

Tektonische und kinematische Analyse
einer Falte im Adorf-Platten-Kalk bei

Werdorf/ABlar

(Nördliche Lahnmulde, Rheinisches Schiefergebirge)

Diplomarbeit

am Institut für

Geologie und Paläontologie

der Technischen Universität Clausthal

1988

vorgelegt von cand. geol. Christian Singewald

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1 <u>Allgemeines</u>	4
1.1 Aufgabenstellung	4
1.2 Durchführung	4
1.3 Tektonische Daten	6
1.4 Lage	7
1.5 Kalksteine des Rheinischen Schiefergebirges	8
1.6 Geologischer Bearbeitungsstand des Aufschlusses	9
1.7 Geologische Lage und Tektonik	10
2 <u>Makroskopische Untersuchung</u>	13
2.1 Aufschlußbeschreibung	13
2.2 Anstehender Kalk	13
2.3 Schichtenlagerung	14
2.3.1 Datierung	14
2.3.2 Geopetalgefüge	15
2.4 Schichtung	17
2.5 Klüftung	19
2.5.1 ac - Klüftung	19
2.5.2 bc - Klüftung	20
2.6 Stylolithen	24
2.7 Harnische	27
2.8 Faltenklassifikation	29

3	<u>Faltung</u>	39
3.1	Verformung der Schichten	39
3.1.1	Schichtparalleles Gleiten	40
3.1.2	Stress - Strain	42
3.1.3	Versenkungsteufe	44
3.1.4	Temperatur	45
3.1.5	Fluide	45
4	<u>Mikroskopische Untersuchung</u>	47
4.1	Probenahme	47
4.2	Karbonatanalyse	48
4.3	Dünnschliffmikroskopie	49
4.4	Calcit	52
4.5	Calcittexturen und ihre Interpretation	53
4.6	Meßvorgang	54
4.6.1	Messen der Zwillingslamellen	54
4.6.2	Messen der c-Achsen	55
4.7	Zwillingsgleitung	59
4.8	Temperatur und Zwillingsgleiten	67
4.9	Stressachsenbestimmung	69
4.10	Stresswertbestimmung	72
5	<u>Inkohlungsgradbestimmung der Conodonten</u>	77
5.1	Conodonten - Untersuchung	77
5.2	Zusammensetzung von Conodonten	77
5.3	Conodontenaufbereitung	78
5.4	Farbveränderung	79
5.5	Verfälschung der CAI - Werte	80
5.6	Farbbestimmung	81
5.7	Bestimmung der CAI - Werte	82
5.8	Temperaturbestimmung	86

6	<u>Faltenmodell</u>	88
6.1	Bisherige Ergebnisse	88
6.2	Faltenentstehung - ein Modell	89
7	<u>Zusammenfassung</u>	92
8	<u>Literaturverzeichnis</u>	95
9	<u>Anhang</u>	106
	Faunenlisten	
	Zwillingslamellendiagramme	
	mit Lage der Kompressionsachsen	
	c - Achsendiagramme	

1 Allgemeines

1.1 Aufgabenstellung

Im östlichen Rheinischen Schiefergebirge bei Werdorf/ABlar ist in einem ehemaligen Steinbruch eine Falte im Adorf-Platten-Kalk aufgeschlossen (Meßtischblatt 5316, Ballersbach; R: 345978, H: 500792).

Der hier über eine Länge von 23 m aufgeschlossene Faltenbau (Abb. 1) wurde im Rahmen einer Arbeit über die Geologie des W-Teiles des Hohensolmsener Deckdiabasgebietes von GUBA (1977) als Pilzfalte gedeutet. Eine systematische tektonische Analyse wurde im Verlauf jener Arbeit jedoch nicht durchgeführt.

Aufgabe der vorliegenden Arbeit war es, diese Falte nach tektonischen und kinematischen Gesichtspunkten detailliert zu analysieren. Zum einen umfaßt die Themenstellung damit den Bewegungsablauf, der zur geometrischen Form dieser Falte geführt hat, ohne dabei die auslösenden Kräfte zu berücksichtigen (Kinematik). Zum anderen beinhaltet das Thema die Tektonik:

1. die geologische Aufnahme des Faltenbaus, sowie
2. den nach "Richtung, Zeit, Dauer und Ursache" (CLOOS, 1936) aufgeschlüsselten Werdegang der Falte.

1.2 Durchführung

Die Bearbeitung der Aufgabenstellung wurde wie folgt durchgeführt:

Im Gelände wurde der Aufschluß vermessen und die geometrischen Elemente der Falte sowie das Kluftsystem aufgenommen.

Geopetalgefüge legten die relative Altersabfolge der



Abb. 1 Gesamtansicht des Aufschlusses.
Länge des Aufschlusses 23 m. Höhe 8 m.

einzelnen Schichten fest, Conodontenfaunen ließen eine absolute Datierung des Anstehenden zu.

Die makroskopische Untersuchung ergab, daß die Deformation des Gesteins im diagenetisch schon verfestigten Sediment erfolgt ist. Es konnten also erste Rückschlüsse auf die Faltenentstehung gezogen werden.

Das Karbonatmineral wurde mit Hilfe einer Anfärbemethode (Alizarin-Rot-S) und der charakteristischen Winkel zwischen kristallographischer c-Achse und Zwillingslamellen bestimmt.

Das Einmessen der kristallographischen c-Achse und die Orientierung der Zwillingslamellen des Karbonatminerals ergaben neben der petrographischen Bestimmung auch Aussagen über die Textur im Gestein.

Nach WENK (1985) ist durch die Analyse der erhaltenen Texturen bereits eine grobe Temperaturabschätzung möglich. Die maximale Temperatur des Karbonatgesteins nach seiner Sedimentation wurde mit Hilfe von Inkohlungsgradbestimmung der Conodonten (Conodont Alteration Index) näher eingegrenzt.

Weiterhin konnten anhand der Texturen die Stärke und Richtung des Stresses bestimmt werden.

Diese Einzelergebnisse führten anschließend zu einem Modell der Faltenentstehung, bei dem zum einen die Kinematik der Falte rekonstruiert und zum anderen die Tektonik dieses Aufschlusses in den regional-geologischen Zusammenhang gebracht werden konnte.

1.3 Tektonische Daten

Die Gefügemessungen im Aufschluß wurden mit einem Gefügekompas nach CLAR (360°) durchgeführt. Die tektonischen Daten wurden auch in CLAR - Schreibweise

notiert und im SCHMIDT'schen Netz der LAMBERT'schen Lagenkugelprojektion (untere Halbkugel) als Isolinien-diagramme dargestellt.

Die mikroskopischen Messungen wurden mit einem fünffachsigem Universaldrehtisch von LEITZ durchgeführt, die Lage der c-Achsen sowie die Flächennormalen der Zwillingslamellen dann im SCHMIDT'schen Netz (LAMBERT'sche Projektion) als Isoliniendiagramme dargestellt.

Die Darstellung aller Isoliniendiagramme erfolgte mit dem Rechenprogramm GELI-II.

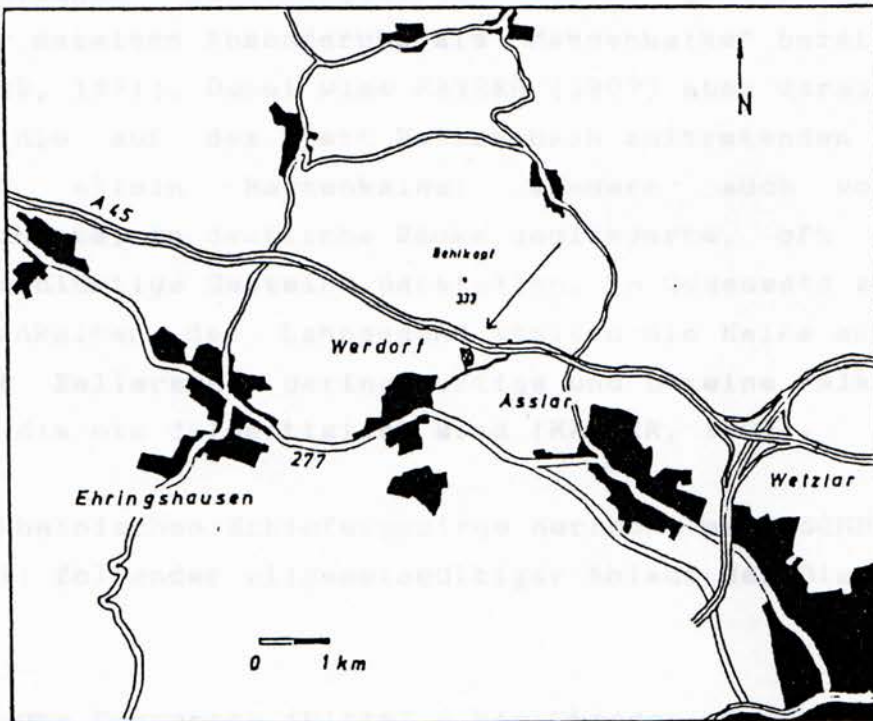


Abb. 2 Lage des Arbeitsgebietes.

1.4 Lage

Der bearbeitete Aufschluß liegt auf Blatt Ballersbach 5316 an dessen südlichem Rand. Der ehemalige,

aufgelassene Kalksteinbruch liegt nordöstlich von Werdorf bei ABlar, 30 m neben der Straße von Werdorf zum Parkplatz Behlkopf. Vom Ortsrand Werdorf beträgt die Entfernung ca. 200 m Luftlinie. Die Autobahn Frankfurt - Dortmund (A 45) verläuft ca. 300 m nördlich des Aufschlusses.

1.5 Kalksteine des Rheinischen Schiefergebirges

Die mittel- bis tiefdevonischen Karbonatkomplexe des Rheinischen Schiefergebirges werden generell wegen ihrer massigen Absonderung als "Massenkalke" bezeichnet (KREBS, 1971). Dabei wies KAYSER (1907) aber daraufhin, daß die auf dem Blatt Ballersbach auftretenden Kalke nicht allein Massenkalke, sondern auch wohlgeschichtete, in deutliche Bänke gegliederte, oft sogar dünn-schichtige Gesteine darstellen. Im Gegensatz zu den Massenkalken der Lahngegend stellen die Kalke auf dem Blatt Ballersbach geringmächtige und unreine Kalklager dar, die nie dolomitisiert sind (KAYSER, 1907).

Im Rheinischen Schiefergebirge herrscht nach SCHNEIDER (1977) folgender allgemeingültiger Ablauf der Diagenese vor:

- a) frühe Diagenese (Mittel - bis Oberdevon);
- b) späte Diagenese (Oberdevon bis tiefes Oberkarbon);
unter zunehmender Sedimentbedeckung setzte die späte Diagenese ein;
- c) Tektogenese (Oberkarbon);
- d) postkinematisches Stadium (Post - Oberkarbon).

Die diagenetischen Stadien der Kalksteine werden dabei folgendermaßen eingeteilt :

- frühdiagenetisches Stadium: Umwandlung von

Locker- in Festgestein;

- spätdiagenetisches Stadium: Umwandlung und Strukturveränderungen von Festgesteinen;
- isochemische Diagenese (FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1970): Zementation mit Ausfüllung von Hohlräumen, Drucklösung und Bildung von Stylolithen; Umkristallisation, vor allem Kornvergrößerung durch Sammelkristallisation, auch Transformation von Aragonit in Calcit;
- allochemische Diagenese:
Zufuhr und Abfuhr von Stoffbeständen,
Dolomitisierung.

Kalke, die aus dem Abtragungsschutt der Riffkomplexe hervorgegangen sind, werden als Riffschuttkalke bezeichnet. Sie enthalten oft Bruchstücke der Riffbildner (Korallen), Kalkschlammgerölle und klastische Quarze als Allocheme in einer makrokristallinen, sparitischen Matrix (BOTKE, 1975).

1.6 Geologischer Bearbeitungsstand des Aufschlusses

KAYSER (1907) hat den ehemaligen Kalksteinbruch im Rahmen der geologischen Aufnahme des Blattes Ballersbach erwähnt. Demnach handelt es sich um mitteldevonischen Massen- oder Stringocephalenkalk (dmk), hier vertreten durch einen dunkelblaugrauen, dickbankigen Kalk, der gelegentlich Stromatoporen und Korallen führt. Die Bänke sind stark gestaucht, zerklüftet und von zahlreichen Kalkspatadern durchzogen.

GUBA (1977) beschrieb den Aufschluß im Rahmen einer Arbeit über die Geologie des W- Teiles des Hohen-solmser Deckdiabasgebietes als "eine ausgequetschte, nach beiden Seiten überkippte Pilzfalte mit leicht

geneigtem Scheitelteil und zum Sattelkern hin gegeneinander einfallenden Flanken ".

Eine detaillierte Bearbeitung des Aufschlusses über die Entstehungsbedingungen und Verformung der Gesteine wurde bisher nicht durchgeführt.

1.7 Geologische Lage und Tektonik

Der Aufschluß im Adorf-Platten-Kalk liegt im Rheinischen Schiefergebirge, im mittleren Abschnitt der Großstruktur Lahnmulde, im Bereich der Werdorfer-Oberdevondecke (Abb. 3). Das Umfeld dieses lokal begrenzten Vorkommens bilden mitteladorfische Rotschiefer, die hier mit 15° - 30° nach Süden einfallen.

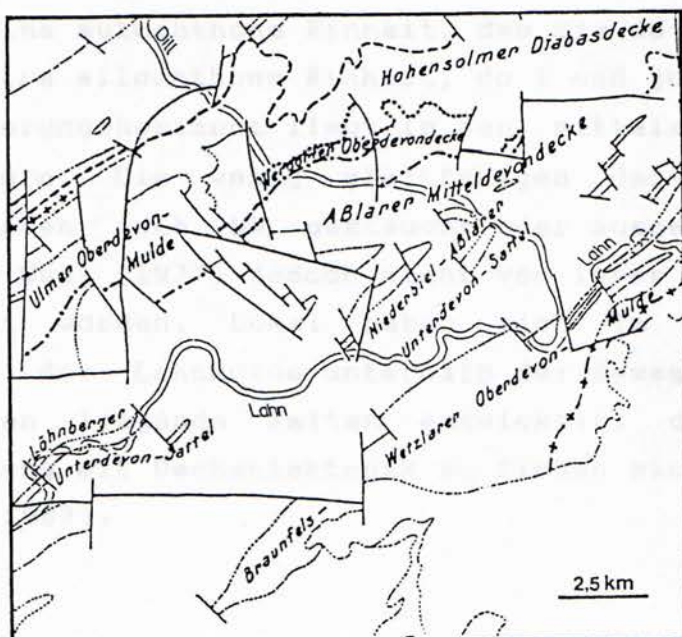


Abb. 3 Tektonische Karte der mittleren Lahnmulde mit Bezeichnung der tektonostratigraphischen Einheiten von AHLBURG (aus NESBOR & FLICK, 1987).

In diesem Abschnitt der Lahnmulde treten örtlich flache, deckenartige Überschiebungen auf, die unter und über Tage nachgewiesen sind. Die Werdorfer Oberdevondecke beschrieb KAYSER (1907) als eine "flache, von Süden her aufgeschobene Decke". Die Gesteine in dem Gebiet des Werdorfer Oberdevons sind zu langen, mehr oder minder parallelen, von SW nach NE streichenden Falten zusammengepreßt worden (KAYSER, 1907) durch "von Süden bzw. Südosten kommenden Druck". Die Flügel der Sättel und Mulden fallen in der Regel unter großem Winkel nach Süden ein. Es handelt sich hier um ein synklinales und zugleich nach Nordwesten überkipptes Faltensystem.

Das Werdorfer-Oberdevon wurde (GUBA, 1977) in zwei Einheiten untergliedert:

- a) eine autochthone Einheit, dmo bis do I;
- b) eine allochthone Einheit, do I und jünger.

Der Abscherungshorizont liegt in den mitteladorfischen Rotschiefern. Die wenig gleitfähigen dmo- und do I-Kalke wurden nach NW gestaucht oder ausgepreßt. Sie sind nach GUBA (1977) jedoch nicht von ihrer Unterlage abgetrennt worden. Lokal haben sich im mittlerem Abschnitt der Lahnmulde unterhalb der Bewegungsbahnen der Decken liegende Falten entwickelt, die nur im Zusammenhang mit Deckentektonik zu finden sind (NESBOR & FLICK, 1987).

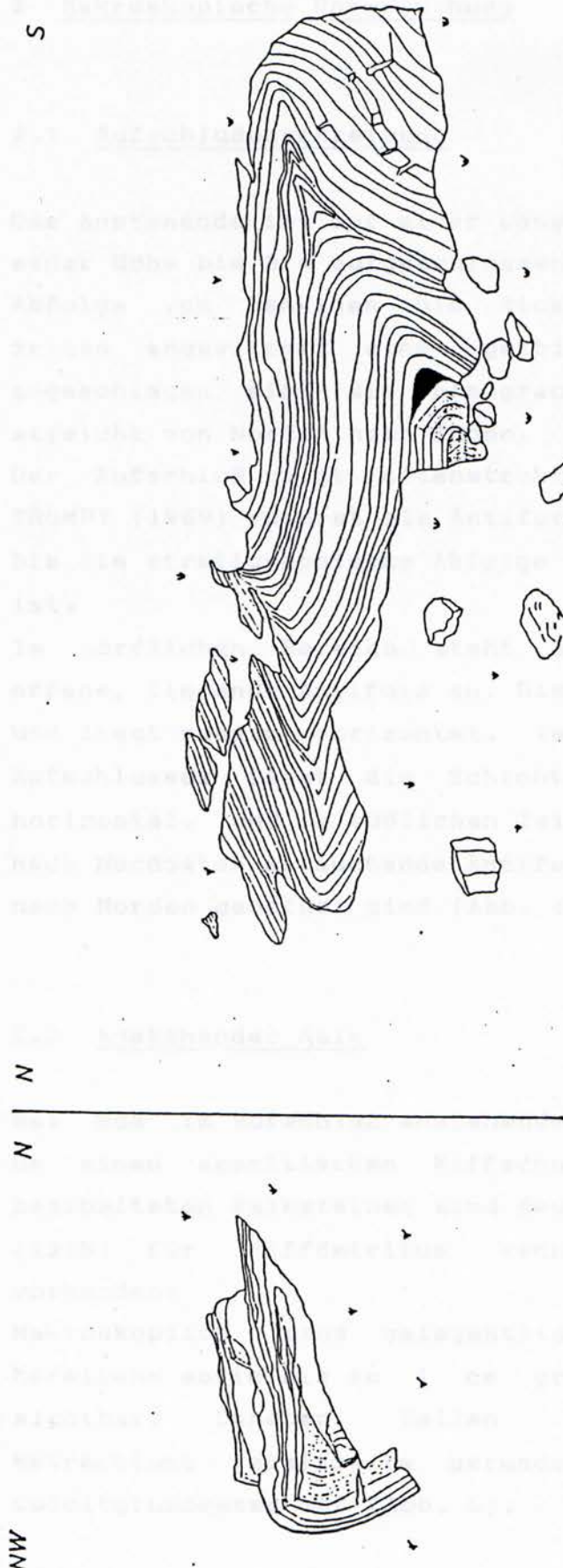


Abb. 3 Übersicht des Aufschlusses.
Teilweise schematisiert, um die Schichtenlage zu verdeutlichen.

2 Makroskopische Untersuchung

2.1 Aufschlußbeschreibung

Das Anstehende ist auf einer Länge von 23 m und in einer Höhe bis 8 m aufgeschlossen. Es besteht aus einer Abfolge von bankigen bis dickbankigen Kalken. Diese zeigen angewittert eine gelbliche Farbe, frisch angeschlagen sind sie blaugrau. Die Aufschlußwand streicht von Norden nach Süden.

Der Aufschluß zeigt Faltenstrukturen, die im Sinne von TRÜMPY (1969) vorerst als Antiformen bezeichnet werden, bis die stratigraphische Abfolge der Schichten geklärt ist.

Im nördlichen Bereich steht eine große, nach Süden offene, liegende Antiform an. Die Achse streicht E - W und liegt nahezu horizontal. Im mittleren Teil des Aufschlusses liegt die Schichtung mehr oder weniger horizontal, und im südlichen Teil steht eine kleinere, nach Nordosten abtauchende Antiform an, deren Schenkel nach Norden geöffnet sind (Abb. 4).

2.2 Anstehender Kalk

Bei dem im Aufschluß anstehenden Kalk handelt es sich um einen sparitischen Riffschuttkalk. In den hier bearbeiteten Kalksteinen sind deutlich die nach BOTTKE (1975) für Riffdetritus kennzeichnenden Merkmale vorhanden:

Makroskopisch sind gelegentlich bis 1.5 cm große Korallen- sowie bis zu 1 cm große Bryozoenfragmente sichtbar. Daneben fallen bei mikroskopischer Betrachtung vereinzelte gerundete Quarzklasten in der Calcitgrundmasse auf (Abb. 5).

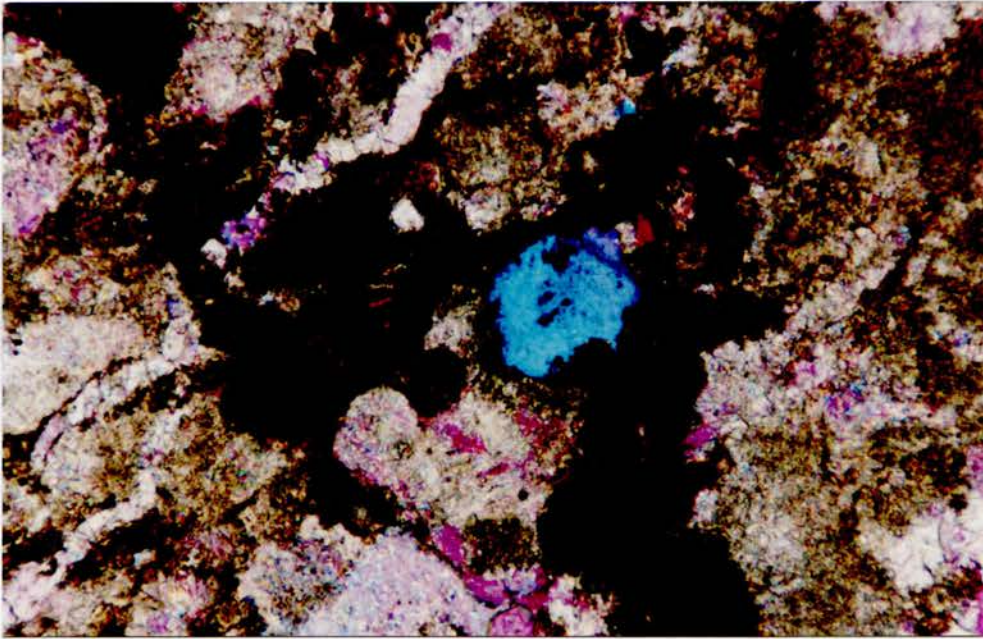


Abb. 5 Gerundetes Quarzkorn, in calcitischer Grundmasse.
Gekreuzte Nicols; Hilfsobjekt Rot I;
Kurzer Bildrand entspricht 700 μ .

2.3 Schichtenlagerung

2.3.1 Datierung

Die Entnahmepunkte der fünf Proben für die Conodontenbestimmung wurden jeweils so gewählt, daß Proben vom Kern einer Antiform bis zum äußersten Schenkel erhalten wurden (siehe Abb. 6). Es sollte mittels eventuell vorhandener Altersunterschiede zwischen den Conodonten aus Kern und äußerer Umbiegung der Antiform geklärt werden, ob die Schichtenlagerung invers oder normal ist.

Die Datierung der Conodontenfaunen wurde freundlicherweise von Herrn Prof. Dr. H. Quade durchgeführt.

Die Datierung ergab, daß die Faunen in den Schichten vom Kern zum Äußeren keine Altersunterschiede auf-

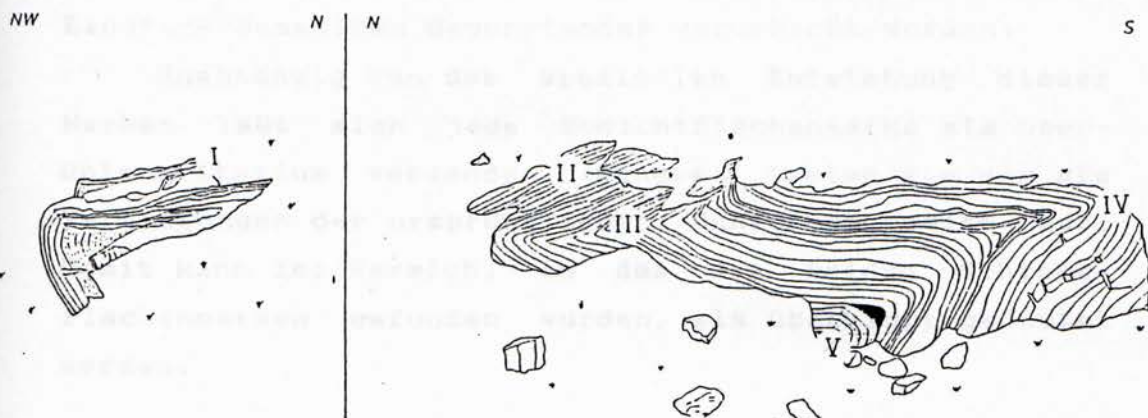


Abb. 6 Lage der Probennahmepunkte zur Datierung der Schichten.

weisen. Alle Faunen sind in das untere do I alpha, in die untere *asymmetricus* - Zone zu stellen. Die Faunenlisten der einzelnen Proben befinden sich im Anhang.

2.3.2 Geopetalgefüge

Auf einer Schichtunterseite wurden im mittleren Bereich des Aufschlusses (Abb. 7) zwei etwa 30 cm voneinander entfernt liegende Schichtflächenmarken (sole marks) gefunden. Die Schichtunterseite war im Bereich der Sohlmarken über eine Fläche von ca. 8 cm Durchmesser nach oben um maximal 1.5 cm eingewölbt. Beide Marken haben einen gerundeten bis schwach dreieckigen Umriss. Diese Schichtflächenmarken sind als Einschlags- bzw. Stoßmarken (impact casts) zu deuten. Sie entstehen

durch den Einschlag eines Objektes in das noch unverfestigte Substrat am Meeresgrund. Da hier zwei gleich aussehende Marken nebeneinander vorkommen, liegt die Vermutung nahe, daß sie durch den Einschlag oder Eindruck desselben Gegenstandes verursacht wurden.

Unabhängig von der speziellen Entstehung dieser Marken läßt sich jede Schichtflächenmarke als Oben-Untenkriterium verwenden. Generell treten sie nur als Vertiefungen der ursprünglichen Schichtoberseite auf. Damit kann der Bereich, in dem die beiden Schichtflächenmarken gefunden wurden, als überkippt gedeutet werden.

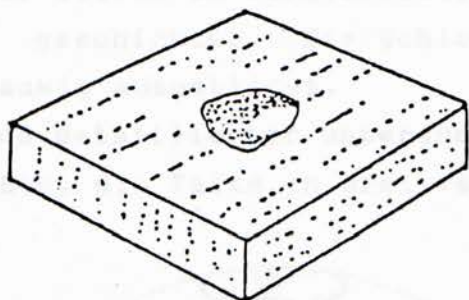


Abb. 7 Externmerkmale auf der Schichtfläche (Größe ca. 8 cm) und deren Lage im Aufschluß (x).

Da mittels der Geopetalgefüge die Schichtabfolge geklärt werden konnte, lassen sich die beiden Antiformen geologisch genauer definieren. Ein Sattel und eine Mulde, die sich aneinander schließen, bilden eine Falte. Daraus ergibt sich:

Aufgeschlossen ist eine S-förmige liegende Falte mit einem größeren Sattel im Norden und einer kleinen Mulde im Süden. Der mittlere Bereich der Falte mit inverser Lagerung kann als Mittelschenkel bezeichnet werden.

2.4 Schichtung

Die im Werdorfer-Oberdevon aufgeschlossenen Kalksteine sind deutlich geschichtet. Die Schichten sind bankig und auch dickbankig ausgebildet.

