

Die Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität
in der KTB-Oberpfalz VB

H.-U. Worm

**DIE ANISOTROPIE DER MAGNETISCHEN SUSZEPTIBILITÄT
IN DER KTB-OBERPFALZ VB.**

Horst-Ulrich Worm ¹

ZUSAMMENFASSUNG

Messungen der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) wurden an 110 Gesteinsproben der KTB-Oberpfalz VB durchgeführt. Die AMS charakterisiert das magnetische Teilgefüge, welches zur Gefügeanalyse und tektonischen Interpretation Beiträge liefert. Anhand von Magnetisierungskurven, die in Feldern bis zu 1 Tesla (10000 Oe) gemessen wurden, wird verdeutlicht, daß sowohl paramagnetische Silikate als auch ferrimagnetische Opak-Minerale (Pyrrhotin bzw. Magnetit) das AMS-Ellipsoid bestimmen können. So sind hier bei Suszeptibilitäten $k < 0,4 \cdot 10^{-3}$ (SI) im allgemeinen die Eisenhaltigen Silikate Biotit und Hornblende bestimmend, während für $k > 10^{-3}$ die Ferrimagnetika dominieren. Deren Hysterese-Parameter können ebenfalls anisotrop sein, mit zum Teil größeren Anisotropien als die der Suszeptibilität.

SUMMARY

The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) has been measured on 110 rock samples from the KTB-Oberpfalz pilot hole. The AMS characterizes the magnetic fabric and thus offers additional data for fabric analyses and tectonic interpretation. Magnetization curves measured in fields up to 1 Tesla (10,000 Oe) indicate that paramagnetic silicates as well as ferrimagnetic opaques (pyrrhotite, magnetite) may determine the AMS ellipsoid. For susceptibilities $k < 0,4 \cdot 10^{-3}$ (SI) the iron bearing silicates biotite and hornblende are likely to dominate the susceptibility while the ferrimagnetic fraction determines the AMS for $k > 10^{-3}$. Their hysteresis parameters can also be anisotropic with some exhibiting a stronger anisotropy than the susceptibility.

Anschrift des Autors: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51

1 Einleitung

Untersuchungen zur Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) haben sich vielfach in der Anwendung auf tektonische Fragestellungen bewährt (z.B. Hrouda, 1982; Borradaile, 1988). Selbst in scheinbar undeformierten Gesteinen können mit dieser Methode oft schwache Regelungen nachgewiesen werden. Durch AMS-Messungen werden bestimmt: der Betrag der Suszeptibilität, die Art der Anisotropie (prolat, oblat), der Grad der Anisotropie (Achsenverhältnisse des AMS-Ellipsoids) und die Raumlage der Ellipsoid-Hauptachsen. In vielen Arbeiten der Gefügeanalyse hat sich ein Zusammenhang zwischen AMS- und Deformations-Ellipsoid bestätigt.

2 Grundlagen

2.1 Suszeptibilität

Die (Volumen-) Suszeptibilität $|\mathbf{k}|$ ist ein dimensionsloser Tensor, der den Magnetisierungsvektor $\underline{\mathbf{M}}$ beschreibt, welcher von einem äußeren Feld $\underline{\mathbf{H}}$ in einem Material induziert wird:

$$\underline{\mathbf{M}} = |\mathbf{k}| \cdot \underline{\mathbf{H}}$$

Diamagnetisch sind Stoffe mit negativen Suszeptibilitäten. Deren Absolutwerte sind durchweg sehr klein mit etwa $k \approx -10^{-5}$ für Quarz und Kalzit und $k \approx -3 \cdot 10^{-6}$ für Plagioklas (k -Werte jeweils im SI).

Paramagnetische Materialien haben positive Suszeptibilitäten. Die meisten gesteinsbildenden Minerale gehören zu dieser Gruppe, mit mittleren Suszeptibilitäten von $k = 1,7 \cdot 10^{-4}$ für Muskovit, $k = 1,1 \cdot 10^{-3}$ für Biotit bis zu $8,9 \cdot 10^{-3}$ für Hornblende (Borradaile et al., 1987). In guter Näherung ist k proportional dem Eisengehalt der Minerale (Bleil und Petersen, 1982; Zapletal, 1990).

Ferrimagnetika sind spontan, d.h. auch in Abwesenheit eines äußeren Feldes, magnetisiert und haben zumeist hohe Suszeptibilitäten. Für Magnetit hängt die Suszeptibilität von der Kornform, -größe und Defekt-Struktur ab und liegt bei $k \approx 3$. Für Pyrrhotin nimmt k mit der Korngröße d ab und fällt von $k = 0,28$ für $d \approx 200 \mu\text{m}$ auf $k \approx 0,05$ für $d < 5 \mu\text{m}$ (Dekkers, 1988); außerdem ist die Suszeptibilität von Pyrrhotin selbst im Feldbereich < 1 Oe stark feldabhängig und nimmt von 0,1 auf 1 Oe um $> 60 \%$ zu (Worm, 1991).

Anhand der verschiedenen Größenordnungen für k läßt sich bei ungefähr bekannter Gesteinszusammensetzung vorhersagen, welche

Mineralkomponente die Suszeptibilität bestimmt. So reicht ein Magnetit-Gehalt von weit weniger als 1 % aus, um die magnetischen Eigenschaften eines Gesteins zu dominieren. Andererseits läßt sich in den schwächer vererzten Metamorphiten der KTB-Oberpfalz VB die induzierte Magnetisierung durch die häufigen Phyllo- und Inosilikate erklären.

