

Die bruchhafte Tektonik entlang der Trofaiachlinie (Östliche Zentralalpen, Österreich)

Von JOSEF NIEVOLL*)

Mit 15 Abbildungen und 13 Tafeln (davon 1 Beilage)

Steiermark
Östliche Zentralalpen
Bruchtektonik
Spannungsfeld
Störung
Bewegungssinn
Oberkreide
Miozän

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 132, 133, 134

Zusammenfassung

Die Analyse von rund 900 Kleinstörungen mit Hilfe bestehender Computerprogramme ergibt für die Trofaiachlinie ein mehrphasiges Geschehen. Dominierend ist ein Spannungsfeld, in dem die größte Hauptspannung horizontal in N-S liegt; mittlere und kleinste Hauptspannung sind annähernd gleich groß. Daneben lassen sich eine Kompression in NW-SE und eine Dehnung in NNW-SSE rekonstruieren. Die bruchhafte Zerlegung des Gebirges dürfte in der Oberkreide erfolgt sein. Im Miozän werden die Brüche reaktiviert, dabei entstehen kleine, relativ tiefe Becken, die anschließend eingeengt werden. Für die Erklärung dieser bereits bekannten miozänen Tektonik werden verschiedene Spannungsfeldkombinationen präsentiert.

Summary

The analysis of some 900 microfaults by the use of existing computer programs shows that there must be more than one event along the Trofaiach-Line (Eastern Alps, Austria). In the dominating stress-field, σ_1 is orientated horizontally NS, σ_2 and σ_3 are of the same order of grandeur. Other stress-fields which can be reconstructed are a compression in NW-SE and a dilatation in NNW-SSE. The main fracturation is probably of upper Cretaceous age. During the Miocene the faults are reactivated, small and relatively deep basins are formed which are subsequently compressed. Different combinations of stress-fields are presented to explain the Miocene tectonics along the Trofaiach-Line.

Résumé

Le traitement informatique de 900 microfailles montre que les mouvements le long de la "Ligne de Trofaiach" se sont déroulés en plusieurs phases. La contrainte principale dans le champ de contrainte qui domine est orientée N-S. De surcoût on peut établir une compression en NW-SE et une distension en NNW-SSE. La fracturation s'est passée probablement au Crétacé supérieur. Au cours du Miocène on observe une réactivation des failles préexistantes, de petits bassins qui sont assez profonds se forment. Par la suite, ces bassins sont comprimés. On présente des modèles différents pour expliquer cette tectonique miocène.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. JOSEF NIEVOLL, Laboratoire de géologie structurale, U.S.T.L., place E. Bataillon, 34060 Montpellier, France; derzeit: Institut für Umweltgeologie und angewandte Geographie, Elisabethstraße 5/I, A-8010 Graz.

Einleitung

Während der letzten Jahre hat in der geologischen Erforschung der Ostalpen das Hauptinteresse der früh-alpinen Geschichte gegolten. Der Aspekt, daß das ost-alpine Deckengebäude auch späterhin Interdeformationen erfahren hat (und noch erfährt), ist dadurch etwas in den Hintergrund gedrängt worden. Zwar kann vom Ausmaß her diese „junge“ Tektonik nicht mit der vorgosauischen (s. l.) verglichen werden, bei der ein ganzer Krustenteil neu strukturiert worden ist. Sie darf jedoch zu deren korrekten Interpretationen nicht außer Acht gelassen werden. Der Autor ist sich dieser Problematik beim Studium des Ostabschnittes der nördlichen Grauwackenzone bewußt geworden, wo die früh-alpin erworbenen Strukturen durch ein System von Knicken unterschiedlich stark verschwenkt wurden. Ein anderes Beispiel aus dem südöstlichen Bereich der Ostalpen: FLÜGEL (1983) weist darauf hin, daß die Ergebnisse, die GOLLNER et al. (1983) in der Gosau von Kainach bzw. Gams/Bärenschütz erzielt haben, ohne bedeutende paläogene Bewegungen nur sehr schwer zu deuten sind.

Mehrere Gründe sprachen dafür, sich gerade mit der Trofaiachlinie zu befassen. Zunächst stellt sie eine der markantesten „jungen“ Störungen in den östlichen Zentralalpen dar, und ihr Bewegungssinn ist bis heute nicht eindeutig geklärt. Weiters legt ihre Nähe und weitgehende Richtungskonformität zur Erdbebenzone, die vom südlichen Wiener Becken über den Semmering durch das Mürz- und das obere Murtal verläuft, den Verdacht nahe, daß sie ein Vorläufer bzw. ein inaktiver Ableger davon ist. Auch ist die Trofaiachlinie durch die Erosion verhältnismäßig wenig ausgeräumt. Schließlich sind derzeit günstige Aufschlußverhältnisse gegeben, was für kleintektonische Analysen eine Grundvoraussetzung ist.

Die Untersuchungen gingen von folgender Fragestellung aus: wie manifestiert sich die Bewegung, sei sie nun vorwiegend horizontal oder vertikal erfolgt, in den davon betroffenen Gesteinen? Bekannt ist seit VETTERS (1911), daß die Gesteine vielfach den Eindruck einer Reibungs- und Verknetungsbröckelung machen bzw. stark

zertrümmert, zerdrückt u. s. w. sind. Daran anschließend stellen sich folgende Fragen: ist das Geschehen einphasig abgelaufen oder lassen sich mehrere Etappen unterscheiden? Welcher Zusammenhang besteht zwischen Trofaiachlinie und den Tertiärbecken von Trofaiach und des unteren Mürztales? Läßt sich das Spannungsfeld rekonstruieren, das für die bruchhafte Tektonik verantwortlich war? Welchen Aussagewert besitzen die Ergebnisse im regionalen Rahmen?

Bevor wir eine Beantwortung dieser Fragen versuchen, gehen wir kurz auf den geologischen Rahmen und die bisherigen Vorstellungen zur Trofaiachlinie ein.

Geologischer Rahmen

Als Trofaiachlinie wird seit VETTERS (1911) die E-W-verlaufende Störung bezeichnet, die von Trofaiach über rund 30 km bis in das Stanztal zu verfolgen ist (Tafel 1). In ihrem mittleren Abschnitt werden die NE-SW streichenden Gneise des mittelostalpinen Kletschachkogel-Troiseckzuges, deren permotriassische Bedeckung und die darüber liegende Veitscher Decke in spitzem Winkel abgeschnitten und altpaläozoischen Phylliten und Grünschiefern der oberostalpinen Norischen Decke gegenübergestellt. In ihrem westlichen Abschnitt spaltet sich die Trofaiachlinie in zwei Äste auf, welche die miozänen Ablagerungen des Trofaiacher Beckens im N und im S begrenzen. In ihrem östlichen Abschnitt wird die Trofaiachlinie von mehreren, subparallel verlaufenden Störungen begleitet. Solche Parallelstörungen begrenzen das Miozän des unteren Mürztales gegen das mittelostalpine Rennfeld-Kristallin und bringen im äußersten Nordosten des dargestellten Bereiches unterostalpine Gesteine (Mürztaler Grobgnais, Granatglimmerschiefer des Meiseleck) in Kontakt mit mittel- und oberostalpinen Gesteinen.

Das Nebeneinander von unter-, mittel- und oberostalpinen Einheiten einerseits und Grundgebirge und Miozänsedimenten andererseits ist ohne Vertikalbewegungen nicht vorstellbar. Uneinheit besteht in der Literatur, in welchem Ausmaß Horizontalbewegungen entlang der Trofaiachlinie stattgefunden haben.

Für VETTERS (1911) hat entlang der Trofaiachlinie eine linkssinnige Blattverschiebung im Ausmaß von 12 km stattgefunden. Er stützt sich dabei auf zwei Argumente:

- die erzführenden Kalke von St. Peter-Freienstein weisen als ehemalige südliche Fortsetzung des Reiting gleichen Verschiebungsbetrag und -sinn auf wie weiter im E die Veitscher Decke nördlich und südlich der Störung, und
- das Umschwenken der Streichrichtung von Veitscher Decke und Rennfeld-Kristallin im Graschitzgraben von SW-NE nach NW-SE sowie – spiegelbildlich dazu – das Umschwenken der Permotrias nördlich Kapfenberg und der Kletschachgneise von NE-SW nach NW-SE.

Die Horizontalbewegungen erfolgten nach genanntem Autor vor allem in der späten Kreide oder im Alttertiär. Parallel zur Trofaiachlinie verlaufende Brüche durchsetzen die miozänen Ablagerungen des Trofaiacher Beckens und des Tollinggrabens und zeigen somit die Fortdauer der Bewegungen bis ins Jungtertiär an.

Eine Blattverschiebung dieser Größenordnung in den östlichen Ostalpen wirkte zur damaligen Zeit reichlich deplaciert, fand doch VETTERS vergleichbare Beispiele

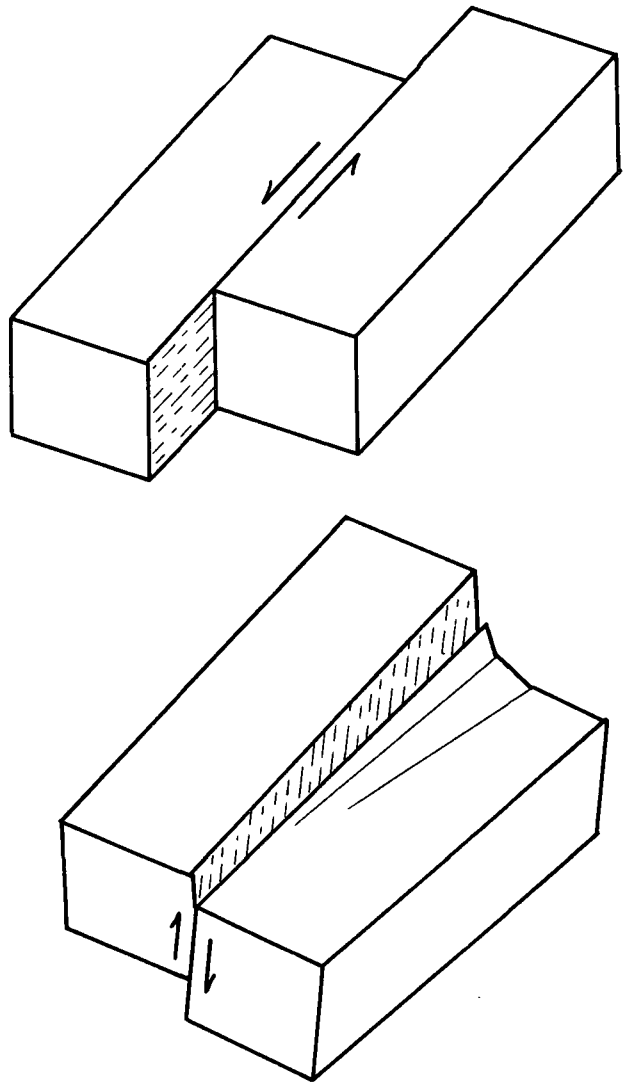


Abb. 1: Die entgegengesetzten Modelle zur Erklärung der Trofaiachlinie. Oben: nach VETTERS, 1911 (STINY, 1931); METZ (1973, 1978). Unten: nach TOLLMANN (1963, 1977).

erst am Westrand der Ostalpen. STINY (1931) schlug folgende Lösung vor: es handelt sich bei dieser Störung weniger um eine echte Blattverschiebung als um einen alten, d. h. voralpin angelegten S-förmigen Knick im Alpenbau, der zur Kreidezeit und später im Alttertiär reaktiviert wird.

TOLLMANN (1963, 1977) steht einer größeren Horizontalbewegung skeptisch gegenüber, da die Trofaiachlinie gegen E und W hin rasch ausläuft. Er bevorzugt als Lösung die Heraushebung und gleichzeitige Verkippung der Nordscholle, wobei der Ostteil der Nordscholle stärker gehoben wird und den angrenzenden Untergrund der Südscholle aufschleppt.

Die Arbeiten von METZ (1973, 1978 cum lit.) bedeuten einen großen Schritt vorwärts im Verständnis der Trofaiachlinie, indem er diese nicht als isoliert dastehendes Phänomen, sondern als Teil eines Bruchsystems behandelt, das durch das obere Mur- und das Mürztal verläuft. Die staffelförmige Anordnung der Brüche entlang dieses „Mur-Mürzsystems“ zeigt ihren ursprünglichen Charakter als Schar von Scherungsbrüchen an. Die Seitenverschiebung entlang dieses Bruchsystems sind linkssinnig und sollen Beträge von 20 km erreichen. Bezüglich der altersmäßigen Einstufung

stimmt METZ im wesentlichen mit VETTERS überein, wobei METZ auf die langzeitige Wirksamkeit der Brüche nachdrücklich hinweist.

Aufschlußbedingt beschränken sich unsere Untersuchungen – von den Rauhwacken in Station 5 abgesehen – auf die Gneise des Kletschachkogels bzw. des Rennfeld-Kristallins. Von allen Formationen, die in das Geschehen entlang der Trofaiachlinie involviert sind, weisen diese Gneise die geringste mechanische Anisotropie auf. Die Nichtberücksichtigung der übrigen Formationen dürfte sich damit auf die Entwicklung unseres Modells für die Trofaiachlinie nicht allzu nachteilig auswirken.

Die Breite der Störung, auf der Karte als Linie dargestellt, kann aus der Breite der Einsattelungen und aus dem ehemaligen Aufschluß Pötschach (Station 1) abgeschätzt werden: sie liegt in der Größenordnung von 10–100 m. Innerhalb dieses Bereiches sind die Gneise zu Phylloniten, Kataklasiten und Reibungsbrekzien (Terminologie nach SIBSON, 1977) umgewandelt. Ohne scharfe Grenze schließt nach außen ein 100–1000 m breiter Bereich an, in dem Störungen zwar sehr häufig auftreten, die Störungsprodukte jedoch volumsmäßig eine untergeordnete Rolle spielen. Weiter nach außen folgt dann weitgehend gesundes Gebirge.

Methodik

An zwölf Meßstationen (Tafel 1) wurden rund 900 Störungsflächen und 800 Rutschstriemen eingemessen. Alle Störungen wurden in der Auswertung als gleichwertig betrachtet, da im allgemeinen nicht abgeschätzt werden kann, wieviel Bewegung in den einzelnen Störungsflächen steckt. Die Datensammlung erstreckte sich über einen Zeitraum von drei Jahren. In einer ersten Etappe wurden in Station 1 Störungsflächen und Rutschstriemen getrennt eingemessen. In einer zweiten Etappe wurden Stationen 2–12 vermessen, diesmal jeweils Störungsfläche und die auf ihr liegende Striemung. Nicht bestimmt wurde dabei der Relativbewegungssinn. Auf die damit verbundene Problematik werden wir weiter unten eingehen. Die Daten der Stationen 2–12 wurden mit Hilfe des von ETCHECOPAR et al. (1981) entwickelten Computerprogrammes behandelt. Zusätzlich wurden Handstücke aufgesammelt und Dünnschliffe angefertigt. Um sich zu vergewissern, daß die erzielten Resultate nicht reine Artefakte der Computerauswertung sind, wurden in einer dritten Etappe die Störungsflächen in sämtlichen Stationen noch einmal auf ihren Relativsinn hin inspiziert und weitere Handstücke aufgesammelt. Eine größere Anzahl von Flächen mit eindeutigem Relativbewegungssinn konnte lediglich in Station 12 gefunden werden. Diese Daten wurden mit Hilfe des Programms behandelt.

Die Störungsdaten der verschiedenen Etappen besitzen damit unterschiedliche Aussagekraft, weshalb ihre Auswertung getrennt besprochen wird.

Die Datenauswertung

Die Daten bezeichnen Flächen oder Rutschstriemen (Station 1)

Aus der Häufigkeitsverteilung der Flächen und der Rutschstriemen (Lineationen) wird im günstigen Fall der generelle Charakter der Hauptstörung ersichtlich sein.

