

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR
Forschungsbereich Geo- und Kosmoswissenschaften
ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE

Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde
Nr. 95

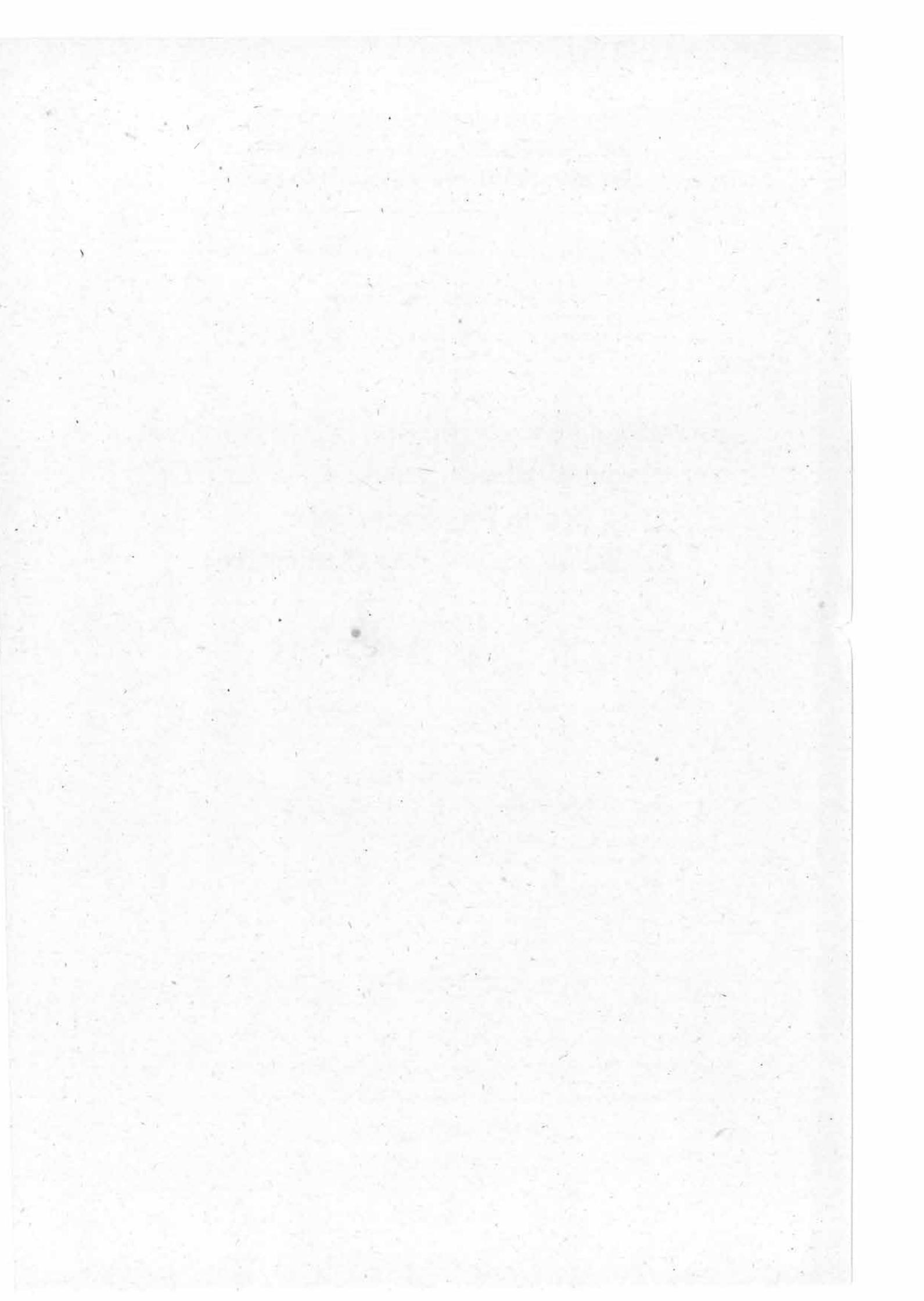
**Suszeptibilitätsanisotropien in Sedimentiten
und Magmatiten aus dem Gebiet der DDR
und in Metamorphiten
der Schirmacher-Oase (Antarktika)**

von
Volkmar Damm

(am 16. April 1987 bei der
Akademie der Wissenschaften der DDR
verteidigte Dissertation A)

Herausgeber: Der Direktor des Zentralinstituts für Physik der Erde Potsdam

Als Manuskript gedruckt
Potsdam 1988



Inhaltsverzeichnis

	<u>Seite</u>	
0.	Vorbemerkungen	5
1.	Einleitung	5
2.	Theoretische Grundlagen der gesteinsmagnetischen Anisotropieuntersuchungen	7
2.1.	Suszeptibilitätsanisotropien in Mineralen	7
2.1.1.	Magnetische Kristallanisotropie	12
2.1.2.	Magnetische Formanisotropie	14
2.2.	Suszeptibilitätsanisotropien in Gesteinen	14
2.3.	Symmetriebeziehungen	16
3.	Untersuchungsmethodik	18
3.1.	Probenentnahme	19
3.2.	Probenaufbereitung	19
3.3.	Meßwertaufnahme	19
3.4.	Meßwertbearbeitung	20
3.5.	Fehlerbetrachtung	22
4.	Gesteinsmagnetische Anisotropieuntersuchungen an Sedimentiten der Thüringischen und Subherzynyen Senke und Magmatiten aus dem Südteil der DDR	24
4.1.	Vorbemerkungen	24
4.2.	Gesteinsmagnetische Anisotropieuntersuchungen in Sedimentiten	24
4.2.1.	Genetische Klassifizierung der gesteinsmagnetischen Anisotropien	24
4.2.2.	Anwendung der Methode auf Karbonate der Allertal- Grabenzone (Subherzyne Senke)	28
4.2.2.1.	Geologische Stellung	28
4.2.2.2.	Ergebnisse der Anisotropieuntersuchungen	28
4.2.3.	Anwendung der Methode auf Karbonate aus Rand- störungen der Thüringischen Senke	30
4.2.3.1.	Geologische Stellung	30
4.2.3.2.	Ergebnisse der Anisotropieuntersuchungen	31
4.2.4.	Diskussion der Ergebnisse	34
4.2.5.	Schlußfolgerungen	36
4.3.	Gesteinsmagnetische Anisotropieuntersuchungen an Magmatiten aus dem Südteil der DDR	38
4.3.1.	Genetische Klassifizierung gesteinsmagnetischer Anisotropien in Magmatiten	38
4.3.2.	Anwendung der Methode auf die Gesteine des Kirchberger Granits	39
4.3.2.1.	Geologische Stellung	39
4.3.2.2.	Diskussion der gesteinsmagnetischen Untersuchungs- ergebnisse	40
4.3.3.	Anwendung der Methode auf die Gesteine des Meißener Massivs	51
4.3.3.1.	Geologische Stellung	51
4.3.3.2.	Diskussion der gesteinsmagnetischen Untersuchungs- ergebnisse	52

4.3.4.	Schlußfolgerungen	67
5.	Die Anisotropie der Suszeptibilität in den Metamorphiten der Schirmacher-Oase (Ostantarktika)	68
5.1.	Vorbemerkungen	68
5.2.	Genetische Klassifizierung gesteinsmagnetischer Anisotropien in Metamorphiten	68
5.2.1.	Modellvorstellungen zum Orientierungsverhalten ferromagnetischer Minerale bei Deformation	68
5.2.2.	Anisotropie der Suszeptibilität und Regionalmetamorphose	69
5.2.3.	Anisotropie der Suszeptibilität und Dynamometamorphose	70
5.3.	Petromagnetische und petrographisch/petrochemische Eigenschaften der Tektonite (Kataklastite, Mylonite, Blastomylonite) aus einer Störungszone der Schirmacher-Oase	72
5.3.1.	Geologisch-geophysikalische Übersicht	72
5.3.2.	Strukturelle und stoffliche Untersuchungsergebnisse	72
5.3.2.1.	Tektonische und petrographisch/petrochemische Ergebnisse	72
5.3.2.2.	Zur Anisotropie der gesteinsmagnetischen Eigenschaften	80
5.3.2.3.	Zur kristallographischen Anisotropie (Textur) des Magnetitanteils	90
5.3.3.	Diskussion der Ergebnisse und Schlußfolgerungen	93
5.3.3.1.	Parameterbeziehung zwischen den petrophysikalischen und stofflichen Ergebnissen aus methodischer Sicht	93
5.3.3.2.	Geowissenschaftliche Komplexinterpretation zur Kinematik der Störungszone	95
6.	Anwendung gesteinsmagnetischer Anisotropieuntersuchungen zur Bewertung paläomagnetischer Meßergebnisse	101
6.1.	Anisotropie beim Erwerb einer thermoremanenten Magnetisierung (TRM)	101
6.2.	Anisotropie beim Erwerb einer Sedimentationsremanenz (DRM)	104
6.3.	Schlußfolgerungen	107
7.	Zusammenfassende Ergebnisdarstellung und Schlußfolgerungen für weiterführende Arbeiten	108
	Literatur	111

Zusammenfassung

Auf der Grundlage gesteinsmagnetischer Anisotropieuntersuchungen ergänzt durch petrographisch-stoffliche sowie physikalisch-strukturelle Untersuchungen werden Aussagen zur Strukturentwicklung sedimentärer und magmatischer Komplexe auf dem Territorium der DDR sowie hochmetamorpher Tektonite Antarktiskas getroffen. Besondere Berücksichtigung findet hierbei die Wirkung von Deformationsprozessen auf die gesteinsmagnetischen Gefügeeigenschaften. Die Ergebnisse sind sowohl methodisch als auch regional orientiert.

Mit den bearbeiteten Gesteinstypen, die ein breites Spektrum dynamometamorpher Überprägung von $p < 10^2 \text{ MPa}$ und $T \approx 100^\circ\text{C}$ bis $p \approx 6 \times 10^2 \text{ MPa}$ und $T = 550 \dots 650^\circ\text{C}$ repräsentieren, wird der Anwendungsbereich der Methode zur Analyse von Deformationsstrukturen umrissen.

In Ergänzung bislang existierender Modellvorstellungen zur Kausalität gesteinsmagnetischer Anisotropieeigenschaften wird der Einfluß retromorpher Sekundärbildungen magnetisch wirksamer Minerale am Beispiel der Antarktischen Metamorphite aufgezeigt.

In regionaler Hinsicht liefert die Anwendung des Verfahrens zusätzliche Informationen zum Internbau der bearbeiteten Komplexe und somit Grundlagen für Vorstellungen zur Kinematik bzw. tektonischen Überprägung der Untersuchungsgebiete. Abschließend wird der Einsatz der Methode für Belange des Paläomagnetismus diskutiert.

Резюме

Выводы о структурном развитии осадочных и магматогенных комплексов территории ГДР и высокометаморфизированных тектонитов Антарктиды были получены на основе определения анизотропии восприимчивости и дополнительных петрографическо-вещественных и физическо-структурных исследований.

Специальное внимание было обращено на отношение между деформационными процессами и магнитными свойствами пород.

Результаты имеют как методический так и региональный характер. С помощью исследованных типов пород, имеющих широкий спектр динамометаморфизированной переработки ($p < 10^2 \text{ MPa}$ и $T \approx 100^\circ\text{C}$ до $p \approx 6 \times 10^2 \text{ MPa}$ и $T = 550 \dots 650^\circ\text{C}$), была определена сфера применения этого метода для анализа деформационных структур.

Кроме того было показано влияние ретроморфического новообразования магнитных минералов на параметры антарктических метаморфитов. Это дополняет уже существующие модели с причинности породомагнитных признаков анизотропии.

В региональном отношении использование этого метода даёт дополнительные информации о внутреннем строении исследуемых комплексов, а этим самым таким образом и базис для новой модели к тектонике исследуемого района.

Обсуждается применение этого метода для решения проблем палеомагнетизма.

Summary

Information about the structural development of sedimentary and magmatic complexes of the G.D.R. territory and high-metamorphic Antarctic tectonites were carried out by means of a petromagnetic fabric analysis and additional petrographical and geochemical as well as physico-textural investigations. Especially the influence of deformation processes on the petromagnetic fabric parameters was taken into consideration. The results are of methodical as well as of regional significance. On the basis of the investigated rock types, which were characterized by a broad spectrum of the intensity of dynamometamorphic overprinting ($p < 10^2$ MPa and $T \approx 100^\circ\text{C}$ to $p \approx 6 \times 10^2$ MPa and $T = 550 \dots 650^\circ\text{C}$), the range for a useful application of the method in the analysis of deformation structures was pointed out.

In addition to the existing models of producing the petromagnetic fabric the influence of secondary retrograd founded magnetic minerals is a non neglectable factor for the magnetic parameters of the Antarctic metamorphic rocks.

In a regional sense the results of the petromagnetic fabric analysis yield additional and more precisely informations about the internal structure and by this way the basis for new conceptions about kinematic and tectonic overprinting processes of the investigated complexes. Furthermore possibilities for an application of the method to palaeomagnetic problems are under discussion.

0. Vorbemerkungen

Die magnetischen Eigenschaften der Gesteine werden in komplexer Weise durch Druck- und Temperaturbedingungen sowie geochemische Prozesse während ihrer Bildung bzw. im Zuge postgenetisch ablaufender Vorgänge bestimmt.

Seit Mitte der 50er Jahre wurden am damaligen Geomagnetischen Institut bzw. am Zentralinstitut für Physik der Erde Forschungsarbeiten auf dem Gebiet des Paläo- und Gesteinsmagnetismus in zwei Hauptrichtungen vorgenommen. Einerseits betraf dies theoretische und experimentelle, methodisch angelegte Untersuchungen auf der Grundlage der Festkörperphysik und physikalischen Chemie zur Klärung des Einflusses der unterschiedlichen Wirkungsmechanismen auf die magnetischen Kennwerte von Mineralen und Gesteinen (z. B. FRÖLICH 1964, 1970; LÖFFLER 1964; FRÖLICH, STILLER 1964 u.a.). Demgegenüber wurde durch anwendungsbezogene paläo- und gesteinsmagnetische Forschungsarbeiten zusätzliches stratigraphisches bzw. tektonisch-strukturelles Faktenmaterial zur Präzisierung und Erweiterung geologischer bzw. geophysikalischer Modellvorstellungen bereitgestellt (z. B. ROTHER 1971; MENNING 1976, 1981; WIEGANK, MENNING 1984 u.a.). Im Sinne der letztgenannten Forschungsrichtung stellen gesteinsmagnetische Anisotropieuntersuchungen an natürlichen Gesteinen ein in den methodischen Grundlagen weitgehend abgesichertes neueres Verfahren zur Strukturanalyse geologischer Körper dar, wobei die geologisch-strukturelle Interpretation des Anisotropieverhaltens i. allg. auf vereinfachten Modellvorstellungen zum Orientierungsmechanismus der magnetisch wirksamen Mineralanteile basiert (vgl. HROUDA 1976c, 1982; OWENS 1974).

Die Vielfältigkeit im Wirken der Einflußfaktoren Druck, Temperatur und geochemische Parameter auf die magnetischen Eigenschaften im Verlauf der Erdkrustenentwicklung erfordert dabei neben der Bestimmung der gesteinsmagnetischen Kennwerte eine möglichst vollständige Erfassung aller geologischen (strukturellen und stofflichen) Merkmale um zu exakten Aussagen zu gelangen. Somit bieten sich durch die Anwendung des Verfahrens auf das konkrete geologische Objekt und die Einbeziehung weiterer strukturell-stofflicher Untersuchungen gleichzeitig Möglichkeiten für die Erweiterung des methodischen Kenntnisstandes auf der Grundlage einer phänomenologischen Betrachtungsweise. Die vorliegende Arbeit ging aus einer am 16.4.1987 am Zentralinstitut für Physik der Erde verteidigten Dissertation hervor, die in den Jahren 1983 bis 1986 angefertigt wurde.

Mein Dank gilt zahlreichen Fachkollegen für wertvolle Diskussionen, die Bereitstellung von Analysendaten und Unterstützung bei der technischen Fertigstellung der Arbeit. Für die Möglichkeit, die erzielten Ergebnisse in den Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde zu publizieren, danke ich der Leitung des Instituts.

1. Einleitung

Das Erkennen von Gesetzmäßigkeiten in der Entwicklung der Tektonosphäre setzt umfassende Kenntnisse über deren Strukturmerkmale (Gesteinsgefüge) voraus. Die Gefügekunde, deren Betrachtungsbereich im Sinne von SANDER (1934) Gesteinskörper regionaler bis submikroskopischer Größenordnung einschließt, leistet hierfür einen wesentlichen Teilbeitrag.

Als physikalisches Ergebnis von Deformationsereignissen äußert sich die Gefügebildung in der Anisotropie petrophysikalischer Eigenschaften. Neben Flächenanalyse und mineraloptischem Verhalten sind es in neuerer Zeit vornehmlich die elastischen, magnetischen, thermischen und elektrischen Eigenschaften der Gesteine sowie das mineral-spezifische Beugungsverhalten von Partikel- bzw. elektromagnetischer Strahlung, die die Grundlagen für Methoden zur laborativen Gefügeanalyse bilden.

Die Anwendung gesteinsmagnetischer Anisotropieuntersuchungen in der Gefügekunde wurde erstmals durch GRAHAM (1954) angeregt. FANSELAU (1959) beschreibt ein kleinräumiges zweidimensionales Verfahren zur Ermittlung der magnetischen Störfeldverteilung im Handstückbereich, das Anhaltspunkte zur flächenhaften Verteilung der Suszeptibilität liefert. Mit der Entwicklung hochempfindlicher Meßgeräte wurde die dreidimensionale Bestimmung von Suszeptibilitätsanisotropien im Zeitraum der letzten 15 Jahre international zunehmend zu einem Routineverfahren in der Gefügekunde. Bislang fand die Methode jedoch keine Anwendung zur Lösung astrukturgeologischer Fragestellungen auf dem Territorium der DDR.

Das magnetische Gefüge eines Gesteins wird durch die räumliche Verteilung der Achsen leichter und schwerer Magnetisierbarkeit dargestellt (PORATH 1971). Es ist Ausdruck einer Orientierung für die Magnetisierbarkeit verantwortlichen Mineralanteile des Gesteins, die sowohl während der Gesteinsbildung (syngenetisch) als auch durch nachfolgende Prozesse (para- oder postgenetisch) herausgebildet bzw. beeinflußt wurde.

Mit der vorliegenden Arbeit werden sowohl regionale als auch methodische Zielstellungen verfolgt:

- In Ergänzung des bislang genutzten Methodenspektrums zur Gefügeanalyse wird durch die Anwendung gesteinsmagnetischer Anisotropieuntersuchungen auf verschiedene geologische Objekte des Territoriums der DDR eine Erweiterung des vorliegenden Kenntnisstandes zum Strukturbaue sowohl von Grund- als auch Deckgebirgskomplexen angestrebt.
- Die gesteinsmagnetischen Anisotropieuntersuchungen an den antarktischen Metamorphiten ordnen sich als Teilaufgabe in die komplexe geologische Bearbeitung der Schirmacher-Oase ein, mit der die DDR einen weitgehend eigenständigen Beitrag zur systematischen geologischen Erforschung Antarktikas leistet. Aus den Ergebnissen der Anisotropieuntersuchungen werden in Ergänzung einer geologischen Spezialkartierung Informationen zum Internbau und der Kinematik einer Störungszone abgeleitet.
- Durch die Einbeziehung petrographisch-petrochemischer Untersuchungen sollen zusätzlich zu den bestehenden Vorstellungen neue Aspekte zu den die gesteinsmagnetische Anisotropie verursachenden Prozessen (im Sinne der direkten Aufgabe der Speziellen Petrophysik) Berücksichtigung finden.
- Das bearbeitete Probenmaterial (Sedimentite, Magmatite, Metamorphite) vertritt ein breites Spektrum hinsichtlich der während der Gefügebildung wirkenden Druck-Temperatur-Bedingungen. Aus den Untersuchungsergebnissen ist der Wirkungsbereich von Deformationsereignissen auf das gesteinsmagnetische Gefüge abgrenzbar.
- Darüber hinaus soll die Bedeutung der Anisotropie der Magnetisierbarkeit für die Belange des Paläomagnetismus diskutiert werden und die Anwendbarkeit gesteinsmagnetischer Anisotropieuntersuchungen zur Bewertung paläomagnetischer Daten am Beispiel stabiler Anteile der remanenten Magnetisierung natürlicher Gesteine aufgezeigt werden.

Die hierfür eingesetzten laborativen Verfahren umfassen hinsichtlich

- struktureller Aussagen:
 - + gesteinsmagnetische Anisotropieuntersuchungen
 - + Texturuntersuchungen auf der Grundlage der Beugung von Röntgen- und Neutronenstrahlen
- stofflicher Aussagen:
 - + mikroskopische Untersuchungen (ANDREHS u.a., 1986)
 - + geochemische Untersuchungen (ANDREHS u.a., 1986)
 - + röntgenographische Phasenanalyse
 - + Elektronensondenmikroanalyse.

Grundlage für die strukturell-stoffliche Bearbeitung der Metamorphite der Schirmacher-Oase (Ostantarktika) bildeten die Probenahmen und Kartierungsarbeiten von Teilnehmern an der 25., 27. und 29. Sowjetischen Antarktisexpeditionen (SAE) und eigene Arbeiten während der 26. SAE. Im einzelnen wird auf folgende Ergebnisse Bezug genommen:

- fotogeologische Interpretation von Luftbildmaterial (BANKWITZ, 1983)
- geomagnetische Kartierung der Schirmacher-Oase und Umgebung (AUSTER, DAMM, FREDOW u.a., 1985)
- geologische Kartierung der Schirmacher-Oase (KAMPF & STACKEBRANDT, 1985)

Eine komplexe Interpretation geophysikalischer (geomagnetischer, gravimetrischer und seismischer) Daten zum Strukturbaue der tieferen Kruste des Zentralen Dronning-Maud-Landes wird im Rahmen einer weiteren Forschungsleistung des ZIPE vorgenommen (SCHÄFER, 1988).

2. Theoretische Grundlagen der gesteinsmagnetischen Anisotropieuntersuchungen

2.1. Suszeptibilitätsanisotropien in Mineralen

Die magnetischen Eigenschaften eines natürlichen Gesteins ergeben sich aus den an ihrem Aufbau beteiligten Mineralphasen. Die Gesamtmagnetisierung M eines Gesteins setzt sich dabei aus dem remanenten und dem induzierten Anteil zusammen.

(1) M = M_r + M_i

wobei

(2) M_i = X · H_ex

X - Suszeptibilität des Gesteins
H_ex - äußeres Feld

Das magnetische Verhalten fester Materie wird in folgender Weise aufgegliedert (FRÖLICH 1964):

Table with 4 columns: Diamagnetismus, Paramagnetismus, Ferromagnetismus, Ferrimagnetismus. Rows include Magnetisierungsabhängigkeit, Proportionalitätsfaktor, Orientierung benachbarter Momente, and antiparallele Nahordnung.

Die Suszeptibilität eines Gesteins steht in direktem Bezug zum Anteil der sie bedingenden Mineralphase am Volumen des Gesamtgesteins. Es gilt unter Vernachlässigung magnetischer Wechselwirkungen zwischen den Körnern :

(3) X = (p · X_i) / (1 + N · X_i)

X_i - innere Suszeptibilität der Körner
p - Anteil am Volumen des Gesamtgesteins 0 < p < 1

Ferromagnetische Mineralphasen^x übersteigen in ihrer magnetischen Wirkung den Ein-

x Für alle weiteren Betrachtungen werden unter der Bezeichnung "ferromagnetisch" alle Stoffe mit spontaner Parallel- bzw. Antiparallelstellung magnetischer Momente verstanden, also gleichermaßen auch die im physikalischen Sinn ferri- und antiferromagnetischen Substanzen.

fluß der dia- und paramagnetischen Minerale um einige Größenordnungen, so daß das magnetische Verhalten eines natürlichen Gesteins i.allg. auf die Eigenschaften der ferromagnetisch wirksamen Mineralanteile zurückgeführt werden kann, trotz ihres häufig nur akzessorischen Auftretens in den meisten Gesteinen. Für die Belange des Paläomagnetismus genügt eine Betrachtung der als Remanenzträger in Frage kommenden ferromagnetischen Mineralphasen. Bei Untersuchungen zur Anisotropie der Magnetisierbarkeit können darüber hinaus auch para- und diamagnetische Minerale mit anisotropen magnetischem Verhalten von Bedeutung sein, sofern diese innerhalb der Gesteinsmatrix in ihren Eigenschaften nicht durch ferromagnetische Mineralanteile maskiert werden.

Ergebnisse von Anisotropieuntersuchungen an Einkristallen liegen für die in gesteinsmagnetischer Hinsicht wichtigsten Minerale vor. Ihre Identifizierung im Gesteinsverband sowie die petrographische Ermittlung ihrer Bildungs- und Orientierungsbedingungen sind von grundlegender Bedeutung für die Interpretation magnetischer Anisotropiemessungen.

Die wesentlichsten, für die gesteinsmagnetischen Eigenschaften verantwortlichen ferromagnetischen Minerale lassen sich dem ternären System $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$ zuordnen, für das folgende Mischreihen charakteristisch sind:

Titanomagnetit-Serie	$\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4 - \text{Fe}_2^{2+}\text{Ti}^{4+}\text{O}_4$
	mit kubischer Kristallstruktur
Hämatit-Ilmenit-Serie	$\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_3 - \text{Fe}^{2+}\text{Ti}^{4+}\text{O}_3$
	mit rhomboedrischer Kristallstruktur
Pseudobrookit-Serie	$\text{Fe}_2^{3+}\text{Ti}^{4+}\text{O}_5 - \text{Fe}^{2+}\text{Ti}_2^{4+}\text{O}_5$
	mit orthorhombischer Kristallstruktur

Die in der Natur häufigsten Vertreter dieser Mischreihen liegen - auf Grund der magmenchemischen Parameter und infolge der an langsame Abkühlungsraten gebundenen Entmischungerscheinungen - im Bereich der Endglieder dieser Mischreihen.

Im folgenden werden die Ergebnisse magnetischer Untersuchungen an Einkristallen, die in der Literatur nur vereinzelt anzutreffen sind, in kurzer Form dargestellt:

Elementares Eisen ist nur selten als terrestrisches Mineral anzutreffen. Reines Eisen in Meteoriten und lunaren Gesteinen tritt als -Eisen mit kubisch raumzentriertem Gitter und ferromagnetischen Eigenschaften bei Raumtemperatur auf. Seine Curietemperatur beträgt $T_c = 778^\circ\text{C}$ und seine Anfangsuszeptibilität $\chi_1 = 80$ (Angaben jeweils in SI-Einheiten). Unter dem Einfluß starker Magnetfelder weist die Magnetisierbarkeit eine Anisotropie mit einer leichten Magnetisierungsrichtung in (100) und einer schweren in (111) aus (COLLINSON 1983).

Titanomagnetit-Serie

Magnetit (Fe_3O_4) ist das für den Gesteinsmagnetismus wichtigste Mineral. Magnetit ist ferrimagnetisch, seine Curietemperatur beträgt $T_c = 578^\circ\text{C}$ und seine mittlere Suszeptibilität $\chi_1 = 8 \dots 25$ (DORTMAN 1984). Magnetit hat bei Raumtemperatur kubische Spinellstruktur. Es ist optisch isotrop, magnetisch jedoch anisotrop mit der Richtung leichter Magnetisierbarkeit entlang (111) und schwerer entlang der kubischen Hauptachsen (NAGATA 1961). In schwachen Magnetfeldern ist diese kristallographisch bedingte Magnetisierbarkeitsanisotropie von sehr geringer Wirkung, vor allem auch wegen der wesentlich einflußreicheren Formanisotropieeffekte bei Magnetit (OWENS, BAMFORD

1976; TARLING 1983). In starken Magnetfeldern $> 3000 \text{ Am}^{-1}$ hingegen ist die magnetische Kristallanisotropie deutlich nachweisbar (NAGATA 1961, HROUDA 1982). Ein Beispiel für die Magnetisierungskurve von Magnetit wird in Abb. 1 gegeben.

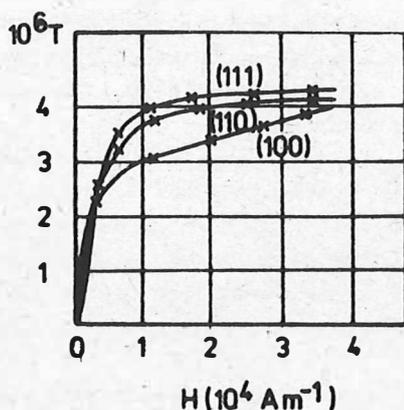


Abb. 1: Magnetisierungskurve für Magnetit (nach NAGATA 1961)

Ulvöspinell (Fe_2TiO_4), das zweite Endglied der Titanomagnetit-Serie ist paramagnetisch bei Raumtemperatur und tritt ausschließlich in Verwachsung mit Magnetit auf. Seine theoretische Anfangsuszeptibilität beträgt $\chi_i = 5 \times 10^{-3}$ (COLLINSON 1983). Da Ulvöspinell in seiner Magnetisierbarkeit ständig von Magnetit maskiert ist, hat er keinerlei Bedeutung hinsichtlich der Interpretation von Suszeptibilitätsanisotropien. Die Zwischenglieder der Mischreihe, Titanomagnetite der Zusammensetzung $x\text{Fe}_2\text{TiO}_4(1-x)\text{Fe}_3\text{O}_4$ mit $x = 0 \dots 1$, weisen in Abhängigkeit von x ein breites Spektrum in ihren magnetischen Eigenschaften aus. Für $x = 0,8$ liegt die Curietemperatur bei 20°C (NAGATA 1961). Während der Abnahme der Curietemperatur mit steigendem x annähernd linear erfolgt, sinkt die Suszeptibilität teilmischter Titanomagnetite zunächst nur wenig gegenüber den mittleren Werten für Magnetit auf Grund der geringeren Bedeutung des Entmagnetisierungsfaktors für die mittlere Suszeptibilität (COLLINSON 1983), um sich dann in Abhängigkeit vom Magnetitanteil linear dem Suszeptibilitätswert für Ulvöspinell anzugleichen. Titanomagnetite mit einem Magnetitanteil $> 20\%$ sind wegen ihrer ferrimagnetischen Eigenschaften und ihres häufigen Auftretens, vor allem in basischen Magmatiten, für gesteinsmagnetische Untersuchungen wesentlich.

Hämatit-Ilmenit-Serie

Hämatit ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$) ist bevorzugt in sauren Magmatiten und Sedimentgesteinen anzutreffen. Er hat rhomboedrische Kristallsymmetrie, ist optisch anisotrop und bei Raumtemperatur antiferromagnetisch mit einem überlagerten ferromagnetischen Anteil ($T_c = 680^\circ\text{C}$) (NAGATA 1961). Seine mittlere Suszeptibilität beträgt $\chi_i = 10^{-3} \dots 3 \times 10^{-2}$ (DORTMAN 1984; COLLINSON 1983). Die Magnetisierbarkeit weist eine scheinbare Isotropie in der Basisfläche, bezüglich der c-Achse jedoch eine starke Anisotropie aus (UYEDA, FULLER, BELSHE u.a. 1963). In starken Magnetfeldern wiesen PORATH, RALEIGH (1967) eine triaxiale Anisotropie nach. Die Magnetisierbarkeit entlang der c-Achse liegt nach diesen Autoren um zwei bis drei Größenordnungen unter den Werten in der

dazu orthogonalen Ebene. Aus diesen kristallographisch bedingten magnetischen Anisotropieeigenschaften ist die Bedeutung von Hämatit für gesteinsmagnetische Anisotropieuntersuchungen ableitbar.

Ilmenit (FeTiO_3) (Ti-reiches Endglied der Hämatit-Ilmenit-Serie) verhält sich paramagnetisch bei Raumtemperatur mit einer Suszeptibilität $\chi_1 = 5 \times 10^{-3}$ (COLLINSON 1983). Natürliche Ilmenite enthalten oft Anteile von Magnetit und Hämatit, die dann für die magnetischen Eigenschaften des Gesamtgesteins verantwortlich sind.

Die Mischglieder der Hämatit-Ilmenit-Serie, die Titanohämatite der Zusammensetzung $x\text{FeTiO}_3(1-x)\text{Fe}_2\text{O}_3$, sind für $x = 0 \dots 0,5$ in ihren magnetischen Eigenschaften dem Hämatit vergleichbar (antiferromagnetisch mit überlagertem ferromagnetischem Anteil). Für $x = 0,5 \dots 0,8$ sind Titanohämatite ferrimagnetisch bei Raumtemperatur und verlieren eine signifikante magnetische Wirksamkeit für Fe_2O_3 -Gehalte $< 25\%$ (RAMDOHR 1975). Die Abnahme von T_c und χ_1 erfolgt linear über die gesamte Serie mit wachsendem x (abnehmendem Fe_2O_3 -Gehalt) (COLLINSON 1983). Titanohämatite sind häufig in Magnetiten und Metamorphiten anzutreffen. Wenngleich sie auch für Betrachtungen von Magnetisierbarkeitsanisotropien wegen der dominierenden Wirkung koinzidierender Titanomagnetite von untergeordneter Bedeutung sind, spielen sie für die Belange des Paläomagnetismus als Remanenzträger eine entscheidende Rolle.

Pseudobrookit-Serie

Pseudobrookit (Fe_2TiO_5) und Ilmeno-Rutil (FeTi_2O_5) als Endglieder der Mischreihe $x\text{Fe}_2\text{TiO}_5(1-x)\text{FeTi}_2\text{O}_5$ unterscheiden sich nur unwesentlich in ihrem magnetischen Verhalten. Pseudobrookit entsteht in natürlichen Gesteinen zumeist durch Oxydation aus Titanomagnetiten oder Titanohämatiten (RAMDOHR 1975), während natürliche Vertreter der Mischreihe mit $x < 1$ nicht bekannt sind. Künstliche Mischkristalle liefern Suszeptibilitätswerte von $\chi_1 = 2 \dots 3 \times 10^{-3}$ für $x = 0 \dots 1$ (AKIMOTO, NAGATA, KATSURA 1957). Pseudobrookit ist paramagnetisch bei Raumtemperatur und hat orthorhombische Kristallstruktur. Infolge seiner Genese tritt Pseudobrookit in Verwachsungen mit bzw. neben Titanohämatiten auf, so daß er in seinen magnetischen Eigenschaften von diesen verdeckt wird.

Maghemit ($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$) entsteht durch Oxidation bei $T < 200^\circ\text{C}$ aus Magnetit. Maghemit ist metastabil und wird bei $T > 350^\circ\text{C}$ in Hämatit umgewandelt. In seinen Eigenschaften ähnelt Maghemit dem Magnetit. Er hat gleichfalls kubische Kristallstruktur, vergleichbare Suszeptibilitätswerte mit $\chi_1 = 3,8 \dots 25$ (DORTMAN 1984) und ebenso ein Isotropieverhalten in schwachen Magnetfeldern (STACEY, BANERJEE 1974).

Unter den Eisenhydroxiden unterscheidet man nach RAMDOHR (1975) vorrangig nur zwischen (α FeOOH) und (γ FeOOH), wobei nur ersteres signifikante magnetische Eigenschaften besitzt.

Goethit hat sich allgemein als Bezeichnung für α FeOOH durchgesetzt (COLLINSON 1983; TARLING 1983), während RAMDOHR (1975) diesen Begriff auf γ FeOOH anwendet. α FeOOH ist das am häufigsten anzutreffende Eisenhydroxid. Goethit ist antiferromagnetisch mit überlagerten ferromagnetischen Eigenschaften und relativ starkem Anisotropieverhalten (TARLING 1983). Seine mittlere Suszeptibilität beträgt $\chi_1 = 20 \dots 200 \times 10^{-5}$ (ANGENHEISTER, SOFFEL 1972).

In der Gruppe der Eisensulfide (FeS_{1+x} mit $x = 0 \dots 1$) ist Pyrrhotin (Fe_7S_8) auf

Grund ferrimagnetischer Eigenschaften bei Raumtemperatur bedeutsam (SCHWARZ 1973). Seine mittlere Suszeptibilität liegt zwischen $\chi_1 = 5 \times 10^{-4} \dots 5 \times 10^{-2}$ (SCHWARZ 1974; DORTMAN 1984). Es existieren zwei Strukturtypen des Pyrrhotins: die monokline und die hexagonale Form. Durch seine niedrige Kristallsymmetrie wird eine starke magnetische Anisotropie verursacht, die aber häufig durch geringe Anteile von Magnetit in natürlichen Gesteinen verdeckt wird (SCHWARZ 1974).

Die Bedeutung para- und diamagnetischer gesteinsbildender Minerale für die Anisotropieeigenschaften des Gesamtgesteins ist abhängig von ihrer Dominanz gegenüber ferromagnetischer Akzessorien. Das Anisotropieverhalten eines hämatithaltigen Quarzits mit Suszeptibilitätswerten von $\chi \leq 50 \times 10^{-6}$ wird beispielsweise vorrangig durch die diamagnetische Matrix bestimmt (HROUDA 1986 a). Die Interpretation dia- und paramagnetischer Suszeptibilitätsanisotropien setzt eine sehr hohe Meßgenauigkeit und -empfindlichkeit voraus, verbunden mit genauer Kenntnis eventueller ferromagnetischer Akzessorien. Anisotropieuntersuchungen an para- und diamagnetischen Einkristallen liegen nur vereinzelt in der Literatur vor.

Augit (Ca, Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, Ti, Al) $[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$, ein monoklin kristallisierendes Kettensilikat der Pyroxengruppe, ist ein bedeutendes gesteinsbildendes Mineral. Seine Suszeptibilität beträgt im Mittel $\chi_1 = 5 \times 10^{-4}$ und weist einen schwachen Bezug zu den kristallographischen Hauptachsen aus (WAGNER, HEDLEY, STEEN u.a. 1981).

Amphibol (allg. ABC $[(\text{OH}, \text{F})/\text{Si}_4\text{O}_{11}]$) zeigt vielseitige Diadochiebeziehungen, von denen hinsichtlich seiner magnetischen Eigenschaften insbesondere die Mg-Fe²⁺-Substitution wichtig ist. Einige wenige Amphibole kristallisieren rhombisch, die meisten haben monokline Struktur (RÖSLER 1979). Einkristalluntersuchungen lieferten mittlere Suszeptibilitäten von $\chi_1 = 5 \dots 7,5 \times 10^{-4}$ (DORTMAN 1984) und eine schwache kristallographisch bedingte Anisotropie (WAGNER, HEDLEY, STEEN u.a. 1981).

Quarz (SiO₂) verhält sich diamagnetisch mit einer mittleren Suszeptibilität von $\chi_1 = -13,5 \times 10^{-6}$ (HROUDA 1986a). Seine trigonale Kristallstruktur verursacht eine schwache magnetische Anisotropie, die insbesondere in speziellen Quarziten berücksichtigt werden muß.

Calcit (CaCO₃) hat durch das Auftreten reiner Kalksteine und Marmore für magnetische Anisotropieuntersuchungen eine eigenständige Bedeutung erlangt. Calcit kristallisiert trigonal. Seine mittlere Suszeptibilität liegt bei $\chi_1 = -1,3 \times 10^{-5}$. Calcit hat eine Richtung schwerer Magnetisierbarkeit entlang der c-Achse (OWENS, BAMFORD 1976), die Grundlage für die Interpretation gesteinsmagnetischer Anisotropien ist (OWENS, RUTTER 1978).

Die in schwachen Magnetfeldern meßbaren Anisotropieeigenschaften von Mineralen und Gesteinen lassen sich im wesentlichen auf die Richtungsabhängigkeit der magnetischen Eigenschaften

- in bezug auf die kristallographischen Achsen (Kristallanisotropie)
 - und
 - in bezug auf die geometrischen Achsen des Mineralkorns (Formanisotropie)
- zurückführen.

Dehnungsanisotropie (Magnetostraktion), hervorgerufen durch äußeren Druck auf magnetisch wirksame Minerale, ist Ausdruck einer Druckabhängigkeit der Kristallanisotropie

(BHATAL 1971). Dieser sogenannte piezomagnetische Effekt ist Grundlage für die Anwendung gesteinsmagnetischer Untersuchungsverfahren in der Erdbebenvorhersage (STACEY 1967).

Vergleichsweise geringe Beachtung wurde bislang der Wirkung von Vorzugsorientierungen in der Domänenstruktur auf die Anisotropie der Suszeptibilität gewidmet (BHATAL, STACEY 1969).

Untersuchungen von KAPICKA (1981) ergaben, daß im Falle von titanomagnetithaltigen Basalten mit geringem Formanisotropieeffekt die Domänenstruktur einen signifikanten Anteil zur Gesamtanisotropie liefert. Anisotropieeffekte auf Grund von Domänenorientierungen lassen sich jedoch durch Entmagnetisierung der Proben in starken Wechselfeldern beseitigen und so von kristallographisch bzw. kornformbedingten Einflußgrößen separieren.

2.1.1. Magnetische Kristallanisotropie

Die Kopplung der atomaren magnetischen Momente an kristallographische Achsen wird als magnetische Kristallanisotropie bezeichnet. Sie tritt in allen magnetischen wirksamen Substanzen auf und wird durch die Richtungsabhängigkeit der freien Energie des ungestörten Kristallgitters beschrieben. Ihre Orientierung ist abhängig von der Kristallsymmetrie. Kubische Kristalle zeigen nur in starken Magnetfeldern kristallographisch bedingte Anisotropieeffekte. Für Kristalle niederer Symmetrien ist dagegen schon in schwachen Magnetfeldern der Nachweis magnetisch leichter und schwerer Richtungen möglich.

Die durchschnittliche Magnetisierbarkeit eines nichtkubischen Kristalls ergibt sich entsprechend Gleichung (3) aus

$$(4) \quad \bar{\chi}_i = \frac{1}{j} \sum_j \frac{\chi_{ij}}{1+N\chi_{ij}}$$

j : Index der kristallographischen Hauptachsen

und der Grad der magnetischen Kristallanisotropie zu

$$(5) \quad P_{\text{krist}} = \frac{\chi_{\text{max}}}{\chi_{\text{min}}} = \frac{\chi_{i\text{max}}}{\chi_{i\text{min}}} \cdot \frac{(1+N\chi_{i\text{min}})}{(1+N\chi_{i\text{max}})}$$

Da für alle Minerale, die in schwachen Magnetfeldern Kristallanisotropie aufweisen $\chi_i \ll 1$ gilt, läßt sich (5) vereinfachen zu

$$(6) \quad P_{\text{krist}} = \frac{\chi_{i\text{max}}}{\chi_{i\text{min}}}$$

Einen Überblick über die Ergebnisse experimenteller Untersuchungen an Einkristallen der magnetisch wichtigsten Minerale gibt Tabelle 1:

Tabelle 1: Kristallanisotropie für ausgewählte nichtkubische Minerale

Mineral	Kristallstruktur	mittlere Suszept. χ_1 /SI/	Richtung leichter Magnetisierbarkeit	Kristallanisotropiegrad $P_{\text{krist}} = \frac{\chi_{\text{imax}}}{\chi_{\text{imin}}}$	Literatur
Hämatit	rhomboedrisch	$10^{-3} \dots 3 \times 10^{-2}$	\perp c-Achse	$10^2 \dots 10^4$	UYEDA, FULLER, BELSHE u.a. (1963)
Ilmenit	rhomboedrisch	5×10^{-3}	\parallel c-Achse	1,5	NAGATA (1961)
Titanohämatit 25 % Fe_2O_3	rhomboedrisch	$10^{-3} \dots 10^{-2}$	\perp c-Achse	5...15	UYEDA, FULLER, BELSHE u.a. (1963)
Goethit	rhombisch	$2 \dots 20 \times 10^{-4}$	\parallel c-Achse	$5 \times 10^2 \dots 10^4$	STRANGWAY u.a. (1968)
Pyrrhotin	monoklin/ hexagonal	$5 \times 10^{-4} \dots 5 \times 10^{-2}$	\perp c-Achse	$10^2 \dots 2 \times 10^3$	SCHWARZ (1974)
Augit	monoklin	5×10^{-4}	\perp b-Achse	1,2...1,4	WAGNER u.a. (1981)
Amphibol	monoklin	$5 \dots 7,5 \times 10^{-4}$	\parallel c-Achse	1,08...1,25	WAGNER u.a. (1981)
Calcit	trigonal	$-1,3 \times 10^{-5}$	\perp c-Achse	1,1	OWENS, BAMPFORD (1976)
Quarz	trigonal	$-13,5 \times 10^{-6}$	\parallel c-Achse	1,01	NYE (1960) HROUDA (1986a)

2.1.2. Magnetische Formanisotropie

Unter Formanisotropie versteht man die Richtungsabhängigkeit des bei der Magnetisierung entstehenden Entmagnetisierungsfeldes, dessen Größe dem Entmagnetisierungsfaktor N proportional ist. Natürliche Gesteine enthalten zumeist Körner von irregulärer Form, eine Berechnung ihrer Entmagnetisierungsfaktoren ist deshalb nur näherungsweise möglich. Exakte Berechnungen liegen nur für Ellipsoide vor (STONER 1945).

Für sphärische Partikeln beträgt $N = 1/3$ in jeder der drei Hauptachsen.

Für den Fall kubischer nichtsphärischer Körner ergibt sich die durchschnittliche Magnetisierbarkeit aus Gleichung (3) durch:

$$(7) \quad \chi_i = \frac{1}{j} \frac{\chi_i}{1+N_j \chi_i}$$

j : Index für Ellipsoidhauptachsen

Der Formanisotropiegrad ($P_{\text{form}} = \chi_{\text{max}}/\chi_{\text{min}}$ analog dem Kristallanisotropiegrad) berechnet sich folglich

$$(8) \quad P_{\text{form}} = \frac{1+N_{\text{min}} \chi_i}{1+N_{\text{max}} \chi_i}$$

und wird maximal für ein Ellipsoid unendlicher Abplattung, da $N_{\text{min}} = 1$ und $N_{\text{max}} = 0$, so daß

$$(9) \quad P_{\text{form}} = 1 + \chi_i$$

Hieraus folgt, daß Formanisotropieeffekte nur im Falle der Titanomagnetite zu meßbaren Anisotropien führen ($\chi_i > 1$), während der Formanisotropiegrad für alle übrigen natürlichen Minerale ($|\chi_i| \ll 1$) vernachlässigbar ist.

2.2. Suszeptibilitätsanisotropien in Gesteinen

Die in natürlichen Gesteinen meßbare Anisotropie der Magnetisierbarkeit ist die Resultierende der Anisotropieeffekte aller magnetisch wirksamen Phasen und Partikeln. Für eine Reihe von Aufgabenstellungen und um zu einer einfachen Modellvorstellung zu gelangen, genügt es oft, nur die Mineralphase zu betrachten, die den Hauptanteil zur Gesamtsuszeptibilität liefert und die umgebende Matrix als magnetisch isotrop anzunehmen. Dann wird die Suszeptibilitätsanisotropie des Gesteins durch die magnetischen Eigenschaften dieser Mineralphase und den Grad der Vorzugsorientierung der Summe ihrer Einzelpartikeln bestimmt. Dieser Orientierungsgrad wird durch die Verteilungsfunktion $f(\varphi, \vartheta)$ beschrieben, wobei durch die Winkel φ und ϑ die Lage der kristallographischen bzw. kornformbedingten Hauptachsen im Probenkoordinatensystem bestimmt wird. Die richtungsabhängige Suszeptibilität des Gesamtgesteins, die durch den Tensor \bar{K} ausgedrückt wird, ergibt sich unter Vernachlässigung magnetischer Wechselwirkungen zwischen den einzelnen Partikeln nach OWENS (1974):

$$(10) \quad \bar{K} = \int_{\varphi=0}^{2\pi} \int_{\vartheta=0}^{\pi} f(\varphi, \vartheta) \bar{K}(\varphi, \vartheta) \sin \vartheta d\varphi d\vartheta$$

\bar{K} : Suszeptibilitätstensor einer Einzelpartikel der ferromagnetischen Fraktion

Auf der Grundlage von Gleichung (10) und unter Verwendung einer Verteilungsfunktion nach FISHER (1953) gilt für den Fall, daß es sich bei den magnetischen Einzelpartikeln um Rotationsellipsoide handelt, deren Symmetrieebene mit einer Ebene des Probenkoordinatensystems koinzidiert

$$(11) \quad f = \frac{ce^{c \cdot \cos^2 \vartheta}}{2\pi(e^c - 1)},$$

wobei c den Grad der Partikelachsenorientierung um eine mittlere Richtung ausdrückt ($c=0$ bedeutet statistische Gleichverteilung), berechnete HROUDA (1980) Modellkurven, die den Zusammenhang zwischen der kristallographisch bedingten Anisotropie sphärischer Partikeln, der Vorzugsorientierung ihrer kristallographischen Achsen und dem Anisotropiegrad des Gesamtgesteins veranschaulichen. Entsprechend der magnetischen Eigenschaften des Hämatits bzw. Pyrrhotins (vgl. Tabelle 1), die eine ausgeprägte Anisotropie mit einer Achse schwerer Magnetisierbarkeit parallel der c -Achse aufweisen, wurde das Suszeptibilitätsellipsoid \bar{K} als abgeplattet angenommen. Die Ergebnisse der Berechnungen vermittelt Abb. 2.

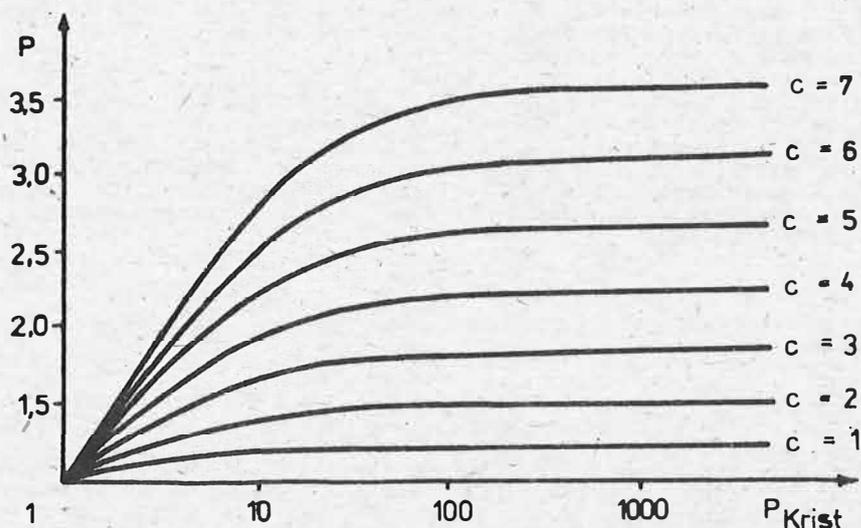


Abb. 2 Abhängigkeit der magnetischen Gesteinsanisotropie $P = \frac{\chi_{\max}}{\chi_{\min}}$ von der Kristallanisotropie P_{krist} (abgeplattetes Ellipsoid) χ_{\min} und dem Orientierungsparameter c (HROUDA 1980)

Abb. 2 läßt erkennen, daß für Minerale mit Kristallanisotropien $P_{\text{krist}} > 100$ (Hämatit, Pyrrhotin) ausschließlich deren Vorzugsorientierung für die meßbare Gesteinsanisotropie verantwortlich ist, während für Gesteine, die Minerale mit weniger deutlich ausgeprägten Anisotropieeigenschaften enthalten, die magnetischen Kristallanisotropien P_{krist} der entsprechenden Mineralphase und gleichermaßen die Konzentration der Mineralachsen um eine mittlere Richtung die Gesamtanisotropie des Gesteins bedingen.

Analoge Betrachtungen lassen sich für den Anteil der Formanisotropie an der magne-

tischen Anisotropie des Gesamtgesteins anstellen. Gemäß Gleichung (8) ist die kornformbedingte Anisotropie einer Einzelpartikel abhängig von ihrer Suszeptibilität α_1 und dem Entmagnetisierungsfaktor N . Unter Verwendung der Formeln für die Berechnung von Entmagnetisierungsfaktoren von STONER (1945) wurde der Formanisotropiegrad für rotationselliptische Körner mit einem Dimensionsverhältnis polarer/äquatorialer Achse < 1 (abgeplattetes Ellipsoid) durch HROUDA (1980) für verschiedene Werte der inneren isotropen Kornsuszeptibilität berechnet (Abb. 3 a). Eigene Berechnungen unter Zugrundlegung rotationselliptischer Körner eines Dimensionsverhältnisses polarer/äquatorialer Achse > 1 (gestrecktes Ellipsoid) ergänzen die Darstellung (Abb. 3 b).

Die Abbildung macht deutlich, daß der zu erwartende Formanisotropiegrad natürlicher Minerale gemäß ihrer in Abschnitt 2.1. aufgeführten magnetischen Eigenschaften nicht größer als $P_{\text{form}} = 10$ wird (abgeplattete Ellipsoide liefern einen größeren Anisotropiegrad als gestreckte). Der Anisotropiegrad natürlicher Gesteine erreicht kaum Werte > 2 . Abb. 2 läßt somit den Schluß zu, daß die magnetische Anisotropie titanomagnetithaltiger Gesteine sowohl durch die Kornform der magnetisch wirksamen Minerale als auch durch den Grad ihrer Vorzugsorientierung um eine mittlere Richtung bestimmt wird.

Eine spezielle Form der magnetischen Gesteinsanisotropie stellt die durch GRABOVSKY, BRODSKAYA (1958) beschriebene Texturanisotropie dar. Sie wird verursacht durch bänder- oder lagenförmige Einlagerungen ferromagnetischer Minerale und stellt somit einen makroskopischen "Formeffekt" dar. BHATAL (1971), BANERJEE, STACEY (1967) und HROUDA (1982) sehen deshalb hierin nur einen Spezialfall der Formanisotropie. Da Texturanisotropien in ihrer Orientierung nicht notwendigerweise der Formanisotropie der Einzelkörner entsprechen müssen, für beide Anisotropieeffekte also durchaus unterschiedliche Bildungsmechanismen verantwortlich sein können, scheint es auch im Hinblick auf die im folgenden beschriebenen eigenen Untersuchungsergebnisse angebracht, der Auffassung von COLLINSON (1983) folgend, die Texturanisotropie als eigenständige Form der magnetischen Gesteinsanisotropie anzusehen.

2.3. Symmetriebeziehungen

Nach SANDER (1930) wird die mikroskopische Regelung über alle Körner bzw. Mineralanteile eines Gesteins durch eine einfache Gefügeregelung (Gleichheit der einzelnen Teilgefüge) oder eine zusammengesetzte Gefügeregelung bestimmt. Ist ein Teilgefüge rein deskriptiv der Außenform zuordenbar, wird die Regelung als homoachs bezeichnet, andernfalls als heteroachs. Eine heteroachse Regelung des ferromagnetischen Mineralanteils bezüglich der makroskopischen Achsen kann z. B. durch mehrphasige Deformationsprozesse hervorgerufen werden. Mit der Ableitung von Symmetriebeziehungen des ferromagnetischen Teilgefüges soll deshalb ein Bezug zu makroskopischen Gefügeelementen hergestellt werden.

Das Gefüge des ferromagnetischen Mineralanteils wird durch die Form und Orientierung des Suszeptibilitätsellipsoids repräsentiert. Auf der Basis dieser indirekten Darstellungsweise ist es möglich, die Symmetrie des ferromagnetischen Mineralanteils bezüglich des Strukturkoordinatensystems zu bestimmen (HROUDA 1973).

In Abhängigkeit von dem Verhältnis der Hauptachsen des Suszeptibilitätsellipsoids ist zu unterscheiden zwischen

- sphärischen Ellipsoiden mit $\alpha_1 = \alpha_2 = \alpha_3$
- axialsymmetrischen Rotationsellipsoiden
planar-paralleler Form mit $\alpha_1 = \alpha_2 > \alpha_3$
linear-paralleler Form mit $\alpha_1 > \alpha_2 = \alpha_3$
- triaxialen Ellipsoiden mit $\alpha_1 > \alpha_2 > \alpha_3$
($\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$ - Hauptsuszeptibilitäten).

