

Die Geologie des Gleinalm-Autobahntunnels
(1. Teil : Tektonik)

Walter Nowy

46 Abb., 3 Taf.

Anschrift:
Dr. Walter Nowy
Bergheim
3053 Laaben

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	24	S. 59–123	Wien, Okt. 1977
---------------------------------------	----	-----------	-----------------

Inhaltsverzeichnis

1. Zusammenfassung, Abstract	61
2. Vorbemerkung und Zielsetzung	62
3. Historischer Rückblick und derzeitige Ansichten über die Geologie der Gleinalm	63
4. Tektonische Beschreibung	66
4.1 Generelle Einleitung	66
4.2 Schieferung	67
4.3 Lineare Strukturen	68
4.31 L _{FA} ; L _{FF} ; L _S ; L _{ML} ; β -Achsen, δ -Achsen	68
4.32 Boudinagen	69
4.33 Kluftmineralelongation	70
4.4 Plastische Deformation	70
4.41 Einleitung	70
4.42 Geometrische Klassifizierung der Falten	72
4.43 Auswertung der geometrisch analysierten Faltenformen	74
4.431 Biotitplagioklasgneislage als Einzellage – eingebettet in einer Matrix von Biotitglimmerschiefer (Stat. N 320)	74
4.432 Biotitplagioklasgneis, eingebettet in einer Matrix von amphibolitischen Material variierenden Feldspatgehaltes	76
4.433 Wechsellagerung von amphibolitischen und biotitischem Material mit hellen Biotitgneislagen	81
4.434 Alkalifeldspatführender Biotitplagioklasgneis mit Einschaltungen von amphibolitischen Lagen (Stat. S 2504)	84
4.435 Ptygmatische Faltung	84
4.436 Knickfalten	84
4.437 „Intrafolial folds“	84
4.438 Chloriteinwanderungen in Druck-Schattenräumen von Faltungen	87
4.44 Deutung der Faltenstrukturen	87
4.5 Das Kluftgefüge	91
4.51 Beschreibung der Raumlage (Stellung), räumlichen Erstreckung (\neq Größe) und Ausbildungsart der Flächen	91
4.52 Detailbeschreibung der einzelnen Kluftgruppen	92
4.521 Alte Relikt-Strukturen A ₀	94
4.522 Kluftgruppe A, A'	94
4.523 Kluftgruppe B, B' und C, C'	95
4.524 Kluftgruppe D, D'	98
4.525 Kluftgruppe E	98
4.526 Kluftgruppe F, F'	99
4.527 Kluftgruppe G, G'	101
4.528 Kluftgruppe G''	102
4.529 Kluftgruppe H, H'	102
4.5210 Kluftgruppe J	102
4.5211 Kluftgruppe K, K'	103
4.53 Kluftbewegungslinearen	104
4.531 Ausbildung der Bewegungslinearen	104
4.532 Auswertung der Bewegungslinearen	104
4.54 Deutung der kataklastischen Strukturen	108
5. Versuch einer Entwicklungsgeschichte des Gleinalmgebietes – wann ist die Gleinalmmetamorphose entstanden?	113
6. Literatur (Tektonik)	119

1. Zusammenfassung

Der bisher in der Literatur vertretenen Ansicht über die Geologie des Gleinalmgebietes (Teil des ostalpinen Altkristallins in der Steiermark) steht, durch die optimalen Aufnahmebedingungen des Gleinalmstollen begünstigt, eine neue Interpretation gegenüber.

Die Bildung der Gleinalmgesteine geht auf eine Wechselserie von saurem, dazitischem, tholeiitischen Material, heute in Form von Plagioklasgneisen und Amphiboliten vorliegend, zurück. Die Entstehung erfolgte, belegt durch radiometrische Rb/Sr Altersbestimmungen, um die Wende des Kambrium/Silur (500 ± 45 M.J.).

Während dieses vulkanogenen Prozesses kam es auch zur Verunreinigung und Umlagerung der als reine Endglieder angesehenen Plagioklasgneise/Amphibolite durch Tuffe, Tuffite, Tephra-, Sedimentmaterial und vermutlich kam es schon frühzeitig zur Bildung konkordanter granitischer Lagen.

Die so ausgebildeten Serien wurden einem intensiven Faltungsprozeß entlang einer dominierenden E-W Hauptstrukturrichtung von B_1 und entlang selektiv auftretender NNE-SSW orientierter B_2 Achsen, mit all seinen begleitenden Formungselementen unterworfen.

Nach dieser Hauptgefügeprägung und Hauptmetamorphose, die in der Amphibolitfazies der Faziesreihe vom Barrowtyp stattfand und keine Trennung in verschiedene Orogenesen zuläßt, folgten jüngere tektonische Ereignisse in Form kataklastischer Verformungen entlang steilstehender Klüfte und selektiven jüngeren Verschiebungszonen, die jedoch zu keiner durchgreifenden Überprägung des Mineralbestandes führten. Für die zeitliche Einstufung der amphibolitfaziellen Metamorphose wurde bisher allgemein ein variszisches Alter angenommen.

Neue Mineraldatierungen an den Hellglimmern der Gleinalmgesteine lassen diese Auffassung zumindest unsicher erscheinen. Es wäre auch möglich, daß eine altalpine Metamorphose vorliegt.

Abstract

The opinion concerning the geology of the Gleinalm area (part of the 'ostalpin Altkristallin' in Styria) that has been expressed up to now is now confronted with a new interpretation which has been made possible by the excellent survey facilities of the Gleinalm tunnel.

The formation of the Gleinalm stones has its origin in a changing series of acid, dacic and basic, tholeiitic material, nowadays existing as 'plagioklas' gneisses and amphibolites. The formation occurred at the turn of the Cambrian/Silurian (500 ± 45 m.y.) which is proved by radiometric Rb/Sr age determinations.

These volcanic processes led also to impurities and redeposition of the plagioclasgneisses and amphibolites, regarded as pure final links, in form of tuffs, tuffites, volcanic ejecta-, sedimentary rocks and presumably the formation of concordant, granitic layers developed very early.

The series developed as described above were subject to an intense folding phase along a dominating E-W main structural direction of axis B_1 and along selectively occurring NNE-SSW orientated B_2 axes, with all its accompanying structural elements.

After this main structural orientation and metamorphism, which occurred in

the amphibolite facies from the facies series of the Barrow type and which do not admit a separation into different orogenises, younger tectonical events followed in the form of cataclastic deformations along steep-dipping joints and younger selective foliation zones, which, however, did not lead to a through overprint of the minerals. The amphibolite facial metamorphism was until now commonly supposed to belong to the hercynian age.

New mineral datings of the light mica of the Gleinalm rocks makes this interpretation appear at least questionable. It also seems to be possible that there might have been an old alpine metamorphism.

2. Vorbemerkung und Zielsetzung

Im Frühjahr 1973 wurde ich von Herrn Dr. W. DEMMER, der von der Gleinalm-Autobahn AG mit der geologischen Betreuung des Gleinalmtunnens beauftragt wurde, für die Detailprojektierung des Tunnelbauvorhabens beigezogen.

Meine Aufgabe bestand im Aufsammeln möglichst vieler geologischer Daten und Informationen für die Detailprojektierung sowie für die Ausschreibungsgrundlagen des Vollaushubes und der Durchführung der örtlichen geologischen Baustellenbetreuung des Richtstollens.

Aus der Fülle der sich daraus ergebenden Beobachtungsdaten entstand die vorliegende Arbeit als Dissertation am Geologischen Institut der Universität Wien bei Herrn Doz. Dr. W. FRANK. Ihm vor allen bin ich nicht nur für die Annahme des Dissertationsthemas sondern auch für die Durchführung der Altersbestimmungen (Aufbereitung : Dr. S. SCHARBERT), der stets fördernden Unterstützung meines Interesses an der Gefügekunde und für seine in selbstloser Weise weitergegebenen Anregungen und Mitteilungen zu Dank verpflichtet.

Eine weitere angenehme Pflicht ist es mir, für das Zustandekommen dieser Arbeit Herrn Dr. W. DEMMER zu danken. Seine Förderung, seine wirtschaftliche Unterstützung und der stetige Gedankenaustausch, dem ich große Anregungen und Erweiterungen meines Wissens auf technisch-geologischem Gebiet verdanke, ermöglichte mir erst, diese Arbeit zu vollenden.

Meinen Lehrern, Herrn Prof. Dr. E. CLAR, Herrn Prof. Dr. A. TOLLMANN und Herrn Prof. Dr. H. WIESENEDER möchte ich auf diesem Wege meinen Dank für das fördernde Interesse und die Unterstützung, die sie mir zukommen ließen, ausdrücken.

Den zahlreichen Mitarbeitern, der an diesem Projekt beteiligten Personen der PAG (Pyhrn Autobahn AG), der örtlichen Bauaufsicht der durchführenden Bau-firmen und den Anregungen der Herren Dr. RIEDMÜLLER, Doz. Dr. W. FRISCH und Dr. KOLLER sei ebenfalls gedankt.

Das Ziel der Dissertation bestand darin, ausgehend von der geologischen Detailaufnahme im Maßstab 1 : 100, durch eine Beschreibung und Erklärung der petrographischen und gefügekundlichen Formen und Verformungsbilder und mittels chemischer Analysen und geochronologischer Untersuchungen zu einer neuen Analyse der Entstehungsgeschichte der Gesteinsserien der Gleinalm und ihres metamorphen Werdeganges zu kommen.

Dieses für diesen Bereich neu erlangte Bild wurde durch die optimalen Aufnahmebedingungen erleichtert, bzw. erst ermöglicht.

Folgende Unterlagen wurden angefertigt :

- a) Geologische Kartierung im Maßstab 1 : 100 in Form von Stollenbändern mit aufgeklappten Ulmen (Beispiel einer Zone intensivster Verfaltung SÜD Stat. 2200–2300 – siehe Taf. 12 b).
- b) Zusammengefaßte Stollenbänder im Maßstab 1 : 1000 mit synthetisch zusammengefaßten Diagrammen von jeweils 500 m.
- c) Längenschnitt des Gleinalmtunnels im Maßstab 1 : 10.000 (Taf. 12 a).
- d) Geologische Obertagsaufnahmen entlang der Trassenführung des Tunnels und Kartierung der westlichen Fortsetzung des von SCHUHMACHER 1973 im Maßstab 1 : 100.000 kartierten Stubalpengebietes (Taf. 11).

Die folgende Arbeit – der erste Teil der Geologie des Gleinalm–Autobahntunnels – soll einen Einblick in die durchgeführten tektonischen Untersuchungen, Analysen und in den derzeitigen Stand der geochronologischen Untersuchungen geben. Sie soll weiters einen Beitrag zur Beantwortung des Kernproblems des ostalpinen Altkristallins im Gleinalmgebiet, nämlich zur Frage der zeitlichen Einstufung der Hauptmetamorphose und des damit verbundenen kinematischen Ablaufes, leisten.

3. Historischer Rückblick und derzeitige Ansichten über die Geologie der Gleinalm

Gesteinsmaterial und Entwicklungsgeschichte der Gleinalm, die einen Teil des ostalpinen Altkristallins bildet, wurde 1923 von F. ANGEL in einer nun schon klassisch gewordenen Arbeit dargestellt.

In der weiteren Folge wurden die Arbeiten in Zusammenhang mit der gleichzeitigen Bearbeitung des Stubalpenkomplexes intensiviert (ANGEL 1923, 1924, 1928, 1939, 1940; HERITSCH & CZERMAK 1923, HERITSCH 1963) und in neuerer Zeit wieder fortgesetzt (PROSSNIGG 1969; TEKELI 1971; BECKER & SCHUHMACHER 1973).

Schon früh wurde die Gleinalm in drei große Baueinheiten gegliedert (ANGEL 1923) :

- a) die Kerngesteine
- b) die untere Gleinalmschieferhülle und
- c) die obere Gleinalmschieferhülle

Im Süden folgt mit einer tektonischen Grenze das Grazer Paläozoikum. Gegen NE schließt an die Kerngesteine der Gleinalpe der Mugal-Rennfeldzug an.

Als Vertreter der hellen, sauren Anteile der Kerngesteine treten nach ANGEL 1923, 1928, ANGEL & SCHENK 1928, HERITSCH 1963 wenig differenzierte granodioritische bis granitische Gesteine auf (Mikroklinggranite, Gneisgranite, Granodiorite, Quarzglimmer-Diorite, Pegmatite & Aplite). Eingeschaltet in diese sauren Kerngesteine sind Metabasitzüge und -linsen, die von ANGEL als Differenziate eines alten Gabbrostammes gedeutet wurden, wobei die Differenziate dann durch die Metamorphose umgewandelt wurden (essexitisch-thermalith-gabbroides Muttergestein).

Dieser Gliederung von ANGEL 1923, 1924, 1928, 1939, 1940 steht eine von BECKER & SCHUHMACHER 1973 aufgestellte Seriengliederung gegenüber, die,

ausgehend vom Stubalpengebiet, nach petrographischen Gesichtspunkten durchgeführt wurde, wobei die Grenzen der einzelnen Serien tektonischer Natur sind. So entspricht den im Gleinalmgebiet auftretenden Kerngesteinen, die die tiefste Einheit darstellen, die Gneis/Amphibolit-Serie. Im Hangenden der Kerngesteine bzw. der Gneis/Amphibolit-Serie tritt der markante Augengneiszug auf, der von der Stubalm bis zur Gleinalm durchstreichend verfolgbar ist.

In der Seriengliederung besteht zwischen unserem Gebiet und dem von BECKER & SCHUHMACHER 1973 bearbeiteten Nachbargebiet gute Übereinstimmung. Gewisse Schwierigkeiten ergeben sich jedoch in der Trennung der petrographischen Komplexe durch scharfe tektonische Grenzen. Während nach ANGEL 1923 die Grenze von Gleinalmkern und unterer Schieferhülle im Hangenden des Augengneiszuges gelegen ist, liegt die Grenze des Gneis/Amphibolitkomplexes zum Glimmerschieferkomplex des Stubalpengebietes nach BECKER & SCHUHMACHER im Hangenden des Amphibolites, der über dem Augengneis im Süden folgt (vgl. Abb. 1).

Ich sehe in dem Augengneiszug vor allem einen markanten Leitgesteinshorizont, der schon primär in seinem heutigen Verband eingeschaltet wurde und der keine große tektonische Trennfunktion hat.

Vergleiche zwischen den liegend und hangend des Augengneises auftretenden Amphiboliten wurden nicht gemacht.

Einen Überblick über die regionale geologische Situation zeigt eine Zusammenstellung einer Übersichtsskizze im Maßstab 1 : 100.000 unter Verwendung der bisher in der Literatur vorliegenden Kartenunterlagen (ANGEL 1923; STINNY & CZERMAK 1925–1930; FLÜGEL 1947–1958; BECKER & SCHUHMACHER 1973) und eigenen Aufnahmen (1973–1974).

Die Autoren kommen in ihren Arbeiten zur Ansicht (HERITSCH 1963; PROSSNIGG 1969; BECKER & SCHUHMACHER 1973, 1974), daß die in der Amphibolitfazies geprägten Kerngesteine bzw. die Gneis/Amphibolit-Serie, Produkte einer variszischen hochgradigen Regionalmetamorphose und vor allem die sauren aplitischen Lagen, granodioritischen Gneise etc. das Resultat einer anschließend erfolgten Anatexis darstellen. Die Amphibolite waren demnach als unverdaute Produkte innerhalb der Kerngesteine zu verstehen.

Diesen beiden Vorgängen entsprechen zwei nicht immer gut unterscheidbare Kristallisationsphasen (Kr_1 und Kr_2). Auch der intensive Faltenbau (B_1 Achsenplan) ist diesen Vorgängen zeitlich zuzuordnen. Der jüngere Deformationsakt (B_2 Achsenplan) und die in diesem Zug des Verformungsaktes gebildete Diaphthorese wird als alpidisches Ereignis interpretiert (BECKER & SCHUHMACHER 1973).

Als Ausgangsgestein glauben PROSSNIGG 1969 und FLÜGEL 1975 eine Serie von Grauwacken und basischen bis ultrabasischen Vulkaniten annehmen zu können.

Diesen, bisher in der Literatur vertretenen Ansichten steht nun eine neue Interpretation gegenüber. Meiner Meinung nach können nämlich im Arbeitsgebiet keine zwei isolierten Kristallisationsphasen (Regionalmetamorphose und anatektische Aufschmelzung) unterschieden werden. Von wenigen Ausnahmen abgesehen (einzelne magmatische Relikte von Alkalifeldspat, Hornblenden, Muskowite), läßt sich in die gesamte Mineralparagenese als Produkt einer in Amphibolitfazies geprägten Metamorphose verstehen. Die ausgezeichneten Aufschlußbilder zeigen, daß intensive anatektische Erscheinungen und deutliche migmati-

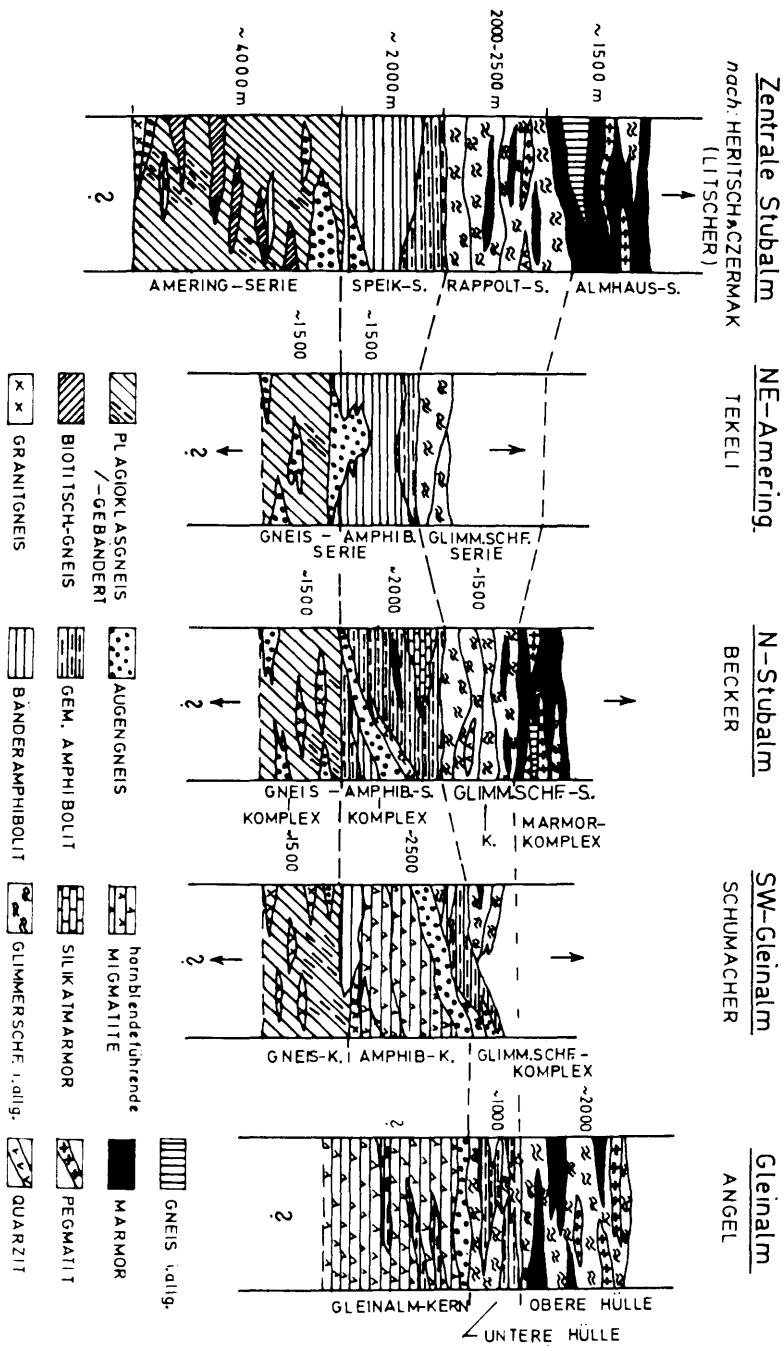


Abb. 1: Zusammenfassung der schematischen Säulenprofile durch den Stub- und Gleinalpenzug (aus BECKER & SCHUMACHER 1973).

sche Strukturen praktisch vollkommen fehlen (im ganzen Stollen eventuell 5 m). Außerdem zeigt die Datierung der charakteristischen Plagioklasgneise mit Hilfe der Rb/Sr-Isotopen, daß die Plagioklasgneise schon seit der Wende Kambrium/Ordovizium (500 ± 45 m.y.) existieren. Die Entwicklung der charakteristischen Plagioklasgneis/Amphibolit-Wechselfolge kann demnach nicht als ein Produkt variszischer Anatexis verstanden werden, sondern wird von uns als ein primärer Wechsel von Metadaziten und Amphiboliten tholeiitischer Zusammensetzung interpretiert.

Nach der Hauptmetamorphose und Gefügeprägung fanden jüngere tektonische Ereignisse in Form kataklastischer Verformung entlang steilstehender Klüfte und selektiven jüngeren Verschiebungszonen statt. Es kam jedoch zu keiner durchgreifenden Überprägung des Mineralbestandes. Die Hauptmetamorphose fand in der Amphibolitfazies der Faziesserie vom Barrowtyp (WINKLER 1967) statt. Eine genauere Einstufung zur Staurolith-Almandin- oder Disthen-Almandin-Muskowit-Subfazies bleibt mangels geeigneter Paragenesen bzw. wegen des Fehlens spezifischer Untersuchungen offen.

Für die zeitliche Einstufung der amphibolitfaziellen Metamorphose wurde bisher allgemein ein variszisches Alter angenommen. Neue Mineraldatierungen an den Hellglimmern des Gleinalmgebietes lassen diese Auffassung zumindest unsicher erscheinen. Es ist durchaus möglich, daß eine altpaläozoische Metamorphose vorliegt.

Dieses Bild des Rückblickes spiegelt auch die geologisch historische Entwicklung und Veränderung der Anschauungen über die Entstehung solcher metamorpher Wechselfolgen wider.

ANGEL (1923) nahm zunächst an, daß die metamorphe Gestaltung der Gleinalm in Form einer Intrusionsmetamorphose vor sich ging, diese Ansicht revidierte er 1939 und nahm die Bildung der Granodiorite des Gleinalmkernes als einen anatektischen Prozeß an.

Dieser Meinung und Auffassung der migmatischen Bildung der Gleinalmgesteine schlossen sich auch die nachfolgenden Bearbeiter HERITSCH 1963, 1965; PROSSNIGG 1969 und BECKER & SCHUHMACHER 1973, 1974 an. Diesen Vorstellungen steht nun nach neuer Bearbeitung dieses Gebietes, durch die optimalen Aufnahmebedingungen des 8300 m langen Gleinalmtunnens begünstigt, als neue Interpretation eine vulkanogene Entstehung dieser eng gebänderten Wechselfolge gegenüber.

4. Tektonische Beschreibung

4.1 Generelle Einleitung

Bei der gefügekundlichen Analyse liegt das Hauptgewicht der Untersuchung vor allem in der Erfassung sämtlicher planarer und linearer Raumdaten. Mit ihrer Hilfe und durch tektonische Detailuntersuchungen wurde versucht, die zweifelsohne mehrphasige Genese aufzuhellen und in ihrem Nacheinander darzustellen. Sie führt auf die symmetrologischen und physikalischen Grundlagen der Verformung zurück und mit Hilfe dieser Faktoren ist es möglich, zu einem Verständnis des kinematischen Bewegungsablaufes zu gelangen.

Ziel dieses Kapitels soll es sein, eine sinnvolle Synthese aller Methoden – der Gefügekunde und der Strukturgeologie – anzustreben.

Die folgenden Kapitel teilen sich, trotz bewußter Zusammengehörigkeit, neben der Beschreibung der linearen Strukturen, in einen Abschnitt der plastischen und einen der zerbrechenden Verformung.

4.2 Schieferung

Die Art der auftretenden Schieferung (Kristallisations- oder mechanische Schieferung) ist abhängig von der Gesteinszusammensetzung und dem Zustand der Kristallinität vor der Deformation.

Die bei uns generell auftretende Kristallisationsschieferung (NIGGLI 1920, SANDER 1948) ist parallel dem rhythmischen stofflichen Lagenbau angeordnet und ihre Intensität liegt erheblich unter der mm-Dimension. Ihre Ausbildung ist durch eine bevorzugte Orientierung der blättrigen bis länglichen Mineralaggregate (Glimmer, Chlorit, Hornblende) und der nicht blättrigen Mineralaggregate (Quarz, Feldspat) gekennzeichnet.

In den überwiegend auftretenden Plagioklasgneisen, Biotitgneisen etc. und den Amphiboliten ist die Kristallisationsschieferung sehr durchgreifend und penetrativ ausgebildet. Die selektiv in diesen Gesteinen auftretenden Bilder von „intrafolial folds“ (Abb. 21) gelten als Indikatoren, daß eine Bewegung parallel zur Schieferung stattgefunden hat (WEISS 1972).

Die in den Biotitschiefern und Granatglimmerschiefern entwickelte, durchgreifende Schieferung ist von mehr oder weniger regulären, engscharigen Diskontinuitätsflächen (Trennflächen) begleitet.

Stat. NORD 0 - SÜD 1500

Stat. SÜD 1500 - 0

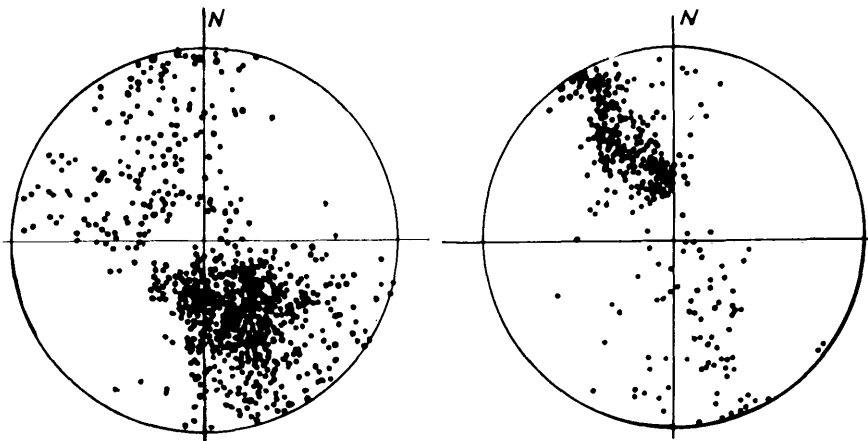


Abb. 2 : Besetzung der Schieferungsflächen entlang der Zone Gleinalmtunnel NORD Stat. 0-SÜD 1500 und Stat. S 1500-NO.

Die Besetzung der Schieferungsflächen in den Diagrammen erfolgt entlang eines mehr oder weniger zu B_1 straff NNW verlaufenden π_1 Gürtels, mit der entsprechenden Maximalbildung der Flächen im SE-Quadranten der nördlich, bzw. im NW-Quadranten der südlich der Hauptantiklinale gelegenen Schieferungsflä-

chen (siehe Taf. 12). In den Zonen der $B_1 \wedge B_2$ auftretenden Strukturen tritt eine Streuung und Rotation der Schieferungsflächen bzw. des π_1 Gürtels nach E–W auf.