In Ergänzung zu einem vorliegenden Bericht (NIEVOLL, 1982) verdeutlicht Abb. 2, daß an diesem Punkt der Trofaiachlinie horizontale Bewegungen vorherrschen und vertikale Bewegungen eine untergeordnete Rolle spielen.

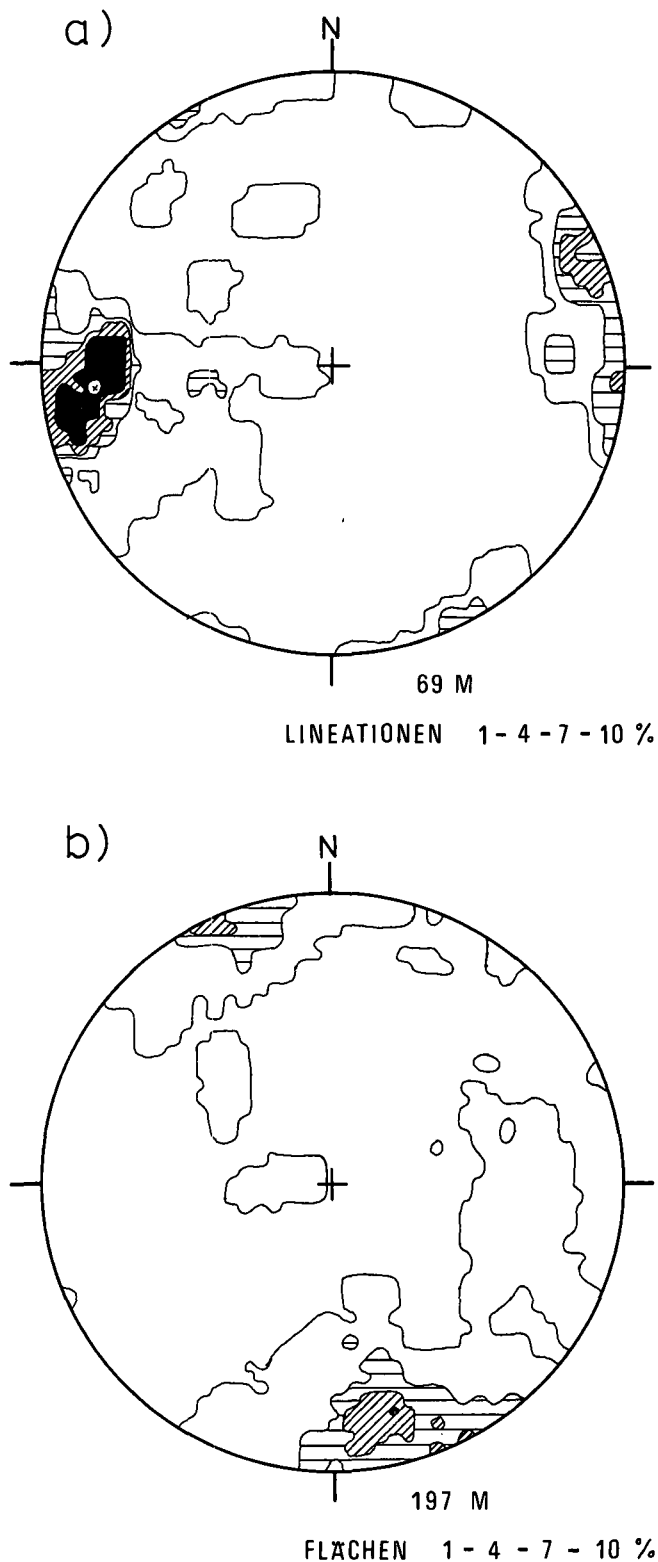


Abb. 2: Häufigkeitsdiagramme Pötschach (Station 1).
a) Lineationen (= Striemungen), Maximum \times 15,9 %.
b) Flächen, Maximum 10,7 %.

Die Daten bezeichnen Flächen und dazugehörige Striemen (Stationen 2–12)

Das Programm von ETCHECOPAR et al. (1981) vermag aus einer gegebenen Anzahl von Störungsflächen plus dazugehörigen Striemen das bzw. die für die Deformation(en) verantwortliche(n) Spannungsfeld(er) zu errechnen. Errechnet werden die Lage der drei Hauptspannungen

($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, Druck positiv)

sowie deren Verhältnis untereinander

$$(R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}, \text{ wobei } 0 \leq R \leq 1).$$

Es wird damit vorausgesetzt, daß zu einer gegebenen Zeit im betrachteten Gebiet ein homogenes Spannungsfeld geherrscht hat. Insbesondere muß der Verschiebungsbetrag entlang einer Störungsfläche bezogen auf deren Größe gering sein, da sonst der Spannungstensor modifiziert wird. Eine weitere Voraussetzung ist natürlich, daß sich das Gebirge isotrop verhält und die Verschiebung entlang der Fläche gleiche Richtung und Orientierung aufweist wie die angewendete Schubkraft.

Wir haben erwähnt, daß in der zweiten Etappe der Geländearbeiten der Relativbewegungssinn nicht bestimmt wurde. Zwar sind mehrere Kriterien bekannt, die auch in nichtkarbonatischen Gesteinen die Bestimmung des Relativbewegungssinns ermöglichen (PETIT et al., 1983). Im Fall der Trofaiachlinie stößt die Festlegung des Bewegungssinns jedoch auf folgende Schwierigkeiten:

- die aufgeschlossenen Flächen der Störungen sind in vielen Fällen nicht größer als einige dm²,
- die Oberflächen der Störungen und die diversen Störungsprodukte sind extrem verwitterungsanfällig. So war im Aufschluß Pötschach, der ja die Trofaiachlinie direkt angeschnitten hat, bereits nach einem Jahr auf den meisten Störungsflächen die Striemung nicht mehr zu erkennen.

Um dennoch in das Programm von ETCHECOPAR et al. gehen zu können, wurden die Daten verdoppelt: für jede Fläche mit annähernd horizontaler Striemung wurde eine linkssinnige und eine rechtssinnige Bewegung angenommen, für jede Fläche, deren Striemung in der Nähe der Einfallrichtung liegt, eine Auf- und eine Ab-schiebung.

Diese Vorgangsweise birgt einige Probleme in sich:

- a) Es ist *a priori* nicht klar, ob in der errechneten Lösung der tatsächliche oder der komplementäre Bewegungssinn berücksichtigt wurde. Dies bedeutet für das Spannungsfeld, das für die Deformation verantwortlich zeichnet, daß wir σ_1 und σ_3 nicht unterscheiden können. Das Problem kann insofern gemeistert werden, als das erwähnte Programm die Lage der einzelnen Störungsflächen auf dem Mohr'schen Kreis angibt. Im folgenden Beispiel (Abb. 3)

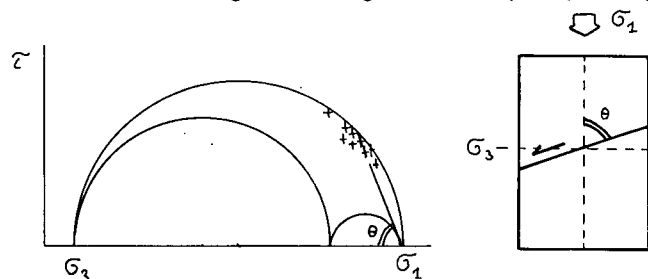


Abb. 3: Lage der Störungsflächen auf dem Mohr'schen Kreis und entsprechendes Bruchverhalten.

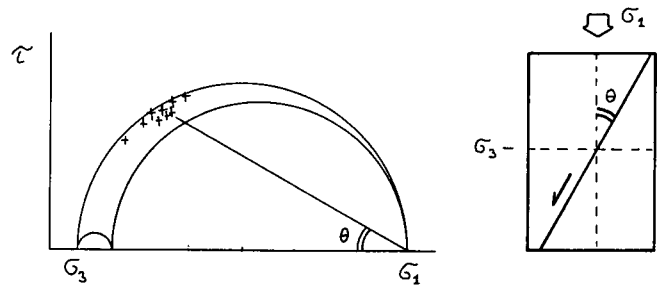


Abb. 4: Umdrehen einer mechanisch ungünstigen Lösung durch Vertauschen von größter und kleinster Hauptspannung. $\sigma_3 \rightarrow \sigma'_1, \sigma_1 \rightarrow \sigma'_3, R' = 1 - R.$

werden wir dem ermittelten σ_1 bzw. σ_3 einiges Vertrauen schenken, weil vom mechanischen Standpunkt aus plausibel.

In einigen Fällen wird ein Verhältnis von Normal- und Schubspannung errechnet, wie es für das Bruchverhalten von Gesteinen mit vorgegebener mechanischer Anisotropie bezeichnend ist. Die Bruchflächen schließen hierbei mit σ_1 einen Winkel $\theta > 45^\circ$ ein (Abb. 4). Die prädestinierte Anisotropie der Gneise des Kletschachkogels wären die Schieferungsflächen; diese besitzen jedoch im allgemeinen eine andere Lage als die Störungsflächen. Übrigens müßten bei $R \rightarrow 1$ vier Anisotropieflächen wirksam sein. Diese vom mechanischen Standpunkt aus ungünstigen Lösungen wurden umgedreht, indem für jede der in Betracht gezogenen Störungsflächen der komplementäre Bewegungssinn gewählt wurde und σ_1 und σ_3 vertauscht wurden.

- b) Bei zwei oder mehreren Beanspruchungsphasen besteht die Möglichkeit, daß die Störungsflächen verschiedener Phasen kombiniert werden und die Resultate geologisch bedeutungslos sind (Abb. 5).

Da für unseren Raum ein von der Oberkreide bis rezent konstantes Spannungsfeld unwahrscheinlich ist, sind die errechneten Lösungen mit großer Vorsicht zu betrachten. Ihr Aussagewert kann erst in Verbindung mit anderen Kriterien (z. B. regionalgeologischen Überlegungen, Handstück- und Dünnschliffuntersuchungen) beurteilt werden.

Die Anzahl der Daten pro Station ist unterschiedlich: die kleinste (Station 5) beträgt 16 (verdoppelt 32), die größte (Station 7) 145 (verdoppelt 290). Für jede Station wurde aus dem Datenmaterial ein erster Spannungstensor ermittelt. Die diesem Tensor zuordenbaren Flächen bzw. Komplementärflächen wurden sodann

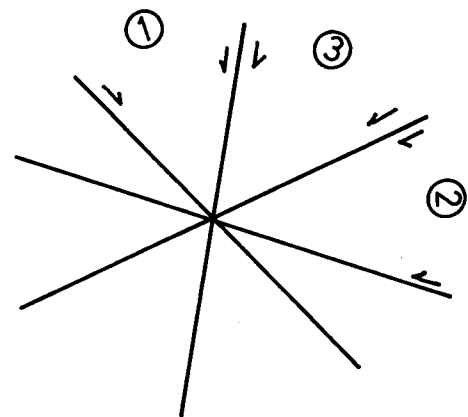


Abb. 5: Die Störungsflächen von Phase 1 und 2 werden kombiniert und ergeben unter Umkehr des Bewegungssinnes die geologisch nicht signifikante Phase 3.

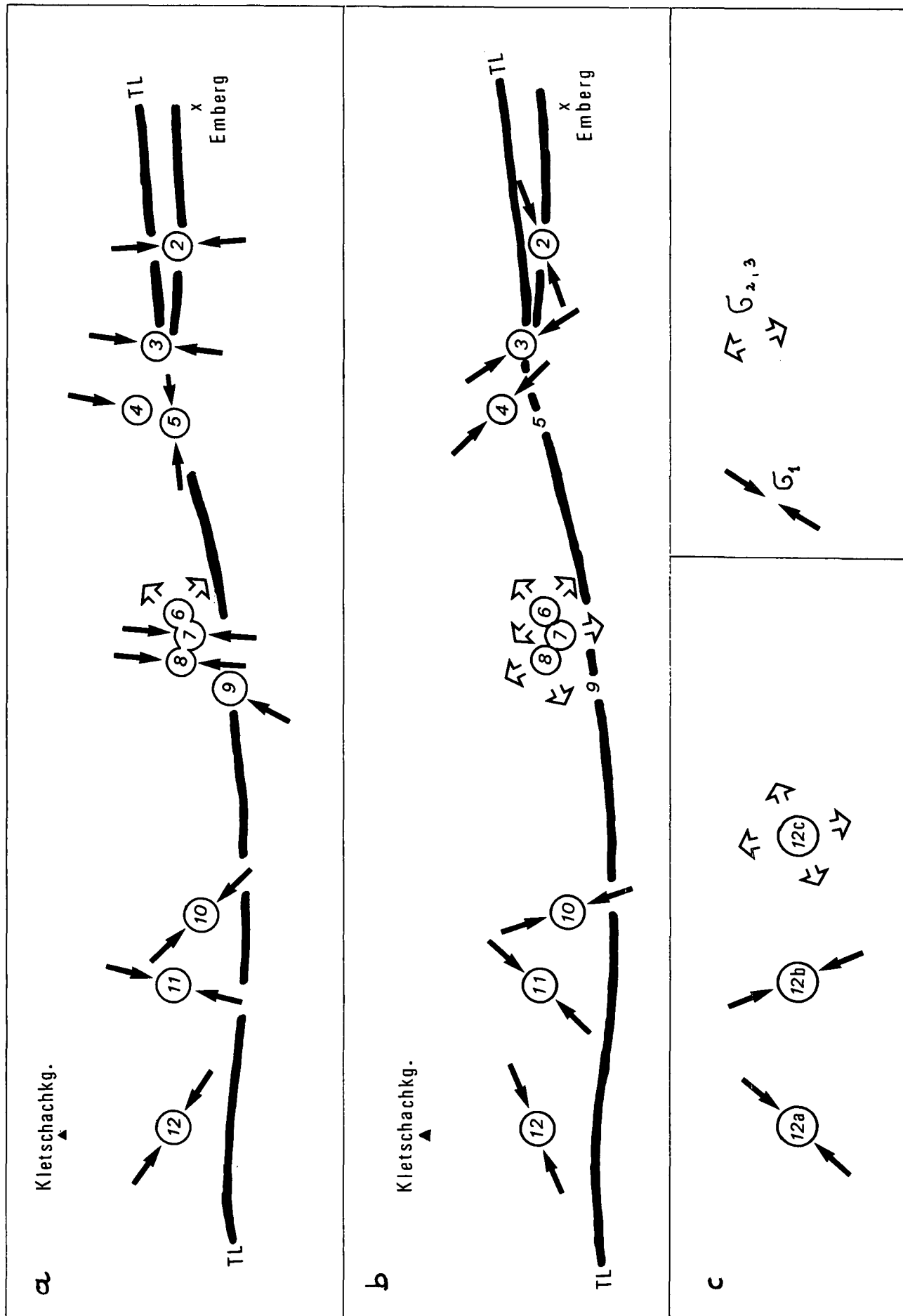


Abb. 6: Lage der größten (kleinsten) Hauptspannung; a) erste Sensoren; b) zweite Sensoren; c) Sensoren für Station 12 a,b,c.

ausgeschieden. Bei einer genügend großen Anzahl wurde aus den verbliebenen Daten ein zweiter Tensor ermittelt. Von der Bestimmung weiterer Tensoren wurde Abstand genommen, da die Lösungen nicht mehr stabil sind, d. h. die weiteren Tensoren sind durch zu wenige Daten abgesichert.

Die optimalen Lösungen für die einzelnen Stationen sind auf den Tafeln 2–12 abgebildet. Einen Überblick vermittelt Abb. 6. Hinzuweisen ist, daß in 16 Lösungen die größte Hauptspannung subhorizontal liegt und nur in drei subvertikal, daß gleichzeitig aber Störungen parallel zur Trofaiachlinie relativ selten – und nicht einheitlich! – erklärt werden. Bevor wir die Frage erörtern, welche Bedeutung der Orientierung der Pfeile in Abb. 6 beizumessen ist, besprechen wir die Ergebnisse der dritten Etappe der Geländearbeiten.

