	-	X	X			X			2
SR0444-4.8	1068.60	168	transition aa-pah.	X	X	-	X	X	X	X				
SR0446-2.0	1073.54	168	transition aa-pah.	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
SR0447-2.5	1077.04	168	transition aa-pah.	X	X	X	X	X			X			
SR0448-2.2	1080.00	169	hyaloclastite	X	X	-	X	X						
SR0454-3.6	1095.36	178	hyaloclastite	X	X	X	X	X	X	X	X	X		
SR0454-4.3	1095.58	178	hyaloclastite	X	X	X	X	X	X	X	X	X		
SR0454-4.8	1095.73	179	massive basalt	X	X	X	X	X	X	X	X	X		2
SR0456-1.2	1099.20	179	massive basalt	X	X	X	X	X	X	X	X	X		2
SR0501-1.1	1260.74	191	massive	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
SR0503-4.8	1267.88	191	massive	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
SR0504-2.3	1270.25	191	massive	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
SR0505-8.5	1275.10	191	massive	X	X	X	X	X	X	X				
SR0507-3.2	1279.00	191	massive	X	X	X	X	X	X	X				
SR0508-4.4	1282.45	191	massive	X	X	X	X	X	X	X				2
SR0548-6.9	1403.45	198	hyaloclastite	X	X	-								
SR0548-10.0	1404.40	199	massiv lava	X	X	X								
SR0552-1.8	1408.60	200	hyaloclastite	X	X	-								
SR0552-3.0	1409.06	200	hyaloclastite	X	X	-								
SR0552-6.4	1410.01	201	massive	X	X	X								2
SR0554-0.8	1414.55	202	hyaloclastite	X	X	X								2
SR0573-9.6	1473.62	202	hyaloclastite	X	X	-								
SR0574-8.6	1476.36	202	hyaloclastite	X	X	-								
SR0575-5.5	1478.46	202	hyaloclastite	X	X	X								

sample	depth [mbsl]	unit	rock type	κ	f _{in}	AMS	lowT	highT	AF	IRM	ps	mp	sem	share
SR0578-7.5	1485.48	203	massive	x	x	x								
SR0579-2.2	1486.91	204	hyaloclastite	x	x	-								
SR0623-1.7	1582.16	218	hyaloclastite	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	1,2
SR0623-10.9	1584.96	219	massive/conglomerate	x	x	x	x				x			1
SR0625-0.6	1588.07	220	hyaloclastite	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	1
SR0626-11.0	1594.44	221	massive basalt	x	x	x	x	x	x	x	x			1
SR0628-7.8	1598.95	222	hyaloclastite	x	x	x	x	x	x	x				1
SR0629-3.2	1600.60	223	hyaloclastite	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	1
SR0630-4.2	1603.95	224	massive basalt	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	1
SR0648-9.2	1659.12	233	hyaloclastite	x	x	x								
SR0649-4.7	1660.80	234	massive basalt	x	x	x								2
SR0650-7.5	1664.09	236	massive basalt	x	x	x								
SR0651-2.4	1665.58	237	hyaloclastite	x	x	-								
SR0652-1.2	1668.26	238	hyaloclastite	x	x	x	x	x	x	x	x			
SR0652-1.4	1668.32	238	hyaloclastite	x	x	x	x	x	x	x	x			
SR0689-8.0	1781.28	248	hyaloclastite	x	x	x	x	x	x	x	x	x		
SR0690-2.7	1782.50	249	massive basalt	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
SR0690-6.0	1783.72	250	hyaloclastite	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
SR0690-6.4	1783.84	250	hyaloclastite	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	3,4
SR0691-8.7	1787.59	251	massive basalt	x	x	x	x	x	x	x	x			2
SR0694-10.9	1794.97	253	massive basalt	x	x	x	x	x	x	x				
SR0713-21.8	1879.64	262	hyaloclastite	x	x	x								
SR0714-0.1	1879.61	262	hyaloclastite	x	x	x	x	x	x	x				
SR0714-9.2	1882.38	262	hyaloclastite	x	x	x	x	x	x	x	x			
SR0714-18.9	1885.34	263	intrusion	x	x	x	x	x	x	x				2
SR0715-5.6	1887.08	263	intrusion	x	x	x	x	x	x	x	x			
SR0715-10.8	1888.66	264	hyaloclastite	x	x	x	x	x	x	x				
SR0715-11.5	1888.88	264	hyaloclastite	x	x	x	x	x	x	x	x			
SR0716-3.3	1890.95	264	hyaloclastite	x	x	x	x	x	x	x				
SR0719-2.5	1909.75	264	hyaloclastite	x	x	x								
SR0719-2.7	1909.82	264	hyaloclastite	x	x	x								
SR0719-17.5	1914.30	266	intrusion	x	x	x								
SR0719-21.4	1915.52	267	hyaloclastite	x	x	x								
SR0720-11.7	1919.08	267	hyaloclastite	x	x	x								
SR0720-16.0	1920.42	267	hyaloclastite	x	x	x								
SR0720-20.3	1921.73	268	intrusion	x	x	x								2
SR0722-0.8	1923.41	269	hyaloclastite	x	x	x								

sample	depth [mbsl]	unit	rock type	κ	f ₄₀	AMS	lowT	highT	AF	IRM	ps	mp	sem	share
SR0722-8.8	1925.85	270	hyaloclastite	X	X	X								2
SR0733-8.3	1981.96	275	sediments	X	X	X								
SR0733-19.6	1985.35	276	pillow	X	X	X	X	X	X	X				
SR0734-4.3	1987.27	276	pillow	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0735-10.7	1992.23	278	pillow	X	X	X	X	X	X	X				
SR0737-3.8	1995.56	278	pillow	X	X	X	X	X	X	X				
SR0740-0.2	2000.49	278	pillow	X	X	X	X	X	X	X				2
SR0741-20.3	2013.02	280	pillow	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0743-3.4	2017.17	280	pillow	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0743-15.8	2020.95	280	pillow	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0775-15.0	2201.60	286	hyaloclastite	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0776-6.1	2205.41	286	hyaloclastite	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0776-18.9	2209.31	286	hyaloclastite / clast	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0776-19.2	2209.43	286	hyaloclastite	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0777-2.9	2211.05	286	hyaloclastite	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0777-5.2	2211.72	286	hyaloclastite	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0780-5.1	2231.35	287	hyaloclastite	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0780-8.3	2232.32	287	hyaloclastite	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0781-10.7	2239.43	288	pillow	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0781-19.8	2242.26	288	pillow	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0786-1.3	2256.10	288	pillow	X	X	X	X	X	X	X	X			2
SR0786-8.6 - 8	2258.35	288	pillow	X	X	X	3x	3x	2x	2x	X			
SR0799-1.7	2310.90	290	pillow	X	X	X	X	X	X	X				2
SR0799-16.0	2315.32	291a	pillow	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	2
SR0800-0.9	2317.24	291a	pillow	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
SR0800-1.0	2317.30	291b	pillow	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0800-6.2	2318.83	291b	pillow	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0800-19.8	2323.03	291	pillow	X	X	X	X	X	X	X	X			2
SR0801-13.4	2327.57	291	pillow	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0801-15.1	2328.15	292	pillow breccia	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
SR0803-2.4	2332.21	292	pillow	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
SR0835-18.8-1	2464.64	295	pillow	X	X	X	3x	3x	3x	3x	3x			
SR0836-10.1	2468.00	295	pillow	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0836-16.1	2469.89	295	pillow	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0842-1.4	2502.56	298	massive basalt	X	X	X								
SR0843-1.8	2509.36	300	massive basalt	X	X	X								
SR0843-6.5	2510.85	301	hyaloclastite	X	X	X	X	X	X	X	X			

sample	depth [mbsl]	unit	rock type	κ	f_{HD}	AMS	lowT	highT	AF	IRM	ps	mp	sem	share
SR0843-7.5	2511.13	301	hyaloclastite	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0843-8.1	2511.28	301	hyaloclastite	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0843-8.5	2511.43	302	intrusion	X	X	X	X	X	X	X	X			2
SR0844-4.4	2514.78	302	intrusion	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0844-10.3	2516.52	302	intrusion	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0908-0.2	2791.45	322	hyaloclastite	X	X	X								
SR0908-5.3	2793.00	322	hyaloclastite	X	X	X								
SR0908-18.2	2796.94	323	massive basalt	X	X	X								2
SR0908-19.3	2797.24	323	massive basalt	X	X	X								
SR0910-1.8	2805.04	324d	hyaloclastite	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0910-2.6	2805.29	324d	hyaloclastite	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0910-3.7	2805.62	324d	hyaloclastite	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0943-2.1-2.	2975.82	335-336d	pillow-intrusion	X	X	X	3X	3X	3X	3X	2X			
SR0944-0.2	2976.46	336d	intrusion	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0944-1.9	2977.01	336d	intrusion	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0950-5.8	2996.15	337e	hyaloclastite	X	X	-	X	X	-	-				
SR0950-6.7	2996.37	336i	intrusion	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0951-7.7	2997.53	336i	intrusion	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0951-16.4	3001.18	336i	intrusion	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0952-1.5	3001.55	338	pillow	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0953-6.2	3003.90	338	pillow	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0956-2.0	3013.25	341b	intrusion	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	2
SR0956-15.5	3017.40	341b	intrusion	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
SR0957-3.9	3020.29	341b	intrusion	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
SR0958-4.5	3023.80	340e	pillow	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0959-0.2	3026.76	340e	pillow	X	X	X	X	X	X	X	X			
SR0959-4.3	3028.01	340e	pillow	X	X	X	X	X	X	X	X			

κ : magnetic susceptibility at 30 and 300 A/m, f_{HD} : field-dependence of κ : $[(\kappa_{300 A/m} - \kappa_{30 A/m}) / \kappa_{300 A/m}] * 100$,

lowT: κ measured between -192 and 0 °C, highT: κ measured between room temperature and 700 °C,

AF: alternating field demagnetization, IRM: acquisition of induced remanent magnetization,

ps: polished thin section, mp: microprobe analysis, sem: scanning electron microscope,

share: sample exchange with... 1: U.Harms, R.Pechnig, 2: Z.Berner, 3: K.Heide, 4: U.Golla/A.Putnis

sample	lithology	unit	depth [mbs]	NRM [A/m]	$K_{(30\text{A/m})}$ [10^{-3} SI]	f_{fd} [%]	Q	T_{CN} [°C]	AR (100°C)	group	RS	MDF [mT]	M_{res} [%]	$NRM_{\text{max}}/M_{\text{rs}}$	M_{rs} (IRM) [A/m]	X-NRM-IRM = H_{cr} [mT]	magma type
SR0101-3.0	transitional	29	187.5	2.9	6.9	0.1	15.0	520 / 590	1.02	3	1.5	44	8	<0.013	>229	>40	ML
SR0101-7.0	aa	31	188.8	3.4	35.7	0.8	3.4	525 / 584	1.02	2	1.4	29	12	<0.003	>1161	>35	ML
SR0101-8.3	aa	32	189.1	-	27.6	1.2	-	505 / 555	1.66	1a/2	0.5	17	5	-	-	-	ML
SR0101-9.4	aa	32	189.4	-	11.7	17.7	-	-180 / 310 / 390 / 550	1.86	1b	0.4	15	6	-	-	-	ML
SR0102-1.3	aa	32	190.0	-	10.4	28.1	-	-165 / 190 / 370 (470)	1.26	1b	0.7	18	12	-	219	13	ML
SR0102-1.75	aa	32	190.2	5.2	24.1	6.4	7.8	264 / 500	0.96	1a/2	1.0	19	3	<0.016	>334	>21	ML
SR0102-8.9	aa	32	192.3	-	10.4	34.0	-	-165 / 74 (390)	1.23	1b	0.6	90?	63	-	>117	>45	ML
SR0104-4.7	aa	32	197.3	-	3.9	7.2	-	(-105) 175 / 500	0.68	1b	1.3	49	34	-	-	-	ML
SR0104-6.5	aa	32	197.9	-	4.6	10.8	-	(-105) 205 / 480	0.64	1b	1.4	32	22	-	-	-	ML
SR0105-10.1	soil	33	201.6	x	x	0.0	x	-	-	1a	0.3	x	x	x	x	x	ML
SR0106-0.7	ash	34	201.8	x	x	0.1	x	-	-	1b	1.0	x	x	x	x	x	ML
SR0106-1.8	aa	35	202.1	1.3	2.4	0.4	19.9	(240) 515 / 570	0.52	2/3	0.8	110	37	<0.007	>196	>58	ML
SR0118-0.3	pahoehoe	37	235.3	2.8	2.5	1.2	40.2	230 (360 / 525) 577	0.45	2/3	1.1	42	13	<0.009	>>297	>44	ML
SR0119-10.8	transitional	40	241.7	2.5	9.7	3.0	9.2	518 / 564	1.04	3	1.4	20	4	<0.013	>190	>20	ML
SR0121-10.4	transitional	42	248.0	-	17.1	11.4	-	170 / 570	1.16	2/1a	0.9	29	20	-	-	-	MK-PS
SR0123-5.9	aa	43	250.9	15.7	24.9	3.9	22.5	522	1.13	2	0.8	34	4	0.029	540	31	MK-PS
SR0127-0.4	transitional	46	260.4	5.6	14.7	1.0	13.6	-90 / 525 / 569	0.89	3	1.6	27	6	0.016	360	26	MK-PS
SR0129-4.5	aa	47	267.2	5.3	20.5	18.3	9.2	136 / 550 / 581	1.02	2/1a	0.6	39	6	0.010	530	36	MK-PS
SR0131-1.4	aa	48	272.7	-	65.0	6.0	-	515 / 565	1.10	2	1.1	24	10	-	-	-	MK-PS
SR0131-4.4	aa	48	273.6	5.8	85.6	4.9	2.4	467 / 554 / 575	1.08	2	1.1	45	8	<0.002	>3643	>43	MK-PS
SR0131-6.6	aa	48	274.3	-	72.6	26.7	-	204 (570)	0.82	1a	0.1	8	6	-	-	-	MK-PS
SR0132-0.6	aa	48	275.8	-	68.8	34.5	-	55 (470)	1.47	1a	0.1	8	7	-	-	-	MK-PS
SR0132-5.3	aa	48	277.2	5.8	50.4	35.2	4.1	102 (570)	1.49	1a	0.1	14	2	0.015	395	12	MK-PS
SR0133-4.0	aa	49	280.0	1.7	4.8	0.0	12.5	573	0.87	3	1.2	33	16	0.016	102	33	MK-PS
SR0347-8.9	aa, altered	137	816.6	x	x	0.3	x	425 / 569	0.82	2	1.2	x	x	x	x	x	MK-1
SR0347-10.9	aa, altered	137	817.2	x	x	1.8	x	482 / 535	0.85	2	0.8	x	x	x	x	x	MK-1
SR0348-5.0	aa, altered	137	817.3	x	x	0.0	x	(550) 575	0.63	2	1.1	x	x	x	x	x	MK-1
SR0349-1.0	aa, altered	137	819.2	x	x	1.7	x	340 / 540	0.76	2	1.1	x	x	x	x	x	MK-1
SR0350-0.5	aa, baked	137	820.0	x	x	3.3	x	310 / 545 (590)	0.83	2	1.1	x	x	x	x	x	MK-1
SR0350-3.4	aa	137	820.9	3.3	46.4	2.4	2.6	520 / 570	0.86	2	0.9	18	6	<0.006	>528	>23	MK-1
SR0351-4.0	aa	137	824.1	1.7	20.0	28.7	3.1	-160 / 260 / 475 (580)	0.90	1b/2	0.5	10	1	0.009	190	14	MK-1
SR0352-8.4	aa	137	828.4	-	16.2	5.1	-	-150 / 245 / 520 / 570	0.85	2/1b	1.1	40	9	<0.139	>490	>36	MK-1
SR0352-9.0	aa, baked	138	828.6	5.3	7.4	0.1	25.6	(455) 575	0.69	2	1.0	77	27	<0.022	>>235	>64	MK-2
SR0354-1.3	aa, altered	138	831.8	5.7	15.1	2.2	13.5	(145 / 390) 535 (570)	0.95	2	1.1	35	8	<0.017	>326	>32	MK-2
SR0355-1.0	aa, altered	138	834.9	x	x	0.0	x	505 / 555	0.94	2	1.0	x	x	x	x	x	MK-2

sample	lithology	unit	depth [mbsl]	NRM [A/m]	$\kappa_{(30A/m)}$ [10^{-3} SI]	f_{hd} [%]	Q	$T_{C/N}$ [°C]	AR (100°C)	group	RS	MDF [mT]	M_{ros} [%]	NRM_{max}/M_{rs}	M_{rs} (IRM) [A/m]	X-NRM-IRM = H_{cr} [mT]	magma type
SR0355-2.1	aa, baked	138	835.2	-	33.7	3.3	-	510 / 565	0.88	2	0.8	-	-	-	-	-	MK-2
SR0355-4.4	aa, baked	138	835.9	5.1	10.3	2.8	17.8	500 / 575	0.80	2	1.0	58	14	<0.019	>268	>42	MK-2
SR0355-5.7	pahoehoe, baked	139	836.4	2.7	4.6	0.2	20.9	(400) 590	-	2	1.0	73	25	<0.042	>>64	>53	MK-2
SR0355-10.0	pahoehoe, altered	139	837.7	x	x	0.3	x	(505) 560	0.89	2	1.2	x	x	x	x	x	MK-2
SR0356-4.5	pahoehoe	139	839.0	5.9	11.1	9.0	19.0	20 / 515 / 570	-	2	0.7	39	6	<0.014	>412	>34	MK-2
SR0357-2.2	pahoehoe	139	841.4	3.1	10.3	0.0	11.0	-120 / 575	0.80	3	2.5	70	11	<0.011	>274	>58	MK-2
SR0357-9.6	pahoehoe altered	139	843.6	7.4	20.8	2.0	12.8	-38 / 530 / 580	-	2	1.2	35	7	<0.014	>513	>36	MK-2
SR0436-1.1	pahoehoe	163	1049.1	6.7	6.4	0.5	37.3	-112 / 15 / 570	0.86	3	2.1	36	10	<0.026	>260	>38	MK-1
SR0441-5.0	aa	166	1059.7	5.8	37.8	6.7	5.5	490 / 570	0.76	1a/2	0.6	10	9	<0.012	>500	>18	MK-1
SR0443-2.1	aa	166	1065.1	6.0	16.6	7.5	13.0	-165 / 220 / 490 / 575	0.77	1b/2	1.7	26	9	<0.013	>470	>29	MK-1
SR0443-6.5	aa, baked	166	1066.4	x	x	0.0	x	585	0.46	3	0.8	x	x	x	x	x	MK-1
SR0444-4.8	transitional	168	1068.7	x	x	0.9	x	-60 / 585	0.88	3	1.7	x	x	x	x	x	MK-1
SR0446-2.0	transitional	168	1073.6	6.3	11.6	1.5	19.5	-68 / 518 / 578	0.71	3	1.4	28	10	0.030	212	28	MK-1
SR0447-2.5	transitional	168	1077.1	5.2	26.2	3.1	7.1	-80 / 45 / 522 / 575	0.76	2/3	0.9	29	16	<0.028	>188	>22	MK-1
SR0448-2.2	hyaloclastite	169	1080.0	x	x	7.7	x	-150 / 220 / 460	0.50	1b	0.5	x	x	x	x	x	MK-1
SR0454-3.6	hyaloclastite	178	1095.4	4.2	2.1	4.2	70.4	para (560)	1.22	4	2.1	100	32	<0.044	>96	>67	MK-2
SR0454-4.3	hyaloclastite	178	1095.6	0.2	0.9	0.0	7.3	para / 580	1.28	4	1.6	60	22	<0.020	>9	>53	MK-2
SR0454-4.8	massive basalt	179	1095.7	5.8	3.0	5.4	69.6	-155 / 170 (340) ca550	1.71	1b/2	2.0	27	8	<0.077	>>68	>82	MK-2
SR0456-1.2	massive basalt	179	1099.2	3.1	6.2	10.9	18.3	-165 / 155 (470 / 590)	0.68	1b	0.6	18	5	0.022	144	15	MK-2
SR0501-1.1	massive basalt	191	1260.7	2.0	4.2	5.8	17.1	-132 / 295 / 500 (585)	0.68	1b/2	3.7	16	1	<0.018	>112	>16	MK-1
SR0503-4.8	massive basalt	191	1267.9	3.2	6.2	7.2	18.8	-38 / 332 / 518 (585)	0.77	1b/2	1.5	18	4	<0.017	>180	>17	MK-1
SR0504-2.3	massive basalt	191	1270.3	5.2	11.0	6.8	16.9	-122 / 298 / 488 (580)	0.74	1b	1.2	20	5	<0.020	>258	>18	MK-1
SR0505-8.5	massive basalt	191	1275.1	2.2	3.6	4.8	22.3	-150 / 274 / 505 (580)	0.72	1b/2	5.4	22	2	<0.018	>119	>20	MK-1
SR0507-3.2	massive basalt	191	1279.0	2.4	4.2	6.1	20.2	-112 / 310 / 505 (585)	0.75	1b/2	3.1	18	2	<0.019	>125	>18	MK-1
SR0508-4.4	massive basalt	191	1282.4	3.4	12.9	13.4	9.4	-110 / 305 (485 / 580)	0.84	1b	1.0	16	3	<0.016	>208	>16	MK-1
SR0623-1.7	hyaloclastite	218	1582.2	13.0	15.8	20.5	29.3	(10?) 295 / 526	0.62	1a/2	0.5	77	12	<0.025	>600	>42	MK-1
SR0623-10.9	massive/congl.	219	1585.0	x	7.5	1.2	x	-160	x	1b	0.7	x	x	x	x	x	MK-1
SR0625-0.6	hyaloclastite	220	1588.1	8.7	18.0	2.2	17.2	300 / 436	0.69	1a/2	0.4	30	3	<0.017	>521	>28	MK-1
SR0626-11.0	massive basalt	221	1594.4	6.1	4.9	15.3	43.3	-165 / 270 (520)	0.86	1b	2.9	24	4	<0.041	>149	>22	MK-1
SR0628-7.8	hyaloclastite	222	1599.0	0.2	7.8	3.1	1.0	330 / 515	0.94	1a/2	0.4	108	41	<0.002	>108	>50	MK-1
SR0629-3.2	hyaloclastite	223	1600.6	0.4	1.4	1.4	11.2	para / 580	0.59	4	1.9	24	4	0.015	30	25	MK-1
SR0630-4.2	massive basalt	224	1604.0	4.5	6.6	18.3	24.5	-165 / 286	0.90	1b	1.5	17	3	0.023	195	13	MK-1
SR0652-1.2	hyaloclastite	238	1668.3	0.1	2.4	1.6	1.6	585	0.83	2/4	1.2	20	5	0.002	53	28	MK-1
SR0652-1.4	hyaloclastite	238	1668.3	10.7	14.1	1.4	27.2	595	1.07	2	1.2	46	8	<0.019	>567	>50	MK-1
SR0689-8.0	hyaloclastite	248	1781.3	0.1	0.6	0.2	3.6	para / 580	0.39	4	2.5	54	2	<0.021	>3.1	>47	MK-1

sample	lithology	unit	depth [mbsl]	NRM [A/m]	$\kappa_{(30 A/m)}$ [10 ⁻³ SI]	f_{hd} [%]	Q	$T_{C/N}$ [°C]	AR (100°C)	group	RS	MDF [mT]	M_{res} [%]	NRM_{max}/M_{rs}	M_{rs} (IRM) [A/m]	X-NRM-IRM = H_{cr} [mT]	magma type
SR0690-2.7	massive basalt	249	1782.5	3.5	5.4	20.6	23.3	-160 / 182 (580)	0.90	1b	0.8	28	5	<0.019	>188	>24	MK-1
SR0690-6.0	hyaloclastite	250	1783.7	4.5	7.8	0.0	20.6	335 / 480 / 570	0.98	1a/2	1.2	93	32	<0.022	>>201	>55	
SR0690-6.4	hyaloclastite	250	1783.8	5.6	18.0	1.6	11.2	475 / 535	1.12	2/1a	1.1	21	4	<0.010	>576	>25	
SR0691-8.7	massive basalt	251	1787.6	4.5	7.3	25.1	21.7	-165 / 175 (570)	0.87	1b	0.7	18	2	<0.022	>206	>17	MK-1
SR0694-10.9	massive basalt	253	1795.0	0.3	1.3	3.1	7.7	para / 20	0.71	4/1a	1.3	19	2	<0.020	>14	>19	MK-1
SR0713-21.8	hyaloclastite	262	1879.6	2.4	7.2	5.5	12.0	-	-	-	-	13	7	0.020	119	13	
SR0714-0.1	hyaloclastite	262	1879.6	2.0	6.4	4.8	11.3	-168 / 170 / 362 / 494	0.76	1b	0.4	13	7	0.019	102	13	
SR0714-9.2	hyaloclastite	262	1882.4	1.7	1.5	0.7	40.5	para / 534 (580)	0.58	4	2.5	81	23	<0.030	>>56	>65	
SR0714-18.9	intrusion	263	1885.3	7.7	12.5	22.8	22.1	-160 / 246 (490 / 580)	0.89	1b	1.3	17	11	0.030	275	16	MK-1
SR0715-5.6	intrusion	263	1887.1	8.8	10.1	19.8	31.3	-166 / 240 (510)	0.83	1b	1.3	21	9	0.028	315	20	MK-1
SR0715-10.8	hyaloclastite	264	1888.7	0.6	1.3	1.6	17.4	para / 365 / 560	0.80	4	2.2	50	7	<0.025	>21	>44	
SR0715-11.5	hyaloclastite	264	1888.9	2.7	22.2	4.7	4.4	(8) 508	1.42	2	0.9	18	13	0.009	279	21	
SR0716-3.3	hyaloclastite	264	1890.9	5.7	24.9	29.5	8.2	-154 / 200	0.95	1b	0.5	9	-	-	-	-	
SR0733-19.6	pillow	276	1985.3	5.1	4.9	13.4	36.8	-145 / 100 (580)	0.79	1b	0.7	16	3	0.048	103	13	MK-3
SR0734-4.3	pillow	276	1987.3	0.8	1.4	2.1	20.4	-170 / 40 / 576	0.89	1b	1.2	9	1	0.054	14	10	MK-3
SR0735-10.7	pillow	278	1992.2	8.7	7.3	22.3	42.7	-150 / 140 ((580))	0.87	1b	0.6	17	1	0.046	186	13	MK-3
SR0737-3.8	pillow	278	1995.6	1.1	1.2	1.5	31.3	-145 / 118 ((580))	0.46	1b	1.1	22	1	0.050	22	20	MK-3
SR0740-0.2	pillow	278	2000.5	2.0	3.0	9.6	24.1	-165 / 146 / 554	0.69	1b	0.9	10	2	0.040	54	10	MK-3
SR0741-20.3	pillow	280	2013.0	1.3	1.5	3.9	31.5	-146 / 59	0.65	1b	1.2	18	2	0.043	28	18	MK-3
SR0743-3.4	pillow	280	2017.2	6.4	6.1	17.3	37.4	-164 / 184 / 535	0.88	1b	0.8	19	5	0.042	145	16	MK-3
SR0743-15.8	pillow	280	2020.9	8.2	10.1	27.9	29.0	< -160 / 208 ((580))	0.91	1b	0.5	8	4	0.048	171	8	MK-3
SR0775-15.0	hyaloclastite	286	2201.6	0.3	0.9	1.6	13.6	para	0.37	4	2.2	78	15	<0.029	>12	>58	MK-1
SR0776-6.1	hyaloclastite	286	2205.4	0.0	0.5	0.0	0.5	para	0.29	4	2.3	39	19	<0.007	>1.1	>35	MK-1
SR0776-18.9	clast - hyaloc.	286	2209.3	7.5	10.8	18.8	26.4	-150 / 158	0.92	1b	1.4	13	2	0.028	268	10	MK-1
SR0776-19.2	hyaloclastite	286	2209.4	0.6	5.6	3.6	3.8	305 / 512	0.65	1a/2	0.5	16	10	0.006	104	20	MK-1
SR0777-2.9	hyaloclastite	286	2211.0	0.6	7.0	3.1	3.0	342 / 519	0.76	1a/2	0.7	6	3	<0.003	>178	>17	MK-1
SR0777-5.2	clast - hyaloc.	286	2211.8	2.8	12.8	2.3	7.9	300 / 520	0.83	1a/2	0.5	25	5	0.008	369	22	MK-1
SR0780-5.1	hyaloclastite	287	2231.3	0.0	0.5	0.2	x	para / 585	0.65	4	2.4	67	23	<0.011	>1.4	>47	MK-1
SR0780-8.3	hyaloclastite	287	2232.3	0.8	2.5	0.8	10.8	265 / 508 / 580	0.37	2/3	1.6	100	32	<0.012	>61	>55	MK-1
SR0781-10.7	pillow	288	2239.4	25.8	7.0	10.4	131.6	-138 / 218 / 505 / 575	1.12	1b/2	1.1	18	1	0.052	484	20	MK-3
SR0781-19.8	pillow	288	2242.3	13.1	15.2	5.0	30.9	-152 / 232 / 505 / 580	0.89	1b/2	1.1	17	2	0.025	502	18	MK-3
SR0786-1.3	pillow	288	2256.1	8.6	5.8	9.7	53.2	65 / 590	0.48	1b	0.6	13	5	-	-	-	MK-3
SR0786-8.6	pillow	288	2258.4	x	x	1.4	x	-140 / 188 / 470 / 580	0.54	1b	0.9	x	x	x	x	x	MK-3
SR0786-8.7	pillow	288	2258.4	17.8	4.8	2.8	131.7	170 / 480 / 585	0.64	1b	0.5	26	3	0.050	347	28	MK-3
SR0786-8.8	pillow	288	2258.4	15.4	6.7	3.4	81.4	155 / 490 / 585	0.82	1b	0.5	18	3	0.040	385	19	MK-3

sample	lithology	unit	depth [mbs]	NRM [A/m]	$\kappa_{(30, A/m)}$ [10^{-3} SI]	f_{hd} [%]	Q	$T_{C/N}$ [°C]	AR (100°C)	group	RS	MDF [mT]	M_{res} [%]	NRM_{max}/M_{rs}	M_{rs} (IRM) [A/m]	X-NRM-IRM = H_{cr} [mT]	magma type
SR0799-1.7	pillow	290	2310.9	9.4	4.8	7.6	69.5	-150 / 195 / 490	1.29	1b	0.5	21	6	0.050	187	19	MK-3
SR0799-16.0	pillow	291	2315.3	8.9	28.6	34.4	11.1	135 (580)	0.85	1a	0.1	6	1	0.033	267	5	MK-3
SR0800-0.9	pillow	291	2317.2	2.9	26.7	19.1	3.9	110 (213)	1.21	1a	0.1	19	7	0.010	286	12	MK-3
SR0800-1.0	pillow	291	2317.3	7.5	19.1	17.7	14.0	-155 / 265 / 470	0.85	1b	0.6	9	2	0.029	253	10	MK-3
SR0800-6.2	pillow	291	2318.8	6.1	17.9	21.5	12.1	-175 / 215 / 480	0.86	1b	0.3	12	4	0.028	220	11	MK-3
SR0800-19.8	pillow	291	2323.0	3.2	11.2	17.6	10.1	-160 / 240 / 505	0.98	1b	1.2	13	4	0.026	120	16	MK-3
SR0801-13.4	pillow	291	2327.6	6.4	12.4	9.5	18.5	-175 / 180 (505)	0.94	1b	0.3	13	3	0.025	255	13	MK-3
SR0801-15.1	pillow breccia	292	2328.2	18.0	3.2	3.4	200.5	para / (290) 575	0.13	4	1.4	61	14	<0.067	>271	>53	MK-3
SR0803-2.4	pillow	292	2332.2	3.9	5.5	7.0	25.7	-155 / 210 / 520	1.19	1b	0.4	32	9	0.029	134	22	MK-3
SR0835-18.9	pillow	295	2464.7	x	x	2.9	3.5	280 / 570	0.12	4	2.2	15	2	<0.021	>0.09	>26	MK-3
SR0835-19.0	pillow	295	2464.7	8.4	5.9	2.7	50.7	220 / 562	0.93	1a/2	0.6	30	4	0.030	265	29	MK-3
SR0835-19.1	pillow	295	2464.7	x	x	2.6	32.8	290? / 506	1.04	1a/2	0.7	29	1	<0.029	>11	>33	MK-3
SR0836-10.1	pillow	295	2468.0	10.8	8.8	3.3	44.0	-158 / 205 / 495 / 576	0.96	1b/2	0.6	20	2	0.034	323	19	MK-3
SR0836-16.1	pillow	295	2469.9	4.1	14.0	8.5	10.6	-142 / 272 / 500 / 575	0.72	1b/2	1.4	20	8	0.018	235	16	MK-3
SR0843-6.5	hyaloclastite	301	2510.9	0.4	1.3	1.5	10.1	570	1.44	4	1.3	38	5	0.020	17	37	MK-3
SR0843-7.5	hyaloclastite	301	2511.1	2.0	4.3	0.5	16.7	380 / 570	1.12	4/2	1.8	52	6	<0.029	>69	>46	MK-1
SR0843-8.1	hyaloclastite	301	2511.3	4.9	11.4	0.9	15.3	165 (332) 580	1.00	2	0.9	47	10	<0.024	>199	>42	MK-1
SR0843-8.5	intron	302	2511.4	10.6	12.8	5.2	29.5	-165 / 415 (570)	0.94	1b	0.7	22	2	0.035	297	22	MK-1
SR0844-4.4	intron	302	2514.8	1.6	6.5	23.4	8.7	-155 / 285 (570)	1.00	1b	1.0	11	14	0.024	69	10	MK-1
SR0844-10.3	intron	302	2516.5	1.0	7.1	26.9	4.8	-160 / 270 (575)	0.97	1b	0.5	15	23	0.018	55	14	MK-1
SR0910-1.8	hyaloclastite	324d	2805.0	8.6	6.7	1.6	45.5	-52 / 500	0.99	1a/2?	2.4	56	12	0.035	235	48	MK-1
SR0910-2.6	hyaloclastite	324d	2805.3	7.0	4.7	0.0	53.2	505	1.32	4/2	3.3	89	19	<0.062	>>112	>64	MK-1
SR0910-3.7	hyaloclastite	324d	2805.6	0.5	1.6	0.0	11.6	para / 548	0.92	4	2.4	31	5	0.029	15	33	MK-1?
SR0943-2.1	pillow	335d	2975.8	19.4	11.6	4.9	59.7	-124 / 190 / 495 (575)	1.26	1b/2	0.8	20	1	0.029	636	26	MK-3?
SR0943-2.2	pillow-intrusion	336d	2975.9	14.2	15.9	7.6	32.0	-141 / 528 (564)	0.85	2/1b	1.0	18	2	0.025	560	21	MK-3?
SR0943-2.3	intron	336d	2975.9	4.4	18.7	17.6	8.4	270 ((570))	1.02	1b	0.3	9	13	0.015	285	12	MK-3?
SR0944-0.2	intron	336d	2976.5	3.3	25.6	25.8	4.6	-154 / 222 (576)	0.94	1b	0.7	11	23	0.021	192	12	MK-3?
SR0944-1.9	intron	336d	2977.0	3.6	25.4	24.4	5.1	182 ((575))	1.04	1a	0.2	17	22	0.020	201	19	MK-3?
SR0950-5.8	hyaloclastite	337e	2996.2	x	x	1.2	x	-141 / 256 / 559	1.02	1b/2	0.7	x	x	x	x	x	MK-3?
SR0950-6.7	intron	336i	2996.4	3.6	32.3	23.6	4.0	-185 / 225	0.91	1b	0.3	20	21	0.015	253	14	MK-3?
SR0951-7.7	intron	336i	2997.5	4.1	19.6	17.6	7.5	200	0.97	1a	0.2	19	16	<0.016	>277	>15	MK-3?
SR0951-16.4	intron	336i	3001.2	4.6	29.6	24.7	5.5	-158 / 230	0.82	1b	0.6	11	22	0.020	222	11	MK-3?
SR0952-1.5	pillow	338	3001.5	5.0	9.5	15.2	18.8	-142 / 228 / 485	0.81	1b	0.8	15	7	0.021	236	14	MK-1
SR0956-2.0	intrusive	341b	3013.3	11.2	24.7	14.2	16.1	-144 / 262 (480)	0.89	1b	0.7	15	2	0.019	582	15	MK-4
SR0956-15.5	intrusive	341b	3017.4	2.7	39.6	22.4	2.4	204	0.86	1a	0.2	4	10	0.010	277	8	MK-4

sample	lithology	unit	depth [mbsl]	NRM [A/m]	$\kappa_{(30\text{ A/m})}$ [10 ⁻³ SI]	f_{hd} [%]	Q	$T_{\text{c/N}}$ [°C]	AR (100°C)	group	RS	MDF [mT]	M_{res} [%]	$\text{NRM}_{\text{max}}/M_{\text{rs}}$	M_{rs} (IRM) [A/m]	X-NRM-IRM = H_{cr} [mT]	magma type
SR0957-3.9	intrusive	341b	3020.3	13.3	28.0	12.8	17.0	-145 / 273 (480)	0.86	1b	0.6	8	1	0.020	670	10	MK-4
SR0958-4.5	pillow	340e	3023.8	6.5	3.4	7.2	69.2	-135 / 245 / 580	0.81	1b	0.8	28	7	0.034	193	28	MK-1
SR0959-0.2	pillow	340e	3026.8	3.1	13.5	22.4	8.2	-135 / 285	0.89	1b	0.8	21	8	0.017	182	15	MK-1
SR0959-4.3	pillow	340e	3028.0	4.6	2.1	1.0	80.4	-130 / 262 / 530	0.82	1b/2	1.3	58	8	<0.050	>102	>50	MK-1

NRM: natural remanent magnetization; $\kappa_{(30\text{ A/m})}$: magnetic susceptibility measured in a field of 30 A/m (x = no standard cylinders available); f_{hd} : field dependence of κ (at 30 and 300 A/m);

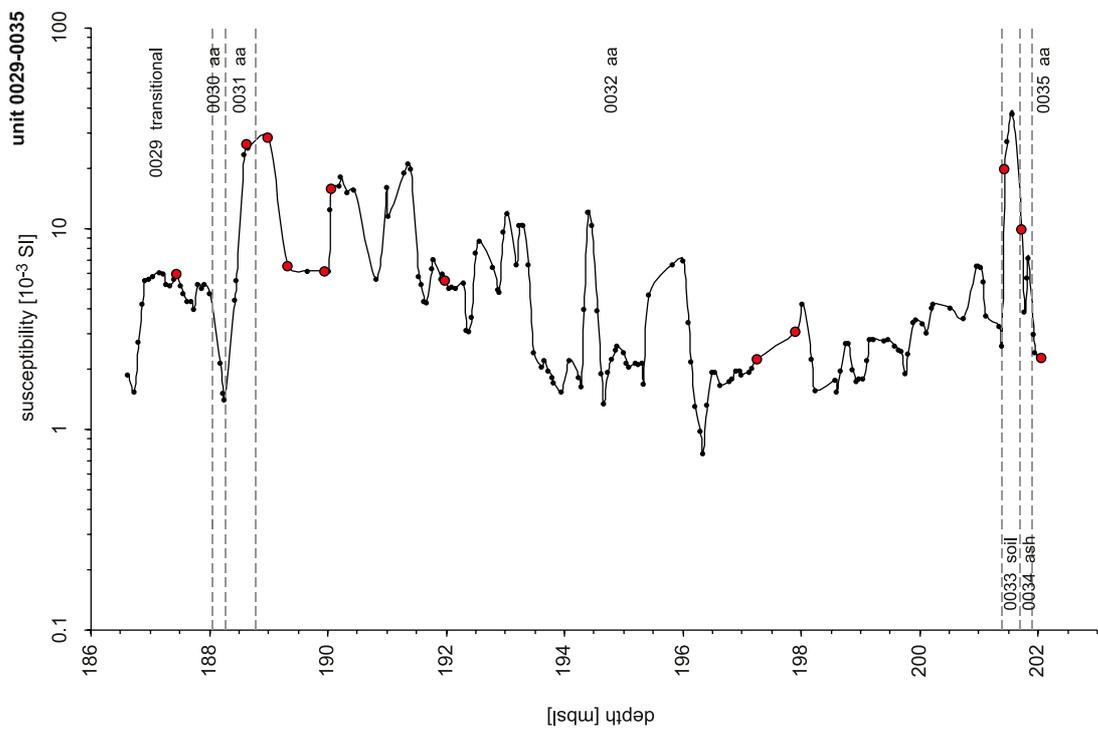
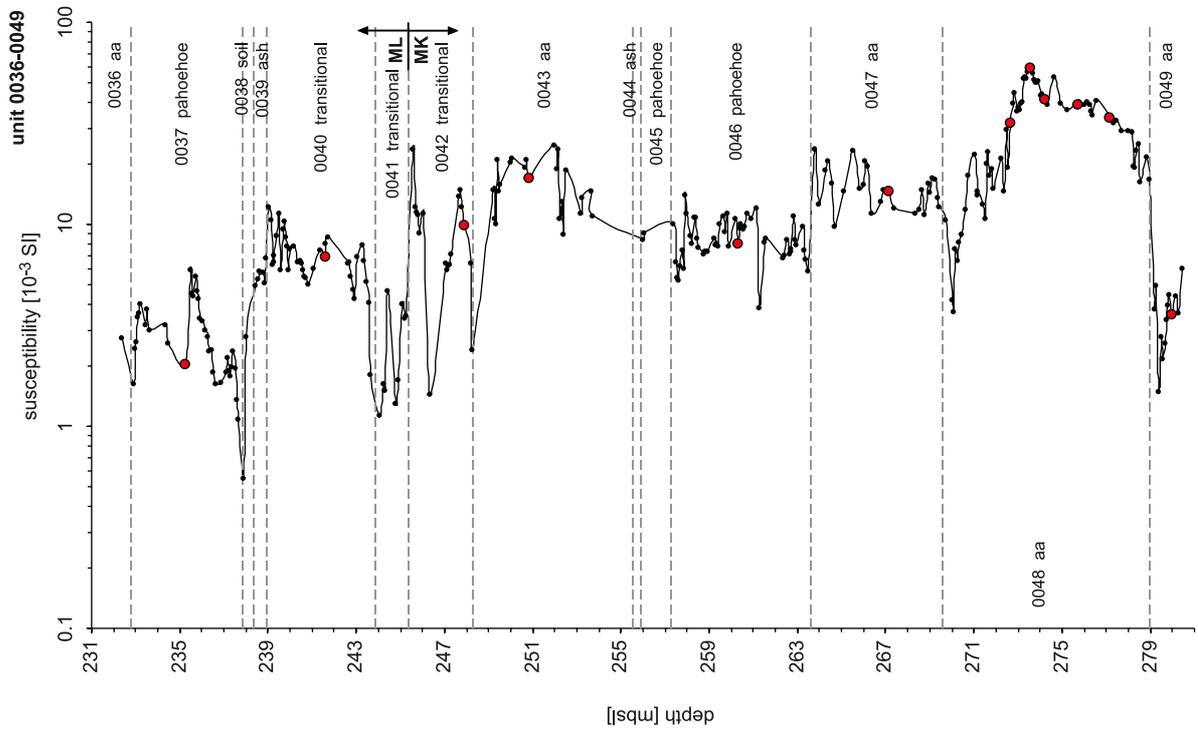
Q: Königsberger ratio; T_{c} : Curie temperature, determined after method described by *Gromme et al.* (1969); AR(100°C): $\kappa_{\text{heating}} / \kappa_{\text{cooling}}$ at 100 °C;

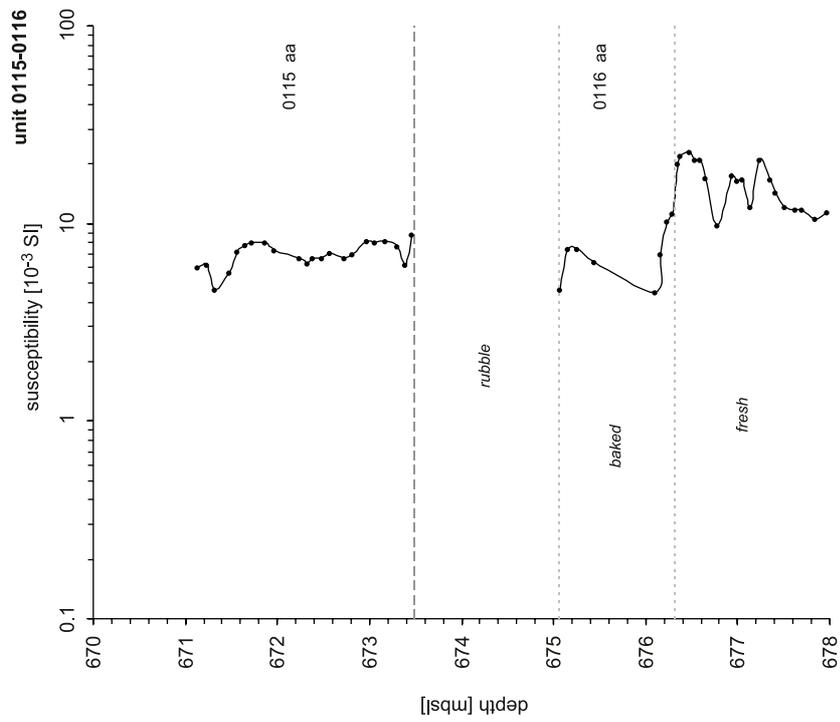
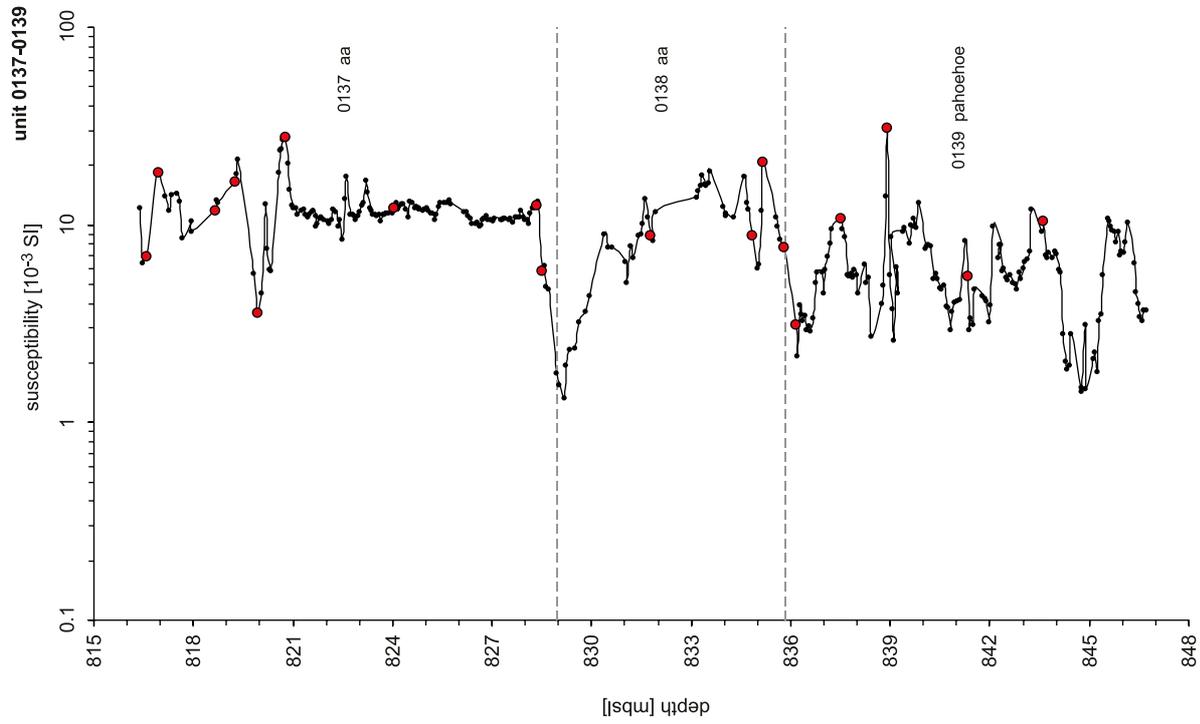
group: sample grouping due to temperature dependent susceptibility behavior; RS: $\kappa_{-192^\circ} / \kappa_{92^\circ}$; MDF: median destructive field; M_{res} : residual magnetization after

