

Faltung und Kristallisation im Vernagt-Marzell-Gebiet der Ötztaler Alpen

H. FUCHS, A. KRÖNER und K. SCHMIDT *)

mit 6 Tafeln und 16 Abbildungen

Inhalt

	Seite
I. Einleitung.....	33
II. Geologische und geographische Übersicht	35
III. Gesteinsbeschreibung	36
A. Paragneise und Glimmerschiefer	36
1. Allgemeines	36
a) Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise	36
b) Granat-Glimmerschiefer	36
c) Mineralreiche Glimmerschiefer	36
d) Staurolith- und feldspatknottenreiche Muskovitschiefer	41
2. Einlagerungen.....	41
a) Quarzite	41
b) Graphitführende Gneise und Glimmerschiefer	42
c) Kalksilikate	42
3. Mikroskopische Beschreibung der Paragneise und Glimmerschiefer.....	42
B. Amphibolite	47
1. Allgemeines	47
2. Mikroskopische Beschreibung	48
C. Granitgneise	49
1. Allgemeines	49
D. Basische Ganggesteine	50
1. Allgemeines	50
2. Mikroskopische Beschreibung	50
E. Kristallisation und Deformation	51
IV. Tektonischer Bau	53
A. Allgemeines	53
B. Tektonische Leitgesteine	54
C. Flächen- und Achsengefüge	54
1. Schieferung (s_1)	54
2. Falten (B_1)	57
3. Schieferung (s_2)	66
D. Störungen und Brüche	69
E. Zur Mechanik der steilachsigen Faltung.....	70
F. Das Alter der Faltung und der Metamorphose	77

*) Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Münster, 44 Münster, Pferdegasse 3

Zusammenfassung

In einem weiteren Beitrag zur Petrographie und Tektonik des südlichen Ötztals (Österreich) werden die Vernagt- und Marzell-Schlinge im Gebiet des Rofen- und Niedertales beschrieben.

Das untersuchte Gebiet baut sich in der Hauptsache aus Paragneisen (Biotit-Muskovit-Plagioklasgneisen) und Glimmerschiefern (Granat-Glimmerschiefer, mineralreiche Glimmerschiefer, staurolith- und feldspatnotenreiche Muskovitschiefer) auf, die quarzitisches, graphitische und kalksilikatische Einlagerungen enthalten. In diesen Metasedimenten stecken konkordante Amphibolit- und Granitgneislager. Jüngere basische Gänge durchbrechen die Gneis-Glimmerschieferverbände. Wie im Gebiet von Vent sind auch hier zwei Kristallisationsphasen zu unterscheiden. Die ältere Paragenese (Staurolith-Almandin-Subfazies) ist variszisch und entstand in bezug auf den Schlingenbau syn- bis postkinematisch. Die jüngere Paragenese (mittlere bis tiefe Grünschieferfazies) entspricht einer spät bis nachvariszischen retrograden Metamorphose.

Mit Hilfe von Leithorizonten, der Hauptschieferung (s_1), Faltenachsen (B_1) und der jüngeren Schieferung (s_2) wird der Schlingenbau beschrieben und gedeutet.

In der Vernagt-Schlinge versteilen sich die Faltenachsen von SW nach NE hin unter gleichzeitiger Änderung ihres Streichens. Die Schieferung s_2 verläuft im ganzen Gebiet einheitlich E—W und fällt steil nach N.

Die Marzell-Schlinge ist eine nach E gekippte steilachsige Großfalte. Ihre Hauptschieferung s_1 streicht im Kreuzkamm NE—SW und biegt östlich der Martin Busch-Hütte in die N—S-Richtung um. Die Faltenachsen stehen in der gesamten Struktur steil bis vertikal. Die s_2 -Schieferung wurde von der Faltung noch beeinflusst.

Die Bildung der Vernagt-Schlinge wird an zwei Modellen erörtert: einmal erfolgte die Faltung der Gesteinsverbände um eine vertikale Achse, ein anderes Mal um eine mit 40° nach SE einfallende Achse.

Die Marzell-Schlinge ist dagegen durch Faltung um eine steil nach NW ($115^\circ/65^\circ$ NW) einfallende Achse zu erklären.

Vergleicht man die Vernagt- und Marzell-Schlinge mit der weiter östlich anschließenden Venter Schlinge, so zeigt sich, trotz mancher Unterschiede im einzelnen, der gleiche Faltungsstil. Die Schlingen sind komplizierte Biegescherfalten im Kern einer nahezu die ganze Ötztal-Masse umfassenden steilachsigen Großfalte, die unter Beteiligung beachtlicher plastischer Verformungen entstanden und ein homoaxes Großgefüge bilden.

Summary

This is a further report on the petrology and structure of the Southern Ötztal (Austria), which deals with the Vernagt- and Marzell-Schlinge of the Rofen- and Niedertal.

The paragneisses (biotite-muscovite-plagioclase-gneisses) and mica-schists (garnetiferous mica-schists, mineral bearing mica-schists and staurolite- and feldsparporphyroblasts muscovite-schists) have inclusions of quartzitic, graphitic and calcsilicate layers. In these metasedimentary rocks occur conformably lying amphibolites and granite-gneisses. Later basic intrusions cut obliquely through the older series.

Similar to the area further east, there are two different metamorphic phases recognized. The first, being stable in the staurolite-almandine subfacies, is hercynian (variscan) and syn- to postkinematic in respect of the "Schlingenbau" (loop-structure). The second metamorphic phase is retrogressive and late- to posthercynian, because the basic dikes are at least partly affected. During this phase the mineral assemblages were stable under medium to deep greenschist facies conditions.

With the help of the regional trend of the different rock units and structural elements such as foliation (s_1), axial plane foliation (s_2) and fold axes (B_1) it is possible to describe and to explain the geometry and character of the "Schlingen".

The orientation of the foliation (s_1) and fold axes (B_1) in the Vernagt-Schlinge follows a semi-circle (W—E in the SW, S—N in the NE, E—W in the NW). The plunge of the fold axes in the SW is gentle to the NE, increases to the NE to nearly 80° .

In the whole area the axial plane foliation (s_2) has a general E-W-direction and is dipping northward.

The Marzell-Schlinge represents a megafold with its axes steeply tilted to the east. At Kreuzkamm the foliation (s_1) within the "Schlinge" has a NE-SW-orientation. East of the Martin-Busch-Hütte this changes to a N-S-direction. The fold axes of the whole structure are steeply inclined to vertical. The axial plane foliation (s_2) was influenced by the folding.

The genesis of the Vernagt-Schlinge can generally be explained with two possibilities: in one case folding of the strata followed a vertical axis, in the other it followed an axis dipping 40° towards the SE.

Contrary to this the Marzell-Schlinge can be interpreted as a structure caused by folding with a steeply inclined axes ($115^\circ/65^\circ$ NW).

When the Vernagt- and Marzell-Schlinge are compared with the more eastern Venter Schlinge no general differences in the type of folding are seen, although some variation in details can be noted. The "Schlingen" structures represent quite complicated "Biegescherfalten" situated within the centre of a steeply inclined megafold, that comprises nearly the whole Ötztal-Komplex. The "Schlingen" together form a homoaxial megastructure, that is built with the help of considerable plastic deformations.

I. Einleitung

Die vorliegende Arbeit bildet einen weiteren Beitrag zur Erforschung der südlichen Ötztaler Alpen. In Band 110 dieses Jahrbuches haben BAUMANN, HELBIG und SCHMIDT (1967) bereits über die steilachsige Faltung im Bereich des Gurgler und Venter Tales berichtet. Unsere Arbeit führt diese Untersuchungen weiter. Schon aus der Übersichtskarte SCHMIDEGG's (1933 a) geht hervor, daß der Schlingenbau des Venter Gebietes nach W fortsetzt, so daß es sich von selbst anbot, die Aufnahmen in dieser Richtung auszu-dehnen. Die Fortführung der Aufnahmen war auch erforderlich, da aus dem Bereich des Gurgler und Venter Tales allein der Mechanismus der steilachsigen Faltung kaum zu rekonstruieren ist.

SCHMIDEGG (1933 a, b) hat seinerzeit folgende Hauptstrukturen unterschieden: die Stubaier-, die Venter-, die Marzell-, die Hochjoch-, die Vernagt- und die Mittelberg-Schlinge (Abb. 1). Aus seinen Ausführungen ergibt sich, daß die Zone der Vernagt-, Hochjoch- und Marzell-Schlinge überwiegend steilachsige gefaltet ist und nach W hin in flachachsige gefaltete Gebiete übergeht. Es stellten sich daher folgende Fragen:

1. Entsprechen die drei letztgenannten Strukturen ihrem Gefüge nach den Schlingen der östlich anschließenden Bereiche?
2. Wie vollzieht sich der Übergang in diese Großfalten?
3. Wo liegt die Grenze zwischen steil- und flachachsige gefalteten Bereichen im Westen?
4. Lassen sich die Gefüge im Kern der übergeordneten Stubaier Schlinge zu einem Bewegungsbild vereinen?

Nach Vorarbeiten von K. SCHMIDT kartierte H. FUCHS in den Sommern 1963 und 1964 das Vernagt-Gebiet und A. KRÖNER im Sommer 1964 die weitere Umgebung des Marzellkammes. Das verbliebene Zwischengebiet wurde von K. SCHMIDT 1965 aufgenommen. Die Zusammenfassung dieser Gemeinschaftsarbeit bot gewisse Schwierigkeiten, da bei dem hohen Verformungsgrad des Ötztalkristallins bereits eine so weitgehende Homogenisierung der Gesteine eingetreten ist, daß die Gesteinsgrenzen oft unscharf

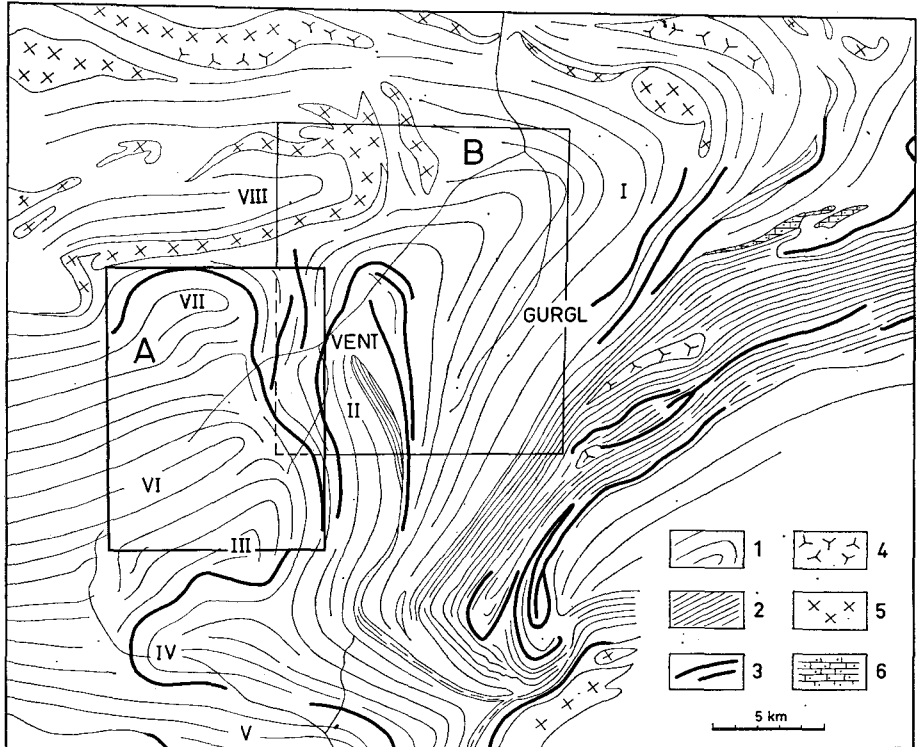


Abb. 1: Tektonische Übersichtskarte (n. SCHMIDEGG 1933 a). 1. Paragneise und Glimmerschiefer, 2. Gesteine des Schneeberger Zuges, 3. Tektonische Leitgesteine (Gneise, Amphibolite, Marmore), 4. Tonalitische Gneise und Orthoamphibolite, 5. Granitgneise, 6. Zentralalpine Trias, I Stubai Schlinge, II Venter Schlinge, III Marzell-Schlinge, IV und V Schlingenbögen des Schmalstaales, VI Hochjoch-Schlinge, VII Vernagt-Schlinge, VIII Mittelberg-Schlinge, A Umriß der Tafeln 1 u. 4, B Umriß der tektonischen Karte von BAUMANN, HELBIG, SCHMIDT (1967).

sind und nur mit gewissen Toleranzen kartographisch dargestellt werden können. Das gilt auch für die als „tektonische Leitlinien“ gewerteten Glimmerschieferzüge, deren Mineralinhalt erheblichen Änderungen unterliegt. Der Schwerpunkt der Untersuchungen lag, wie im Venter Gebiet, auf der Erfassung des tektonischen Baues. Es soll daher hier nur soweit auf die Petrographie des Kristallins eingegangen werden, als das für die Behandlung des Themas erforderlich ist. Bei der Gleichartigkeit der Gesteine in den südlichen Ötztaler Alpen kann, um Wiederholungen zu vermeiden, in vielen Punkten auf die zitierte Arbeit von BAUMANN, HELBIG und SCHMIDT (1967) verwiesen werden.

Zu den allgemeinen Problemen der Schlingentektonik hat K. SCHMIDT (1965) bereits in einer eigenen Arbeit Stellung genommen.

Die Untersuchungen wurden durch Reise- und Sachbeihilfen der Deutschen Forschungsgemeinschaft und des Deutschen Alpenvereins ermöglicht.

Bei den Aufnahmen war uns Herr cand. geol. W. SCHINDLMEYR behilflich. Die Umzeichnung der Karten erledigte Frau RAPPEL. Den Mitarbeitern des Geologischen Institutes der Technischen Hochschule München wie auch allen, die uns im Gebirge durch ihre Hilfsbereitschaft und Gastfreundschaft unterstützten, gilt unser herzlicher Dank.

II. Geologische und geographische Übersicht

Das Arbeitsgebiet liegt im Südteil der Öztaler Altkristallinmasse, die nach den heutigen Vorstellungen vom Alpenbau während der alpidischen Bewegungen von S her auf die penninischen und unterostalpinen Gesteinsfolgen geschoben wurde. WENK (1934) vermutet als Herkunftsgebiet der Scholle die Etschbucht; der Transportweg müßte demnach mindestens 50—60 km betragen. Das Alter der Schollenverfrachtung ist noch ungewiß. Die letzten Bewegungen erfolgten jedoch mit Sicherheit noch nach der Oberkreide.

Die Transgression permisch-triadischer Sedimente (Brenner-Mesozoikum, Jaggl) auf das Kristallin beweist, daß dessen Hauptkristallisation, die „Laaser Kristallisation“, und Faltung einer vortriadischen, das heißt mit hoher Wahrscheinlichkeit der variszischen Gebirgsbildung zuzuschreiben sind. Alpidische Kristallisationen lassen sich nur im Süden der Stubai Alpen mit Sicherheit belegen, sind im Vernagt-Marzell-Gebiet aber nicht völlig auszuschließen (K. SCHMIDT, E. JÄGER, M. GRÜNENFELDER und M. GRÖGLER 1968).

Die neu aufgenommene Zone liegt im Bereich der geologischen Kartenblätter Nauders und Sölden—St. Leonhard (Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000). Erläuterungen erschienen bisher nur zu Blatt Nauders (HAMMER 1923). Infolge der orographischen Höhe sind weite Teile des Gebietes mit Firn- und Gletscherfeldern bedeckt. Einen guten morphologischen Überblick bietet die topographische Alpenvereinskarte der Öztaler Alpen im Maßstab 1 : 25.000; Blatt 30/1 Gurgl und Blatt 30/2 Weißkugel-Wildspitze. Durch den starken Eisschwund der letzten Jahre ergeben sich heute jedoch in der Umgebung der Gletscher erhebliche topographische Unstimmigkeiten.

Die hydrographischen Hauptlinien des Gebietes bilden die Rofen Ache und die Niederthaler Ache. Beide vereinigen sich bei Vent zur Venter Ache. Im Einzugsgebiet der Rofen Ache, die über eine lange Strecke hinweg eine tiefe Schlucht in den Talboden geschnitten hat, liegen unter anderem der Große Vernagtferner, der Guslarferner und der Kesselwandferner, der Hintereisferner und der Hochjochferner. Die Niederthaler Ache wird in der Hauptsache von den Schmelzwässern des Niederjoch-, Marzell-, Schalf- und Diemferners gespeist. Die Kämmen zeigen bis hinauf in die Gipfelregion die Spuren einer kräftigen Eiserosion. Zur Gletschergeschichte sei auf die Arbeiten von HANKE (1935), SENARCLENS-GRANCY (1956), RUDOLPH (1963), HOINKES u. a. (1967) verwiesen.