4.3 Lineare Strukturen

Sie sind verschieden in ihrer Ausbildung und in der Häufigkeit des Auftretens. Es lassen sich folgende auftretende lineare Strukturelemente unterscheiden: Faltenachsen (L_{FA}); Feinfältelungsachsen (L_{FF}) = mm bis cm Fältelung; Falten-scheitellinien (L_S); Mineralelongation (L_{ML}) = bevorzugte Orientierung von Mineralaggregaten (Glimmer, Hornblenden etc.); Runzelung (L_{RU}) = Ausbildung mikroskopisch kleiner Falten-scheitel; β -Achsen = Schnittpunkte genetisch gleich zuordenbarer Flächen; δ -Achsen = Schnittpunkt genetisch nicht zugehöriger Flächen; Boudinagen, die bevorzugte Orientierung von Kluftmineralien (fibre lineation) und die in einem späteren Teilabschnitt (4.53) behandelten Kluftlinearen.

4.31 L_{FA} ; L_{FF} ; L_S ; L_{ML} ; β -Achsen; δ -Achsen

Alle diese angegebenen linearen Strukturen sind der dominierenden B_1 -Hauptgefügeprägung zuzuordnen. Der richtungskonstante Verlauf dieser flach ENE–WSW streichenden, um die Peripherie pendelnden linearen Strukturdaten im mikroskopischen und mesoskopischen Bereich, spricht für die zeitlich einheitliche Genese.

Untergeordnet tritt im Stollen (im Bereich Station: N 4000–S 2000; siehe Taf. 12a–b) eine flach NNE–SSW gerichtete B_2 -Faltung auf. Entlang diesen Faltenachsen kommt es zur Gleichorientierung und Neuregelung sämtlicher linearer Elemente (L_{ML} ; L_{RU} ; L_{FA} etc.). Sie sind zu B_1 para- bis postdeformativ gebildet.

In den mehr schiefrigen Anteilen (Biotitgneis, Biotitglimmerschieferzone und den eingeschalteten Schiefern) dominiert, neben den L_{FA} , L_{FF} und L_{ML} -Linearen, die Ausbildung der L_{RU} , die jedoch stets in den entsprechenden Zonen parallel den Hauptstrukturen (B_1 & B_2) orientiert sind.

In der Amphibolit/Plagioklasgneiszone ist das dominierende lineare Element die Mineralelongation, definiert durch die Glimmer- oder Hornblendeaggregate (c // B-Achse), in Übereinstimmung mit den anderen auftretenden Gefügelinaren (L_{RU} , L_{FF} etc.).

Im Bereich der Überprägung lassen sich sämtliche linearen Elemente den beiden Richtungen, dem Hauptmaximum und dem Nebenmaximum zuordnen. Analoge Richtungsbezogenheit konnte auch den β - und δ -Punkten nachgewiesen werden (siehe Diagramme der Aufnahme 1:100, Taf. 12b). Für einen größeren Bereich (N 3500–4836 & S 3460–2000), in dem zonenweise die jüngeren N–S Strukturen auftraten, konnten mit Hilfe des GELI Programmes (BAUMGARTNER 1974) die β_1 bzw. β_2 Schnittlagen errechnet werden. Von der gegebenen Anzahl von 463 Schieferungsflächen wurden nur jene Ebenen für die Wertung herangezogen, die mehr als 1 zueinander geneigt waren und einander schnitten. Die damit verminderte errechnete β -Schnittpunkteanzahl war 26.720 (β -Schnittpunkte theoretisch

$$= \frac{n}{2} (n-1) = 106.953).$$

Die errechnete Lage des β -Schnittpunktemaxima ist bei einer Auszählungskalottengröße von 1 % β_1 252/12 mit 6,4 % Besetzungsdichte
 β_2 030/12 mit 4,4 % Besetzungsdichte

Jedoch sind diese β_1 & β_2 Maxima Werte nur für den entsprechenden Teilbereich und nicht für den gesamten Tunnelbereich gültig.

Die Verteilung der β -Schnittpunkte zeigt eine mehr oder weniger gute Übereinstimmung mit den gemessenen B_1 - bzw. B_2 -Achsenlagen und es lassen sich sämtliche linearen Elemente diesen beiden Richtungen zuordnen (siehe Stollenband 1 : 100, Taf. 12b). Die Durchstoßpunkte der B_2 -Linearen zeigen jedoch eine stärkere Streuung als die \pm straffe Regelung der B_1 -Werte. Diese stärkere Streuung der B_2 -Werte ist auf das variierende örtliche Streßfeld, bedingt durch die größere vorhandene Anisotropie und Inhomogenität, zurückzuführen.

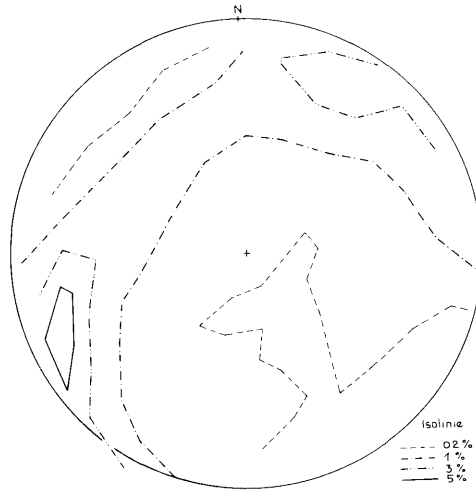


Abb. 3 : β -Schnittpunktdiagramm des Bereiches NORD 3500–4836; SÜD 3460–2000 als Isolienpunkte nach BAUMGARTNER 1974).

4.32 Boudinagen

Ein weiteres charakteristisches Strukturmerkmal im Tunnelbereich ist die Boudinage, die sehr häufig ausgeprägt sein kann. Die Boudinachsen, der stets als Längsboudins ausgebildeten Formen (WILSON 1958; BRÜHL 1967), sind stets parallel zur Faltenachse ausgebildet. Die Querschnitte variieren von rechteckigen bis ovalen Formen, in Abhängigkeit vom Kompetenzunterschied des jeweiligen Materials.

Beginnend vom Initialstadium der Boudinierung (Abb. 4), dem anschließenden Einbiegen (scar folds) der inkompetenten Schichten gegen die entstehende Einschnürung (Neckzone), reicht die Ausbildung bis zur Bildung pegmatoider Phasen in den Neckzonen (Abb. 5). Die Dilatation kann sich so weit entwickeln, daß die ursprünglich in einer Ebene gelegenen Lagen der kompetenten Schicht gegen die Enden der Boudins konvergieren und die beiden Boudins miteinander, in Form einer Narbe (scar) von einem Boudin zum anderen in Verbindung bleiben.

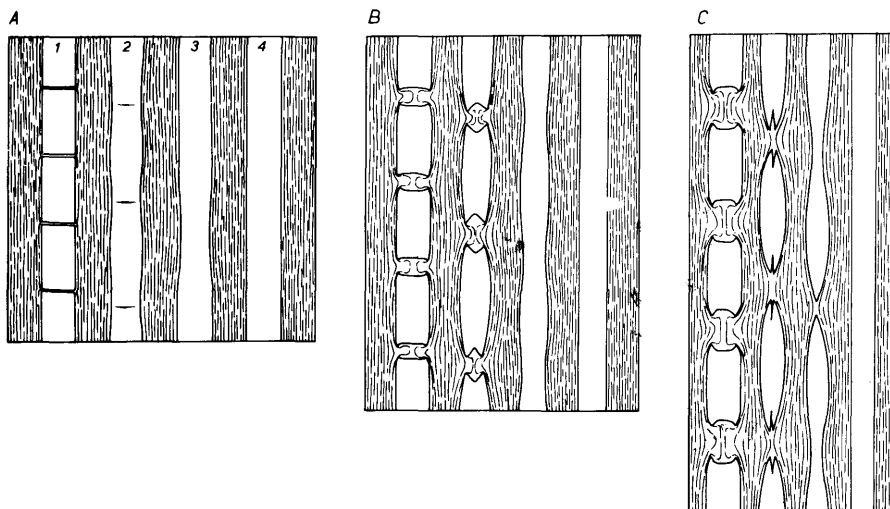


Abb. 4 : Die kontinuierliche Entwicklung der Boudinage in Abhängigkeit der Kompetenzunterschiede. Die kompetenten Bänder 1, 2, 3 & 4 weisen ein abnehmendes Kompetenzverhältnis auf; Band 4 hat die gleichen Materialeigenschaften wie die Matrix (aus RAMSAY 1967, Fig. 3–44).

Diese Variabilität in den Ausbildungsformen der Boudins reflektiert die rheologischen Bildungsbedingungen und die Viskositätsverhältnisse, die zwischen den jeweiligen Lagen geherrscht haben, wieder.

Einen wichtigen Einfluß für die Entscheidung, ob sich das jeweilige Material kompetent bzw. inkompetent verhalten hat, dürften die während der Metamorphose herrschenden H_2O -Verhältnisse (fluide Phase) gewesen sein.

4.33 Kluftmineralelongation (fibre lineation)

Die in den kristallgefüllten Zerrklüften (ac-Klüften) der Kluftgruppe B, B', C, C' auftretenden linearen Strukturen entsprechen gelängten Mineralien, die eine orientierte Elongation aufweisen. Die Längsachsen der einzelnen Mineralaggregate (Chl.) sind subparallel zueinander angeordnet und zur Richtung der maximalen Elongation des Strainellipsoides orientiert, d.h. die während dem Auslaufen der Metamorphose gebildeten Kluftminerale sind parallel der damals wirkenden σ_3 Richtung (= größte vorhandene Zugspannung) angeordnet worden.

Geometrische Analysen dieser Lineationen wurden zur Auswertung eines zeitlichen Deformationsablaufes in Teilen der Helvetischen und Ultrahelvetischen Decken verwendet (DURNEY & RAMSAY 1973).

4.4 Plastische Deformation

4.41 Einleitung

Durch Bezugnahme auf das symmetrologische Koordinatensystem abc im Sinne SANDERS (1926) und der damit möglichen Orientierung des Deformationsplanes

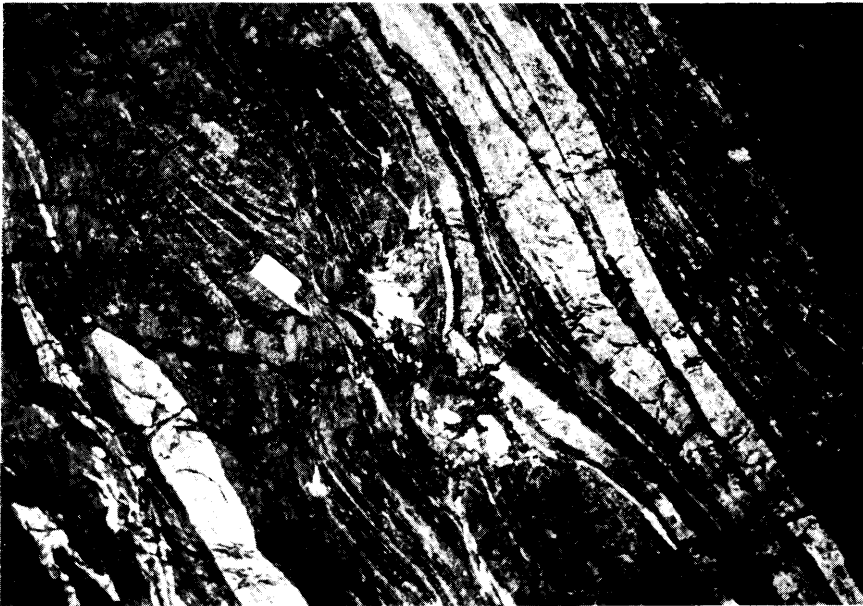


Abb. 5: Ausbildung einer Einschnürungszone mit Bildung von pegmatoidem Material in der Neckzone (Chlorit, Quarz, Epidot).

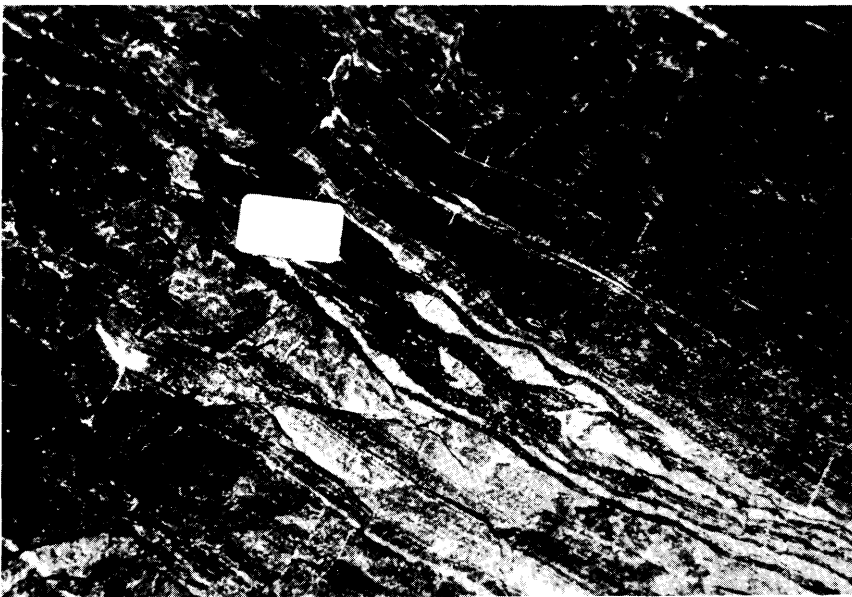


Abb. 6: Oval boudinierte Lagen von Epidotbändern in einer Matrix von Granatamphibolit.

(Faltenachse gegeben als „b“, die Achsialebene als „ab“ und sein Pol als „c“, kann die Symmetrie von Deformationsbildern beschrieben werden. Dadurch kommt eine eventuell gleichartige Symmetrie in allen Größenordnungen, bzw. eine statistische Regelung oder eine Tendenz zu einer bevorzugt diktierten Gleichrichtung nach Kornform und Innenbau zum Ausdruck. Wenngleich diesen Gefügekoordinaten eine ausschließlich rein beschreibende Funktion zukommt, wird man nach Möglichkeit die Koordinatensetzung entlang makroskopischen Vorzugsrichtungen vornehmen.

Sinn des Koordinatensystems ist es, neben der Vergleichbarkeit der einzelnen Gefügebereiche und deren Abgrenzung zu einzelnen Homogenbereichen aus den Einzelmerkmalen der Bewegung, also über ein kinematisches Vorstellungsbild, auf die Wechselwirkung der Kräfte und der sich daraus resultierenden Spannungszustände zu kommen.

Bedingt durch die Schwierigkeiten in der Erfassung der Spannungszustände i.A. während und am Ende des Deformationsablaufes, bieten sich für die Beschreibung und Erklärung der plastischen Verformungsbilder die Methode der geometrischen Analyse an.

Diese, ausgehend von den beiden Grundtypen, des kongruenten Faltentypus (similar folds) und des Parallelfaltentypus (van HISE 1896; BILLINGS 1954), führte zur geometrischen Klassifikation der Falten (RAMSAY 1967).

Sie berücksichtigt die Morphologie der Falten, betrachtet im Profil (das Profil einer Falte ist gegeben durch einen Schnitt senkrecht zur Faltenachse – WEGMANN 1929) und ist eine sensitive Methode, die geringste Faltenveränderungen registriert und keinen Ausdruck genetischer Entstehung enthält.

4.42 Geometrische Klassifikation der Falten

Sinn der Klassifizierung war es, neben einer Aussage über die mögliche Entstehung der Falten, Vergleiche zwischen den einzelnen Faltenformen bzw. Veränderungen derselben entlang des Profils feststellen zu können. Sie sollten außerdem die Aussage klären, inwieweit ältere Strukturen bzw. Überprägungen derselben vorhanden sind. Die folgenden Aussagen gelten jedoch nur für den mikro- und mesoskopisch erfaßbaren Größenbereich und lassen eine Aussage für den megaskopischen Bereich (km Dimension) nicht sicher zu.

Für die geometrische Klassifizierung von gefalteten Lagen bieten sich drei Möglichkeiten an, die einzeln oder in Kombination miteinander verwendet werden können.

a) Die Verwendung von Schichtdicke bzw. Achsialebenenflächen parallelen Parameters : Die Dicke der gefalteten Lage wird zwischen den Tangenten der begrenzten Lagen der entsprechenden Neigung gemessen; sie kann normal zur Tangente = t_a (Schichtmächtigkeit) oder parallel zur Achsialebenenfläche = T_a gemessen werden.

b) „Dip isogons“ (ELLIOTT 1965, 1968) sind Verbindungslinien von Schnittpunkten gleich geneigter Tangenten an gefalteten Flächen (vgl. Abb. 8 aus RAMSAY 1967).

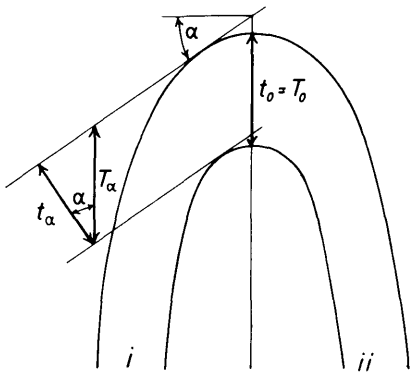


Abb. 7: T_α = Parallel zur Achsialebenfläche gemessene Schichtdicke; t_α = Schichtdicke senkrecht zu den jeweiligen gefalteten Lagen (aus RAMSAY 1967, fig. 7–18).

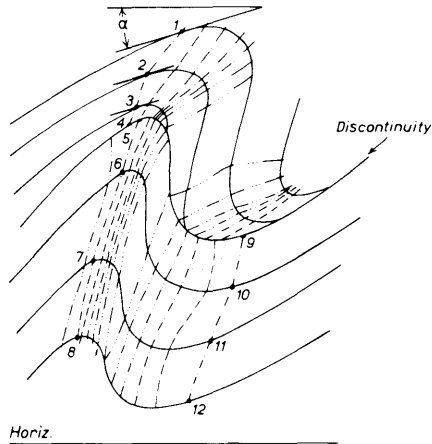


Abb. 8: „Dip isogons“ (ELLIOTT 1965, RAMSAY 1967, fig. 7–22).

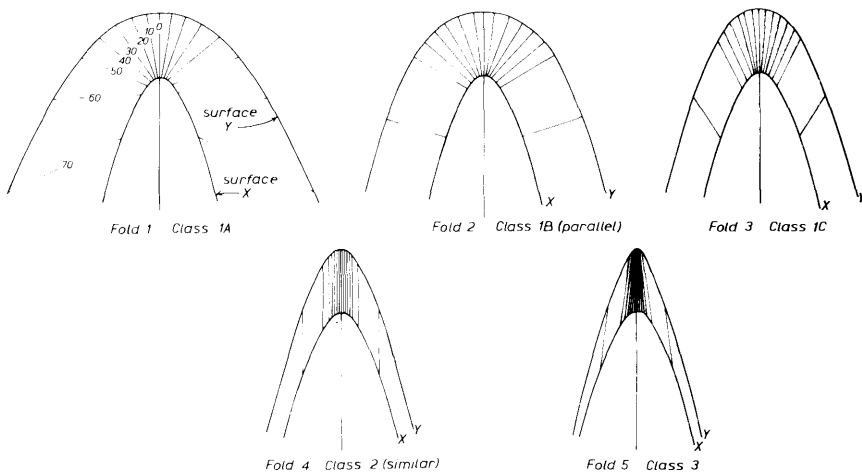


Abb. 9: Faltenklassen mit eingetragenen „dip isogons“ (in 10° Intervallen – aus RAMSAY 1967, fig. 7–24. Die Faltenklasse 1 B (Fold 2) entspricht dabei dem Idealfall der Parallelfalte – die Schichtdicke t_α ist konstant. Der Faltenklasse 2 (Fold 4) entspricht der Typ der kongruenten Falte. Die Falten der Klasse 1 A, 1 C und 3 entsprechen jeweils modifizierten Typen von 1 B bzw. 2.

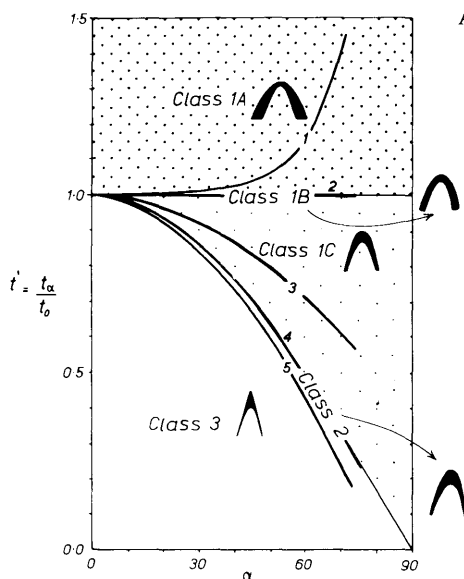


Abb. 10: Werte der t (t_α/t_0) und deren Beziehung zu den Faltenklassen (aus RAMSAY 1967, fig. 7–25).

t_α' = Verhältnis der jeweiligen Schichtdicke t_α zur Schichtdicke t_0 gemessen im Faltenscheitel.

Aus diesen beiden Grundbegriffen stellte RAMSAY 1967 seine Faltenkategorien 1A, 1B, 1C, 2 & 3 zusammen und trug graphisch die Veränderung von T_α' und t_α' ($t_\alpha' = t_\alpha/t_0$ bzw. $T_\alpha' = T_\alpha/T_0$) gegen α auf (RAMSAY 1967, S. 363–372, Abb. 7–24, 7–25, 7–26).

c) Einen ergänzenden Parameter ϕ , definiert als der Winkel zwischen der Normalen der Tangente der entsprechenden Neigung und den isogons, wurde von HUDLESTON 1973 eingeführt. Die Notwendigkeit der Anwendung ergibt sich bei Falten, bei denen die Achsialebenenfläche in der Scheitelzone nicht senkrecht zu den Schichtflächen stehen und damit die Fixierung eines Datums (Horizontale als Bezugslinie für den Σ_α), nicht erfolgen kann.

4.43 Auswertung der geometrisch analysierten Faltenformen.

Unter Berücksichtigung der vorher erwähnten Gesichtspunkte wurde versucht an Hand von vier Beispielen faltengeometrische Analysen durchzuführen, um mit Hilfe der Ergebnisse und durch Anfertigung von Serienschnitten senkrecht zur b-Achse Aussagen über deren Entstehung machen zu können. Dabei entsprechen die ersten zwei Analysen Beispielen von einzeln gefalteten Bändern und die restlichen Beispiele entsprechen mehrfachen Wechsellagerungen.

4.431 Biotitplagioklasgneislage als Einzellage, eingebettet in einer Matrix von Biotitglimmerschiefer (Station N 320).

Für die geometrische Analyse wurde das kompetente Band (Biotitplagioklasgneis) inklusive des im Faltenkern verbliebenen und teilweise hineingezogenen Materials herangezogen.

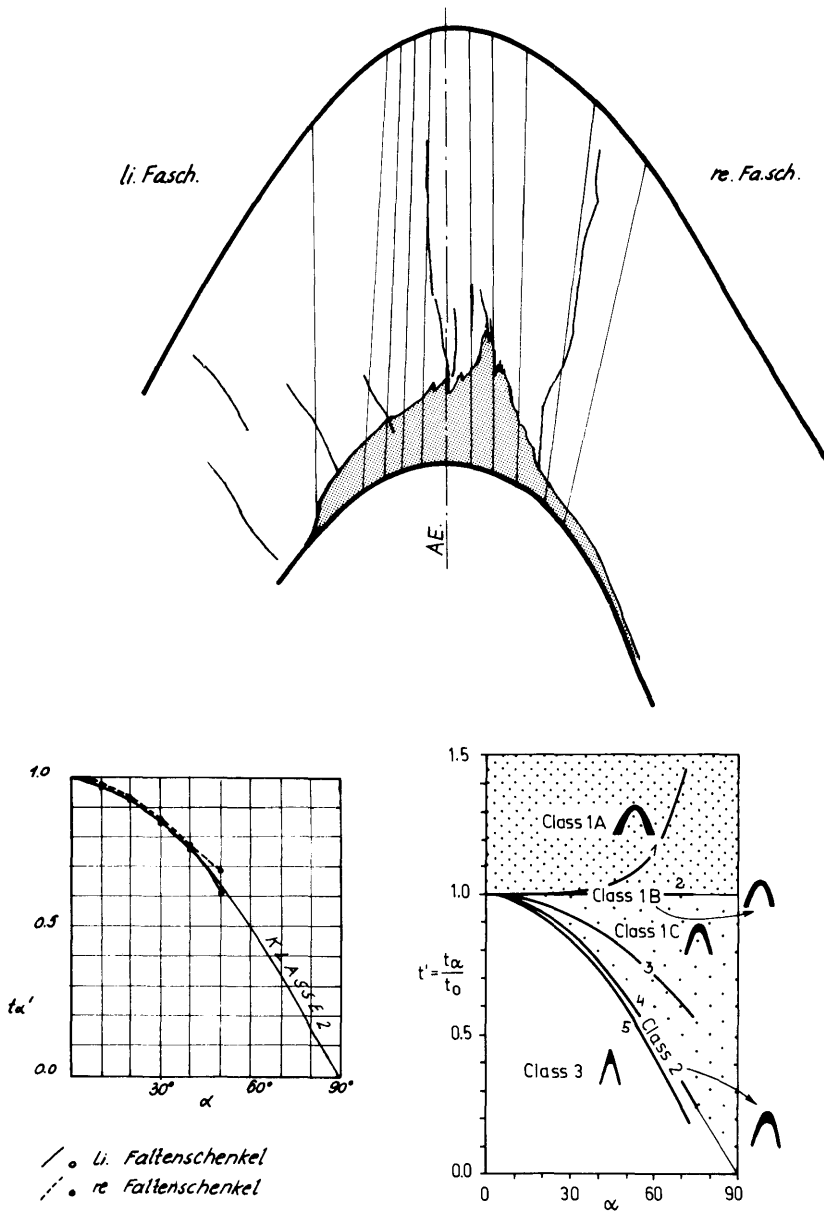


Abb. 11: Biotitplagioklasgneislage, eingebettet in einer Matrix von Biotitglimmerschiefer (Beispiel 4.431).

Bedingt durch die intensive „contact strain zone“, im unmittelbaren Nahbereich des Faltenkernes, kommt es zur Ausbildung von Feinfältelung, Verknitterung und intensiver plastischer Deformation des inkompetenten Materials. Diese Deformation greift auch auf das kompetentere Band über, wobei sich die Deformation im Bereich der innersten Zone des Faltenkernes in der Ausbildung von engständigen Diskontinuitätsflächen (hOl und Okl) äußert und das mobilere, inkompetentere Material entlang dieser mehr oder weniger Achsialebenen-parallelen Flächen hineingezogen wurde.