2.2 Magnetische Anisotropie

Die Anisotropie der Suszeptibilität von Mineralen kann ihre Ursache haben in der Anisometrie stark magnetischer Minerale (Magnetit, Pyrrhotin) oder in Kristallanisotropie, welche Richtungen leichter bzw. schwerer Magnetisierbarkeit an die Kristallgeometrie koppelt. Sowohl die Ferrimagnetika Pyrrhotin und Hämatit als auch zahlreiche paramagnetische Minerale besitzen eine ausgeprägte Kristallanisotropie (siehe Borradaile, 1988, für eine Zusammenstellung). Phyllo- und Inosilikate haben in der Basalebene bzw. Kettenrichtung die maximale Suszeptibilität k_{\max} . Bei Pyrrhotin und Hämatit liegt k_{\max} ebenfalls in der Basal-Ebene, und parallel zur c-Achse ist die minimale Suszeptibilität k_{\min} bis zu über 100-fach geringer.

Der AMS-Tensor einer Gesteinsprobe stellt die Summe aller AMS-Tensoren der Einzelminerale dar. Die Anisotropie der Gesteins-Suszeptibilität hängt somit sowohl vom Einregelungsgrad der Minerale als auch von ihrem jeweiligen Volumenanteil am Gestein ab. Zur Verknüpfung Strain - AMS sind daher quantitative petrographische und gefügekundliche Untersuchungen erforderlich.

Dargestellt wird die AMS als Anisotropie-Ellipsoid durch die Angabe von Lage und Betrag der drei Hauptachsen k_{\max} , k_{int} , k_{\min} und daraus berechneten Maßen für den Grad der Abplattung bzw. Elongation.

3 Messungen und Darstellung der Ergebnisse

3.1 Magnetisierungs-Kurven

Die Magnetisierung als Funktion des angelegten Feldes wurde an einigen Proben mittels eines 'Vibrating Sample Magnetometers' im 'Institute for Rock Magnetism' an der University of Minnesota gemessen. Die Abbildungen 1-3 zeigen Magnetisierungskurven von verschiedenen stark magnetischen Proben. Für rein paramagnetische (und auch diamagnetische) Proben ist die Magnetisierung proportional dem Feld ($M/H =$

const.), so wie bei der Gneis-Probe 47A10. Die gemessene AMS wird allein von den paramagnetischen Silikaten verursacht. Neben Paramagnetika enthält der Amphibolit 926B1f Magnetit, welcher die Hysterese und Nicht-Linearität unterhalb von 400 mT verursacht (Abb. 2). Hier ist die Anfangssuszeptibilität $k_i = dM/dH (H \rightarrow 0)$, die in der Hysterese-Kurve nicht gezeigt ist, um den Faktor 18 größer als die paramagnetische Suszeptibilität k_p (= Steigung der Magnetisierungskurve bei hohen Feldern), so daß die paramagnetischen Beiträge zum AMS-Ellipsoid vernachlässigbar klein sind. Die Hysterese-Parameter Sättigungsmagnetisierung M_s , Sättigungsremanenz M_{rs} , Koerzivität H_c , Koerzivität der Remanenz H_{cr} bzw. deren Verhältnisse geben Aufschluß über das magnetische Bereichsverhalten der Ferrimagnetika. Dieses soll hier jedoch nicht diskutiert werden, da es für Anisotropie-Untersuchungen von untergeordnetem Interesse ist. Gleichwohl können die Hysterese-Parameter ausgeprägte Anisotropie zeigen, die zum Teil (Sättigungsremanenz M_{rs}) ausgeprägter als die AMS sein können, wie Abbildung 3 zeigt. In der Pyrrhotin-haltigen Probe 64E15b ist das Verhältnis von Anfangssuszeptibilität zu paramagnetischer Suszeptibilität k_i/k_p je nach Orientierung kleiner als 2. Dennoch bestimmen hier die ferrimagnetischen Beiträge die Anisotropie der Suszeptibilität, da k_p sich nur geringfügig mit der Orientierung ändert.

3.2 Anisotropie der Suszeptibilität

Die im folgenden dargestellten AMS Untersuchungen an Gesteinen der KTB-Oberpfalz VB wurden ebenfalls an der University of Minnesota durchgeführt. Das benutzte Instrument ist eine bislang einmalige automatisierte Suszeptibilitäts-Brücke ($H = 800 \text{ A/m (1 mT)}$) mit angeschlossener Computerauswertung, die 600 Einzel-Messungen über einen 'least square fit' zu einem AMS Tensor berechnet. Nur solche Messungen wurden verwertet, bei denen die Residuen (als Maß für die Abweichung der AMS von der Ellipsoid-Form) weniger als 1 % der mittleren Suszeptibilität und < 10 % der Anisotropie ausmachen.

In Tabelle 1 sind angegeben Probenteufe, Kernstück-Nummer, die mittlere Volumen-Suszeptibilität $k = (k_{\max} + k_{\text{int}} + k_{\min})/3$ (in (dimensionslosen) SI Einheiten, die magnetische Lineation und Foliation in Prozent, sowie Deklination und Inklinatation der Suszeptibilitäts-Hauptachsen in bezug auf die Kernstück-Markierungslinie bzw. an den mit * gekennzeichneten absolut orientierten Kernstücken auf geographisch Nord.

Die Lineation ist definiert als:

$$\text{Lin} = (k_{\max} - k_{\text{int}}) / k$$

und die Foliation:

$$\text{Fol} = (k_{\text{int}} - k_{\text{min}}) / k$$

Daraus läßt sich die (nicht angegebene) Anisotropie $(k_{\text{max}} - k_{\text{min}}) / k = \text{Lin} + \text{Fol}$ berechnen (jeweils in Prozent angegeben).

Die Richtungen der maximalen und minimalen Suszeptibilitäten sind in stereographischen Projektionen für einige Teufenabschnitte in Abbildung 4 dargestellt.