Um den Aufschluß detaillierter untersuchen zu können, war es zweckmäßig, die Falte in drei verschiedene

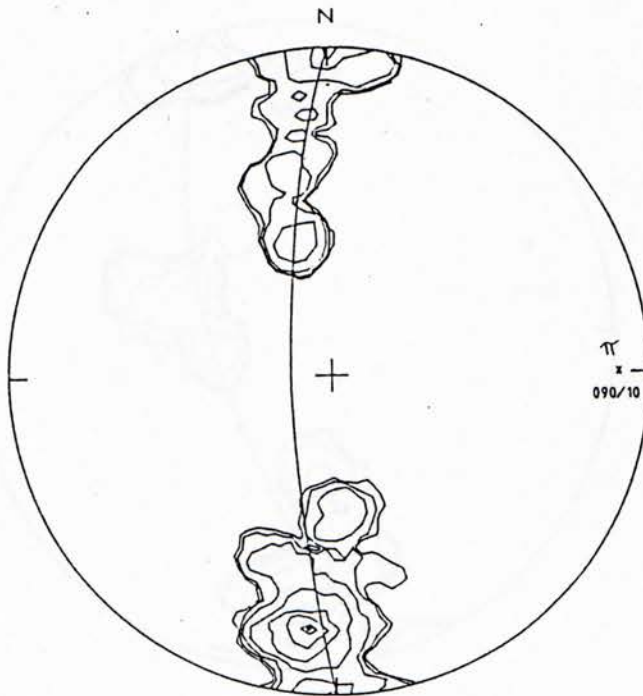


Abb. 8 Darstellung der Schichtung im nördlichen Aufschlußbereich. Lage der Sattelachse.
n = 69. Besetzungsdichte: 2,3,5,10,15,20,25 %

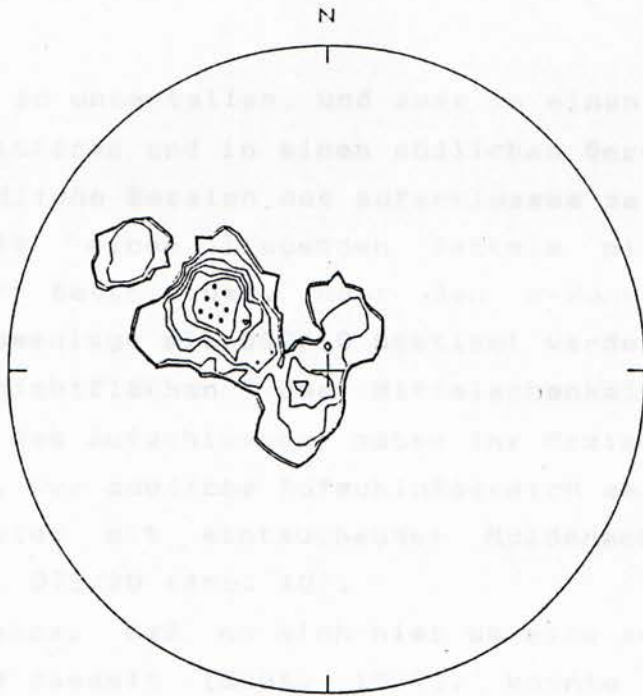


Abb. 9 Darstellung der Schichtung im mittleren Aufschlußbereich.
n = 26. Besetzungsdichte: 2,3,5,10,15,20,25 ‰

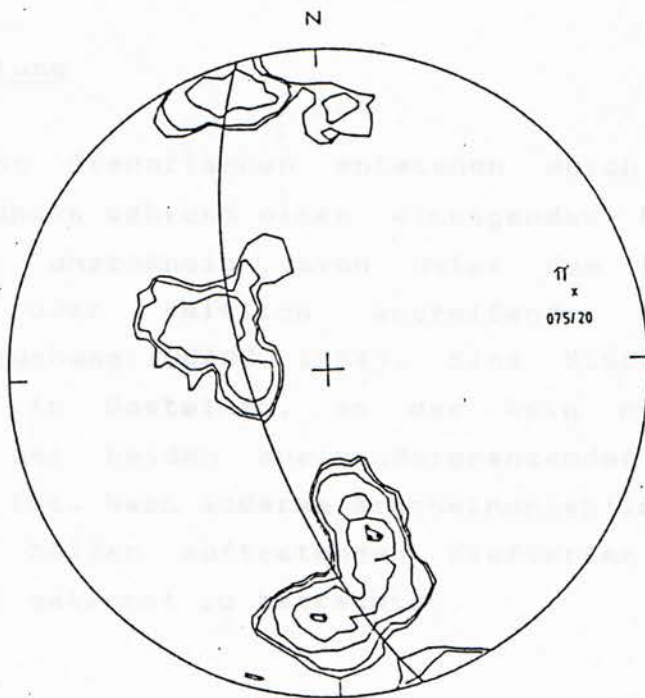


Abb. 10 Darstellung der Schichtung im südlichen Aufschlußbereich. Lage der Muldenachse.
n = 91. Besetzungsdichte: 2,3,5,10,15 ‰

Bereiche zu unterteilen, und zwar in einen nördlichen, einen mittleren und in einen südlichen Bereich.

Der *nördliche* Bereich des Aufschlusses zeigt eindeutig das Bild eines liegenden Sattels mit horizontal liegender Sattelachse. Über den π -Punkt kann die Sattelachsenlage mit 090/10 bestimmt werden (Abb. 8). Die Schichtflächen des Mittelschenkels (*mittlerer* Bereich des Aufschlusses) haben ihr Maximum bei 122/30 (Abb. 9). Der *südliche* Aufschlußbereich zeigt das Bild einer Mulde mit eintauchender Muldenachse mit der Raumlage 075/20 (Abb. 10).

Die Annahme, daß es sich hier um eine ausgequetschte Pilzfalte handelt (GUBA, 1977), konnte somit nicht bestätigt werden. Weiterhin fehlen die für eine Pilzfalte charakteristischen Scherbrüche in den Schenkeln.

2.5 Klüftung

Tektonische Trennflächen entstehen durch unstetige Teilbewegungen während einer einengenden Biegeverformung oder unabhängig davon unter dem Einfluß von vertikal oder seitlich angreifender Druck- oder Zugbeanspruchung (QUADE, 1984). Eine Kluft ist eine Trennfuge in Gesteinen, an der kein nennenswerter Versatz der beiden aneinandergrenzenden Blöcke zu erkennen ist. Nach äußerem Erscheinungsbild und Genese sind die beiden auftretenden Kluftarten (ac- und bc-Klüfte) getrennt zu betrachten.

2.5.1 ac - Klüftung

ac - Klüfte deuten oft eine Dehnung in Richtung der Faltenachse an (QUADE, 1984). Im Aufschluß wird auch

deutlich, daß die Lage der ac - Klüfte im Aufschluß senkrecht zur Raumlage der Sattel- und der Muldenachse liegt. Die Darstellung der Kluftpolpunkte im SCHMIDT'schen Netz zeigt Abbildung 11. Das Maximum der Kluftpolpunkte liegt bei 258/10. Im Diagramm wird die ac - Klüftung senkrecht zu den Achsen deutlich.

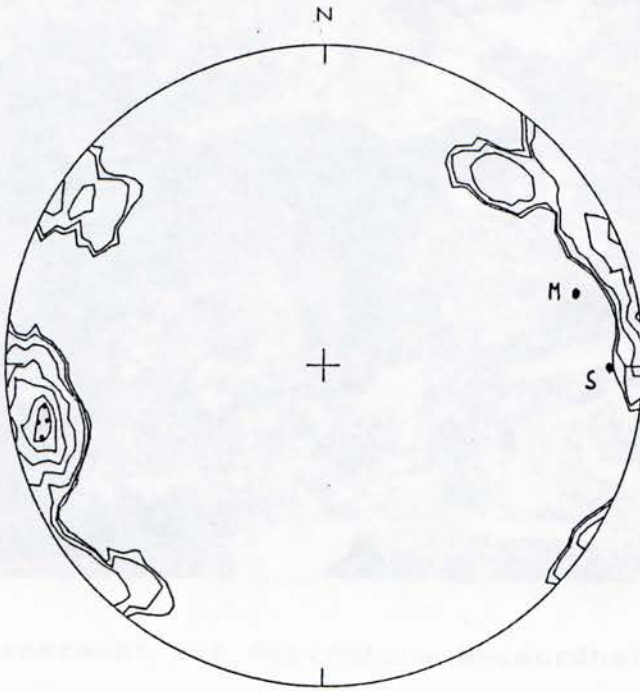


Abb. 11 Darstellung der ac - Klüfte im SCHMIDT'schen Netz. S = Sattelachse; M = Muldenachse.
n = 68. Besetzungsdichte: 2,3,5,10,15,20,25 %

2.5.2 bc - Klüftung

Im gesamten Aufschluß treten jeweils bankrechte, in der bc - Ebene liegende Trennfugen auf.

Dabei durchschlagen im mittleren Bereich des Aufschlusses die Klüfte ohne makroskopisch sichtbaren Versatz die Schichtung. Im nördlichen und südlichen Bereich des Aufschlusses dagegen sind sie in den

Umbiegungen durch schichtparallele Gleitung im mm-Bereich bis zu 2 cm versetzt. Die Klüfte übereinanderliegender Schichten sind noch deutlich korrelierbar. Die Klüfte treten in Abständen von 4 cm bis 11 cm



Abb. 12 Senkrecht zur Schichtung angeordnete bc-Klüfte im südlichen Aufschlußbereich. Bildlänge entspricht ca. 3.5 m.

auf, wobei kleine Abstände (ca. 4 cm) am häufigsten anzutreffen sind.

Die Klüftigkeitsziffer

$$n / l = k \text{ in } m^{-1}$$

wobei n = Anzahl der Kluftschnitte,

l = Länge der gemessenen Strecke,

beträgt in diesem Aufschluß für eine auf 3 Metern gemessene Anzahl von 75 bc-Klüften 25 m^{-1} .

Alle bc-Klüfte sind mit Calcit verfüllt. Die Breite der Klüfte variiert von 0.1 cm bis zu 0.8 cm.

Klüfte sind experimentell einfach zu erzeugen. In der Natur gibt es für sie zahlreiche, verschiedene Entstehungsmöglichkeiten. Es ist daher schwierig, die Herkunft der Klüftsysteme eindeutig zu interpretieren (DAVIS, 1984).

Nachfolgend sollen hier drei Möglichkeiten einer Interpretation aufgezeigt werden:

a) *Entlastungsklüfte*: Radiale Zerrklüfte, welche oft mit Calcit gefüllt sind, können sich während der Verformung am Faltenscheitel bilden. In den Faltenflanken aber müssen die Klüfte durch andere Faktoren entstanden sein. Die Klüfte können sich während der Heraushebung des Schichtenpaketes als Entlastungsklüfte bilden. Da die Stresszustände innerhalb einer Falte vorwiegend von der Lage der kompetenten Schichten abhängig sind, können sich diese Klüfte senkrecht zur Schichtung bilden (PRICE, 1959).

b) *Zug- und Dehnungsklüfte*: Die unterschiedlichen Werte in Tabelle 1 zeigen, daß bei Dehnungs- oder Zugbeanspruchung in den Gesteinen geringe Kräfte ausreichen, um Klüfte auftreten zu lassen. Dagegen bilden sich bei einengender Beanspruchung vorwiegend Scher- und nur noch in geringem Maße Zugklüfte (ASHIGIREI, 1967).

Festigkeit von Kalkstein in MN/m²

Druckfestigkeit:	20 - 180
Zugfestigkeit :	2.1 - 10

Tab. 1 Festigkeitswerte von Kalkstein bei einachsialer Belastung.
Werte aus FECKER & REIK (1987).

Eine einaxial an einem Gesteinskörper angreifende dehnende Beanspruchung erzeugt senkrecht zur Richtung dieser Kraft liegende Klüfte und Spalten.

Zugklüfte entstehen allein durch senkrecht auf die Wände wirkende Zugkräfte. Bei einachsialer Zugbeanspruchung entsteht im allgemeinen eine Kluftchar, deren Einzelklüfte parallel zueinander liegen (SCHMIDT-THOMÉ, 1972). Zweifellos am leichtesten entsteht eine Schar von Zugklüften in der bc - Ebene; sie liegt senkrecht zur Hauptdeformationsachse 'a', in welcher größte Dehnung erfolgt (ASHIGIREI, 1967).

Scherklüfte entstehen bei zweiachsialer Beanspruchung durch Längs- und Querdehnung (METZ, 1967).

Nach ASHIGIREI (1967) ist für Faltenstrukturen ein gesetzmäßiger Zusammenhang mit Zugklüften nicht charakteristisch, so daß diese vor der Faltung angelegt sein müssen. Nach KREBS (1968) ist östlich der Siegen-Soester N-S-Zone PILGERS (1957) der Rheinische Trog der variszischen Geosynklinale während des Oberdevons und des tieferen Unterkarbons durch eine intensive präorogene Dehnungstektonik gekennzeichnet. Die Dehnungstektonik könnte als Ursache für die Bildung von bc-Klüften gesehen werden.

Als Zusammenfassung kann die Beschreibung von CLOOS (1948) dienen, der Zugklüfte wie folgt charakterisiert:

" Klüfte, die quer die Schichtfläche setzen, aber an gewissen Schichtfugen abknicken und in einigen Abständen in der nächsten Schicht wieder auftreten. Sie sagen, die festen Bänke seien schon vor oder zu Beginn der Faltung geklüftet und gespalten, die Spalten in diesem frühen Stadium mit Quarz (hier Calcit) gefüllt und alsdann von dem Fortgang der Drehung und Gleitung längs den Schichtfugen zerlegt und versetzt worden. "

c) *Klüfte durch Kompaktion*: Kluftsysteme können durch die Kompaktion überlagernder Sedimente erzeugt werden.

Während der Kompaktion erlangen die Sedimente eine ausreichende Festigkeit. Durch die Überlagerung können dann bankrechte Klüfte gebildet werden.

Da die noch zueinander korrelierbaren bc-Klüfte nur im Scheitelbereich der Sattel- und Muldenumbiegung versetzt sind und nicht in ihren Schenkeln, so ist anzunehmen, daß diese vor der Faltung angelegt wurden.

2.6 Stylolithen

Stylolithen sind kegel- oder säulenförmige Körper, die sich aufgrund von Druck- und Löslichkeitsdifferenzen an gesteinsinternen Kontaktstellen durch Lösungs- und Fällungsreaktionen nach dem RIECKE'schen Prinzip bilden (WAGNER, 1964). Das RIECKE'sche Prinzip besagt, daß die Gesteinslöslichkeit unter gerichtetem Druck wächst. Die Lösungstätigkeit greift flächig und bevorzugt an Gefügeinhomogenitäten an. Auf den Lösungskontakten (Stylolithenflächen) bilden sich zahlreiche zueinander parallele Einzelzapfen. Während Klüfte die erste Reaktion auf Spannungen sind, werden Stylolithen erst nachfolgend gebildet (WAGNER, 1964).

Stylolithen sind nach der Drucklösungstheorie eine in der Richtung größter Druckspannung orientierte Auflösungserscheinung.

Da während der Diagenese verschiedene Stress- und Strain - Richtungen wirken (PARK & SCHOT, 1968), ist zu unterscheiden:

- nach der Entstehungsbedingung zwischen diagenetischen und tektonischen Stylolithen;
- nach der räumlichen Anordnung zwischen Horizontal- und Vertikalstylolithen.

Diagenetische Stylolithen verlaufen gewöhnlich parallel oder subparallel zu den Schichtflächen. Sie entstehen durch den Belastungsdruck der Überlagernden Gesteine (BATHURST, 1975) durch die vertikale Komponente des Spannungsfeldes.

Tektonische Stylolithen dagegen sind wahrscheinlich ursprünglich senkrecht zum Maximum des kompressiven tektonischen Stresses ausgerichtet. Sie schneiden im allgemeinen die Schichtfläche und durchtrennen und versetzen "tektonische Formen des Gesteines" (RAMSAY & HUBER, 1983).

Die Genese von *Horizontalstylolithen* kann auf lithostatische Überlagerung zurückgeführt werden.

Vertikalstylolithen werden durch laterale Kompression gebildet. Diese fungieren folglich als Paläostress-indikatoren.

Die im Aufschluß anstehenden Kalksteine sind oft schichtparallel von dünnen, stark gezackten diagenetischen Drucksuturen, hier *Horizontalstylolithen* durchsetzt. *Vertikalstylolithen* treten im Aufschluß nur im südlichen unteren Teil auf. Der Mindestbetrag des Zusammenschubes, der sich durch die Länge der Zapfen angeben läßt (WAGNER, 1964), beträgt im Aufschluß ca. 1.5 cm (Abb. 13). Diese *Vertikalstylolithen* sind als tektonische *Stylolithen* anzusprechen.

Die Gestalt der *Stylolithen* ist stark von der Gesteinszusammensetzung abhängig. *Tektonische Stylolithen* in reinem Kalkstein haben eine "Nahtgestalt", wohingegen *Stylolithen* in unreinen Kalksteinen eine nicht suturierte Morphologie aufweisen.

Reiner Kalkstein kann tektonische *Stylolithen* enthalten (ENGELDER & MARSHAK, 1985). Nach WANLESS (1979) sollen nur Karbonatgesteine mit einem Ton - Quarzgehalt größer

als 10 % Klüftung entwickeln. Karbonatgesteine mit weniger als 10 % Ton - Quarzmatrix entwickeln isolierte tektonische Stylolithen (MARSHAK & ENGELDER, 1985). Stylolithen mit Nahtgestalt (gewöhnliche Stylolithen und Kornkontaktsuturen) erscheinen in Kalksteinen, die strukturelle Resistenz gegenüber Stress sowie einen geringen Tongehalt aufweisen (WANLESS, 1979).

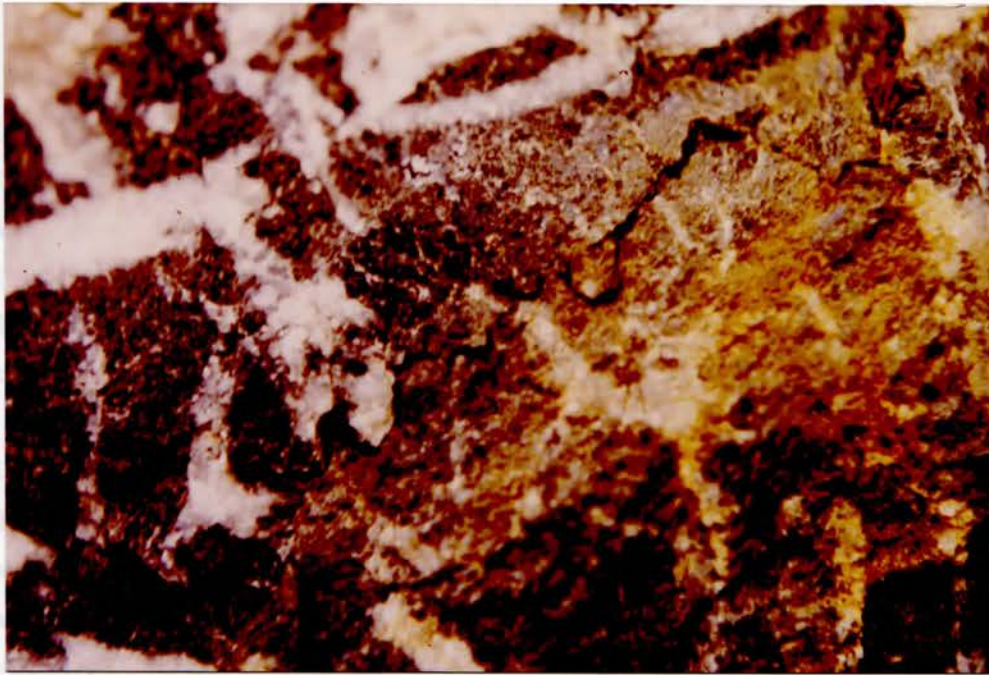


Abb. 13 Vertikalstylolithen im südlichen Aufschlußbereich, schräg zur Schichtung. Bildlänge entspricht ca. 20 cm.

Das Wachsen der Stylolithen endet, wenn durch Zementierung die Permeabilität so gering wird, daß der Ionen-transport von der Lösungsfläche weg praktisch unterdrückt ist (BATHURST, 1975).

Da die Lösungsvorgänge bei der Stylolithenbildung längere Zeiträume beanspruchen, muß mit "lang anhaltender, gleichartiger Spannungsverteilung" gerechnet

werden (WAGNER, 1964).

Die Mehrzahl der Bearbeiter hat sich dafür ausgesprochen, daß Stylolithenbildung nach Verfestigung des Sedimentes stattfindet.

Dafür spricht:

- a) Stylolithen durchschneiden Kristalle, die bei der spätdiagenetischen Sammelkristallisation gebildet werden (FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1970).
- b) Stylolithen versetzen calcitische Kluftfüllungen (LANG, 1964).

In dem vorliegenden Gestein ist das Durchschneiden von Kristallen durch Stylolithen sehr deutlich (siehe auch Abb. 23, im mikroskopischen Teil der Arbeit). Auch konnte die Versetzung von Stylolithen an calcitischen Kluftfüllungen in senkrecht zur Schichtung geschnittenen Dünnschliffen beobachtet werden.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß der Ton- und Quarzmatrixgehalt des Gesteines kleiner als 10 % sein muß, weil sich sowohl tektonische Vertikalstylolithen als auch diagenetische Horizontalstylolithen gebildet haben.

Beide Stylolithenarten sprechen für eine langandauernde tektonische Beanspruchung.

2.7 Harnische

Bewegungslineare haben sich durch die Biegegleitung im gesamten Aufschluß zwischen den Schichtflächen gebildet.

Im nördlichen und südlichen Teil liegen schichtparallele, senkrecht zur Faltenachse ausgerichtete, d.h. faltenbezogene Bewegungslineare vor.

Die Bewegungslineare im mittleren Bereich des

Aufschlusses bilden eine Ausnahme. Dort taucht die Schichtung nach E - SE ab und in dieselbe Richtung weisen Harnische, die sich aufgrund schichtparalleler Gleitung gebildet haben. Diese schichtparallele Gleitung ist nicht faltenbezogen. Die Harnischlineare weisen Werte um 186/30 auf. Der hier feststellbare Bewegungssinn läßt darauf schließen, daß diese Harnische gebildet wurden aufgrund der Verstellung der Muldenachse aus der Horizontalen nach NE.

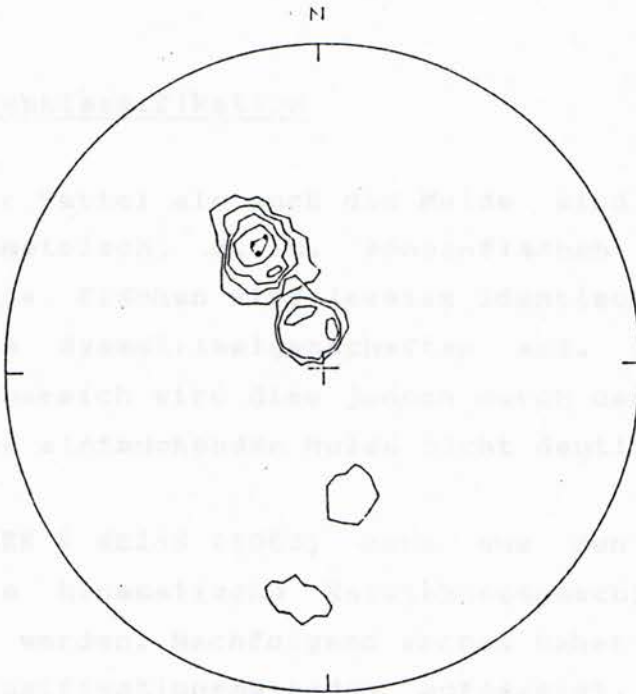


Abb. 14 Darstellung der Bewegungslineare im SCHMIDT'schen Netz. Maximum: 332/45.
n = 23. Besetzungsdichte: 5,10,15,20,25 %

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die Harnische schichtparallel auftreten. Im Bereich des Sattels und der Mulde weisen sie ungefähr die gleiche Raumlage auf. Das Maximum aller im Diagramm der Abbildung 14 eingetragener Harnischlineare liegt bei 332/55. Daraus läßt sich eine NW-SE gerichtete

Relativbewegung ableiten.

Im Bereich des Mittelschenkels kann die Lage der Harnische in Zusammenhang gebracht werden mit der Verstellung der Muldenachse.

Aufgrund dessen, daß sich bei der Faltenbildung und der damit einhergehenden schichtparallelen Gleitung Harnische bilden konnten, muß die Faltung im diagenetisch verfestigten Zustand der Gesteinsschichten erfolgt sein.

2.8 Faltenklassifikation

Sowohl der Sattel als auch die Mulde sind zylindrisch und symmetrisch, d. h. Achsenflächen und winkelhalbierende Flächen sind jeweils identisch. Sie weisen rhombische Symmetrieeigenschaften auf. Im südlichen Aufschlußbereich wird dies jedoch durch den Anschnitteffekt der eintauchenden Mulde nicht deutlich.

Nach TURNER & WEISS (1963) kann aus den Formen der Falten die kinematische Entstehungsgeschichte rekonstruiert werden. Nachfolgend werden daher verschiedene Faltenklassifikationsmethoden aufgezeigt. Sie werden auf ihre Verwendbarkeit in bezug auf die hier aufgeschlossene Falte untersucht. Die Faltenklassifikation soll vorwiegend am Beispiel des liegenden Sattels durchgeführt werden.

Zu beachten ist, daß Faltenklassifikationen zur Faltenbeschreibung dienen, aber nicht unbedingt zur Deutung der Faltenentstehung beisteuern können.

Nach GOSH (1968) sind Profilformen von Falten in vielschichtigen Folgen stark durch den Kohäsionsgrad zwischen den Schichten beeinflusst:

- bei einer schwachen Kohäsion zwischen den

Schichten tendieren die Falten dazu, glatt, rund und gebogen zu sein;

- bei einer starken Kohäsion zwischen den Schichten entwickeln sich "kink folds" .

Die glatte, runde, gebogene Form der im Aufschluß anstehenden Falte spricht demnach für eine schwache Kohäsion zwischen den Schichten.

Eine Methode zur Faltenklassifikation hat HANSEN (1971) vorgeschlagen. Demnach wird das Maß des Einengungsgrades durch das Verhältnis von Amplitude zur Faltenlänge bestimmt. Diese Methode, deren Voraussetzung eine dementsprechend periodische Abfolge von Falten ist, kann angesichts der hier herrschenden Aufschlußverhältnisse nicht angewendet werden.

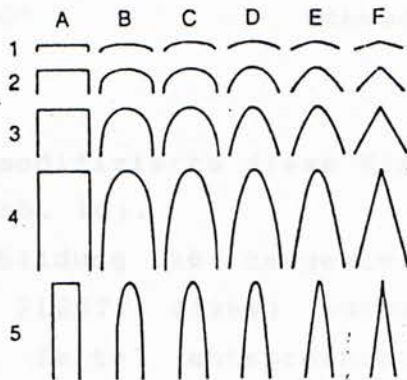


Abb. 15 Visuelle Klassifikation der Faltenformen nach HUDLESTON (1973). (aus DAVIS, 1984).

Eine visuelle Klassifikation der Faltenformen nimmt HUDLESTON (1973) vor (siehe Abb. 15). Jedoch ist anzumerken, daß nach der Methode von HUDLESTON (1973) je nach aufgeschlossenem Faltenbereich mehrere Einteilungen möglich sind; es sei denn, alle Schichten weisen die gleiche Gestalt auf. Daher ist die Einteilung nach

HUDLESTON (1973) hier nicht dienlich.

FLEUTY (1964) klassifiziert die Falte nach deren Öffnungswinkel. Der Öffnungswinkel wird durch den Winkel der sich schneidenden Tangentialflächen, die an die Flanken der Falten angelegt werden, erhalten. Je nach Öffnungswinkel teilt FLEUTY (1964) die Falten in folgende Klassen ein:

<u>Öffnungswinkel</u>	<u>Einengung</u>
0°	isoklinal
0° - 30°	eng
30° - 70°	geschlossen
70° - 120°	offen
120° - 180°	schwach

DAVIS (1984) modifizierte diese Klassifikation geringfügig (siehe Abb. 16).

Nach der in Abbildung 16 dargestellten Faltenklassifikation von FLEUTY (1964) würde die Falte einer "geschlossenen Falte" entsprechen. Nach der von DAVIS (1984) modifizierten Klassifikation muß sie als "enge Falte" angesprochen werden.

Bei den bisher beschriebenen Klassifikationen wurde die Raumlage der Falte nicht berücksichtigt.

STILLE (1930) führte den Begriff der Vergenz ein und definierte damit die Richtung, in welche die Faltenachsenfläche geneigt ist. Dementsprechend ist der Winkel zwischen der Vertikalen und der Achsenfläche als Vergenzwinkel definiert.

Im vorliegenden Fall der S-förmigen Falte liegt der

Vergenzwinkel des Sattels bei ca. 90° , der Mulde bei ca. 54° .

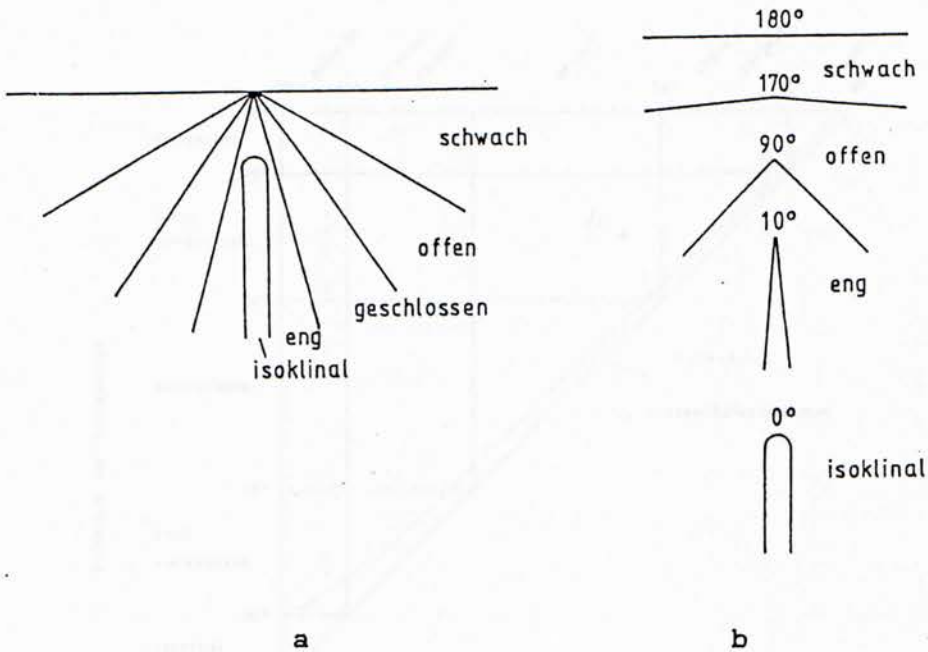


Abb. 16 Gegenüberstellung der Faltenklassifikation nach dem Öffnungswinkel
a) nach FLEUTY (1964), und
b) die von DAVIS (1984) modifizierte Darstellung.

Um die räumliche Anordnung der Falten zu berücksichtigen, entwickelte FLEUTY (1964) ein Diagramm, das das geometrische Verhältnis zwischen Faltenachse und Achsenebene darstellt (Abb. 17):

Hierzu werden auf der y - Achse die Einfallswerte der Mulden- und Sattelachse und auf der x - Achse die Einfallswerte der Achsenebene eingetragen. Das gesamte Diagramm gilt für Falten, deren Faltenachse parallel zum Achsenflächenstreichen liegt. Falten mit senkrecht zum Achsenflächenstreichen stehender Faltenachse sind

nur auf das im rechten Teil des Diagramms liegende längliche Feld beschränkt.