Die geometrische Analyse des kompetenten Bandes und deren Auswertung inklusive des hineingezogenen inkompetenteren Materials zeigt, daß die t_a' Verteilung für beide Faltschenkel \pm identisch ist und bis zu $\alpha = 40^\circ$ dem Verlauf der Faltenklasse 2 (kongruente Faltentypen) entspricht.

Getrennt analysiert (Plagioklasgneis/Schieferlagen) würde die Geometrie der rein kompetenten Lage (Biotitplagioklasgneis) einer Faltenklasse unter „2“, also eher der Klasse 1C, entsprechen und die der mobileren inkompetenten Anteile an der Konkavseite der Falte der Klasse „3“. Zusammengesetzt betrachtet ergibt sich jedoch die Faltenklasse „2“.

4.432 Biotitplagioklasgneis, eingebettet in einer Matrix von amphibolitischem Material variierenden Feldspatgehaltes.

Die Betrachtung der Einzellege ergibt mehr oder weniger einheitlich geformte Krümmungen, jedoch mit Schieferungsflächen, die gegen die Synklinalen der Ober- bzw. die Antiklinalen der Unterseite des Bandes spitz zulaufen.

Das Bild der geometrischen Analyse zeigt, daß alle Punkte des t_a'/a Diagrammes in das Feld der Faltenklasse 1C fallen.

Diese Entwicklung der Einschnürung bildet sich bei konzentrischen Falten (Parallelfalten), die eine entsprechend ihrem Verhältnis von Wellenlänge zu Schichtdicke maximal mögliche Einengung ($\pm\pi/2$) erreicht haben (Abb. 12 aus de SITTER 1958; RAMSAY 1962).

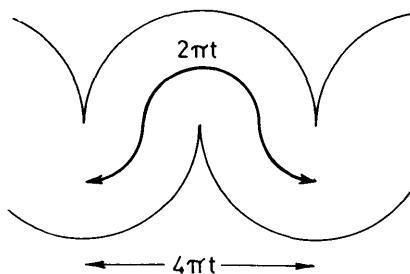


Abb. 12 : Maximal mögliche Einengung einer konzentrischen Falte mit dem Wellenlängen/Schichtdickenverhältnis von $\pi/2$.

Die ursprüngliche Länge von $2\pi \cdot t$ ist jetzt $4t$.

(aus RAMSAY 1967, fig. 7-48).

Bedingt durch die fortgesetzte Einengung (Plättung) erlitt die konzentrische Falte (Klasse 1B) eine Modifizierung ihrer Form zur Klasse 1C = „flattened parallel fold“ (RAMSAY 1962). Zusätzlich kommt es auch, als Resultat der nicht mehr möglichen plastischen Deformierbarkeit des Materials, zur Ausbildung von (mit Kalzit gefüllten) hOl und Okl Flächen und Fugen, vor allem im Bereich des Faltenkernes.

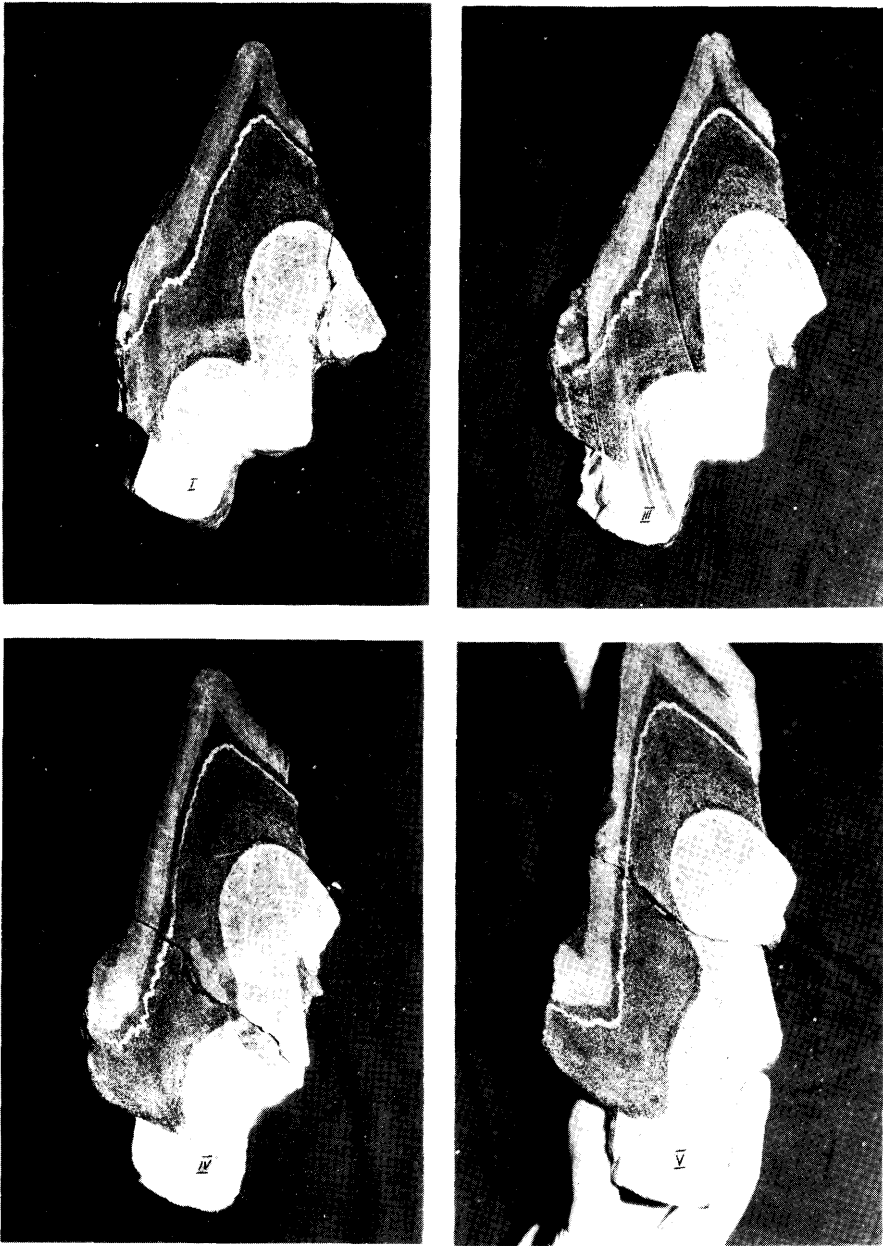


Abb. 13: Serienschritte I–V, der in einer Matrix von amphibolitischem Material eingebetteten Biotitplagioklaseinzellage (Beispiel 4.432. – Abstand zwischen den Schnitten $\cong 2$ cm).

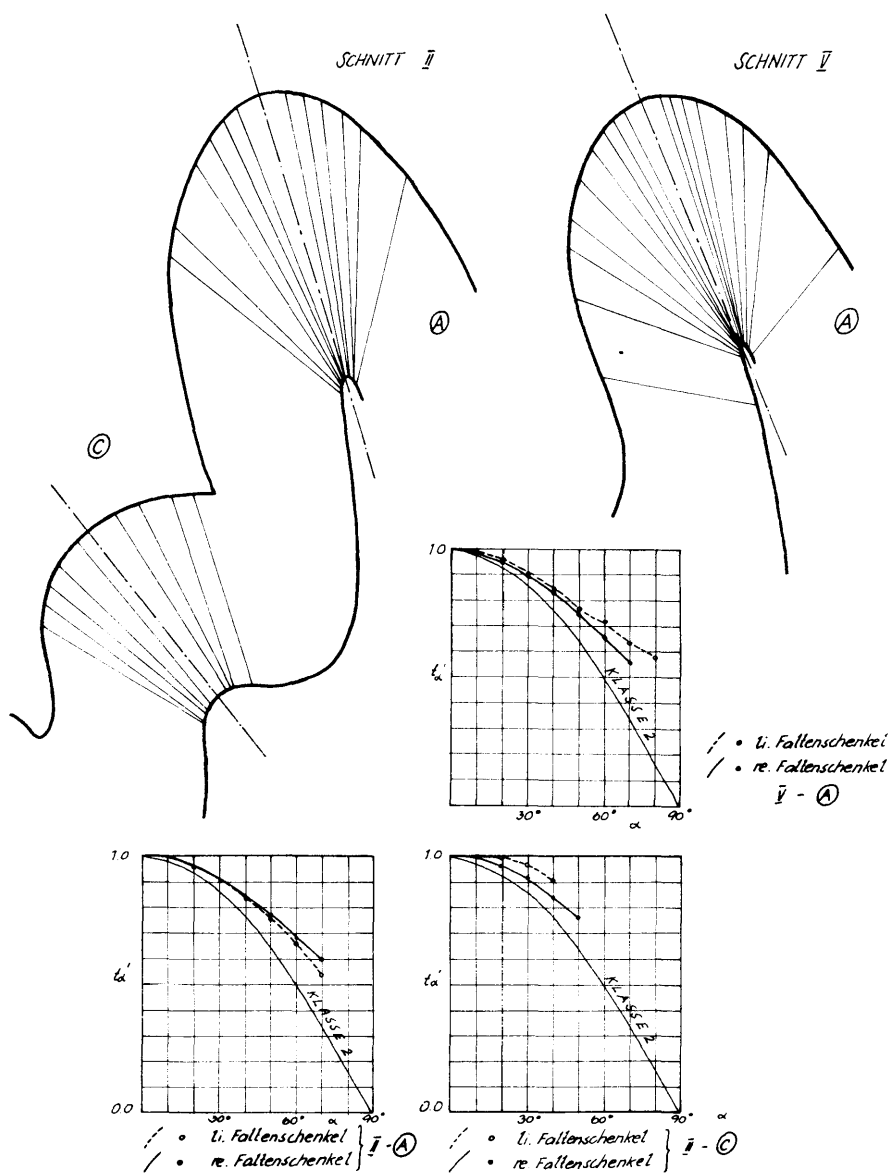
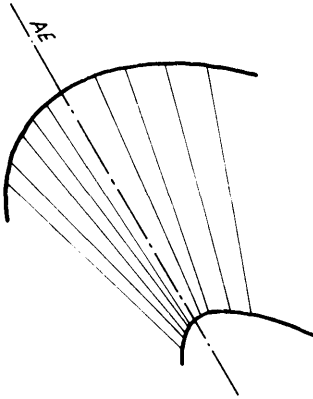
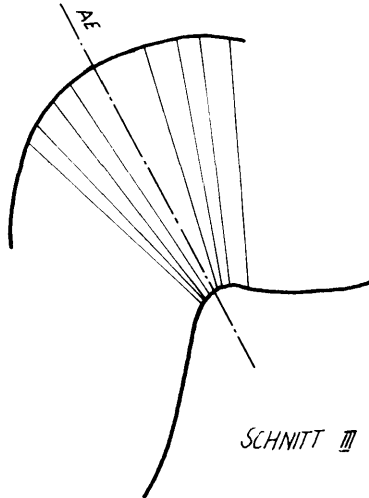


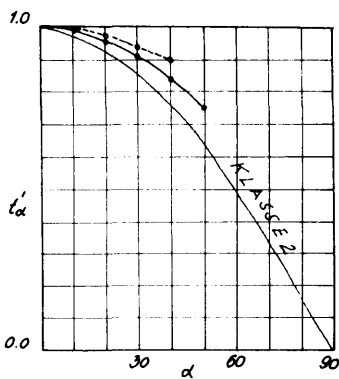
Abb. 14: Geometrische Analyse der gefalteten Biotitplagioklasgneisslage (Faltenform **A** und **C**) der Schnitte II und V).



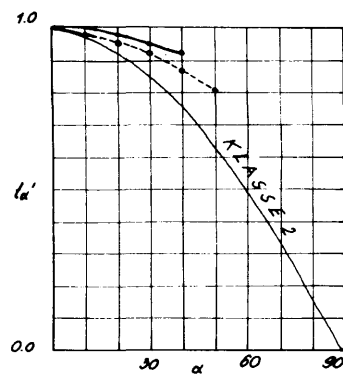
SCHNITT I - ©



SCHNITT III - ©



--- ○ li. Fallenschenkel
 / • re. Fallenschenkel



--- ○ li. Fallenschenkel
 / • re. Fallenschenkel

Abb. 15: Geometrische Analyse der gefalteten Biotitplagioklasgneislage (Faltenform ©) der Schnitte I und III).

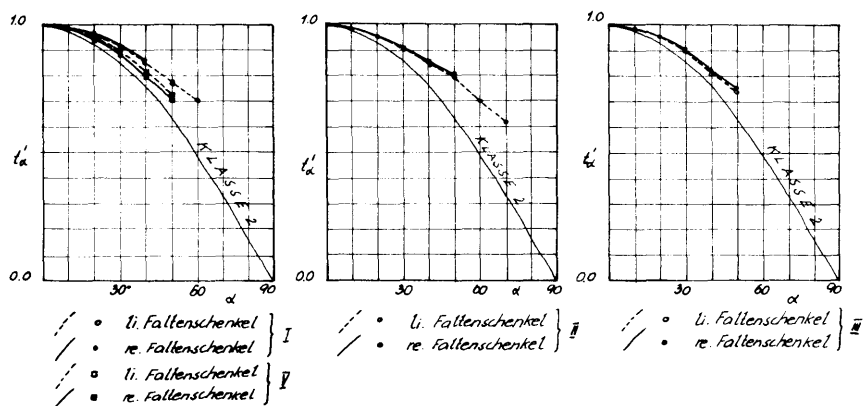
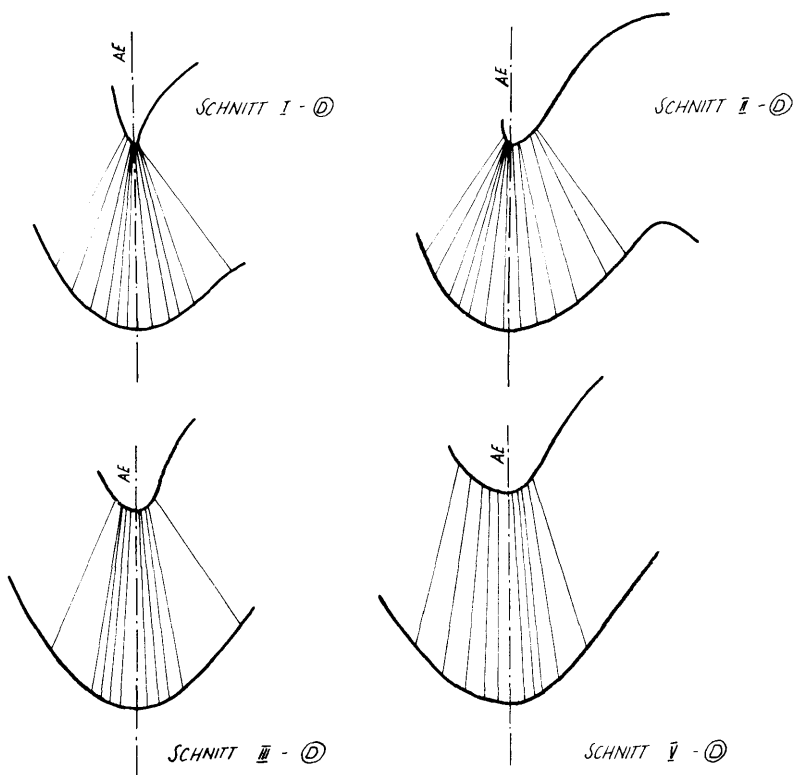


Abb. 16: Geometrische Analyse der Biotitplagioklasgneislage (Faltenform **D**) der Schnitte I, II, III, und V).

Das Ergebnis der geometrischen Analyse ist somit ganz ähnlich dem der „geplätteten“ konzentrischen Falten von RAMSAY 1967 und HUDLESTON 1973.

Wenn wir annehmen können, daß die ac-Ebene (= Profilebene) der Falte einer Hauptebene des Spannungsellipsoides entspricht, könnte der durchschnittliche additive Spannungsbetrag des „flattened process“ – $\sqrt{\lambda_2/\lambda_1} = 0.5 - 0.4$ betragen (aus RAMSAY, Abb. 7–79, 1967).

$\sqrt{\lambda_1}$, $\sqrt{\lambda_2}$ entsprechen den Hauptachsen des Spannungsellipsoides, wobei $\sqrt{\lambda} = 1 + e$ ist (e = Längenänderungsbetrag).

Das Bild der sukzessiven Veränderung und der Modifizierung zum Faltentyp 1C und zur Ausbildung der Einschnürungen ist jedoch nicht als homogen entlang der Faltenachse zu betrachten. Wie Serienschnitte, die senkrecht zur Faltenachse angeordnet sind, zeigen, kommt es entlang der Achse zur Änderung der geometrischen Form (Schnitte I–V). Bedingt durch ein geringfügiges Divergieren der subparallel verlaufenden sekundären Faltungsachsen (nicht periodisch asymmetrische Falten), kommt es von der bereits beschriebenen Ausbildung (I & II) zu einer kontinuierlichen Abnahme der sekundären Faltenamplituden bis zu einem Auslaufen der faltenformenden Strukturen (Schnitt V).

Wie die geometrischen Analysen der einzelnen Bereiche A–D der jeweiligen Schnitte I–V zeigen, treten aber relativ geringe Veränderungen in den einzelnen Faltenformen auf (die Punkte im Diagramm zeigen generell eine Verteilung im Felde der Klasse 1C, jedoch z.T. mit einer größeren Plättungskomponente im Schnitt I; siehe Abb. 13).

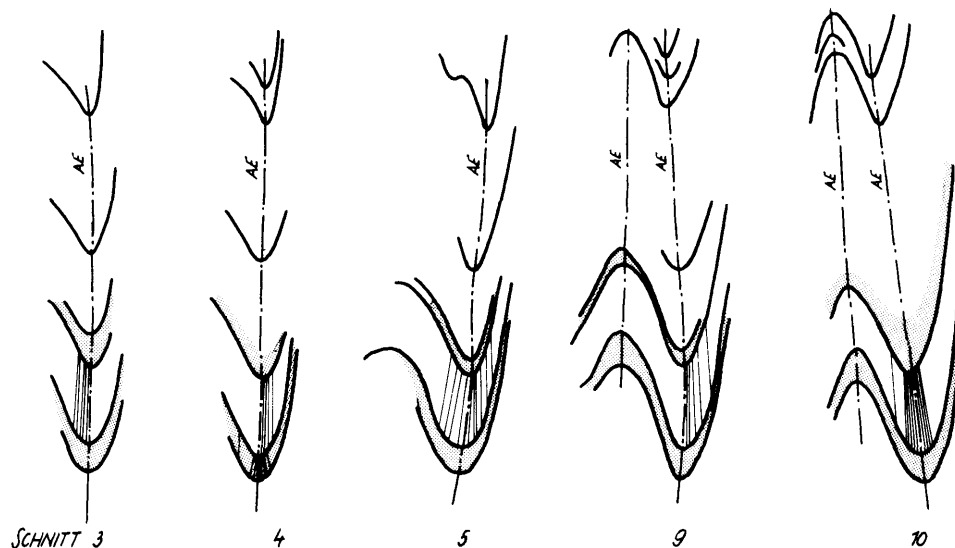
Die Serienschnitte senkrecht zur Faltungsachse zeigen jedoch deutlich die Veränderung des Spannungszustandes in der Ebene der Achsialebenenfläche entlang der Faltungsachse und damit die Inhomogenität der Streßverteilung in der dritten Dimension (Änderung von σ_1 und σ_3 und damit auch von σ_2). Das Beispiel der stark gestreuten B-Achsen spricht auch für deren mehr oder weniger gleichzeitige Anlage.

4.433 Wechsellagerung von amphibolitischem und biotitischem Material mit hellen Biotitplagioklasgneislagen bei, bezogen auf die Korngröße, unregelmäßig verlaufenden Grenzen zwischen den Lagen.

Dieser unregelmäßige „Grenzverlauf“ gestaltet die Bestimmung des t_a'/a Verhältnisses schwieriger. Um Fehlerquellen auszuschalten, wurden zur geometrischen Analyse nur Formen herangezogen, die kontinuierliche Faltenzüge aufweisen.

Die Auswertung der Faltenformen zeigen eine mehr oder weniger genaue Übereinstimmung mit der Faltenklasse „2“ (kongruenter Faltentyp). Dies zeigt auch der Verlauf der „dip isogons“, wobei trotz alternierendem petrographischen Bestand keine alternierende Faltenformen entstehen (z. B. Faltenklasse 1C und 3). Das Bild ist durch eine intensiv auftretende Schieferung, die subparallel zur Achsialebenenfläche angeordnet ist, gekennzeichnet.

Bei analoger dreidimensionaler Betrachtung zeigt sich, daß weder die Achsialebenenflächen noch die Faltenachsen untereinander streng parallel verlaufen und die Richtungsänderung der Faltenachsen hauptsächlich in der Achsialebenenfläche erfolgt (a-Richtung).



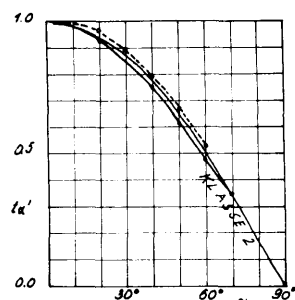
SCHNITT 3

4

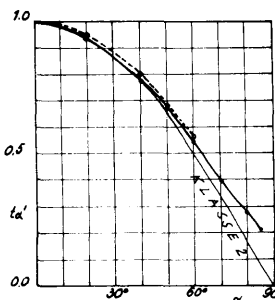
5

9

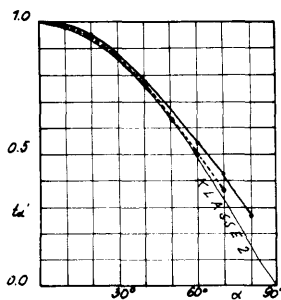
10



/ : 3 U. F. Schenkel
 / : 4 re F. Schenkel



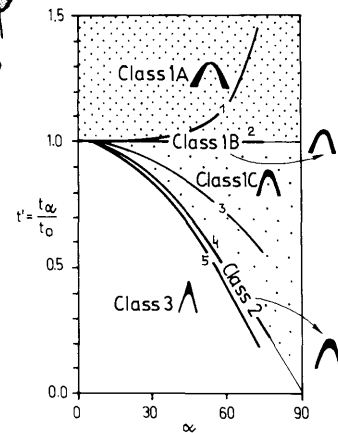
/ : 5 U. F. Schenkel
 / : 5 re F. Schenkel



/ : 9 re F. Schenkel
 / : 10 U. F. Schenkel

GEOMETRISCHE ANALYSEN
 DER WECHSELLAGEN VON
 AMPHIBOLITEN MIT BIOTIT-
 PLAGIOKLASGNEISEN IN
 DEN SCHNITTEN 3,4,5,9,10,

Abb. 17



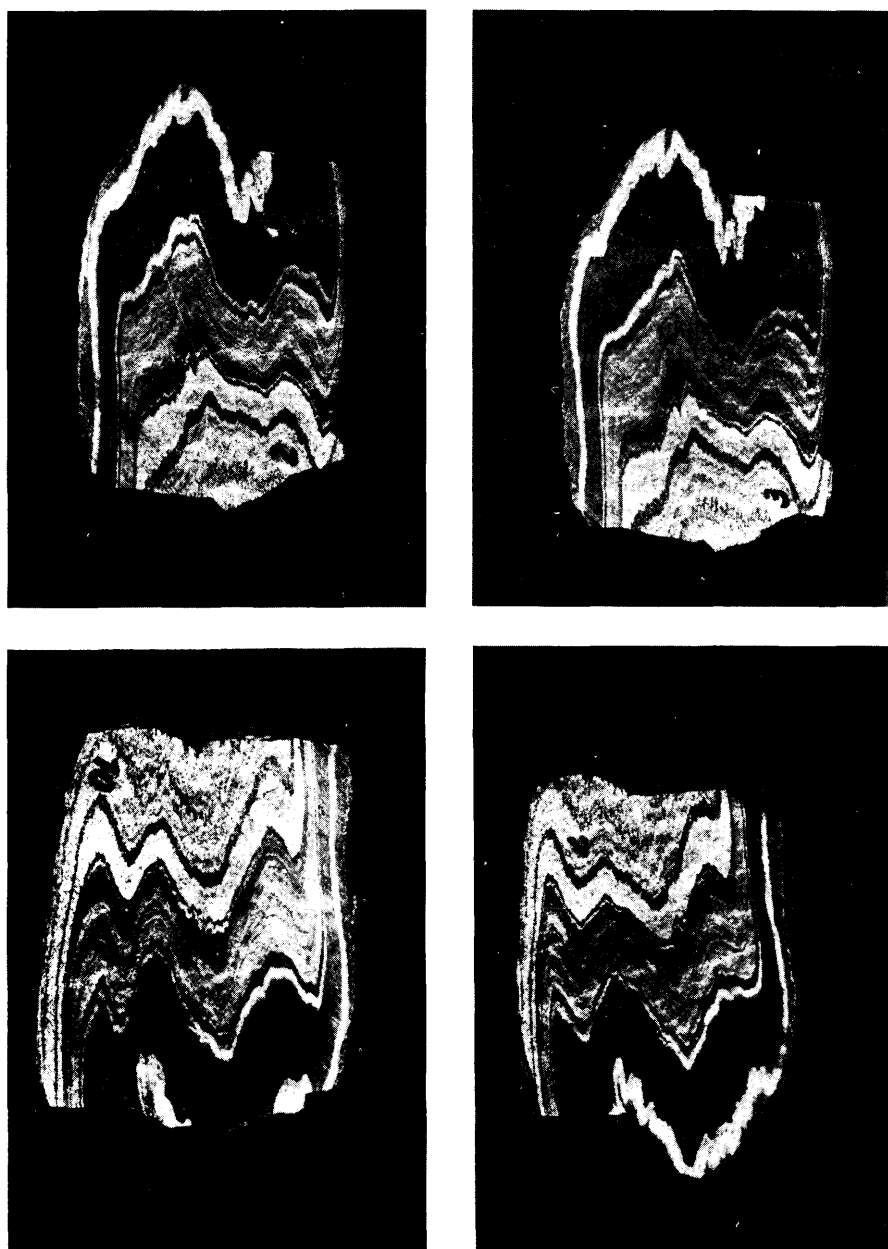


Abb. 18: Serienschritte 2–10, einer Wechsellagerung von amphibolitischem Material mit hellen Biotitplagioklasgneisen, wobei weder die Achsialebenenflächen noch die Faltenachsen untereinander streng parallel verlaufen (Beispiel 4.434. Abstand der Schnitte $\cong 1,5$ cm).

4.434 Alkalifeldspatführender Biotitplagioklasgneis mit Einschaltungen von amphibolitischen Lagen (Station S 2504).

Das Deformationsbild ist gekennzeichnet von angenähert kongruenten Falten-typen bzw. deren modifizierter Ausbildung (Bereich I & II – Faltenklasse 1 C und 3) und in der Fortsetzung der Achsialebenenfläche (Bereich III, IV) von mehr oder weniger gering modifizierten konzentrischen Falten-typen (Faltenklasse 1A, 1B und 1C).