Die Daten bezeichnen Flächen, dazugehörige Striemung und den Bewegungssinn (Station 12a, 12b, 12c)

In Station 12, wo auf 32 von 119 Flächen der Bewegungssinn bestimmt werden konnte, ergibt sich als erste Lösung (ST 12a) eine Pressung in NE–SW. σ_2 liegt größenordnungsmäßig nahe σ_3 ($R \rightarrow 0$), es treten neben Blattverschiebungen auch Aufschiebungen auf.

Aus den restlichen Daten lassen sich zwei gleichwertige Lösungen ermitteln: eine Pressung in NNW–SSE (ST 12b), wobei

$$\sigma_2 \approx \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} \quad (R \rightarrow 0,5),$$

und eine Dehnung (ST 12c) mit annähernd gleicher Orientierung und gleichem R. Zu beachten ist, daß nur drei Störungsflächen subparallel zur Trofaiachlinie liegen und diese drei Flächen zwei verschiedenen Tensoren zuzuordnen sind. Von den häufigeren N–S-streichenden, annähernd seiger stehenden Flächen sind die rechtssinnigen Verschiebungen dem Tensor ST 12a zuzuordnen, die linkssinnigen (siehe Abb. 11) dem Tensor ST 12b. Es wird damit deutlich, daß das Geschehen entlang der Trofaiachlinie mehrphasig und unter wechselnden Spannungszuständen abgelaufen ist.

Die Ergebnisse der Etappe 2 finden somit eine grundsätzliche Bestätigung. Was die Orientierung betrifft, so können die Tensoren mit σ_1 um N–S bis NE–SW mit dem Tensor St 12a verglichen werden (ST 2–1, 3–1, 4–1, 7–1, 8–1, 9, 11–1, 11–2). Mit Einschränkungen sind die Tensoren von ST 10–1, 12–1, 3–2, 4–2 und 10–2 mit dem Tensor ST 12b zu vergleichen. Einschränkungen sind wegen der unterschiedlichen R angebracht. Unterschiedliches R zeigen auch die Tensoren mit subvertikalem σ_1 .

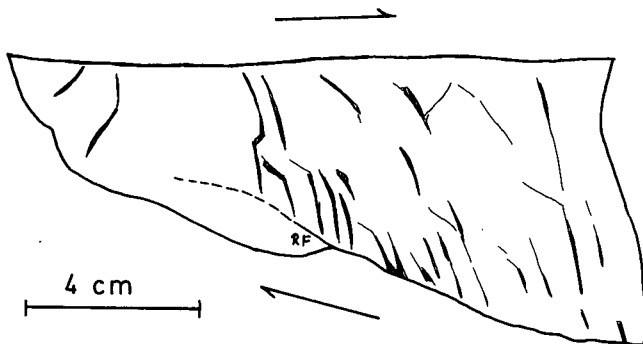


Abb. 7: Offene Zugklüfte in Biotit-Plagioklas-Gneis. Handstück St 12/14.

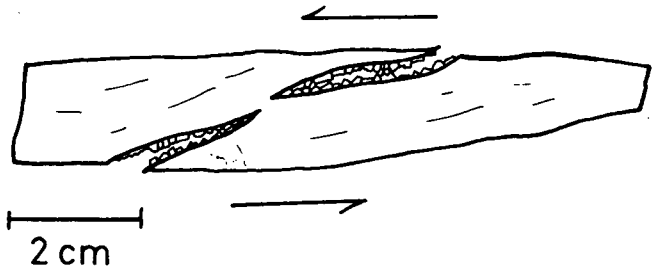


Abb. 8: Mit Feldspat teilweise gefüllte Zugklüfte in Hornblende-gneis. Handstück St 12/3.

Zu bedenken ist, daß die Tensoren von ST 12a, 12b und 12c durch nur 11 bzw. je 7 Flächen abgesichert sind. Eine größere Anzahl von Flächen würde diese Tensoren vermutlich noch etwas modifizieren. Wie sich aus der Bestimmung des Bewegungssinns einzelner Flächen in anderen Stationen und aus der Untersuchung der während der Etappe 2 aufgesammelten Handstücke ableiten läßt, wird der Trend jedoch erhalten bleiben.

Handstück- und Dünnschliffuntersuchungen

Vor dem Schneidprozeß mußten die Handstücke mittels Kunstharz verfestigt werden. Der damit verknüpfte große Zeitaufwand lohnt sich, da auf den Schnittflächen der Relativbewegungssinn ungleich häufiger zu erkennen ist als auf den Bruchflächen. Der Bewegungssinn kann nach folgenden Kriterien festgelegt werden (vgl. dazu auch PETIT et al., 1983):

- Zugklüfte
- Schleppung/Zerschierung vorhandener planarer Gefügeelemente
- Riedel'sche Flächen
- Rotation von Klastteilen in Reibungsbrekzien
- Calcit-Stufenharnsiche

Zugklüfte fallen meist in steilem Winkel vorwärts (bezogen auf die Verschiebungsrichtung) ein (Abb. 7–9). Sie sind offen, teilweise oder auch vollständig mit Calcit oder Feldspat gefüllt. Erreichen die Zugklüfte eine Breite von 1 mm, so kann häufig beobachtet werden, daß der vor der Kluft liegende Teil gegenüber dem dahinter liegenden leicht gehoben ist. Beim Abtasten der Störungsfläche mit der Hand wird die rauhe Richtung die Richtung der Verschiebung anzeigen. Die Schleppungen und Zerschierungen planarer Gefügeelemente betreffen neben Schieferungsflächen auch Ultramyonite und -kataklasite, die aus einer früheren Deformationsphase stammen (Abb. 9, 10). Riedel'sche Flächen fallen stets spitzwinkelig ($20 \pm 10^\circ$ zur übergeordneten Stö-

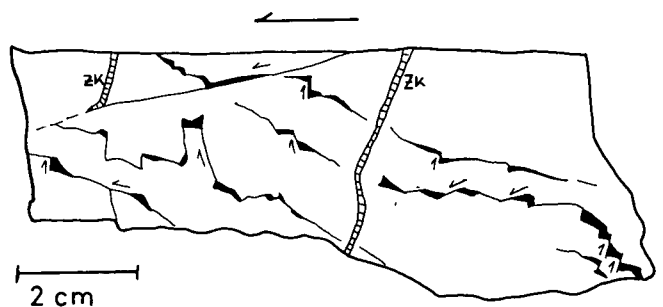


Abb. 9: Geschleppte und zerschnittene Ultramyonit-Flächen (schwarz) in Rauhwacke. ZK = Zugklüfte, mit Calcit gefüllt. Handstück St 5/27a.

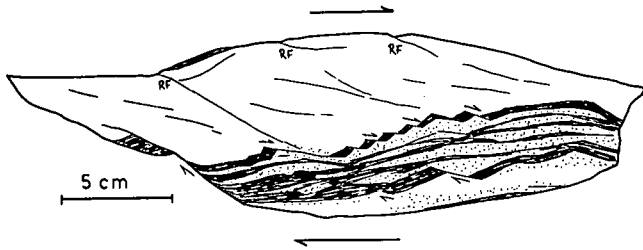


Abb. 10: Schleppung und Zerschneidung von Ultramyonit (schwarz) in Biotit-Plagioklas-Gneis. Punktiert: hellgrüner Mylonit bis Ultramyonit. RF = Riedel'sche Flächen. Handstück St 7/20.

rungsfläche) nach vorne ein (Abb. 11). Im Gegensatz zu den Zugklüften haben auf ihnen Gleitbewegungen stattgefunden. In einem Fall konnte der Bewegungssinn aus der Rotation von Klastteilen einer Reibungsbrekzie bestimmt werden (Abb. 12). In einem weiteren Fall sind auf der Störungsfläche Stufenharnische aus Calcit ausgebildet (Abb. 13).

In Dünnschliffen ist der Bewegungssinn viel seltener eindeutig zu bestimmen, weil die betrachtete Fläche im allgemeinen zu klein ist. Dennoch können wir auf Schliffuntersuchungen nicht verzichten, da aus ihnen wertvolle Rückschlüsse auf die Bruchbedingungen und -mechanismen ableitbar sind. Doch zuvor ist kurz auf die Vorgeschichte der mittelostalpinen Gneise einzugehen. Die ±starke plastische Deformation, die aus Schliffen ungestörter Partien ersichtlich ist (Taf. 13, Fig. 1), wird dem altalpidischen Geschehen zugeordnet. Untersuchungen in der permotriassischen Bedeckung haben ergeben, daß diese altalpidisch PT-Bedingungen



Abb. 11: Riedel'sche Flächen und horizontale Rutschstreifen auf einer N-S-streichenden Störungsfläche (St 12, Klettschachgraben). Bewegung linkssinnig.

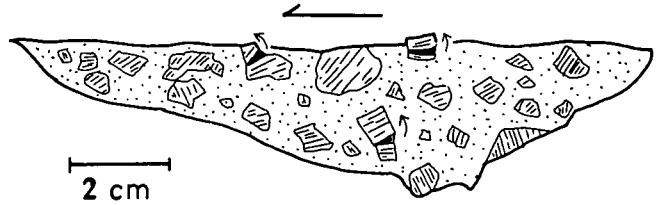


Abb. 12: Reibungsbrekzie mit rotierten Klastteilen. Hohlräume schwarz, Matrix punktiert. Handstück St 1/5.

der mittleren bis höheren Epizone erlebt haben (NIEVOLL, 1983; RATSCHBACHER, 1983). Ähnliches wird für die Gneise selbst gelten. Wir nehmen an, daß im Zuge der altalpidischen Metamorphose etwaig vorhandene gewesene ältere Brüche verheilt sind. Quarz als aussagekräftiges Mineral zeigt in ungestörten Gneisen Undulation und Subkornbildung, die geraden Auslöschungsfrenen bzw. Subkorn Grenzen erstrecken sich über das gesamte Korn. Häufig sind subbasale Böhm'sche Lamellen ausgebildet (Taf. 13, Fig. 1). Plagioklas ist ±saussuritisiert und zerbricht nach der Spaltung.

Die Störungsprodukte sind als Reibung(mikro)brekzien, Glieder der Kataklastit- und vereinzelt auch der Mylonitreihe (im Sinne von SIBSON, 1977) zu bezeichnen. Die Zusammensetzung der Matrix ist lichtmikroskopisch nur qualitativ zu bestimmen: neben Quarz und Plagioklas kann Chlorit identifiziert werden. Von den Porphyroklasten zeigt Quarz überraschenderweise fast immer Spuren einer – wenngleich sehr geringen – plastischen Deformation. Bezeichnend ist Mörtelstruktur mit fleckiger Auslöschung und großen Unterschieden im Subkorn Durchmesser (Taf. 13, Fig. 2–4). Ähnlich verhält sich Plagioklas: entlang von Mikrobrüchen tritt Subkornbildung und Rekristallisation auf, Zwillingslamellen werden verbogen.

Für intrakristalline plastische Prozesse sind bestimmte Mindesttemperaturen erforderlich. Für Quarz liegt diese Temperatur um 250°C (KERRICH et al., 1980; MITRA, 1983; WHITE & WHITE, 1983). Für Feldspat soll sie um 200°C höher liegen (TULLIS & YUND, 1980), doch wurde (super)plastische Deformation/Rekristallisation von Feldspat bei 250°C von KERRICH et al. (1980) aus einer Scherzone im Aiguilles-Rouges-Massiv beschrieben.

Derartige Temperaturen während des Zerbrechens der Gesteine entlang der Trofaiachlinie können auf zweierlei Art erklärt werden:

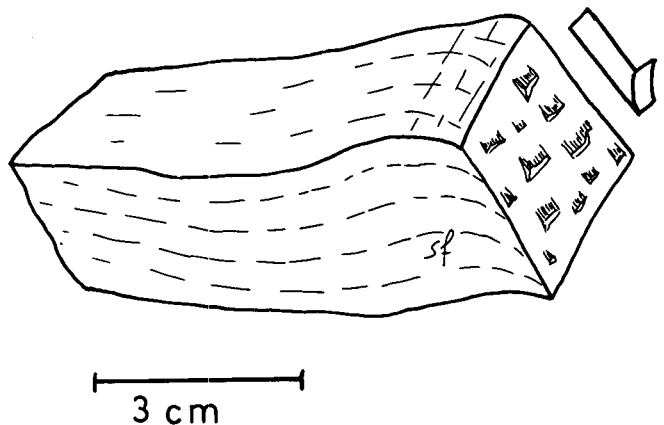


Abb. 13: Calcit-Stufenharnische in chloritisiertem Biotit-Plagioklas-Gneis, Schleppung der Schieferungsflächen. Handstück St 12/8.

- a) das gesamte Gebirge war entsprechend durchwärmt,
- b) das Gebirge war bereits abgekühlt, die Erwärmung resultiert aus dem Bruchvorgang und ist streng lokal begrenzt.

Gegen einen kräftigen Temperaturanstieg ($\Delta T > 250^\circ\text{C}$) infolge der Reibung auf den Störungsflächen sprechen mehrere Argumente:

- Plastische Deformation in den Porphyroklasten ist unabhängig von der Art des Störungsproduktes. Sie tritt in gleicher Ausbildung in Gesteinen der Kataklastit- wie auch der Mylonitreihe auf, egal ob der Kataklastit/Mylonit eine Dicke von 1 oder 100 mm hat.
- Der Großteil der 20 untersuchten Proben stammt von Kleinstörungen außerhalb der Trofaiachlinie. Aus geometrischen Gründen (unebene bis gewölbte Störungsflächen!) können auf ihnen nur geringfügige Versetzungen stattgefunden haben. In Kombination mit dem aus der Seismik bekannten Stressabfall von durchschnittlich 30 bar (SIBSON, 1983) ergibt sich ein sehr beschränktes Potential zur Wärmeerzeugung.
- Eindeutige Pseudotachylite wurden nicht gefunden. Aus dem Vorhandensein von opakem Ultrakataklastit/ Ultramylonit darf nicht auf Glas geschlossen werden (WEISS & WENK, 1983). Auch konnten in keinem Schriff Entglasungsstrukturen, wie sie von vulkanischen Gläsern bekannt sind (Perlite, axiolitische Strukturen usw.), identifiziert werden. Als Hinweis für Pseudotachylite könnten lediglich die idiomorphen Feldspäte gelten, die in Probe Kr 10 auf dem Ausgangsgestein sitzend in den Ultrakataklastit vorstoßen (Abb. 14).

Eine gewisse Durchwärmung des gesamten Gebirges ist aus folgenden Gründen wahrscheinlich:

- In dem von SIBSON (1983, Fig. 2) skizzierten Störungsmodell entwickeln sich bis in eine Tiefe von etwa 5 km kohäsionslose Störungsprodukte. Kataklastite entstehen in Tiefen zwischen 5 und 15 km, Mylonite noch tiefer.
- Riedel'sche Flächen, eines der Kriterien, nach denen wir den Bewegungssinn bestimmen, werden vor allem von Materialien mit einer gewissen Duktilität (z. B. hydroplastische Tone) oder andernfalls mit geringer Kohärenz beschrieben (PETIT et al., 1983).

Wir führen daher die in den Schriffen festgestellte geringfügige Plastizität, die mit der bruchhaften Tektonik einhergeht, auf eine allgemeine Durchwärmung des Gebirges zurück.

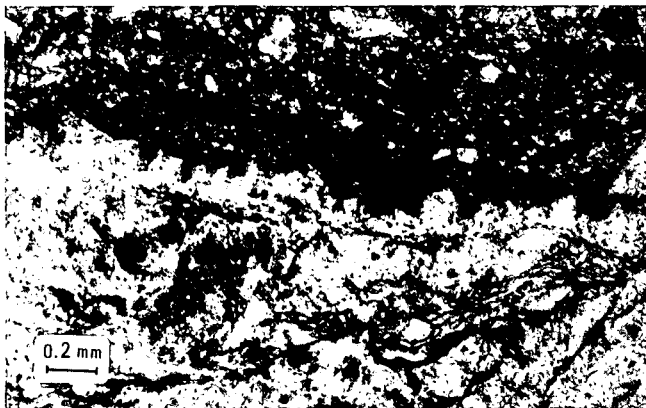


Abb. 14: Idiomorphe Feldspäte (hellgrau) wachsen vom Rand des undeformierten Gesteins (mittelgrau) in den Ultrakataklastit (dunkelgrau) hinein. Kr 10, Sölsnitzgraben, Nicols ||.