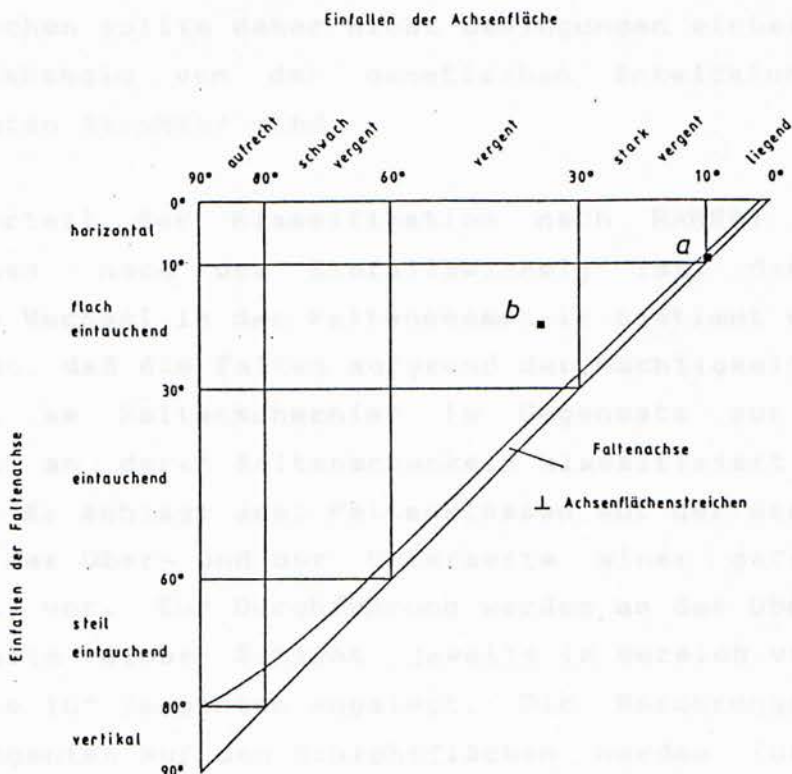


Abb. 17 Darstellung des FLEUTY Diagrammes.

(nach FLEUTY, 1964).

a) Lage des Sattels.

b) Lage der Mulde.

Nach dieser Klassifikation ist

- der Sattel als "horizontal liegend" zu bezeichnen;
- die Mulde ist "flach eintauchend, vergent".

Da die Zunahme des Strains und der rheologische Zustand des Gesteines während der Verformung nicht bekannt sind, können die Stresszustände, also die Kräfte, die während der Deformation der Falte existierten, nie

genau bestimmt werden (RAMSAY, 1967). Die Beschreibung und Klassifikation der Geometrie von gefalteten Oberflächen sollte daher nicht Bedingungen einbeziehen, die abhängig von der genetischen Entwicklung der gefalteten Struktur sind.

Der Vorteil der Klassifikation nach RAMSAY (1967) (Isogonen nach dem Einfallswinkel) ist, daß auch leichte Wechsel in der Faltengeometrie bestimmt werden. Er zeigt, daß die Falten aufgrund der Mächtigkeit einer Schicht am Faltenscharnier im Gegensatz zur Mächtigkeit an deren Faltenschenkeln klassifiziert werden können. Er schlägt drei Faltenklassen auf der Basis der Winkel der Ober- und der Unterseite einer gefalteten Schicht vor. Zur Durchführung werden an der Ober- und Unterseite einer Schicht jeweils im Bereich von 0° - 90° alle 10° Tangenten angelegt. Die Berührungspunkte der Tangenten auf den Schichtflächen werden für jede 10° miteinander verbunden.

RAMSAY (1967) unterscheidet folgende drei Klassen:

Klasse 1: Die Umbiegung der Schichtunterseite ist größer als die der Schichtoberseite.

Die Klasse 1 wird nochmal unterteilt in:

- Klasse 1a: Die Schichtmächtigkeit am Faltenscharnier ist dünner als die der Faltenschenkel.
- Klasse 1b: Gleiche Schichtdicke an Faltenscharnier und an den Faltenschenkeln.
- Klasse 1c: Der Falten typ liegt zwischen Klasse 1b und Klasse 2.

Klasse 2: Die Umbiegung der Unterseite ist gleich wie die der Oberseite.

Klasse 3: Die Schichtoberseite ist stärker gebogen als die Schichtunterseite.

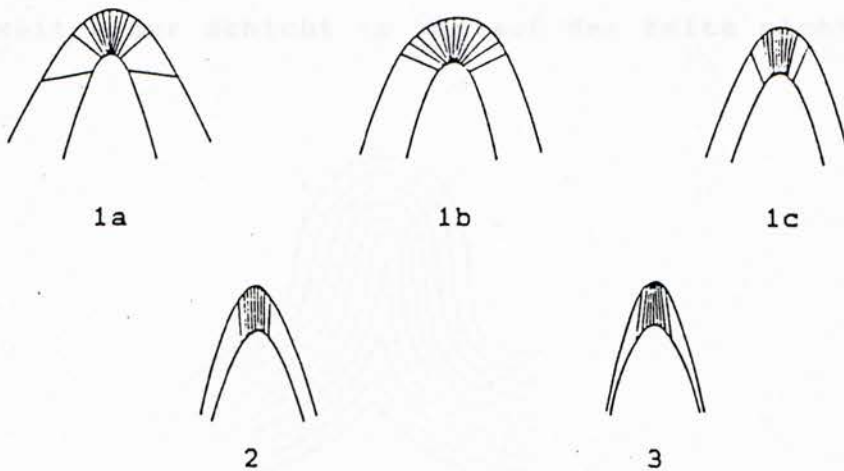


Abb. 18 Faltenklassifikation nach RAMSAY (1967).

Gemäß Abbildung 18 ergibt nach der Klassifizierung von RAMSAY (1967) die hier anstehende Falte das Bild der Klasse 1b, also gleiche Schichtmächtigkeit an Scharnier und Schenkel.

Aus den Mächtigkeitsverhältnissen bzw. Veränderungen der Schichten in einer Falte lassen sich folgende extreme Typen unterscheiden:

- a) konzentrische oder parallele Falte;
- b) kongruente Falte.

(Eine ideale konzentrische Falte würde nach der Faltenklassifikationsmethode von RAMSAY (1967) der Klasse 1b entsprechen, eine ideale kongruente Falte der Klasse 2.)

Die Unterschiede zwischen einer konzentrischen und einer kongruenten Falte sollen Abbildung 19 und 20 verdeutlichen. Da die Festlegung, ob eine Falte konzentrisch oder kongruent ist, entscheidend für die

Deutung des Aufschlusses ist, soll hier näher darauf eingegangen werden:

Bei der idealen *konzentrischen* Falte wechselt die Mächtigkeit einer Schicht im Verlauf der Falte nicht.

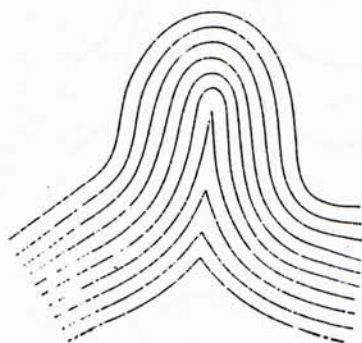


Abb. 19 Darstellung einer idealen konzentrischen Falte. Die Abbildung zeigt, daß die Falte bei gleicher Fortsetzung nach unten begrenzt ist.

Die Schichten weisen daher alle eine unterschiedliche Form auf (Abb. 19).

Die ideale *kongruente* Falte ist dadurch charakterisiert, daß alle Schichten die gleiche Gestalt aufweisen. Die Schichtmächtigkeit ist je nach Faltenbereich unterschiedlich (Abb. 20). Zwischen den beiden extremen Formen gibt es natürlich fließende Übergänge.

Die Tatsache, ob eine Falte konzentrisch bzw. kongruent ist, läßt auf ihre Ausdehnung schließen. So kann aus rein geometrischen Gründen eine konzentrische Falte nur geringen Tiefgang haben.

Das heißt, daß die Falte in absehbarer Teufe in disharmonische Faltung übergehen oder durch einen Abscherungshorizont abgelöst werden muß. Eine kongruente Falte hat hingegen theoretisch keine räumliche Begrenzung.

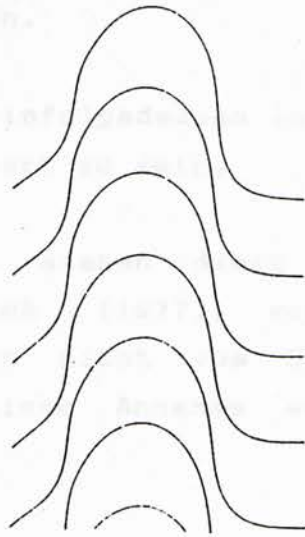


Abb. 20 Darstellung einer idealen kongruenten Falte. Hier hat jede Schicht die gleiche Gestalt. Die Falte kann theoretisch unendliche Fortsetzung haben.

Sattel und Mulde im bearbeiteten Aufschluß sind zylindrisch, symmetrisch und weisen rhombische Symmetrieeigenschaften auf. Die Falte ist nach der Klassifikation von FLEUTY (1967) eine geschlossene, nach der von DAVIS (1984) eine enge Falte der Klasse 1b, d.h. eine konzentrische Falte.

Daraus ergeben sich folgende Konsequenzen:

a) Eine solche Falte kann nur einen geringen Tiefgang aufweisen.

b) Aufgrund ihrer Geometrie muß davon ausgegangen werden, daß die liegende Falte nur eine geringe räumliche Fortsetzung hat. Ein Übergang in disharmonische Faltung ist aufgrund

der räumlichen, liegenden Lage weitgehend aus-
zuschließen.

Die Falte scheint infolgedessen in absehbarer Teufe vom
Untergrund abgeschert zu sein.

Diese Folgerungen stehen damit im Gegensatz zu der
Annahme von GUBA (1977), wonach die Falten im
Werdorfer-Oberdevon nicht vom Untergrund abgeschert
sind. Aber für diese Annahme wurden keine Beweise
angeführt.

3 Faltung

Die Schichtung im Mittelschenkel der Falte lagert invers (Abb. 7).

Schichtparallele Gleitung sowie dabei gebildete Harnische sprechen für einen festen Zustand der Schichten bei der Faltenbildung.

3.1 Verformung der Schichten

In diesem Kapitel ist nun genauer zu klären, in welchem Zustand des Gesteines die Verformung der Schichten zum endgültigen Faltenbild erfolgte. Weiterhin ist zu klären, welche äußeren Einflüsse eine derartige Verformung der Schichten ermöglichten.

Ein Gestein kann je nach den herrschenden Bedingungen elastisch, plastisch oder aber rupturrell verformt werden.

Die Schichten im Aufschluß wurden bei der Faltung ohne Bruchdeformation, das heißt plastisch, verformt.

Faktoren, die das Stress - Strain - Verhältnis beeinflussen, sind außer Temperatur und chemischer Zusammensetzung der allseitige Druck und die Belastungsrate.

Nach CHAPPLE & SPANG (1974) können drei Verformungsmechanismen in einer Falte vorkommen:

1. makroskopisches Gleiten;
2. intrakristalline Deformation, bei der ein gegebenes Korn durch Translationsgleiten oder Zwillingsgleiten verformt wird;
3. Lösung und Repräzipitation, kataklastisches Fließen (entweder zwischen Körnern oder durch Zerbrechen von

Körnern) oder Korngrenzengleiten.

In den untersuchten Falten treten alle drei Typen auf:

zu 1) schichtparallele Gleitung;

zu 2) intrakristalline Deformation;

zu 3) Lösung findet sichtbar statt in Form von Styrolithen, die \pm parallel zur Schichtung liegen.

3.1.1 Schichtparalleles Gleiten

Allgemein kann Faltung durch schichtparalleles Gleiten dann auftreten, wenn die Gesteine gut geschichtet und relativ steif sind (DONATH & PARKER, 1964).

Der Gleitbetrag entlang der Oberfläche einer jeden Schicht ist einfach zu errechnen (RAMSAY, 1967). Gleitung wird bestimmt durch die Formel

$$s = t \cdot \alpha.$$

Hier ist s = Gleiten, t = Dicke der gefalteten Schicht, α = Einfallen in Bogenmaß ($1^\circ = 0.0175$ Radiant) (auf der Oberseite der gefalteten Schicht auf gewählten Seiten).

Das Ausmaß des schichtparallelen Gleitens nimmt mit der Schichtdicke und mit der Entfernung vom Faltscharnier zu. Berechnungen von RAMSAY (1967) zeigen, daß am Scharnierpunkt einer gefalteten Schicht kein schichtparalleles Gleiten auftritt.

Die Scherverformung des Zwischenschichtgleitens bei der Biegegleitfaltung ist am größten an der Wendeachse einer Falte, aber unbedeutend am Faltscharnier (RAMSAY, 1967).

Am Mittelschenkel der aufgeschlossenen Falte fand nur geringe schichtparallele Gleitung statt. In den Umbiegungsbereichen dagegen ist eine an den versetzten bc-Klüften zu beobachtende Gleitung

deutlich, die bis zu einige Zentimeter beträgt.

Feste Gesteine sind meist auch unter geringem allseitigen Druck faltbar, weil der Reibungsfaktor an den Schichtflächen wegen der dort fast stets vorhandenen Lettenbestege oder tonigen Zwischenlagen klein ist im Vergleich zu dem Elastizitätsmodul der Schichten selbst (KIENOW, 1942).

Die Mulde zeigt deutlich, wie die Schichten in einem Bereich abgeschert wurden.

Hier liegt ein deutlicher Lettenbelag den Schichtflächen auf, der sich dafür verantwortlich zeigt, daß besonders in diesem Bereich die Schichten leichter gleiten und von den jeweils darunterliegenden Schichten abscheren konnten.

Wie im vorherigen Kapitel beschrieben, untermauert die Faltenform die Annahme, daß die Kohäsion zwischen den Schichten dementsprechend gering war.

In frischen Kalksedimenten geht die Verfestigung während der Diagenese "im allgemeinen sehr rasch" vor sich, wie Untersuchungen in rezenten Gewässern ergeben haben (GEORGI, 1979). Folglich darf angenommen werden, daß Kalksteinbänke bei Eintritt der Faltung bereits verfestigt waren.

Ein weiteres Kriterium sind die schon vorhandenen bc-Klüfte, die schichtparallel versetzt wurden.

Das Gestein muß bei der Faltung schon eine dementsprechende Festigkeit besessen haben, denn Gleitung parallel der Schichtung erfolgt erst, wenn das Gestein eine relative Starre besitzt.

3.1.2 Stress - Strain

Stress beschreibt die Kräfte, die auf jeden Teil eines Körpers in Kräfteinheiten pro Flächeneinheit einwirken:

$$\sigma = \text{Kraft/Fläche in kg/cm}^2.$$

Strain beschreibt die durch den Stress bewirkte Verformung in einem Körper als das Verhältnis von Volumenänderung zu dem Originalvolumen.

Das Verhältnis von Stress zu Strain zeigt der Graph in Abbildung 21. Der Punkt am Übergang vom elastischen zum plastischen Verhalten ist der elastische Grenzwert.

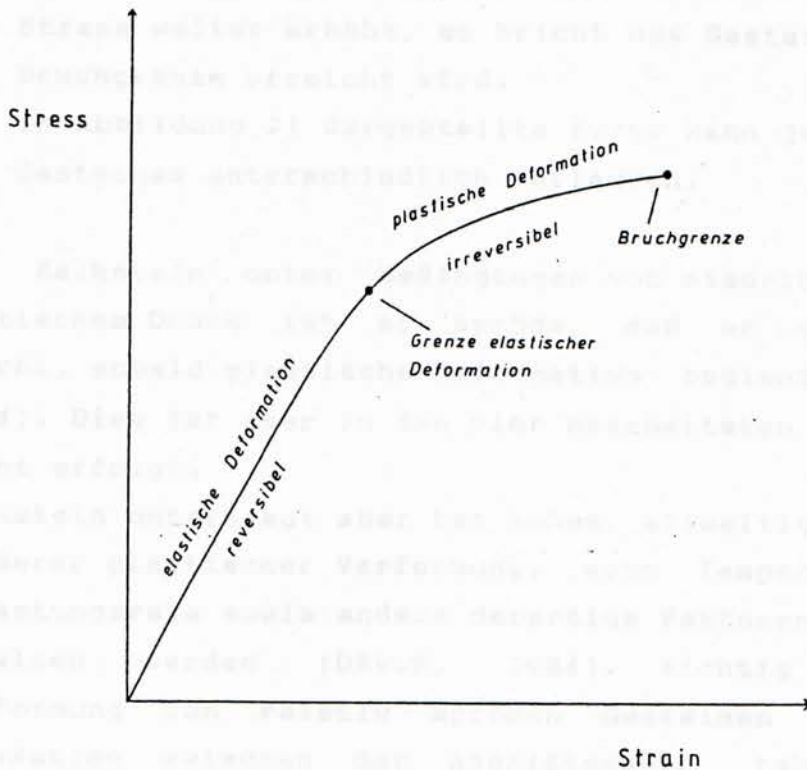


Abb. 21 Stress - Strain Diagramm.

(nach PRESS & SIEVER, 1978).

Bei geringem Stress folgt der Strain dem HOOKE'schen Gesetz: "Strain ist proportional zum Stress". In dem Bereich bis zum elastischen Grenzwert ist die Verformung reversibel. Unterhalb dieses Punktes verhält sich das Gestein elastisch. Das bedeutet, wenn der Stress zurückgenommen wird, dann bildet sich das Gestein bis zur originalen Größe und Gestalt zurück.

Wird der Stress über den elastischen Grenzwert hinaus erhöht, so beginnt das Gestein sich plastisch zu verformen. Oberhalb des elastischen Grenzwertes reichen bereits geringe Stresserhöhungen aus, um große Deformationen auszuführen. Plastische Deformation ist nicht reversibel, d. h. läßt der Stress nach, dann bleibt das Gestein in seiner deformierten Gestalt erhalten. Wird der Stress weiter erhöht, so bricht das Gestein, sobald die Bruchgrenze erreicht wird.

Die in Abbildung 21 dargestellte Kurve kann je nach Art des Gesteines unterschiedlich verlaufen.

Kalkstein unter Bedingungen von niedrigem hydrostatischem Druck ist so spröde, daß er gewöhnlich bricht, sobald plastische Deformation beginnt (DAVIS, 1984). Dies ist aber in den hier bearbeiteten Gesteinen nicht erfolgt.

Kalkstein unterliegt aber bei hohem, allseitigem Druck größerer plastischer Verformung, wenn Temperatur und Belastungsrate sowie andere derartige Faktoren konstant gehalten werden (DAVIS, 1984). Wichtig bei der Verformung von relativ spröden Gesteinen ist die Relaxation zwischen der Angriffsdauer tektonischer Kräfte. Dadurch können solche Gesteine im Laufe größerer geologischer Zeiträume wie plastische Gesteine deformiert werden (ASHIGIREI, 1967). Nach dem MAXWELL'schen Gesetz ist es wahrscheinlich, daß sich bei den sehr langsamen tektonischen Prozessen neben der rein elastischen Verformung zähe Kriechvorgänge abspielen,

welche bruchlos bleibende Umformungen hervorrufen und um so größeren Einfluß gewinnen, je geringer die Verformungsgeschwindigkeit ist (KIENOW, 1942).

Da die Lösungsvorgänge bei der Stylolithenbildung längere Zeiträume beanspruchen, muß mit länger anhaltender, gleichartiger Spannungsverteilung gerechnet werden.

Nach der "Regel der Stauchfaltengröße" entstehen in wenig mächtigen Schichten und in plastischen Gesteinen Falten geringer Größe. In mächtigen Schichten und in weniger plastischen Gesteinen bilden sich dagegen größere Falten. Aber auch mit zunehmendem Druck werden die Falten eines Gesteines kleiner. Dies ist von dem auf die Faltenschenkel wirkenden Druck, nicht aber vom Reibungswiderstand abhängig (KIENOW, 1942) .

3.1.3 Versenkungsteufe

Ein Gestein erreicht unter hohen Überlagerungsdrücken, also in großer Tiefe, seine Bruchgrenze wesentlich später als nahe der Oberfläche (METZ, 1957). Mit der Tiefe ändert sich der Reibungswiderstand. Er ist an Schichtflächen auf die Schenkelfläche der Falten ohne Einfluß (KIENOW, 1942).

Die ursprüngliche Teufenzonenfestlegung, wie sie einige Autoren z. T. noch heute anwenden, ist nicht angebracht. Denn spröde bzw. plastische Verformungen können bereits in geringen Teufen stattfinden.

Es gibt aber noch weitere Faktoren, die entscheidende Auswirkung auf die Faltung haben, darunter z. B. die Temperatur.

3.1.4 Temperatur

Eine wichtige Größe für die Relaxation ist die Temperatur, die die Amplitude der Teilchenschwingungen vergrößert und damit den Relaxationsprozeß beschleunigt. Die durch Relaxation bzw. Kriechen erklärten, langsam ablaufenden Verformungen zeigen die Unzulänglichkeit der Begriffe 'Fließ- und Festigkeitsgrenze' in der Geologie.

Auf die Temperatur wird in späteren Kapiteln noch ausführlicher eingegangen.

Neben der Temperatur ist als ein weiterer Faktor die intergranulare Wassermenge zu berücksichtigen.

3.1.5 Fluide

Die faltbarkeit der Gesteine ist überwiegend von der in den intergranularen Gesteinsporen befindlichen Wassermenge abhängig (MEAD, 1940). Bei Faltenbildung erfolgt die Gesteinsverformung durch Differentialbewegungen zwischen den Mineralindividuen.

Das intergranulare Wasser wird im Laufe der Differentialbewegung aus den Gesteinsporen getrieben. Damit nimmt die natürliche Gesteinsfeuchtigkeit wesentlich ab. Die Differentialbewegung wird erschwert, und jegliche weitere Verformung erfolgt leichter durch innere Deformation in den eigentlichen Körnern (Translation) als durch äußere Differentialbewegungen zwischen den Teilchen. Eine weitere Beanspruchung würde zur Schieferung des Gesteins führen.

Schieferung tritt in den aufgeschlossenen Gesteinen nicht auf. Bei der hier behandelten Falte scheint es nur bis zur inneren Deformation, d. h. Translation der Calcitkörner nach $e = (01\bar{1}2)$ gekommen zu sein, wodurch

4 Mikroskopische Untersuchungen

Ziel der mikroskopischen Untersuchungen ist:

- die makroskopisch sich schon andeutenden Ergebnisse zu untermauern;
- makroskopisch nicht erfaßbare Indizien zu ermitteln.

Deshalb wurden Proben genommen, präpariert und mikroskopisch analysiert. Zunächst wurde aber der Calcit als gesteinsbildendes Mineral ermittelt und an diesem dann das Stressverhalten aus dem Verhältnis von c - Achsen zu Zwillingslamellen bestimmt.

4.1 Probenahme

Zur mikroskopischen Untersuchung wurden an acht Stellen des Aufschlusses orientierte Proben aus dem Schicht-

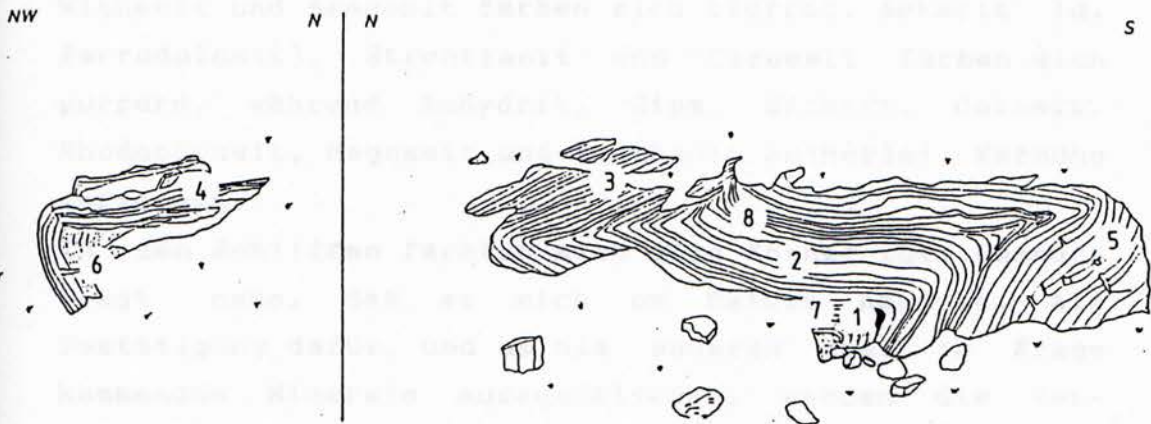


Abb. 22 Lage der Probennahmepunkte zur mikroskopischen Untersuchung.

verband genommen. Die Lage der Probenahmepunkte zeigt Abbildung 22. Die Proben wurden so gewählt, daß sie unterschiedliche Bereiche der Falten und zugleich den gesamten Aufschluß abdecken. Von jeder Probe wurden orientierte Dünnschliffe in der ab - sowie in der ac - Ebene angefertigt.

4.2 Karbonatanalyse

Karbonate sind im Dünnschliff mikroskopisch nicht ohne weiteres auseinanderzuhalten. Bei Behandlung mit 10 % -iger Salzsäure braust das anstehende Gestein stark auf. Um nachzuweisen, daß es sich bei den zu messenden Kristallen um Calcit und nicht Dolomit handelt, wurden einige Dünnschliffe ohne Deckglas angefärbt.

Die Dünnschliffe wurden nach der von FÜCHTBAUER (1970) modifizierten Methode von G. MÜLLER (1964) angefärbt. Sie werden $\frac{1}{2}$ min in kalte Lösung von 0.1 g Alizarin-Rot-S in 100 ml n/25 HCl = 0.1 % - 0.2 % HCl getaucht, anschließend mit Wasser abgespült. Calcit, Mg - Calcit, Witherit und Aragonit färben sich tiefrot. Ankerit (u. Ferrodolomit), Strontianit und Cerussit färben sich purpurn, während Anhydrit, Gips, Siderit, Dolomit, Rhodochrosit, Magnesit und Smithonit keinerlei Färbung aufzeigen.

In den Schliffen färbten sich alle Körner rot. Demnach liegt nahe, daß es sich um Calcit handelt. Als Bestätigung dafür, und um die anderen drei in Frage kommenden Minerale auszuschließen, werden die Verhältnisse der c-Achsen zu den Zwillingslamellen herangezogen.

Auf das Mineral Calcit deutet der charakteristische Winkel von 26° Grad zwischen der c- Achse und den Zwillingslamellen, sowie der Winkel von 45° zwischen zwei Zwillingslamellensystemen e_1 und e_2 in einem Korn.

4.3 Dünnschliffmikroskopie

Das Gestein ist monomineralisch aufgebaut. Es besteht hauptsächlich aus dem Karbonatmineral Calcit. Nur sehr selten treten die in Kapitel 2.2. bereits erwähnten, klein ausgebildeten Quarzkörner auf (Abb. 5). Die Calcitkörner sind xenomorph ausgebildet. Sie sind zum Teil stark miteinander verzahnt, was durch dunkle bis schwarze Ränder, an denen sich Residuale abgelagert haben, deutlich wird. Der Großteil der Calcitkörner weist Zwillingslamellensysteme auf. Körner mit nur einem Zwillingslamellensystem treten in geringem Maße auf. Die meisten Körner haben zwei Zwillingslamellensysteme ausgebildet.

Es treten auch Calcitkristalle auf, deren Zwillingslamellen entweder versetzt oder verbogen sind. Das kann bis zur konzentrischen Anordnung führen (siehe Abb. 29). Die Körner weisen zum Teil eine hohe Zwillingslamellendichte ("spacing index") auf. In einigen Schliffen sind die Körner bis zur Kataklyse zerstört. Wenige Körner zeigen auch Auflösungserscheinungen, die gut in den senkrecht zur Schichtung geschnittenen Schliffen zu beobachten sind.

Oft treten rhombische bräunliche Calcitkristalle auf. In Dünnschliffen, die senkrecht zur Schichtung geschnitten sind, wird die Schichtung durch Lösungssuturen deutlich.

Relativ große Stylolithen sind aber auch schräg zur Schichtung orientiert (Vertikalstylolithen) (Abb. 23). Es treten häufig Klüfte verschiedenen Alters auf. Einige Klüfte sind mit großen Calcitkörnern ausgefüllt, die zahlreiche Zwillingslamellen zeigen. Daneben treten Klüftfüllungen auf, deren Körner die gleiche Orientierung wie die der umliegenden Calcitgrundmasse aufweisen. Es werden hier auch Klüfte beobachtet, in denen die Körner wenig oder gar nicht

verzwillingt und klein ausgebildet sind.
Manchmal sind diese Körner bevorzugt in c- Achsen -
Richtung senkrecht zur Kluftrichtung gewachsen.

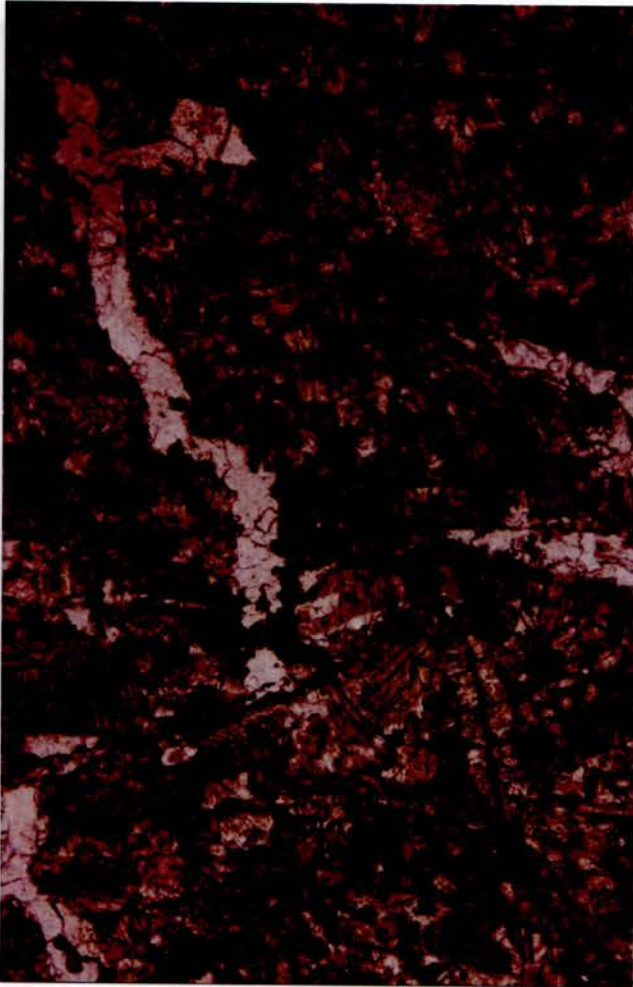


Abb. 23 Tektonische Vertikalstylolithen. Senkrecht
zur Schichtung verlaufende, versetzte Kluft.
Nicols gekreuzt. Kurzer Bildrand entspricht
2800 μ .