III. Gesteinsbeschreibung

A. Paragneise und Glimmerschiefer

1. Allgemeines

a) Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise

Wie in dem nach Osten anschließenden Venter Gebiet herrschen auch im Gebiet des Rofen- und Niedertales Paragneise vor. Diese von HAMMER (1923) als „zweigliedrige Schiefergneise“ und von SCHMIDEGG (1933) als „Schiefergneise und Gneisglimmerschiefer (Biotit-Plagioklas-Gneise)“ beschriebenen Gesteine bezeichnen wir in Anlehnung an die Arbeit von BAUMANN, HELBIG und SCHMIDT (1967) als Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise. Der Mineralbestand dieser Serie ist ziemlich einheitlich, die Verteilung der gesteinsbildenden Minerale schwankt jedoch sehr. Die glimmerreichen und feldspatreichen Partien zum Beispiel gehen ohne scharfe Grenze ineinander über, so daß eine getrennte Darstellung in der Karte nicht möglich ist. In den nördlichen Teilen des Gebietes tritt neben den Hauptgemengteilen (Quarz, Plagioklas, Biotit, Muskovit) häufig Staurolith (\varnothing bis 1 cm), seltener, Granat, Turmalin und vereinzelt Disthen auf. Die Gesteine sind mit Plagioklasporphyroblasten durchsetzt, die sich in den glimmerreichen Partien konzentrieren, aber auch das ganze Gestein wolkig durchsetzen können, so daß perlgnaisähnliche Varianten entstehen.

Die Durchmesser der Plagioklaskristalle sind selten größer als 0,5 cm. Die Porphyroblasten erscheinen vorwiegend in Richtung der Hauptschieferung (s_1) geregelt und in glimmerreichen Lagen, vor allem aber in Zonen mit ausgeprägter Schieferung (s_2), schieferungsparallel gelängt. Vereinzelt steigerte sich die Stoffmigration bis zur Bildung von Quarz-Feldspat-Metatekten.

Der häufig ausgeprägte Lagenbau der Paragesteine kann in einzelnen Bereichen mit ziemlicher Sicherheit als reliktsische Schichtung gelten. Gute reliktsische Sedimentgefüge treten unter anderem in der Umgebung der Rofenklamm, am Schwarzkögele und in den Gletscherschliffen auf der rechten Seite des Hochjochferners auf (Abb. 2, 3).

b) Granat-Glimmerschiefer

Die Granat-Glimmerschiefer bilden nur am Osthang der Talleitspitze eine kartierbare Zone und wurden bereits von BAUMANN, HELBIG u. SCHMIDT (1967) beschrieben.

c) Mineralreiche Glimmerschiefer

Im Gebiet des Rofen- und Niedertales sind mineralreiche Glimmerschiefer weit häufiger als reine Granat-Glimmerschiefer. Sie treten unter anderem an der Südflanke des Ötztaler Urkunds, am Ostabhang der Talleitspitze und im südlichen Teil des Niedertales auf. Im Unterschied zu den Biotit-Muskovit-Plagioklasgneisen enthalten sie große Granate (\varnothing 0,5—4 cm) und Staurolithe (\varnothing bis 1 cm), zonenweise auch mehr als 1 cm große Disthene. Die Großkristalle (Staurolith, Granat) und die Plagioklasporphyroblasten (\varnothing 0,5—1 cm) bedingen heteroblastische Gesteinsgefüge.

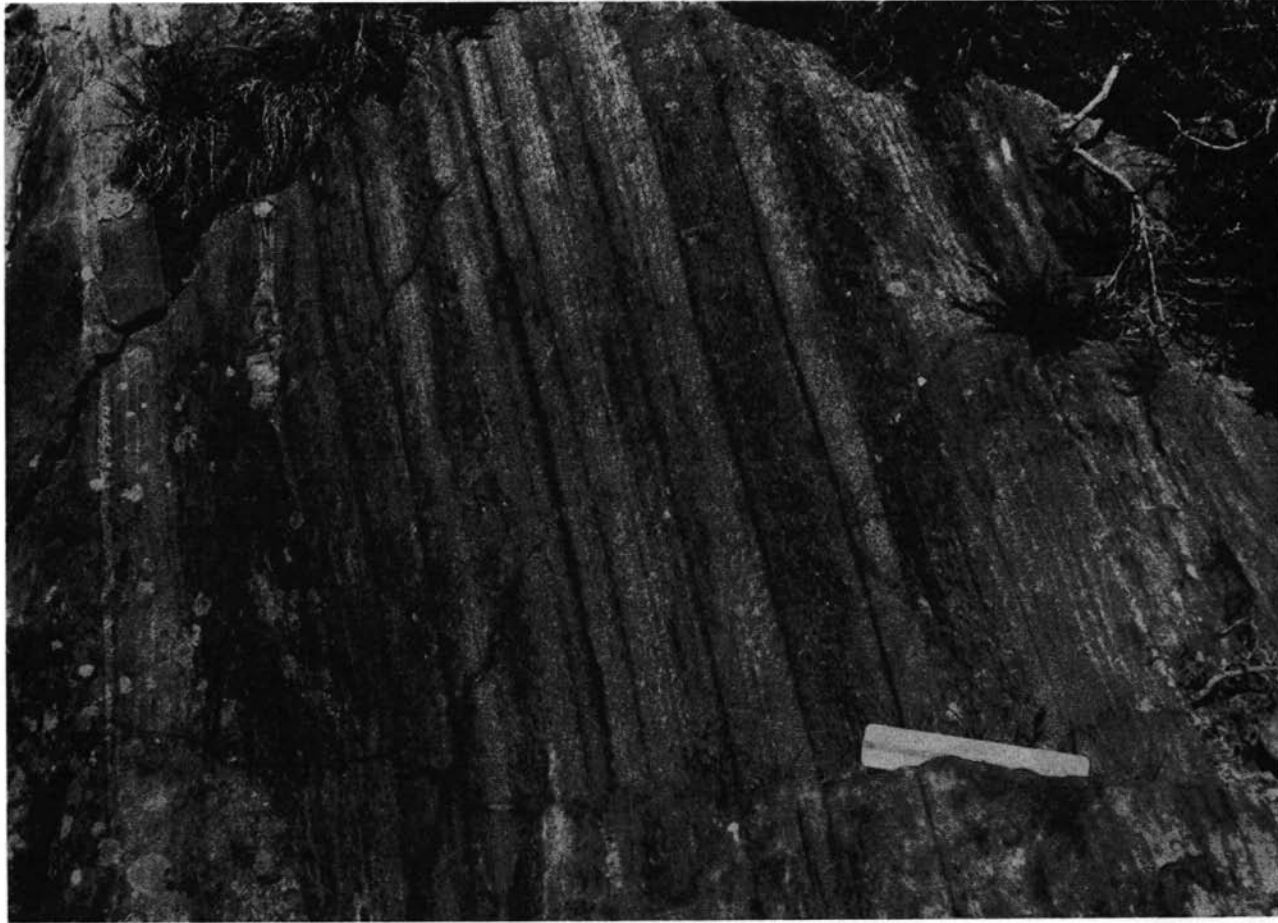


Abb. 2: Feingeschichtete Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise nördöstlich der Rofenklamm. Der rhythmische Wechsel glimmerreicher und quarz-feldspatreicher Lagen entspricht sehr wahrscheinlich der ursprünglichen Schichtung. Maßstab = 12 cm.



Abb. 3: Biotit-Muskovit-Plagioklasgneis in Wechsellagerung mit quarzischen Lagen am Schwarzkögele. Mächtigkeit der hellen Quarzitlagen 10—30 cm.

Der Gesteinstyp ist aber nicht auf die in der Karte (Tafel 1) angegebenen Areale beschränkt. Mineralreiche Glimmerschiefer durchsetzen vielmehr sehr oft die Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise in Form breiter oder schmaler Bänder und Linsen, ohne daß sie gesondert zu kartieren wären. HAMMER (1923) hat solche Partien als „staurolithhaltige Muskovitglimmerschiefer mit Lagen von Biotitgneis und Quarzit“ bezeichnet.

d) Staurolith- und feldspatknotenreicher Muskovitschiefer

Ein im Ventertal und Ramolkamm nahezu unbekannter Gesteinstyp sind die grobkristallinen staurolith- und feldspatknotenreichen Muskovitschiefer. Die bis zu 10 cm langen, häufig verzwilligten (Andreaskreuz) Staurolithe konzentrieren sich in einzelnen Lagen, ohne eine Regelung erkennen zu lassen. Die Albitporphyroblasten sind im Durchschnitt 2 cm groß, erreichen aber Durchmesser bis zu 8 cm (!) und sind im Gegensatz zu den Staurolithen mehr oder weniger gleichmäßig im Gestein verteilt. Dabei liegen die kleinen Kristalle teilweise dicht gedrängt, der mittlere Kornabstand der Großkristalle beträgt etwa 1—2 cm. Die Konturen der Porphyroblasten sind meist unscharf. Die Kristalle enthalten, bereits im Handstück erkennbare, feinblättrige Biotitinterngefüge.

Die Hauptschieferung (s_1) ist in diesen Gesteinen oft nur noch undeutlich zu erkennen, da die jüngere s_2 -Schieferung das alte Flächengefüge völlig überprägt hat. Vereinzelt aber markieren die vom Plagioklas umschlossenen Biotite den Verlauf der älteren Schieferung.

Die Abgrenzung der staurolith- und feldspatknotenreichen Glimmerschiefer gegen die normalen Paragneise ist nicht schwierig, obwohl auch diese beiden Gesteinstypen durch Übergänge verbunden sind. Die Glimmerschiefer bilden ein mehr oder weniger mächtiges Lager, das, von Unterbrechungen in den Gletscherbereichen abgesehen, durch das ganze Vernagt-Gebiet zu verfolgen ist.

Der Mineralbestand ähnelt dem der mineralreichen Glimmerschiefer. Die Muskovite (bis 30 Vol.-%) formieren sich zu breiten Strähnen und Bändern und verleihen dem Gestein ein lepidoblastisches Gefüge. Biotit ist nur sporadisch enthalten und tritt teilweise als „Querbiotit“ auf.

2. Einlagerungen

a) Quarzite

Gneise und Glimmerschiefer sind häufig mit Linsen und Lagen quarzitischer Gesteine durchsetzt, die durch Zunahme des Quarzgehaltes aus bereits quarzreichen Gneis- und Glimmerschieferpartien hervorgehen. Im gesamten Kammgebiet des Rofenberges sind solche Gesteinstypen entwickelt, besonders eindrucksvoll aber in den Wechsellagerungen von mineralreichen Glimmerschiefern und Quarziten westlich „Latschbloder“ (Rofenberg). Kartierbare Quarzite sind hingegen selten. Massige, mehrere Meter mächtige Quarzitlager treten in der Umgebung der Vernagt Hütte auf und sind teilweise über 100 Meter weit zu verfolgen. Die Quarzite am Osthang der Talleitispitze wurden bereits beschrieben (BAUMANN und andere 1967).

b) Graphitführende Gneise und Glimmerschiefer

Graphitführende Gesteine sind im Vernagt-Marzell-Gebiet ebenfalls keine Seltenheit. Die meisten Schriffe enthalten geringe Mengen graphitischen Pigments. Bei höheren Graphitkonzentrationen nehmen die Gesteine eine dunkelgraue Farbe an. Bei den in der Karte dargestellten „Graphitschiefern“ handelt es sich um graphitreiche, mylonitische Gesteinszonen. Die schiefriegen Gesteine sind brüchig, teils auch porös und ergeben einen schwarzen Abrieb.

c) Kalksilikate

Die bereits aus dem Venter Tal beschriebenen kalksilikatischen Einlagerungen sind auch im Vernagt-Marzell-Gebiet vorhanden. Die zonargebauten Linsen und Bänder können mehrere Meter lang werden und bis zu einer Breite von mehreren Dezimetern anschwellen (Abb. 4). Die mineralogische Zusammensetzung der einzelnen Typen wechselt. Hauptgemengteile sind: Quarz (bis 60 Vol.-%), Diopsid, (Salit-Ferrosalit), Aktinolith, Epidot, Granat, Biotit, Plagioklas (An_{20-35}) und Karbonat. Infolge des Karbonatgehaltes sind die Kerne mancher Stücke ausgewittert. Gute Beispiele kalksilikatischer Einlagerungen findet man am südlichen Kreuzkamm, östlich des Mittleren Diemkogels (3342 m), vor allem aber auf Plattei.

3. Mikroskopische Beschreibung der Paragneise und Glimmerschiefer

Die Paragneise und Glimmerschiefer zeigen prinzipiell dasselbe mikroskopische Bild wie die entsprechenden Gesteine des Venter Tales und des Ramolkammes. Auch mineralparagenetisch besteht nahezu völlige Übereinstimmung.

Quarz bildet zusammen mit Plagioklas ein granoblastisches Grundgefüge und tritt in zwei Korntypen auf: einmal in rundlichen Körnern (\varnothing 0.1—0.5 mm) im Grundgefüge, zum anderen in gelängten Körnern (\varnothing bis 1 mm) annähernd schieferungsparallel. Viele Quarzindividuen löschen undulös aus oder sind infolge der tektonischen Beanspruchung anomal zweiachsig.

Die Plagioklase sind meist polysynthetisch verzwilligt. Sie beteiligen sich als Kleinkorn am Aufbau des Grundgefüges oder liegen als größere Einzelkörner zwischen den Glimmerlagen. Die Plagioklasporphyroblasten erscheinen in den Schriffen als schieferungsparallele Aggregate, die das Glimmergefüge auseinanderdrängen. Ihr Anorthitgehalt liegt meist bei 5—10%, seltener bei 15%. Die übrigen Plagioklase sind Oligoklase mit 20—30% Anorthit. Nur im Bereich der Hochvernagt-Spitze wurden Andesine mit 35—40% Anorthit festgestellt.

Die Kristalle und Kristallaggregate sind reich an Einschlüssen. Sie enthalten neben zahlreichen Quarztropfen und -amöben (\varnothing 0.02—0.1 mm) unregelmäßige Hellglimmerschüppchen, Klinozoisit und Erz.

In den staurolith- und feldspatknotenreichen Muskovitschiefern wachsen die Plagioklase deutlich über das vorhandene Gesteinsgefüge hinweg. Da das umschlossene Altgefüge (si) und die externen Glimmerlagen (se) die



Abb. 4: Kalksilikateinschluß in blastitischen Paragneisen am Schwarzkögele. Diese Einschlußform ist selten. In der Regel bilden die Kalksilikateinlagerungen Linsen und Bänder. Maßstab=12 cm.

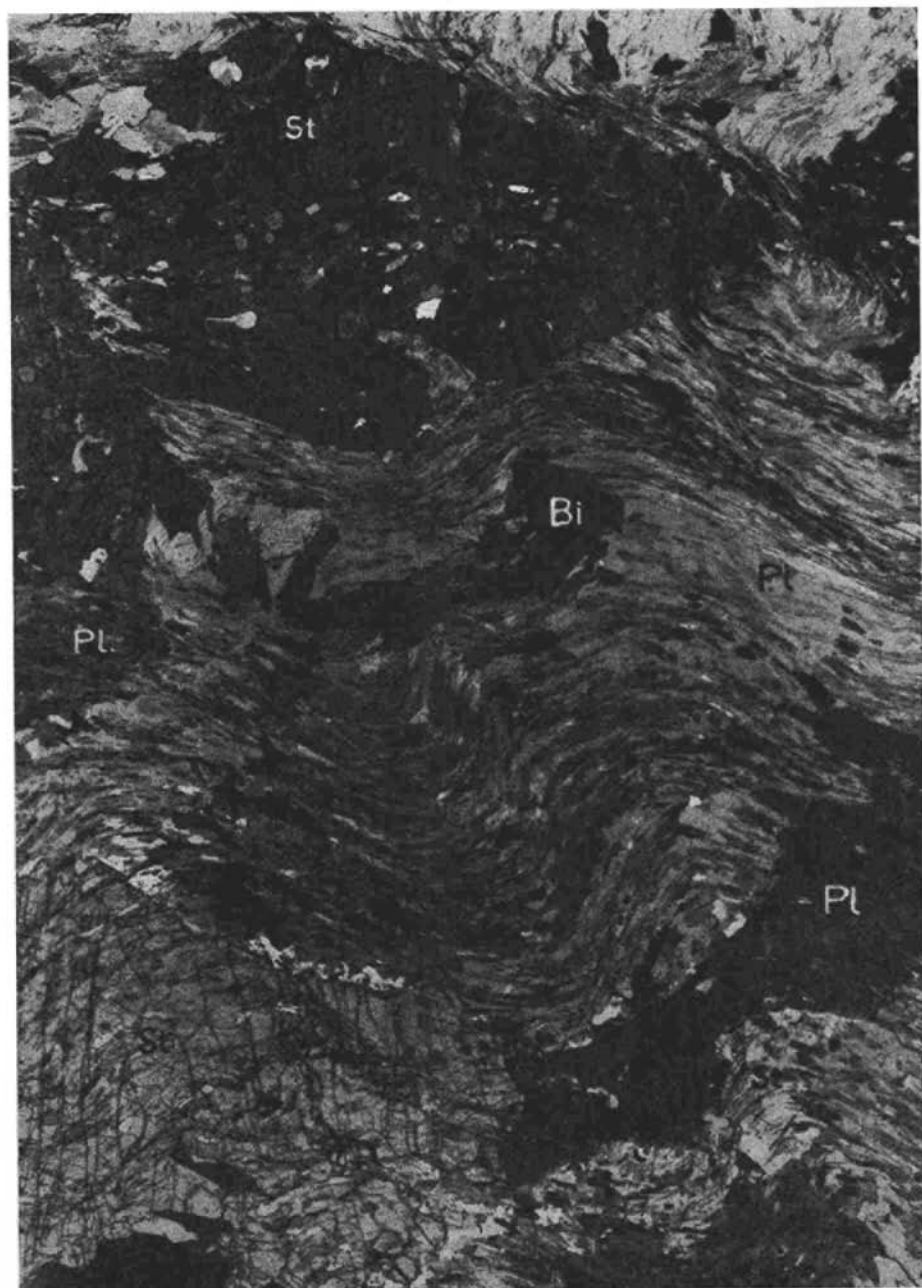


Abb. 5: Staurolith- und feldspatnotenreicher Muskovitschiefer südöstlich des Öztaler Urkunds. Postkinematisch gesproßte Staurolithe und Plagioklase wachsen über gefaltete Muskovitlagen hinweg. Pl = Plagioklas, St = Staurolith, Bi = Biotit. Gekreuzte Nicols, Vergrößerung 15 fach.

gleiche Orientierung aufweisen, muß die Plagioklasblastese im wesentlichen postkinematisch erfolgt sein (Abb. 5). Unter den Einschlüssen finden sich auch zersetzte Staurolithe.