4 Diskussion der Ergebnisse

Eine detaillierte Auswertung der AMS Ergebnisse muß eng mit petrographischen und gefügekundlichen Untersuchungen verbunden sein und kann in diesem Rahmen nicht stattfinden. Die hiermit zur Verfügung gestellten Daten über das magnetischen Gefüge sollen für tektonische Analysen als Interpretationshilfe dienen. Zur Erläuterung sei aber folgendes gegeben:

Bei Gneis-Proben steht die Richtung der minimalen Suszeptibilität generell senkrecht zur Foliation. Die Orientierung der AMS-Ellipsoide korreliert gut mit dem vorliegenden Modell der durchteuften Großstruktur (Müller, 1990).

Die AMS von Proben mit Suszeptibilitäten bis zu $k \approx 0,4 \cdot 10^{-3}$ kann allein durch die paramagnetischen Beiträge der Silikate erklärt werden. Bei Werten von $k \geq 10^{-3}$ bestimmen Pyrrhotin bzw. (seltener) Magnetit das AMS Ellipsoid.

Die Orientierungen von Gefügehauptachsen und AMS-Ellipsoiden sind meistens, aber nicht immer, gleich (de Wall et al., 1990a). Das ferrimagnetische Teilgefüge kann durch Anisotropie-Untersuchungen der remanenten Magnetisierungseigenschaften bestimmt werden (z.B. de Wall et al., 1990b). Um umgekehrt in magnetisch vererzten Gesteinen das paramagnetische Silikat-Teilgefüge getrennt vom ferrimagnetischen zu bestimmen, sind die aufwendigeren Magnetisierungsmessungen in starken Feldern notwendig (Rochette und Fillion, 1988). Alternativ versprechen temperaturabhängige AMS-Messungen (Juckenack, 1990) dieselbe Information.

Die Anisotropie von stärker magnetischen Pyrrhotin-führenden Gesteinen sollte nicht ohne weitere Untersuchungen als Textur des Pyrrhotins interpretiert werden, da trotz seiner hohen Kristall-Anisotropie auch Form-Anisometrie in Betracht kommt und auch nachgewiesen wurde (de Wall et al., 1990b).

Angemerkt sei, daß bei 2267 m, Kernstück 539B1i, eine der höchsten jemals an Gesteinen gemessenen AMS Werte festgestellt wurde (Anisotropie: 110 % bzw. $k_{\max}/k_{\min} = 3,69$). Hier durchzieht eine mit Pyrit gefüllte Kluft die Probe, deren Flächen-Normale in etwa mit k_{\min} übereinstimmt. Vermutlich ist mit dem schwach magnetischen Pyrit Pyrrhotin assoziiert und Ursache für die starke Anisotropie. Die direkt benachbarte Probe, welche nicht von der Kluft durchzogen ist, zeigt eine wesentlich geringere Anisotropie.

Danksagung

Ich danke Professor Banerjee für die Einladung im 'Institute for Rock Magnetism' der University of Minnesota zu arbeiten und Mike Jackson und Jim Marvin für sehr hilfreiche Unterstützung.

Literaturverzeichnis

- Bleil, U., N. Petersen, 1982. Magnetic properties of natural minerals; paramagnetism. In: G. Angenheister (Editor), Landoldt-Börnstein, Numerical Data and Functional Relationship in Science and Technology, V, Bd. 1b, 312-320, Springer, Berlin.
- Borradaile, G.J. , W. Keeler, C. Alford, P. Sarvas, 1987, Anisotropy of magnetic susceptibility of some metamorphic minerals, Phys. Earth Planet. Inter., 48, 161-166.
- Borradaile, G.J. , 1988, Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain, Tectonophysics, 156, 1-20.
- Dekkers, M.J., 1988, Magnetic properties of natural pyrrhotite. I. Behavior of initial susceptibility and saturation-magnetization-related rock magnetic parameters in a grain size dependent framework, Phys. Earth Planet. Inter., 52, 376-393.
- Hrouda, F., 1982, Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics, Geophys. Surv., 5, 37-82.

- Juckenack, C., 1990. Beitrag der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) für Struktur- und Gefügeuntersuchungen von Metamorphiten: Einzelbeispiele und regionale Anwendung im Spessart-Kristallin. Dissertation, Universität Göttingen, 177 pp.
- Müller, H., 1990. 4000 m Kristallin-Profil - Ergebnisse des Feldlabors. KTB-Report, 90-4, 23-33, Hannover.
- Rochette, P., G. Fillion, 1988. Identification of multicomponent anisotropies in rocks using various field and temperature values in a cryogenic magnetometer. Phys. Earth Planet. Inter., 51, 379-386.
- de Wall, H., E. Huenges, C. Juckenack, K. Weber, 1990a. Beziehungen zwischen Gefügeanisotropie und der Richtungsabhängigkeit gesteinsphysikalischer Eigenschaften - Untersuchungen an Paragneisen der KTB-Vorbohrung. KTB-Report, 90-4, 119-131, Hannover.
- de Wall, H., H.-U. Worm, C. Juckenack, K. Weber, 1990. Determination of lineations on core samples by fabric analysis and rock magnetism. KTB-Report, 90-4, 511, Hannover.
- Worm, H.-U., 1991. Multidomain susceptibility and anomalously strong low-field dependence of induced magnetization in pyrrhotite. Phys. Earth Planet. Inter. (im Druck).
- Zapletal, K., 1990. Low-field susceptibility anisotropy of some biotite crystals. Phys. Earth Planet. Inter., 63, 85-97.

Tabelle 1: Die Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität k in der KTB-Oberpfalz VB nach Betrag und Orientierung.