Zum Teil sind Calcitkristalle von Klüften durchsetzt.
Andererseits werden Klüfte, die senkrecht zur Schich-
tung lagern, gelegentlich durch Säume von Vertikal-

stylolithen versetzt (Abb. 23). Diese Stylolithen können nur jünger als die durch sie versetzten Klüfte sein.

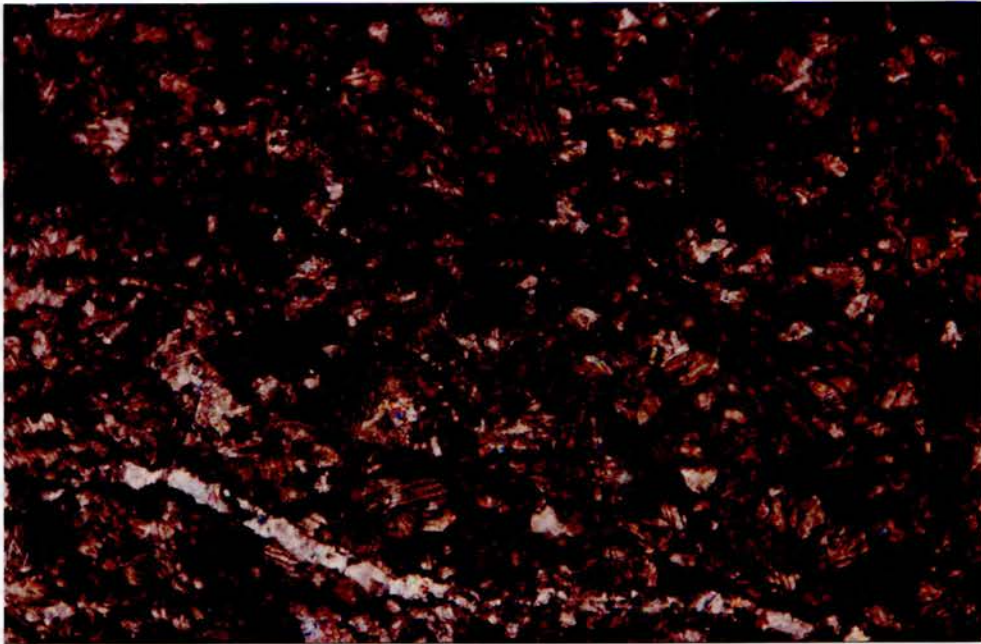


Abb. 24 Schichtparallele diagenetische Horizontalstylolithen im Dünnschliff. Schnitt senkrecht zur Schichtung. Nicols gekreuzt. Kurzer Bildrand entspricht 2800 μ .

Die in den Dünnschliffen sichtbaren Klüfte kreuzen sich gelegentlich in einem Winkel von 30° , wobei der spitze Winkel in Richtung des Einfallens der Schichtung zeigt.

An den Kreuzungspunkten der Klüfte sind die Körner teilweise zerbrochen.

4.4 Calcit

Nach den Ergebnissen aus Kapitel 4.2 ist Calcit das gesteinsaufbauende Mineral. Es wird daher zur Gefügeanalyse verwendet.

Calcit (CaCO_3) kristallisiert trigonal. Es ist eines der formen- und flächenreichsten Minerale. Die wichtigsten Grundformen sind das Skalenoeder, das Rhomboeder sowie Prismen. Calcit weist eine sehr hohe Doppelbrechung von $\Delta n = 0.1719$ auf und ist optisch negativ. Die Richtung des ordentlichen Strahls X liegt parallel zur c-Achse (0001).

Calcit hat im Gegensatz zu vielen anderen Mineralen eine hohe Duktilität. Die MOHS'sche Härte des Calcit beträgt 3, die Ritzhärte liegt zwischen 2.5 - 4.5. Die Dichte beträgt 2.715. Korndeformation des Calcit ist die Translation nach $e = (01\bar{1}2)$ und die Zwillingsbildung auch in $e = (01\bar{1}2)$. Die Spaltbarkeit ist vollkommen nach $r = (10\bar{1}1)$.

Für die Gefügeanalyse sind die kristallographische (0001) c-Achse und die Zwillingslamelle 'e' nach $(01\bar{1}2)$ von Bedeutung. Bei tektonischer Beanspruchung kann es zur Zwillingsbildung kommen. Die c-Achsen besitzen eine große Tendenz, parallel zur Kompressionsachse ausgerichtet zu sein (WENK, 1985). Calcit kann zwillingsfrei rekristallisieren.

Nachfolgend aufgeführt sind die kristallographischen Winkel zwischen den kristallographischen Achsen bzw. Flächen im Calcit.

Winkel zwischen c + r = 44.5 °

c + e = 26 °

$e_1 + e_2 = 45 °$

$e_1 + r_2 = 38 °$

$e_1 + r_1 = 71 °$

$r_1 + r_2 = 75 °$

4.5 Calcittexturen und ihre Interpretation

Calcitische Gesteine sind in der Strukturgeologie von großer Wichtigkeit. Rhomboedrischer Calcit füllt als Durchläufer die Restporen in allen Karbonatvorkommen des Rheinischen Schiefergebirges (SCHNEIDER, 1977).

Dennoch wurden bisher nur wenige Versuche unternommen, geologische Prozesse aufgrund von bevorzugten Calcitorientierungen zu interpretieren (WENK, 1985).

c-Achsen-Diagramme von natürlich deformierten Dolomiten und Calciten sind sehr ähnlich, obwohl die Mechanismen, die zu diesen Texturen führen, sehr unterschiedlich sind. Zwillingsbildung sowie Verbiegung von Zwillingen tritt beim Calcit bei gleichen geologischen Vorgängen in bedeutenderem Maße auf als beim Dolomit. Dies zeigt die relative Schwäche und hohe Duktilität von Calcit (TURNER & OROZCO, 1976).

Es besteht keine genetische Beziehung zwischen den beiden Texturtypen, obwohl sie beide öfter zusammen klassifiziert werden. Es liegt nur insofern eine Übereinstimmung vor, daß e - Zwillingsgleitung in Calcit und c - Gleiten in Dolomit beide ein c - Achsenmaximum nahe der Kompressionsrichtung erzeugen.

Schwierigkeit bei der Interpretation von natürlichen Calcittexturen bereitet die große Anzahl von Mechanismen, die gleichzeitig oder getrennt während der geologischen Geschichte eingewirkt haben können. Wegen der geringen Widerstandskraft von Calcit kann posttektonischer Stress das ursprüngliche Calcitgefüge bedeutender modifizieren, als das zum Beispiel in Silikaten möglich wäre (WENK, 1985).

Zwar können Auflösungserscheinungen, Rekristallisation und Gleiten entlang von Korngrenzen primäre Deformationstexturen (graduell) reduziert haben, zumal diese bei Calcit nicht oder kaum nachvollziehbar sind,

dennoch werden Zwillinglamellen-Texturen und c-Achsen-Texturen benutzt, um durch ihre Messungen Rückschlüsse auf Art und Richtung des Stresses ziehen zu können.

4.6 Meßvorgang

In den Dünnschliffen wurden jeweils die Raumlagen der c-Achsen und die der Translationslamellen bzw. Zwillinglamellen ($01\bar{1}2$) eingemessen. Die jeweiligen Meßvorgänge sollen nachstehend erläutert werden.

4.6.1 Messen der Zwillinglamellen

Die Zwillinglamellen ($01\bar{1}2$) erscheinen bei senkrechter Aufsicht als schmale dünne Striche (Abb. 25), die beim Kippen des Universaldrehtisches nach rechts oder links unscharf werden und verschiedene Interferenzfarben aufweisen.

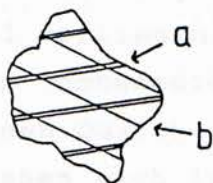


Abb. 25 Darstellung eines verzwilligten Calcitkornes.

- a) Lamellen bei senkrechter Aufsicht.
- b) Lamellen bei schräger Aufsicht.

Die als Zwilling- bzw. Translationslamellen identifizierten Lamellen werden jeweils parallel zum NS -

Faden des Mikroskoptisches orientiert. Dann wird ihre Lage durch Kippen des Universaldrehtisches nach rechts oder links so verändert, daß sie nur noch als ein bzw. zwei dünne Striche sichtbar sind. Die Streich- und Einfallrichtung der einzelnen Lamellen bzw. des Lamellensystemes wird am Universaldrehtisch abgelesen. Die meisten beobachteten Calcitkörner weisen mehr als ein Zwillingslamellensystem auf, die ebenfalls eingemessen werden (Abb. 25).

Die so erhaltenen Werte wurden mit Hilfe des GELI-Programmes als Normale zur Fläche $(01\bar{1}2)$ in das SCHMIDT'sche Netz eingetragen.

4.6.2 Messen der c-Achsen

Aufgrund der hohen Doppelbrechung des Calcits ist es schwierig oder sogar unmöglich, die Richtung des ordentlichen Strahles 'X' bzw. außerordentlichen Strahles 'Z' zu bestimmen, d. h. zu unterscheiden, ob Subtraktions- oder Additionsfarben bei Einschleiben des Hilfsobjektes Rot-I vorliegen.

Daher ist es notwendig, an Stelle des Hilfsobjektes Rot-I einen Quarzkeil zu verwenden. Mit Hilfe des Quarzkeils ergeben sich in Richtung der optischen Achse, die beim Calcit mit der Richtung der morphologischen c-Achse zusammenfällt, Subtraktionsfarben und ein negativer optischer Charakter.

Doch auch bei Zuhilfenahme eines Quarzkeiles läßt sich nicht immer feststellen, ob in der entsprechenden Stellung Subtraktions- bzw. Additionsfarben vorliegen.

Um sicherzugehen, daß die Werte der c - Achsen korrekt eingemessen werden, müssen die Meßwerte stets auf Plausibilität geprüft werden. Verschiedene solcher Kontrollmethoden sollen aufgezeigt und diskutiert

werden:

a) Bereits nach jedem Meßvorgang können die an einem Korn gemessenen Zwillingslamellen sowie die c-Achse (0001) von Hand in das SCHMIDT'sche Netz eingetragen werden. Beträgt der Winkel zwischen der c - Achse und der Zwillingslamelle ca. $26^\circ \pm 5^\circ$, so scheint dies eine Bestätigung für die Richtigkeit des Meßvorganges zu sein.

Nachteil: Nach Messung eines jeden Korns ist es erforderlich, die Messungen der Translationslamellen sowie der c-Achsen in die Oleate einzutragen. Das Verfahren ist daher sehr zeitaufwendig.

b) Die Lage der optischen c-Achse kann durch Einmessen von drei (01 $\bar{1}$ 2) - Flächen und anschließender Rekonstruktion im WULF'schen Netz ermittelt werden.

Nachteil: Für diese Methode werden drei Zwillingslamellensysteme vorausgesetzt. Weiterhin müßten alle Daten jeweils ins WULF'sche Netz eingetragen werden, um die c-Achsenlage zu konstruieren. Da in den in dieser Arbeit bearbeiteten Schliffen aber nur Körner mit maximal zwei Zwillingslamellensystemen auftreten, mußte auch diese Methode ausscheiden.

c) Nach der Methode von TURNER & WEISS (1963) kann die Richtung des ordentlichen Strahles 'X' oder des außerordentlichen Strahles 'Z' des Kristallgitters durch das Relief des Calcitkorns festgestellt werden. Der ordentliche Strahl 'X' liegt beim Calcit parallel zu c (0001). Wenn 'X' in Richtung E - W liegt, zeigt der Calcit maximales Relief.

Nachteil: Diese Methode bietet einen relativ hohen Unsicherheitsfaktor, da oft aufgrund der meist nicht sehr deutlichen Reliefunterschiede gerade bei etwas dünneren Schliffen oder bei sehr stark verzwilligten

Körnern die Richtung des ordentlichen Strahls 'X' oder des außerordentlichen Strahls 'Z' nicht eindeutig festzulegen ist. Abhilfe würde hier nach jeder Messung das Eintragen sowohl der c-Achse als auch der $(01\bar{1}2)$ Flächen in das SCHMIDT'sche Netz schaffen.

Der Zeitaufwand für die bis hierher beschriebenen Messvorgänge würde pro Calcitkorn ca. 10 - 20 min betragen, das würde pro Dünnschliff 40 - 50 Stunden erfordern (TURNER & WEISS, 1963).

d) Die ersten Messungen wurden je nach Voraussetzung nach Methode 'a' und Methode 'c' durchgeführt. Aufgrund des enorm hohen Zeitaufwandes für jede einzelne Messung, und da die meisten Körner zumindest zwei Zwillingslamellensysteme aufweisen, wurden folgende Überlegungen angestellt:

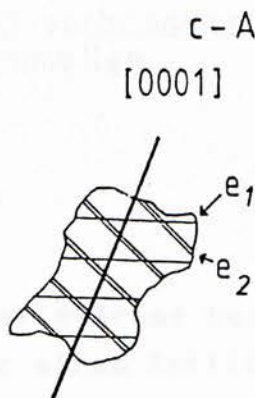


Abb. 26 Lage der c-Achse in einem verzwilligten Calcitkristall.

Die c-Achse in einem verzwilligten Calcitkristall liegt in dem stumpfen Winkel, den zwei sich kreuzende Zwillingslamellensysteme miteinander bilden (Abb. 26).

Treten zwei Translationssysteme in einem Korn auf, dann muß die c-Achse des Kornes in dem stumpfen Winkel liegen, den die zwei sich kreuzenden Zwillingslamellen 'e₁' und 'e₂' miteinander bilden.

Auch bei einem Zwillingslamellensystem ist die Richtung der c-Achsenlage einzugrenzen (siehe Abb. 27), indem ein zweites Zwillingslamellensystem angenommen wird.

e₁ = sichtbare e-Lamelle
e_x, e_y = vermutete,
nicht vorhandene
e-Lamellen

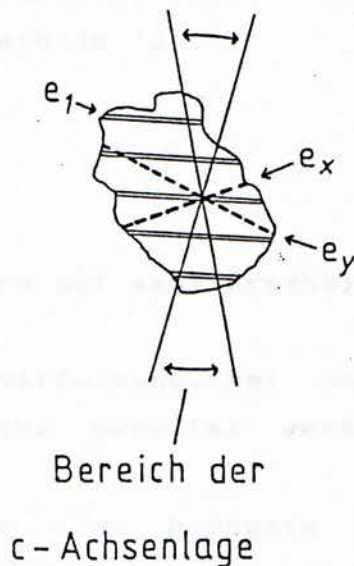


Abb. 27 Lage der c-Achse bei einem Calcitkristall mit nur einem Zwillingslamellensystem.

Diese Methode 'd' erwies sich besonders bei Körnern mit zwei Zwillingslamellen als geeignet. Sie ist auch schon bei Körnern mit nur einem Translationslamellensystem bedingt anwendbar. Bei nichtverzwillingten Calciten versagt diese Meßmethode.

Um dennoch Fehler auszuschließen, wurde zusätzlich versucht, in der entsprechenden Richtung bei Einschieben des Quarzkeiles Subtraktionsfarben zu ermitteln. Zur

Sicherheit wurde bei einigen Körnern der gemessene Winkel zwischen der c-Achse und den e-Lamellen überprüft.

Die nach der in Methode 'd' gemessenen c-Achsen wurden mit Hilfe des Texturprogrammes GELI-II berechnet und in der LAMBERT'schen Projektion abgebildet.

Vergleiche der Meßergebnisse nach Methode 'a' bzw. 'c' mit den gemäß 'd' erhaltenen ergaben übereinstimmende Werte; allerdings mit dem Vorteil eines deutlich geringeren Zeitaufwandes bei Methode 'd'.

4.7 Zwillingsgleitung

Plastische Deformation läßt sich auf zwei Erscheinungen zurückführen:

Translation ist eine homogene Verformung, bei der die Gitterpakete beliebiger Dicke parallel verschoben werden (STRÜBEL, 1977).

Zwillingsgleitung ist ebenfalls eine homogene Deformation, wobei jedoch der Verschiebungsbetrag als Winkelwert genau festgelegt ist und der neu entstandene Kristall zum Ausgangskristall in Zwillingsstellung steht (STRÜBEL, 1977).

Translation und Zwillingsgleiten treten entlang kristallographischer Schwächeebenen auf. Zwillingsgleitung tritt nur in bestimmten Mineralen auf, und innerhalb solcher Minerale nur entlang spezifischer kristallographischer Kristallebenen. Die mechanische Zwillingsbildung setzt eine streng gleichmäßige, homogene Deformation voraus (KLEBER, 1979). Hierbei wird der Verschiebungsbetrag der Netzebenen des Gitters in Abhängigkeit von den Symmetriegesetzen verändert.

In einem verzwilligten Kristall wiederholt jedes Netz-

ebenenpaket den Bau des vorangegangenen spiegelbildlich (ASHIGIREI, 1967).

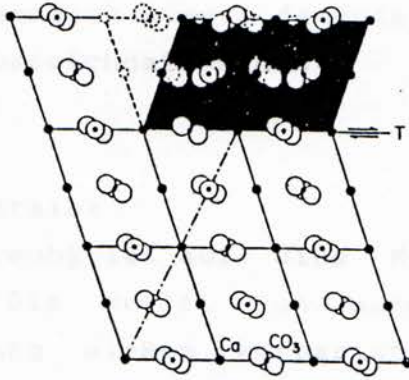


Abb. 28 Zwillingsgleitung beim Calcit.
(aus TURNER & WEISS, 1963).

Der Gleitbetrag ist (anders als bei der Kataklyse) auf eine gewisse Höhe sowie eine bestimmte Richtung festgelegt.

Im Gegensatz zur Kataklyse ist bei der Translation und beim Zwillingsgleiten nicht der Widerstand gegen die Gleitreibung zu überwinden, sondern es sind die Atombindungen zu brechen. Da Atombindungen bei höheren Temperaturen leichter zu brechen sind, tritt Translation und Zwillingsgleiten bevorzugt bei höheren Temperaturen auf. Ist ein Kristall vollständig verzwillingt, so findet die Deformation durch Gleitung statt (WENK et al., 1985).

Calcit ist besonders bekannt für seine Neigung zur Zwillingsbildung, die vor allem bei Kristallen mit niedriger Symmetrie auftritt. Die Entstehung von Gleit-zwillingen durch mechanische Deformation ist die Ursache für das plastische Verhalten eines kristallinen

Stoffes. Nicht alle Zwillingslamellen in Calcitkristallen sind aber Gleitzwillinge, d.h. durch Deformation erzeugt worden. Auch die Verzwilligung während des Kristallwachstums ist bei Calcit möglich. Solche Zwillingslamellen müssen dementsprechend als Wachstumszwillinge bezeichnet werden.

Zwillingsstrain:

Jede Verformung ist auf eine Krafteinwirkung zurückzuführen. Sie greift von außen am Körper an. Dieser Beanspruchung wirken körperinterne Kräfte entgegen. Dadurch wird ein Spannungszustand erreicht, der als Stress bezeichnet wird.

Calcit bildet bereits bei geringem Stress (von ϵ : 30.8 kg/cm²) ab 200° C Zwillingslamellen nach den Rhomboederflächen (01 $\bar{1}$ 2) aus. Der kritische Scherstress, um Calcit durch Zwillingsgleiten zu deformieren, liegt bei ca. 100 bar (TULLIS, 1980). Die Zwillingslamellen bilden zur c-Achse (0001) immer einen charakteristischen Winkel von 26.5°.

Zwillingsstrain ist allerdings, ähnlich wie bei der Stylolithenbildung, abhängig vom Karbonat- und Mineralgehalt. Reine Kalksteine deformieren bevorzugt durch intrakristalline Mechanismen (Zwillingslamellen), wobei tonreicher Kalkstein Klüftung entwickelt (ENGELDER & MARSHAK, 1985). In Gesteinen mit weniger als 90 % Karbonatanteil bewegt sich die Verkürzung durch Zwillingsbildung zwischen 0.4 % und 1.3 %. Dagegen liegt in Gesteinen mit mehr als 90 % Karbonatanteil die Verkürzung durch Zwillingsbildung zwischen 1.3 % - 5.0 % (MARSHAK & ENGELDER, 1985).

Ein grobes Kriterium für den Strain gibt der "mean spacing index" an. Der "mean spacing index" kennzeichnet die Anzahl der Lamellen in einem Korn, in

jedem Zwillingslamellensatz pro Millimeter, senkrecht zur Zwillingslamellen-Ebene (TURNER & WEISS, 1963). In der Literatur wird auf die Auswertung des "mean spacing index" nicht detaillierter eingegangen. Er ist direkt abhängig von der Stressmagnitude. Ein höherer Strain erzeugt mehr Zwillingslamellen.

Bei den hier untersuchten Proben ist der "mean spacing index" sehr unterschiedlich. Diese Tatsache gibt Anhaltspunkte dafür, daß das Gestein (soweit es nicht rekristallisiert ist) von jüngeren Klüften durchsetzt ist. Hier weisen die Zwillingslamellen der Körner dann einen kleinen "msi" - Wert auf.

Rekonstruktion eines Stress-Systems:

Zwillingslamellen sind späte Strukturen, die an Körnern entstehen, die bereits durch andere Einwirkungen orientiert wurden (TURNER & WEISS, 1963). Die Analyse der Zwillingslamellen in einem Calcittektonit erlaubt die Rekonstruktion eines Bewegungsbildes und insbesondere eines Stress-Systems.

In Niedrig-Temperatur-Experimenten zeigten WENK et al. (1973), daß einige Bewegungen, insbesondere Zwillingsgleiten (wie auch Translation, kinking oder Rekristallisation) die primären Faktoren sind, um die c-Achse parallel zu σ_1 zu bringen. Eine starke c-Achsenkonzentration kann als ein Ergebnis von e - Zwillingsbildung ohne große r - Translation erklärt werden.

Zwischen den Zwillingslamellen ist in solchen Fällen die Kristallstruktur in einigen Bereichen durch lineare Kristalldefekte (Dislokation) zerstört, wie es bei der Verbiegung von Zwillingsbändern (Abb. 29) festgestellt wurde (SUPPE, 1985).

Es treten stark verbogene Druckzwillingsscharen mit Knickflächen und Kataklase auf, die während der Tektogenese durch Scherbeanspruchung entstanden sind.

Verbogene Zwillingslamellen sind gewöhnlich Anzeichen von Gitterbewegungen, die durch späten Strain bewirkt wurden. Meistens sind das Verbiegen von Zwillingslamellen und die Zwillingslamellenerzeugung in natürlich deformiertem Calcit unabhängige, nicht synchrone Erscheinungen (TURNER & OROCZCO, 1976).

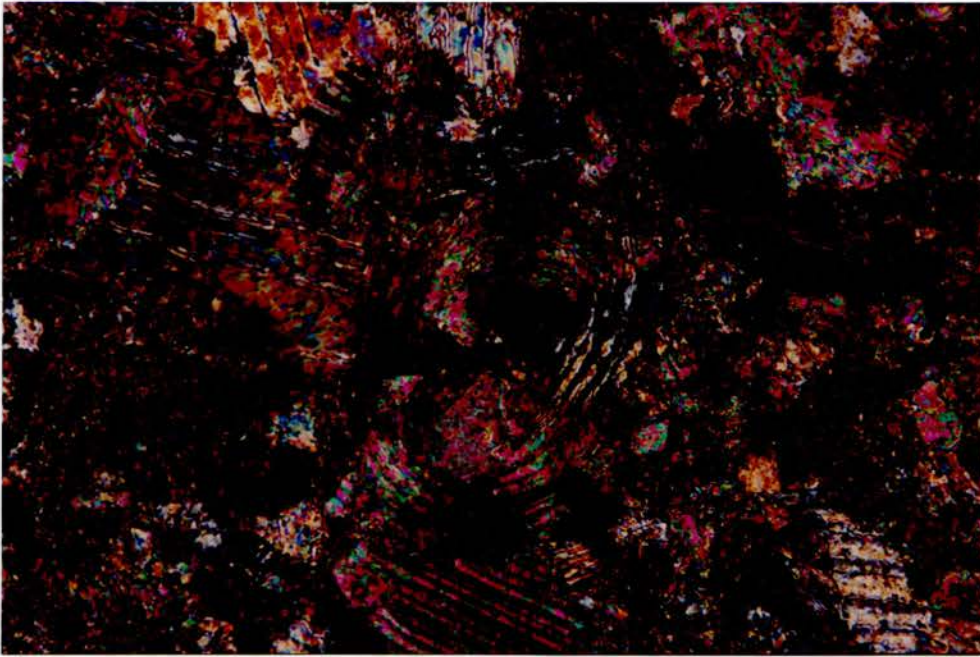


Abb. 29 Verbogene Zwillingslamellen.
Nicols gekreuzt. Kurzer Bildrand entspricht
700 μ . Hilfsobjekt Rot I.

Je nach Richtung und Art des Stresses können bis zu drei Zwillingslamellensysteme aktiviert werden. Sie werden entsprechend mit e_1 , e_2 und e_3 bezeichnet.

Zwillingsgleitung kann entweder durch Tensions- oder aber durch Kompressions - Stress erzeugt werden. Die Stressrichtung kann rekonstruiert werden, indem sowohl

die Normalen der Zwillingslamellen als auch die c-Achsen von jedem gemessenen Dünnschliff in das SCHMIDT'sche Netz eingetragen werden.

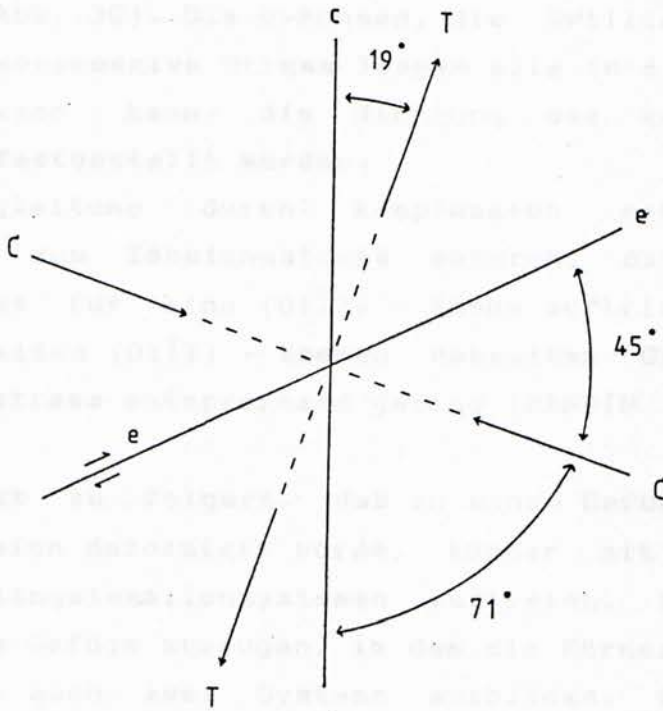


Abb. 30 Bezug des Tensionsstress 'T' sowie des Kompressionsstress 'C' zur Zwillingslamelle 'e' und zur c-Achse. (nach TURNER & WEISS, 1963).

Der Tensionsstress 'T' liegt allgemein in einem Winkel von 19° zu den c-Achsen (Abb. 30), aber in der entgegengesetzten Richtung zu dem zwischen c-Achse und e-Lamelle liegenden Winkel. Liegt eine Tensionkraft subparallel zur c-Achse eines Calcitkristalls, so ist die Zwillingsbildung an allen drei Zwillingssebenen (01 $\bar{1}$ 2) des Kristallgitters gleich groß.

Der andere für die Ausbildung von Zwillingslamellen verantwortliche Stress ist der *Kompressionsstress* 'C'. 'C' wird in der gleichen Richtung wie 'c - e' gemessen. Er liegt in einem Winkel von 45° zu den Zwillingslamellen und in einem Winkel von 71° zur c-Achse (Abb. 30). Die c-Achsen, die Zwillingslamellen und der kompressive Stress liegen alle in einer Ebene. Infolgedessen kann die Richtung des kompressiven Stresses festgestellt werden.

Zwillingsgleitung durch Kompression erfolgt im Gegensatz zum Tensionsstress dadurch, daß ein hoher Scherstress für eine $(01\bar{1}2)$ - Ebene auftritt. Für die anderen beiden $(01\bar{1}2)$ - Ebenen desselben Gefüges ist der Scherstress entsprechend gering (HANDIN & GRIGGS, 1951).

Daraus ist zu folgern, daß in einem Gefüge, welches unter Tension deformiert wurde, Körner mit zwei bis drei Zwillingslamellensystemen auftreten. Kompression würde ein Gefüge erzeugen, in dem die Körner meist nur ein oder auch zwei Systeme ausbilden. Nach TURNER (1953) bildet kein Korn durch Kompression drei Zwillingslamellensysteme aus.

Diese rein mikroskopische Betrachtung der Calcitkörner gibt Hinweise, ob die Zwillingslamellen durch Tension oder aber durch Kompression erzeugt wurden.

Da hier keines der untersuchten Calcitkörner drei Lamellensysteme ausgebildet hat, und nur ein oder meist zwei Zwillingslamellensysteme gebildet wurden, müßte daraus geschlossen werden, daß die Gleitung durch Kompression entstanden ist.

Dem widersprechen experimentelle Untersuchungen von GROSHONG (1974) und JAMISON & SPANG (1976), die feststellten, daß bei Gesteinsproben, die triaxialem Kompressionsstress ausgesetzt waren, sich bei Stresserhöhung eine, zwei und dann bei noch höherem Stress drei Zwillingslamellen beim Calcit ausbilden.

Biegegleitfaltung und tektonische Vertikalstylolithen sprechen aber im vorliegenden Fall dafür, daß die Deformation durch Kompression entstanden ist. Anzeichen für eine spätere Tension konnten sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch nicht festgestellt werden.

Demnach ist der Zwillingsinn positiv, d. h. die c-Achse bewegt sich rotierend um $52 \frac{1}{2}^\circ$ in Richtung zur Kompressionsachse. Der Kompressionsstress in Richtung 'C', welcher in der Zone e_1 -c-g(e_1) bei 45° zu e_1 liegt, wird Zwillingsgleiten am effektivsten mit einem Scherstress-Koeffizient von 0.5 initiieren (WENK, 1985).