Die Paragneise enthalten Biotit und Muskovit in etwa gleichem Mengenverhältnis. Der Biotit ist mit dem Muskovit meist eng verwachsen und mehr oder weniger streifig chloritisiert. Neben den langfaserig-schuppigen Biotitaggregaten, die das Flächengefüge markieren, durchsetzen kurze Biotit-schuppen regellos die Quarz-Plagioklaslagen.

Große, tafelige Querbiotite enthalten schieferungsparallele Muskovitleisten und sind randlich oft ebenfalls in Chlorit umgewandelt.

In Gesteinen mit starker Kleinfaltung wurden die Glimmerleisten in den Faltenscheiteln fast immer abgelenkt und in Scherzonen unter Chloritbildung zerrieben.

Muskovit bildet das Hauptglimmermineral in den Glimmerschiefern. Die Muskovitblätter liegen entweder in der Schieferung oder durchsetzen als sperrige Leisten die Glimmerlagen. Sie wurden von der Deformation in gleichem Maße betroffen wie der Biotit. Die bei der Staurolith- und Plagioklasersetzung entstandenen Serizitmassen bildeten sich zum Teil in Muskovit um.

Granat ist in allen Gesteinsvarietäten enthalten. Die Kristalle sind poikiloblastisch ausgebildet und neigen mit abnehmendem Korndurchmesser zu stärkerer Idiomorphie. Größere Individuen sind oft zerbrochen, auseinandergerissen und zersetzt. Trübungen der Kristallkerne rufen den Eindruck eines Zonarbaues hervor.

Der Staurolith enthält viele Quarz-, seltener auch Granateinschlüsse. Er ist über die ältere Schieferung (s_1) hinweggewachsen, erscheint aber in der jüngeren Schieferung (s_2) deformiert und rotiert. Die Kristalle sind meist zerbrochen und randlich serizitisiert.

Akzessorien: Titanit, Apatit, Turmalin, Zirkon (pleochr. Höfe), Erz und Graphit.

B. Amphibolite

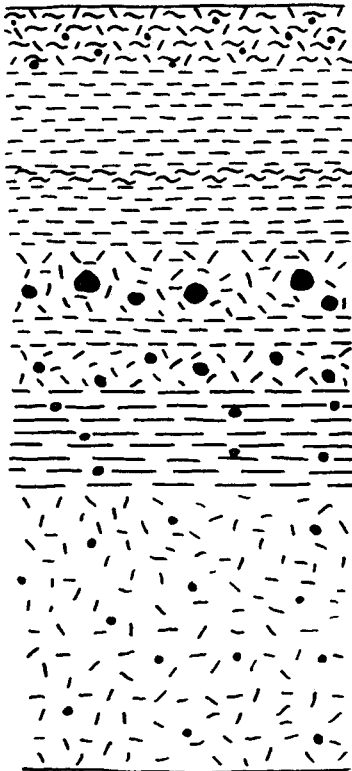
1. Allgemeines

Die Amphibolite bilden in der Regel scharf begrenzte, meist geringmächtige, vereinzelt aber bis 100 m breite Lager, die konkordant in Gneisen oder Glimmerschiefern stecken und oft schwächer gefaltet sind als ihre Nebengesteine. Das im Nordwesten am Gepatschjoch beginnende Amphibolitband zieht in einer Schleife zum Wildspitzmassiv, biegt dann nach S um und ist, in mehrere Lagen aufgespalten, über das Rofental und den Kreuzkamm in das Niedertal zu verfolgen. Von dort setzt sich der Amphibolitzug vermutlich in den westlichen Mutmalkamm fort.

Die Gesteine besitzen dem Stoffbestand wie auch dem Gefüge nach eine große Variationsbreite. Feinkörnige, gebänderte Typen mit ausgezeichneter Regelung der Hornblenden wechseln mit grobkristallinen, massigen Gesteinen, in denen die Hornblenden regellos verteilt sind. Außerdem bestehen Über-

gänge zu Biotit-Hornblendeschiefern. Alle diese Typen können am Aufbau eines Amphibolitlagers beteiligt sein und eine ausgeprägte Bänderung hervorrufen (Abb. 6).

E



flaseriger granatführender Hornblendeschiefer

Biotit-Hornblendeschiefer

feingebänderter Amphibolit

Biotit-Hornblendeschiefer

massiger Hornblendeschiefer mit Granat (bis 20 mm \varnothing)

Biotit-Hornblendeschiefer

massiger Hornblendeschiefer mit Granat (bis 5 mm \varnothing)

gebänderter Amphibolit mit Granat

massiger granatführender Hornblendeschiefer

W

Abb. 6: Profil durch das Amphibolitband nordöstlich des Vorderen Diemkogels (3372 m) bei 2985 m. Maßstab 1:20.

2. Mikroskopische Beschreibung

Hauptgemengteile sind: Hornblende (zirka 25—70 Vol.-%), Plagioklas (zirka 10—40 Vol.-%), Klinozoisit-Pistazit (zirka 5—50 Vol.-%), Biotit (zirka 0—35 Vol.-%), Quarz (zirka 0—35 Vol.-%) und Karbonate.

Bei den Hornblenden handelt es sich den optischen Daten nach (Pleochr.: X = hellgelbbraun—hellgrün, Y = olivgrün, Z = grasgrün—blaugrün; $c \wedge Z = 14^\circ - 17^\circ$; $2V_x = 75^\circ - 83^\circ$) um gemeine Hornblenden und Aktinolithe. Die Kristalle sind nematoblastisch (Länge: 0.5—1 mm)

gewachsen oder bilden xenoblastische, einschlußreiche Körner mit zerlappten Rändern. Die Interngefüge sind meist schieferungsparallel geregelt. In manchen Proben ist eine jüngere Hornblendegeneration zu erkennen, die sich aber kristallographisch von der älteren nicht unterscheidet.

Der Plagioklas (An_{25-75}) bildet in Gestalt kleiner (\varnothing bis 1 mm), meist wolkig-trüber Körner zusammen mit Quarz das Grundgewebe der Gesteine oder die Resteckenfüllungen zwischen den Hornblenden. In den nematoblastischen Amphiboliten ordnen sich Plagioklase und Quarz in Zeilen zwischen den Hornblende-Biotitlagen. Die Kleinindividuen schließen sich auch zu größeren Kornpflastern zusammen.

Daneben treten, vorwiegend nach dem Albit- und Periklin-Gesetz verzwillingte, in „s“ gestreckte Plagioklasporphyroblasten auf. Sie können so weitgehend mit strahligen oder nesterartigen Epidotaggregaten gefüllt sein, daß ihre Zwillingslamellen unkenntlich werden.

Die Tatsache, daß in manchen Proben fast nur Oligoklas festzustellen ist, hängt unter anderem vermutlich mit der Anorthitumwandlung in Klinozoisit und Hellglimmer zusammen, die beide als „Fülle“ von den Plagioklasen umschlossen werden.

Der Biotit (Pleochr.: X = gelbbraun, Y = Z = braun) ist überwiegend schieferungsparallel geregelt und mit Hornblende verwachsen. Die häufig zu beobachtenden Querbiotite enthalten zahlreiche Einschlüsse (Quarz, Plagioklas, Epidot, Erz). Die Biotite sind überwiegend frisch, nur selten chloritisiert und zum Teil sicher ein Produkt der Floititisierung (ANGEL 1940).

Quarz (\varnothing 0.03—0.4 mm) tritt als Einzelkorn oder in Aggregaten auf und bildet zusammen mit Plagioklas leukokrate Lagen. Es bildeten sich auch reine Quarzleukosome.

Klinozoisit und Pistazit füllen zusammen mit Hellglimmern die Plagioklase, durchsetzen aber auch als mehr oder weniger idiomorphe Kristalle das übrige Gestein.

Akzessorien: Apatit, Zirkon, Titanit, Granat, Chlorit, Muskovit, Ilmenit und andere Erze.

Apatit erreicht in manchen Proben 3—4 Vol.-%. Auch der Granat wird in manchen Gesteinspartien zum Nebengemengteil. Die Kristalle sind dann oft mit Quarzen gefüllt oder mit Erzschiefern durchsetzt. Die Hornblendeschiefer enthalten auch größere Muskovitmengen.

C. Granitgneise

1. Allgemeines

Die Granitgneise lassen sich, infolge ihrer scharfen Kontakte, immer gut von den Paragneisen abtrennen. Die granitischen Orthogneise sind auf den Ostteil des Aufnahmegebietes beschränkt. Ihre Zusammensetzung und ihr Gefüge wechseln selbst innerhalb des gleichen Gesteinskörpers erheblich. In dem Granitgneislager, das vom Wilden Männle über die Talleitspitze und den Vorderen Diemkogel und von dort weiter nach Süden zieht, kann man alle Übergänge von grobkörnigen Muskovit-Granitgneisen zu flaserigen, biotitführenden Gesteinen und typischen Augengneisen beobachten.

Die zwei Lager nördlich des Eisferners enthalten mehr Biotit und bestehen in der Hauptsache aus flaserigen Biotitgneisvarietäten.

Die Hauptgesteinskomponenten sind: Quarz, Plagioklas ($An_5—An_{35}$), Kalifeldspat, Muskovit, Biotit. Der Kalifeldspat erscheint vorwiegend als Mikroklin. Myrmekitische Verwachsungen fehlen. Akzessorien sind: Epidot, Apatit, Turmalin, Granat, Chlorit.

D. Basische Ganggesteine

1. Allgemeines

HAMMER (1923) hat die basischen Ganggesteine des Vernagt-Marzell-Gebietes unter anderem in Diabase, Quarzdiabase und Diabasporphyrite gegliedert. Da bisher keine moderne Bearbeitung der Ganggesteine vorliegt, wurden diese Bezeichnungen von uns beibehalten. Die Gänge durchschlagen die Gneis-Glimmerschieferverbände meist diskordant und sind über weite Strecken zu verfolgen. Die Kontakte sind scharf, die Gangmächtigkeit schwankt im allgemeinen zwischen 5 und 20 m. Ein Teil der Gesteine ist massig ausgebildet und stark geklüftet, ein anderer schwach geschiefert; das vor allem dann, wenn die Kontaktflächen der Schieferung des Nebengesteins parallel laufen.

Die Gänge häufen sich in drei Zonen.

Die eine wird durch den Gang markiert, der südlich des Eisferners einsetzt und mit E—W-Streichen, durch mehrere Störungen versetzt, bis nordwestlich des Firmisanferners zu verfolgen ist (BAUMANN und andere 1967).

Eine zweite Zone erstreckt sich vom Fluchtkogel über die Hintergrasl-Spitzen und die Plattei-Spitze zum Ötztaler Urkund. Eine dritte gangreiche Zone liegt nördlich des Großen Vernagtferners. Die Gänge werden dort am Sexten- und Taschachjoch mehr als 100 m mächtig (Abb. 7). Diskordante Kontakte sind am Taschachjoch besonders klar entwickelt. In dieser Zone liegt auch der einzige Diabasporphyrit des Aufnahmegebietes. Er beginnt, zirka 20 m mächtig, am P. 3510 südwestlich der Hochvernagt-Spitze und zieht von hier weiter nach Osten.

Diabase und Quarzdiabase gleichen sich im Handstück weitgehend. Die dunkel- bis hellgrünen Gesteine sind sehr feinkörnig und erhalten durch zersetzte mafitische Einsprenglinge ein fleckiges Aussehen.

Die grünlichgraue Grundmasse der Diabasporphyrite ist heller. Sie umschließt bis 1 cm große idiomorphe Feldspateinsprenglinge und enthält zahlreiche Quarzkörper (\varnothing 2.5 mm). Die Grundmasse wird außerdem von kleinen dunklen Schmitzen durchschwärmt, die ein Flächengefüge andeuten können, in das dann auch die Feldspate eindrehen.

2. Mikroskopische Beschreibung

Die meist hypidiomorphe Grundmasse der Diabase und Quarzdiabase besteht, soweit zu erkennen, aus Quarz, Feldspat (Plagioklas, untergeordnet Kalifeldspat), monoklinem Pyroxen, Hornblende und Biotit. Das Mengenverhältnis der Komponenten wechselt. Der Hornblende- und Biotitgehalt (10 Vol.-%) ist aber im allgemeinen gering. Die Pyroxene sind meist uraliti-

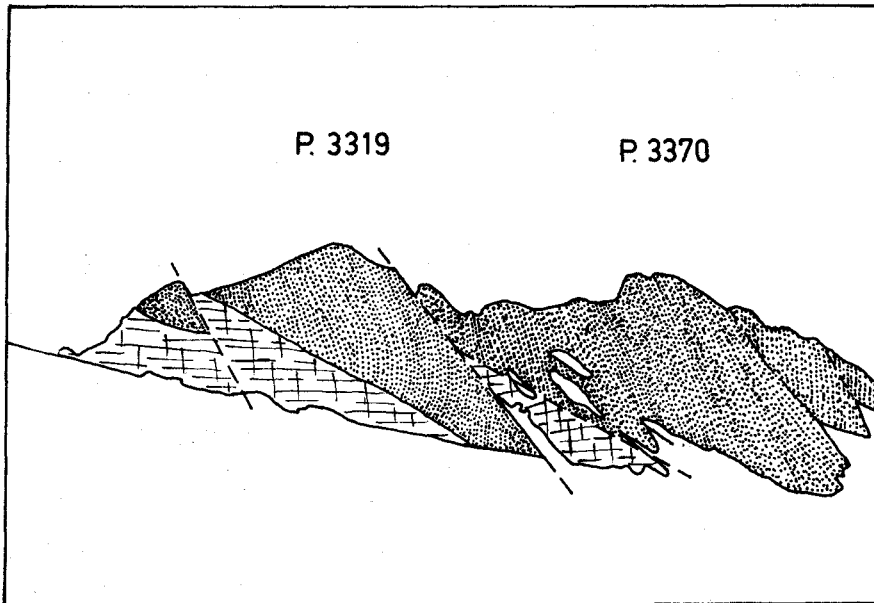


Abb. 7: Mächtiger Diabas (punktirt) östlich des Taschachjochs (3241 m), der diskordant die Schiefergneise (schraffiert) durchbricht.

siert, die Feldspate saussuritisiert. Der Anorthitgehalt der nicht oder wenig zersetzten Plagioklase schwankt zwischen 30 und 55%. Akzessorien: Granat, Titanit, Apatit, Zirkon, Turmalin, Ilmenit und andere Erze.

Die Grundmasse der Diabasporphyrite hat die gleiche Zusammensetzung wie die der Diabase und Quarzdiabase. Eine optische Bestimmung der Plagioklaseinsprenglinge war wegen der weitgehenden Zersetzung der Kristalle in den vorliegenden Schlifften nicht möglich. Neben den Plagioklasen treten auch einzelne perthitische Mikroklineinsprenglinge (\varnothing 4 mm) auf. Die bereits im Handstück auffallenden Quarzkörner erweisen sich im Schliff als Einzelkörner oder Mehrkornaggregate mit mehr oder weniger deutlichen hexagonalen Umrisen und undulöser Auslöschung.