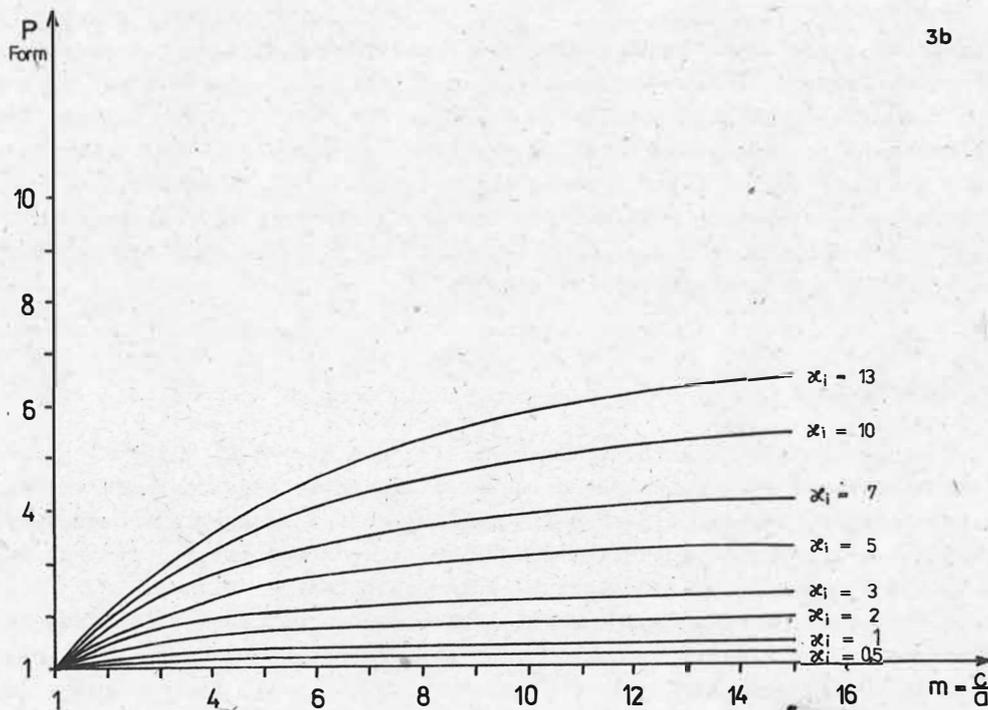
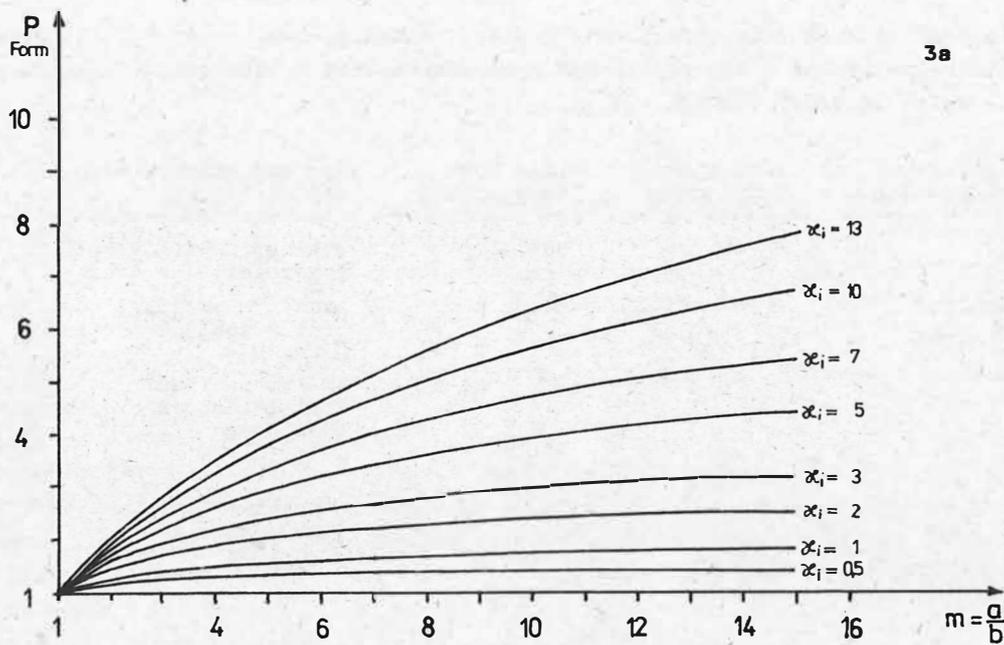


Abb.3: Formanisotropiegrad rotationelliptischer Körner mit einem Dimensionsverhältnis polarer/äquatorialer Achse 1 (Abb.3a - nach HROUDA, 1980) und 1 (Abb.3b)

Ist die Lage des Strukturkoordinatensystems bestimmbar, so lassen sich die ermittelten gesteinsmagnetischen Anisotropien den Symmetrieklassen in Gesteinsgefügen nach SANDER (1930) wie folgt zuordnen (HROUDA 1973):

Form des Suszeptibilitätsellipsoids	Betrag der Hauptachsen	Lage der Hauptachsen	Symmetrieklasse nach SANDER (1930)
sphärisch	$\alpha_1 = \alpha_2 = \alpha_3$	beliebig	statistisch isotrop: ungeregelt
planar/parallel	$\alpha_1 = \alpha_2 > \alpha_3$	$\alpha_3 \parallel c$	axialsymmetrisch: eine n-zählige Drehachse
linear-parallel	$\alpha_1 > \alpha_2 = \alpha_3$	$\alpha_1 \parallel c$	orthorhombisch: drei 2-zählige Drehachsen
triaxial	$\alpha_1 > \alpha_2 > \alpha_3$	$\alpha_1 \parallel a;$ $\alpha_2 \parallel b;$ $\alpha_3 \parallel c$	orthorhombisch: drei 2-zählige Drehachsen
		$\alpha_3 \parallel c;$ $\alpha_1, \alpha_2 \wedge$ a, b	monoklin: eine 2-zählige Drehachse
		$\alpha_1, \alpha_2,$ $\alpha_3 \wedge$ a, b, c	triklin: Inversionszentrum

Über diese Symmetriebeziehungen ist auf einfache Art die Möglichkeit gegeben, über die Bestimmung der Anisotropie der Magnetisierbarkeit zu entscheiden, ob es sich bei dem Gefüge des ferromagnetischen Mineralanteils um eine bezüglich der Großform homo- oder heteroachse Gefügeregelung handelt. Zu beachten ist dabei jedoch, daß die Suszeptibilitätsanisotropie einen Überlagerungseffekt aller Teilgefüge ferromagnetischer Mineralphasen mit unterschiedlichem Beitrag zur Gesamtanisotropie darstellen. Einer allgemeineren Betrachtung soll deshalb vorrangig die Berücksichtigung der Form des Suszeptibilitätsellipsoids in seiner Unterscheidung in sphärische, planar-parallele, linear-parallele und triaxiale Form genügen.

3. Untersuchungsmethodik

Die Anforderungen an die Meßmethodik ergeben sich aus der Zielstellung gesteinsmagnetischer Anisotropieuntersuchungen. Da strukturell bedingte Regelungseffekte des akzessorisch vertretenen ferromagnetischen Mineralbestandes vorrangig auf magnetische Korn- und Kristallanisotropien zurückzuführen sind (vgl. Abschnitt 2.) ist ihr Nachweis durch Suszeptibilitätsmessungen unter Verwendung schwacher Magnetfelder prädestiniert. Als besonders geeignet für derartige Untersuchungen haben sich Suszeptibilitätsmeßbrücken erwiesen. Sie bieten neben einer ausreichend hohen Meßempfindlichkeit bei gleichzeitig kurzer Meßzeit pro Probenkörper die Möglichkeit der Absolutwertanzeige (durch Eichung der Apparatur) und der rechentechnischen Weiterverarbeitung des Meßsignals, womit die Voraussetzungen zu einer weitgehenden Automatisierung der Meßwertaufnahme gegeben sind.

3.1. Probenentnahme

Gesteinsmagnetische Anisotropieuntersuchungen stellen an die Probenentnahme vergleichbare Forderungen wie paläomagnetische Untersuchungen. Die Auswahl der Proben richtet sich nach der spezifischen Aufgabenstellung. Für die Ermittlung syngenetischer Gesteinsgefüge ist es wichtig, repräsentative Punkte eines Aufschlusses auszuwählen, die keine postgenetischen Beanspruchungen aufweisen. Verwitterungszonen sind wegen ihrer sekundären Eisenmineralbildungen zu meiden. Die Wirkung von tektonischen Störungen auf magnetische Gefügeveränderungen des Nebengesteins ist im Einzelfall durch die Untersuchung mehrerer Proben mit unterschiedlichem Abstand zu Störungen zu überprüfen. Besteht hingegen die Fragestellung in der gesteinsmagnetischen Gefügeentwicklung in Abhängigkeit von der Deformation, so ist auf eine exakte geologisch-tektonische Einordnung der Proben (Engständigkeit von Schieferungsflächen, Korngrößen, deformationsbedingte Mineralabfolgen und andere Deformationsindikationen) zu achten. Die Proben müssen orientiert entnommen werden, d. h. ihre Lage im Gesteinsverband muß sich eindeutig reproduzieren lassen. Nach einer Empfehlung von Dr. MENNING, Potsdam wurde hierzu auf einer möglichst ebenen Fläche der noch unabgelösten Probe die Einfallene (Linie des größten Einfallens) mit Hilfe des Freiburger Geologenkompasses markiert und eingemessen. Wichtig ist dabei, daß eine überkippte Lagerung der Bezugsfläche zu Fehlorientierungen bei der Probenaufbereitung führen kann und deshalb als solche ausgewiesen werden muß. Beschreibungen einer orientierten Probenentnahme finden sich in der Arbeit von ROTHER (1971).

3.2. Probenaufbereitung

Orientiert zu der eingemessenen Einfallene bzw. markierten Fläche wurden im Labor mit einer Diamanttrennscheibe Meßkörper (Würfel) aus dem Handstück herausgetrennt. Die Kantenlängen der Meßwürfel war durch die verwendete Meßapparatur bei einem geforderten Volumen von 8 cm^3 mit 2 cm festgelegt. Abb. 4 dient der Verdeutlichung der verwendeten Markierungsmethode für den Fall, daß die Horizontale als Bezugsfläche gewählt wurde (Abb. 4 a) und für den Fall, daß eine geologische Fläche Bezugsselement ist (Abb. 4 b). Letzterer ist der allgemeinere Fall.

Die Probenentnahme ist hierbei relativ unkompliziert, da mit der geologischen Bezugsfläche zumeist eine natürliche ebene Fläche zur Verfügung steht. Die ermittelten magnetischen Vorzugsrichtungen sind sofort mit den makroskopisch sichtbaren Gefügeelementen vergleichbar. Ein nachträgliches Wälzen der zunächst nur auf das Probenkoordinatensystem bezogenen gesteinsmagnetischen Anisotropie erlaubt eine Übertragung der Vorzugsrichtungen auf geographische Koordinaten.

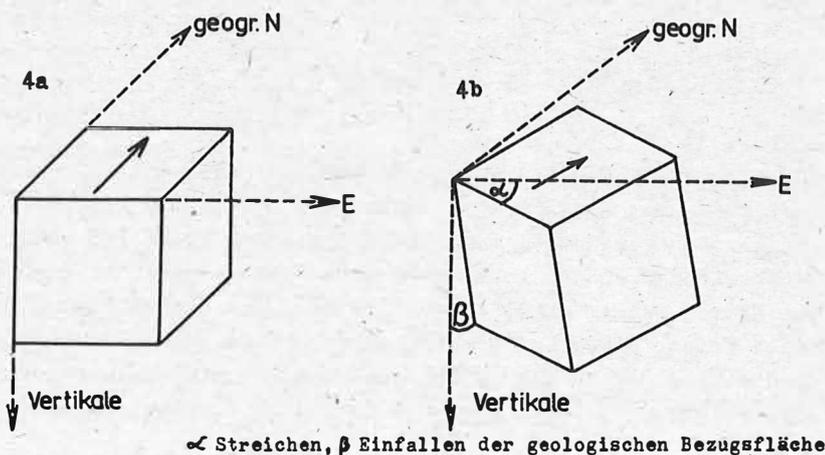


Abb.4: Prinzip der Meßwürfelorientierung

3.3. Meßwertaufnahme

Für die Bestimmung der Suszeptibilitätswerte der Proben und deren Anisotropie standen die Suszeptibilitätsmeßbrücken KLY-1 und KLY-2 (Hersteller: Geofyzika, Brno, CSSR) zur Verfügung. Das Meßprinzip beider Geräte ist identisch und detailliert durch JELINEK (1973) beschrieben. Es entspricht in vereinfachter Form dem einer Widerstandsmeßbrücke, die aus vier induktiven Widerständen gebildet wird (vgl. Abb. 5). In den Spulen L_1 und L_2 wird durch induktive Ankopplung eine Wechselspannung von 920 Hz entgegengesetzter Phasenlage erzeugt. Die Spule L_3 enthält einen verschiebbaren Ferritkern und dient dem manuellen Nullabgleich. Die Spule L_4 ist als Meßspule ausgelegt.

Nachdem der Nullabgleich des Gerätes hergestellt ist, wird durch Einbringen der Probe in die Meßspule die Induktivität der Spule L_4 verändert und das Brückengleichgewicht gestört. Die hierbei entstehende Phasenverschiebung zwischen Meß- und Referenzsignal erzeugt eine das Gleichgewicht wiederherstellende Kompensationsspannung. Das Maß dieser Kompensationsspannung ist proportional der Induktivitätsänderung der Meßspule und somit ein Maß für die Suszeptibilität der Probe. Die Feldstärke des angelegten Meßfeldes liegt bei $90 \frac{\text{A}}{\text{m}}$ (KLY-1) bzw. $300 \frac{\text{A}}{\text{m}}$ (KLY-2). Die Empfindlichkeit des Gerätesystems beträgt 4×10^{-8} . Für die Bestimmung richtungsabhängiger Suszeptibilitätswerte werden 15 Meßwerte in verschiedenen Achsenlagen des Probenwürfels aufgenommen.

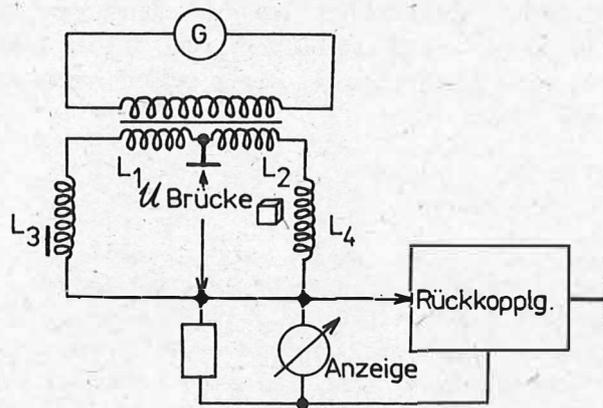


Abb. 5 Meßprinzip der Suszeptibilitätsmeßbrücke KLY (vereinfachte Darstellung)

3.4. Meßwertbearbeitung

Das richtungsabhängige Verhalten der Suszeptibilität läßt sich in ausreichender Annäherung durch einen symmetrischen Tensor 2. Stufe ausdrücken, so daß sich gemäß (2)

$$(12) \quad \vec{M}_i = \chi_{ij} x \vec{H}_j \quad (i, j = x, y, z)$$

ergibt.

Für die Berechnung der 9 Tensorelemente stehen die 15 richtungsabhängigen Meßwerte zur Verfügung, von denen 6 Wiederholungsmessungen komplementärer Richtungen darstellen und Ausgleichsberechnungen nach der Methode der kleinsten Quadrate dienen.

Geometrischer Ausdruck des so ermittelten Tensors ist das Suszeptibilitätsellipsoid. Der Betrag seiner Hauptachsen, die Hauptsuszeptibilitäten χ_{\max} , χ_{int} und χ_{\min} und deren Orientierung auf das Probenkoordinatensystem beschreiben das gesteinsmagnetische Gefüge. Aus dem Betrag der Hauptsuszeptibilitäten lassen sich eine Reihe von Parametern ableiten, die die Form des Suszeptibilitätsellipsoids bzw. den Grad der Aniso-

tropie charakterisieren. Da in der internationalen Literatur ein sehr breites Spektrum von Anisotropieparametern, basierend auf verschiedenen Berechnungsgrundlagen anzutreffen ist (JELENIK 1981), empfehlen (ELLWOOD, HROUDA, WAGNER 1985) eine Beschränkung auf einige wesentliche, einheitlich zu gebrauchende Kenngrößen gesteinsmagnetischer Anisotropie. Eine Auflistung dieser Parameter wird in Tabelle 2 gegeben:

Tabelle 2 Zur Interpretation gesteinsmagnetischer Anisotropieuntersuchungen zu verwendende Parameter (ELLWOOD, HROUDA, WAGNER 1985)

Bezeichnung	Berechnungsgrundlage	Autor
Anisotropiegrad	$P = \frac{\alpha_{\max}}{\alpha_{\min}}$	NAGATA (1961)
magnetische Lineation	$L = \frac{\alpha_{\max}}{\alpha_{\text{int}}}$	BALSLEY, BUDDINGTON (1960)
magnetische Plättung	$F = \frac{\alpha_{\text{int}}}{\alpha_{\min}}$	STACEY, JOPLIN, LINDSEY (1960)
dimensionsloser, die Form des Ellipsoids charakterisierender Formfaktor	$T = 2(n_2 - n_3)/(n_1 - n_3) - 1$ $= 2 \ln(k_2/k_3) / \ln(k_1/k_3) - 1$ mit $n_1 = \ln k_1$ und $k_1 = \alpha_{\max}$, $k_2 = \alpha_{\text{int}}$, $k_3 = \alpha_{\min}$	JELENIK (1981)

Eine weitere Übersicht wird bei HROUDA (1982) und TARLING (1983) gegeben.

Für die Interpretation der gesteinsmagnetischen Anisotropieuntersuchungen im Rahmen dieser Arbeit wurden zusätzlich zu den in Tabelle 2 aufgeführten Anisotropieparameter die Kenngrößen

$$E = \alpha_{\text{int}}^2 / \alpha_{\max} \alpha_{\min}$$

$$M = (\alpha_{\max} + \alpha_{\text{int}}) / \alpha_{\min}$$

$$N = \alpha_{\max} / (\alpha_{\text{int}} + \alpha_{\min})$$

bestimmt.

Da das Probenkoordinatensystem jedoch nicht immer dem geographischen Koordinatensystem entsprechen muß (vgl. Abschnitt 3.1.), für den Vergleich der Meßergebnisse untereinander sich ein Wälzen der Orientierung auf ein einheitliches (geographisches) Bezugssystem erforderlich macht, wurde ein entsprechendes Koordinatentransformationsprogramm in den rechentechnischen Auswertalgorithmus integriert, so daß in diesen Fällen die Raumlage der Suszeptibilitätshauptachsen sowohl im Probenkoordinatensystem als auch im gewählten (geographischen) Bezugssystem bestimmt wurde.

Da die vom Hersteller der Suszeptibilitätsmeßbrücke KLY-2 erstellte Software zur Berechnung der gesteinsmagnetischen Anisotropie und ihrer Parameter nicht zur Verfügung stand, wurde ein vergleichbares FORTAN-Rechenprogramm entwickelt, das folgende Ausgabewerte liefert:

- mittlere Suszeptibilität $\bar{\alpha}$ des Probenwürfels
- Richtung der Hauptachsen des Suszeptibilitätsellipsoids bezüglich des Probenkoordinatensystems
- Richtung der Hauptachsen des Suszeptibilitätsellipsoids bezüglich des geographischen

Koordinatensystems

- Anisotropieparameter P, L, F, M, N, E, T.

Die Darstellung der gesteinsmagnetischen Vorzugsrichtungen ist mit Hilfe des Schmidtschen Netzes (flächentreue Projektion, untere Halbkugel) vorgenommen worden. Die Signatur der Hauptsuszeptibilitäten $\chi_{\max} = \square$; $\chi_{\text{int}} = \triangle$; $\chi_{\min} = \circ$ entspricht der, wie sie von ELLWOOD, HROUDA, WAGNER (1985) empfohlen wird.

3.5. Fehlerbetrachtung

Die möglichen Fehlerquellen der gesteinsmagnetischen Anisotropieuntersuchungen lassen sich drei Kategorien zuordnen:

- (a) Orientierungsfehler bei der Probenahme und -aufbereitung
- (b) Meß- und Berechnungsfehler
- (c) Fehler bei der Meßwertdarstellung.

Orientierungsfehler (Kategorie a) lassen sich auf ein Mindestmaß reduzieren, wenn die Proben sorgfältig eingemessen werden und erst nach dem Kennzeichnen der Bezugsselemente aus dem Gesteinsverband herausgelöst werden. Unter Berücksichtigung der z. T. extremen Bedingungen bei der Probenahme läßt sich der Orientierungsfehler bei der Beprobung mit 5° angeben. Abb. 6 a und b vermittelt eine Abschätzung des Einflusses von Orientierungsfehlern bei der Probenahme und -aufbereitung. In Abb. 6 a gelangten die Vorzugsorientierungen der Magnetisierbarkeit bezüglich des Meßwürfelkoordinatensystems dreier jeweils um 45° um die X- bzw. Y-Achse verkippter Würfel aus dem gleichen Handstück zur Darstellung. Die ermittelten Orientierungen wurden anschließend zum Vergleich um die entsprechenden Verkippfungswinkel im Schmidtschen Netz zurückgewälzt. Die so in einem einheitlichen Bezugssystem vorliegenden Meßergebnisse lassen nur geringe Abweichungen voneinander erkennen, so daß der Fehler bei der Herstellung der Meßwürfel mit $\pm 2^\circ$ angegeben werden kann. In Abb. 6 b sind die Ergebnisse gesteinsmagnetischer Anisotropieuntersuchungen von Meßwürfeln eines Handstückes gegenübergestellt, die einerseits bezüglich einer künstlichen Bezugsfläche (Aufgipsen einer Horizontalen - Signaturen 1, 2) und andererseits bezüglich einer eingemessenen geologischen Bezugsfläche (Signaturen a, b) herausgetrennt wurden (vgl. Abschnitt 3.2.). Letztere wurden mathematisch unter Berücksichtigung der Streich- und Fallwerte der geologischen Bezugsfläche in das geographische Koordinatensystem gewälzt.

Trotz der nur geringfügigen Abweichungen zwischen den so erhaltenen Vorzugsorientierungen ist zu beachten, daß der Orientierungsfehler bei Meßwürfeln, die bezüglich einer geologischen Fläche aus dem Handstück (Anstehenden) herausgetrennt werden, infolge der zusätzlichen Bearbeitungsstufe (Herausbohren einer zylindrischen Probe senkrecht zur geologischen Bezugsfläche und erst daran anschließende Herstellung des Probenwürfels) höher zu erwarten ist, als bei einfacher Meßwürfelherstellung bezüglich einer aufgegipsten Horizontalen. Die Abweichungen zwischen den Ergebnissen dieser auf verschiedene Weise hergestellten Meßwürfel beträgt 5° . Formunregelmäßigkeiten, die zu Volumenänderungen des Meßkörpers $< 1\%$ führen, haben nach Testmessungen keinen Einfluß auf den Betrag und die Raumlage der ermittelten Hauptsuszeptibilitäten in dem bearbeiteten Probenmaterial.

Als schwerer quantifizierbar erweisen sich Fehler der Kategorie (b). Meß- und Berechnungsfehler sind abhängig von der mittleren Suszeptibilität der Probe, der Intensität ihrer magnetischen Gesteinsanisotropie und der Homogenität der Probe. Die Ge-

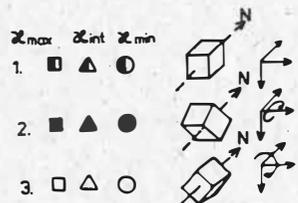
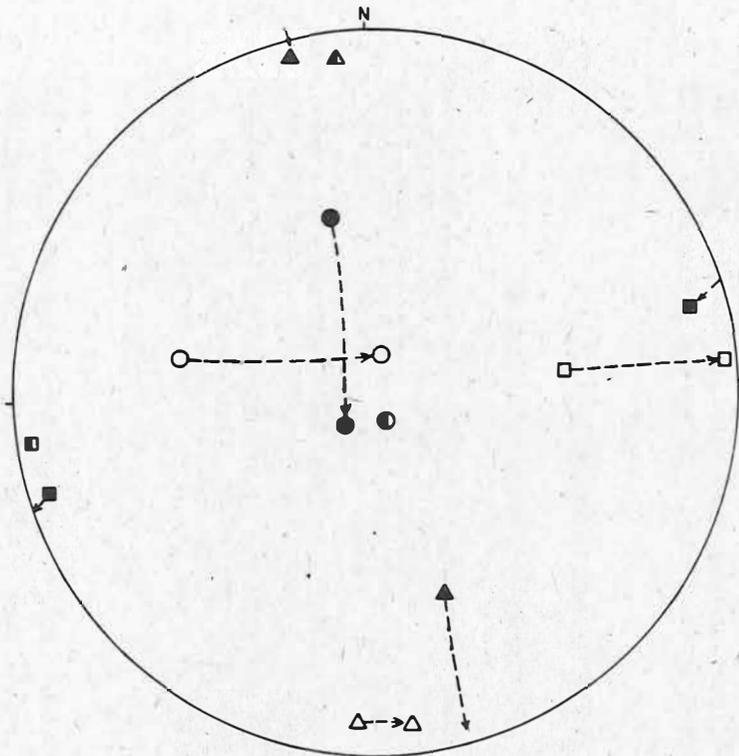


Abb.6a: Zur Abschätzung des Orientierungsfehlers bei der Probenpräparation.-
Raumlage der Suszeptibilitätshauptachsen dreier jeweils um 45° gegeneinander verkippter Würfel eines Handstückes vor und nach Wälzen der Ergebnisse in ein einheitliches Bezugssystem

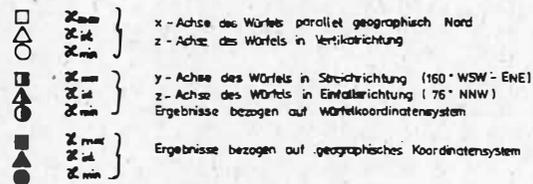
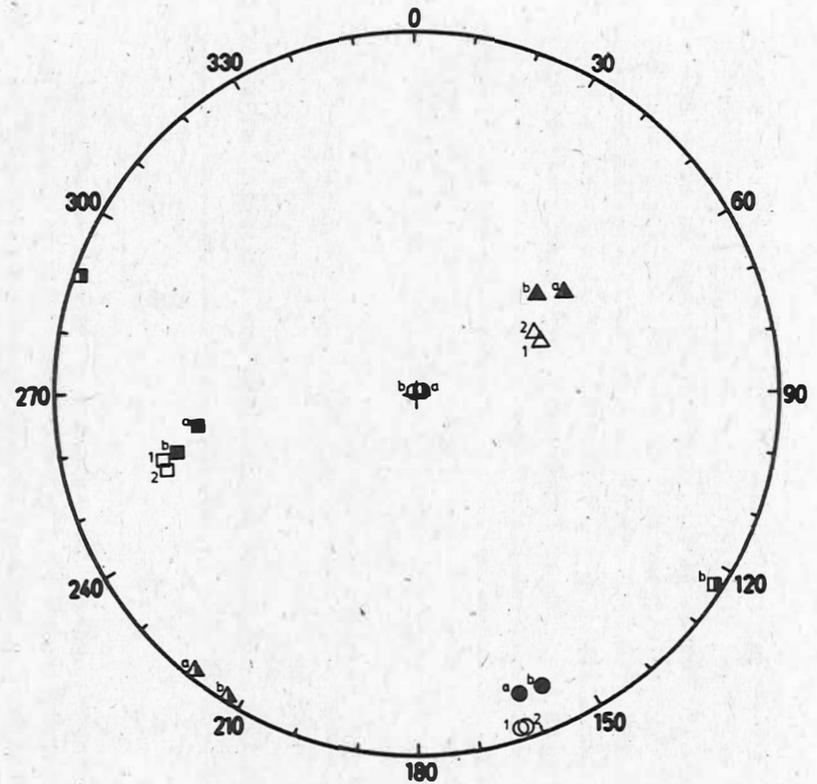


Abb.6b: Ergebnisse gesteinsmagnetischer Anisotropieuntersuchungen von Meßwürfeln, die bzgl. des geographischen Koordinatensystems (1,2) und bzgl. einer geologischen Fläche (a,b) orientiert sind

Genauigkeit einer Einzelmessung ergibt sich aus der Empfindlichkeit des verwendeten Meßgerätes (4×10^{-8}). Sie garantiert den Nachweis auch sehr schwacher Anisotropien mit $P < 1,01$ (HROUDA 1982). Da von den gemessenen 15 richtungsabhängigen Einzelmeßwerten eines Probenwürfels 6 Wiederholungsmessungen darstellen, war es auch möglich, eventuelle meßfehlerbedingte "Scheinanisotropien" zu erkennen. Die Differenzen in den Suszeptibilitätswerten komplementärer Richtungen lagen stets $< 1\%$ des Meßwertes. Fehler bei der Bestimmung von magnetischen Vorzugsrichtungen inhomogener Probenwürfel sind häufig vermeidbar, da sich derartige Inhomogenitäten zumeist makroskopisch schon andeuten (z. B. Blasen in Metamorphiten, Hämatiteinlagerungen in Quarziten u. ä.). Eine Messung der magnetischen Vorzugsrichtungen an mehreren Würfeln des gleichen Handstückes ermöglicht eine Reduzierung dieses Fehlereinflusses. Für die im folgenden beschriebenen Untersuchungen standen pro Handstück jeweils 4 - 6 Probenwürfel zur Verfügung. Der Fehler bei der Darstellung der Meßergebnisse beträgt 1° .

4. Gesteinsmagnetische Anisotropieuntersuchungen an Sedimentiten der Thüringischen und Subherzynen Senke und Magmatiten aus dem Südtteil der DDR

4.1. Vorbemerkungen

Im folgenden Abschnitt wird der Anwendungsbereich gesteinsmagnetischer Anisotropieuntersuchungen in der geologischen Strukturerkundung umrissen. Grundlage hierfür bilden die Ergebnisse eigener Untersuchungen an ausgewählten Karbonatgesteinen der Thüringischen und Subherzynen Senke und an Magmatiten aus dem Südtteil der DDR. Besondere Aufmerksamkeit wurde hierbei der Wirkung möglicher postgenetischer Deformationsprozesse auf das gesteinsmagnetische Gefüge gewidmet.

Mit der erstmaligen Anwendung der gesteinsmagnetischen Gefügeanalyse auf regionale geologische Einheiten des Territoriums der DDR wird die Zielstellung verfolgt, das strukturelle Inventar der untersuchten Deck- und Grundgebirgsausstriche über den Rahmen der bislang bestehenden Möglichkeiten hinaus qualitativ und quantitativ erfassen.

4.2. Gesteinsmagnetische Anisotropieuntersuchungen in Sedimenten

4.2.1. Genetische Klassifizierung der gesteinsmagnetischen Anisotropien

Einer Einregelung des ferromagnetischen Mineralanteils liegt stets die Wirkung äußerer Kräfte zu Grunde. Während des Sedimentationsprozesses sind dies die Gravitation und Strömungskräfte. Die Wirkung des erdmagnetischen Feldes auf die Orientierung ferromagnetischer Mineralanteile ist von untergeordneter Bedeutung und führt nur bei Korngrößen $< 30 \mu\text{m}$ zu einem nachweisbaren Anisotropieeffekt (TAIRA, LIENERT 1979; HROUDA 1982). Magnetische Anisotropieeffekte in Sedimentgesteinen können - sofern Rekristallisationserscheinungen auszuschließen sind - ausschließlich auf die Einregelung der magnetisch wirksamen Körner entsprechend ihren geometrischen Achsen zurückgeführt werden. Das trifft gleichermaßen für hämatit- und pyrrhotinhaltige Sedimentgesteine zu, da diese Minerale Spaltungseigenschaften parallel zur Basalebene der Kristalle zeigen und somit ein systematischer Zusammenhang zwischen den kristallographischen und geometrischen Achsen besteht. Die Suszeptibilität von Sedimentiten ist i. allg. sehr niedrig ($< 10^{-3}$ SI). Die Effektivität der zu einer Einregelung der magnetischen Minerale führenden Kräfte ist vergleichsweise gering. Der Anisotropiegrad P erreicht nur selten Werte $> 1,1$ (JANAK 1972). Der Nachweis von Anisotropieeffekten in Sedimentgesteinen stellt deshalb hohe Anforderungen an die Meßgenauigkeit.

Von vorrangiger Bedeutung für die Orientierung ferromagnetischer Körner bei der Sedimentation ist die Gravitation. Sie bewirkt eine Einregelung der Kornlängsachsen gestreckter Körner bzw. der Basalebene abgeplatteter Körner in der Sedimentationsebene

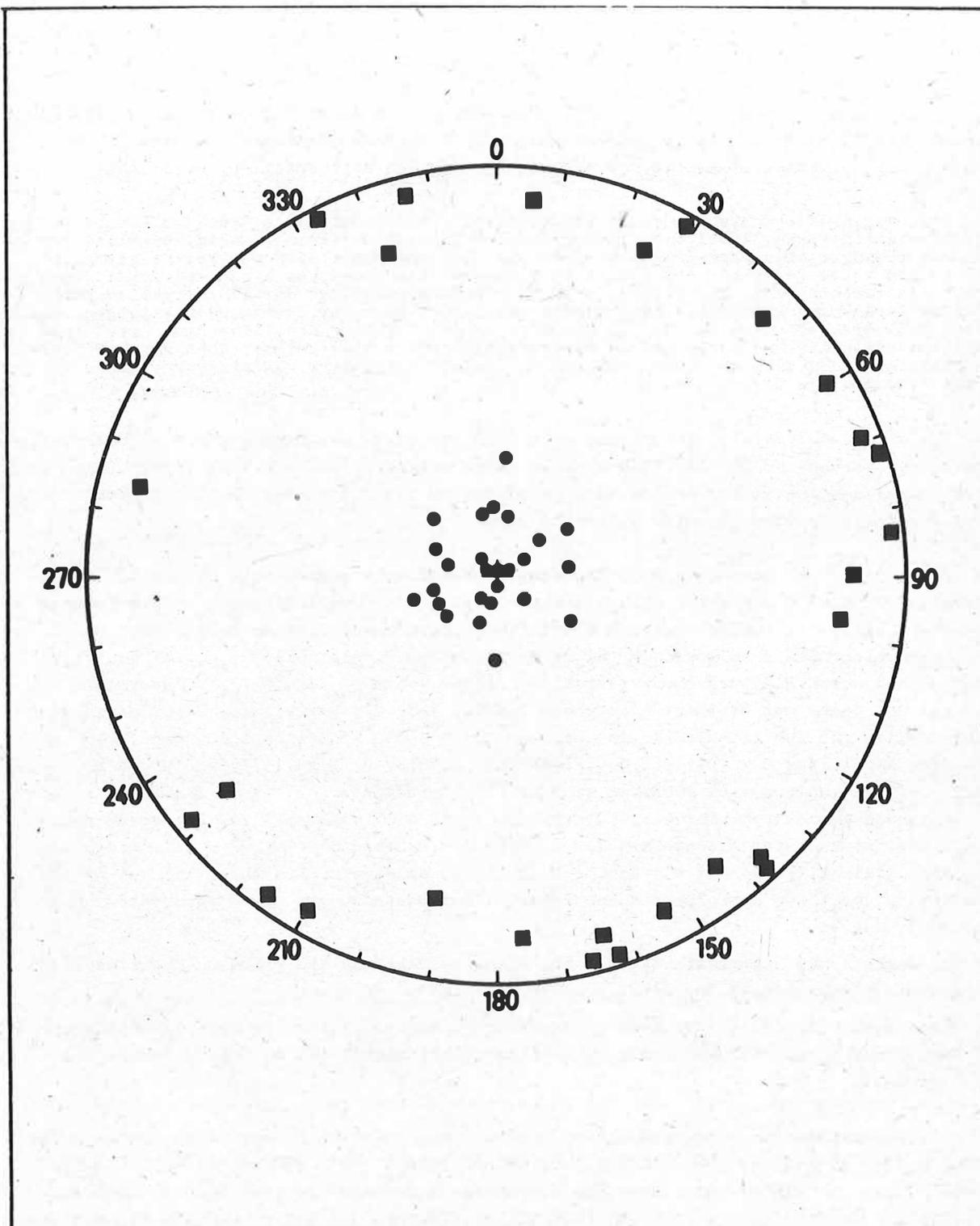


Abb.7: Raumlage der Suszeptibilitätshauptachsen in ungestörten Sedimenten (planar-parallele Ellipsoidausbildung, Konkordanz zwischen magnetischer Plättungsebene und Sedimentationsebene)- nach HROUDA (1986 b)

und führt zu einer planar-parallelen Gefügeordnung. Die Achse minimaler Suszeptibilität weist dabei in Richtung der Flächennormalen der Sedimentationsebene, so daß ein gemäß Abschnitt 2.3. axial-symmetrisches magnetisches Gefüge herausgebildet wird (Abb. 7).

Strömungskräfte führen zu einer linear parallelen Anordnung gestreckter Körner in der Sedimentationsebene, wobei die Längsachsen der Mineralpartikeln i. allg. parallel der Paläoströmungsrichtung zu liegen kommen. Die hierdurch mehr oder weniger ausgeprägte Lineation weist gegenüber der Sedimentationsebene ein schwaches Einfallen in Richtung der Paläoströmung auf, hervorgerufen durch ein Schuppengefüge der eingeregelter Körner. Starke Strömungen können die Längsachsen der Körner quer zur Strömung orientieren, sofern Rolleffekte auftreten. Strömungskräfte können folglich monokline bzw. axialsymmetrische gesteinsmagnetische Gefüge verursachen. REES (1966) zeigte, daß geneigte Sedimentationsebenen gleiche Orientierungen und folglich ähnliche gesteinsmagnetische Gefüge erzeugen wie Strömungen.

Postgenetische Deformationsprozesse sind in der Lage, das ursprüngliche Sedimentationsgefüge zu verändern. HROUDA (1976 c) wies nach, daß durch Faltung neben einer Rotation des primären magnetischen Sedimentationsgefüges um die Faltenachse auch eine Verformung des Suszeptibilitätsellipsoids auftreten kann.

Durch postgenetische Deformationsprozesse beeinflusste magnetische Sedimentationsgefüge äußern sich durch einen erhöhten Anisotropiegrad P , Veränderungen in dem Formparameter T (bzw. in vergleichbaren, die Ellipsoidform ausdrückenden Parametern) und in Winkelabweichungen f zwischen der Richtung minimaler Suszeptibilität, d. h. den Polen der magnetischen Plättungsebene (durch die Achsen von \mathcal{E}_{\max} und \mathcal{E}_{\min} aufgespannte Ebene) und denen der Sedimentationsebene (HROUDA 1979 b). Magnetische Deformationsgefüge weisen für den Anisotropiegrad Werte von $P > 1,05$, Winkelabweichungen $f > 15^\circ$ und für den Formfaktor $D = (F-1)/(L-1)$ (KLIGFIELD, LOWRIE, DALZIEL 1977) Werte von $D < 1$ auf. Deformationsprozesse bewirken eine Umorientierung der als rigide Partikeln zu betrachtenden magnetisch wirksamen Körner (HROUDA 1976 c) senkrecht zur Beanspruchungsrichtung, so daß sich die größten Hauptachsen des zunehmend triaxial ausbildenden Suszeptibilitätsellipsoids in die Schieferungsfläche einregeln. Die Ableitung von Deformationsintensitäten aus magnetischen Anisotropieuntersuchungen wird jedoch dadurch erschwert, daß

- das magnetische Deformationsgefüge nur eine Überlagerung des primären magnetischen Sedimentationsgefüges darstellt und darüber hinaus
- ein direkter Vergleich zwischen gesteinsmagnetischer Anisotropie und tektonischer Beanspruchung das Vorhandensein natürlicher Strainmarken (z. B. Ooide, Fossilien) erfordert.

Die Ergebnisse von Untersuchungen an schwach deformierten Sedimentiten (KNEEN 1976; HROUDA 1976 b; RATHORE 1980 a; KLIGFIELD, OWENS, LOWRIE 1981, 1982; URRUTIA-FUCUGAUCHI 1980) führen zu einem logarithmischen Zusammenhang zwischen gesteinsmagnetischen Anisotropieparametern und natürlichen Strainraten. Demnach existieren für die in Tabelle 2 angeführten Parameter L , F und P und den Hauptstrainraten folgende Beziehungen:

$$(13) \ln L = a (\mathcal{E}_1 - \mathcal{E}_2)$$

$$(14) \ln F = a (\mathcal{E}_2 - \mathcal{E}_3)$$

$$(15) \ln P = a (\mathcal{E}_1 - \mathcal{E}_3).$$

Die empirische Bestimmung des Faktors a erbrachte für unterschiedliche geologische Einheiten voneinander abweichende Werte. Der relativ große Variationsbereich ($0,02 < a < 0,1$) schränkt eine allgemeine Anwendung der Beziehung ein.

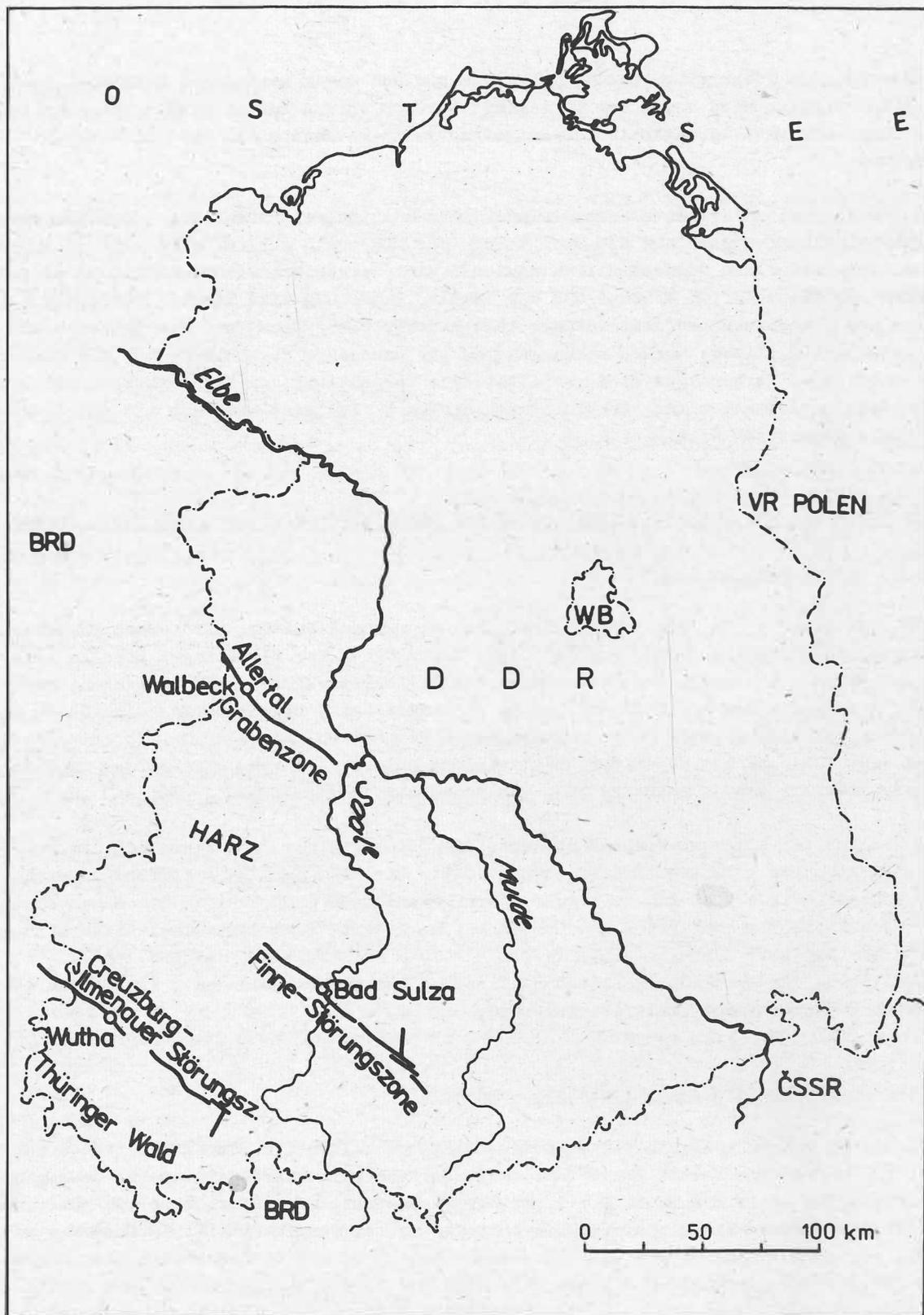


Abb.8: Lage der Probenahmepunkte in den Muschelkalkaufschlüssen der Subherzynyen und Thüringischen Senke

Mit anwachsenden Temperatur- und Druckbedingungen und daran gebundenen Rekristallisationserscheinungen wird zudem der Gültigkeitsbereich obigen Zusammenhangs überschritten. Die Betrachtung gesteinsmagnetischer Anisotropien in Metamorphiten wird in Abschnitt 5. vorgenommen.

Anhand von orientiert entnommenen Handstücken aus tonfreien bankigen Lagen ausgewählter Muschelkalkaufschüsse aus dem Deckgebirge der DDR (vgl. Abb. 8) wird eine Interpretation der ermittelten Suszeptibilitätsanisotropien vorgenommen. Vorbehaltlich der nur geringen Probenanzahl (25 Proben) und der lokalen Beprobung wird hierbei vorrangig dem Problem des Nachweises postsedimentärer tektonischer Überprägung auf das primär gebildete gesteinsmagnetische Gefüge nachgegangen. Die Anwendung der Methode auf die schwach paramagnetischen Karbonatgesteine gestattet eine Abschätzung der Möglichkeiten und Grenzen gesteinsmagnetischer Anisotropieuntersuchungen in Sedimentgesteinen mit sehr geringem Gehalt magnetisch wirksamer Minerale.

4.2.2. Anwendung der Methode auf Karbonate der Allertal-Grabenzone (Subherzyne Senke)

4.2.2.1. Geologische Stellung

Die Subherzyne Senke, eine postvariszische Absenkungsstruktur, wird durch regionale Störungszonen (Harznordrandstörung im Süden, Randstörung der Flechtinger Scholle bzw. Allertal-Störung im Norden und Teilelement der Mittelmeer-Mjösen-Zone im Westen) begrenzt. Mit Beginn des Rotliegenden setzte eine verstärkte Sedimentation ein, deren Intensitäten an unterschiedliche Absenkungsgeschwindigkeiten gebunden war. Für die postvariszische Tektonik ist neben der Reaktivierung unterschiedlich orientierter regionaler Störungszonen das Zechsteinsalinar von Bedeutung (STACKEBRANDT 1986).

Im Bereich der Allertal-Grabenzone wurde die Öffnung einer Trennfuge seit dem Unteren Gipskeuper von salinaren Diapirismus gefolgt. Die Störungszone trägt ausgesprochenen Dehnungscharakter, es kam zu keiner störungsbedingten Kompression. Der Muschelkalk weist deshalb im Flankenbereich der Grabenzone ungestörte Lagerungsverhältnisse mit annähernd horizontaler Schichtung (Einfallen $5 - 10^\circ$) auf (FRANZKE, JANSSEN 1984). Die Bestimmung der gesteinsmagnetischen Anisotropieparameter wurde an 5 Proben aus dem Aufschluß (Unterer Muschelkalk) vorgenommen.

4.2.2.2. Ergebnisse der Anisotropieuntersuchungen

Die Proben weisen schwache paramagnetische Eigenschaften mit Suszeptibilitäten von $15 \dots 50 \times 10^{-6}$ SI (im Mittel 30×10^{-6} SI) auf. Da sich reine Karbonatgesteine diamagnetisch verhalten (vgl. Abschnitt 2.1.) ist der Paramagnetismus auf Akzessorien größerer magnetischer Wirksamkeit zurückzuführen. Hierfür ist vorrangig Hämatit in Betracht zu ziehen, der in geringen Mengen als klastischer Anteil in die Sedimentation miteinbezogen wurde. Der Anisotropiegrad P liegt im Mittel bei 1,021, was für einen sehr geringen Regelungsgrad der Körner spricht. Die magnetische Plättung (F) ist mit einem mittleren Wert von 1,017 deutlicher ausgeprägt als die magnetische Lineation (L), die im Durchschnitt nur Werte von 1,005 erreicht (vgl. Tab. 3). Die schwach planar-parallele gesteinsmagnetische Gefügeausbildung wird gleichermaßen durch die Parameter $E=1,012 > 1$ und $T = 0,519 > 0$ ausgedrückt.

Die Richtungsverteilung der Achsen des Suszeptibilitätsellipsoids ist Abb. 9 zu ent-

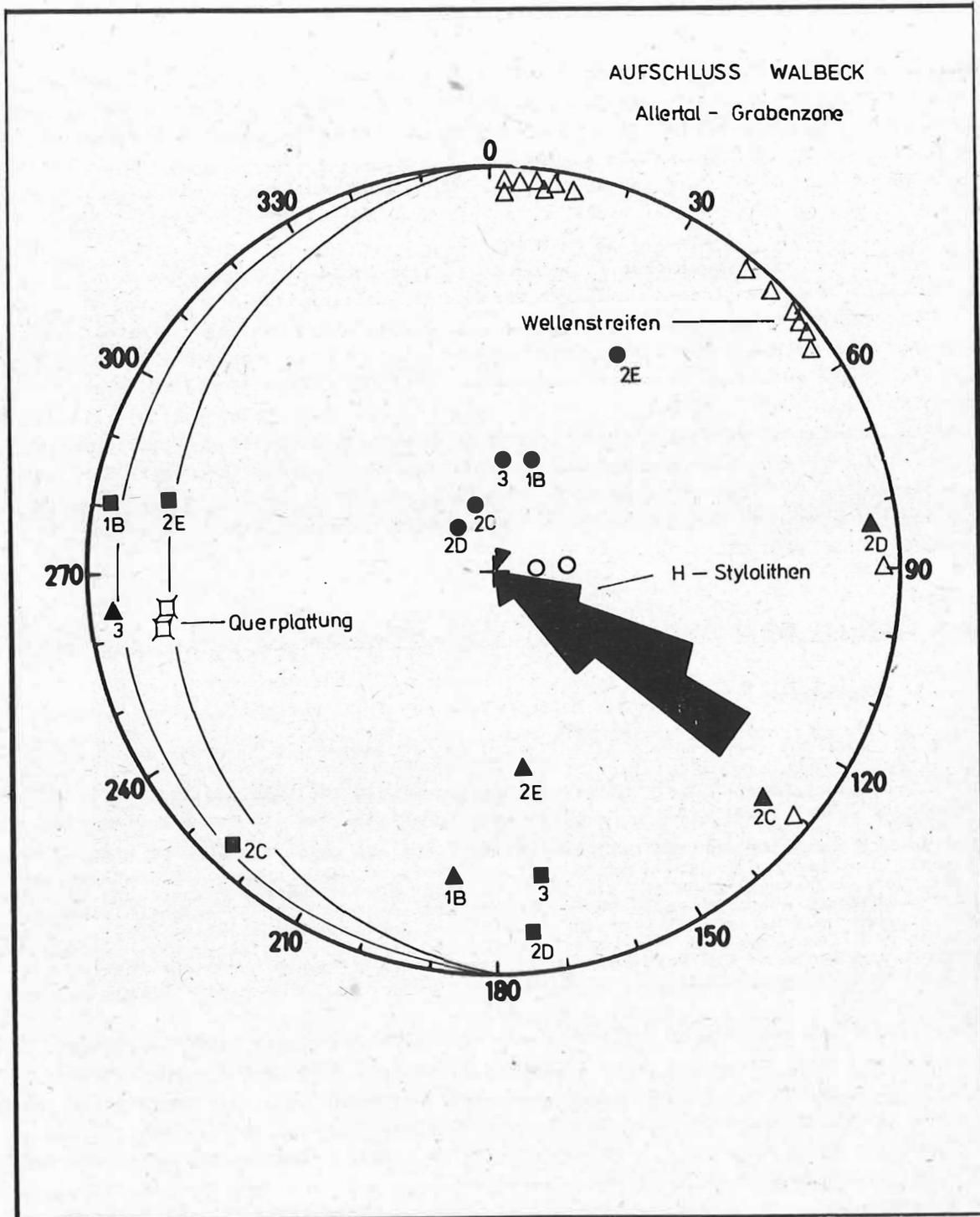


Abb.9: Raumlage der Suszeptibilitätshauptachsen und kleintektonisches Inventar im Aufschluß Walbeck
(Großkreise: Spur der Schichtflächen; 1B: Probenbezeichnung;
o: Flächenpol der Sedimentationsebene

nehmen. Richtungen minimaler Suszeptibilität sind um den Flächenpol der Sedimentationsebene konzentriert. Die Streuung der ermittelten Einfallwinkel dürfte auf die geringe Differenzen im Betrag der Hauptsuszeptibilitäten zurückzuführen sein. Mit Annäherung an die Grenze der Meßempfindlichkeit von 4×10^{-8} SI steigt der Fehler in der Winkelbestimmung. Eine 2 %ige Abweichung vom Meßwert der Suszeptibilität einer Achsenlage (z. B. z-Achse) führt zu einer Winkelabweichung in den ermittelten Hauptsuszeptibilitäten von maximal 15° für das untersuchte Probenmaterial.

Nach RESS (1966) sind ungestörte gesteinsmagnetische Sedimentationsgefüge durch eine statistische Verteilung der Achsenlagen der Hauptsuszeptibilitäten \mathcal{K}_{\max} und \mathcal{K}_{int} innerhalb der Sedimentationsebene gekennzeichnet. Die relative Häufung der ermittelten Orientierungen in den Proben der Allertal-Grabenzone entspricht jedoch eher einem durch Paläoströmungen beeinflussten Ablagerungsgefüge (HAMILTON, REES 1970 a). Karbonatsedimentation dürfte auf Grund der während der Diagenese stattfindenden Rekristallisationsprozesse kaum zu nachweisbaren strömungsbedingten magnetischen Gefügeorientierungen führen. Vielmehr wird eine Einregelung der Basisfläche der Hämatitkörner in der Sedimentationsebene, bedingt durch deren geringe Korngröße ($< 10 \mu\text{m}$), in entscheidendem Maße durch das während der Sedimentation herrschende erdmagnetische Feld beeinflusst (HAMILTON, REES 1970 a).

4.2.3. Anwendung der Methode auf Karbonate aus Randstörungen der Thüringischen Senke

4.2.3.1. Geologische Stellung

Die Thüringische Senke stellt eine flache, schüsselförmige Einsenkung des Deckgebirges mit herzynischer Längserstreckung dar. Die Abgrenzung zu den sie umgebenden Grund- und Deckgebirgseinheiten (Harz, Thüringer Schiefergebirge, Hermundurische und Eichsfeld-Scholle) wird vorwiegend durch Störungen festgelegt. Bereits von der Absenkung ist das Gebiet tektonisch aktiv gewesen. Mit der Zechsteintransgression setzte über einen längeren Zeitraum eine kontinuierliche Sedimentation ein, die lediglich am Ende des Mittleren Buntsandsteins gebietsweise durch stärkere Hebungen unterbrochen wurde. Erst im Zuge der jungkimmerischen, subherzynen und nachfolgenden Bewegung wurde das Gebiet erneut tektogenen Prozessen ausgesetzt. Das variszisch angelegte Leistenschollenmuster wurde hierbei mehrfach reaktiviert und pauste sich auf das Deckgebirgsstockwerk durch. Für eine gesteinsmagnetische Bearbeitung wurden zwei die Thüringische Senke begrenzende Störungszonen beprobt; die Nordrandstörung des Thüringer Waldes (südliche Begrenzung) und die Finne-Störung (nördliche Begrenzung).

Die Proben aus dem Bereich der Nordrandstörungen des Thüringer Waldes entstammen den Hörselbergen (Teile der Kreuzburger Störung). Es handelt sich hier um eine kompliziert gebaute Störungszone mit Flexuren, Auf-, Ab- und Überschiebungen. Die überwiegend flach nach NNE bis NE einfallende Schichtung ist ein dem beprobten Aufschluß Wutha (nördl. des Bahnhofs) störungsbedingt lokal rotiert. Aus unterschiedlichen Richtungen des Aufschlusses wurden insgesamt 13 Proben untersucht.

Die strukturelle Entwicklung der NW-SE streichenden Finne-Störung wird in zahlreichen Arbeiten detailliert beschrieben. Dabei wandelten sich die Vorstellungen von einer zweiaktigen Deformation (DOLEZALEK 1955) zu einer vertikal (salinartektonisch) gesteuerten Auf- und Überschiebungstektonik (ZIEGENHARDT 1979; FRANZKE, RAUCHE, HEISE 1986). Die untersuchten 7 Proben stammen aus dem Aufschluß Sonnenburg bei Bad Sulza (vgl. Abb. 8), d. h. aus einem Gebiet mit intensiver saxonischer Bruchtektonik.