Auswertungen anhand von Zwillingslamellen sollten aber aufgrund des relativ geringen Scherstressses, der bereits für die Zwillingsbildung ausreicht, nur mit der letzten Deformationsphase korreliert werden (TURNER & WEISS, 1963). Es ist weiterhin zu beachten, daß der Zwillingslamellen erzeugende Strain posttektonisch und ohne Beziehung zur Hauptdeformationsphase sein kann (GROSHONG, 1972).

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die Zwillingsgleitung bevorzugt bei höheren Temperaturen auftritt, da dann die Atombindungen leichter zu brechen sind. Das initiierte Zwillingsgleiten ist generell ein sichtbarer Ausdruck von spätem Strain, in diesem hier vorliegenden Falle durch Kompression entlang einer Achse, die mit der Hauptrichtung 'C' zusammenfällt.

4.8 Temperatur und Zwillingsgleiten

Zwillingsbildung kann bei allseitigem Druck innerhalb eines großen Temperaturbereichs beobachtet werden.

Nachfolgend soll aufgrund der Texturen der Temperaturbereich, dem das Gestein ausgesetzt war, eingegrenzt werden:

Obere Temperaturgrenze:

Bei Temperaturen unter 600° C wird Calcit primär durch Zwillingsbildung an einer oder mehreren $e - (01\bar{1}2)$ Ebenen deformiert (CARTER, 1968).

Dieser Temperaturbereich kann noch weiter eingegrenzt werden, da in langsam überspannten Proben bei Temperaturen von 400° C und höher Rekristallisation auftritt (GRIGGS et al., 1960). Bei Temperaturen von 300° C bis 400° C beginnt in beanspruchten Calcitaggregaten bereits Rückbildung und Korngrenzendiffusion.

Bei Temperaturen über 350° C werden Korngrenzendiffusion und Rekristallisation bedeutender gegenüber diffusionslosen Prozessen wie Zwillingsbildung, Translation und 'kinking', welche Deformation bei niedrigen Temperaturen bewirken (WENK, 1985).

Nach WENK et. al. (1973) fehlt Rekristallisation bei Temperaturen unter 350° C. Abgeflachte Körner zeigen, daß Translation, Zwillingsgleiten und 'kinking' in diesem Temperaturbereich die bevorzugten Deformationsmechanismen sind.

Da in den vorliegenden Gesteinen kein Dolomit auftritt, wie es in Hochtemperaturkalken gewöhnlich der Fall ist (RAVEN & V.D. PLUIJM, 1986), kann der Temperaturbereich > 300 ° C ausgegrenzt werden. KERRICH & ALLISON (1979) nehmen an, daß bei Calcit intrakristallines plastisches Fließen einen dominanten Deformationsmechanismus bei Temperaturen von 200° C - 300° C darstellt.

Unterer Temperaturbereich:

Bei intermediären Temperaturen wachsen speziell bei geringem, allseitigem Druck große abgeflachte Calcit-Porphroblasten in einer feinkörnigen Matrix (WENK et al., 1973). Bei niedrigen Temperaturen weisen die Körner eine abgeflachte Morphologie auf und sind mit ihrer Längsachse normal zu σ_1 ausgerichtet. Die Körner sind dann zu klein, um darin Zwillinge mit dem petrographischen Mikroskop zu entdecken.

In den bearbeiteten Texturen tritt dieser Fall nicht auf. So können niedrige Temperatur und geringer Druck als im Gestein herrschende Bedingungen ausgeklammert werden. Die c-Achsen-maxima sind relativ gut und deutlich ausgebildet, wie die Diagramme 1 bis 16 im Anhang zeigen.

Temperatur/Strain Einfluß:

Ist das c-Achsen-Minimum nicht sehr stark ausgeprägt, so bedeutet dies, daß die Temperatur einen größeren Einfluß hat als der Strain (WENK et al., 1973). c-Achsen-Diagramme bilden ein Minimum dort, wo die Zwillinglamellen liegen (siehe Diagramme im Anhang). Dieses resultierende c-Achsen-Minimum wird ausgeprägter durch die Zunahme an Strain und Temperatur (WENK, 1985).

Das c-Achsen-Minimum ist bei den untersuchten Proben nicht sehr deutlich ausgeprägt.

Das c-Achsen-Maximum wird breiter und schwächer, wenn die Temperatur zunimmt, und bei hoher Temperatur bilden sich kleine Kreise von c-Achsen um σ_1 . Bei geringen Temperaturen zeigen die c-Achsen kleine Kreise nur bei extrem geringen Drücken.

Auch diese Erscheinungen treten in den Diagrammen nicht auf. Hohe Temperatur sowie geringer Druck scheiden damit aus.

Aus den hier erhaltenen c-Achsen und e-Lamellen-diagrammen ist zu folgern, daß der Einfluß der Temperatur nicht sehr groß gewesen sein kann.

Zusammenfassend kann für den vorliegenden Fall die Paläotemperatur soweit eingegrenzt werden, daß die Temperatur deutlich kleiner als 300° C gewesen sein muß, eher noch im Bereich von unter 220° C lag. Es kann daher vermutet werden, daß der Strain bedeutender als die Temperatur war.

4.9 Stressachsenbestimmung

Aufgrund der Gesetzmäßigkeiten zwischen Zwillingslamellen, c-Achse und der Achse des Stresses können die Stressrichtungen bestimmt werden. Der Verfahrensablauf ist folgender:

Die jeweils von einem Dünnschliff erstellten Gefügediagramme der c-Achsen sowie der Zwillingslamellen werden in die natürliche Raumlage rotiert. Nun werden die Diagramme auf dem SCHMIDT'schen Netz zur Deckung gebracht. Es werden alle Maxima gekennzeichnet.

Die c-Achsenmaxima werden in die Diagramme der Zwillingslamellen übertragen. Dann werden zusammengehörige c-Achsen- und Zwillingslamellenmaxima gesucht, also Maxima, die ziemlich genau in einem Winkel von 26° zueinander liegen. Maxima, deren Winkel mehr als drei Grad von 26° abweichen, wurden nicht berücksichtigt.

Auf diesem Wege wurde die Achse des kompressiven Stresses 'C' ermittelt in einem Winkel von 71° zur c-Achse, sowie in einem Winkel von 45° zum Zwillingslamellenpolpunkt. Entsprechend lassen sich auf dem gemeinsamen Großkreis von dem c-Achsenmaximum in Richtung des e-Lamellenmaximum 71° abmessen. Der so ermittelte Wert ergibt die gesuchte Lage der Kom-

pressionsachse 'C' (Abb. 31).

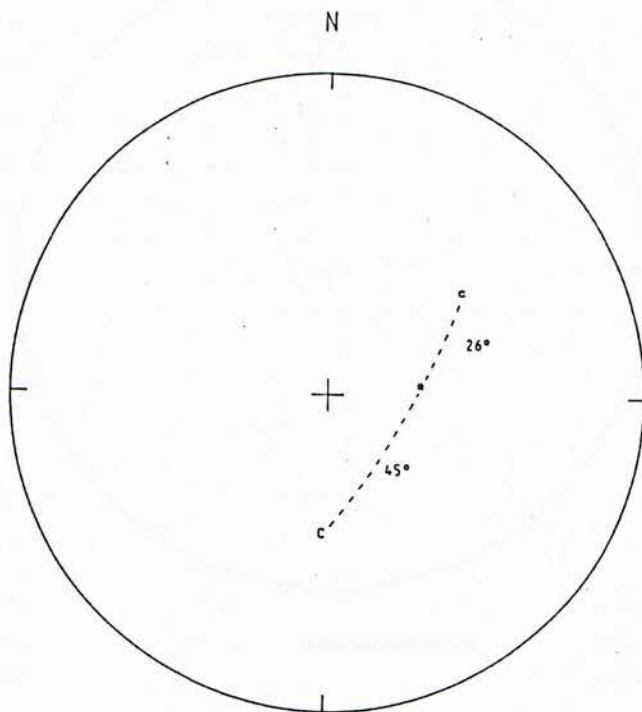


Abb. 31 Bestimmung der Kompressionsachse 'C'.

Nach dem gleichen Schema wird für alle Diagramme fortgefahren. Die sechzehn Einzeldiagramme der c-Achsen sowie der e-Lamellen mit den ermittelten Kompressionsachsen befinden sich im Anhang.

Alle auf diese Weise ermittelten Kompressionsachsen werden in ein gemeinsames Diagramm übertragen (Abb. 32). In diesem Diagramm wird deutlich, daß

fast alle Kompressionsachsen NW - SE streichen und nach NW mit Winkeln zwischen 1° bis 49° einfallen. Der berechnete Schwerpunktvektor 'S' der Stressachsen liegt bei $335/26$.

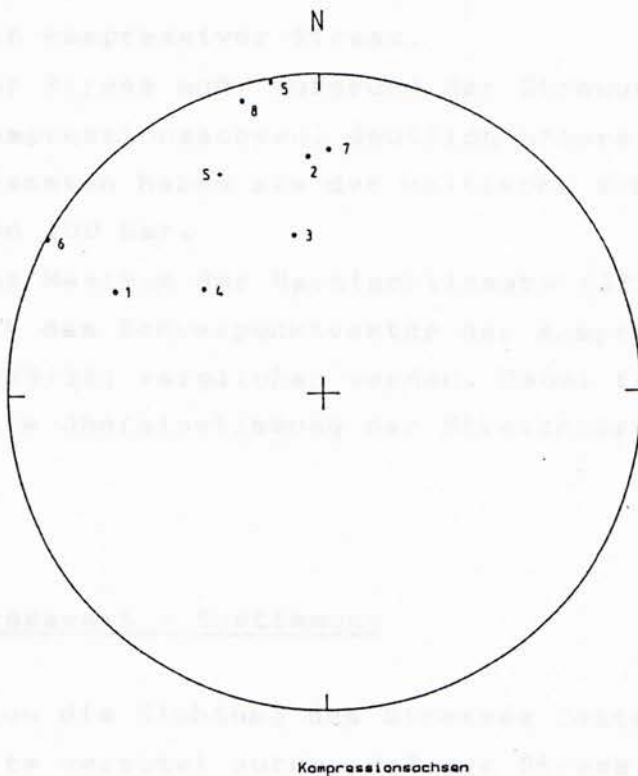


Abb. 32 Lage der Kompressionsachsen 'C' (*) aller acht Proben, sowie deren Schwerpunktvektor 'S' (+) mit der Raumlage 335/26.

Sofern der Stress nur den gerade notwendigen kritischen Wert überschritten hat, um Zwillingsgleitung zu erzeugen, sind die Kompressionsachsen stark konzentriert. Bei noch stärkerem Stress wird die Streuung der Kompressionsachsen größer (JAMISON & SPANG, 1976; TULLIS, 1980).

Die Streuung der Kompressionsachsen führt zu der Annahme, daß der Stress deutlich über dem kritischen Scherstress von 100 bar liegen muß.

Als Ergebnis kann zusammengefaßt werden:

- Der die Zwillingslamellen erzeugende Stress war

ein kompressiver Stress.

- Der Stress muß, aufgrund der Streuung der Kompressionsachsen, deutlich höhere Werte besessen haben als der kritische Scherstress von 100 bar.
- Das Maximum der Harnischlineare (332/55) kann mit dem Schwerpunktvektor der Kompressionsachsen (335/26) verglichen werden. Dabei fällt die gute Übereinstimmung der Streichwerte auf.

4.10 Stresswert - Bestimmung

Nachdem nun die Richtung des Stresses festgelegt wurde, und bereits vermutet wurde, daß der Stress eine größere Wirkung als die Temperatur hatte, ist es sinnvoll, die Stärke des Stresses genauer zu bestimmen.

Eine Methode zur Stresswertbestimmung liefern JAMISON & SPANG (1976):

Im Calcit ist die Versetzung beim Zwillingsgleiten an

- eine Gleitebene 'K' (Zwillingssebene),
- eine definierte Gleitrichtung ' η ' (Gleitlinie) auf dieser Ebene,
- sowie an einen Schersinn gebunden (Abb. 33).

Um Zwillingsgleitung zu erzeugen, muß der Wert des die Zwillingslamellen erzeugenden Scherstressses ' t_x ' entlang der Gleitlinie einen kritischen Wert ' t_c ' erreichen.

Der Wert des Scherstressses ' t_x ' kann von dem ange-

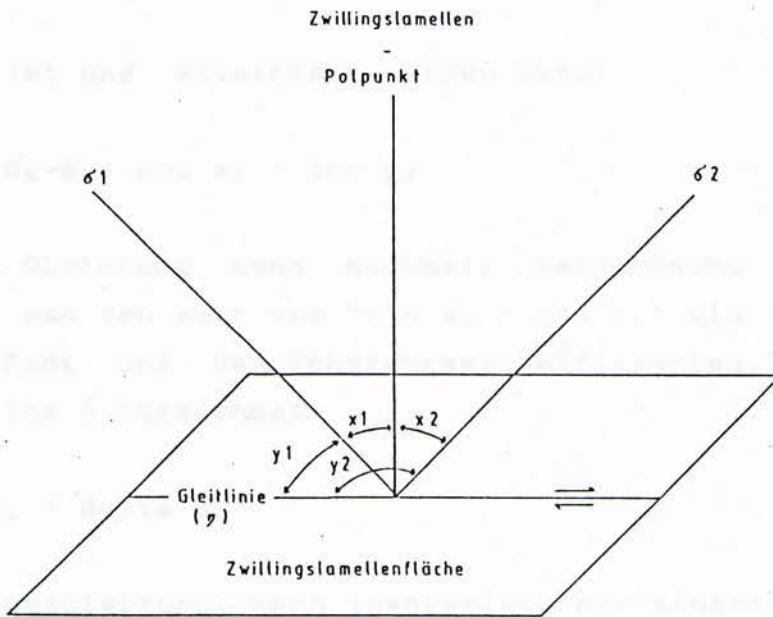


Abb. 33 Beziehung zwischen den Stressachsen und den Winkeln x_1 , x_2 , y_1 und y_2 . (nach JAMISON & SPANG, 1976).

wandten Stress abgeleitet werden, wenn folgende Beziehung berücksichtigt wird:

$$t_r = (\sigma_1 - \sigma_3) \cos x_1 \cdot \cos y_1 + (\sigma_2 - \sigma_3) \cos x_2 \cdot \cos y_2$$

Hierbei ist:

σ_1 = maximaler Stress;

σ_2 = intermediärer Stress;

σ_3 = minimaler Stress;

x_1 = Winkel zw. σ_1 Achse und Zwillingslamellenpolpunkt;

y_1 = Winkel zw. σ_1 Achse und der Gleitlinie;

x_2 = Winkel zw. σ_2 Achse und Zwillingslamellenpolpunkt;

y_2 = Winkel zw. σ_2 Achse und der Gleitlinie.

Um obige Gleichung zu vereinfachen, wird angenommen, daß " $(\sigma_2 - \sigma_3)$ ", also die Differenz zwischen intermediärem und minimalem Stress, im Gegensatz zu " $(\sigma_1 - \sigma_3)$ " als größte Stress-Differenz vernachlässigbar

klein ist und eliminiert werden kann:

$$t_r = (\sigma_1 - \sigma_3) \cos x_1 \cdot \cos y_1$$

Diese Gleichung kann nochmals vereinfacht werden, sofern man den Wert von " $\cos x_1 \cdot \cos y_1$ " als ' S_1 ' zusammenfaßt und den Scherstresskoeffizienten " $(\sigma_1 - \sigma_3)$ " als $\Delta \sigma$ bezeichnet:

$$t_r = S_1 \cdot \Delta \sigma$$

Zwillingsgleitung kann theoretisch nur eintreten, wenn der Wert des Scherstress t_r größer als der Wert des kritischen Scherstress ' t_0 ' wird: " $t_0 < t_r$ ".

Daraus folgt " $t_0 < \Delta \sigma \cdot S_1$ " oder " $S_1 > t_0 / \Delta \sigma$ "

Der Scherstresskoeffizient ist abhängig

- von der Prozentzahl der verzwilligten Calcite,
- sowie davon, wieviel Zwillingslamellensysteme angeregt werden.

Von den hier ausgezählten Körnern weisen die meisten (das sind ca. 90 %) zwei Zwillingslamellensysteme auf. Die restlichen ca. 10 % weisen nur ein Zwillingslamellensystem auf. Die Prozentzahl der Körner mußte auf einem Universaldrehtisch ermittelt werden, da bei der Betrachtung mit einem normalen Durchlichtmikroskop, je nach Schnittlage, nicht immer alle Zwillingslamellensysteme sichtbar sind.

Aufgrund der Tabelle von JAMISON & SPANG (1976) kann der Wert des Scherstresskoeffizienten ' S_1 ' bestimmt werden (Abb. 34).

Die hier bestimmte Prozentzahl (90 %) der Körner mit zwei Zwillingslamellensystemen liegt nicht mehr im Bereich der zugehörigen Kurve in Abbildung 34. Folglich werden hier zu hohe Prozentzahlen vorliegen. Dafür gibt

es folgende Gründe:

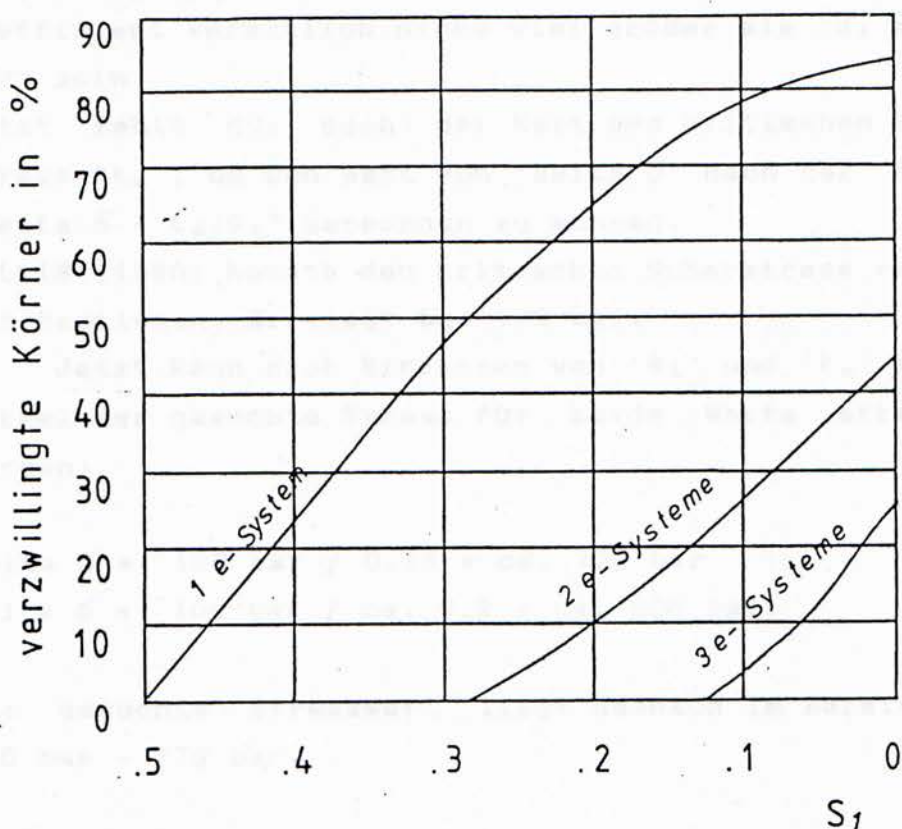


Abb. 34 Bestimmung des Scherstresskoeffizienten ' S_1 '.
(nach Jamison & Spang, 1976).

- Der "lamellae spacing index" und die Zahl der verzwilligten Körner nimmt mit der Dauer der Beanspruchung bei gleichem Stress zu (FRIEDMAN & HEARD, 1974).
- Bei inhomogenem Strain können die Werte außerhalb der Tabelle (Abb. 34) liegen (JAMISON & SPANG, 1976).

Nun soll aber trotz der zu hohen Werte der Scherstresskoeffizient eingegrenzt werden:

Da kein Korn drei Zwillingslamellensysteme aufweist, kann der Scherstresskoeffizient nicht kleiner als " $S_1 = 0.13$ " sein. Da aber zumeist zwei Zwillingslamellen-

systeme ausgebildet sind, wird der Scherstresskoeffizient vermutlich nicht viel größer als " $S_1 = \text{ca. } 0.2$ " sein.

Jetzt fehlt nur noch der Wert des kritischen Scherstress ' t_o ', um den Wert von ' $\text{delta } \sigma$ ' nach der Formel " $\text{delta } \sigma = t_o/S_1$ " berechnen zu können.

TULLIS (1980) konnte den kritischen Scherstress relativ gut bestimmen. Er liegt bei 100 bar.

Jetzt kann nach Einsetzen von ' S_1 ' und ' t_o ' in die Formel der gesuchte Stress für beide Werte errechnet werden:

$$\text{delta } \sigma = 100 \text{ bar} / 0.13 = \text{ca. } 770 \text{ bar}$$

$$\text{delta } \sigma = 100 \text{ bar} / \text{ca. } 0.2 = \text{ca. } 500 \text{ bar.}$$

Der gesuchte Stresswert liegt demnach im Bereich von 500 bar - 770 bar.

5 Inkohlungsgradbestimmung der Conodonten

5.1 Conodonten - Untersuchung

Nachdem im bisherigen Teil der Arbeit aus makroskopischen und mikroskopischen Untersuchungen die Richtung sowie die Größe des Stresses bestimmt wurden und schon gewisse Rückschlüsse auf die Faltungstemperatur gezogen werden konnten, soll nun versucht werden, die maximale Belastungstemperatur genauer zu ermitteln. Hierzu dient die Untersuchung von Conodonten.

5.2 Zusammensetzung von Conodonten

Die vorwiegend in Karbonatgesteinen auftretenden Conodonten können zur Analyse der Falten herangezogen werden.

An Stellen schneller Ablagerung sind keine Conodonten zu finden, oder es treten nur 1 - 2 Individuen pro kg auf (EPSTEIN et al., 1977).

Die hier aufbereiteten Proben waren relativ faunenreich. Die Ablagerung muß entsprechend langsam von statten gegangen sein.

Conodonten bestehen aus Karbonatapatit, d. h. aus dem Mineral Frankolit (PIETZNER et al., 1968) mit der Zusammensetzung:



Wegen ihrer chemischen Resistenz können die Conodonten mit Hilfe von Monochloressigsäure oder Ameisensäure aus dem Karbonatgestein eliminiert werden.

Hauptverantwortlich für die Farbe der Conodonten sind organische Bestandteile. Der Basalkörper der Cono-

donten, der sehr stark laminiert ist, enthält hohe Anteile an organischem Material. Die 'Zähne' der Conodonten enthalten weniger organisches Material und weisen folglich oft eine geringere Färbung auf.

Die Literatur, die sich mit der Diagenese von organischem Material befaßt, benennt Hitze und Zeit als die dominanten Faktoren, die für die Karbonisation und entsprechende Farbveränderung verantwortlich sind.

5.3 Conodontenaufbereitung

Es wurden fünf Proben entnommen. Die Probenahmestellen wurden so gewählt, daß das Material sowohl aus dem Kern der Umbiegungen als auch vom äußersten aufgeschlossenen Faltenschenkel stammen (Abb. 6). Entnommen wurden jeweils ca. 2 kg Kalkstein (schichtparallel).

Jede Probe wurde mit einem Hammer in walnußgroße Stücke zerschlagen. Diese wurden in Monochloressigsäure bei einem pH - Wert von 1.5 aufbereitet. Um eine Anätzung der Conodonten bei zu langer Verweildauer in der Monochloressigsäurelösung zu vermeiden, wurden die Conodonten binnen einer Woche eliminiert.

Ein Teil des Probenmaterials wurde mit 1:10 verdünnter oder konzentrierter Ameisensäure versetzt, um eventuelle Farbunterschiede zu erfassen.

Der Rückstand wurde abgeschlämmt und ausgelesen. Farbunterschiede je nach Aufbereitungsmittel traten aber nicht auf.

5.4 Farbveränderung

Die Conodontenfarbe ändert sich je nach thermischer Beanspruchung, also Inkohlung der organischen Substanz (Conodont Color Alteration).

EPSTEIN et al. (1977) zeigten auf, daß anhand der Farbe der Conodonten auf Paläotemperaturen geschlossen werden kann.

EPSTEIN et al. (1977) teilten diese Farben in eine achtstufige Skala ein. Sie werden mit CAI (Conodont Alteration Index) 1 bis CAI 8 bezeichnet.

- Die ersten fünf Stufen verlaufen von schwach gelb (CAI 1) bis schwarz (CAI 5).
- Die Stufe von 5 - 8 (9 = Zersetzung) stellt sich je nach Temperaturzunahme von schwarz über grau nach weiß dar, bis die Conodonten dann vor ihrer Zersetzung kristallklar werden.

Conodonten, die einen CAI-Wert von ≥ 4.5 aufweisen, zeigen nicht nur Veränderungen der Farbe, sondern auch in der Oberflächenstruktur. Bei diesen hohen Indizes verändern sich die Oberflächen von glatt und glasartig zu pockennarbig und körnig. Die hohen Temperaturen, die solche hohen Indizes produzieren, fördern die Korrosion der Conodontenoberfläche. Das eingebaute Karbon der schwarzen Conodonten wird bei hohen Temperaturen aus den Conodonten ausgetrieben. Der Wechsel von opak weiß zu kristallklar wird als Verlust von Kristallisationswasser oder aber als durch Rekristallisation verursacht gedeutet.

EPSTEIN et al. (1977) wiesen daraufhin, daß die Versenkungsteufe (und damit die Temperatur) und nicht die Deformationsstärke der bestimmende Einfluß für die Karbonisation oder Inkohlung ist. Sie zeigten anhand von Laborexperimenten, daß hydrostatischer Druck in

Verbindung mit Zeit und Temperatur die Karbonisation weder beschleunigt noch verzögert.

Tektonik beeinflusst die Inkohlung nur entsprechend bei zunehmender Versenkungsteufe.

KOVÁCS & ÁRKAI (1987) stellen Vergleiche zwischen CAI - Werten und Metamorphosestadien an. Sie ordnen CAI - Werte diagenetischen Stadien zu. Weiterhin korrelieren sie CAI-Werte mit Calcit-Texturen. Damit widersprechen sie den experimentellen Ergebnissen von EPSTEIN et al. (1977), daß CAI-Werte nicht primär druck-, sondern temperaturabhängig sind. Da Texturen primär druckabhängig, CAI-Werte dagegen temperaturabhängig sind, sollten diese nicht miteinander korreliert werden.

Die Ergebnisse von KOVÁCS & ÁRKAI (1987) weisen jedoch wahrscheinlich nur im ungarischen Paläozoikum eine regionale Korrelation in den von ihnen bearbeiteten Gebiet auf, sodaß sie generell nicht anzuwenden sind.

Die im Rahmen dieser Arbeit gemessenen Texturen als auch die ermittelten CAI-Werte stellen sich anders dar und können in keinerlei Weise in das Schema von KOVÁCS & ÁRKAI (1987) eingepaßt werden.

Als wesentlich muß bemerkt werden, daß die Farbveränderungen von Conodonten nicht nur von der Temperatur, sondern auch von der geologischen Überlagerungszeit abhängig sind.

5.5 Verfälschung der CAI - Werte

Bei der Ermittlung und Deutung der CAI-Werte ist zu berücksichtigen, daß die Farben von Conodonten durch folgende Faktoren beeinflusst bzw. verfälscht werden können:

- a) Conodonten, die an der Sedimentoberfläche längere Zeit der Verwitterung ausgesetzt waren, können durch Oxidation der organischen Substanz ihre Eigenfarbe verlieren. Damit wird ein zu hoher CAI-Wert vorgetäuscht (BUGGISCH, 1986).
- b) Bei Behandlung mit Monochloressigsäure sollte darauf geachtet werden, daß es bei der Probenaufbereitung nicht zu ähnlichen Oxidationsercheinungen kommt (BUGGISCH, 1986).
- c) Die Farbe der Conodonten kann in gewissem Maße durch die farbgebenden Komponenten des Muttergesteins beeinflußt werden (SCHÖNLAUB et al., 1980).
- d) Erhöhte CAI-Werte besonders in Kalken erklären RAVEN & V.D. PLUIJM (1986) damit, daß Kalksteine eine hohe Porosität besitzen und als bevorzugtes Kanalsystem und Reservoir für aktive Fluide fungieren. Daher können Kalksteine höhere durch die CAI-Werte ermittelte Temperaturen vortäuschen als die Gesteine, auf denen die Kalke stratigraphisch aufliegen.

5.6 Farbbestimmung

Die Farbe der Conodonten wird auf weißer, reflektierender Unterlage durch Vergleich mit den MUNSELL SOIL COLOR CHARTS - Farbtabellen (kurz: MUNSELL COLOR CHARTS) oder durch Vergleich mit Standardpräparaten vorgenommen. Die Farbe der hier aufbereiteten Conodonten wurde anhand der MUNSELL COLOR CHARTS Farbtabellen bestimmt. Anschließend wurden die Farben einem Conodont Color Alteration Index "CAI" von 1 bis 8 zugeordnet.

Die "MUNSELL SOIL COLOR CHARTS" dienen an sich zur eindeutigen Bestimmung von Erdfarben. Seit den grundlegenden Arbeiten zur CAI-Bestimmung von EPSTEIN

et al. (1977) werden diese zur Conodontenfarbbestimmung herangezogen. Die Farbwertbezeichnung der MUNSELL COLOR CHARTS setzt sich dabei aus folgenden Werten zusammen:

1) *Farbe*; Die Farbe ist jeweils eine der Regenbogenfarben, und wird einfach mit dem englischen Anfangsbuchstaben bezeichnet. R steht für Rot (red), Y für Gelb (yellow). YR ist entsprechend ein Rotgelb. Je nachdem, welcher Farbton vorherrscht, werden die Zahlen von 1 bis 10 vorangesetzt. 5YR steht für einen Wert in der Mitte zwischen Rot und Gelb.

2) *Helligkeitsgrad*; Die Helligkeit der Farben wird von 0 (absolut schwarz) bis 10 (absolut weiß) eingeteilt. 5YR 5 entspricht einem Wert, der genau zwischen schwarz und weiß steht.