Teufe [m]	Kernstück	$k \cdot 10^3$ [SI]	Lin [%]	Fol [%]	k_{\max}	k_{int}	k_{\min}
95,58	11A2	0,63	4,8	1,7	198/4	24/86	288/0
133,34	16A5a	0,76	4,7	8,6	187/23	12/66	278/2
202,65	28B2a	0,27	5,6	27,7	58/9	148/0	240/81
219,70	32A2b	0,74	8,5	6,2	339/7	203/80	70/7
238,57	37A2a	0,85	1,5	5,9	58/36	158/14	266/51
324,83	47A10	0,24	14,8	21,0	180/10	72/60	276/28
333,00	48A1a	0,36	6,4	10,7	189/1	98/34	281/58
333,52	48A1d	0,39	5,4	10,0	356/25	237/45	104/34
375,21	53A2b	0,06	-	-			
423,89	62H6	1,69	48,8	10,2	321/12	210/60	57/27
429,73	64E15b	1,33	17,8	53,2	315/61	172/24	75/15
469,75	71A1b	0,30	3,6	22,8	293/75	162/10	71/11
498,50	79D1r	1,63	17,4	14,6	0/2	264/73	91/17
532,35	92B1c	0,441	14,1	8,5	320/21	102/64	224/15
564,55	104C4a	0,367	3,9	14,2	237/21	346/39	125/44
578,55*	108C1q	0,667	26,4	2,4	119/21	247/57	19/23
743,50*	149E6n	0,374	8,4	30,4	86/18	203/56	346/28
790,35*	164D1ab	0,409	2,7	17,3	144/12	265/67	50/19
827,60*	181B1h	0,621	9,8	19,2	227/68	110/11	16/19
840,64*	187C1w	0,185	1,0	13,1	134/7	230/41	36/48
893,60*	212B4h	0,384	8,5	8,5	300/5	202/58	33/31
907,90*	216A1a	0,434	5,4	20,0	118/19	228/46	12/38
931,16*	228D1r	0,400	4,4	20,1	124/10	219/25	13/63
976,49*	245F3ag	0,387	8,2	19,7	122/1	214/69	31/21
1239,87*	257C4k	0,652	2,3	9,2	136/19	25/45	242/39
1240,96*	257E7o	0,452	1,4	4,3	353/29	152/59	258/9
1242,10*	257G11h	1,19	18,1	6,3	144/57	51/3	319/33
1280,07*	266G1j	0,436	3,5	0,5	333/30	82/29	207/45
1282,45*	267B1d	0,636	4,6	6,2	307/37	197/25	81/43
1316,40*	275F1n	0,611	7,1	1,4	294/38	344/48	192/16
1379,93*	288B1l	0,706	8,7	1,0	62/21	164/27	299/55
1407,18*	293D1l	0,592	5,8	3,0	319/8	224/31	62/57
1409,40*	293G2k	44,8	9,5	8,1	177/27	83/8	337/62
1419,80*	295E1kK	1,10	13,5	7,3	241/2	337/72	151/18
1419,80*	295E1kK	0,817	12,7	7,4	50/22	291/50	154/32
1468,80*	306G1o	0,769	1,9	9,2	110/27	222/36	354/42
1472,40*	307E1h	0,612	4,4	1,0	273/3	14/74	182/16
1532,20*	321C1m	0,540	6,1	3,5	325/24	229/14	110/62

Tabelle 1 (Fortsetzung)

Teufe [m]	Kernstück	$k \cdot 10^3$ [SI]	Lin [%]	Fol [%]	k_{\max}	k_{int}	k_{\min}
1546,90*	324A1a	0,403	3,4	1,9	341/10	248/15	104/72
2220,89	523A1c	0,358	3,8	17,6	194/3	84/82	284/7
2248,54*	533D1l	0,381	2,8	3,8	43/11	153/60	48/28
2258,08*	536C1n	1,28	20,8	19,6	297/55	123/35	31/3
2258,80*	536D1q	3,04	15,9	36,4	310/66	104/22	198/10
2259,63*	536E1u	0,356	0,3	2,5	17/73	151/12	243/12
2261,91*	537A1c	2,80	19,1	36,0	302/8	102/82	211/3
2262,98*	537B1d	0,357	4,9	21,6	299/15	114/75	209/1
2258,80*	536D1q	3,10	19,5	16,5	122/52	288/38	23/7
2267,00*	539B1i	1,50	42,6	67,4	86/42	196/21	305/41
2267,00*	539B1i	0,292	9,1	17,8	105/5	256/84	15/3
2267,37*	539C1k	0,328	7,9	17,3	105/12	232/71	12/15
2272,22*	541A1h	0,793	19,8	21,0	132/9	247/69	39/19
2303,44*	550E1q	1,83	9,4	19,8	299/31	131/59	32/5
2308,29*	552C1h	0,491	8,1	9,2	69/82	292/6	201/6
2317,58*	557C1g	0,317	1,9	14,3	300/3	198/76	31/14
2317,68*	557C1g	0,336	5,2	9,8	293/14	121/76	23/2
2324,26*	559D1t	3,31	24,4	40,3	300/4	203/58	33/32
2343,28*	567B2e	0,361	4,6	11,4	97/6	266/84	6/1
2359,46*	570G1ad	0,341	6,0	10,1	291/8	92/82	200/3
2362,15*	571D1d	0,810	7,3	20,5	289/20	159/61	26/21
2467,60*	601E4l	0,383	4,1	17,2	107/9	222/69	14/19
2469,40	601H8b	1,62	8,2	9,1	198/12	84/63	293/24
2488,55*	609A2bk	0,511	5,7	2,6	115/19	316/69	207/7
2498,61*	610F1lk	2,64	12,0	4,3	126/1	36/8	223/82
2500,95*	611C2hk	0,469	6,0	7,0	273/4	171/72	4/18
2517,95*	614C1d	3,55	34,9	14,7	306/27	135/63	38/4
2538,88*	618A1b	3,18	26,3	12,3	126/12	3/69	220/17
2547,58*	619E1h	0,504	5,1	5,9	117/2	215/74	26/16
2570,84*	623D1dk	0,278	9,6	4,4	195/8	293/45	97/44
2573,32*	623G1m	2,96	23,6	22,7	349/17	206/69	83/12
2900,30*	711A1a	0,351	2,8	6,3	179/74	356/16	86/1
2900,30*	711A1a	0,245	2,4	8,5	109/73	305/17	214/5
2902,57*	711D1l	0,239	0,6	4,3	137/19	251/50	34/34
2906,75*	712B1b	3,39	15,4	12,6	271/10	172/40	13/49
2909,23*	712E1i	0,938	11,5	9,9	297/20	178/53	39/30
2911,40*	713A1ak	4,82	22,9	14,8	280/24	185/10	74/64
2913,97*	713D1m	0,271	1,9	14,2	282/2	191/35	15/55
2916,43*	715A1a	0,441	3,1	18,5	140/13	242/42	37/45