4.2.3.2. Ergebnisse der Anisotropieuntersuchungen

Das Spektrum der durchschnittlichen Magnetisierbarkeit an den untersuchten 20 Beprobungspunkten in den beiden Störungszonen liegt im Bereich von $4 \dots 25 \times 10^{-6}$ SI (Aufschluß Wutha) bzw. $4 \dots 40 \times 10^{-6}$ SI (Aufschuß Sonnenburg). Nach NAGATA (1961) würden diese Werte unter Berücksichtigung der niedrigen Korngrößen einem nominalen Fe_2O_3 - (Hämatit)-Gehalt von 0,1 % entsprechen.

Eine Übersicht über die Durchschnittswerte der ermittelten Anisotropieparameter wird in Tabelle 3 gegeben und den Daten des Aufschlusses Walbeck (Allertal-Graben) gegenübergestellt.

Tabelle 3 Übersicht der ermittelten gesteinsmagnetischen Anisotropieparameter in den untersuchten Muschelkalkaufschlüssen

	$\bar{\chi} \times 10^{-6}$ SI	P	F	L	E	T	D
Aufschluß Wutha Creuzburger Störung	9,30	1,049	1,022	1,026	0,997	-0,041	0,846
Aufschluß Sonnen- burg Finne-Störung	13,80	1,045	1,030	1,015	1,015	0,425	2,0

Aufschluß Walbeck Allertal-Graben- zone	31,7	1,021	1,017	1,005	1,012	0,529	3,4

Der Anisotropiegrad P der aus den Randstörungen der Thüringischen Senke stammenden Proben ist deutlich höher als in den Proben des Allertal-Grabens, womit sich die tektonische Beeinflussung des gesteinsmagnetischen Gefüges andeutet.

KLIGFIELD, LOWRIE, PFIFNER (1982) verglichen den Verformungszustand hämatitreicher Ooide in jurassischen Kalken mit den gesteinsmagnetischen Anisotropieeigenschaften und wiesen eine quantitative Korrelation zwischen diesen Parametern nach. Nach ihren Vorstellungen ist die Anordnung der magnetisch anisotropen Hämatitplättchen in den Karbonaten an die Ooidform gebunden. Die Hämatitplättchen liegen stets tangential zur Oberfläche der Ooide. Durch Deformation und Verformung der Ooide wird das ursprüngliche isotrope magnetische Gefüge entsprechend dem Verformungsgrad der anfangs sphärischen Partikeln verändert. Das gesteinsmagnetische Gefüge wird unter dem Einfluß von Deformationsprozessen zunehmend anisotrop.

Die Achsenlage des Suszeptibilitätsellipsoids der Proben aus dem Bereich der Creuzburger Störung weist jedoch keinen Zusammenhang zu den Hauptrichtungen der Horizontalstylolithen (JANSSEN 1986) und den daraus möglicherweise ableitbaren Beanspruchungsrichtungen auf. Das magnetische Gefüge zeigt vielmehr einen Bezug zur Raumlage der verfalteten Schichtung (Abb. 10). Die Durchstoßpunkte minimaler Suszeptibilität im Schmidtschen Netz liegen annähernd auf dem gleichen Großkreis wie die Schichtungspole. Die Scharung der Achsen maximaler Magnetisierbarkeit um die Faltenachse deutet jedoch auf die beginnende tektonische Überprägung des primären magnetischen Sedimentationsgefüges hin (HROUDA 1978).

Die Orientierung der Suszeptibilitätshauptachsen in den Proben des Aufschlusses Sonnenburg (Finne-Störung) steht dagegen in guter Übereinstimmung mit dem durch struktureologische Untersuchungen (FRANKZE, RAUCHE, HEISE 1986) ermittelten Deformationsgefüge. Die Einbeziehung der Ergebnisse der gesteinsmagnetischen Anisotropieuntersuchun-

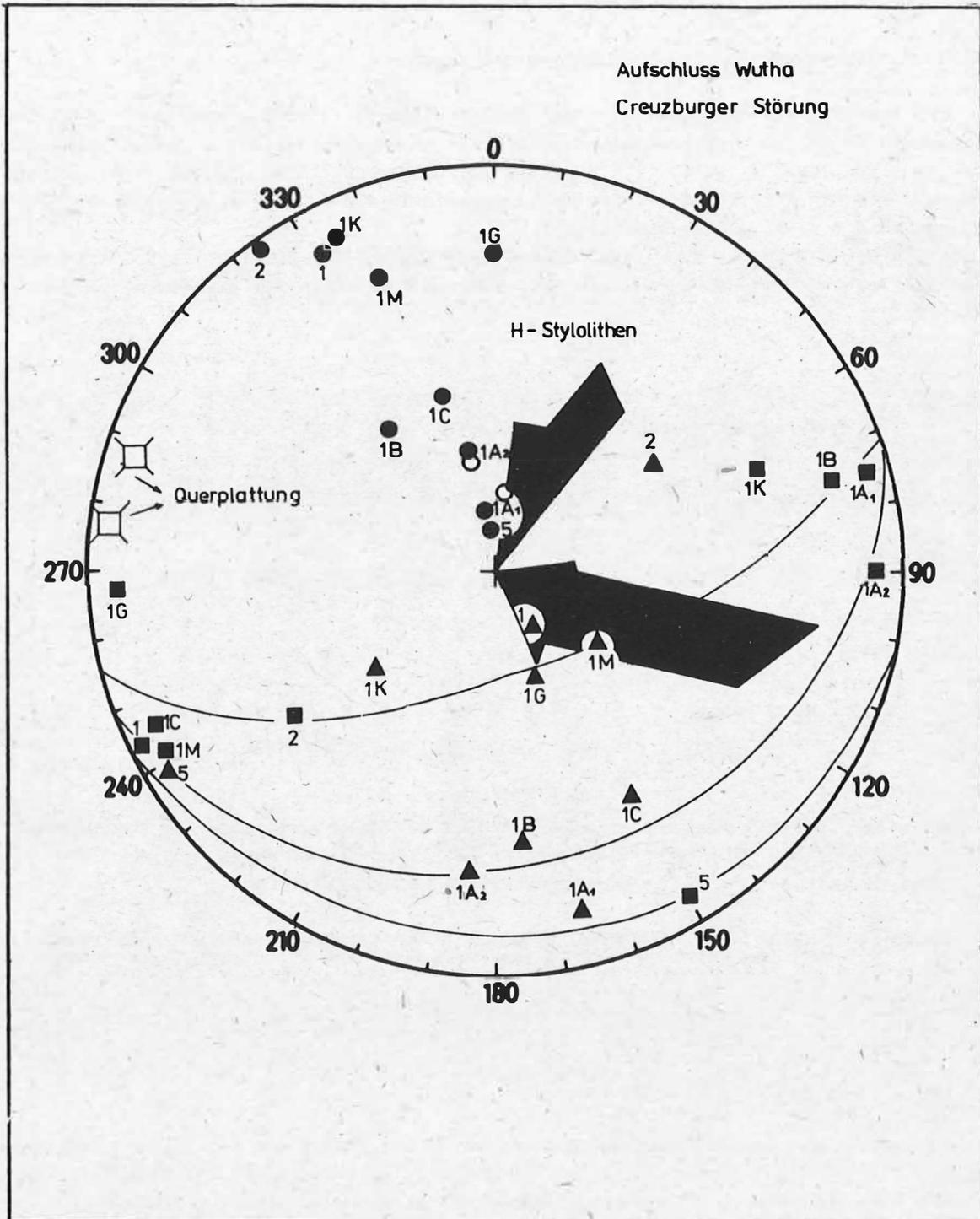


Abb. 10: Raumlage der Suszeptibilitätshauptachsen und kleintektonisches Inventar im Aufschluß Wutha

gen in das synoptische Gefügediagramm (Abb. 11) macht deutlich, daß das gesteinsmagnetische Gefüge nicht mehr das Sedimentationsgefüge repräsentiert (relativ großer Winkel zwischen dem Pol der magnetischen Plättungsebene, der der Richtung von \mathcal{H}_{\min} entspricht und dem Schichtungspol), sondern diese durch ein tektonisch bedingtes Gefüge verdrängt wurde. Richtungen maximaler Suszeptibilität korrelieren mit der Lage der lokalen Faltenachsen und der Raumlage mineralisierter Klüfte. Die Richtung der Hauptspannung σ_1 , die Vorzugsorientierung der Horizontalstylolithen, wird in guter Annäherung durch die Achsenlage von \mathcal{X}_{int} reflektiert.

Eine mögliche zweiseitige kompressive Einspannung der Sedimente noch vor Beginn der raptuellen Phase der saxonischen Bruchtektonik, wie sie von FRANZKE, RAUCHE, HEISE (1986) in Erwägung gezogen wird, zeigt sich nicht in der Richtungsverteilung der Suszeptibilitätsachsen. Wahrscheinlicher ist, daß die magnetischen Vorzugsorientierungen im Zusammenhang mit intensiven lokalen Verfaltungen in der letzten Entwicklungsphase der Finne-Störung gesehen werden müssen (JANSSEN, DAMM 1986). Das bedeutet auch, daß ein zeitlicher Zusammenhang mit weiteren kleintektonischen Indikationen wie Nadelharnische, Gleitstreifen und einem Teil der mineralisierten Klüfte besteht (vgl. Abb. 11).

4.2.4. Diskussion der Ergebnisse

Für den Ablauf des primären magnetischen Ablagerungsgefüges in den untersuchten karbonatischen Sedimentgesteinen durch ein Deformationsgefüge ergibt sich, vorbehaltlich der geringen Anzahl der beprobten Aufschlüsse, folgendes Bild (Abb. 12).

Zur Veranschaulichung soll die Verformung eines Referenzellipsoids dienen, wie es von KLIGFIELD (1981) für die Formänderung von Ooiden durch plastische Deformation verwendet wird. Durch die Sedimentation und Kompaktion wird eine schwache Einregelung klastischer Hämatitplättchen planar-parallel zur Sedimentationsebene hervorgerufen. Das magnetische Gefüge ist axialsymmetrisch. Der niedrige Anisotropiegrad der Proben des Aufschlusses Walbeck deutet jedoch darauf hin, daß die Wirkung von Gravitation und Erdmagnetfeld für die Einregelung der Hämatitplättchen gering ist und ein Teil der für die magnetischen Eigenschaften verantwortlichen Minerale statistisch gleichverteilt bleibt. Innerhalb der magnetischen Plättungsebene ist keine Lineation zu beobachten ($F = 1,017$; $L = 1,005$; $F > L$). Für die Achsenbeträge des Referenzellipsoids ergibt sich $X = Y > Z$. Eine schichtungsparallele Beanspruchung bewirkt die Herausbildung einer Lineation ($L > 1$, $F \approx L$). Für das Referenzellipsoid ergibt sich bei Kraftwirkung in X-Richtung: $Y > X > Z$.

Die Proben des Aufschlusses Wutha repräsentieren eine weitere Überprägungsstufe. Der Anisotropiegrad ist deutlich höher (1,049) infolge der größtmöglichen Erfassung statistisch gleichverteilter Hämatitpartikeln. Es hat sich eine merkliche Lineation senkrecht zur Beanspruchungsrichtung gebildet ($F = 1,022$; $L = 1,026$; $F < L$). Das magnetische Gefüge ist monoklin. Das ursprüngliche abgeplattete Ellipsoid ist gestreckt: $Y > X = Z$.

Stärkere Deformation führt zu weiterer Verkürzung der X-Achse, so daß $Y > Z > X$ wird. Die Dominanz der magnetischen Lineation gegenüber der Plättung geht zurück ($F \approx L$). Die Proben des Aufschlusses Sonnenburg lassen bereits deutlich das Deformationsgefüge erkennen. Das magnetische Gefüge ist nunmehr orthorhombisch und wieder planar-parallel ausgebildet ($F = 1,030$; $L = 1,015$; $F > L$). Das Referenzellipsoid erhält seine endgültige Gestalt mit $Z = Y > X$. Die anfangs größte Hauptachse des Ellipsoids ist zur kürzesten geworden. Eine völlige Auslöschung des primären magnetischen Ablagerungsgefüges und Ersatz durch ein magnetisches Deformationsgefüge müßte demnach zu einer

→ zunehmende Deformation

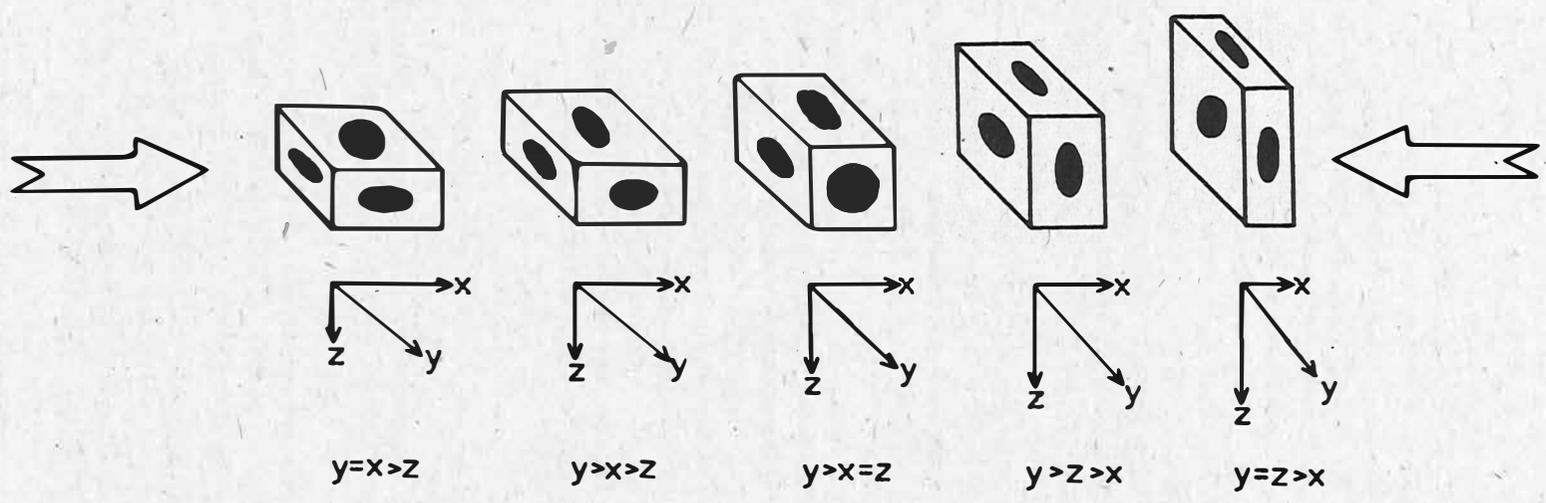


Abb.12: Modell der Überprägung des ungestörten magnetischen Ablagerungsgefüges durch ein horizontales Spannungsregime

Orientierung der Achse minimaler Magnetisierbarkeit parallel der Beanspruchungsrichtung führen.

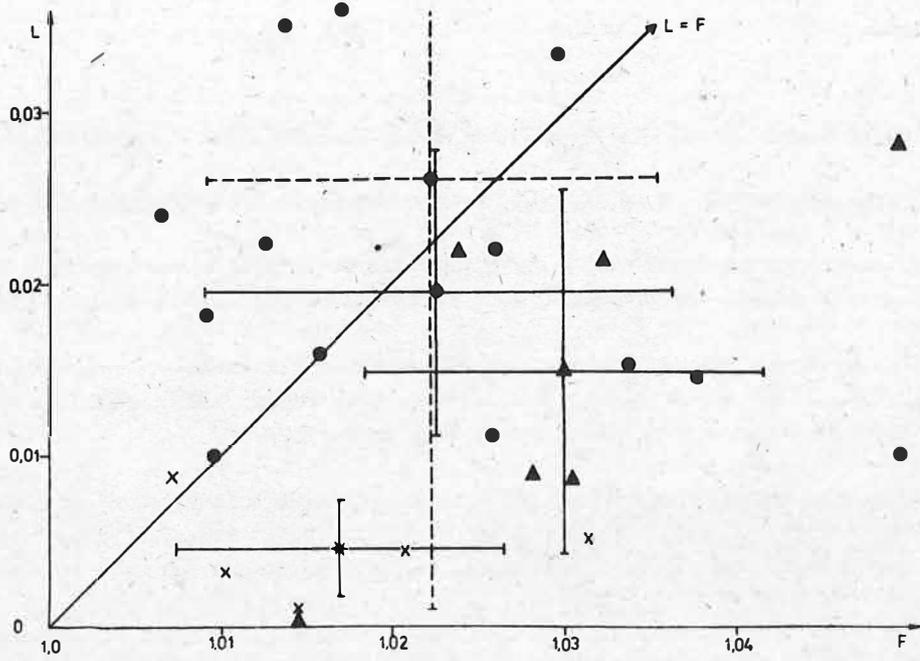
Die Ergebnisse der gesteinsmagnetischen Anisotropieuntersuchungen der Proben des Aufschlusses Sonnenburg lassen sich als Superposition eines tektonisch bedingten Gefüges auf das sedimentäre Gefüge deuten. Richtungen maximaler Suszeptibilität fallen mit der Schnittachse zwischen primärer Schichtung und Überschiebungsflächen zusammen, da diese Richtung sowohl im Sedimentations- als auch im Deformationsgefüge durch die Richtung von \mathcal{K}_{\max} bzw. \mathcal{K}_{int} repräsentiert wird und längs der Faltachse eine Streckung (Mineralwachstum) erfolgt. Die fehlende Übereinstimmung zwischen den Richtungen minimaler Suszeptibilität und den verfalteten Schichtungspolen (vgl. Abb. 11) ist Ausdruck der Deformation. Entsprechend den Modellvorstellungen über die Verformung des Referenzellipsoids (Abb. 12) muß dabei mit einer vertikalen Beanspruchung gerechnet werden. Die Ursache für die vertikalen Einengungsformen sehen FRANZKE, RAUCHE, HEISE (1986) in einem salinartektonisch gesteuerten Bewegungsablauf in der Finne-Störung. Die Form des Suszeptibilitätsellipsoids der Proben aller Aufschlüsse, abgeleitet aus den entsprechenden Anisotropieparametern F, L, P und E (Abb. 13 a, b) läßt eine vergleichbare Entwicklung in Abhängigkeit von der Beanspruchung erkennen, wie die durch GRAHAM ((1978) zitiert durch KLIGFIELD, OWENS, LOWRIE (1981)) ermittelte Formänderung in Ooiden.

Die primäre, durch Sedimentation und Kompaktion abgeplattete Ellipsoidform (Aufschluß Walbeck) geht mit der Zunahme der Deformation in eine gestreckte Form über (Aufschluß Wutha) und wird schließlich mit zunehmender Verdrängung des primären magnetischen Gefüges wieder abgeplattet (Aufschluß Sonnenburg). Hierdurch wird erklärlich, weshalb nur im Aufschluß Wutha mit Werten für $D < 1$ ein Deformationsgefüge im Sinne von KLIGFIELD, LOWRIE, DALZIEL (1977) angetroffen wird. Der Anisotropiegrad P der beiden Deformationszustände ist dabei offensichtlich keinen Veränderungen unterworfen. Eine Korrelation von Spannungsparametern und gesteinsmagnetischen Anisotropieergebnissen (BORRADALE, TARLING 1981; RATHORE 1979, 1980 a; KLIGFIELD, LOWRIE, PFIFNER 1982) konnte auf Grund der nicht vorhandenen Strainbestimmungen nicht vorgenommen werden (schlechte und nur z. T. vorhandene Strainmarken). Eine allgemeine Anwendung der stets lokal ermittelten Beziehungen zwischen der Anisotropie der Magnetisierbarkeit und Spannungsintensitäten verbietet sich (HROUDA 1986 b) infolge des relativ breiten Variationspektrums der empirisch zu ermittelnden Koeffizienten (vgl. Abschnitt 4.2.1.).

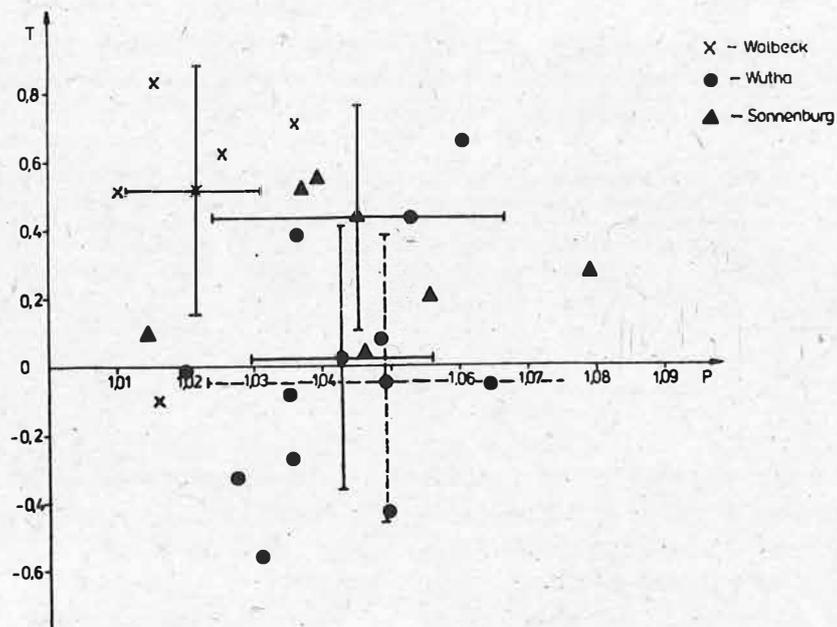
4.2.5. Schlußfolgerungen

Unter Berücksichtigung der eingangs getroffenen Einschränkungen ergeben sich anhand der durchgeführten Untersuchungen folgende geologische und methodische Schlußfolgerungen:

1. Das Verfahren zum Nachweis gesteinsmagnetischer Anisotropien angewendet auf Sedimente liefert auch für Gesteine mit extrem niedrigem Gehalt magnetisch wirksamer Minerale (Karbonate) zuverlässige und interpretierbare Ergebnisse.
2. Die Ergebnisse der gesteinsmagnetischen Gefügeuntersuchungen gehen über die Aussagemöglichkeiten der makroskopisch erfaßbaren kleintektonischen Indikationen hinaus und dokumentieren eine durch Deformation bestimmte interne Gefügeregelung (Umorientierung bzw. Neueinregelung der magnetisch wirksamen Minerale), vermutlich durch plastische Deformation.
3. Aus der Größenordnung der Beanspruchung ($p < 10^2$ MPa; $T < 100^\circ$ C - mündliche Information Dr. FRANZKE) ergeben sich Hinweise, bis zu welcher Grenze gesteinsmagnetische Gefüge in sedimentären Karbonaten als Indikator für eine postgenetische Überprägung



13 a



13 b

Abb.13: Mittelwerte der Anisotropieparameter F und L (Abb.13 a) sowie P und T (Abb.13 b) an den beprobten Aufschlußpunkten (Balkenlängen entsprechen der Standardabweichung)

verwendbar sind.

4.3. Gesteinsmagnetische Anisotropieuntersuchungen an Magmatiten aus dem Südtteil der DDR

4.3.1. Genetische Klassifizierung gesteinsmagnetischer Anisotropien in Magmatiten

Die gesteinsmagnetische Anisotropie in magnetischen Gesteinen wird primär durch Fließbewegungen des Magmas und syngenetische Deformationsprozesse geprägt (STACEY 1960; HROUDA 1982).

Ferromagnetisch wirksame Mineralphasen (Titanomagnetite, Titanohämatite) kristallisieren relativ früh aus der Schmelze aus und werden entsprechend ihrer geometrischen Form während des Fließens in dem noch plastischen Magma eingeregelt.

Der Orientierungsmechanismus, vergleichbar dem bei der Sedimentation im aquatischen Medium, ist wenig effektiv und die entstehenden Anisotropien sind dementsprechend niedrig. Der Anisotropiegrad P erreicht Werte von $1,0 < P \leq 1,1$ (HROUDA 1982) bei einer Einregelung der Richtung minimaler Magnetisierbarkeit senkrecht zur Fließebene des Magmas. In der Fließebene wird bei viskosen Magmen gewöhnlich eine Lineation (Richtung maximaler Magnetisierbarkeit) parallel der Fließrichtung beobachtet (natürliche Gesteine: z. B. KING 1966; BIRCH 1979; ELLWOOD, WHITNEY 1980; KAFIFY 1981; experimentelle Untersuchungen: WING-FATT, STACEY 1966). In fluiden Magmen hingegen ist die Lineation vorzugsweise senkrecht zur Fließrichtung ausgebildet (KHAN 1962; KING 1966; ELLWOOD 1978). Hieraus ergibt sich die Anwendbarkeit gesteinsmagnetischer Anisotropieuntersuchungen zum Nachweis von magnetischen Fließgefügen, da diese i. allg. nicht stark ausgeprägt sind.

Das Erstarrungsgefüge, insbesondere von magnetischen Tiefengesteinen wird in gesteinsmagnetischer Hinsicht jedoch in bedeutendem Maße durch die mit der Platznahme der Plutone in Zusammenhang stehenden Kraftwirkungen beeinflusst.

Eine nur unwesentliche Beachspruchung bei der Erstarrung einer Granitintrusion führt zu schwachen Anisotropieeffekten (Anisotropiegrad $P < 1,1$; Formfaktor $E \approx 1$) (RATHORE, KAFIFY 1986), wobei die Orientierung der magnetischen Plättungsebene der Flächenlage der Erstarrungsebene entspricht (CHLUPACOVA, HROUDA, JANAK u. a. 1975). Ist das Aufdringen magnetischer Körper mit stärkeren tektonischen Aktivitäten während der Erstarrung verbunden, so deutet sich dieser Zusammenhang vorrangig in einer Orientierung der magnetischen Plättungsebene bzw. einer Lineation parallel der b-Achse des tektonischen Koordinatensystems an (CHLUPACOVA, HROUDA, JANAK u. a. 1975; BIRCH 1979). Der Anisotropiegrad erreicht hierbei Werte von $P > 1,1$ und die Form des Suszeptibilitätsellipsoids wird zunehmend gestreckt bzw. abgeplattet ($E \neq 1$).

HROUDA, CHLUPACOVA, REJL (1971 a) und HROUDA (1982) weisen ferner auf die Wirkung von sekundär gebildetem Magnetit auf die gesteinsmagnetische Anisotropie hin. Das Aufdringen metasomatischer Lösungen und die Bildung von Magnetit in den Intergranularen kann im Sinne einer Abbildungskristallisation zu einer signifikanten Verstärkung vorhandener älterer Gefügemerkmale führen.

Das Vorhandensein mimetischer Gefüge äußert sich in gesteinsmagnetischer Hinsicht in einem extrem hohen Anisotropiegrad ($P > 1,3 \dots 1,5$) verbunden mit hohen mittleren Suszeptibilitätswerten (HROUDA 1982).

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden variszische Granitoide, die sich bezüglich ihrer geotektonischen Position unterscheiden, auf ihre gesteinsmagnetische Anisotropieeigenschaften untersucht. Zur geologisch-tektonischen Interpretation wurden die Ergebnisse den in der Literatur veröffentlichten Daten gegenübergestellt. Den Schwerpunkt bildete dabei die Wirkung von Deformationsprozessen auf die Herausbildung der gesteinsmagnetischen Anisotropieeigenschaften.

TISCHENDORF, PÄLCHEN, RÖLLICH u. a. (1986) untergliedern die granitoiden Gesteine der DDR hinsichtlich des inneren Baus der Granitoidkomplexe und ihrer petrographisch-petrochemischen Besonderheiten in unterschiedliche Formationen, die sich drei geotektonisch unterschiedlichen Stadien zuordnen lassen: So werden die oberproterozoisch, die frühpaläozoisch und die mittel- bis spätpaläozoisch intrudierten Granitoidkomplexe auf dem Territorium der DDR nach ihrer geotektonischen Position jeweils unterteilt in Granitoide

- des Tektogenstadiums (Gruppe A)
- des Konsolidationsstadiums (Gruppe B)
- in Lineamentposition (Gruppe C).

Die nachfolgenden Untersuchungen beziehen sich auf Granitoide der Gruppe B (postkinematische Genese) und der Gruppe C (synkinematische Genese).

4.3.2. Anwendung der Methode auf die Gesteine des Kirchberger Granits

4.3.2.1. Geologische Stellung

Der an die Fichtelgebirgisch-Erzgebirgische Antiklinalzone gebundene variszische Magmatismus wird in zwei, nach Abschluß der variszischen Gefügeprägung auftretende Phasen untergliedert.

Der Kirchberger Granit mit einem Rb/Sr-Alter von 307 Mill. a wird dabei dem älteren Intrusivkomplex zugeordnet, obgleich neuere Datierungen keine signifikanten Unterschiede gegenüber dem jüngeren Intrusivkomplex liefern (DAHM 1985). Detaillierte Kartierungen des ca. 110 km² großen Plutonanschnitts weisen eine Ring- und Kuppelstruktur des Kirchberger Granits aus (DAHM 1985). Die durch eine markante Grenze trennbaren Außen- und Innenbereiche werden verschiedenen Intrusionsphasen zugeordnet, deren zeitlicher Versatz sehr gering gewesen sein dürfte (PAECH 1967). Jede der beiden Phasen liefert eine Korngrößenbezogene Abfolge von Varietäten. Die Randfazies der jeweiligen Intrusionsphase ist, bedingt durch kurze Abkühlzeiten, dabei feinkörnig, zum Zentrum des Plutons hin nimmt die Korngröße zu und verweist somit auf sinkende Abkühlgeschwindigkeiten (DAHM 1985). Strukturelle Untersuchungen des Rahmengesteins (PAECH 1967) ließen keine Aufwölbung des Daches erkennen, so daß der Intrusionsvorgang als Durchschmelzprozeß interpretiert werden muß. Die Erstarrung des auf diese Weise aktiv intrudierten Magmenkörpers erfolgte dann von den Randbereichen mit abnehmender Geschwindigkeit und führte infolge der absinkenden Isothermalflächen zu einer glockenartigen Strukturierung des Plutons.

Die Analyse des Gefügeinventars des Kirchberger Granite durch verschiedene Bearbeiter (HÖPFNER 1929; SCHUST 1966; PAECH 1966; PAECH 1967; BEHR 1968) ergab z. T. gegensätzliche Auffassungen über die Festlegung der tektonischen Hauptachsen während der Erstarrung. Während HÖPFNER (1929) aus Felduntersuchungen eine Erstarrung unter einem SE-NW gerichteten Spannungsfeld (b-Lineation in SW-NE-Richtung) ableitet, findet SCHUST (1966) in Testmessungen an 12 Aufschlüssen diese Ergebnisse nicht bestätigt, sondern erhält im Gegensatz dazu eine steil einfallende, kontaktparallele Gefügeregelung. Die Untersuchung von Korngefügen im Kirchberger Granit durch PAECH (1967) führte zu keiner eindeutigen Klärung der tektonischen Verhältnisse bei der Kristallisation. Während die Quarzachsen keine auswertbaren Vorzugsorientierungen erkennen ließen, zeigte sich eine schwache Einregelung der Biotitbasisflächen um eine SW-NE-gerichtete Achse, die im Zusammenhang mit einer Klüftungsanalyse als b-Achse interpretiert wurde. Eine nachträgliche Bearbeitung der Ergebnisse zur Quarzregelung von PAECH (1967), ergänzt durch zusätzliche Daten nahm BEHR (1968) vor.

Er stellte im Kirchberger Granit eine Regelung der Quarzachsen fest, die in ihrer Orientierung der im Eibenstocker Granit entspricht und legte deshalb eine SE-NW-gerichtete b-Achse auch für den Kirchberger Granit fest. Ziel der gesteinsmagnetischen Anisotropieuntersuchungen war deshalb, anhand von Vorzugsorientierungen im magnetischen wirksamen Mineralbestand eine Analyse des tektonischen Inventars während der Erstarrung des Kirchberger Granits vorzunehmen und somit Anhaltspunkte zur Bewertung der gegensätzlichen Auffassungen zu liefern.

Für die gesteinsmagnetischen Eigenschaften der Granitoide des Untersuchungsgebietes ist nach röntgenographischen Untersuchungen vorrangig Hämatit verantwortlich. Vereinzelt wird Magnetit angetroffen. Mikroskopische Untersuchungen lassen primär gebildeten Magnetit erkennen, der randlich Martitisierung aufweist. Hämatit ist demzufolge vorrangig als Umwandlungsprodukt primären Magnetits zu deuten.

4.3.2.2. Diskussion der gesteinsmagnetischen Untersuchungsergebnisse

Den magnetischen Anisotropieuntersuchungen standen insgesamt 74 Proben von 19 Aufschlußpunkten aus dem Bereich des Kirchberger Granits zur Verfügung (vgl. Abb. 18). Die für jeden Aufschluß gemittelten Daten der gesteinsmagnetischen Anisotropieuntersuchungen sind in Tabelle 4 aufgelistet. Die Häufigkeitsverteilung der ermittelten durchschnittlichen Suszeptibilitätswerte (Abb. 14) liefert ein breites Spektrum, bedingt durch das lokal unterschiedliche Stoffangebot und unterschiedliche Martitierungsintensitäten. Nach DAHM (1985) dürfte der Grenzbereich zwischen der älteren und jüngeren Intrusionsphase durch eine Anreicherung granitophober Elemente im Stoffangebot charakterisiert sein, d. h. der folglich niedere Gehalt an akzessorischen Erzen müßte zu Suszeptibilitätsminima in diesem Bereich führen.

Niedere Suszeptibilitätswerte der Proben des Aufschlusses G55 (vgl. Tabelle 4 und Abb. 19) könnten einen Anhaltspunkt dafür liefern, obgleich sich diese Beziehung damit nicht eindeutig bestätigen läßt. Ein Vergleich der Häufigkeitsverteilungen der durchschnittlichen Suszeptibilitätswerte der beiden zeitlich versetzten Intrusionsphasen läßt auf geringere Magnetitkonzentrationen im Innenbereich des Kirchberger Massivs schließen (röntgenographische Untersuchungsergebnisse belegen qualitativ das Vorhandensein von Magnetit sowohl im Außen- als auch im Innenbereich). Für die Interpretation des gesteinsmagnetischen Anisotropieverhaltens ist es wichtig zu überprüfen, inwieweit die Martitierungsveränderungen in der Raumlage der Hauptsuszeptibilitäten hervorgerufen kann. Die Abschätzung einer derartigen Beeinflussung soll durch einen Vergleich der Orientierungen der Suszeptibilitätshauptachsen von überwiegend magnetithaltigen Proben des Außen- und Innenbereiches mit denen, deren magnetische Eigenschaften entsprechend den röntgenographischen bzw. mikroskopischen Untersuchungen an Hämatit gebunden sind (Abb. 15 a, b) vorgenommen werden. Es zeigt sich, daß sowohl im Außen- als auch im Innenbereich unabhängig von der jeweils dominierenden magnetisch wirksamen Mineralphase Variationen in der Raumlage der Hauptachsen des Suszeptibilitätsellipsoids auftreten können, wobei sich im Streichen der magnetischen Plättungsebene ein Vorherrschen der SW-NE-Richtung andeutet. Die Martitisierung wirkt sich offensichtlich nicht auf das primär angelegte magnetische Gefüge aus.

In Abb. 16 sind die Orientierungen der Suszeptibilitätshauptachsen aller Proben dargestellt. Wie sich schon in Abb. 15 zeigt, sind keine signifikanten Unterschiede im gesteinsmagnetischen Gefüge zwischen den Gesteinstypen des Außenbereiches (offene Symbole) und denen des Innenbereiches (schwarze Symbole) zu erkennen. Der Anisotropiegrad des Hauptteils der Proben liegt in einem Bereich von $P = 1,02 \dots 1,05$. Die Form des Suszeptibilitätsellipsoids variiert von schwach gestreckter Ausbildung $0 > T \gg -1$ bis zu schwach abgeplatteter $0 < T \ll 1$ (Tab. 4). Eine Zunahme der linear-parallelen magnetischen Gefügeausbildung in Richtung des Zentralteils des Plutons, wie sie von KING (1966) festgestellt wurde, läßt sich nicht beobachten. Lineare und planar-parallele Gefüge treten gleichermaßen im Außen- und Innenbereich des Kirchberger Granits auf (vgl. Abb. 17 a, b).

Tabelle 4 Mittelwerte der gesteinsmagnetischen Anisotropieparameter für die untersuchten Aufschlüsse des Kirchberger Granits

Aufschluß	Gesteinstyp	arithmetisches Mittel der Anisotropieparameter					
		$\alpha \times 10^{-6} \text{SI}$	P	F	L	E	T
G 1 Stbr. Borberg Kirchberg	Biotitgranit mittelkörnig Innengranit	119,1	1,034	1,016	1,019	0,997	-0,087
G 2 Stbr. Krähenberg Saupersdorf	Biotitgranit grobkörnig Außengranit	2513,4	1,096	1,041	1,053	0,989	-0,1399
G 3 Stbr. Giegenstein Giegengrün	Biotitgranit feinkörnig Innengranit	848,4	1,044	1,028	1,015	1,013	0,2019
G 4 Bad-Stübener Stbr. Wildenau	Biotitgranit grobkörnig Außengranit	233,05	1,036	1,015	1,021	0,995	-0,0101
G 5 Stbr. NW Wildenau	Biotitgranit feinkörnig Innengranit	504,9	1,053	1,019	1,035	0,984	-0,3007
G 7 Stbr. S Hirschfeld	Biotitgranit mittelkörnig Innengranit	131,6	1,048	1,030	1,018	1,012	-0,2457
G 50 Stbr. N Irfersgrün	Biotitgranit mittelkörnig Außengranit	323,51	1,053	1,021	1,032	0,989	-0,1693
G 51 Stbr. Vorderer Hübel S Irfersgrün	Biotitgranit grobkörnig	712,94	1,041	1,011	1,030	0,981	-0,4318
G 52 Stbr. NE Grün	Biotitgranit grobkörnig Außengranit	8779,4	1,102	1,036	1,064	0,973	-0,3454
G 53 Stbr. NE Grün	Ganggestein, Biotitgranit feinkörnig, Apophysen des Innengranits	87,102	1,057	1,047	1,012	1,037	0,5827
G 54 Aufschluß Ortslage Lengefeld	Ganggestein, Biotitgranit feinkörnig, Apophysen des Innengranits	6,8	1,039	1,023	1,016	1,006	0,1291
G 55 Stbr. zwischen Pohl und Röthenbach	Biotitgranit grobkörnig Außengranit	55,39	1,036	1,0196	1,016	1,004	0,2084
G 56 Stbr. zwischen Röthenbach und Rodewisch	Biotitgranit grobkörnig Außengranit	4333,2	1,045	1,025	1,020	1,004	0,0956
G 57 Stbr. E Pechtelsgrün	Biotitgranit mittel- bis grobkörnig Innengranit	20,56	1,090	1,033	1,055	0,979	-0,2241
G 58 Stbr. Obercrintz	Biotitgranit mittelkörnig Innengranit	104,96	1,031	1,015	1,015	1,0005	-0,0146

Tabelle 4 Fortsetzung Seite 2

Aufschluß	Gesteinstyp	arithmetisches Mittel der Anisotropieparameter					
		$\alpha \times 10^{-6} \text{SI}$	P	F	L	E	T
G 59 Stbr. W Hartmannsdorf	Biotitgranit mittel- bis feinkörnig Innengranit	278,88	1,033	1,012	1,021	0,9909	-0,2159
G 60 Steilhang N Niedercrinitz	Hornfels, Rahmengen- stein	257,64	1,031	1,027	1,003	1,0236	0,7758
G 61 Stbr. Wolfers- grün	Biotitgranit grobkörnig Innengranit	86,56	1,041	1,016	1,025	0,9919	-0,0201
G 62 Ortslage Bärenwalde	Pegmatit, Kontakt Nebengestein	296,8	1,040	1,031	1,009	1,0215	0,5360

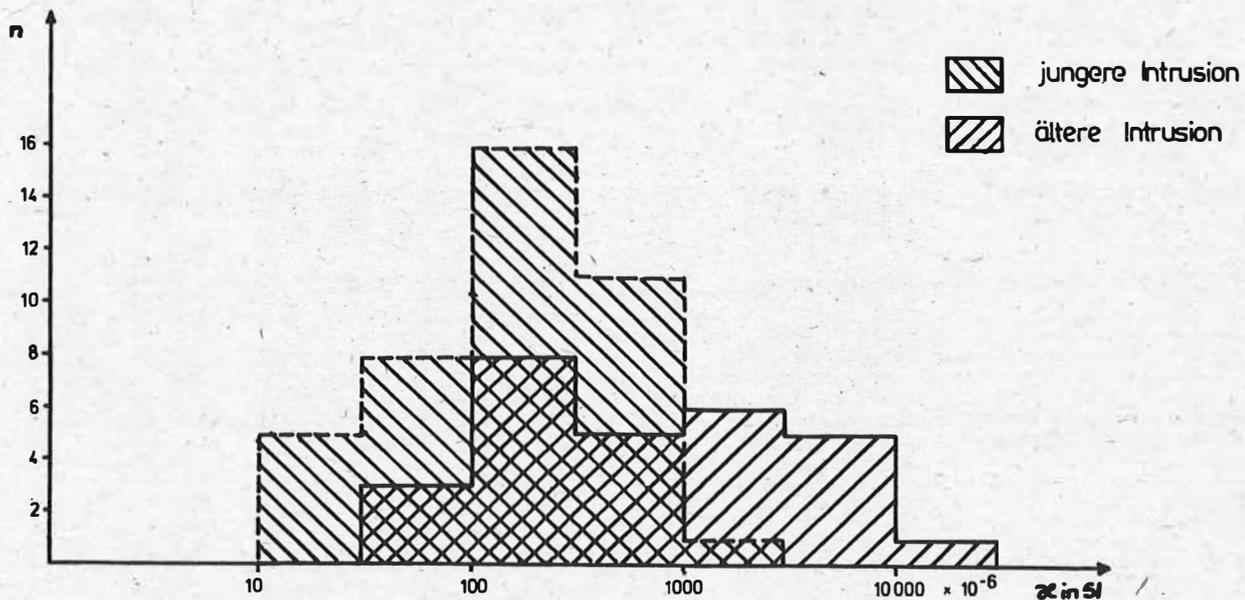


Abb. 14: Häufigkeitsverteilung der ermittelten durchschnittlichen Suszeptibilität der Proben aus dem Kirchberger Granit

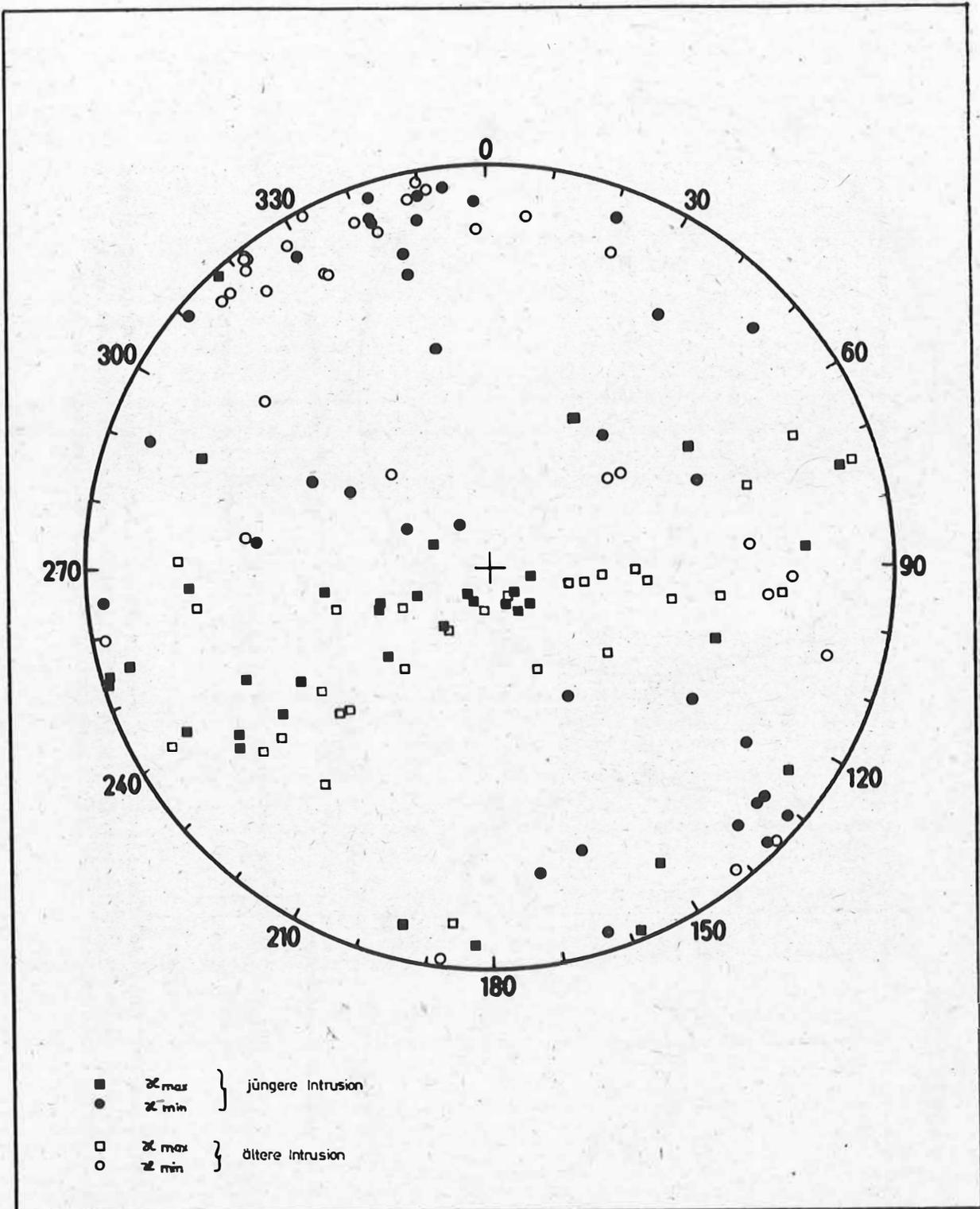


Abb.16: Raumlage der Suszeptibilitätshauptachsen für alle Proben des Kirchner Granits

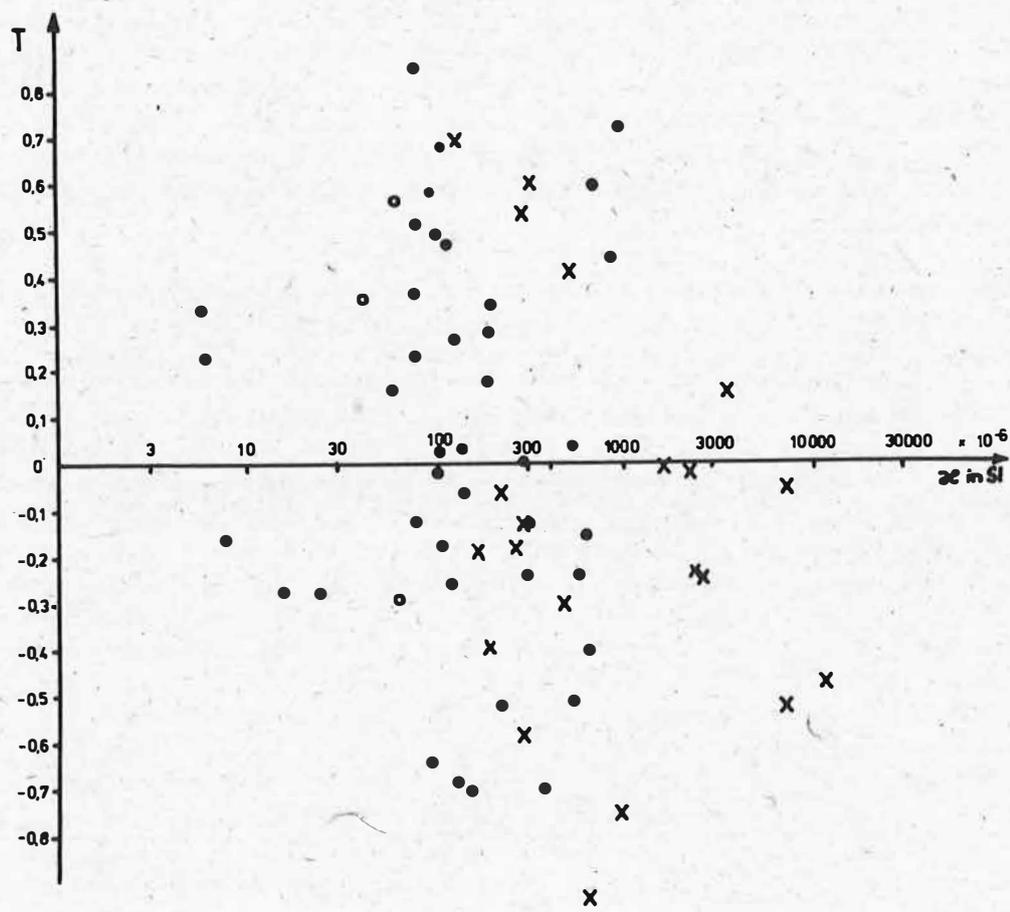
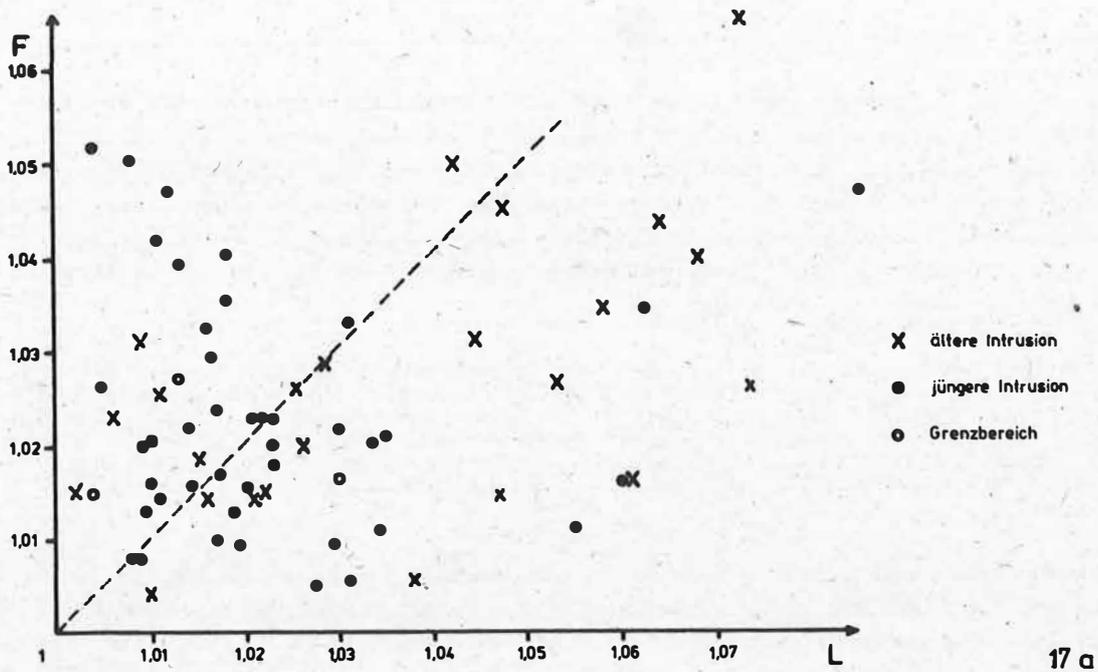


Abb. 17: Form des Suszeptibilitätsellipsoids: (F-L-Diagramm-Abb. 17a; T- χ -Diagramm-Abb. 17b) für die Gesteinstypen der zeitlich versetzten Intrusionsphasen (linear-parallele Form: $L > F$; $T > 0$; planar-parallele Form: $L < F$; $T < 0$)

In Abb. 18 und 19 sind die ermittelten Vorzugsrichtungen der minimalen und maximalen Suszeptibilität aller Proben in ihrer regionalen Verteilung dargestellt. (Die Achse minimaler Suszeptibilität entspricht der Flächennormalen der magnetischen Plättungsebene, die Achse maximaler Suszeptibilität entspricht einer Lineation in dieser Fläche.) Die Orientierungen der beiden Suszeptibilitätshauptachsen weisen z. T. beträchtliche Streuungen auf, obgleich ein SSE-NNW-Trend in der Raumlage von α_{\min} bzw. ein WSW-ENE-Trend in der Raumlage von α_{\max} erkennbar ist.

PAECH (1967) fand bei der Untersuchung des Biotitgefüges des Kirchberger Granits nur schwache Einregelungen der Biotitbasisflächen um eine SW-NE streichende Achse (die Pole der Biotitbasisflächen bildeten Gürtel, deren Achse NE streicht). Er führt diese Erscheinung auf Wirbeleffekte in der leicht deformierbaren Schmelze während der Intrusion zurück. Die mitunter beträchtlichen Variationen in der Raumlage der magnetischen Plättungsebene innerhalb eines Aufschlusses sind möglicherweise gleichermaßen an diese Prozesse geknüpft.

Während der Ableitung des regionalen Gefügeinventars durch die Korngefügeanalyse eine hohe Anzahl von Einzelmessungen eines möglichst regional verteilten Probenensembles erfordert, um zu einer statistisch gesicherten Gesamtaussage zu gelangen, bietet die gesteinsmagnetische Gefügeanalyse auf Grund der Tatsache, daß die Bestimmung des magnetischen Gefüges einer einzelnen Probe bereits einen Integraleffekt über eine sehr hohe Kornanzahl darstellt, hierfür günstige Voraussetzungen. Um trotz der vorhandenen Richtungsvariationen in der Raumlage der magnetischen Plättungsebene zu einer regionalen Gesamtaussage zu gelangen, wurden die gemessenen Streich- und Fallwinkel für die jeweiligen Aufschlußpunkte gemittelt. Hierbei wurde in der gleichen Weise verfahren wie durch BIRCH (1979), der ähnliche Variationen in der Orientierung der Suszeptibilitätshauptachsen bei gesteinsmagnetischen Anisotropieuntersuchungen des Exeter Plutons (New Hampshire) feststellte.

Die Raumlage der magnetischen Plättungsebene wird eindeutig durch den Durchstoßpunkt der Achse minimaler Suszeptibilität durch die eine der beiden Halbkugeln im Schmidtschen Netz bestimmt. Für die Ermittlung des Mittelwertes der Lage dieses Flächenpoles ist zunächst zu prüfen, welcher Projektionspunkt der Flächennormalen einer Probe im Hinblick auf alle Proben eines Aufschlusses die geringste Streuung liefert, der Projektionspunkt auf der unteren Halbkugel des Schmidtschen Netzes oder der auf der oberen. War das nicht ohne weiteres zu entscheiden, so wurden zwei Mittelwerte für den jeweiligen Aufschluß gebildet, in die einmal der Projektionspunkt der Flächennormalen auf der unteren und zum anderen der auf der oberen Halbkugel einging.

Als Maß für die Abweichung des jeweiligen Einzelwertes vom berechneten Mittelwert diente analog BIRCH (1979) die Standardabweichung. Als signifikant für eine geologische Aussage wertet BIRCH (1979) Mittelwerte deren Streuung 40° beträgt. Dieses Kriterium ist bis auf wenige Ausnahmen für die Proben des Kirchberger Granits erfüllt (vgl. Tab. 5). Die Festlegung einer mittleren Lineation innerhalb der magnetischen Plättungsebene erfolgte nach der gleichen Methode. Mit der Prüfung auf Orthogonalität zwischen den gemittelten Richtungen maximaler und minimaler Suszeptibilität war somit ein zusätzliches Maß für die Relevanz der berechneten Werte gegeben. Weicht der Winkel zwischen den gemittelten Achsenlagen um mehr als $\pm 10^{\circ}$ von der Normalenrichtung ab, so müssen die entsprechenden durchschnittlichen Achsenrichtungen als wenig gesichert eingeechätzt werden (vgl. Tabelle 5).