3) *Chroma*; Die Stärke der Farbe oder auch die Abweichung vom neutralen Farbwert beginnt bei 0 für ein neutrales Grau, zunehmend in gleichen Intervallen bis zu einem Maximum von 20. 5YR 5/6 ist der obige Wert, mit Chroma 6. Absolute achromatische Farben (reines grau, weiß, schwarz), welche einen Chromawert von Null aufweisen und keinen Farbwert haben, werden mit dem Buchstaben N (neutral) bezeichnet. N nimmt dann den Platz einer Farbbezeichnung ein.

5.7 Bestimmung der CAI - Werte

EPSTEIN et al. (1977) sowie KOVÁCS & ÁRKAI (1987) legten je eine CAI-Werte - Tabelle an. Die von KOVÁCS & ÁRKAI (1987) erstellte Tabelle stimmt bei CAI-Werten, die unter fünf liegen, mit der von EPSTEIN et al. (1977) ermittelten Tabelle nur teilweise überein (siehe Tab. 2).

Die Bestimmungen der CAI-Werte wurden in dieser Arbeit nach beiden Tabellen durchgeführt, da es nach einer Tabelle allein nicht möglich war, alle Farben der Conodonten einzuordnen. Darüber hinaus sollten dabei die Unterschiede der Tabellen deutlich gemacht werden.

Als Voraussetzung für eine möglichst exakte Auswertung der CAI-Werte ist es erforderlich, jeweils nur diejenigen Conodonten einer Probe zu verwenden, die auf geringe Inkohlung hinweisen, um Einflüsse, wie sie in Kapitel 5.5 angeführt wurden, weitgehendst auszuschließen.

Wichtig für die Bestimmung ist, daß die Farbe der Conodonten möglichst an dünnen Ecken bzw. Rändern der Individuen bestimmt wird. Bei der Bestimmung und Festlegung des CAI-Wertes wird jeweils der geringste CAI-Wert einer Conodontenprobe angegeben.

Aufgeführt werden jeweils der nach den MUNSELL COLOR CHARTS ermittelte Farbwert, sowie die daraus abgeleiteten CAI-Werte (Tabelle 3).

Die von BUGGISCH (1986) in der Dillmulde ermittelten CAI-Werte streuen im Oberdevon sehr stark und reichen von CAI 3 bis CAI 7, wobei er hohe Werte auf Kontaktmetamorphose an Diabasen zurückführt. Nach BUGGISCH (1986) sind die Gesteine in der Lahnmulde im allgemeinen etwas stärker inkohlt als in der Dillmulde. Seine Untersuchungen ergaben höhere Werte, die im Bereich von CAI 5 bis CAI 6.5 streuen.

Die im Zuge dieser Arbeit ermittelten CAI-Werte liegen alle niedriger (wie Tab. 3 zeigt). Sie liegen unter CAI 5 und erreichen nur teilweise den Wert von CAI 5. Conodontenrekristallisation oder -deformation war nicht zu erkennen.

<u>EPSTEIN et al.</u>	<u>CAI</u>	<u>KOVÁCS & ÁRKAI</u>
Pale yellow 2.5Y 7/4 to 8/4	1	yellowish white, china white, glossy
Very pale yellow 10YR 7/3 to 10YR 8/4	1.5	Pale brown, translucent
Brown to dark brown 10YR 4/2 to 7.5YR 3/2	2	Brownish gray, grayish brown, waxy
Very dark grayish brown 10YR 4/2 to dark reddish brown 5YR 2.5/2, to black 10YR 2.5/1	3	Pale gray, matt
Black 5YR 2.5/1 to black 10YR 2.5/1	4	Darker gray, matt, the tips of the teeth are white
Black 7.5YR 2.5/0 to black 2.5YR 2.5/0	5	Black, matt
Gray	6	Gray
Opaque white	7	Opaque white
Crystal clear	8	Crystal clear, glassy
Decomposition	(9)	

Tabelle 2 Gegenüberstellung der CAI-Werte und
ihrer Farbe nach EPSTEIN et al. (1977)
und KOVÁCS & ÁRKAI (1987).

		<u>EPSTEIN</u>	<u>KOVÁCS</u>
<u>Probe I</u>			
very dark grayish brown	10YR 3/2	3	2
dark gray	10YR 4/1	-	4
gray	10YR 5/1	-	3,4
dark gray	10YR 4/1	-	4
black	7.5YR 2.5/0	5	5
<u>Probe II</u>			
very dark grayish brown	10YR 3/2	3	2
dark grayish brown	10YR 4/2	2-3	(1.5)-2
dark reddish brown	5YR 2.5/2	3	-
<u>Probe III</u>			
dark gray	10YR 4/1	-	4
od. darkgray	2.5YR 4/1	-	4
very dark gray	2.5YR 3/0	3	4
<u>Probe IV</u>			
black	5YR 2.5/1	4	4-5
very dark gray	10YR 3/1	3	4
very dark grayish brown	10YR 3/2	3	-
<u>Probe V</u>			
black	7.5 YR 2.5/0	5	5
black	10YR 2.5/1	5	5
very dark gray	10YR 3/1	3-4	4
very dark gray	2.5YR 3/0	3-4	4

Tabelle 3 Ermittlung der CAI - Werte der bearbeiteten Proben nach der Einteilung von EPSTEIN et al. (1977) und der von KOVÁCS & ÁRKAI (1987).

5.8 Temperaturbestimmung

Nach der von EPSTEIN et al. (1977) aufgezeigten Methode können nun anhand der CAI-Werte die Paläotemperaturen rekonstruiert werden, denen die Conodonten und damit das Gestein im Laufe seiner geologischen Vergangenheit ausgesetzt waren.

Benötigt werden dafür das Alter des Gesteines sowie

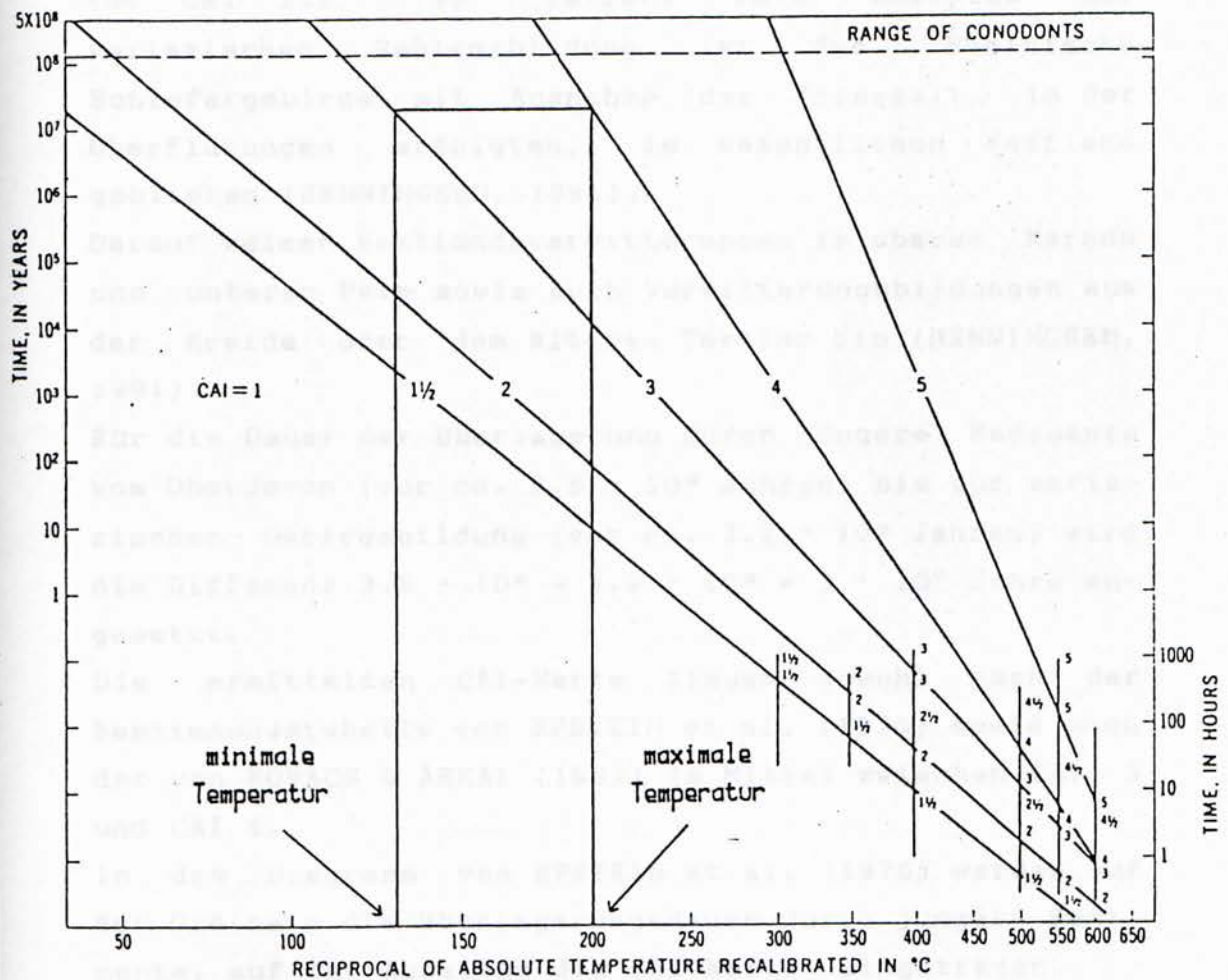


Abb. 34 Bestimmung der Temperatur aus den CAI - Werten sowie der Überlagerungsdauer von jüngeren Sedimenten in Millionen-Jahren. (aus EPSTEIN et al., 1976).

die Zeit, während der das Gestein von jüngeren Gesteinseinheiten überlagert war bis zum heutigen erodierten Erscheinungsbild.

Das Gestein wurde als unteres Oberdevon datiert (Kapitel 2.3.1). Es sedimentierte im Oberdevon und wurde auch schon im Oberdevon von jüngeren Sedimenten bedeckt. Das entspricht einem Sedimentationsalter von vor ca. $3.5 \cdot 10^8$ Jahren. Nach Abschluß der variszischen Gebirgsbildung ist das Rheinische Schiefergebirge mit Ausnahme der Triaszeit, in der Überflutungen erfolgten, im wesentlichen Festland geblieben (HENNINGSEN, 1981).

Darauf weisen Festlandsverwitterungen im oberen Karbon und unteren Perm sowie auch Verwitterungsbildungen aus der Kreide oder dem älteren Tertiär hin (HENNINGSEN, 1981).

Für die Dauer der Überlagerung durch jüngere Sedimente vom Oberdevon (vor ca. $3.5 \cdot 10^8$ Jahren) bis zur variszischen Gebirgsbildung (vor ca. $3.2 \cdot 10^8$ Jahren) wird die Differenz $3.5 \cdot 10^8 - 3.2 \cdot 10^8 = 3 \cdot 10^7$ Jahre angesetzt.

Die ermittelten CAI-Werte liegen sowohl nach der Bestimmungstabelle von EPSTEIN et al. (1976) sowie nach der von KOVÁCS & ÁRKAI (1987) im Mittel zwischen CAI 3 und CAI 4.

In das Diagramm von EPSTEIN et al. (1976) werden auf der Ordinate die Überlagerungsdauer durch jüngere Sedimente, auf der Abszisse die CAI-Werte eingetragen.

Daraus ergibt sich ein Temperaturbereich von minimal 135°C bis maximal knapp über 200°C , dem das Gestein ausgesetzt war (Abb. 34).

Dieser Temperaturbereich untermauert die in Kapitel 4.8 vermutete Temperatureinteilung aufgrund der c-Achsen- und der Zwillingslamellentexturen.

6 Faltenmodell

6.1 Bisherige Ergebnisse

Bisher wurde festgestellt:

Bei der untersuchten Falte handelt es sich um,

- einen liegenden, großen Sattel mit nahezu horizontaler Sattelachse, dessen Umbiegung im Norden liegt;
- eine nach Süden vergente, kleinere Mulde mit nach NE einfallender Muldenachse.

Im Mittelschenkel liegen die Schichten invers.

Die S - förmige Falte muß aufgrund der Ergebnisse der Faltenklassifikation vom Untergrund abgesichert sein oder aber in disharmonische Faltung übergehen.

Die Versetzung von bc-Klüften und die durch schichtparallele Gleitung gebildeten Harnische weisen auf Biegungsverformung im festen Zustand hin.

Stylolithen sprechen für eine langandauernde Verformung, die für Kalkgestein bruchlos möglich ist.

Der zuletzt aufgetretene Stress muß eine Kompression gewesen sein. Die Stressachse fällt nach NW ein. Ihre Richtung wurde mit 332° bestimmt.

Die maximalen Temperaturen wurden zunächst anhand von Texturen bestimmt. Dann wurde der in Frage kommende Temperaturbereich durch Condonten - Farbindex auf den Bereich von 135° C bis 200° C eingeengt.

6.2 Faltenentstehung - ein Modell

Nach Vorliegen obiger Einzelergebnisse soll nun der Versuch eines Modells der Faltenentstehung gewagt werden.

Das Gestein wurde nach Bildung der bc-Klüfte im schon verfestigten Zustand langsam und langandauernd unter Zwillingslamellenbildung verformt und gefaltet. Die Temperaturen im Bereich von 135° C bis 200° C beschleunigten die Verformungsmöglichkeiten des Kalkgesteines.

Das unteradorfische Gestein wurde im Rahmen der aus SE bzw. S kommenden Deckenüberschiebung, deren Abschiebungshorizont in den mitteladorfischen Rotschiefern liegt, aufgefaltet (Abb. 36a). Im Verlauf dieser Deckenüberschiebung wurde das Gestein unter dem aus SE kommenden Stress, der eine Stärke von 500 bar bis 770 bar hatte, zunächst zu einem Sattel aufgeschoben, der dann mit zunehmender Beanspruchung steiler gestellt und vom Untergrund abschert wurde (Abb. 36b+c). Dieser Sattel wurde entsprechend der Lage der nach NW einfallenden Stressachse nach N überkippt, bis er als liegender Sattel zur Ruhe kam. Daraus resultiert die inverse Lagerung der im mittleren Bereich des Aufschlusses (Mittelschenkel) anstehenden Schichten.

Im Verlauf der Bildung dieses überkippten, großen Sattels entstand als Konsequenz daraus die sich im südlichen Bereich des Aufschlusses befindende, kleine Mulde (Abb. 36c-f). Daß deren Achse um ca. 10° stärker eintaucht als die des Sattels, ist bei derartigen nicht immer homogen verlaufenden Beanspruchungen nicht ungewöhnlich.

Die Tatsache, daß sich im Norden ein liegender Sattel gebildet hat, kann außer durch die Achse des Kom-

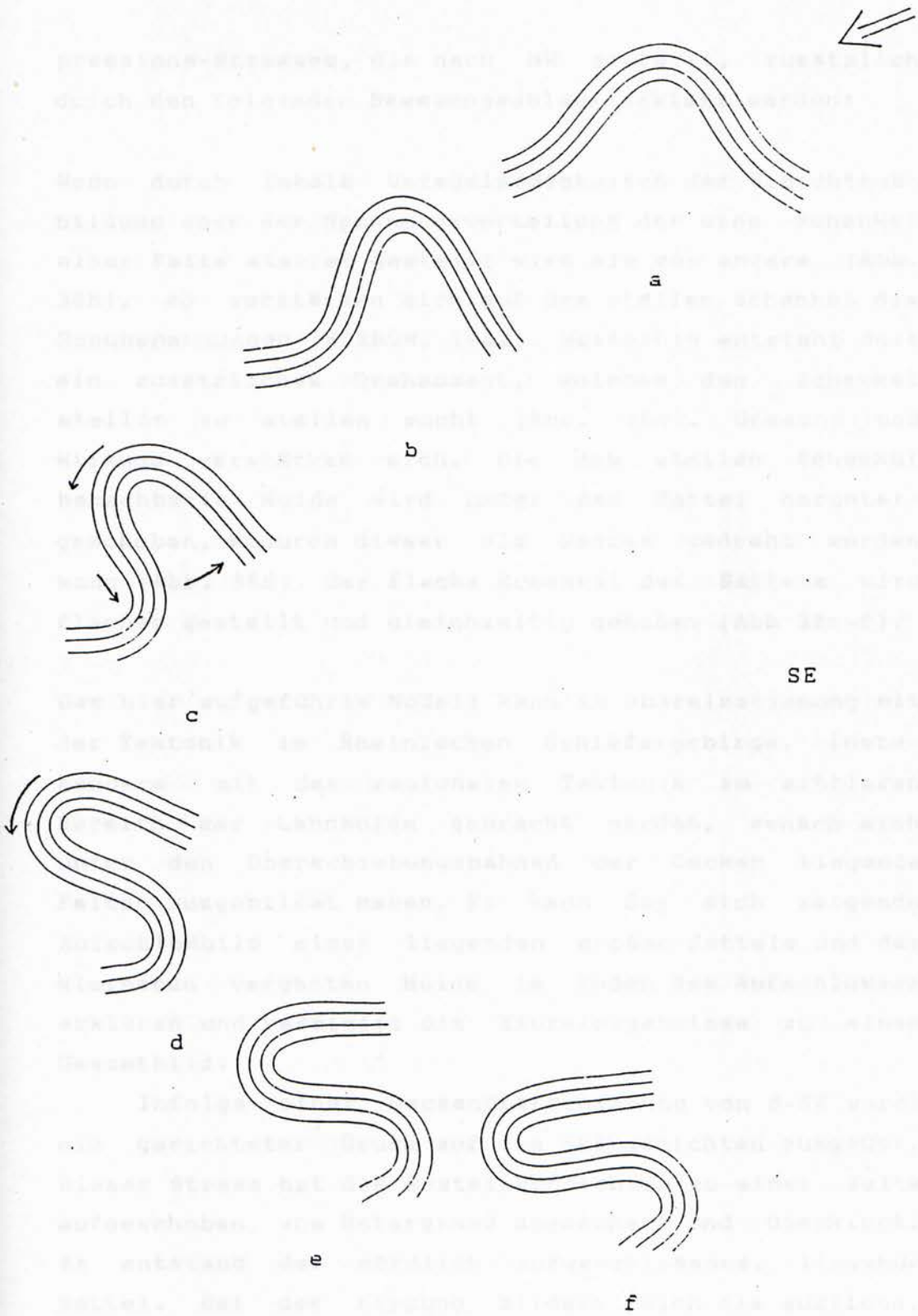


Abb. 36 Faltenentstehungsmodell.
Der Pfeil gibt die Stressrichtung an.

pressions-Stresses, die nach NW einfällt, zusätzlich durch den folgenden Bewegungsablauf erklärt werden:

Wenn durch lokale Unregelmäßigkeiten der Schichtausbildung oder der Spannungsverteilung der eine Schenkel einer Falte steiler gestellt wird als der andere (Abb. 36b), so verstärken sich auf dem steilen Schenkel die Schubspannungen (KIENOW, 1942). Weiterhin entsteht dort ein zusätzliches Drehmoment, welches den Schenkel steiler zu stellen sucht (Abb. 36c). Ursache und Wirkung verstärken sich. Die dem steilen Schenkel benachbarte Mulde wird unter den Sattel heringeschoben, wodurch dieser als Ganzes gedreht werden kann (Abb. 36d). Der flache Schenkel des Sattels wird flacher gestellt und gleichzeitig gehoben (Abb. 36e-f).

Das hier aufgeführte Modell kann in Übereinstimmung mit der Tektonik im Rheinischen Schiefergebirge, insbesondere mit der regionalen Tektonik im mittleren Bereich der Lahnmulde gebracht werden, wonach sich unter den Überschiebungsbahnen der Decken liegende Falten ausgebildet haben. Es kann das sich zeigende Aufschlußbild einer liegenden großen Sattels und der kleineren vergenteten Mulde im Süden des Aufschlusses erklären und vereinigt die Einzelergebnisse zu einem Gesamtbild:

Infolge einer Deckenüberschiebung von S-SE wurde ein gerichteter Druck auf die Kalkschichten ausgeübt. Dieser Stress hat die Gesteinsschichten zu einer Falte aufgeschoben, vom Untergrund abgeschert und überkippt. Es entstand der nördlich aufgeschlossene, liegende Sattel. Bei der Kippung bildete sich die südliche, kleine Mulde aus.

7 Zusammenfassung

Es wurde eine Falte im östlichen Rheinischen Schiefergebirge im Adorfer Plattenkalk bei Werdorf untersucht. Anschließend wurden Rückschlüsse auf ihre geologischen Entstehungsbedingungen gezogen.

Vorgenommen wurden makroskopische und mikroskopische Untersuchungen sowie Conodontenanalysen. Es handelt sich um ein Karbonatgestein des do I alpha, untere *asymmetricus* - Zone, mit Ton- und Quarzmatrixgehalt unter 10 % und Calcit als Hauptbestandteil.

Makroskopisch wurde die Art der Falte und ihrer Klüfte untersucht und klassifiziert. Das Falteninventar wurde aufgenommen, die Raumlage der Faltenteile ermittelt. Dabei geben Schichtenfolge, Stylolithen und Harnische durch ihre Anordnung bzw. Struktur bereits Hinweise auf die mögliche Entstehung der Falte, insbesondere auf deren Bewegungsrichtung und die dabei herrschenden Zustände.

Durch die Datierung der auftretenden Mikrofaunen konnte die Schichtenfolge des Gesteins nicht bestimmt werden, da die Faunen nur einer Stufe angehören. Dagegen gab das Geopetalgefüge Hinweise auf die Schichtenlagerung.

Wie aus der Schichtenfolge abzuleiten ist, handelt es sich nicht wie bisher angenommen um eine Pilzfalte, sondern um einen Sattel im Norden sowie eine Mulde im Süden, die gemeinsam eine S-förmige, liegende Falte bilden:

Aufgeschlossen sind eine kleine vergente Mulde im Süden und ein größerer liegender Sattel im Norden. Die Falte scheint vom Untergrund abgeschert zu sein, was durch die Faltenklassifikation bestätigt wird.

Harnische, bc-Klüfte und schichtparalleles Gleiten weisen auf eine plastische Verformung im festen Zustand hin. Die Bewegungslineare streichen NW-SE.

Diagenetische Horizontalstylolithen und tektonische Vertikalstylolithen sind Zeichen von lang anhaltender Verformung.

Der auf das Gestein wirkende Stress muß kompressiv gewesen sein. Die Faltung kann nur durch langandauernde, plastische Verformung stattgefunden haben.

Mikroskopisch wurden zunächst die Minerale bestimmt. Dann wurde durch die aus der Conodontenanalyse resultierenden CAI-Werte der Temperaturbereich während der Überlagerung des Schichtensystems auf dem relativ niedrigen Wert von 135°C - 200°C festgelegt.

Zur Gefügeanalyse wurden unterschiedliche Methoden geprüft, um die kristallographischen c-Achsen sowie die Zwillingslamellen von Calcit einzumessen. Dies führte schließlich zu einem Meßverfahren, das es erlaubte, die mikroskopischen Untersuchungen mit überhaupt vertretbarem Zeitaufwand durchzuführen.

Auf diesem Wege wurden für eine Probenreihe aus der Falte die Calcit-c-Achsen sowie Zwillingslamellen ermittelt, woraus sich schließlich Stressart und Stressrichtung ermitteln und die Stresstärke errechnen ließ.

Insgesamt weisen die Texturdiagramme daraufhin, daß der Stress bedeutsamer war als die Temperatureinwirkung, was letztendlich in Übereinstimmung mit dem aus CAI-Werten ermittelten Temperaturbereich und dem makroskopischen Befund bestätigt werden konnte. Danach wurde aufgrund der Verzwilligung der Kompressionsstress (500 bar - 700 bar) berechnet. Das Streichen der Kompressionsachsen (NW-SE) stimmt mit dem der makroskopisch festgestellten Bewegungslineare überein.

Abschließend wurde das eingangs selbst gesteckte Ziel dieser Arbeit verfolgt, aus all den "ruhenden" Einzelbefunden ein kinematisches Gesamtbild der nacheinander abgelaufenen Bewegungen zu finden. So wurde schließlich ein Modell entwickelt, das in Übereinstimmung gebracht werden kann mit der regionalen Tektonik der Werdorfer Oberdevondecke und dem tektonischen Bau des Rheinischen Schiefergebirges.

BRITTON, A. D. (1970). *Stratigraphy*. The Geological Society of London, London.

BRITTON, A. D. (1971). *Stratigraphy*. The Geological Society of London, London.

BRITTON, A. D. (1972). *Geology and Stratigraphy of the British Isles*. The Geological Society of London, London.

BRITTON, A. D. (1973). *Geology and Stratigraphy of the British Isles*. The Geological Society of London, London.

BRITTON, A. D. (1974). *Geology and Stratigraphy of the British Isles*. The Geological Society of London, London.

BRITTON, A. D. (1975). *Geology and Stratigraphy of the British Isles*. The Geological Society of London, London.

BRITTON, A. D. (1976). *Geology and Stratigraphy of the British Isles*. The Geological Society of London, London.

8 Literatur

ARMSTRONG, H.A. & STRENS, M.R. (1987). Contact metamorphism of conodonts as a test of colour alteration index temperatures. Conodonts, Investigative techniques and applications. Brit. Micropalaeont. Soc. Series. Ed. R. L. AUSTIN, 203-208. Chichester.

ASHIGIREI, G. D. (1963). Strukturgeologie. VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften. Berlin.

BATHURST, R. G. C. (1975). Carbonate sediments and their diagenesis. Developments in Sedimentology 12. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam.

BOTTKE, H. (1975). Geologie und Geochemie von Kalksteinen und deren Einsatz in der Steine- und Erden-Industrie. Themen zur Kosmo-, Geo- und Rohstoffchemie. Hrsg. K. Maas. 165-191, Hüthig Verlag. Heidelberg.

BRINKMANN, R. (1972). Lehrbuch der Allgemeinen Geologie. 2. Band. Tektonik, P. SCHMIDT-THOMÉ, Tektonik. Enke Verlag. Stuttgart.

BUGGISCH, W. (1986). Diagenese und Anchimetamorphose aufgrund von Conodontenfarbe (CAI) und "Illit-Kristallinität" (IC). Geol. Jb. Hessen. 114, 181-200. Wiesbaden.

CHAPPLE, W. M. & SPANG, J. H. (1974). Significance of layer-parallel slip during folding of layered sedimentary rocks. Geol. Soc. Am. Bull., V. 85, 1523- 1534.

CHILINGAR, G.V. & DISSELL, H.J & WOLF, K.H. (1967). Diagenesis of Carbonate Rocks. Developments in Sedi-

mentology 8. Diagenesis in Sediments. Elsevier. New York.

CLOOS, H. (1936). Einführung in die Geologie, ein Lehrbuch der Inneren Dynamik. Bornträger. Berlin.

CLOOS, H. (1948). Gang und Gehwerk einer Falte. Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 100. Hannover.

DAVIS, G. H. (1984). Structural geology of rocks and regions. John Wiley & Son. New York.

DIETRICH, D. (1986). Calcite fabrics around folds as indicators of deformation history. Journ. Struct. Geol., Vol. 8, No. 6, 655-668.

ENGELDER, T. (1985). Loading paths to joint propagation during a tectonic cycle: an example from Appalachian Plateau, U.S.A. Journ. Struct. Geol. Vol. 7, 459-476.

ENGELDER, T. & MARSHAK, S. (1985). Disjunctive cleavage formed at shallow depths in sedimentary rocks. Journ. Struc. Geol. Vol. 7., 327-343.

ENGELS, B. (1959). Die kleintektonische Arbeitsweise unter Berücksichtigung ihrer Anwendung im deutschen Paläozoikum. Geotekt. Forsch. 13, I-II, 1-129, Stuttgart.

EPSTEIN, A. G. & EPSTEIN, J. B. & HARRIS, L. D. (1977). Conodont color alteration - an index to organic metamorphism. Geol. Survey Prof. Paper 995. Washington.

FAIRBAIN, H. W. (1954). Structural petrology of deformed rocks. Addison-Wesley Publishing Company, Cambridge 42, Mass., USA.

FECKER, E. & REIK, G. (1987). Baugeologie. Enke. Stuttgart.

FELKEL, E. (1929). Gefügestudien an Kalktektoniten. Jahrbuch d. Geolog. Bundesanstalt, Bd. LXXIX, 1. u. 2. Heft. Geolog. Bundesanstalt. Wien.

FLEUTY, M. J. (1964). The description of folds. Proc. Geol. Ass. 75, 461-489. Colchester.

FLICK, H. & QUADE, H. & STACHE, G. A. (1981). Einführung in die tektonischen Arbeitsmethoden. - Schichtenlagerung und bruchlose Verformung. Clausthaler Tekton. Hefte, 12. Verlag E. Pilger. Clausthal.

FLÜGEL, E. (1978). Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. Springer Verlag. Berlin.

FREUND, H. (1955). Handbuch der Mikroskopie in der Technik. Mikroskopie der Gesteine. Umschauverlag. Frankfurt.

FRIEDMAN, M. & HEARD, H. C. (1974). Principal stress ratios in Cretaceous limestones from Texas Gulf Coast. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 58. 71-78.

FRIEDMAN, M. & STEARNS, D. W. (1971). Relations between stresses inferred from calcite twin lamellae and macrofractures, Teton Anticline, Montana. Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 82.

FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1970). Sedimente und Sedimentgesteine. Sediment-Petrologie, Teil II. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart.

GEORGI, K. H. (1979). Kreislauf der Gesteine. Rowohlt Verlag. Hamburg.

GROSHONG, R. H. (1972). Strain caculated from twinning in calcite. Bull. Geol. Soc. Am. 83, 2025-2038.

GROSHONG, R. H. (1974). Experimental test of least - squares strain gage technique using twinned calcite. Bull. Geol. Soc. Am. 85, 1855-1864.

GUBA, I. (1977). Zur Geologie des W - Teiles des Hohen- solmser Deckdiabasgebietes. Dipl. Arbt. Geol. Inst. TU Clausthal.

GUZZETTA, G. (1984). Kinematics of stylolite formation and physics of the pressure - solution process. Tectonophysics. 101, 383-394. Elsevier. Amsterdam.

HANSEN, E. (1971). Strain facies. Springer. New York.

HENNINGSSEN, D. (1981). Einführung in die Geologie der Bundesrepublik Deutschland. Enke Verlag. Stuttgart.

HOBBS, B. E. & MEANS, D. M. & WILLIAMS, P. F. (1976). An outline of structural geology. Wiley & Sons. New York.