Tabelle 1 (Fortsetzung)

Teufe [m]	Kernstück	$k \cdot 10^3$ [SI]	Lin [%]	Fol [%]	k_{\max}	k_{int}	k_{\min}
2950,40*	724E1l	0,297	4,4	11,3	294/14	187/50	34/36
3019,55*	739F1q	0,173	8,8	3,8	133/4	14/81	223/8
3039,35*	743D1i	0,166	1,3	14,1	215/69	311/2	42/21
3060,37*	747B1c	0,368	0,9	10,1	315/3	46/8	202/82
3083,15*	754E1q	0,221	4,3	7,3	124/42	6/27	255/36
3083,35*	754E1q	0,343	2,5	21,7	83/55	351/1	261/35
3085,49*	755B2h	1,09	7,6	31,9	107/50	352/20	248/33
3087,30*	756B1h	1,86	22,0	23,7	92/23	359/7	252/66
3089,42*	756D1q	0,632	7,3	22,1	117/26	9/33	237/46
3093,26*	757B2d	0,363	4,3	15,3	122/28	24/14	271/58
3095,90*	757E2p	2,87	28,7	30,5	98/25	1/15	243/61
3099,46*	758C1m	0,293	3,1	21,8	117/12	26/7	267/76
3221,54*	786B4g	0,595	15,6	9,1	81/7	176/35	342/54
3224,73*	787B1h	0,347	1,9	1,9	131/63	236/8	329/26
3253,67*	793D4af	0,339	3,5	14,6	119/27	7/38	235/41
3300,76*	804F1s	0,401	2,7	15,0	151/13	49/43	254/45
3350,90*	815D1tk	0,200	3,1	15,8	158/18	38/58	256/26
3400,72*	830A1a	0,213	3,4	16,4	156/49	22/31	277/24
3451,80*	844B1bk	0,219	1,2	9,0	98/56	3/3	271/34
3587,47*	877D3tk	1,67	22,0	13,9	92/18	236/54	193/31
3591,52*	878A1p	3,20	11,6	11,7	281/32	176/23	58/49
3605,73*	882F4at	6,81	27,1	15,9	122/11	22/40	225/48
3718,04	911D1z	3,16	14,0	18,0	22/7	290/14	137/74
3798,12	925G1o	4,91	18,0	2,9	25/13	116/8	236/74
3799,23	926A1dk	3,91	9,8	6,9	50/21	316/9	205/67
3800,37	926B1f	12,6	7,8	6,9	232/5	338/72	141/17
3849,72	943A1a	2,06	10,2	7,5	272/5	178/42	7/48
3849,83	943A1b	2,87	6,8	14,2	99/10	205/58	3/30
3851,10	943C1s	1,10	5,0	0,2	91/2	359/32	184/58
3854,95	944A6a	6,45	7,6	20,8	148/11	47/47	247/41
3876,49	953E2ok	1,19	16,5	4,2	173/1	266/68	83/22
3881,31	954E1gk	1,58	4,3	5,4	202/6	299/49	107/40
3886,83	955D1k	1,79	2,3	2,5	337/9	239/45	76/44

k: mittlere Suszeptibilität = $(k_{\max} + k_{\text{int}} + k_{\min})/3$; Lin:
 Lineation = $(k_{\max} - k_{\text{int}})/k$; Fol = $(k_{\text{int}} - k_{\min})/k$; k_{\max} , k_{int} ,
 k_{\min} : Orientierung (Deklination, Inklinatation) der Hauptachsen
 des Suszeptibilitäts-Anisotropie-Ellipsoids bezüglich der Kern-
 Orientierungslinie, bzw. Nord (*).