Unter Verwendung der mittleren Lage des Flächenpoles der magnetischen Plättungsebene konnte nunmehr deren mittlere Raumlage für jeden Aufschlußpunkt festgelegt werden (Abb. 20). Die Einfallwinkel wurden zur besseren Übersicht gerundet. Es zeigt sich ein

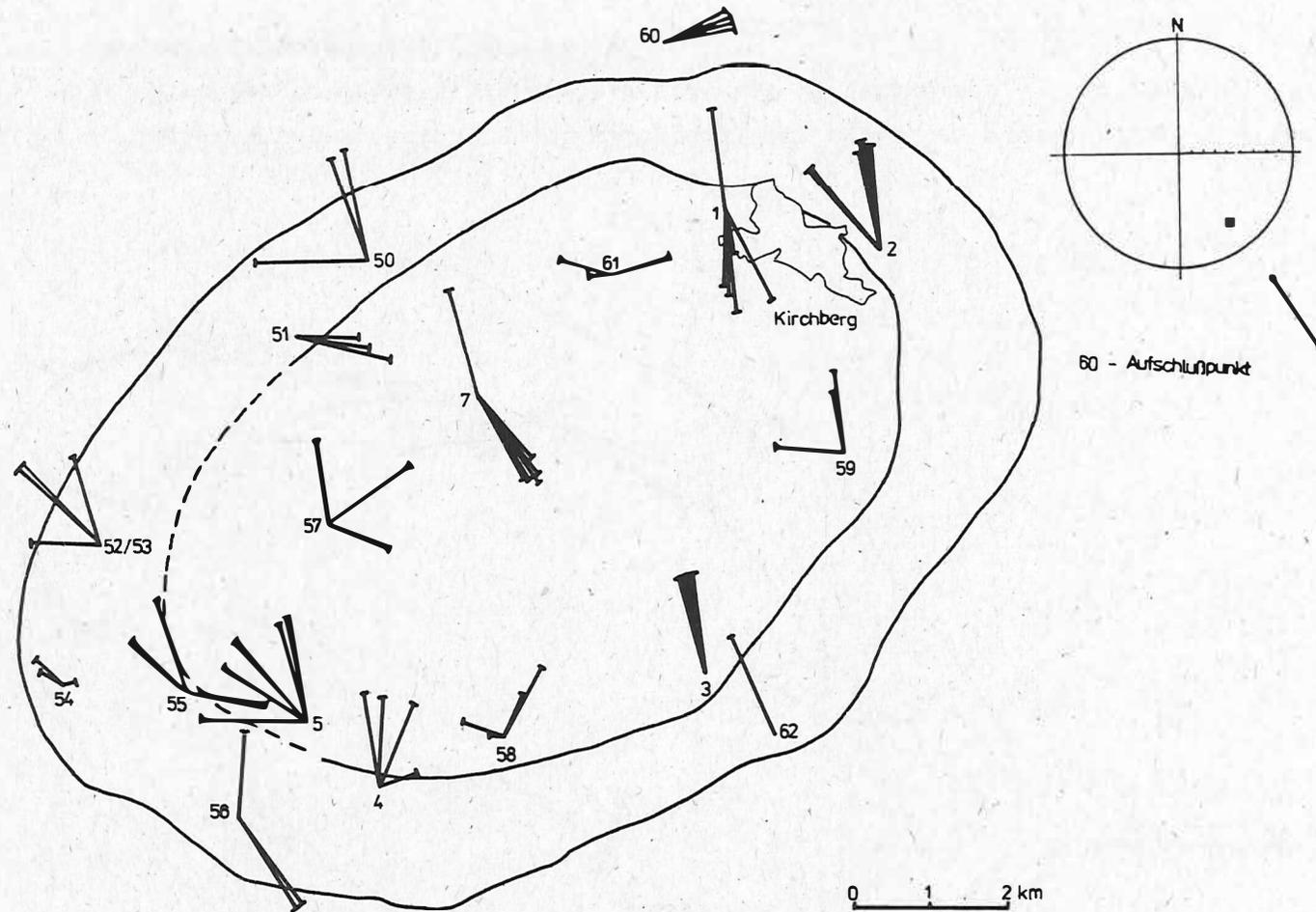


Abb.18: Vorzugsrichtungen (Azimut und Inklination) der minimalen Suszeptibilität aller Proben des Kirchberger Granits, aufgeschlüsselt auf die einzelnen Aufschlußpunkte (Zahlen entsprechen der Aufschlußnummer - vgl. Tab. 4; Länge der Balken entspricht Inklination - siehe Legende)

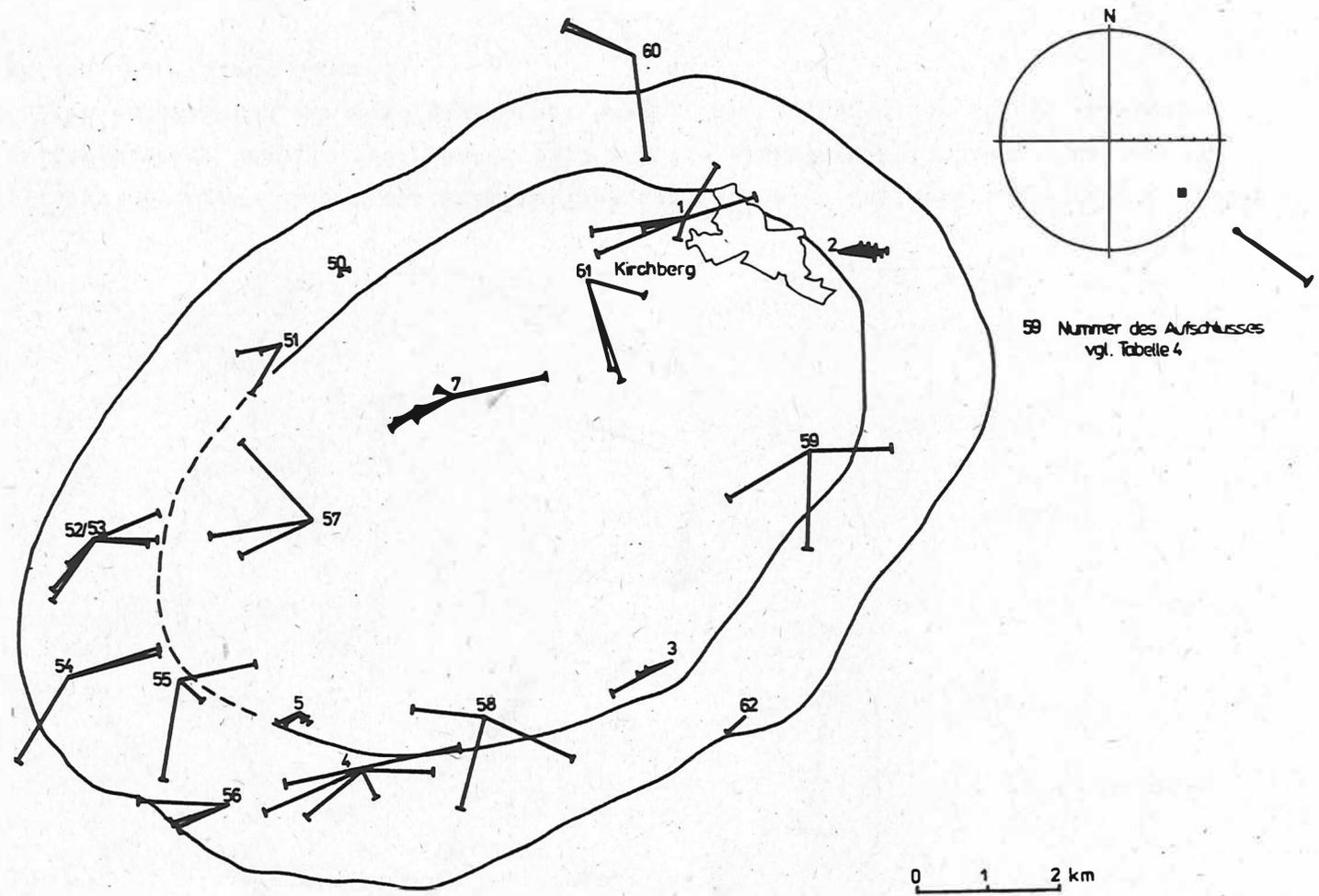


Abb.19: Vorzugsrichtungen (Azimut und Inklination) der maximalen Suszeptibilität aller Proben des Kirchberger Granits, aufgeschlüsselt auf die einzelnen Aufschlußpunkte (weitere Erläuterungen siehe Abb.18)

Tabelle 5: Mittlere Raumlage der Hauptachsen des Suszeptibilitätsellipsoids in den untersuchten Aufschlüssen des Kirchberger Granits

Aufschluß	φ_{\min}	ϱ_{\min}	\mathcal{R}_{\min}	\mathcal{G}_{\min}	φ_{\max}	ϱ_{\max}	\mathcal{R}_{\max}	\mathcal{G}_{\max}	Bewertung des ermittelten Flächenpoles der magnetischen Plättungsebene
G 1	166,3	14	17,9	24	55,9	20	72,0	53	+
G 2	350,7	5	5,8	2	94,0	4	65,6	7	+
G 3	351,2	6	7,2	2	272,2	34	74,3	28	+
G 4	13,0	35	27,8	24	84,7	40	5,4	37	+
G 5	319,5	40	6,1	3	177,5	47	80,4	3	+
G 7	136,3	13	8,7	10	249,6	23	47,3	31	+
G 50	306,7	42	7,9	5	148,0	43	79,2	5	- +
G 51	94,8	10	27,5	11	241,6	15	53,0	15	+
G 52	325,4	46	18,2	19	90,3	16	42,7	9	- +
G 53	321,2	1	3,4	2	226,7	6	41,2	17	+
G 54.	291,4 351,4	39 66	21,3 70,1	82 7	59,4	20	2,0	14	-
G 55	303,0	30	7,3	29	67,2	61	23,0	35	- +
G 56	335,0	28	2,9	8	244,4	24	38,1	13	+
G 57	51,6 171,6	69 53	22,7 3,3	15 31	268,5	44	9,0	13	- +
G 58	264,5 354,5	56 50	14,8 53,7	64 23	322,5	44	1,8	20	-
G 59	324,4	40	35,8	10	229,4	43	1,0	20	+
G 60	65,8	0,5	40,5	0,2	314,3	23	20,4	23	+
G 61	279,1	29	85,4	46	138,6	28	20,0	19	+
G 62	328,0	-	6,6	-	214,5	-	73,9	-	0

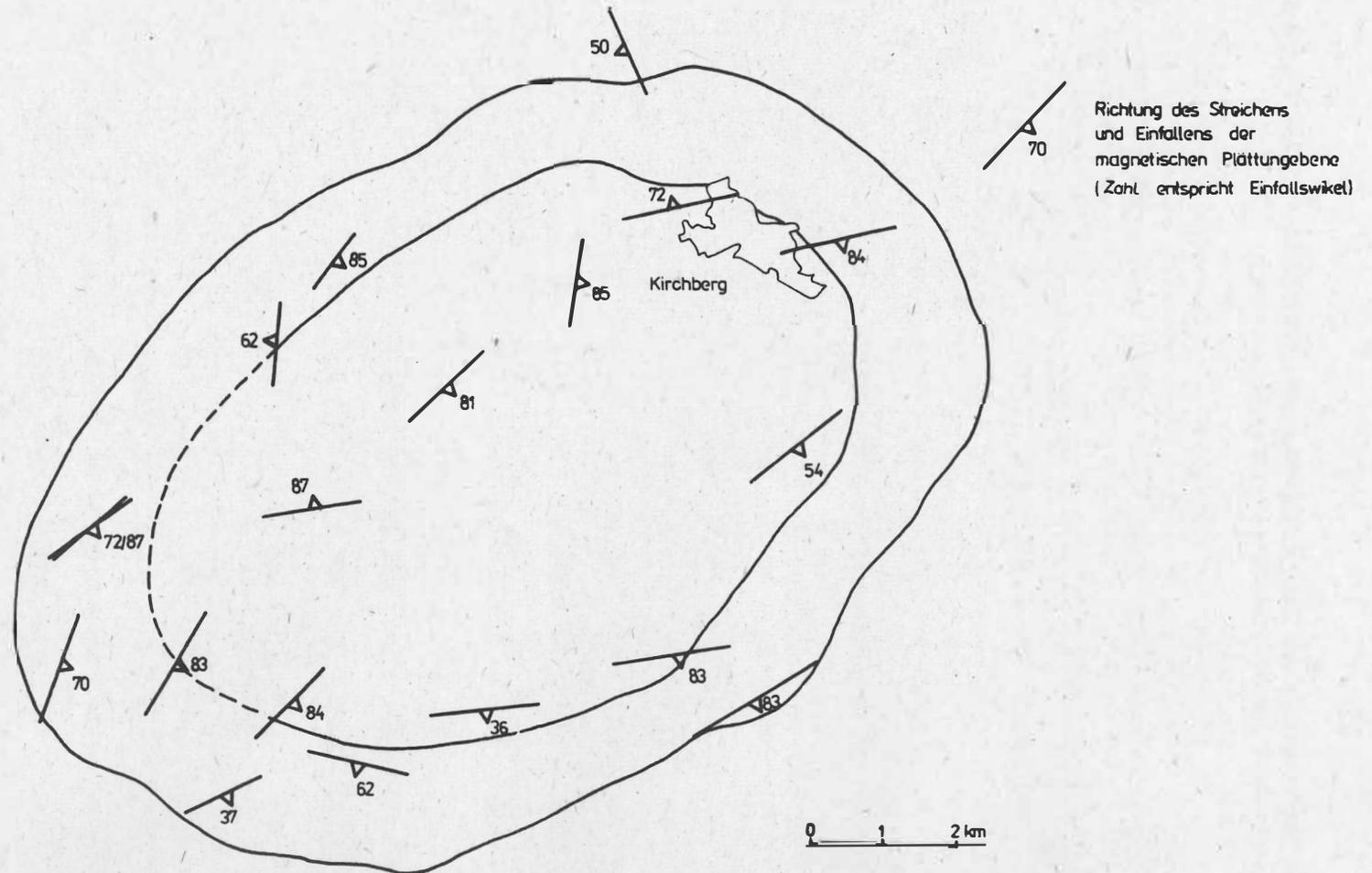


Abb.20: Mittlere Raumlage der magnetischen Plättungsebene für die einzelnen Aufschlußpunkte des Kirchberger Granits

deutlich ausgeprägtes SW-NE-Streichen und überwiegend steiles Einfallen der magnetischen Plättungsebene.

Die Einregelung des anisotropen magnetisch wirksamen Phasenanteils in einem Intrusivkörper erfolgt vorrangig durch Fließprozesse. Bezieht man in die Interpretation ausschließlich die Raumlage der magnetischen Plättungsebene ein, so ist unabhängig davon, ob der Intrusionsvorgang überwiegend plastisch oder fluid war, die Ableitung der Fließebene aus der Konkordanz beider Flächen gegeben. Plastische Deformation während der Erstarrung des Magmas bewirkt eine Orientierung der magnetischen Plättungsebene normal zur einengenden Hauptspannung. Es ist folglich anhand der gesteinsmagnetischen Ergebnisse nicht ohne weiteres zu entscheiden, ob es sich bei der festgestellten Gefügeausbildung um ein Einström- oder Amplatzgefüge handelt. Der im vorliegenden Fall nur mäßig ausgeprägte Anisotropiegrad P bildet hierfür kein eindeutiges Entscheidungskriterium. Ungeachtet dessen ist durch das auffällige SW-NE-Streichen der magnetischen Plättungsebene ein deutlicher Regelungseffekt im magnetisch wirksamen Mineralbestand festzustellen.

Im Gegensatz dazu weicht die Orientierung der magnetischen Plättungsebene in den Proben des Rahmengesteins (Hornfels, Aufschluß 60, Niedercrinitz) mit einem SE-NW-Streichen deutlich von dieser Richtung ab. Die Ergebnisse der gesteinsmagnetischen Anisotropieuntersuchungen entsprechen somit nicht den Vorstellungen von BEHR (1968), der das Kluftsystem im Kirchberger Granit in gleicher Weise wie das im Eibenstocker Granit interpretierte. Auf Grund dessen, daß bei einem durch plastische Deformation während der Kristallisation beeinflussten gesteinsmagnetischen Gefüge die magnetische Plättungsebene parallel der b-Achse des tektonischen Koordinatensystems liegt (KING 1966; ELLWOOD, WHITNEY 1980; HELLER 1973; GUILLET, BOUCHEZ 1983), findet sich in den Ergebnissen vielmehr die Auffassung von PAECH (1967) bestätigt, der eine tektonische b-Richtung parallel der Längsachse des Plutons mit einem SW-NE-Streichen annimmt.

4.3.3. Anwendung der Methode auf die Gesteine des Meißener Massivs

4.3.3.1. Geologische Stellung

Der Meißener Syenit-Granitkörper ist die größte granitische Intrusion innerhalb der Elbezone. Sein Ausstrich weist eine elliptische Gestalt auf, dessen Längserstreckung dem NW-SE-Streichen des Lineaments folgt. Die Entstehung des Meißener Massivs während der variszischen Orogenese ist eng mit der tektonisch-magmatischen Entwicklung der Elbezone verknüpft. Stoffliche Untersuchungsergebnisse weisen diese Lineamentbezogenheit aus (TISCHENDORF, PÄLCHEN, RÖLLICH u.a. 1986). Die Intrusion des Magmenkörpers erfolgte in mehreren Phasen im Zeitraum zwischen der Goniatites-Stufe des Unterkarbons und dem Stefan.

Der Randbereich, der die älteste Intrusionsstufe verkörpert, wird durch den Monzonit aufgebaut. Sein wesentlichstes Strukturmerkmal ist ein ausgeprägtes Parallelgefüge, das etwa konkordant zur Umgrenzung des Massivs verläuft (PFEIFFER 1964). Es beruht auf einer Einregelung von Feldspäten und Hornblenden und wird als Fließgefüge interpretiert (PETZSCH 1962; PFEIFFER 1964). Voraussetzungen für die Platznahme des Monzonits sieht PFEIFFER (1964) in einer dem Streichen der Elbezone folgenden Fugenbildung (hervorgerufen durch NE-SW-Bewegungen). Im Anschluß an die Intrusion führten gegenläufige Bewegungen zu einer tektonischen Beanspruchung des teilverfestigten Monzonits und wirkten gleichermaßen gefügeprägend, wobei Fließ- und Am-Platz-Gefüge gleiche Raumlage aufweisen dürften (PFEIFFER 1964). Für die magnetischen Eigenschaften ist vorrangig Magnetit von Bedeutung, der als mechanisches Contaminationsprodukt im Mobilisat mitgeführt wurde (PFEIFFER 1964). Petrographische Untersuchungen des gleichen Autors ließen eine deutliche Dominanz des zumeist schwach anisotropen Mag-

netits gegenüber primärem Hämatit erkennen. Verbreitet ist eine Martitisierung des Magnetits zu beobachten.

Infolge weiterer Fugenbildungen in NW-SE-Richtung intrudierte in die erste Füllung des Meißener Massivs vorrangig in dessen mittleren und nördlichen Teil der Biotitgranodiorit, der richtungslos mittel- bis feinkörnig ausgebildet ist. Primäre Paralleltex- turen sind gelegentlich durch Regelung der Einschlüsse angedeutet (BEHR 1968). Magnetit und Hämatit sind in vergleichbaren Korngrößen und Häufigkeiten wie im Monzonit vertre- ten, wobei Magnetit bevorzugt in Einschlüssen angetroffen wird und weitgehend martiti- siert ist (PFEIFFER 1964).

Die jüngste Intrusionsphase wird durch den Riesensteingarnit gebildet, für dessen Platznahme erneute tektonische Bewegungen, die zum Aufreißen alter Fugen nach der Ver- festigung des Biotitgranodiorits führten, verantwortlich waren. Er weist keine Einre- gelungen auf, obgleich petrographische Untersuchungen (PFEIFFER 1964) eine Druck- und Zugbeanspruchung des Riesensteingranits während und unmittelbar nach seiner Erstarrung ausweisen. Unter den opaken Akzessorien hat wiederum Magnetit die größte Bedeutung, wobei dieser durch intensive Martitisierung praktisch vollständig in Hämatit umgewan- delt worden ist.

Korngefügeuntersuchungen (BEHR 1968) weisen eine einheitliche Quarzachsenregelung innerhalb des Monzonits (hier unabhängig von der Konfiguration des Fließgefüges) und des Biotitgranodiorits in der NW-SE-Richtung aus, während im Riesensteingranit eine ENE-WSW-Orientierung erkennbar ist. Deutliche Unterschiede im Streichen der Primärklüf- te sind Ausdruck der veränderten Spannungsverhältnisse während der Intrusion des Riesen- steingranits (BEHR 1968). Während für den Monzonit und den Biotitgranodiorit vorwie- gend NE-SW-Klüfte dominieren, sind für den Riesensteingranit E-W gerichtete Klüfte charakteristisch. Für die Anlage dieses Kluftsystems zieht PFEIFFER (1964) vertikale Verschiebungen zwischen dem Nord- und dem Zentralteil des Meißener Massivs in Betracht.

4.3.3.2. Diskussion der gesteinsmagnetischen Untersuchungsergebnisse

Die untersuchten Proben entstammen 30 Aufschlußpunkten der unterschiedlichen Ge- steinstypen des Meißener Massivs (Abb. 21 und Tab. 6). Die Bindung der gesteinsmagnetischen Eigenschaften an Magnetit unterschiedlicher Martitisierungsintensität läßt ein kontinuierliches breites Spektrum in den auftretenden Suszeptibilitätswerten erwarten. Eine auffällige Trennung der Häufigkeitsverteilung der mittleren Suszeptibilitätswerte des Monzonits und des Biotitgranodiorits in zwei Gruppierungen scheint dieser An- nahme nicht zu entsprechen (Abb. 22). Während Suszeptibilitätswerte von 100 ... 1000×10^{-6} SI als typisch für unterschiedlich martitisierte magnetithaltige Granitoide (vgl. Abschnitt 4.3.2.) angesehen werden dürften, läßt die Lücke im Bereich von 1000 bis 3000×10^{-6} SI zunächst kaum vermuten, daß es sich bei den Proben mit Suszeptibili- tätswerten $> 3000 \times 10^{-6}$ SI um die gleiche, noch nicht umgewandelte magnetisch wirk- same Mineralphase handelt.

KOPF (1966) zog auf der Grundlage gesteinsmagnetischer und petrographischer Unter- suchungen die Schlußfolgerung, daß ein wesentlicher Anteil des Magnetits in den Gra- nitoiden der DDR sekundären Ursprungs ist. Da nach seinen Untersuchungen der weitaus größte Teil des Magnetits an Chlorit gebun- den ist, sieht er in einer hydrothermalen Überprägung der Mafite im Verlauf des Ab- kühlungsprozesses einen wichtigen Faktor der Magnetitneubildung. Als Voraussetzung für eine derartige Magnetitgenese durch Chloritisierung wird durch KOPF (1966) das Vorhandensein eisenreicher Mafite und Endblastese bei leichter Tem- peraturerhöhung unter Wirkung hydrothermalen Restlösungen angenommen.

HROUDA, CHLUPACOVA, REJL (1971 a) stellten bei gesteinsmagnetischen Anisotropieun- tersuchungen an variszischen Granitoiden des Cista-Jesenice-Massivs fest, daß Proben mit hohen Suszeptibilitätswerten gleichermaßen auch extrem ausgebildete magnetische Anisotropieeigenschaften aufweisen können. Der Anisotropiegrad P lag dabei $> 1,3$ und übersteigt somit die als Folge syngenetischer Orientierungsmechanismen zu erwartenden Werte. Als Ursache hierfür wird ebenfalls die Wirkung hydrothermalen Restlösungen

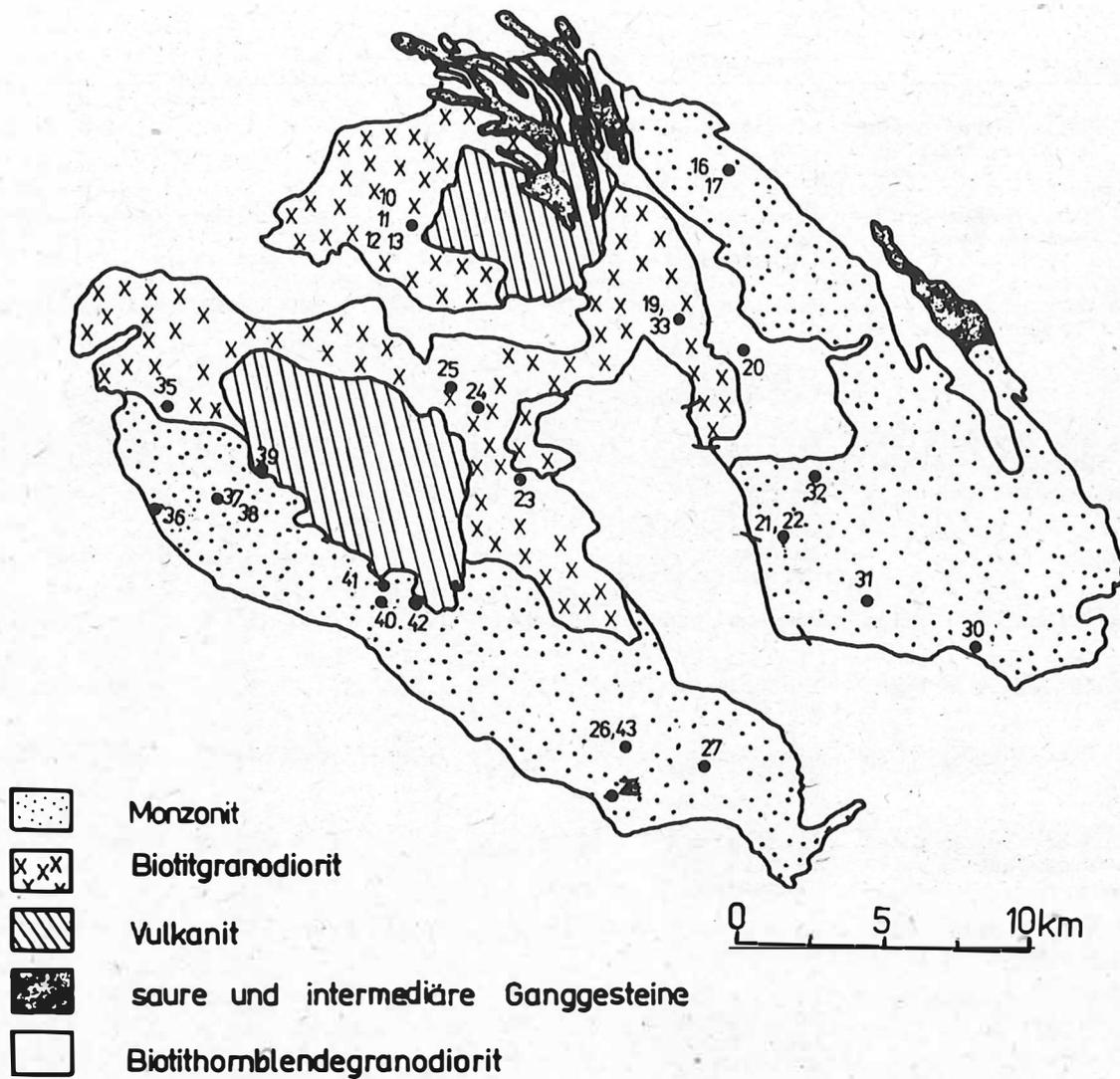


Abb.21: Lage der Beprobungspunkte im Bereich des Meißener Massivs
 (Zahlen entsprechen den Nummern der Aufschlußpunkte)

Tabelle 6 Mittelwerte der gesteinsmagnetischen Anisotropieparameter für die Aufschlüsse des Meißener Massivs

Aufschluß	Gesteinstyp	$\chi \times 10^{-6} \text{SI}$	P	F	L	E	T
G 10 Stbr. Böser Bruder Diesbar-Seußlitz	Biotitgrano- diorit mittelkörnig	7679,1	1,113	1,072	1,039	1,0324	0,365
G 11 Stbr. Böser Bruder Diesbar-Seußlitz	Biotitgrano- diorit feinkörnig	5976,6	1,079	1,028	1,049	0,9803	-0,2987
G 12 Stbr. Böser Bruder Diesbar-Seußlitz	Biotitgrano- diorit mittel- bis feinkörnig (Störungsnähe)	286,4	1,048	1,027	1,020	1,0068	0,2167
G 13 Stbr. Böser Bruder Diesbar-Seußlitz	Biotitgrano- diorit mittel- bis feinkörnig innerhalb Stö- rungszone mit Chloritisierung	338,8	1,039	1,023	1,019	1,0047	0,1792
G 16 Aufschluß S Göhra	Monzonit Textur 48/50	27945,4	1,264	1,139	1,11	1,026	0,0797
G 17 Aufschluß S Göhra	Monzonit Textur 48/50	25717,1	1,233	1,107	1,114	0,993	-0,0329
G 19 Stbr. Großdobritz	Biotitgranit mittel- bis feinkörnig	60,18	1,0399	1,023	1,017	1,0057	0,0801
G 20 Stbr. Buschhäuser Steinbach	Biotitgranit mittel- bis feinkörnig	12979,5	1,146	1,026	1,117	0,919	-0,629
G 21 Stbr. Spitzgrund N Coswig	Monzonit Textur 50/35	313,7	1,0495	1,042	1,049	1,035	0,7034
G 22 Stbr. Spitzgrund N Coswig	Monzonit, inner- halb Störungs- zonen mit Chlo- ritisierung	469,4	1,0675	1,054	1,013	1,041	0,6159
G 23 Stbr. Meißen	Riesenstein- granit	421,2	1,026	1,020	1,020	0,999	-0,0824
G 24 Stbr. SW Rottewitz	Biotitgrano- diorit feinkörnig	283,22	1,016	1,013	1,003	1,0099	0,6291
G 26 Aufschluß Neudeck- mühle, E Klipp- hausen	Monzonit, Textur 48/50	20595,6	1,249	1,188	1,040	1,155	0,6423
G 27 Stbr. NE Hühnsdorf	Monzonit Textur 40/15	38920,7	1,282	1,223	1,048	1,165	0,61
G 28 Aufschluß Auto- bahn Wilsdruff	Monzonit Textur 230/55	32117,1	1,249	1,105	1,131	0,977	-0,1057
G 30 Stbr. Boxberg	Monzonit Textur 320/35	15744,0	1,073	1,007	1,065	0,946	-0,7947
G 31 Stbr. E Wahns- dorf	Monzonit Textur 280/45	551,14	1,050	1,026	1,024	1,002	0,0274

Tabelle 6 Fortsetzung Seite 2

Aufschluß	Gesteinstyp	$\delta e \times 10^{-6} \text{SI}$	P	F	L	E	T
G 32 Stbr. Neuer Anbau bei Auer	Biotithornblende-granodiorit mittel- bis feinkörnig Textur 40/10	53,16	1,037	1,014	1,023	0,991	-0,2451
G 33 Stbr. Großdobritz	Monzogranit mittel- bis feinkörnig	92,17	1,037	1,019	1,018	1,001	0,0705
G 34 Stbr. Wetterberg S Kalkreuth	Lausitzer Grauwacke (präkambrischer Rahmen des Meißener Massivs)	186,74	1,046	1,033	1,013	1,019	0,4114
G 35 Stbr. Wahnitz	Biotitgranodiorit mittel- bis feinkörnig	170,68	1,040	1,018	1,021	0,997	-0,0445
G 36 Aufschluß Bahnunterführung Graupzig	Monzonit Textur 330/40	303,71	1,062	1,032	1,028	1,004	-0,0213
G 37 Aufschluß Ortslage Planitz	Amphibolgneis Textur 45/55	52764,2	1,329	1,055	1,259	0,845	-0,6322
G 38 Aufschluß Ortslage Planitz	Amphibolgneis Textur 45/55	35123,7	1,239	1,089	1,139	0,956	-0,2069
G 39 Stbr. Leutewitz	Porphyrit	580,1	1,011	1,005	1,006	0,998	-0,1410
G 40 Aufschluß Bahnübergang Neid-Mühle, Robschütz	Monzonit Textur 25/60	13571,3	1,274	1,251	1,018	1,228	0,8476
G 41 Aufschluß an Straße Neid-Mühle bei Robschütz	Monzonit Textur 315/55	27285,9	1,190	1,066	1,116	0,955	-0,2598
G 42 Aufschluß Ortslage Robschütz	Monzonit (metasomatische Vererzungen) Textur 41/55	17406,8	1,313	1,246	1,064	1,181	0,6097
G 43 Aufschluß Neudeckmühle bei Klipphausen	Monzonit Textur 37/65	14954,8	1,228	1,144	1,073	1,065	0,3006

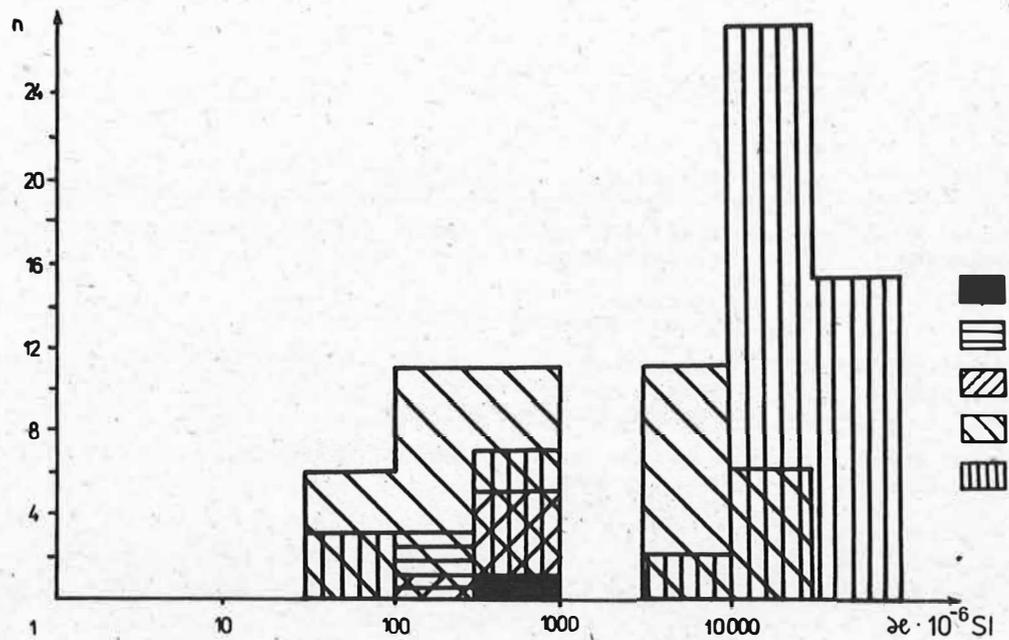


Abb.22: Häufigkeitsverteilung der ermittelten durchschnittlichen Suszeptibilität der Proben aus dem Meißener Massiv

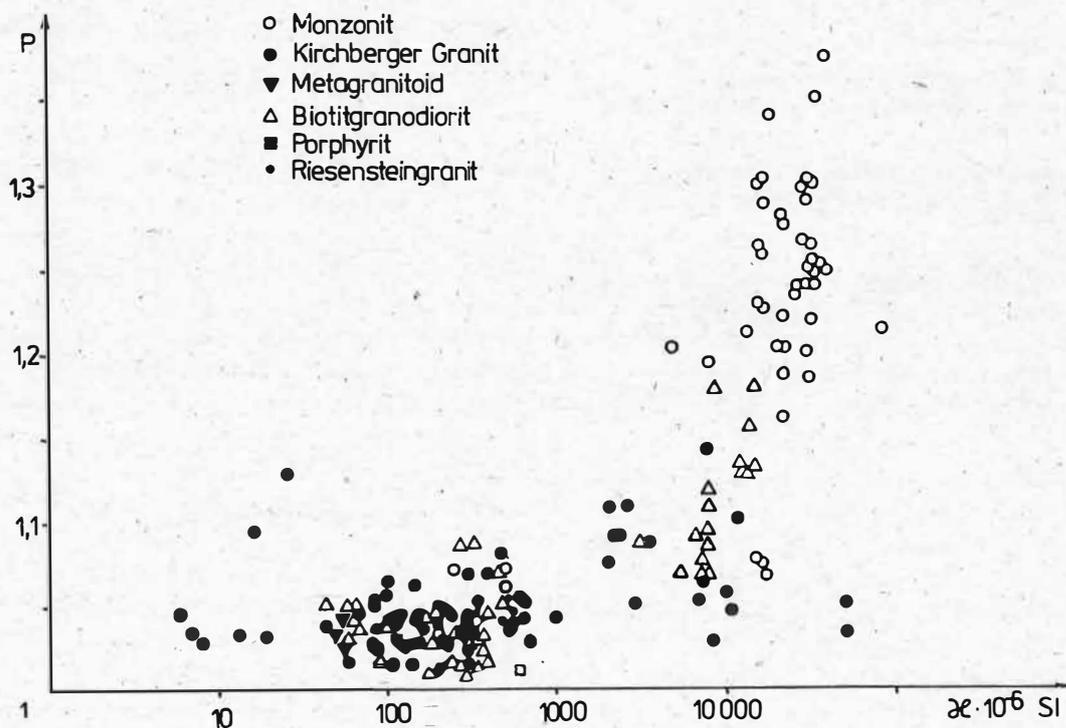


Abb.23: Anisotropiegrad P in Abhängigkeit von der mittleren Suszeptibilität aller Proben des Meißener Massivs

angesehen, die zu einer Eisenanreicherung in Oxiden führt. Da für die Orientierung der auf diese Weise sekundär gebildeten Magnetite das bereits vorhandene Gefügeinventar maßgebend ist, reflektiert die gesteinsmagnetische Anisotropie in diesen Fällen offensichtlich primäre Gefügeelemente im Sinne eines Abbildungsgefüges (HROUDA, CHLUPACOVA, REJL 1971 a). Es scheint erwähnenswert, daß Pseudomorphosen nach mafischen Mineralanteilen und damit verbunden eine Magnetitneubildung nicht ausschließlich durch derartige selektive metasomatische Prozesse ausgelöst werden. Retrograde Mineralumwandlungen (Hydratisierung) dürften zu ebensolchen Eisenfreisetzungen führen (WINKLER 1976).

Die Abhängigkeit des Anisotropiegrades P von der mittleren Suszeptibilität $\bar{\chi}$ aller Proben des Meißener Massivs (Abb. 23) verweist mit Werten von $P = 1,2 \dots 1,4$ auf ungewöhnlich starke Anisotropien vornehmlich im Monzonit. (Zum Vergleich wurde die Darstellung durch die Werte des Kirchberger Granits ergänzt.) Analog den Ergebnissen von HROUDA, CHLUPACOVA, REJL (1971 a) und KOPF (1966) könnte somit auf die Wirkung sekundär gebildeten Magnetits im Monzonit und teilweise im Biotitgranodiorit geschlossen werden. Das Auftreten von zwei Gruppierungen in der Häufigkeitsverteilung der mittleren Suszeptibilität der beiden Gesteinstypen (Abb. 22) würde dieser Deutung entsprechen.

Die Raumlage der Suszeptibilitätshauptachsen aller untersuchten Proben ist aufgeschlüsselt auf die unterschiedlichen Gesteinstypen des Meißener Massivs Abb. 24 a bis d zu entnehmen. Zur besseren Übersicht wurden nur die Achsenlagen von χ_{\max} und χ_{\min} zur Darstellung gebracht, da die Orientierung des Suszeptibilitätsellipsoids ohnehin durch zwei Hauptachsen hinreichend fixiert ist. Eine richtungsstatistische Darstellung der Azimute der Achsen minimaler Suszeptibilität (entspricht der Flächennormalen der magnetischen Plättungsebene - Abb. 25 a) sowie der Achsen maximaler Suszeptibilität (entspricht der magnetischen Lineation - Abb. 25 b) läßt deutlich unterscheidbare Vorzugsrichtungen erkennen, die sich mit Hilfe der Sammeldiagramme in Abb. 24 a bis d leicht den einzelnen Gesteinstypen zuordnen lassen. So wird das Häufigkeitsmaximum 1 in Abb. 25 a durch die Vorzugslage minimaler Suszeptibilität im Biotitgranodiorit erzeugt, die einem ESE-WNW-Streichen der magnetischen Plättungsebene in diesen Gesteinen entspricht. Das Häufigkeitsmaximum 2 ist an SE-NW streichende magnetische Plättungsebenen im Monzonit gebunden. WSW-ENE-Richtungen (Häufigkeitsmaximum 3) finden sich hingegen in allen Gesteinsvarietäten des Meißener Massivs. Aus der richtungsstatistischen Darstellung des Azimuts der Achse maximaler Suszeptibilität sind dagegen nur zwei Maxima ableitbar, wobei sowohl ESE-WNW- als auch ENE-WSW-Richtungen im Monzonit und Biotitgranodiorit angetroffen werden, während der Riesensteingranit ausschließlich ENE-WSW-Richtungen aufweist. Wie die gesteinsmagnetischen Anisotropieuntersuchungen im Bereich des Kirchberger Granits ergaben, wird ein einheitliches Spannungsregime während der Erstarrung eines Granitoidkörpers in der Orientierung des gesteinsmagnetischen Gefüges reflektiert. Die markanten Richtungsunterschiede in den magnetischen Vorzugsorientierungen des Meißener Massivs scheinen demzufolge an eine Veränderung der Spannungsverhältnisse während der einzelnen Intrusionsphasen gebunden zu sein. Wesentlich dabei ist, daß sich die durch petrographische und strukturelle Untersuchungen (PFELFFER 1964; BEHR 1968) belegte Verlagerung der Hauptspannungsachsen während der Intrusion des Riesensteingranits offensichtlich auch im gesteinsmagnetischen Gefüge der älteren Intrusionsphasen abzubilden scheint. Ein weiterer Hinweis für diese Vermutung äußert sich darin, daß die Orientierung der magnetischen Plättungsebene im Monzonit nicht in jedem Fall, wie zu erwarten gewesen wäre, mit der makroskopisch leicht meßbaren Raumlage der Haupttextur (Fließgefüge) übereinstimmte (vgl. Abb. 26), das gesteinsmagnetische Gefüge wurde, zumindest teilweise, diskordant überprägt.

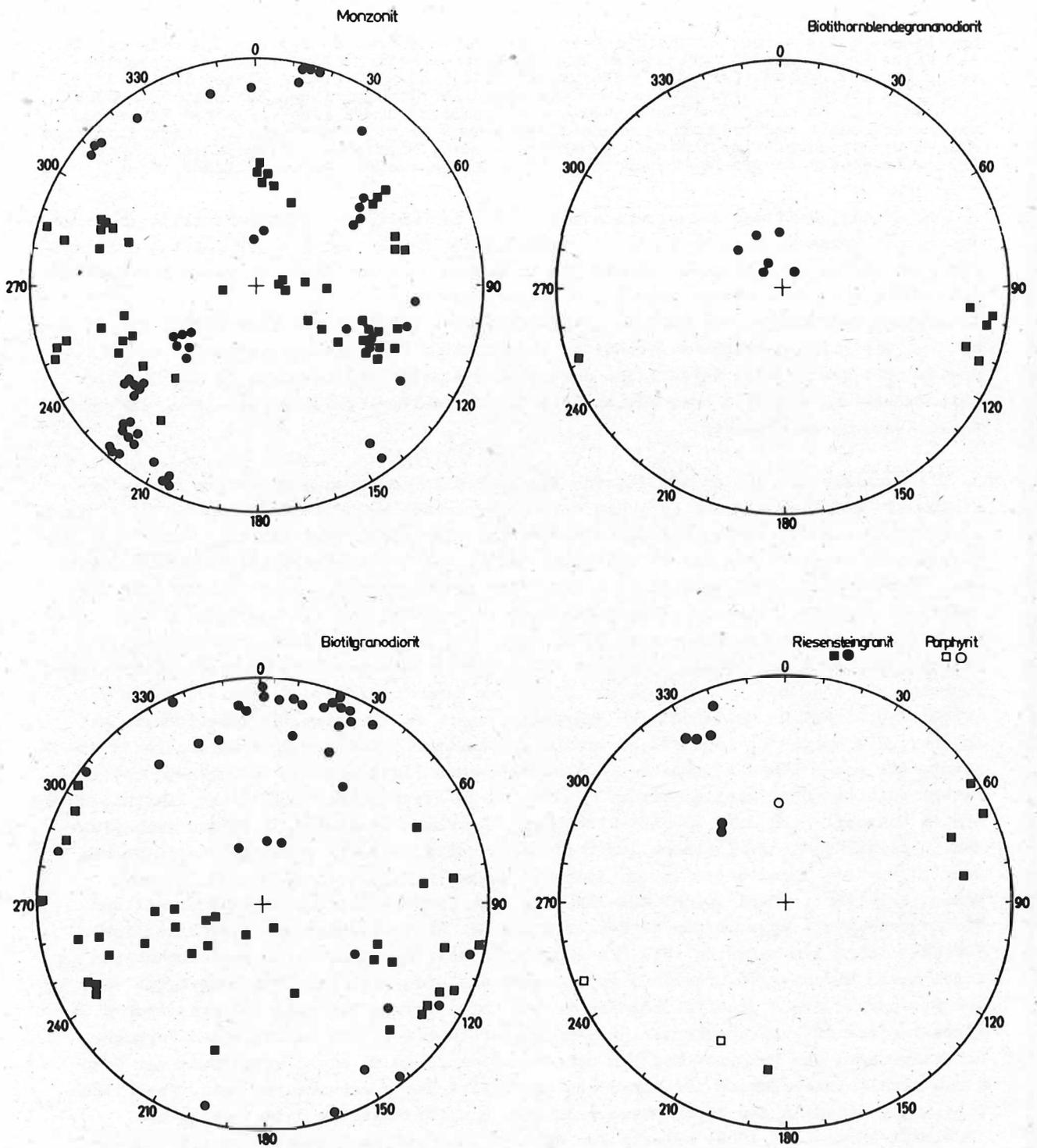


Abb.24: Raumlage der Suszeptibilitätshauptachsen in den Proben des Meißener Massivs aufgeschlüsselt auf die einzelnen Gesteinstypen

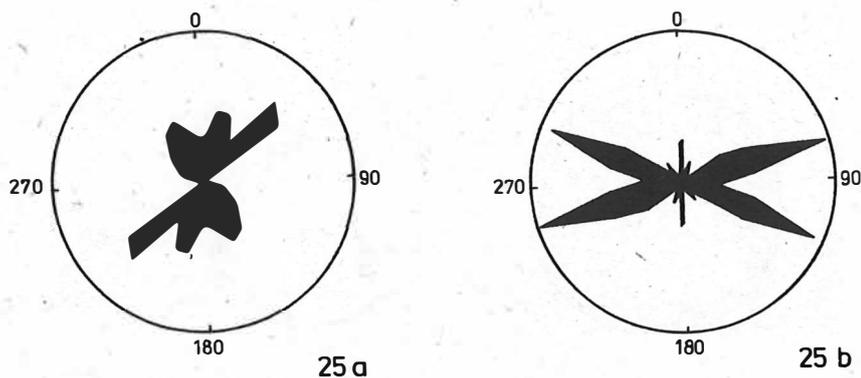


Abb.25: Richtungsstatistische Auswertung des Azimuts der minimalen (Abb.25 a) und der maximalen Suszeptibilität (Abb.25 b) aller Proben

Tabelle 7 Mittlere Raumlage der Hauptachsen des Suszeptibilitätsellipsoids in den untersuchten Aufschlüssen des Meißener Massivs

Aufschluß	φ_{\min}	$G_{\varphi_{\min}}$	ϑ_{\min}	$G_{\vartheta_{\min}}$	φ_{\max}	$G_{\varphi_{\max}}$	ϑ_{\max}	$G_{\vartheta_{\max}}$	Bewertung
G 10	22,2	3	6,8	11	121,5	20	33,6	18	+
G 11	135,5	24	9,9	30	235,1	46	33,6	41	- +
G 12	7,4	5	9,5	1	259,0	11	49,9	32	+
G 13	349,5	23	11,1	8	258,1	19	23,1	30	+
G 16	220,2	5	13,6	3	118,6	3	39,3	4	+
G 17	219,2	0	16,2	0	118,0	0	33,8	0	0
G 19	8,2	21	20,1	9	100,4	17	2,8	12	+
G 20	342,9	3	24,0	13	75,1	1	3,7	3	+
G 21	318,5	7	7,2	1	99,7	2	80,7	1	+
G 22	40,6	0	83,3	0	250,9	0	5,8	0	0
G 23	328,5	9	29,0	20	58,6	27	3,2	18	+
G 24	0,3	21	67,3	7	107,0	39	5,0	19	+
G 25	153,2	5	5,6	12	245,0	1	17,5	1	+
G 26	230,7	2	50,4	4	7,6	8	30,8	2	+
G 27	233,8	4	56,0	3	64,3	12	33,3	3	+
G 28	54,9	3	42,5	3	292,3	1	30,3	9	+
G 30	357,4	11	52,7	33	252,1	2	8,7	4	+
G 31	108,6	14	29,1	4	223,4	10	36,5	8	+
G 32	333,7	23	68,9	7	105,1	7	14,0	5	+
G 33	30,9	5	19,3	16	122,0	3	8,5	10	+
G 34	51,3	4	2,1	7	142,9	3	35,6	17	+
G 35	117,4	12	4,8	6	213,0	18	57,8	23	+
G 36	14,9	18	13,7	5	264,2	21	39,4	1	+
G 37	302,8	37	9,9	15	85,7	8	79,9	20	+
G 38	310,7	2	6,5	3	86,3	2	80,9	1	+
G 39	356,1	0	54,2	0	204,9	0	32,3	0	0
G 40	14,1	1	1,7	1	283,5	2	15,8	13	+
G 41	126,7	16	37,1	19	248,7	5	33,3	5	+
G 42	221,6	8	3,2	0	125,6	7	61,0	7	+
G 43	204,8	1	4,2	1	110,4	1	45,6	4	+

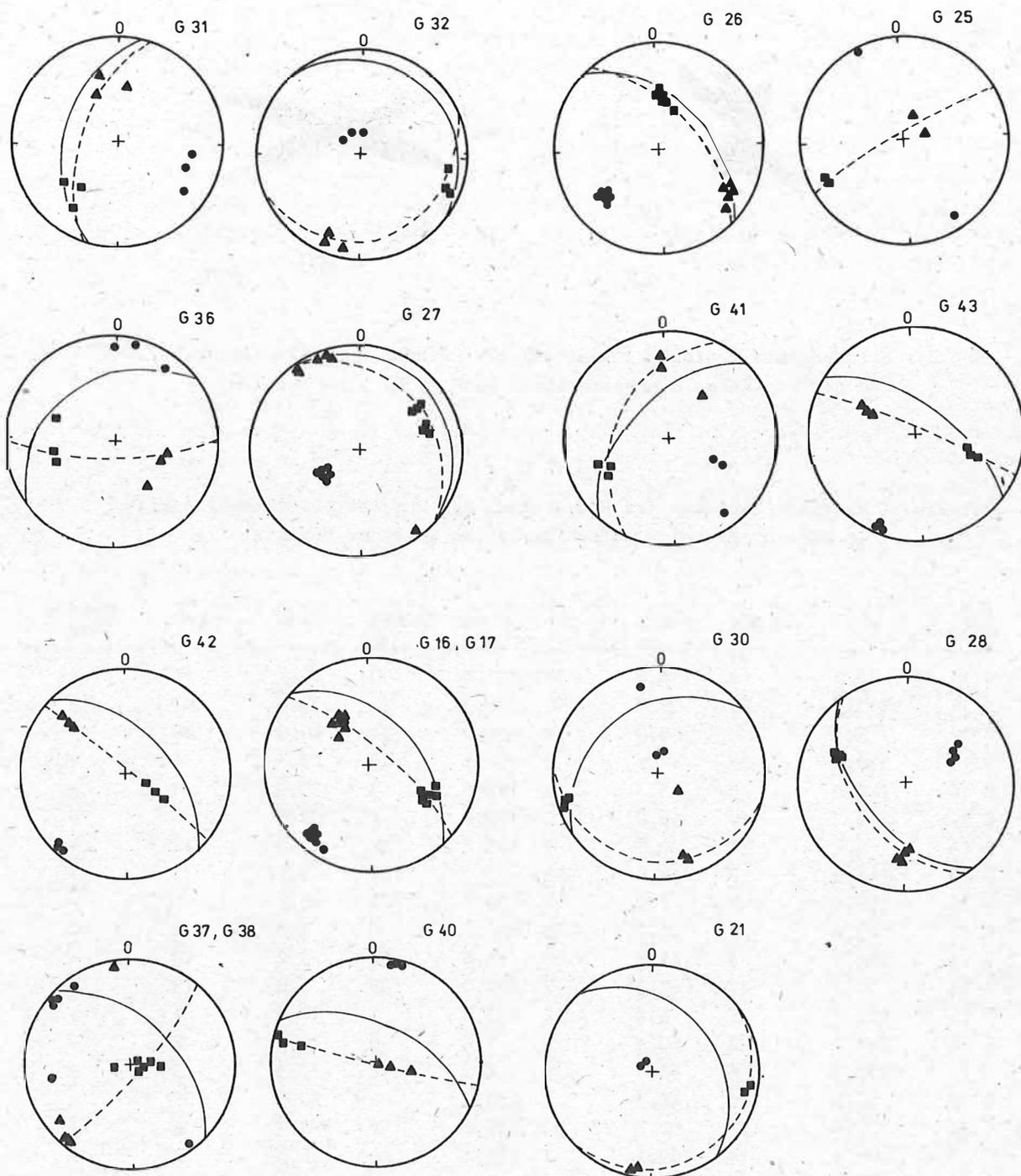


Abb.26: Raumlage der Suszeptibilitätshauptachsen und des Fließgefüges an den einzelnen Aufschlußpunkten
(durchbrochene Linie - Spur der magnetischen Plättungsebene
volle Linie - Spur der sichtbaren Haupttextur)

Für die weiteren Betrachtungen wurden magnetische Anisotropieparameter und ermittelte Vorzugsrichtungen der Suszeptibilitätshauptachsen entsprechend dem im Abschnitt 4.3.2.2. näher beschriebenen Verfahren (BIRCH 1979) über alle Proben für jeden Aufschlußpunkt gemittelt (Tabelle 7). Das regionale Verteilungsbild der so bestimmten durchschnittlichen Streich- und Einfallrichtungen der magnetischen Plättungsebene (Abb. 27) enthält neben dem gemittelten Anisotropiegrad in Prozent ($P (\%) = (P-1) \times 100$) die schematisierte Darstellung des am Handstück gemessenen flächigen Parallelgefüges des Monzonits. Diese Ergebnisse werden den Vorstellungen von BEHR (1968) zum Strukturbau des Meißener Massivs gegenübergestellt. Es zeigt sich, daß das gesteinsmagnetische Gefüge in seiner räumlichen Orientierung, insbesondere im SW- und NE-Teil des Meißener Massivs, in guter Übereinstimmung mit der Raumlage der Flächentextur nach BEHR (1968) steht. Die magnetische Plättungsebene streicht NW-SE bis WNW-ESE entsprechend der Längsachse des Massivs und entspricht somit den syngenetischen Gefügeelementen. Das Umbiegen der Achsen des gesteinsmagnetischen Gefüges im SE-Teil scheint den durch BEHR (1968) angenommenen Wulstbau des Plutons in diesem Bereich zu bestätigen. Auffällig ist jedoch eine dominierende WSW-ENE-Richtung im Streichen der magnetischen Plättungsebene im West- und Zentralteil des Untersuchungsgebietes, die z. T. diskordant zur Flächentextur des Monzonits liegt. Diese Orientierung der gesteinsmagnetischen Gefügeelemente ist gleichermaßen auch in den Gesteinstypen der jüngeren Intrusionsphasen (Biotitgranodiorit, Riesensteingranit) sowie im Porphyrit des Meißener Vulkanitkomplexes vertreten. Ein hoher Anisotropiegrad ist bevorzugt in den Proben des Randbereiches des Intrusivkomplexes anzutreffen.

HROUDA (1971) deutet vergleichbare Ergebnisse bei der gesteinsmagnetischen Gefügeanalyse der Granitoide des Cista-Jesenice-Massivs in Zusammenhang mit einer Abnahme der Intensität der Gefügeausbildung in den zentraler gelegenen Bereichen des Plutons. Die Wegsamkeit für hydrothermale Restlösungen wird im Randbereich höher angenommen als im Zentralteil und somit die intensivere Ausbildung des magnetischen Gefüges, das sich als Abbildungsgefüge des primären Strukturinventars darstellt, erklärt.

Da jedoch mit der WSW-ENE streichenden Plättungsebene im Meißener Massiv in einigen Aufschlüssen nicht das Einströmgefüge nachgezeichnet wird und zudem hohe Anisotropien auch in Gesteinen ohne nennenswerte Gefügeausbildung anzutreffen sind (z. B. Aufschlußpunkt 10, 20) ist ein magnetisches Abbildungsgefüge in Zusammenhang mit der Wirkung von Deformationsprozessen zu diskutieren. Wenngleich eine Genese sekundärer Magnetite durch hydrothermale Restlösungen kaum in Betracht zu ziehen ist (BUDZINSKI 1986; PFEIFFER 1986 - persönliche Mitteilung) ist eine Magnetitneubildung als Folge retrograder Mineralumwandlungen nicht auszuschließen (TISCHENDORF 1986 - persönliche Mitteilung).