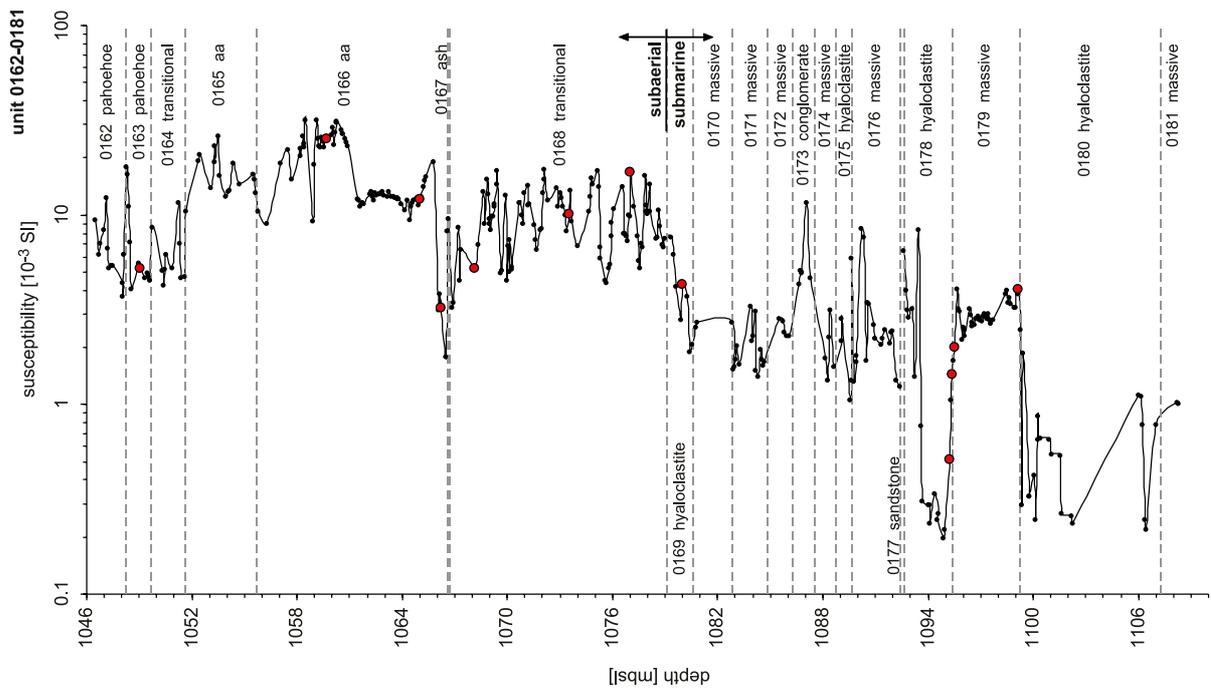
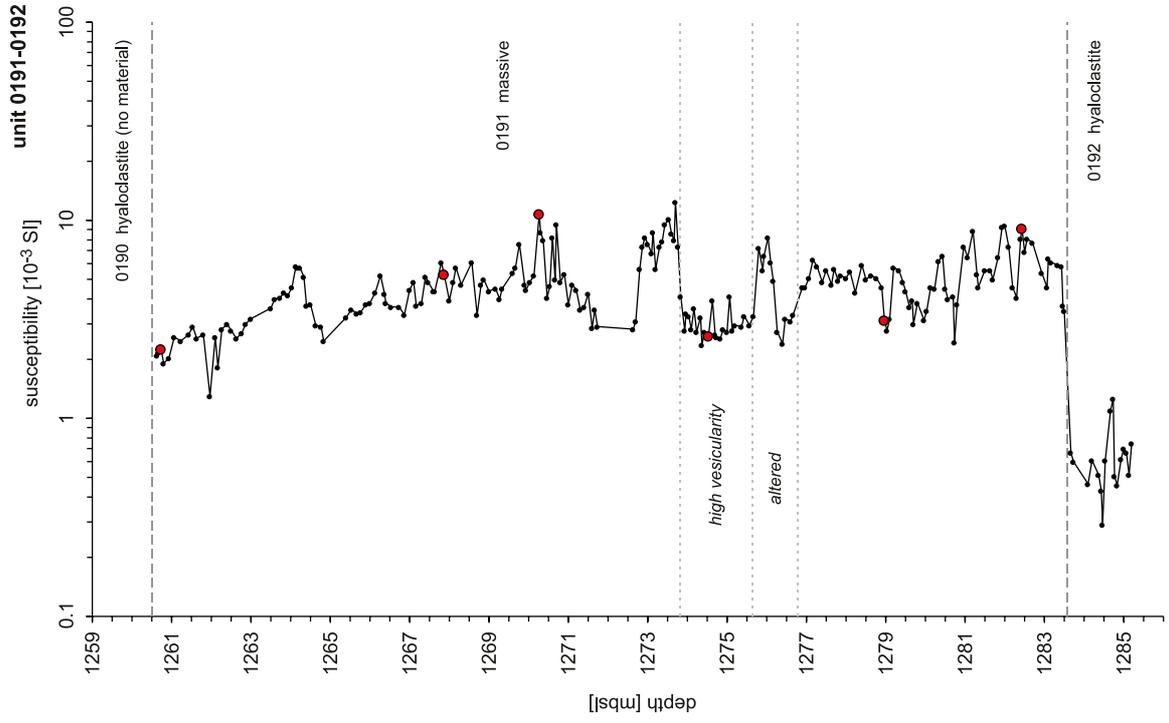
demagnetization in maximum field of 160 mT; M_{rs} (IRM): isothermal acquired saturation-magnetization (directed max-field < 100 mT); X-NRM-IRM: crossing of NRM-

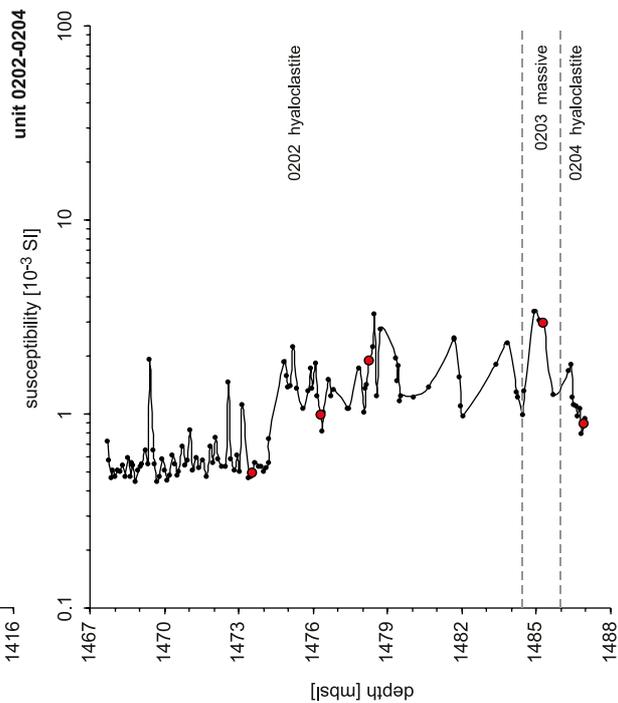
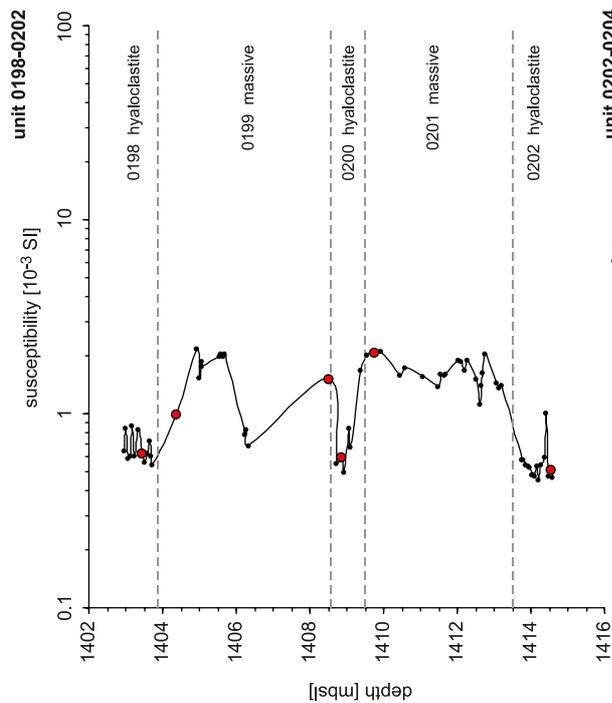
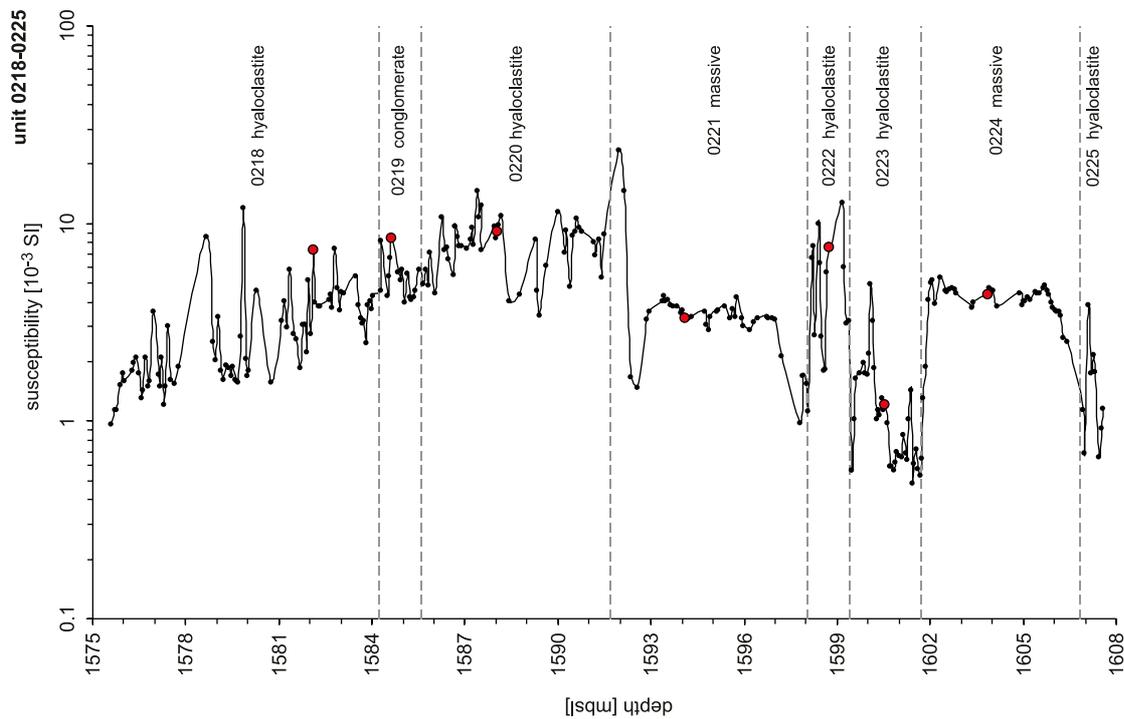
and IRM-magnetization curves (= H_{cr}); * = M_{rs} at 70 mT, those samples were provided by J. Kirschvink and have a smaller volume of 1.7 cm³;

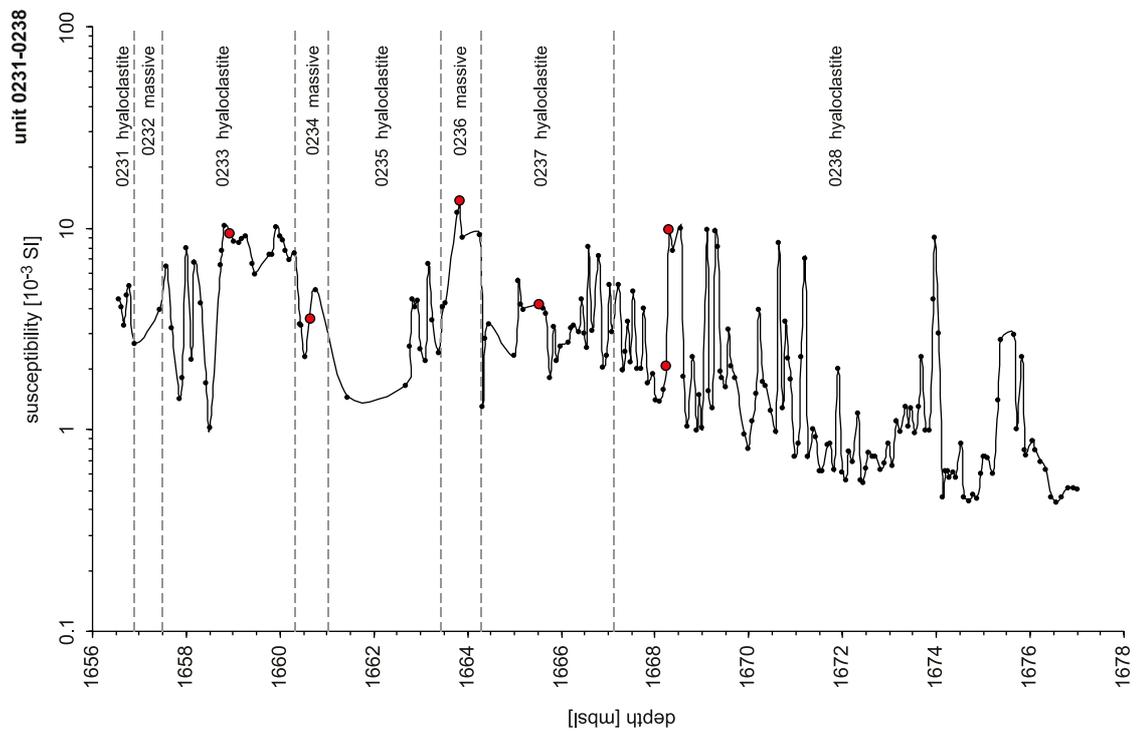
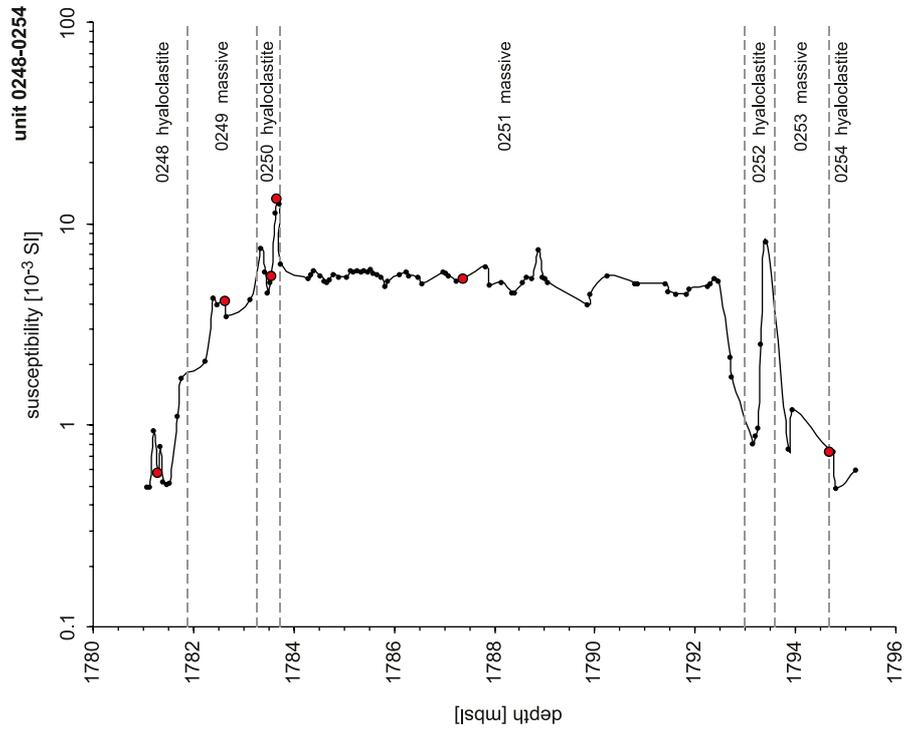
magma Type: ML = Mauna Loa tholeiites, MK-ps = Mauna Kea post-shield, MK-1 to 4 = tholeiitic Mauna Kea (after *Rhodes & Vollinger*, 2004).

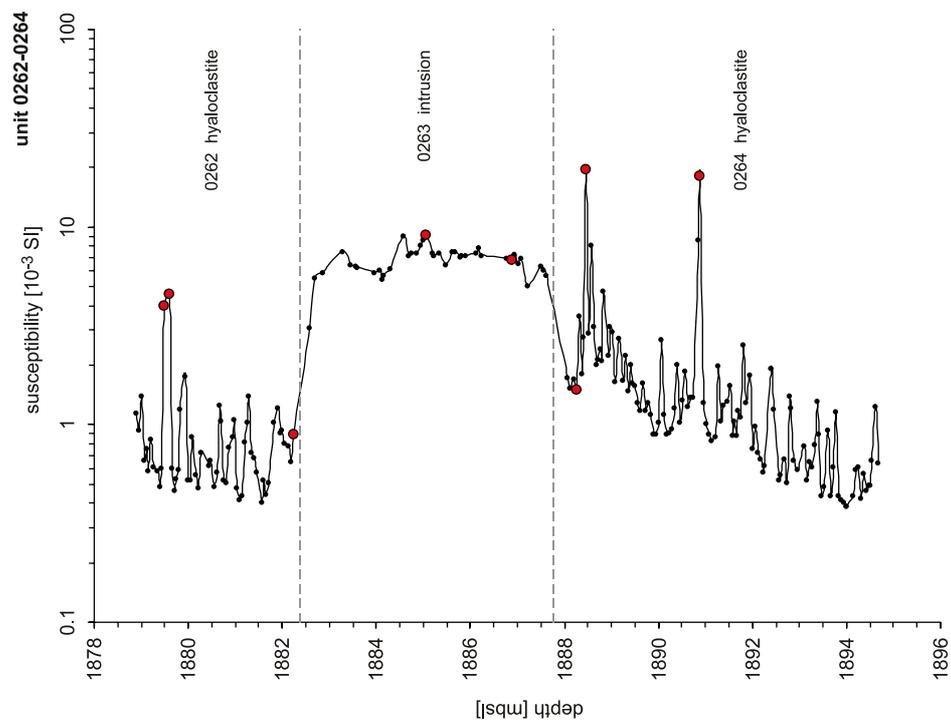
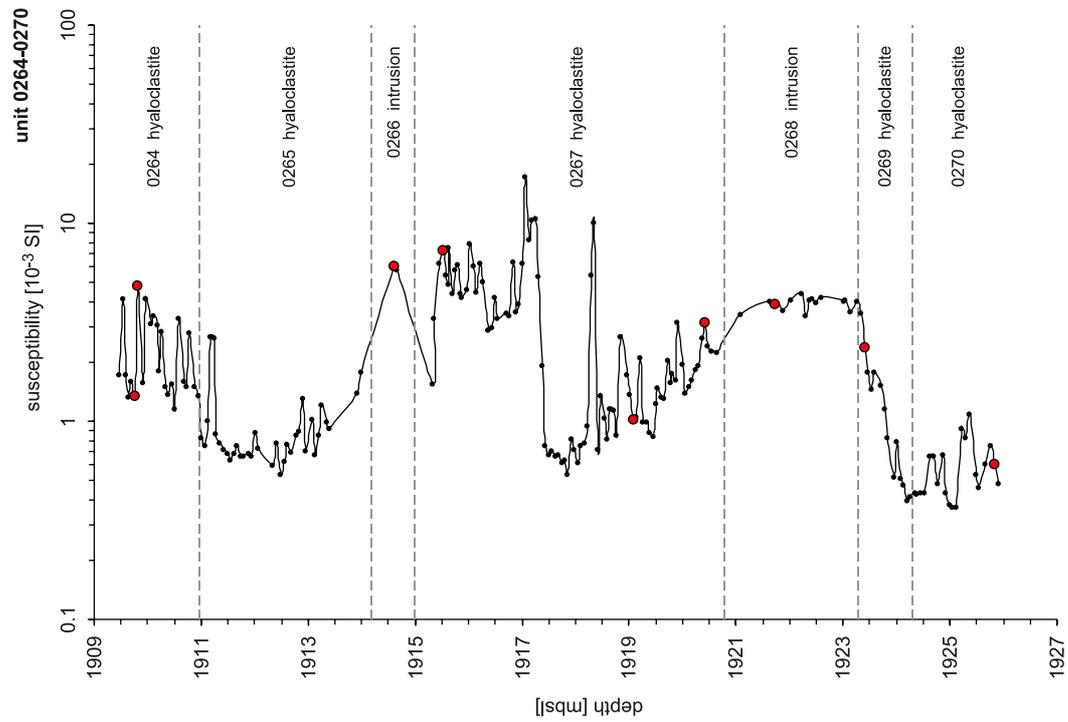


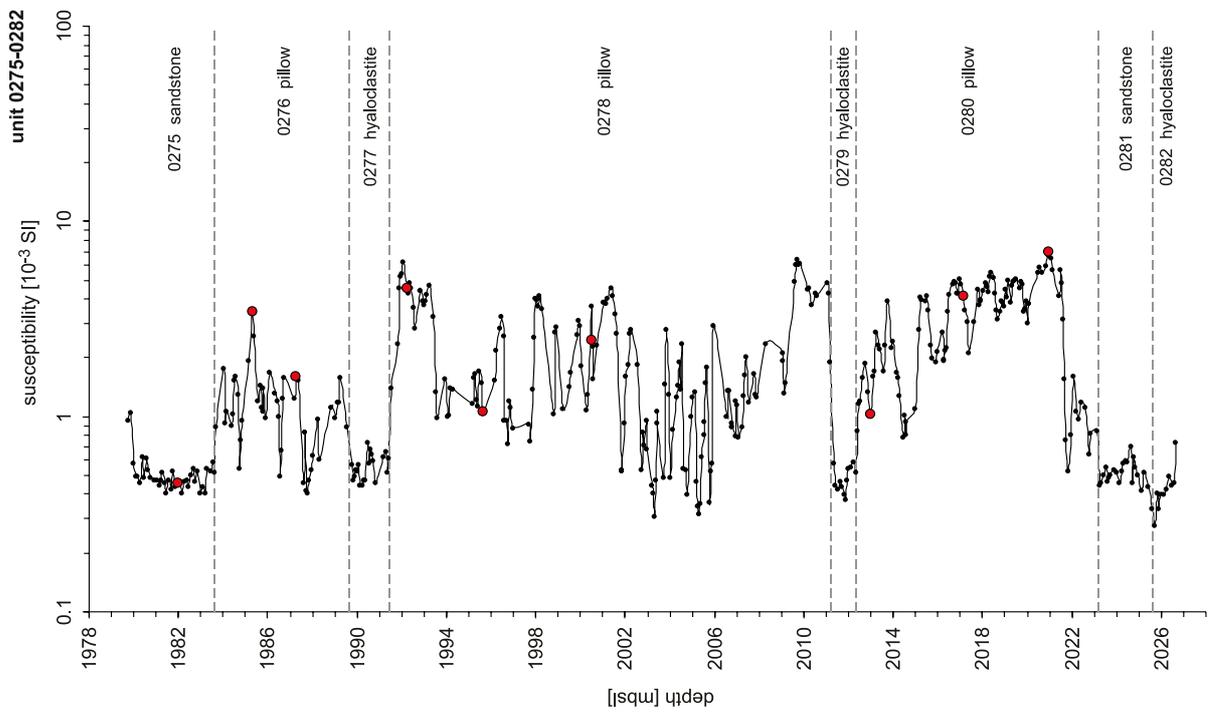
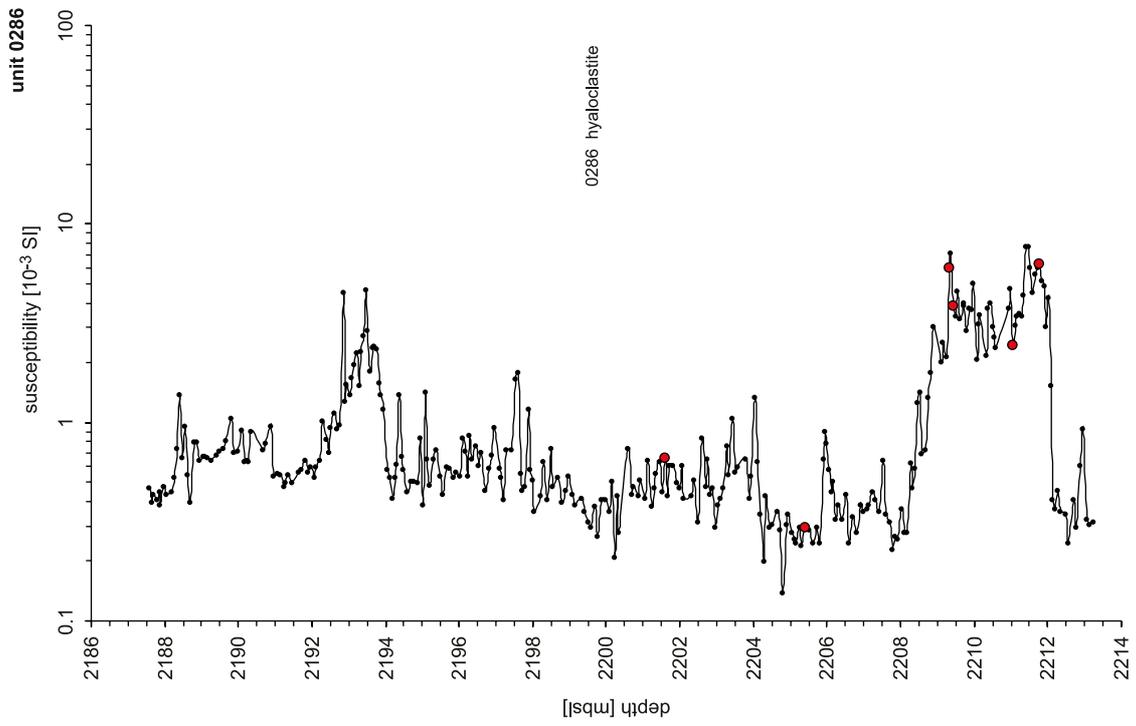


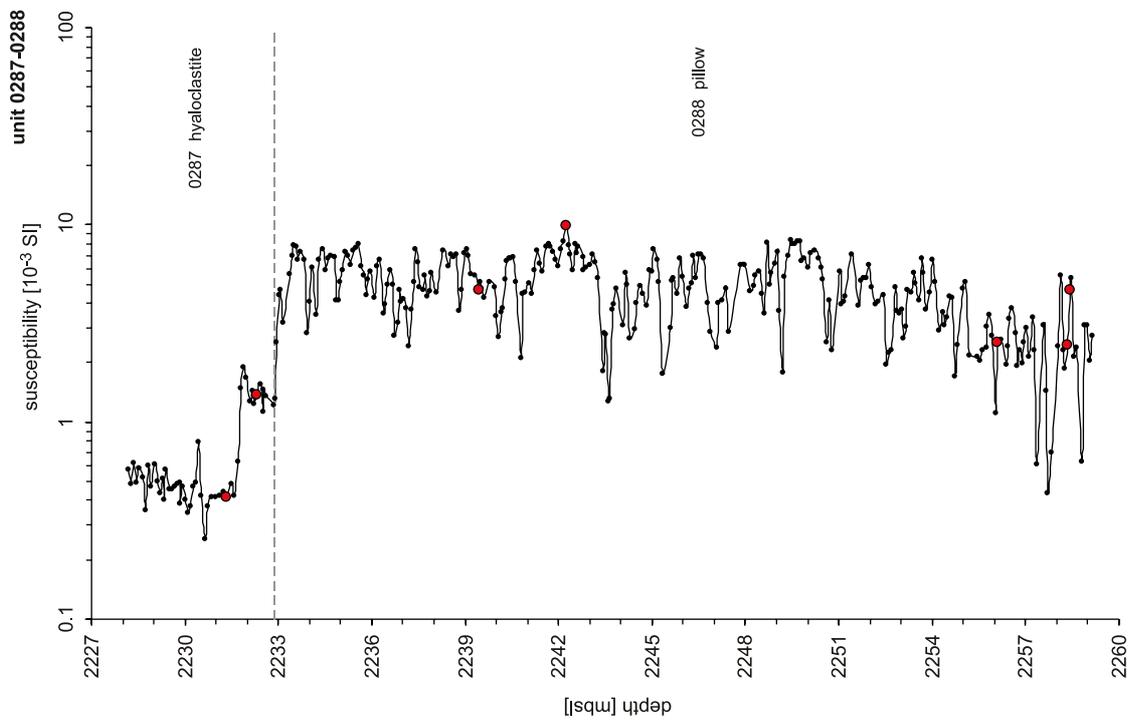
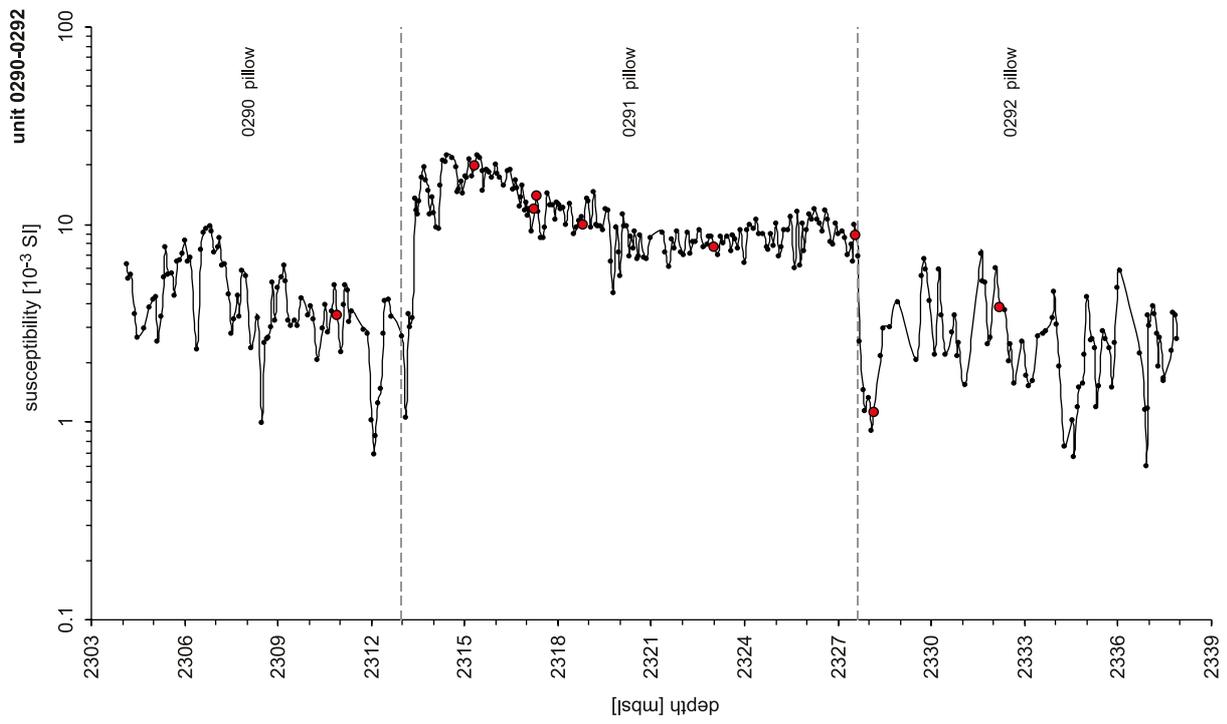


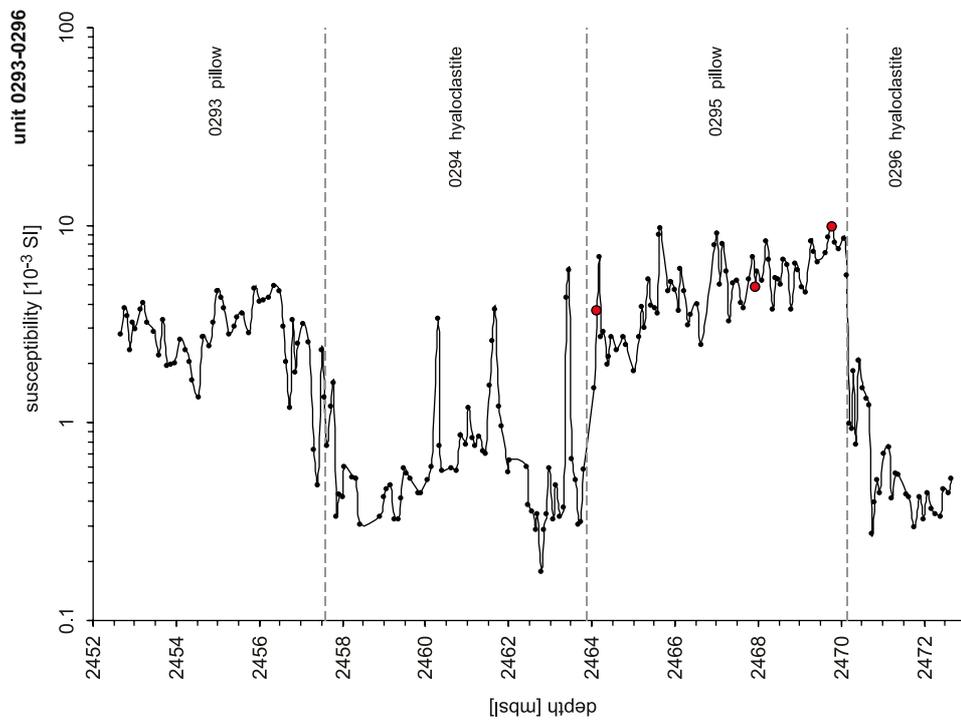
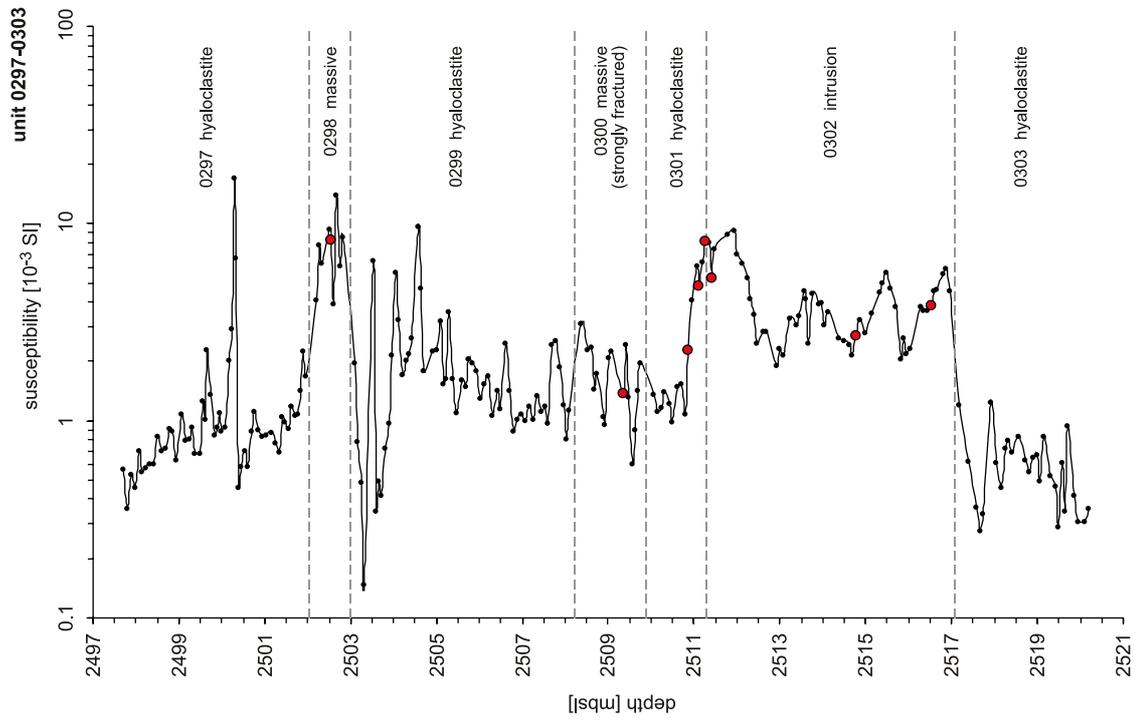


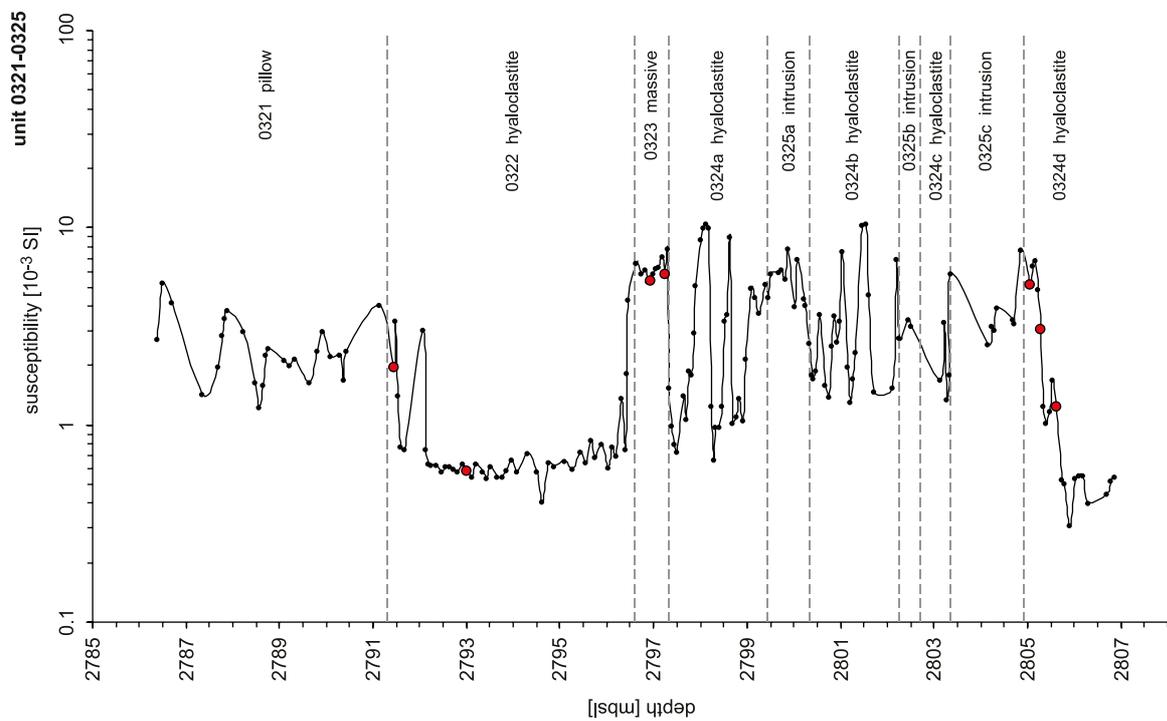
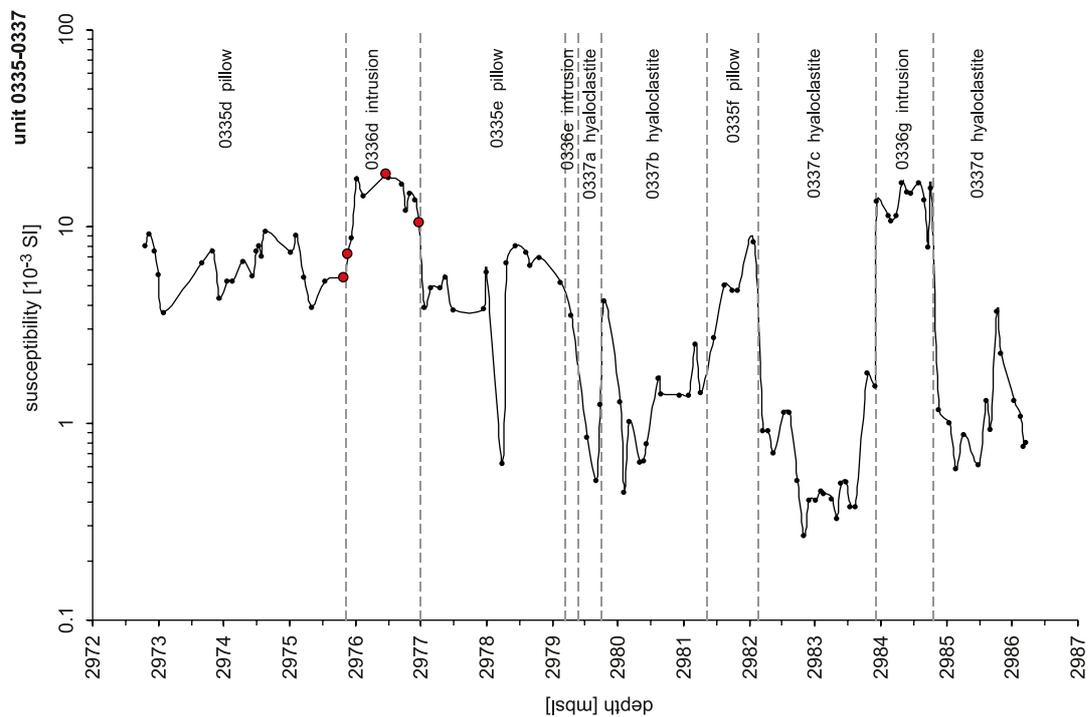


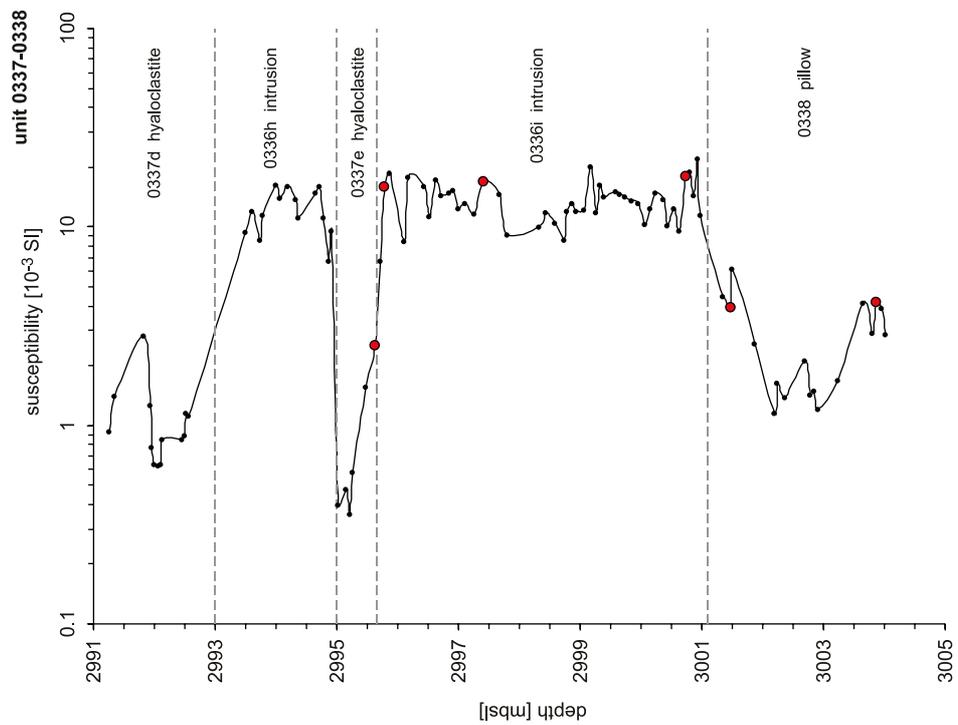
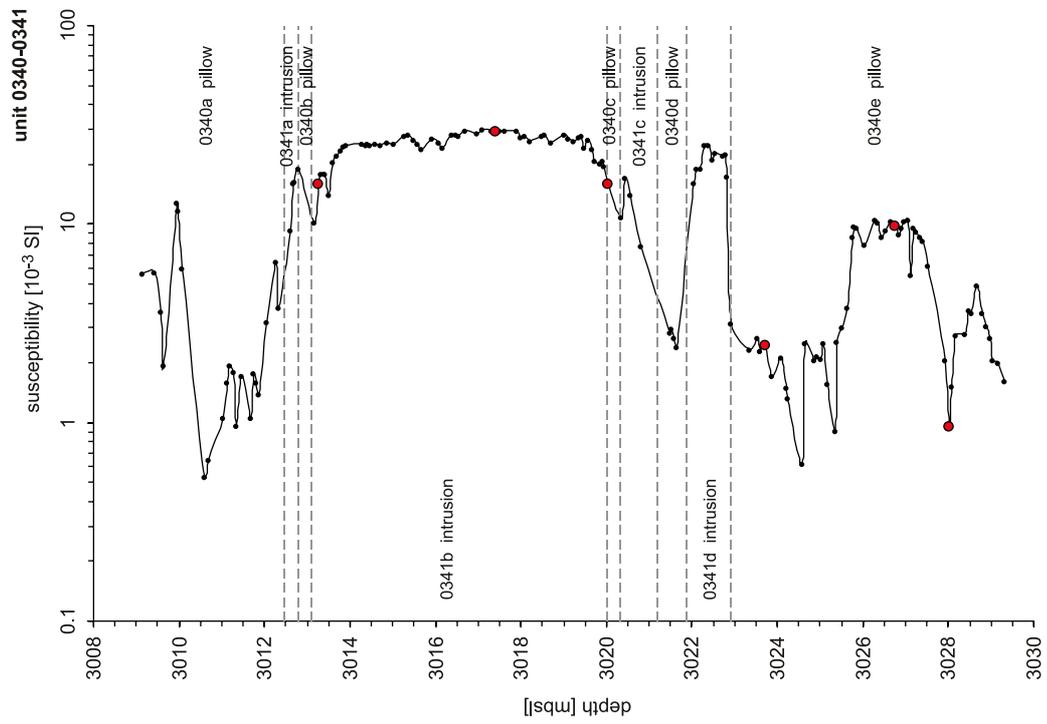