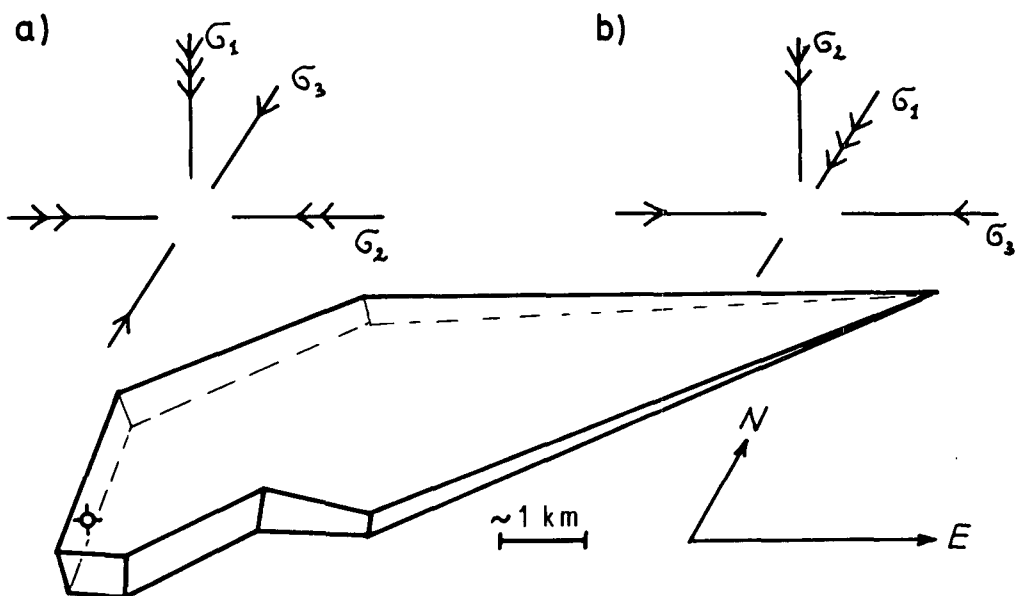
Das Nebeneinander von bruchhafter und bruchloser Verformung kann mit dem von DAS & SCHOLZ (1981) entwickelten Erdbebenmodell erklärt werden. Danach geht einem Erdbeben, bei dem sich ein Bruch mit der Schallgeschwindigkeit des Mediums (= kritisch) fortpflanzt, üblicherweise ein Stadium voraus, in dem sich ein Bruch bedeutend langsamer (= subkritisch) fortpflanzt. Der bruchlose Eingriff in den Kornfeinbau, den wir soeben beschrieben haben, müßte während des subkritischen Stadiums erfolgt sein. Zwar legen DAS & SCHOLZ ihrem Modell subkritischen Bruch infolge Stresskorrosion zugrunde, mit der keine plastische Deformation assoziiert ist (ATKINSON, 1982). Genannte Autoren betonen jedoch, daß subkritischer Bruch ("rupture différée", GOGUEL, 1983) auch andere Ursachen haben könnte. Es ist in der Tat nicht einsichtig, daß subkritischer Bruch nur bei strikt spröder Deformation und Tiefen bis höchstens 8–10 km auftritt.

Zur altersmäßigen Einstufung der Bruchtektonik

Die Folgerung, daß die von uns studierte Tektonik bei Temperaturen um 250°C und in 8–10 km Tiefe erfolgt ist, hat Konsequenzen für ihre altersmäßige Einstufung. Von den K/Ar-Abkühlaltern (Hellglimmer) wissen wir, daß weite Teile des Ostalpins bereits in der Oberkreide die Grenze zwischen bruchloser und bruchhafter Deformation unterschritten haben. Es ist deshalb anzunehmen, daß die intensive Zerbrechung in der Umgebung der Trofaiachlinie in der Oberkreide stattgefunden hat. Aus der Analyse der Störungsflächenverteilung glauben wir drei Tensoren namhaft gemacht zu haben: zwei Tensoren mit subhorizontalem σ_1 (in N–S bzw. NW–SE) und einen Tensor mit subvertikalem σ_1 . Nun ist man im allgemeinen geneigt, einem existierenden Spannungsfeld eine lange Lebensdauer zuzubilligen. Doch haben französische Neotektoniker im Mittelmeerraum nachweisen können, daß in Regionen mit kontinentaler Subduktion Spannungsfelder sich innerhalb kurzer Zeit (3 Ma!) ändern (PHILIP, 1983 cum lit.). Eine großtektonische Situation dieser Art war während der Oberkreide für das Ostalpin gegeben, als das Penninikum überfahren wurde. Drei Tensoren allein während der Oberkreide scheinen daher nicht unmöglich.

Die Überlegungen hinsichtlich der Reihenfolge der Tensoren gestalten sich schwierig, da es nicht gelungen ist, Tensoren mit wärmeren (d. h. älteren) Störungen von solchen mit kälteren (d. h. jüngeren) Störungen zu unterscheiden. Wir nehmen an, daß für eine erste bruchhafte Tektonik der Tensor mit σ_1 subhorizontal in NW–SE verantwortlich war. Dabei wird von der Vorstellung ausgegangen, daß dieser Tensor die Fortsetzung desjenigen Spannungsfeldes darstellt, das in größerer Tiefe und bei höheren Temperaturen die von VOLL (1977), NIEVOLL (1983) und RATSCHBACHER (1983) beschriebene NW–gerichtete Deckentektonik bewirkt hat. Falls die Trofaiachlinie unter diesem Spannungsfeld angelegt worden ist, müssen die Verschiebungen entlang ihr rechtssinnig gewesen sein. Ob anschließend eine Kompression oder eine Dehnung stattgefunden hat, ist nicht zu entscheiden. Wie erwähnt müssen sich die Spannungsfelder rasch abgelöst haben. Die dominierende Kompression in N–S (bis NNE–SSW) vermag die Trofaiachlinie eigentlich nicht zu erklären – es sei denn, wir folgen dem Konzept von METZ (1978) (siehe

I. Beckenbildung



II. Einengung

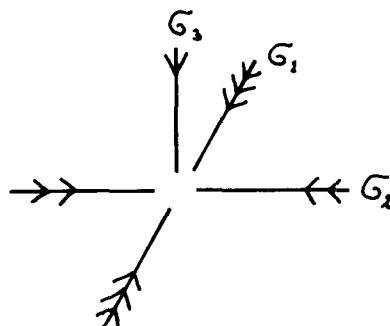


Abb. 15: Mögliche Spannungsfelder zur Erklärung der miozänen Tektonik, erläutert am Beispiel des Trofaiacher Beckens.
 \oplus = Bohrung Dirnsdorf.

nächster Abschnitt). Auf jeden Fall wird die Trofaiachlinie von Störungen dieser N-S-gerichteten Einengungsphase nicht zerstückelt. Die geringfügige Abweichung von σ_1 von der N-S-Richtung ist vermutlich ausschlaggebend für nunmehrige linkssinnige Bewegungen entlang der Trofaiachlinie. Interessant ist, daß BECKER (1978), gestützt auf die statistische Auswertung des Kluffgefüges, für die nördliche Stubalpe zu einer praktisch identen Hauptspannungsrichtung gelangt.

Jüngere Spannungsfelder können nach unseren Methoden nicht etabliert werden. Die weiteren Deformationen laufen an bereits vorhandenen Störungen ab oder schaffen Störungsprodukte, die wir aus unseren Untersuchungen ausklammern müssen. Es sind dies mächtige verknetete Bereiche, in denen Störungsflächen fehlen, und cm- bis dm-mächtige Bereiche mit Störungsletten, in denen die Bewegungsrichtung nicht ersichtlich ist. Dieser Deformationsstil verrät sehr oberflächennahe Bedingungen (0–5 km) und dürfte der miozänen Tektonik zuzuordnen sein.

Die Analyse der miozänen Tektonik muß berücksichtigen, daß ungefähr an der Wende Karpat/Baden (16.8 Ma, STEININGER & RÖGL, 1983) eine Reihe kleiner, relativ tiefer Becken entstanden ist (z. B. Trofaiacher, Leobner, Marein-Parschluger Becken), und daß diese Becken in deformiertem Zustand vorliegen. Nach der seit PETRASCHECK (1924) gängigen Auffassung resultieren die inneralpinen Becken aus einer Dehnung N-S.

Die mittlere Hauptspannung liegt horizontal in E-W, die größte Hauptspannung steht vertikal. Anschließend kommt es zur Vertauschung von σ_1 und σ_3 , die Becken werden von S her unter Druck gesetzt (Abb. 15a). Es ist aber auch denkbar, daß das konstante Element σ_1 in N-S gewesen ist. In einer ersten Phase mit σ_3 in E-W wären die subparallel zum Gebirgsstreichen liegenden Becken als *pull-apart*-Becken (BUCHFIEL & STEWART, 1966) entstanden (Abb. 15b). In einer zweiten Phase hätte sich dann ein vertikales σ_3 etabliert. Der Umriß des Trofaiacher Beckens, die auf den Nordflügel bezogene tiefe Lage des östlich angrenzenden Altpaläozoikums, parallel zur Trofaiachlinie verlaufende Störungen mit horizontalen Rutschstriemen im Miozän nördlich des Emberges bzw. bei Graschnitz, sowie das seiger stehende, NW-SE-streichende, *en-bloc*-verkippte Miozän nordöstlich Pötschach weisen auf (linkssinnige) Horizontalbewegungen entlang der Trofaiachlinie auch während des Miozäns hin. Doch bevor entschieden werden kann, welcher der beiden Kombinationen der Vorzug zu geben ist, sind bessere Aufschlüsse im Miozän bzw. geophysikalische Untersuchungen der Becken abzuwarten.

Diskussion der Ergebnisse

Für die Trofaiachlinie haben wir somit eine lange und bewegte Geschichte rekonstruiert. In einer ersten

bruchtektonischen Phase dürfte der Nordflügel nach Osten gerückt sein, in einer zweiten Phase folgt unter geändertem Spannungsfeld der Südflügel. Freilich kann nicht gesagt werden, wie groß die dazugehörigen Verschiebungsbeträge waren, da erst die miozäne Tektonik das vorliegende geologische Bild schafft. Die oberkretazischen Horizontalbewegungen dürften jedoch höchstens einige Kilometer betragen haben, da sonst die am Westende der Trofaiachlinie liegenden südlichen Eisenerzer Alpen tiefer abgesenkt sein müßten.

Übertragen auf die östlichen Zentralalpen gelangen wir zur Vorstellung, daß die Heraushebung in der Oberkreide nicht rein passiv, in quasi spannungsfreiem Zustand erfolgt ist. Ist das Gebirge einmal unter bestimmte Temperaturen abgekühlt, sorgt die bestehende Einspannung sofort für eine intensive Bruchtektonik. Zu unserem ersten Spannungsfeld (mit σ_1 in NW-SE) könnten die N-S-Brüche gehören, die am Nordrand des Troiseck-Kristallins zwischen Turnau und Veitsch so häufig auftreten (CORNELIUS, 1936; NIEVOLL, 1983), und die alle linkssinnig sind. Unter einer N-S-Kompression angelegt müßte es sich hierbei um Trennbrüche und nicht um Scherbrüche handeln. Wie weit die zahlreichen N-S-Brüche im Unterostalpin des Roßkogelgebietes (CORNELIUS, 1936) eine linkssinnige Komponente besitzen, ist bis jetzt nicht klar.

Ein derartiges Spannungsfeld ist nach METZ (1978) nicht notwendig: die vormiozän angelegten großen Bruchsysteme in den östlichen Zentralalpen sind durch ein Spannungsfeld mit σ_1 in N-S erklärbar. Die Trofaiachlinie ist für METZ Element eines Systems von *en-echelon*-Scherbrüchen und damit eine Sekundärstruktur. Die übergeordnete Struktur ist die NE-SW-orientierte Mur-Mürzlinie. Diesem Lineament wird die NNW-SSE-orientierte Pöls-Lavantlinie als zweite Primärstruktur (im hierarchischen Sinn) gegenübergestellt (METZ, 1978, Abb. 2). Es müßten weitere, regional gestreute Detailuntersuchungen durchgeführt werden, um zu zeigen, ob – wie von uns vertreten – neben dem N-S-Spannungsfeld ein weiteres mit σ_1 in NW-SE bestanden hat, oder ob wir den Beobachtungsraum zu klein gewählt haben, indem wir unsere Untersuchungen auf die Trofaiachlinie beschränkt haben.

Die Bruchtektonik entlang der Trofaiachlinie kann auf keinen Fall auf die miozäne Tektonik im Zusammenhang mit der Anlage der sedimentären Becken an der Wende Karpat/Baden reduziert werden. Die von uns aus den Störungsprodukten ermittelten PT-Bedingungen stehen in krassm Gegensatz zu einer Tektonik, die unter Oberflächenbedingungen abgelaufen sein muß. Die miozäne Bruchtätigkeit ist als Wiederbelebung bereits existierender Brüche zu interpretieren. Das ROYDEN'sche Modell, das für die weitere Umgebung des Wiener Beckens im Miozän Relativbewegungen in der Größenordnung von einigen Zehnerkilometern vorsieht (ROYDEN et al., 1983; ROYDEN, 1984), ist auf die Trofaiachlinie nicht ohne Komplikationen anwendbar. Das Trofaiacher Becken, aufgefaßt als *pull-apart*-Struktur (Abb. 15b), erlaubt nur Relativbewegungen, die über 3 km nicht hinausgehen!

Einen entscheidenden Rang in zukünftigen Überlegungen zur Bruchtektonik der Ostalpen wird die Tektonik einnehmen, die zur Anlage der Gosaubecken geführt hat. Bis jetzt ist nicht geklärt, unter welchem Spannungsfeld diese „tiefen Löcher im Verband der Kalkalpen“ (TOLLMANN, 1978) – aber nicht nur dort, siehe Kainacher Gosau! – entstanden sind. Die Tektonik

der Gosaubecken muß zwangsläufig Spuren im ostalpinen Grundgebirge hinterlassen haben. Falls unsere altersmäßige Einstufung der Anlage der Trofaiachlinie mit Oberkreide zutrifft, so befänden wir uns mit unseren Untersuchungen auf den Spuren der gosausischen Tektonik.

Dank

Vorliegende Arbeit entstand im Rahmen eines von der französischen Regierung finanzierten Forschungsaufenthaltes an der U. S. T. L. in Montpellier (Frankreich). Prof. M. MATTAUER (Lab. de géologie structurale) danke ich für die freundliche Aufnahme in seine Equipe. Besonderen Dank schulde ich A. ETCHECOPAR, der eigens ein kleines Programm zur Adaptierung meiner Meßdaten schrieb und der mir mit großer Geduld sein Programm wie auch die Listen und Tücken des Computers erklärte. Für die Anregung zu diesem Thema und interessante Diskussionen danke ich Prof. K. METZ (Univ. Graz). Unterstützung erfuhr ich weiters durch Prof. H. W. FLÜGEL und Prof. A. FENNINGER (beide Univ. Graz). L. RATSCHBACHER (ebenfalls Univ. Graz) war bei der Erstellung von Abb. 2 behilflich.