Alle in den basischen Ganggesteinen erkennbaren Mineralumbildungen lassen sich auf endomagmatische Prozesse oder eine Dynamometamorphose zurückführen. So auch die dunkel erscheinenden Schmitzen der Diabasporphyrite, die aus Hellglimmeraggregaten bestehen und eventuell das Ergebnis einer Feldspatverglimmerung sind. Mineralneubildungen einer jüngeren, vermutlich alpidischen Kristallisation, wie wir sie aus dem Gurgler Tal, vor allem aber vom Timmelsjoch kennen, waren in unserem Material nicht festzustellen.

E. Kristallisation und Deformation

Bereits SCHMIDEGG (1933 a) hat festgestellt, daß die Faltung des Altkristallins in den südlichen Ötztaler Alpen von der Kristallisation überdauert wurde. Das Verhältnis von Deformation und Kristallisation ist dann von

BAUMANN und anderen (1967) eingehender erörtert und schematisiert dargestellt worden. Wie im Bereich des Venter und Gurgler Tales kann man im Vernagt-Marzell-Gebiet folgende Mineralassoziation in den Paragneisen und Glimmerschiefern der syn- bis spätkinematischen Kristallisationsphase zuordnen:

Granat (Almandin), Staurolith, Disthen, Biotit, Muskovit, Plagioklas (An_{5-40}) und Quarz.

Disthen bleibt mengenmäßig immer weit hinter Staurolith zurück. Andalusit, Sillimanit und Chloritoid, die in anderen Zonen der Öztaler Alpen auftreten (PURTSCHELLER 1967), fehlen.

Die entsprechende Paragenese der Amphibolite umfaßt:

Granat (Almandin), gemeine Hornblende, Aktinolith, Biotit, Muskovit, Plagioklas (An_{25-75}) und Quarz.

Die Bezeichnung „synkinematisch bis spätkinematisch“ ist hier im weiten Sinne zu verstehen, da die einzelnen Deformationsakte in nur wenig gefalteten Gesteinen kaum auseinander zu halten sind. In den intensiv kleingefalteten Glimmerschiefern sieht man aber, daß z. B. der Staurolith im Bezug auf die Schieferung s_1 und ihre Faltung spätkinematisch, im Bezug auf die Schieferung s_2 vor- bis synkinematisch kristallisierte. Ähnliches gilt für manche Plagioklasporphyroblasten.

Der Paragenese entsprechend vollzog sich die Metamorphose unter den Bedingungen der Staurolith-Almandin-Subfazies der Almandin-Amphibolitfazies vom Barrow-Typ (WINKLER 1967).

Nimmt man folgende Staurolithbildung an:



dann ist nach WINKLER (1967) für die beginnende Almandin-Amphibolitfazies mit Temperaturen von $540^\circ \pm 15^\circ \text{C}$ und einem H_2O -Druck von 7 Kbar zu rechnen. Diese Werte können daher für die letzte progressive Metamorphose unserer Gesteine als Mindestwert betrachtet werden.

Als Ausgangsgesteine der metamorphen Serien kommen Grauwacken (Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise), Tone (Glimmerschiefer), Mergel und kieselige Kalke (Kalksilikateinlagerungen, Amphibolite) und basische Intrusiva, bzw. Vulkanite (Amphibolite) in Betracht.

In fast allen Gesteinen kann man auch rückschreitende Mineralumwandlungen beobachten wie z. B.:



Die Paragenesen der Almandin-Amphibolitfazies müssen sich daher den Bedingungen der tiefen und mittleren Grünschieferfazies, das heißt der Quarz-Albit-Epidot-Almandin-, bzw. der Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies angepaßt haben.

Diese retrograde Metamorphose fällt in das spät- bis postkinematische Stadium der Gesteinsentwicklung. Mehr ist zunächst nicht zu sagen.

Von großem Interesse sind in diesem Zusammenhang aber die Rb-Sr-Bestimmungen an dem Muskovit-Granitgneis von Vent (MILLER und andere 1968). Danach besitzen die Muskovite des Gneislagers ein Alter von 274 Millionen Jahren. Das bedeutet, daß das Gestein an der Wende Oberkarbon-Perm unter zirka 500° C abgekühlt wurde und diese Temperatur seitdem nicht mehr erreichte. Nachdem gleiche Alterszahlen auch in anderen Teilen der Ötztalmasse festgestellt wurden (SCHMIDT und andere 1968), hat dieser Schluß auch für das Vernagt-Marzell-Gebiet Gültigkeit. Die Paragenesen der Staurolith-Almandin-Subfazies sind also spätestens im Oberkarbon entstanden. Mit dem Temperaturabfall im Oberkarbon müssen sich aber auch die Bedingungen der Grünschieferfazies eingestellt haben, so daß retrograde Mineralumwandlungen bereits zu dieser Zeit erfolgt sein können. Da die Paragenesen der Grünschieferfazies aber auch in den posttektonischen basischen Gängen auftreten und in permotriadischen Gesteinen des Schneeberger Zuges festzustellen sind, haben BAUMANN und andere (1967) zumindest einen Teil dieser Prozesse nachvariszischen Kristallisationen zugeschrieben.

Die vorliegenden Altersbestimmungen gestatten auch hier einen engeren Schluß. In den Ötztaier Alpen sind bisher für Biotite nur Mischalter zwischen 273 und 95 Millionen Jahren festgestellt worden. Da nach WINKLER (1967) aber für die Bildung von Paragenesen der Grünschieferfazies mindestens 400° C erforderlich sind, die Biotite aber bereits bei etwa 300° C chronologisch umgestellt werden, scheint ein großer Teil der retrograden Metamorphose bereits voralpidisch abgelaufen zu sein.

Das gilt aber nicht für den Schneeberger Zug und seine Umgebung, da dort alpidische Kristallisationen erwiesen sind (MILLER und andere 1968).

IV. Tektonischer Bau

A. Allgemeines

Wie wir bereits auf S. 33 darlegten, sollten nach den Untersuchungen in der Venter Schlinge die im Westen angrenzenden Strukturen: die Marzell-, Hochjoch- und Vernagt-Schlinge aufgenommen werden, um die geometrischen Beziehungen der vier Großfalten besser zu erfassen und ein klareres Strukturbild des Schlingenbaus in den südlichen Ötztaler Alpen zu erhalten.

SCHMIDEGG (1933 b) hat wegen des tektonisch äußerst verwickelten Baues den Verlauf der drei westlichen Schlingen nur in großen Zügen umrissen: „Die ausgeprägteste Schlinge ist die durch das Venter Tal angeschnittene ‚Venter Schlinge‘, die sich auch auf der Karte deutlich durch eine schmale, langhinziehende Granitgneislage abhebt. Westlich davon folgen, durch einen langen Amphibolitzug getrennt, die vorwiegend Südwest—Nordost verlaufende ‚Marzell-Schlinge‘ mit dem Marzellkamm als Mittellinie, die ‚Hochjoch-Schlinge‘, deren Stirnbiegung im Nordgrat der Kreuzspitze deutlich sichtbar ist, und die ‚Vernagt-Schlinge‘. Die beiden letzteren gehen nach Westen wieder in gleichmäßig Ost—West streichende Gesteinszüge über.“

Für die tektonische Beschreibung der Bauformen wurden außer den tektonischen Leitgesteinen, Schieferungen (s_1 , s_2), die Faltenachsen (B_1) und die Achsenflächen verwendet. Bei den Schieferungen unterscheiden wir zwischen der älteren Hauptschieferung s_1 und der jüngeren, bei der Faltung von s_1 entstandenen Schieferung s_2 . Eine Trennung altersverschiedener Faltengefüge war, von wenigen Ausnahmen abgesehen, nicht möglich.

B. Tektonische Leitgesteine

Als tektonische Leitgesteine, d. h. den Strukturverlauf markierende Gesteinszüge, eignen sich besonders die Amphibolite, Granitgneise und mineralreichen Glimmerschiefer. Ohne sie wäre es kaum möglich, die einzelnen Großstrukturen zu unterscheiden. Die Abgrenzung der mineralreichen Glimmerschiefer kann aber schwierig sein, wenn sie mit den umgebenden Paragneisen durch fließende Übergänge verbunden sind.

Die Vernagt- und Marzell-Schlinge werden im Norden und Osten von einem Amphibolitzug umhüllt, der die beiden Großfalten gegen die Mittelberg- und die Venter-Schlinge abgrenzt (Abb. 1). Innerhalb dieses großen, nach Süden und Südwesten geöffneten Bogens ließ sich ein staurolith- und feldspatknotenreiches Muskovitschieferband kartieren, das von der Kesselwand-Spitze über die Vernagt Hütte zum Schwarzkögele zieht und sich mit den Glimmerschiefern der Vorderen Guslar-Spitze verbindet. Der eigentliche Kern der Vernagt-Schlinge liegt also im Inneren dieser Schleife, zwischen Schwarzkögele und Plattei-Kogel. Diese Konstruktion wird allerdings dadurch erschwert, daß die Hauptschieferung s_1 der Gesteine weitgehend durch s_2 überprägt sein kann und die mechanischen Hauptablösungsflächen der Gesteine dann nicht immer sicher zu definieren sind. Wertet man die Flächengefüge der Schlingeninnenzone statistisch aus, ergibt sich als theoretische Achse der Vernagt-Schlinge $B = 120^\circ/68^\circ$ NW.

Die Muskovitschiefer der Vorderen Guslar Spitze biegen dann nach Südosten um und sind in das Kreuzspitz-Gebiet weiter zu verfolgen, wo mehrere Glimmerschieferzüge zusammenlaufen. Vielleicht biegen die von Westen und Nordwesten heranziehenden Gesteinsbänder unter dem Rotkarferner ineinander ein, so daß man hier den Scheitel der Hochjoch-Schlinge SCHMIDEGG's annehmen könnte. Wir ziehen es aber vor, diese Glimmerschiefer der NW-Flanke der Marzell-Schlinge zuzuordnen und auf die Konstruktion einer eigenen Hochjoch-Schlinge zu verzichten.

Die Marzell-Schlinge zeigt die Form einer steilachsigen Großfalte am klarsten. Sie enthält mehrere Glimmerschieferbögen: den vom Saykogel nach NE verlaufenden Zug, vom Hauslabferner zum Marzellkamm ziehende Glimmerschiefer und die Glimmerschieferschleife zwischen Marzell- und Mutmalferner. Der nordwestliche Schlingenschenkel, zu dem der südliche Kreuzkamm bis etwa zur Kreuz-Spitze gehört, biegt in Höhe der Brizzi-Hütte nach Osten um und erreicht im Niedertal und knapp östlich der Martin Busch-Hütte mit mehr oder weniger senkrecht stehender Schieferung und nahezu vertikalen Faltenachsen die Stelle stärkster Umbiegung, die dem Schlingenkern entspricht. Die Hauptschieferungsflächen biegen dann in die N—S-Richtung um und bilden über den Mutmalkamm nach Süden hin die Ostflanke der Schlinge. Als Wert für die theoretische Schlingenachse erhält man $B = 125^\circ/80^\circ$ NW.

C. Flächen- und Achsengefüge

I. Schieferung (s_1)

Nahezu alle beschriebenen Gesteine besitzen ein deutliches, grobfläsrig bis feinplattig ausgebildetes Flächengefüge s_1 . Diese Hauptschieferung ist stoffkondordant, d. h. sie läuft dem Gesteinswechsel und den reliktschen



Abb. 8: Biotit-Muskovit-Plagioklasgneis mit Glimmerschieferlagen am Weg zur Vernagt Hütte vor Plattei. Stoffkonkordante Hauptschieferung s_1 .

Sedimentgefügen parallel. Das bedeutet aber nicht, daß sie in allen Fällen der ursprünglichen Schichtung folgt, da der Substanzwechsel metamorpher Gesteine auch eine Folge der Stoffsonderung während der Metamorphose sein kann (Abb. 8).

Mikroskopisch erscheint das s_1 meist als Kompromißfläche mehrerer einanderunterspitzenWinkelnschneidender Gleitflächen. Da aber die s-bildenden Glimmer stets postdeformativ rekristallisierten, ist nicht mehr festzustellen, ob sie in die Gleitflächen eingeregelt wurden oder ihre Orientierung lediglich einer Abbildungskristallisation verdanken.

Die s_1 -Flächen stellen aller Wahrscheinlichkeit nach zusammengesetzte Gefüge dar, in denen sich die Wirkungen mehrerer Deformationen subsumieren.

Das Streichen der Hauptschieferung folgt im allgemeinen dem Verlauf der Leitgesteinsbänder (Tafel 1). Die Projektion in der Karte weist aber stellenweise erhebliche Unregelmäßigkeiten auf, da sich der Einfluß der örtlichen Falten nicht völlig eliminieren ließ, obwohl versucht wurde, in stark deformierten Zonen den Verlauf der Falten Spiegel darzustellen. Das gilt vor allem für die Schlingenkerne. Außerdem können Unregelmäßigkeiten im Kartenbild durch tektonische Bruchbildung und Verstellungen bei postpleistozänen Massenverlagerungen bedingt sein. Wie stark die Faltung in dieser Darstellung zu Worte kommen kann, zeigen die Diagramme der Tafeln 2 und 3, die fast durchweg Gürtelbilder aufweisen.

Im Westen und Südwesten des Gebietes herrscht NE—SW-Streichen. Einheitlicher NE—SW-Verlauf der s_1 -Schieferung ist vor allem im Bereich des Oberen Rofenberges und im Saykogel-Kreuzkogel-Kamm festzustellen. Zwischen der Mut-Spitze und der Guslar-Spitze streicht das s_1 WNW—ESE.

In der Marzell- und Vernagt-Schlinge dreht die Schieferung weiter östlich nach NW—SE, bzw. N—S. Diese Richtungen werden durch den großen, beide Schlingen im Norden und Osten umgebenden Amphibolitzug deutlich hervorgehoben.

Nur südlich der Rofen Höfe wiegt über eine Strecke von 2 km E—W-Streichen vor. Hier ist allerdings nicht sicher, ob diese Werte tatsächlich dem s_1 entsprechenden (vgl. S. 66).

Zwischen der Guslar-Spitze und „Auf Plattei“ biegt der SE-Flügel der Vernagt-Schlinge in den NW-Flügel der Hochjoch-, bzw. der Marzell-Schlinge ein, so daß die Schieferung einen großen, nach Osten geöffneten Bogen beschreibt (Tafel 1).

2. Falten (B_1)

Wie im Venter Tal ist die Schieferung in den meisten Bereichen eng- oder weitspannig gefaltet. Die Falten besitzen im allgemeinen Wellenlängen von einigen Zentimetern bis zu mehreren Metern. Am Osthang der Kreuz-Spitze und am Hinteren Diemkogel entstanden in quarzitischen Schiefergneisen bis zu 40 m hohe Falten. Die Faltenformen variieren. Am häufigsten sind unterschiedlich geneigte, monokline Falten, die als Biege- und Biegescherfalten entstanden und dem Gesetz der Stauchfaltengröße (SANDER 1948) gehorchen. Daneben treten alle Typen von Zylinder- bis zu Zickzackfalten auf (Abb. 9, 10).

In einzelnen Zonen erlangten die Gesteine aber offenbar eine so hohe Teilbeweglichkeit, daß Fließfaltung einsetzte und polyaxiale Faltengefüge entstanden (SCHMIDT 1965). Selbst in kleinsten Bereichen bildeten sich dann während desselben Faltungsaktes unterschiedlich orientierte, bis zu 90° divergierende Achsen, wie sie bereits aus dem Venter Gebiet beschrieben wurden (BAUMANN und andere 1967).

Prachtvolle Beispiele für den Faltungsstil des Vernagt-Marzell-Gebietes bieten unter anderem die Aufschlüsse in der Rofenklamm, die weitere Umgebung des Plattekogels sowie die Aufschlüsse um die Similaum-Hütte und die Schöne Aussicht (Bellavista).

Es gibt nicht selten Hinweise dafür, daß bereits vorhandene Faltengefüge bei fortschreitender Deformation weiter verformt wurden. Dafür sprechen Achsenverbiegungen (auf eine Strecke von 2 m kann sich das Achsenfallen um 40° ändern) oder aufgebeulte, bzw. tordierte Falten (Abb. 11).

Die Abwicklung überprägter Faltengefüge ergab keine Anhaltspunkte für die Konstruktion verschiedenalter regionaler Bewegungspläne.

Feine Lineationen und Runzelungen (1) auf den Schieferungsflächen (s_1) erweisen sich in den Dünnschliffen meist als Feinfältelung des Glimmergefüges um Achsen parallel B_1 .