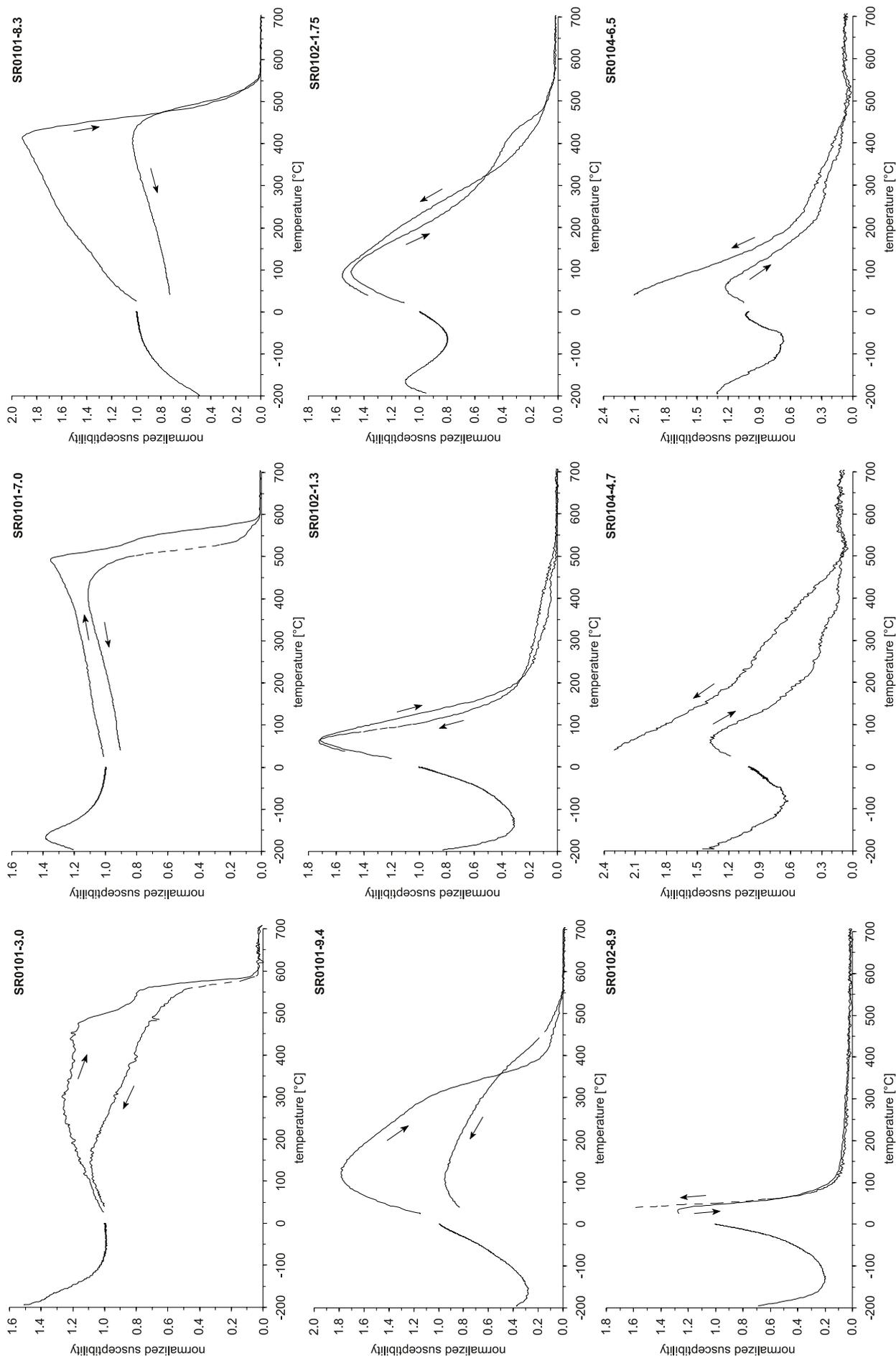


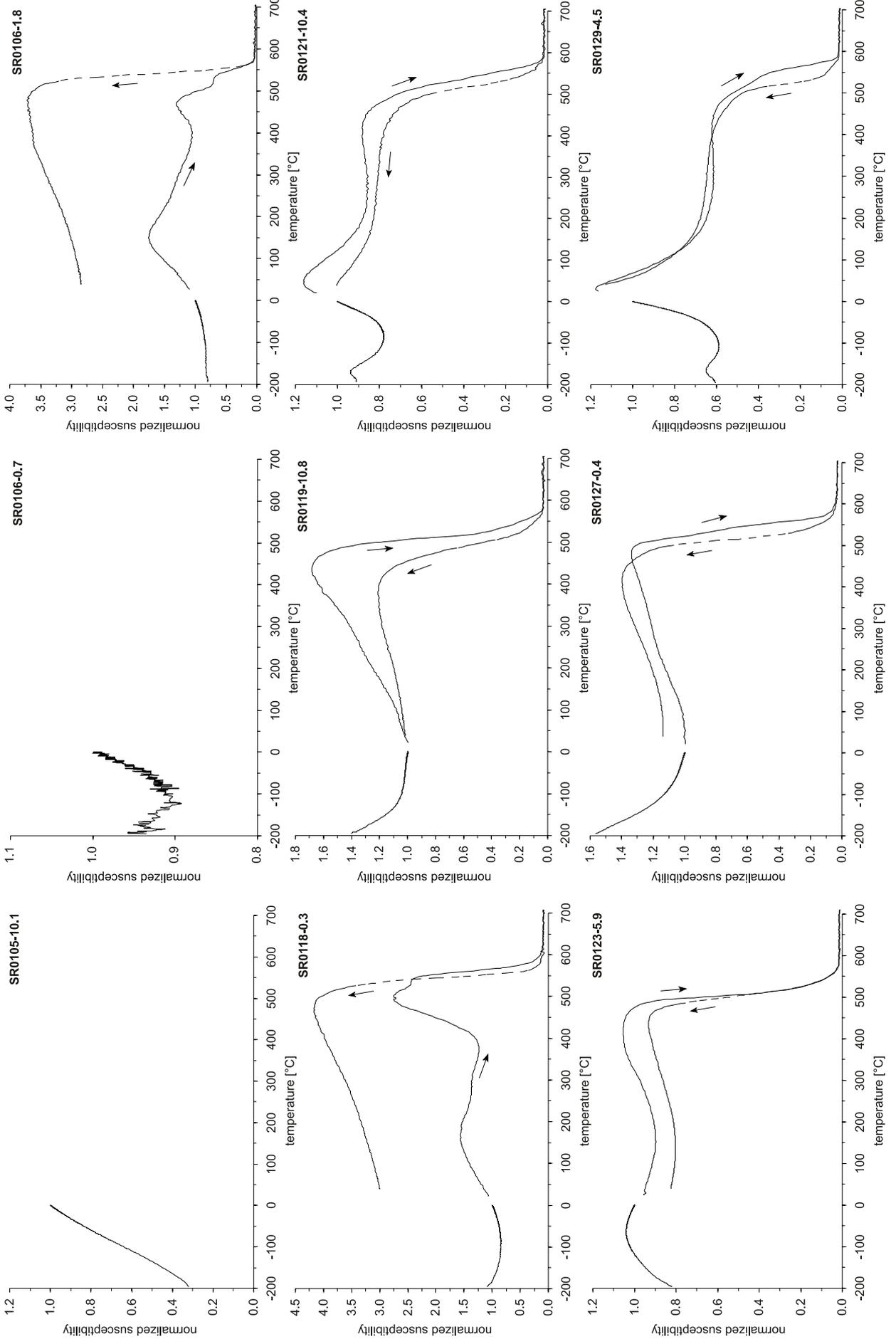
sample	lithology	unit	depth [mbsl]	NRM [A/m]	$K_{(30\text{ A/m})}$ [10^{-3} SI]	f_{Hd} [%]	Q
SR0101-3.0 1	transitional	29	187.5	2.90	6.9	0.1	15.0
SR0101-7.0	aa	31	188.8	3.43	35.7	0.8	3.4
SR0102-1.75	aa	32	190.2	5.21	24.1	6.4	7.8
SR0106-1.8	aa	35	202.1	1.34	2.4	0.4	19.9
SR0106-1.8 3	aa	35	202.1	1.50	2.7	0.4	19.9
SR0118-0.3	pahoehoe	37	235.3	2.77	2.5	1.2	40.2
SR0119-10.8	transitional	40	241.7	2.49	9.7	3.0	9.2
SR0123-5.9	aa	43	250.9	15.66	24.9	3.9	22.5
SR0127-0.4	transitional	46	260.4	5.61	14.7	1.0	13.6
SR0129-4.5	aa	47	267.2	5.27	20.5	18.3	9.2
SR0131-4.4	aa	48	273.6	5.83	85.6	4.9	2.4
SR0132-5.3	aa	48	277.2	5.82	50.4	35.2	4.1
SR0133-4.0	aa	49	280.0	1.68	4.8	0.0	12.5
SR0350-3.4	aa	137	820.9	3.32	46.4	2.4	2.6
SR0351-4.0	aa	137	824.1	1.71	20.0	28.7	3.1
SR0352-9.0	aa, baked	138	828.6	5.27	7.4	0.1	25.6
SR0354-1.3	aa, altered	138	831.8	5.68	15.1	2.2	13.5
SR0355-2.1	aa, baked	138	835.2	2.44	33.7	3.3	2.6
SR0355-4.4	aa, baked	138	835.9	5.11	10.3	2.8	17.8
SR0355-5.7	aa, baked	139	836.4	2.67	4.6	0.2	20.9
SR0356-4.5	pahoehoe	139	839.0	5.91	11.1	9.0	19.0
SR0357-2.2	pahoehoe	139	841.4	3.15	10.3	0.0	11.0
SR0357-9.6 1	pahoehoe	139	843.6	6.13	11.5	2.0	19.1
SR0357-9.6 2	pahoehoe	139	843.6	7.45	20.8	2.0	12.8
SR0436-1.1 1	pahoehoe	163	1049.1	8.47	6.4	0.5	47.4
SR0436-1.1 2	pahoehoe	163	1049.1	6.66	6.4	0.5	37.3
SR0436-1.1 3	pahoehoe	163	1049.1	6.20	7.6	0.7	29.1
SR0441-5.0 1	aa	166	1059.7	5.80	37.8	6.7	5.5
SR0441-5.0 2	aa	166	1059.7	4.82	39.9	5.2	4.3
SR0443-2.1 1	aa	166	1065.1	5.99	16.6	7.5	13.0
SR0443-2.1 2	aa	166	1065.1	6.16	16.6	7.3	13.3
SR0443-2.1 3	aa	166	1065.1	5.86	16.6	7.3	12.6
SR0446-2.0 2	transitional	168	1073.6	6.16	11.3	1.5	19.5
SR0446-2.0 3	transitional	168	1073.6	5.56	10.8	1.5	18.5
SR0447-2.5 1	transitional	168	1077.1	5.19	26.2	3.1	7.1
SR0454-3.6	hyaloclastite	178	1095.4	4.18	2.1	4.2	70.4
SR0454-4.3	hyaloclastite	178	1095.6	0.18	0.9	0.0	7.3
SR0454-4.8 1	massive basalt	179	1095.7	5.78	3.0	5.4	69.6
SR0454-4.8 3	massive basalt	179	1095.7	5.26	3.9	4.5	48.1
SR0456-1.2 1	massive basalt	179	1099.2	3.35	6.2	7.1	19.4
SR0456-1.2 2	massive basalt	179	1099.2	3.14	6.2	10.9	18.3
SR0501-1.1 1	massive basalt	191	1260.7	2.03	4.2	5.8	17.1
SR0501-1.1 2	massive basalt	191	1260.7	2.14	4.3	5.0	17.7
SR0503-4.8 1	massive basalt	191	1267.9	3.24	6.2	7.2	18.8
SR0503-4.8 2	massive basalt	191	1267.9	3.21	7.2	5.8	16.0
SR0504-2.3 1	massive basalt	191	1270.3	5.20	11.0	6.8	16.9
SR0504-2.3 2	massive basalt	191	1270.3	3.89	16.2	9.5	8.6
SR0505-8.5 1	massive basalt	191	1275.1	2.25	3.6	4.8	22.3
SR0505-8.5 2	massive basalt	191	1275.1	2.20	3.5	4.6	22.2
SR0507-3.2 1	massive basalt	191	1279.0	2.37	4.2	6.1	20.2
SR0507-3.2 2	massive basalt	191	1279.0	2.00	3.8	5.5	18.8
SR0508-4.4 1	massive basalt	191	1282.4	3.38	12.9	13.4	9.4
SR0508-4.4 2	massive basalt	191	1282.4	5.18	14.0	14.6	13.2
SR0554-0.8	hyaloclastite	202	1414.5	0.05	0.6	0.7	3.3
SR0575-5.5 1	hyaloclastite	202	1478.5	5.95	2.6	0.4	83.2
SR0575-5.5 2	hyaloclastite	202	1478.5	4.22	2.5	2.1	61.2

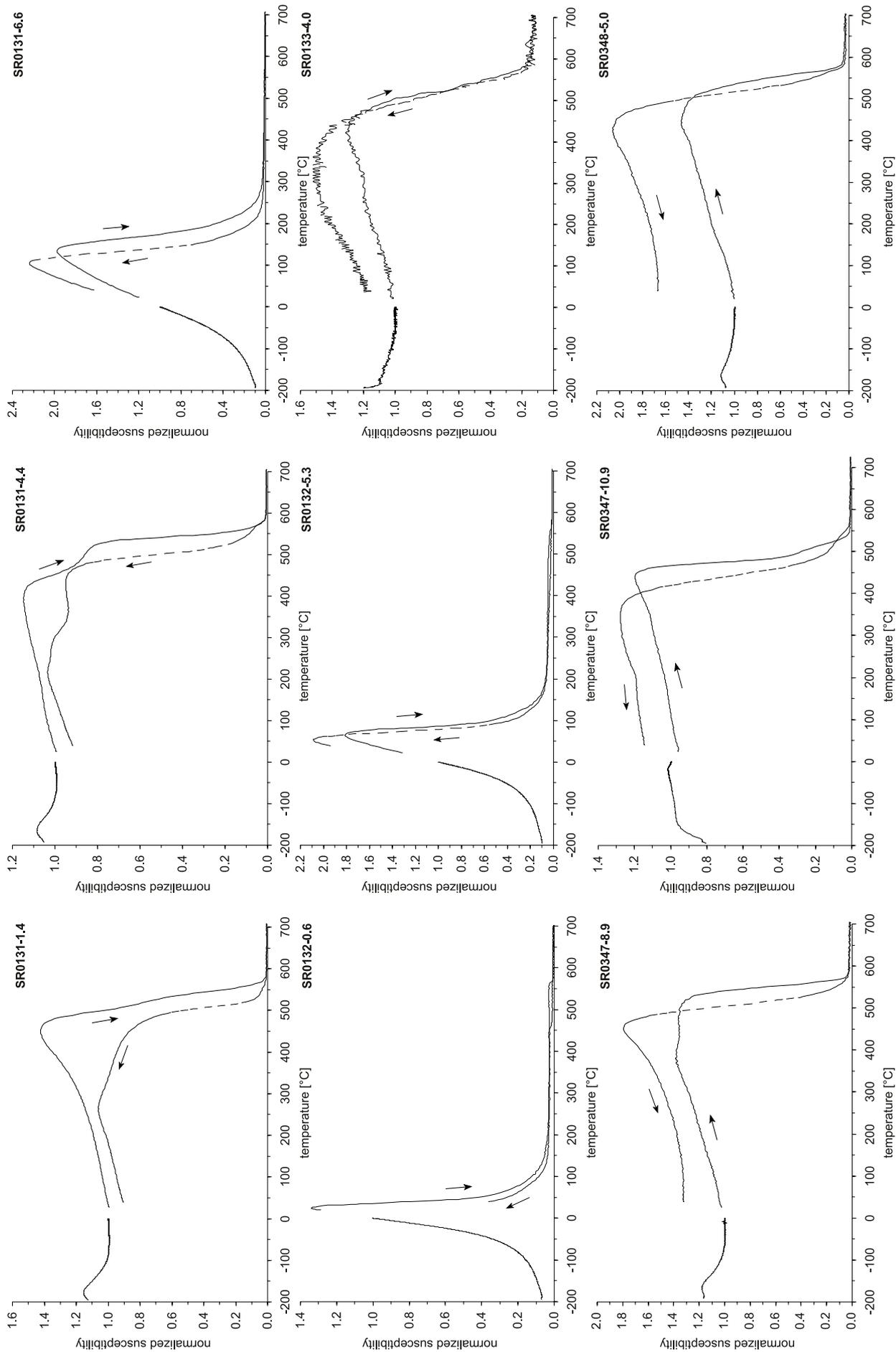
sample	lithology	unit	depth [mbsl]	NRM [A/m]	$K_{(30\text{ A/m})}$ [10^{-3} SI]	f_{Hd} [%]	Q
SR0578-7.5 1	massive	203	1485.5	6.22	3.8	5.2	59.0
SR0578-7.5 2	massive	203	1485.5	7.06	4.1	6.4	60.8
SR0623-1.7	hyaloclastite	218	1582.2	12.95	15.8	20.5	29.3
SR0625-0.6	hyaloclastite	220	1588.1	8.68	18.0	2.2	17.2
SR0626-11.0	massive basalt	221	1594.4	6.08	5.0	15.3	43.3
SR0628-7.8	hyaloclastite	222	1599.0	0.21	7.8	3.1	1.0
SR0629-3.2	hyaloclastite	223	1600.6	0.44	1.4	1.4	11.2
SR0630-4.2	massive basalt	224	1604.0	4.54	6.6	18.3	24.5
SR0648-9.2	hyaloclastite	233	1659.1	1.55	12.5	3.1	4.4
SR0649-4.7 1	massive basalt	234	1660.8	4.70	4.8	4.3	35.2
SR0649-4.7 2	massive basalt	234	1660.8	6.63	5.0	2.3	47.0
SR0650-7.5 1	massive basalt	236	1664.1	9.14	12.7	22.0	25.7
SR0650-7.5 2	massive basalt	236	1664.1	12.29	34.4	19.0	12.8
SR0652-1.2	hyaloclastite	238	1668.3	0.11	2.4	1.6	1.6
SR0652-1.4	hyaloclastite	238	1668.3	10.72	14.1	1.4	27.2
SR0689-8.0 1	hyaloclastite	248	1781.3	0.09	0.7	0.4	4.3
SR0689-8.0 2	hyaloclastite	248	1781.3	0.06	0.6	0.2	3.6
SR0690-2.7 1	massive basalt	249	1782.5	3.54	5.4	20.6	23.3
SR0690-2.7 2	massive basalt	249	1782.5	5.42	6.2	22.5	31.2
SR0690-6.0 2	hyaloclastite	250	1783.7	4.47	7.8	0.0	20.6
SR0690-6.4 1	hyaloclastite	250	1783.8	4.99	19.4	1.6	9.2
SR0690-6.4 2	hyaloclastite	250	1783.8	5.63	18.0	1.6	11.2
SR0691-8.7 1	massive basalt	251	1787.6	4.45	7.3	25.1	21.7
SR0694-10.9 1	massive basalt	253	1795.0	0.27	1.3	3.1	7.7
SR0714-0.1 1	hyaloclastite	262	1879.6	2.02	6.4	4.8	11.3
SR0714-0.1 2	hyaloclastite	262	1879.6	2.26	6.5	6.6	12.5
SR0713-21.8	hyaloclastite	262	1879.6	2.39	7.2	5.5	12.0
SR0714-9.2 1	hyaloclastite	262	1882.4	1.70	1.5	0.7	40.5
SR0714-9.2 2	hyaloclastite	262	1882.4	0.92	1.1	0.0	30.5
SR0714-18.9 1	intrusion	263	1885.3	7.71	12.5	22.8	22.1
SR0714-18.9 2	intrusion	263	1885.3	8.45	13.9	21.5	21.7
SR0715-5.6 1	intrusion	263	1887.1	8.84	10.1	19.8	31.3
SR0715-5.6 2	intrusion	263	1887.1	6.40	9.7	20.4	23.5
SR0715-10.8 1	hyaloclastite	264	1888.7	0.62	1.3	1.6	17.4
SR0715-10.8 2	hyaloclastite	264	1888.7	1.74	2.0	0.0	31.5
SR0715-10.8 3	hyaloclastite	264	1888.7	0.56	2.3	2.1	8.6
SR0715-11.5 1	hyaloclastite	264	1888.9	2.73	22.2	4.7	4.4
SR0715-11.5 2	hyaloclastite	264	1888.9	2.99	31.5	7.2	3.4
SR0716-3.3 1	hyaloclastite	264	1890.9	2.91	29.0	26.4	3.6
SR0716-3.3 2	hyaloclastite	264	1890.9	5.73	24.9	29.5	8.2
SR0719-2.5	hyaloclastite	264	1909.8	0.58	2.2	2.1	9.4
SR0719-2.7	hyaloclastite	264	1909.8	4.21	12.6	0.8	12.0
SR0719-17.5 2	intrusive	266	1914.3	10.24	8.8	20.5	41.8
SR0719-21.4 1	hyaloclastite	267	1915.5	3.18	9.4	3.9	12.2
SR0719-21.4 3	hyaloclastite	267	1915.5	2.68	6.8	3.5	14.1
SR0720-11.7 1	hyaloclastite	267	1919.1	2.92	2.4	2.7	42.8
SR0720-11.7 2	hyaloclastite	267	1919.1	1.05	1.3	2.9	28.7
SR0720-11.7 3	hyaloclastite	267	1919.1	0.57	1.3	4.9	15.4
SR0720-16.0 2	hyaloclastite	267	1920.4	1.51	1.9	0.0	28.3
SR0722-0.8 1	hyaloclastite	269	1923.4	12.05	4.4	0.4	98.4
SR0722-0.8 2	hyaloclastite	269	1923.4	3.52	2.7	0.4	47.5
SR0722-8.8 2	hyaloclastite	270	1925.8	0.20	0.6	0.8	12.4
SR0722-8.8 3	hyaloclastite	270	1925.8	0.09	0.6	0.0	5.4
SR0733-8.3 1	sediment	275	1982.0	0.02	0.5	1.3	1.5
SR0733-8.3 2	sediment	275	1982.0	0.06	0.6	1.6	3.3
SR0733-19.6 1	pillow	276	1985.3	5.06	4.9	13.4	36.8
SR0733-19.6 2	pillow	276	1985.3	3.83	4.0	13.1	34.7

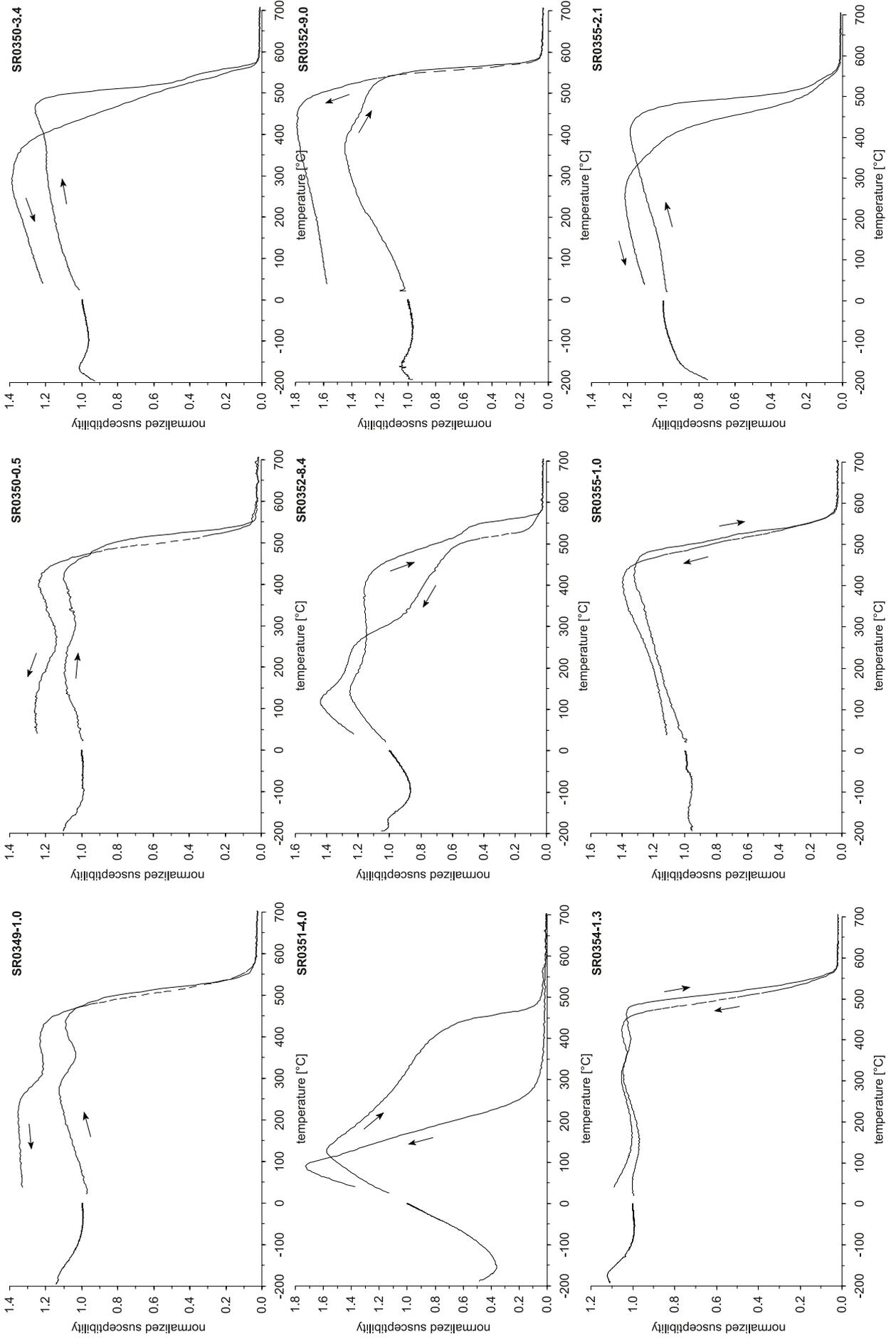
sample	lithology	unit	depth [mbsl]	NRM [A/m]	$K_{(30\text{ A/m})}$ [10^{-3} SI]	f_{Hd} [%]	Q
SR0734-4.3 1	pillow	276	1987.3	2.55	1.9	1.5	47.9
SR0734-4.3 2	pillow	276	1987.3	0.81	1.4	2.1	20.4
SR0735-10.7 1	pillow	278	1992.2	8.68	7.3	22.3	42.7
SR0735-10.7 2	pillow	278	1992.2	11.01	7.4	23.1	53.6
SR0737-3.8 1	pillow	278	1995.6	0.30	0.8	2.7	13.5
SR0737-3.8 2	pillow	278	1995.6	1.09	1.2	1.5	31.3
SR0740-0.2 1	pillow	278	2000.5	1.59	3.3	8.8	17.4
SR0740-0.2 2	pillow	278	2000.5	2.04	3.0	9.6	24.1
SR0741-20.3 1	pillow	280	2013.0	1.30	1.5	3.9	31.5
SR0741-20.3 2	pillow	280	2013.0	1.63	2.2	7.9	27.1
SR0743-3.4 1	pillow	280	2017.2	6.38	6.1	17.3	37.4
SR0743-3.4 2	pillow	280	2017.2	4.58	5.5	16.4	29.8
SR0743-15.8 1	pillow	280	2020.9	8.19	10.1	27.9	29.0
SR0743-15.8 2	pillow	280	2020.9	8.73	9.4	26.8	33.4
SR0775-15.0 1	hyaloclastite	286	2201.6	0.47	1.3	0.8	12.8
SR0775-15.0 2	hyaloclastite	286	2201.6	0.34	0.9	1.6	13.6
SR0776-6.1 1	hyaloclastite	286	2205.4	0.01	0.5	0.0	0.5
SR0776-6.1 2	hyaloclastite	286	2205.4	0.01	0.5	0.0	0.8
SR0776-18.9 1	hyaloclastite	286	2209.3	7.46	10.1	19.2	26.4
SR0776-18.9 2	hyaloclastite	286	2209.3	8.51	11.5	18.4	26.5
SR0776-19.2 1	hyaloclastite	286	2209.4	0.60	5.6	3.6	3.8
SR0776-19.2 2	hyaloclastite	286	2209.4	0.96	6.2	3.3	5.5
SR0777-2.9 1	hyaloclastite	286	2211.0	0.59	7.0	3.1	3.0
SR0777-2.9 2	hyaloclastite	286	2211.0	3.79	10.1	8.2	13.4
SR0777-5.2 1	hyaloclastite	286	2211.8	2.83	12.8	2.3	7.9
SR0777-5.2 2	hyaloclastite	286	2211.8	5.76	14.3	2.6	14.4
SR0780-5.1 1	hyaloclastite	287	2231.3	0.02	0.5	0.2	1.2
SR0780-5.1 2	hyaloclastite	287	2231.3	0.03	0.5	0.6	2.1
SR0780-8.3 1	hyaloclastite	287	2232.3	0.76	2.5	0.8	10.8
SR0780-8.3 2	hyaloclastite	287	2232.3	0.42	1.9	0.0	8.0
SR0781-10.7 1	pillow	288	2239.4	25.76	7.0	10.4	131.6
SR0781-10.7 2	pillow	288	2239.4	18.05	7.4	1.4	86.8
SR0781-19.8 1	pillow	288	2242.3	13.12	15.2	5.0	30.9
SR0781-19.8 2	pillow	288	2242.3	10.76	10.9	5.9	35.3
SR0786-1.3 1	pillow	288	2256.1	3.70	3.5	2.7	37.7
SR0786-1.3 2	pillow	288	2256.1	8.60	5.8	9.7	53.2
SR0786-8.7	pillow	288	2258.4	17.75	4.8	2.8	131.7
SR0786-8.8	pillow	288	2258.4	15.37	6.7	3.4	81.4
SR0799-1.7 1	pillow	290	2310.9	11.04	5.4	1.6	72.7
SR0799-1.7 2	pillow	290	2310.9	9.40	4.8	7.6	69.5
SR0799-16.0 1	pillow	291	2315.3	8.90	28.6	34.4	11.1
SR0799-16.0 2	pillow	291	2315.3	6.29	27.8	34.6	8.1
SR0800-0.9	pillow	291	2317.2	2.91	26.7	19.1	3.9
SR0800-1.0	pillow	291	2317.3	7.46	19.1	17.7	14.0
SR0800-6.2 1	pillow	291	2318.8	6.07	17.9	21.5	12.1
SR0800-6.2 2	pillow	291	2318.8	9.55	19.6	22.8	17.4
SR0800-19.8 1	pillow	291	2323.0	3.71	12.2	18.7	10.9
SR0800-19.8 2	pillow	291	2323.0	3.17	11.2	17.6	10.1
SR0801-13.4 1	pillow	291	2327.6	6.41	12.4	9.5	18.5
SR0801-13.4 2	pillow	291	2327.6	2.43	13.2	14.1	6.6
SR0801-13.4 3	pillow	291	2327.6	5.13	11.5	8.0	16.0
SR0801-15.1	pillow breccia	292	2328.2	18.01	3.2	3.4	200.5
SR0801-15.1 1	pillow breccia	292	2328.2	12.78	3.5	12.3	131.5
SR0803-2.4	pillow	292	2332.2	3.92	5.5	7.0	25.7
SR0835-18.9	pillow	295	2464.7			2.9	3.5
SR0835-19.0	pillow	295	2464.7	8.38	5.9	2.7	50.7
SR0835-19.1	pillow	295	2464.7			2.6	32.8

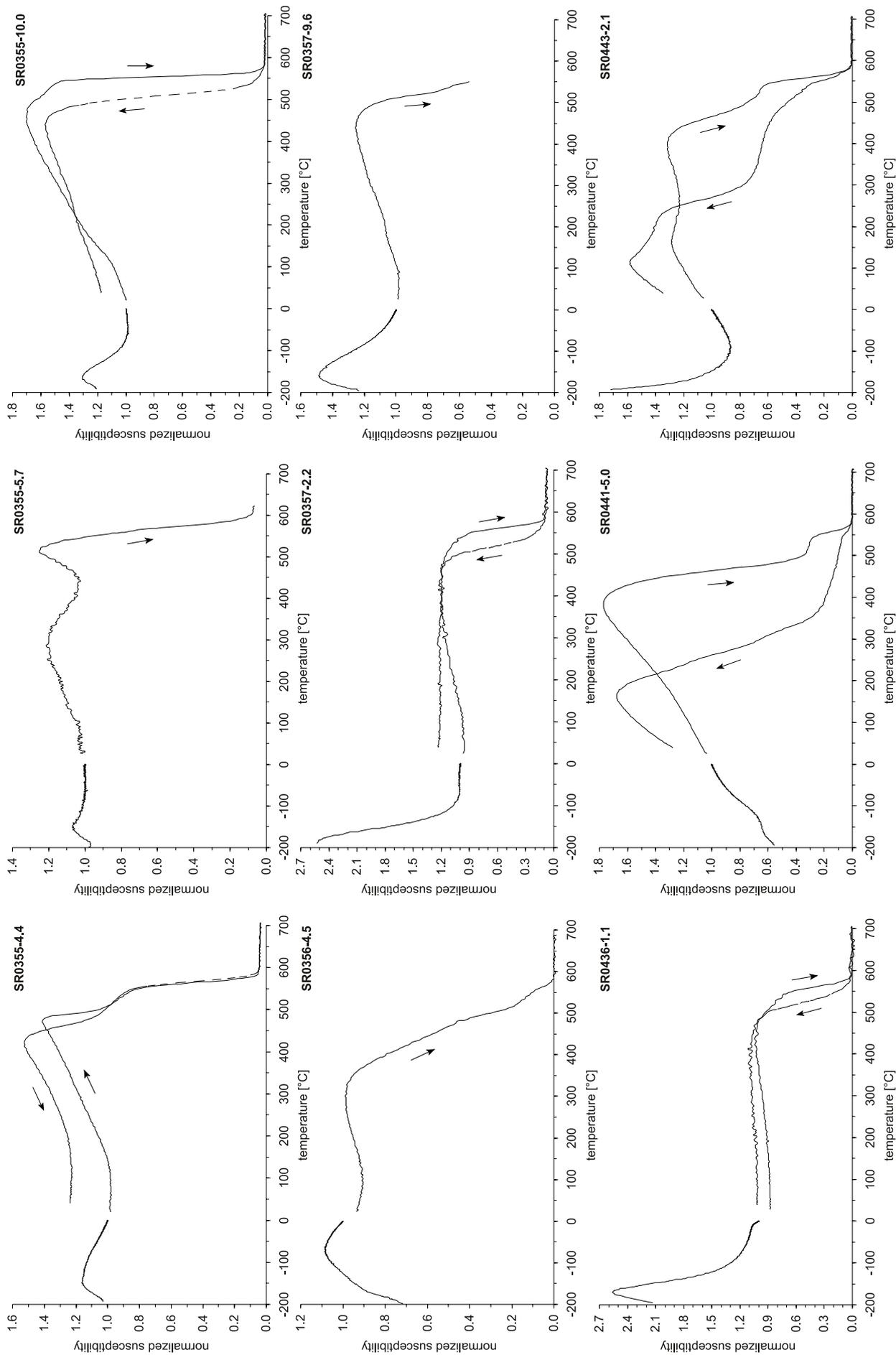
sample	lithology	unit	depth [mbsl]	NRM [A/m]	$K_{(30\text{ A/m})}$ [10^{-3} SI]	f_{Hd} [%]	Q
SR0836-10.1 1	pillow	295	2468.0	6.32	11.7	4.0	19.3
SR0836-10.1 2	pillow	295	2468.0	10.83	8.8	3.3	44.0
SR0836-16.1 1	pillow	295	2469.9	5.12	12.4	6.7	14.8
SR0836-16.1 2	pillow	295	2469.9	4.13	14.0	8.5	10.6
SR0842-1.4 1	massive basalt	298	2502.6	4.13	12.6	11.9	11.7
SR0842-1.4 2	massive basalt	298	2502.6	4.69	11.1	11.2	15.1
SR0843-6.5	hyaloclastite	301	2510.9	0.37	1.3	1.5	10.1
SR0843-7.5	hyaloclastite	301	2511.1	1.99	4.3	0.5	16.7
SR0843-8.1	hyaloclastite	301	2511.3	4.88	11.4	0.9	15.3
SR0843-8.5 1	intrusion	302	2511.4	10.56	12.8	5.2	29.5
SR0843-8.5 2	intrusion	302	2511.4	6.55	10.9	10.7	21.5
SR0844-4.4 1	intrusion	302	2514.8	1.56	6.5	23.4	8.7
SR0844-4.4 2	intrusion	302	2514.8	1.05	6.5	23.0	5.8
SR0844-10.3 1	intrusion	302	2516.5	0.95	7.1	26.9	4.8
SR0844-10.3 2	intrusion	302	2516.5	1.18	8.2	29.1	5.1
SR0908-0.2 1	hyaloclastite	322	2791.4	1.32	3.4	1.4	13.7
SR0908-0.2 2	hyaloclastite	322	2791.4	1.30	6.2	2.2	7.5
SR0908-5.3 1	hyaloclastite	322	2793.0	0.17	0.7	0.6	8.5
SR0908-5.3 2	hyaloclastite	322	2793.0	0.15	0.7	0.4	7.8
SR0908-18.2	massive basalt	323	2796.9	0.67	7.6	1.0	3.2
SR0908-19.3 1	massive basalt	323	2797.2	1.58	8.3	1.1	6.8
SR0908-19.3 2	massive basalt	323	2797.2	2.05	12.5	1.6	5.9
SR0908-19.3 3	massive basalt	323	2797.2	0.51	1.0	0.9	17.6
SR0910-1.8 1	hyaloclastite	324d	2805.0	8.57	6.7	1.6	45.5
SR0910-1.8 2	hyaloclastite	324d	2805.0	13.14	6.6	0.7	71.2
SR0910-2.6 1	hyaloclastite	324d	2805.3	6.99	4.7	0.0	53.2
SR0910-2.6 2	hyaloclastite	324d	2805.3	2.80	3.4	0.3	29.2
SR0910-3.7 1	hyaloclastite	324d	2805.6	0.52	1.6	0.0	11.6
SR0910-3.7 2	hyaloclastite	324d	2805.6	0.40	1.5	0.7	9.5
SR0943-2.1	pillow	335d	2975.8	19.36	11.6	4.9	59.7
SR0943-2.2	pillow-intrusion	336d	2975.9	14.21	15.9	7.6	32.0
SR0943-2.3	intrusion	336d	2975.9	4.41	18.7	17.6	8.4
SR0944-0.2 1	intrusion	336d	2976.5	3.31	25.6	25.8	4.6
SR0944-0.2 2	intrusion	336d	2976.5	3.60	25.5	23.4	5.1
SR0944-1.9 2	intrusion	336d	2977.0	3.62	25.4	24.4	5.1
SR0950-6.7 1	intrusion	336i	2996.4	3.61	32.3	23.6	4.0
SR0950-6.7 2	intrusion	336i	2996.4	4.36	33.1	24.3	4.7
SR0951-7.7 1	intrusion	336i	2997.5	4.11	19.6	17.6	7.5
SR0951-7.7 2	intrusion	336i	2997.5	3.30	20.6	21.1	5.7
SR0951-16.4 1	intrusion	336i	3001.2	4.57	29.6	24.7	5.5
SR0951-16.4 2	intrusion	336i	3001.2	3.42	29.1	24.6	4.2
SR0952-1.5 1	pillow	338	3001.5	4.99	9.5	15.2	18.8
SR0953-6.2 1	pillow	338	3003.9	5.48	8.8	7.9	22.4
SR0953-6.2 2	pillow	338	3003.9	7.72	7.4	7.8	37.2
SR0956-2.0 1	intrusive	341b	3013.3	11.15	24.7	14.2	16.1
SR0956-2.0 2	intrusive	341b	3013.3	7.46	26.4	16.2	10.1
SR0956-15.5 1	intrusive	341b	3017.4	2.68	39.6	22.4	2.4
SR0957-3.9 1	intrusive	341b	3020.3	13.30	28.0	12.8	17.0
SR0957-3.9 2	intrusive	341b	3020.3	11.94	22.8	8.1	18.7
SR0958-4.5 2	pillow	340e	3023.8	6.50	3.4	7.2	69.2
SR0959-0.2 1	pillow	340e	3026.8	3.10	13.5	22.4	8.2
SR0959-0.2 2	pillow	340e	3026.8	3.01	12.9	20.9	8.3
SR0959-4.3	pillow	340e	3028.0	4.63	2.1	1.0	80.4