Literatur

- ATKINSON, B. K.: Subcritical crack propagation in rocks: theory, experimental results and applications. – J. Struct. Geol., **4**, 41–56, 1982.
- BECKER, L. P.: Über das Bruchverhalten und Bruchgefüge bei einfacher Druckbeanspruchung in der tektonischen Geologie. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **25**, 63–79, Wien 1978.
- BURCHFIEL, B. C. & STEWART, J. H.: "Pull-apart" origin of the central segment of Death Valley, California. – Geol. Soc. America Bull., **77**, 439–442, 1966.
- CORNELIUS, H. P.: Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich 1:75.000, Blatt Mürzzuschlag. – Wien (Geol. B.-A.) 1936.
- DAS, S. & SCHOLZ, C. H.: Theory of Time-Dependant Rupture in the Earth. – J. Geophys. Res., **86**, 6039–6051, 1981.
- ETCHECOPAR, A., VASSEUR, G. & DAIGNIÈRES, M.: An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. – J. Struct. Geol., **3**, 51–65, 1981.
- FLÜGEL, H. W.: Problematik und Bedeutung der Herkunft der Gerölle der mittelsteirischen Gosau. – Jb. Hochschulschwerpunkt S 15, 109–119, Graz 1983.
- GOGUEL, J.: Étude mécanique des déformations géologiques. – BRGM Manuels & Méthodes No. 6, 193 S., Orléans 1983.
- GOLLNER, H., SCHIRNIK, D. & TSCHELAUT, W.: Exotische Karbonatgerölle der „mittelsteirischen Gosau“. – Jb. 1982 Hochschulschwerpunkt S 15, 85–108, Graz 1983.
- HOMANN, O.: Der geologische Bau des Gebietes Bruck a. d. Mur – Stanz. – Mitt. Mus. Bergb. Joanneum, **14**, 47 S., Graz 1955.
- KERRICH, R., ALLISON, I., BARNETT, R. L., MOSS, St. & STARKEY, J.: Microstructural and Chemical Transformations Accompanying Deformation of Granite in a Shear Zone at Miéville, Switzerland: With Implications for Stress Corrosion Cracking and Superplastic Flow. – Contrib. Mineral. Petrol., **73**, 221–242, 1980.
- METZ, K.: Beiträge zur tektonischen Baugeschichte und Position des Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbeckens. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **33**, 4–33, Graz 1973.
- METZ, K.: Bruchsysteme und Westbewegungen in den östlichen Zentralalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., **69**, 27–47, Wien 1978.
- MITRA, G.: Brittle to ductile transition due to large strains along the White Rock thrust, Wind River mountains, Wyoming. – J. Struct. Geol., **6**, 51–61, 1983.
- NIEVOLL, J.: Gefügekundliche Untersuchungen an der Trofaiachlinie. – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **62**, Wien 1982.
- NIEVOLL, J.: Stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen in der Grauwackenzone bei Veitsch (Steiermark). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 150 S., Graz 1983.

- PETIT, J.-P., PROUST, F. & TAPPONNIER, P.: Critères de sens de mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires. – Bull. Soc. géol. France, **XXV**, 589–608, 1983.
- PETRASCHECK, W.: Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten, I. Teil. – Wien 1922/24.
- PHILIP, H.: La tectonique actuelle et récente dans le domaine méditerranéen et ses bordures, ses relations avec la sismicité. – Thèse Docteur ès Sci., 147 S., Montpellier 1983.
- RATSCHBACHER, L.: Geologische Untersuchungen in hohen ostalpinen Decken (Obersteiermark – Österreich). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 306 S., Graz 1983.
- ROYDEN, L., HORVÁTH, F. & RUMPLER, J.: Evolution of the Pannonian basin system. I. Tectonics. – Tectonics, **2**, 63–90, 1983.
- ROYDEN, L.: Thin-Skinned Extension of Vienna Basin. – AAPG Abstr. Ann. Conv., San Antonio 1984.
- SIBSON, R. H.: Fault rocks and fault mechanisms. – J. geol. Soc. London, **133**, 191–213, 1977.
- SIBSON, R. H.: Continental fault structure and the shallow earthquake source. – J. geol. Soc. London, **140**, 741–767, 1983.
- STEININGER, F. & RÖGL, F.: Correlation of Neogene Chronostratigraphic Stage Systems in the Circum Mediterranean Area. – Im Druck.
- STINY, J.: Zur südlichen Fortsetzung der Weyrer Bögen. – Verh. Geol. B.-A., **1931**, 220–230, Wien 1931.
- STINY, J.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Leoben und Bruck a. d. Mur. – Wien (Geol. B.-A.) 1932.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – VIII+256 S., Wien (Deuticke) 1963.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, I. – 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- TOLLMANN, A.: Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. – Mitt. österr. geol. Ges., **69**, 291–351, Wien 1978.
- TULLIS, J. & YUND, R. A.: Hydrolytic weakening of experimentally deformed Westerly granite and Hale albite rock. – J. Struct. Geol., **2**, 439–451, 1980.
- VETTERS, H.: Die „Trofaiaachlinie“. Ein Beitrag zur Tektonik der nordsteirischen Grauwackenzone. – Verh. Geol. R.-A., **1911**, 151–172, Wien 1911.
- VOLL, G.: Seriengliederung, Gefügeentwicklung und Metamorphose in den Nördlichen Radstädter Tauern zwischen Forstau- und Preunegg-Tal. – In: BÖGEL, H. (Hrsg.): Geodynamics and geotraverses around the Alps. – Beil. S. 1–2, Salzburg (vervielf. Manus.) 1977.
- WEISS, L. E. & WENK, H. R.: Experimentally produced pseudotachylite-like veins in gabbro. – Tectonophysics, **96**, 299–310, 1983.
- WHITE, J. C. & WHITE, S. H.: Semi-brittle deformation within the Alpine fault zone, New Zealand. – J. Struct. Geol., **5**, 579–589, 1983.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 7. September 1984.

Erläuterung der Symbole auf den Tafeln 2–12

- X Abschiebung
- Y linkssinnige Blattverschiebung
- Δ rechtssinnige Blattverschiebung
- Aufschiebung
- ▣ Richtung der größten Hauptspannung (σ_1)
- ◊ Richtung der mittleren bzw. kleinsten Hauptspannung (σ_2 bzw. σ_3)

Tafel 2

(Tafel 1 befindet sich als großformatige Beilage in einer Stecktasche am Ende des Heftes)

An der Station 2 wurden 22 Störungsflächen eingemessen. 11 Flächen (d. h. 50 %) sind einem ersten Tensor zuordenbar, der durch folgende Größen charakterisierbar ist:

$$\begin{aligned}\sigma_1' & 357/09 \\ \sigma_2' & 265/15 \\ \sigma_3' & 117/72 \\ R' & = 0,12\end{aligned}$$

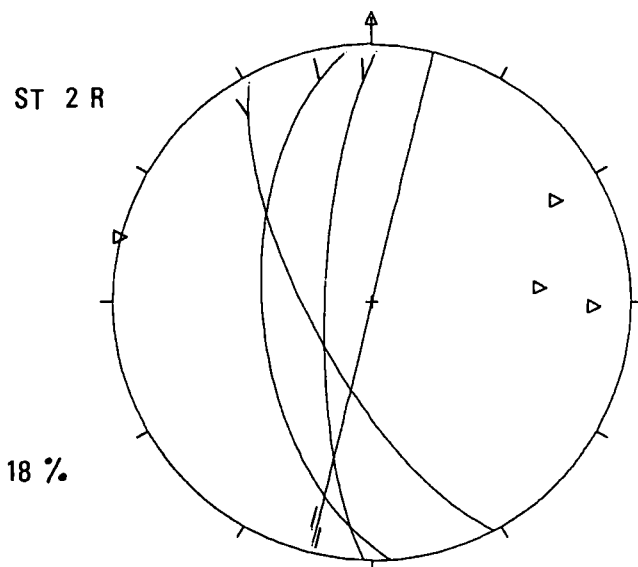
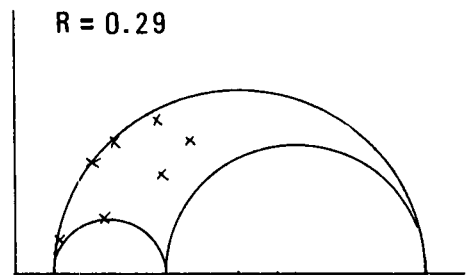
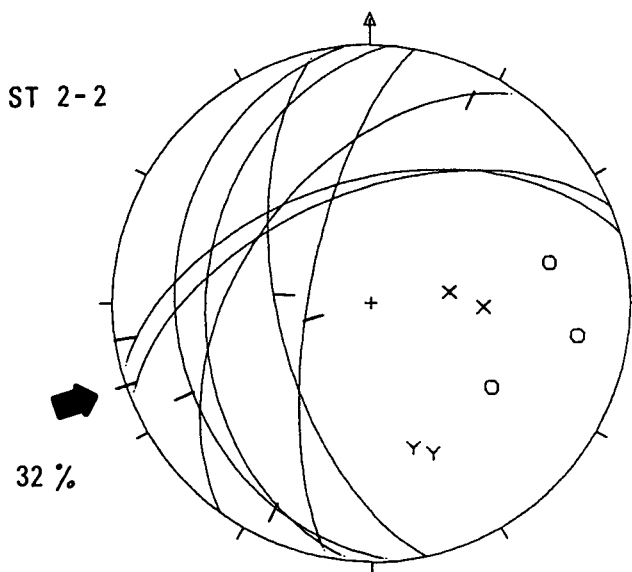
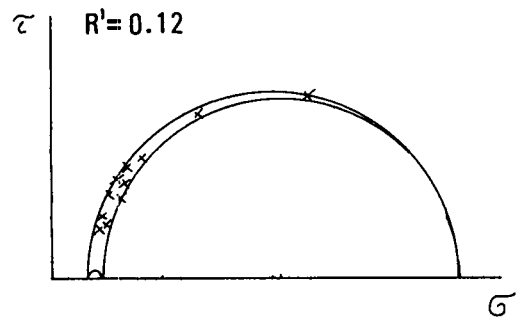
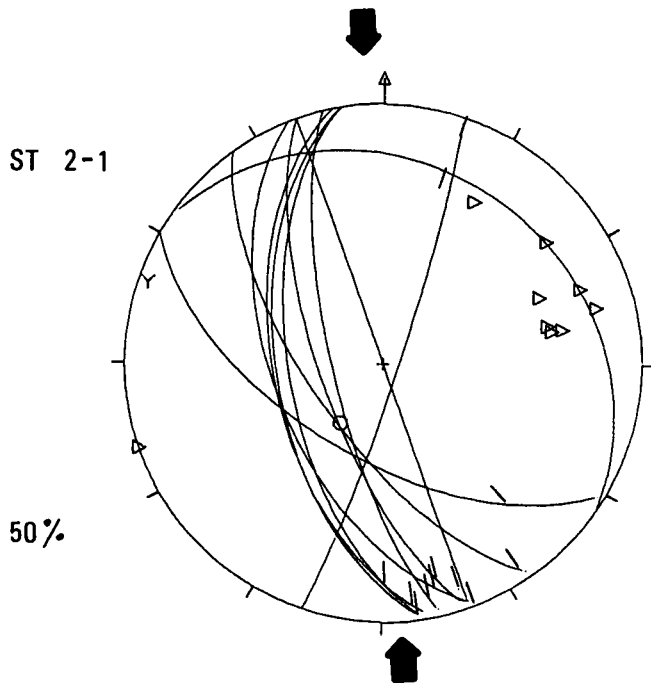
Diese Flächen sind im Diagramm St 2–1 als Großkreise dargestellt. Die kurzen Striche auf bzw. neben den Flächen zeigen die Lage der Striemung an. Der Relativbewegungssinn ist aus den Polpunkten ersichtlich (Erläuterung der Symbole siehe oben). Rechts neben dem Lagenkugeldiagramm die Lage der Flächen auf dem Mohr'schen Kreis.

Einem zweiten Tensor lassen sich 7 Flächen (d. h. 32 %) zuordnen:

$$\begin{aligned}\sigma_1 & 252/38 \\ \sigma_2 & 160/03 \\ \sigma_3 & 066/51 \\ R & = 0,29\end{aligned}$$

Die entsprechenden Flächen sind in Diagramm ST 2–2 dargestellt.

Diagramm ST 2 R zeigt die restlichen 4 Flächen (d. h. 18 %), die weder dem ersten noch dem zweiten Tensor zuordenbar sind. Aus technischen Gründen ist in diesem Diagramm nur eine der beiden Möglichkeiten des Relativsinnes eingetragen.

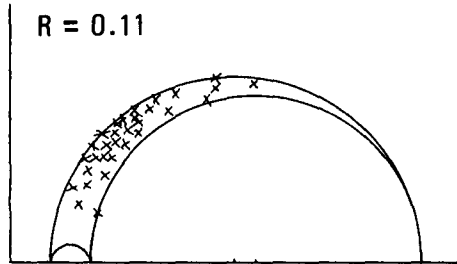
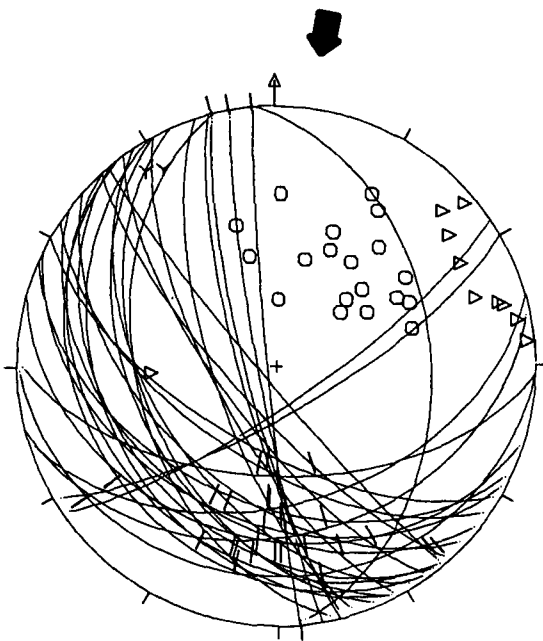


STATION 2: 22 Messungen

1. Tensor: σ_1' 357/09
 σ_2 265/15
 σ_3' 117/72
2. Tensor: σ_1 252/38
 σ_2 160/03
 σ_3 066/51

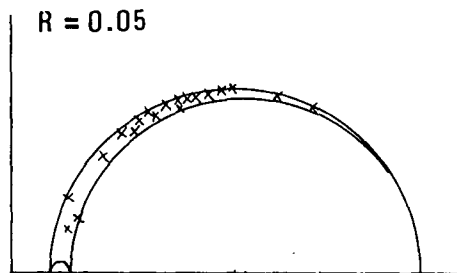
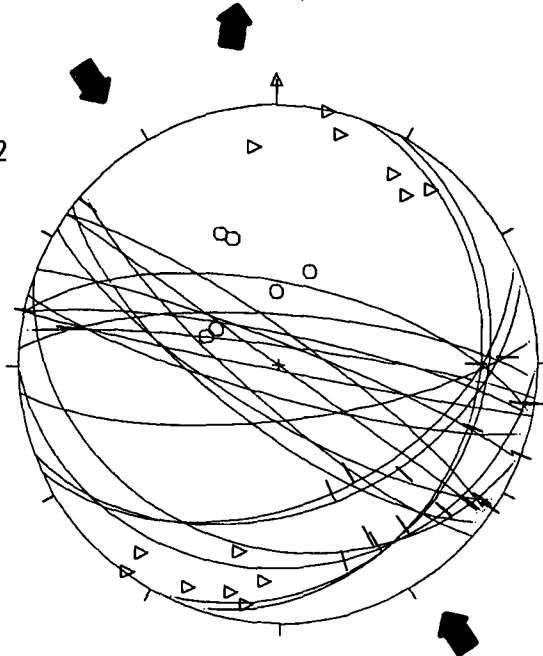
ST 3-1