In Tafel 4 sind die für die einzelnen Aufschlüsse repräsentativen Achsenrichtungen in Horizontalprojektion dargestellt. Wie in der Venter Schlinge folgen die flachen Achsen deutlich dem Verlauf der Hauptschieferung. Dementsprechend zeichnet das Achsenstreichen in der Vernagt-Schlinge das Umlaufen der Schieferung s_1 nach. Im Westen, in der Umgebung des Guslarferners, streichen die Falten E—W bis NE—SW, im Schlingenscheitel schwenken sie nach N—S, bzw. NW—SE und nehmen im Nordflügel der Schlinge bis hin zum Fluchtkogel und zur Hochvernagt-Spitze wieder E—W-Streichen an.

Im gesamten Westteil der Vernagt-Schlinge, zwischen Hochvernagt-Spitze und Guslar-Spitze herrscht flaches ($10\text{--}30^\circ$) Ostfallen. An der Südostseite des Schlingenkernes fallen die Achsen steil nach Osten, an der Ostseite steil nach Norden und Nordwesten und an seiner Nordflanke steil nach Westen.

Dieser Achsenverlauf spiegelt sich auch in den Diagrammen: 43—50, 58, 59, 61, 63 und 64 der Tafel 5 wider. Man vergleiche die Lage folgender Achsenmaxima:

Diagramm	Streichen	Fallen
43	90°	20° E
44	90°	20° E
45	70°	20° E
48	60°	20° E
49	30°	$50^\circ\text{--}70^\circ$ NE
58	176°	76° N
59	122°	68° NW
61	88°	62° W
63	82°	36° W
64	75°	30° E

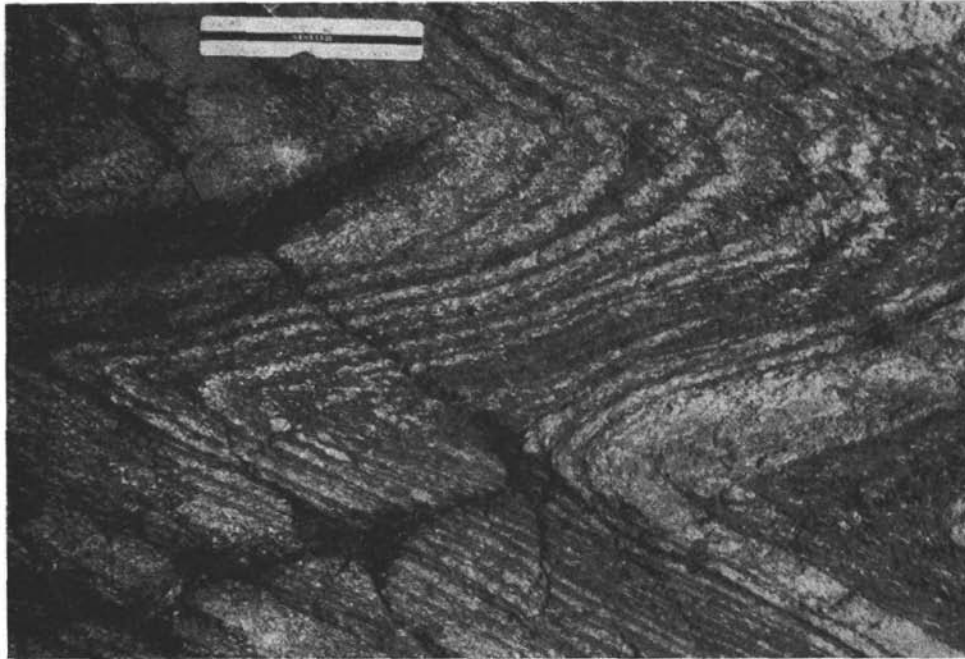


Abb. 9: Gefaltete, feldspatreiche Schiefergneise im Kar südlich des Vorderen Brochkogels. Die Plagioklasporphyroblasten sind durch die Schieferung s_2 verformt. s_2 verläuft parallel der Achsenfläche. Maßstab = 12 cm.



Abb. 10: Granatglimmerschiefer mit starker Plagioklasblastese und beginnender Fließfaltung. Am Weg von der Similaun Hütte zur Martin-Busch Hütte bei 2850 m. Maßstab = 30 cm.



Abb. 11: Tordierte Falte ($B = 42^\circ/65^\circ$ NE) am Nordostende des Oberen Rofenberges, südöstlich Arzbödele bei 2500 m. Maßstab etwa 0.3 m.

Die Achsen der entsprechenden Bereiche führen also in der genannten Reihe eine Drehung um 180° gegen den Uhrzeigersinn aus.

Im Schlingenkern selbst beherrschen flache und steile Achsen das tektonische Bild (Tafel 5, Diagr. 60). Flachliegende, E—W streichende Falten können sich hier über kürzeste Entfernung aufrichten.

Weiter im Osten, im Gebiet zwischen Wildspitze und Breslauer Hütte zeichnen sich in den Diagrammen 56, 57, 58 und 62 (Tafel 5) zwar deutliche Maxima ab, doch treten neben den steilen auch flache, nach Norden geneigte Achsen auf. Es ist hier aber nicht auszuschließen, daß Hangrutschungen an den brüchigen, steilen Felskämmen die Achsen einzelner Zonen verstellten. Im Süden des Vernagt-Gebietes, zwischen den Guslar-Spitzen und den Rofen Höfen, ist ebenfalls eine Versteilung der Achsen nach Osten hin zu erkennen. Gleichzeitig schwenkt das Streichen, wenn auch weniger deutlich, in die N—S-Richtung ein (Tafel 5, Diagr. 46, 47, 50—55).

Die aus den s_1 -Flächen konstruierten Pi-Pole (Tafel 2) stimmen gut mit den Faltenachsenhäufungen (Tafel 5) überein. Nur die B_1 -Maxima des Diagramms 63 (Tafel 5) weichen vom Pi-Pol des Diagramms 2 (Tafel 2) ab, da durch das Umbiegen des Amphibolits im Norden des Vernagt-Gebietes eine Knitterung und Fältelung der s_1 -Flächen bewirkt wird, deren Achsen zum Teil N—S streichen und mittelsteil nach S einfallen.

Am Oberen Rofenberg, von der Schönen Aussicht an der österreichisch-italienischen Grenze bis zum Hochjoch-Hospiz, streichen die Faltenachsen NE—SW (50° — 70°) und fallen mit 30° — 60° nach NE ein. Hier scheint sich die Achsenneigung nach der Gipfelzone hin um 5° — 20° zu verringern. Auf der NW-Seite des Kammes sind einzelne Hangpartien völlig verstürzt, so daß Messungen unmöglich waren. Im einzelnen ergeben sich in der stereographischen Projektion folgende Achsenhäufungen:

Umgebung der „Schönen Aussicht“ (außerhalb des westlichen Kartenrandes).	B_1 Max. $50^\circ/40^\circ$ NE
Oberer Rofenberg SW-Abschnitt (über 2800 m)	B_1 Max. $70^\circ/54^\circ$ NE
Oberer Rofenberg SW-Abschnitt (unter 2800 m)	B_1 Max. $60^\circ/60^\circ$ NE
Oberer Rofenberg NE-Abschnitt (über 2800 m)	B_1 Max. $62^\circ/33^\circ$ NE
Oberer Rofenberg NE-Abschnitt (unter 2800 m)	B_1 Max. $52^\circ/55^\circ$ NE

In der Marzell-Schlinge ergibt die Horizontalprojektion der Achsen ein recht „chaotisches“ Gefügebild, da B_1 im Schlingenscheitel wie auch in den Schlingenschenkeln steil bis senkrecht steht und in der Hauptschieferung s_1 pendelt. Trotzdem kommt wenigstens am NW- und NE-Rand der Struktur annähernd einheitliches NE—SW-, bzw. NW—SE-Streichen zustande.

Bei generellem NE—SW-Streichen wird im Saykogel-Kreuzkogel-Kamm das Achsenfallen nach Nordosten und Südwesten steiler (vgl. Tafel 6, Diagr. 80, 73, 72 und Diagr. 81, 82, 84).

Im Schlingenscheitel (Diagr. 70, 71) pendelt B_1 in der E—W- und NW—SE-Richtung. E—W-Streichen zeichnet sich auch im Marzellkamm (zwischen Niederjoch- und Marzellferner) und im Mutmalkamm ab. Den Mutmalkamm kann man aber schon zum SW-Rand der Venter Schlinge rechnen.

Bei diesen beschreibenden Angaben ist stets zu bedenken, daß infolge des steilen Achsenfallens bereits geringfügige Änderungen der Raumlage ausreichen, bedeutende Richtungswechsel in der Horizontalprojektion der Achsen hervorzurufen.

Der Wechsel nach Norden und Südosten geneigter Achsen in der Umgebung der Martin Busch-Hütte kommt auch im Diagramm 74 (Tafel 6) zum Ausdruck.

In den Diagrammen 70, 75, 76, 79, 83 und 84 (Tafel 6) herrschen vertikale Achsen vor. Sie markieren die Kernzone der Marzell-Schlinge und den generellen Verlauf ihrer „Achsenfläche“.

Die Streckung der Achsenmaxima in fast allen Diagrammen weist, wie im Gurgler und Venter Tal (BAUMANN und andere 1967), auf horizontale Rotationsachsen (R) des Achsengefüges.

An der Nordseite der Talleit Spitze schwenken die Achsen aus der NW—SE- über N—S- zur Rofen Ache hin in die E—W-Richtung um. Wir haben die gleiche Änderung des Streichens bereits bei der Erörterung der Schieferung s_1 festgestellt (S. ...).

Da aber die granitischen Leitgesteine diesen Richtungswechsel nicht mitmachen, besteht kein Anlaß, im Grenzgebiet gegen die Venter Schlinge einen Sonderbogen zu konstruieren.

3. Schieferung (s_2)

Neben der Hauptschieferung (s_1) besitzt die jüngere Schieferung s_2 für die Beschreibung des tektonischen Baues große Bedeutung. Sie ist in allen gefalteten Bereichen ausgebildet und gehört als Schieferung zu B_1 .

In allen Fällen, in denen die Achsenflächen einzelner Falten bestimmt wurden, zeigte sich, daß sie mit den gemessenen s_2 -Flächen zusammenfielen.

Die Raumlage der Schieferung s_2 gibt also die Raumlage der Achsenflächen an.

Die geometrischen Beziehungen zwischen B_1 , s_1 und s_2 sind den Diagrammen der Tafeln 5 und 6 zu entnehmen, in denen neben den Faltenachsen B_1 die s_2 -Pole sowie die Großkreise der s_1 - und s_2 -Maxima eingetragen sind.

Die s_2 -Flächen schneiden s_1 unter wechselnden Winkeln. Die Schnittlinien beider Flächenscharen überziehen die Oberflächen der Gesteinsplatten und Falten oft mit einer B_1 parallelen Runzelung.

Die s_2 -Schieferung ist vor allem in glimmerreichen Gesteinen gut entwickelt, aber auch in quarzitischen Gneisen und Glimmerschiefern noch zu erkennen.

Die Überprägung der älteren Schieferung s_1 durch s_2 kann so intensiv sein, daß s_2 zur mechanischen Hauptablösungsfläche, also zur Hauptschieferung wird. Gute Beispiele dafür bieten der Muskovitschieferzug südlich Hintergrasl westlich der Vernagt Hütte und die Muskovitschiefer östlich der Guslar-Spitze. Die Schiefer sind hier so stark durch s_2 zerschert, daß s_1 völlig ausgelöscht wurde oder nur noch an den quarzitischen Lagen zu erkennen ist. Die tatsächliche Raumlage solcher Schieferzüge ist dann im Gelände schwer festzulegen.

Vermutlich ist das am Nordhang der Talleit-Spitze vom Verlauf der Granitgneisgänge abweichende E—W-Streichen der Schieferung damit zu erklären, daß hier vorwiegend s_2 -Flächen ausgebildet sind.

Wenn die Schieferung eines Bereiches vom Verlauf der tektonischen Leitgesteine abweicht, kann man mit großer Wahrscheinlichkeit annehmen, daß das s_1 von einer jüngeren Schieferung ausgelöscht oder zumindest weitgehend überprägt wurde.

In den Dünnschliffen erscheinen die s_2 -Flächen häufig als Flexurzonen, deren Schenkel zerreißen, so daß Gleitflächen entstehen, die den Flexurzonen parallellaufen. Das mikroskopische Erscheinungsbild der Flächen entspricht ganz dem der „zweiten Schieferung“, die HÖPPENER (1956) aus dem Rheinischen Schiefergebirge beschrieben hat.

Obwohl in der Regel nur eine Flächenschar s_2 vorhanden ist, finden sich Bereiche, in denen sich mehrere Flächenscharen (s'_2 , s''_2 , s'''_2 oder s_3 , s_4 , s_5) überlagern, so daß die Gesteine in flache Keile zerfallen. Die Gesteinsflächen sind dann mit kreuz und quer verlaufenden Schieferungsknickungen überzogen.

Gut entwickelte s_3 -Flächen waren aber nur in einem kleinen Bereich am Südosthang der Kreuzspitze festzustellen.

Die s_2 -Schieferung besitzt im gesamten Vernagt-Gebiet, unabhängig von der wechselnden Orientierung der Faltenachsen und der s_1 -Flächen, nahezu einheitliches E—W-Streichen. Ihr Einfallen schwankt zwischen 90° — 60° N.

Die Tatsache, daß die B_1 -Maxima stets auf den s_2 -Großkreisen liegen, zeigt, daß das s_2 weitgehend den Achsenflächen entspricht. Diese Lagebeziehungen bestehen auch in den östlichen Gebieten, in denen das Streichen der Faltenachsen nahezu senkrecht zum s_2 -Streichen verläuft.

Als s_2 -Flächen erwiesen sich auch die Schieferungen, die die Falten der Rofenklamm durchschneiden und von SCHMIDEGG (1933 a, S. 84) einer jüngeren Zerschierung zugeschrieben wurden. Junge Bewegungen sind auf diesen Flächen nicht auszuschließen. Die Flächenanlage erfolgte aber klar als s_2 .

In manchen Fällen deuten die Schieferflächen durch schwache Konvergenz eine Fächer-, bzw. Meilerstellung an.

In den Schenkeln der Vernagt-Schlinge liegt s_2 annähernd parallel s_1 (Kesselwand, Vernagt-Hütte, Hochvernagt-Spitze und westlich des Eisferners). Im Schlingenscheitel am Platteikogel und im Norden der Breslauer Hütte schneiden sich s_1 und s_2 dagegen unter großen Winkeln. Die tektonischen Daten der Teilbereiche sind in den Diagrammen 43—64 (Tafel 5) zusammengefaßt.

In Abb. 12 sind die geometrischen Beziehungen schematisch dargestellt. 12 a stellt die Horizontalprojektion des Faltenachsenverlaufs in der Vernagt-Schlinge dar (vergl. Tafel 4). 12 b zeigt das Drehen der Achsen in der Achsenfläche, bzw. in s_2 . 12 c entspricht einer schematischen Darstellung in der Kugelprojektion. Die Achsenpole wandern, entsprechend der regionalen Achsenrotation, von links nach rechts über den Großkreis der Achsenfläche.

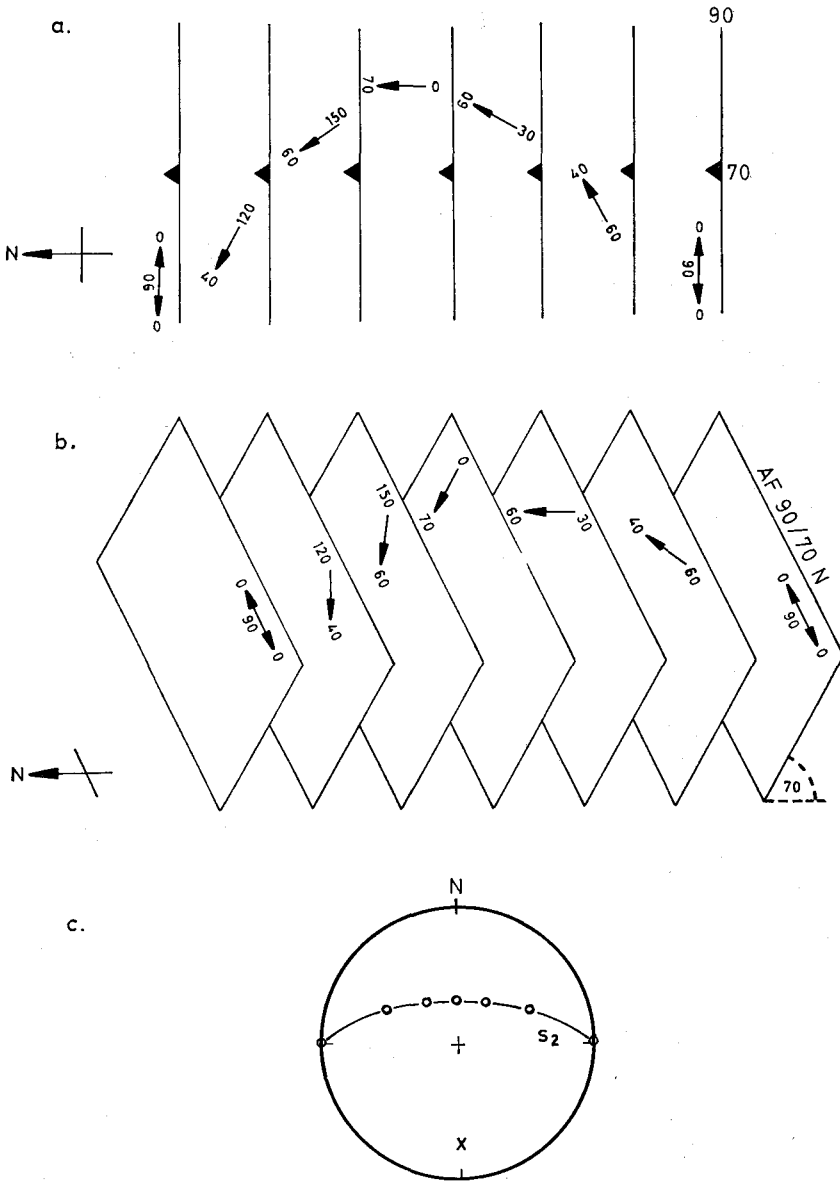


Abb. 12: Schematische Darstellung des Faltenachsenverlaufs bei konstanter Achsenfläche in der Vernagt-Schlinge. a = Horizontalprojektion, c = Stereographische Projektion: Die Achsenpole (o) wandern auf der Spur von s_2 ; x = Pol von s_2 = Pol der Achsenfläche (AF), (vergl. Tafel 5).