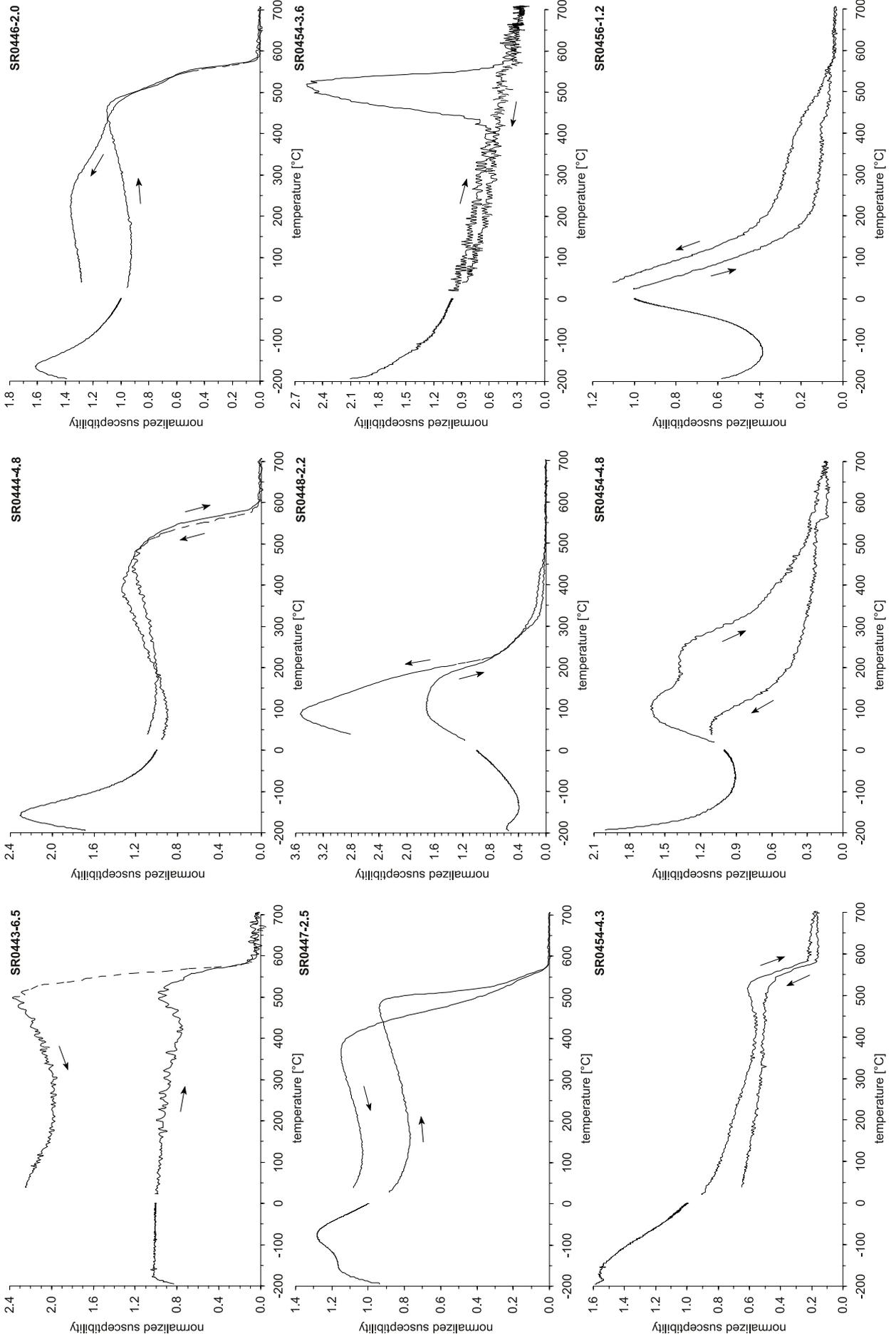


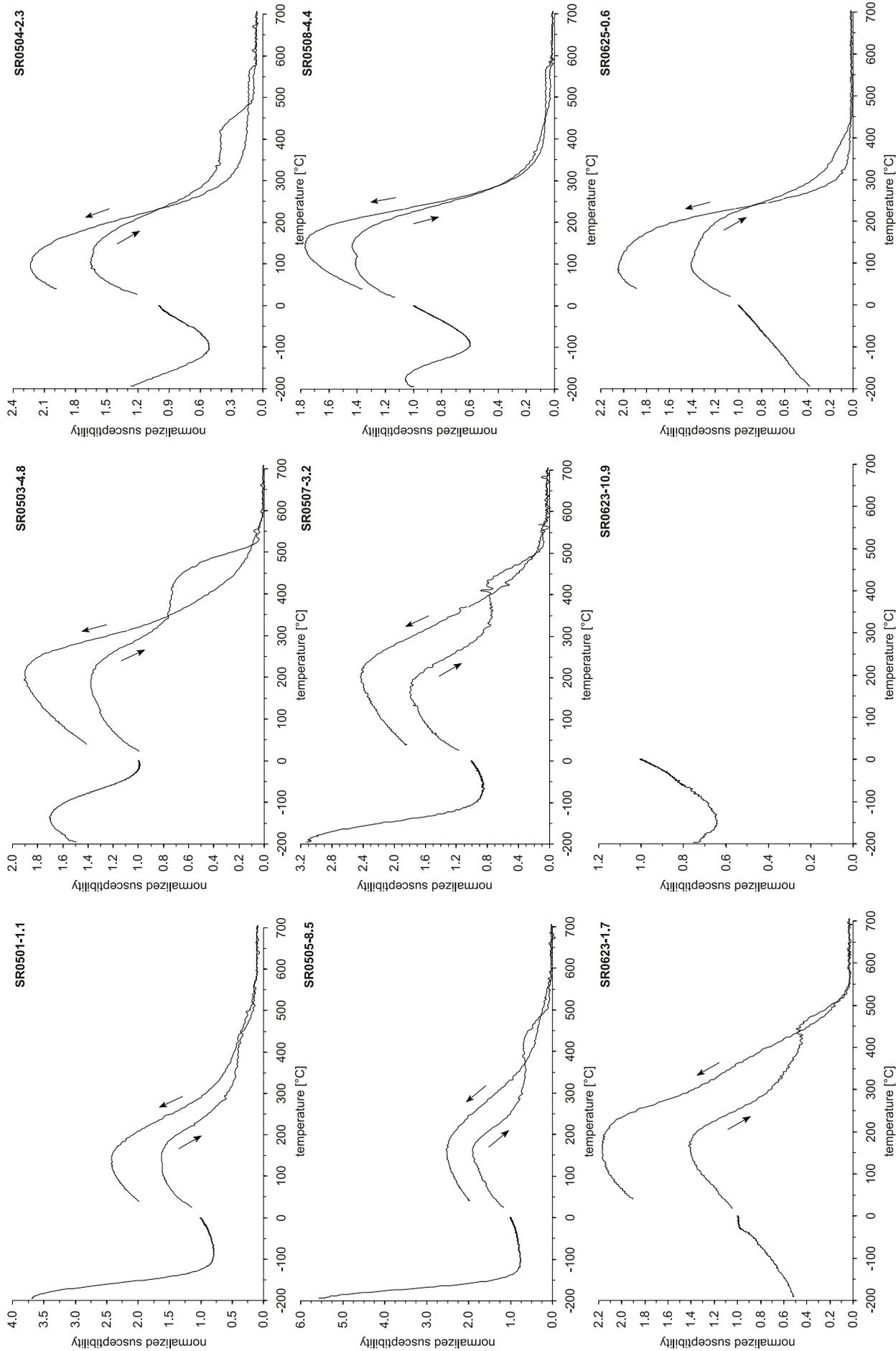


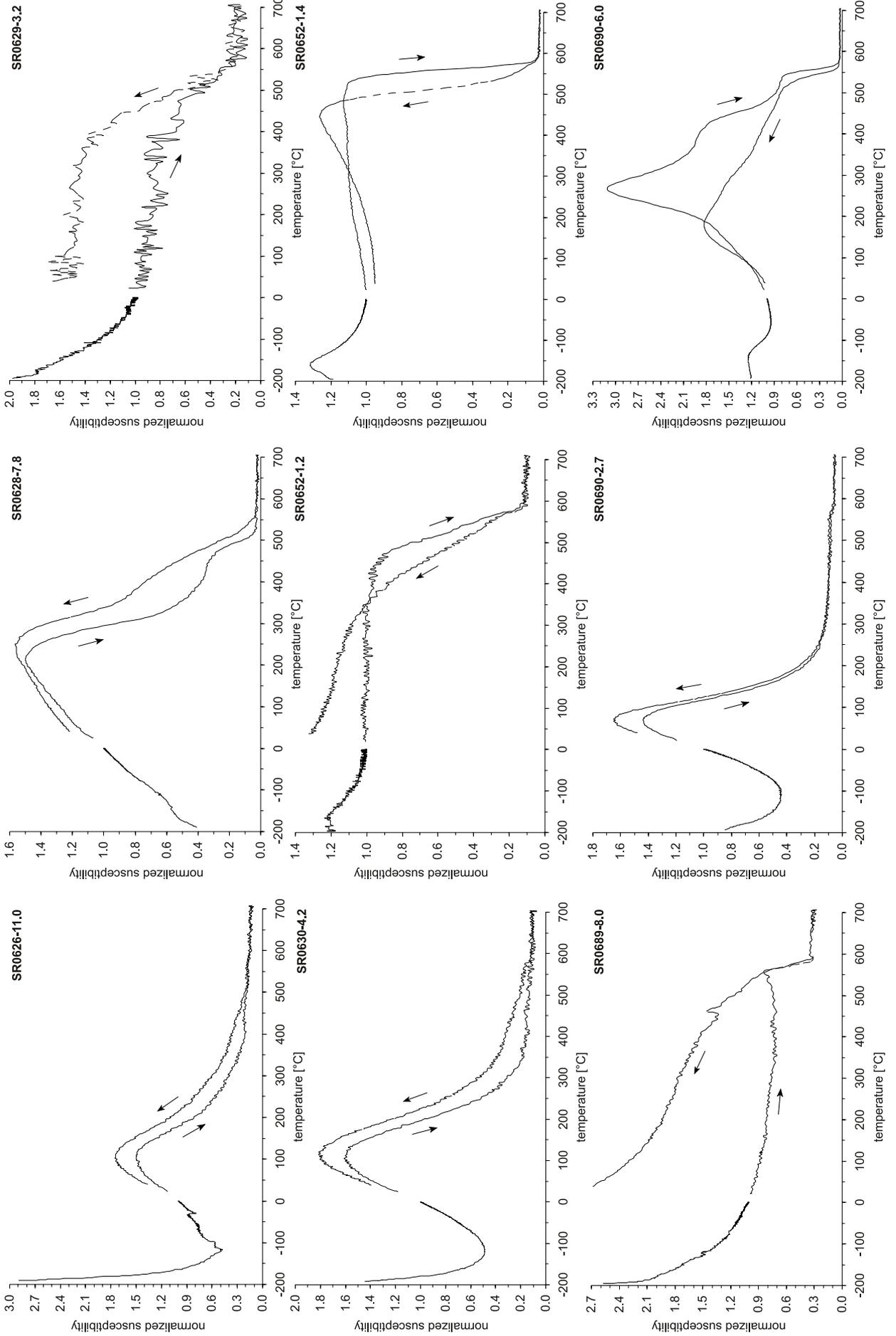


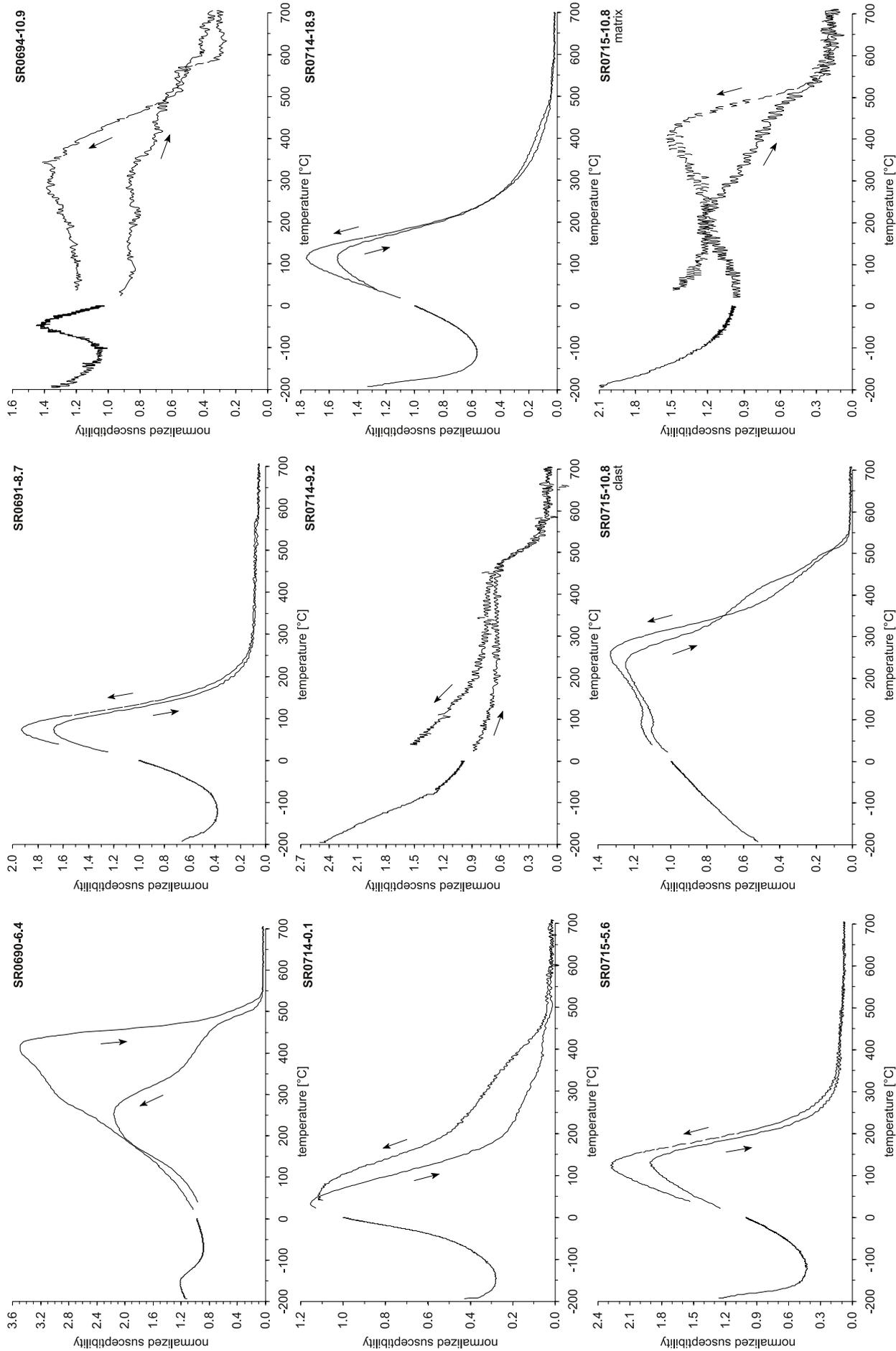


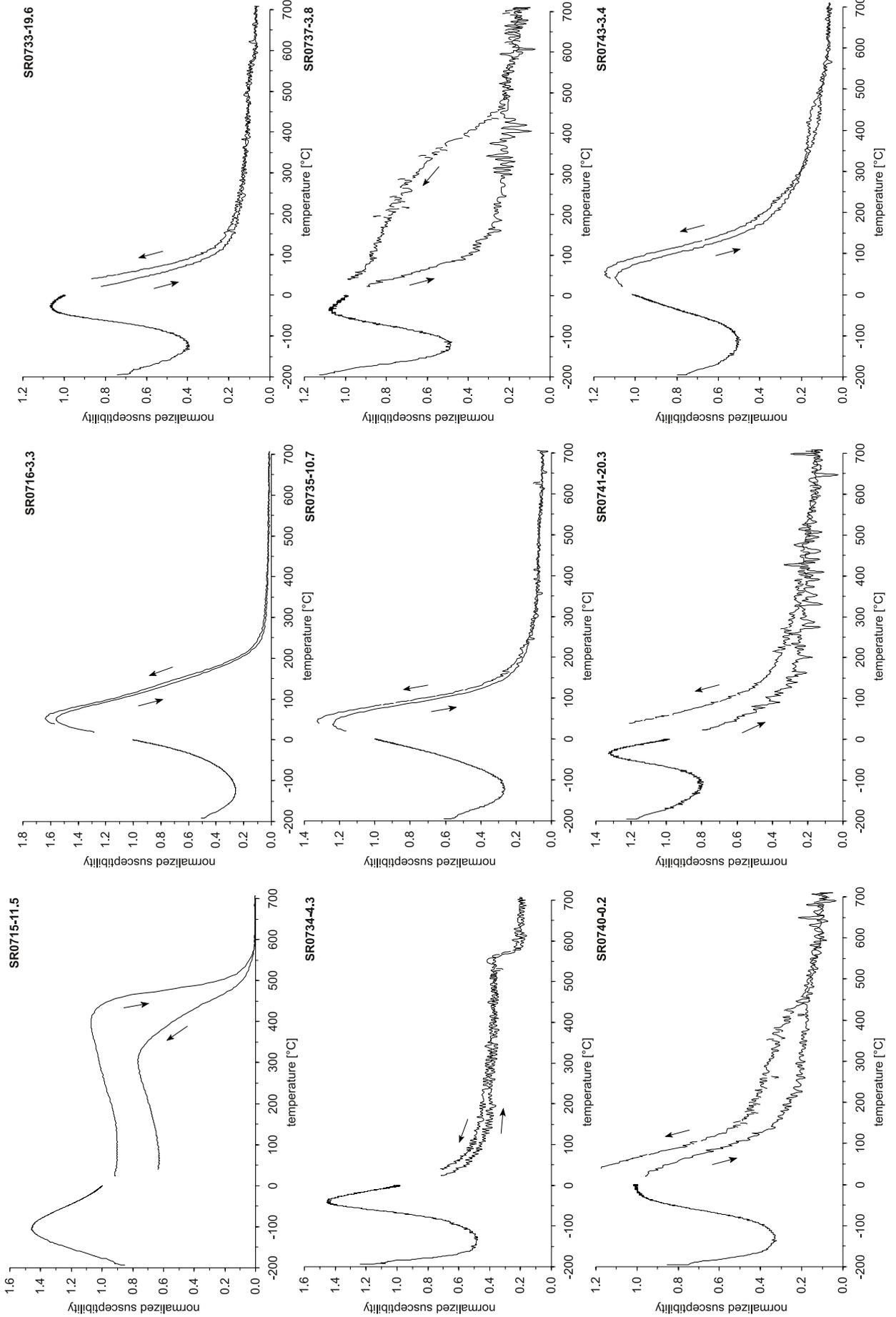


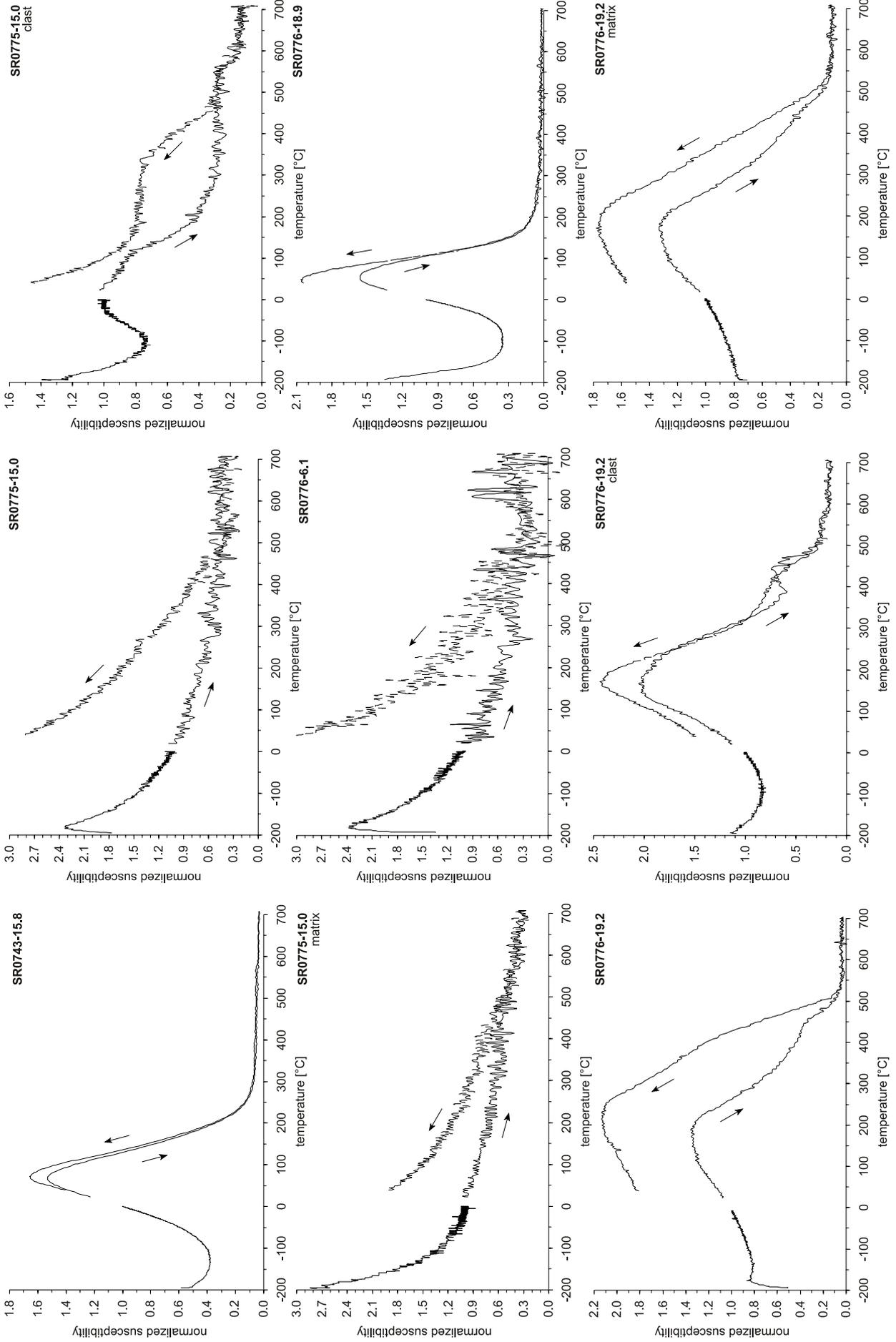


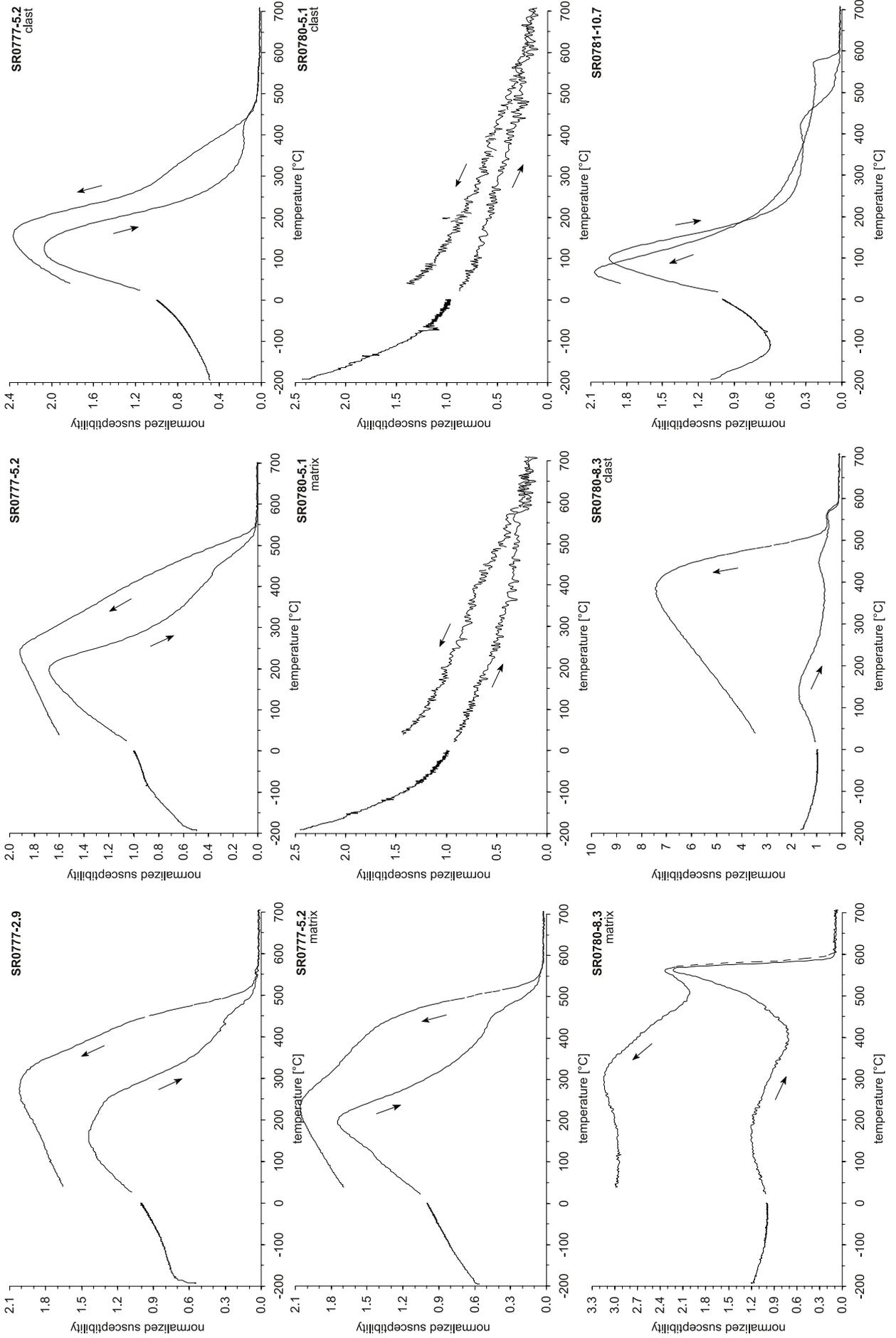


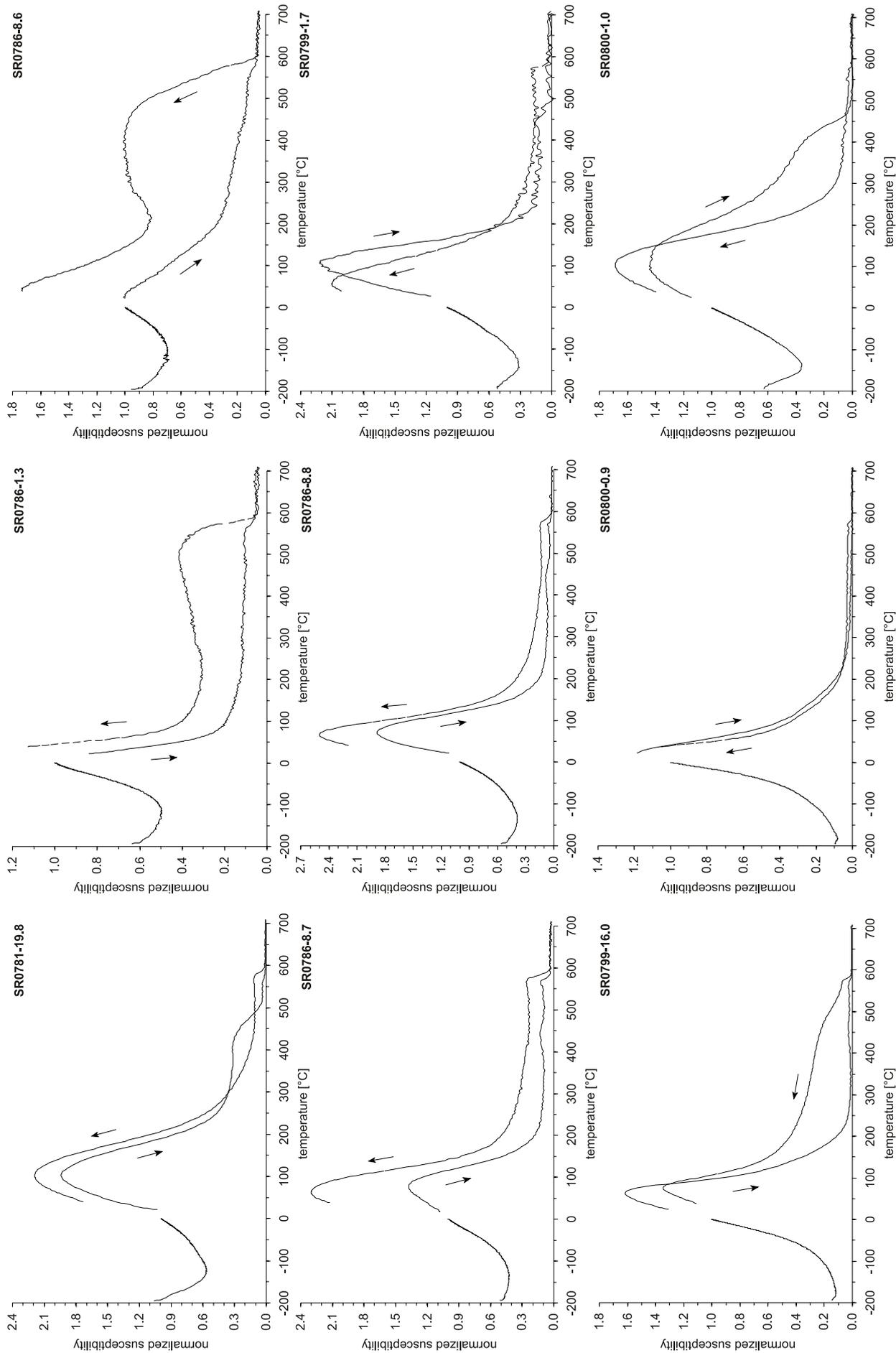


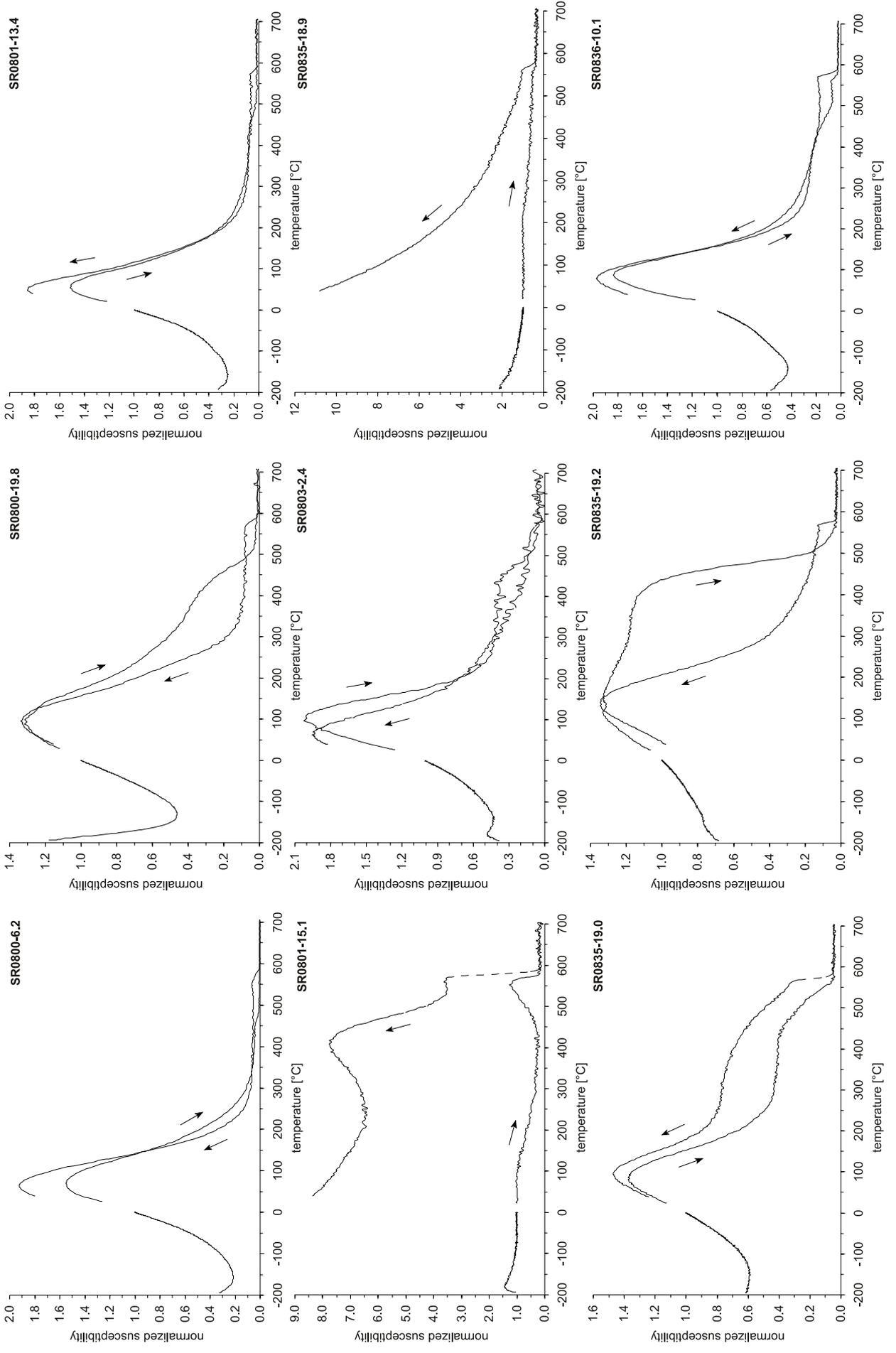


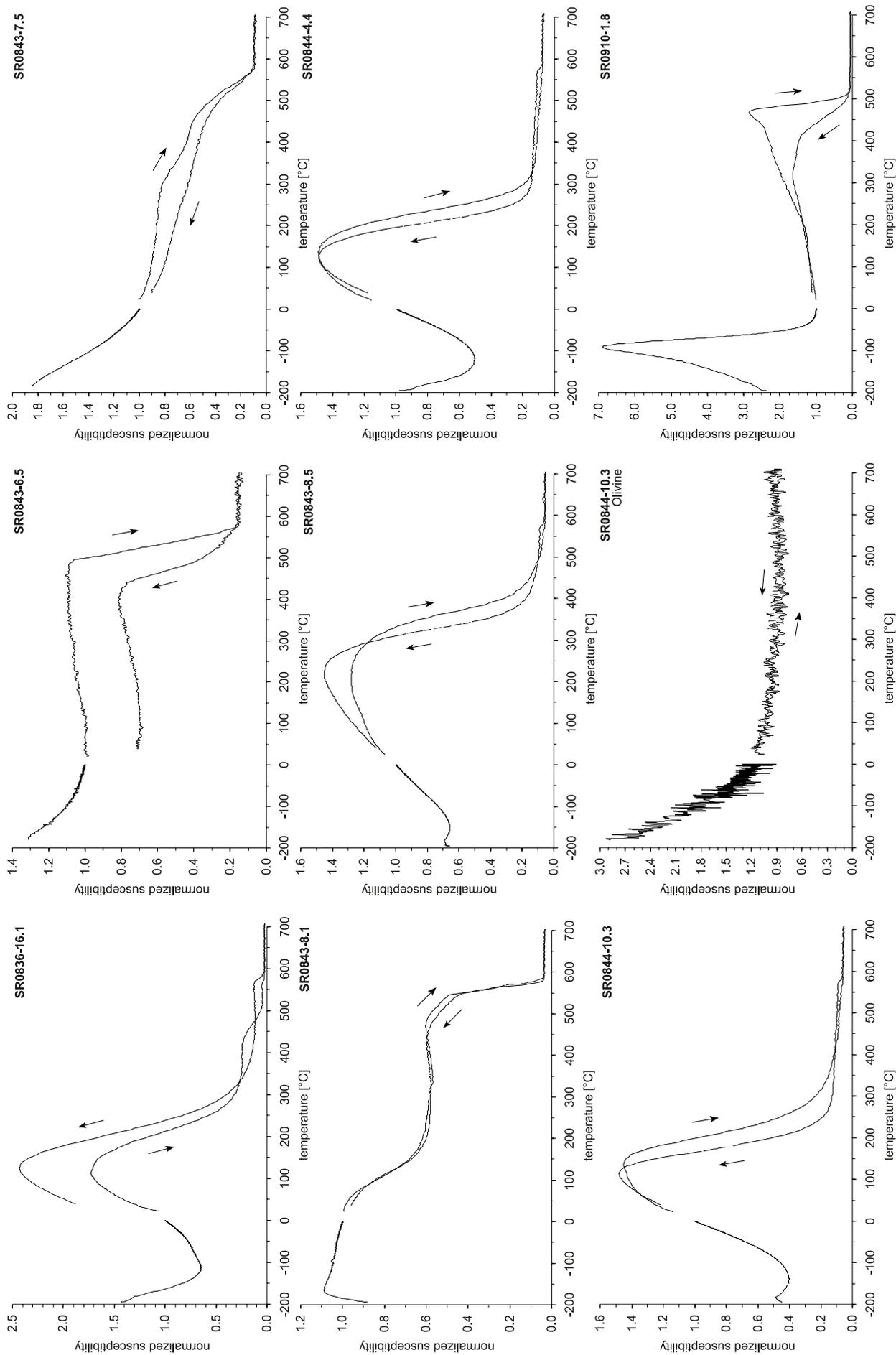


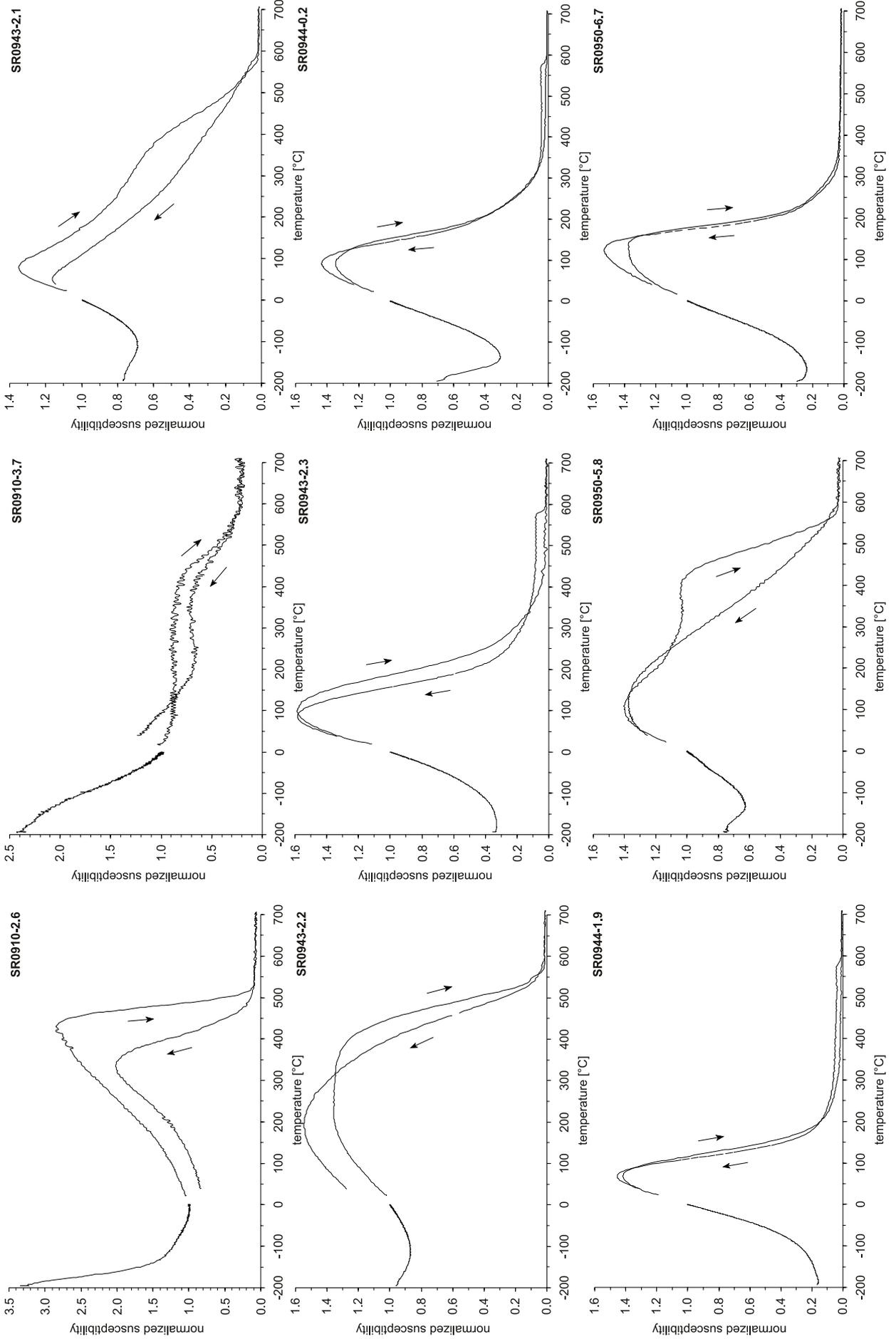


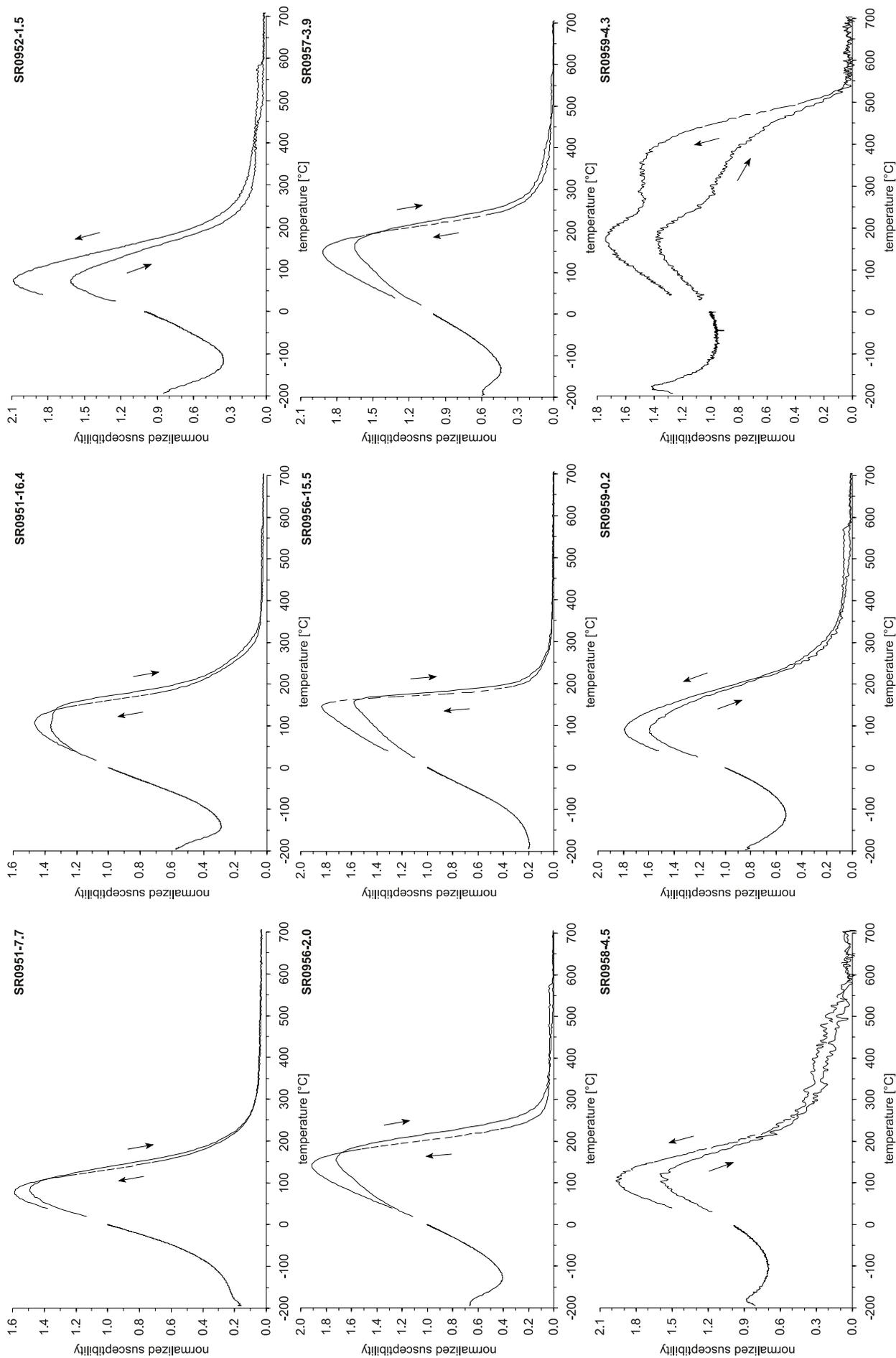












sample group texture	SR0101-3.0		SR0102-1.3		SR0102-1.75		SR0106-1.8		SR0355-2.1		SR0436-1.1		SR0443-2.1		SR0454-3.6	
	3	2	1b	1a/2	1a/2	2	3	1a/2	3	1b/2	3	1b/2	3	3	3	5
n	csp - inclusion		csp		csp - inclusion		csp - inclusion		csp - inclusion							
	5	5	1	5	10	5	5	5	8	1	2	8	2	2	3	5
SiO ₂	0.07 (0.00)	0.06 (0.01)	0.12 (0.03)	0.10 (0.02)	0.12 (0.15)	0.07 (0.02)	0.23 (0.24)	0.06 (0.01)	0.06 (0.01)	0.08	0.04 (0.00)	0.06 (0.01)	0.08	0.04 (0.00)	0.07 (0.02)	0.08 (0.02)
TiO ₂	1.66 (0.03)	2.11 (0.22)	1.02 (0.03)	1.27 (0.28)	3.97 (1.87)	1.66 (0.41)	6.48 (0.49)	3.31 (0.85)	3.31 (0.85)	2.71	4.33 (0.85)	3.31 (0.85)	2.71	4.33 (0.85)	2.11 (0.31)	1.85 (0.22)
Al ₂ O ₃	14.18 (0.13)	14.11 (1.21)	13.73 (0.12)	12.68 (0.72)	9.73 (1.63)	11.98 (1.95)	13.25 (1.95)	13.73 (1.10)	13.73 (1.10)	13.87	13.90 (3.12)	13.73 (1.10)	13.87	13.90 (3.12)	15.18 (1.02)	12.98 (0.86)
Cr ₂ O ₃	44.73 (1.21)	41.10 (1.83)	49.69 (0.43)	45.78 (2.07)	31.33 (4.25)	44.14 (1.30)	21.28 (5.65)	38.69 (3.41)	38.69 (3.41)	37.68	28.21 (8.74)	38.69 (3.41)	37.68	28.21 (8.74)	41.09 (3.49)	45.18 (2.09)
Fe ₂ O ₃	8.02 (0.22)	8.30 (0.83)	6.09 (0.26)	8.91 (1.17)	19.74 (2.31)	10.38 (2.81)	22.18 (1.94)	9.94 (2.17)	9.94 (2.17)	13.42	17.74 (4.45)	9.94 (2.17)	13.42	17.74 (4.45)	9.74 (1.73)	8.21 (1.85)
FeO	21.06 (0.26)	27.10 (2.83)	14.03 (0.11)	21.05 (1.39)	25.34 (2.23)	19.30 (2.59)	25.98 (0.51)	25.73 (2.14)	25.73 (2.14)	20.29	27.06 (1.39)	25.98 (0.51)	20.29	27.06 (1.39)	18.80 (0.96)	19.67 (0.89)
MnO	0.11 (0.10)	0.17 (0.03)	0.09 (0.02)	0.13 (0.04)	0.20 (0.05)	0.28 (0.15)	0.21 (0.11)	0.19 (0.04)	0.19 (0.04)	0.20	0.19 (0.00)	0.19 (0.04)	0.20	0.19 (0.00)	0.17 (0.03)	0.14 (0.05)
MgO	9.34 (0.08)	5.42 (1.90)	13.35 (0.12)	8.81 (0.95)	6.84 (0.59)	9.70 (1.42)	8.57 (0.29)	6.97 (1.29)	6.97 (1.29)	10.00	6.49 (1.73)	6.97 (1.29)	10.00	6.49 (1.73)	10.86 (0.42)	9.94 (0.72)
total	99.21 (1.05)	98.42 (0.54)	98.16 (0.33)	98.81 (0.59)	97.34 (0.66)	97.58 (0.95)	98.22 (0.13)	98.70 (0.58)	98.70 (0.58)	98.53	98.01 (0.01)	98.70 (0.58)	98.53	98.01 (0.01)	98.05 (0.20)	98.13 (0.73)
Si	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.01)	0.00 (0.00)	0.01 (0.01)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)
Ti	0.04 (0.00)	0.05 (0.01)	0.02 (0.00)	0.03 (0.01)	0.10 (0.05)	0.04 (0.01)	0.16 (0.01)	0.08 (0.02)	0.08 (0.02)	0.07	0.11 (0.02)	0.08 (0.02)	0.07	0.11 (0.02)	0.05 (0.01)	0.05 (0.01)
Al	0.55 (0.01)	0.57 (0.04)	0.52 (0.00)	0.50 (0.03)	0.40 (0.06)	0.47 (0.07)	0.53 (0.07)	0.55 (0.04)	0.55 (0.04)	0.54	0.56 (0.11)	0.55 (0.04)	0.54	0.56 (0.11)	0.59 (0.04)	0.51 (0.03)
Cr	1.16 (0.02)	1.11 (0.06)	1.27 (0.01)	1.21 (0.06)	0.87 (0.11)	1.17 (0.03)	0.57 (0.16)	1.03 (0.09)	1.03 (0.09)	0.99	0.76 (0.25)	1.03 (0.09)	0.99	0.76 (0.25)	1.07 (0.09)	1.19 (0.04)
Fe ³⁺	0.20 (0.01)	0.21 (0.02)	0.15 (0.01)	0.22 (0.03)	0.52 (0.07)	0.26 (0.07)	0.56 (0.04)	0.25 (0.06)	0.25 (0.06)	0.33	0.45 (0.10)	0.25 (0.06)	0.33	0.45 (0.10)	0.24 (0.04)	0.21 (0.05)
Fe ²⁺	0.58 (0.00)	0.77 (0.09)	0.38 (0.00)	0.59 (0.04)	0.74 (0.07)	0.54 (0.08)	0.73 (0.01)	0.73 (0.07)	0.73 (0.07)	0.56	0.77 (0.06)	0.73 (0.07)	0.56	0.77 (0.06)	0.52 (0.03)	0.55 (0.03)
Mn	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01	0.01 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)
Mg	0.46 (0.00)	0.27 (0.09)	0.64 (0.00)	0.44 (0.04)	0.36 (0.03)	0.49 (0.07)	0.43 (0.01)	0.35 (0.06)	0.35 (0.06)	0.49	0.33 (0.08)	0.35 (0.06)	0.49	0.33 (0.08)	0.53 (0.02)	0.49 (0.03)
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0.56 (0.00)	0.74 (0.09)	0.37 (0.00)	0.57 (0.04)	0.67 (0.04)	0.53 (0.07)	0.63 (0.00)	0.67 (0.06)	0.67 (0.06)	0.53	0.70 (0.07)	0.67 (0.06)	0.53	0.70 (0.07)	0.49 (0.02)	0.53 (0.03)
Cr/(Al+Cr)	0.68 (0.01)	0.66 (0.03)	0.71 (0.00)	0.71 (0.02)	0.68 (0.03)	0.71 (0.03)	0.52 (0.10)	0.65 (0.03)	0.65 (0.03)	0.65	0.57 (0.13)	0.65 (0.03)	0.65	0.57 (0.13)	0.64 (0.03)	0.70 (0.01)
2Ti/(2Ti+Cr+Al)	0.05 (0.00)	0.06 (0.01)	0.03 (0.00)	0.04 (0.01)	0.14 (0.07)	0.05 (0.02)	0.23 (0.03)	0.10 (0.03)	0.10 (0.03)	0.08	0.14 (0.04)	0.10 (0.03)	0.08	0.14 (0.04)	0.06 (0.01)	0.05 (0.01)