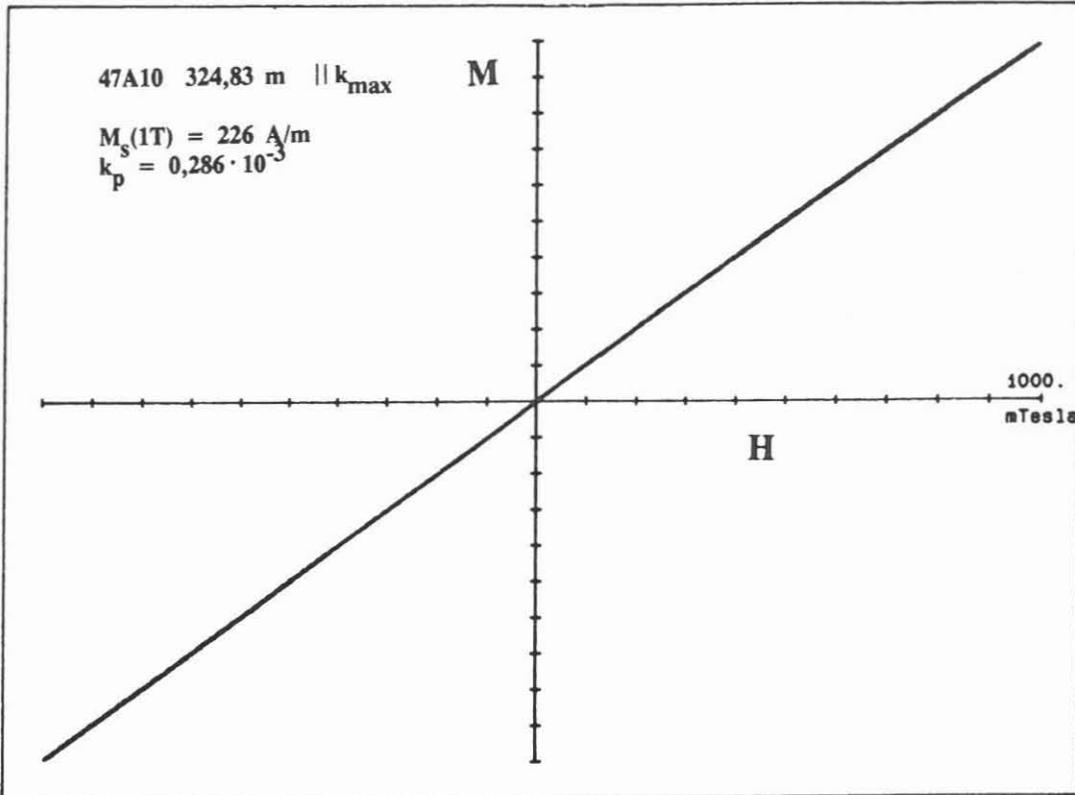


Abb. 1: Magnetisierungskurve parallel k_{\max} eines Granat-Hornblende-Biotit Gneises der KTB-Oberpfalz VB. Die Anfangssuszeptibilität $k_i = dM/dH$ ($H > 0$) ist hier gleich der paramagnetischen Suszeptibilität $k_p = dM/dH$ ($H \approx 1T$). $M_s(1T)$: Magnetisierung im Feld von 1 Tesla.

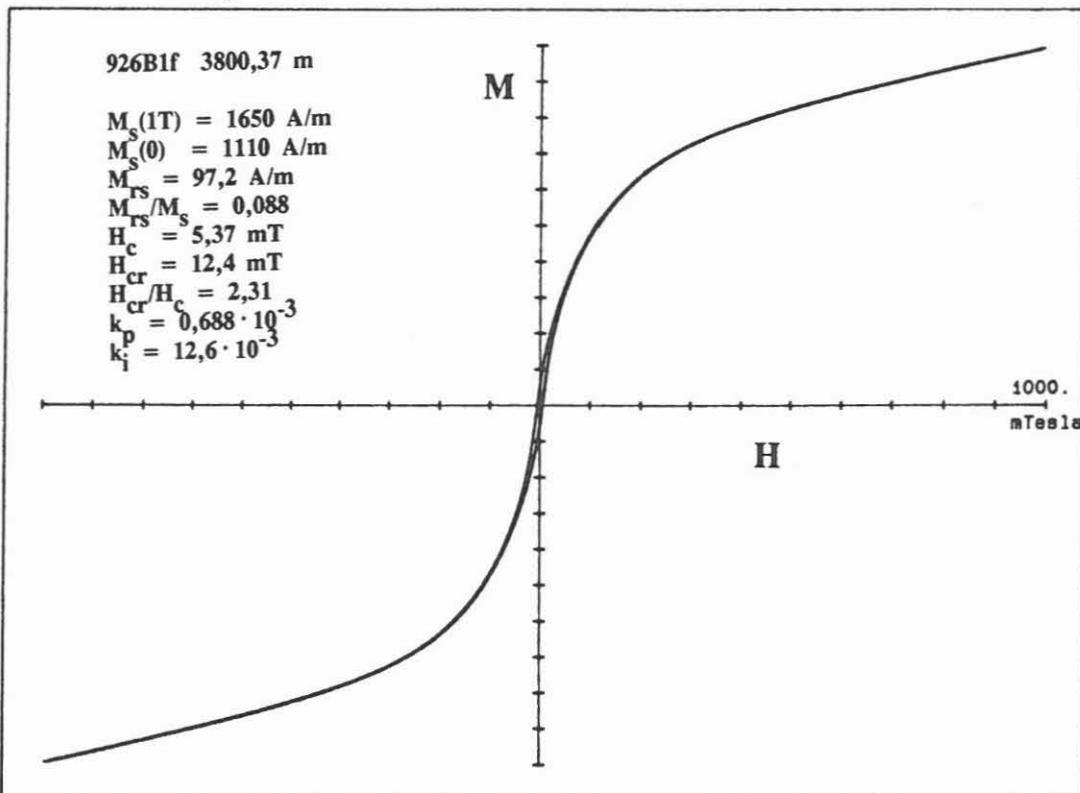


Abb. 2: Magnetisierungskurve eines Magnetit-haltigen Amphibolits. Die Abweichung vom linearen M/H Kurvenverlauf und die Hysterese wird vom Magnetit verursacht. $M_s(0)$: Sättigungsmagnetisierung (des Magnetit) nach Abzug der paramagnetischen Magnetisierung, M_{rs} : Sättigungsremanenz, H_c : Koerzivität, H_{cr} : Koerzivität der Remanenz.