Am Oberen Rofenberg hält s_2 ebenfalls die ENE—WSW-Richtung ein. Die Flächen streichen überwiegend 60° — 90° und fallen mit 65° — 85° nach Norden, untergeordnet auch nach Süden ein.

In der Marzell-Schlinge bietet sich ein ganz anderes Bild. Die s_2 -Flächen ändern hier mit dem s_1 - und dem B_1 -Gefüge ihre Raumlage (Tafel 6). Vom Kreuzkamm bis zur Similaum Hütte streicht s_2 bei vertikalem oder steilem Nordfallen 70° — 90° (Diagr. 72, 73, 80—82, 84). Im Schlingenscheitel richten sich die Flächen wieder bis zur Vertikalstellung auf (Diagr. 70, 71, 75), schwenken über E—W in die NW—SE-Richtung (125°) und erreichen im Mutmalkamm schließlich ein Streichen von 140° . Dabei bleibt das vertikale Einfallen erhalten. Ein ähnliches Umbiegen zeigt die steil nach Norden fallende s_2 -Schieferung des Nordabschnittes (Diagr. 65, 66, 67, 68).

Am Ostrand der Marzell-Schlinge, am Mittleren Diemkogel und am Osthang des Mutmalkammes, also bereits im Westschenkel der Venter Schlinge, streichen die Flächen schließlich nahezu N—S und fallen steil nach Westen. Der Ostflügel der Marzell-Schlinge ist also nach Osten gekippt.

Konstruiert man aus den s_2 -Werten eine regionale Krümmungsachse für s_2 , dann erhält man dafür einen Wert von $Pi(s_2)$ - $137^\circ/78^\circ$ NW. Eine ganz ähnliche Achsenlage ergab sich für die aus s_1 ermittelte theoretische Schlingensachse ($B = 125^\circ/79^\circ$ NW).

In den Schlingenrandzonen können s_1 und s_2 annähernd parallel liegen (Diagr. 80—82, 84), ebenso im Schlingenscheitel (Diagr. 70, 71, 75) und in der Zone der theoretischen Achsenfläche (Diagr. 79, 84).

Größere Winkel (bis 40°) zwischen beiden Flächen bestehen im Norden (Diagr. 65—68) und Südosten (Diagr. 76—78 und 83) des Marzell-Gebietes. Aus der Raumlage der s_2 -Flächen und ihrer geometrischen Beziehung zu B_1 und s_1 darf man also schließen, daß das s_2 in der Marzell-Schlinge in die regionale Flächenrotation noch einbezogen wurde.

D. Störungen und Brüche

Störungen und Brüche durchsetzen in großer Zahl die Gesteinsverbände. Eine Bestimmung der Versetzungsbeträge ist wegen des Mangels an Leit-horizonten aber nur selten möglich. Da in fast allen Rinnen und Wasser-rissen kataklastische oder mylonitische Gesteine anstehen, scheinen die Hohlformen meist tektonischen Brüchen zu folgen.

Ein großer Teil der erkennbaren Störungen ist sicher schon voralpidisch angelegt und alpidisch wiederbelebt worden. Voralpidisches Alter ist aber nur für die Fugen mit Sicherheit zu belegen, denen die postkinematischen basischen Ganggesteine folgen. Die basischen Gänge durchbrechen die Gneis-Glimmerschieferverbände diskordant, liegen aber auch, wie im Nord-westen des Vernagt Gebietes, ungefähr in Richtung der Hauptschieferung.

Die meisten Gänge des Vernagt Gebietes streichen etwa NE—SW und fallen mit zirka 50° nach SE ein.

Die Hintergrasl Spitzen werden von mehreren E—Wstreichenden und steil nach S fallenden Störungen durchzogen. Sie verlaufen dort unge-fähr parallel s_1 und bewirken eine starke Mylonitisierung der Paragneise.

Eine ebenfalls E—W streichende große Störungszone ist südöstlich der Vorderen Guslarspitze festzustellen und von dort bis an den Vernagt Bach zu verfolgen.

Im östlichen Vernagt-Gebiet herrschen steil einfallende NE—SW-Störungen vor. Am Wilden Männle (3019 *m*) wird die von Süden heraufziehende, steil stehende Orthogneislamelle mehrfach versetzt und schließlich von einer großen Störung abgeschnitten, die aber nicht weiter zu verfolgen ist.

Die Störungen an der Ostflanke der Talleit Spitze wurden bereits beschrieben (BAUMANN und andere 1967).

Neben den Störungen sind stellenweise zahlreiche Bergzerreißen und Felsabbrüche vorhanden, die vermutlich durch die Druckentlastung beim Schwinden der spätglazialen Gletscher entstanden. Sie folgen teils der Klüftung, teils großen Mylonitonen.

Bei „Auf Plattei“, oberhalb der Mündung des Vernagt Baches, bildeten sich lange Felsrisse und bis zu 2 *m* breite, klaffende Spalten (Tafel 1).

Der nördliche Marzellkamm weist neben einer Vielzahl postglazialer Abbrüche auch zwei Bergstürze auf. Der westliche erfolgte im vorigen Jahrhundert, der östliche vor einigen Jahren.

E. Zur Mechanik der steilachsigen Faltung

Schon bei der Beschreibung der Venter Schlinge zeigte sich, daß eine chronologische Gliederung des Achsengefüges nicht möglich ist und daher auch keine verschiedenalten Bau- und Bewegungspläne für eine Schlinge konstruiert werden können. Die verwickelten, zusammengesetzten Gefüge müssen vielmehr in einem Deformationsgang entstanden sein. Dabei läßt sich zwar ein gewisses Nacheinander der Achsenprägungen erkennen, „Achsgenerationen“ sind aber nicht zu unterscheiden. Es bleibt daher zunächst nichts anderes übrig, als die geometrischen Daten der Gefügeelemente zu prüfen, inwieweit sie sich zu plausiblen Gedankenmodellen steilachsiger Faltungsvorgänge zusammenfügen lassen.

Dabei erweisen sich tektonische Tonversuche als nützliches Hilfsmittel. Obwohl natürlich kein Modellversuch den tatsächlichen Ablauf der steilachsigen Faltung adäquat widerzuspiegeln vermag, vermitteln die Versuche doch eine Vorstellung von der Vielfalt möglicher Teilbewegungen und ihrem Zusammenwirken, die allein gedanklich kaum zu erlangen ist. Bei diesen Versuchen wird auch klar, daß die plastische Verformungskomponente eine solche Verzerrung der Strukturen bewirken kann, daß diese sich kaum mehr auf einfache tektonische Koordinaten beziehen lassen.

Für die geometrische Deutung des Schlingenbaues im Vernagt-Gebiet sind mindestens zwei Modelle denkbar: Modell A, mit Faltung um steile Achse; Modell B, mit Faltung um flachere Achse. Mit keiner der beiden Vorstellungen sind aber alle bestehenden Fragen zu beantworten.

Wie bereits dargelegt (S. 58), wurde der im Westen des Vernagt-Gebietes noch erhaltene flachachsige Faltenbau im Bereich der heutigen Schlinge so verformt, daß die Achsen um die Schlingenachse rotieren und im SE-Schenkel der Großfalte nach NE, am Nordrand des Faltenkernes aber nach W einfallen (Tafel 4).

Modell A: Aufgerichtete, flachachsige gefaltete Gneis-Glimmerschieferverbände wurden um eine steile bis vertikale Achse zu einer Schlinge gekrümmt (Abb. 13 a). Damit ist das Umlaufen der Hauptschieferung s_1 und das gegensinnige Einfallen der Achsen zu beiden Seiten des Schlingenkernes verständlich.

Eine sukzessive Versteilung der Achsen nach dem Schlingenscheitel hin ist zu erreichen, wenn die beiden Schlingenschenkel in Scheitelnähe, etwa bei plastischen Verformungen des Gesamtbaues, gegeneinander rotieren. Der Vorgang ist mit einem Blatt Papier leicht zu veranschaulichen (Abb. 13 b). In diesem Falle kann auch eine ältere vertikale Schlingenachse ausgeglättet und durch eine jüngere, weniger steile Achse ersetzt werden. Gleichzeitig mit derartigen Vorgängen können aber auch steile, der Rotationsachse parallele, Faltengefüge entstanden sein.

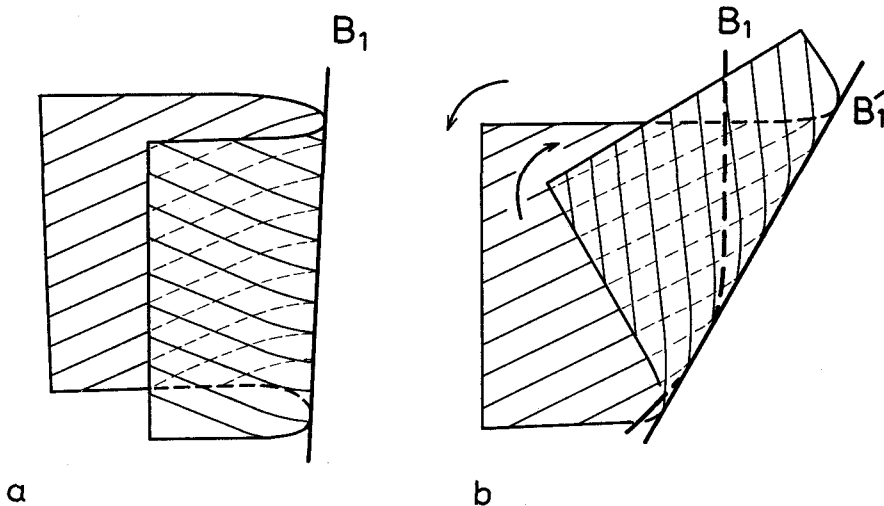


Abb. 13 a: Faltung flach nach E einfallender Achsen um eine steile Achse. 13 b: In einer steilachsigen Falte rotieren die Schenkel gegeneinander. B_1 wird rotiert und verformt. Es bildet sich eine weniger steile Achse B_1' .

Im einzelnen ist natürlich nicht zu unterscheiden, welche der steilen Achsen im Schlingenscheitel ursprünglich eine geringere Neigung besaßen (B_{1f}) und welche primär als steile Achsen (B_{1st}) bei der Ausprägung des Schlingenscheitels entstanden. Beide Typen müssen in Anbetracht der spät- bis postkinematischen Kristallisation der Gesteine ununterscheidbar nebeneinander auftreten.

Da im Schlingenscheitel, zwischen Schwarzkögele und Platteikogel, sowohl steile als auch flache Achsen vorhanden sind, darf man annehmen, daß nicht alle, zusammen mit s_1 rotierten, flachen Achsen (B_{1f}) durch die neuen steilachsigen Faltengefüge (B_{1st}) im Schlingenscheitel ausgelöscht

wurden (vergl. Tafel 5, Diagr. 58, 59). Die Schieferung s_2 ist in diesem Modell gegen Ende der Schlingenbildung entstanden und hat vor allem im Schlingenscheitel, durch den Schnitt von s_1 mit s_2 , steile Achsen erzeugt.

Modell B: Die Gneis-Glimmerschieferverbände wurden um flache (B_{1fl}), etwa E—W-streichende Achsen gefaltet, und zwar so, daß die dabei entstandene Schieferung s_2 (Achsenfläche) schwach nach Norden geneigt ist. Wird dieser Faltenkomplex nun um eine auf s_2 annähernd senkrecht stehende Achse (etwa $R = 145^\circ/40^\circ$ SE) gefaltet, bzw. eingerollt, so entstehen die in Abb. 14 dargestellten Strukturen. In einer dem heutigen Geländeschnitt entsprechenden Fläche K liegen dann in S noch kaum rotierte Achsen. Nach Norden hin gelangt man dagegen zunächst in Bereiche mit steilen und dann wiederum in Zonen mit flachen Achsen. Die Horizontalprojektion der geschnittenen Falten (Fläche K') entspricht dem Gefügebild in Tafel 4 (vergl. auch Abb. 12).

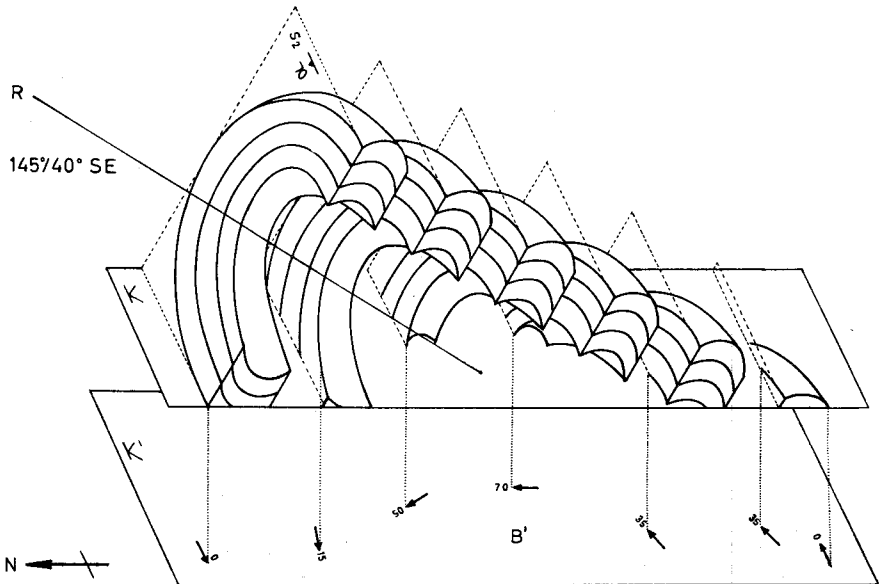


Abb. 14: Modell B zur Deutung des Achsengefüges im Kern der Vernagt-Schlinge. Die gefalteten Gneis-Glimmerschieferverbände werden um eine Achse R ($145^\circ/40^\circ$ SE) annähernd senkrecht s_2 erneut gefaltet. Die Fläche K entspricht dem heutigen Geländeanschnitt, K' der Horizontalprojektion (vergl. Tafel 4).

Das tektonische Grundprinzip ist in beiden Modellen dasselbe: Faltengefüge müssen um annähernd senkrecht dazu angeordnete Achsen gefaltet werden.

Nach Modell A wäre zu erwarten, daß man im Gesteinsgefüge des Schlingenscheitels häufig Überlagerungen von B_{1fl} und B_{1st} trifft. Das ist nicht der Fall.

Nach Modell B müßte gerade in den Gebieten steileren Achsentauchens eine kräftige R-parallele Faltung festzustellen sein, von der auch die Schieferung s_2 erfaßt würde, denn s_2 ist ja in Modell B schon vor der eigentlichen Schlingenbildung entstanden. Davon ist im Gelände ebenfalls wenig zu sehen. Lediglich bei der Auswertung des Flächengefüges im großen nördlichen Amphibolitzug (zwischen Gepatschjoch und Wildspitze) erhält man einen Pi-Pol, der dem geforderten $R = 145^\circ/40^\circ$ SE entspricht. Ähnliche Achsenlagen sind auch vereinzelt am Nordrand des Vernagtferners zu finden (Tafel 4).