Diese Ausbildung der Veränderung der Faltenform entlang der Achsialebenenfläche in der a-Richtung untermauert die Annahme, daß in diesem Bereich (III, IV) die Faltenform einer „flattened parallel fold“ entspricht (RAMSAY 1962; HUDLESTON 1973).

Die Entwicklung der kataklastischen Strukturen kann man sich so vorstellen, daß nach dem Erreichen einer nicht mehr möglichen plastischen Deformierbarkeit des Materials es zu einer Anlage von hOl und Okl-Flächen kommt. Als auslösendes Moment für die Diskontinuitätsflächenentstehung (hOl und Okl) können die in diesem Bereich auftretenden Spannungsspitzen und Inhomogenitätsstellen bzw. vorgegebene Schwächezonen des Materials angenommen werden.

4.435 Ptygmatische Faltung

Neben den beschriebenen Falten-typen kommen noch andere Bilder der plastischen Deformation zur Ausbildung. So vor allem ptygmatische Faltungen geringmächtiger (max. cm) sich kompetent verhaltender Lagen mit \pm konstanter Schichtdicke (Klasse 1B), die eingebettet in einer inkompetenten Matrix eine intensive plastische Deformation in Form von mäanderförmigen, verwickelten und verknäuelten Strukturen erlitten haben. Eine Zuordnung zu einem bestehenden äußeren Spannungsfeld ist stets möglich (Abb. 20).

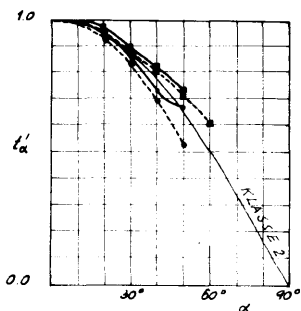
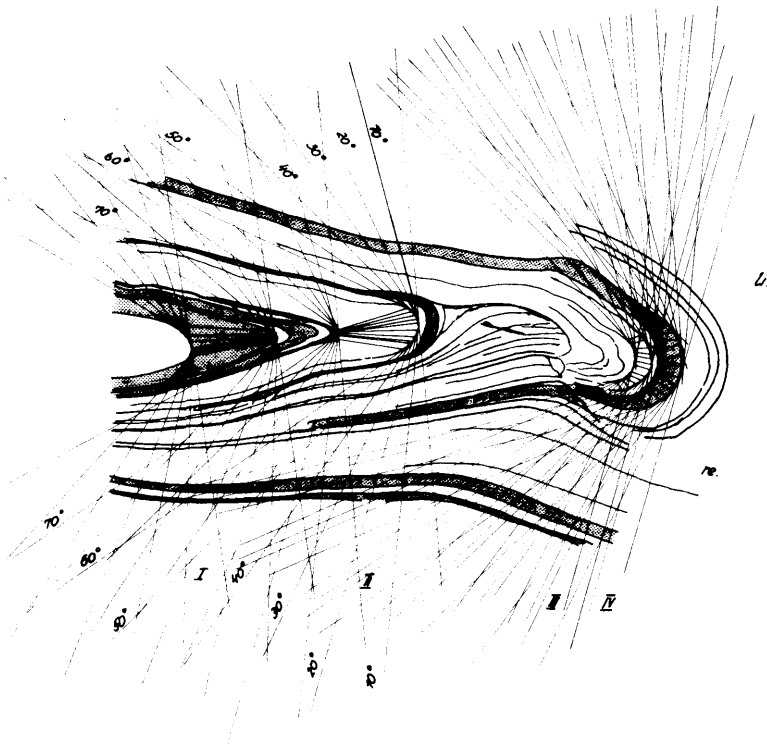
Bilder dieser und ähnlicher Art, deren Symmetrie stets zu einem bestehenden Kräfteplan zuordenbar ist, weisen darauf hin, daß keine ptygmatischen Falten von Migmatiten im Sinne von SEDERHOLM 1913, bzw. MEHNERT 1968, vorliegen.

4.436 Knickfalten

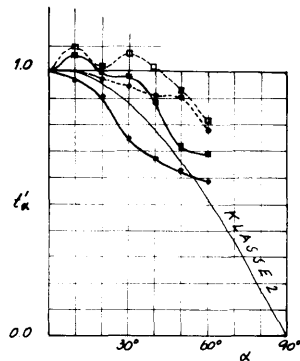
Für den Übergangsbereich von plastischer zu kataklastischer Deformation sind Strukturen von Knickfalten (kink bands) von Interesse, die durch mehr oder weniger gerade ausgebildete Falten-scharnierradien gekennzeichnet sind. Neben dieser rein plastischen Deformation zeigen sich auch entlang der Achsialebenenflächen sigmatoidal geformte, quarzgefüllte Fiederklüfte; bei Zusammenschluß dieser Fiederklüfte kann es sogar zur Bildung von Scherflächen kommen.

4.437 „Intrafolial folds“

Einen weiteren Ausbildungstypus von Falten zeigt die Abb. 21, gekennzeichnet durch die enggefaltete Scheitelzone und die extrem ausgedünnten Falten-schenkel. Bedingt durch die starke Dehnung in Richtung der ausgeprägten, parallel zur Achsialebene verlaufenden Schieferung, kam es zu einer kompletten Abscherung der



- | | | |
|---|--------------------|----|
| ○ | li. Fallenschenkel | I |
| ● | re. Fallenschenkel | |
| □ | li. Fallenschenkel | II |
| ■ | re. Fallenschenkel | |



- | | | |
|---|--------------------|-----|
| ○ | li. Fallenschenkel | III |
| ● | re. Fallenschenkel | |
| □ | li. Fallenschenkel | IV |
| ■ | re. Fallenschenkel | |

I, II PLAGIOKLASGNEISLAGEN , I, IV AMPHIBOLITLAGEN

GEOMETRISCHE ANALYSEN VON BIOTITPLAGIOKLASEN MIT
EINGESCHALTETEN LAGEN VON AMPHIBOLITEN U. DEREN
VERÄNDERUNG ENTLANG DER ACHSENEBENE (Bereich I, II u. III, IV)

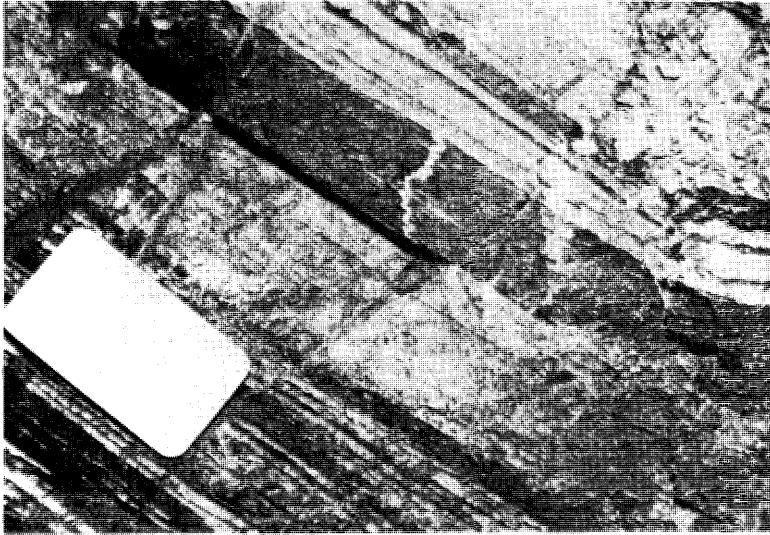


Abb. 20: Ptygmatische Faltung. Diese Strukturen sind eventuell erklärbar durch die Einnengung älterer Vorzeichen (Plättung) zu verwickelten Verfaltungen.

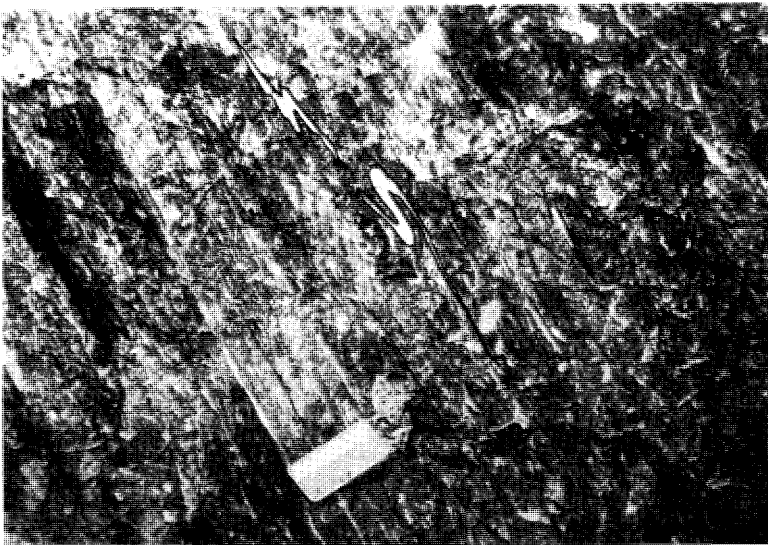


Abb. 21: „Intrafolial folds“ mit z. T. kompletter Abscherung der Faltenschenkel. Das Auftreten dieser Strukturen weist darauf hin, daß Bewegungen entlang den Schieferungsflächen stattgefunden haben.

Schenkel („intrafolial folds“; TURNER & WEISS 1963). Teilweise können diese „Fragmente“ in der Ebene der Schieferung so stark geplättet werden, daß die wahre Natur der Falten und damit alle Spuren der Faltungsgeschichte verloren geht.

4.438 Chloriteinwanderungen in Druck-Schattenräumen von Faltungen

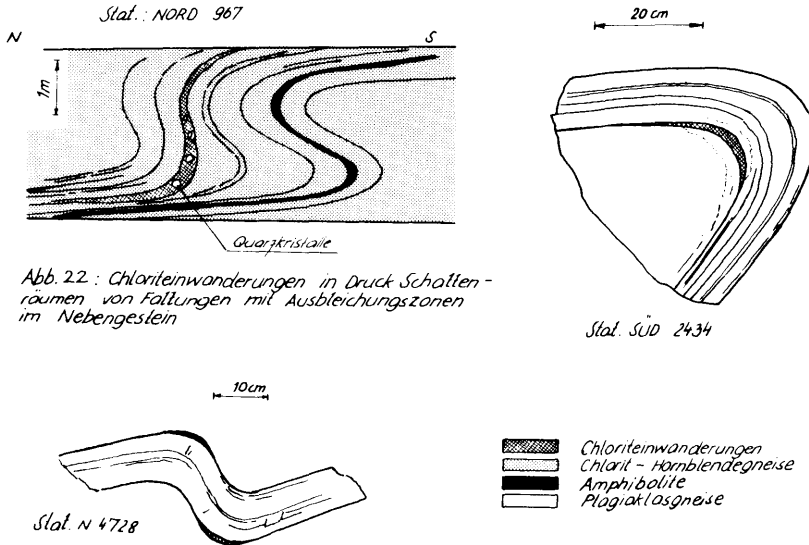


Abb. 22.: Chloriteinwanderungen in Druck-Schattenräumen von Faltungen mit Ausbleichungszone im Nebengestein

Ein Argument, das für eine junge intensive Strukturprägung spricht, sind Chloriteinwanderungen, die in Druckschattenräumen von Boudinagen, Faltungen und in den der Strukturprägung zugeordneten Zerrklüften auftreten. Die Chlorite sind als Ausscheidungen beim Ausklang der strukturprägenden Metamorphose anzusehen.

Die betroffenen Zonen weisen meist Auslaugungserscheinungen und Zersetzung, die bis zur völligen Ausbleichung des Nebengesteins führen kann (Abb. 22), auf. Vereinzelt findet man auch in dieser chloritbetonten Füllungsmatrix auskristallisierte Quarzkristalle (bis zu einer Größe von 15 cm) eingebettet. Die zeitliche Einordnung dieses Prozesses muß im Zusammenhang mit der plastischen Deformation und den damit verbundenen Strukturen stehen (Boudinagen, Druckschattenräume in Faltungen). Wenn die Stabilitätsbedingungen dieser Chlorite bekannt sind, können sie wertvolle Hinweise für die Altersfrage liefern (siehe Kapitel 5).

4.44 Deutung der Faltenstrukturen

Da in der Literatur beträchtliche Meinungsverschiedenheiten über die Faltenentstehung bestehen, möchte ich auf diese kurz eingehen und dazu Stellung nehmen.

Die Schwierigkeiten liegen, da das Gestein lange Zeit verschiedenen Spannungsbedingungen unterworfen war, in der Erfassung der Art und des Weges der Deformation.

mation vom Anfangsstadium bis zum Endstand der betrachteten Falten.

Das Resultat der geometrischen Analysen zeigt eine systematische Variation der Faltenform, bezogen auf die einzelnen Faltenlagen – eine Erkenntnis, die sich bei der Konstruktion der „dip isogons“ ergibt und zeigt, daß es nicht möglich ist, die Form der Falten eines mehrfach gelagerten „Paketes“ beizubehalten (Ausnahme : Faltenklasse „2“). Dies drückt sich auch bei den detaillierten Analysen der Geometrie der gefalteten Lagen in Form eines abrupten Wechsels im Faltenstil von Lage zu Lage und auch innerhalb der einzelnen Lagen aus (z.B. 4.434).

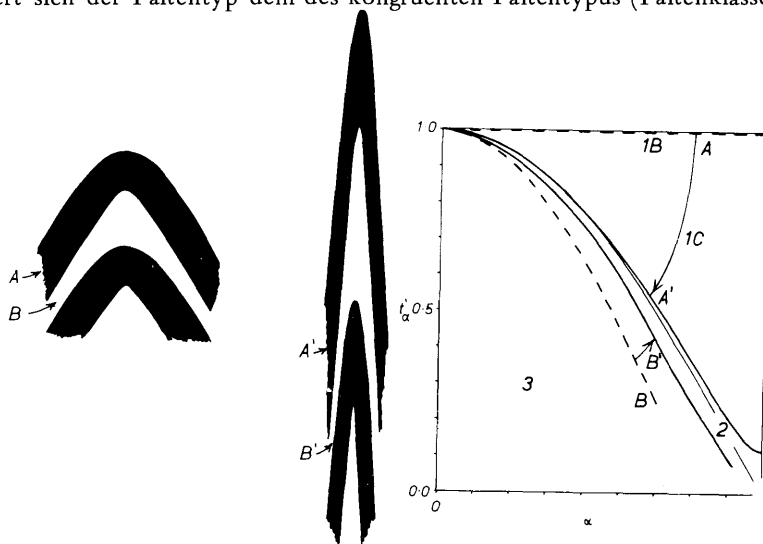
Als Folge zeigen die Lagen keine rein kongruenten oder konzentrischen Faltenausbildungen. Eher scheint das Bild der geometrischen Analyse darauf hinzuweisen, daß der Faltungsvorgang eine Kombination von anfänglicher Biegung der mehr kompetenten Schichten und einer zusätzlichen Druckbeanspruchung (Plättung) sei.

Ein Teil der gezeigten Beispiele (4.431; 4.432) sind Falten von sich kompetent verhaltenden Einzellagen, die in einer inkompetenteren Matrix eingebettet sind. Es zeigt sich, daß bei Bedingungen, bei denen das Gesteinsmaterial während der Deformation genug verformbar war, die Form der einfach beanspruchten Falte (Biegefalte, Biegefließfalte) durch Hinzutreten einer homogenen Plättung modifiziert werden kann. Durch die fortsetzende Druckbeanspruchung (Plättung) kommt es zur Veränderung der konzentrischen Faltenform und zur Bildung von „flattened parallel folds“ (DE SITTER 1958; RAMBERG 1959, 1962; BIOT 1961; RAMSAY 1962, 1967; HUDLESTON 1973).

Alle diese konzentrischen Falten, die durch diese Beanspruchung modifiziert worden sind, sind Falten mit leicht konvergierenden „dip isogons“ und kommen im Diagramm der Faltenklassifizierung zwischen den konzentrischen Falten (reine Biegegleitfaltung, Biegefließfalte) und den kongruenten Falten zu liegen.

Die daraus resultierenden Kurven in den t'_a/a Diagramm lassen Rückschlüsse auf den Betrag der zusätzlichen Druckbeanspruchung (flattening komponent) erkennen, jedoch nur unter der Annahme, daß eine der Hauptspannungsrichtungen parallel der Faltenachse liegt (RAMSAY 1967; MUKHOPADHYAY 1965).

Je intensiver und je größer die zusätzliche Druckkomponente ist, desto mehr nähert sich der Faltentyp dem des kongruenten Faltentypus (Faltenklasse „2“).



Zusammenfassend gilt die Vorstellung, daß der Faltungsprozeß als ein Resultat einer Druckbeanspruchung aufzufassen ist, die parallel der betreffenden Lage eingeleitet wird. Als Folge tritt bedingt durch die Instabilität der kompetenten Lage Biegung auf, die dann synchron die gesamte Lage erfaßt und zur Entstehung von Falten führt. Unter anfänglicher Beibehaltung der Schichtdicke verändert sich zunehmend die Faltenamplitude und -wellenlänge und damit die Faltenform in Abhängigkeit der Kompetenzdifferenz zwischen der betreffenden Lage und der Matrix, um dann im späteren Stadium, bedingt durch den flattening process, modifiziert zu werden.

Für das Beispiel 4.433 würde sich das klassische Konzept der Scherfaltung anbieten, welches eine heterogene Scherung oder Fließen parallel der Achsialebenfläche der Falte annimmt (KNOPF & INGERSON 1938; WEISS 1959; DONATH & PARKER 1964; RAMSAY 1967).

Die mechanische Erklärung dieses Modells (similar fold, shear fold, passive fold oder kongruente Falte), führt die Ursache der Bildung von Falten dieses Types auf eine

- progressive inhomogene einfache Scherung oder
 - ein einheitlich homogen wirkendes Kraftfeld(strain) in Verbindung mit einer inhomogenen progressiven einfachen Scherung
- zurück (RAMSAY 1967, 422–423).

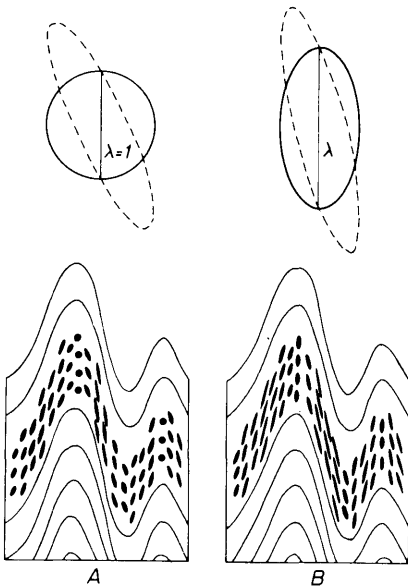


Abb. 24 :
Die zwei Möglichkeiten der Beanspruchung für Scherfalten

Typ A :
durch inhomogene einfache Scherung gebildet; $T_{\alpha} = \text{konst.}$; konstante Längen ($\lambda = 1$); ohne Plattung.

Typ B :
inhomogene einfache Scherung mit einer homogen wirkenden Beanspruchung; $T_{\alpha} = \text{konst.}$ mit quadratischer Längung (RAMSAY 1967, fig. 7–89).

Abb. 23 : Modifikation einer konzentrischen Faltenform (A) durch eine homogen wirkende Druckbeanspruchung zu A', bzw. B zu B' (aus RAMSAY 1967, fig. 7.102).
— ursprüngliches t_{α} ' Verhältnis
— durch Plattung modifiziertes t_{α} ' Verhältnis

Das heißt, die geometrische Form der Scherfalten kann als eine Deformation erklärt werden, welche sich in zwei Komponenten aufteilen läßt : in eine faltenformende inhomogene Scherung und in ein nicht faltenformend wirkendes homogenes Kraftfeld.

Eine weitere Möglichkeit der Entstehung von Scherfalten resultiert aus dem nicht genau parallelen Verlauf der Achsialebenen untereinander und RAMSAY nahm an, daß dies durch ein inhomogenes Kraftfeld hervorgerufen wurde. Dieses ungleiche Kraftfeld ruft ungleiche Dehnung oder Fließen in der Ebene senkrecht zur Druckkomponente hervor und führt damit zur Entstehung von Falten (RAMSAY 1962); dabei sind weder die Achsialebenen noch die Faltenachsen streng zueinander parallel (siehe Beispiel 4.433).

Kritisiert werden diese Vorstellungsmodelle RAMSAYs für die Bilder von Scherfalten von FLINN 1962, MUKHOPADHYAY 1965, RAMBERG 1963 und HUDLESTON 1973, die annehmen, daß die Entstehung der Falten auf eine große Druckkomponente des homogenen Kraftfeldes, die quer zu den Achsialebenenflächen von bereits leicht gebogenen Lagen wirkt, zurückzuführen ist. Analog ist auch die Entstehung von kongruenten Falten aus konzentrischen Falten erklärbar. Die Ergebnisse der geometrischen Analyse erreichen aber niemals den geometrischen Wert der „wahren“ Scherfalten (MUKHOPADHYAY 1965; HUDLESTON 1973).

Das Erscheinungsbild des Beispiels 4.434 zeigt die Veränderung der Faltenform entlang der Achsialebenenfläche in der a -Richtung. Dieses Bild untermauert die Annahme, daß die Faltenform des Bereiches I und II durch Modifikation eines \pm parallelen Faltentypes entstand, analog wie im Bereich III und IV.

Zusammenfassend zeigen die Ergebnisse der faltengeometrischen Analysen nach Vergleich ähnlicher Arbeiten und aus Resultaten von Experimenten (RAMBERG 1963; RAMSAY 1967; HUDLESTON 1973; STEPHANSSON 1973; COBBS 1975), daß der Faltungsvorgang ein Produkt von Biegung und mehr oder weniger einheitlicher Druckbeanspruchung (= flattening = Plättung) darstellt, wobei die entsprechende Beanspruchung \pm senkrecht zur Achsialebenenfläche der Falten und der Schieferung verläuft. Die Resultate der Falten von kompetenten Einzellagen, die in geringer kompetentem Material eingebettet sind und hellen Gneislagen mit eingeschaltetem amphibolitischem Material, zeigen in ihrer Geometrie den Effekt einer Modifizierung, die auf den „flattening process“ zurückzuführen ist.

Dabei zeigen die Resultate der t_a'/a Diagramme, daß die Faltengeometrie den der kongruenten Falten sehr ähnlich sein können bzw. diese nahezu perfekt erreichen können.

Die Experimente von HUDLESTON 1973 zeigen, daß das veränderliche Resultat der geometrischen Formen zwischen den konzentrischen und kongruenten Falten vom Viskositätsverhältnis μ_1/μ_2 , dem Grad der Plättungskomponente und vom Wellenlängen/Schichtdickenverhältnis, abhängt. Dabei ist auch eine Unterscheidung, ob die Beanspruchung hintereinander oder gleichzeitig erfolgte, zumindest bei hohen a -Werten möglich.

Durch die Verringerung des Kompetenzunterschiedes, d. h. durch Zunahme der Biotit- und Hornblendekomponente in den hellen Anteilen dürfte neben der oben angedeuteten Entstehungsmöglichkeit auch die Möglichkeit von Scherung parallel zur Achsialebene, hervorgerufen durch die große Druckbeanspruchung, in Betracht kommen (Beispiel 4.433).

Die vorliegenden Deformationsbilder entsprechen der Vorstellung, daß die Achsialebenenflächen der isoklinal gefalteten Lagen \pm senkrecht zur maximalen Hauptspannungsrichtung (σ_1) angeordnet sind; durch Modifizierung jedoch nicht streng zweiachsig in ihrem Charakter sind.

Da die Deformation aber nicht einen zweiachsialen sondern einen dreiachsialen Beanspruchungsvorgang darstellt, und bei der dreiachsialen Beanspruchung keine „Längeneinheit“ unverändert bleibt, ist die Lagebeziehung zum Beanspruchungs- bzw. Spannungsellipsoid sehr komplex.

Weitere Faktoren wie die Änderung der Intensität der Beanspruchung, deren Richtung und des rheologischen Zustandes der Gesteine während der Deformation, lassen eine nähere Bestimmung des Werdeganges der plastischen Deformation nicht zu.

Die primäre Phase der Faltung (B_1) bezieht sich immer auf das gleiche Streßfeld. Daß Unterschiede in dem Deformationsgeschehen auftreten können, liegt jedoch am differenzierten Auftreten der örtlichen Spannungen und nicht am Streßfeld.

Ältere Strukturen bzw. Überprägungen älterer Strukturen konnten nicht festgestellt werden.

Ebenso treten generell keine wesentlichen Veränderungen der Faltenformen entlang des Längenschnittprofils auf. Unterschiede im Verhältnis Faltenamplitude zu Faltenwellenlänge treten nur in Zonen anderer petrographischer Ausbildung auf.

Die \pm dominierende Ausbildung konzentrischer Falten (Biegegleitfalten) bzw. deren modifizierte geplättete Typen und der Knickfalten deuten auf eine bereits vor der Faltung bestehende Anisotropie hin (s-Flächen oder Schichtung).

4.5 Das Kluftgefüge

4.51 Beschreibung der Raumlage (Stellung), räumlichen Erstreckung (\neq Größe) und Ausbildungsart der Flächen

Die Darstellung des gesamten Gefügeinventars erfolgte in der unteren Hälfte der Halbkugel der SCHMIDT'schen flächentreuen Azimutalprojektion.

Um eine gewisse Erleichterung für die Übersicht zu erlangen wurden die einzelnen Kluftgruppen, je nach ihrer Stellung im Diagramm, ihrem Ausbildungshabitus, ihrer Kluftlineation und anderen Parametern (statistische Häufung, Streuung, genetischem Erscheinungsbild) eingeteilt, zugeordnet und mit Großbuchstaben A, B, C etc., bzw. A', B', etc. bezeichnet.

Für die Größenordnung der Klüfte und ihrer räumlichen Erstreckung wird der Durchmesser des Stollens als Bezugsmaß genommen und gleich 1 gesetzt (MÜLLER 1963).

Es entspricht also der räumlichen Erstreckung einer Kleinkluft (KK) ein 1/50 des Stollendurchmessers, der durchschnittlich 3 m betrug (siehe Abb. 25 — Richtstollen).

Kleinkluft KK 1/50
 Großkluft GK 1/5
 Riesenkluft RK > 1

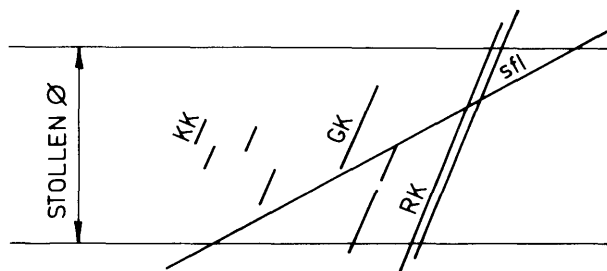


Abb. 25 : Räumliche Erstreckung der KK, GK und RK des Richtstollens.

Eine große Bedeutung kommt der Aufnahme der verschiedenartigen Ausbildungsarten des planaren Flächeninventares zu :

Ebenheitsgrad der Fläche, Glattheit, Rauheit, Welligkeit, Vorhandensein oder Fehlen von Belägen, Zerreibungsprodukte (differenzierbar nach dem Zerkleinerungsgrad), Zerrüttungsstreifen, Mylonite, Öffnungen, Habitus der Kluftwandungen, Mineralisierungen, Kluftwasserverhältnisse etc.