HODGSON, R. A. (1961). Classification of structures on joint surfaces. Am. Journ. Sci., Vol. 259, 493-502.

HOEPPNER, R. (1957). Zur Tektonik des SW-Abschnitts der Moselmulde. Geol. Rdsch., 46, 318-348. Stuttgart.

JAMISON, W. R. & SPANG, J. H. (1976). Use of calcite twin lamellae to infer differential stress. Geol. Soc. Am. Bull. Vol. 87, 868-872.

KAYSER, E. (1907). Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarter Bundestaaten. Blatt Ballersbach 5316. Königlich Preußische geologische Landesanstalt. Berlin.

KERN, H. & WENK, H.-R. (1983). Calcite texture development in experimentally induced ductile shear zones. Contrib. Min. Petr. 83, 231-236. Springer Verlag. New York.

KIENOW, S. (1942). Grundzüge einer Theorie der Faltungs- und Schieferungsvorgänge. Bd. XIV, Heft 46, Berlin.

KLEBER, W. (1979). Einführung in die Kristallographie. VEB Verlag Technik. Berlin.

KOVÁCS, S. (1983). Results of conodont investigations in Hungary until 1981. Discussiones Palaeontologicae, 30, 73-111.

KOVÁCS, S. & ÁRKAI, P. (1987). Conodont alteration in metamorphosed limestones from northern Hungary, and its relationship to carbonate texture, illite crystallinity and vitrinite reflectance. Conodonts, Investigative techniques and applications. Brit. Micropalaeont. Soc. Series. Ed. R. L. AUSTIN, 209-229. Chichester.

KREBS, W. (1968). Zur Frage der bretonischen Faltung im östlichen Rhenohertzynikum. Geotekt. Forsch. Heft 28. Stuttgart.

KREBS, W. (1971). Die devonischen Riffe in Mitteleuropa. Mitt. TU Braunschweig 6. H II/III, 12. Braunschweig.

LIPPERT, H. J. et al. (1970). Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000, Blatt 5215, Dillenburg. Hess. Landesamt f. Bodenforsch. Wiesbaden.

MAMET, B. L. & D'ALBISSIN, M. (1967). Influence of pressure and temperature on limestones. Developments in Sedimentology 9B, Carbonate Rocks, Physical and chemical aspects. 209-223, Elsevier, New York.

MARSHAK, S. & ENGELDER, T. (1985). Development of cleavage in limestone of a fold - thrust belt in eastern New York. Journ. Struct. Geol. Vol. 7, 345-359.

METZ, K. (1957). Lehrbuch der tektonischen Geologie. Enke Verlag. Stuttgart.

MÜLLER, G. (1964). Methoden der Sediment-Untersuchung, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

MÜLLER, G. & RAITH, M. (1981). Methoden der Dünnschliffmikroskopie. Clausthaler Tektonische Hefte, 14. Verlag E. Pilger, Clausthal.

MÜLLER-JUNGBLUTH, W. H. & TOSCHEK, P. H. (1969). Karbonatsedimentologische Arbeitsgrundlagen. Alpenkundliche Studien. Uni Innsbruck.

MUNSELL SOIL COLOR CHARTS, (1971). Munsell Color Company, Inc. Baltimore.

NESBOR, H. D. & FLICK, H. (1987). Faziesgebundene Überschiebungstektonik in der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). Z. deutsch. geol. Ges., 138, 121-130. Hannover.

NICKELSEN, R. P. & HOUGH, V. D. (1967). Jointing in the Appalachian Plateau of Pennsylvania. Geol. Soc. Am. Bull. 78, 609-630.

NOWLAN, G. S. & BARNES, C. R. (1987). Application of conodont colour alteration indices to regional and economic geology. Conodonts, Investigative techniques and applications. Brit. Micropalaeont. Soc. Series. Ed. R. L. AUSTIN, 188-202. Chichester.

PARK, W. & SCHOT, E. H. (1968). Stylolitization in carbonate rocks. Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe. Springer Verlag. Berlin.

PIETZNER, H. & VAHL, J. & WERNER, H. W. & ZIEGLER, W. (1968). Zur chemischen Zusammensetzung und Mikromorphologie der Conodonten. Palaeontographica, V. 128. 115-152.

POWELL, C. McA. (1979). A morphological classification of rock cleavage. Tectonophysics, 58, 21-34. Elsevier. Amsterdam.

PRESS, F. & SIEVER, R. (1978). Earth. Freeman and Company. San Francisco.

PRICE, N. J. (1959). Mechanics of jointing in rocks. Geol. Mag. Vol. 96, 149-167.

QUADE, H. (1984). Die Lagenkugelprojektion in der Tektonik. Clausthaler Tektonische Hefte, 20. Verlag E. Pilger, Clausthal.

RAMSAY, J. G. (1967). Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill Book Company. New York.

RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. (1983). The techniques of modern structural geology. Vol. 1: Strain Analysis. Academic Press. New York.

RAVEN, J. G. H. & VAN DER PLUIJM, B. A. (1986). Metamorphic fluids and transtension in the Cantabrian Mountains of northern Spain: an application of the conodont colour alteration index. Geol. Mag. 123 (6), 673-681.

SANDER, B. (1950). Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. 2. Teil. Die Korngefüge. Springer-Verlag, Wien.

SCHNEIDER, W. (1977). Diagenese devonischer Karbonatkomplexe Mitteleuropas. Geolog. Jahrb. Reihe D. Hannover.

SECOR, D. T. jr. (1965). Role of fluid pressure in jointing. Am. Journ. Sci. 263, 633-646.

SHELLEY, D. (1971). Hypothesis to explain the preferred orientations of quartz and calcite produced during syntectonic recrystallization. Geol. Soc. Am. Bull. Vol. 82, 1943-1954.

STRÜBEL, G. (1977). Mineralogie. Grundlagen und Methoden. Enke Verlag. Stuttgart.

SUPPE, J. (1985). Principles of structural geology. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey.

TRÖGER, W. E. (1967). Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart.

TRÜMPY, R. (1969). Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinostatischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. *Ecl. geol. Helv.*, 62, 105-142. Basel.

TULLIS, T. E. (1980). The use of mechanical twinning in minerals as a measure of shear stress magnitudes. *Journ. Geophys. Res.* Vol. 85, No.B11, 6263-6268.

TURNER, F. J. (1953). Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbels. *Am. Journ. Sci.*, Vol. 251, 276-298.

TURNER, F. J. & OROZCO, M. (1976). Crystal bending in metamorphic calcite, and its relations to associated twinning. *Contrib. Min. Petr.* 57, 83-97.

TURNER, F. J. & WEISS, L. E. (1963). Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw - Hill Book Company. New York.

WAGNER, G. H. (1964). Kleintektonische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Ries. *Geol. Jb.* 81. 519-600. Hannover.

WAGNER, F. & WENK, H. R. & KERN, H. & VAN HOUTTE, P. & ESLING, C. (1982). Development of preferred orientation in plane strain deformed limestone: experiment and theory. *Contrib. Min. Petr.* 80, 132-139.

WAGNER, F. & WENK, H. R. & KERN, H. & VAN HOUTTE, P. (1984). Evolution of deformation textures in calcite. *Proceedings of the International Conference on Texture.* Bd.7 . Orpington, Kent.

WALLBRECHER, E. (1986). Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen. Enke Verlag. Stuttgart.

WANLESS, H. R. (1979). Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization. Journ. Sed. Petrol. Vol. 49, No. 2, 437-462.

WENK, H. R. (1985). Carbonates. Preferred orientation in deformed metals and rocks. An introduction to modern texture analysis. 361-384.

WENK, H. R. & VENKITASUBRAMANYAN, C. S. & BAKER, D.W. (1973). Preferred Deformation in Experimentally Deformed Limestone. Contr. Mineral. and Petrol. 38, 81-114. Springer Verlag. New York.

WIMMENAUER, W. (1985). Petrographie der metamorphen Gesteine. Enke Verlag. Stuttgart.

1974

1974

1974

1974

Faunenlisten

9 Anhang

Faunenlisten

Zwillingslamellendiagramme

c - Achsendiagramme

Proben

Faunenlisten

Zwillingslamellen

Achsendiagramme

Faunenlisten

Zwillingslamellen

Faunenlisten

Probe: I

Fauna: *Polygnathus asymmetricus* ssp.

Polygnathus webbi

STAUFFER 1938

Datierung: evtl. Lower *asymmetricus* - Zone

unteres do I alpha

Probe: II

Fauna: *Ancyrodella rotundiloba*

BRYANT 1921

Ancyrodella cf. *rugosa*

BRANSON & MEHL 1934

Polygnathus asymmetricus ovalis

ZIEGLER & KLAPPER 1964

Datierung: Lower *asymmetricus* - Zone

unteres do I alpha

Probe: III

Fauna: *Ancyrodella rotundiloba*

BRYANT 1921

Polygnathus asymmetricus ovalis

ZIEGLER & KLAPPER 1964

Datierung: Lower *asymmetricus* - Zone

unteres do I alpha

Probe: IV

Fauna: *Ancyrodella rotundiloba*

BRYANT 1921

Polygnathus asymmetricus ovalis

ZIEGLER & KLAPPER 1964

Datierung: Lower *asymmetricus* - Zone

unteres do I alpha

Probe: V

Fauna: *Ancyrodella rotundiloba*

BRYANT 1921

Polygnathus alatus

HUDDLE 1934

Polygnathus asymmetricus ovalis

ZIEGLER & KLAPPER

Polygnathus pennatus

HINDE 19

Polygnathus webbi

STAUFFER 1938

Zone: Lower *asymmetricus* - Zone

unteres do I alpha

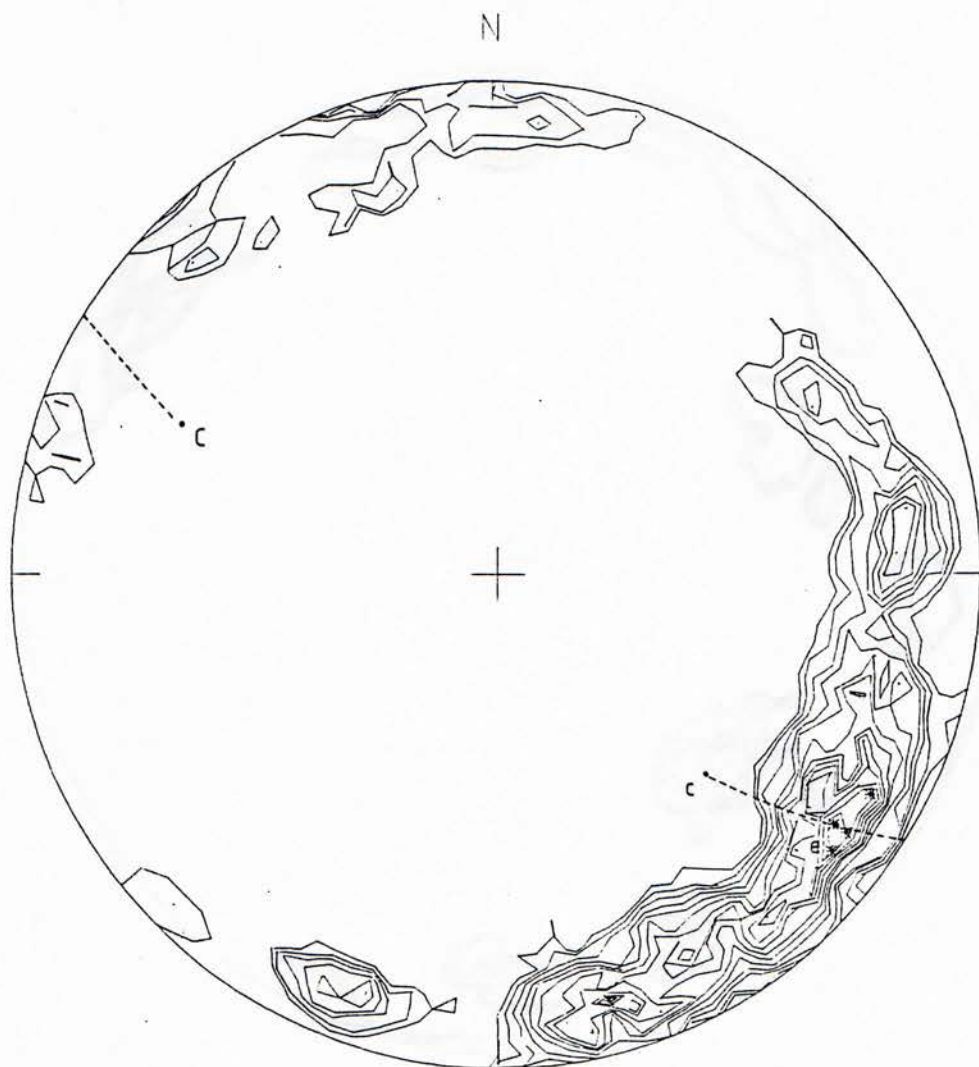


Diagramm 1

Zwillingslamellen. Probe 1.

$n = 197$. Besetzungsdichte in %:

2, 2.5, 3, 3.5, 4, 4.5, 5, 5.5, 6, 6.5,
7, 7.5, 8

Lage der Kompressionsachse: 296/28.

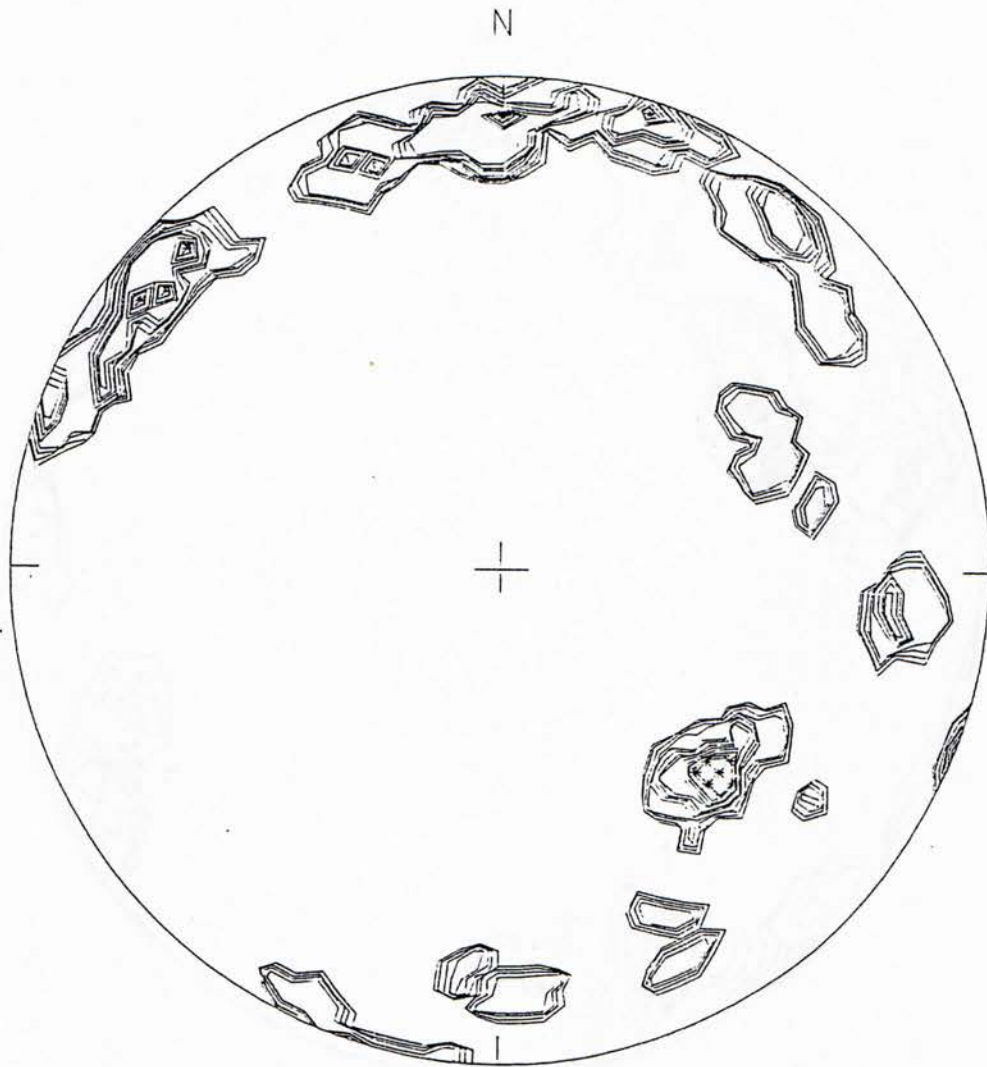


Diagramm 2

c - Achsen. Probe 1.

n = 67. Besetzungsdichte in %:

2, 2.5, 3, 3.5, 4, 4.5, 5, 5.5, 6, 6.5,
7, 7.5.



Diagramm 3

Zwillingslamellen. Probe 2.

$n = 225$. Besetzungsdichte in %:

2, 2.5, 3, 3.5, 4, 4.5.

Lage der Kompressionsachse: 357/27.

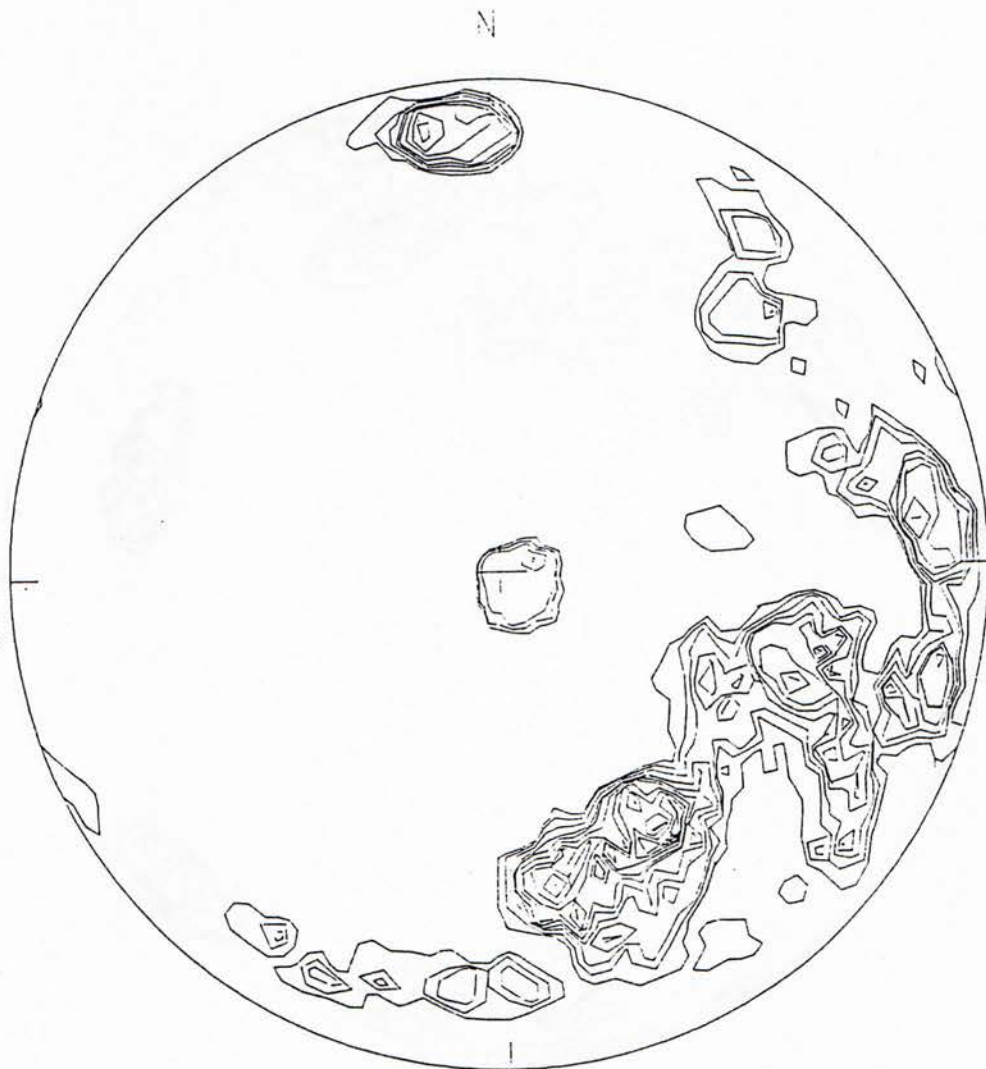


Diagramm 4

c - Achsen. Probe 2.

n = 121. Besetzungsdichte in %:

2, 2.5, 3, 3.5, 4, 4.5, 5, 5.5, 6, 6.5,

7.

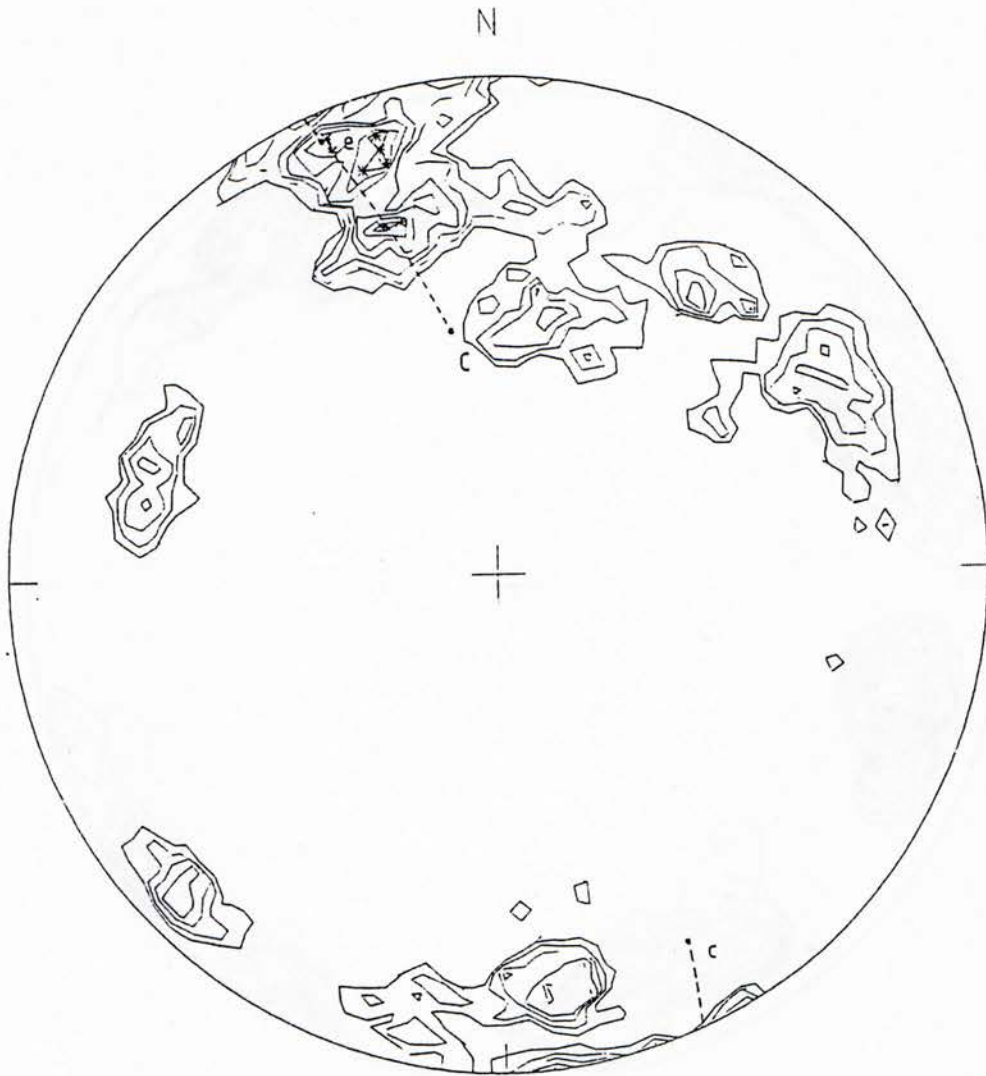


Diagramm 5

Zwillingslamellen. Probe 3.

$n = 218$. Besetzungsdichte in %:

2, 2.5, 3, 3.5, 4, 4.5, 5.

Lage der Kompressionsachse: 350/49.

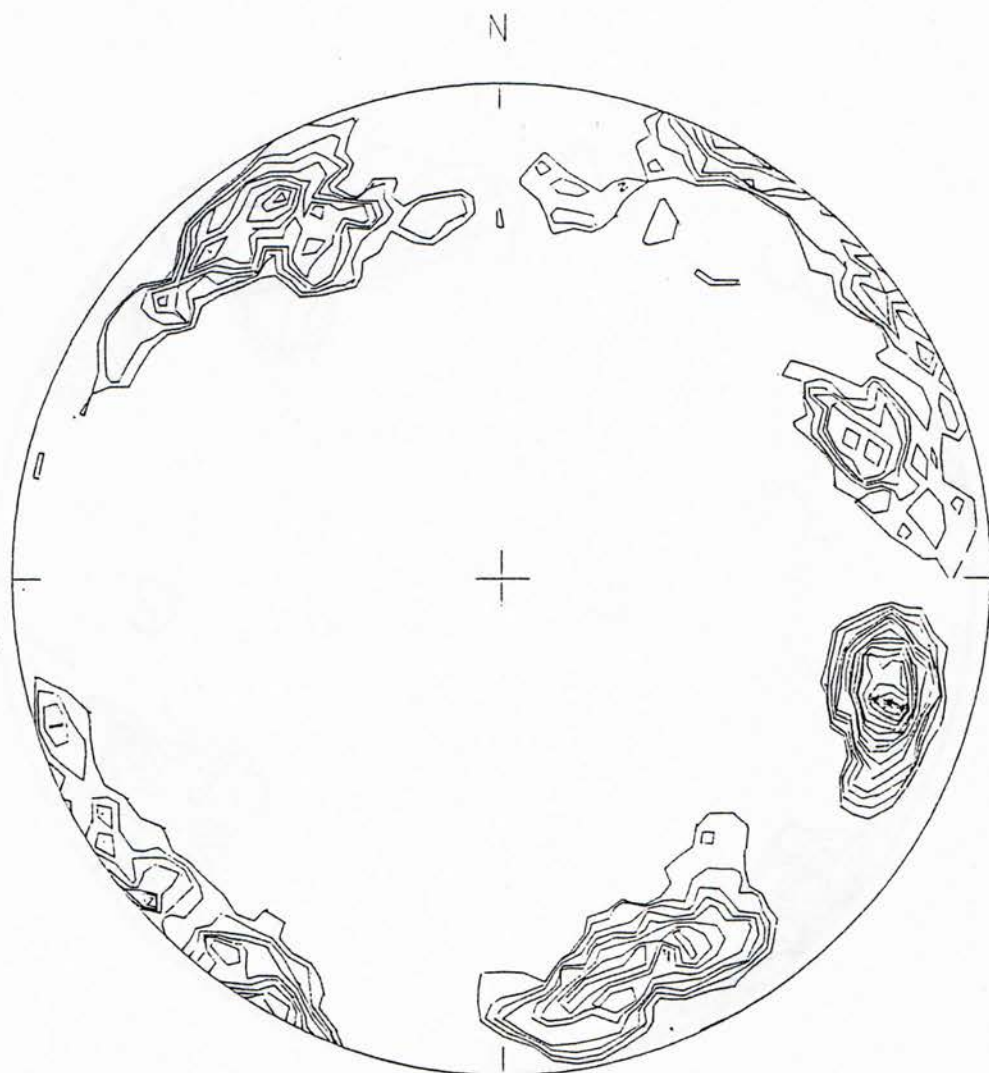


Diagramm 6

c - Achsen. Probe 3.

n = 140. Besetzungsdichte in %:

2, 2.5, 3, 3.5, 4, 4.5, 5, 5.5, 6, 6.5,

7, 7.5, 8, 8.5, 9.

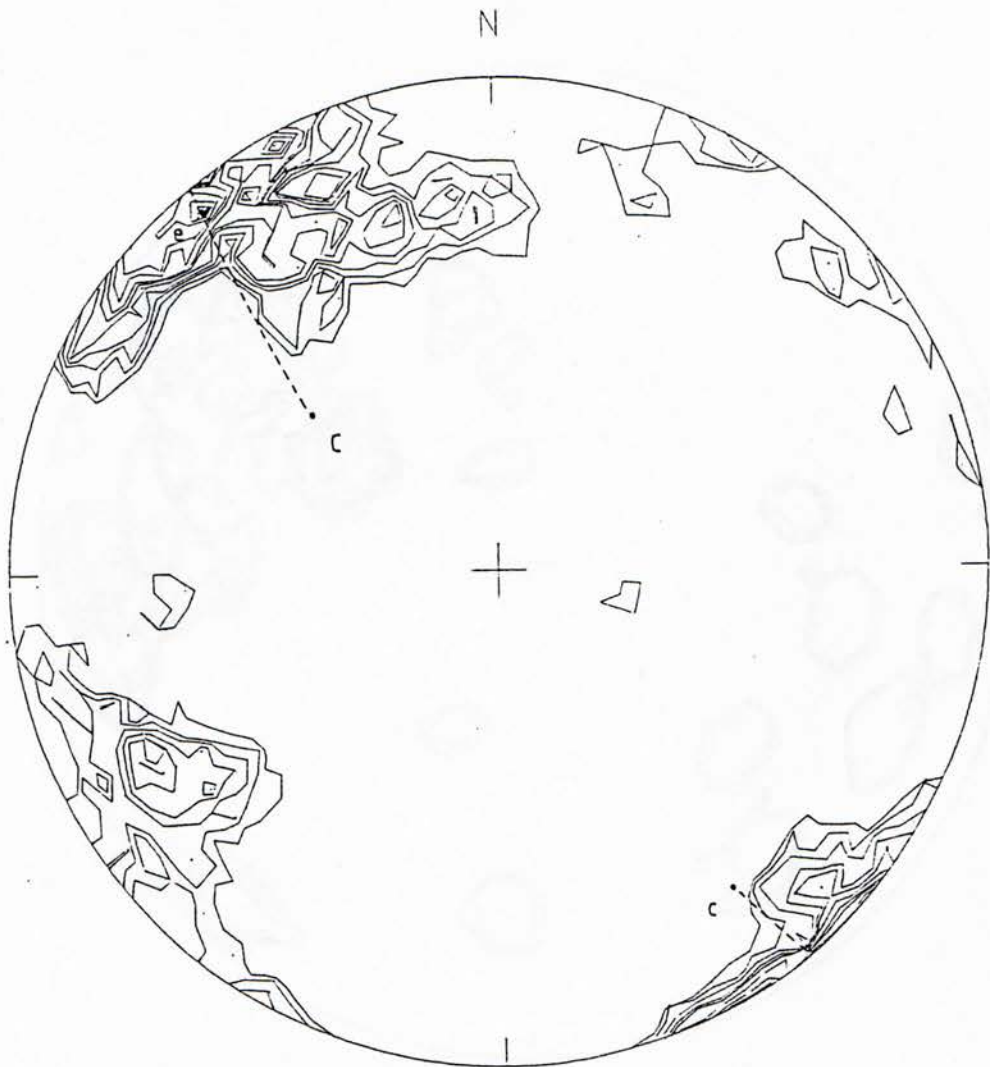


Diagramm 7

Zwillingslamellen. Probe 4.

n = 197. Besetzungsdichte in %:

2, 2.5, 3, 3.5, 4, 4.5, 5, 5.5, 6, 6.5,
7, 7.5, 8.