38%



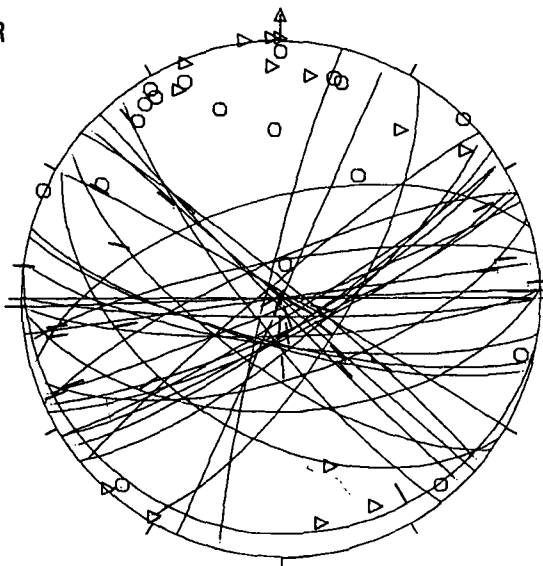
ST 3-2

23%



ST 3 R

39%



Tafel 3

Station 3: 82 Messungen

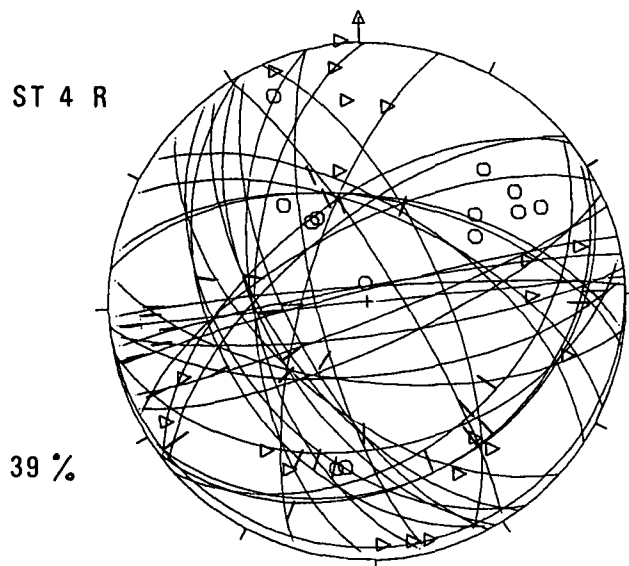
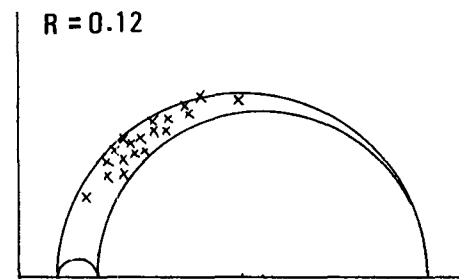
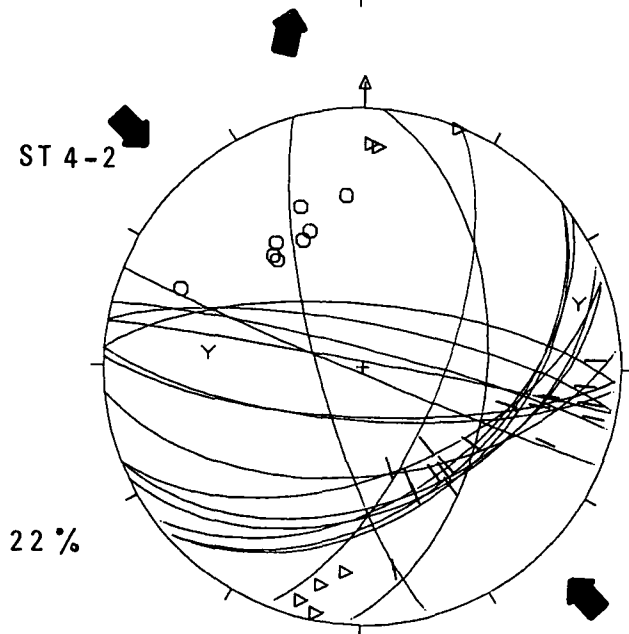
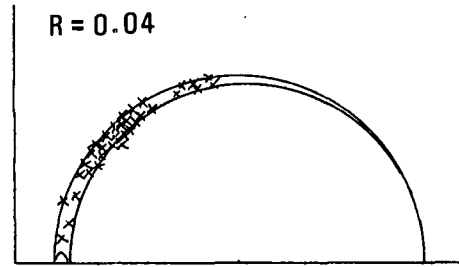
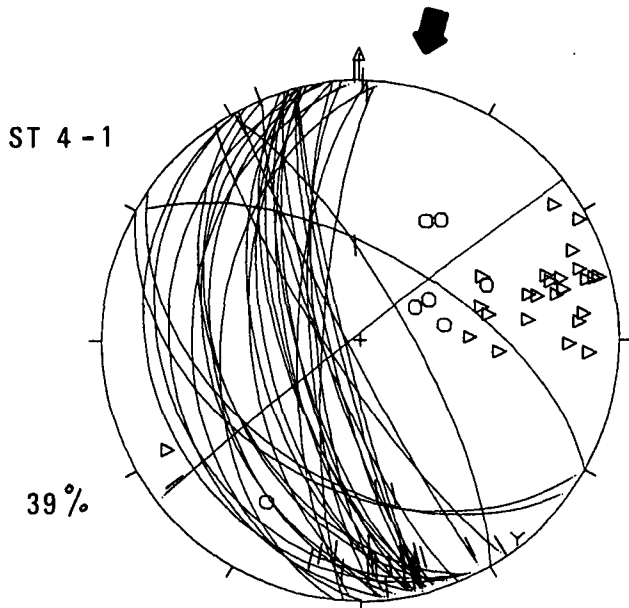
Diagramm ST 3-1: Flächen des ersten Tensors:

σ_1 188/06
 σ_2 096/16
 σ_3 297/73
 R = 0,11

Diagramm ST 3-2: Flächen des zweiten Tensors:

σ_1 146/10
 σ_2 011/76
 σ_3 237/10
 R = 0,05

Diagramm St 3 R: Restliche Flächen.



Tafel 4

Station 4: 85 Messungen

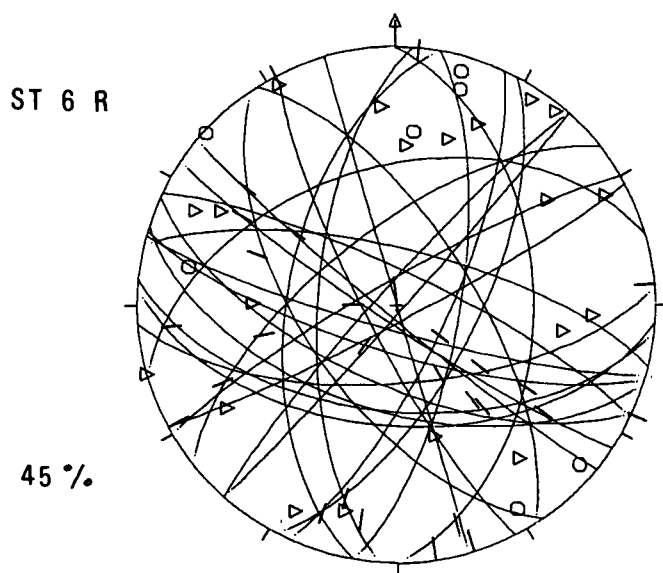
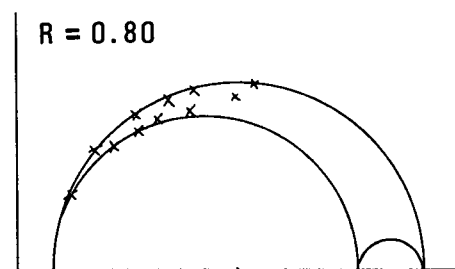
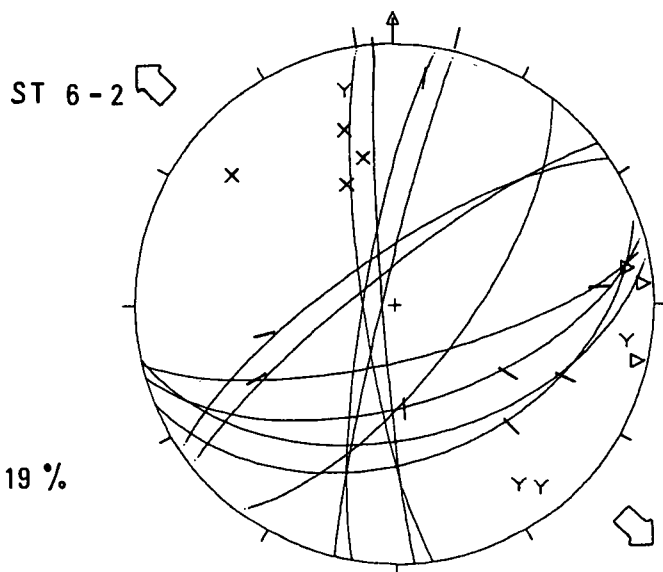
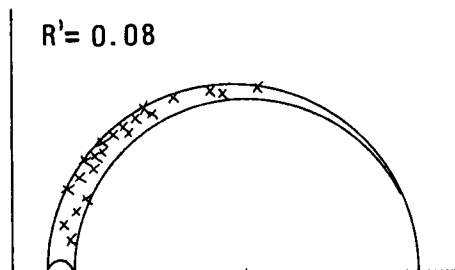
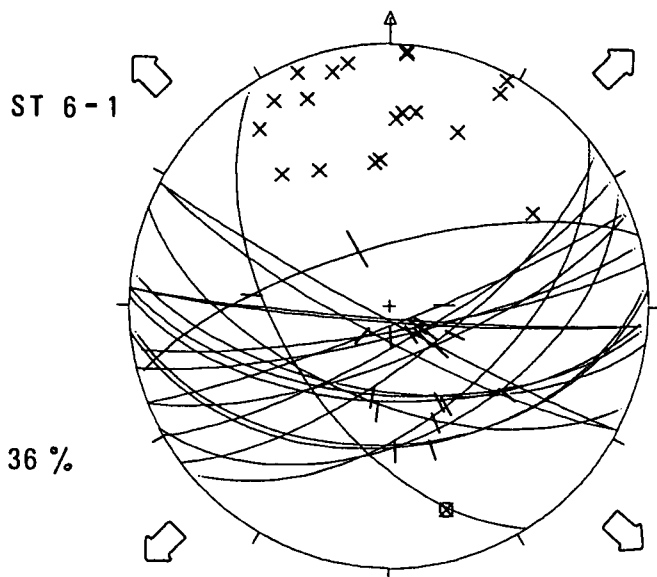
Diagramm ST 4-1: Flächen des ersten Tensors:

- σ_1 194/01
- σ_2 057/89
- σ_3 284/01
- $R = 0,04$

Diagramm ST 4-2: Flächen des zweiten Tensors:

- σ_1 136/22
- σ_2 027/39
- σ_3 248/43
- $R = 0,12$

Diagramm St 4 R: Restliche Flächen.



Tafel 5

Station 6: 59 Messungen

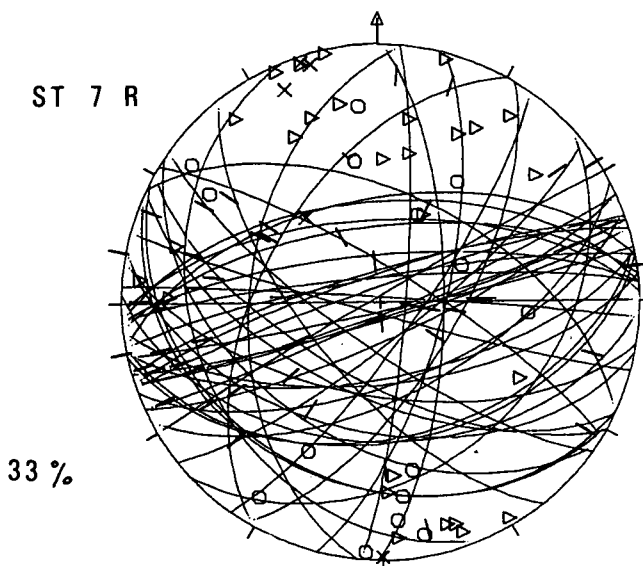
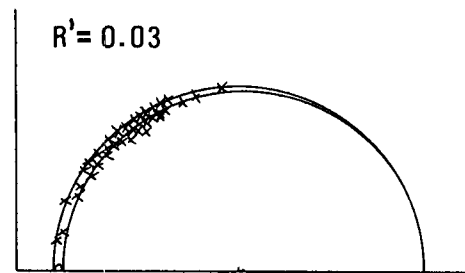
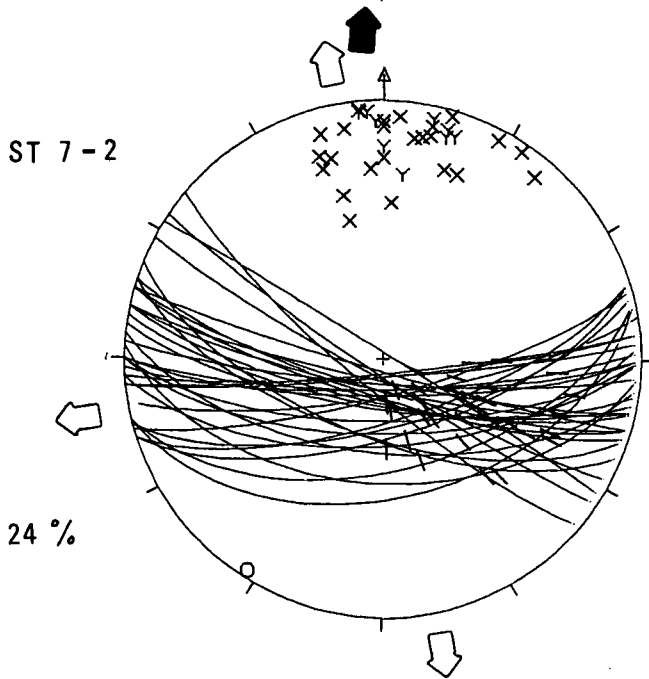
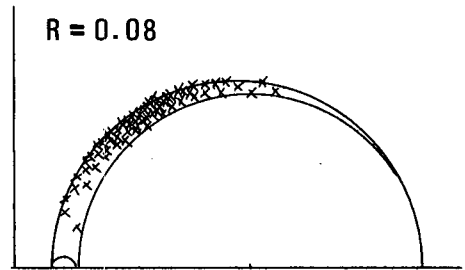
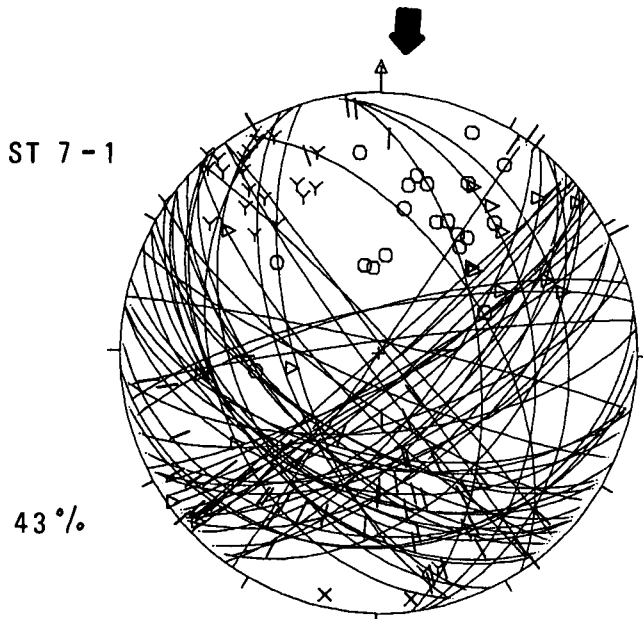
Diagramm ST 6-1: Flächen des ersten Tensors:

- σ_1' 314/85
- σ_2' 224/00
- σ_3' 134/05
- $R' = 0,08$

Diagramm ST 6-2: Flächen des zweiten Tensors:

- σ_1 233/78
- σ_2 043/12
- σ_3 133/02
- $R = 0,80$

Diagramm St 6 R: Restliche Flächen.