Das Meißener Massiv befindet sich in geographischer Hinsicht am hypothetischen Schnittpunkt zweier bedeutender tektonischer Strukturen: dem NW-SE streichenden Elbe-Lineament und dem SW-NE streichenden Zentralsächsischen Lineament. Während ein Zusammenhang zwischen der Intrusion des Meißener Massivs und tektonischer Aktivitäten entlang der Elbezone unumstritten ist (vgl. PIETZSCH 1962; PFEIFFER 1964; BEHR 1968) konnten bislang keine strukturellen Anzeichen im Bereich des Meißener Massivs festgestellt werden, die auf eine merkliche Beeinflussung durch das Zentralsächsische Lineament hindeuten.

Das auffällige WSW-ENE-Streichen des als überprägt einzustufenden gesteinsmagnetischen Gefüges könnte hierfür einen Anhaltspunkt liefern. Zieht man diese Vorstellungen bei der Interpretation vorliegender Ergebnisse der gesteinsmagnetischen Anisotropieuntersuchungen in Betracht, so läßt sich die intensive magnetische Gefügeentwicklung in den Aufschlußpunkten, in denen sich Fließgefüge und (mimetisches) magnetisches Gefüge diskordant überlagern, widerspruchsfrei deuten. Die Aufschlußpunkte, die ein WSW-ENE-Streichen in der magnetischen Plättungsebene aufweisen, liegen in einem Bereich, der

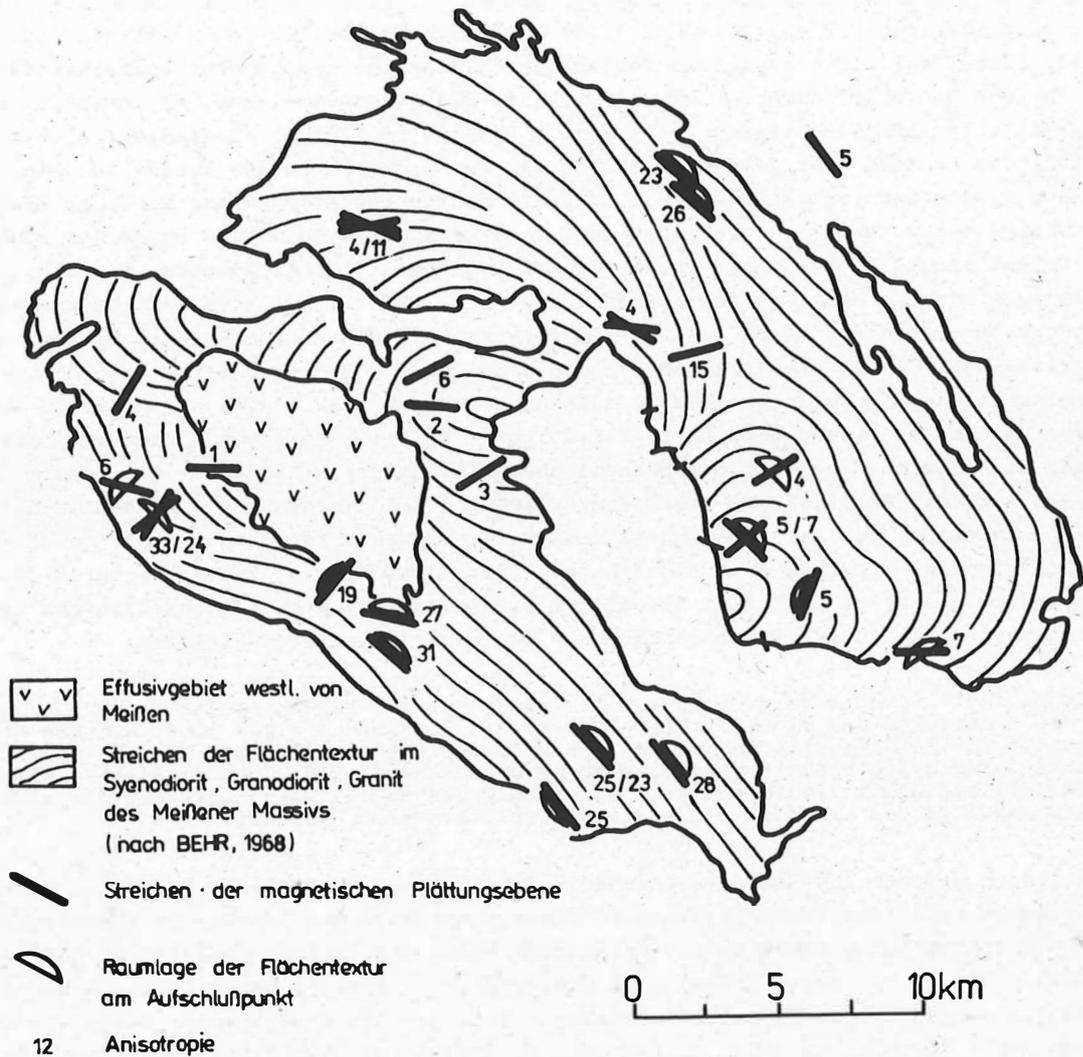


Abb.27: Mittelwerte des Streichwinkels der magnetischen Plättungsebene und Mittelwerte des Anisotropiegrades für die einzelnen Aufschlußpunkte des Meißener Massivs

die lineare Fortsetzung des Zentralsächsischen Lineaments darstellt (Abb. 28). Für Proben mit nur schwach ausgebildetem Anisotropiegrad ist eine Überprägung als wenig gesichert anzusehen und liegt lediglich dann eindeutig vor, wenn sich eine makroskopisch feststellbare primäre Gefügeentwicklung signifikant von dem gesteinsmagnetischen Gefüge unterscheidet. Der hohe Anisotropiegrad in den übrigen Proben ist jedoch nur durch die Überprägung des syngenetischen magnetischen (Fließ-)Gefüges erklärbar. Wird eine erhöhte Wegsamkeit für fluide Phasen durch das primäre Flächengefüge bedingt, so verstärkt das magnetische Abbildungsgefüge das primäre Gefügeinventar (SW-Teil des Meißener Massivs). Wird jedoch durch tektonische Aktivität entlang des Zentralsächsischen Lineaments eine erhöhte Wegsamkeit entlang einer WSW-ENE streichenden Richtung erzeugt, so folgt das magnetische Abbildungsgefüge dem damit vorgegebenen Streichen (NW- und Zentralteil des Meißener Massivs). Es kommt zu einer Überlagerung des primären magnetischen Erstarrungsgefüges durch das magnetische Störungsgefüge. Das magnetische Störungsgefüge kann hierbei das primäre Erstarrungsgefüge nahezu gänzlich verdrängen. Zur Veranschaulichung dieses Überlagerungseffektes soll analog Abschnitt 4.2.4. ein Referenzellipsoid dienen (Abb. 29).

Das primär gebildete magnetische Erstarrungsgefüge in Magmatiten ist vorrangig planar-parallel ausgebildet und entspricht in seiner Raumlage der Flächentextur des Plutons. Werden sekundär gebildete Magnetite in dieser Fläche orientiert, so steigt die Intensität der planar-parallelen Gefügeorientierung, das Ellipsoid wird zunehmend abgeplattet (SW-Teil des Meißener Massivs). Bilden jedoch die sekundär gebildeten Magnetitkörner auf Grund diskordant zur Flächentextur vorliegender Orientierungsflächen ein planar-paralleles magnetisches Gefüge, das normal zum magnetischen Erstarrungsgefüge orientiert ist, so kommt es zur Überlagerung beider Gefüge, wobei mit zunehmendem Einfluß des Störungsgefüges der Grad der planar-parallelen Gefügeausbildung des resultierenden Gefüges immer mehr zugunsten eines linear-parallelen abnimmt. Bei völliger Gleichheit beider Teilgefüge ist das Referenzellipsoid ausgeprägt linear-parallel und geht mit einer Dominanz des hypothetischen magnetischen Störungsgefüges gegenüber dem Erstarrungsgefüge unter Vertauschung der horizontalen Hauptachsen wieder in eine abgeplattete Form über, dessen Plättungsebene nunmehr dem Streichen der Störung entspricht (NW-Teil des Meißener Massivs). Vergleicht man den Grad der linear- und planar-parallelen magnetischen Gefügeausbildung beider Teilbereiche des Meißener Massivs (L- und F-Parameter), so läßt sich dieser Trend ablesen. In Abb. 30 sind die Anisotropieparameter L und F aller Proben des Monzonits und des Biotitgranodiorits des gesamten Untersuchungsgebietes dargestellt, wobei unabhängig vom Anisotropiegrad eine Unterscheidung nach den ermittelten Vorzugsrichtungen im Streichen der magnetischen Plättungsebenen vorgenommen wurde (schwarze Symbole entsprechen den Proben, deren magnetische Plättungsebene mit einer NW-SE-Orientierung dem Streichen der Plutonlängsachsen folgt und somit als primär gebildetes Erstarrungsgefüge angesehen wird; offene Symbole entsprechen Proben, deren magnetische Plättungsebene mit einer SW-NE-Orientierung dem Streichen des Zentralsächsischen Lineaments folgt und somit als störungstektonisch überprägtes Gefüge angesehen wird).

Für beide Gesteinstypen ist eine Zuordnung der linear- und planar-parallelen Gefügeausbildung an die festgestellten magnetischen Vorzugsrichtungen erkennbar. Die Wirkung des angenommenen magnetischen Störungsgefüges führt zu einer Verringerung der Intensität der planar-parallelen Gefügeausbildung (Abnahme der F-Werte der Proben des Monzonits). Ist das Primärgefüge ohnehin nur schwach ausgebildet, wie in den Proben des Biotitgranodiorits, so kann sich die Wirkung des angenommenen magnetischen Störungsgefüges zunächst nur in einer Zunahme der linear-parallelen Gefügeausbildung niederschlagen, um dann bei eindeutiger Dominanz des angenommenen magnetischen Störungs-

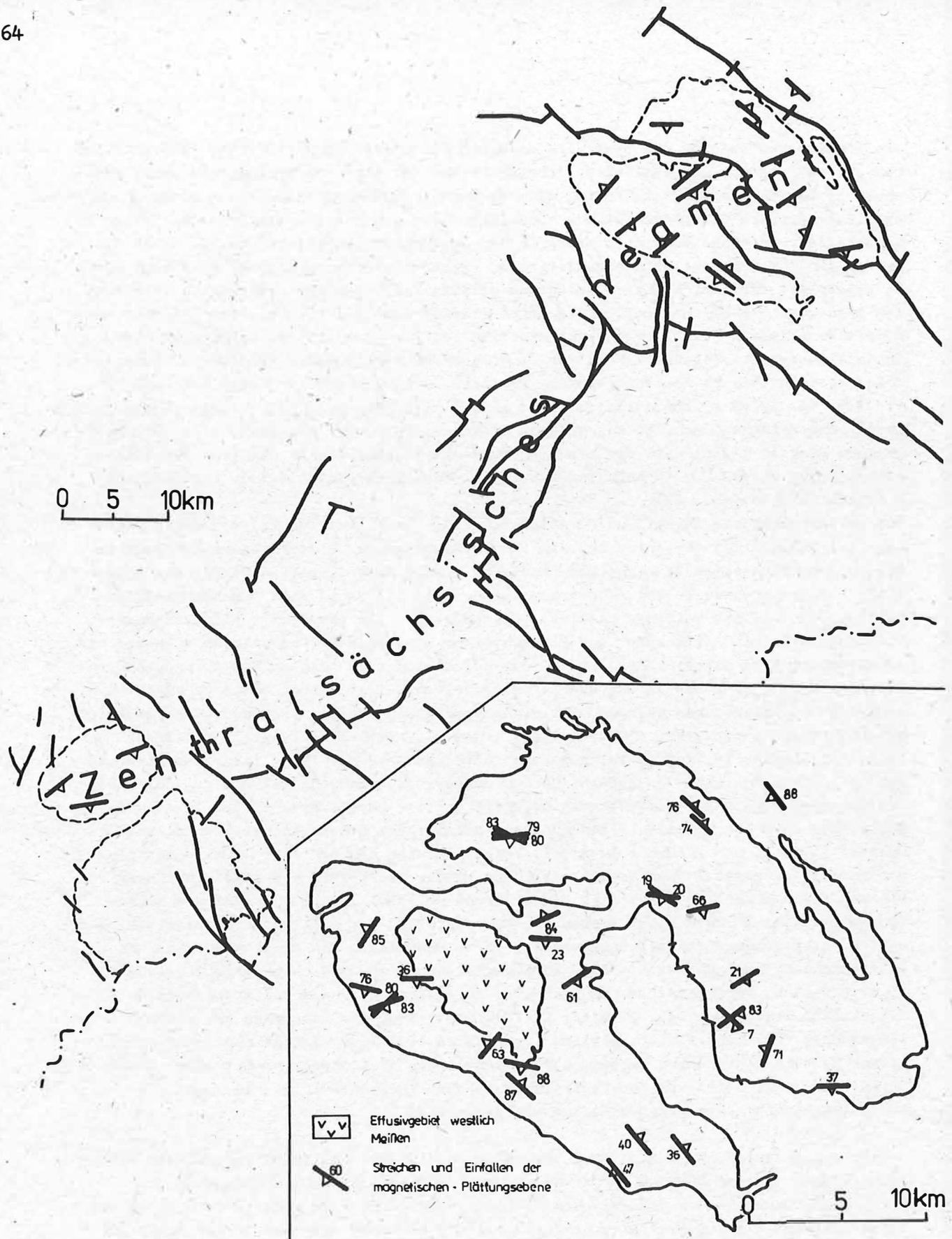


Abb.28: Zur Interpretation der erzielten Ergebnisse im Bereich des Meißener Massivs.- Vereinfachte Darstellung regionaler Störungszonen (aus Geol. Karte Bez. Leipzig, Dresden, Karl-Marx-Stadt), generalisierte Darstellung der Ergebnisse gesteinsmagnetischer Anisotropieuntersuchungen

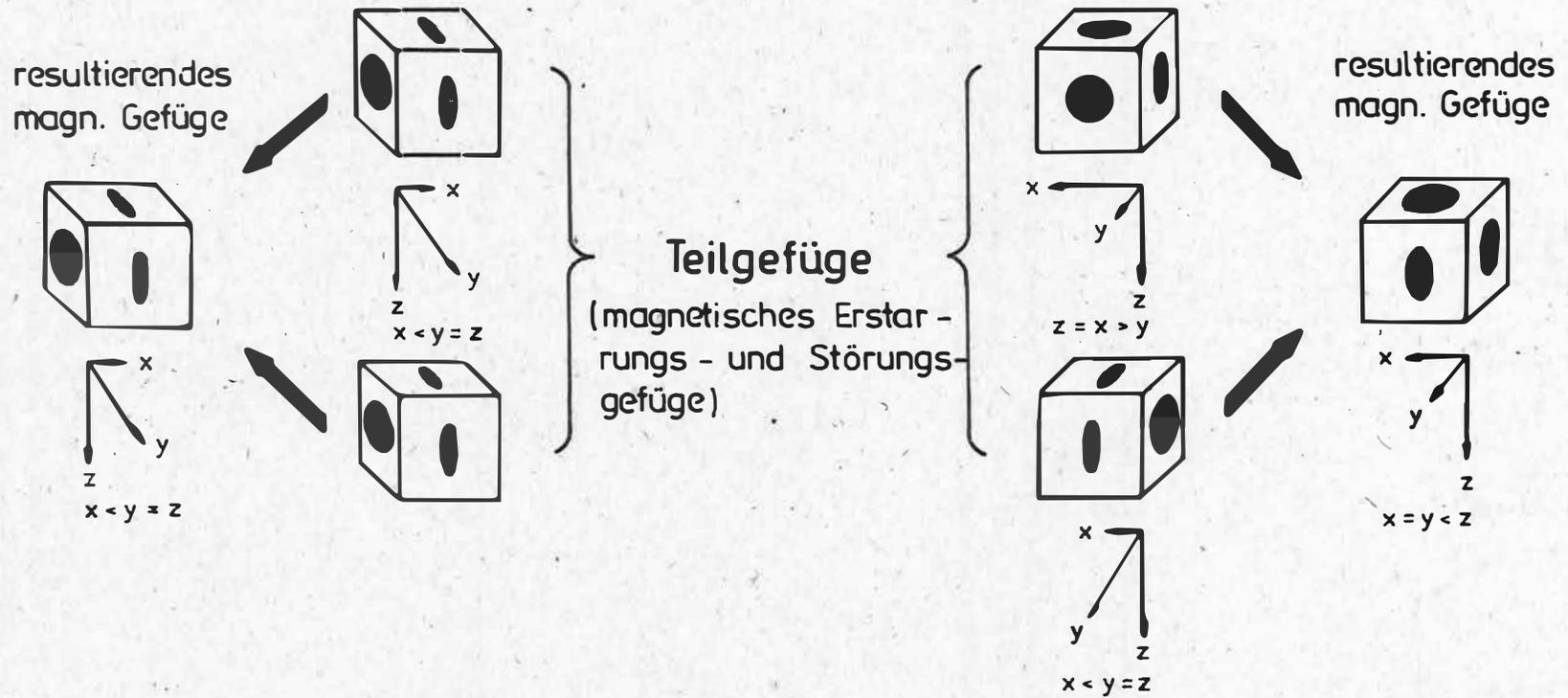


Abb.29: Modell der Überprägung des ungestörten magnetischen Erstarrungsgefüges durch ein Störungsgefüge bei Konkordanz (linke Darstellung) und Diskordanz beider Teilgefüge (rechte Darstellung)

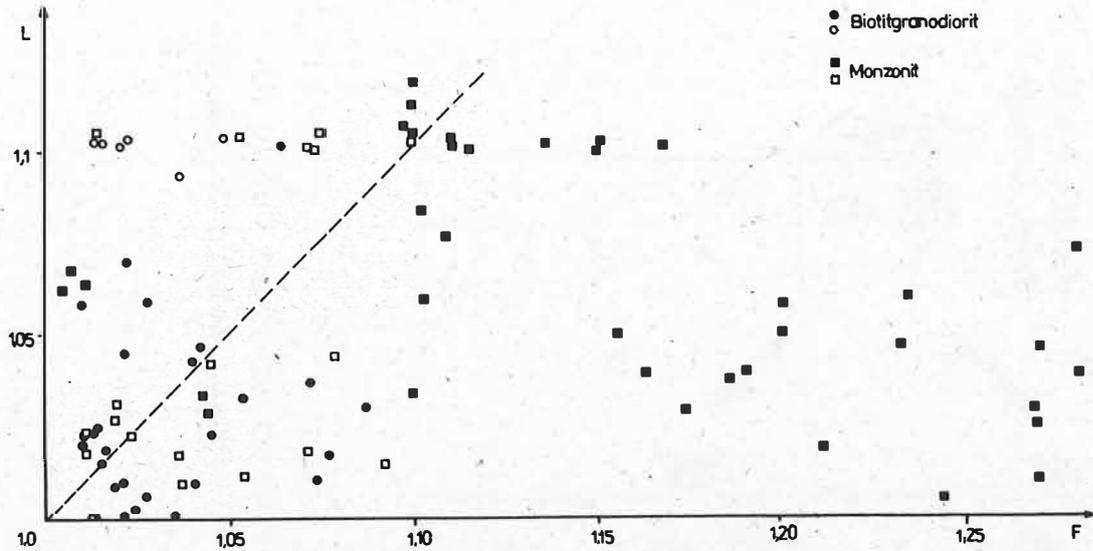


Abb.30: Form des Suszeptibilitätsellipsoids (L-F-Diagramm) aller Proben des Monzonits und Biotitgranodiorits bei Unterscheidung nach dem Streichen der magnetischen Plättungsebene.- (offene Symbole: SW-NE-Orientierung; volle Symbole: NW-SE-Orientierung der magnetischen Plättungsebene)

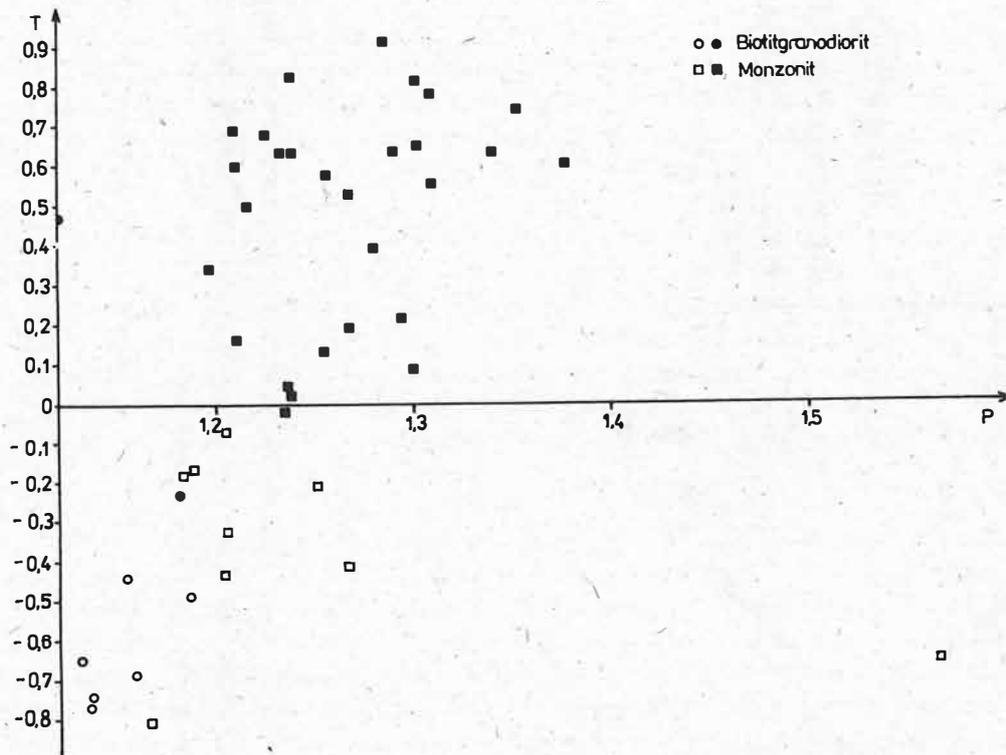


Abb.31: Form des Suszeptibilitätsellipsoids (T-P-Diagramm) der Proben des Monzonits und Biotitgranodiorits mit $P > 1,13$ bei Unterscheidung nach dem Streichen der magnetischen Plättungsebene (offene Symbole: SW-NE-Streichen; volle Symbole: NW-SE-Streichen)

gefüges in die planar-parallele Form überzugehen. Die ermittelten Anisotropieparameter entsprechen somit überraschend gut den Modellvorstellungen.

Bezieht man die Betrachtungen ausschließlich auf die Proben, die auf Grund des festgestellten Anisotropiegrades von $P > 1,13$ eindeutig auf eine Neubildung von Magnetit schließen lassen und setzt diese in Beziehung zum dem die Ellipsoidform beschreibenden Formparameter T ($T > 0$ abgeplattetes Ellipsoid; $T < 0$ gestrecktes Ellipsoid), so ist auch hier eindeutig eine Abnahme der planar-parallelen magnetischen Gefügeausbildung ersichtlich (Abb. 31). Da keine einzige Probe ein störungsbedingtes abgeplattetes Ellipsoid aufweist ($T > 0$), ist zu vermuten, daß neben den durch tektonische Aktivität entlang des Zentralsächsischen Lineaments geschaffenen Orientierungsflächen in WSW-ENE-Richtung weiterhin auch primär angelegte Texturflächen als Einregelungsebene für sekundär gebildete Magnetite zur Verfügung steht und es zu keiner völligen Auslöschung der primären magnetischen Gefügeorientierung kommt.

Die Ergebnisse der magnetischen Anisotropieuntersuchungen in den Granitoiden des Meißener Massivs bieten somit strukturelle Anhaltspunkte für die Wirkung von tektonischen Prozessen, die an das Zentralsächsische Lineament gebunden sind bis in den Bereich der Elbezone.

4.3.4. Schlußfolgerungen

Die magnetischen Anisotropieuntersuchungen an ausgewählten Magmatiten aus dem Südtteil der DDR lieferten über den gegenwärtigen Kenntnisstand hinaus zusätzliche Informationen zum strukturellen Inventar der Plutone. Daraus ableitbar ergab sich eine Konkretisierung bzw. Erweiterung bestehender Vorstellungen zum Erstarrungs- und tektonischen Überprägungsregime der bearbeiteten Granitkomplexe.

1. Für den Kirchberger Granit konnte hierbei eine mit SW-NE Streichen offenbar syngenetisch angelegte Orientierung der magnetischen Plättungsebene nachgewiesen werden, die sich in markanter Weise von der des Nebengesteins unterscheidet. Im Gegensatz zu den bisherigen in diesem Gebiet vorgenommenen makroskopischen und mikroskopischen Gefügeuntersuchungen konnte die Vorzugsorientierung im ferromagnetischen Mineralgefüge einheitlich und mit großer Deutlichkeit nachgewiesen werden. Die Ergebnisse lassen insgesamt eine SE-NW gerichtete Hauptspannung σ_1 während der Erstarrung des Plutons vermuten.

2. Richtungsunterschiede in den magnetischen Vorzugsorientierungen der unterschiedlichen Gesteinstypen des Meißener Massivs werden als Wirkung syn- bzw. postgenetischer Veränderungen im Spannungsregime interpretiert. Einer dem Streichen der Elbezone folgenden ESE-WNW-Orientierung der magnetischen Plättungsebene steht eine an die jüngste Intrusionsphase gebundene WSW-ENE-Richtung gegenüber. Die Präsenz dieser Orientierung in den Gesteinstypen der älteren Intrusionsphase läßt in ihrer lokalen Begrenzung die Wirkung eines übergreifenden regionalen Störungssystems vermuten. In diesem Zusammenhang wird der Einfluß tektonischer Aktivitäten, die an das Zentralsächsische Lineament gebunden sind, bis in den Bereich des Meißener Massivs postuliert.

5. Die Anisotropie der Suszeptibilität in den Metamorphiten der Schirmacher-Oase (Ostantarktika)

5.1. Vorbemerkungen

Metamorphite sind im Gegensatz zu Sedimentiten und Magmatiten hinsichtlich ihrer stofflichen und strukturellen Merkmale das Produkt mehraktiger Bildungsprozesse. Jede Entwicklungsetappe führt dabei (temperatur- und druckabhängig) zu Veränderungen der primären magnetischen Ablagerungs- bzw. Erstarrungsgefüge.

Gesteinsmagnetische Anisotropien in Metamorphiten stellen sich als Überlagerungseffekt aller gefügeprägenden Entwicklungsetappen in Abhängigkeit von deren Intensität dar. Ihre Interpretation verlangt deshalb das Einbeziehen struktureller (tektonischer) und stofflicher (petrographischer) Informationen über die Gesteine des Untersuchungsgebietes.

Geologisches Probenmaterial vom antarktischen Kontinent trägt gegenwärtig immer noch unikalen Charakter. Die Gründe hierfür sind zum einen in erschwerten Bedingungen geologischer Feldarbeiten zu sehen, die nur eine begrenzte Probennahme gestatten, zum anderen sind auf Grund der Eisbedeckung des Kontinents dem Geologen nur 2 % des antarktischen Kristallins zugänglich. Über die Anwendung der gesteinsmagnetischen Gefügeanalyse als Verfahren zur intensiven strukturell-stofflichen Bearbeitung der antarktischen Metamorphite werden auf der Grundlage bestehender Vorstellungen zum geologisch-strukturellen Bau der Schirmacher-Oase Detailaussagen zur Kinematik einer Störungszone abgeleitet. Darüber hinaus ermöglicht in methodischer Hinsicht die Einbeziehung petrographisch-stofflicher Untersuchungen eine Erweiterung des Kenntnisstandes zur Kausalität gesteinsmagnetischer Anisotropien in Tektoniten.

5.2. Genetische Klassifizierung gesteinsmagnetischer Anisotropien in Metamorphiten

5.2.1. Modellvorstellungen zum Orientierungsverhalten ferromagnetischer Minerale bei Deformation

OWENS (1974) führte in Zusammenhang mit Berechnungen zur Ableitung deformationsbedingter Einflußgrößen auf die gesteinsmagnetische Anisotropie drei einfache Modelle für einen Orientierungsmechanismus ferromagnetischer Minerale infolge von Deformationsprozessen ein:

- A. Das "passive" Modell setzt keinen Duktilitätsunterschied zwischen den ferromagnetischen wirksamen Mineralpartikeln und der sie umgebenden Gesteinsmatrix voraus. Eine Einregelung der Körner führt gleichermaßen auch zu Veränderungen in der Kornform.
- B. Das "Linien-/Ebenen-" Modell beinhaltet eine Orientierung der Längsachsen gestreckter bzw. der Normalen abgeplatteter rigider elliptischer Körner in einer plastischen Matrix bei Beibehalten der Kornform der ferromagnetisch wirksamen Minerale während der Einregelung infolge des Duktilitätsunterschiedes.
- C. Das "viskose" Modell schließt auf Grund eines sehr hohen Duktilitätskontrastes zwischen ferromagnetischem Mineralanteil und der umgebenden Matrix während des Einregelungsprozesses zusätzliche Rotationsbewegungen im Zuge der Orientierung ein.

Diese idealisierten Vorstellungen über den Orientierungsmechanismus ferromagnetischer Mineralpartikeln sind nur bedingt auf natürliche Gesteine übertragbar. Während der Einregelungsmechanismus während der Sedimentation weitestgehend den Modellvorstellungen unter Punkt C entspricht (vgl. Abschnitt 4.2.1.) ist in magnetischen Gesteinen vorrangig mit einer Einregelung der magnetisch wirksamen Minerale gemäß Punkt B zu rechnen (vgl. Abschnitt 4.3.1.)

Die Komplexität von Druck und Temperatur während der Metamorphose läßt in ihrer Wechselwirkung keine eindeutige Aussage über den Wirkungsbereich des unter Punkt A bzw. Punkt B angeführten Orientierungsmechanismus zu, obgleich sich in metamorphen Schieferungen gesteinsmagnetische Anisotropien vorrangig in weitgehender Übereinstimmung mit dem "Linien-/Ebenen-" Modell herauszubilden scheinen (HROUDA 1976 c). Ein allgemeingültiger Zusammenhang zwischen tektonischen Spannungen und gesteinsmagnetischen Anisotropieeffekten konnte bislang nicht ermittelt werden. Eine empirisch ermittelte logarithmische Beziehung

$$(16) \quad \frac{\chi_i}{\chi_j} = \left(\frac{\sigma_i}{\sigma_j} \right)^a$$

$\chi_{i,j}$ - Hauptsuszeptibilitäten,

$\sigma_{i,j}$ - Hauptspannungen,

a - empirisch ermittelter Exponent

(vgl. Abschnitt 4.2.) beschränkt sich auf den schwach metamorphen Bereich. Die Ableitung eines derartig allgemeingültigen Zusammenhanges, die eine genaue Kenntnis des vorherrschenden Orientierungsmechanismus voraussetzt, dürfte der Anwendung gesteinsmagnetischer Anisotropieuntersuchungen in der geologischen Strukturerkundung noch breitere Räume öffnen. Bei den Modellvorstellungen zum Einregelungsmechanismus ferromagnetischer Mineralpartikeln infolge von Deformation und Metamorphose fand jedoch bislang die Wirkung von sekundär, in Zusammenhang mit der tektonischen und/oder durch hydrothermal-metasomatische Überprägung gebildeten magnetisch wirksamen Mineralen keine Berücksichtigung. In Tektoniten häufig anzutreffende retrograde Mineralumwandlungen, die eine Neubildung von ferromagnetisch wirksamen Mineralen hervorrufen, dürften hierbei einen nicht zu vernachlässigenden Faktor bei der Interpretation gesteinsmagnetischer Anisotropien in Metamorphiten darstellen. Unter Einbeziehung petrographischer, geochemischer und weiterer struktureller Untersuchungsergebnisse wird im folgenden die Wirkung sekundär gebildeter magnetisch wirksamer Minerale auf die gesteinsmagnetischen Anisotropieeigenschaften am Beispiel der untersuchten antarktischen Metamorphite nachgewiesen.

5.2.2. Anisotropie der Suszeptibilität und Regionalmetamorphose

Die in der Literatur zahlreich anzutreffenden Beispiele zur Anwendung gesteinsmagnetischer Anisotropieverfahren in der Strukturanalyse metamorpher Komplexe (BALSLEY, BUDDINGTON 1960; HROUDA 1976 a, b, 1977; HROUDA, JANAK 1976; KLIGFIELD, LOWRIE, DALZIEL u. a. 1977; RATHORE 1980 a; RATHORE, HENRY 1982; BORRADAILE, TARLING 1981) verweisen auf einen Bezug zwischen den gesteinsmagnetischen Anisotropieparametern und dem Grad der metamorphen Überprägung.

Schwach metamorphisierte Sedimentite, die lediglich durch Korngrenzenfließen charakterisiert sind, lassen noch keine vollständige Überprägung des primären magnetischen Sedimentationsgefüges durch das Deformationsgefüge erkennen. Die Raumlage der magneti-

schen Plättungsebene nimmt eine vermittelnde Stellung zwischen primärem Sedimentationsgefüge und dem Deformationsgefüge ein (BORRADAILE, TARLING 1981). Spannungs- und Suszeptibilitätsellipsoid sind nicht direkt vergleichbar, die Ableitung der Intensität der Hauptspannungen aus den gesteinsmagnetischen Anisotropieuntersuchungen erscheint folglich in diesem Fall nicht ohne weiteres gerechtfertigt.

Für stärker metamorph überprägte Gesteine ergibt sich stets eine Orientierung der magnetischen Plättungsebene parallel der Kristallisationsschieferung. Die Richtung maximaler Suszeptibilität koinzidiert mit der Streckungsrichtung der Mineralachsen (b-Achse). Das primär angelegte magnetische Gefüge ist weitgehend verdrängt und die Formänderung des Suszeptibilitätsellipsoids entsprechen der Verformung des Spannungsellipsoids (HROUDA 1976 b; HROUDA, JANAK 1976; RATHORE 1979). So erhöht sich im Verlauf der Regionalmetamorphose der Anisotropiegrad $P(P \leq 1,3)$ und die Abplattung des Suszeptibilitätsellipsoids ($F \leq 1,25$) kontinuierlich bis zu einem Temperatur-Druck-Bereich, der zur Bildung von Phyllit führt. In diesem Bereich besitzt die empirisch ermittelte logarithmische Beziehung zwischen Spannungs- und Suszeptibilitätsellipsoid gemäß (16) (RATHORE 1979) weitestgehend Gültigkeit.

Glimmerschiefer und Gneise sind jedoch durch keine Erhöhung des Anisotropiegrades und Abplattung des Suszeptibilitätsellipsoids gekennzeichnet, noch stärker metamorph überprägte Gesteine (granulitfazielle Metamorphite) sind zudem durch geringere Anisotropiegrade ($P \leq 1,2$; $F \leq 1,12$) charakterisiert (HROUDA 1978), so daß allein aus dieser Tatsache heraus eine Ableitung von Spannungsparametern aus der bei RATHORE (1979) angegebenen Beziehung ungerechtfertigt ist.

Hochmetamorphe Gesteine zeigen bevorzugt ein triaxiales gesteinsmagnetisches Gefüge (geringere Abplattung des Suszeptibilitätsellipsoids). HROUDA (1978) sieht hierin einen Hinweis dafür, daß die Gefügebildung in seinem tieferen Krustenstockwerk erfolgte, in dem Auflast und tangentialer Druck von vergleichbarer Größenordnung sind.

5.2.3. Anisotropie der Suszeptibilität und Dynamometamorphose

HROUDA (1976 b) untersuchte die magnetischen Anisotropieeigenschaften von Gesteinen unterschiedlicher Deformationsstufen im Gebiet des Nizký Jeseník Gebirges (Nordmähren) und schlußfolgerte anhand der Ergebnisse auf die Beeinflussung gesteinsmagnetischer Anisotropieparameter durch Dynamometamorphose. Hierauf aufbauend und unter Einbeziehung der Arbeiten von RATHORE (1980 b); RATHORE, MAURITSCH (1983); RATHORE, BECKE (1980); RATHORE, COURRIOUX, CHOUKROUNE (1983); WAGNER, HEDLEY, STEEN u. a. (1981) und GOLDSTEIN (1980) ergeben sich nachfolgende Vorstellungen zur gesteinsmagnetischen Gefügeausbildung als Folge von Deformationsprozessen:

Unter Zugrundlegung eines Orientierungsmodells des magnetisch wirksamen Mineralanteils, das einen Viskositätskontrast zwischen den magnetisch wirksamen Partikeln und der umgebenden Matrix erfordert (Linien-/Ebenen-Modell nach OWENS (1974)), schließt HROUDA (1976 c) eine Ableitung von Spannungsparametern aus gesteinsmagnetischen Anisotropieuntersuchungen dann aus, wenn sich die Deformation in reiner Bruchschieferung äußert.

Eine Richtungsübereinstimmung zwischen den Achsen maximaler Suszeptibilität und den Deltaachsen führt HROUDA (1978) auf Einregelungsprozesse während der Frühphase der Entwicklung des Deformationsgefüges (unter geringen Viskositätsunterschieden) zurück. RATHORE, MAURITSCH (1983) folgern aus magnetischen Anisotropieuntersuchungen auf die

Bewegungsrichtung entlang von durch Bruchdeformation gekennzeichneten Scherzonen. Offensichtlich führen die dem eigentlichen Bruch vorausgehenden Gefügeveränderungen bereits zu einer nachweisbaren Veränderung des primären gesteinsmagnetischen Gefüges. Auf eine mögliche Wirkung von neugebildeten Mineralphasen, die das erzeugte Deformationsgefüge abbilden könnten, wurde in diesem Zusammenhang nicht eingegangen.

In Gesteinen, die eine Kristallisationsschieferung aufweisen, findet sich hingegen das angenommene Orientierungsmodell weitgehend bestätigt.

Die Achsen minimaler Suszeptibilität liegen stets in der Richtung maximaler tektonischer Einengung, während die magnetische Plättungsebene mit der Schieferungsfläche übereinstimmt. Das Suszeptibilitätsellipsoid ist deutlich abgeplattet und entspricht somit dem verformten Spannungsellipsoid. Der Vergleich mit den Ergebnissen von Biotitreglungsbildern bestätigt die Verwendbarkeit magnetischer Anisotropieparameter für die Ableitung der Hauptspannungsrichtungen (RATHORE, BECKE 1980; RATHORE, COURRIOUX, CHOUKROUNE 1983).

Kristallisationsschieferung, die einerseits durch kinematische Erscheinungen und andererseits durch statische Auflast herausgebildet werden kann, führt folglich zu den gleichen gesteinsmagnetischen Anisotropieeigenschaften.

Die Zonalität von Deformationsprozessen kann lokal stark ansteigende Intensitäten der metamorphen Überprägung bewirken. Ausdruck dessen sind Regionen intensiver Durchschieferung und daran gebundene Blastomylonitonen. Die intensive dynamische Rekristallisation in diesen Bereichen wird in den gesteinsmagnetischen Anisotropieeigenschaften widerspiegelt.

WAGNER, HEDLEY, STEEN u.a. (1981) ermittelten die gesteinsmagnetischen Anisotropieparameter in alpinen Gabbros des Montgenèvre Massivs, die unterschiedliche Deformationsintensitäten ausweisen. Für die gesteinsmagnetischen Eigenschaften waren vorrangig Hornblende und Augit verantwortlich. Neben einer deutlichen Korrelation der magnetischen Vorzugsrichtungen mit den kristallografischen Hauptachsen dieser Minerale, woraus auf die Orientierung der kinematischen Hauptspannungen gefolgert werden kann, ergab sich eine markante Zunahme des Anisotropiegrades P und eine zunehmende Abplattung des Suszeptibilitätsellipsoids mit der Intensität von Rekristallisationserscheinungen. Blastomylonite lieferten hierbei die höchsten Werte für beide Parameter ($P = 1,2 \dots 1,49$; $F = 1,17 \dots 1,28$). Unklar ist hierbei jedoch, ob hierin ein direkter Bezug zur Deformationsintensität zu sehen ist, da die untersuchten Proben unterschiedlichen regionalen Einheiten des Massivs entstammen.

Eine detaillierte Untersuchung einer Mylonitzone mit Porphyroblastenbildung wurde durch GOLDSTEIN (1980) an der Lake-Char-Störung (Connecticut, USA) vorgenommen. Die Beprobung quert die Störung im Meterbereich. Die Orientierung der magnetischen Plättungsebene entspricht nicht vollständig, wie auch RATHORE (1980 b) und RATHORE, BECKE (1980) anhand von Ergebnissen gesteinsmagnetischer Anisotropieuntersuchungen im Bereich der Periadriatischen Naht feststellten, dem Streichen der Störungszonen. Diese Abweichungen werden als Ausdruck einer Überlagerung des magnetischen Störungsgefüges auf das primär angelegte Gefüge gedeutet. Von wesentlicher Bedeutung ist jedoch, daß die Ergebnisse von GOLDSTEIN (1980) der untersuchten Gneise prämylonitischer Gefügemerkmale gegenüber denen aus dem Zentralteil der Mylonitzone mit signifikant höherem Anisotropiegrad eine geringere Abplattung des Suszeptibilitätsellipsoids auswiesen. Folglich wäre mit einer Abnahme der magnetischen Anisotropie mit Zunahme der Deformationsintensität zu rechnen. Desweiteren nimmt GOLDSTEIN (1980) auf der Grundlage einer mathematischen Auftrennung der Einzelkomponenten des ermittelten magnetischen Gefügeparameters an, daß das magnetische Störungsgefüge schon wirksam wurde, bevor mesoskopisch das mylonitische Gefüge erkennbar war. Eine Modellvorstellung für den dabei wirkenden Orientierungsmechanismus wird jedoch nicht gegeben.

Die Untersuchungen im Bereich einer Störungzone mit Blastomylonitbildungen in der Schirmacher-Oase sind geeignet, einen Beitrag zur Klärung des Einflusses intensiver Mylonitisierung auf die gesteinsmagnetischen Anisotropieeigenschaften zu liefern.

5.3. Petromagnetische und petrographisch/petrochemische Eigenschaften der Tektonite (Kataklastite, Mylonite, Blastomylonite) aus einer Störungszone der Schirmacher-Oase

5.3.1. Geologisch-geophysikalische Übersicht

Die Schirmacher-Oase, eine 18 km lange und 1 - 4 km breite eisfreie Felswüste im Zentralen Dronning-Maud-Land (Koordinaten: 11°25' - 11°55' E; 70°44' - 70°47' S), bildet einen Teil des aufgeschlossenen Kristallins der Ostantarktischen Plattform. Der gegenwärtige Kenntnisstand zum regionalen strukturellen Inventar wird vorrangig durch eine fotogeologische Interpretation von Luftbildern (BANKWITZ 1983) und durch die Ergebnisse geologischer Kartierungsarbeiten (KÄMPF, STACKEBRANDT 1988) bestimmt. In Abb. 32 sind die Ergebnisse dieser Untersuchungen, ergänzt durch eine Isolinienkarte des geomagnetischen Feldes (Anomalien der Totalintensität) nach Daten von AUSTER, DAMM, FREDOW u. a. (1985), schematisiert dargestellt.

Das Präkambrium der Schirmacher-Oase baut sich im wesentlichen aus unterschiedlich stark migmatisierten kristallinen Gesteinen auf. KÄMPF, STACKEBRANDT (1988) ordneten die Vielzahl von Deformations- und Metamorphoseereignissen sowie die Intrusionen verschiedener Ganggesteinsfolgen drei Entwicklungsstapen mit unterschiedlichem Prägungsniveau zu (vgl. Tabelle 8).

1. Das älteste Entwicklungsstadium ist mit zwei hochgradigen Regionalmetamorphose- und Faltungsereignissen kennzeichnend für tiefkrustale Bildungsverhältnisse.
2. Die nachfolgende Entwicklungsstufe ist durch die Anlage von Störungszone in dem durch Krustenhebung nunmehr rigider gewordenen Kristallin charakterisiert.
3. Während der jüngsten Entwicklungsstufe intrudierten zahlreiche Ganggesteine, deren Platznahme wahrscheinlich unter hochkrustalen Bedingungen erfolgte.

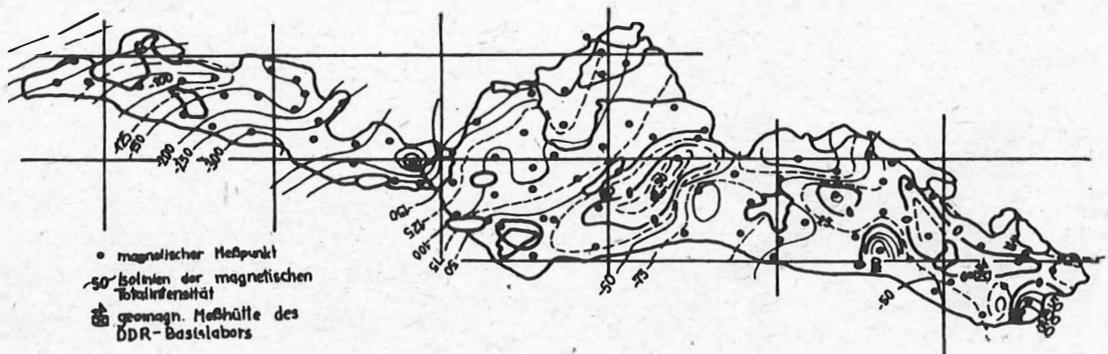
Das fotogeologisch festgestellte strukturelle Inventar der Schirmacher-Oase (BANKWITZ 1983) läßt zwei dominierende Orientierungen von Störungszone mit NE-SW bzw. ESE-WNW Streichen erkennen. Eine Isolinienrichtungsstatistik des geomagnetischen Kartierungsergebnisses (Abb. 33 a) läßt diese Richtungen deutlich hervortreten. In besonderem Maße hebt sich eine nachfolgend näher beschriebene, komplex untersuchte Störungszone im Westteil der Schirmacher-Oase sowohl im geomagnetischen als auch in den geologisch-strukturellen Kartierungsergebnissen ab. Die regionale Bedeutung dieser NE-SW streichenden Störung mit Blastomylonitbildung am See 55 m wird dadurch unterstrichen, daß sie auch in der kleinmaßstäblichen Darstellung der geomagnetischen Kartierung der Schirmacher-Oase, einschließlich der umgebenden Gletscherbereiche als negative Anomalie deutlich nachweisbar ist (Abb. 33 b). Die Breite der Störungszone beträgt nach dem Geländebefund von KÄMPF, STACKEBRANDT (1988) 1 km bei einer aufgeschlossenen Längerstreckung von 1,5 km.

5.3.2. Strukturelle und stoffliche Untersuchungsergebnisse

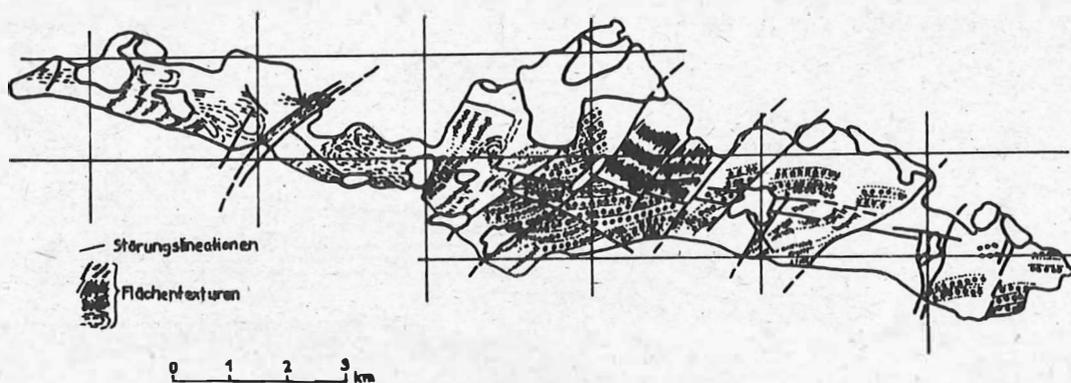
5.3.2.1. Tektonische und petrographisch/petrochemische Ergebnisse

Durch KÄMPF, STACKEBRANDT (1988) wurden in der Störungszone insgesamt sieben NE-SW streichende und mit 60-85° nach SE einfallende Blastomylonitzone kartiert, die über die gesamte aufgeschlossene Länge der Störung verfolgbar waren. Auf drei Profilen durch Blastomylonitzone und deren Flankenbereiche wurde eine orientierte Spezialprobenahme im Meterbereich und darunter vorgenommen, die durch die Beprobung eines 900 m langen, senkrecht zur Störung verlaufenden Profils (Punktabstand 100 m) ergänzt wird (KÄMPF, STACKEBRANDT 1988). Die Probenahmepunkte bzw. die Lage der Beprobungs-

Geomagnetische Karte



Photogeologische Interpretation



Vereinfachte geologische Karte

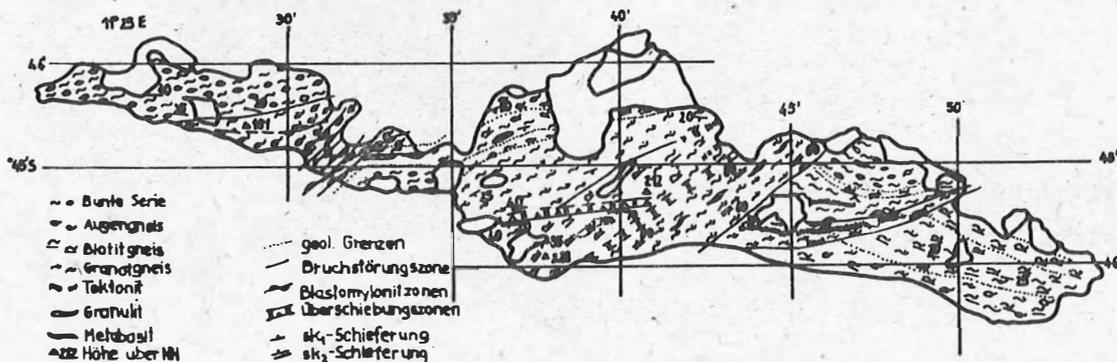
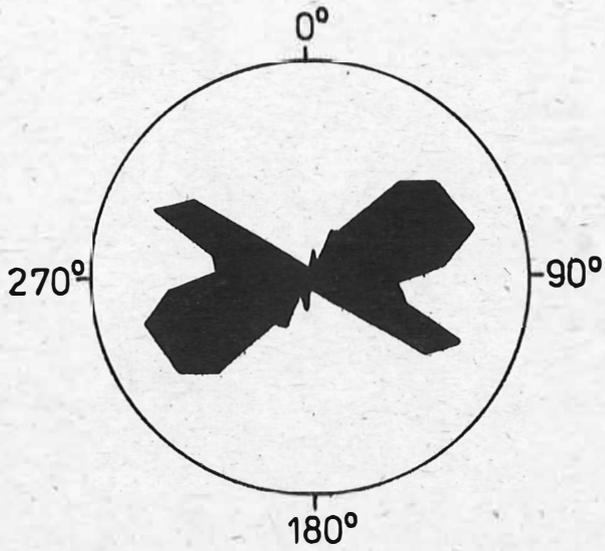


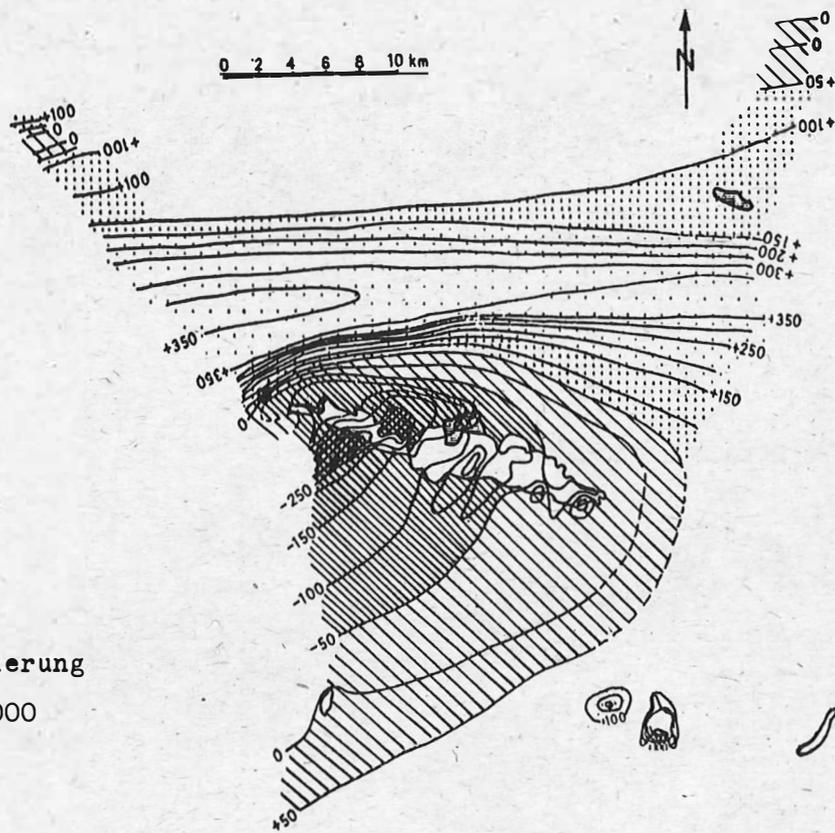
Abb.32: Ergebnisse geomagnetischer und geologischer Kartierungsarbeiten sowie einer geologischen Interpretation von Luftbildmaterial (nach BANKWITZ 1983; KÄMPF, STACKEBRANDT 1985; unter Einbeziehung der Daten von AUSTER, DAMM, FREDOW u.a. 1985)



(a)

richtungsstatistische Analyse
der geomagnetischen Kartierung
der Schirmacher-Oase im
Maßstab 1 : 25 000

(b)



geomagnetische Kartierung
im Maßstab 1 : 100 000

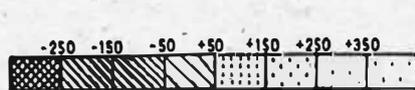


Abb.33: Ergebnisse geomagnetischer Kartierungsarbeiten im Bereich der Schirmacher - Oase

Tabelle 8: Geochronologie der Gesteinsbildung-, Deformations- und Metamorphoseereignisse
(nach KÄMPF & STACKEBRANDT, 1988)

Zeitmarken nach radiometrischen Daten (Mill. a)	Hauptetappen nach Feldbefund	Gesteine (nach Feldansprache)	Deformationseignisse		Metamor- phose- ereig- nisse			
	allg. Charakte- ristik der Abfolge		falten- gebunden	störungs- gebunden				
150	3. Entwicklungsetappe	3.4. Kataklastite	Überwiegen	Aktivierung von Bruch- störungszonen mit Blastomy- loniten, Blastokata- klasiten	M 5 (grün- schiefer- faziale Dynamome- tamor- phose			
		3.3. Mikrogabbro				ruptureller Deformationen	N-S-streichen- der Gang	
		3.2. Gangbasalte						ENE-WSW Gänge u. Gangschwär- me
		3.1. Lamprophyre						
300	2. Entwicklungsetappe	2.3. Kalifeldspat- Blastomylonite, Pegmatite, Ap- lite	bruch- störungs- gebundene und falten- gebundene Deformation und thermo- tektonische Akti- vierung	? F 4 vorherrschend NW-SE-Verlauf NE-SW strei- chende Bruch- störungszonen mit Blastomy- loniten	M 3(?gra- nultifa- zielle Dyn- amometa- morphose)			
2.2. Amphibolite		N-S und NW-SE streichende Gänge, Sills i sk						
400		2.1. Granat-Biotit- Gneis, Quarz-Feld- spat-Granulit, Amphibolit/Skarn, Kalksilikatgranulit, Plagioklasmobili- sation				F 3	E-W strei- chende Ober- schiebungen	
460 - 650	1. Entwicklungsetappe	1.3. Granatgneis, Granat-Biotit- Gneis Feldspat-Augen- gneis	"Hauptprägung" faltungsgebundene Deformation, Re- gionalmetamorphose und Migmatisierung	F 2 liegende Falten im Dekka- und Hektometer- bereich	M 2(amphi- bolitfa- zielle Dyn- amometa- morphose)			
1 500		1.2. Amphibolit, Pyriklasit, Biotit,- Feldspat- Gneis, (?)Biotit- Granat-Gneis				F 1 nur reliktsch erhalten	M 1 (granu- litfaziale Regional- metamor- phose	
		1.1. Ausgangs- gestein (bislang unbekannt)				primärer, präkam- brischer Gesteins- verband		

profile ist Abb. 34 und der Darstellung in Abb. 43 zu entnehmen. Neben diesen während der 29. SAE entnommenen 32 Proben standen 10 Proben zur Verfügung, die im Rahmen der 26. SAE im zentralen Bereich der Störungszone orientiert entnommen wurden.