Lage der Kompressionsachse: 311/49.

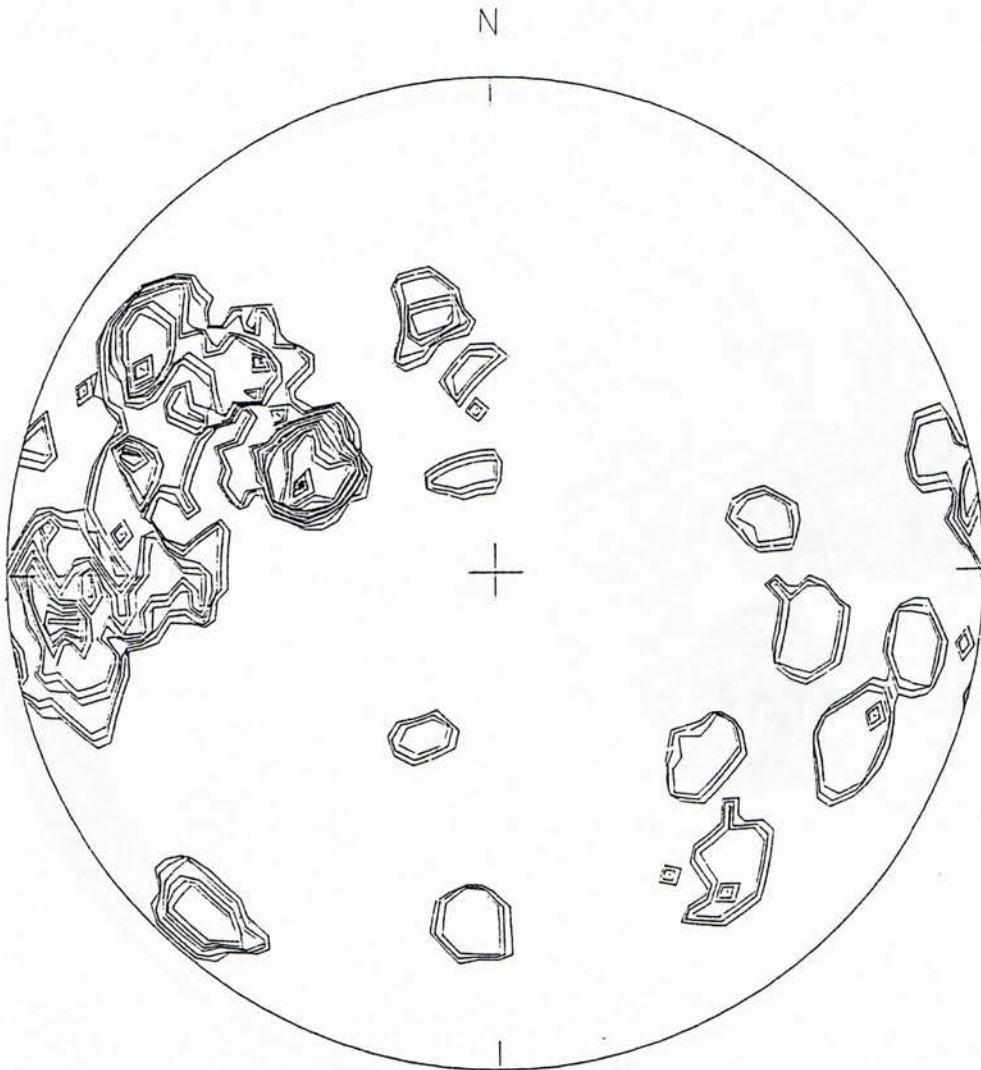


Diagramm 8

c - Achsen. Probe 4.

n = 64. Besetzungsdichte in %:

2, 2.5, 3, 3.5, 4, 4.5, 5, 5.5, 6, 6.5,

7, 7.5, 8, 8.5, 9.

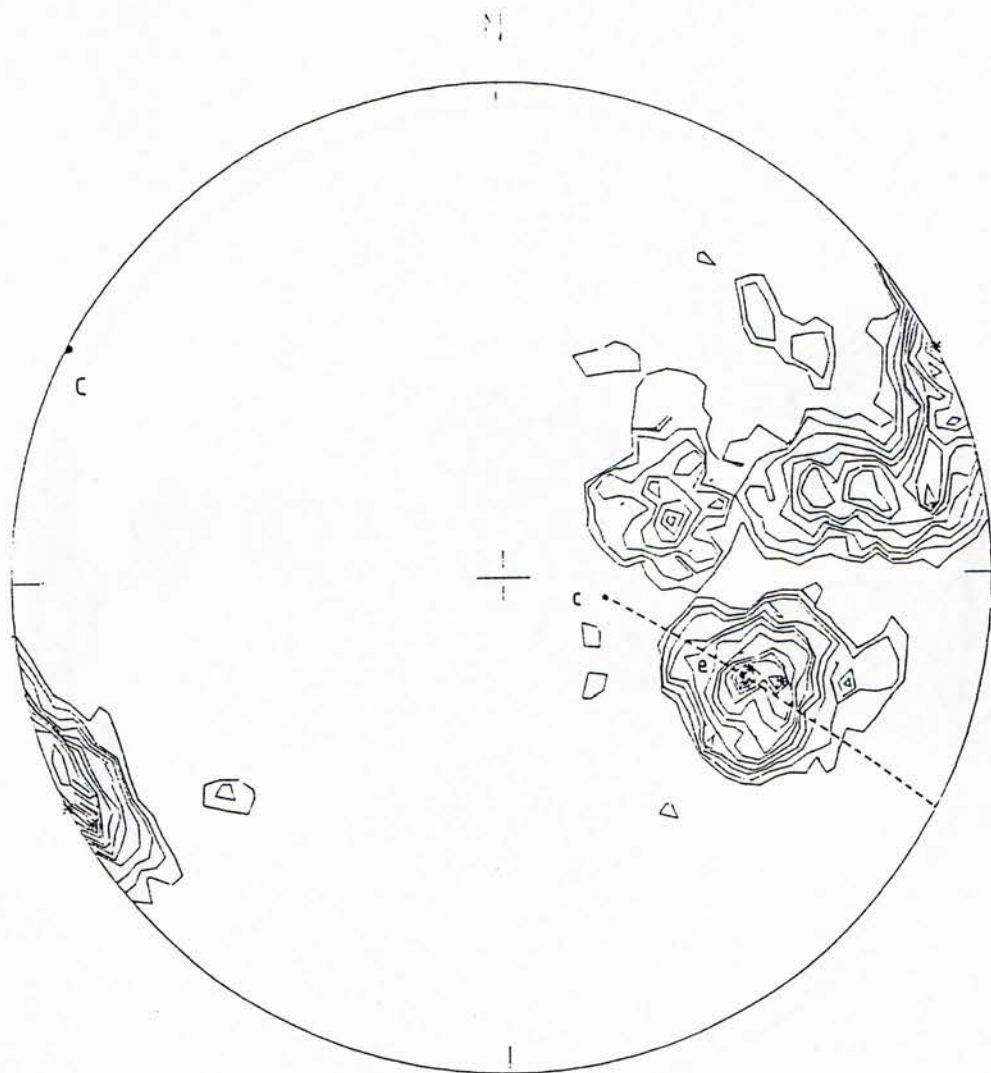


Diagramm 9 Zwillingslamellen. Probe 5.
n = 234. Besetzungsdichte in %:
2, 2.5, 3, 3.5, 4, 4.5, 5, 5.5.
Lage der Kompressionsachse: 351/02.

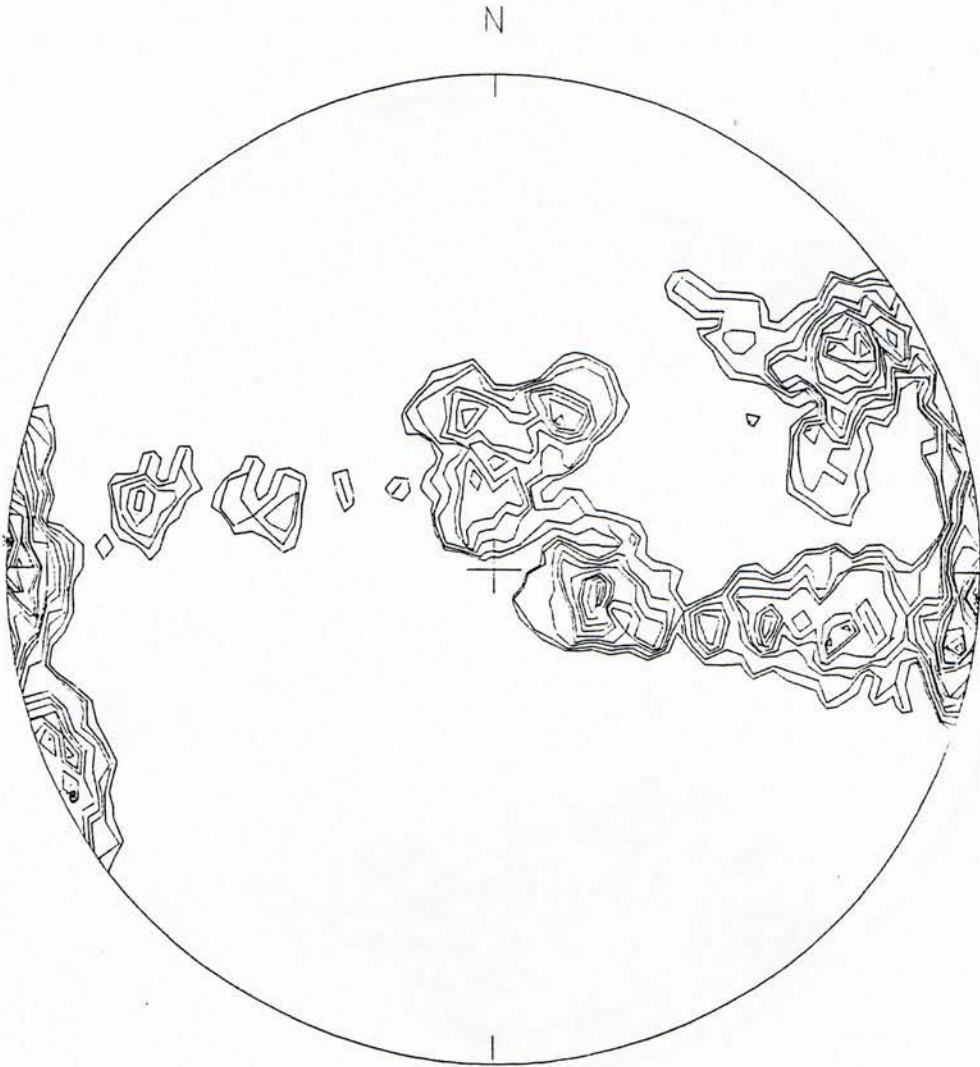


Diagramm 10

c - Achsen. Probe 5.

n = 203. Besetzungsdichte in %:

2, 2.5, 3, 3.5, 4, 4.5, 5, 5.5, 6, 6.5,
7, 7.5.

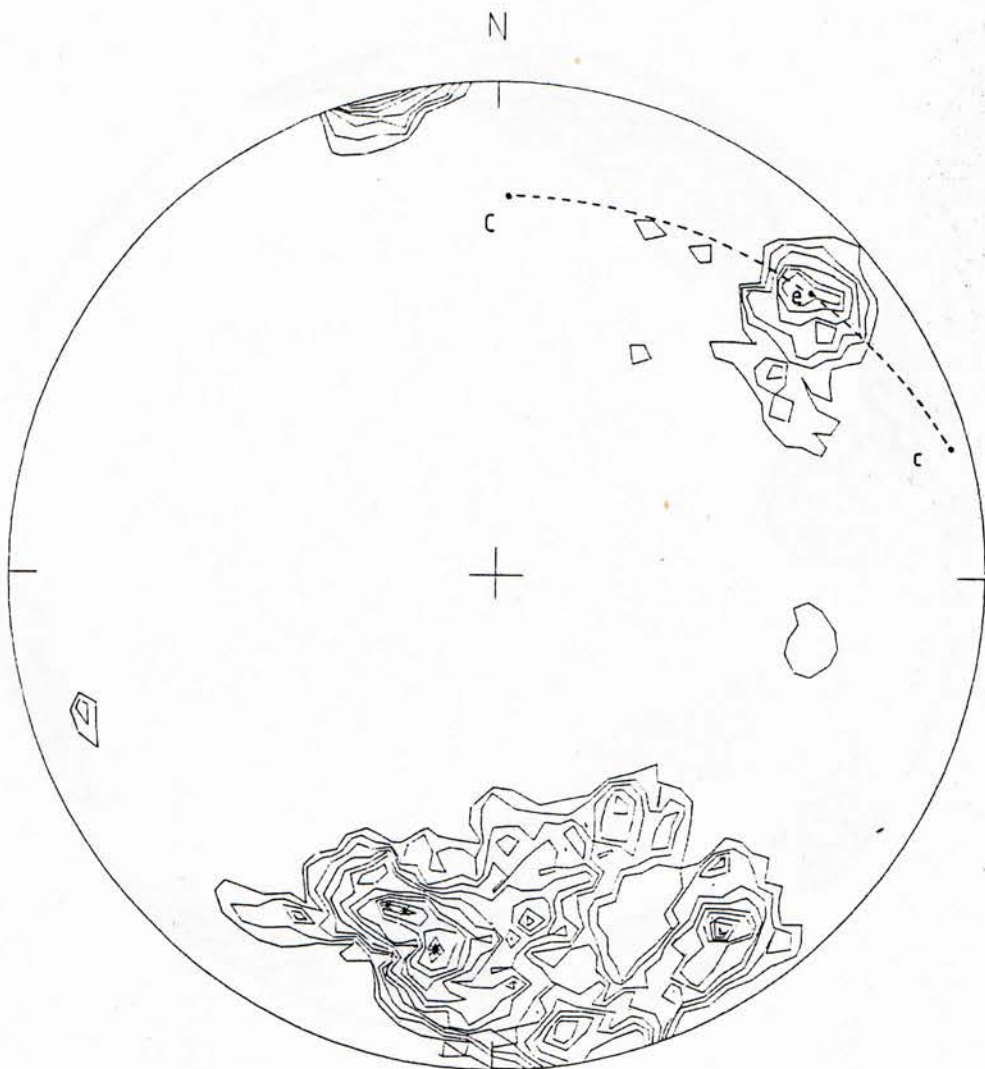


Diagramm 11 Zwillingslamellen. Probe 6.
n = 228. Besetzungsdichte in %:
2, 2.5, 3, 3.5, 4, 4.5, 5, 5.5, 6, 6.5,
7, 7.5.
Lage der Kompressionsachse: 299/01.

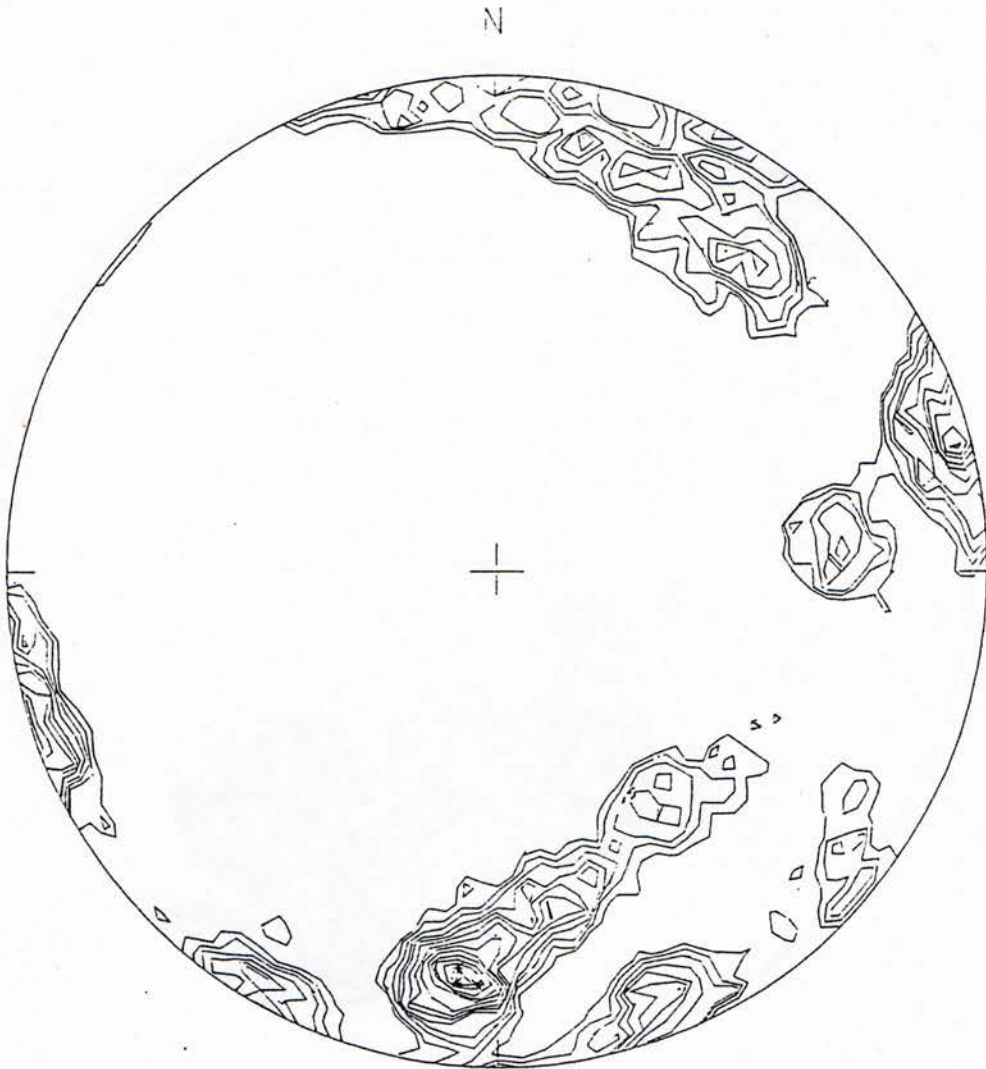


Diagramm 12

c - Achsen. Probe 6.

n = 219. Besetzungsdichte in %:

2, 2.5, 3, 3.5, 4, 4.5, 5, 5.5, 6, 6.5,

7, 7.5, 8, 8.5, 9, 9.5, 10.

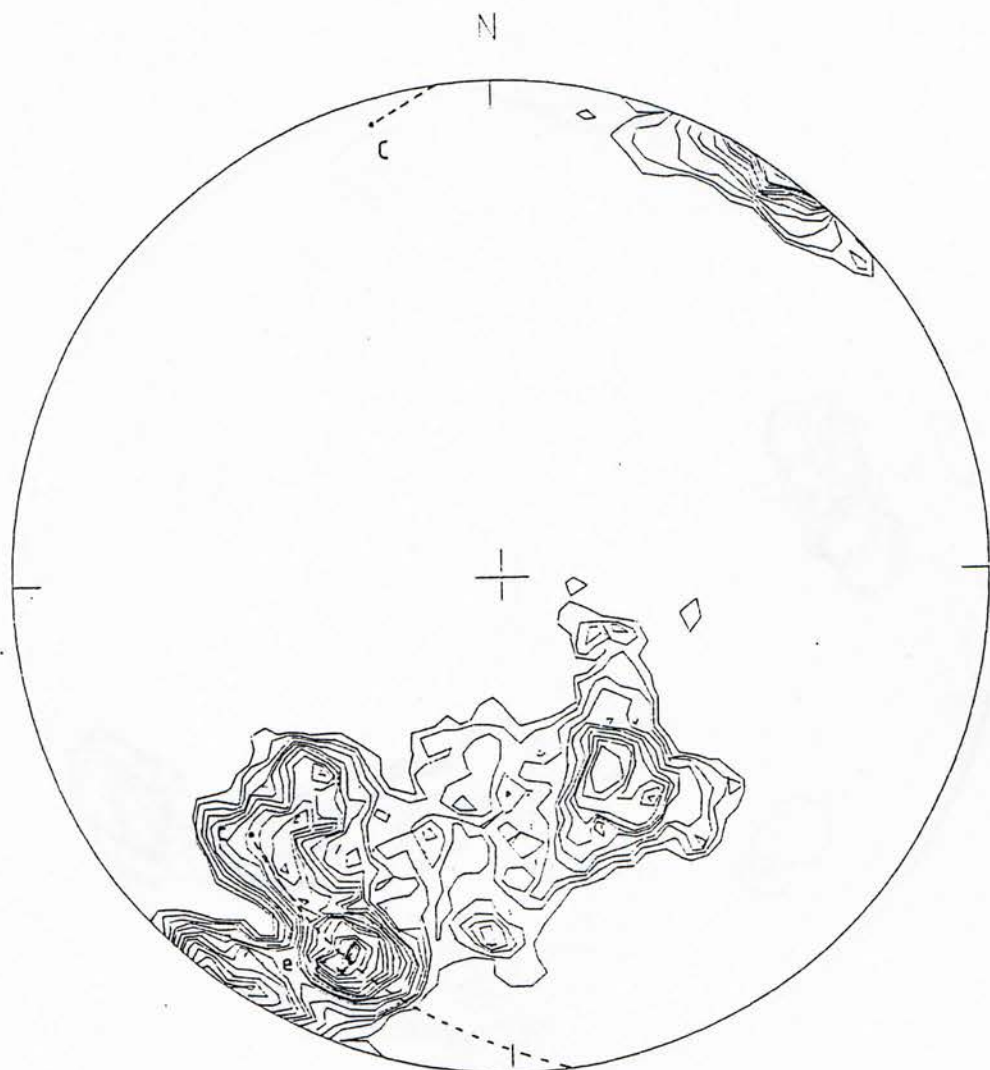


Diagramm 13

Zwillingslamellen. Probe 7.

$n = 204$. Besetzungsdichte in %:

2, 2.5, 3, 3.5, 4, 4.5, 5, 5.5, 6, 6.5,
7, 7.5.

Lage der Kompressionsachse: 002/25.

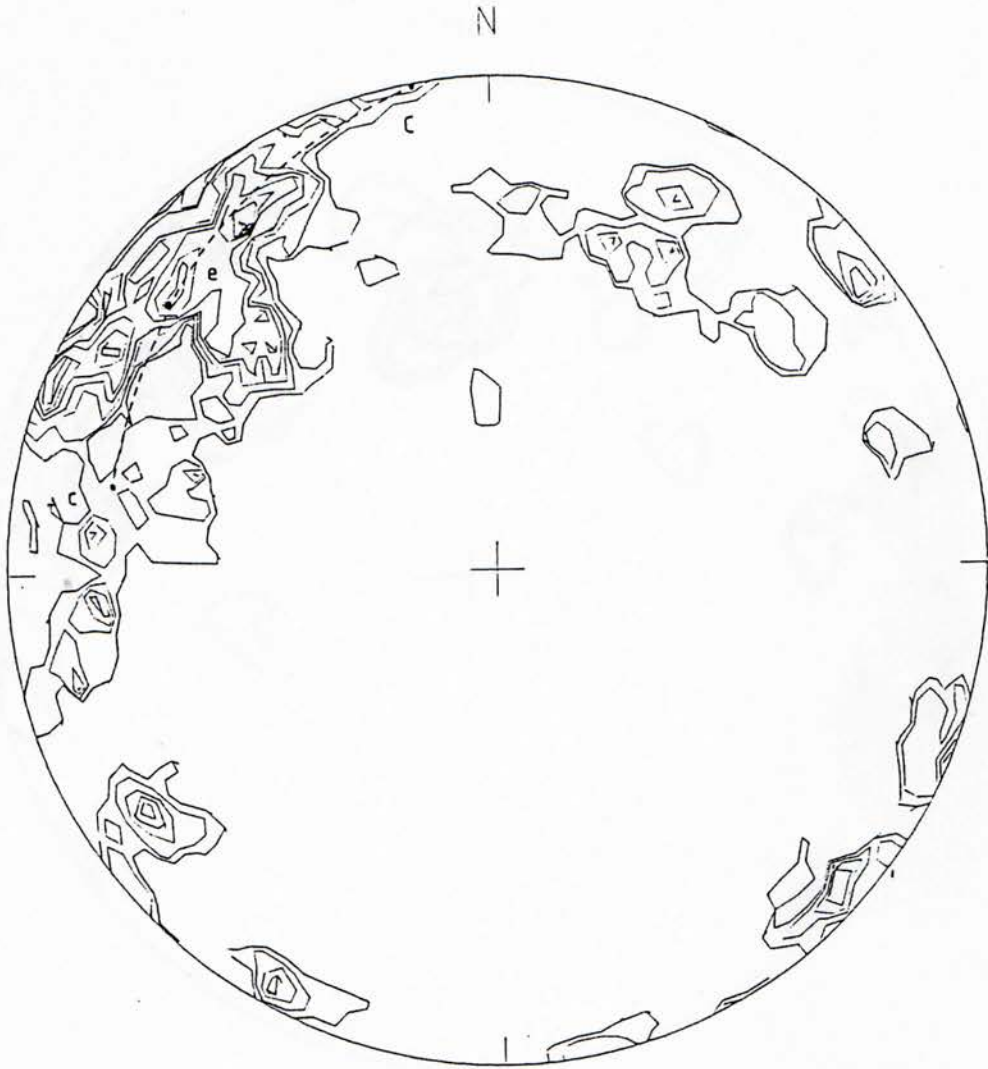


Diagramm 15

Zwillingslamellen. Probe 8.

$n = 200$. Besetzungsdichte in ‰:

2, 2.5, 3, 3.5, 4, 4.5, 5, 5.5, 6, 6.5,
7, 7.5, 8, 8.5, 9, 9.5, 10.

Lage der Kompressionsachse: 345/06.

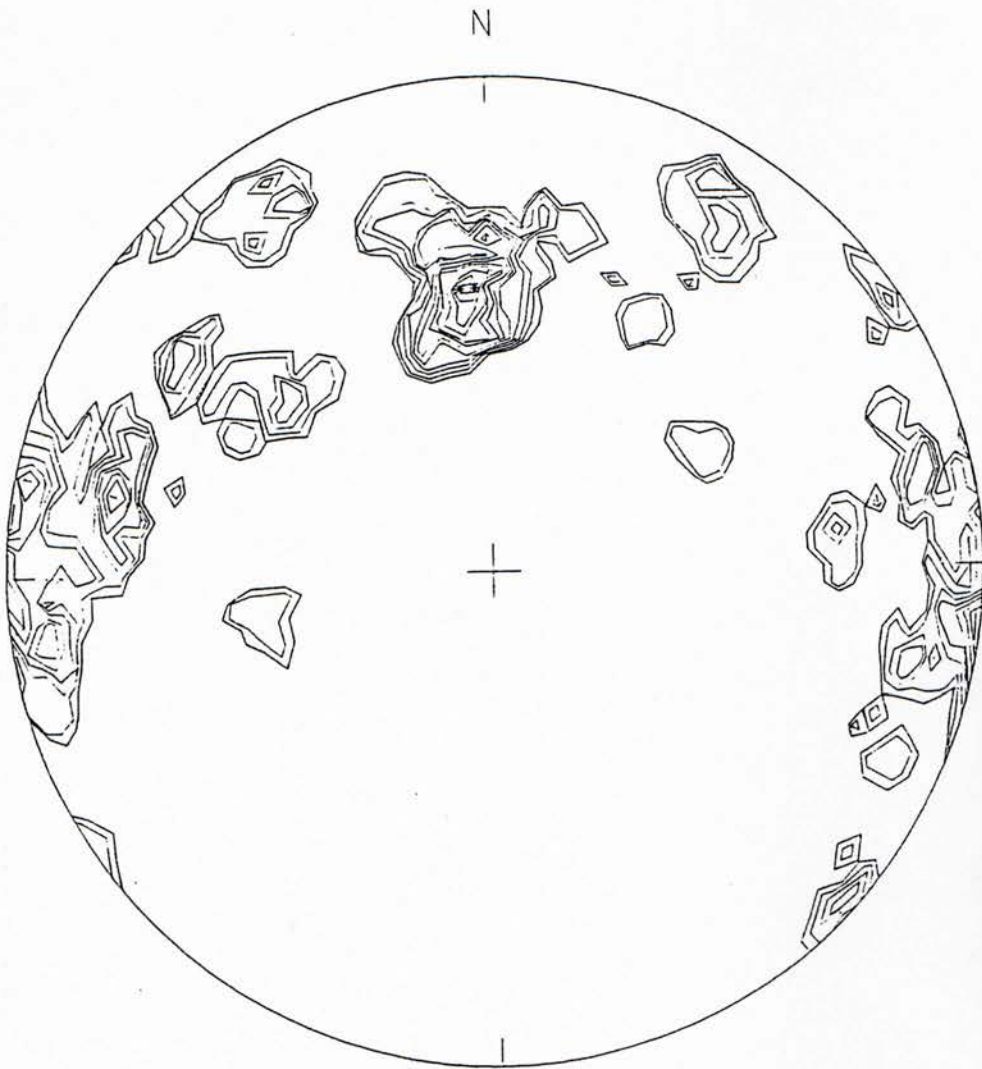


Diagramm 16 c - Achsen. Probe 8.
n = 191. Besetzungsdichte in %:
2, 2.5, 3, 3.5, 4, 4.5, 5, 5.5, 6, 6.5,
7, 7.5.