Tafel 6

Station 7: 145 Messungen

Diagramm ST 7-1: Flächen des ersten Tensors:

σ_1 185/07

σ_2 023/83

σ_3 275/02

$R' = 0,08$

Diagramm ST 7-2: Flächen des zweiten Tensors:

σ_1' 079/66

σ_2' 259/25

σ_3' 349/00

$R' = 0,03$

Diagramm St 7 R: Restliche Flächen.

Tafel 7

Station 8: 67 Messungen

Diagramm ST 8-1: Flächen des ersten Tensors:

σ_1 005/12
 σ_2 204/78
 σ_3 096/04
 $R = 0,46$

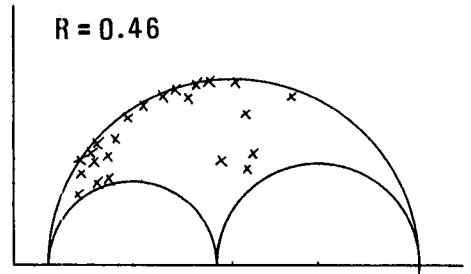
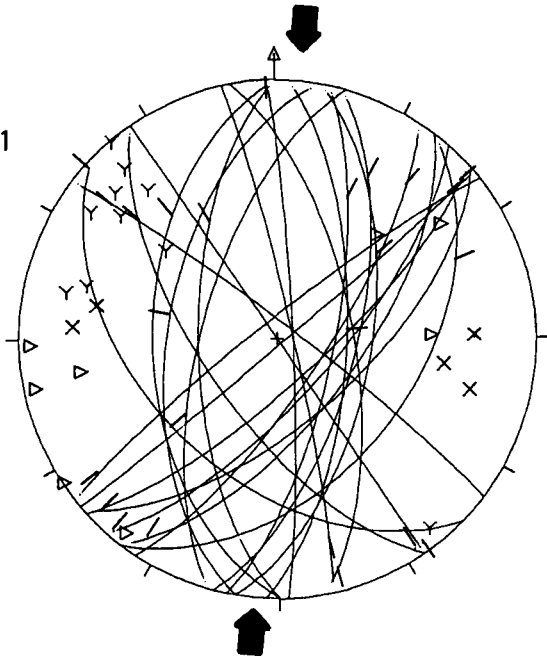
Diagramm ST 8-2: Flächen des zweiten Tensors:

σ_1' 324/73
 σ_2' 155/16
 σ_3' 064/03
 $R' = 0,15$

Diagramm St 8 R: Restliche Flächen.

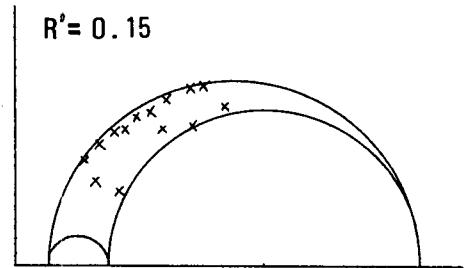
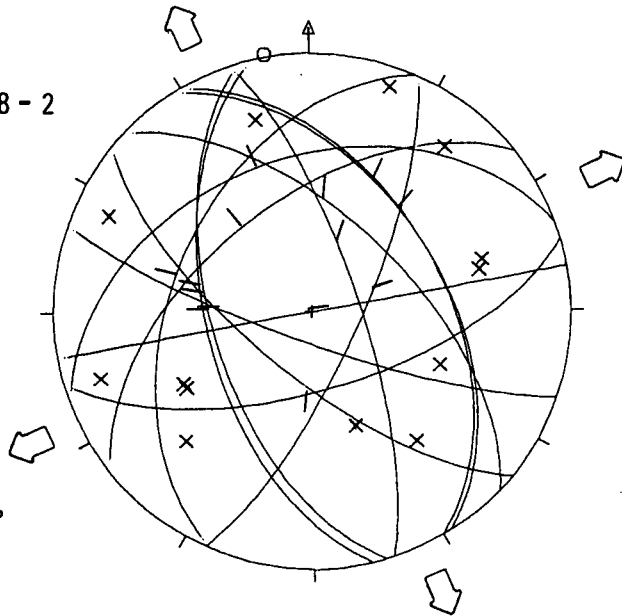
ST 8 - 1

34 %



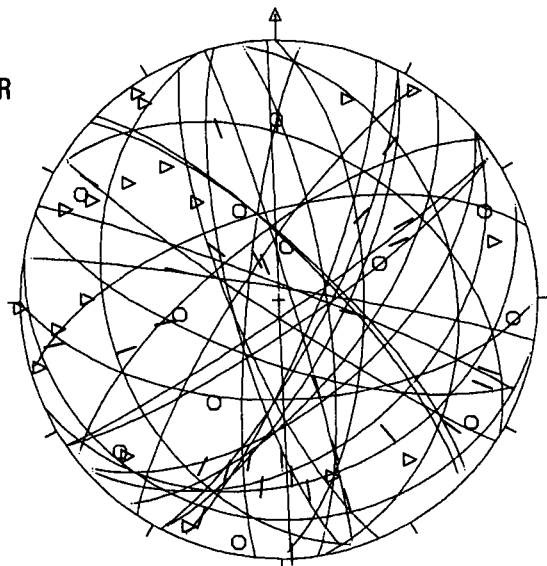
ST 8 - 2

21 %



ST 8 R

45 %



Tafel 8

Station 9: 17 Messungen

Diagramm ST 9: Flächen des errechneten Tensors:

$$\begin{aligned}\sigma_1 & 210/13 \\ \sigma_2 & 309/33 \\ \sigma_3 & 101/54 \\ R & = 0,01\end{aligned}$$

Diagramm St 9 R: Restliche Flächen.

Station 5: 16 Messungen

Diagramm ST 5: Flächen des errechneten Tensors:

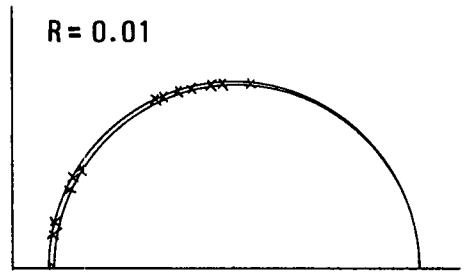
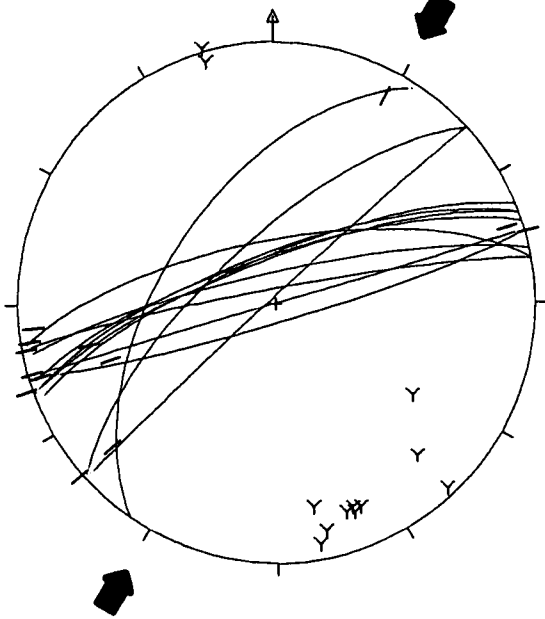
$$\begin{aligned}\sigma_1 & 265/03 \\ \sigma_2 & 358/47 \\ \sigma_3 & 172/43 \\ R & = 0,09\end{aligned}$$

Nach dem Handstückbefund sind die ENE-WSW-streichenden Flächen linkssinnig (vgl. dazu Abb. 9)!

Diagramm St 5 R: Restliche Flächen.

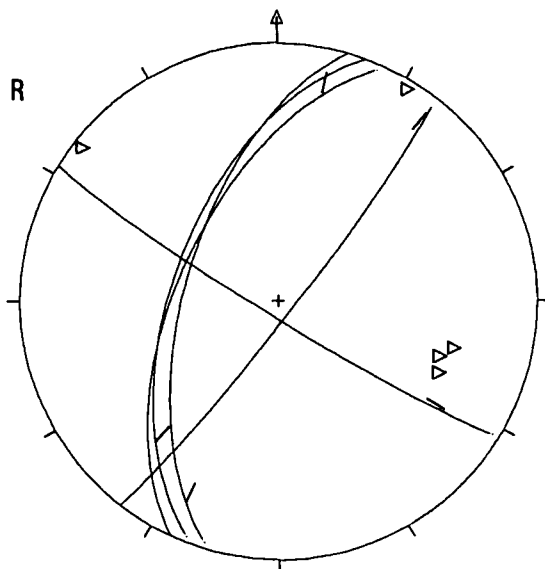
ST 9

71 %



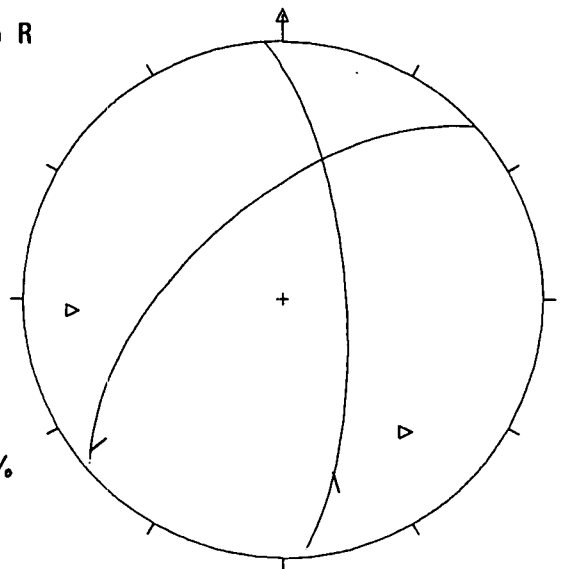
ST 9 R

29 %



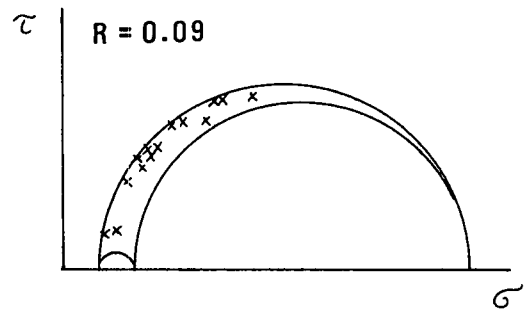
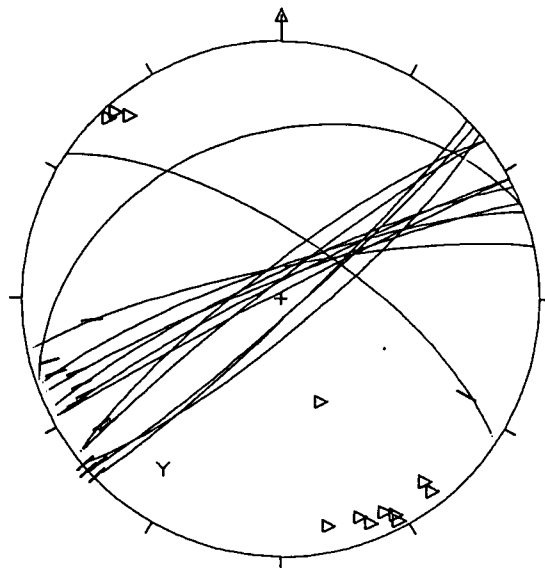
ST 5 R

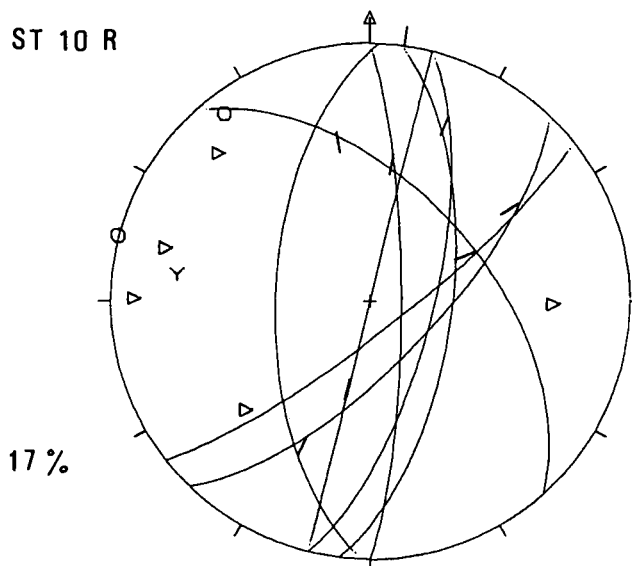
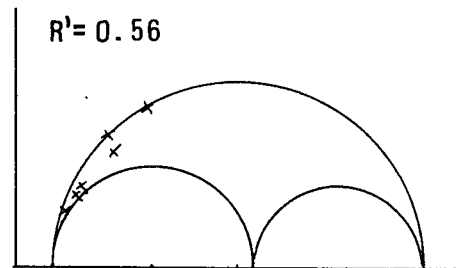
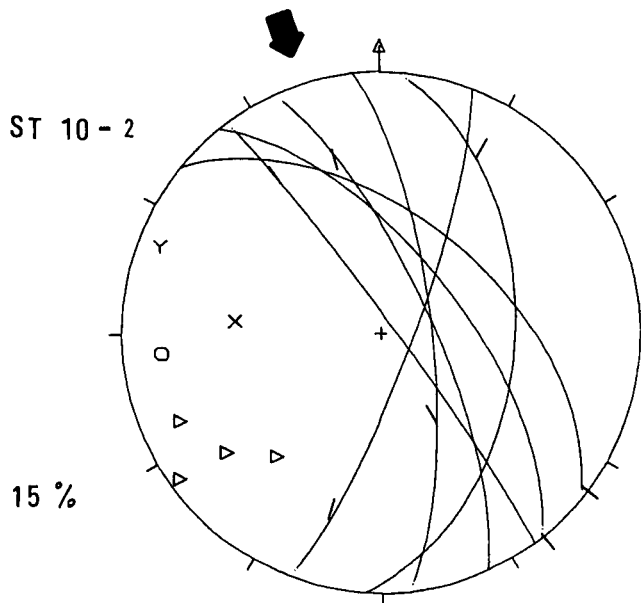
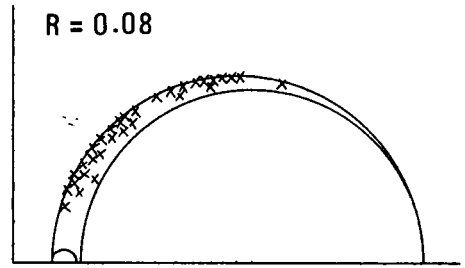
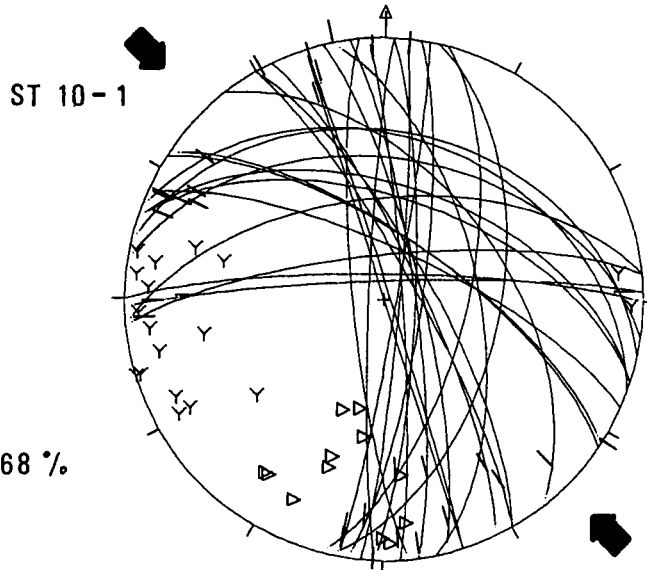
12 %



ST 5

88 %





Tafel 9

Station 10: 46 Messungen

Diagramm ST 10-1: Flächen des ersten Tensors:

σ_1 136/01
 σ_2 044/70
 σ_3 226/20
 $R = 0,08$

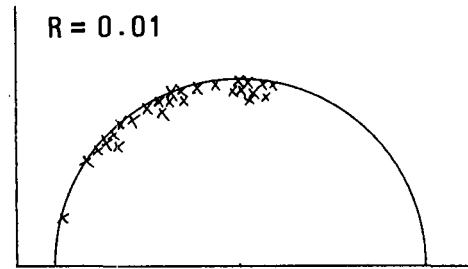
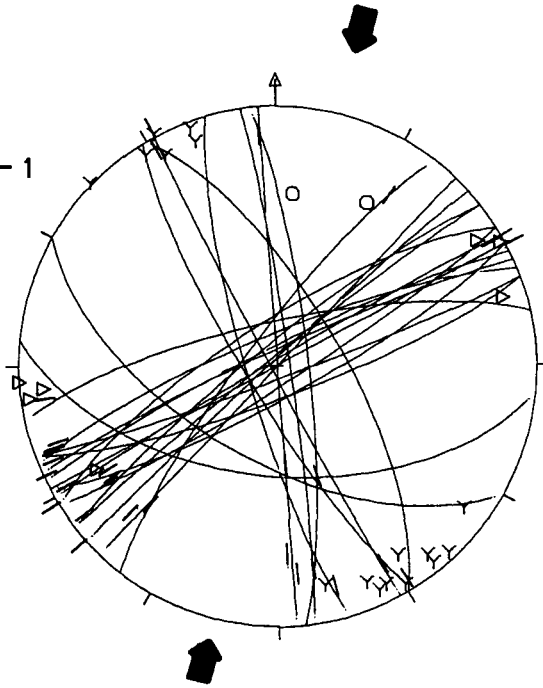
Diagramm ST 10-2: Flächen des zweiten Tensors:

σ_1' 162/15
 σ_2' 046/58
 σ_3' 260/28
 $R' = 0,56$

Diagramm St 10 R: Restliche Flächen.