KÄMPF, STACKEBRANDT (1988) konnten im Ergebnis der geologischen Detailkartierung eine tektonische Gliederung senkrecht zum Streichen der regionalen Störungszone ableiten. Auf Grund von markanten Unterschieden in Mächtigkeit, petrographischen Merkmalen und Deformationsgefügetypen unterschieden sie den Störungsbereich in: (vgl. Abb. 34)

- Flankenbereich mit 0,1 ... 0,5 m mächtigen blastenreich ausgebildeten Blastomyloniten (Signatur I, VI, VII). Die Rotation des Nebengesteins reicht bis zu 1,5 m vom Kontakt.
- Zwischenbereich mit 0,4 ... 1,5 m mächtigen, zonar aufgebauten Blastomyloniten (Signatur II, V). Das Nebengestein ist bis auf drei Meter Entfernung vom Kontakt zum Tektonit geschleppt.
- Zentralbereich mit einer ca. 4 m mächtigen Blastomylonitzone (Signatur III, IV) und ausgeprägt zonarem Aufbau. Der Rotationshof des Nebengesteins reicht bis zu 30 m vom Kontakt.

Die petrographische Bearbeitung des vorliegenden Probenmaterials (ANDREHS 1988) ließ die Schlußfolgerung zu, daß die Gesteine infolge (poly?)regionalmetamorpher Überprägung vor Anlage der Störungszone zwei Grundgesteinstypen zuordenbar sind:

- einem basischen Gestein dioritischer Zusammensetzung, das als Hypersthen-Plagioklas-Granolit angesprochen wird und
- einem intermediären Gestein mit gneisartiger Textur, als Granoblastit bezeichnet.

Diese Ausgangsgesteine wurden in Zusammenhang mit der Störungsentwicklung unterschiedlich stark tektonisch überprägt, so daß sich sowohl eine basische als auch eine saure Diaphtoreserie ausgliedern ließ (ANDREHS 1988). Da die basischen Gesteine im Störungsbereich gegenüber den intermediären mit wesentlich geringerer Häufigkeit auftreten, ist diese Reihe nur unvollständig durch die vorhandenen Proben repräsentiert (Tabelle 9). Innerhalb der beiden Überprägungsreihen zeigte sich anhand von Dünnschliffuntersuchungen einerseits eine zunehmende Intensität der Kalifeldspat- und Quarzblastese (kontinuierliche Zunahme des Kalifeldspatanteils innerhalb der Feldspatfraktion) und andererseits ein Trend im Grad retrograder Mineralumwandlungen in Abhängigkeit von der dynamometamorphen Überprägung (ANDREHS 1988). Im Dünnschliff waren diese Mineralumwandlungen sowohl in den Hypersthen-Plagioklas-Granoliten als auch in den Granoblastiten erkennbar, wobei eine Zersetzung von Ferrohypersthen bzw. Cumingtonit ausgehend von Mikrorissen und Rekristallisation von Amphibol und Biotit beobachtet wurde. In Zusammenhang damit wurde stets feinkörnige, sekundär gebildete Opaksubstanz festgestellt. Primäre Erzsubstanz, auch rapturell deformierte, zeigte keine Zersetzungserscheinungen (ANDREHS 1988). Von den für die gesteinsmagnetischen Eigenschaften vorrangig verantwortlichen Mineralen sind in dem petrographisch bearbeiteten Proben Magnetit, Ilmenit, Ferrohypersthen, Amphibol, Biotit und Granat nachgewiesen worden (ANDREHS 1988). In magnetisch separierten Mineralfraktionen dominieren nach halbquantitativer Röntgenphasenanalyse Ferrohypersthen und Ilmenit, gefolgt von Amphibol und Biotit. Granat und Magnetit traten nur untergeordnet auf. Trotz des relativ geringen Magnetitanteils in der Mehrzahl der Proben liefert dieses Mineral den Hauptanteil zur Gesamtsuszeptibilität der Gesteine (vgl. Abschnitt 2.2.). Nach mikroskopischen, röntgenographischen Untersuchungen (ANDREHS 1988) und einer Elektronensondenmikroanalyse (EMSA) wird im Gefolge des Diaphotreseprozesses feinkörniger Magnetit gebildet (DAMM, ANDREHS 1986). Abb. 35 zeigt das ESMA-Bild eines Hypersthen-Plagioklas-Granolits. Es weist zwei Gene-

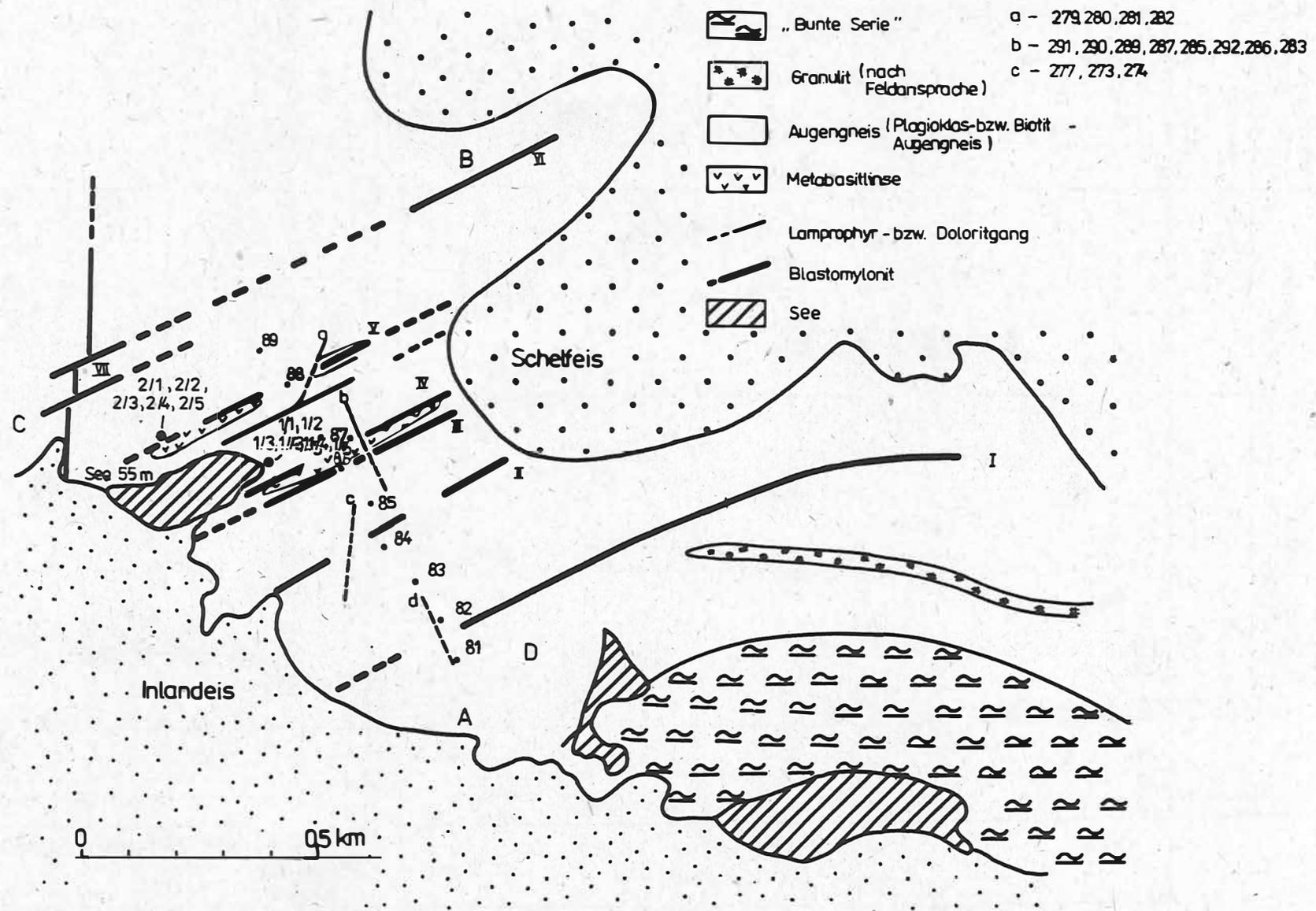
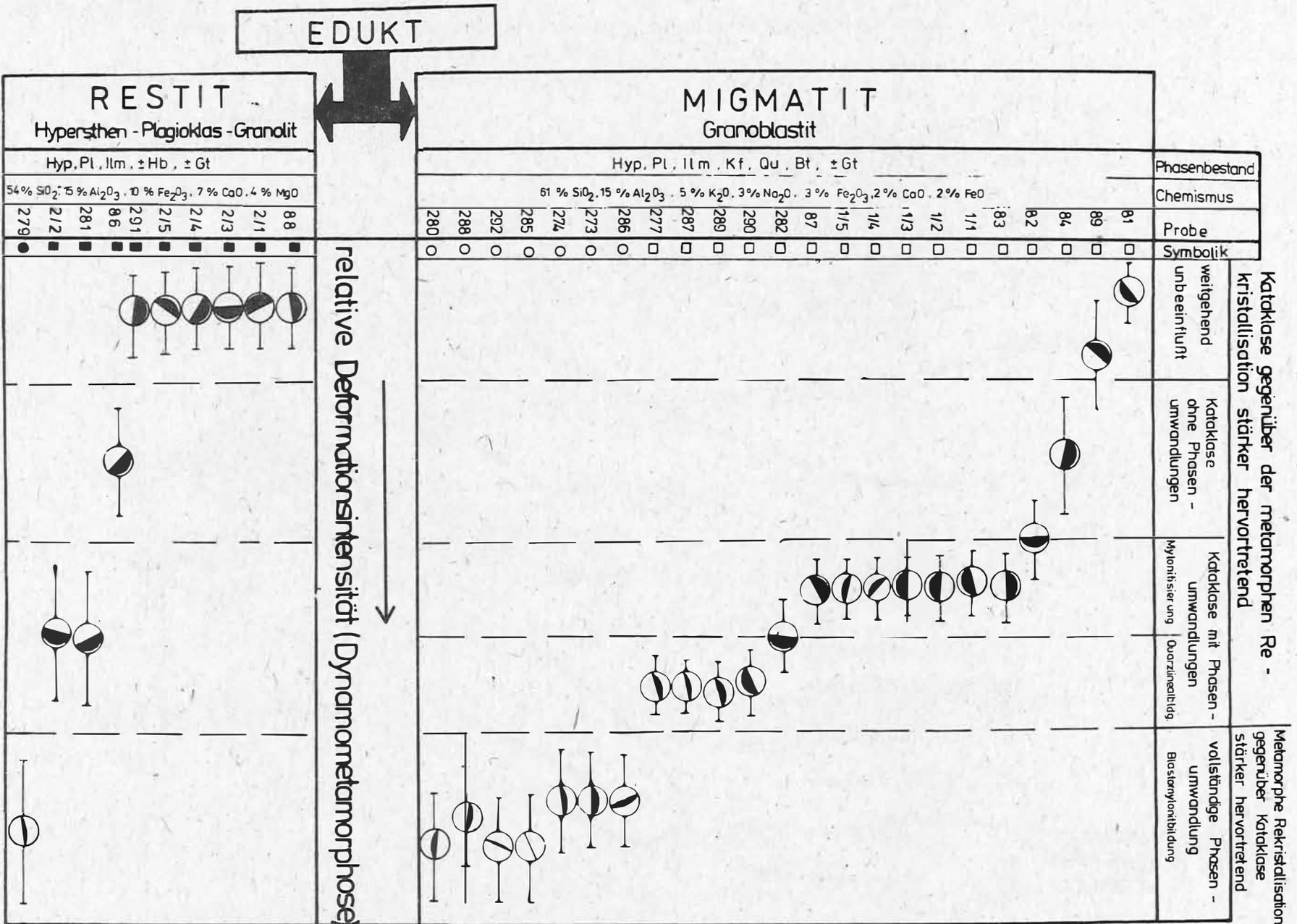


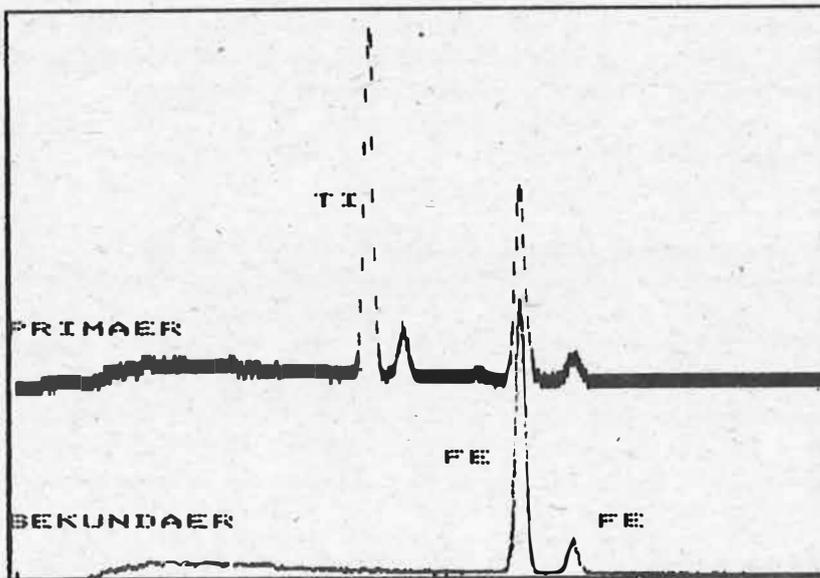
Abb.34: Westteil der Schirmacher-Oase, Störungszone "See 55m". Lage der Beprobungsprofile

Tab.9: Klassifizierung des Probenmaterials nach petrographischen Gesichtspunkten (ANDREWS 1988). - (Kreisdiagramme symbolisieren Raumlage der magnetischen Plättungsebene, Balken markieren Verträuensbereich der petrographischen Ergebnisse)





a



b

Abb.35: Ergebnisse einer Elektronensonden-Mikroanalyse (Negativbild des untersuchten Dünnschliffbereichs - Abb.35 a: A - primärer Ilmenit; B - sekundärer Magnetit. Ergebnisse der Lokalanalyse - Abb.35 b - an den Punkten A und B

rationen von Opakmineralen aus:

- Die großen hypidiomorph und rupturrell deformierten Körner bilden den Hauptteil der Opaksubstanz (A; obere Bildhälfte). Es handelt sich um primäre, kataklastisch beanspruchte Ilmenite.
- In der unteren Bildhälfte sind dispers verteilte Körner im Randbereich eines zersetzten Ferrohypertens zu erkennen (B). Nach den röntgenographischen und ESMA-Ergebnissen handelt es sich um Magnetit.

Mit der Zielstellung mikroskopisch identifizierte deformationsbedingte Phasenumwandlungen in ihrer Auswirkung auf Veränderungen im Gesteinsmechanismus zu erfassen, wurden Haupt- und Spurenelementgehalte in den Gesteinen bestimmt. Da insbesondere die intermediären Granoblastite sehr ungleichkörnig und inhomogen zusammengesetzt sind, wurde nach Voruntersuchungen von allen Gesteinen eine relativ große Probenmenge aufbereitet (200 g) und nach Homogenisierung und Verjüngung geochemisch untersucht. Für einen direkten Vergleich zwischen gesteinsmagnetischen und geochemischen Daten wurde in einer zweiten Analysenserie mit begrenztem Umfang die Elementgehaltsbestimmungen an identischem Probenmaterial (Volumen der Probenwürfel $8 \text{ cm}^3 = \text{ca. } 20 \text{ g}$) vorgenommen. In den Abb. 36 bis 39 sind die Gesteine nach ihrem Grundgesteinstyp unterschieden (volle Signaturen: Hypersthen-Plagioklas-Granolite; leere Signaturen: Granoblastite). Es lassen sich folgende Aussagen aus den elementgeochemischen Untersuchungen (eingesetzte Probenmenge 200 g) ableiten:

- Aus dem $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ - Diagramm (Abb. 36) geht eindeutig die Gruppierung der beiden Gesteinstypen hervor. Sie unterscheiden sich deutlich im K_2O -Gehalt, während die Na_2O -Gehalte in der gleichen Größenordnung liegen. Geringfügige Veränderungen im K_2O -Gehalt sind nach röntgenographischen Daten Ausdruck der dynamometamorphen Überprägung.
- Das $\text{Rb} - \text{K}_2\text{O}$ - Diagramm (Abb. 37) zeigt wieder deutlich zwei Gruppen, wobei sich eine klare positive Korrelation zwischen beiden Elementgehalten ergibt. Der Korrelationskoeffizient beträgt $K = 0,877$ als Regressionsgerade kann

$$\text{Rb}_{\text{ppm}} = 18,0 \text{ K}_2\text{O}_{\%} + 14,3$$

angegeben werden.

- Die klarste positive Korrelation geht aus dem Fe_2O_3 -Ti- Diagramm (Abb. 38) hervor, wobei sich die Streubereiche beider Gesteinstypen überlappen. Der Korrelationskoeffizient beträgt $K = 0,953$, die Gleichung der Regressionsgeraden $\text{Fe}_2\text{O}_3_{\%} = 1,06 \cdot 10^{-3} \text{ Ti}_{\text{ppm}} - 1,6 \cdot 10^{-2}$. Die Veränderungen der Fe_2O_3 - bzw. Ti-Gehalte innerhalb der beiden Teilgruppen zeigt keinen Bezug zu den petrographisch ermittelten dynamometamorphen Überprägungsstufen. Es kann weder eine An- noch eine Abreicherung an Fe_2O_3 mit zunehmender Deformationsintensität festgestellt werden, so daß in Bezug auf den Fe_2O_3 -(Ti-)Gehalt auf ein geschlossenes System während der Diaphtorese geschlossen werden muß.
- Die Rb- und Ti-Gehalte sind in den Granoblastiten schwach negativ korreliert (Abb. 39). Der Korrelationskoeffizient beträgt $K = -0,603$, die Gleichung der Regressionsgeraden kann mit $\text{Rb}_{\text{ppm}} = -5,95 \cdot 10^{-3} \text{ Ti}_{\text{ppm}} + 115,5$ angegeben werden, wodurch eine geringfügige Verarmung an Fe_2O_3 während des Diaphtoreseprozesses angedeutet wird.

5.3.2.2. Zur Anisotropie der gesteinsmagnetischen Eigenschaften

Den gesteinsmagnetischen Untersuchungen standen insgesamt 34 orientiert entnommene

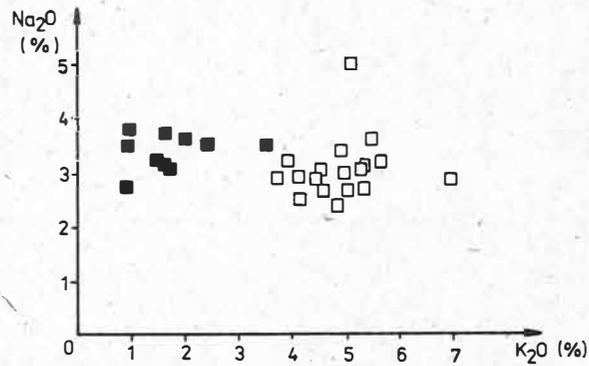


Abb.36: Na₂O-K₂O-Diagramm der untersuchten Hypersthen-Plagioklas-Granolite (volle Symbole) und Granoblastite (offene Symbole) aus dem Bereich der Störungszone "See 55m".

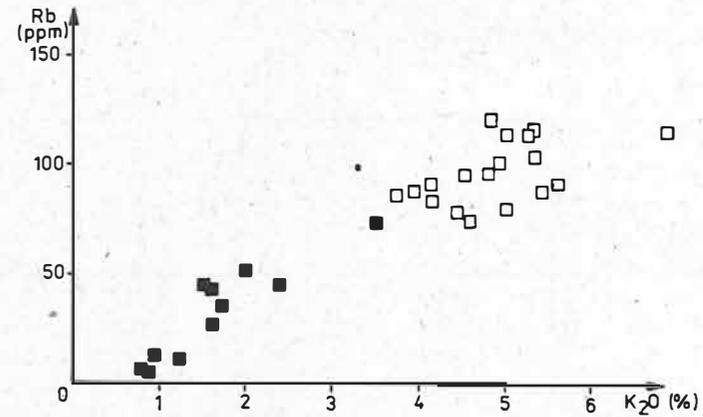


Abb.37: Rb-K₂O-Diagramm der untersuchten Hypersthen-Plagioklas-Granolite (volle Symbole) und Granoblastite (offene Symbole)

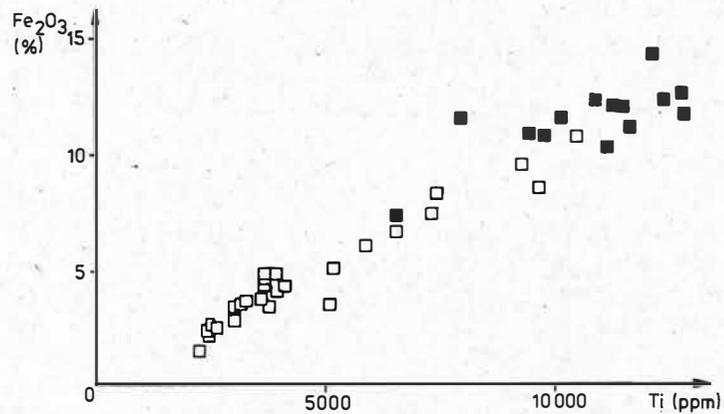


Abb.38: Ti-Fe₂O₃-Diagramm der untersuchten Hypersthen-Plagioklas-Granolite (volle Symbole) und Granoblastite (offene Symbole)

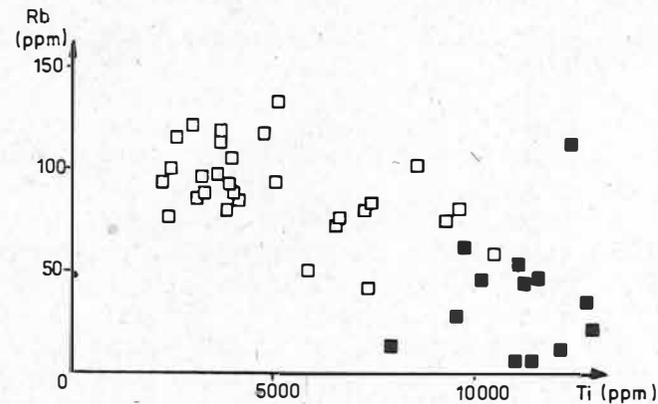


Abb.39: Rb-Ti-Diagramm der untersuchten Hypersthen-Plagioklas-Granolite (volle Symbole) und Granoblastite (offene Symbole)

Tabelle 10: Mittelwerte der gesteinsmagnetischen Anisotropieparameter für die untersuchten Proben der Störungszone
See 55 m (Schirmacher-Oase)

Probe	$\bar{\alpha} \times 10^{-6}$	σ_{α}	P	σ_p	F	σ_F	L	σ_L	E	σ_E	T	σ_T	φ_{max}	σ_{φ}	ϑ_{max}	σ_{ϑ}	φ_{min}	σ_{φ}	ϑ_{min}	σ_{ϑ}
S 1/1	1719,0	533,4	1,3324	0,0642	1,2154	0,0406	1,0974	0,0170	1,1058	0,0249	0,3490	0,0419	93,4	5,3	3,4	0,9	322,1	18,3	84,3	1,9
S 1/2	1714,0	1011,0	1,2985	0,1110	1,1747	0,0668	1,1047	0,0507	1,0641	0,0588	0,2329	0,1751	277,8	3,8	0,0	1,9	4,0	15,8	82,6	3,7
S 1/3	402,2	65,0	1,1222	0,0059	1,0777	0,0196	1,0415	0,0153	1,0501	0,0441	0,6917	0,7215	257,4	3,5	2,4	1,7	4,6	14,4	79,9	3,0
S 1/4	535,0	52,8	1,2359	0,0221	1,1209	0,0066	1,0982	0,0094	1,0206	0,0089	0,1773	0,1363	291,8	2,3	36,9	1,3	40,4	2,8	22,9	1,0
S 1/5	358,1	108,9	1,1685	0,0817	1,1103	0,0413	1,0515	0,0361	1,0560	0,0225	0,4266	0,1958	280,5	14,6	12,5	7,6	27,7	8,2	36,7	35,5
S 2/1	1244,7	145,8	1,0590	0,0054	1,0251	0,0044	1,0331	0,0056	0,9979	0,0202	-0,1739	0,1121	285,7	4,3	12,6	1,7	64,5	14,2	71,4	5,8
S 2/2	14326,2	5500,1	1,3401	0,1099	1,2177	0,0265	1,1695	0,1054	1,0773	0,0505	-0,4108	1,6424	104,6	2,1	5,2	1,2	281,2	31,2	84,5	1,2
S 2/3	776,7	47,9	1,0479	0,0180	1,0332	0,0023	1,0327	0,0214	1,0101	0,0091	-0,8512	2,1043	119,8	12,0	6,7	1,5	260,4	24,8	74,2	17,4
S 2/4	5458,1	280,2	1,1110	0,0061	1,0632	0,0074	1,0451	0,0091	1,0108	0,0115	0,1616	0,1462	110,1	6,4	9,7	1,1	257,9	13,2	78,3	1,5
S 2/5	3198,2	1879,5	1,1838	0,0895	1,0910	0,0488	1,0840	0,0418	1,0069	0,0342	0,0577	0,2494	118,2	10,6	2,6	3,6	221,1	12,2	73,2	7,0
S 3/2	34857,9	787,6	1,0131	0,0023	1,0042	0,0022	1,0090	0,0019	0,9950	0,0034	-0,4035	0,2950	327,4	19,2	70,6	5,1	179,9	20,0	6,1	2,0
S 3/3	31546,8	901,2	1,0307	0,0038	1,0207	0,0055	1,0099	0,0029	1,0101	0,0074	-0,4341	2,2410	124,1	15,0	58,7	7,3	339,9	9,8	25,0	5,2
NL 81	1718,4	342,8	1,1837	0,0443	1,1049	0,0409	1,0698	0,0115	1,0314	0,0427	0,1522	0,1877	224,6	10,3	7,0	6,3	321,9	4,7	47,4	10,8
NL 82	918,9	165,8	1,0556	0,0093	1,0139	0,0036	1,0411	0,0069	0,9740	0,0055	-0,5081	0,1328	40,5	2,2	20,1	2,3	271,2	14,4	58,1	6,6
NL 83	974,7	70,1	1,0393	0,0049	1,0218	0,0020	1,0193	0,0018	1,0030	0,0048	-0,0167	0,4776	42,5	3,9	19,1	1,4	185,1	4,5	66,2	2,5
NL 84	1388,0	51,0	1,0510	0,0133	1,0371	0,0038	1,0270	0,0160	1,0205	0,0084	0,4039	0,2039	16,2	2,0	21,5	2,1	151,4	5,2	60,8	4,7
NL 86	51863,2	2938,5	1,9052	0,0407	1,6231	0,0402	1,1795	0,0537	1,4282	0,0968	0,5158	0,0754	25,5	4,6	11,3	1,0	209,2	4,2	78,6	1,1
NL 87	815,3	192,9	1,1418	0,0167	1,1267	0,0216	1,0192	0,0063	1,1053	0,0269	0,7153	0,1185	23,6	24,3	7,8	4,7	150,7	9,5	75,1	3,2
NL 88	3281,9	223,2	1,1483	0,0060	1,1093	0,0066	1,0351	0,0026	1,0717	0,0079	0,7651	0,6155	28,2	6,2	16,1	1,3	169,8	1,7	69,6	1,5
NL 89	2023,1	239,7	1,1358	0,0150	1,0729	0,0095	1,0618	0,0087	1,0060	0,0135	0,0328	0,0963	13,0	6,6	11,8	4,3	122,2	3,7	57,8	4,9
NL 273	426,3	0	1,1519	0	1,1364	0	1,0137	0	1,1210	0	0,8078	0	79,5	0	20,5	0	181,1	0	28,2	0
NL 274	740,8	0	1,0896	0	1,0560	0	1,0319	0	1,0233	0	0,2686	0	45,6	0	47,9	0	161,8	0	21,8	0
NL 277	758,5	0	1,0644	0	1,0401	0	1,0233	0	1,0165	0	0,2620	0	76,7	0	7,0	0	169,5	0	21,4	0
NL 279	766,2	25,2	1,0848	0,0021	1,0715	0,0021	1,0123	0,0001	1,0586	0,0021	0,6989	0,0077	74,6	1,6	31,2	3,3	186,9	1,3	3,8	0
NL 280	475,8	0,8	1,1068	0,0230	1,0695	0,0244	1,0349	0,0021	1,0333	0,0256	0,3036	0,1823	97,7	3,3	11,7	11,4	6,4	4,4	6,9	1,4
NL 281	2019,5	0	1,1239	0	1,0667	0	1,0536	0	1,0125	0	0,1060	0	134,4	0	0,4	0	227,2	0	82,8	0
NL 282	1281,6	52,6	1,1469	0,0108	1,0621	0,0049	1,0796	0,0149	0,9838	0,0185	-0,1159	0,1291	40,6	5,3	5,9	4,9	289,8	15,0	75,1	6,9
NL 283	1247,7	82,8	1,0902	0,0073	1,0509	0,0045	1,0374	0,0025	1,0130	0,0019	0,1497	0,0103	268,4	2,4	54,5	2,8	145,8	1,0	21,0	0,2
NL 285	31,2	0	1,1797	0	1,1679	0	1,0102	0	1,1561	0	0,8776	0	47,9	0	56,6	0	148,3	0	6,8	0
NL 286	175,8	132,6	1,0781	0,0052	1,0496	0,0021	1,0272	0,0071	1,0219	0,0092	0,2925	0,1389	339,2	31,5	14,2	47,0	230,2	1,1	21,7	14,2
NL 287	759,9	216,1	1,4487	0,0329	1,2904	0,0674	1,1220	0,0308	1,1501	0,0517	0,3761	0,0949	256,6	3,1	32,0	3,9	161,9	2,0	6,9	5,4
NL 288	442,8	78,6	1,1471	0,0089	1,1191	0,0083	1,0250	0,0030	1,0918	0,0090	0,6396	0,0408	93,3	22,8	7,9	60,2	187,3	4,0	13,4	0,6
NL 289	538,9	19,7	1,2946	0,0076	1,2655	0,0156	1,0232	0,0186	1,2372	0,0378	0,8251	0,1370	267,0	0,7	14,2	10,3	171,9	4,6	19,4	0,2
NL 290	2390,2	659,2	1,4125	0,0187	1,1364	0,1520	1,1519	0,0080	1,0648	0,0288	0,1798	0,0716	111,8	5,6	23,8	0,4	324,7	13,8	62,1	2,6
NL 291	1159,1	70,1	1,0381	0,0033	1,0308	0,0018	1,0071	0,0013	1,0237	0,0005	0,6252	0,0658	5,5	37,3	29,3	15,6	146,0	4,3	48,3	1,3
NL 292	982,8	155,1	1,1121	0,0115	1,0904	0,0129	1,0200	0,0016	1,0691	0,0144	0,6257	0,0388	358,6	24,0	66,2	3,3	114,5	10,0	8,8	11,2

Handstücke aus dem unmittelbaren Störungsbereich und dem Nebengestein der Blastomylonit-zonen zur Verfügung (vgl. Tab. 9). Die Probenahmeprodukte sind Abb. 34 zu entnehmen.

Aus aufbereitungstechnischen Gründen wurden bei einigen Handstücken die Probenwürfel nicht wie in den übrigen Fällen entsprechend dem geographischen Koordinatensystem hergestellt, sondern waren bezüglich einer eingemessenen geologischen Bezugsfläche orientiert. Ausgangsmaterial bildeten hierbei senkrecht zu der eingemessenen Fläche erbohrte Zylinder mit einem Volumen von 50 ... 200 cm³. Pro Handstück wurden ein bis sieben Probenwürfel angefertigt, wobei die obere Grenze in der Anzahl durch das verfügbare Volumen des Handstücks bzw. Bohrkerns festgelegt war.

Die ermittelten Ergebnisse der gesteinsmagnetischen Anisotropieuntersuchungen über alle Probenwürfel des jeweiligen Aufschlußpunktes sind in Tabelle 10 aufgelistet. (Die Standardabweichung soll hierbei als qualitatives Bewertungskriterium für den jeweiligen Mittelwert dienen.)

Die mittlere Suszeptibilität $\bar{\chi}$ aller Proben aus dem Bereich der Störungszone am See 55 m der Schirmacher-Oase erbrachte Werte von 10^{-4} ... 5×10^{-2} SI und liegt somit in einem vergleichbaren Streubereich wie in den bearbeiteten Magmatiten aus dem Südtteil der DDR. Die unterschiedlich stark beanspruchten Tektonite weisen sowohl schwach ausgeprägte Anisotropien ($P = 1,01$... $1,05$) als auch extrem hohe Anisotropieparameter auf ($P = 1,2$... $1,9$) (Abb. 40). Wie bereits bei der Untersuchung der Magmatite festgestellt wurde, zeigen auch die Metamorphite einen signifikanten Bezug zwischen der mittleren Suszeptibilität und dem Anisotropiegrad P . Die Form des Suszeptibilitätsellipsoids ist aus der Darstellung der Werte in dem dem Flinn-Diagramm vergleichbaren L-F-Diagramm ableitbar (Abb. 41).

Der überwiegende Anteil der Proben weist abgeplattete Ellipsoidformen ($F > L$) auf, wobei für F -Werte zwischen 1,0 und 1,7 auftreten. In einem derartig breiten Variationsbereich der F -Parameter sehen HROUDA, JANAK (1976) einen Ausdruck der Deformationsintensität.

Extrem hohe F -Werte repräsentieren in Übereinstimmung mit geologischen und petrographischen Ergebnisse die Proben intensivster Kataklase. Die magnetische Plättungsebene entspricht in ihrer Orientierung häufig der Raumlage der makroskopisch sichtbaren Haupttextur (Kristallisationsschieferung). In Abb. 43 wurde in die stereographische Darstellung der Suszeptibilitätshauptachsen und der magnetischen Plättungsebene (unterbrochene Linien) die Orientierung der Schieferungsflächen (durchgezeichnete Linien) einbezogen, soweit diese am jeweiligen Aufschlußpunkt bzw. am Handstück einmeßbar war. Der positiv korrelierte Zusammenhang zwischen den Anisotropieparametern P und F (Abb. 42) führt zu der Schlußfolgerung, daß das Anwachsen der Gesamtanisotropie auf der Grundlage einer zunehmenden planar-parallelen magnetischen Gefügeausbildung erfolgt.

Die Gesteine des Untersuchungsgebietes repräsentieren gemäß Abschnitt 5.3.2.1. zwei petrographisch und petrochemisch deutlich unterscheidbare Grundtypen: Hypersthen-Plagioklas-Granolite und Granoblastite. Die Ermittlung einer Beziehung zwischen den gesteinsmagnetischen Anisotropieparametern und der Intensität der Dynamometamorphose kann nur innerhalb dieser Gruppen erfolgen. Die relative Deformationsintensität innerhalb der beiden Gruppen konnte im Ergebnis der petrographischen Bearbeitung der Proben festgelegt werden (ANDREHS 1988) und findet sich in Tabelle 9 ausgedrückt. Einige Proben zeigten Übergangsmerkmale zwischen den einzelnen Deformationsstufen. Im Sinne einer statistischen Betrachtung der Veränderung der gesteinsmagnetischen Anisotropieparameter in Zusammenhang mit der Intensität der Dynamometamorphose war es sinnvoll, größere Probenkollektive im Hinblick auf eine derartige Abhängigkeit zu

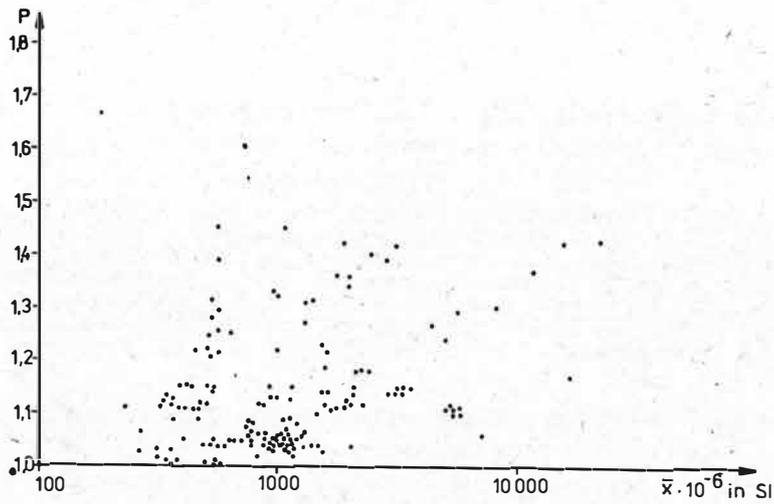


Abb.40: Anisotropiegrad P in Abhängigkeit von der mittleren Suszeptibilität aller Proben aus dem Bereich der Störungszone "See 55m"

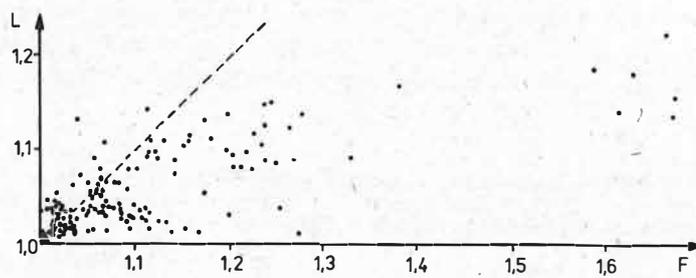


Abb.41: Form des Suszeptibilitätsellipsoids (L-F-Diagramm) aller Proben aus dem Bereich der Störungszone "See 55m"

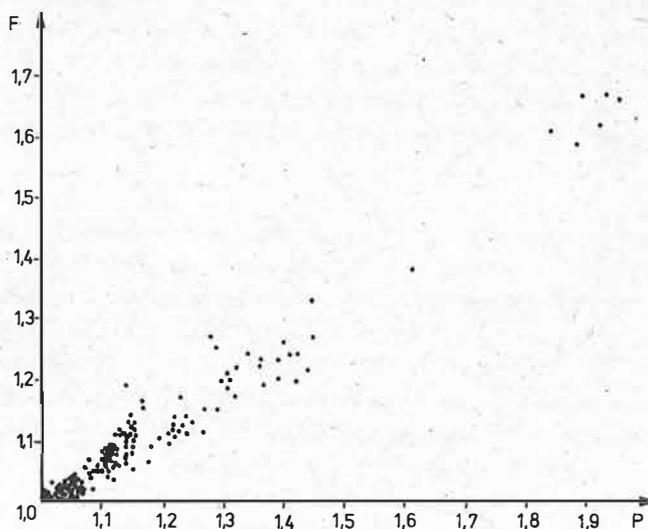


Abb. 42: Abplattungsgrad des rotationssymmetrischen Suszeptibilitätsellipsoids in Abhängigkeit vom Anisotropiegrad (F-P-Diagramm) für alle Proben aus dem Bereich der Störungszone "See 55m"

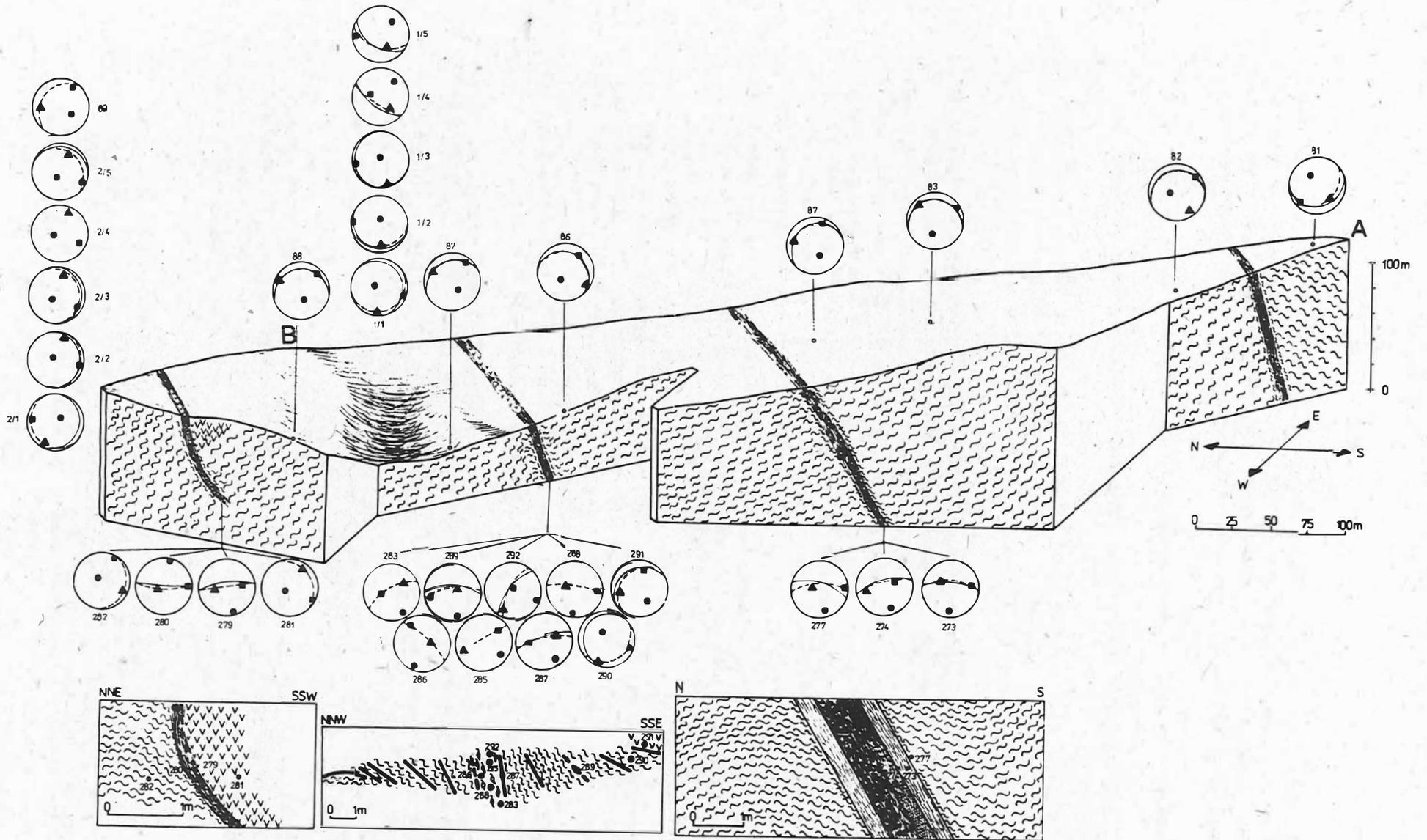


Abb.43: Blockbild der bearbeiteten Störungszone "See 55m" (Schnitte entlang der Beprobungsprofile in A-B-Richtung - vgl. Abb.34) - Generalisierte Form in der Darstellung der Ergebnisse gesteinsmagnetischer Anisotropieuntersuchungen und der geologischen Kartierungsarbeiten von KÄMPF, STACKEBRANDT (1985)

untersuchen. Nach makroskopischen Gesichtspunkten und dem petrographischen Befund erweist sich der Übergang von einer Dominanz ruptueller Deformationsmerkmale zu einem Vorherrschen der Blastese als eindeutigstes Kriterium für die Festlegung einer Grenze zwischen einzelnen Teilgruppen. Für alle weiteren Betrachtungen sei folglich unterschieden in:

- kataklastische Gesteine, in denen ruptuelle Merkmale gegenüber der metamorphen Rekristallisation überwiegen und
- kataklastische Gesteine, in denen die metamorphe Rekristallisation gegenüber der Kataklase stärker hervortritt.

Betrachtet man nunmehr die Abhängigkeit zwischen den für jeden Aufschlußpunkt gemittelten Werten für den Anisotropiegrad P und der durchschnittlichen Suszeptibilität (Abb. 44), so lassen sich unter Verwendung dieser Klassifizierung folgende Aussagen ableiten:

1. Kataklastische Gesteine, die vorrangig ruptuelle Deformationsmerkmale aufweisen, sind durch einen breiten Variationsbereich in $\bar{\alpha}$ und P charakterisiert. Hierbei zeigte sich, daß die nach dem petrographischen Befund nur schwach beanspruchten Gesteine tendenziell geringe mittlere Suszeptibilitätswerte und niedere Anisotropiegrade lieferten ($\bar{\alpha} = 360 \dots 2000 \times 10^{-6}$ SI; $P = 1,05 \dots 1,2$), während die Proben, die durch hohe Suszeptibilitätswerte und ausgeprägte Anisotropien charakterisiert waren ($\bar{\alpha} = 500 \dots 15000 \times 10^{-6}$ SI; $P = 1,15 \dots 1,9$) auf Grund der petrographischen Untersuchungen den intensiv mylonitisierten Gesteinsvarietäten zuzuordnen waren.
2. Kataklastische Gesteine, in denen die Blastese gegenüber der Kataklase überwiegt, sind durch niedrige Suszeptibilitätswerte und geringe Anisotropien ($\bar{\alpha} = 180 \dots 1500 \times 10^{-6}$ SI; $P = 1,05 \dots 1,15$) gekennzeichnet.

Dementsprechend läßt sich ein Anwachsen des Anisotropiegrades P im Zuge der dynamometamorphen Überprägung der Gesteine bis zur Stufe der Quarzlinealbildung ableiten, während mit weiterer Erhöhung der Intensität der Überprägung und Überwiegen der Rekristallisationerscheinungen (Blastomylonitbildung) die magnetische Anisotropie wieder sinkt. Diese Entwicklung einer Veränderung des Anisotropieparameters P in Abhängigkeit von der Intensität der Dynamometamorphose entspricht in ihrem Verlauf der Änderung von P im Zuge regionalmetamorpher Überprägung (HROUDA 1978).

Die Ergebnisse stehen im Gegensatz zu den durch WAGNER, HEDLEY, STEEN u. a. (1981) ermittelten Veränderungen gesteinsmagnetischer Anisotropieparameter in Zusammenhang mit der Bildung von Blastomyloniten, die mit der Zunahme der Rekristallisationerscheinungen ein Anwachsen der Anisotropie verzeichneten. Demgegenüber finden sich die Untersuchungsergebnisse von GOLDSTEIN (1980) bestätigt, die gleichermaßen auf der Detailbeprobung einer Blastomylonitzone basieren, wobei jedoch nicht näher auf die Ursachen des Orientierungsverhaltens des magnetisch wirksamen Mineralanteils eingegangen wurde. Eine Klärung dieses Zusammenhanges soll anhand des untersuchten Probenmaterials im Abschnitt 5.3.3.1. vorgenommen werden.

Das Ansteigen des Anisotropiegrades P in Abhängigkeit von der dynamometamorphen Überprägung bis zur Stufe der Quarzlinealbildung berechtigt dazu, aus der Raumlage der magnetischen Plättungsebene Bewegungsrichtungen entlang der Scherfläche abzuleiten. Hierzu fand ein modifiziertes analytisches Verfahren nach RATHORE (1980 b) Anwendung.

Dabei wird davon ausgegangen, daß die Achse minimaler Suszeptibilität in ihrer Orientierung stets der Raumlage der maximalen Hauptspannung entspricht (vgl. Abschnitt 5.2.3.), über deren Richtung allerdings keine Aussage möglich ist. RATHORE (1980 b) nimmt deshalb stets eine in Richtung der Scherzone wirkende Hauptspannung an. Zerlegt man nun diesen richtungsmäßig durch die Raumlage der minimalen Suszeptibilitätshauptachse und betragsmäßig durch den Anisotropiegrad bestimmten Vektor

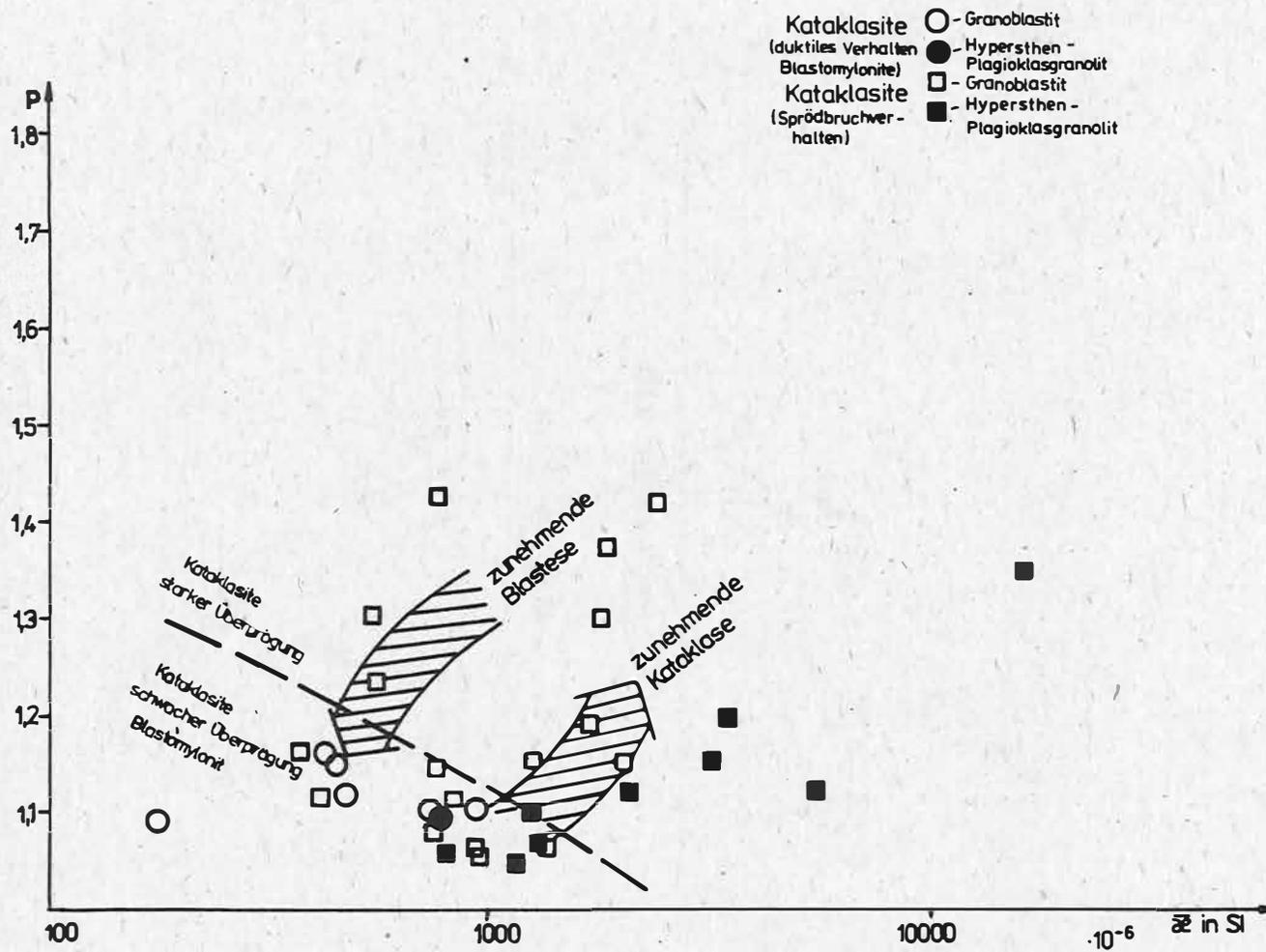


Abb.44: Abhängigkeit des Anisotropiegrades P von der mittleren Suszeptibilität \bar{x} unter Berücksichtigung der Deformationsmerkmale (Deformationsintensität) für die Hypersthen-Plagioklas-Granolite (volle Symbole) und die Granoblastite (offene Symbole) - (vgl. Tab. 9)

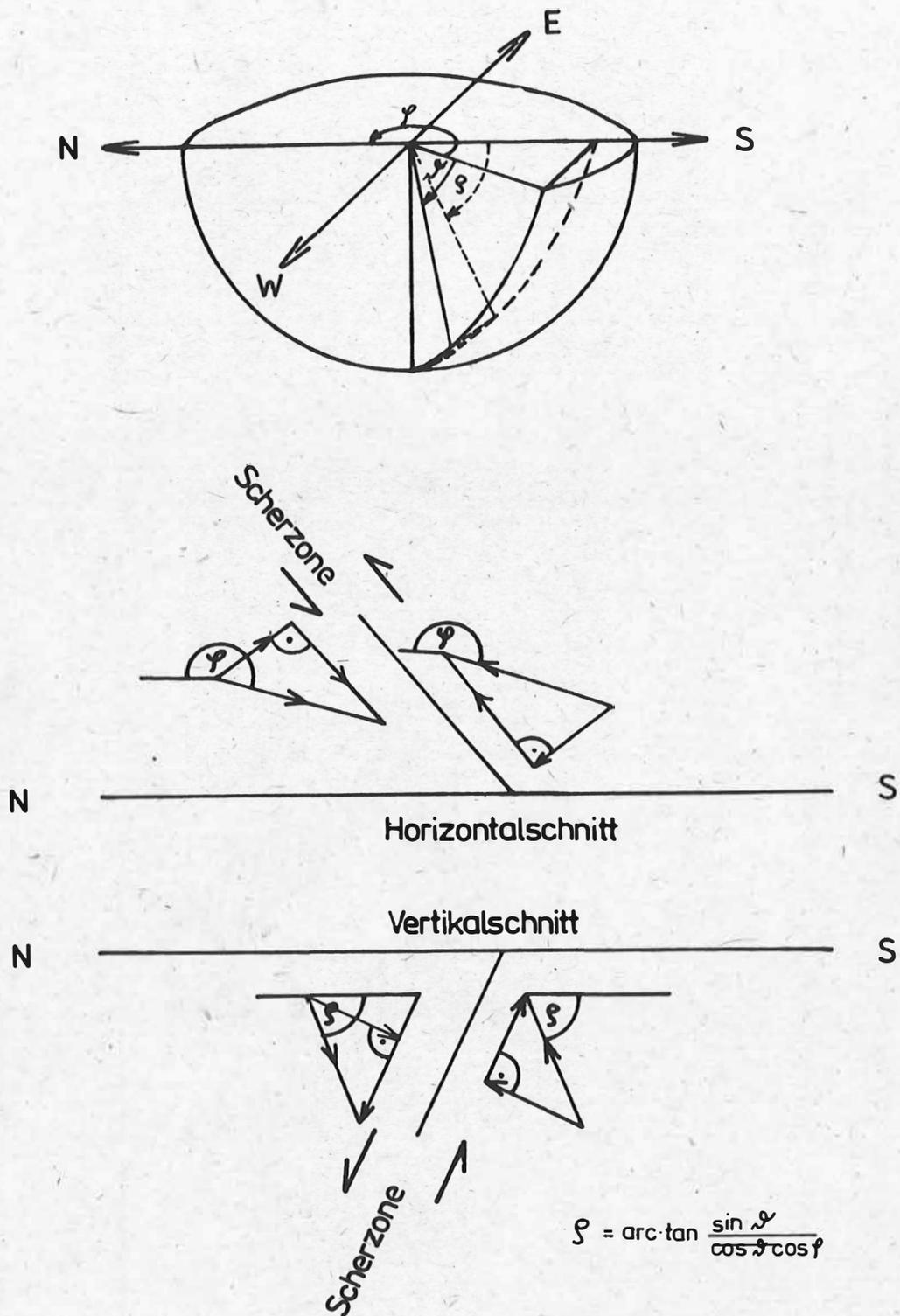


Abb.45: Prinzipsskizze zur Ableitung horizontaler und vertikaler Verschiebungsbeträge entlang einer Scherfläche aus den Ergebnissen gesteinsmagnetischer Anisotropieuntersuchungen (Erläuterungen siehe Text)

Tabelle 11: Raumlage und Betrag der abgeleiteten horizontalen und vertikalen Verschiebungsvektoren

Probe	Anisotropiegrad P	φ_{\min}	ψ_{\min}	Horizontalschnitt Richtg. der α_{\min} -Achse	Betrag	Vertikalschnitt Richtg. der α_{\min} -Achse	Betrag
1/1	1,3324	322,1	84,3	322,1	0,1323	85,5	1,3299
1/2	1,2985	4,0	82,6	4,0	0,1672	82,6	1,2984
1/3	1,1222	4,6	79,9	4,6	0,1968	79,9	1,1221
1/4	1,2359	40,4	22,9	40,4	1,1385	29,0	0,9915
1/5	1,1685	27,7	36,7	27,7	0,9369	40,1	1,0843
2/1	1,0590	64,5	71,4	64,5	0,3378	81,8	1,0142
2/2	1,3401	281,2	84,5	281,2	0,1284	88,9	1,3342
2/3	1,0479	260,4	74,2	260,4	0,2853	-87,5	1,0094
2/4	1,1110	257,9	78,3	257,9	0,2253	-87,5	1,0889
2/5	1,1838	221,1	73,2	221,1	0,3422	-77,2	1,1622
3/2	1,0131	179,9	6,1	179,9	1,0074	- 6,1	1,0131
3/3	1,0307	339,9	25,0	339,9	0,9341	26,4	0,9794
81	1,1837	321,9	47,4	321,9	0,8012	54,1	1,0755
82	1,0556	271,2	58,1	271,2	0,5578	89,3	0,8963
83	1,0393	185,1	66,2	185,1	0,4194	-66,3	1,0386
84	1,0510	151,4	60,8	151,4	0,5127	-63,9	1,0219
86	1,9052	209,4	78,6	209,2	0,3766	-80,0	1,8963
87	1,1118	150,7	75,1	150,7	0,2859	-76,9	1,1030
88	1,1483	169,8	69,6	169,8	0,4003	-69,9	1,1461
89	1,1358	122,2	57,8	122,2	0,6052	-71,4	1,0138
273	1,1519	181,1	28,2	181,1	1,0152	-28,2	1,1517
274	1,0896	161,8	21,8	161,8	1,0117	-22,8	1,0428
277	1,0644	169,5	21,4	169,5	0,9910	-21,7	1,0490
279	1,0848	166,9	3,8	166,9	1,0824	- 3,9	1,0567
280	1,1068	6,2	6,9	6,4	1,0988	6,9	1,1000
281	1,1239	227,2	82,8	227,2	0,1409	-85,1	1,1191
282	1,1469	289,8	75,1	289,8	0,2949	84,8	1,1128
283	1,0902	145,8	21,0	145,8	1,0178	-24,9	0,9280
285	1,1797	148,3	6,8	148,3	1,1714	- 8,0	1,0064
286	1,0781	230,2	21,7	230,2	1,0017	-31,9	0,7750
287	1,4487	161,9	6,9	161,9	1,4382	- 7,3	1,3781
288	1,1471	187,3	13,4	187,3	1,1159	-13,5	1,1383
289	1,2946	171,9	19,4	171,9	1,2211	-19,6	1,2831
290	1,4125	324,7	62,7	324,7	0,6610	66,6	1,3599
291	1,0381	146,0	48,3	146,0	0,6906	-53,5	0,9636
292	1,0986	114,5	8,8	114,5	1,0857	-20,5	0,4806

sowohl in horizontale als auch vertikale Komponenten normal und tangential zur Scherzone, so erhält man mit den Tangentialkomponenten die möglichen horizontalen und vertikalen Verschiebungsrichtungen, wobei der Verschiebungsbetrag in den Bezugsebenen durch die Länge der Vektoren veranschaulicht wird (Abb. 45).