sample group texture	SR0454-3.6			SR0454-4.3			SR0454-4.8			SR0456-1.2			SR0501-1.1			SR0503-4.8			SR0504-2.3			SR623-1.7				
	3	4	n	4	3	3	4	4	4	6	1b	1b/2	3	3	2	2	3	1b/2	2	2	6	5	7	5		
	csp	csp - altered		csp	csp - inclusion		csp	csp - inclusion		csp	csp - core	csp - high Ti	csp - inclusion	csp - core	csp - core	csp - core	csp - inclusion	csp - core	csp - inclusion							
SiO ₂	0.06 (0.02)	0.14 (0.17)		0.09 (0.08)	0.05 (0.01)	0.06 (0.03)	0.05 (0.01)	0.06 (0.02)	0.06 (0.02)	0.14 (0.05)	0.06 (0.02)	0.06 (0.02)	0.14 (0.05)	0.06 (0.02)	0.06 (0.02)	0.06 (0.02)	0.14 (0.05)	0.06 (0.02)	0.06 (0.02)	0.06 (0.02)	0.06 (0.02)	0.06 (0.02)	0.06 (0.02)	0.06 (0.02)	0.06 (0.02)	0.06 (0.02)
TiO ₂	6.90 (0.58)	2.49 (0.43)		2.80 (0.40)	1.94 (0.22)	1.94 (0.13)	2.13 (0.02)	4.13 (0.03)	4.13 (0.03)	1.52 (0.05)	2.26 (0.12)	2.26 (0.12)	1.52 (0.05)	2.26 (0.12)	2.26 (0.12)	2.26 (0.12)	1.54 (0.06)	1.54 (0.06)	1.54 (0.06)	1.54 (0.06)	1.54 (0.06)	1.54 (0.06)	1.54 (0.06)	1.54 (0.06)	1.54 (0.06)	1.54 (0.06)
Al ₂ O ₃	13.40 (0.77)	14.71 (1.50)		13.97 (0.58)	12.08 (1.05)	13.12 (0.32)	14.34 (1.87)	12.14 (1.86)	12.14 (1.86)	13.00 (0.18)	13.30 (0.94)	13.30 (0.94)	13.00 (0.18)	13.30 (0.94)	13.30 (0.94)	13.30 (0.94)	13.30 (0.94)	13.30 (0.94)	13.30 (0.94)	13.30 (0.94)	13.30 (0.94)	13.30 (0.94)	13.30 (0.94)	13.30 (0.94)	13.30 (0.94)	13.30 (0.94)
Cr ₂ O ₃	25.28 (1.08)	39.19 (3.35)		37.74 (1.43)	46.91 (2.61)	46.30 (0.77)	43.00 (1.28)	34.43 (1.94)	34.43 (1.94)	49.12 (1.24)	43.63 (1.71)	43.63 (1.71)	49.12 (1.24)	43.63 (1.71)	43.63 (1.71)	43.63 (1.71)	48.11 (1.04)	48.11 (1.04)	48.11 (1.04)	48.11 (1.04)	48.11 (1.04)	48.11 (1.04)	48.11 (1.04)	48.11 (1.04)	48.11 (1.04)	48.11 (1.04)
Fe ₂ O ₃	18.13 (0.82)	10.84 (2.94)		12.67 (1.79)	8.84 (1.39)	8.12 (0.15)	8.59 (0.46)	12.94 (0.98)	12.94 (0.98)	5.91 (0.39)	9.42 (0.56)	9.42 (0.56)	5.91 (0.39)	9.42 (0.56)	9.42 (0.56)	9.42 (0.56)	6.84 (0.49)	6.84 (0.49)	6.84 (0.49)	6.84 (0.49)	6.84 (0.49)	6.84 (0.49)	6.84 (0.49)	6.84 (0.49)	6.84 (0.49)	6.84 (0.49)
FeO	24.96 (0.64)	20.46 (1.55)		21.78 (0.64)	19.59 (1.36)	17.95 (0.47)	21.91 (1.81)	28.23 (2.40)	28.23 (2.40)	16.18 (0.51)	20.82 (0.79)	20.82 (0.79)	16.18 (0.51)	20.82 (0.79)	20.82 (0.79)	20.82 (0.79)	16.00 (0.09)	16.00 (0.09)	16.00 (0.09)	16.00 (0.09)	16.00 (0.09)	16.00 (0.09)	16.00 (0.09)	16.00 (0.09)	16.00 (0.09)	16.00 (0.09)
MnO	0.19 (0.02)	0.15 (0.03)		0.16 (0.04)	0.16 (0.04)	0.08 (0.08)	0.13 (0.04)	0.18 (0.01)	0.18 (0.01)	0.07 (0.07)	0.13 (0.04)	0.13 (0.04)	0.07 (0.07)	0.13 (0.04)	0.13 (0.04)	0.13 (0.04)	0.07 (0.06)	0.07 (0.06)	0.07 (0.06)	0.07 (0.06)	0.07 (0.06)	0.07 (0.06)	0.07 (0.06)	0.07 (0.06)	0.07 (0.06)	0.07 (0.06)
MgO	9.44 (0.16)	10.03 (1.12)		9.31 (0.44)	10.27 (1.07)	11.41 (0.28)	9.02 (1.34)	5.30 (1.82)	5.30 (1.82)	12.20 (0.36)	9.72 (0.58)	9.72 (0.58)	12.20 (0.36)	9.72 (0.58)	9.72 (0.58)	9.72 (0.58)	12.34 (0.14)	12.34 (0.14)	12.34 (0.14)	12.34 (0.14)	12.34 (0.14)	12.34 (0.14)	12.34 (0.14)	12.34 (0.14)	12.34 (0.14)	12.34 (0.14)
total	98.44 (0.41)	98.05 (1.29)		98.58 (0.83)	99.95 (0.97)	99.00 (0.44)	99.19 (0.63)	97.65 (0.22)	97.65 (0.22)	98.18 (1.41)	99.39 (0.57)	99.39 (0.57)	98.18 (1.41)	99.39 (0.57)	99.39 (0.57)	99.39 (0.57)	98.32 (0.40)	98.32 (0.40)	98.32 (0.40)	98.32 (0.40)	98.32 (0.40)	98.32 (0.40)	98.32 (0.40)	98.32 (0.40)	98.32 (0.40)	98.32 (0.40)
Si	0.00 (0.00)	0.00 (0.01)		0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)
Ti	0.17 (0.02)	0.06 (0.01)		0.07 (0.01)	0.05 (0.01)	0.05 (0.00)	0.05 (0.00)	0.11 (0.03)	0.11 (0.03)	0.04 (0.00)	0.06 (0.00)	0.06 (0.00)	0.04 (0.00)	0.06 (0.00)	0.06 (0.00)	0.06 (0.00)	0.04 (0.00)	0.04 (0.00)	0.04 (0.00)	0.04 (0.00)	0.04 (0.00)	0.04 (0.00)	0.04 (0.00)	0.04 (0.00)	0.04 (0.00)	0.04 (0.00)
Al	0.53 (0.03)	0.57 (0.05)		0.55 (0.03)	0.47 (0.04)	0.51 (0.01)	0.56 (0.06)	0.50 (0.07)	0.50 (0.07)	0.50 (0.01)	0.52 (0.04)	0.52 (0.04)	0.50 (0.01)	0.52 (0.04)	0.52 (0.04)	0.52 (0.04)	0.51 (0.00)	0.51 (0.00)	0.51 (0.00)	0.51 (0.00)	0.51 (0.00)	0.51 (0.00)	0.51 (0.00)	0.51 (0.00)	0.51 (0.00)	0.51 (0.00)
Cr	0.67 (0.03)	1.02 (0.06)		0.99 (0.04)	1.22 (0.06)	1.20 (0.02)	1.12 (0.05)	0.95 (0.08)	0.95 (0.08)	1.27 (0.02)	1.14 (0.04)	1.14 (0.04)	1.27 (0.02)	1.14 (0.04)	1.14 (0.04)	1.14 (0.04)	1.24 (0.02)	1.24 (0.02)	1.24 (0.02)	1.24 (0.02)	1.24 (0.02)	1.24 (0.02)	1.24 (0.02)	1.24 (0.02)	1.24 (0.02)	1.24 (0.02)
Fe ³⁺	0.46 (0.02)	0.27 (0.08)		0.32 (0.04)	0.22 (0.04)	0.20 (0.00)	0.21 (0.01)	0.34 (0.02)	0.34 (0.02)	0.15 (0.01)	0.23 (0.01)	0.23 (0.01)	0.15 (0.01)	0.23 (0.01)	0.23 (0.01)	0.23 (0.01)	0.17 (0.01)	0.17 (0.01)	0.17 (0.01)	0.17 (0.01)	0.17 (0.01)	0.17 (0.01)	0.17 (0.01)	0.17 (0.01)	0.17 (0.01)	0.17 (0.01)
Fe ²⁺	0.70 (0.02)	0.57 (0.06)		0.60 (0.02)	0.54 (0.04)	0.49 (0.01)	0.61 (0.06)	0.82 (0.09)	0.82 (0.09)	0.44 (0.02)	0.57 (0.02)	0.57 (0.02)	0.44 (0.02)	0.57 (0.02)	0.57 (0.02)	0.57 (0.02)	0.44 (0.00)	0.44 (0.00)	0.44 (0.00)	0.44 (0.00)	0.44 (0.00)	0.44 (0.00)	0.44 (0.00)	0.44 (0.00)	0.44 (0.00)	0.44 (0.00)
Mn	0.01 (0.00)	0.00 (0.00)		0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)
Mg	0.47 (0.01)	0.49 (0.04)		0.46 (0.02)	0.50 (0.05)	0.56 (0.01)	0.44 (0.06)	0.27 (0.09)	0.27 (0.09)	0.59 (0.02)	0.48 (0.03)	0.48 (0.03)	0.59 (0.02)	0.48 (0.03)	0.48 (0.03)	0.48 (0.03)	0.60 (0.00)	0.60 (0.00)	0.60 (0.00)	0.60 (0.00)	0.60 (0.00)	0.60 (0.00)	0.60 (0.00)	0.60 (0.00)	0.60 (0.00)	0.60 (0.00)
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0.60 (0.01)	0.53 (0.05)		0.57 (0.02)	0.52 (0.04)	0.47 (0.01)	0.58 (0.06)	0.75 (0.08)	0.75 (0.08)	0.43 (0.01)	0.55 (0.02)	0.55 (0.02)	0.43 (0.01)	0.55 (0.02)	0.55 (0.02)	0.55 (0.02)	0.42 (0.00)	0.42 (0.00)	0.42 (0.00)	0.42 (0.00)	0.42 (0.00)	0.42 (0.00)	0.42 (0.00)	0.42 (0.00)	0.42 (0.00)	0.42 (0.00)
Cr/(Al+Cr)	0.56 (0.01)	0.64 (0.01)		0.64 (0.02)	0.72 (0.02)	0.70 (0.01)	0.67 (0.04)	0.66 (0.05)	0.66 (0.05)	0.72 (0.01)	0.69 (0.02)	0.69 (0.02)	0.72 (0.01)	0.69 (0.02)	0.69 (0.02)	0.69 (0.02)	0.71 (0.01)	0.71 (0.01)	0.71 (0.01)	0.71 (0.01)	0.71 (0.01)	0.71 (0.01)	0.71 (0.01)	0.71 (0.01)	0.71 (0.01)	0.71 (0.01)
2Ti/(2Ti+Cr+Al)	0.23 (0.02)	0.07 (0.02)		0.08 (0.01)	0.05 (0.01)	0.05 (0.00)	0.06 (0.00)	0.13 (0.00)	0.13 (0.00)	0.04 (0.00)	0.06 (0.00)	0.06 (0.00)	0.04 (0.00)	0.06 (0.00)	0.06 (0.00)	0.06 (0.00)	0.04 (0.00)	0.04 (0.00)	0.04 (0.00)	0.04 (0.00)	0.04 (0.00)	0.04 (0.00)	0.04 (0.00)	0.04 (0.00)	0.04 (0.00)	0.04 (0.00)

sample group	SR623-1.7 1a/2 csp - core 3	SR0625-0.6 1a/2 csp - inclusion 2	SR0629-3.2 (4) csp - inclusion 3	SR0630-4.2 1b csp - inclusion 4	SR0689-8.0 4 csp - inclusion 4	SR0690-2.7 1b csp 3	SR0690-6.0 2/1a csp 7	SR0690-6.4 2/1a csp - core 2	SR0801-13.4 1b csp 2	SR0801-15.1 4 csp 19
SiO ₂	0.03 (0.02)	0.04 (0.01)	0.06 (0.01)	0.09 (0.01)	0.12 (0.09)	0.06 (0.01)	0.09 (0.05)	0.04 (0.00)	0.87 (0.74)	0.24 (0.23)
TiO ₂	2.63 (0.01)	1.92 (0.52)	2.61 (0.14)	1.56 (0.37)	2.06 (0.08)	2.75 (0.08)	1.90 (0.06)	2.19 (0.18)	2.39 (0.14)	2.42 (0.16)
Al ₂ O ₃	12.74 (0.76)	13.48 (0.00)	14.41 (0.99)	13.56 (0.30)	14.49 (0.17)	15.21 (0.04)	14.40 (0.50)	14.24 (0.21)	16.90 (0.82)	16.46 (0.60)
Cr ₂ O ₃	39.82 (2.76)	46.59 (2.78)	39.08 (2.11)	49.23 (1.25)	41.80 (1.25)	42.59 (0.82)	42.30 (2.24)	40.83 (0.58)	37.27 (0.53)	37.48 (1.12)
Fe ₂ O ₃	12.15 (2.25)	7.54 (0.97)	11.28 (2.71)	6.32 (0.23)	10.50 (0.88)	7.22 (0.27)	9.73 (0.71)	9.20 (0.39)	9.59 (1.30)	11.11 (0.64)
FeO	22.93 (2.05)	18.86 (3.36)	20.69 (0.69)	15.88 (1.02)	18.38 (0.36)	22.56 (1.22)	20.08 (2.88)	26.13 (1.43)	20.54 (1.02)	18.91 (0.67)
MnO	0.16 (0.06)	0.07 (0.00)	0.14 (0.01)	0.10 (0.02)	0.09 (0.05)	0.16 (0.03)	0.15 (0.04)	0.23 (0.07)	0.08 (0.00)	0.13 (0.04)
MgO	8.27 (1.72)	10.91 (1.83)	9.80 (0.53)	12.70 (0.72)	11.19 (0.29)	9.18 (0.71)	9.94 (2.08)	6.12 (1.22)	10.71 (1.32)	11.11 (0.53)
total	98.86 (1.05)	99.44 (0.23)	98.13 (0.21)	99.47 (0.41)	98.78 (0.81)	99.78 (0.74)	98.69 (0.84)	99.05 (0.31)	98.59 (1.08)	98.07 (0.89)
Si	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.03 (0.02)	0.01 (0.01)
Ti	0.07 (0.00)	0.05 (0.01)	0.07 (0.00)	0.04 (0.01)	0.05 (0.00)	0.07 (0.00)	0.05 (0.00)	0.06 (0.00)	0.06 (0.00)	0.06 (0.00)
Al	0.50 (0.02)	0.52 (0.01)	0.56 (0.03)	0.51 (0.01)	0.56 (0.01)	0.59 (0.00)	0.56 (0.02)	0.57 (0.00)	0.64 (0.01)	0.63 (0.02)
Cr	1.06 (0.05)	1.20 (0.06)	1.02 (0.05)	1.25 (0.03)	1.08 (0.03)	1.10 (0.01)	1.10 (0.04)	1.09 (0.00)	0.95 (0.01)	0.96 (0.03)
Fe ³⁺	0.31 (0.06)	0.19 (0.03)	0.28 (0.07)	0.15 (0.01)	0.26 (0.02)	0.18 (0.01)	0.24 (0.02)	0.23 (0.01)	0.23 (0.04)	0.27 (0.02)
Fe ²⁺	0.64 (0.07)	0.51 (0.10)	0.57 (0.02)	0.43 (0.03)	0.50 (0.01)	0.62 (0.04)	0.55 (0.09)	0.74 (0.05)	0.56 (0.04)	0.51 (0.02)
Mn	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.01 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)
Mg	0.41 (0.08)	0.53 (0.08)	0.48 (0.02)	0.61 (0.03)	0.54 (0.01)	0.45 (0.03)	0.49 (0.09)	0.31 (0.06)	0.52 (0.05)	0.54 (0.02)
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0.61 (0.07)	0.49 (0.09)	0.54 (0.02)	0.41 (0.03)	0.48 (0.01)	0.58 (0.03)	0.53 (0.09)	0.71 (0.05)	0.52 (0.04)	0.49 (0.02)
Cr/(Al+Cr)	0.68 (0.00)	0.70 (0.01)	0.65 (0.00)	0.71 (0.01)	0.66 (0.01)	0.65 (0.01)	0.66 (0.01)	0.66 (0.00)	0.60 (0.01)	0.60 (0.01)
2Ti/(2Ti+Cr+Al)	0.08 (0.01)	0.05 (0.02)	0.08 (0.01)	0.04 (0.01)	0.06 (0.00)	0.07 (0.00)	0.05 (0.00)	0.06 (0.00)	0.07 (0.01)	0.07 (0.00)

sample group texture n	SR0803-2.4 1b csp - inclusion 6	csp 11
SiO ₂	0.65 (1.13)	0.26 (0.03)
TiO ₂	2.25 (0.12)	2.34 (0.07)
Al ₂ O ₃	15.74 (0.53)	16.02 (0.23)
Cr ₂ O ₃	37.84 (0.89)	38.31 (0.88)
Fe ₂ O ₃	10.58 (0.65)	10.41 (0.48)
FeO	18.89 (0.89)	19.29 (1.23)
MnO	0.15 (0.08)	0.14 (0.04)
MgO	11.26 (1.25)	10.67 (0.65)
total	97.48 (0.42)	97.70 (0.70)
Si	0.02 (0.04)	0.01 (0.01)
Ti	0.06 (0.00)	0.06 (0.00)
Al	0.61 (0.02)	0.62 (0.01)
Cr	0.98 (0.03)	0.99 (0.02)
Fe ³⁺	0.26 (0.02)	0.26 (0.01)
Fe ²⁺	0.52 (0.03)	0.53 (0.04)
Mn	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)
Mg	0.55 (0.06)	0.52 (0.03)
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ + Mg)	0.49 (0.04)	0.50 (0.03)
Cr/(Al+Cr)	0.62 (0.01)	0.62 (0.00)
2Ti/(2Ti+Cr+Al)	0.07 (0.00)	0.07 (0.00)

sample group texture n	SR0101-3.0					SR0101-7.0				SR0102-1.3				SR0102-1.75				SR0106-1.8		SR0123-5.9	
	rim 4	around 3	csp 5	cruciform 5	girlandes 2	tmt 5	Cr-rt 4	in ol-rim 4	1b 4	in matrix 5	il-rt-xtal 2	tmt 6	1a/2 6	Cr-rt 1	tmt 1	2/3 1	1a/2 4	tmt 4			
SiO ₂	0.06 (0.01)	0.12 (0.04)	0.28 (0.11)	0.09 (0.04)	0.07 (0.04)	0.10 (0.02)	0.10 (0.02)	0.10 (0.03)	0.14 (0.04)	0.27 (0.24)	0.04	0.67	0.13 (0.03)								
TiO ₂	18.35 (2.53)	21.48 (3.59)	15.50 (0.18)	19.51 (1.03)	21.57 (1.26)	23.59 (1.10)	21.57 (1.26)	22.16 (0.35)	20.05 (0.07)	6.20 (0.71)	4.16	23.50	22.08 (2.90)								
Al ₂ O ₃	3.88 (0.85)	1.61 (0.16)	0.95 (0.05)	1.38 (0.14)	2.29 (0.78)	2.31 (0.87)	2.29 (0.78)	1.71 (0.17)	1.95 (0.13)	2.91 (0.31)	8.33	2.48	1.80 (0.26)								
Cr ₂ O ₃	14.19 (7.39)	0.01 (0.01)	0.02 (0.03)	0.24 (0.04)	2.27 (1.74)	0.16 (0.15)	0.16 (0.15)	0.11 (0.07)	0.13 (0.08)	0.03 (0.03)	30.33	0.00	0.02 (0.02)								
Fe ₂ O ₃	13.56 (2.97)	22.86 (7.38)	35.03 (0.47)	26.78 (2.28)	20.64 (3.25)	19.09 (2.94)	20.64 (3.25)	22.40 (0.47)	26.13 (0.35)	52.71 (1.46)	22.58	16.66	22.49 (5.24)								
FeO	42.84 (2.54)	48.56 (3.12)	44.02 (0.05)	45.15 (0.55)	46.17 (0.42)	47.67 (1.97)	46.17 (0.42)	48.04 (0.49)	46.75 (0.36)	31.97 (1.22)	23.99	49.35	48.66 (2.81)								
MnO	0.28 (0.08)	0.35 (0.12)	0.30 (0.01)	0.49 (0.18)	0.46 (0.14)	0.38 (0.02)	0.46 (0.14)	0.38 (0.04)	0.28 (0.05)	0.34 (0.10)	0.23	0.46	0.36 (0.08)								
MgO	3.01 (0.54)	0.51 (0.11)	0.20 (0.03)	1.32 (0.34)	2.35 (1.11)	2.55 (1.44)	2.35 (1.11)	1.49 (0.07)	1.11 (0.07)	2.70 (0.28)	7.57	1.58	1.13 (0.16)								
total	96.18 (1.16)	95.50 (0.57)	96.30 (0.34)	94.97 (0.95)	95.80 (1.50)	95.85 (1.08)	95.80 (1.50)	96.38 (0.61)	96.54 (0.41)	97.41 (0.66)	97.34	94.99	96.91 (0.63)								
Si	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.01 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.01)	0.00	0.03	0.01 (0.00)								
Ti	0.52 (0.08)	0.63 (0.11)	0.45 (0.01)	0.57 (0.03)	0.62 (0.02)	0.67 (0.03)	0.62 (0.02)	0.64 (0.01)	0.58 (0.00)	0.18 (0.02)	0.11	0.68	0.63 (0.08)								
Al	0.17 (0.03)	0.07 (0.01)	0.04 (0.00)	0.06 (0.01)	0.10 (0.03)	0.10 (0.04)	0.10 (0.03)	0.08 (0.01)	0.09 (0.01)	0.13 (0.01)	0.34	0.11	0.08 (0.01)								
Cr	0.42 (0.21)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.01 (0.00)	0.07 (0.05)	0.00 (0.01)	0.07 (0.05)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.84	0.00	0.00 (0.00)								
Fe ³⁺	0.38 (0.09)	0.67 (0.22)	1.03 (0.01)	0.78 (0.06)	0.59 (0.11)	0.54 (0.08)	0.59 (0.11)	0.64 (0.01)	0.75 (0.01)	1.50 (0.05)	0.60	0.48	0.64 (0.15)								
Fe ²⁺	1.34 (0.10)	1.57 (0.10)	1.43 (0.01)	1.47 (0.03)	1.47 (0.03)	1.51 (0.07)	1.47 (0.03)	1.53 (0.01)	1.49 (0.01)	1.01 (0.04)	0.70	1.58	1.55 (0.09)								
Mn	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.02 (0.01)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01	0.01	0.01 (0.00)								
Mg	0.17 (0.03)	0.03 (0.01)	0.01 (0.00)	0.08 (0.02)	0.13 (0.06)	0.14 (0.08)	0.13 (0.06)	0.08 (0.00)	0.06 (0.00)	0.15 (0.02)	0.40	0.09	0.06 (0.01)								
X _{mt}	0.15 (0.05)	0.33 (0.11)	0.52 (0.01)	0.40 (0.03)	0.29 (0.06)	0.27 (0.05)	0.29 (0.06)	0.32 (0.01)	0.38 (0.00)	0.82 (0.02)	0.59	0.23	0.32 (0.08)								
T _c (calc)	-27.3 (43)	120.7 (91)	269.2 (5)	178 (25)	90 (50)	76 (36)	90 (50)	118 (5)	161 (3)	470 (15)	315	47	116 (66)								
T _c (meas)	520 / 590			568 / 584				200		500	264		522								

sample group texture	SR0129-4.5 2/1a tmt 7	SR0131-4.4 2 mt-grain 10	SR0132-5.3 1a tmt 10	SR0352-8.4 2/1b tmt 9	SR0355-2.1 2 low Cr- mt 2	SR0436-1.1 3 rim around csp 5	SR0443-2.1 1b/2 skeletal tmt 12	SR0446-2.0 3 tmt 8	SR0456-1.2 1b tmt 4	SR0501-1.1 1b/2 rim around csp 5
SiO ₂	0.08 (0.03)	0.12 (0.09)	0.07 (0.03)	0.11 (0.07)	0.24 (0.24)	0.10 (0.02)	0.08 (0.02)	0.09 (0.02)	0.55 (0.19)	0.09 (0.04)
TiO ₂	22.36 (1.11)	16.35 (1.55)	22.85 (0.66)	13.76 (3.38)	2.77 (0.73)	4.58 (1.14)	16.64 (2.95)	14.03 (1.86)	20.12 (3.70)	16.25 (1.06)
Al ₂ O ₃	1.55 (0.19)	1.75 (0.13)	1.67 (0.10)	2.28 (0.40)	4.05 (0.63)	4.97 (1.24)	1.83 (0.24)	2.06 (0.56)	2.01 (0.06)	3.43 (0.89)
Cr ₂ O ₃	0.06 (0.03)	0.14 (0.04)	0.13 (0.03)	0.06 (0.03)	2.62 (0.21)	19.57 (6.02)	0.11 (0.03)	1.84 (1.55)	0.03 (0.03)	10.66 (8.40)
Fe ₂ O ₃	22.56 (2.17)	35.12 (2.73)	23.00 (1.09)	37.81 (5.99)	55.44 (0.36)	34.78 (7.64)	33.50 (5.15)	36.23 (4.86)	25.58 (6.91)	22.89 (6.72)
FeO	48.32 (0.93)	38.83 (0.91)	46.10 (0.68)	41.20 (2.85)	27.32 (0.99)	27.52 (2.51)	43.66 (2.41)	41.37 (1.23)	47.40 (2.90)	41.95 (2.28)
MnO	0.47 (0.06)	0.54 (0.09)	0.62 (0.05)	0.26 (0.09)	0.57 (0.04)	0.22 (0.11)	0.31 (0.06)	0.23 (0.06)	0.44 (0.06)	0.34 (0.07)
MgO	1.43 (0.14)	3.87 (0.40)	3.22 (0.33)	1.01 (0.31)	3.31 (0.42)	4.84 (2.34)	1.23 (0.23)	1.18 (0.43)	1.11 (0.22)	2.62 (1.22)
total	97.00 (0.69)	96.73 (0.38)	97.66 (0.40)	96.71 (0.85)	96.63 (0.24)	96.68 (2.04)	97.56 (0.92)	97.25 (0.61)	97.66 (0.55)	98.36 (0.67)
Si	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.01 (0.01)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.02 (0.01)	0.00 (0.00)
Ti	0.64 (0.03)	0.46 (0.04)	0.64 (0.02)	0.40 (0.10)	0.08 (0.02)	0.13 (0.03)	0.48 (0.08)	0.40 (0.05)	0.57 (0.10)	0.45 (0.04)
Al	0.07 (0.01)	0.08 (0.01)	0.07 (0.01)	0.10 (0.02)	0.18 (0.03)	0.21 (0.05)	0.08 (0.01)	0.09 (0.02)	0.09 (0.00)	0.15 (0.04)
Cr	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.08 (0.01)	0.57 (0.18)	0.24 (0.08)	0.06 (0.05)	0.00 (0.00)	0.31 (0.24)
Fe ³⁺	0.65 (0.06)	0.99 (0.08)	0.64 (0.03)	1.09 (0.18)	1.57 (0.01)	0.96 (0.22)	0.55 (0.10)	1.04 (0.15)	0.73 (0.20)	0.64 (0.20)
Fe ²⁺	1.54 (0.03)	1.22 (0.03)	1.43 (0.02)	1.32 (0.09)	0.86 (0.04)	0.85 (0.10)	1.39 (0.07)	1.32 (0.03)	1.50 (0.09)	1.29 (0.09)
Mn	0.02 (0.00)	0.02 (0.00)	0.02 (0.00)	0.01 (0.00)	0.02 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)
Mg	0.08 (0.01)	0.22 (0.02)	0.18 (0.02)	0.06 (0.02)	0.19 (0.02)	0.26 (0.12)	0.10 (0.02)	0.07 (0.02)	0.06 (0.01)	0.14 (0.06)
X _{mt}	0.33 (0.03)	0.54 (0.04)	0.34 (0.02)	0.57 (0.10)	0.91 (0.02)	0.72 (0.09)	0.50 (0.08)	0.54 (0.08)	0.37 (0.11)	0.31 (0.12)
T _C (calc)	119 (25)	282 (30)	129 (14)	301 (69)	529 (13)	407 (59)	247 (60)	282 (56)	155 (86)	107 (96)
T _C (meas)	136 / 581	467 / 554	102	-120 / 520	510 / 565	15 / 570	220? / 575	518	155	

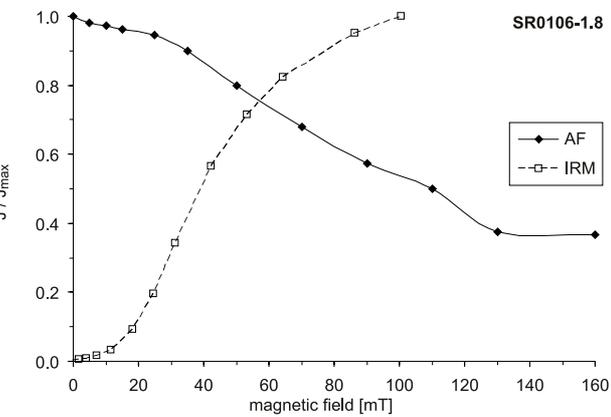
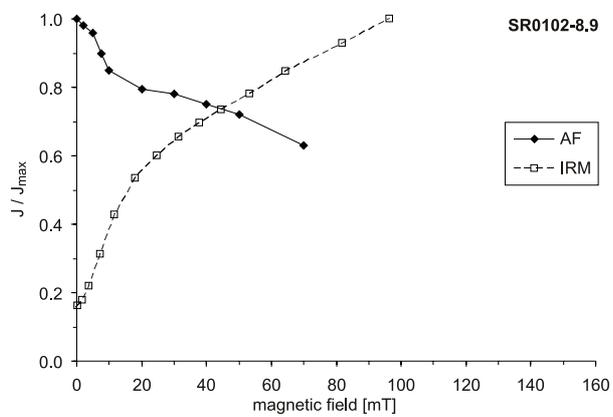
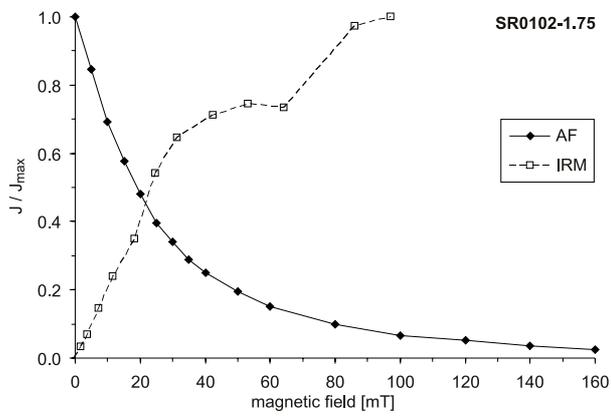
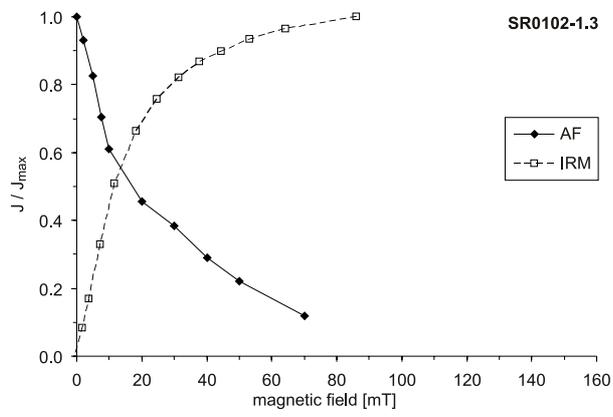
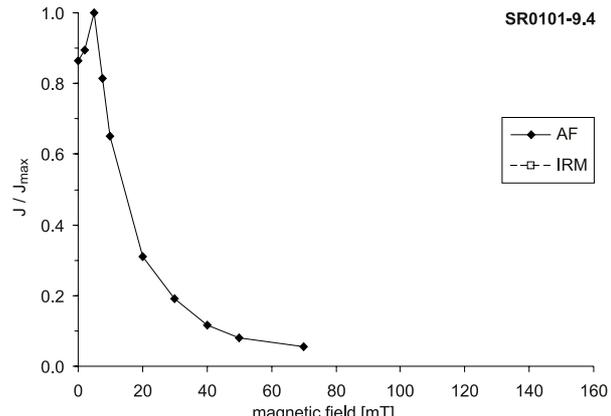
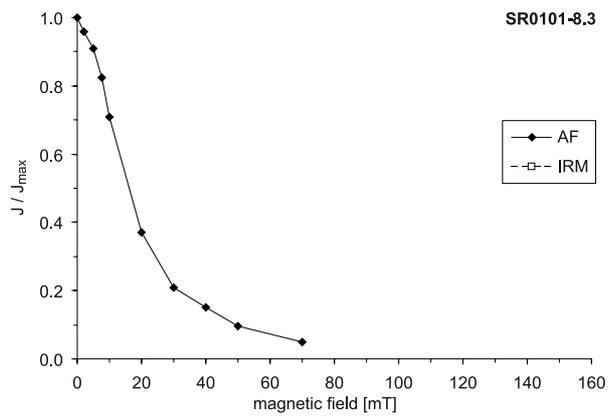
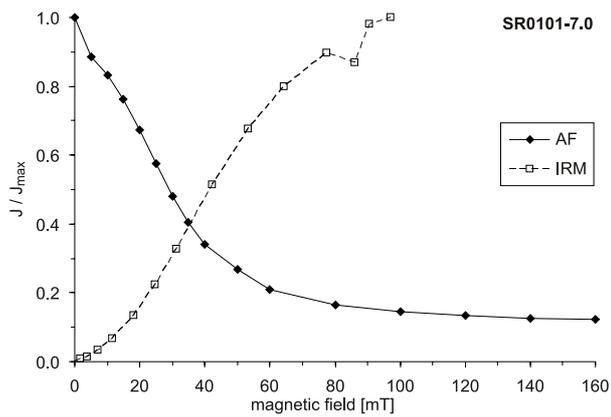
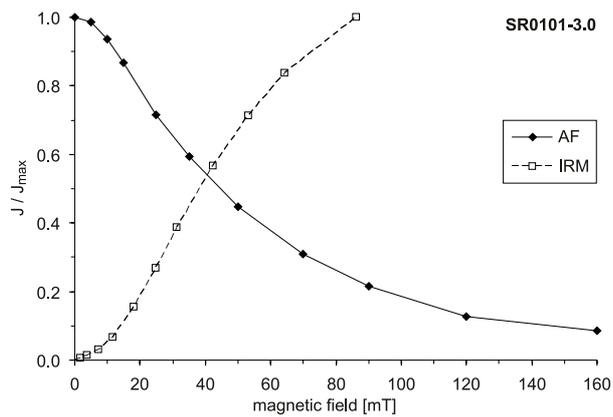
sample group	SR0501-1.1	SR0503-4.8	SR0504-2.3	SR0623-1.7	SR0625-0.6	SR0629-3.2	SR0630-4.2	SR0690-2.7
texture	1b/2	1b/2	1b	1a/2	1a/2	(4)	1b	1b
n	8	8	4	3	2	7	3	2
	skeletal tmt	rim around csp tmt	rim around csp tmt	rim around csp tmt	tmt	tmt	rim around csp tmt	rim around csp
	8	12	6	10	2	7	4	2
SiO ₂	0.15 (0.03)	0.18 (0.06)	0.12 (0.05)	0.12 (0.03)	0.43 (0.43)	0.23 (0.22)	0.11 (0.02)	0.19 (0.04)
TiO ₂	17.13 (2.26)	18.18 (2.54)	14.13 (2.47)	11.76 (0.67)	15.02 (0.21)	21.66 (1.19)	18.14 (1.08)	20.62 (1.67)
Al ₂ O ₃	1.80 (0.28)	2.53 (0.51)	2.38 (0.38)	3.51 (0.27)	2.48 (0.58)	1.95 (0.29)	2.83 (0.12)	2.41 (0.48)
Cr ₂ O ₃	0.07 (0.16)	5.16 (4.58)	5.11 (6.71)	5.88 (1.87)	0.06 (0.07)	0.03 (0.02)	8.48 (0.53)	4.91 (3.48)
Fe ₂ O ₃	32.43 (4.26)	24.55 (3.37)	33.98 (2.13)	36.34 (0.85)	35.59 (1.15)	22.05 (2.90)	21.24 (1.76)	20.93 (0.99)
FeO	44.65 (1.79)	45.10 (1.48)	40.60 (1.75)	35.60 (0.83)	38.78 (0.19)	48.37 (1.45)	44.39 (0.87)	47.58 (1.17)
MnO	0.42 (0.08)	0.45 (0.04)	0.40 (0.08)	0.28 (0.06)	0.45 (0.08)	0.49 (0.28)	0.31 (0.03)	0.34 (0.04)
MgO	0.91 (0.29)	1.80 (0.52)	2.09 (0.09)	3.83 (0.30)	3.41 (0.06)	0.82 (0.52)	1.93 (0.21)	1.47 (0.10)
total	97.82 (0.73)	98.55 (1.30)	97.17 (0.65)	97.52 (0.47)	96.22 (0.82)	95.91 (1.06)	97.65 (0.89)	98.51 (0.10)
Si	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.02 (0.02)	0.01 (0.01)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)
Ti	0.49 (0.06)	0.52 (0.05)	0.40 (0.07)	0.33 (0.02)	0.43 (0.01)	0.63 (0.04)	0.51 (0.03)	0.58 (0.05)
Al	0.08 (0.01)	0.11 (0.02)	0.10 (0.01)	0.15 (0.01)	0.11 (0.03)	0.09 (0.01)	0.12 (0.01)	0.11 (0.02)
Cr	0.00 (0.01)	0.15 (0.13)	0.00 (0.00)	0.17 (0.05)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.25 (0.02)	0.14 (0.10)
Fe ³⁺	0.93 (0.13)	0.69 (0.10)	0.95 (0.07)	1.01 (0.03)	1.01 (0.03)	0.64 (0.08)	0.60 (0.05)	0.59 (0.03)
Fe ²⁺	1.42 (0.05)	1.40 (0.07)	1.26 (0.07)	1.10 (0.03)	1.22 (0.02)	1.56 (0.06)	1.39 (0.03)	1.48 (0.04)
Mn	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.02 (0.01)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)
Mg	0.05 (0.02)	0.10 (0.03)	0.12 (0.01)	0.21 (0.02)	0.19 (0.01)	0.05 (0.03)	0.11 (0.01)	0.08 (0.01)
X _{mt}	0.48 (0.07)	0.34 (0.06)	0.51 (0.02)	0.59 (0.00)	0.55 (0.01)	0.32 (0.04)	0.28 (0.03)	0.28 (0.03)
T _c (calc)	234 (50)	131 (47)	262 (15)	313 (2)	292 (4)	112 (34)	84 (25)	79 (21)
T _c (meas)	295	332	298	295 / 526	300 / 436	para / 580	286	

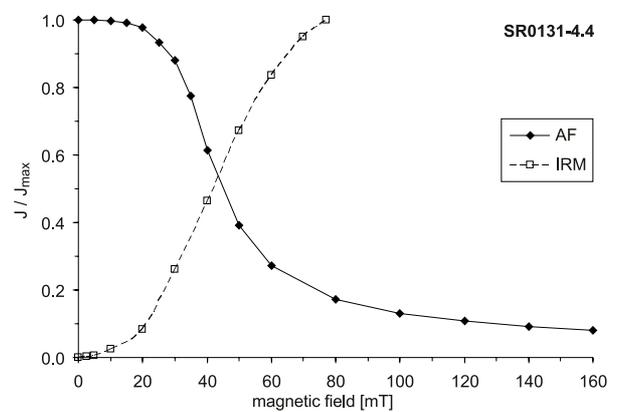
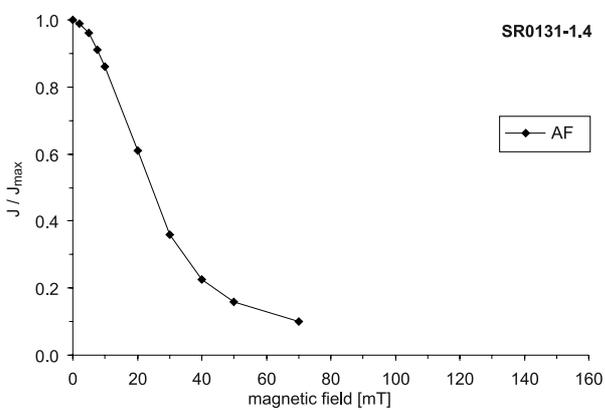
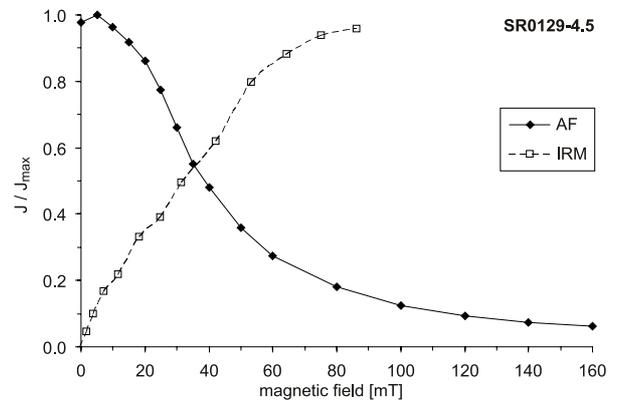
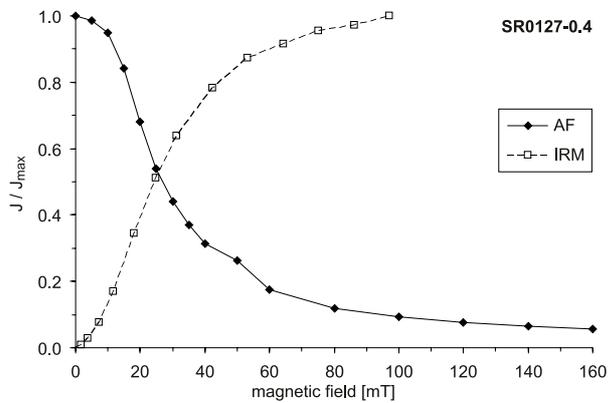
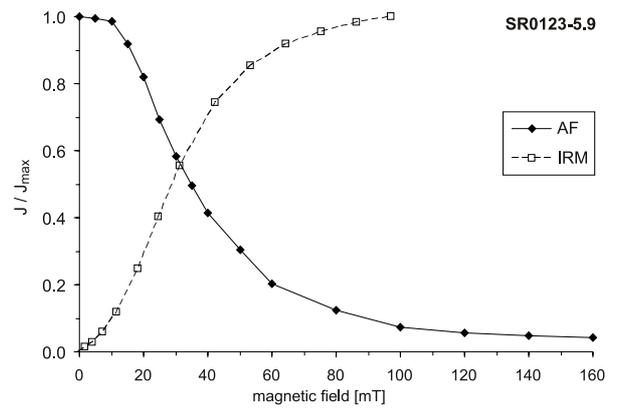
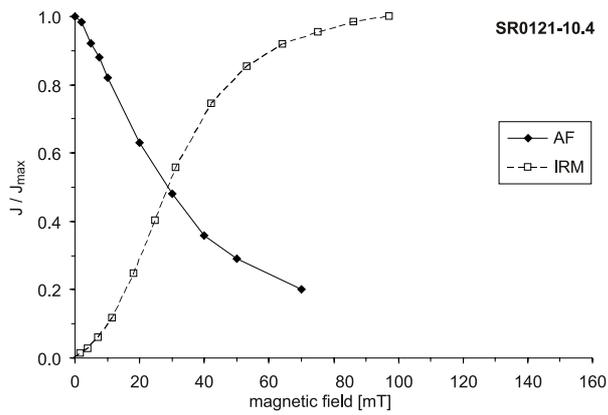
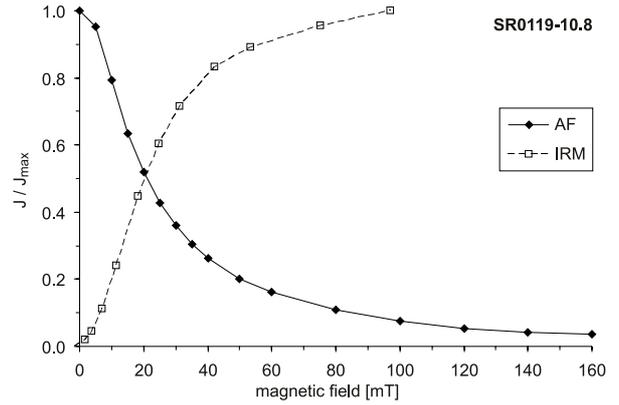
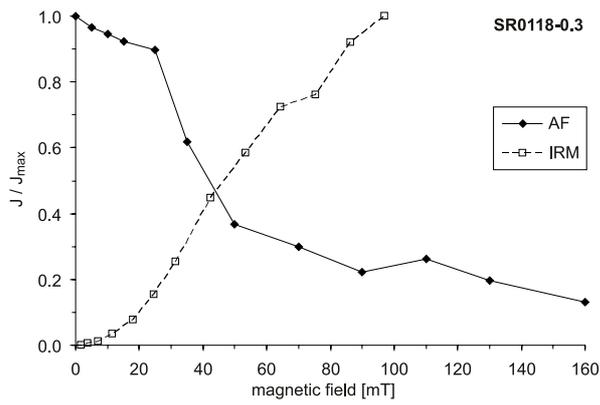
sample group texture	SR0690-2.7	SR0690-6.0	SR0690-6.4	SR0799-16.0	SR0800-0.9	SR0801-13.4	SR0843-8.1	SR0843-8.1	SR0956-2.0	SR0956-15.5	SR0957-3.9
n	1b	1a/2	2/1a	1a	1a	1b	2	2	1b	1a	1b
	tmt	rim	rim	tmt	tmt	tmt	tmt	tmt	tmt	tmt	tmt
	3	2	2	17	16	13	9	2	18	16	10
	tmt	rim	rim	tmt	tmt	tmt	tmt	tmt	tmt	tmt	tmt
	3	2	2	17	16	13	9	2	18	16	10
SiO ₂	0.17 (0.03)	0.24 (0.17)	0.12 (0.08)	0.11 (0.01)	0.12 (0.06)	0.17 (0.11)	3.004	(1.31) 2.825 (0.69)	0.29 (0.10)	0.13 (0.05)	0.55 (0.23)
TiO ₂	20.34 (0.80)	8.16 (0.76)	19.74 (6.56)	23.53 (1.36)	20.83 (1.05)	20.71 (1.59)	0.039	(0.07) 13.39 (0.22)	16.02 (0.91)	18.38 (0.80)	15.89 (1.96)
Al ₂ O ₃	1.81 (0.12)	2.64 (0.15)	1.84 (0.12)	1.85 (0.27)	2.07 (0.30)	2.01 (0.37)	0.226	(0.53) 1.248 (0.50)	2.58 (0.37)	1.91 (0.33)	2.25 (0.35)
Cr ₂ O ₃	0.01 (0.02)	1.31 (0.23)	5.76 (3.13)	0.06 (0.08)	0.02 (0.02)	0.17 (0.16)	0	(0.00) 0	0.01 (0.01)	0.02 (0.02)	0.00 (0.01)
Fe ₂ O ₃	26.67 (1.77)	48.38 (0.51)	21.81 (10.34)	20.26 (2.61)	25.72 (1.90)	25.16 (2.90)	63.03	(3.64) 31.82 (2.57)	33.46 (2.02)	30.55 (1.37)	33.02 (3.54)
FeO	48.56 (0.43)	33.40 (0.43)	44.28 (4.90)	48.35 (0.98)	48.61 (0.89)	47.67 (1.41)	33.23	(1.47) 43.74 (0.51)	44.41 (1.00)	46.13 (0.80)	44.72 (1.59)
MnO	0.35 (0.01)	0.30 (0.03)	0.45 (0.01)	0.48 (0.06)	0.47 (0.10)	0.49 (0.07)	0.432	(0.12) 0.093 (0.00)	0.40 (0.03)	0.46 (0.08)	0.49 (0.06)
MgO	0.41 (0.11)	3.04 (0.39)	2.58 (0.52)	2.21 (0.17)	0.82 (0.37)	1.02 (0.27)	0.7	(0.19) 0.467 (0.16)	0.58 (0.11)	0.82 (0.22)	0.27 (0.05)
total	98.63 (0.87)	97.71 (0.75)	96.69 (1.55)	96.95 (0.66)	98.65 (0.47)	97.70 (0.48)	101.3	(0.72) 94.64 (0.14)	98.08 (0.37)	98.39 (0.88)	97.19 (0.73)
Si	0.01 (0.00)	0.01 (0.01)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.01 (0.00)	0.111	(0.05) 0.11 (0.03)	0.01 (0.00)	0.00 (0.00)	0.02 (0.01)
Ti	0.58 (0.03)	0.23 (0.02)	0.56 (0.19)	0.67 (0.04)	0.59 (0.03)	0.59 (0.05)	0.001	(0.00) 0.393 (0.00)	0.46 (0.03)	0.52 (0.02)	0.46 (0.06)
Al	0.08 (0.01)	0.12 (0.01)	0.08 (0.01)	0.08 (0.01)	0.09 (0.01)	0.09 (0.02)	0.01	(0.02) 0.057 (0.02)	0.12 (0.02)	0.08 (0.01)	0.10 (0.02)
Cr	0.00 (0.00)	0.04 (0.01)	0.17 (0.09)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.01 (0.01)	0	(0.00) 0	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)
Fe ³⁺	0.76 (0.05)	1.37 (0.03)	0.62 (0.29)	0.58 (0.07)	0.73 (0.06)	0.72 (0.08)	1.765	(0.12) 0.936 (0.08)	0.95 (0.06)	0.87 (0.04)	0.95 (0.10)
Fe ²⁺	1.53 (0.02)	1.05 (0.00)	1.40 (0.16)	1.53 (0.03)	1.52 (0.03)	1.51 (0.05)	1.033	(0.04) 1.429 (0.01)	1.41 (0.03)	1.45 (0.02)	1.43 (0.06)
Mn	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.02 (0.00)	0.01 (0.00)	0.02 (0.00)	0.014	(0.00) 0.003 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.02 (0.00)
Mg	0.02 (0.01)	0.17 (0.02)	0.15 (0.03)	0.12 (0.01)	0.05 (0.02)	0.06 (0.02)	0.039	(0.01) 0.027 (0.01)	0.03 (0.01)	0.05 (0.01)	0.02 (0.00)
X _{mt}	0.38 (0.02)	0.76 (0.02)	0.31 (0.17)	0.29 (0.04)	0.36 (0.03)	0.36 (0.05)	0.999	(0.00) 0.533 (0.03)	0.49 (0.03)	0.44 (0.02)	0.49 (0.06)
T _c (calc)	159 (19)	430 (11)	106 (137)	92 (32)	148 (24)	146 (36)	579.2	275.8	244 (25)	208 (17)	244 (42)
T _c (meas)	192	335 / 480		475 / 535	135 / 580	180			262	204	273