Alle diese Daten können einen Beitrag über den Entstehungsmechanismus liefern; weiters liefern sie eine Fülle von wertvollen Grundlagen für technische Aussagen (CLAR 1964, MÜLLER 1963).

4.52 Detailbeschreibung der einzelnen Kluftgruppen

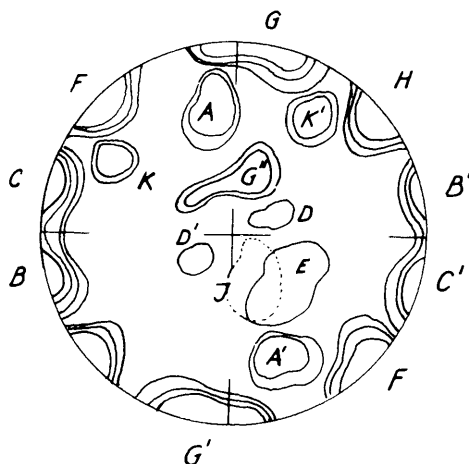


Abb. 26 : Zusammenfassendes Diagramm aller auftretender Kluftgruppen, die sich auf Grund ihrer räumlichen Stellung und ihrer \pm verschiedenen Ausbildung unterscheiden lassen.

	A ₀	Relikte älterer Scherflächen	
I.	A, A'	Der B ₁ Hauptstrukturprägung zuordenbare	hOl Scherflächen
II.	B, B' C, C'	Der B ₁ Hauptstrukturprägung zuordenbare Der B ₃ Strukturprägung zuordenbare	1. Zerrklüfte (ac) 2. Abschiebungsflächen
III.	D, D'	Der B ₁ Hauptstrukturprägung zuordenbare	hkO Flächen
IV.	E	Der B ₁ Hauptstrukturprägung zuordenbare	hkl Flächen
V.	F, F'	Der B ₂ Strukturprägung zuordenbare Der B ₃ Strukturprägung zuordenbare	1. hOl Scherflächen 2. Abschiebungsflächen
VI.	G, G'	Der B ₂ Strukturprägung zuordenbare Der B ₃ Strukturprägung zuordenbare	1. Zerrklüfte 2. Abschiebungsflächen
VII.	G''	Der B ₂ Strukturprägung zuordenbare	hkO Flächen
VIII.	H, H'	Der B ₃ Strukturprägung zuordenbare	Gleitungsflächen
IX.	J	Der B ₃ Strukturprägung zuordenbare	± sfl Verschiebungsflächen
X.		Die der letzten Strukturprägung zuordenbare	mylon. Scherklüfte
dabei ist		B ₁ = Hauptdeformationsvorgang (gleichzeitig mit der Hauptmetamorphose) B ₂ = die während der B ₁ -Deformation auftretende sekundäre B'-Deformation B ₃ = die jüngere zerbrechende Deformation.	

4.521 Alte Relikt-Strukturen: A₀

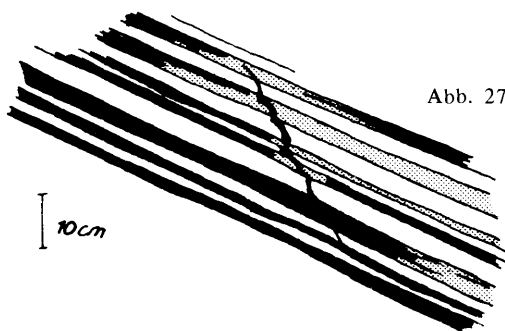


Abb. 27 : Alte verformte Relikt-Strukturen. Vereinzelte auftretende Hornblende-gefüllte Scherflächen, die von der Hauptstrukturprägung erfaßt und deformiert wurden.

4.522 Kluftgruppe A, A'

Dieses selten auftretende, zweisecharige, ungleichscharige, dem B₁ Deformationsakt zuordenbare (hOl) Scherflächensystem zeigt eine dominierende NW-einfallende Flächenlage und ein S-einfallendes Nebenmaximum. Ihr Habitus variiert von ebener, glatter Ausbildung bis zur rauhen kalzitbelegten Oberfläche (Abb.28). Häufiger ist die Anlage der engständigen s-Scherflächen im unmittelbaren Nahbereich des Faltenkernes großer plastischer Verformungen.



Abb. 28 : Gering auftretende, \pm eben ausgebildete (hOl)Scherflächen (Mstb.: 1 cm – 25 cm).

4.523 Kluftgruppe B, B' und C, C'

Im Südteil des Gleinalmstollens tritt im Bereich der Großantiklinale ein NNW–SSE streichendes, steil E oder W einfallendes, mehr oder weniger lagetreues Kluftsystem auf. Die für diesen Bereich entsprechende Kluftgruppe B, B' erleidet in der weiteren Fortsetzung Richtung Norden eine Verstellung bzw. Rotation im Uhrzeigersinn (siehe Längenschnitt, Tafel 2).

Von den Klüften, die die gleiche Raumlage einnehmen, lassen sich zwei verschiedene Typen unterscheiden :

1. In die, der B₁ Hauptstrukturprägung zuordenbaren *Z e r r k l ü f t e* und
2. in die, zu einem späteren Zeitpunkt (B₃-Deformationsakt) angelegten *A b s c h i e b u n g s f l ä c h e n*, denen sich die vorgegebene Anisotropie der Zerrklüfte anbot.

ad 1: Die Ausbildungsform der Zerrklüfte entspricht bevorzugt einer Spalte linsiger Umgrenzung, deren „Kern“ mit dunkelgrünen bis schwarzgrünen chloritischem Material gefüllt und meist von einem hellen epidot- und quarzreichen „Saum“ umgeben ist. Die räumliche Erstreckung variiert zwischen Klein- und Riesenklüften, wobei sie meist noch von feinen Rissen begleitet werden.

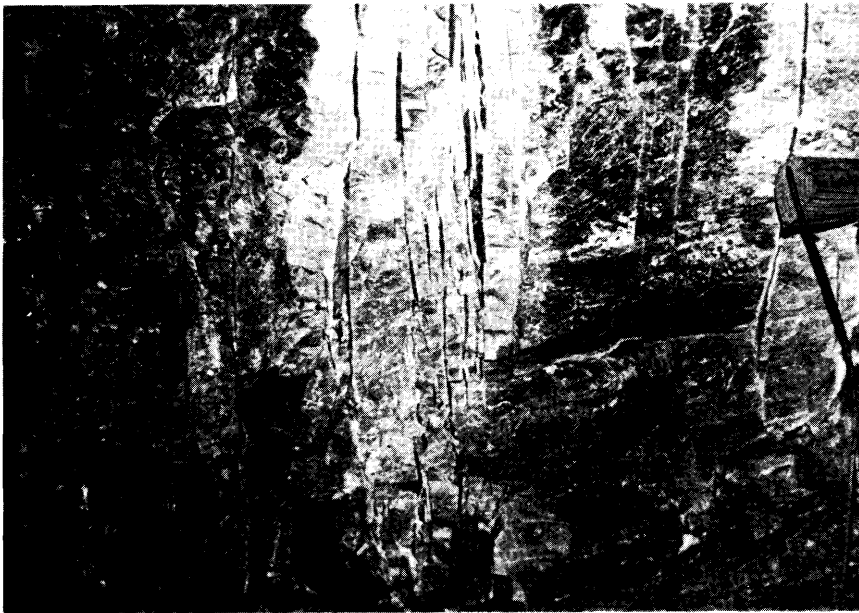


Abb. 29 : Spaltenförmig ausgebildete Zerrklüfte mit chloritisch gefülltem „Kern“ und ausgebleichtem Nebengestein mit Epidot- und Quarzbildung.

Die Gesteinsbeschaffenheit spielt für die Ausbildung der Zerrklüfte eine wesentliche Rolle; im mehr oder weniger massigen Amphibolit dominiert der Ausbildungs-

typus dieser Form gegenüber den Biotitgneisen bzw. Biotitschiefern.

Diesen tektonischen Bewegungselementen parallel zuordenbar sind die entlang von einzelnen Lagen von s-Flächen angeordneten feinen Risse. Ihre Erstreckung erreicht ein paar cm, sie sind nur einige 1/10 mm geöffnet und stets mineralisiert (Kalzit, Quarz, Laumontit).



Abb. 30: Zerrklüfte (1) in Kleinkluftausbildung, deren Erstreckung durch die Bankmächtigkeit gegeben ist. Die Zerrklüfte haben einen \pm konstanten Abstand (durchschnittlich: 20 cm). Im amphibolitischen Band erfahren die Klüfte eine Änderung ihrer Lage; sie werden zu flacheren Einfallswinkeln ausgelenkt.

ad 2: Diejenigen Klüfte, die auf Grund ihrer Ausbildung Bewegungsflächen entsprechen, sind meist unebener Ausbildung, oft als Kluftchar ausgebildet, mit grob zerriebenem mylonitisierten Material und z. T. mit noch erhaltenem Schichtverband entlang des Störungstreifens. Es liegen keine wohldefinierten Einzelflächen mehr vor, sondern nur Pakete von Schollen, Linsen und Einzelblättern, an denen untereinander intensivste Differentialbewegungen stattgefunden haben. Meist sind sie von weichschiefrigen biotitischen und chloritischen Fäden durchzogen und treten als Großklüfte oder Riesenspalte auf. Zum Teil schwimmen in der verfestigten mylonitisierten Matrix grobe Bruchstücke des umgebenden Nebengesteins (Abb. 31). Die entlang den Bewegungsflächen auftretende Flächenbeschaffenheit ist durch das Auftreten von Bewegungslinearen allgemeiner Art, sowie von Schlepplinien gekennzeichnet. Die Werte der Versetzungsbeträge erreichen durchschnittlich kleinere Werte als der Stollendurchmesser, können diesen jedoch in seltenen Fällen auch übertreffen. Dabei tritt bevorzugt eine Absetzung (flache Abschiebung) der E-Scholle gegenüber der W-Scholle, entlang mehr oder weniger flachen, horizontalen Bewegungen auf.

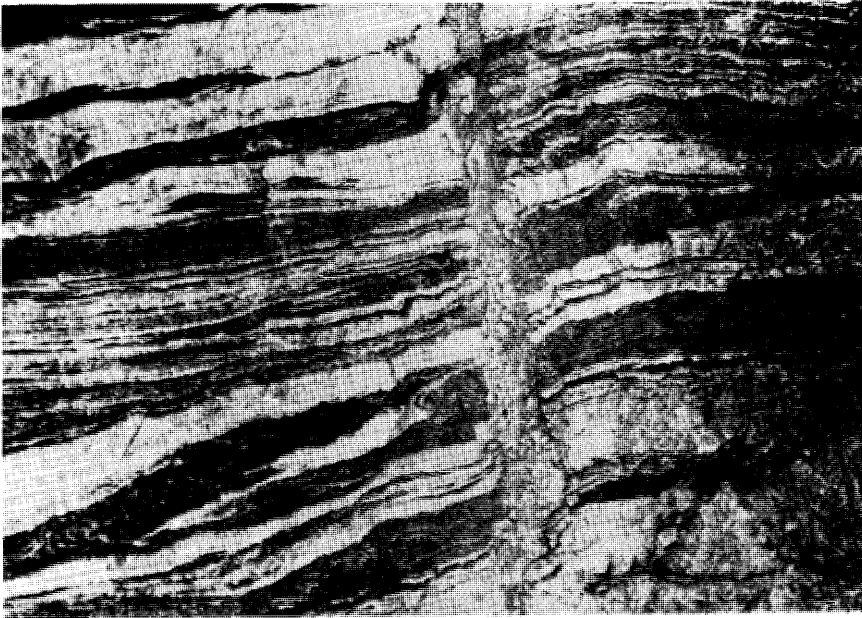


Abb. 31 : Bewegungsflächen des B, B'-Kluftsystems mit mylonitisierter Matrix und eingeschlossenen Bruchstücken des Nebengesteines.

Begleitet ist das Kluftsystem von syn- und antithetischen (bezogen auf die Kluftlage B, B' und C, C') Klüften. Die syn- bzw. antithetischen Klüfte benützen die zur Verfügung stehenden Flächen des unmittelbaren Bereiches. An ihnen finden bevorzugt Ausgleichsbewegungen geringer Beträge statt (Abb. 32).

Die NNE-SSW streichenden, steil bis mittelsteil Ost bzw. West einfallenden C, C' Klüfte zeigen gleiche Ausbildungsformen wie die Kluftgruppe B, B'. Die etwas andere Stellung der Klüfte ist durch die Verstellung bzw. der Rotation der Klüfte B, B' zu erklären (Interpretation siehe Kapitel 4.54).

Als auffallendstes Merkmal entlang dieses Kluftsystems tritt vereinzelt die Ansiedlung von Kristallen (Quarz, Kalkspat, Laumontit) an den Kluftwänden auf. Diese Klüfte liegen dann meist in klaffender oder geöffneter Form – aber auch in geschlossener und verkitteter Form vor.

Als weitere Kluftminerale treten auf : Laumontit, Limonit, Feldspat, Kalzit, Kalkspat, Quarz, Flußspat, Granat, Schwefelkies, Pyrit, Kupferkies, Chlorit und Epidot.

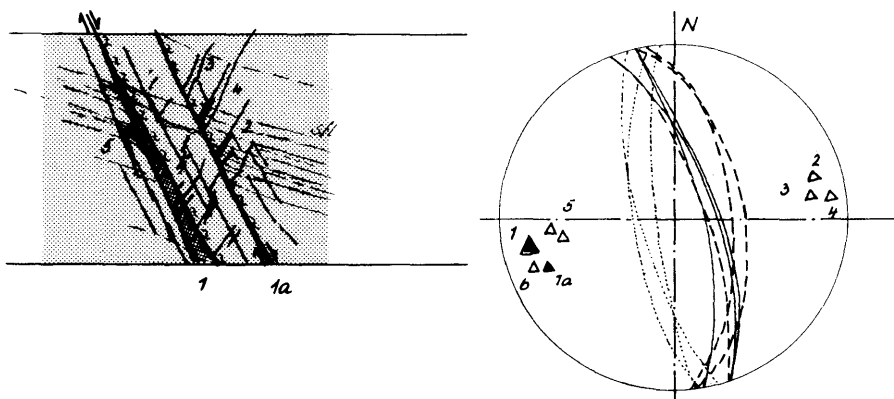


Abb. 32: Die syn- bzw. antithetischen Klüfte (Kluft 5, 6 - Klüfte 2, 3, 4) bezogen auf die Kluftlage 1, 1a

- / 1 RK, Mylonitisierte Hauptkluft
- 1a
- - - 5, 6 synthetische Klüfte bezogen auf die Klüfte 1 und 1a
- ... 2, 3, 4 antithetische Klüfte bezogen auf die Klüfte 1 und 1a

4.524 Kluftgruppe D, D'

Diese Gruppe tritt in den stark plastisch deformierten Zonen auf – speziell im Bereich der Faltenkerne mesoskopischer Falten. Ihre Ausbildung ist rein kataklastischer Natur, mit rauhem Belag, in Kleinklufterstreckung und in mehr oder weniger ebener Ausbildung.

4.525 Kluftgruppe E

Flach bis mittelsteil NW einfallende Kluftgruppe, die stellungsmäßig nicht scharf von den flachen Werten von F trennbar sind. Die Lage dieser Kluftgruppe streut stark und erfaßt z. T. noch den südlichen Teil des NE-Quadranten, vor allem aber den flachen Bereich des SE-Quadranten.

Sie ist gekennzeichnet durch ihr vereinzelt Auftreten (EK-Einzelklüfte) in Form von Riesenküften mit mehrspurigen „Kluftbahnen“ (Doppelkluft oder Mehrfachkluft), mylonitisierter verfestigter Matrix und eingelagerten Bruchstücken des umgebenden Materials. Die mehr oder weniger eben verlaufenden Klüfte werden aber stets noch von feinen mm bis 1/10 mm mächtigen biotitischen und chloritischen Fäden durchzogen.

In Begleitung dieses flachen Kluftsystems tritt stets auch die steilstehende Kluftgruppe (F, F') als antithetisches bzw. synthetisches System auf. An ihnen finden Ausgleichsbewegungen mit geringen Versetzungsbeträgen statt.

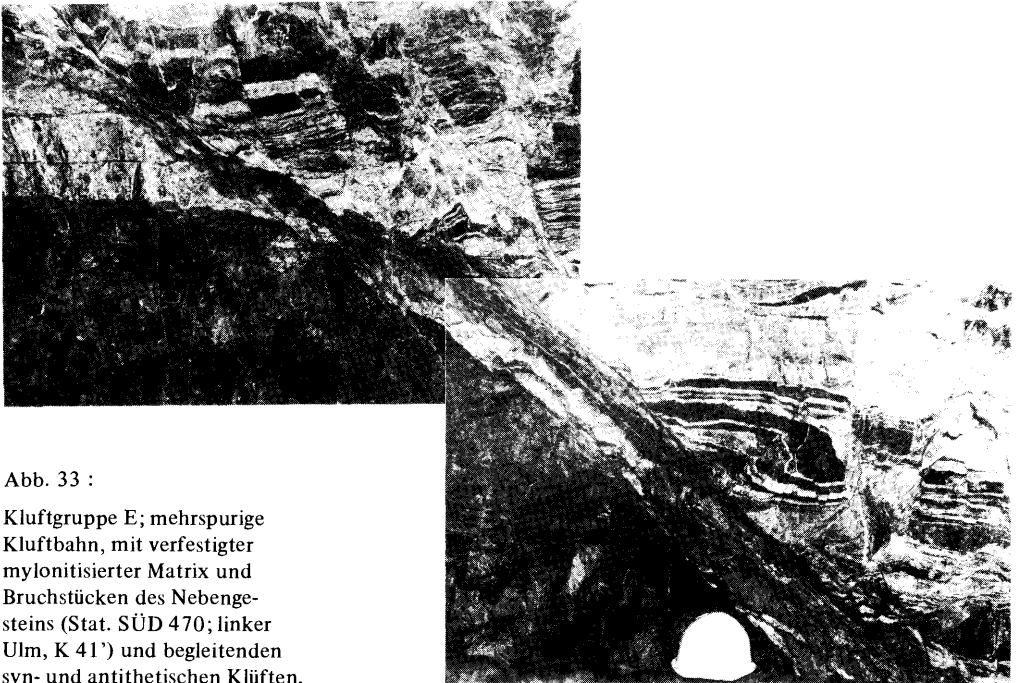


Abb. 33 :

Kluftgruppe E; mehrspurige Kluftbahn, mit verfestigter mylonitisierter Matrix und Bruchstücken des Nebengesteins (Stat. SÜD 470; linker Ulm, K 41') und begleitenden syn- und antithetischen Klüften.

4.526 Kluftgruppe F, F'

Diesem Kluftsystem sind die steil bis mittelsteil nach NW einfallenden hOl Scherklüfte des B₂ Deformationsaktes zugeordnet. Die Erscheinungsform ist deutlich von den Zerrklüften B, B' und C, C' (ac-Fugen) unterschieden. Die Klüfte sind charakterisiert durch ihre Unebenheit im kleinen und großen Bereich, ihre grob mylonitierte Ausbildung, durch Spiegelharnischflächen, Ausbildung zu einzelnen Linsen und Schollen, ihre treppenförmige Absetzung, wobei der Schichtverband der einzelnen petrographischen Bänder noch erhalten bleibt (Abb. 34). Neben dieser typischen Ausbildung als Scherkluft weist ein Teil der Klüfte, die dieser Gruppe zuzuordnen sind, durch eine spätere Benützung als Bewegungsklüfte (B₃ Deformationsakt), einen klaffenden und geöffneten Habitus auf. In ihnen liegen verschieden große eckige Bruchstücke vor, die keine oder eine Ver kittung aufweisen können und mit einem Kristallrasen (Qu) überzogen sind.

Weiters dieser Kluftgruppe zuordenbar, wenn auch wenig auffallend, sind Klüfte, die durch ihre Kleinkluftausbildung charakterisiert sind. Sie sind unregelmäßig, uneben bis wellig ruppig ausgebildet und zeigen meist auskristallisierte, verzahnte oder geschlossene Kluftwandungen.

Weitere vereinzelt auftretende Erscheinungsbilder dieser Kluftgruppe sind Großklüfte, deren Aufbau durch einzelne gestaffelte, meist sigmoidal gekrümmte Spalten gegeben ist (Abb. 43). Sie entsprechen in ihrer Ausbildung einem Übergangstypus von plastischer zur kataklastischen Verformung (siehe Kapitel 4.54).



Abb. 34 : Kluft der Kluftgruppe F; treppenförmige Absetzung bei Beibehaltung des Schichtverbandes.

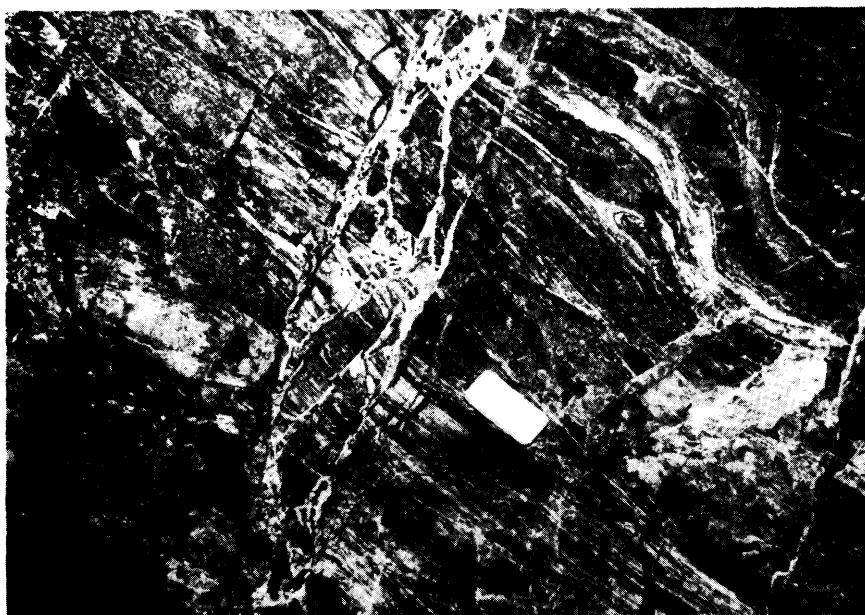


Abb. 35 : Kluft der Gruppe F, F', mit kristallüberzogenen und verkitteten Bruchstücken.

Entlang den bisher besprochenen Kluftgruppen (B, B'; C, C'; E, F, F') tritt ein nachweisbarer sekundärer Mineralbestand auf. Diese Bildungen sind durch Lösungs-umsatz im Bereich dieser Klüfte sekundär neugebildet worden oder durch Umwandlung aus den primären Mineralen entstanden. Diese Minerale sind eindeutig auf eine hydrothermale Entstehung zurückzuführen. Es sind dies : Laumontit, 7 Å Alumoserpentin, Talk, Pyrophyllit, Kalzit & Ankerit (RIEDMÜLLER, SCHWAIGHOFER et al. 1974).

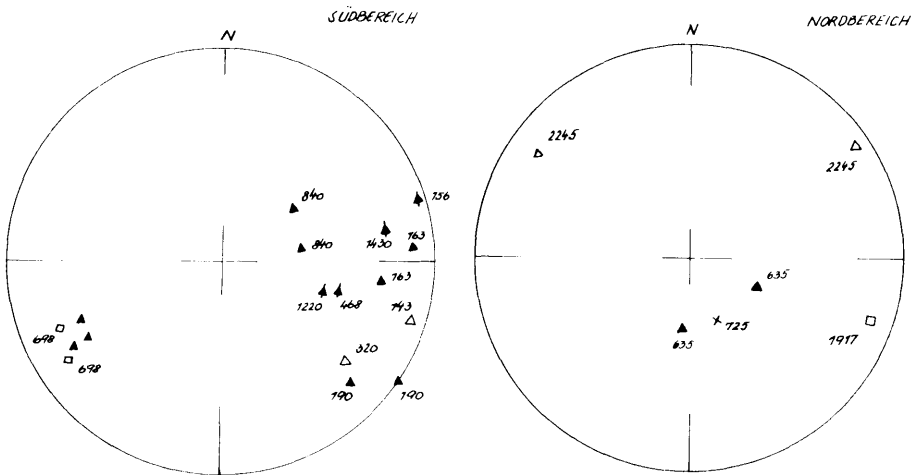


Abb. 36: Klüfte an denen ein sekundärer Mineralbestand nachweisbar war (Klüfte der Kluftgruppen B', C', E, F, K & K')

- △ x telethermaler Mineralbestand
- ▲ hydrothermaler Mineralbestand
- telethermaler und hydrothermaler Mineralbestand

4.527 Kluftgruppe G, G'

Bis auf wenige Abschnitte ist die Ausbildung dieser Kluftgruppe generell durch eine unebene Ausbildung im kleinen und großen Bereich und eine rauhe, splittig bis muschelig brechend aussehende Oberfläche, stets ohne Mineralbeläge, gekennzeichnet. Sie entspricht den der B₂ Strukturprägung zuordenbaren Zerrklüften.

Es treten aber auch neben dieser dominierenden Ausbildung ebenflächige, von Bewegungsspuren gekennzeichnete Flächen, in mylonitisierter Großkluft- bis Riesenkluftausbildung, Kluftcharbildung und begleitenden syn- bzw. antithetischen Kleinklüften auf.

Vereinzelte auftretende Bilder leicht geöffneter bis leicht klaffender kristallrasenbelegter und z.T. von einer mit feinen rötlichem Belag überzogenen Ausbildung, ergänzen die vielfältige Ausbildungsmöglichkeit dieses Kluftsystems.

Die dieser Kluftgruppe zuordenbaren Klüfte versetzen stets die der B₁ Hauptstrukturprägung zugeordneten Klüfte, sind also jünger.



Abb.37: Riesenkluft der Kluftgruppe G mit zwei Hauptbewegungsbahnen und treppenförmiger Absetzung.

4.528 Kluftgruppe G''

Selektiv auftretende flache Klüfte, die den Habitus einer Zerrkluftausbildung – mit chloritischen Mineralbelägen und umgebenden Saum (Qu, Epidot) – aufweisen. Sie entsprechen hkO Zerrfugen, die dem B₂ Deformationsakt zuzuordnen sind.

4.529 Kluftgruppe H, H'

Diese Kluftgruppe weist die analoge Ausbildung der Bewegungsflächen von B, B', C, C' bzw. F, F' auf. Sie tritt selektiv in einigen Zonen auf, ohne jedoch die für die Klüfte B, B' bzw. C, C' charakteristischen Erscheinungsbilder eines klaffenden Charakters aufzuweisen.