Gemäß Abb. 45 ergibt sich für die Richtungen und Beträge des normierten Vektors minimaler Suszeptibilität (maximaler Hauptspannung) im horizontalen und vertikalen N-S-Schnitt:

Horizontalschnitt

$$(17) \text{ Richtung von } \alpha_{\min} \hat{=} \varphi_{\min}$$

$$(18) \text{ Betrag von } \alpha_{\min} \hat{=} P \cos \vartheta$$

Vertikalschnitt

$$(19) \text{ Richtung von } \alpha_{\min} \hat{=} \arctan \frac{\sin \vartheta}{\cos \vartheta \cos \varphi}$$

$$(20) \text{ Betrag von } \alpha_{\min} \hat{=} P \sqrt{\sin^2 \vartheta + \cos^2 \vartheta \cos^2 \varphi}$$

P - Anisotropiegrad;

φ - Deklinationswinkel von α_{\min} ;

ϑ - Inklinationswinkel von α_{\min} .

Unter Verwendung der für jeden Aufschlußpunkt berechneten Mittelwerte der entsprechenden Parameter wurde die horizontale und vertikale Verschiebung entlang der beprobten Scherflächen abgeleitet. Die berechneten Werte gemäß (17) bis (20) sind in Tabelle 11 aufgelistet. In Abb. 50 sind die hieraus sich ergebenden Tangentialverschiebungen dargestellt.

5.3.2.3. Zur kristallographischen Anisotropie (Textur) des Magnetitanteils

Wie im vorangegangenen Abschnitt festgestellt werden konnte, ist für das ermittelte gesteinsmagnetische Anisotropieverhalten vorrangig Magnetit verantwortlich. Da sich Magnetitkristalle unter dem Einfluß schwacher Magnetfelder isotrop verhalten (vgl. Abschnitt 2.1.) verweisen die Ergebnisse auf Kornanisotropieeffekte des Magnetitanteils. Hieraus ergibt sich die Frage, inwiefern durch die Formanisotropie kristallographisch bedingte Anisotropien verdeckt werden. Neben der Untersuchung des magnetischen Anisotropieverhaltens unter Verwendung starker Magnetfelder (NAGATA 1961) bieten sich für deren Klärung Röntgen- und Neutronentexturverfahren an (MÜLLER, SIEMES 1972; WENK 1985). Während sich mit der Ermittlung petrophysikalischer Anisotropieeigenschaften eine Textur nur indirekt ableiten läßt, wird demgegenüber mit Hilfe der Röntgen- bzw. Neutronenbeugung über die Bestimmung von Netzebenenregelungen und nachfolgender Berechnung der Orientierungsverteilungsfunktion die Textur auf direktem Wege bestimmt. Somit bieten Texturuntersuchungen mittels Röntgen- bzw. Neutronenbeugungsverfahren potentiell die Möglichkeit, eine kausale Beziehung zu den makroskopischen petrophysikalischen Anisotropieeigenschaften herzustellen (BANKWITZ, BETZL, DRECHSLER u.a. 1986). Diese Untersuchungen befinden sich jedoch in methodischer und theoretischer Hinsicht noch im Anfangsstadium. Im Rahmen dieser Arbeit wurde halbquantitativ sowohl mit Röntgen- als auch mit Neutronenbeugungsverfahren versucht, den Textureffekt für ausgewählte BRAGG-Reflexe von Magnetit zu bestimmen. Dabei gelangen wegen des sehr geringen Magnetitge-

haltes der Proben ($< 3\%$) die Verfahren an die Grenze ihrer Aussagefähigkeit.

Zu den methodischen Grundlagen für die Röntgen- und Neutronentexturuntersuchungsverfahren sei auf die Arbeiten in WENK (1985); BANKWITZ, BETZL, DRECHSLER u.a. (1986) verwiesen. Beide Methoden werden durch KÄMPF, BANKWITZ, BETZL u.a. (1985) in ihrer Anwendung auf geologische Problemstellungen gegenübergestellt und diskutiert. Eine komplexe Texturuntersuchung an einem Hämatiterz (Hämatitgehalt ca. 70 %) mit röntgenographischen, gesteinsmagnetischen und mikroskopischen Methoden nahmen SIEMES, HENNING-MICHAELI (1985) vor. Ein Beispiel für Neutronentexturuntersuchungen an Magnetiterzen mit Gehalten von 30 ... 70 % findet sich bei KÄMPF, BANKWITZ, BETZL u.a. (1985)

Es wurde für die vorliegenden Untersuchungen eine Probe ausgewählt (Probe NL 88), die nach petrographischem Befund Magnetit enthielt, der auch eindeutig im Röntgendiffraktogramm durch Magnetitreflexe indizierbar war. Die Neutronentexturuntersuchungen wurden in der Ableitung Neutronenstreuung des ZfK Rossendorf von Herrn Dr. MÜCKLICH vorgenommen. Für die Röntgenbeugungsuntersuchungen konnte mit Unterstützung von Herrn Dr. TOBISCH das Röntgendiffraktometer der Sektion Physik der TU Dresden genutzt werden. Die Ergebnisse der Texturuntersuchungen sind in Abb. 46 a und b dargestellt.

Während sich beim Neutronenbeugungsverfahren unter Verwendung eines Goniometers im winkeldispersiven Verfahren der (220)-Reflex für die Aufnahme einer unvollständigen Polfigur noch eignete (Abzug eines experimentell ermittelten Untergrundes, Abbruch der Messungen auf Grund der sich mit zunehmender Verkippung verschlechternden strahlengeometrischen Verhältnisse) - (vgl. Abb. 46 a), war eine Verfolgung der Netzebenenreflexe mit dem Röntgendiffraktometer unter Verwendung eines Goniometers nicht möglich. Es wurden deshalb die normierten Intensitätsverhältnisse der (400):(440):(311):(511)-Reflexe für unterschiedliche Schnittlagen der Probe zur Auswertung herangezogen (Abb. 46 b). Die Meßpunktdichte ist mit 9 Punkten für das Röntgenbeugungsdiagramm und 420 auf flache Verkippungswinkel beschränkten Punkten für das Neutronenbeugungsdiagramm gegenüber herkömmlichen Messungen mit ca. 300 - 600 gleichverteilten Meßpunkten pro Polfigur zu niedrig bzw. unvorteilhaft konzentriert. Wenngleich die Neutronentexturuntersuchungen im vorliegenden Fall keine vollständige Polfigur lieferten, sprechen die Ergebnisse für eine Regelung der (220) Magnetitnetzebene. Die röntgenographischen Ergebnisse bieten kein derartig interpretierbares Ergebnis, bedingt durch die zu geringe Anzahl der Schnittlagen und die geringe Punktdichte. Sieht man in dem Regelungstyp der (220)-Netzebene (Abb. 46 a) eine Kreuzgürtelregelung, so ergeben sich Vergleichsmöglichkeiten mit den methodischen Ergebnissen von BANKWITZ, BETZL, DRECHSLER u.a. (1986). Sie ermittelten unterschiedliche Regelungsintensitäten der (220)-Netzebene in Magnetiterzen und setzten diese in Bezug zur Deformation und Metamorphose. Bemerkenswert ist die offensichtliche Druckbezogenheit der Netzebenentextur. Eine Kreuzgürtelregelung weisen dabei die amphibolitfaziellen Skarnerze der Sillimanit-Almandin-Orthoklas-Subfazies auf, die auf Druck-Temperatur-Beanspruchung von $p \geq 6 \times 10^2$ MPa und $T = 550 \dots 650$ °C schließen lassen.

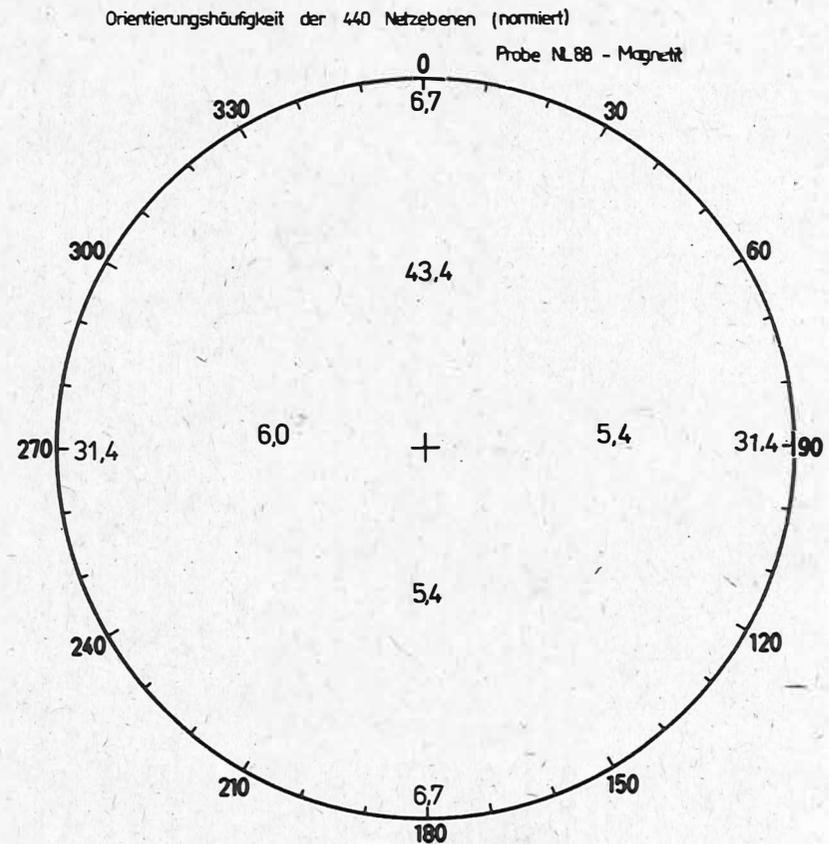
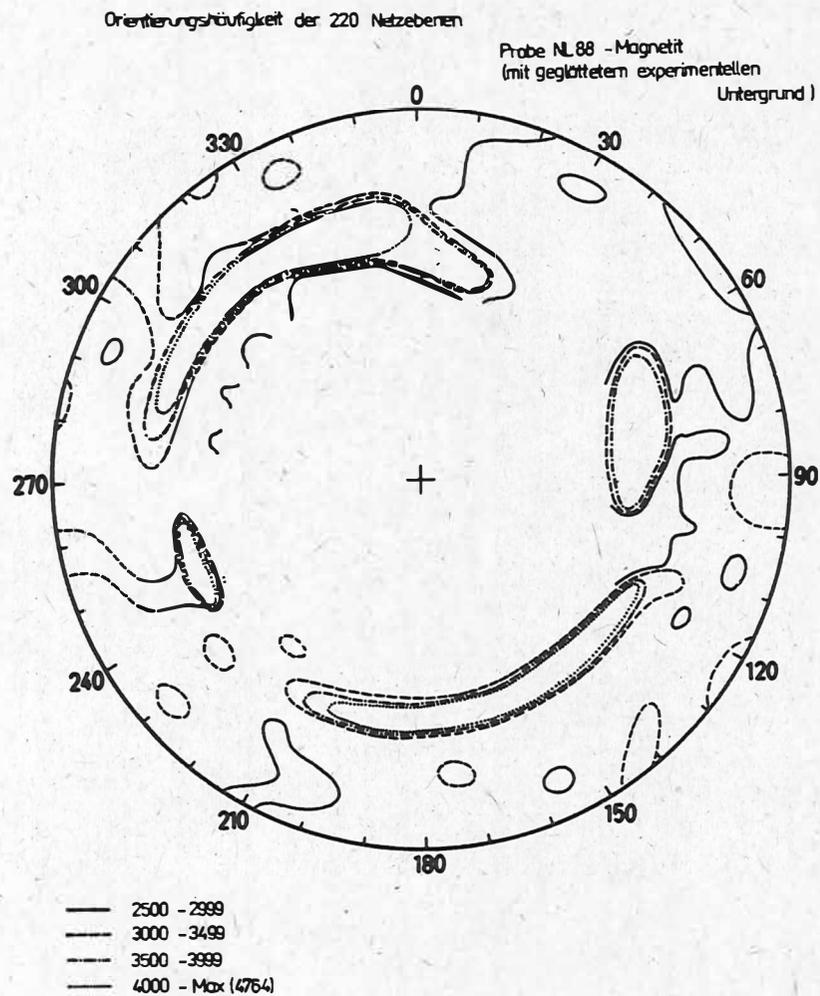


Abb.46: Ergebnisse der Texturuntersuchungen nach dem Neutronenbeugungsverfahren (Abb. 46 a) und dem Röntgendiffraktionsverfahren (Abb. 46 b) - (Isolinien- bzw. Zahlenangaben entsprechen normierten Intensitäten)

5.3.3. Diskussion der Ergebnisse und Schlußfolgerungen

5.3.3.1. Parameterbeziehung zwischen den petrophysikalischen und stofflichen Ergebnissen aus methodischer Sicht

Aus den petrophysikalischen und petrographisch/petrochemischen Untersuchungsergebnissen lassen sich in methodischer Hinsicht Aussagen über den die ermittelten gesteinsmagnetischen Anisotropien bestimmenden Prozeß ableiten.

HROUDA (1978) lehnte auf Grund der in unterschiedlich stark regionalmetamorph überprägten Gesteinen ermittelten gesteinsmagnetischen Anisotropien die Modellvorstellung einer Einregelung rigider magnetisch wirksamer Partikeln in einer plastischen Matrix für den hochmetamorphen Bereich ab. Granulitfaziale Metamorphite waren durch geringere Anisotropien charakterisiert als Phyllite. Ebensovienig sind jedoch auch ungewöhnlich stark ausgeprägte Anisotropien ($P > 1,25$) in magnetithaltigen Gesteinen mit dem Linien-/Ebenen-Modell nach OWENS (1974) verträglich (HROUDA 1982). Gesteinsmagnetische Anisotropien mit $P > 1,3$ in Granodioriten interpretierten HROUDA, CHLUPACOVA, REJL (1971) als Wirkung sekundär gebildeter Magnetite im Sinne eines mimetischen Gefüges, ohne jedoch näher auf die Ursachen der Rekristallisationserscheinungen einzugehen.

Für eine Einregelung des magnetisch wirksamen Mineralanteils infolge Dynamometamorphose scheidet Bruchdeformation im engeren Sinne aus (HROUDA 1976 c). Bleibt die Frage des Einflusses von Duktilität als dem Bruch vorausgehende bruchlose Deformation ausgeklammert, so bildet neben einer metasomatischen Überprägung die Hydratation mafischer Minerale, ausgehend von Mikrorissen (als der elementarsten Einheit einer ruptuellen Deformation) und die an derartige retrograde Mineralumwandlungen gekoppelte Freisetzung von Eisen aus den Wirtsmineralen einen möglicherweise das gesteinsmagnetische Gefüge prägenden Mechanismus.

Hydratation setzt einen ausreichend hohen Porenflüssigkeitsdruck und ein entsprechendes Wasserangebot voraus. Kataklyse erfordert, daß dieser Flüssigkeitsdruck unterhalb eines Grenzwertes liegt, durch den plastische Deformation festgelegt ist (RUTTER, BRODIE 1985).

Intensive Kataklyse in Scherzonen liefert infolge der Kornzerkleinerung bzw. -formänderungen Bereiche erhöhter Wegsamkeit für Fluida. Der Grad der Veränderung petrographischer und petrochemischer Charakteristika als Ausdruck der Diaphtorese wird dementsprechend auch im Anteil der sekundär gebildeten ferromagnetischen Mineralphase ausgedrückt. Hierdurch erklären sich die tendenziell höheren Werte der mittleren Suszeptibilität in den stark kataklastisch beanspruchten Proben (vgl. Abb. 44). Die Freisetzung von Eisen aus dem Wirtsmineral und dessen Anreicherung in oxidischer Erzsubstanz ist als isochemer Prozeß aufzufassen.

Das bestätigen die Abb. 47 und 48 mit der Darstellung des Rb- und Ti-Gehaltes (die nach Abb. 37 und 38 proportional den Gehalten an K_2O bzw. Fe_2O_3 sind, sich jedoch bei einem eingesetzten Probenvolumen von 8 cm^3 mit wesentlich höherer Genauigkeit als diese bestimmen lassen) in Abhängigkeit vom Anisotropiegrad P . Eine röntgenographisch als Kalifeldspatblastese charakterisierte metasomatische Beeinflussung der Kataklyse wird nicht in der gesteinsmagnetischen Anisotropie abgebildet. Innerhalb der beiden Gesteinstypen treten unabhängig vom Rb- (K_2O -) Gehalt relativ große Schwankungen im Anisotropiegrad auf (Abb. 47). Proben mit hohen Anisotropiegraden, die durch eine starke kataklastische Überprägung charakterisiert sind, zeigen gegenüber den nur schwach überprägten Proben innerhalb der beiden Gesteinstypen keine signifikanten Unterschiede im Ti- (Fe_2O_3 -) Gehalt (Abb. 48). Die Zunahme der gesteinsmagnetischen Anisotropie im Zuge der kataklastischen Überprägung ist nicht, wie auch durch die petrographisch/petrochemischen Untersuchungen nachgewiesen wurde, auf eine Ti- (Fe_2O_3 -) Zufuhr zurückzuführen. Vielmehr deutet die Streuung der Ti-Gehalte in den Granoblastiten in Übereinstimmung mit dem elementargeochemischen Ergebnis (Abb. 39) auf eine geringfügige Verarmung an Eisen im Zuge der Diaphtorese hin.

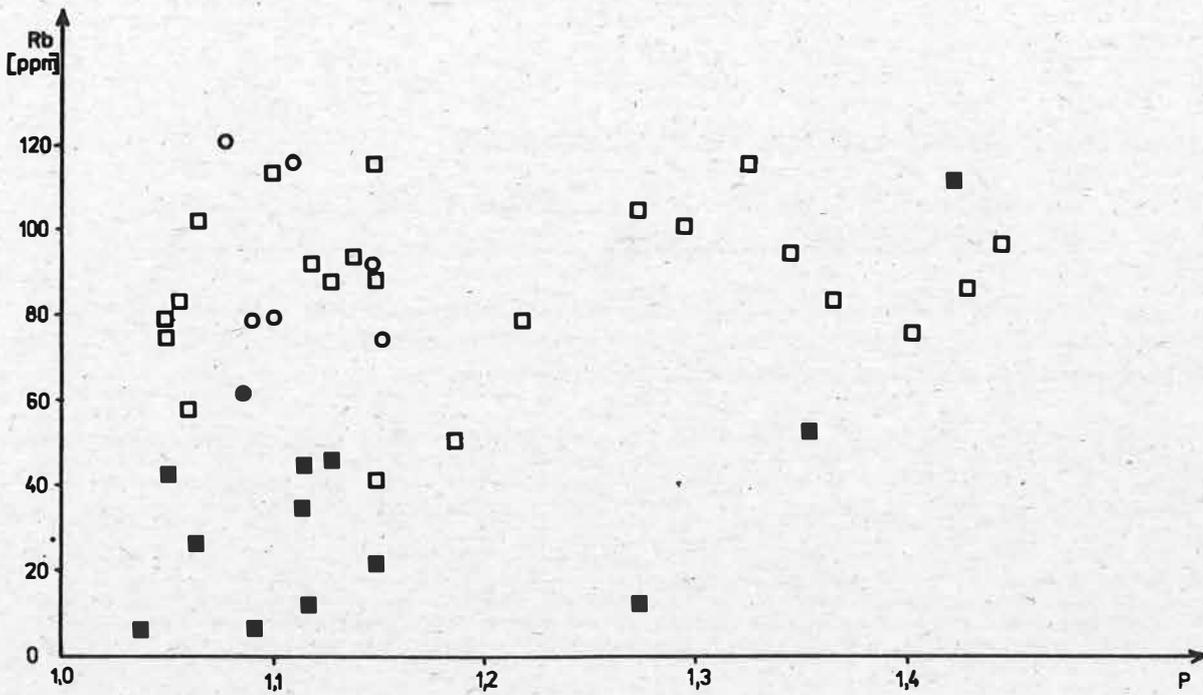


Abb.47: Parameterbeziehung zwischen geochemischen und petrophysikalischen Meßgrößen
Rb-P-Diagramm (Symbolik gemäß Tab.9)

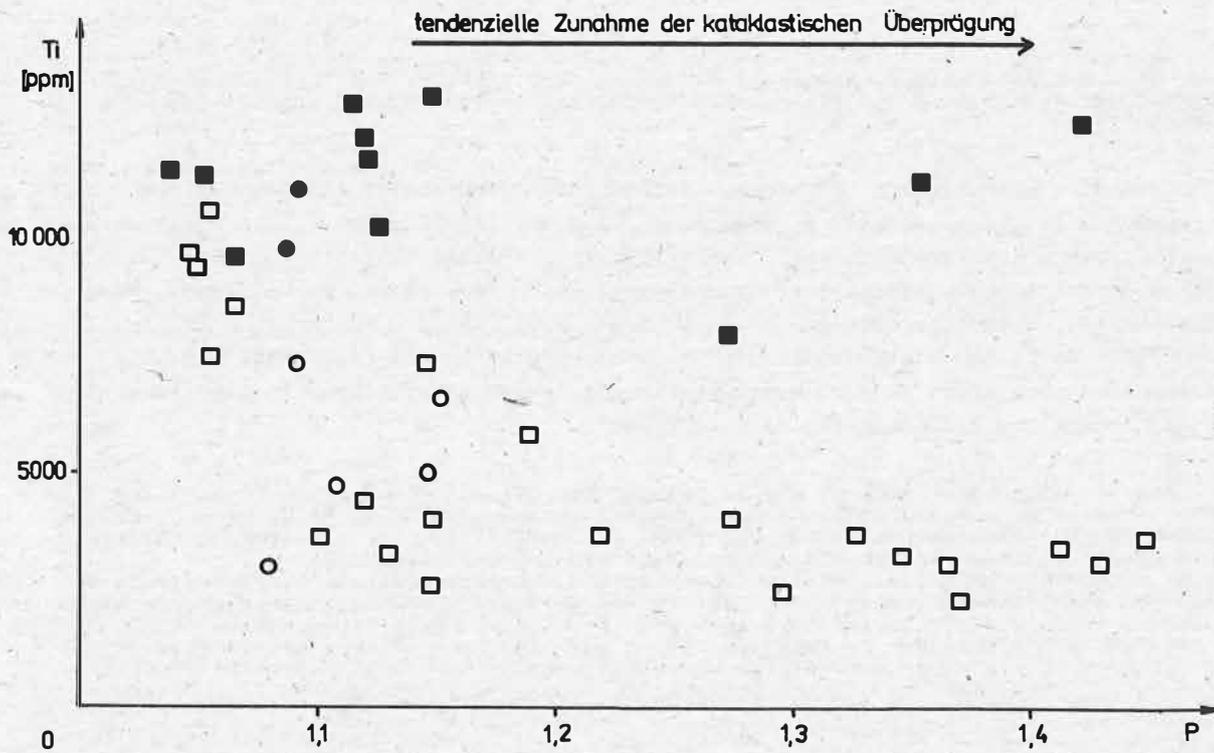
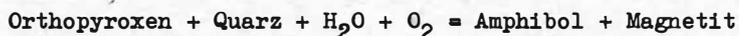


Abb.48: Parameterbeziehung zwischen geochemischen und petrophysikalischen Meßgrößen
Ti-P-Diagramm (Symbolik gemäß Tab.9)

Unter Einbeziehung der Ergebnisse der petrographischen und petrochemischen Untersuchungen ist die Veränderung der gesteinsmagnetischen Anisotropie als Folge retrograder Metamorphoseprozesse in der tektonischen Bewegungszone zu interpretieren. Phasenumwandlungen der Form



(PFEIFFER, KURZE, MATHÉ 1981) führen zur Bildung sekundärer magnetisch wirksamer Mineralpartikeln, die ein stark anisotropes, als Abbildungsgefüge zu charakterisierendes, gesteinsmagnetisches Gefüge bewirken. Umfassende Rekristallisation bei Dominanz von Blastese reduziert den gesteinsmagnetischen Anisotropieeffekt wieder. Die Zunahme der Gesamtanisotropie erfolgt auf der Grundlage einer zunehmenden planar-parallelen magnetischen Gefügeorientierung (vgl. Abb. 42). Als Einregelungsebene wirken offensichtlich vorgezeichnete Gefügemerkmale, was mikroskopisch in einer Häufung der abgeschiedenen feinkörnigen Erzsubstanz auf Mikrorissen erkennbar war. Die mittels Neutronenbeugung nachgewiesene schwache kristallographische Textur wurde para-(post-)deformativ herausgebildet. Eine kristallographische Orientierung des Magnetits unter der Wirkung des Erdmagnetfeldes ist nach den Ergebnissen von WÄSCH (1971) auszuschließen. Somit liefern die kristallographische Textur Anhaltspunkte für die während der Diaphtorese herrschenden p-T-Bedingungen. Es ergibt sich die Schlußfolgerung, daß die gesteinsmagnetische Anisotropie in den Kataklastiten der untersuchten Störungszone in entscheidendem Maße durch deformationsbedingte retrograde Mineralumwandlungen unter amphibolitfaziellen Bedingungen ($p \geq 6 \times 10^2$ MPa; $T = 550 \dots 650$ °C) geprägt wurden. Die Wirkung von sekundär gebildeten magnetisch wirksamen Mineralen stellt somit einen nicht zu vernachlässigenden Faktor bei der Interpretation gesteinsmagnetischer Anisotropien in Metamorphiten dar.

5.3.3.2. Geowissenschaftliche Komplexinterpretation zur Kinematik der Störungszone

KÄMPF, STACKEBRANDT (1988) charakterisierten die untersuchte Störungszone im Ergebnis der geologischen Spezialkartierung als NE-SW streichende Schrägabschiebung. Eindeutige Indizien für den Bewegungssinn stellt die teilweise intensive Schleppung des Nebengesteins der Blastomylonite dar. Anhand dieser Rotationserscheinung läßt sich eine Abschiebung der Hangendschollen ableiten (vgl. Abb. 43). Als horizontale Bewegungskomponente des als einaktig aufzufassenden Deformationsprozesse der zur Herausbildung der Blastomylonitzone führte, wird eine nach Norden gerichtete Verschiebung der Ostflanke der Störung angenommen. Die räumliche Lage der Verschiebungsachse ist durch die eingemessenen a-Lineationen bestimmt (Abb. 49), die häufig durch die Richtung maximaler Suszeptibilität nachgezeichnet wird (vgl. Abb. 43). Der Einfluß einer jüngeren tektonischen Aktivierung, die den NE-SW gerichteten Versatz einer N-S streichenden Gangintrusion (Abb. 34) mit einem K-Ar-Alter von 154 ± 13 Mio. a (KAISER, WAND 1984) bewirkt, im Sinne einer weiteren Blastomylonitbildung in der Störung, ist ungeklärt.

In Anwendung der unter Abschnitt 5.3.2.2. näher beschriebenen Methode wurden aus der Raumlage der magnetischen Plättungsebene und dem Anisotropiegrad P die störungsparallelen und vertikalen Relativbewegungen der Flankenbereiche in ihrem Richtungssinn und die relative Intensität der Verschiebungen abgeleitet.

Den Ausgangspunkt hierfür bildeten die in die Horizontal- bzw. Vertikalebene (N-S-Schnitt) projizierten Achsen minimaler Suszeptibilität, deren Länge jeweils proportio-

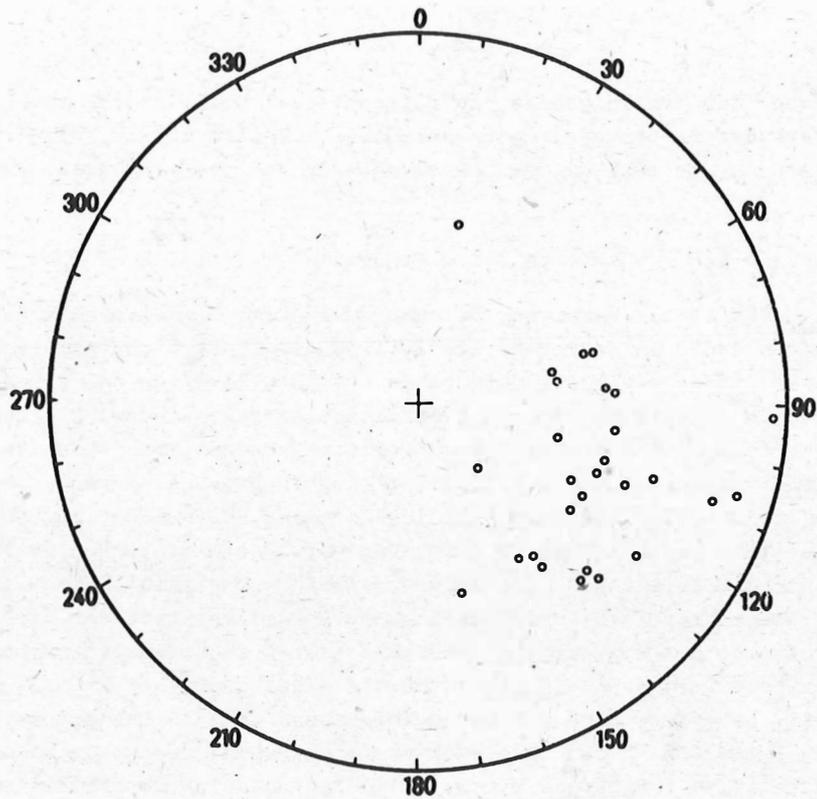


Abb.49: Orientierung der im Gelände eingemessenen a-Lineationen (nach KÄMPF, STACKEBRANDT 1985)

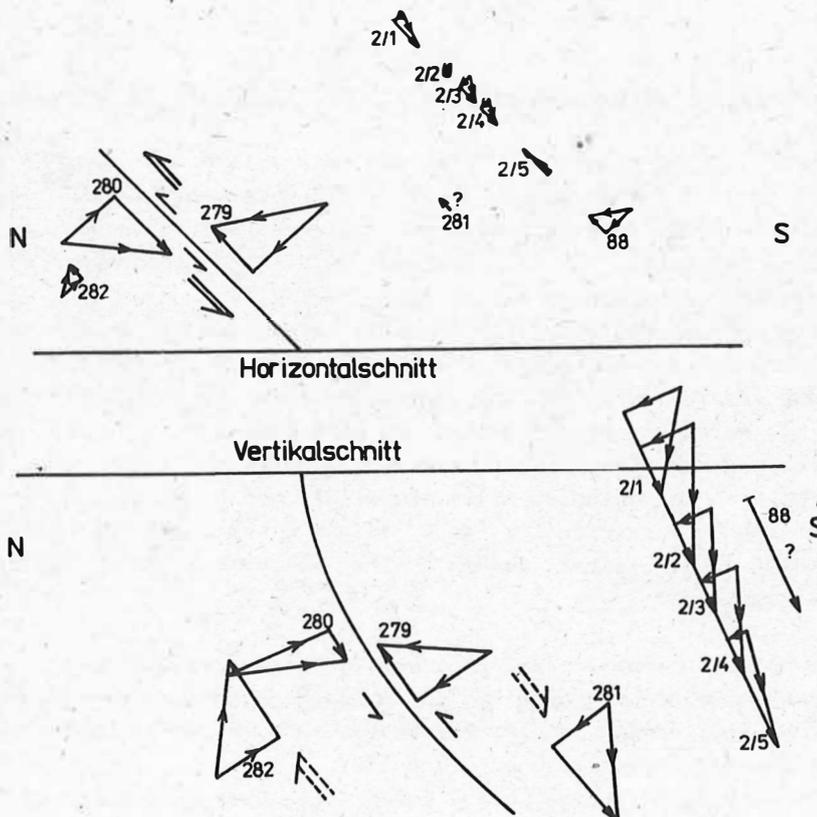


Abb.50a

Abb.50a: Horizontale und vertikale Verschiebungsbeträge an den Bewegungsflächen der Teilstörungen nach den Ergebnissen gesteinemagnetischer Anisotropieuntersuchungen (Beprobungsprofil a in Abb.34)

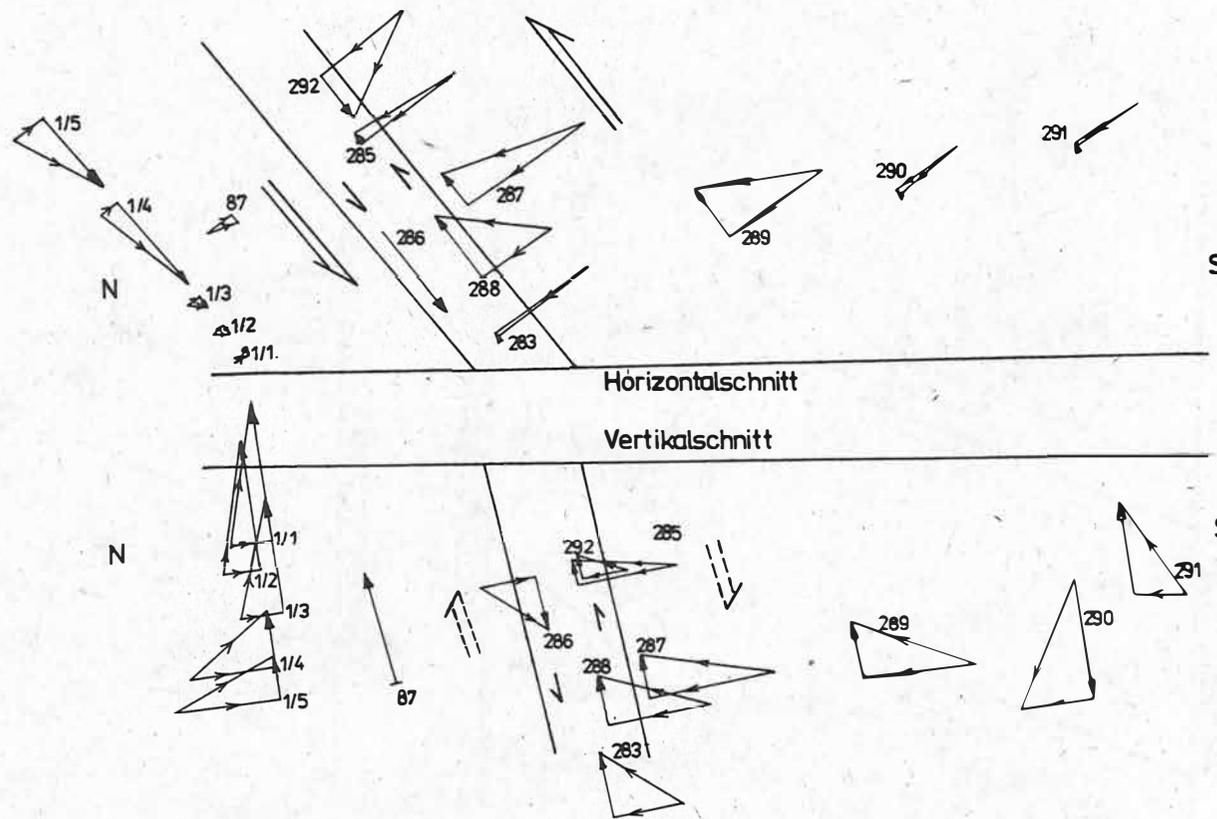


Abb.50b: Horizontale und vertikale Verschiebungsbeträge an den Bewegungsflächen der Teilstörungen nach den Ergebnissen gesteinsmagnetischer Anisotropieuntersuchungen (Beprobungsprofil b in Abb.34)

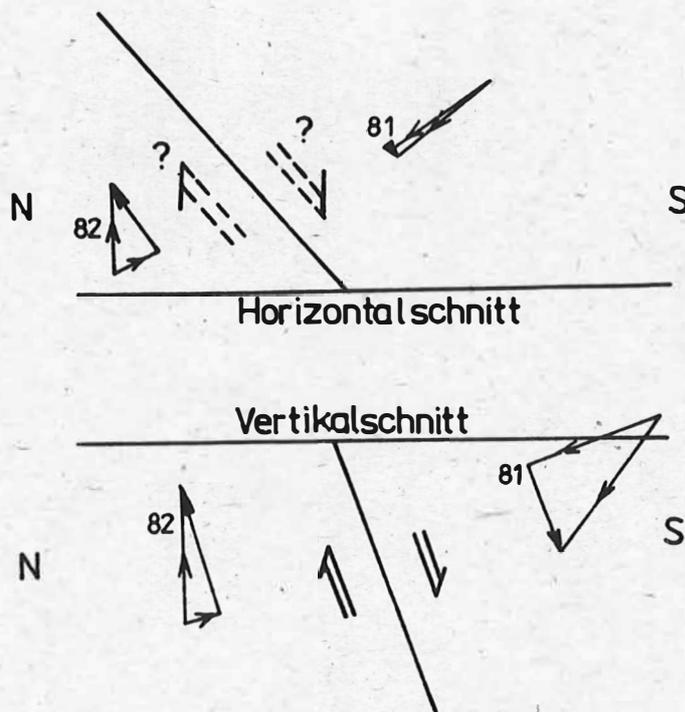
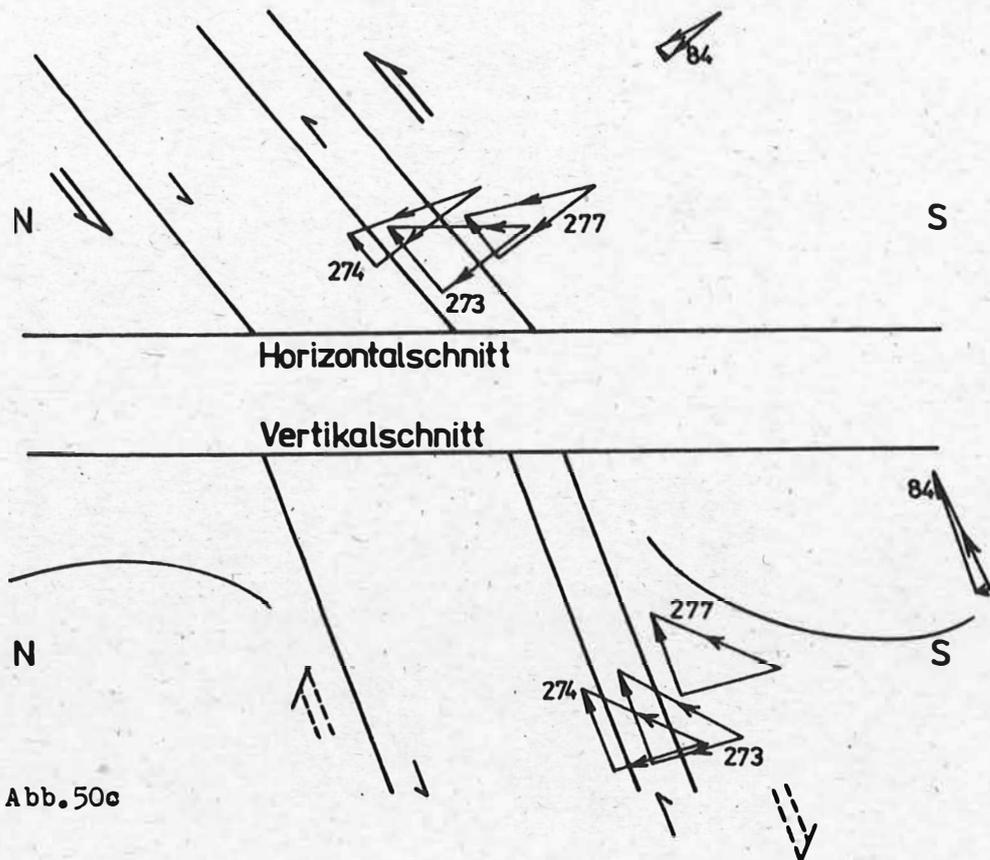


Abb. 50c, d: Horizontale und vertikale Verschiebungsbeträge an den Bewegungsflächen der Teilstörungen nach den Ergebnissen gesteinsmagnetischer Anisotropieuntersuchungen.-
 (Abb. 50c - Beprobungsprofil c in Abb. 34;
 Abb. 50d - Beprobungsprofil d in Abb. 34)

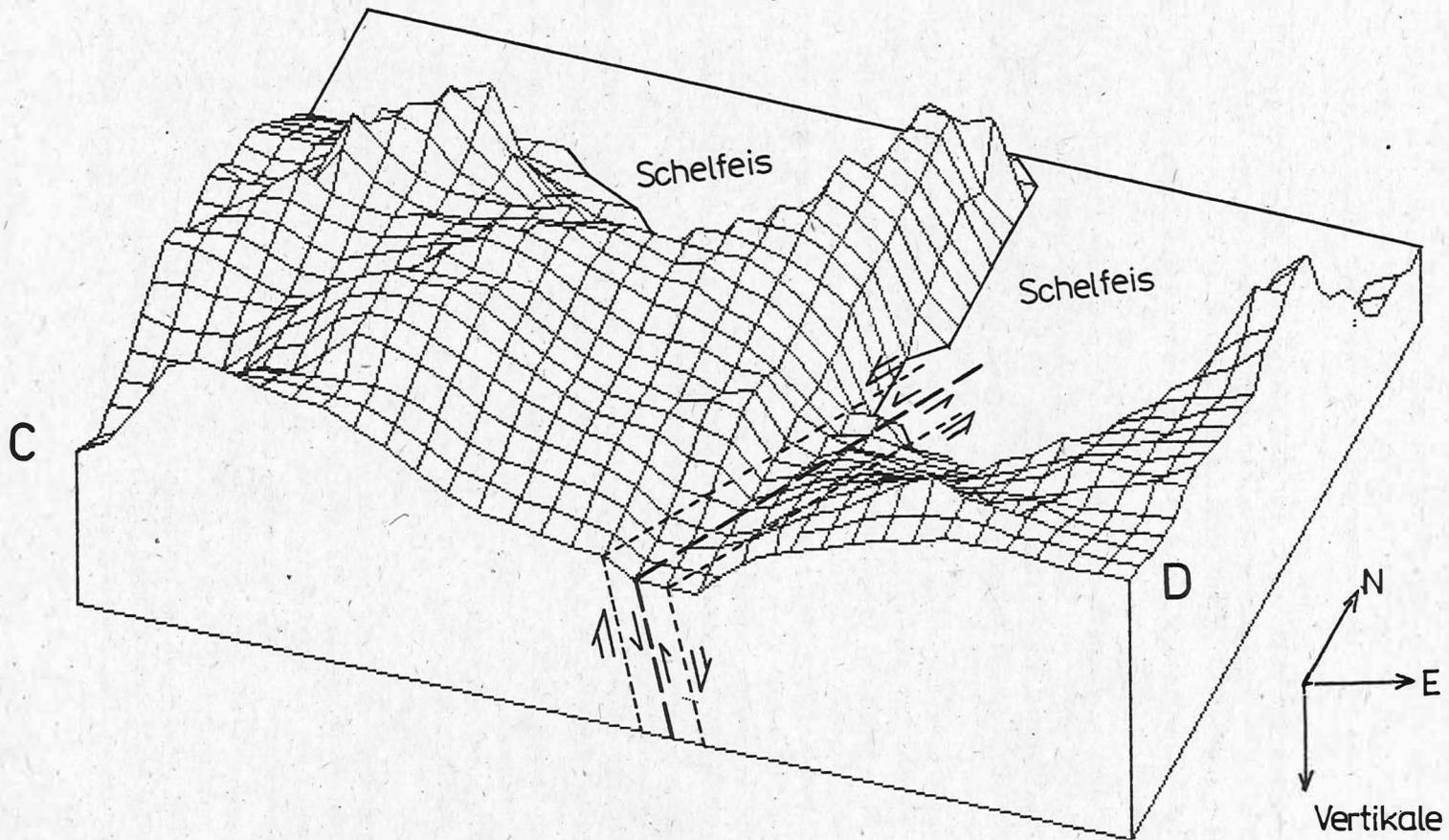


Abb.50e: Zusammenfassende Darstellung der abgeleiteten Bewegungen entlang der Störung "See 55m" im Westteil der Schirmacher-Oase (Blockbild entlang der Linie C - D in Abb.34)

nal dem Anisotropiegrad war. Die so berechneten Winkel und Achsenlängen sind in Tabelle 11 aufgelistet. Der Richtungssinn der Vektoren ergab sich aus der stets normal, in Richtung der Störung wirkenden Spannungskomponenten. In Abb. 50 a bis d ist die vektorielle Zerlegung dieser Referenzvektoren in ihre normal und tangential zur Bewegungsfläche verlaufende Komponenten dargestellt. Allgemein läßt sich in Abhängigkeit von dem verfügbaren Probenumfang und Lage der Probenahmepunkte bezüglich der Blastomylonitonen feststellen, daß

- die Verschiebungsvektoren der Kataklasite aus den periphereren Bereichen gegenüber den Blastomyloniten aus den Zentralbereichen der Bewegungszonen in den Vertikalschnitten teilweise gegenläufige Orientierung aufweisen und
- die Horizontalschnitte eine Zunahme der Verschiebungsbeträge mit Annäherung an die Bewegungsfläche erkennen lassen.

In den Abb. 50 a bis d sind die ermittelten Verschiebungsrichtungen für die Vertikalschnitte jeweils unterschieden in die an vorwiegend rupturrell deformierte Kataklasiten (peripherer Bereich) bestimmten (dicke Pfeile) und die an Blastomyloniten bestimmten (dünne Pfeile). Abb. 50e gibt eine zusammenfassende Darstellung der ermittelten Bewegungen.

In den Vertikalschnitten entspricht die magnetisch bestimmte Bewegungsrichtung des peripheren Bereichs, bezieht man die Proben 289 und 291 nicht mit in die Betrachtungen ein, gut den aus der Schlepplung des Störungsrandbereiches ableitbaren Verschiebungsrichtungen. Die in den Blastomyloniten festgestellten Bewegungsrichtungen wurden durch die geologische Spezialkartierung nicht nachgewiesen. Die Verschiebungsrichtungen in den Horizontalschnitten, abgeleitet aus der Anisotropie der Magnetisierbarkeit, zeigen eine gut gesicherte NE gerichtete Relativbewegung der SE-Flanken der Teilstörungen an. Somit entspricht die magnetisch bestimmte Verschiebungsachse, bezogen auf die Gesteine des peripheren Bereichs, in ihrer räumlichen Lage den überwiegend mittel bis flach nach E bis ESE einfallenden α -Lineationen.

Für die vertikalen Richtungsunterschiede in den Gesteinen verschiedener Stufen der dynamometamorphen Überprägung bieten sich zwei Interpretationsmöglichkeiten an:

1. Die während der Deformation wirkenden Hauptspannungen werden durch das gesteinsmagnetische Gefüge der vorrangig rupturrell beanspruchten Kataklasite reflektiert, wogegen die Orientierung der Suszeptibilitätshauptachsen in den rekristallisierten Bereichen höherer Duktilität durch Rotationen während einer Entlastungsphase erfolgte.
2. Die Blastomylonite wurden gegenüber den vorrangig rupturrell beanspruchten Kataklasiten durch eine spätere Deformation zusätzlich dynamometamorph überprägt, wobei die Vertikalbewegungen beider Deformationsakte gegenläufig waren, während die horizontalen Bewegungskomponenten identisch waren. Die horizontale Komponente in den Blastomyloniten verweist somit gegenüber den Kataklasiten auf höhere Verschiebungsintensitäten. Mit zunehmender Entfernung vom Zentralteil der Störung wird der Betrag der Tangentialkomponente in den Horizontalschnitten geringer. Der NE-SW-Ver-satz des N-S streichenden Doleritganges (Abb. 34) steht möglicherweise in Zusammenhang mit dieser eventuellen nachträglich tektonischen Aktivierung der Blastomylonite.

Die Ergebnisse belegen einerseits die Anwendbarkeit gesteinsmagnetischer Anisotropieuntersuchungen zur Ableitung von Bewegungen entlang von Scherflächen und liefern andererseits mit den festgestellten Richtungs-differenzen zwischen Blastomyloniten und Kataklasiten geringerer Überprägung Hinweise für tektonische Bewegungen, die makrosko-

plisch durch die geologische Kartierung nicht erkennbar waren.

6. Anwendung gesteinsmagnetischer Anisotropieuntersuchungen zur Bewertung paläomagnetischer Meßergebnisse

Da die Anisotropie der Magnetisierbarkeit eines Gesteins durch strukturerzeugende bzw. -verändernde Prozesse bedingt wird, empfiehlt sich die Anwendung gesteinsmagnetischer Anisotropieuntersuchungen zur Abschätzung strukturbedingter Fehlergrößen paläomagnetischer Meßergebnisse.

Bei der Interpretation paläomagnetischer Daten magmatischer Gesteine wird i. allg. von einem isotropen Verhalten der Magnetisierbarkeit beim Erwerb einer (thermo-)remanenten Magnetisierung ausgegangen. Die Richtung der Remanenz entspricht dann der Paläofeldrichtung. Diese Voraussetzung ist jedoch, streng genommen, selten erfüllt. Da nahezu alle natürlichen Gesteine eine mehr oder weniger ausgeprägte Anisotropie der Magnetisierbarkeit aufweisen, wird der Vektor der remanenten Magnetisierung aus der Richtung des erzeugenden Feldes in die Richtung leichter Magnetisierbarkeit abgelenkt. Der Winkelbetrag dieser Ablenkung ist eine Funktion des Anisotropiegrades und der Winkeldifferenz zwischen dem die Remanenz erzeugenden Feld und den Suszeptibilitätshauptachsen.

Die Interpretation paläomagnetischer Ergebnisse in Sedimentgesteinen beruht auf der Annahme, daß eine synsedimentäre Einregelung der die remanente Magnetisierung tragenden Mineralpartikeln entsprechend dem Paläofeld stattgefunden hat. Gravitations- und Strömungskräfte während der Ablagerung beeinflussen jedoch die Ausrichtung anisotroper Körner in Abhängigkeit von deren Korngröße und führen zu sogenannten Ablagerungsfehlern bzw. Inklinationsfehlern bei der Bestimmung der Paläofeldrichtung.

Im folgenden soll die Anwendbarkeit der Methode der Bestimmung von Suszeptibilitätsanisotropien für eine Fehlerabschätzung paläomagnetischer Ergebnisse aufgezeigt werden. Dabei wird nur auf die Wirkung der Anisotropie beim Erwerb einer thermoremanenten Magnetisierung (TRM) und Ablagerungsremanenz (DRM) eingegangen.

6.1. Anisotropie beim Erwerb einer thermoremanenten Magnetisierung (TRM)

UYEDA, FULLER, BELSHE u.a. (1963) erzeugten eine künstliche TRM in natürlichen Gesteinen mit unterschiedlicher Korngröße und unterschiedlich stark ausgeprägten Anisotropieeigenschaften, wobei jeweils eine Winkeldifferenz zwischen der die Remanenz erzeugenden Feldrichtung und der Vorzugsrichtung maximaler Magnetisierbarkeit von 67° eingehalten wurde. Die anschließend ermittelten Remanenzrichtungen wichen bis zu 60° von der verursachenden Feldrichtung ab. IRVING, PARK (1973) wiesen jedoch nach, daß mit derartig großen Ablenkungen des Remanenzvektors nicht zu rechnen ist, wenn die stabilen Anteile der remanenten Magnetisierbarkeit betrachtet werden. ZINSSER (1977) ermittelte an Metamorphiten mit einem Anisotropiegrad von 1,4 Winkeldifferenzen von $10-15^\circ$ zwischen der Remanenz- und der wahren Paläofeldrichtung. Da jedoch die Paläofeldrichtung annähernd mit der Richtung leichter Magnetisierbarkeit zusammenfiel, ist die ermittelte Winkelabweichung als zu gering einzuschätzen und dürfte durchaus diese Werte überschreiten.

Für eine einfache Abschätzung maximaler Winkelabweichungen soll die zweidimensionale Betrachtungsweise genügen. Es ergeben sich folgende Beziehungen (vgl. NAGATA 1961; STACEY, BANERJEE 1974; HROUDA 1982):

Der Inklinationswinkel β des externen, die remanente Magnetisierung verursachenden Feldes ergibt sich aus den Beträgen des Vektors \vec{H}_{ex} in x- und y-Richtung zu

$$(21) \quad \tan \beta = \frac{H_x}{H_y}$$

(Abb. 51).

Der erzeugte Remanenzvektor wird in die Richtung leichter Magnetisierbarkeit abgelenkt. Seine Inklination ergibt sich

$$(22) \quad \tan \alpha = \frac{J_x}{J_y} = \frac{\partial \mathcal{L}_{\min}}{\partial \mathcal{L}_{\max}} \frac{H_x}{H_y} = \frac{1}{P} \tan \beta .$$

P entspricht dem Anisotropiegrad der Magnetisierbarkeit bei Unterschreiten der Blocking-Temperatur, wobei remanente und induzierte Magnetisierung an die gleiche Mineralphase gebunden sind und alle Partikeln die gleiche Orientierung aufweisen.

Die Winkelabweichung ergibt sich aus

$$(23) \quad (\beta - \alpha) = \arctan \frac{\tan \beta - \tan \alpha}{1 + \tan \alpha \tan \beta} .$$

Die Winkelabweichung erreicht ihren Maximalwert für

$$(24) \quad \tan \beta = \sqrt{P} \quad \text{und} \quad \tan \alpha = \frac{1}{\sqrt{P}} .$$

D. h. maximale Winkelabweichungen treten bei niedrigem Anisotropiegrad auf, wenn der Vektor \vec{H}_{ex} mit der Vorzugsrichtung der Magnetisierbarkeit einen Winkel von 45° einschließt. Nimmt der Anisotropiegrad zu, so treten maximale Winkelabweichungen der TRM gegenüber der wahren Paläofeldrichtung bei einem Winkel zwischen \vec{H}_{ex} und der Achse $\partial \mathcal{L}_{\max}$ von $\beta = \sqrt{P}$ auf.