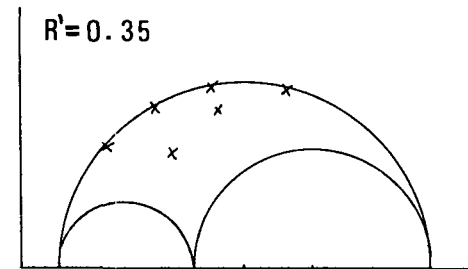
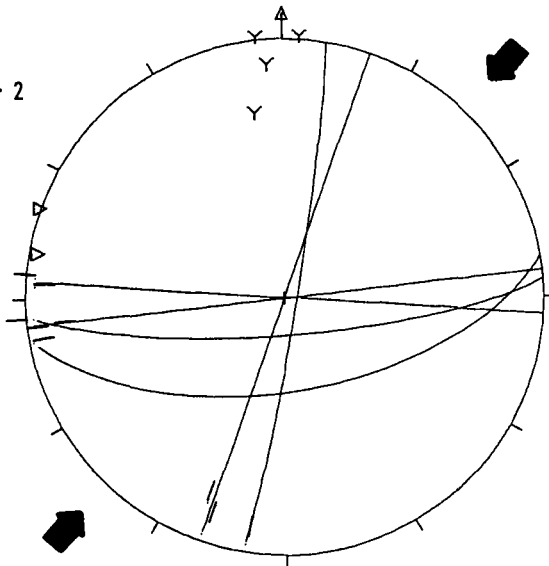
ST 11-1

53 %



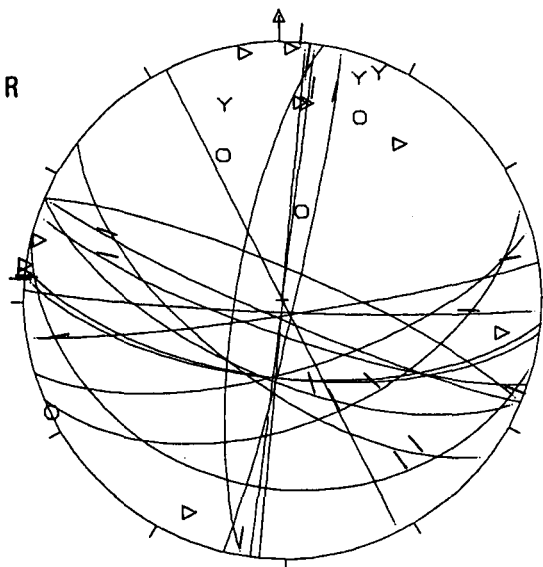
ST 11-2

12 %



ST 11 R

35 %



Tafel 10

Station 11: 49 Messungen

Diagramm ST 11-1: Flächen des ersten Tensors:

σ_1 195/04
 σ_2 101/44
 σ_3 289/46
 $R = 0,01$

Diagramm ST 11-2: Flächen des zweiten Tensors:

σ_1' 223/09
 σ_2' 354/76
 σ_3' 131/10
 $R' = 0,35$

Diagramm St 11 R: Restliche Flächen.

Tafel 11

Station 12: 119 Messungen

Diagramm ST 12-1: Flächen des ersten Tensors:

$$\begin{aligned}\sigma_1 & 124/36 \\ \sigma_2 & 358/39 \\ \sigma_3 & 240/31 \\ R & = 0,05\end{aligned}$$

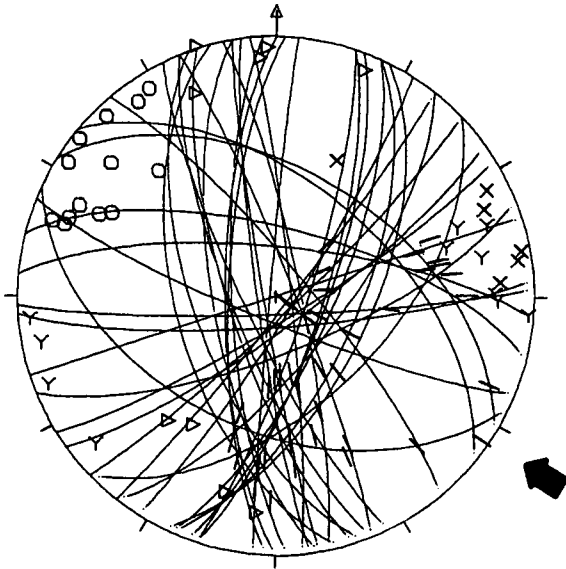
Diagramm ST 12-2: Flächen des zweiten Tensors:

$$\begin{aligned}\sigma_1 & 070/12 \\ \sigma_2 & 312/65 \\ \sigma_3 & 165/21 \\ R & = 0,51\end{aligned}$$

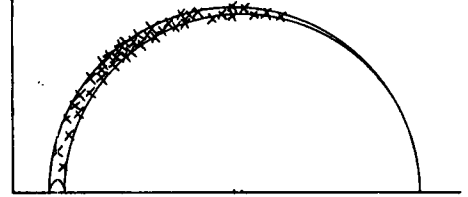
Diagramm St 12 R: Restliche Flächen.

ST 12-1

34 %

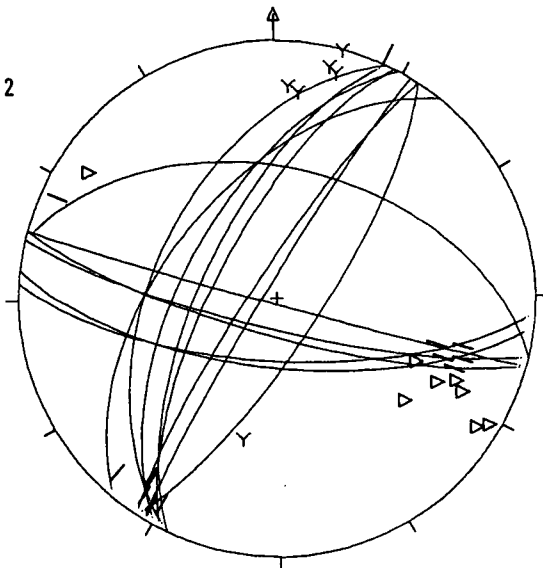


R = 0.05

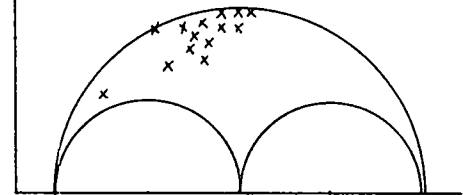


ST 12-2

12 %

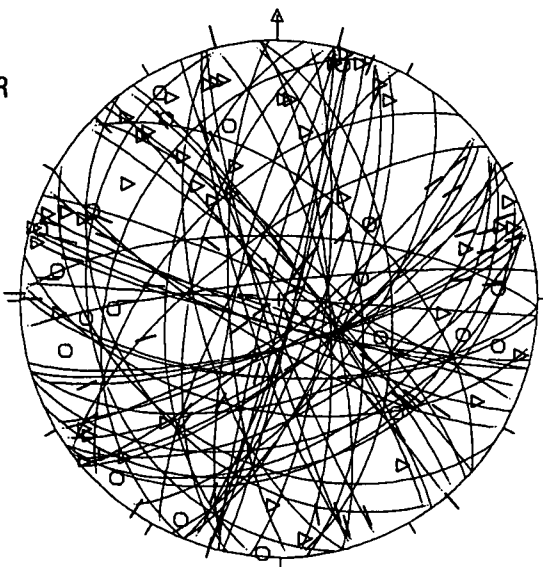


R = 0.51



ST 12 R

54 %



Tafel 12

Station 12: 32 Messungen, Relativbewegungen auf den Flächen bekannt!

Diagramm ST 12 a: Flächen des ersten Tensors:

$$\begin{aligned}\sigma_1 & 223/17 \\ \sigma_2 & 326/36 \\ \sigma_3 & 113/49 \\ R & = 0,22\end{aligned}$$

Diagramm ST 12 b: Flächen des zweiten Tensors:

$$\begin{aligned}\sigma_1 & 158/08 \\ \sigma_2 & 287/78 \\ \sigma_3 & 066/09 \\ R & = 0,56\end{aligned}$$

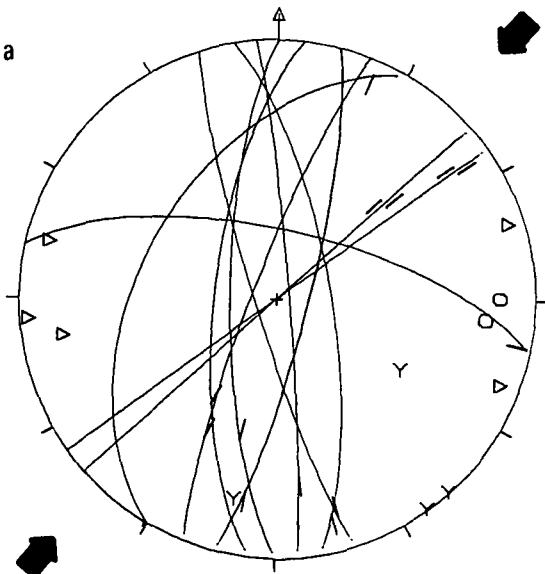
Diagramm ST 12 c: Flächen des dritten Tensors:

$$\begin{aligned}\sigma_1 & 299/60 \\ \sigma_2 & 068/20 \\ \sigma_3 & 166/22 \\ R & = 0,41\end{aligned}$$

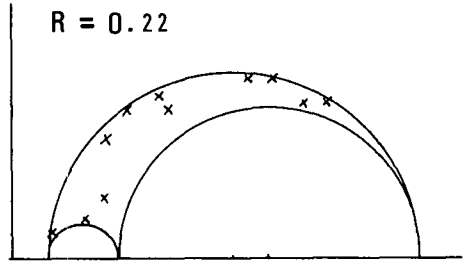
Nicht dargestellt sind die restlichen 7 Flächen (22 %), die durch keinen der drei angeführten Tensoren erklärbar sind.

ST 12 a

34%



R = 0.22



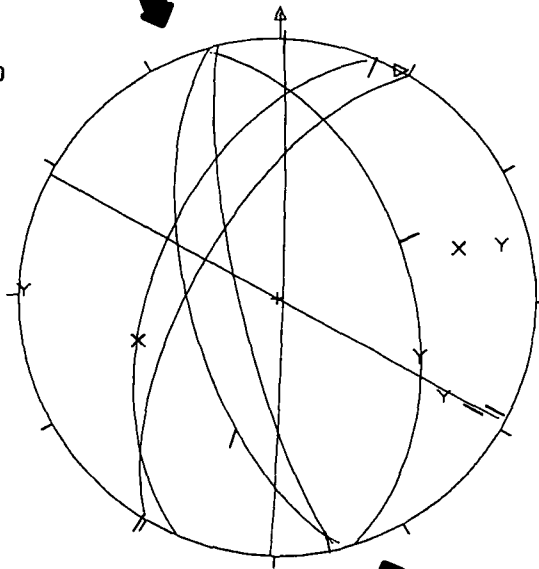
G_1 223/17

G_2 326/36

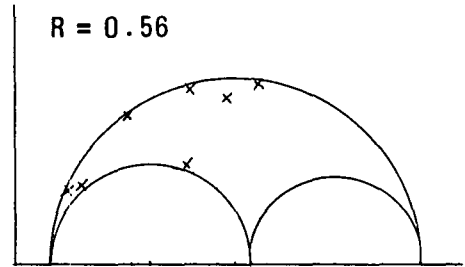
G_3 113/49

ST 12 b

22%



R = 0.56



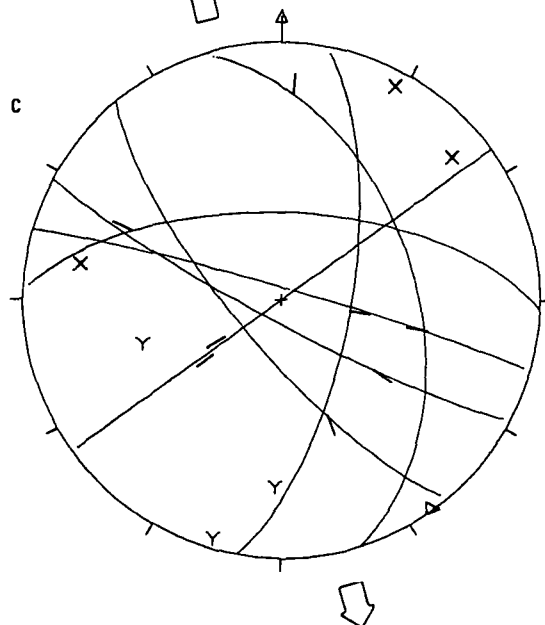
G_1 158/08

G_2 287/78

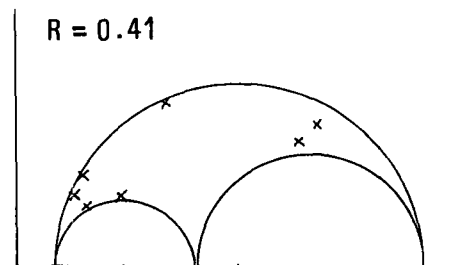
G_3 066/09

ST 12 c

22%



R = 0.41



G_1 299/60

G_2 068/20

G_3 166/22

Tafel 13

- Fig. 1: Plastisch deformiertes Quarzkorn mit subbasalen Böhmschen Lamellen und geraden Subkorngrenzen. Kr 18, Sölsnitzgraben.
- Fig. 2: Zerbrochenes Quarzkorn im Ultrakataklastit (schwarz). Nicols ||. Kr 11, Graschnitzgraben.
- Fig. 3: Detail aus Fig. 2; unter Nicols + zeigt Quarz Mörtelstruktur.
- Fig. 4: Quarzkorn mit Mörtelstruktur; fleckige Auslöschung, große Unterschiede im Subkorndurchmesser, feinkörniges Rekrystallisiert entlang von Mikrobrüchen. St 4/25, Stegg.