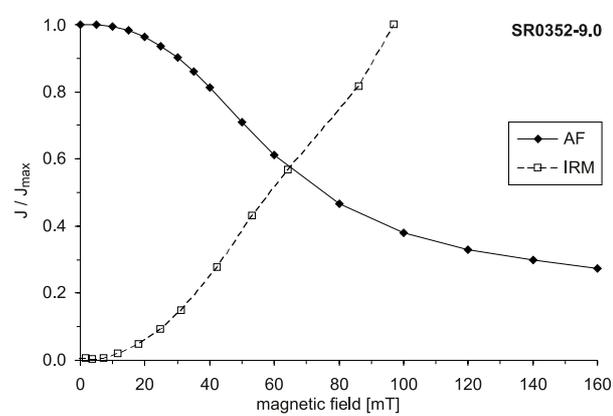
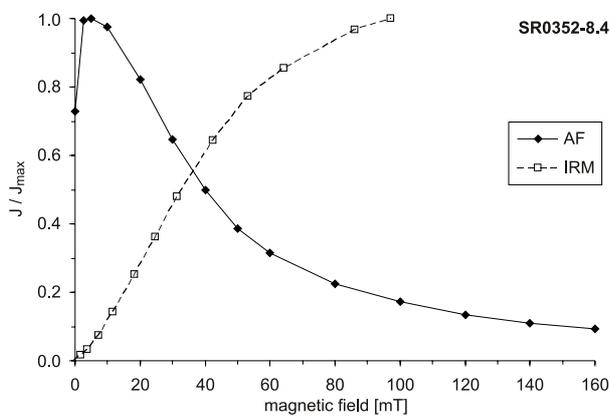
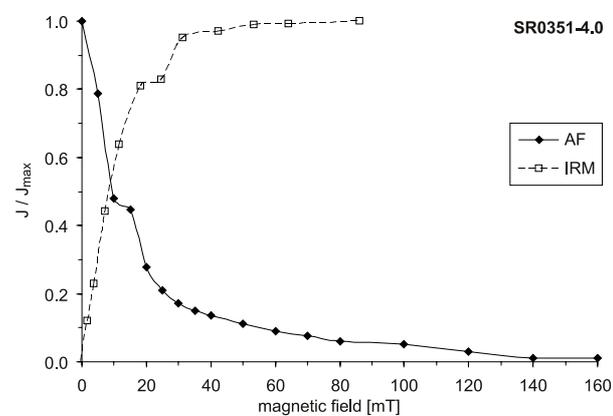
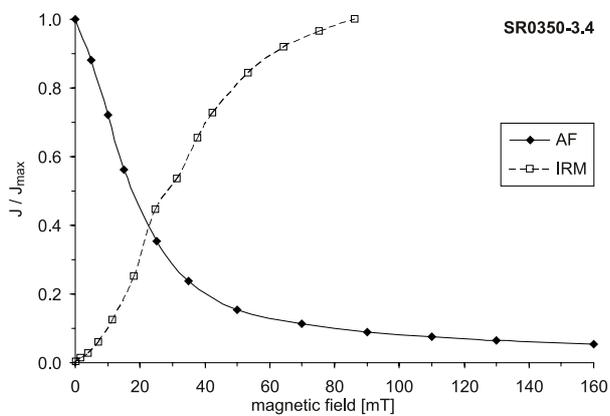
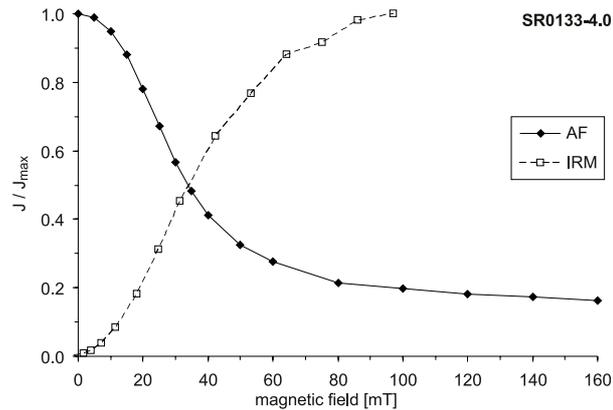
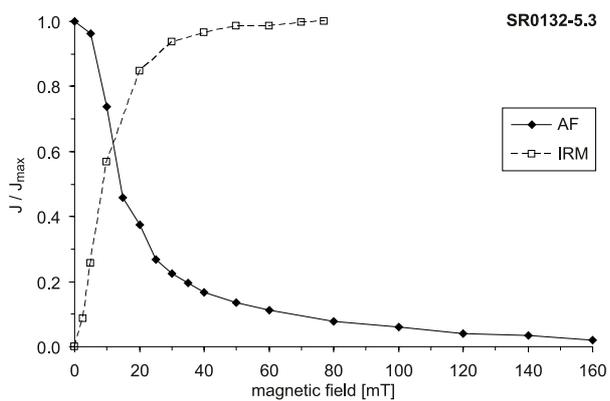
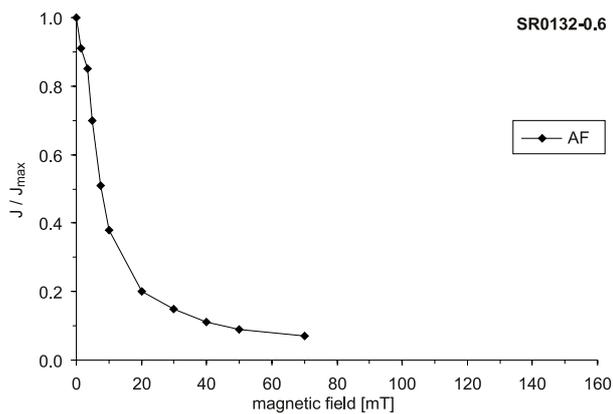
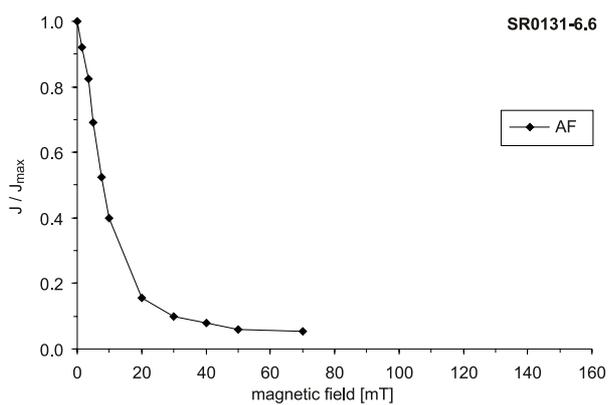
sample group texture	SR0101-3.0 3 ilhm	SR0101-7.0 2 ilhm	SR0102-1.3 1b ilhm	SR0102-1.75 1a/2 ilhm	SR123-5.9 1a/2 ilhm	SR127-0.4 3 ilhm	Ti-hm 7	SR0129-4.5 2/1a ilhm	SR0131-4.4 2 ilhm	SR0132-5.3 1a ilhm	SR0133-4.0 3 Ti-hm
n	4	9	12	10	2	6	3	1	3	9	18
SiO ₂	0.13 (0.05)	0.04 (0.04)	0.09 (0.04)	0.15 (0.13)	0.46 (0.51)	0.09 (0.06)	0.07 (0.02)	0.28	0.06 (0.01)	0.03 (0.03)	0.14 (0.05)
TiO ₂	47.75 (0.44)	49.87 (0.71)	47.92 (1.30)	28.21 (4.18)	44.87 (2.67)	48.00 (0.95)	8.00 (2.25)	47.93	49.28 (0.40)	50.85 (0.31)	24.75 (2.45)
Al ₂ O ₃	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.05 (0.04)	0.51 (0.10)	0.21 (0.18)	0.01 (0.03)	2.56 (0.16)	0.00	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	2.28 (0.43)
Cr ₂ O ₃	0.02 (0.02)	0.11 (0.18)	0.07 (0.15)	0.05 (0.04)	0.02 (0.03)	0.01 (0.01)	0.01 (0.02)	0.00	0.04 (0.02)	0.02 (0.03)	0.24 (0.10)
Fe ₂ O ₃	6.66 (0.82)	5.80 (1.50)	8.27 (1.86)	44.87 (6.92)	10.74 (5.74)	8.61 (1.51)	84.46 (4.71)	6.02	9.28 (0.59)	5.19 (0.67)	47.87 (5.21)
FeO	40.98 (0.10)	38.08 (1.23)	38.24 (2.18)	20.01 (2.41)	37.59 (2.47)	38.64 (0.68)	5.79 (1.80)	39.36	31.01 (0.16)	36.32 (0.45)	17.47 (2.91)
MnO	0.58 (0.17)	0.62 (0.13)	0.36 (0.05)	0.16 (0.04)	0.48 (0.02)	0.63 (0.14)	0.21 (0.08)	0.55	0.68 (0.03)	0.59 (0.05)	0.52 (0.13)
MgO	0.61 (0.13)	3.32 (0.70)	2.35 (1.82)	2.82 (1.02)	1.27 (0.16)	2.08 (0.25)	0.61 (0.07)	1.58	6.87 (0.15)	4.72 (0.16)	2.26 (0.47)
total	97.01 (0.71)	98.01 (0.49)	97.63 (0.77)	97.03 (0.61)	96.03 (0.42)	98.22 (0.74)	101.70 (1.08)	96.25	97.52 (0.18)	98.02 (0.65)	95.80 (0.75)
Si	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.01 (0.01)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.01	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)
Ti	0.93 (0.01)	0.94 (0.01)	0.92 (0.02)	0.55 (0.07)	0.88 (0.04)	0.92 (0.02)	0.15 (0.04)	0.93	0.91 (0.00)	0.95 (0.01)	0.49 (0.05)
Al	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.02 (0.00)	0.01 (0.01)	0.00 (0.00)	0.08 (0.00)	0.00	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.07 (0.01)
Cr	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)
Fe ³⁺	0.13 (0.02)	0.11 (0.03)	0.16 (0.04)	0.88 (0.14)	0.21 (0.12)	0.16 (0.03)	1.61 (0.08)	0.12	0.17 (0.01)	0.10 (0.01)	0.94 (0.10)
Fe ²⁺	0.89 (0.01)	0.80 (0.03)	0.33 (0.04)	0.43 (0.05)	0.82 (0.04)	0.82 (0.01)	0.12 (0.04)	0.85	0.64 (0.00)	0.76 (0.01)	0.38 (0.07)
Mn	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.00 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.00 (0.00)	0.01	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)
Mg	0.02 (0.01)	0.12 (0.03)	0.07 (0.02)	0.11 (0.04)	0.05 (0.01)	0.08 (0.01)	0.02 (0.00)	0.06	0.25 (0.00)	0.17 (0.01)	0.09 (0.02)
X _{ilm}	0.07 (0.01)	0.05 (0.01)	0.56 (0.03)	0.44 (0.07)	0.11 (0.06)	0.08 (0.02)	0.81 (0.04)	0.06	0.09 (0.01)	0.05 (0.01)	0.47 (0.05)

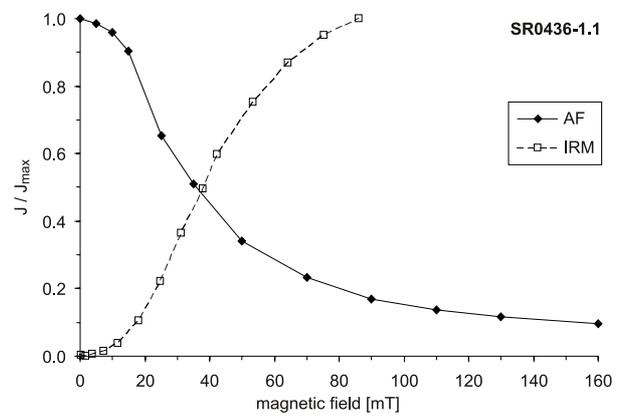
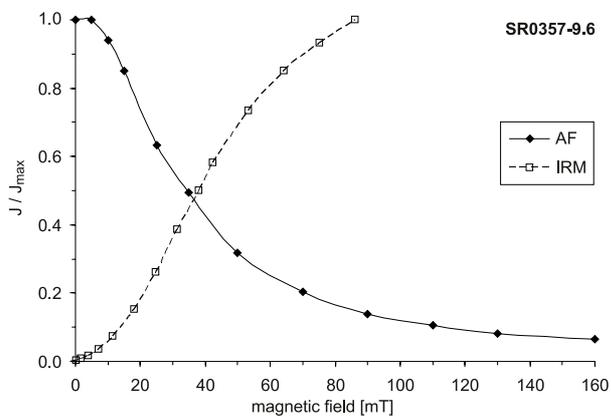
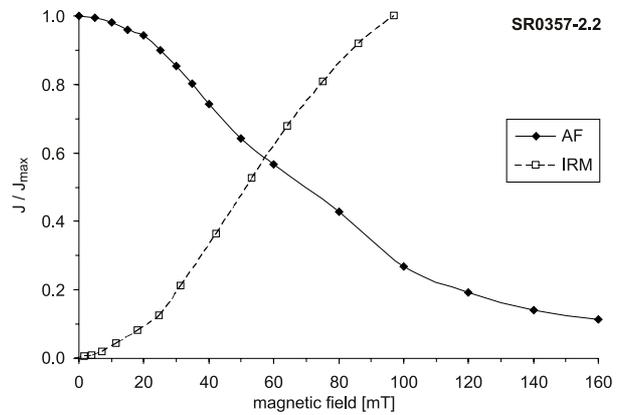
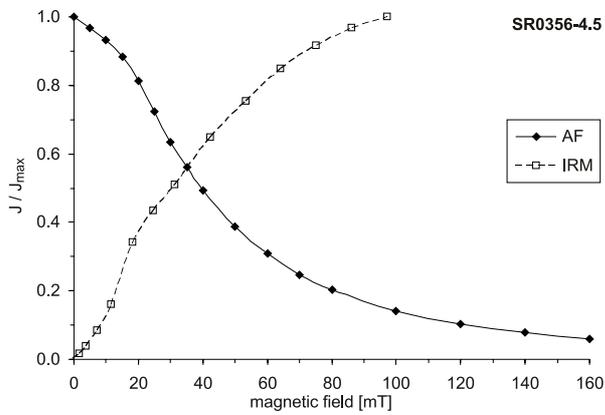
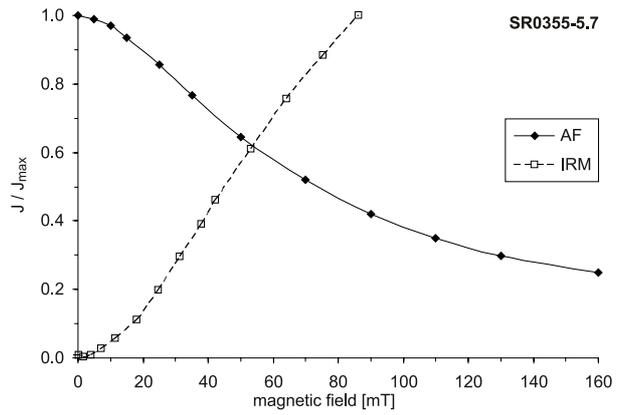
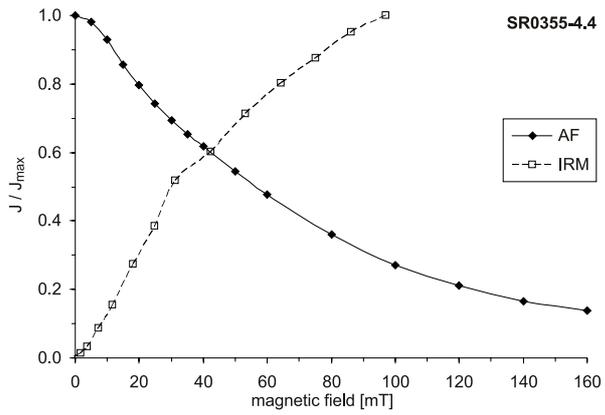
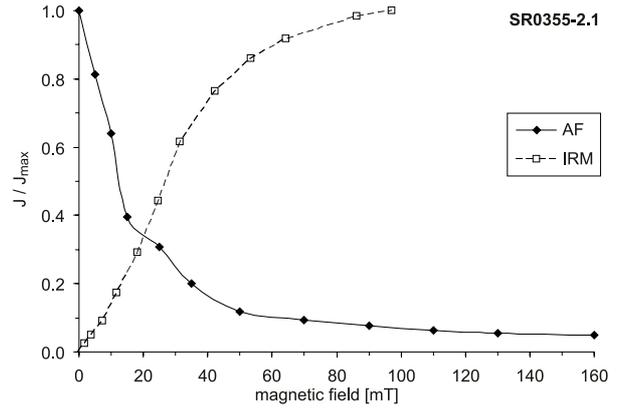
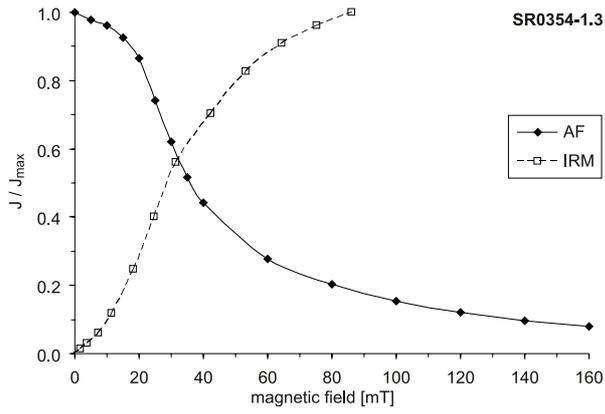
sample group texture	SR0352-8.4 2/lb ilhm 7	SR0352-9.0 2 Ti-hm 6	SR0436-1.1 3 ilhm 11	SR0443-2.1 1b/2 ilhm 18	SR0446-2.0 3 ilhm 18	Ti-hmt 2	Ti-hmt 5	SR0501-1.1 1b/2 ilhm 17	SR0503-4.8 1b/2 ilhm 1	SR0504-2.3 1b ilhm 1	SR0629-3.2 (4) ilhm 7
n	7	6	11	18	18	2	5	17	1	1	7
SiO ₂	0.23 (0.16)	0.10 (0.06)	0.12 (0.06)	0.06 (0.06)	0.06 (0.04)	0.06 (0.08)	0.07 (0.04)	0.12 (0.07)	0.28	0.44	0.06 (0.03)
TiO ₂	47.77 (0.62)	14.03 (5.37)	48.44 (1.18)	48.24 (1.02)	47.69 (2.41)	1.06 (0.48)	4.27 (1.79)	45.14 (0.67)	43.98	37.51	45.21 (3.32)
Al ₂ O ₃	0.04 (0.06)	1.92 (0.69)	0.14 (0.04)	0.11 (0.03)	0.15 (0.11)	0.06 (0.04)	2.47 (0.24)	0.21 (0.04)	0.20	0.33	0.05 (0.09)
Cr ₂ O ₃	0.02 (0.03)	0.06 (0.04)	0.03 (0.05)	0.05 (0.04)	0.03 (0.03)	0.03 (0.02)	0.04 (0.02)	0.03 (0.04)	0.01	0.00	0.01 (0.01)
Fe ₂ O ₃	7.57 (0.59)	69.40 (11.3)	70.75 (17.6)	8.22 (2.76)	9.32 (5.18)	97.34 (1.10)	90.71 (4.02)	12.66 (1.16)	12.91	26.42	12.34 (6.35)
FeO	39.00 (0.28)	9.92 (4.01)	8.01 (7.74)	38.90 (0.92)	38.95 (2.19)	0.47 (0.57)	1.98 (1.33)	38.10 (0.45)	37.68	32.25	37.95 (4.04)
MnO	0.39 (0.05)	0.33 (0.15)	0.40 (0.05)	0.35 (0.06)	0.41 (0.09)	0.03 (0.04)	0.18 (0.11)	0.39 (0.04)	0.44	0.23	0.39 (0.06)
MgO	1.83 (0.37)	1.02 (0.36)	1.72 (0.19)	2.14 (0.23)	1.85 (0.99)	0.05 (0.00)	0.81 (0.29)	1.03 (0.34)	0.72	0.55	1.18 (0.62)
total	97.20 (1.03)	97.11 (2.47)	96.06 (1.50)	98.34 (1.22)	98.66 (1.48)	99.33 (0.13)	100.70 (1.40)	97.96 (0.49)	96.55	98.20	97.37 (0.79)
Si	0.01 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.01	0.01	0.00 (0.00)
Ti	0.92 (0.01)	0.28 (0.11)	0.94 (0.03)	0.92 (0.03)	0.91 (0.05)	0.02 (0.01)	0.08 (0.04)	0.87 (0.01)	0.86	0.73	0.88 (0.06)
Al	0.00 (0.00)	0.06 (0.02)	0.03 (0.01)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.07 (0.01)	0.01 (0.00)	0.01	0.01	0.00 (0.00)
Cr	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00	0.00	0.00 (0.00)
Fe ³⁺	0.15 (0.01)	1.38 (0.21)	1.42 (0.34)	0.16 (0.05)	0.18 (0.10)	1.95 (0.02)	1.76 (0.07)	0.24 (0.02)	0.25	0.51	0.24 (0.12)
Fe ²⁺	0.84 (0.01)	0.22 (0.09)	0.18 (0.17)	0.82 (0.03)	0.82 (0.06)	0.01 (0.01)	0.04 (0.03)	0.82 (0.01)	0.82	0.70	0.82 (0.09)
Mn	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01	0.01	0.01 (0.00)
Mg	0.07 (0.01)	0.04 (0.01)	0.07 (0.01)	0.08 (0.01)	0.07 (0.04)	0.00 (0.00)	0.03 (0.01)	0.04 (0.01)	0.03	0.02	0.05 (0.02)
X _{hm}	0.07 (0.01)	0.69 (0.11)	0.06 (0.03)	0.08 (0.03)	0.09 (0.05)	0.98 (0.01)	0.88 (0.03)	0.12 (0.01)	0.13	0.26	0.12 (0.06)

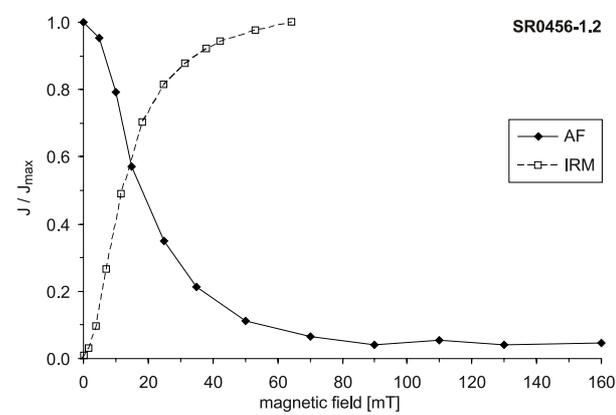
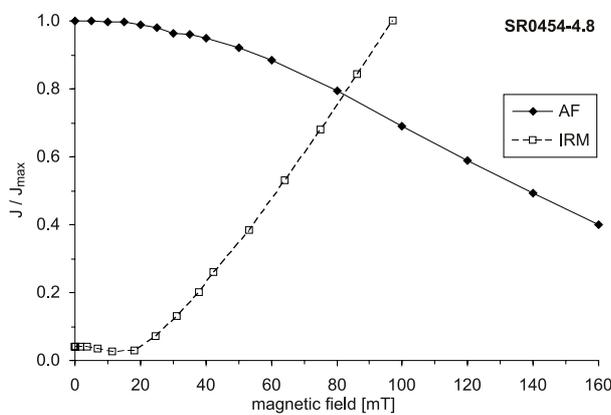
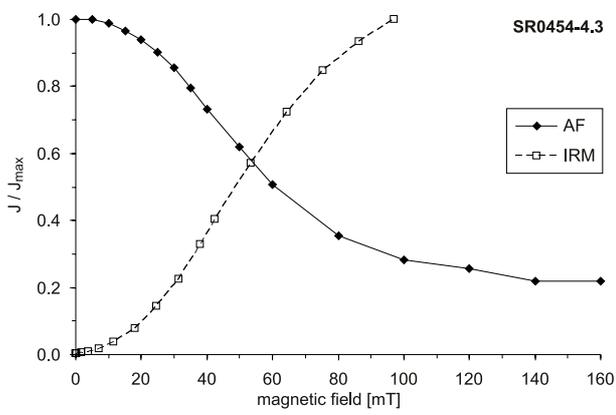
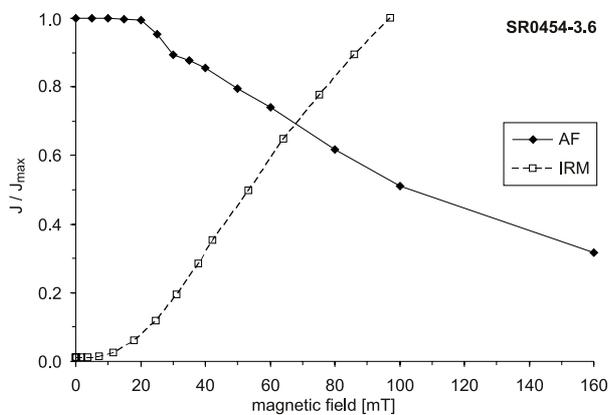
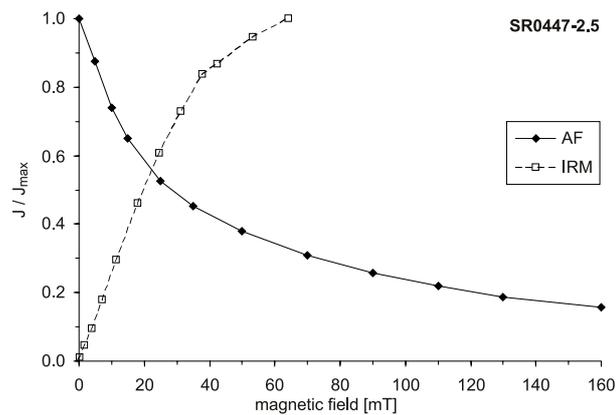
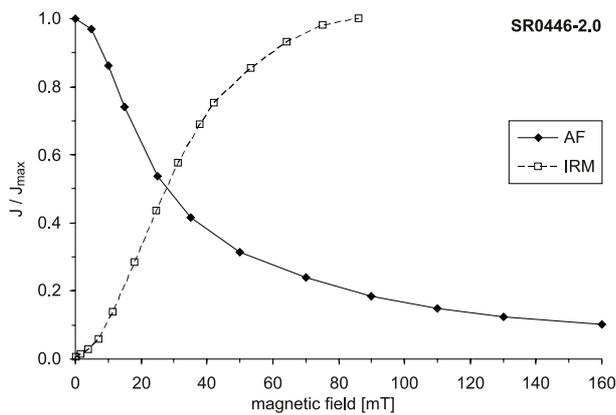
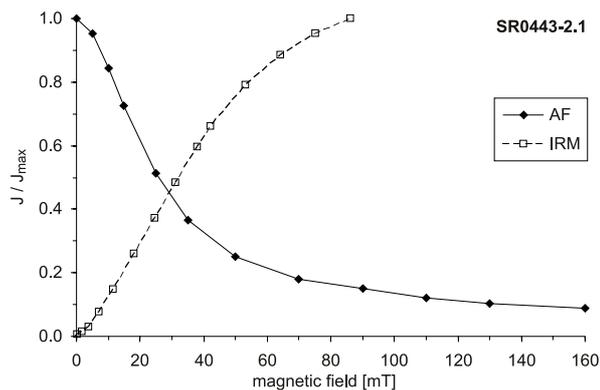
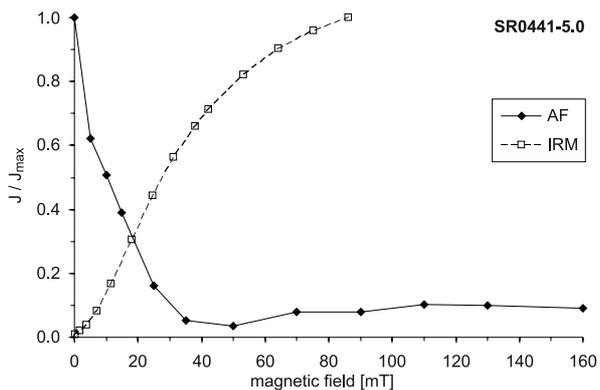
sample group	SR0630-4.2	SR0690-2.7	SR0799-16.0	SR0800-0.9	SR0801-13.4	SR0843-8.1	SR0956-2.0	SR0956-15.5	SR0957-3.9
texture	1b	1b	1a	1a	1b	2	1b	1a	1b
ilhm	ilhm	ilhm	ilhm	ilhm	ilhm	ilhm	ilhm	ilhm	ilhm
n	8	5	13	10	2	4	1	22	2
Ti-hm	1								
SiO ₂	0.12 (0.05)	0.24 (0.13)	0.07 (0.05)	0.12 (0.10)	2.41 (0.28)	1.69 (3.15)	3.41	0.11 (0.07)	1.81 (0.19)
TiO ₂	45.42 (0.42)	46.92 (0.83)	47.59 (0.56)	47.89 (0.64)	44.09 (1.14)	42.34 (5.70)	34.34	46.89 (0.47)	43.12 (0.22)
Al ₂ O ₃	0.02 (0.02)	0.03 (0.03)	0.02 (0.02)	0.02 (0.02)	0.51 (0.30)	0.07 (0.12)	1.17	0.00 (0.01)	0.90 (0.55)
Cr ₂ O ₃	0.05 (0.03)	0.02 (0.02)	0.02 (0.02)	0.02 (0.02)	0.02 (0.02)	0.00 (0.00)	0.00	0.02 (0.03)	0.00 (0.00)
Fe ₂ O ₃	11.11 (0.71)	8.52 (1.56)	8.86 (0.95)	7.99 (0.90)	8.46 (2.47)	16.95 (10.40)	26.86	10.07 (0.62)	13.99 (0.93)
FeO	39.15 (0.24)	40.34 (0.26)	40.71 (0.71)	40.12 (0.41)	37.84 (2.26)	33.94 (3.91)	32.21	39.63 (0.49)	36.98 (0.14)
MnO	0.33 (0.04)	0.36 (0.07)	0.48 (0.08)	0.50 (0.05)	0.48 (0.08)	1.34 (0.68)	0.43	0.52 (0.06)	0.50 (0.00)
MgO	0.56 (0.12)	0.70 (0.38)	0.80 (0.28)	1.21 (0.45)	1.72 (0.20)	1.96 (1.09)	0.30	0.96 (0.13)	0.51 (0.13)
total	97.10 (0.34)	97.47 (0.61)	98.72 (0.67)	98.14 (0.50)	96.08 (0.55)	99.30 (0.60)	99.39	98.50 (0.55)	98.98 (0.46)
Si	0.00 (0.00)	0.01 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.06 (0.01)	0.04 (0.08)	0.09	0.00 (0.00)	0.05 (0.01)
Ti	0.89 (0.01)	0.91 (0.02)	0.91 (0.01)	0.92 (0.01)	0.85 (0.02)	0.80 (0.11)	0.65	0.90 (0.01)	0.82 (0.01)
Al	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.02 (0.01)	0.00 (0.00)	0.03	0.00 (0.00)	0.03 (0.02)
Cr	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)	0.00	0.00 (0.00)	0.00 (0.00)
Fe ³⁺	0.22 (0.01)	0.17 (0.03)	0.17 (0.02)	0.15 (0.02)	0.16 (0.05)	0.32 (0.20)	0.51	0.19 (0.01)	0.27 (0.02)
Fe ²⁺	0.85 (0.00)	0.87 (0.01)	0.87 (0.01)	0.86 (0.01)	0.81 (0.05)	0.71 (0.08)	0.68	0.85 (0.01)	0.78 (0.01)
Mn	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)	0.03 (0.01)	0.01	0.01 (0.00)	0.01 (0.00)
Mg	0.02 (0.00)	0.03 (0.01)	0.03 (0.01)	0.05 (0.02)	0.07 (0.01)	0.07 (0.04)	0.01	0.04 (0.01)	0.02 (0.01)
X _{hm}	0.11 (0.01)	0.08 (0.01)	0.09 (0.01)	0.08 (0.01)	0.08 (0.02)	0.16 (0.10)	0.25	0.10 (0.01)	0.13 (0.01)



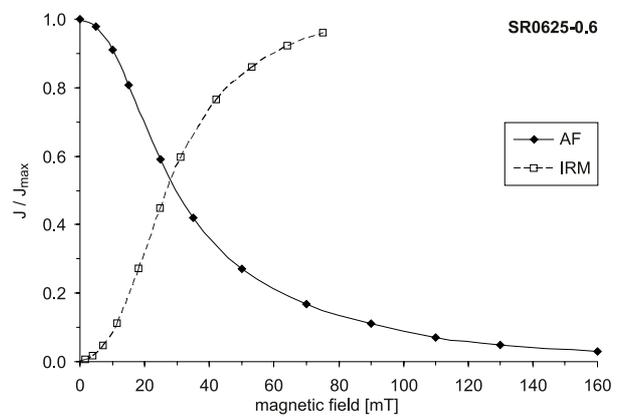
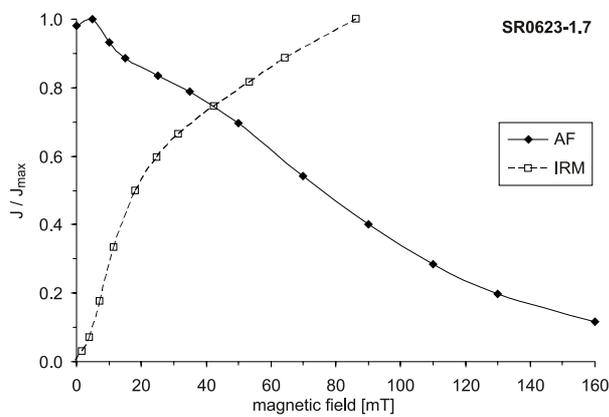
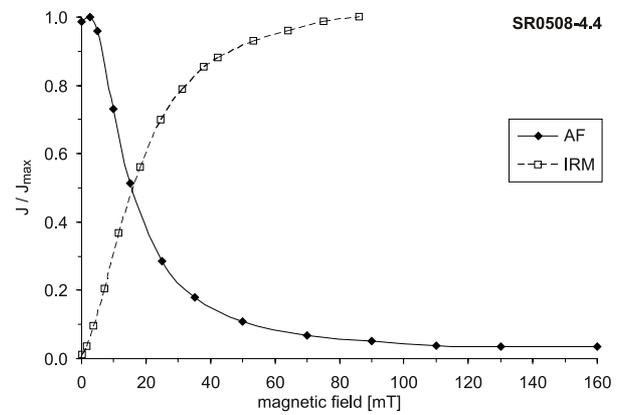
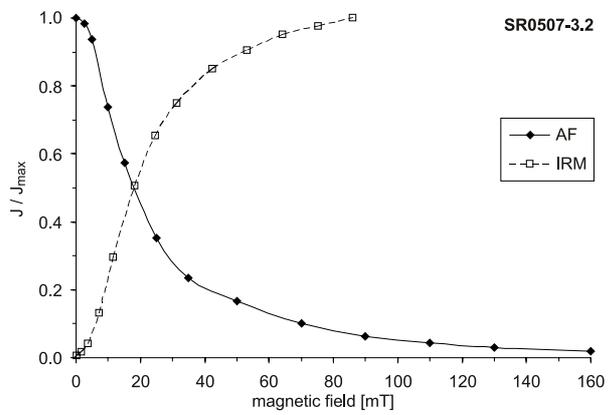
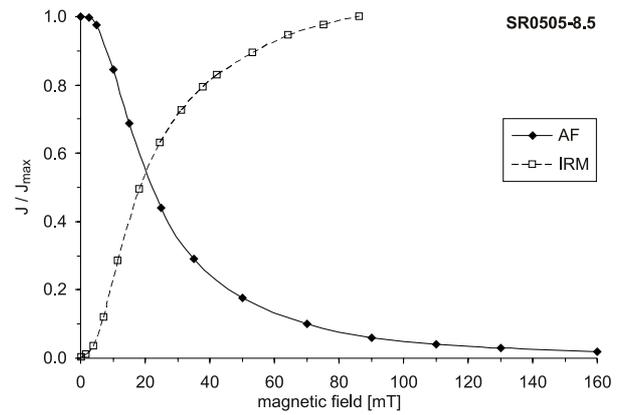
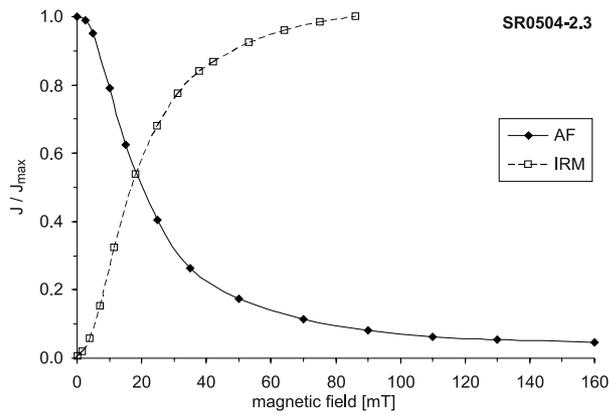
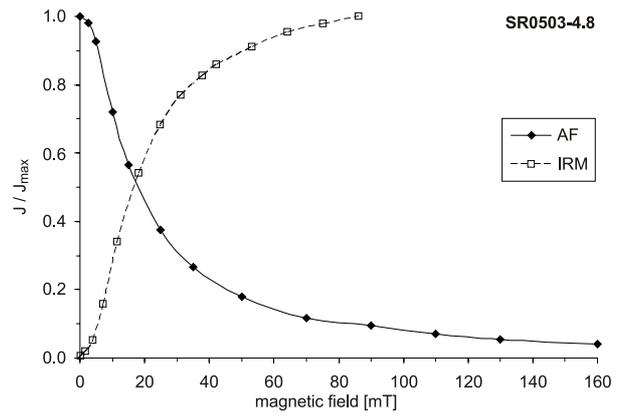
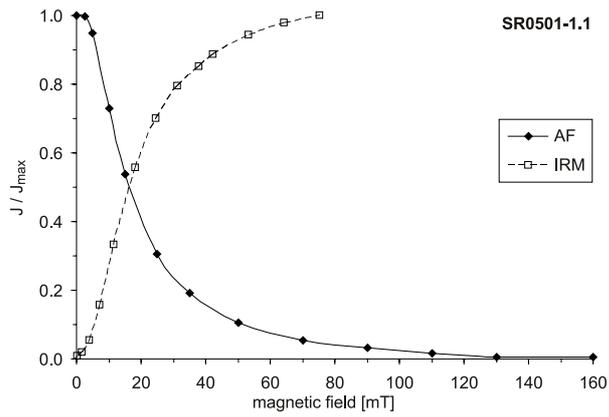


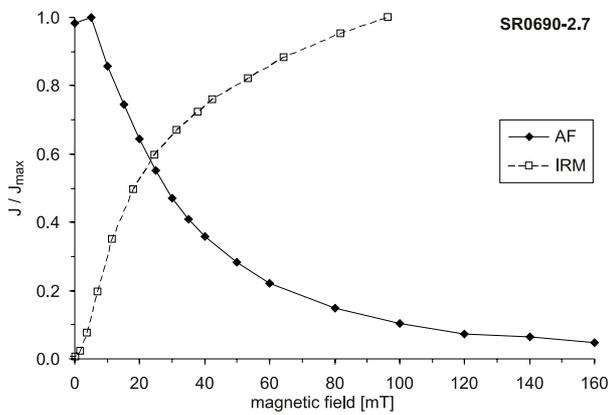
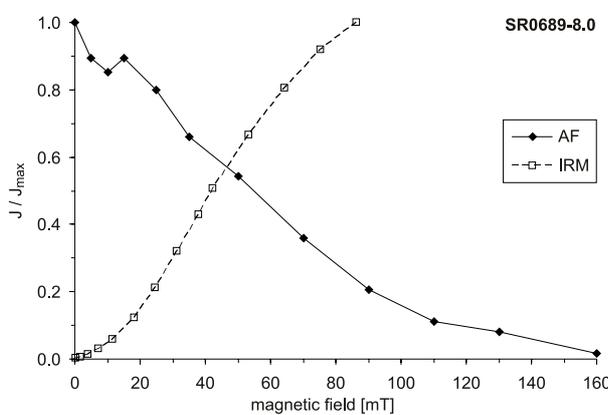
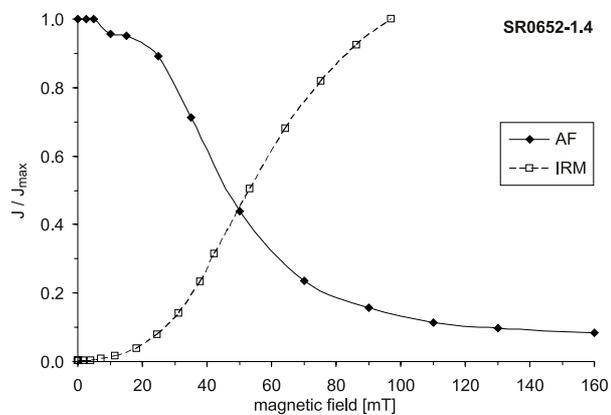
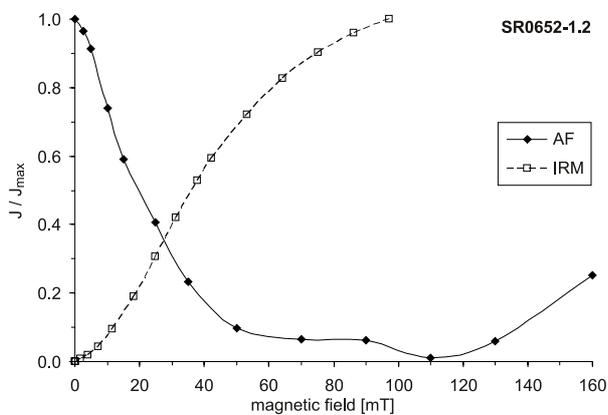
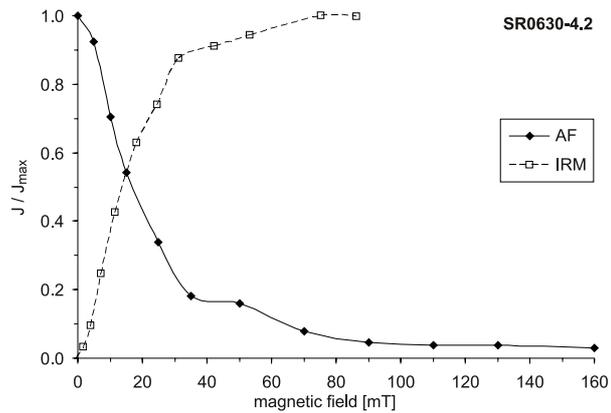
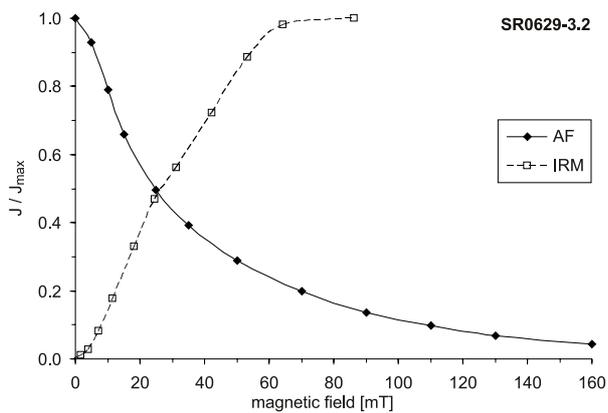
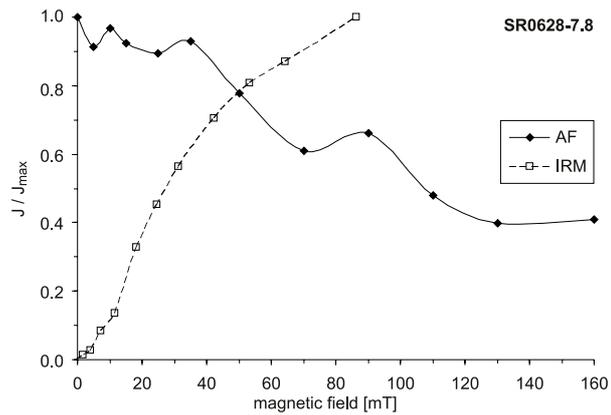
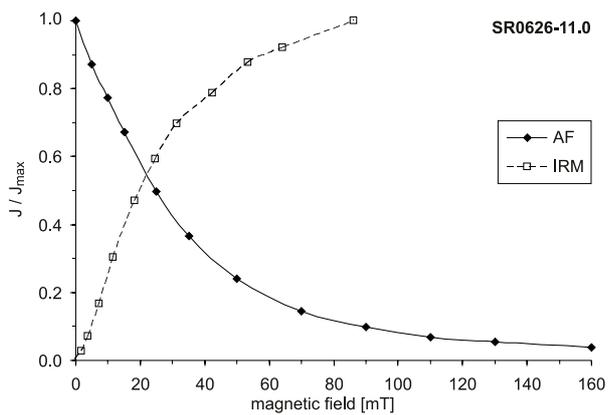




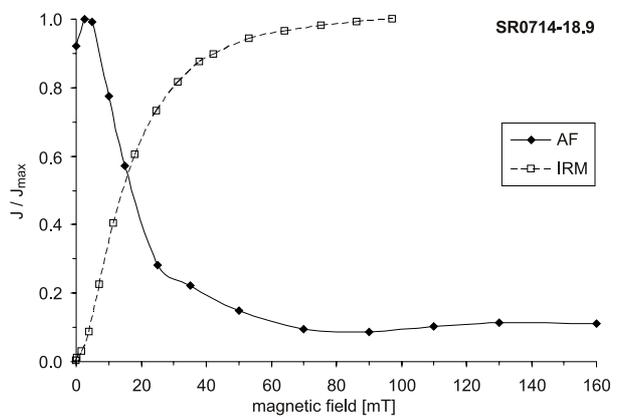
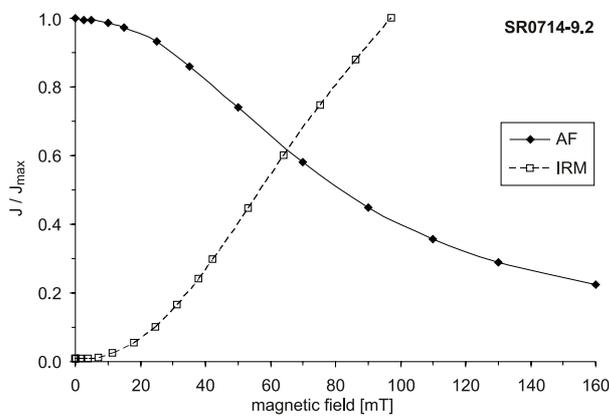
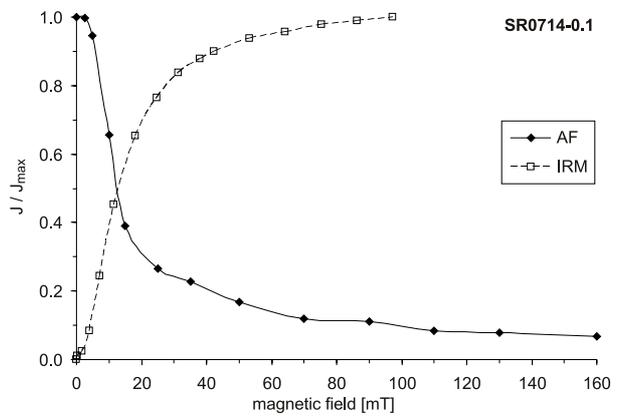
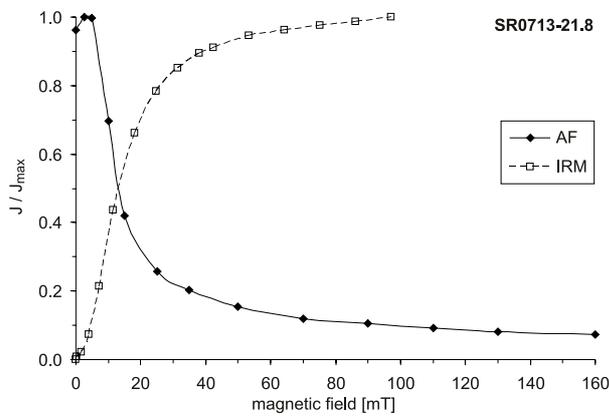
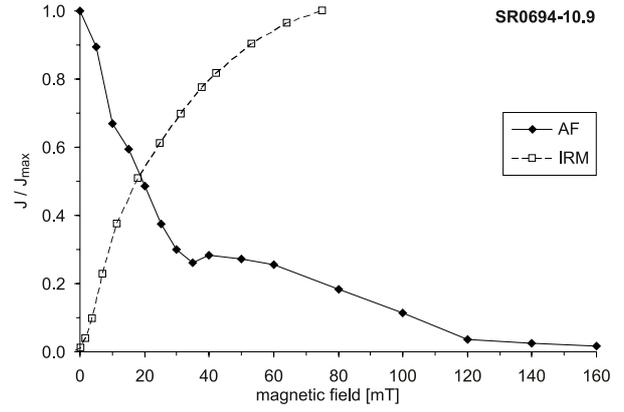
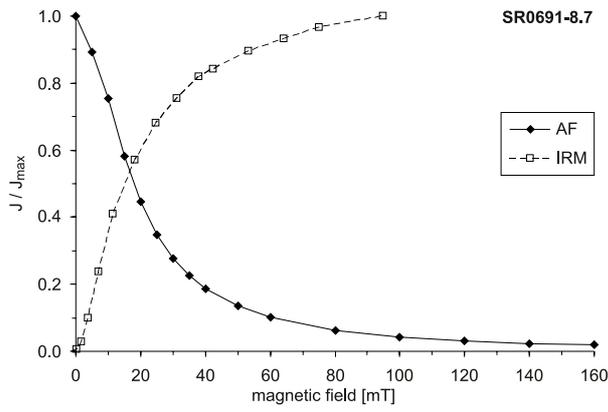
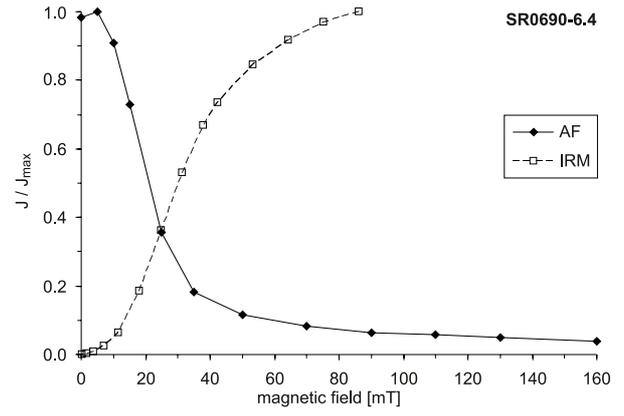
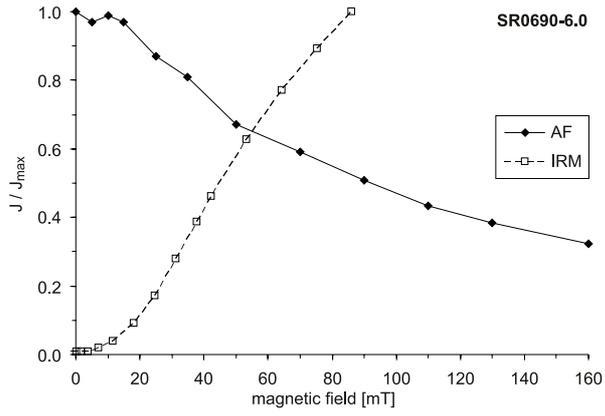