4.5210 Kluftgruppe J

Lagemäßig ähnlich, jedoch ausbildungsmäßig deutlich unterschieden von E, tritt dieses Kluftsystem flach subschieferungsparallel bis gering Schieferungsflächen-diskordant durchschneidend auf. Das gegenüber den anderen Systemen primär unterscheidbare Kennzeichen liegt in der Ausbildung. Es dominieren cm- bis

dm-mächtige, weichschiefrige, innig zerscherte Bänder von vorherrschend biotitischem und amphibolitischem Material (Biotit, Chlorit, Hellglimmer, Hornblende, Aktinolith). Entlang dieser Bänder ist lokal stärkeres Auftreten von Granaten (durchschnittlich 1–2 cm groß) bemerkbar und die Flächen sind weitgehendst aufgeblättert und fast ohne Kornbindung.

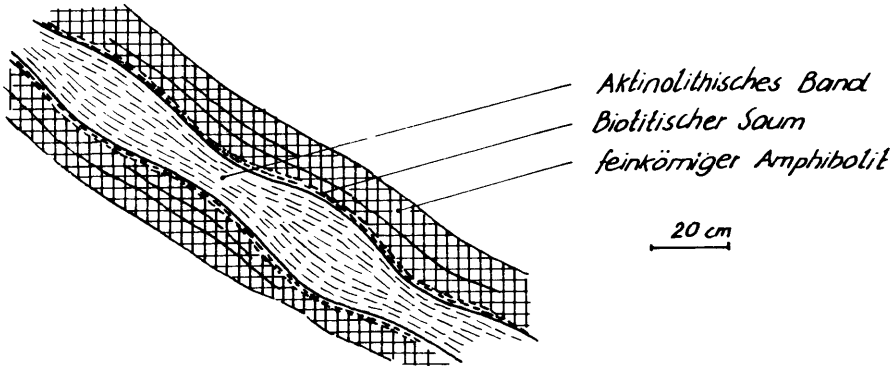


Abb. 38: dm-mächtiges, linsiges aktinolithisches Band mit biotitischem Saum (Stat. N 3040).

Die mehr oder weniger wellig verlaufenden Bänder werden z.T. von engstündig angeordneten Klüftchen durchzogen, die durch Laumontit verheilt sind (ALKER, RIEDMÜLLER) und geben in Zusammenhang mit den diskordant durchziehenden Fäden von Biotit und Chlorit dem Ganzen eine „Spinnwebenstruktur“ (Bereich N 160–180; 600–700; N 700–800 etc.).

4.5211 Klüftgruppe K, K'

Bei der in der alkalifeldspatführenden Gneiszone (Stat. N 2030–2200) stark ausgeprägten Klüftung handelt es sich um die Wiederbelebung der bereits bestehenden Klüftstrukturen F' und H' bzw. um eine Neuanlage. Die Klüfte K sind gekennzeichnet durch einen chloritisch-wechselschiefrigen, mylonitisierten Habitus, eine Spiegelharnischausbildung und eine begleitende grobe bis mittlere Klüftstriemung mit Klüftmineralien (Kalzit und Pyrit). Die Klüfte K' dagegen sind durch ihre großflächige, \pm ebene Ausbildung, ihren Abschiebungscharakter und einen stets begleitenden, rötlich gefärbten, schmierigen Belag hinreichend charakterisiert. Entlang dieses Abschnittes tritt bevorzugt entlang der Klüfte K' Klüftwasser hinzu. Als Ergebnis eines sehr jungen bis heute wirksamen Lösungsumsatzes wurden in den Klüftfüllungen Mixed-Layer-Mineralie nachgewiesen (RIEDMÜLLER et al. 1974).

4.53 Kluftbewegungslinearen

4.531 Ausbildung der Bewegungslinearen

Die Beschaffenheit von Flächen, an denen Bewegungen stattfanden, ist zum Teil durch Rutschstreifen, Abrißkanten oder durch Abrisse von ausgewalztem feinen Gesteinsmaterial, sowie durch Schleifspuren und Eindrücke kleiner Gesteinspartikeln gekennzeichnet. Diese linearen tektonischen Bewegungselemente (Harnischstriemung, Rillung = durchgehende Schleifspuren ohne Abrißkanten; amplitudenhafte Striemung = großwellige, amplitudenhafte Schleifspuren; s. Abb.39) erlauben ebenso wie Schleppungserscheinungen, Aussagen über den Relativsinn der Störungsbewegung.

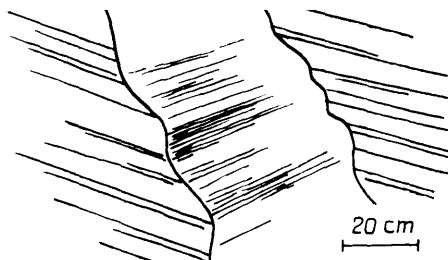


Abb. 39 :
Großwellige, amplitudenhafte
Schleifspuren.

Diese teilweise feststellbaren Relativrichtungen der Bewegungen konnten als zusätzliches Hilfsmittel zur Ermittlung zusammengehöriger Klüfte (Abschiebungen, Aufschiebungen oder Blattverschiebungen) herangezogen werden.

4.532 Auswertung der Bewegungslinearen

Die zunehmende Häufung der linearen Elemente an der Peripherie der Lagenkugel demonstriert, daß sich die Mehrzahl der Bewegungen in horizontaler bis leicht geneigter Richtung vollzogen hat. Dies gilt für die den Kluftsystemen B, B', C, C' und den Kluftsystemen G, G' zuzuordnenden Bewegungen, die fast durchwegs, bis auf die im Nordbereich (Biotitglimmerschiefer–Biotitgneiszone) auftretenden Ab- bzw. Aufschiebungen, als Blattverschiebungen bzw. als flach-horizontale Abschiebungen zu deuten sind.

In den folgenden Abbildungen (Abb. 40, 41, 42) sind die den Kluftgruppen B, B', C, C', G, G', E und J zuordenbaren Kluftlinearen über den ganzen Stollenbereich für jeweils 500 bzw. 1000 m in synoptischen Diagrammen dargestellt.

Bei deren Betrachtung zeigt sich, daß die Bewegungslinearen der Kluftgruppen B, B' bzw. C, C' die Verstellung bzw. Rotation der Klüfte mitmachen.

Station:	Kluftlineationsrichtung des Kluftsystemes B, B' bzw. C, C':
N 500–1000	± 352/ flach N einfallend
N 2500–3000	± 355/ flach N einfallend
N 3000–4000	± 005/ flach N einfallend
S 2000–2500	± 334/ flach NW einfallend bzw. ± 156/ flach SE einfallend
S 1500–2000	± 334/ flach NW einfallend bzw. ± 165/ flach SE einfallend
S 1000–1500	± 332/ flach NW einfallend bzw. 150 flach SE einfallend.

KLUFTLINEATIONEN DER KLUFTGRUPPE B, B' BZW. C, C' (vom Südbereich gegen den Nordbereich)

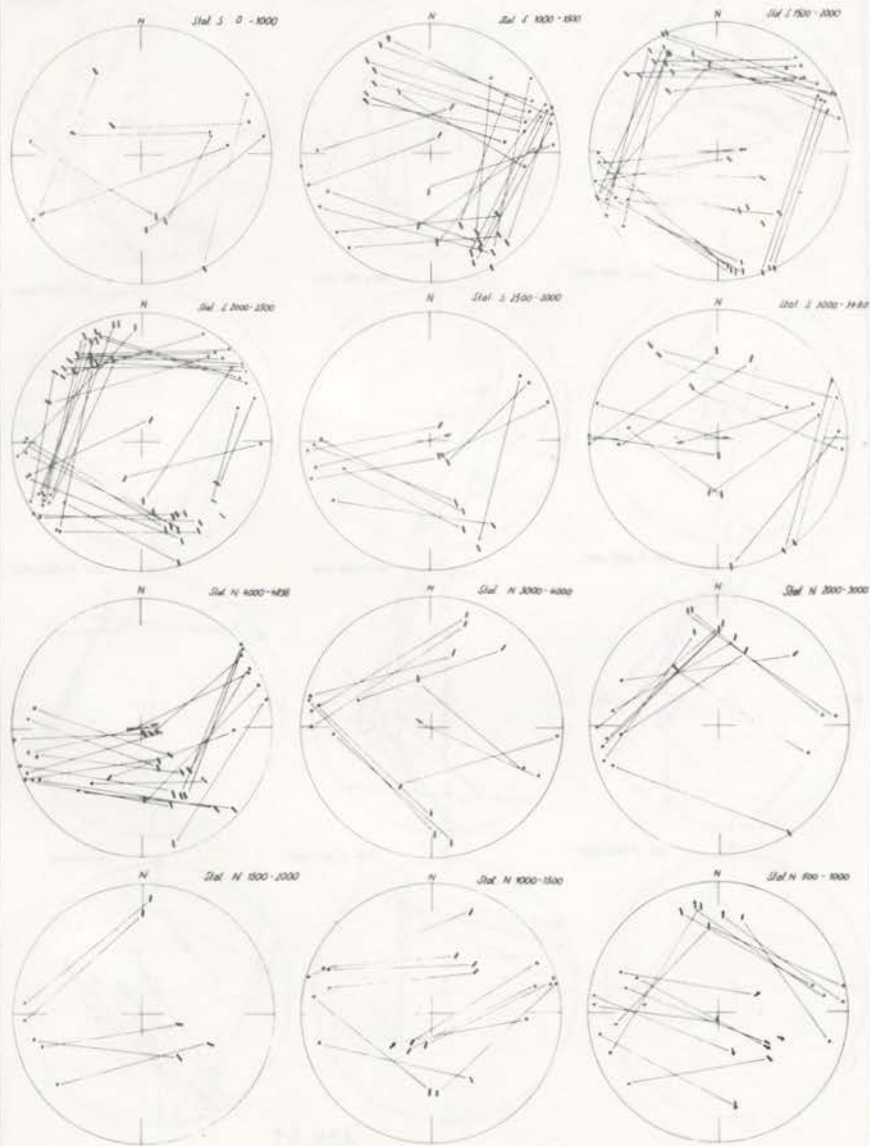


Abb. 40

KLUFTLINEATIONEN DER KLUFTGRUPPE G, G'

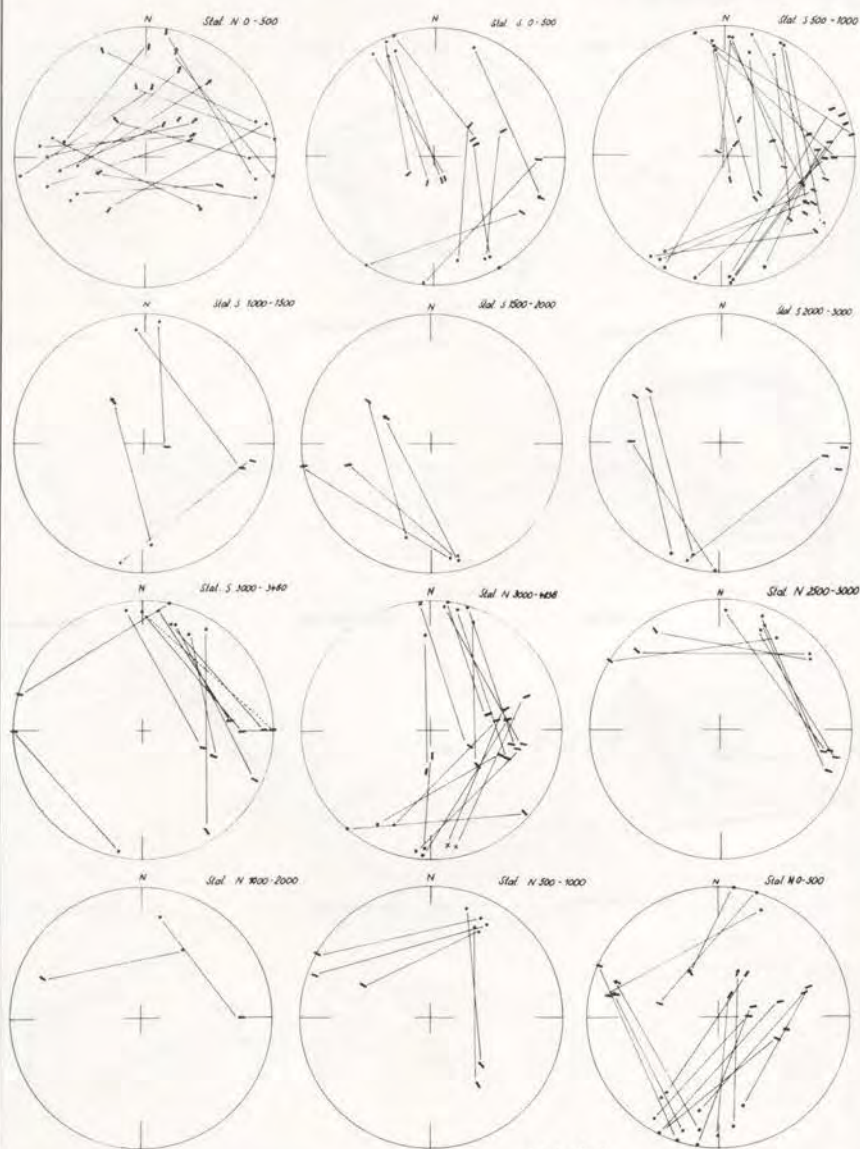


Abb. 41

Diese Verstellung der Bewegungslinearen (des Kluftsystems B, B', C, C' – Abb. 40) drückt sich in einer kontinuierlichen Rotation der Bewegungslinearen aus, beginnend vom Südbereich mit mehr oder weniger flach NW bzw. flach SE einfallenden Linearen, um dann im Nordbereich des Stollens in eine \pm N–S orientierte, ebenfalls flach, leicht streuend einfallende Richtung umzuschwenken.

Weitere, diesen Kluftsystemen zuordenbare Kluftlineationen entsprechen steil geneigten Bewegungsrichtungen (Bereich N.O.O.–1.5) – einer Besetzung im Mittelfeld der Projektion entsprechend. Sie sind jedoch von untergeordneter Häufigkeit.

Besetzungen zwischen den beiden oben genannten Fällen – zwischen flach und steil liegenden Kluftlineationen – können als Interferenzen angesprochen werden (z.B. N 4.0–4.8).

Analog zur obigen Situation lassen sich auch die Kluftlineationsanhäufungen der Kluftgruppe G bzw. G' (Abb. 41) mehr oder weniger flachen bis horizontalen Richtungen zuordnen (\pm 75/flach E bzw. W einfallend und \pm 110/flach E bzw. W einfallend). Hier zeigt sich jedoch gegenüber den vorherig besprochenen Bewegungslinearen keine bzw. keine deutlich erkennbare Verstellung (bzw. Rotation). Es bilden sich je nach Stellung der Klüfte zwei Submaxima aus.

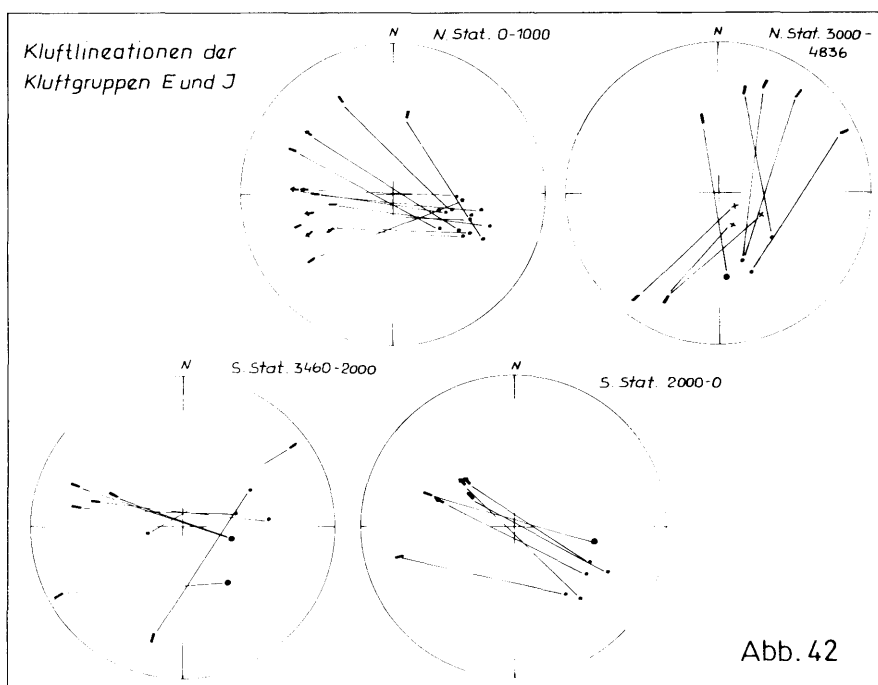
Die Kluftgruppe G, G' zeigt jedoch auch nicht jene deutlich erkennbare Rotation der Kluftgruppen B, B' bzw. C, C' (siehe Taf. 2). Man könnte diesen Umstand auf den wesentlich höheren Grad der Klüftigkeit und die dadurch bedingte größere Teilbeweglichkeit des B, B' – Kluftsystems zurückführen, oder die Verstellung durch eine \pm schiefe Druckbeanspruchung verursacht denken. Diese kann endogen hervorgerufen sein (durch die unterschiedliche Gleitfähigkeit vom Kluftsystem B, B' in Relation zu G, G') oder exogen durch eine asymmetrische Veränderung der Hauptbeanspruchungsrichtung, verbunden mit einer bevorzugten Betätigung einer der beiden Bewegungsflächen (siehe Kapitel 4.54).

Interferierende, steiler- und steilstehende Abschiebungs- bzw. Aufschiebungsbewegungen sind diesem Kluftsystem ebenfalls zuzuordnen. Neben diesen an Häufigkeit dominierenden Hauptkluftgruppen und deren begleitenden Kluftlinearen sind den Kluftgruppen F und dem flach durchschneidenden Kluftsystem E tektonische Bewegungslineare zuordenbar (Abb. 42).

Die den Kluftgruppen E, F und J zugehörigen Kluftlinearen lassen sich generell mittelsteil geneigten Bewegungsrichtungen in W bis N verlaufender Richtung zuordnen, wobei, soweit bestimmbar, Abschiebungen dominieren. Eine Verstellung dieser Kluftlinearen ist mit den gering vorhandenen Meßdaten nicht sicher feststellbar.

Ein Versuch, mit Hilfe der auf den Bewegungsflächen erkennbaren Bewegungsspuren zu einem großräumigen Bewegungsbild zu kommen, ist nur in Zusammenhang mit den durch die Bewegung hervorgerufenen Verschleppungserscheinungen entlang der Klüfte möglich.

Durch die Analyse der Kluftbewegungslinearen und der zugehörigen Schleppungsstrukturen konnte als Bewegungsbild ein Weiterwirken der Haupttektonik festgestellt werden. Dabei vollzieht sich diese Bewegung der Druckbeanspruchung entlang steilstehender Klüfte (B, B'; C, C'; G, G'; F, F'; H, H') und flacher bis horizontaler NW-orientierter Bewegungsrichtungen. Diese NW–SE gerichteten Bewegungslinearen sind jedoch kein Beweis daß die Anlage der Klüfte durch die NW orientierte Druckbeanspruchung entstanden, d.h., daß zeitlich und ursächlich kein



Zusammenhang zwischen den dem B_1 Deformationsakt zuordenbaren ac-Klüften (B, B') und den Harnischflächen (analoge Stellung) bestehen muß. Man ist gezwungen, zeitlich in unserem Raum deutlich zwischen einem älteren, zur Zeit der Kluftentstehung herrschenden, und einem jüngeren, Beanspruchungsplan zu unterscheiden.

Die Bewegungsflächen, die oft mehrere divergierende Striemungsrichtungen aufweisen, lassen oft auf intensive stattgefundene Differentialbewegungen schließen. Das Auftreten jener divergierender Bewegungslinearen kann auch durch die bei den Restspannungen auftretenden Entlastungsvorgänge erklärt werden.

4.54 Deutung der kataklastischen Strukturen

Die diagrammäßige Darstellung der Klüfte stellt unter Berücksichtigung des übrigen s-Flächengefüges und der primärtektonischen Formen des Bruchzustandes des Gesteins ein Mittel dar, das zu einem Bild der genetischen Entwicklung und der räumlichen Spannungsverteilung führt.

Neben den Klüften, die dem großregionalen Spannungsfeld nicht zuzuordnen sind und deren Entstehung durch eine relativ niedrige Spannung ausgelöst werden konnte (Inhomogenitätsstellen und Schwächestellen oder künstlich hervorgerufene Klüfte) herrschen zweifelsohne Spannungsverteilungen mit mehr oder weniger einheitlichen Richtungen von Hauptnormal- und Scherspannungen vor. Ihnen ist die Großzahl der Kluftsysteme zuzuordnen, wenngleich auch deren Verteilung eine mehrphasige Beanspruchung widerspiegelt.

Es ist klar, daß die Klüfte bei ihrer Bildung das anisotrope Gesteinsgefüge schon vorgefunden haben. Der weitaus größte Teil des Kluftgefüges ist dem tektonischen Hauptdeformationsgang symmetrologisch zuordenbar und seine Entstehung fand teilweise noch im paraplastischen Zustand, zur Hauptsache aber in postplastischem Zustand statt.

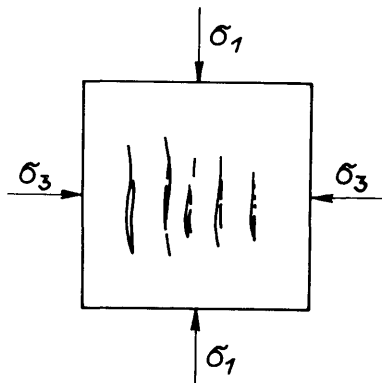
Kluftsysteme sind nicht deswegen einer Faltung symmetrologisch zuordenbar, weil der gleiche Spannungszustand nach der Faltung noch weiter existierte, sondern die Lage der später gebildeten Klüfte ist durch die schon bestehende Anisotropie des Gefüges bedingt.

Bei Rückschluß von einem bestehenden Bruchzustand auf den verursachenden Spannungszustand ist das Wichtigste die Unterscheidung von Trennbrüchen, Verschiebungsbrüchen und Gleitungsbrüchen. Als Unterscheidungsmerkmale dieser drei Typen (L. MÜLLER 1963) bieten sich die Ausbildung der Bruchflächen, die Winkelbeziehungen der Bruchflächen untereinander und die Lagebeziehung zum Gesamterscheinungsbild an. Die Hauptnormalspannungen selbst werden mit σ_1 , σ_2 und σ_3 bezeichnet, wobei σ_1 den maximalen Druck bzw. minimalen Zug und σ_3 den maximalen Zug bzw. minimalen Druck kennzeichnet. σ_2 ist die mittlere Hauptnormalbeanspruchung bzw. -spannung.

Nachstehend sollen die drei Bruchformen und ihre Beziehungen zu den Spannungen kurz besprochen werden:

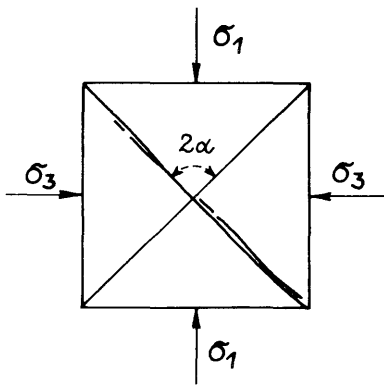
- a) **Trennbrüche**: Gekennzeichnet, daß sie senkrecht zur Richtung der größten Dehnung angeordnet worden sind (= senkrecht zur kleinsten Hauptspannung oder parallel σ_1). Die Bruchflächen sind splittrig, muschelrig und rau ausgebildet. Sie bevorzugen die Gestalt einer linsig umgrenzten, gegen den Rand zu ausdünnenden Spalte.

In zahlreichen Experimenten wurde nachgewiesen, daß bei Zugbeanspruchung Trennbrüche entstehen, deren Flächen senkrecht zu σ_3 stehen. Die Entstehung der Trennbrüche bzw. Zerrklüfte ist jedoch nicht nur auf eine Zugbeanspruchung zurückzuführen, sondern kann auch unter reiner Druckbeanspruchung entstehen. Diese Trennbrüche sind darauf zurückzuführen, daß der hydrostatische Druck der Porenfüllung größer als σ_3 war (JÄGER 1963).



Resultierend können wir die Trennbrüche bzw. Zerrklüfte als Anzeiger der σ_3 Raumlage benutzen, jedoch immer nur bezogen auf das entsprechende Teilgefüge (HOEPPENER 1975).

- b) **Gleitungsbrüche**: Ihre Raumlage ist derart, daß sie die mittlere Hauptnormalspannungsachse σ_2 in sich enthalten und den Winkel zwischen σ_3 und σ_1 halbieren.

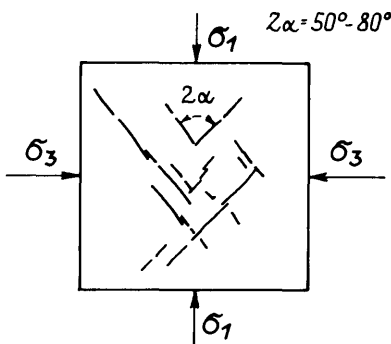


$$2\alpha = 90^\circ \text{ theor.}$$

$$2\alpha = 80-90^\circ \text{ prakt.}$$

($\alpha = 80-90^\circ$; theoretischer Wert beim reinen Gleitungsbruch = 90°). Sie entstehen bei \pm langsamer Formänderung, wobei die Scherfestigkeit vergleichsweise gering ist. Meist weisen diese Ausbildungstypen stets Harnischflächen (Spiegel) mit Bewegungslineationen auf.

- c) **Verschiebungsbrüche**: Dieser Gefügetyp besteht aus zwei Scharen von Brüchen (Mohr'sche Flächen; Kluftflächenpaare – CLOOS & STINY 1925; konjugierte Brüche – MÜLLER 1963; Scherflächenpaare – SANDER 1931) und nimmt eine Mittelstellung zwischen Trennungsbruch und Gleitungsbruch ein. Der Winkel, den die Verschiebungsbrüche in der Richtung größter Einengung einschließen, ist im Zeitpunkt der Entstehung kleiner als 90° . Bei fortgesetzender Deformation vergrößert sich der Winkel durch Internrotation (SANDER 1948). Die Richtung größter Einengung halbiert diesen Winkel.



Senkrecht zu ihr und senkrecht zur Schnittlinie der Verschiebungsbrüche liegt die Richtung größter Dehnung (d. h.: σ_2 liegt parallel der Schnittlinie der beiden Scharen von Scherflächen, σ_1 senkrecht dazu den spitzen Winkel zwischen den beiden Scharen halbierend, und σ_3 senkrecht zu σ_1 und σ_2 ; dies gilt jedoch nur unter der Annahme, daß keine vorgegebene Anisotropie des Gesteinsverbandes die Raumlage der Brüche beeinflusst).