Obwohl horizontale Rotationsachsen zum polyaxialen Faltungsstil der Schlingentektonik gehören (BAUMANN und andere 1967), kommt dem Modell A unserer Meinung nach die höhere Wahrscheinlichkeit zu. Einmal entspricht die Faltung um steile Achsen dem tektonischen Stil in den Nachbarstrukturen, zum anderen stehen die relativ einfachen Konfigurationen der Leitgesteine, vor allem des großen Amphibolitzuges, kaum mit der komplizierten Einrollung eines Syn- oder Antiklinoriums in Einklang.

Verglichen mit der Vernagt-Schlinge ist die Marzell-Schlinge relativ einfach gebaut. Die Faltenachsen stehen im gesamten Schlingengebiet steil bis vertikal. Die Leitgesteine kennzeichnen die Struktur klar als nach Osten gekippte, steilachsige Falte mit schwach nach NW geneigter Achse und steiler, etwa NE—SW-streichender Achsenfläche.

Auffallend ist das Verhalten der s_2 -Flächen, die zusammen mit s_1 um die Schlingenachse gekrümmt sind (Tafel 6). Die Faltung muß also noch nach der Entstehung der s_2 -Schieferung angehalten haben (Abb. 15). Das war offenbar im benachbarten Vernagt-Gebiet nicht der Fall.

Die steilachsige Faltung erfaßte auch die Gebiete im Westen und Süden der Marzell-Schlinge. Aufnahmen im Leitertal zwischen der Similaun Hütte und dem Vernagt Stausee im Schnalstal ergaben, daß auf der ganzen Strecke steile Achsen vorwiegen. In südlicher Richtung schließen sich nach SCHMIDEGG (1933 a) die Schlingenbögen des Schnalstales an (Abb. 1).

Ein solcher Faltungsstil setzt eine hohe Teilbeweglichkeit der deformierten Gesteine voraus. Wir haben deswegen von „quasiplastischen“ Deformationen gesprochen, ohne den Begriff näher definieren zu können. Als Hinweis auf starke, bruchlose Dehnungen kann vielleicht das Ausdünnen und Abreißen der Leitgesteinsbänder gelten. SCHMIDEGG (1933 a) hat bereits eine solche Vermutung ausgesprochen. Manche Mächtigungsänderungen und Unterbrechungen der Glimmerschieferzüge in der Karte (Tafel 1) sind unter Umständen aber auch durch die Schwierigkeiten der Gesteinsabgrenzung bedingt. FÖRSTER (1967) hat nach seinen Untersuchungen bei Schneeberg behauptet, die Schlingentektonik gehorche den HELMHOLTZschen Wirbelsätzen. Das ist sicher falsch. Die Verformungen haben sich zwar, dafür spricht die Mineralfazies der Gesteine, bei Temperaturen von mindestens 540° C und einem H_2O -Druck von 7000 Bar abgespielt, damit sind aber noch nicht einmal die Voraussetzungen für eine anatektische Gesteinsmobilisation erfüllt (WINKLER 1967). Die Gneise und Glimmerschiefer werden von zahlreichen Quarzleukosomen durchsetzt; es erfolgte eine starke Plagioklasblastese, und stellenweise zeigen sich Ansätze zur Fließ-Faltung. Echte Quarz-Feldspat-Metatekte findet man aber sehr selten.

Das schließt nicht aus, daß die hochmetamorphen Gesteine der Ötztal-masse mit Migmatiten und palingenen Graniten in Zusammenhang stehen. In den Stubaier Alpen sind im Winnebach-Gebiet typische Migmatite entwickelt (DRONG 1959); außerdem darf man für die Orthogneismassen der nördlichen Ötztaler und Stubaier Alpen insgesamt palingenen Ursprung annehmen.

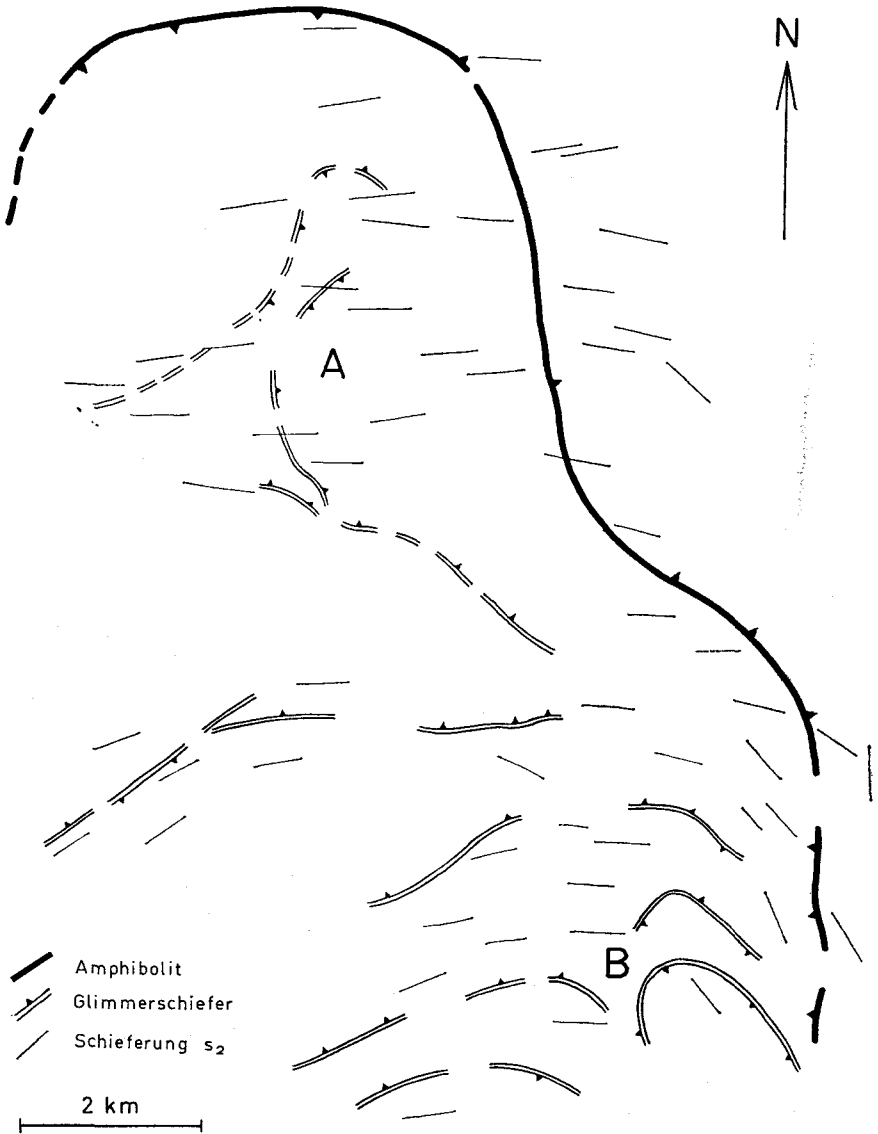


Abb. 15: Genereller Verlauf der Schieferung s_2 in der Vernagt-Schlinge (A) und in der Marzell-Schlinge (B).

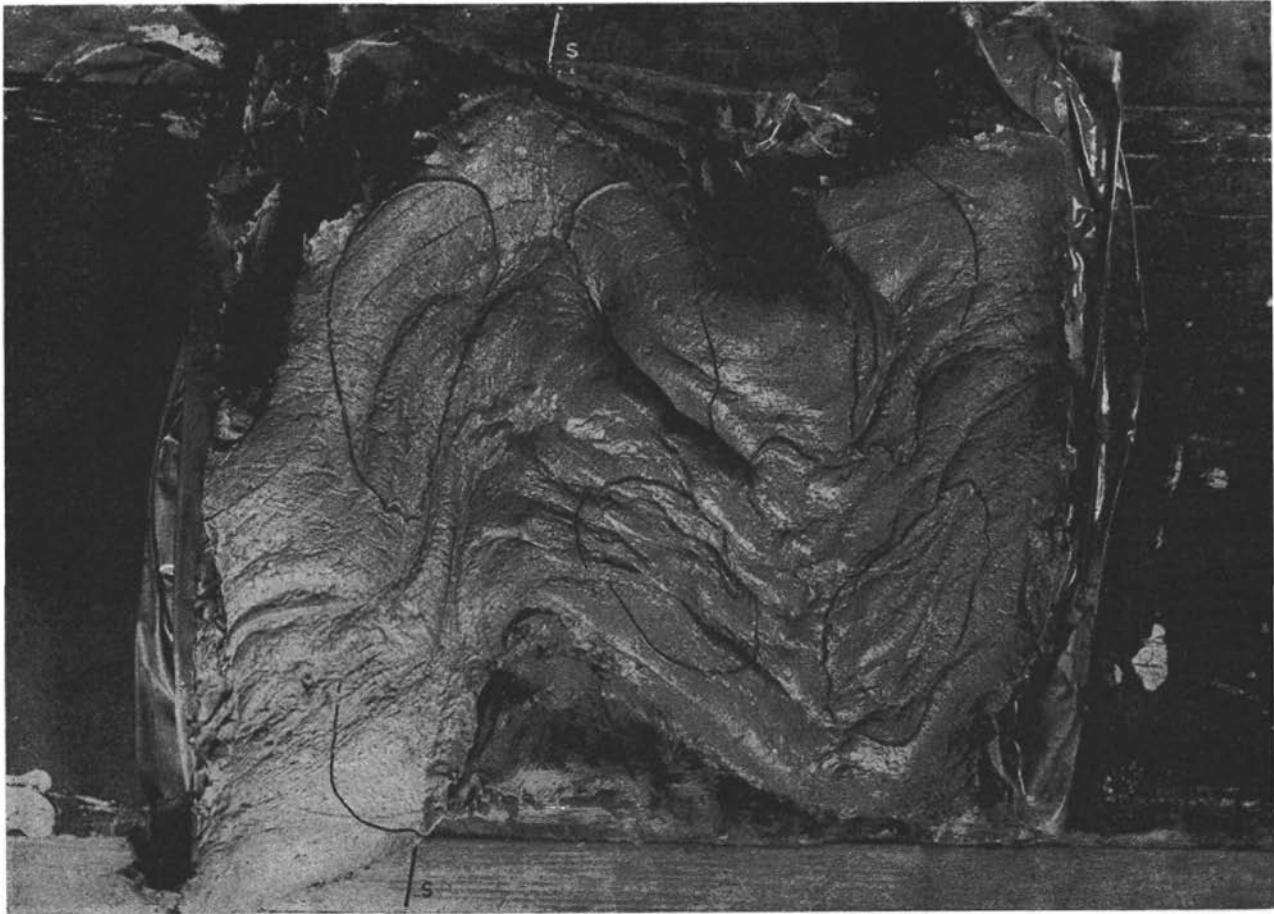


Abb. 16: Verformung eines 50×35 cm großen und 10 cm hohen Tonkuchens. Die in einem ersten Akt eingeeigte und um eine flache Achse gefaltete Tonmasse wurde in einem zweiten Akt um eine vertikale Achse gefaltet. Die inhomogenen plastischen und scherenen Verformungen der Teilbereiche erkennt man an den unterschiedlich deformierten Vorzeichnungen (ursprünglich Kreise). Die Tonmasse wird von zahlreichen Scherflächensystemen durchsetzt, die nacheinander entstanden und unterschiedlich weit rotierten. Die linke Falte beginnt bereits an den markierten Flächen (s) zu zergleiten.

Als weiteres Zeugnis dafür, daß die Gesteine bei der Faltung nicht wie Flüssigkeiten reagierten, kann die starke Beteiligung von scherenden Gesteinsverformungen gelten. FÖRSTER (1967) bestreitet zwar, daß steilachsige Faltung und Scherung zusammenwirkten, die Schieferung s_2 beweist aber den engen Zusammenhang von Faltung und Scherung eindeutig. Auch SCHMIDEGG (1933 a, S. 94) hat angenommen, daß an der Längentaler Störung während der Schlingenbildung Blattverschiebungen von mehreren Kilometern erfolgten. Bei unseren Tonversuchen bildeten sich bei fortgeschrittener steilachsiger Faltung in allen Fällen eine große Anzahl rotierender Scherflächensysteme, an denen die Falten noch vor Annäherung ihrer Schenkel zerglitten (Abb. 16).

Wir können nun die in der Einleitung aufgeworfenen Fragen beantworten:

1. Die im Vernagt-Marzell-Gebiet untersuchten Strukturen entsprechen ihrem Bewegungsmechanismus nach weitgehend der Venter Schlinge. Unterschiede bestehen hinsichtlich der Schlingenform, des Einengungsbetrages und des Ausmaßes achsenparalleler Ausgleichsbewegungen und quasiplastischer Verformungen. Die Schlingen unterscheiden sich daher in ihren Interngefügen.
2. Der Übergang der einzelnen Schlingen vollzieht sich kontinuierlich durch Rotation des Kleingefüges. Brüche können zwar den tektonischen Zusammenhang modifizieren, doch sind keine bedeutenden Störungen zwischen den einzelnen Großfalten zu belegen.
3. Die steilachsige gefaltete Zone geht im Westen des Vernagt-Gebiets durch allmähliche Verringerung des Achsenfallens in flachachsige gebaute Gebirgszonen über. Gleichzeitig stellt sich generelles E—W-Streichen ein. Die steilachsige Faltung des Marzell-Gebietes setzt sich dagegen nach Westen und Süden bis in das Schnalstal, teilweise auch bis in das Etschtal fort (SCHMIDEGG 1965). Die flachachsigen Zonen beginnen hier vermutlich erst zwischen Schnalstal und Matscher Tal.
4. Die tektonische Übersichtskarte der Ötztaler Alpen (SCHMIDEGG 1933 a, 1965) bietet das Bild einer steilachsigen Großfalte, in deren extrem deformiertem Kern quasiplastische Verformungen zu komplizierten polyaxialen Gefügen führten. Trotz aller Unterschiede in den Kleingefügen ist das bisher untersuchte regionale Großgefüge homoax ($B = 115^\circ/65^\circ$ WNW, Vernagt-Schlinge $B = 120^\circ/70^\circ$ NW, Marzell-Schlinge $B = 125^\circ/80^\circ$ NW).

F. Das Alter der Faltung und der Metamorphose

Das Alter der steilachsigen Faltung ist nach den in den Ötztaler Alpen durchgeführten radiometrischen Altersbestimmungen jetzt mit hinreichender Sicherheit belegt (SCHMIDT, JÄGER, GRÜNENFELDER, GRÖGLER 1968).

Da sich in den Rb-Sr-Daten eine starke Metamorphose im Oberkarbon (300—280 Millionen Jahre) abzeichnet, ist auch für die Schlingentektonik variszisches Alter so gut wie sicher. Das von KLEBELSBERG (1935) auf Grund der Lagerungsverhältnisse zwischen Kristallin und Brennermesozoikum

angenommene variszische Alter hat sich also auch chronologisch bestätigt. Daneben kann man aus den Biotitmischaltern auf thermische Ereignisse schließen, die das Altkristallin während der alpidischen Gebirgsbildung beeinflussten. Sie erreichten aber nur im Süden, im Schneeberger Zug, eine solche Intensität, daß sich dort einheitliche Biotitalter von 80 Millionen Jahren ergeben. Damit ist wenigstens in dieser Zone eine jüngere, oberkretazische Metamorphose (Schneeberger Kristallisation) sichergestellt (MILLER, JÄGER, SCHMIDT 1968).

Ein Problem besonderer Art wirft das Alter der Orthogneise auf. Die im Ötztal ermittelten Alterszahlen sprechen nämlich für magmatische Ereignisse an der Wende Ordovizium—Silur (SCHMIDT u. a. 1968, HARRE u. a. 1968).

GRAUERT & ARNOLD (1968) haben ähnliche Zahlen in der Silvretta-Masse erhalten und vermuten hier eine kaledonische Metamorphose und Anatexis. In den Ostalpen fehlen aber sonst sichere Spuren einer kaledonischen Gebirgsbildung.

In der nördlichen Grauwackenzone wurden etwa zur gleichen Zeit intermediäre Vulkanite (Porphyroide) gefördert (MOSTLER 1968). Vielleicht handelt es sich dabei um Oberflächen-Erscheinungen der in der Tiefe vor sich gehenden magmatischen Prozesse.

Auch in anderen Teilen des europäischen variszischen Gebirges, in denen nur schwache oder gar keine kaledonischen Bewegungen zu erkennen sind, ergeben sich ähnliche Alterszahlen, wenn auch die typisch variszischen Werte überwiegen (SCHROEDER 1968).

Allem Anschein nach handelte es sich um einen Magmatismus, der zeitlich zwar in die „kaledonische Ära“ fiel, seiner Funktion nach aber bereits magmatisch-geochemischen Prozessen zuzuordnen ist, die „frühvariszisch“ die orogene Umwälzung im Untergrund der entstehenden variszischen Geosynklinale vorbereiteten.