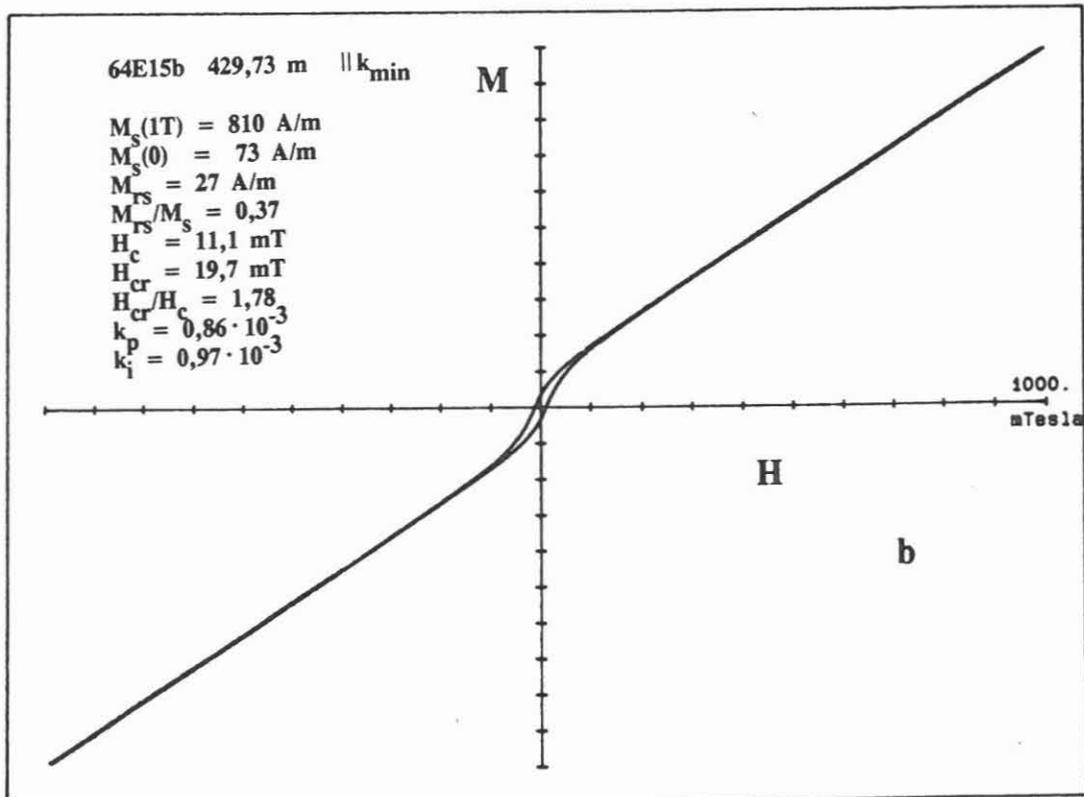
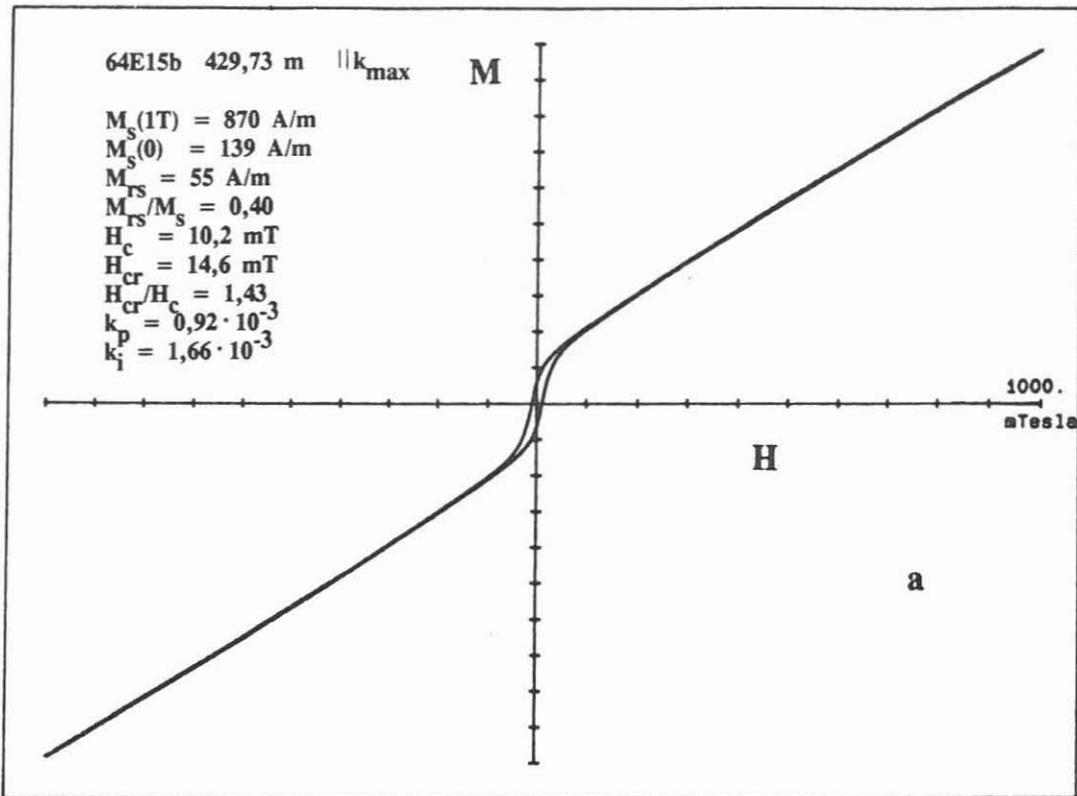
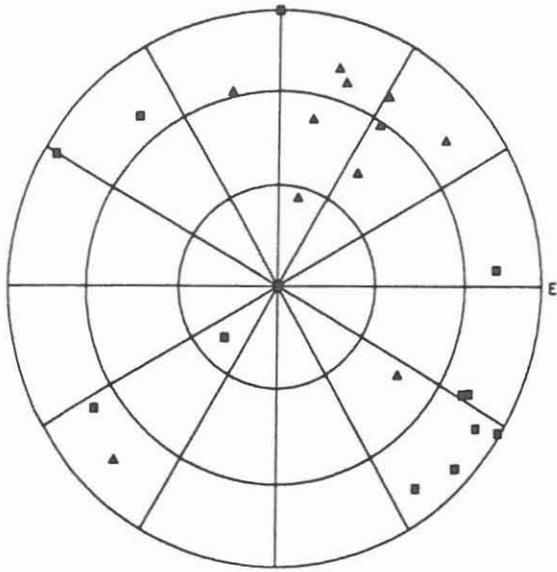
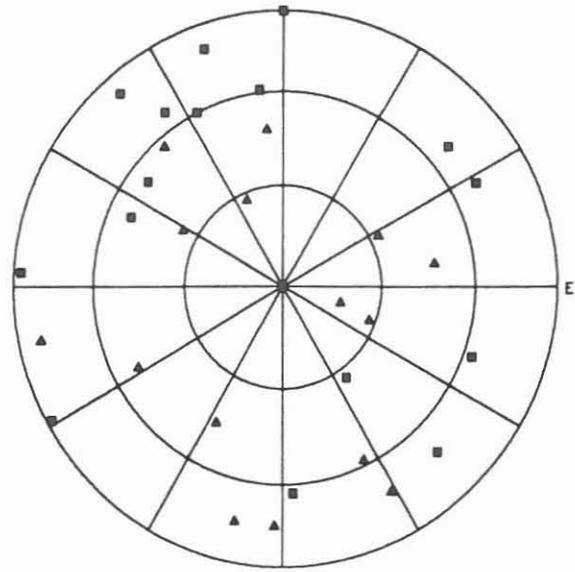