Unserer B_1 Deformationsachse ist ein zweischariges, ungleichschariges Scherflächensystem (Verschiebungsbrüche) zugeordnet. Diese hOl-Flächen treten jedoch gegenüber den OkO-Flächen (ac-Flächen) sehr deutlich in ihrer Intensität zurück. Die Beurteilung des prägenden Spannungszustandes dieser Verschiebungsklüfte ist nicht eindeutig. Die bei der plastischen Deformation gegebene Anordnung der Spannungsrichtung von σ_1 (= maximaler Druck) könnte bei der Anlage des erwähnten Scherflächensystemes noch beibehalten worden sein. Dies ist jedoch nicht zwingend, bedingt durch den bereits vorhandenen anisotropen Zustand. Durch die \pm Beibehaltung dieses Streßfeldes (σ_1 Hauptbeanspruchungsrichtung) bei der später erfolgten zerbrechenden Deformation ist die Annahme zulässig, daß es während der ausklingenden Faltungsphase zu keiner Änderung des Streßfeldes gekommen ist.

Die mehr oder weniger später erfolgte Anlage des Kluftsystemes B, B' ist dem tektonischen Hauptdeformationsplan, der durch die rekristallisierte B₁ Achse gegeben ist, symmetrologisch und auf Grund seiner charakteristischen Ausbildung als Zerrkluft, zuzuordnen. Wir dürfen also diese Trennbrüche \pm als Indikatoren für die Raumlage von σ_3 benützen, jedoch spiegelt sie nur eine der Hauptnormalbeanspruchungen bzw. -spannungen des betrachteten Teilgefüges wider. Da die diesem Hauptdeformationsakt symmetrologisch zuordenbaren ac-Klüfte größtenteils an den Schieferungsflächen aussetzen, ist ein späteres Alter der Kluft im Verhältnis zu den s-Flächen belegt.

Die plastische B₂ Deformation tritt nur entlang selektiver Zonen auf; man kann dies als ein „Auspendeln“ der Hauptspannungsrichtung bei Überlagerung des zweiten tektonischen Koordinatensystems (B₂) ansehen. Dieses Pendeln bringt gleichzeitig ein Abklingen der Verformungsintensität des einen bzw. des anderen Spannungsfeldes mit sich. Jene richtungsveränderliche Beanspruchung muß jedoch nicht das Resultat einer Veränderung der äußeren Belastung sein, sondern ist als Wechsel lokaler Beanspruchungs- oder Einspannungsverhältnisse zu sehen. In diesen Bereichen, wo B₁ von B₂ überprägt wird, wird die Erfassung des Spannungszustandes weiter kompliziert. Diese in einzelnen Abschnitten auftretende B₂-Verformung ist zum Unterschied von der B₁-Verformung häufiger mit der Bildung von zweischarigen, ungleich ausgebildeten hOl-Scherflächen (F, F') und geringer vorhandenen ac-Fugen (G, G') verbunden.

Bilder von Übergangsbereichen von plastischer zu kataklastischer Deformation zeigen Knickzonen, wobei die Faltenachsialebenenfläche mehr oder weniger parallel der Ebene der größten Scherung zu liegen kommt. Nach HOEPPENER (1972) treten Knickfalten bzw. Knickzonen dann auf, wenn die sehr engscharig angeordneten s-Flächen ungefähr parallel der Richtung größter Einengung liegen oder dazu nur einen geringen Winkel einschließen und dadurch eine \pm labile Lage einnehmen.

Weitere Bilder eines Übergangsbereiches von plastischer zu kataklastischer Deformation treten bei der Ausbildung von Verschiebungsbrüchen bzw. Scherflächen des Kluftsystems F bzw. F' auf.

Diese Anordnung gestaffelter Fiederklüfte (Abb. 43) deutet nach experimentellen Untersuchungen von BOCK (1970) und DENNIS (1970) darauf hin, daß die Scherflächen durch Zusammenlaufen der winzigen gestaffelten Dehnungsspalten entstehen. Nach eigenen Beobachtungen scheint sich die Annahme zu bestätigen, daß die Anlage jener Fiederspalten den Verschiebungen vorausging. Diese Ausbildung, Zusammenschluß von Trennungsbrüchen bzw. Fiederspalten zu Verschiebungsflächen, erfolgt dann, wenn sich das Material in einem \pm spröden bis plastischen Zustand befindet. Geht aber der Bruchbildung eine fließende oder plastische Deformation voraus, so entstehen Verschiebungsbrüche ohne vorheriger Ausbildung von Trennbrüchen (HOEPPENER 1975).

Die zu den bisher erwähnten Formungsakten zugehörigen kataklastischen Formungselemente wurden bei einem späteren Verformungsgeschehen wieder verwendet – und zwar für Bewegungen mit dominierender horizontaler Bewegung. Dabei boten sich hauptsächlich die Zerrklüfte der beiden tektonischen Koordinatensysteme (Kluftsystem B, B' bzw. C, C' und G, G') und das zu den s-Flächen subparallel bis schwach diskordant verlaufende Störungssystem der Kluftgruppe J an. Dieser tektonische Bewegungsvorgang ist auf eine \pm NW gerichtete



Abb. 43 : Anordnung gestaffelter Fiederklüfte entlang der Kluffgruppe F bzw. F'.

Druckbeanspruchung bzw. Einspannung zurückzuführen. Jene Druckbeanspruchungsrichtung ist auf ein Weiterwirken des Streßfeldes, bei \pm Beibehaltung der NW Hauptdruckbeanspruchungsrichtung, zurückzuführen.

Über die entlang des Stollens erkennbare kontinuierliche Verstellung bzw. Rotation des Kluftsystemes B, B' zur Kluftstellung C, C' bieten sich folgende Erklärungen an (siehe Tafel 2) :

- 1) Durch primäre Anlage der Kluftsysteme und Verstellung derselben durch die graduelle Veränderung des gesamten Spannungszustandes mit der „Tiefe“. Einen wesentlichen Einfluß auf die Veränderung des Spannungszustandes dürften auch die Materialeigenschaften haben. Von der Verstellung müßten sämtliche planare Flächen und Linearen erfaßt worden sein; eine feststellbare Rotation ist jedoch hauptsächlich am Kluftsystem B, B', bedingt durch deren \pm persistente Stellung entlang einzelner Homogenbereiche (Antiklinalbereiche) erkennbar.
- 2) Die Ursache für die Verstellung des B, B'-Kluftsystemes kann entweder in der unterschiedlichen Gleitfähigkeit von B, B' bzw. G, G' oder, durch die asymmetrische Veränderung der Hauptbeanspruchungsrichtung und damit einer bevorzugten Betätigung einer der beiden Gleitflächen sein. Erstere Erklärung kann durch den wesentlich höheren Grad der Klüftigkeit und damit der größeren Teilbeweglichkeit des B, B' Kluftsystems in Relation zu G, G' erklärt werden; die zweite mögliche Ursache entspräche einem asymmetrisch wirkenden Streßfeld, die jene Internrotation der B, B'-Fläche unter \pm Beibehaltung der Stellung des übrigen planaren Gefüges (Abb. 45), durch die schiefe Druckbeanspruchung hervorrief.

Es tritt jedoch eine Zunahme der Intensität gegen Norden, bzw. gegen das höhere Stockwerk auf.

- 3) Interpretierbar als Resultat sekundär entstandener Scherbrüche während der letztgenannten \pm NW orientierten Druckbeanspruchung. Sie entstehen an den Stellen, an denen die komplementären Gleitflächen die Hauptscherbewegung sperren, wodurch es zu Drehungen der Hauptnormalspannungsrichtungen und damit zu einer neuen Anlage eines sekundären Scherbruchpaares kommt. Dabei ergeben die primären und sekundären Gleitflächen zusammen komplexe Gleitflächen (BOCK 1970).

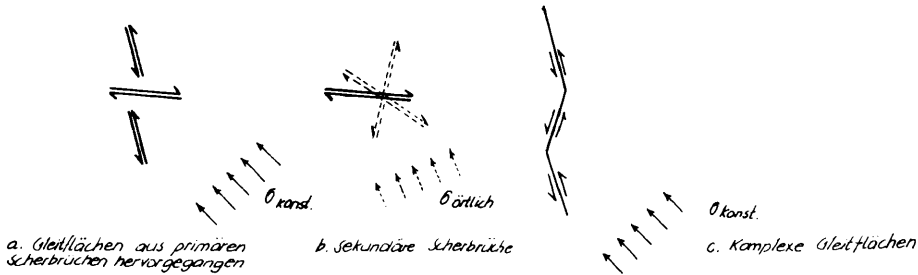


Abb. 44: Mögliche Ausbildung sekundärer Scherbrüche durch Sperren der Hauptscherbewegung durch komplementäre Gleitflächen.

Zerbrechungen entlang des Kluftsystemes K, K' (vor allem auf den Stationen N 2050–N 2300) gehören zu den letzten einstuftbaren Bewegungsvorgängen. An diesen mylonitisierten Klüften ist noch ein jüngster bis aktueller niedrigtemperierter Lösungsumsatz nachweisbar. Jene jüngsten Mixed-Layer-Strukturen stellen Sekundärprodukte dar, die aus der Zersetzung von bereits in der Kluft abgeschiedenen Mineralien entstanden sind.

Zusammenfassend ergibt sich das Bild einer kataklastischen Deformation, die durch ihre hohe Intensität, vor allem der Kluftgruppe B, B' (max. Kluftzahlen = Anzahl der Klüfte/Meter = 50–100), und ein mehr oder weniger homogenes „Bruchflächenmuster“ gekennzeichnet ist.

5. Versuch einer Entwicklungsgeschichte des Gleinalmgebietes – wann ist die Gleinalmmetamorphose entstanden ?

Die Entstehung und Bildung der Gleinalmgesteine, einer betont vulkanogenen Wechselserie von saurem, dazitischem und basischem, tholeiitischem Material, heute in Form von Plagioklasgneisen und Amphiboliten vorliegend, erfolgte um die Wende des Kambriums/Ordoviziums (\pm 500 Mio.J.). Während dieses vulkanogenen Prozesses kam es auch zur Einschaltung bzw. zur Verunreinigung und Umlagerung der als reine Endglieder anzusehenden Plagioklasgneise und Amphibolite durch Tuffe, Tuffite, Tephra-, Sedimentmaterial und konkordante granitische Lagen.

Die gesamte vorliegende Mächtigkeit der Serien entspricht sicher nicht der ursprünglichen, sondern ist durch tektonische Ereignisse, Internverfaltung und Plätting verändert worden. Auch die Entscheidung ob aufrechte oder verkehrte Lage-



rung vorliegt, kann für den Bereich des Stollens nicht sicher getroffen werden.

Die so ausgebildeten Serien wurden einem intensiven Faltungsprozeß mit all seinen begleitenden Formungselementen unterworfen. Diese sind einengende und dehnende Strukturen, Biege- und Scherfalten, Schieferung und Klüftung und die zugehörigen B_1 und B_2 Achsen (in spitzwinkliger $B_1 \wedge B_2$ Konstellation).

Diese Ausbildung ist durch die dominierende Hauptstrukturrichtung von B_1 entlang flacher, \pm horizontaler W-E-orientierter Achsen und durch die NNE bzw. SSW orientierten B_2 Achsen (selektiv aufhellend) gegeben.

Die in den selektiven Zonen auftretenden B_2 Achsen wurden als ein Auspendeln der Hauptspannungsrichtung durch eine \pm gleichzeitig erfolgte Überlagerung eines zweiten tektonischen Koordinatensystems interpretiert, wobei der Deformationsablauf der plastischen Beanspruchung als Auswirkung einer mehr oder weniger richtungskonstanten Beanspruchung stattgefunden hat. Diese Richtungskonstanz der äußeren \pm N-S-Einspannung ruft durch die Verhinderung einer \pm E-W-Ausweichsbewegung richtungsveränderliche Beanspruchung ($= \sigma_{\text{örtl.}}$) hervor.

Unterstützt wird diese zeitliche Beziehung durch eine völlige Neuregelung der Minerale im Bereich der B_2 -Faltenscheitel ohne Hinweise auf geänderte Druck- und Temperaturbedingungen.

Dies drückt sich durch den völlig gleichen, vorliegenden Mineralbestand (mit jedoch unterschiedlich geregelten Hornblenden) aus.

Die verschiedenen petrographischen Glieder (Biotitgneise, Biotitglimmerschiefer; Plagioklasgneise, Amphibolite) reagierten bei der tektonischen Beanspruchung auf Grund ihrer verschiedenen lithologischen Zusammensetzung nicht gleich.

So ist es zu verstehen, daß die plastisch stärker deformierbaren Glieder (Biotitglimmerschiefer) eine größere Deformation erlitten haben als die Plagioklasgneise und Amphibolite. Diese stärkere Verformungsintensität drückt sich vor allem in einer stärkeren Verfaltung und Zerschierung aus. Das Verhältnis Faltenamplitude/Faltenwellenlänge liegt bei den Biotitglimmerschiefern bei 5–10 : 1, hingegen bei den Plagioklasgneisen und Amphiboliten bei 1–3 : 1 (vgl. dazu RAMSAY 1967, HANSEN 1971).

Diese Variation in der Intensität der Deformationsbilder zeigt die geringere Aufnahmefähigkeit der Spannungen trotz eines möglichen konstanten Beanspruchungsbetrages.

Verbunden mit dieser plastischen Verformung und mit der Anlage eines neuen geregelten Gesteinsgefüges mit entsprechender Mineralorientierung wurde die gesamte Gesteinsserie von einer Metamorphose in Amphibolitfazies erfaßt. Para- bis postkristallin bzw. als Schlußakt erfolgte eine zu B_1 und B_2 zugehörige mehr oder weniger lagekonstante kataklastische Verformung. Trotz genauer Untersuchungen konnten keine Zeichen tektonischer oder metamorpher Ereignisse vor der Hauptmetamorphose gefunden werden (mit Ausnahme vereinzelter älterer Diskontinuitätsflächen). Dies schließt jedoch eine schwache Metamorphose ohne intensive Deformation nicht aus.

Zeitlich jüngere kataklastische Deformationen lassen sich vom ersten erkennbaren Deformationsakt nachweisen und trennen. Sie wurden durch eine N-NW orientierte Druckrichtung, die sich in ihrer Intensität gegen Norden und damit gegen die höheren Bereiche steigerte und sich in Form von \pm horizontalen Bewegungen äußerte, hervorgerufen. Dabei wurden die alten Kluftstrukturen wiederverwendet und neue, gering divergierende Klüfte angelegt. Eine Diaphthorese, d. h. vielfach



Abb. 46 : Intensive Verfaltung von Biotitgneisen und Amphiboliten (Verhältnis Faltenamplitude/Faltenwellenlänge = 5 : 1; Stat. SÜD 2280 li Ulm, siehe Taf. 13).

erkennbare Überprägung einer älteren Metamorphose durch eine jüngere Regionalmetamorphose unter rückschreitenden Bedingungen konnte in meinem Arbeitsgebiet nicht festgestellt werden. Die bei uns sekundär auftretenden Erscheinungen retrograder Metamorphose sind nur auf örtliche Bewegungen zurückzuführen, die sich in einzelnen \pm s-Flächen-parallelen Horizonten äußern. Weitere retrograde Erscheinungen zeigen sich bevorzugt entlang von Klüften und sonstigen Hohlräumen, hervorgerufen durch die zirkulierenden hydrothermalen Lösungen. Jene retrograden Bilder äußern sich durch vereinzelte Chloritisierung von Biotit, Hornblende und Granat (z. T. ausgefrante Umrisse, Parallelverwachsungen untereinander etc.); die Umrisse der Kristalle sind jedoch nicht zerstört (z. B. Granate).

Ein Kernproblem dieser Arbeit stellt die Frage der zeitlichen Einstufung der Hauptmetamorphose und des damit verbundenen kinematischen Ablaufes dar. Sind im Altkristallin des untersuchten Gebietes alte „variszische“ Strukturen und schwächere jüngere alpidische Deformationsvorgänge trennbar oder lassen sich nur altalpidische und jungalpidische Phasen in der Kristallisationsgeschichte und im Gefüge nachweisen und voneinander trennen ?

Ein variszisches Alter der dominierenden Gefügeprägung und der damit zeitlich interferierenden Metamorphose des Altkristallins im Bereich der Gleinalm wurde bisher angenommen und begründet (MOHR 1923; ANGEL 1923, 1924, 1928, 1939, 1941; ANGEL & HERITSCH 1931; METZ 1952; HERITSCH 1963; BECKER & SCHUHMACHER 1973; FLÜGEL 1975). Diese „Gleinalmkristallisation“ wurde auch in der südlichen Fortsetzung, in der Koralpe und Saualm als die eindeutig prägende Metamorphose variszischen Alters angegeben (CLAR et al. 1963;

FRITSCH 1962; PILGER & WEISSENBAACH 1975).

ANGEL & HERITSCH 1931 nahmen in ihrer Analyse der Altersfrage des Stubalm-Gleinalpenzuges nach der variszischen Gleinalmkristallisation noch zwei weitere Bewegungs- und Intrusionsphasen an, und zwar eine vorgosauische Gebirgsbildung sowie eine Vor- bis Untermiozäne Ameringkristallisation. Die jüngste Bewegungsphase wäre der Vorschub der Stubalpe gegen das Untermiozän von Obdach. BECKER & SCHUHMACHER 1973 ordneten ihre Hauptkristallisations- und Deformationsphase und Anatexis ebenfalls einer variszischen und die anschließende diaphthoritische Kristallisation einer alpidischen Phase zu. Unterstützt werden diese Aussagen durch Rb/Sr-Mineralbestimmungsalter von Muskowit eines Pegmatites der Wölzer Tauern (248 ± 29 Mio. J., JÄGER & METZ 1971), und einer K/Ar-Altersdatierung an Feldspäten granitischer Gesteine der Gleinalm-„Kerngesteine“, des Steinbruches Humpelgraben (70 bzw. 71 Mio. J. – FLÜGEL 1971) und einer K/Ar Biotit-Mineralaltersbestimmung des gleichen Gesteines (81 ± 3 Mio. J., von LIPPOLT aus FLÜGEL 1975).

Daß ein Einbau des Altkristallins in das alpidische Geschehen stattgefunden hat, ist unbestritten. Fraglich ist nur die Intensität der Auswirkung: Besteht sie in einer neuerlichen intensiven Verfaltung und nachfolgenden Bruchtektonik oder bestand sie tatsächlich nur in einer wie bisher angenommenen relativ passiven Einbeziehung, so daß das alpidische Geschehen nur als ein rein thermisches Ereignis anzusehen ist?

Durch neuere Altersdaten von Hellglimmern aus der Gleinalm wurde die obige Fragestellung neu aufgeworfen. Neben den bereits diskutierten Gesamtgesteinsaltern der Plagioklasgneise wurden auch an den granitischen Gesteinen des Steinbruches Humpelgraben und den Augengneisen Gesamtgesteinsalter und Mineralbestimmungsalter durchgeführt (FRANK et al. 1976).

Die derzeit vorliegenden Ergebnisse der Gesamtgesteinsalter lassen bisher die Aussage zu, daß die granitischen Gesteine seit dem Varisikum bestehen (285 ± 21 Mio. J.). Die Meßwerte der in diesem Zusammenhang entnommenen vier Gesteinsproben liegen zwar auf einer Geraden, die einen Isochronenalterswert von 285 ± 21 Mio. J. bei einem Initial von 0.7075 zeigt. Die Bedeutung dieses Ergebnisses ist jedoch noch unklar, da es sich hier um drei petrographisch stark verschiedene Gesteinstypen handelt (Paragneise, Muskowit-Granitgneis, Augengneis). Es wäre denkbar, daß dieses Ergebnis auf eine Homogenisation dieser unterschiedlichen Gesteinstypen während einer variszischen Regionalmetamorphose hinweist. Untersuchungen dieser abklärenden Fragen sind in Aussicht genommen.

Die Biotitalter von 76 ± 3 Mio. J. fügen sich gut in die Reihe der bekannten altalpinen Alterswerte aus dem ostalpinen Kristallin ein. Solche Daten liegen auch bereits aus der Gleinalpe vor (K/Ar-Biotitalter des Humpelgrabengranitgneises von LIPPOLT aus FLÜGEL 1975: 81 ± 3 Mio. J.). Die Hellglimmeralter (phengitischer Muskowit) der Granitgneise des Humpelgrabens ergaben ebenfalls ein Rb/Sr-Alter von 81 ± 9 Mio. J. Der Alterswert für den Biotit bedeutet gewiß ein Abkühlungsalter (Unterschreitung der $\pm 300^\circ\text{C}$ Isothermen). Für den Muskowit kann dies noch nicht sicher festgestellt werden, es ist jedoch wahrscheinlich, daß hier ebenfalls ein Abkühlalter vorliegt (Blockingtemperatur $500 \pm 50^\circ\text{C}$; – JÄGER 1970).

Der Augengneis aus dem Humpelgraben weist jedoch zwei Hellglimmergenerationen auf, einen grobkörnigen Muskowit, der in Pegmatitlagen enthalten und mechanisch in die hOl Scherflächen eingeregelt ist, und einen jüngeren, feinkörni-

gen Hellglimmer. Der erste lieferte ein variszisches Alter (230 ± 7 Mio. J.), möglicherweise mit einer geringfügigen alpinen Verjüngung. Die jüngeren, feinkörnigen Muskowite, die zum Unterschied von grobkörnigen älteren, deutlich phengitische Hellglimmer sind und eine ausgeprägte Elongation in der allgemeinen Stengelungsrichtung aufweisen (= B_1 -Achsenrichtung), haben einen Alterswert von 115 ± 8 Mio. J. geliefert. Es ist nicht ganz auszuschließen, daß dieser relativ hohe Alterswert durch eine mechanische Vermengung des feinkörnigen Glimmers mit feinvermahlenen Anteilen des pegmatitischen Glimmers entstanden ist; das wahre Alter dieses jüngeren, neugebildeten Hellglimmers könnte demnach noch jünger sein.

Oben genannte, vorläufige Meßwerte verdanke ich Herrn Doz. Dr. W.FRANK. In Anbetracht der weittragenden Bedeutung dieser Werte sind weitere Messungen zur Absicherung ihrer Aussage notwendig.

Die unterschiedlichen Alterswerte dieser beiden auch mineralogisch unterscheidbaren Hellglimmergenerationen dieses Gesteins sind von sehr großer Bedeutung. Denn im Falle einer bloßen thermischen Wiederaufwärmung während der altpaläozoischen Zeit ist es sehr unwahrscheinlich, daß nur die feinkörnige Hellglimmergeneration verjüngt worden ist, die grobkörnige aber nicht. Es spricht vielmehr in diesem Falle alles dafür, daß die feinkörnige Hellglimmergeneration eine viel jüngere Bildung darstellt als die grobkörnige, die noch ein variszisches Alter bewahrt hat.

Wir finden also in der Gleinalm eine dominierende Hauptmetamorphose in Amphibolitfazies und eine damit verbundene Gefügeprägung. Die mit diesem Ereignis verbundene Hellglimmergeneration hat nun alpine Alter geliefert, die zwar noch spärlich sind, aber es kommt ihnen bei weiterer Bestätigung eine große Bedeutung zu.

Unter der Annahme der bisherigen Meinung, daß eine variszische Metamorphose vorliegt und in alpiner Zeit eine bloße thermische Wiederaufwärmung unter Druck- und Temperaturbedingungen der Grünschieferfazies stattfand, sollten wir folgende Mineralalterswerte erwarten;

- 1) Eine mehr oder weniger vollständige Verjüngung der Biotit Rb/Sr-Alter und K/Ar Alter.
- 2) Keine Verjüngung der Muskowite in bezug auf ihre Rb/Sr-Alter, teilweise Verjüngung der Hellglimmer in bezug auf K/Ar-Alter.
- 3) Keine oder nur eine sporadische Verjüngung der Hornblenden in bezug auf die K/Ar-Alter.

Die neuen Ergebnisse der Altersdatierung an den Hellglimmern sind kaum in Übereinstimmung mit den in der Literatur vorliegenden Meinungen zu bringen und als Diskussion soll ein Vergleich mit dem Altkristallin der Tauern herangezogen werden.

Das ehemals amphibolitfazielle Altkristallin in den Hohen Tauern ist in alpiner Zeit von einer intensiven Neukristallisation in Grünschieferfazies (z.T. auch in Amphibolitfazies) umgeprägt worden. Begleitet wurde diese von einer intensiven Strukturprägung. Alle neugebildeten Minerale zeigen junge alpine Alter. Trotzdem liegen aber noch primär magmatisch gebildete Muskowite variszischen Alters vor (vergleiche unter anderem bei SATIR 1975; Muskowite aus Pegmatit 264 ± 4 Mio.J.).

Im Grunde genommen sind die Verhältnisse in der Gleinalm ähnlich. Auch hier zeigen die metamorph neu gebildeten Hellglimmer alpine Alter (die jedoch

hier in die Kreide fallen), während die vor der Hauptmetamorphose entstandenen Muskowite ein variszisches Alter ergeben.

Aus allen Aspekten dieser Analogie ergibt sich der Hinweis, daß im weiteren Bereich des untersuchten Gleinalmgebietes eine intensive alpine Metamorphose mit Strukturprägung möglich wäre, sogar wahrscheinlich ist. Doch wegen der geringen Datenzahl muß diese weittragende Schlußfolgerung noch offen bleiben.

Wenn die Hauptmetamorphose der Gleinalmgesteine tatsächlich in alpinen Zeit stattgefunden hat, wären von noch durchzuführenden Untersuchungen folgende Ergebnisse zu erwarten:

- 1) Alle weiteren Rb/Sr-Alterswerte von Hellglimmern der granitischen Gesteine sollten alpine (kretazische) Alterswerte liefern.
- 2) Kleinbereichsisochronen aus intensiv heterogenen Wechsellagen (HÄNNY, GRAUERT & SOPTRAJANOVA 1975) stellen eine sensitive Methode dar, um Metamorphosealter zu bestimmen. Diese Rb/Sr-Kleinbereichsisochronen datieren das Verschwinden der fluiden Phasen und damit das Ende einer progressiven Metamorphose. Im Falle einer alpinen Hauptmetamorphose sind kretazische Alter für solche Kleinbereichsisochronen der Gleinalm zu erwarten.
- 3) Überprüfung der Homogenisierung zwischen den Einzelmineralen eines Gesteins. Im Falle alpidischer Hauptmetamorphose sollten alle Einzelminerale der granitischen Gesteine auf einer Mineralisochrone mit kretazischen Werten zu liegen kommen.
- 4) Alle K/Ar-Hornblendealter müssen in Einklang mit den alpinen (kretazischen) Werten sein.
- 5) Auch bei der K/Ar-Analyse der Einzelminerale von Granatamphiboliten usw. sollte eine weitgehende Homogenisierung feststellbar sein.

Aufbauend auf frühere Arbeiten in der Gleinalm erbrachten die vorliegenden Untersuchungen an den Gesteinen des Gleinalm-Tunnels Ergebnisse und Hinweise, die eine neue Entwicklungsgeschichte des ostalpinen Altkristallins bzw. des Mittelostalpins ankündigen (METZ 1965; CLAR 1965, 1975; PILGER & WEISSENBACH 1970, 1975; TOLLMANN 1971, 1975).

Es ist zu hoffen, daß durch den weiteren Einsatz moderner Arbeitsmethoden (radiometrische Altersbestimmung, Geochemie) die angeschnittenen Fragen, für deren Lösung hier wesentliche Daten vorgelegt wurden, tatsächlich entschieden werden können.