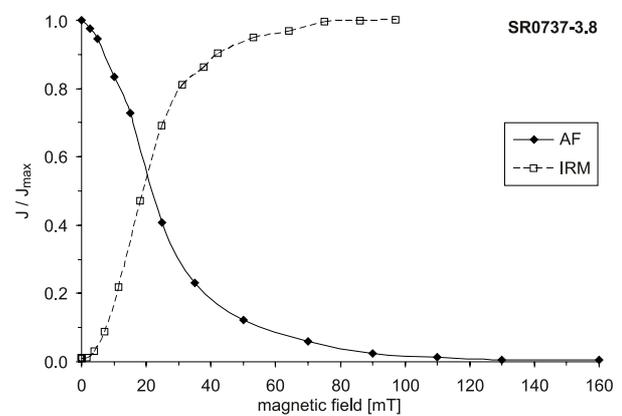
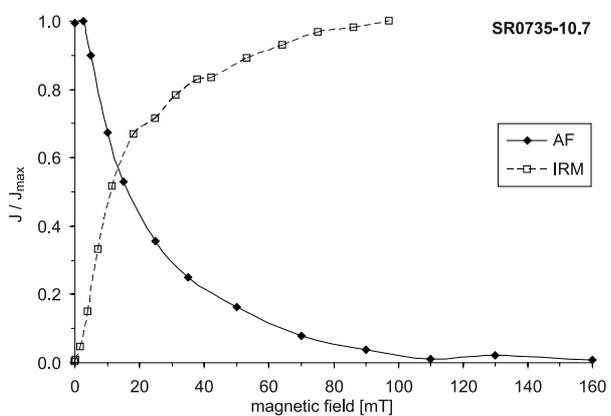
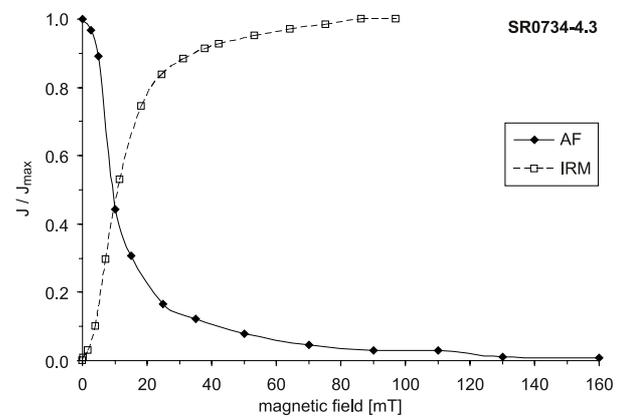
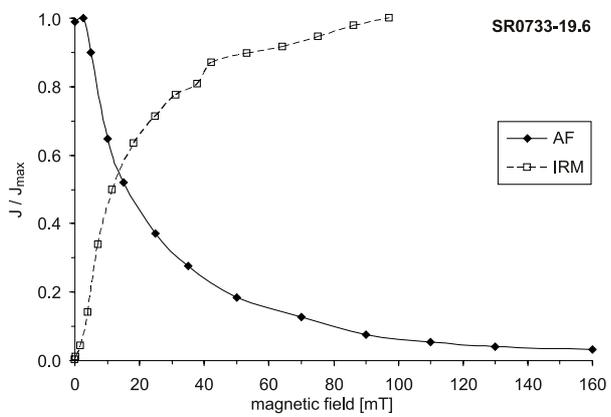
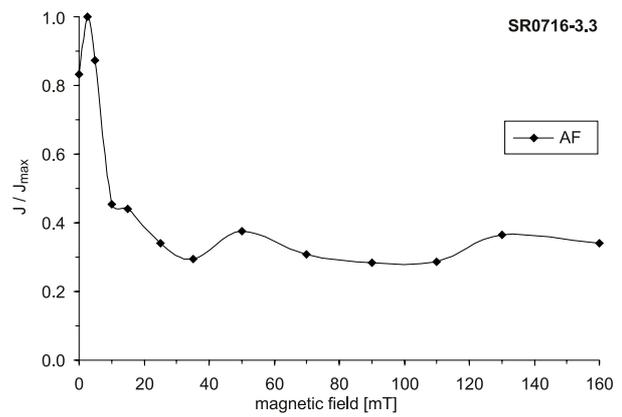
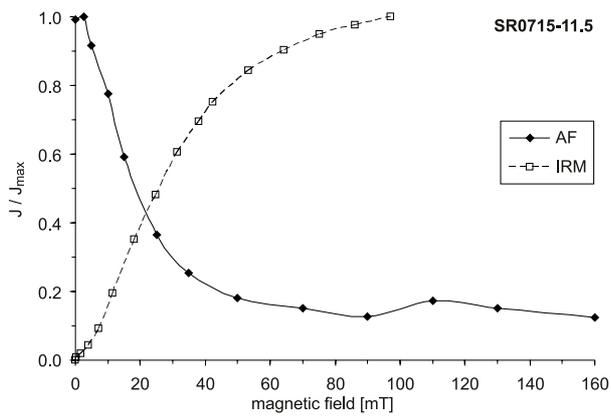
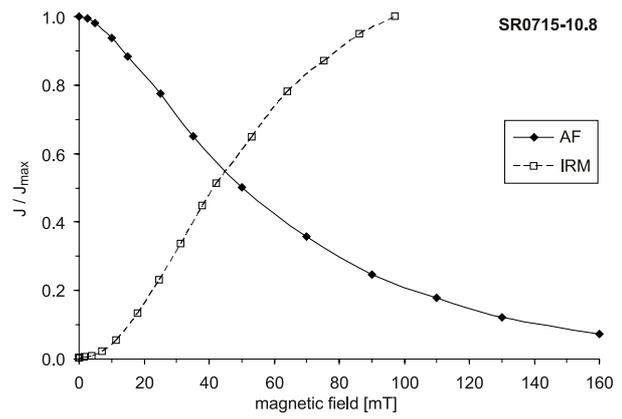
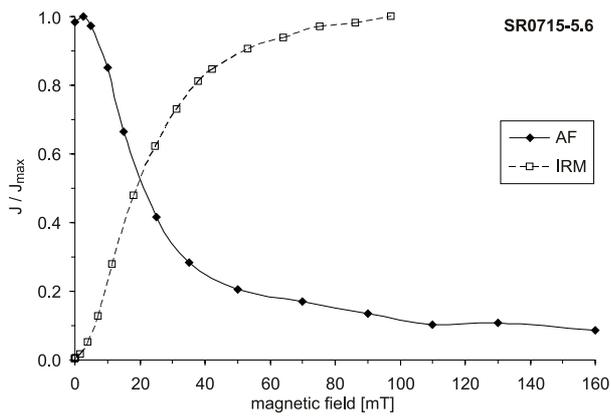
Anhang G – Abmagnetisierungsverhalten und IRM-Erwerb

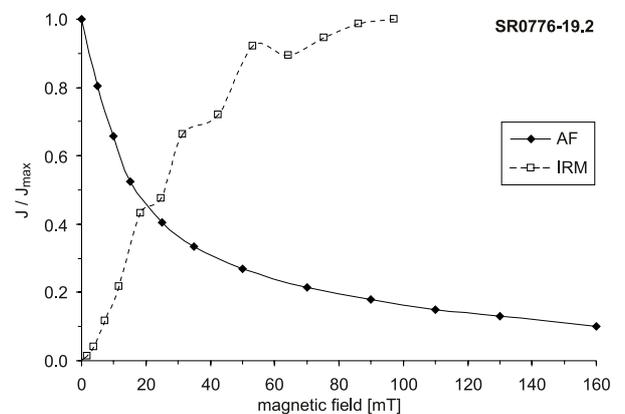
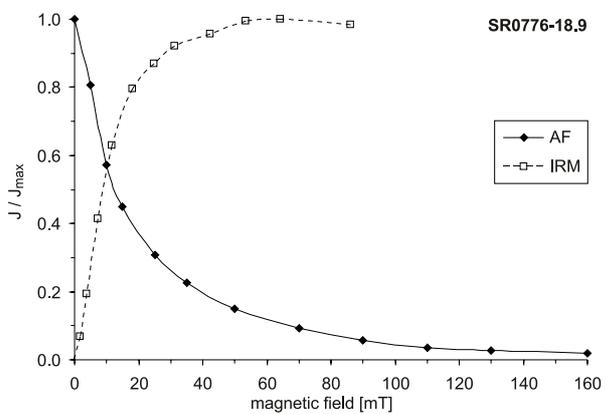
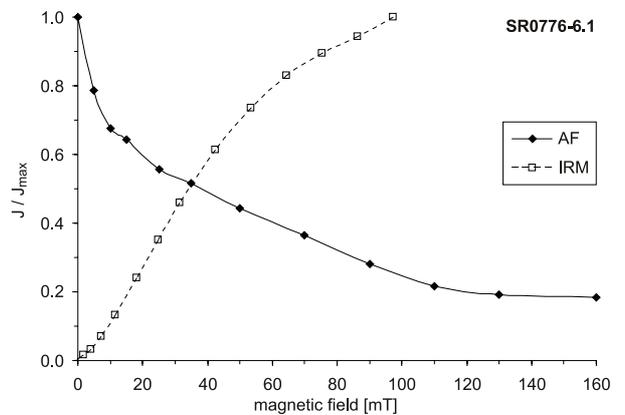
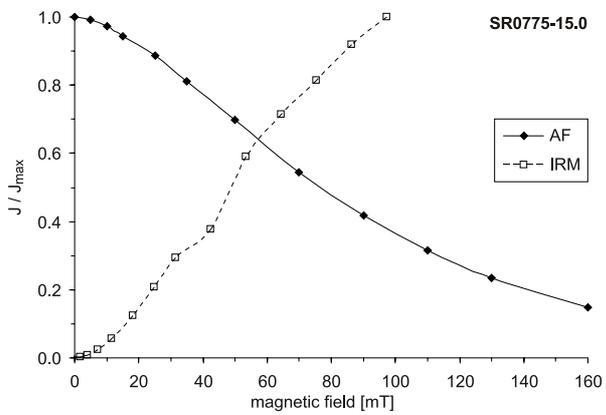
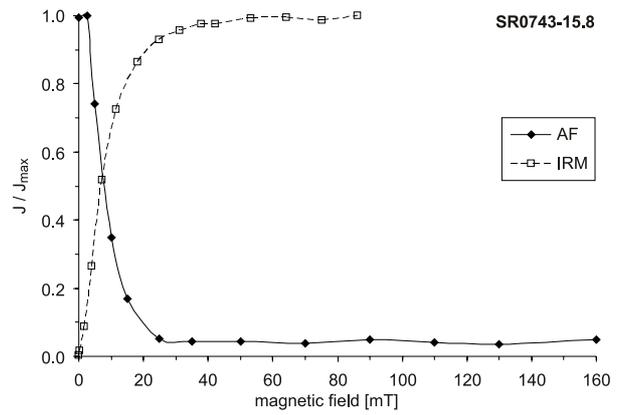
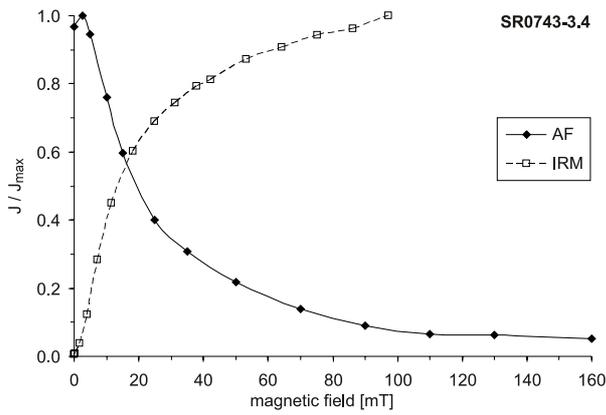
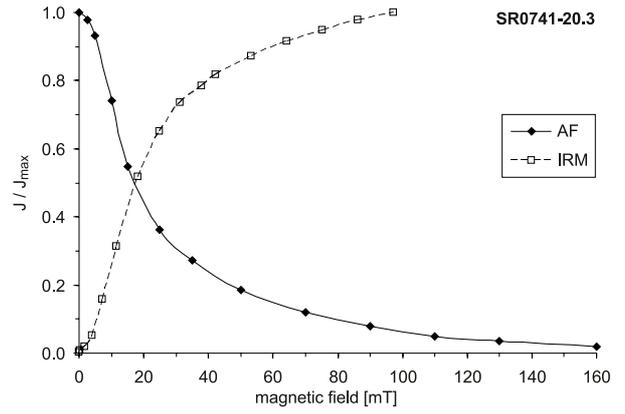
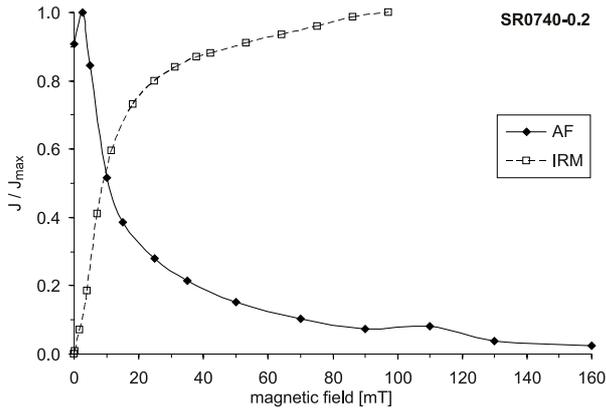


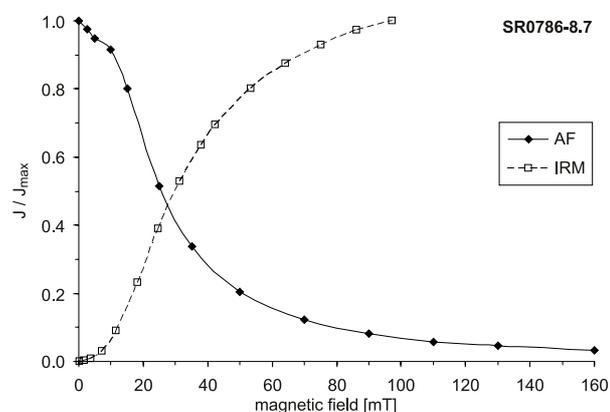
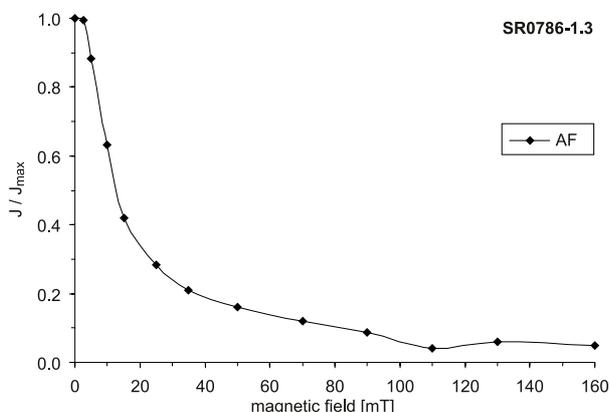
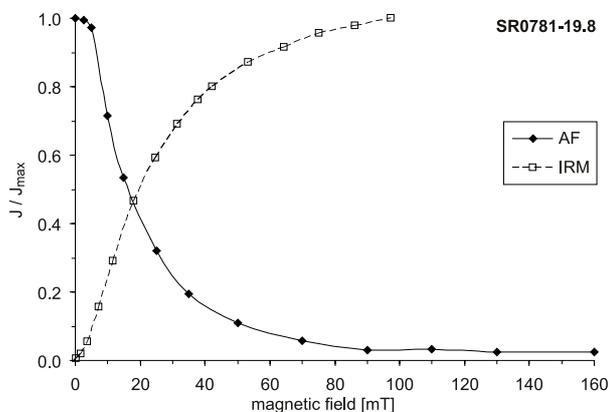
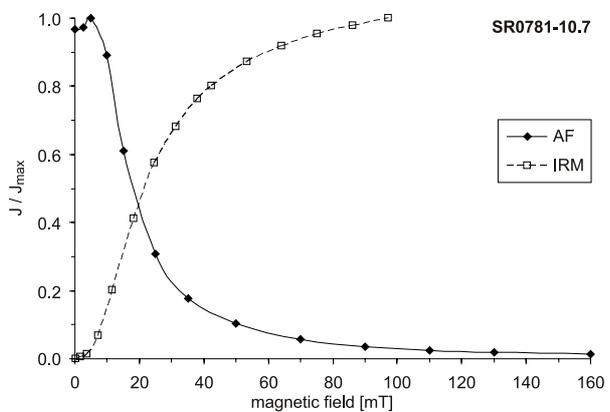
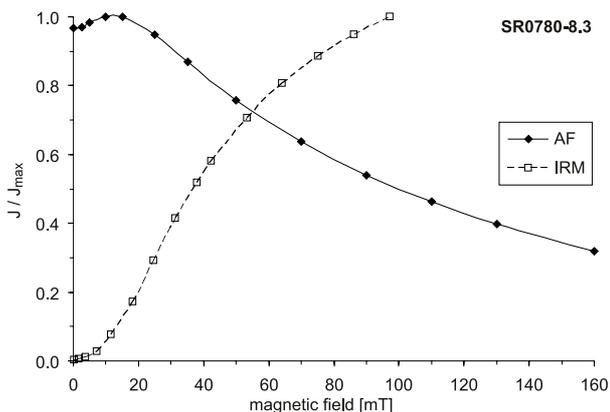
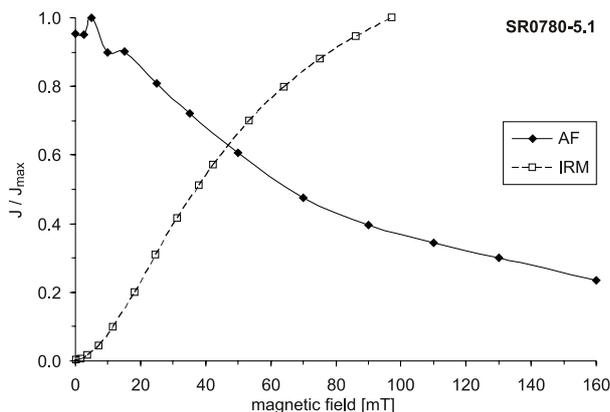
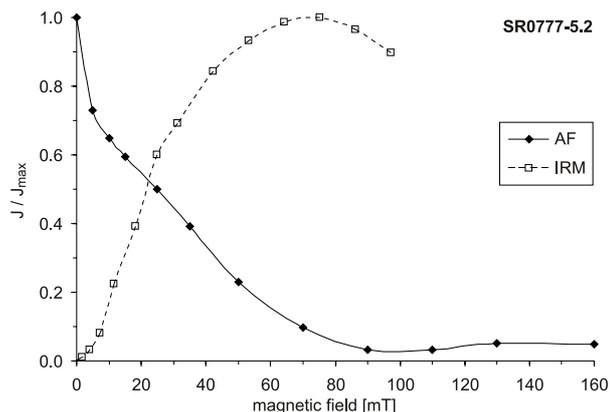
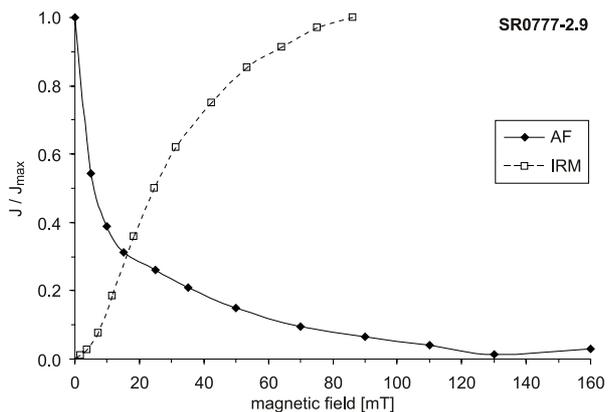


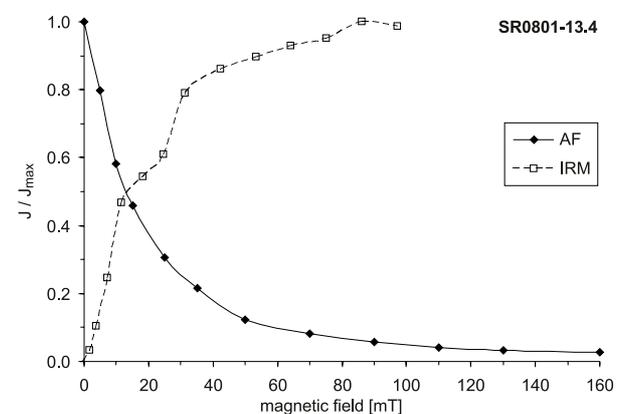
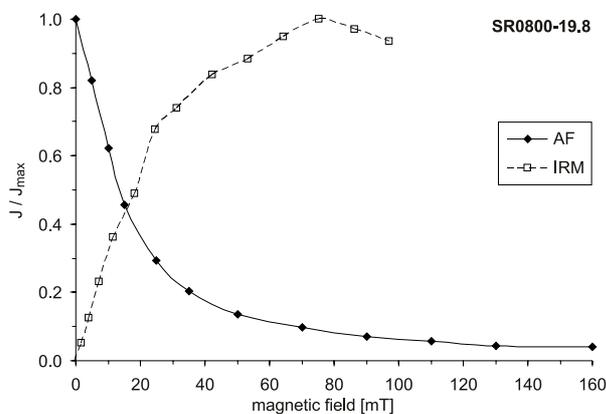
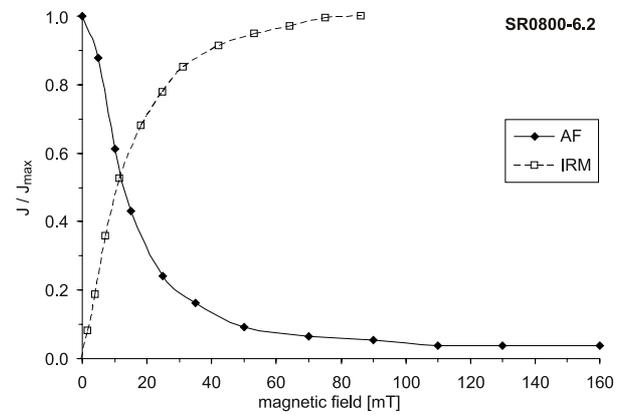
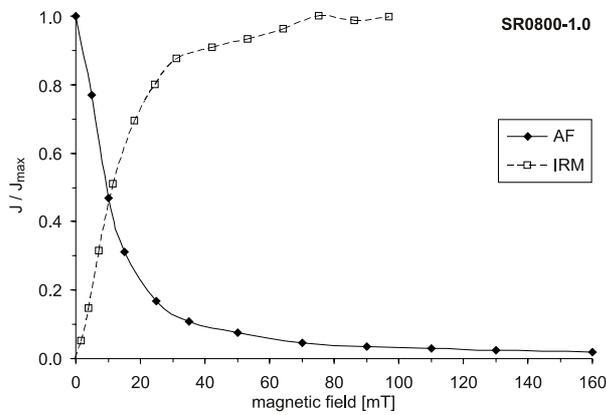
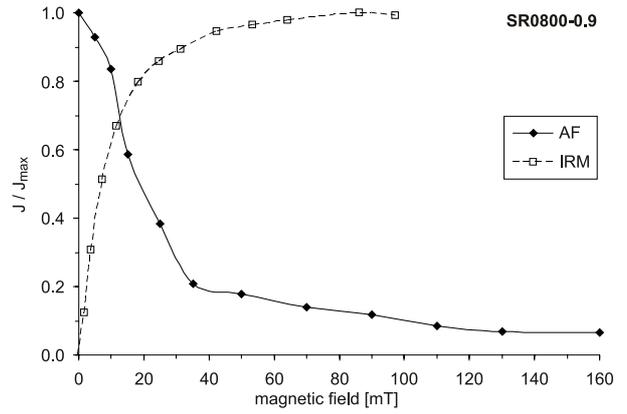
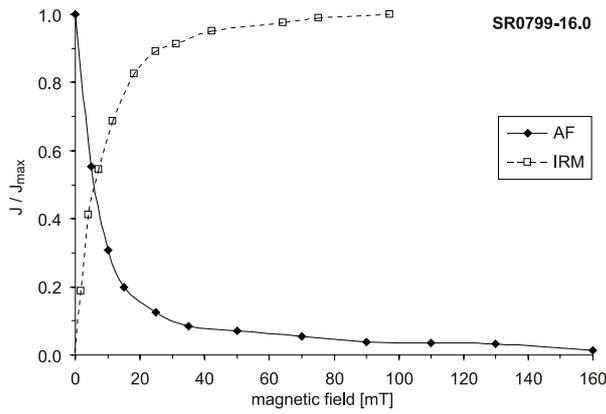
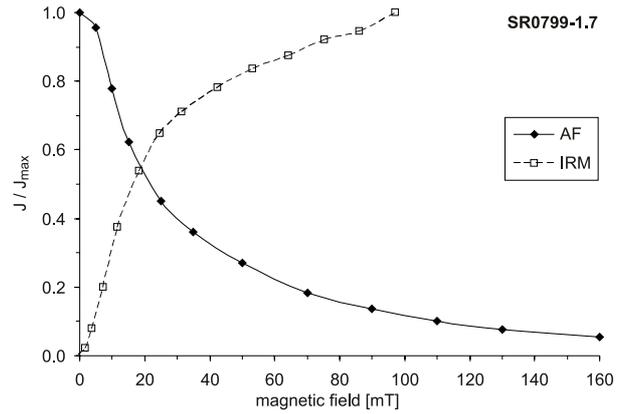
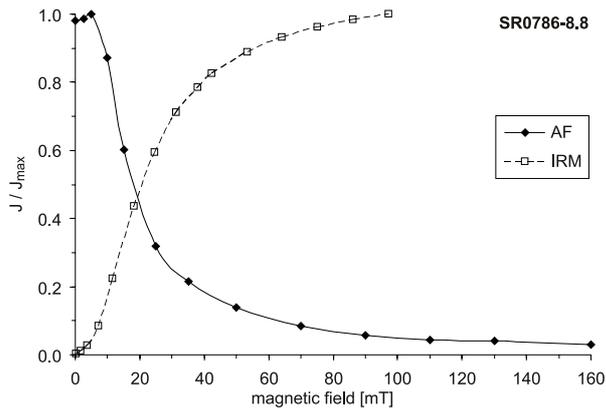
Anhang G – Abmagnetisierungsverhalten und IRM-Erwerb

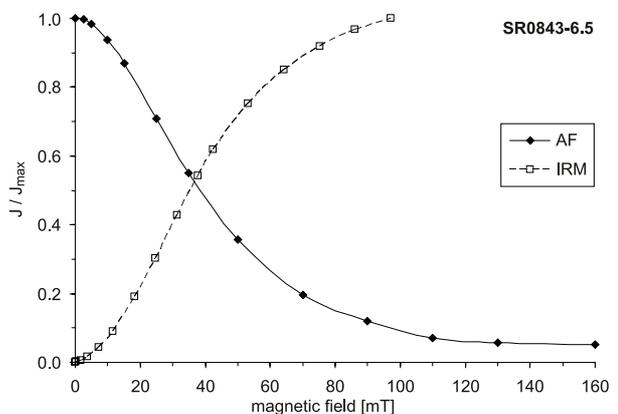
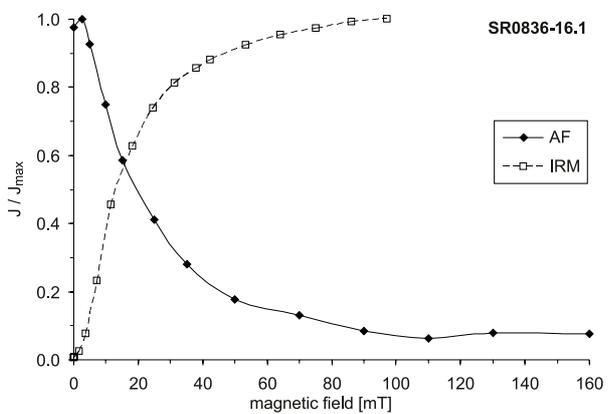
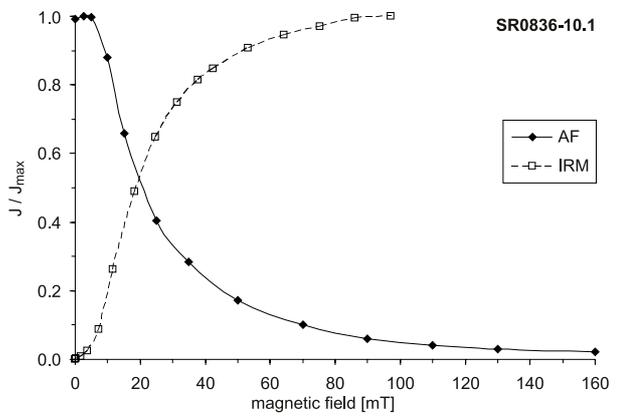
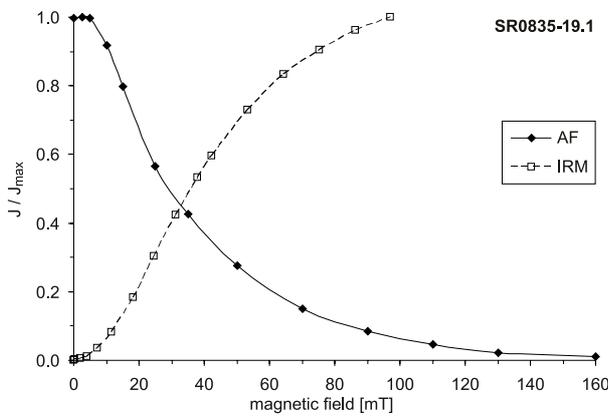
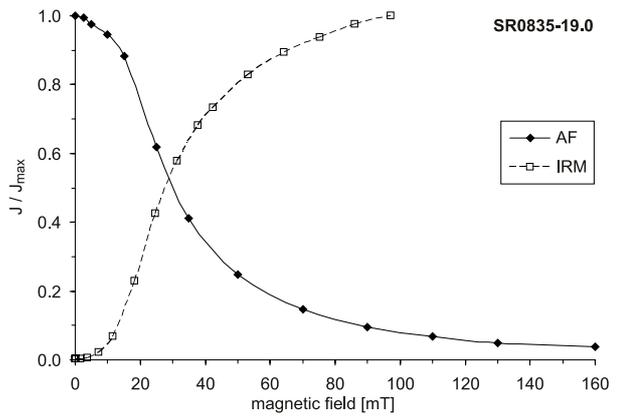
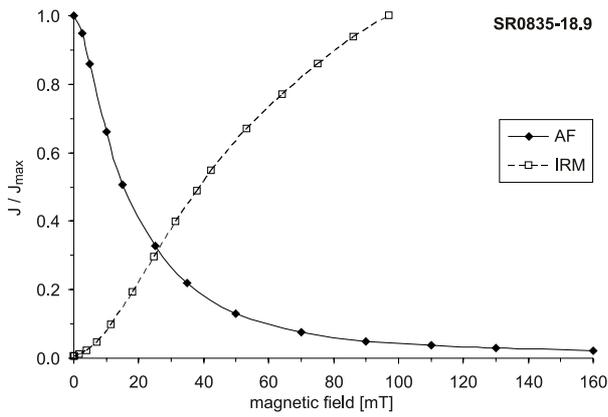
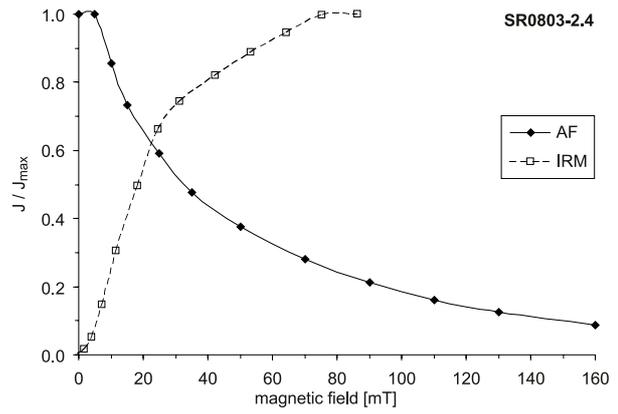
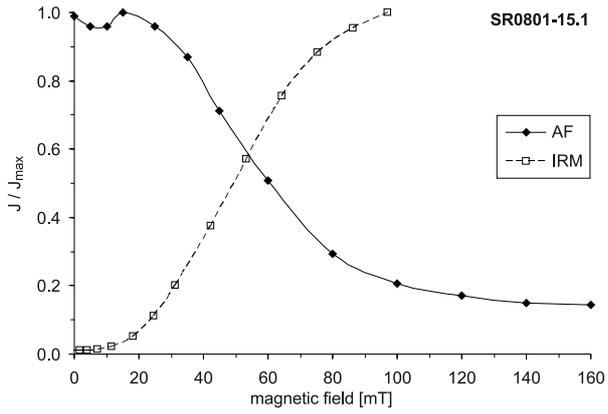


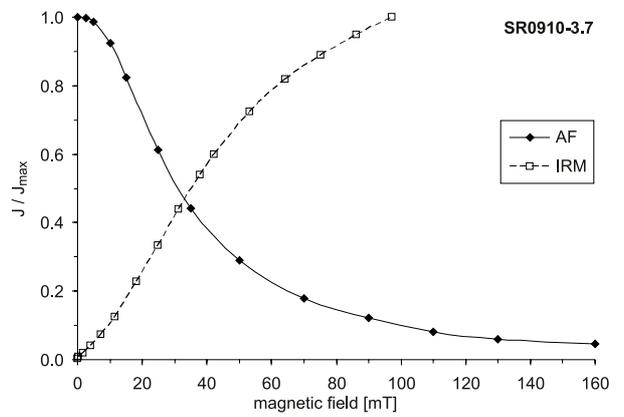
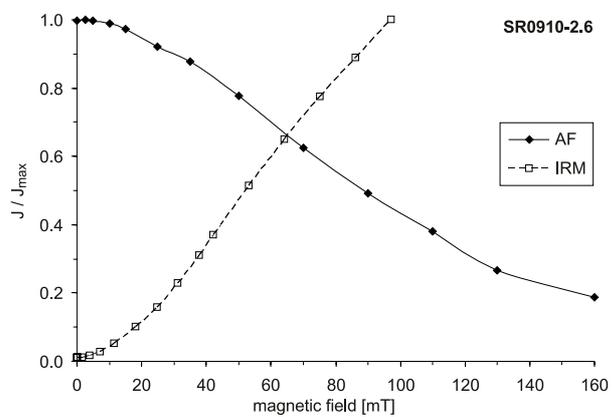
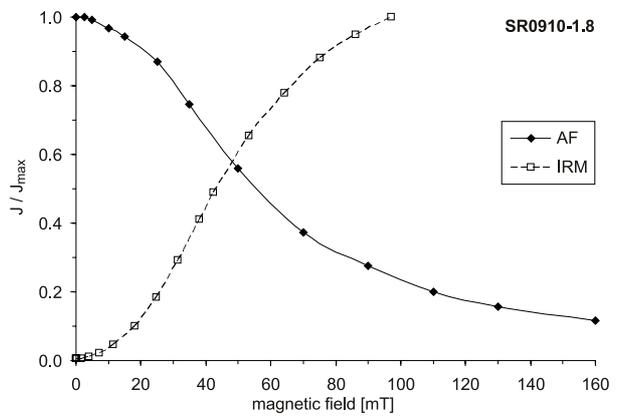
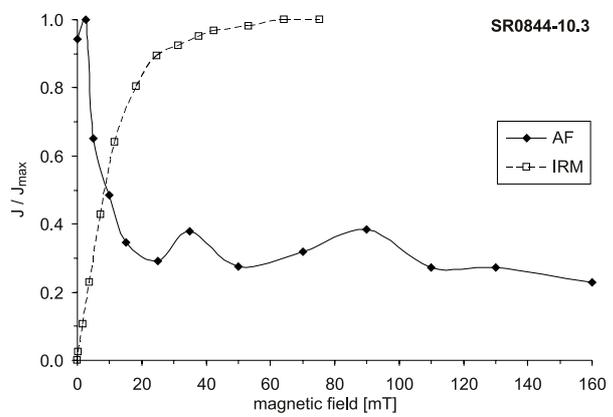
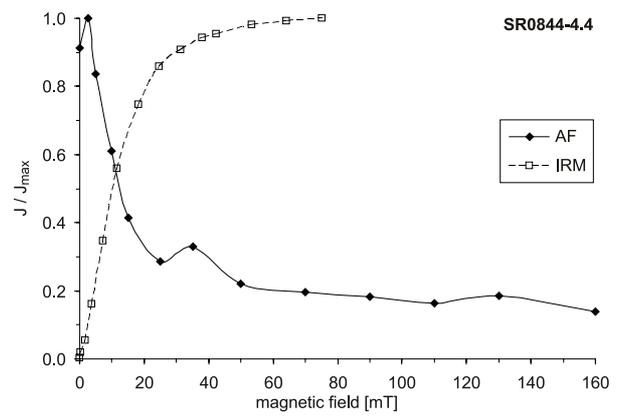
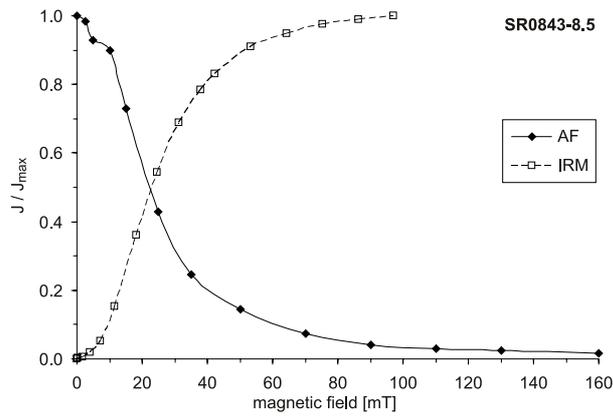
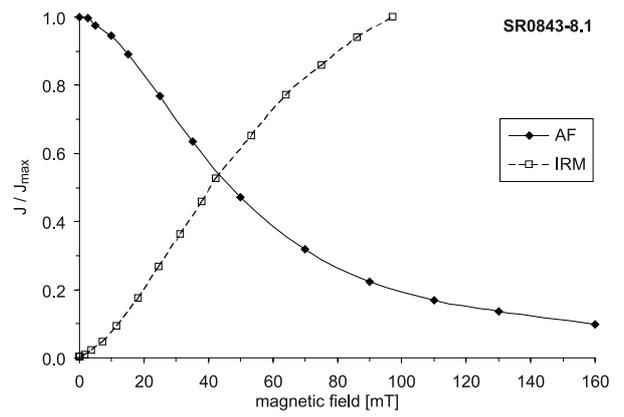
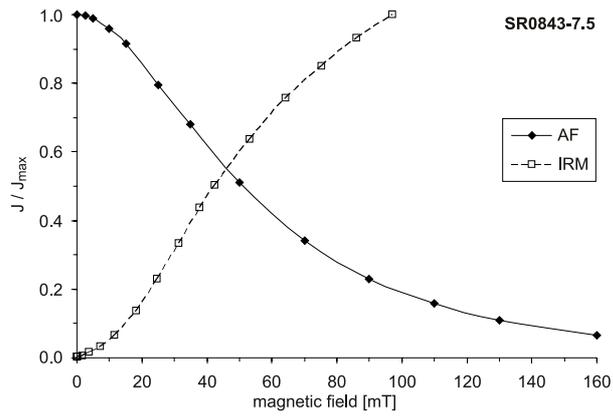


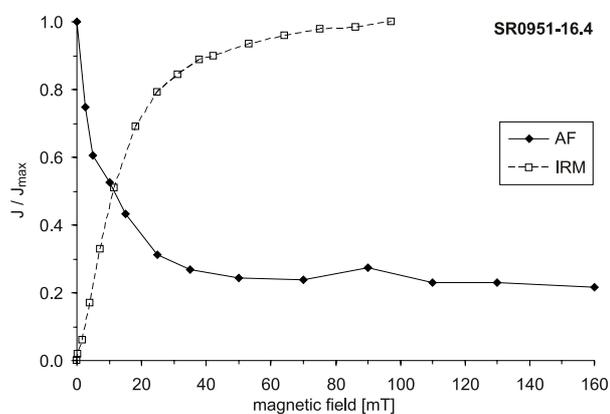
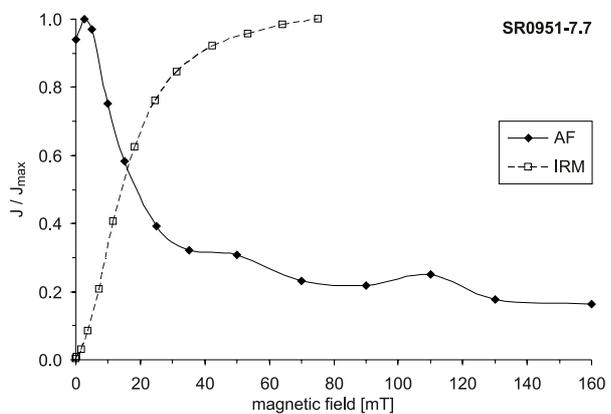
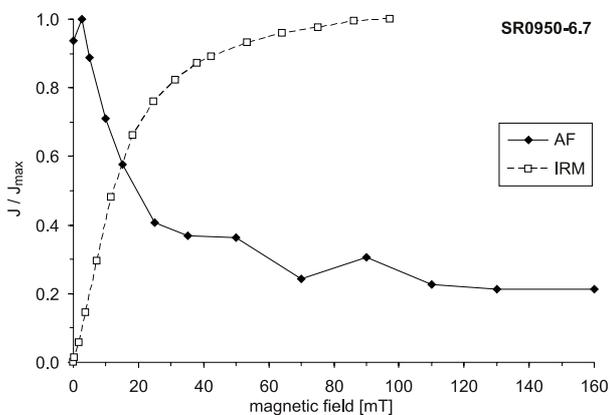
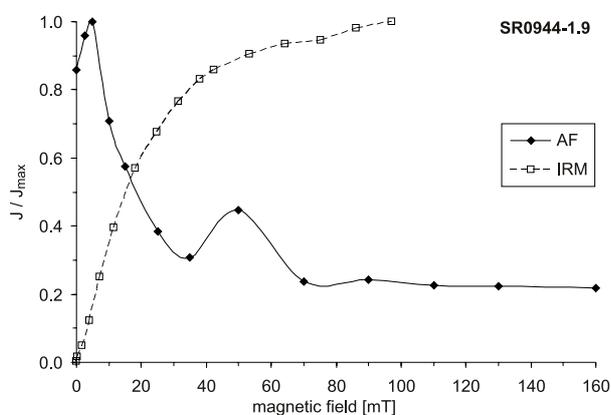
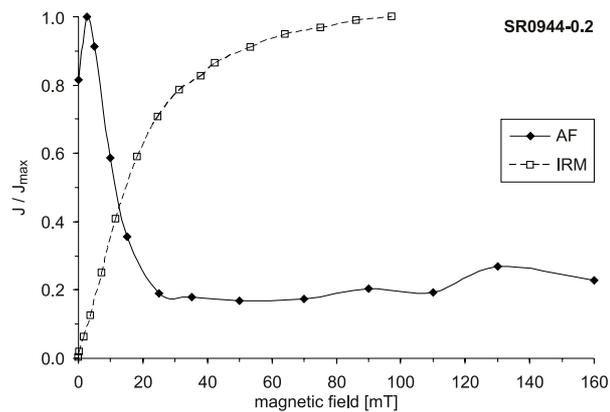
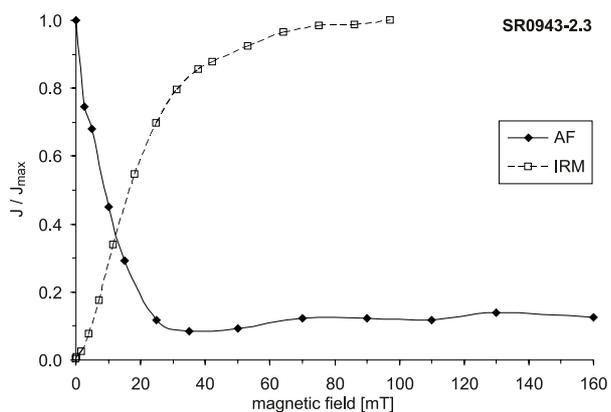
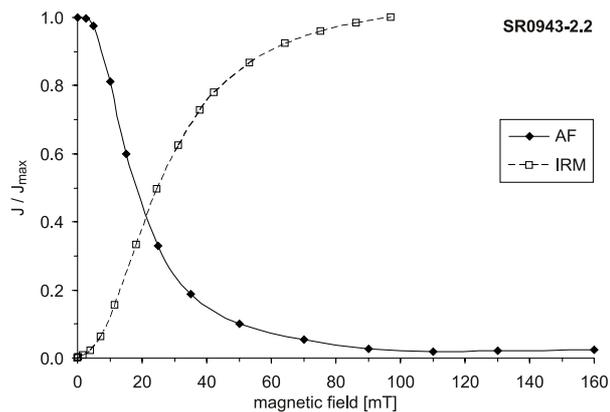
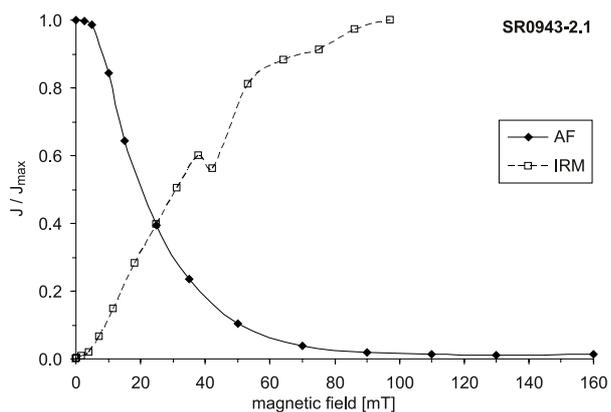