In Abb. 52 (Kurve 1) ist die maximale Winkelabweichung $\beta - \alpha$ in Abhängigkeit vom Anisotropiegrad P aufgetragen bei Dominanz der Kristallanisotropie (z. B. Hämatit, Pyrrhotin).

Kommen als Remanenzträger formanisotrope magnetisch wirksame Minerale in Betracht, so ist deren formabhängige Entmagnetisierung zu berücksichtigen, so daß (NAGATA 1961) maximale Winkelabweichungen für

$$(25) \quad \tan \beta = \sqrt{P \cdot P_0} \quad \text{und} \quad \tan \alpha = \frac{1}{\sqrt{P \cdot P_0}}$$

erreicht werden, wobei P_0 der Anisotropiegrad bei Raumtemperatur ist. Da P maximal gleich P_0 werden kann, ergibt sich die maximale Winkelabweichung ($\beta - \alpha$) bei Dominanz der Formanisotropie (z. B. Titanomagnetite) (Abb. 52, Kurve 2) für

$$(26) \quad \tan \beta = P \quad \text{und} \quad \tan \alpha = \frac{1}{P} .$$

Die Winkelabweichung nimmt in dem unteren Bereich für P relativ stark zu. Bereits bei einem Anisotropiegrad von $P = 1,05$ kann der gemessene Remanenzvektor um mehr als 3° von der Paläofeldrichtung abweichen, wenn es sich bei den Trägern der TRM um Titanomagnetite handelt. Sind die remanenten und induzierten Magnetisierungsanteile an Hämatit oder Pyrrhotin gebunden, so wird die 3° -Winkelabweichung erst bei Anisotropien $> 1,1$ erreicht. Zu vergleichbaren Ergebnissen gelangt JANAK (1967) durch dreidimensionale Ableitung der Winkelabweichungen der isothermalen remanenten Magnetisierung

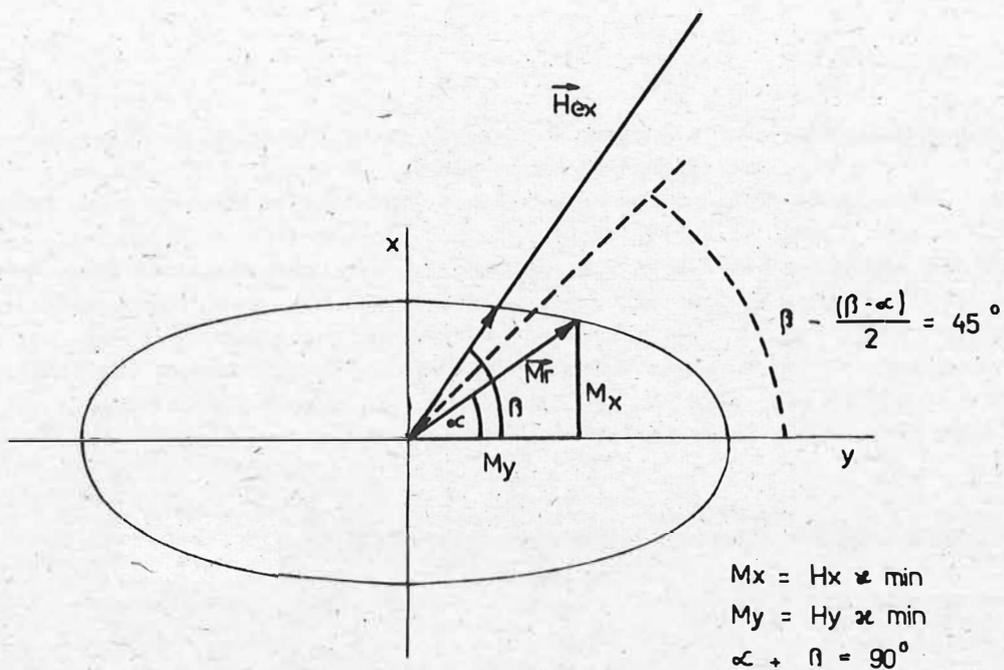


Abb.51: Zweidimensionale Darstellung der Ablenkung des Vektors der TRM von der wahren Paläofeldrichtung in magnetisch anisotropen Einzelpartikeln

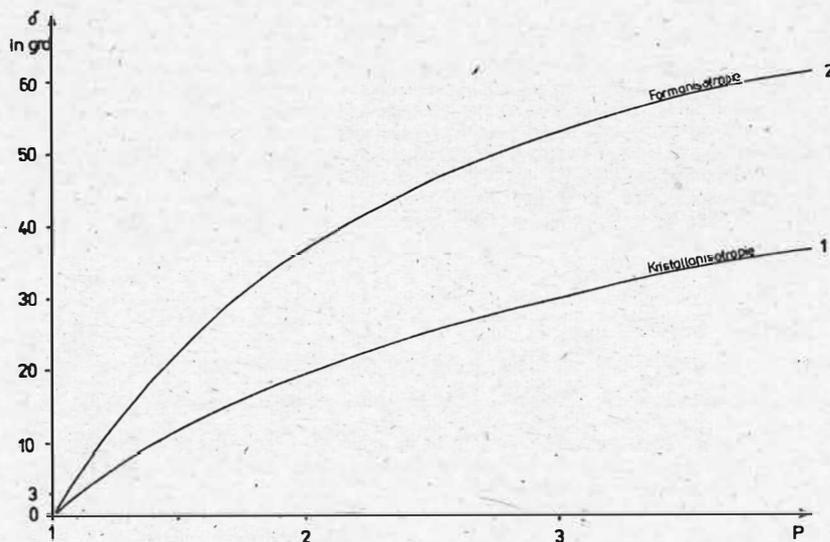


Abb.52: Maximale Winkelabweichung δ zwischen der erzeugten Remanenz und der wahren Paläofeldrichtung in Abhängigkeit vom Anisotropiegrad kristallanisotroper und formanisotroper Remanenzträger

durch Anisotropieeffekte.

Die angegebenen Kurven sind als obere Grenzwerte einer möglichen Winkelabweichung anzusehen, da ohne nähere Untersuchungen nicht nachweisbar ist, ob die TRM tatsächlich von dem ermittelten Anisotropieellipsoid der induzierten Magnetisierung beeinflusst wurde. (In die Ermittlung der Vorzugsrichtungen der Magnetisierbarkeit geht vorrangig die Wirkung von Mehrbereichsteilchen ein, während die remanente Magnetisierung in erster Linie an die hochkoerzitativen Einbereichsteilchen gebunden ist.) Zudem sind in einem natürlichen Gestein nicht alle magnetisch wirksamen Mineralpartikeln parallel zueinander ausgerichtet. Der zu einer maximalen Winkelabweichung führende Inklinationswinkel des Paläofeldes wird also nur bei einem Teil vorliegen und somit die resultierende Winkelabweichung über alle Körner reduzieren.

6.2. Anisotropie beim Erwerb einer Sedimentationsremanenz (DRM)

Wenn ferromagnetische Mineralpartikeln, die bereits Träger einer remanenten Magnetisierung sind, zur Sedimentation gelangen, so unterliegen sie unterschiedlichen orientierenden Kräften. Wie bereits in Abschnitt 4.1. erläutert, ist die Kraftwirkung des Erdmagnetfeldes gegenüber der orientierenden Wirkung der Gravitations- und Strömungskräfte nur bei Korngrößen $< 30 \mu\text{m}$ dominant (TAIRA, LIENERT 1979). Da für sehr kleine Korngrößen Brownsche Bewegungen wiederum zu einer Gleichverteilung von Vorzugsorientierungen führen, liegt die größte Effektivität für die Einregelung hochkoerzitativer Klastika im Korngrößenbereich $0,1(0,25) \dots 10(20) \mu\text{m}$ (NAGATA 1961). Sphärische Partikeln dieser Korngrößen werden während der Sedimentation in Abhängigkeit von der Intensität ihrer bereits erworbenen Magnetisierung in Richtung des Erdmagnetfeldes gedreht und erzeugen somit eine DRM im Sediment. Weist jedoch ein Anteil der Körner eine anisotrope, nichtsphärische Gestalt auf, so lagern sich diese mit der Seite ihrer größten Oberfläche parallel zur Sedimentationsebene ab. Der ermittelte resultierende Vektor der DRM weicht folglich von der wahren Paläofeldrichtung ab. Es kommt zu Inklinationsfehlern, die in Abhängigkeit von der geomagnetischen Breite des Paläofeldes, dem Anteil anisotroper Körner und deren Anisotropiegrad Werte bis zu 25° erreichen können, während die Deklination konstant bleibt (NAGATA 1961; STACEY, BANERJEE 1974; TARLING 1983). Bei geneigten Sedimentationsebenen tritt zusätzlich der sogenannte "bedding"-Fehler auf, dessen Größe proportional der Schichtneigung ist. Während der Diagenese kommt es zur Neubildung von Eisenoxiden, -hydroxiden und -sulfiden mit sehr kleinen Korngrößen bevorzugt in den Porenräumen, deren Magnetisierung (Chemoremanenz CRM) die syngenetische Erdmagnetfeldrichtung aufweist, deren Größe und Orientierung (Vorzugsrichtung der Magnetisierbarkeit) jedoch vom Porenraum abhängig ist, so daß das durch die magnetischen Anisotropieuntersuchungen ermittelte Gefüge dem durch die sekundären Körner abgebildeten Sedimentationsgefüge entspricht. Die Methode der Bestimmung von Suszeptibilitätsanisotropien reflektiert jedoch vorrangig das syndimentäre Gefüge magnetisch wirksamer Körner $> 30 \mu\text{m}$, auf deren Orientierung das Erdmagnetfeld kaum Einfluß hat. Folglich ergibt sich beim Vorhandensein von ferromagnetischen Partikeln eines breiteren Korngrößenspektrums durch die Bestimmung von Suszeptibilitätsanisotropien zunächst rein qualitativ die Möglichkeit einer Bewertung paläomagnetischer Ergebnisse.

Liefert die Ermittlung von \vec{M}_r und \vec{M}_i (bei Bindung an die gleiche Mineralphase) signifikant voneinander abweichende Winkelbeträge in ihren Vorzugsorientierungen, so ist die Differenz auf unterschiedliche Orientierungsmechanismen der verschiedenen Korngrößenbereiche zurückzuführen und die paläomagnetischen Ergebnisse sind als weitgehend unbeeinflusst durch Ablagerungseffekte zu interpretieren. Der Inklinationsfehler und "bedding"-Fehler sind klein. Besteht hingegen eine annähernde Übereinstimmung der Richtungen von \vec{M}_i und \vec{M}_r , so ist über eine Korngrößenanalyse zunächst zu klären, inwieweit Gravitations- und Strömungskräfte für die Richtung von \vec{M}_i verantwortlich sind. Ist die Korngröße aller Körner, an die \vec{M}_r und gleichermaßen \vec{M}_i gebunden sind $< 30 \mu\text{m}$ und besteht eine Richtungsübereinstimmung für \vec{M}_r und \vec{M}_i , so überwiegt die einregelnde Wirkung des Erdmagnetfeldes und die paläomagnetischen Werte sind Indikator für die Paläofeldrichtung (z. B. LØVLIE, HOLTEDAHL 1980). Weist das Korngrößenspektrum jedoch Körner $> 30 \mu\text{m}$ der entsprechenden Mineralphase auf, so reflektieren die paläomagneti-

schen Ergebnisse bei Übereinstimmung der Richtungen von \vec{M}_r und \vec{M}_l mit hoher Wahrscheinlichkeit das Sedimentationsgefüge und sind für die Ermittlung der Paläofeldrichtung nicht zu verwenden (z. B. ELLWOOD 1979 a; LØVLIE, HOLTEDAHL 1980). Der Inklinations- bzw. "bedding"-Fehler ist groß.

Im folgenden soll eine Abschätzung des unabhängig von der Korngröße stets auftretenden Inklinationsfehler δ bei der Bestimmung der DRM unter Anwendung der Methode zur Bestimmung von Suszeptibilitätsanisotropien vorgenommen werden. Die Wirkung einer chemoremanenten Magnetisierung von sekundär, während der Diagenese gebildeten magnetisch wirksamen Mineralen wurde vernachlässigt. Ebenso kann für die Betrachtung die mögliche Wirkung von Bioturbationen keine Berücksichtigung finden.

Zur Vereinfachung sei angenommen, daß alle ferromagnetischen Partikeln die gleiche Intensität einer remanenten Magnetisierung $|\vec{M}_r|$ aufweisen und durch einen Anteil s sphärischer und einen Anteil $(1-s)$ diskusförmiger Körner repräsentiert werden. In zweidimensionaler Darstellung gilt dann (Abb. 53):

$$(27) \quad \delta = I_{\text{Hex}} - I_{\text{gem}}$$

(δ : Inklinationsfehler; I_{Hex} : Inklination der wahren Paläofeldrichtung; I_{gem} : ermittelte Inklination der DRM)

sowie

$$(28) \quad \tan I_{\text{gem}} = \frac{|\vec{M}_r| s \sin I_{\text{Hex}}}{|\vec{M}_r| s \cos I_{\text{Hex}} + (1-s) |\vec{M}_r| \cos I_{\text{Hex}}}$$

($s |\vec{M}_r|$ beschreibt den Magnetisierungsanteil parallel \vec{H}_{ex} und $(1-s) |\vec{M}_r| \cos I_{\text{Hex}}$ den Magnetisierungsanteil parallel der Horizontalen bedingt durch die Ablagerung abgeplatteter Partikeln parallel der Sedimentationsebene.)

Die wahre Inklination des Paläofeldes I_{Hex} ergibt sich somit aus

$$(29) \quad I_{\text{Hex}} = \arctan \frac{1}{s} \tan I_{\text{gem}}$$

Der Anteil s sphärischer Partikeln ist jedoch weitgehend unbekannt. Wenn man annimmt, daß dieser über das gesamte Krongrößenspektrum nur geringen Schwankungen unterworfen ist, so kann dieser über die Anisotropie der Suszeptibilität ermittelt werden. Es gilt für den Anisotropiegrad P des Sediments

$$(30) \quad P = \frac{\chi_{\text{max}}}{\chi_{\text{min}}} = \frac{(1-s)\chi_{\text{imax}} + \bar{\chi}_1 s}{(1-s)\chi_{\text{imin}} + \bar{\chi}_1 s}$$

(χ_{imax} , χ_{imin} : maximale und minimale Suszeptibilität eines einzelnen Kornes, dessen Form einem abgeplatteten Ellipsoid mit dem Achsenverhältnis $m = \frac{a}{b}$ entspricht;

$\bar{\chi}_1 = \frac{\chi_{\text{imax}} + \chi_{\text{imin}}}{2}$: durchschnittliche Suszeptibilität eines Kornes).

Mit $P_{\text{korn}} = \frac{\chi_{\text{imax}}}{\chi_{\text{imin}}}$ ergibt sich

Erzgenerationen unterschiedlicher Korngrößen und damit unterschiedlicher Wirkung hinsichtlich ihres Anteils an der remanenten und induzierten Gesamtmagnetisierung) nicht möglich und kann nur objektbezogen vorgenommen werden.

2. Unkomplizierter dürfte demgegenüber die Anwendung von magnetischen Anisotropieuntersuchungen zur Abschätzung von Inklinationsfehlern der DRM in Sedimenten sein. Neben einer rein qualitativen Bewertung des Einflusses des Sedimentationsgefüges auf die Richtung der DRM ist eine Quantifizierung des Inklinationsfehlers unter den gegebenen Voraussetzungen möglich. Die Gültigkeit der berechneten Fehlergrößen ist dabei durch detaillierte sedimentpetrographische Untersuchungen zu prüfen.

7. Zusammenfassende Ergebnisdarstellung und Schlußfolgerungen für Folgearbeiten

Von den vielseitigen Problemen, die aus der Einführung gesteinsmagnetischer Anisotropieuntersuchungen zur Analyse von Deformationsstrukturen resultieren, wurden im Rahmen vorliegender Arbeit anwendungsbezogene und methodisch orientierte Teilprobleme bearbeitet,

Mit der Zielstellung einer vollständigen Erfassung des strukturellen Inventars geologischer Körper als Grundlage für geologisch-tektonische Modellvorstellungen über Strukturveränderungen infolge von Deformation wurden ausgewählte sedimentäre und magmatische Einheiten aus dem Südtteil der DDR auf ihre gesteinsmagnetischen Anisotropieeigenschaften untersucht. Die Anwendung der Methode auf die störungstektonisch beeinflussten Metamorphite der Schirmacher-Oase (Antarktika) liefert in diesem Zusammenhang erste Ergebnisse zum Interngefüge der Tektonite.

Gesteinsmagnetische Anisotropieuntersuchungen an Karbonatgesteinen der Finne-Störung (Thüringische Senke) mit einem ferromagnetischen Mineralgehalt von $< 0,1\%$, der unterhalb der Nachweisgrenze quantitativer Bestimmungen liegt, konnten einerseits die Anwendbarkeit der Methode in Gesteinen äußerst geringer Magnetisierbarkeit bestätigen und führten andererseits zu einer Präzisierung bestehender Vorstellungen zur Störungsentwicklung. Danach ist das Hauptstadium in der Entwicklung des Störungsgefüges der zeitlich letzten Phase in der Herausbildung der Finne-Störung zuzuordnen.

Der Bewertung einander entgegengesetzter Auffassungen zum strukturellen Inventar des Kirchberger Granits bzw. als Basis grundsätzlich neuer Vorstellungen zur kinematischen Überprägung des Meißener Massivs dienten die Daten zum gesteinsmagnetischen Anisotropieverhalten der bearbeiteten Magmatite.

Für den Kirchberger Granit ergab sich hierbei im Gegensatz zum bislang erreichten Kenntnisstand ein einheitliches SW-NE orientiertes Regelungsbild des ferromagnetischen Teilgefüges, aus dem eine SW-NE gerichtete Spannungsverteilung während der Erstarrung des Plutons abgeleitet werden konnte. Somit kann das Erstarrungsregime des Kirchberger Granits deutlich von dem SE- NW gerichteten des Eibenstocker Granits unterschieden werden.

Aus den Richtungsunterschieden in den Vorzugsorientierungen des ferromagnetischen Mineralgehaltes im Meißener Massiv und deren Bindung an die Gesteinstypen der zeitlich versetzten Intrusionsphasen wird ein Umschwenken der Hauptspannungsachsen in der Intrusionsabfolge abgeleitet. Die lokale Begrenzung der als sekundär zu interpretierenden Strukturmerkmale verweist auf einen in Zusammenhang mit dem Zentral-

sächsischen Lineament stehenden strukturbildenden Prozeß.

In Ergänzung der geologischen Kartierungsergebnisse lieferten die gesteinsmagnetischen Anisotropieuntersuchungen an den Tektoniten einer SW-NE streichenden regionalen Störungszone mit Seitenverschiebungscharakter in der Schirmacher-Oase (Antarktika) Informationen zur Kinematik an den Bewegungsflächen einzelner Teilstörungen. Die Ergebnisse deuten darauf hin, daß sich die störungstektonische Gefügeprägung in den Metamorphiten in zwei Phasen einer Schrägabschiebung vollzog. Hierbei ist eine erste, als Hauptphase zu bezeichnende, durch Abschiebung und NE Versatz der Hangendschollen charakterisiert, wobei in den Kataklastiten der Randbereiche der Teilstörungen Schleppungerscheinungen hervorgerufen werden. Eine zweite, nur in den zentral gelegenen Blastomyloniten nachweisbare und weit weniger intensiv ablaufende Bewegung mit nunmehr Abschiebung der Liegendschollen bei Beibehalten des relativen NE-Versatzes der SE-Flanken wird als Entlastungsphase gedeutet.

In methodischer Hinsicht repräsentiert das bearbeitete Probenmaterial ein breites Spektrum bezüglich der Intensität der dynamometamorphen Überprägung. Die Ergebnisse weisen die Anwendbarkeit gesteinsmagnetischer Anisotropieuntersuchungen zur Deformationsanalyse genetisch unterschiedlicher Gesteine aus, deren Grad der Dynamometamorphose in einem Bereich von $p < 10^2$ MPa und $T < 100$ °C (Karbonate der Thüringischen Senke) bis $p \approx 6 \times 10^2$ MPa und $T = 550 \dots 650$ °C (Metamorphite der Schirmacher Oase) liegt.

In Erweiterung des gegenwärtigen Kenntnisstandes zur Herausbildung gesteinsmagnetischer Anisotropieeffekte wurde die Wirkung retrograder Mineralumwandlungen als Folge Kataklastik hervorrufender Deformationsprozesse nachgewiesen. Petrographische und geochemische Untersuchungsergebnisse führen in ihrem Bezug auf die Ergebnisse der gesteinsmagnetischen Anisotropieuntersuchungen zu der Schlußfolgerung, daß die an derartige retrograde Phasenumwandlungen gebundene Freisetzung von Eisen aus den Wirtsmineralen und deren Anreicherung in Form oxidischer Erzsubstanz vorrangig auf vorgezeichneten Flächen erhöhter Wegsamkeit in erheblichem Maße die magnetischen Eigenschaften der Tektonite beeinflußt. Die gegenwärtig existierenden Modellvorstellungen zum Einregelungsverhalten des ferromagnetischen Mineralanteils infolge von Deformation sind, angewendet auf Kataklastite, in Konsequenz der erzielten Ergebnisse durch diesen Einflußfaktor zu ergänzen.

Hinsichtlich einer Anwendung gesteinsmagnetischer Anisotropieuntersuchungen zur Bewertung paläomagnetischer Meßergebnisse werden anhand einer zweidimensionalen Betrachtungsweise Möglichkeiten und Grenzen des Verfahrens aufgezeigt. Die angestellten Modellrechnungen liefern die theoretischen Grundlagen für die Abschätzung strukturbedingter Fehler bei der Ermittlung einer Thermo- bzw. Ablagerungsremanenz.

Mit den erzielten Ergebnissen der erstmalig an Gesteinen aus Grund- und Deckgebirgseinheiten der DDR durchgeführten gesteinsmagnetischen Anisotropieuntersuchungen und dem Nachweis einer Eignung der Methode zur Beantwortung strukturgeologischer Fragestellungen ausgewählter Komplexe empfiehlt sich ein umfassender routinemäßiger Einsatz des Verfahrens zur Ableitung syn- und postgenetischer Strukturparameter. Der daraus sich ergebende starke Anstieg in der Anzahl der zu untersuchenden Proben setzt eine höhere Effektivität bei der Probenpräparation (Verwendung orientierter Bohrkerne) und eine umfassende Automatisierung des Auswertungsprozesses (Meßwertaufnahme im online Betrieb) voraus. Die für die Interpretation der Ergebnisse erforderlichen Infor-

mationen zum Bestand und der Genese ferromagnetischer Mineralphasen erfordern dabei stets die Einbeziehung petrographischer Untersuchungsergebnisse. Die Mehrdeutigkeit bei der Interpretation von Ergebnissen gesteinsmagnetischer Anisotropieuntersuchungen kann durch Anwendung weiterer petrophysikalischer Anisotropieverfahren eingegrenzt werden. Neben der Bestimmung von Anisotropien elastischer und thermischer Eigenschaften, die allerdings gegenüber dem magnetischen Verfahren größere Probenkörper erfordern und nur diskrete Meßwerte liefern, bietet die zweidimensionale Bestimmung von Anisotropien der elektrischen Leitfähigkeit mit der Möglichkeit der Verwendung identischen Probenmaterials hierfür günstige Voraussetzungen. Unter dem methodischen Gesichtspunkt einer Bearbeitung der direkten Aufgabe der Speziellen Petrophysik, der quantitativen Erfassung der Kausalität petrophysikalischer Phänomene, bietet die Anisotropie der Magnetisierbarkeit grundlegende Vorteile gegenüber anderen petrophysikalischen Anisotropieeigenschaften. Einerseits ist mit dem starken Kontrast zwischen den magnetischen Eigenschaften der einzelnen Mineralphasen eines polykristallinen Gesteins die meßbare magnetische Anisotropie i. allg. auf eine spezielle, eindeutig identifizierbare Teilgruppe des Gesamtphasenbestandes beziehbar und andererseits wird mit den Ergebnissen von Einkristalluntersuchungen in ausreichendem Maße die Grundlage für derartige Betrachtungen geliefert. Im Gegensatz zu dem gut erfaßbaren Kristallanisotropieeffekt ferromagnetischer Minerale ist die Wirkung von Formanisotropien nur bedingt auf Einzelpartikeln reduzierbar. Bezieht man sich deshalb bei derartigen Untersuchungen ausschließlich auf kristallanisotrope ferromagnetische Minerale (Hämatit), so kann aus dem Vergleich von Vorzugsorientierungen in der Magnetisierbarkeit polykristalliner Gesteine ausreichend hoher Gehalte dieser Mineralphase mit texturanalytisch bestimmten Orientierungsverteilungen auf die petrophysikalische Wirkung von Textureffekten geschlossen werden. Im Gegensatz zu vergleichbaren Untersuchungen mit dieser Zielstellung (Anwendung von Röntgenbeugungsverfahren) ist dabei die Nutzung des Neutronenbeugungsverfahrens auf Grund der Möglichkeit der Verwendung identischen Probenmaterials (sphärische Probenkörper) wesentlich erfolgversprechender. Derartige Untersuchungen in Gesteinen mit ausreichenden Gehalten kristallanisotroper ferromagnetischer Mineralphasen und definierter tektonischer Überprägung können dann als Etalon für die Quantifizierung von Deformationsintensitäten auf der Grundlage gesteinsmagnetischer Anisotropieuntersuchungen dienen.

Literaturverzeichnis

- ANDREHS, G.: Petrography and petrochemistry. In: BORMANN, P. (Hrsg.): Geoscientific investigation of the Schirmacher Oasis (Dronning Maud Land, East Antarctica) and its surroundings. - Geod. Geophys. Veröff., Berlin (1988) (im Druck)
- ANGENHEISTER, G.; SOFFEL, H.: Gesteinmagnetismus und Paläomagnetismus.- Berlin, Stuttgart, Gebr. Borntraeger (1972), 106 S.
- AKIMOTO, S.; NAGATA, T.; KATSURA, T.: The $TiFe_2O_5$ - Ti_2FeO_5 solid solution series.- Nature, London 179 (1957), S. 37 - 38
- AUSTER, V.; DAMM, V.; FREDOW, M.; KOPSCH, K.; SCHÄFER, U.: Die geomagnetische Vermessung der Schirmacher Oase und ihrer Umgebung.- Geod. Geophys. Veröff., Berlin R. 1 N. 12 (1985), S. 71 - 75
- BALSLEY, J.R.; BUDDINGTON, A.F.: Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses.- Amer. J. Sci., New Haven 258A (1960), S. 6 - 20
- BANERJEE, S.K.; STACEY, F.D.: The high-field torque meter method of measuring magnetic anisotropy of rocks. In: COLLINSON, D.W.; CREER, K.M.; RUNCORN, S.K. (Hrsg.): Methode in Paläomagnetismus.- Developments in solid earth geophysics 3. Amsterdam, London, New York: Elsevier 1967, 609 S.
- BANKWITZ, P.: Problemorientierte geologische Interpretation von Satellitenaufnahmen.- Gerl. Beitr. Geophysik, Leipzig 92 (1983) 2-4, S. 197-220
- BANKWITZ, P.; BETZL, M.; DRECHSLER, L.P.; FELDMANN, K.; FUENTES, L.; KÄMPF, H.; WALTHER, K.: Fabric analysis of the quartz component in Saxonian Granulites using neutron time-of-flight diffraction.- VIK-Mitteilungen E 14-86-23, Dubna (1986), 14 S.
- BEHR, H.J.: Zur tektonischen Analyse magmatischer Körper unter besonderer Berücksichtigung des Quarzkorngefüges. II. Teil: Ergebnisse komplexer granittektonischer Untersuchungen an Magmatiten der Elbtalzone, der Lausitz und Westsachsens.- Freib. Forsch.-H., Leipzig C 219 (1968), S. 33 - 98
- BHATHAL, R.S.; STACEY, F.D.: Field induced anisotropy of magnetic susceptibility in rocks.- Pure Appl. Geophys., Basel 76 (1969), S. 123 - 129
- BHATHAL, R.S.: Magnetic anisotropy in rocks.- Earth Sci. Rev., Amsterdam 7 (1971), S. 227 - 253
- BIRCH, F.S.: Magnetic fabric of the Exeter pluton, New Hampshire.- J. geophys. Res., Washington 84 (1979), S. 1129 - 1137
- BORRADAILE, G.J.; TARLING, D.H.: The influence of deformation mechanism on magnetic fabric in weakly deformed rocks.- Tectonophysics, Amsterdam 77 (1981), S. 151 - 168
- CHLUPACOVA, M.; HROUDA, F.; JANAK, F.; REJL, L.: The fabric genesis and relative-age relations of the granitic rocks of the Cista-Jesenice (Czechoslovakia) indicated by magnetic anisotropy.- Gerl. Beitr. Geophysik, Leipzig 84 (1975), S. 487 - 500
- COLLINSON, D.W.: Methode in rock magnetism and palaeomagnetism techniques and instrumentation.- London, New York: Chapman & Hall (1983), 503 S.
- DAHM, K.P.: Entwicklungsprozesse und Strukturbildung im geologischen Bereich - Phänomene und Ursachenforschung.- unveröff. Dies. (B), AdW DDR, ZIPE, Ber. Geol., Potsdam (1985)
- DAMM, V.: Changes of magnetic susceptibility anisotropy in metamorphic rocks of the Schirmacher Oasis as a methodical contribution to the deformation analysis.- Z. geol. Wiss., Berlin 13 (1985) 3, S. 335 - 345
- DAMM, V.: Ergebnisse geomagnetischer Kartierungsarbeiten und petromagnetischer Untersuchungen im Bereich der Schirmacher Oase (Antarktika).- Z. angew. Geol., Berlin 3 (1986) 1, S. 1 - 6

- DAMM, V.: Suszeptibilitätsanisotropien in Sedimenten und Magnetiten aus dem Gebiet der DDR und in Metamorphiten der Schirmacher-Oase (Antarktika).- unveröff. Diss. (A), AdW DDR, ZIPE, Ber. Geol., Potsdam (1987)
- DAMM, V.; ANDREHS, G.: Variations of petromagnetic fabric parameters of some Antarctic metamorphic rocks in the light of changes in the mineralogical and geochemical content.- Phys. Earth Planet. Int., Amsterdam (1987) (im Druck)
- DAMM, V.; JANSSEN, Ch.: Magnetische Gefügeuntersuchungen - Ein Beitrag zur Deformationsanalyse im Muschelkalk.- Z. geol. Wiss., Berlin 15 (1987) (im Druck)
- DOLEZALEK, B.: Die Finnestörung bei Bad Sulza, Eckartsberga und Raatenburg. In: Beiträge zur Tektonik des Thüringer Beckens.- Abh. dt. Akad. Wiss., Kl. Math. u. allg. Naturwiss., Berlin 1953, Berlin (1955) 3, S. 139 - 173
- DORTMAN, N.B.: Fiziceckie svojatva gornych porod i polaznyh iakopaemych (petrofizika).- Moskva: Nedra (1984), 455 S.
- ELLWOOD, B.B.: Flow and emplacement direction determined for selected basaltic bodies using magnetic susceptibility anisotropy measurements.- Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam 41 (1978), S. 254 - 264
- ELLWOOD, B.B.: Particle flocculation: one possible control on the magnetization of deep-sea sediments.- Geophys. Res. Lett., Washington 6 (1979a) 4, S. 237 - 240
- ELLWOOD, B.B.: Sample shape and magnetic grain sizes: two possible controls on the anisotropy of magnetic susceptibility variability in deep-sea sediments.- Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam 43 (1979b), S. 309 - 314
- ELLWOOD, B.B.; WHITHNEY, J.A.: Magnetic fabric of the Elberton granite Northeast Georgia.- J. geophys. Res., Washington 85 (1980) B3, S. 1481 - 1486
- ELLWOOD, B.B.; WHITHNEY, J.A.; WENNER, P.B.; MOSE, D.; AMERIGIAN, C.: Age, paleomagnetism and tectonic significance of the Elberton Granite, Northeast Georgia Piedmont.- J. geophys. Res., Washington 85 (1980), S. 6521 - 6533
- ELLWOOD, B.B.; HROUDA, F.; WAGNER, J.J.: Symposia of magnetic fabrics: introductory comments.- Praha: V. IAGA-Generalversammlung, Aug. 1985
- FANSELAU, G. (Hrsg.): Geomagnetismus und Aeronomie.- Band III.- Berlin, Dtsch. Verl. Wiss. (1959), 632 S.
- FISCHER, R.A.: Dispersion on a sphere.- Proc. Roy. Soc., London A 217 (1953), S. 295 - 305
- FRANZKE, J. und JANSSEN, C.: Geologische Interpretation von Druckspannungsmessungen im Tafeldeckgebirge der DDR.- Z. geol. Wiss., Berlin 12 (1984) 2, S. 235 - 254
- FRANZKE, J.; RAUCHE, H.; HEISE, G.: Analyse der strukturellen Entwicklung der Finnestörung und der Naumburger Mulde.- Hall. Jb. f. Geowiss., Gotha 11 (1986), S. 77 - 94
- FRÜLICH, F.: Elektrische und magnetische Eigenschaften der festen Materie.- In: FANSELAU, G. (Hrsg.): Geomagnetismus und Aeronomie.- Band I/3.- Berlin: Dtsch. Verl. Wiss. (1964), 156 S.
- FRÜLICH, F.: Beiträge zum Erkundungsprogramm: Materieparameter im Bereich der Erdkruste Teil II: Ergänzende festkörperphysikalische und physikochemische Untersuchungen, Auswertung. Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam 4 (1970), 44 S.
- FRÜLICH, F.; STILLER, H.: Die Bedeutung phänomenologischer Betrachtungen für die Interpretation gesteinsmagnetischer Untersuchungsergebnisse.- Abh. geomagn. Inst. Potsdam 34 (1964), S. 165 - 171
- GOLDSTEIN, A.G.: Magnetic susceptibility anisotropy of mylonites from the lake Char Mylonite Zone, southeastern New England.- Tectonophysics, Amsterdam 66 (1980), S. 197 - 211

- GRABROVSKY, A.; BRODSKAYA, S.YU.: Normal magnetization and thermal magnetization of anisotropic rocks.-
Bull. (Izvest.) Acad. Sci. UdSSR, Geophys. Ser., no 8 (1958), S. 560 - 566 in
englisch
- GRAHAM, J.W.: Magnetic Susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element.-
Geol. Soc. Amer. Bull., Boulder 65 (1954), S. 1257 - 1258
- GUILLET, P.; BOUCHEZ, J.-L.: Anisotropy of magnetic susceptibility and magnetic
structures in the Guerande granite massif (France).-
Tectonics, Washington 2 (1983) 5, S. 419 - 429
- HAMILTON, N.; REES, A.I.: The use of magnetic fabric in paleocurrent estimation.-
In: RUNKORN, S.K. (Hrsg.) Paleogeophysics, London, Academic Press (1970a),
518 S.
- HAMILTON, N.; REES, A.I.: Magnetic fabric of sediments from the shelf of La Jolla
(California).-
Mar. Geol., Amsterdam 9 (1970b), S. M6 - M11
- HELLER, F.: Magnetic anisotropy of granitic rocks of the Bergell massif (Switzer-
land).-
Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam 20 (1973), S. 180 - 188
- HELLWEGE, K.-N. (Hrsg.): Landolt-Börnstein. - Zahlenwerte und Funktionen aus Natur-
wissenschaften und Technik.-
Neue Serie, Gruppe III: Kristall- und Festkörperphysik, Band 12. Magnetische
und andere Eigenschaften von Oxiden und verwandten Verbindungen.- Teil a
Berlin u.a.: Springer (1978), 519 S.
- HÖPFNER, W.: Tektonik der Granite der Vogtländischen Zone.-
Abh. Sächs. Akad. Wissenschaft., math.-nat. Klasse Bd XLI (1929), 67 S.
- HROUDA, F.: A determination of the symmetry of the ferromagnetic mineral fabric
in rocks on the basis of the magnetic susceptibility anisotropy measurements.-
Gerl. Beitr. Geophysik, Leipzig 82 (1983) 9, S. 390 - 396
- HROUDA, F.: The origin of cleavage in the light of magnetic anisotropy investiga-
tions.-
Phys. Earth Planet. Int., Amsterdam 13 (1976a), S. 132-142
- HROUDA, F.: The strain interpretation of magnetic anisotropy in the rocks of the
Nizky Jeseník mountains (Czechoslovakia).-
Sborn. geol. ved, Užitá geofyz., Praha 16 (1976b), S. 27 - 62
- HROUDA, F.: A model for the orientation process of ferromagnetic minerals in slates.-
Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam 33 (1976c), S. 107 - 110
- HROUDA, F.: The magnetic fabric in some folds:-
Phys. Earth. Planet. Inter., Amsterdam 17 (1978), S. 89 - 97
- HROUDA, F.: Magnetocrystalline anisotropy of rocks and massive ores: a mathemati-
cal model study and its fabric implications.-
J. Struct. Geol., Oxford u.a. 2 (1980) 4, S. 459 - 462
- HROUDA, F.: Magnetic susceptibility of rocks and its application in geology and
geophysics.-
Geophys. Surv., Dordrecht 5 (1982), S. 37 - 82
- HROUDA, F.: The effect of Quartz on the magnetic anisotropy of Quartzite.-
Studia geoph. et geod., Praha (1986a) (im Druck)
- HROUDA, F.: Magnetic anisotropy variation in nappes: models and some examples
from the West Carpathians.-
Phys. Earth Planet. Inter., Amsterdam (1986b) (im Druck)
- HROUDA, F.; CHLUPACOVA, M.; REJL, L.: The mimetic fabric of magnetite in some
foliated granodiorites, as indicated by magnetic anisotropy.-
Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam 11 (1971), S. 381-384
- HROUDA, F.; JANAK, F.; REJL, L.; WEISS, J.: The use of magnetic susceptibility
anisotropy for estimating the ferromagnetic mineral fabric of metamorphic
rocks.-
Geol. Rdsch., Stuttgart 60 (1971) 3, S. 1124 - 1142

- HROUDA, F.; JANAK, F.: The changes in slope of the magnetic susceptibility ellipsoid during progressive metamorphism and deformation.-
Tectonophysics, Amsterdam 34 (1976), S. 135 - 148
- HROUDA, F.; JANAK, F.; REJL, L.: Magnetic anisotropy and ductile deformation of rocks in zones of progressive regional metamorphism.-
Gerl. Beitr. Geophysik, Leipzig 87 (1978) 2, S. 126 - 134
- HROUDA, F.; KAHAN, S.; PUTIS, M.: The magnetic and mesoscopic fabrics of the crustal-line complex of the Strazovske Vrchy Mts. and their tectonic implications.-
Geol. Sb. slov. Akad. Vied, Bratislava 34 (1983) 6, S. 717 - 731
- HROUDA, F.; SIEMES, H.; HERRES, N.; HENNING-MICHAELI, C.: The relationship between the magnetic anisotropy and the c-axis fabric in a massive hematite ore.-
J. Geophys., Würzburg 56 (1985), S. 174 - 182
- HROUDA, F.; STRANIK, Z.: The magnetic fabric of the Zdanice thrust sheet of the flysh belt and the West Carpathians: sedimentological and tectonic implications.-
Sediment. Geol., Amsterdam 45 (1985), S. 125 - 145
- IRVING, E.; PARK, J.K.: Palaeomagnetism of metamorphic rocks: errors owing to intrinsic anisotropy.-
Geophys. J. roy. astron. Soc., London 34 (1973), S. 489 - 493
- JANAK, F.: Determination of anisotropy of magnetic susceptibility of rocks.-
Studia geoph. et geod., Praha 9 (1965), S. 290 - 301
- JANAK, F.: The effect of the anisotropy of magnetic susceptibility on the direction of the vector of isothermal remanent magnetic polarization.-
Studia geoph. et geod., Praha 11 (1967), S. 419 - 429
- JANAK, F.: Magnetic susceptibility anisotropy of various rock types and its significance for geophysics and geology.-
Geophys. Prospect., Den Haag (1972), S. 375 - 384
- JANSSEN, Ch.: Zur regionalen Verteilung der Horizontalstylolithen im Tafeldeckgebirge der DDR.-
Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, Potsdam 83 (1985), S. 2- 94
- JANSSEN, Ch.; DAMM, V.; GEBHARDT, D.: Petrophysikalische Untersuchungen zum Nachweis von Anisotropien in Karbonatgesteinen.-
Z. angew. Geol., Berlin 32 (1986) 7, S. 169 - 173
- JELINEK, V.: Precision A.C. bridge set for measuring magnetic susceptibility of rocks and its anisotropy.-
Studia geoph. et geod., Praha 17 (1973), S. 36 - 48
- JELINEK, V.: Characterization of the magnetic fabric of rocks.-
Tectonophysics, Amsterdam 79 (1981), S. T63 - T67
- KAFAY, A.M.: The magnetic susceptibility anisotropy of rocks.-from Shap region, Lake District, England (Abs.).-
Geophys. J. roy. astron. Soc., Oxford u.a. 65 (1981) 1, S. 272
- KAISER, G.; WAND, U.: K-Ar dating of basalt dykes of the Schirmacher-Oasis, Dronning-Maud-Land, East-Antarctica.-
In: Mitt. Zentralinst. Isotopen- u. Strahlenforsch., Leipzig 89 (1984), S. 123 - 132
- KAPICKA, A.: Changes of anisotropy of the magnetic susceptibility of rocks induced by a magnetic field.-
Studia geophys. et geod., Praha 25 (1981), S. 262 - 273
- KÄMPF, H.; BANKWITZ, P.; BETZL, M.; LEGLER, C.: Results of neutron texture analysis of Prevariscan and Variscan magnetic ores of the Erzgebirge anticlinal zone.-
Gerl. Beitr. Geophysik, Leipzig 94 (1985) 4-6, S. 522 - 532
- KÄMPF, H.; STACKEBRANDT, W.: Tectonics. In: BORMANN, P. (Hrsg.): Geoscientific investigation of the Schirmacher Oasis (Dronning Maud Land, East Antarctica) and its surroundings.-
Geol. Geophys. Veröff. Berlin (1988) (im Druck)
- KING, R.F.: The magnetic fabric of some Irish granites.-
Geol. J., Liverpool 5 (1966) 1, S. 43 - 66

- KHAN, M.A.: The anisotropy of magnetic susceptibility of some igneous and metamorphic rocks.-
J. Geophys. Res., Washington 67 (1962) 7, S. 2873 - 2885
- KLIGFIELD, R.; LOWRIE, W.; DALZIEL, I.W.D.: Magnetic susceptibility anisotropy as a strain indicator in the Sudbury Basin, Ontario.-
Tectonophysics, Amsterdam 40 (1977), S. 287 - 308
- KLIGFIELD, R.; OWENS, W.H.; LOWRIE, W.: Magnetic susceptibility anisotropy, strain and progressive deformation in Permian sediments from the Maritime Alps (France).-
Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam 55 (1981), S. 181 - 189
- KLIGFIELD, R.; LOWRIE, W.; PFIFFNER, O.A.: Magnetic properties of deformed oolitic limestones from the Swiss Alps: the correlation of magnetic anisotropy and strain.-
Eclologiae geol. Helv., Basel 75 (1982) 1, S. 127 - 157
- KNEEN, S.J.: The relationship between the magnetic fabrics of some haematite-bearing Welsh slates.-
Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam 31 (1976), S. 413 - 416
- KOPF, M.: Die Untersuchung physikalischer Eigenschaften von granitoiden Gesteinen als neue Methode der Granitforschung.-
Beih. Geol., Berlin 15 (1966) 53, S. 1 - 135
- LÜFFLER, H.: Eine phänomenologische Theorie zur Erklärung des magnetischen Verhaltens der Spinelltyp-Oxyde der 3d-Übergangsmetalle.-
Abh. geomagn. Inst. Potsdam, Berlin 34 (1964)
- LOVLIE, R.; HOLTEDAHL, H.: Apparent palaeomagnetic low-inclination excursion in a preconsolidated continental shelf sediment.-
Phys. Earth Planet. Int., Amsterdam 22 (1980), S. 137 - 143
- MENNING, M.: Die nachträgliche Orientierung von Bohrkernen unter besonderer Berücksichtigung des Paläomagnetismus.-
Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam 39 (1976), 105 S.
- MENNING, M.: Fortschritte des Paläomagnetismus im Perm Mitteleuropas.-
Z. geol. Wiss., Berlin 9 (1981) 11, S. 1247 - 1252
- MILITZER, H.; SCHEIBE, R.: Grundlagen der angewandten Geomagnetik.- Teil I und II.-
Bergakademie Freiberg, Skt. Geowiss., internes Lehrmaterial, Freiberg (1980), 405 S.
- MÜLLER, P.; SIEMES, H.: Zur Festigkeit und Gefügeregelung von experimentell verformten Magnetitkristallen.-
N. Jb. Mineral. Abh., Stuttgart 177 (1972), S. 39 - 60
- NAGATA, T.: Rock magnetism.-
Tokyo: Maruzen (1961), 350 S.
- NYE, J.F.: Physical properties of crystals, their representation by tensors and matrices.-
Oxford: Clarendon Press (1957), 306 S.
- OWENS, W.H.: Mathematical model studies on factors affecting the magnetic anisotropy of deformed rocks.-
Tectonophysics, Amsterdam 24 (1974), S. 115 - 131
- OWENS, W.H.; BAMFORD, D.: Magnetic, seismic and other anisotropic properties of rock fabrics.-
Phil. Trans. R. Soc. Lond., London, Ser. A 283 (1976), S. 55 - 68
- OWENS, W.H.; RUTTER, E.H.: The development of magnetic susceptibility anisotropy through crystallographic preferred orientation in a calcite rock.-
Phys. Earth Planet. Inter. Amsterdam 16 (1978), S. 215 - 222
- PAECH, H.-J.: Zur Petrographie und Tektonik des Kirchberger Granites (Grenzgebiet Erzgebirge - Vogtland).-
Geologie, Berlin 16 (1967) 1, S. 1 - 24
- PFEIFFER, L.: Beiträge zur Petrologie des Meißener Massivs.-
Freib. Forsch.-H., Leipzig C 179 (1964)

- PFEIFFER, L.; KURZE, M.; MATHE, G.: Einführung in die Petrologie.-
Berlin Akad. Verl. (1981), 632 S.
- PIETSCH, K.: Geologie von Sachsen.-
Berlin Dtsch Verl. Wiss., 1962, 870 S.
- PORATH, H.: Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität und Sättigungsmagnetisierung
als Hilfsmittel der Gefügekunde.-
Geol. Rdsch., Stuttgart, 60 (1971), S. 1088 - 1102
- PORATH, H.; CHAMALAUN, F.H.: The magnetic anisotropy of hematite-bearing rocks.-
Pure Appl. Geophys., Basel 64 (1966), S. 81 - 88
- PORATH, H.; RALEIGH, C.B.: An origin of the triaxial basal plane anisotropy in hema-
tite crystals.-
J. Appl. Phys., Lancaster 38 (1967), S. 2401 - 2401
- RAMDOHR, P.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen.-
Berlin, Akademie-Verlag (1975), 1277 S.
- RATHORE, J.S.: Magnetic susceptibility anisotropy in the Cambrian slate Belt of North
Wales and correlation with strain.-
Tectonophysics, Amsterdam 53 (1979), S. 83 - 87
- RATHORE, J.S.: The magnetic fabrics of some slates from the Borrowdale volcanic group
in the English Lake District and their correlation with strain.-
Tectonophysics, Amsterdam 67 (1980a), S. 207 - 220
- RATHORE, J.S.: Evidence for sinistral movements along the Judicarian Line drawn from
a study of magnetic fabrics in the regions of Mt. Croce and Asten (South Tirol).-
Geol. Rdsch., Stuttgart 69 (1980b) 3, S. 678 - 694
- RATHORE, J.S.: A study of secondary fabrics in rocks from the Lizard peninsula and
adjacent areas in southwest Cornwall England.-
Tectonophysics, Amsterdam 68 (1980c), S. 147 - 160
- RATHORE, J.S.; HEINZ, H.: Analyse der Bewegungen an der Umbiegung der "Periadria-
tischen Naht" (Insubrische Linie/Pusterer Linie) in der Umgebung von Mauls
(Südtirol).-
Geol. Rdsch., Stuttgart 68 (1979) 2, S. 707 - 720
- RATHORE, J.S.; BECKE, M.: Magnetic fabric analyses in the Gail Valley (Carinthia,
Austria) for the determination of sense of movements along this region of the
Periadriatic Linie.-
Tectonophysics, Amsterdam 69 (1980), S. 349 - 368
- RATHORE, J.S.; HENRY, B.: Comparison of strain and magnetic fabric in Dalradian
rocks from the southwest Highland of Scotland.-
J. Struct. Geol., Oxford u.a. 4 (1982) 3, S. 373 - 384
- RATHORE, J.S.; BECKE, M.: Magnetic fabrics in rocks from the Möll-Drau-Valley
Geol. Rdsch., Stuttgart 72 (1983) 3, S. 1081 - 1104
- RATHORE, J.S.; MAURITSCH, H.J.: Stress-induced fracturing and magnetic suscepti-
bility anisotropy in the Beiberg-Kreuth mining-region, Austria.-
Tectonophysics, Amsterdam 95 (1983), S. 157 - 171
- RATHORE, J.S.; COURRIOUX, G.; CHOUKROUNE, P.: Study of ductile shear zones (Ga-
licia, Spain) using texture goniometry and magnetic fabric methods.-
Tectonophysics, Amsterdam 98 (1983), S. 87 - 109
- RATHORE, J.S.; KAFIFY, A.M.: A magnetic fabric study of the Shap region in the
English Lake District.-
J. Struct. Geol., Oxford u.a. 8 (1986) 1, S. 69 - 77
- REES, A.I.: The effect of depositional slopes on the anisotropy of magnetic
susceptibility of laboratory deposited sands.-
J. Geol., Chicago 74 (1966) 6 S. 856 - 867
- O'REILLY, W.: Rock and mineral magnetism.-
Glasgow, London: Blackie (1984), 220 S.
- RÜSLER, H.J.: Lehrbuch der Mineralogie.-
Leipzig, Dtsch. Verl. Grundstoffind. (1979), 833 S.

- ROTHER, K.: Gesteins- und paläomagnetische Untersuchungen an Gesteinsproben vom Territorium der DDR aus dem Präkambrium bis zum Tertiär und Folgerungen für die Veränderungen des geomagnetischen Hauptfeldes sowie für geologisch-geotektonische Interpretationsmöglichkeiten.-
Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam 5 (1971), 96 S.
- RUTTER, E.H.; BRODIE, K.H.: The permeation of water into hydrating shear zones.
In: THOMPSON, A.B.; RUBIE, D.C.: Metamorphic reactions-Kinetics, textures and deformations, New York u.a. Springer (1985), 291 S.
- SANDER, B. Gefügekunde der Gesteine, mit besonderer Berücksichtigung der Tektonite.-
Wien, Springer 1930, 352 S.
- SCHÄFER, U.: Geophysikalische Untersuchungen im Gebiet der Schirmacher Oase.-
unveröff. Diss. (A), AdW DDR, ZIPE, Potsdam (1988) (in Vorbereitung)
- SCHÖN, J.: Petrophysik.-
Berlin, Akademie-Verlag 1983, 405 S.
- SCHUST, F.: Beitrag zur Untersuchungsmethodik magmatischer Körper, dargestellt am Beispiel des Eibenstocker Massivs.-
Beih. Geol. Berlin 15 (1966) 52, S. 1-75
- SCHWARZ, E.J.: Magnetic characteristics of massive sulfide ore bodies near Sudbury, Canada.-
Can. J. Earth Sci., Ottawa 10 (1973), S. 1735 - 1743
- SCHWARZ, E.J.: Magnetic fabrics in massive sulphide deposits.-
Can. J. Earth Sci., Ottawa, 11 (1974), S. 1669 - 1675
- SIEMES, H.; HENNING-MICHAELI, Ch.: Ore Minerals. In: WENK, H.-R. (Hrsg.): Preferred orientation in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis.-
Orlando, San Diego, New York, London, Toronto, Montreal, Sydney, Tokyo: Academic press (1985), 610 S.
- STACEY, F.D.: Magnetic Anisotropy of igneous rocks.-
J. Geophys. Res., Washington 65 (1960) 8, S. 2429 - 2442
- STACEY, F.D.: The physical theory of rock magnetism.-
Adv. Phys., London 12 (1963), S. 45 - 133
- STACEY, F.D.: The measurement of stress effects in rock magnetism. In: COLLINSON, D.W.; CREER, K.M.; RUNCORN, S.K. (Hrsg.) Methods in paleomagnetism.-
Developments in solid earth geophysics 3.-
Amsterdam, London, New York - Elsevier (1967), 609 S.
- STACEY, F.D.; BANERJEE, S.K.: The physical principles of rock magnetism.-
Developments in solid earth geophysics 5.-
Amsterdam, London, New York: Elsevier (1974), 195 S.
- STACEY, F.D.; JOPLIN, B.; LINDSEY, J.: Magnetic anisotropy and fabric of some foliated rocks from S.E. Australia.-
Geof. pure e appl., Milano 47 (1960/III), S. 30 - 40
- STACKEBRANDT, W.: Beiträge zur tektonischen Analyse ausgewählter Bereiche der subherzynen Senke und angrenzender Gebiete (Aufrichtungszone, Flechtinger Scholle).-
Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam 79 (1986), 81 S.
- STONER, E.: The demagnetizing factors for ellipsoids.-
Phil. Mag., London 36 (1945) 263, S. 803 - 821
- STRANGWAY, D.W.; HONEA, R.M.; McMAHON, B.E.; LARSON, E.E.: The magnetic properties of naturally occurring Goethite.-
Geophys. J. roy. astron. Soc., Oxford u.a. 15 (1968), S. 345 - 359
- TAIRA, A.; LIENERT, B.R.: The comparative reliability of magnetic, photometric and microscopic methods of determining the orientation of sedimentary grains.-
J. Sediment. Petrol., Oklahoma 49 (1979) 3, S. 759 - 772
- TARLING, D.H.: Palaeomagnetism.- Principles and applications in geology, geophysics and archaeology.-
London, New York: Chapman & Hall (1983), 379 S.

- TISCHENDORF, G.; PÄLCHEN, W.; RÖLLIG, G.; LANGE, H.: Formationelle Gliederung, petrographisch-geochemische Charakteristik und Genese der Granitoide der DDR.-
Cham. Erde, Jena 45 (1986) 1/2, S. 75 - 114
- URRUTIA-FUCUGAUCHI, I.: On the relationship between the magnetic and strain fabric in slates and possible effects of consistent instrumental discrepancies.-
Tectonophysics, Amsterdam 69 (1980) 3/4, S. T15 - T23
- UYEDA, S.; FULLER, M.D.; BELSHE, J.C.; GIRDLER, R.W.: Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and minerals.-
J. Geophys. Res., Washington, 68 (1963), S. 279 - 292
- WAGNER, J.J.; HEDLEY, F.G.; STEEN, D.; TINKLER, C.; VAUGNAT, M.: Magnetic anisotropy and fabrics of some progressively deformed ophiolitic gabbros.-
J. Geophys. Res., Washington 86 (1981), S. 307 - 315
- WÄSCH, R.: Untersuchungen über den Einfluß eines homogenen Magnetfeldes auf das orientierte Wachstum von Magnetit und Hämatit unterhalb der Curie- bzw. Neel-Temperatur.-
Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam 6 (1971), 52 S.
- WENK, H.-R. (Hrsg.): Preferred orientation in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis.-
Orlando u.a.: Academic press (1985), 610 S.
- WIEGANK, F.; MENNING, M.: Die Variationen des Paläomagnetfeldes im Phanerozokum und ihre Beziehungen zu anderen planetaren, geophysikalischen und geologischen Phänomenen.-
Z. geol. Wiss., Berlin 12 (1984) 1, S. 35 - 64
- WING-FATT, L.; STACEY, F.D.: Magnetic anisotropy of laboratory materials in which magma flow is simulated.-
Pure Appl. Geophys., Basel 64 (1966), S. 78 - 80
- WINKLER, H.G.F.: Petrogenesis of metamorphic rocks.-
4th ed., New York u.a.: Springer (1976), 334 S.
- ZIEGENHARDT, W.: Zur Entwicklung einiger Vorstellungen über salinar-tektonisch geprägte germanotype Strukturen.-
Z. angew. Geol., Berlin 25 (1979) 9, S. 413 - 419
- ZINSSER, H.: Die Anisotropie der Magnetisierbarkeit metamorpher Gesteine aus der Umrahmung der Münchberger Gneismasse.-
Unveröff. Diss. (A), Ludwig Maximilians-Universität München (1977)