6. Literatur

- ADLER, R., FENCHEL, W. & PILGER, A. 1965: Statistische Methoden in der Tektonik II. — Clausthaler Tekton. H., Nr. 4, 111 S., Clausthal-Zellerfeld.
- AYRTON, St. N. & RAMSAY, J. G. 1974: Tectonics and Metamorphic Events in the Alps. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., 54, 609–639, Zürich.
- BANKEWITZ, P. 1965: Elemente der Schieferungsgebirgstektonik. — Ber. geol. Ges. DDR, 10, 249–263, Berlin.
- 1965: Über Klüfte I. Beobachtungen im Thüringischen Schiefergebirge. — Geologie, 14, 241–253, Berlin.

- 1966: Über Klüfte II. Die Bildung der Kluftfläche und eine Systematik ihrer Strukturen. – *Geologie*, 15, 896–941, Berlin.
- BAUMGARTNER, W. 1974: Mitteilungen über die Benützbarkeit des Gefügeprogrammes GELI am Interfakultären Rechenzentrum der Universität Wien. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1974, 156–162, Wien.
- BILLINGS, M. P. 1954: aus RAMSAY, J. G. 1967.
- BIOT, M. A. 1961: Theory of folding stratified viscoelastic media and its implications in tectonic and orogenesis. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72, 1595–1620, New York.
- BOCK, H. 1971: Computer Simulation of Second Order Faults. – *Rock Mech.*, 3, 225–238, Wien.
- BREDDIN, H. 1967: Quantitative Tektonik, 1. Teil: I. Einführung, II. Allgemeines über tektonische Verformungen. – *Geol. Mitt.*, 7, 205–238, Aachen.
- 1966: Quantitative Tektonik 2. Teil: III. Faltung. – *Geol. Mitt.*, 7, 333–436, Aachen.
- BRÜHL, H. 1967: Boudinage in den Ardennen und in der Nordeifel als Ergebnis der inneren Deformation. – *Geol. Mitt.*, 8, 263–308, Aachen.
- CLAR, E. 1960: Gebirgsbau und Geomechanik. – *Geol. Bauw.*, 25, H.2/3, 186–190, Wien.
- 1963: Gefüge und Verhalten von Felskörpern in geologischer Sicht. – *Geol. Bauw.*, 28, H. 1, 4–15, Wien.
- 1965: Über den Gegensatz von Gestein und Fels. – *Mitt. Inst. Grundbau & Baumechanik TH Wien*, H. 6, 41–53, Wien.
- CLOOS, F. 1946: Lineation. – *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 18, 122 S., New York.
- COBBOLD, P. R. 1975: Fold propagation in single embedded layers. – *Tectonophys.*, 27, 333–351, Amsterdam.
- DENNIS, J. G. 1970: Zur genetischen Unterscheidung von gemeinen Klüften und Verschiebungen. – *Geol. Rdschau*, 59, 222–228, Stuttgart.
- DE SITTER, I. U. 1956: *Structural Geology*. – 552 S. (Mc.Graw Hill), New York.
- DIETRICH, J. H. 1969: Origin of cleavage in folded rocks. – *Amer. J. Sci.*, 267, 155–165, New York.
- DONATH, F. A. 1961: Experimental study of shear failure in anisotropic rocks. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72, 985–990, New York.
- DONATH, F. A. & PARKER, R. B. 1964: Folds and Folding. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 75, 45–62, New York.
- FLINN, D. 1962: aus HUDLESTON, P. J. 1973.
- ELLIOTT, D. 1965: aus RAMSAY, J. G. 1967.
- GARNETT, J. A. 1974: A mechanism for the development of en-echelon gashes in kink zones. – *Tectonophys.*, 23, 129–138, Amsterdam.
- HAFNER, W. 1951: Stress distribution and faulting. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 62, 373–398, New York.
- HANSEN, E. 1971: *Strain Facies*. – 207 S. (Springer) Berlin.
- HOBBS, B. E. 1971: The analyses of strain in the folded layers. – *Tectonophys.*, 11, 329–375, Amsterdam.
- HOEPFNER, R. 1959: Vorläufige Mitteilungen über ein genetisches System tektonischer Gefügetypen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1959, 353–367, Stuttgart.
- 1972: Stellung des Experimentes im Rahmen tektonischer Forschung. – *Geol. Rdschau*, 61, 789–805, Stuttgart.

- 1975: Probleme der mechanischen Deutung tektonischer Gefüge. – Rock Mech., Suppl. 4, 11–20, Wien–New York.
- HUDLESTON, P. J. 1973: Fold morphology and some geometrical implication of theories of fold development. – Tectonophys., 16, 1–46, Amsterdam.
- 1973: An analysis of „single-layer“ folds developed experimentally in viscous media. – Tectonophys., 16, 189–214, Amsterdam.
- 1973: The analysis and interpretation of minor folds developed in the Moine rock of Monar Scotland. – Tectonophys., 17, 89–132, Amsterdam.
- HUDLESTON, P. J. & STEPHANSON, O. 1973: Layer shortening and fold-shape development in the buckling of single layers. – Tectonophys., 17, 299–321, Amsterdam.
- JOHN, K. W. & DEUTSCH, R. 1974: Die Anwendung der Lagekugel in der Geotechnik. – Festschr. Leopold Müller – Salzburg zum 65. Geburtstag, 137–159, Karlsruhe.
- JOHNSON, A. M. & ELLEN, S. D. 1974: A theory of centric, kink, and sinusoidal folding and of monoclinical flexuring of compressible, elastic multilayers. I. Introduction. – Tectonophys., 21, 301–339, Amsterdam.
- KARL F. 1964: Anwendung der Gefügekunde in der Petrotektonik, Teil I: Grundbegriffe. – Clausthaler Tekton. H., 5, 1–142, Clausthal-Zellerfeld.
- KIENOW, S. 1942: Grundzüge einer Theorie der Faltungs- und Schieferungsvorgänge. – Fortschr. Geol. Paläont., 14, 129 S., Berlin.
- KNOPF, E. B. & INGERSON, E. 1938: aus HUDLESTON, P. J. 1973.
- KUENEN, Ph. H. 1968: Origin of pygmatic features. – Tectonophys., 6, 143–158, Amsterdam.
- METZ, K. 1967: Lehrbuch der tektonischen Geologie. – 357 S. (Enke), Stuttgart.
- MÜLLER, L. 1963: Der Felsbau. 1: Theoretischer Teil, Felsbau über Tage. – 624 S. (Enke) Stuttgart.
- MUKHOPADHYAY, D. 1965: aus HUDLESTON, P. J. 1973.
- MURAWSKI, H. (Hrsg.) 1969: Deutsches Handwörterbuch der Tektonik. – 8 Lieferungen (Bundesanstalt Bodenforsch.) Hannover.
- PLESSMANN, W. 1961: Zur Entwicklung von Doppelachsen (B B') in einem Bauakt. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1961, 318–328, Stuttgart.
- RAMSAY, J. G. 1962: The geometry and mechanics of formation of „similar folds“. – J. Geol., 70, 309–327, Chicago.
- 1967: Folding and Fracturing of rocks. – 568 S. (Mc.Graw-Hill) New York.
- RAMSAY, J. G. & WOOD, D. S. 1973: The geometric effects of volume change during deformation process. – Tectonophys., 13, 267–277, Amsterdam.
- RAMBERG, H. 1959: Evolution of pygmatic folding. – Nor. Geol. Tidsskr., 39, 99–151, Oslo.
- 1963: Strain distribution and geometry of folds. – Bull. Geol. Inst. Upps., 42, 1–20, Uppsala.
- RAMBERG, H. & STRÖMGARD, K.-E. 1971: Experimental tests of modern buckling theory applied on multilayered media. – Tectonophys., 11, 461–472, Amsterdam.
- SANDER, R. 1948: Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper. I. Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. – 215 S. (Springer) Wien.

- 1950 : Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. II. Die Korngefüge. – 409 S. (Springer) Wien.
- SCHMIDT, W. 1932 : Tektonik und Verformungslehre. – 206 S., Borntraeger, Berlin.
- STEPHANSSON, O. 1974 : Stress-induced diffusion during folding. – *Tectonophys.*, 22, 233–251, Amsterdam.
- STINY, J. 1925 : Gesteinsklüfte und alpine Aufnahmsgeologie. – *Jb. Geol. B.-A.*, 75, 97–127, Wien.
- STRÖMGARD, K.-E. 1973 : Stress distribution during formation of boudinage and pressure shadows. – *Tectonophys.*, 16, 215–248, Amsterdam.
- TURNER, F. J. & WEISS, L. E. 1963 : Structural analysis of metamorphic tectonites. – 545 S., (Mc.Graw Hill) New York.
- WEGMANN, E. 1929 : aus HANSSEN, E. 1971.
- WEISS, I. E. 1959 : aus TURNER, F. J. & WEISS, I. F. 1963.
- WEISS, I. E. 1972 : The Minor Structures of Deformed Rocks. A Photographic Atlas. – 431 S. (Springer) Berlin.
- WHITTEN, E. H. T. 1966 : Structure Geology of folded rocks. – 678 S., (Rand Mc. Nally) Chicago.
- WILSON, G. 1958 : aus BRÜHL, H. 1967.
- WUNDERLICH H. G. 1959 : Planimetrische und volumetrische Einengung bei Faltungsvorgängen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1959, 168–180, Stuttgart.
- 1960 : Über Verformung kompetenter und inkompetenter Wechsellagerungen und den Zusammenhang von Faltung und Schieferung. – *Z. dt. Geol. Ges.*, 112, 132–149, Hannover.

Literaturnachtrag

(Regionale Geologie und Petrologie)

- ANGEL, F. 1923: Petrographisch-geologische Studien im Gebiete der Gleinalpe. – *Jb. Geol. B.-A.*, 73, 63–98, Wien.
- 1924: Gesteine der Steiermark. – *Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk. Abt. B: Wiss. Abh.*, 60, 302 S., Wien.
- 1939: Der Kaubather Olivin- bis Serpentin Körper als Glied der metamorphen Einheit der Gleinalpe. – *Fortschr. Min.*, 23, 90–104, Berlin.
- 1940: Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. – Sonderdruck *Wiss. Jb. Univ. Graz*, 251–304, Graz.
- & SCHENK, W. 1928: Chemisch-petrographische Studien über den Gleinalmkern. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt. (N. F.)*, 39, 8–27, Wien.
- BECKER, L. P. 1973: Beiträge zur Gesteinskunde des Stub-Gleinalpenzuges I. Steinplan/Kleinlobning und Umgebung. – *Min. Mitt.-Bl. Joanneum*, 1973/1, 51–81, Graz.
- & SCHUHMACHER, R. 1973: Metamorphose und Tektonik in dem Gebiet zwischen Stub- und Gleinalpe, Stmk. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 65, 1–32, Wien.
- CLAR, E. 1964: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – *Z. dt. geol. Ges.*, 116, 267–291, Hannover.
- 1975: Die Stellung der Saualpe im Rahmen der Ostalpen. – *Clausthaler Geol. Abh.*, S.-Bd. 1, 187–198, Clausthal-Zellerfeld.

- FLÜGEL, H. 1964: Versuch einer geologischen Interpretation einiger absoluter Altersbestimmungen aus dem ostalpinen Kristallin. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1964, 613–625, Stuttgart.
- 1975: Die Geologie des Grazer Berglandes (Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes, 1:100.000), 2. neubearbeitete Auflage. — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, SH.1, 288 S., Graz-Wien.
- FRANK, W., KLEIN, P., NOWY, W. & SCHARBERT, S. 1976: Die Datierung geologischer Ereignisse im Altkristallin der Gleinalpe (Stmk.) mit der Rb-Sr-Methode. — Tscherma's Min. Petr. Mitt., 23, H. 3, 191–203, Wien.
- HÄNNY, R., GRAUERT, B. & SOPTRAJANOVA, G. 1975: Paleozoic Migmatites Affected by High-Grade-Tertiary Metamorphism in the Central Alp (Valle Bodenzo, Italy). A Geochronical Study. — Contr. Min. Petrol., 51, 173–196, Berlin-Heidelberg-New York.
- HERITSCH, H., 1963: Exkursion in das Kristallgebiet der Gleinalpe, Fenstergraben-Humpelgraben, Kleinalpe. — Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., 93, 159–177, Graz.
- JÄGER, E. & METZ, K. 1971: Das Alter der Pegmatite des Raumes Bretstein-Pusterwald (Wölzer Tauern, Steiermark). — Schweizer. Min. Petr. Mitt., 51, H. 2/3, 411–414, Zürich.
- MEHNERT, K. R. 1968: Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. — 393 S., (Elsevier) Amsterdam-London-New York.
- PILGER, A. & WEISSENBACH, N. 1975: Die tektonische Entwicklung des Hochkristallins in der Saualpe. — Clausth. Geol. Abh., S.-H. 1, 115–130, Clausthal-Zellerfeld.
- PROSSNIG, W. 1969: Untersuchungen an granitoiden Gesteinen und Amphiboliten der Gleinalpe (Steiermark). — 244 S., Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Graz.
- SCHUHMACHER, R. 1974: Beiträge zur Gesteinskunde des Stub-Gleinalpenzuges, Steiermark. II. Rachau-Glein-Terenbachalpe. — Min. Mitt.-Bl. Joanneum, H. 41, 12–36, Graz.
- SEDERHOLM, J. J. 1913: Über ptygmatische Faltungen. — N. Jb. Miner., Beil.-Bd. 36, 491–512, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. 1963: Ostalpinsynthese. — 256 S., (Deuticke) Wien.
- 1975: Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 150, 19–43, Stuttgart.
- WINKLER, H. G. F. 1967: Genese der metamorphen Gesteine. — 2. Aufl., 237 S., 344–357, (Springer), Berlin-Heidelberg-New York.
- 1974: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. — 4. Aufl., 320 S., (Springer) Berlin Heidelberg-New York.

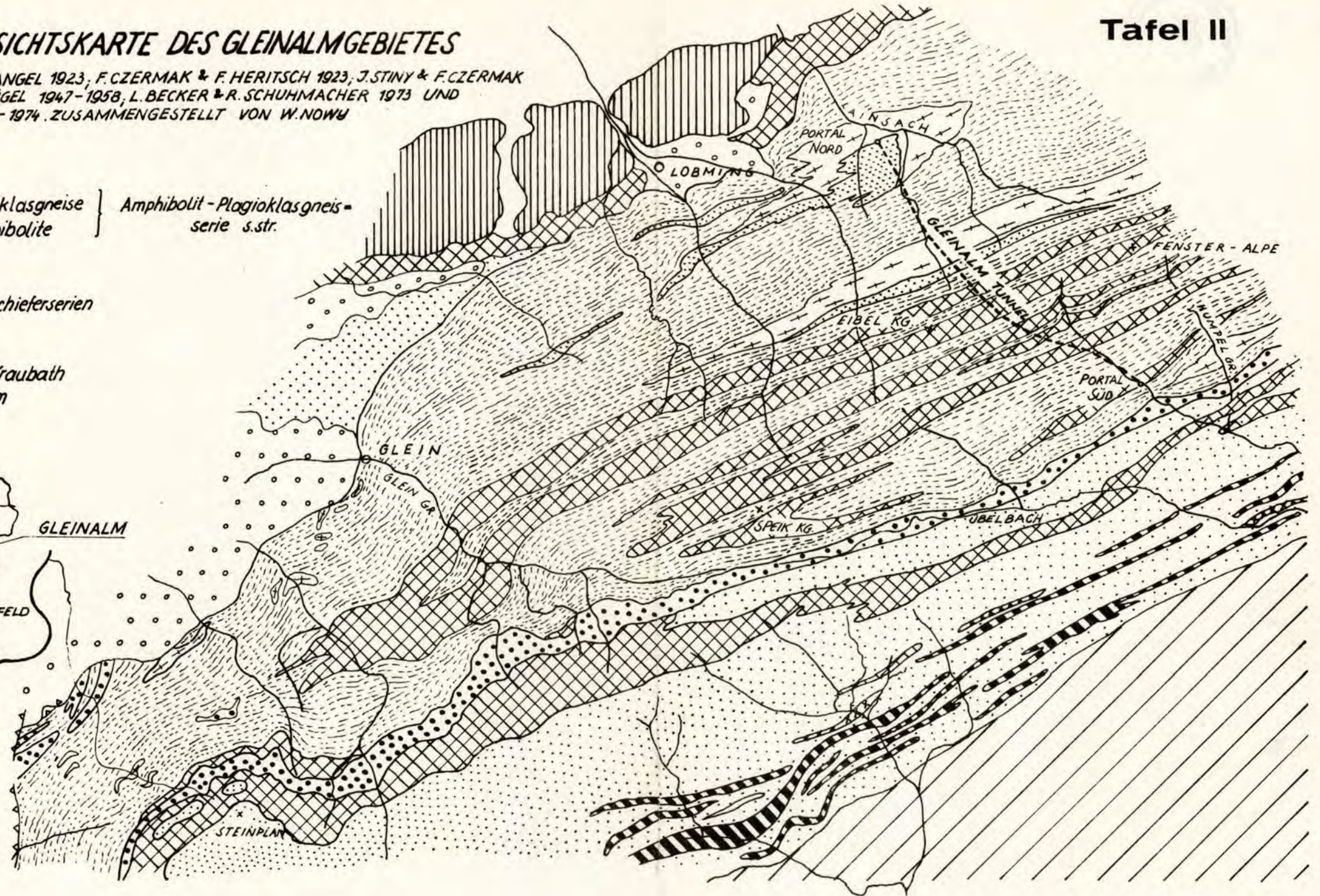
GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DES GLEINALMGEBIETES

NACH AUFNAHMEN VON F. ANGEL 1923, F. CZERMAK & F. HERITSCH 1923, J. STINY & F. CZERMAK 1925-1930, E. CLAR 1933, H. FLÜGEL 1947-1958, L. BECKER & R. SCHUHMACHER 1973 UND EIGENEN AUFNAHMEN 1973-1974. ZUSAMMENGESTELLT VON W. NOWY

Tafel II

LEGENDE:

- | | | |
|--|-----------------------------------|---|
| | Hauptsächlich Plagioklasgneise | } Amphibolit-Plagioklasgneis-
serie s.str. |
| | Hauptsächlich Amphibolite | |
| | Granitgneise | |
| | Augengneiszug | |
| | Biotitgneis, Glimmerschiefererien | |
| | Pegmatite | |
| | Marmore | |
| | Ultrabasilzug von Kraubath | |
| | Grazer Paläozoikum | |
| | Blockschutt | |



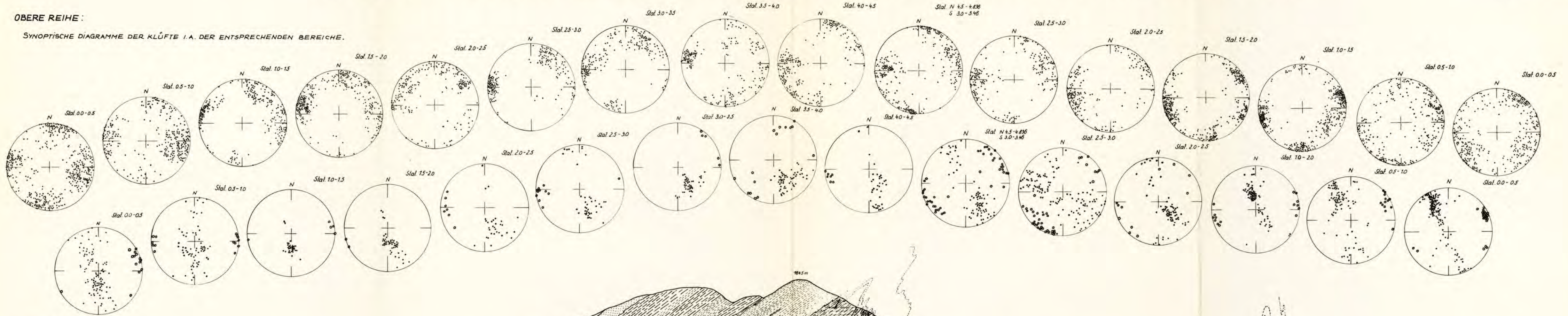
PROFILSCHNITT ENTLANG DES GLEINALM-AUTOBAHNTUNNEL

Aufgenommen von W. NOWY in den Jahren 1973-1974

Tafel 12a

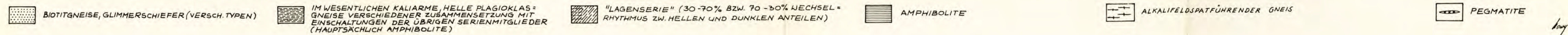
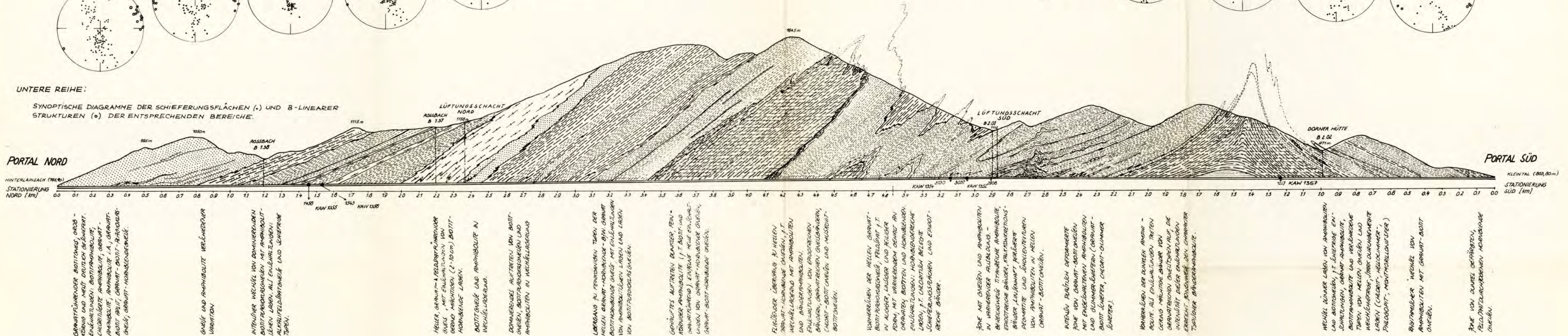
OBERE REIHE:

SYNOPTISCHE DIAGRAMME DER KLÜFTE I.A. DER ENTSPRECHENDEN BEREICHE.



UNTERE REIHE:

SYNOPTISCHE DIAGRAMME DER SCHIEFERUNGSFLÄCHEN (•) UND B-LINEARER STRUKTUREN (o) DER ENTSPRECHENDEN BEREICHE.

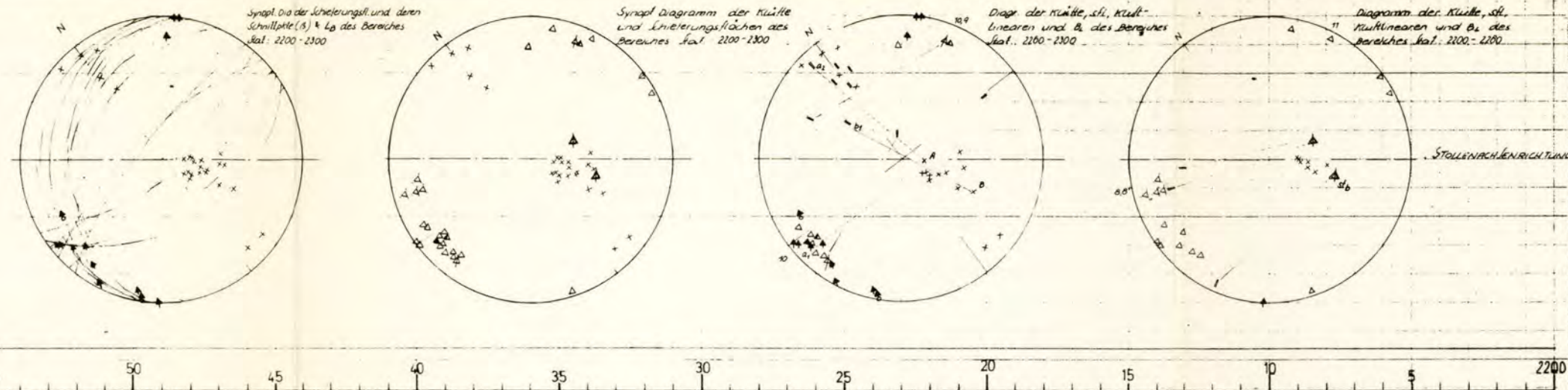


Station 2200m – 2300m

von W. NOWY

STOLLENACHSENRICHTUNG
 ngrd grd Stat.
 342.3869 308° S 1600 - N 362100

- Kienkluff
- Kluff, allgemein
- ▲ gefüllte Kl. (Mineralien Erze etc.)
- ▲ Großkluffschär
- ▲ ▲ gefüllte Kluff (Mylonit Lattenfüllung etc)
- ▲ Kluff mit Strömung, Verwerfung
- × - Flächen
- + S. Schieferungsflächen
- ! Bewegungslineation
- Bewegungslineation mit feststellbarem Bewegungsrichtung Pfeil bezieht sich auf den Bewegungssinn der Hangendscholle in Relation zur Liegendsscholle
- † B Faltenachse
- † B Feinfaltungsachse
- † B Lineation
- B Minerallineation
- Tropfstein
- Kinnsteile
- Anker



Tafel 12b

STRASSENKILOMETER

BAUSTATION (m)
BETRIEBSSTATION (m)

PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNG

NE-ULM

FIRSTE

SW - ULM

GEFÜGEKUNDLICHE BESCHREIBUNG

BESCHREIBUNG DES FLACHENGEFUGES

LAUFENDE NR.
K KLFI G KLFI R KLFI
E KLFI KLFTSCHAR
MESSDATUM

BESCHAFFEN HEIT	DETAILGESAMT	EBEN
		UNE BEN
		WELIG
		GLATT
		RAUH
		WELIG BUCKELIG

FÜLLUNG
ÖFFNUNGSWEITE
VERSETZUNG

ALLGEMEINE BEMERKUNG

BESCHREIBUNG DER LINEAREN
AUSBILDUNG, BEZEICHNUNG:
MESSDATEN

ALLGEMEINE BEMERKUNG

WASSERZUTRITTE: MENGE:
TEMPERATUR:
DRUCK:

FLÄCHENHAFTES WASSERZUTR

STOLLENGASE

VERBRÄUCHE (m³)

TUNNELBÖGEN: TYPE
ABSTAND

ANKER: TYPE
LANGE
ANZAHL/10m

SPRITZBETONSTARKE: 15cm
10cm
5cm
3cm

BAUSTAHLGITTER

GEBIRGSKLASSE : b
b
c

FELSMCHANISCHE MESSUN
KONVERGENZ

EXTENSOMETER	STUCK / LANGE
	STUCK / LANGE
	STUCK / LANGE
DRUCKMESSDOSEN	RADIAL / STUCK
	TANGENTIAL / STUCK

HANDSTÜCKENTNAHME
FOTOAUFNAHME

ALLGEMEINE BEMERKUNG