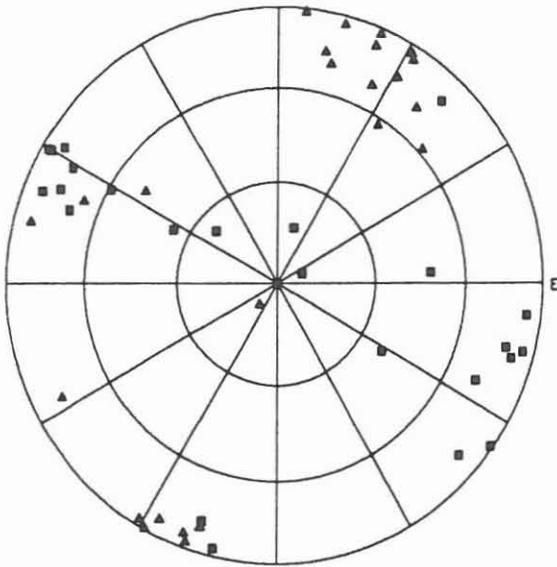
Abb. 3: Magnetisierungskurve eines Pyrrhotin-haltigen Amphibolits gemessen parallel k_{\max} (a) und parallel k_{\min} (b). Abkürzungen wie in Abb. 1 und 2.



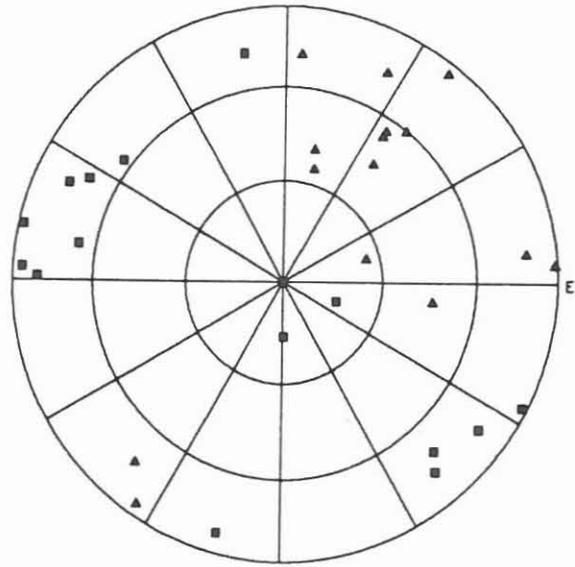
500 - 1000 m



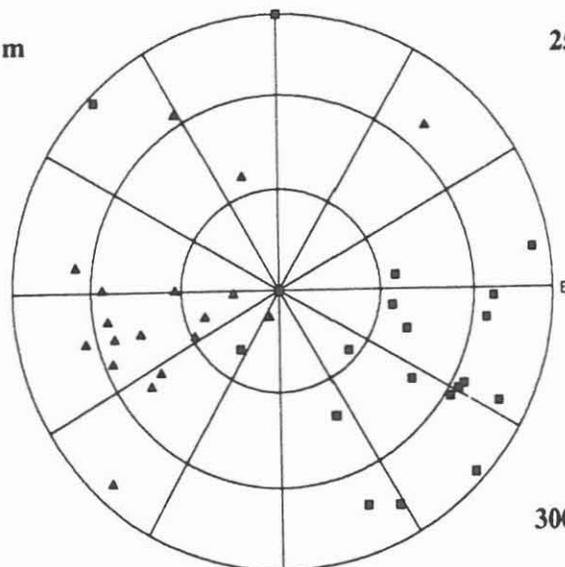
1000 - 1500 m



2000 - 2500 m



2500 - 3000 m



3000 - 3500 m

Abb. 4: Orientierungen der AMS-Hauptachsen k_{\max} (■) und k_{\min} (▲) in stereographischer Projektion für verschiedene Teufenabschnitte getrennt dargestellt.