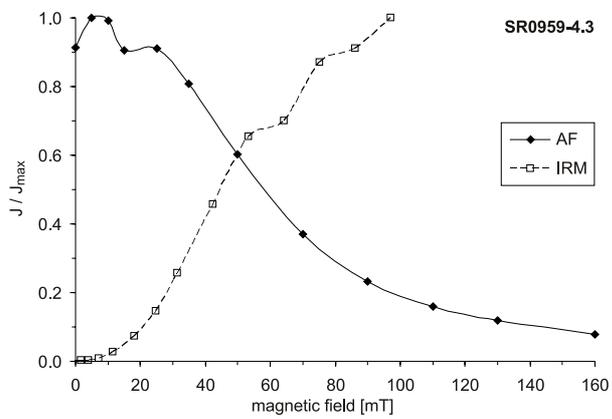
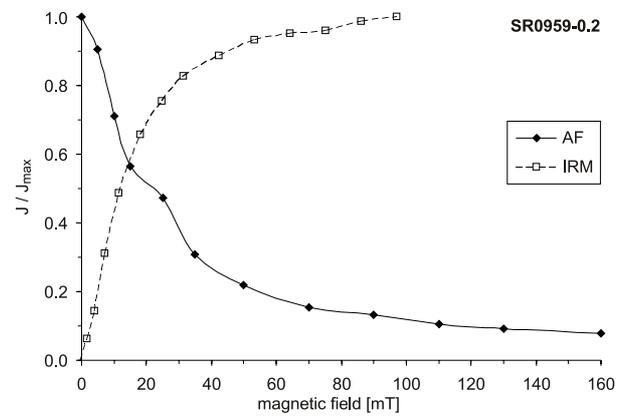
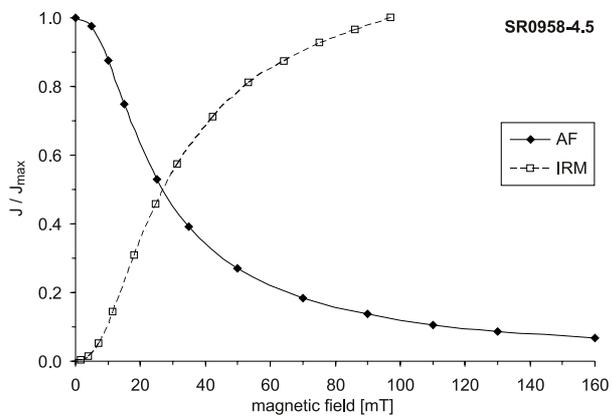
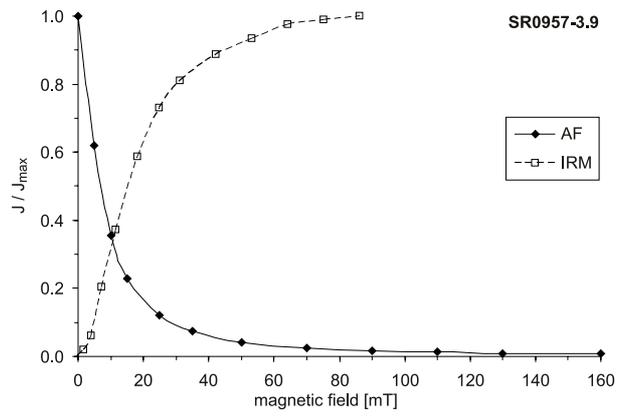
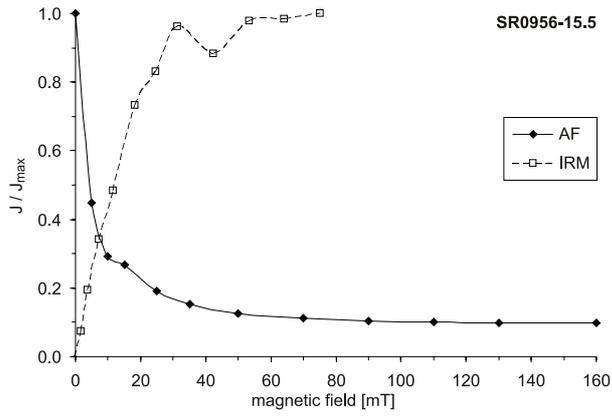
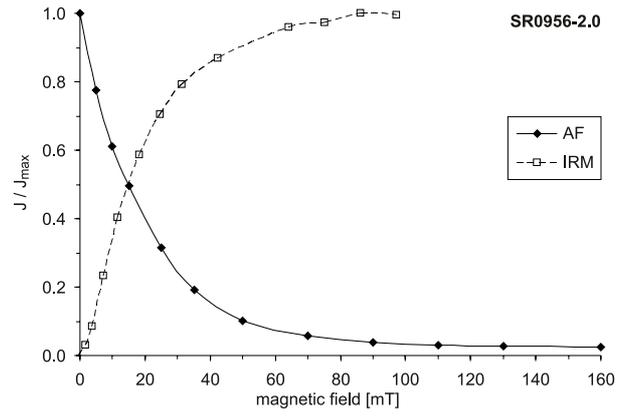
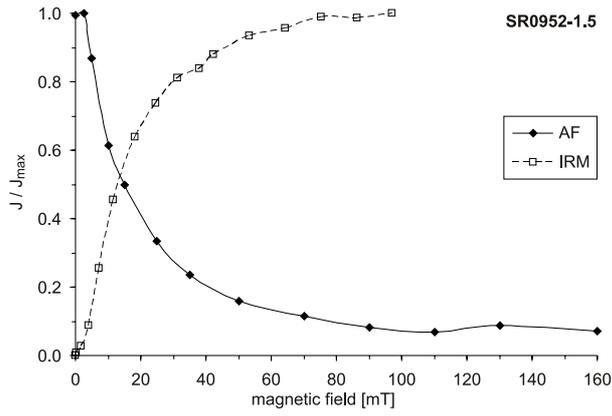








Anhang G – Abmagnetisierungsverhalten und IRM-Erwerb



sample	lithology	K_{mean} [10^{-6} SI]	L	F	P	P'	T	q	D K_{max} K_{max}	D K_{int} K_{int}	D K_{min} K_{min}
SR0101-3.0 1	transitional	7047	1.006	1.028	1.034	1.036	0.647	0.2	001 14	133 69	267 15
SR0101-3.0 2	transitional	7588	1.002	1.001	1.003	1.003	-0.180	0.8	165 11	070 24	278 63
SR0101-3.0 3	transitional	6647	1.001	1.001	1.003	1.003	0.001	0.7	235 18	333 24	112 59
SR0101-7.0 1	aa	36750	1.019	1.010	1.029	1.029	-0.287	1.0	167 25	061 30	289 49
SR0101-7.0 2	aa	39560	1.006	1.017	1.023	1.024	0.457	0.3	158 30	067 02	334 60
SR0101-8.3	aa	26490	1.007	1.006	1.014	1.014	-0.089	0.8	192 23	312 50	088 31
SR0101-9.4	aa	12840	1.004	1.017	1.022	1.023	0.608	0.2	171 09	077 24	281 64
SR0102-1.75 1	aa	26650	1.011	1.022	1.033	1.034	0.326	0.4	357 31	109 33	235 42
SR0102-8.9	aa	15080	1.004	1.014	1.018	1.018	0.535	0.3	181 40	326 45	075 18
SR0104-4.7	aa	3868	1.017	1.001	1.018	1.021	-0.882	1.8	185 03	297 83	095 06
SR0104-6.5	aa	4768	1.014	1.006	1.020	1.021	-0.381	1.1	179 03	271 39	085 51
SR0106-1.8 2	aa	2512	1.002	1.100	1.102	1.117	0.955	0.0	024 52	162 30	265 21
SR0106-1.8 3	aa	2801	1.001	1.001	1.003	1.003	-0.046	0.7	346 20	241 36	100 47
SR0118-0.3 1	pahoehoe	3294	1.006	1.104	1.110	1.125	0.894	0.1	360 18	145 69	266 11
SR0119-10.8 1	transitional	10060	1.001	1.013	1.014	1.015	0.856	0.1	358 30	167 63	266 05
SR0119-10.8 2	transitional	9430	1.001	1.005	1.006	1.006	0.587	0.2	090 00	180 80	000 10
SR0119-10.8 3	transitional	10040	1.002	1.002	1.005	1.005	0.095	0.6	322 33	166 54	059 11
SR0121-10.4	transitional	18590	1.024	1.008	1.032	1.034	-0.527	1.2	001 04	092 12	252 77
SR0123-5.9 1	aa	24560	1.002	1.019	1.021	1.024	0.818	0.1	009 60	177 30	270 05
SR0127-0.4 1	pahoehoe	10520	1.005	1.008	1.013	1.013	0.286	0.4	329 17	231 26	088 58
SR0127-0.4 2	pahoehoe	15530	1.004	1.011	1.015	1.016	0.438	0.3	336 09	218 72	068 16
SR0127-0.4 3	pahoehoe	15050	1.005	1.012	1.017	1.017	0.446	0.3	347 04	247 70	078 20
SR0129-4.5 2	aa	28550	1.008	1.018	1.027	1.027	0.373	0.4	158 50	014 34	271 19
SR0129-4.5 3	aa	22310	1.009	1.009	1.018	1.018	-0.013	0.7	338 24	072 10	183 64
SR0131-1.4	aa	64140	1.004	1.007	1.011	1.011	0.299	0.4	094 04	214 82	003 07
SR0131-4.4 1	aa	96210	1.005	1.013	1.018	1.018	0.415	0.3	196 03	081 84	286 05
SR0131-4.4 2	aa	99910	1.010	1.025	1.035	1.036	0.420	0.3	154 14	062 10	296 73
SR0131-4.4 3	aa	87240	1.004	1.018	1.023	1.024	0.626	0.2	197 07	290 20	090 69
SR0131-6.6	aa	97490	1.016	1.018	1.034	1.034	0.058	0.6	042 19	213 70	311 03
SR0132-0.6	aa	98960	1.003	1.070	1.073	1.083	0.925	0.0	129 14	032 26	244 60
SR0132-5.3 1	aa	87740	1.032	1.016	1.049	1.050	-0.329	1.0	163 23	066 14	307 62
SR0132-5.3 2	aa	77410	1.033	1.031	1.064	1.064	-0.028	0.7	207 25	306 19	069 58
SR0132-5.3 3	aa	72590	1.026	1.018	1.045	1.045	-0.166	0.8	328 24	231 16	110 61
SR0133-4.0 1	aa	4954	1.004	1.029	1.033	1.036	0.750	0.1	172 10	059 66	266 22
SR0133-4.0 2	aa	4995	1.001	1.003	1.003	1.003	0.497	0.3	282 02	192 19	017 71
SR0350-3.4 1	aa	38420	1.011	1.001	1.012	1.013	-0.866	1.8	211 23	337 54	109 26
SR0350-3.4 3	aa	46360	1.010	1.007	1.017	1.017	-0.156	0.8	293 06	029 44	196 45
SR0351-4.0 2	aa	28040	1.017	1.006	1.022	1.023	-0.498	1.2	317 03	047 06	201 83
SR0351-4.0 3	aa	24080	1.016	1.002	1.018	1.020	-0.732	1.5	132 34	042 00	312 56
SR0352-8.4 1	aa	18950	1.003	1.019	1.022	1.024	0.704	0.2	182 08	276 28	078 61
SR0352-8.4 2	aa	16500	1.019	1.019	1.038	1.038	-0.018	0.7	089 08	180 02	281 82

sample	lithology	$K_{\text{mean}} [10^6 \text{ SI}]$	L	F	P	P'	T	q	D $K_{\text{max}} K_{\text{max}}$	D $K_{\text{int}} K_{\text{int}}$	D $K_{\text{min}} K_{\text{min}}$
SR0352-9.0	aa	7226	1.012	1.032	1.044	1.045	0.451	0.3	155 34	012 50	259 19
SR0354-1.3 1	aa	15160	1.001	1.027	1.028	1.031	0.920	0.0	357 21	184 69	088 03
SR0355-2.1 1	aa	19230	1.001	1.003	1.003	1.004	0.652	0.2	108 22	243 53	006 22
SR0355-2.1 2	aa	37710	1.002	1.002	1.004	1.004	-0.147	0.8	161 33	069 04	332 57
SR0355-4.4 2	aa	13080	1.007	1.012	1.019	1.020	0.289	0.4	004 15	142 70	271 13
SR0355-5.7 1	pahoehoe	4603	1.001	1.004	1.005	1.005	0.568	0.2	115 02	025 14	212 76
SR0355-5.7 3	pahoehoe	4370	1.000	1.007	1.007	1.008	0.870	0.1	160 75	025 11	293 11
SR0356-4.5 2	pahoehoe	33490	1.006	1.008	1.014	1.014	0.136	0.6	272 17	181 03	081 73
SR0356-4.5 3	pahoehoe	12620	1.005	1.043	1.047	1.052	0.803	0.1	175 08	051 76	267 12
SR0357-2.2 1	pahoehoe	7223	1.005	1.025	1.030	1.033	0.665	0.2	356 06	109 75	265 13
SR0357-9.6 1	pahoehoe	11590	1.001	1.003	1.004	1.004	0.360	0.4	341 01	250 04	084 86
SR0357-9.6 2	pahoehoe	21070	1.003	1.007	1.009	1.010	0.399	0.4	121 16	031 01	298 74
SR0436-1.1 1	pahoehoe	6346	1.001	1.003	1.004	1.005	0.599	0.2	057 43	174 26	285 36
SR0436-1.1 2	pahoehoe	7257	1.015	1.001	1.016	1.018	-0.860	1.7	273 14	180 09	058 73
SR0436-1.1 3	pahoehoe	7613	1.002	1.006	1.008	1.008	0.603	0.2	043 48	178 32	284 23
SR0441-5.0 1	aa	42160	1.022	1.008	1.031	1.032	-0.448	1.1	176 71	073 05	341 18
SR0441-5.0 2	aa	42760	1.016	1.007	1.023	1.024	-0.367	1.0	172 79	068 03	338 11
SR0443-2.1 1	aa	18660	1.019	1.013	1.032	1.032	-0.191	0.9	269 24	178 01	087 66
SR0443-2.1 2	aa	17920	1.016	1.028	1.045	1.045	0.281	0.4	258 23	167 02	072 67
SR0443-2.1 3	aa	17940	1.013	1.029	1.042	1.043	0.397	0.4	251 14	160 05	052 76
SR0446-2.0 2	transitional	11530	1.011	1.008	1.019	1.019	-0.149	0.8	328 67	221 07	128 22
SR0446-2.0 3	transitional	11670	1.013	1.003	1.016	1.017	-0.593	1.3	282 19	057 64	186 17
SR0447-2.5 1	transitional	27130	1.012	1.016	1.027	1.028	0.141	0.6	097 13	358 33	206 53
SR0454-3.6	hyaloclastite	2016	1.005	1.003	1.008	1.008	-0.219	0.9	193 83	042 06	312 03
SR0454-4.3 1	hyaloclastite	1016	1.001	1.007	1.008	1.008	0.657	0.2	240 03	150 02	029 86
SR0454-4.8 3	massive basalt	1785	1.012	1.015	1.027	1.028	0.113	0.6	171 04	262 15	066 75
SR0456-1.2 1	massive basalt	5914	1.013	1.009	1.022	1.022	-0.199	0.9	110 17	227 56	011 29
SR0456-1.2 2	massive basalt	5955	1.003	1.008	1.011	1.011	0.445	0.3	151 60	300 26	037 14
SR0456-1.2 3	massive basalt	6591	1.003	1.003	1.006	1.006	0.096	0.6	162 47	284 27	032 32
SR0501-1.1 1	massive basalt	4461	1.006	1.003	1.008	1.008	-0.363	1.0	077 29	287 57	175 14
SR0501-1.1 2	massive basalt	4645	1.006	1.006	1.011	1.011	-0.005	0.7	097 27	298 62	192 09
SR0503-4.8 1	massive basalt	6517	1.002	1.004	1.006	1.006	0.309	0.4	136 20	025 43	244 40
SR0503-4.8 2	massive basalt	7590	1.003	1.004	1.007	1.007	0.195	0.5	134 20	025 42	243 42
SR0504-2.3 1	massive basalt	11700	1.012	1.019	1.031	1.031	0.243	0.5	039 02	137 73	309 16
SR0504-2.3 2	massive basalt	18000	1.013	1.025	1.038	1.039	0.330	0.4	037 04	143 75	306 15
SR0505-8.5 1	massive basalt	3710	1.002	1.011	1.013	1.014	0.639	0.2	029 38	222 52	124 06
SR0505-8.5 2	massive basalt	3802	1.001	1.011	1.013	1.014	0.788	0.1	028 53	227 35	131 09
SR0507-2.3 2	massive basalt	4062	1.005	1.005	1.010	1.010	-0.054	0.7	146 19	272 61	048 22
SR0507-3.2 1	massive basalt	4439	1.011	1.004	1.014	1.015	-0.500	1.2	161 16	268 45	057 41
SR0508-4.4 1	massive basalt	14990	1.015	1.018	1.033	1.034	0.115	0.6	193 18	339 69	099 11
SR0508-4.4 2	massive basalt	15750	1.011	1.028	1.039	1.041	0.454	0.3	193 24	333 60	096 17

sample	lithology	$K_{\text{mean}} [10^6 \text{ SI}]$	L	F	P	P'	T	q	D $K_{\text{max}} K_{\text{max}}$	D $K_{\text{int}} K_{\text{int}}$	D $K_{\text{min}} K_{\text{min}}$
SR0548-10.0 1	massive basalt	1346	1.009	1.013	1.023	1.023	0.188	0.5	219 01	128 40	311 50
SR0552-6.4 1	massive basalt	3099	1.005	1.007	1.011	1.011	0.178	0.5	263 29	057 58	166 11
SR0552-6.4 2	massive basalt	2975	1.000	1.003	1.003	1.004	0.747	0.1	243 48	015 31	122 25
SR0552-6.4 3	massive basalt	3188	1.002	1.007	1.008	1.009	0.593	0.2	266 37	023 30	140 38
SR0554-0.8 1	hyaloclastite	580.8	1.001	1.002	1.003	1.003	0.648	0.2	337 30	093 38	220 38
SR0554-0.8 2	hyaloclastite	592.7	1.003	1.001	1.004	1.004	-0.368	1.0	349 77	121 09	212 10
SR0575-5.5 1	hyaloclastite	2860	1.003	1.007	1.010	1.010	0.384	0.4	288 29	070 54	187 19
SR0575-5.5 2	hyaloclastite	2721	1.004	1.003	1.007	1.007	-0.119	0.8	300 35	100 53	203 10
SR0578-7.5 1	massive basalt	4452	1.015	1.010	1.025	1.025	-0.181	0.8	284 08	020 37	185 52
SR0578-7.5 2	massive basalt	4374	1.006	1.015	1.021	1.022	0.407	0.4	086 10	203 69	353 18
SR0623-1.7 1	hyaloclastite	22640	1.031	1.031	1.063	1.063	0.010	0.7	291 25	079 62	195 13
SR0623-1.7 2	hyaloclastite	22780	1.034	1.035	1.070	1.070	0.017	0.7	027 59	178 28	275 13
SR0623-10.9 2	massive basalt	6945	1.013	1.006	1.019	1.019	-0.408	1.1	127 46	009 24	261 33
SR0625-0.6 1	hyaloclastite	18930	1.001	1.027	1.028	1.032	0.914	0.0	002 22	158 66	269 09
SR0626-11.0 1	massive basalt	5569	1.018	1.148	1.169	1.187	0.767	0.1	005 64	168 25	261 07
SR0628-7.8 1	hyaloclastite	7547	1.002	1.015	1.017	1.019	0.761	0.1	001 05	135 83	271 05
SR0629-3.2 1	hyaloclastite	1924	1.003	1.018	1.021	1.023	0.685	0.2	006 27	151 58	267 16
SR0630-4.2 1	massive basalt	7462	1.060	1.140	1.208	1.213	0.386	0.4	170 02	280 83	080 06
SR0648-9.2 1	hyaloclastite	13070	1.002	1.001	1.003	1.003	-0.386	1.1	175 01	085 27	266 63
SR0649-4.7 1	massive basalt	5882	1.033	1.023	1.057	1.057	-0.186	0.9	097 21	218 54	355 28
SR0649-4.7 2	massive basalt	4868	1.036	1.013	1.050	1.052	-0.467	1.2	099 27	228 51	355 26
SR0650-7.5 1	massive basalt	16370	1.126	1.012	1.140	1.155	-0.814	1.7	011 30	109 14	220 56
SR0650-7.5 2	massive basalt	41840	1.082	1.009	1.092	1.102	-0.790	1.6	354 33	189 57	089 07
SR0652-1.2 1	hyaloclastite	2488	1.002	1.003	1.005	1.006	0.139	0.6	175 81	070 02	339 09
SR0652-1.4 1	hyaloclastite	14350	1.002	1.002	1.004	1.004	-0.062	0.7	018 64	224 24	130 10
SR0689-8.0 1	hyaloclastite	751.9	1.013	1.010	1.024	1.024	-0.139	0.8	108 81	354 04	264 09
SR0689-8.0 2	hyaloclastite	626.9	1.002	1.002	1.003	1.003	0.096	0.6	274 21	131 64	010 14
SR0689-8.0 3	hyaloclastite	668.8	1.006	1.004	1.010	1.010	-0.281	0.9	277 09	071 80	186 04
SR0690-2.7 1	massive basalt	7281	1.008	1.099	1.108	1.121	0.840	0.1	213 79	309 01	039 11
SR0690-2.7 2	massive basalt	7820	1.034	1.145	1.183	1.195	0.608	0.2	006 04	245 97	097 07
SR0690-6.0 1	hyaloclastite	7036	1.001	1.005	1.007	1.007	0.551	0.3	048 82	290 04	200 07
SR0690-6.0 2	hyaloclastite	7558	1.002	1.003	1.005	1.005	0.333	0.4	313 27	121 63	220 05
SR0690-6.0 3	hyaloclastite	7424	1.003	1.004	1.007	1.007	0.051	0.6	302 15	065 64	206 20
SR0690-6.4 1	hyaloclastite	19630	1.002	1.004	1.006	1.006	0.396	0.4	218 21	042 69	308 02
SR0691-8.7 1	massive basalt	9550	1.069	1.104	1.180	1.182	0.194	0.5	112 78	328 10	236 07
SR0691-8.7 2	massive basalt	10950	1.023	1.176	1.204	1.224	0.754	0.1	325 64	158 25	066 05
SR0694-10.9 1	massive basalt	1245	1.003	1.024	1.027	1.030	0.760	0.1	089 83	264 07	354 01
SR0713-21.8	hyaloclastite	7479	1.004	1.002	1.006	1.006	-0.300	1.0	159 14	261 38	053 49
SR0714-0.1 1	hyaloclastite	6864	1.002	1.003	1.005	1.005	0.144	0.5	225 00	135 00	360 90
SR0714-0.1 2	hyaloclastite	7016	1.003	1.004	1.007	1.007	0.101	0.6	205 09	112 16	322 71
SR0714-18.9 1	intrusion	15320	1.019	1.193	1.215	1.240	0.806	0.1	345 29	189 59	081 11

sample	lithology	K_{mean} [10^6 SI]	L	F	P	P'	T	q	D K_{max} K_{int}	D K_{min} K_{int}
SR0714-18.9 2	intrusion	17000	1.008	1.158	1.167	1.190	0.901	0.1	174 17	080 13
SR0714-18.9 3	intrusion	16340	1.010	1.159	1.170	1.192	0.878	0.1	229 76	076 13
SR0714-9.2 1	hyaloclastite	1569	1.001	1.004	1.005	1.005	0.544	0.3	216 13	336 64
SR0714-9.2 2	hyaloclastite	1111	1.002	1.002	1.004	1.004	0.180	0.5	290 08	121 82
SR0715-10.8 1	hyaloclastite	1288	1.006	1.005	1.010	1.010	-0.102	0.8	111 08	005 63
SR0715-10.8 2	hyaloclastite	2147	1.002	1.008	1.010	1.010	0.597	0.2	159 48	021 34
SR0715-10.8 3	hyaloclastite	2395	1.003	1.012	1.015	1.016	0.561	0.2	229 31	126 20
SR0715-11.5 1	hyaloclastite	23830	1.015	1.015	1.029	1.029	0.005	0.7	155 58	276 18
SR0715-11.5 2	hyaloclastite	34560	1.007	1.018	1.025	1.025	0.432	0.3	154 64	280 16
SR0715-5.6 1	intrusion	13750	1.023	1.213	1.240	1.267	0.789	0.1	013 72	176 17
SR0715-5.6 2	intrusion	13880	1.039	1.218	1.265	1.287	0.676	0.2	043 66	175 17
SR0715-5.6 3	intrusion	12450	1.017	1.212	1.232	1.261	0.840	0.1	012 77	171 13
SR0716-3.3 1	hyaloclastite	39570	1.020	1.031	1.051	1.051	0.214	0.5	015 34	262 29
SR0716-3.3 2	hyaloclastite	36770	1.025	1.033	1.059	1.059	0.141	0.6	160 23	261 23
SR0719-17.5 1	intrusion	10580	1.060	1.141	1.209	1.215	0.391	0.4	107 01	014 74
SR0719-17.5 2	intrusion	11040	1.026	1.173	1.203	1.222	0.720	0.2	125 14	349 71
SR0719-2.5	hyaloclastite	2316	1.008	1.015	1.023	1.023	0.277	0.4	126 27	224 15
SR0719-2.7	hyaloclastite	12930	1.008	1.014	1.023	1.023	0.277	0.4	110 47	225 22
SR0719-21.4 1	hyaloclastite	9770	1.005	1.006	1.011	1.011	0.072	0.6	018 54	251 24
SR0719-21.4 2	hyaloclastite	6976	1.004	1.004	1.008	1.008	-0.045	0.7	012 34	257 32
SR0719-21.4 3	hyaloclastite	7217	1.002	1.003	1.006	1.006	0.167	0.5	002 41	238 33
SR0720-11.7 1	hyaloclastite	2552	1.004	1.018	1.022	1.024	0.662	0.2	180 41	072 19
SR0720-11.7 2	hyaloclastite	1351	1.002	1.011	1.013	1.014	0.710	0.2	332 39	229 16
SR0720-11.7 3	hyaloclastite	1443	1.017	1.010	1.027	1.027	-0.260	0.9	009 60	169 28
SR0720-16.0 1	hyaloclastite	2512	1.006	1.002	1.008	1.008	-0.515	1.2	348 05	081 24
SR0720-16.0 3	hyaloclastite	1946	1.003	1.005	1.008	1.009	0.201	0.5	171 22	046 55
SR0720-20.3 1	intrusion	7398	1.024	1.073	1.099	1.103	0.500	0.3	323 60	118 28
SR0720-20.3 2	intrusion	7378	1.023	1.084	1.110	1.116	0.556	0.3	323 57	115 30
SR0722-0.8 1	hyaloclastite	4374	1.006	1.006	1.012	1.012	-0.074	0.7	194 24	288 10
SR0722-0.8 2	hyaloclastite	2673	1.004	1.003	1.007	1.007	-0.237	0.9	200 27	299 16
SR0722-8.8 1	hyaloclastite	781.9	1.006	1.001	1.007	1.008	-0.712	1.5	337 06	247 06
SR0722-8.8 2	hyaloclastite	572.6	1.004	1.001	1.004	1.005	-0.658	1.4	321 78	192 07
SR0722-8.8 3	hyaloclastite	572.9	1.000	1.002	1.002	1.002	0.826	0.1	282 18	187 15
SR0733-19.6 1	pillow	5748	1.023	1.050	1.074	1.076	0.364	0.4	309 62	060 11
SR0733-19.6 2	pillow	4546	1.039	1.027	1.067	1.067	-0.175	0.8	317 30	067 32
SR0734-4.3 1	pillow	1922	1.006	1.004	1.010	1.010	-0.173	0.8	272 07	006 27
SR0734-4.3 2	pillow	1374	1.002	1.003	1.005	1.005	0.136	0.6	179 41	016 48
SR0735-10.7 1	pillow	9748	1.124	1.045	1.174	1.180	-0.457	1.2	292 12	057 70
SR0735-10.7 2	pillow	10160	1.132	1.044	1.181	1.189	-0.483	1.2	286 13	038 59
SR0737-3.8 1	pillow	1052	1.005	1.002	1.007	1.007	-0.368	1.0	081 02	173 47
SR0737-3.8 2	pillow	1503	1.020	1.005	1.026	1.027	-0.601	1.3	277 53	142 29

sample	lithology	K_{mean} [10^6 SI]	L	F	P	P'	T	q	D K_{max} K_{max}	D K_{int} K_{int}	D K_{min} K_{min}
SR0740-0.2.1	pillow	3622	1.017	1.017	1.034	1.034	0.019	0.7	228 12	063 78	318 03
SR0740-0.2.2	pillow	3344	1.033	1.006	1.039	1.042	-0.703	1.5	289 62	050 15	147 23
SR0741-20.3.1	pillow	1445	1.030	1.007	1.037	1.039	-0.625	1.4	014 18	272 33	128 52
SR0741-20.3.2	pillow	2285	1.079	1.006	1.085	1.095	-0.850	1.7	014 13	158 74	282 09
SR0743-3.4.1	pillow	7295	1.103	1.032	1.138	1.144	-0.510	1.2	330 39	218 26	103 41
SR0743-3.4.2	pillow	6536	1.090	1.029	1.121	1.127	-0.500	1.2	332 36	223 24	107 45
SR0743-15.8.1	pillow	13860	1.085	1.006	1.091	1.103	-0.871	1.8	015 05	283 26	115 64
SR0743-15.8.2	pillow	12540	1.101	1.008	1.110	1.123	-0.851	1.7	020 08	287 26	125 63
SR0775-15.0.1	hyaloclastite	1267	1.001	1.005	1.006	1.006	0.717	0.2	254 09	024 76	162 11
SR0775-15.0.2	hyaloclastite	871.6	1.004	1.018	1.023	1.024	0.609	0.2	002 33	152 54	263 15
SR0776-18.9.1	hyaloclastite	13290	1.033	1.032	1.067	1.067	-0.014	0.7	089 80	335 04	244 09
SR0776-18.9.2	hyaloclastite	14790	1.071	1.016	1.089	1.094	-0.616	1.4	119 54	347 26	245 23
SR0776-19.2.1	hyaloclastite	5894	1.017	1.030	1.047	1.047	0.278	0.4	079 79	175 01	265 11
SR0776-19.2.2	hyaloclastite	6416	1.005	1.008	1.012	1.013	0.249	0.5	121 44	344 37	235 23
SR0776-6.1.1	hyaloclastite	488.8	1.002	1.001	1.003	1.003	-0.534	1.2	285 51	034 15	135 35
SR0776-6.1.2	hyaloclastite	504.7	1.006	1.001	1.007	1.008	-0.633	1.4	235 29	136 15	022 57
SR0777-2.9.1	hyaloclastite	7330	1.017	1.030	1.048	1.048	0.256	0.5	102 71	001 04	269 18
SR0777-2.9.2	hyaloclastite	10780	1.059	1.004	1.063	1.070	-0.875	1.8	063 55	165 08	261 34
SR0777-5.2.1	hyaloclastite	13980	1.003	1.024	1.026	1.029	0.806	0.1	154 53	019 28	276 22
SR0777-5.2.2	hyaloclastite	14920	1.004	1.006	1.010	1.010	0.159	0.5	235 25	340 29	112 50
SR0780-5.1.1	hyaloclastite	478.8	1.001	1.004	1.005	1.005	0.575	0.2	101 05	010 09	219 80
SR0780-5.1.2	hyaloclastite	503.5	1.004	1.005	1.009	1.009	0.127	0.6	284 11	014 04	126 78
SR0780-8.3.1	hyaloclastite	2524	1.003	1.004	1.007	1.007	0.064	0.6	340 10	193 78	071 07
SR0780-8.3.2	hyaloclastite	1908	1.004	1.003	1.007	1.007	-0.154	0.8	358 04	105 78	267 11
SR0781-10.7.1	pillow	7858	1.007	1.005	1.012	1.012	-0.123	0.8	210 29	346 52	107 22
SR0781-10.7.2	pillow	8091	1.007	1.004	1.011	1.011	-0.296	1.0	227 47	075 39	333 14
SR0781-19.8.1	pillow	15900	1.004	1.009	1.013	1.013	0.353	0.4	326 01	236 16	060 74
SR0781-19.8.2	pillow	12140	1.012	1.001	1.014	1.015	-0.808	1.7	306 02	214 44	039 46
SR0786-1.3.1	pillow	3493	1.002	1.001	1.002	1.002	-0.418	1.1	187 29	025 60	281 08
SR0786-1.3.2	pillow	6340	1.015	1.004	1.019	1.020	-0.559	1.3	123 34	025 13	278 53
SR0786-8.7	pillow	6147	1.004	1.016	1.020	1.021	0.632	0.2	319 07	226 23	066 66
SR0799-1.7.1	pillow	5705	1.009	1.007	1.016	1.016	-0.146	0.8	319 15	120 74	228 05
SR0799-1.7.2	pillow	4892	1.005	1.109	1.115	1.131	0.901	0.1	352 23	195 66	086 09
SR0799-16.0.1	pillow	48860	1.016	1.018	1.035	1.035	0.052	0.6	108 20	350 53	211 30
SR0799-16.0.2	pillow	46800	1.027	1.012	1.040	1.041	-0.397	1.1	101 08	355 62	195 27
SR0800-0.9	pillow	37680	1.014	1.010	1.024	1.024	-0.187	0.8	080 09	170 02	272 81
SR0800-1.0	pillow	26490	1.018	1.007	1.026	1.026	-0.414	1.1	005 50	148 34	251 19
SR0800-19.8.1	pillow	16050	1.009	1.017	1.026	1.027	0.329	0.4	009 25	162 62	274 11
SR0800-19.8.2	pillow	15250	1.010	1.028	1.038	1.040	0.462	0.3	016 34	141 41	262 31
SR0800-6.2.1	pillow	25230	1.012	1.008	1.020	1.020	-0.227	0.9	028 38	219 52	123 05
SR0801-13.4.1	pillow	16180	1.006	1.007	1.013	1.013	0.120	0.6	154 67	002 21	268 10

sample	lithology	K_{mean} [10^{-6} SI]	L	F	P	P'	T	q	D K_{max} K_{max}	D K_{int} K_{int}	D K_{min} K_{min}
SR0801-13.4 2	pillow	17660	1.008	1.014	1.022	1.022	0.240	0.5	258 16	143 56	358 29
SR0803-2.4 2	pillow	5825	1.012	1.045	1.057	1.061	0.583	0.2	151 49	010 35	266 20
SR0835-19.0	pillow	7363	1.003	1.010	1.012	1.013	0.535	0.3	285 10	032 61	190 27
SR0836-10.1 1	pillow	12230	1.008	1.011	1.018	1.018	0.166	0.5	332 55	182 32	083 14
SR0836-10.1 2	pillow	9076	1.002	1.002	1.004	1.004	-0.057	0.7	298 33	190 24	071 47
SR0836-16.1 1	pillow	13250	1.006	1.003	1.009	1.009	-0.392	1.1	202 01	293 44	111 46
SR0836-16.1 2	pillow	15570	1.016	1.001	1.017	1.019	-0.888	1.8	007 69	143 16	237 14
SR0842-1.4 1	massive basalt	14200	1.003	1.011	1.014	1.015	0.574	0.2	043 03	134 08	293 82
SR0842-1.4 2	massive basalt	12200	1.001	1.010	1.011	1.012	0.889	0.1	154 04	063 03	295 85
SR0843-1.8 1	massive basalt	3723	1.058	1.032	1.093	1.094	-0.281	1.0	078 18	332 39	187 46
SR0843-1.8 2	massive basalt	3565	1.030	1.010	1.040	1.042	-0.475	1.2	095 11	351 52	193 35
SR0843-6.5 1	hyaloclastite	1315	1.004	1.004	1.008	1.008	-0.062	0.7	330 28	226 25	102 51
SR0843-7.5	hyaloclastite	4172	1.003	1.001	1.004	1.004	-0.301	1.0	271 06	012 62	178 27
SR0843-8.1	hyaloclastite	11300	1.001	1.005	1.005	1.006	0.812	0.1	034 00	304 00	214 72
SR0843-8.5 1	intrusion	12650	1.097	1.046	1.147	1.150	-0.349	1.1	198 07	105 22	305 67
SR0843-8.5 2	intrusion	11290	1.095	1.054	1.155	1.157	-0.268	1.0	193 04	103 11	301 79
SR0844-10.3 1	intrusion	9449	1.015	1.062	1.077	1.082	0.610	0.2	225 04	134 11	332 79
SR0844-10.3 2	intrusion	11280	1.012	1.062	1.075	1.080	0.663	0.2	211 03	120 12	313 77
SR0844-4.4 1	intrusion	8201	1.102	1.003	1.105	1.120	-0.935	1.9	357 18	106 45	252 40
SR0844-4.4 2	intrusion	8169	1.095	1.011	1.107	1.118	-0.788	1.6	353 17	252 30	108 54
SR0908-0.2 1	hyaloclastite	3486	1.010	1.001	1.011	1.013	-0.836	1.7	280 56	021 08	117 33
SR0908-0.2 2	hyaloclastite	6298	1.009	1.001	1.010	1.011	-0.877	1.8	286 56	183 09	088 32
SR0908-18.2 2	massive basalt	7758	1.002	1.002	1.004	1.004	-0.030	0.7	181 07	271 05	034 81
SR0908-19.3 1	massive basalt	8412	1.001	1.003	1.004	1.004	0.625	0.2	137 78	263 07	354 10
SR0908-19.3 2	massive basalt	12840	1.002	1.002	1.004	1.004	-0.097	0.8	213 44	096 25	347 36
SR0908-19.3 3	massive basalt	1092	1.009	1.006	1.016	1.016	-0.214	0.9	208 14	117 06	005 75
SR0908-5.3 1	hyaloclastite	705.6	1.000	1.002	1.002	1.003	0.885	0.1	316 20	180 63	052 17
SR0908-5.3 2	hyaloclastite	678.8	1.003	1.001	1.003	1.004	-0.696	1.5	295 49	086 38	188 15
SR0910-1.8 1	hyaloclastite	6723	1.031	1.021	1.052	1.053	-0.206	0.9	348 06	081 27	248 62
SR0910-1.8 2	hyaloclastite	6665	1.022	1.004	1.025	1.027	-0.714	1.5	358 16	102 40	251 46
SR0910-2.6 1	hyaloclastite	4727	1.004	1.003	1.008	1.008	-0.109	0.8	134 70	349 16	255 11
SR0910-2.6 2	hyaloclastite	3519	1.019	1.004	1.023	1.025	-0.638	1.4	151 73	004 14	271 09
SR0910-3.7 1	hyaloclastite	1615	1.004	1.004	1.008	1.008	-0.017	0.7	308 04	040 23	209 66
SR0910-3.7 2	hyaloclastite	1581	1.001	1.004	1.005	1.005	0.645	0.2	316 16	062 43	211 42
SR0943-2.1	pillow-intrusion	12710	1.059	1.038	1.099	1.100	-0.214		137 56	020 18	280 28
SR0943-2.2	pillow-intrusion	17840	1.009	1.006	1.015	1.015	-0.201		185 08	079 64	279 24
SR0943-2.3	pillow-intrusion	23150	1.014	1.018	1.033	1.033	0.133		309 15	046 25	191 61
SR0944-0.2 1	intrusion	32270	1.005	1.024	1.029	1.030	0.654	0.2	353 65	199 23	105 10
SR0944-0.2 2	intrusion	33300	1.012	1.015	1.027	1.027	0.114	0.6	352 68	182 22	091 04
SR0944-1.9 1	intrusion	33960	1.021	1.025	1.047	1.047	0.080	0.6	115 02	207 41	023 49
SR0944-1.9 2	intrusion	34270	1.033	1.060	1.095	1.097	0.282	0.5	115 09	213 44	016 45

sample	lithology	$K_{\text{mean}} [10^{-6} \text{ Si}]$	L	F	P	P'	T	q	D $K_{\text{max}} K_{\text{max}}$	D $K_{\text{int}} K_{\text{int}}$	D $K_{\text{min}} K_{\text{min}}$
SR0950-6.7 1	intrusion	41250	1.036	1.021	1.058	1.058	-0.267	0.9	148 19	035 49	252 34
SR0950-6.7 2	intrusion	42860	1.041	1.011	1.052	1.055	-0.564	1.3	154 15	032 63	250 22
SR0951-16.4 1	intrusion	39170	1.017	1.074	1.092	1.098	0.614	0.2	348 60	240 10	145 28
SR0951-16.4 2	intrusion	38700	1.014	1.068	1.082	1.088	0.656	0.2	020 52	255 24	152 27
SR0951-7.7 1	intrusion	23800	1.016	1.040	1.057	1.059	0.434	0.3	233 24	135 16	014 60
SR0951-7.7 2	intrusion	26600	1.016	1.032	1.049	1.050	0.329	0.4	235 27	132 25	005 52
SR0952-1.5 1	pillow	10990	1.038	1.048	1.087	1.087	0.112	0.6	188 49	042 36	299 17
SR0952-1.5 2	pillow	9485	1.070	1.045	1.118	1.119	-0.214	0.9	154 54	027 24	285 25
SR0953-6.2 1	pillow	9368	1.016	1.011	1.027	1.027	-0.153	0.8	108 61	283 29	014 02
SR0953-6.2 2	pillow	7853	1.009	1.014	1.023	1.024	0.229	0.5	091 73	295 16	203 07
SR0956-15.5 1	intrusion	53740	1.025	1.027	1.053	1.053	0.037	0.6	228 26	049 65	318 00
SR0956-15.5 2	intrusion	53830	1.025	1.024	1.050	1.050	-0.033	0.7	225 30	056 60	318 05
SR0956-2.0 1	intrusion	28920	1.059	1.089	1.152	1.153	0.197	0.5	182 62	003 28	273 01
SR0956-2.0 2	intrusion	31310	1.043	1.074	1.120	1.122	0.251	0.5	186 61	354 28	087 05
SR0957-3.9 1	intrusion	33040	1.046	1.053	1.101	1.101	0.075	0.6	351 04	095 74	260 16
SR0957-3.9 2	intrusion	25300	1.011	1.014	1.025	1.025	0.107	0.6	029 10	141 66	295 22
SR0958-4.5 1	pillow	3260	1.002	1.005	1.007	1.007	0.530	0.3	291 01	022 13	197 77
SR0958-4.5 2	pillow	3308	1.005	1.115	1.121	1.138	0.908	0.1	180 12	018 77	271 04
SR0959-0.2 1	pillow	18590	1.082	1.051	1.137	1.138	-0.226	0.9	047 82	179 05	270 06
SR0959-0.2 2	pillow	17010	1.068	1.021	1.090	1.094	-0.525	1.3	030 83	143 03	233 07
SR0959-4.3 2	pillow	1972	1.003	1.088	1.091	1.104	0.928	0.0	359 14	133 71	265 13

Minneapolis - Helga de Wall

sample	M_s [Am ² /kg]	M_{rs} [Am ² /kg]	M_{rs}/M_s	H_c [mT]	H_{cr} [mT]	H_{cr}/H_c
SR0101-3.0	0.452	0.125	0.28	26.3	48.0	1.82
SR0101-7.0	2.460	0.520	0.21	21.7	41.9	1.93
SR0101-8.3	1.380	0.320	0.23	10.7	18.5	1.73
SR0101-9.4	0.603	0.170	0.28	10.9	16.7	1.54
SR0102-1.3	0.463	0.104	0.22	7.3	14.2	1.95
SR0127-0.4	1.020	0.197	0.19	14.2	26.2	1.84
SR0129-4.5	1.010	0.259	0.26	13.9	28.7	2.06
SR0131-1.4	3.890	0.768	0.20	16.3	31.5	1.93
SR0131-4.4	4.510	0.891	0.20	15.5	32.7	2.11
SR0131-6.6	1.840	0.248	0.13	4.8	10.6	2.22
SR0132-0.6	0.812	0.116	0.14	2.8	7.3	2.56
SR0132-5.3	1.578	0.286	0.18	6.7	18.9	2.84
SR0355-2.1	1.010	0.115	0.11	8.5	25.7	3.02
SR0454-4.3	0.036	0.008	0.24	23.7	63.6	2.69
SR0690-6.4	0.969	0.258	0.27	18.8	29.0	1.54

Bremen - Agnes Kontny

sample	M_s [μAm ²]	M_{rs} [μAm ²]	M_{rs}/M_s	H_c [mT]	H_{cr} [mT]	H_{cr}/H_c
SR0456-1.2	5.200	1.300	0.25	8.2	15.5	1.88
SR0690-2.7	6.800	2.000	0.30	11.8	29.6	2.51
SR0800-6.2	13.100	2.190	0.17	6.6	14.9	2.26
SR0801-15.1	0.291	0.107	0.37	29.2	49.9	1.71
SR0958-4.5	2.800	1.700	0.61	26.9	37.0	1.38
SR0959-4.3	3.050	1.270	0.42	51.2	75.2	1.47

Niederlippach - Carsten Vahle

sample	M_s [Am ² /kg]	M_{rs} [Am ² /kg]	M_{rs}/M_s	H_c [mT]	H_{cr} [mT]	H_{cr}/H_c
SR0102-8.9	0.168	0.056	0.34	8.1	28.5	3.51
SR0623-1.7	0.503	0.248	0.49	16.2	34.7	2.14
SR0625-0.6	0.668	0.228	0.34	15.8	27.9	1.77
SR0628-7.8	0.556	0.089	0.16	7.2	21.7	2.99
SR0629-3.2	0.013	0.005	0.36	18.3	36.1	1.97
SR0630-4.2	0.173	0.081	0.47	12.3	20.8	1.69
SR0689-8.0	0.001	0.000	0.19	18.3	44.7	2.44
SR0690-2.7	0.138	0.073	0.53	14.0	26.0	1.86
SR0691-8.7	0.144	0.068	0.47	11.5	19.3	1.68
SR0694-10.9	0.024	0.012	0.51	12.6	19.5	1.54
SR0799-16.0	0.581	0.095	0.16	3.7	8.9	2.39
SR0800-0.9	0.405	0.097	0.24	4.9	10.6	2.14
SR0800-1.0	1.059	0.189	0.18	6.3	12.8	2.03
SR0800-19.8	0.280	0.049	0.18	6.9	17.0	2.48
SR0801-13.4	0.321	0.073	0.23	7.0	15.0	2.15
SR0801-15.1	0.066	0.052	0.80	60.0	71.0	1.18
SR0956-2.0	0.584	0.193	0.33	9.5	17.2	1.80
SR0956-15.5	0.697	0.086	0.12	4.5	13.1	2.89
SR0957-3.9	0.552	0.201	0.36	10.4	17.1	1.65
SR0958-4.5	0.096	0.080	0.83	44.5	57.3	1.29
SR0959-4.3	0.039	0.038	0.98	73.0	83.3	1.14