Literatur

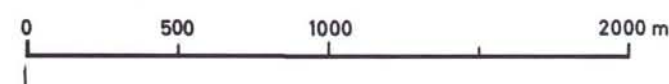
- BAUMANN, M., HELBIG, P. u. K. SCHMIDT: Die steilachsige Faltung im Bereich des Gurgler und Venter Tales (Ötztaler Alpen). — Jb. Geol. B. A. Wien, 110, 1—72, 1967.
- DRONG, H. J.: Das Migmatitgebiet des Winnebachgranits (Ötztal — Tirol) als Beispiel einer petrotektonischen Analyse. — Tschermaks min. petr. Mitt., VII, 1—69, 1959.
- FÖRSTER, H.: Kristallisation und Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges. — Geol. Rdsch. 56, 480—494, 1967.
- FUCHS, H.: Petrographische und gefügekundliche Untersuchungen im Kristallin der Ötztaler Alpen: Das Gebiet der Vernagt-Schlinge. — Unveröff. Diplomarbeit, TH München, 1965.
- GRAUERT, B. u. A. ARNOLD: Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke und des Gotthardmassivs. — Contr. Min. u. Petrol., 20, 1, 34—56, 1968.
- HAMMER, W.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt Nauders (5245). — 62 S., Wien 1923.
- : Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Bl. Ötztal (5146). — 58 S., Wien 1929.
- HANKE, H.: Quartärgeologische Untersuchungen im inneren Ötztal. — Jb. Geol. B. A. Wien 85, 191—223, 1935.

- HARRE, W., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, P., WENDT, I. u. K. SCHMIDT: Rb/Sr- und K/Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen des Ötztalkristallins (Ostalpen). — Geol. JB., 86, 797—826, Hannover 1968.
- HOEPPENER, R.: Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. — Geol. Rdsch. 45, 247—283, 1956.
- HOINKES, H., DREISEITL, E., HOWORKA, F., LAUFFER, I., QUECK, H., SCHNEIDER, W. u. H. SLUPETZKY: Combined water, ice and heat budget investigations in the Austrian Alps, Part I, Mass budget of Hintereisferner and of Kesselwandferner 1964 to 1966, Part II, Climatic conditions and atmospheric circulation in relation to glacier mass budget. Final Report, UNESCO Contract NS/2803/65, 1967.
- KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol. — 872 S., Berlin 1935.
- KRÖNER, A.: Petrographische und gefügekundliche Untersuchungen im Kristallin der Ötztaler Alpen: Das Gebiet der Marzell-Schlinge. — Unveröff. Diplomarbeit, TH München, 1965.
- MILLER, D. S., JÄGER, E. u. K. SCHMIDT: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brenner Mesozoikums und am Muskovit-Granitgneis von Vent (Ötztaler Alpen). — Eclogae Geol. Helv. 60, 537—541, 1968.
- MOSTLER, H.: Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 18, 89—150, 1968.
- PURTSCHELLER, F.: Zur Gliederung der Metamorphose im Bereich des Ötztaler-Stubaier-Alt-kristallins. — Joanneum, Mineral. Mitteilungsblatt 1/2 1967, 80—85, 1967.
- RUDOLPH, R.: A brief account of the geography of the Central Oetzal Alps with special reference to its glaciology. — Bull. IASH VIII^e Année 2, 126—131, 1963.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. — Bd. 2, 215 S. Wien 1948.
- SCHMIDEGG, O.: Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen. — Verh. Geol. B. A. 1933, 83—95, 1933 (a).
- : Der Bau der südlichen Ötztaler-Stubaier-Alpen. — Mitt. deutsch-österr. Alpenverein 6, 130—132, 1933 (b).
- : Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. — Verh. Geol. B. A. 1964, 27—47, 1964.
- SCHMIDT, K.: Zum Schlingenbau tiefer Gebirgsetagen. — Krystalinikum 3, 133—156, Prag 1965.
- SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M. u. N. GRÖGLER: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges. — Eclogae Geol. Helv. 60, 529—536, 1968.
- SCHROEDER, E.: Das variszische Gebirge. — Grundriß der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik Bd. 1, 238—261, Berlin 1968.
- SENARCLENS-GRANCY, W.: Zur Glazialgeologie des Ötztals und seiner Umgebung. — Mitt. Geol. Ges. Wien 49, 257—313, 1956.
- WENK, E.: Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. — Schweiz. min. petr. Mitt. 14, 196—278, 1934.
- WINKLER, H. G. F.: Die Genese der metamorphen Gesteine. — 2. Aufl., 273 S., Berlin-Heidelberg 1967.

Geologische Karte des Vernagt-Marzell-Gebietes



- Biotit-Muskovit-Plagioklasgneis (Schiefergneis, Gneisglimmerschiefer)
- Schiefergneis mit Feldspatknoten u. Staurolith
- Quarzite in Schiefergneisen
- Granatglimmerschiefer
- Mineralreiche Glimmerschiefer (granat-, staurolith-, distenführende Glimmerschiefer)
- Staurolith- u. feldspatknoter reiche Muskovitschiefer
- Quarzite
- Biotit-Granitgneis
- Augen- u. Flasergneis
- Muskovit-Granitgneis
- gebänderte u. massige Amphibolite
- Diabase, Quarzdiabase, (d) Diabasporphyr (dp)
- Graphitschiefer
- Moränenwälle
- Schuttkegel
- Störungen
- Hauptschieferung (gs)

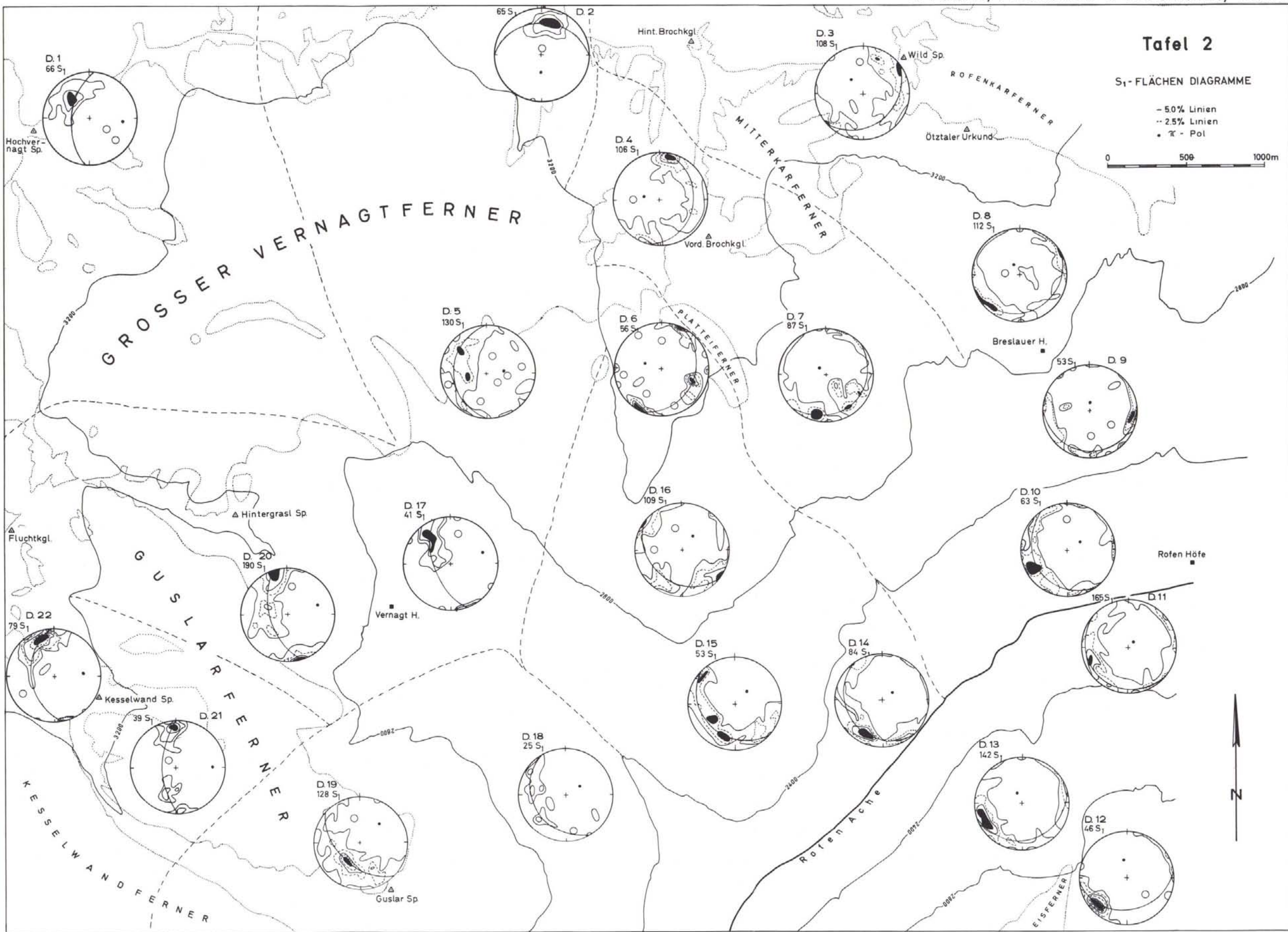


Tafel 2

S₁-FLÄCHEN DIAGRAMME

- 5.0% Linien
- 2.5% Linien
- π - Pol

0 500 1000m

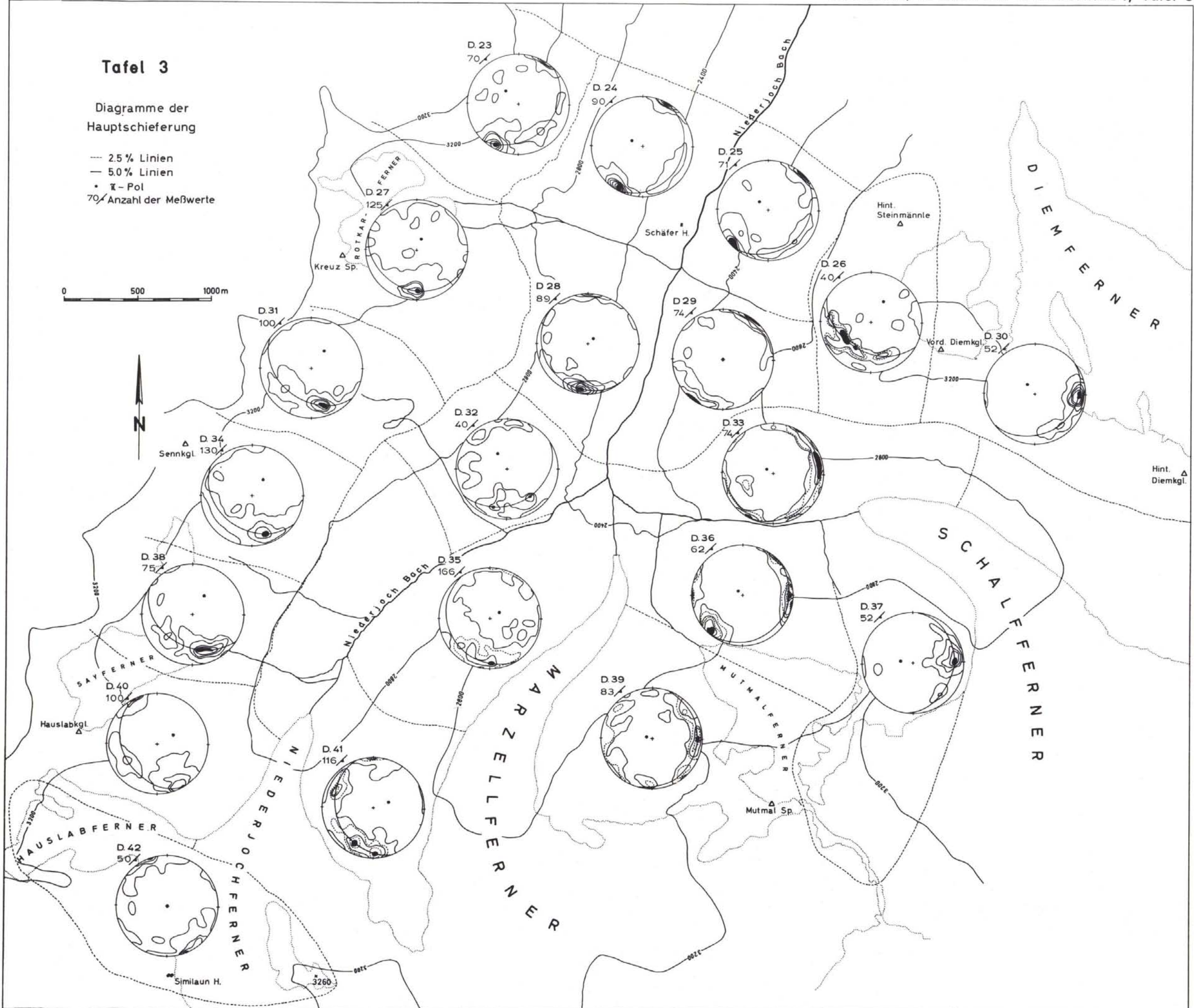


Tafel 3

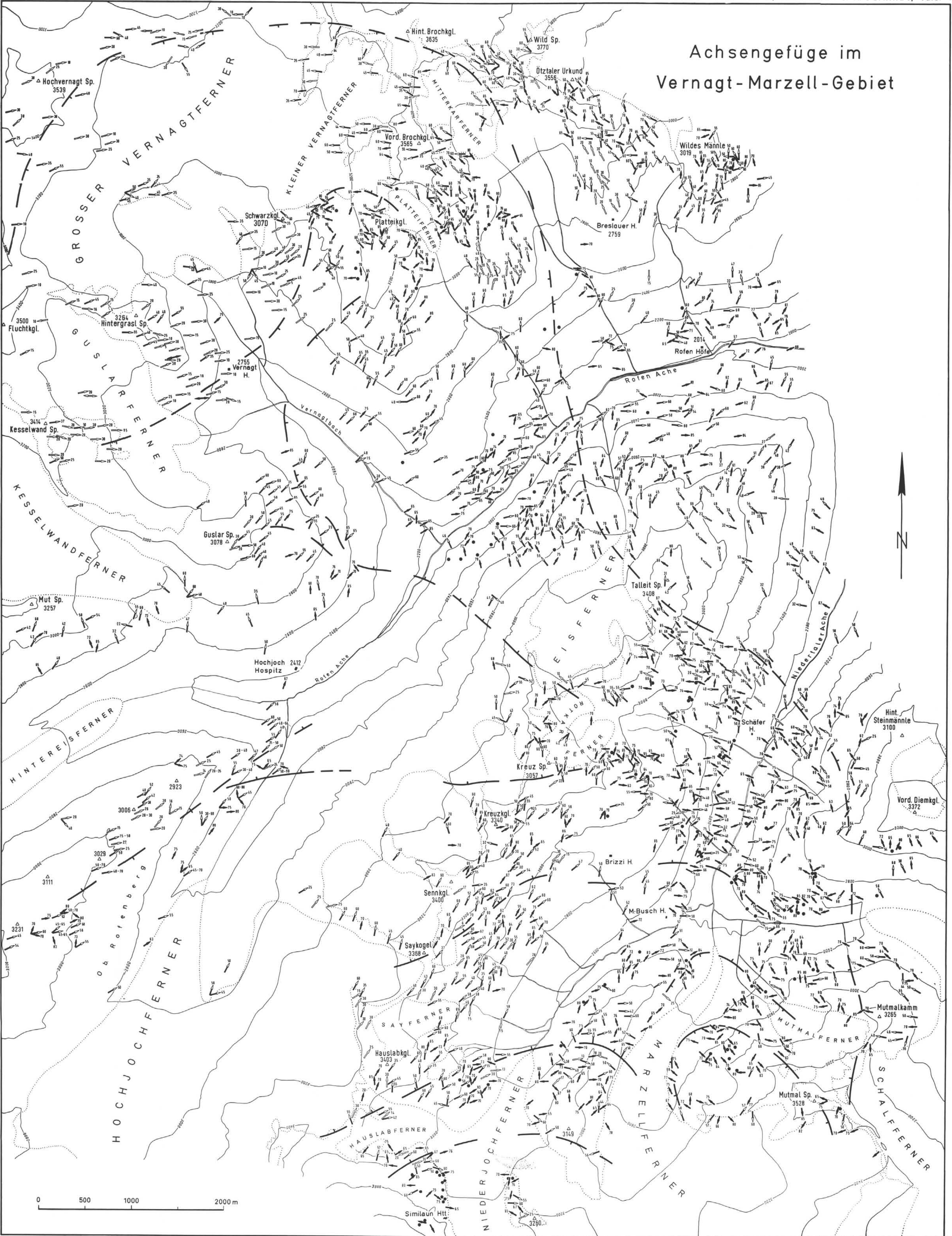
Diagramme der
Hauptschieferung

- 2.5% Linien
- 5.0% Linien
- \bar{x} -Pol
- 70/ Anzahl der Meßwerte

0 500 1000m



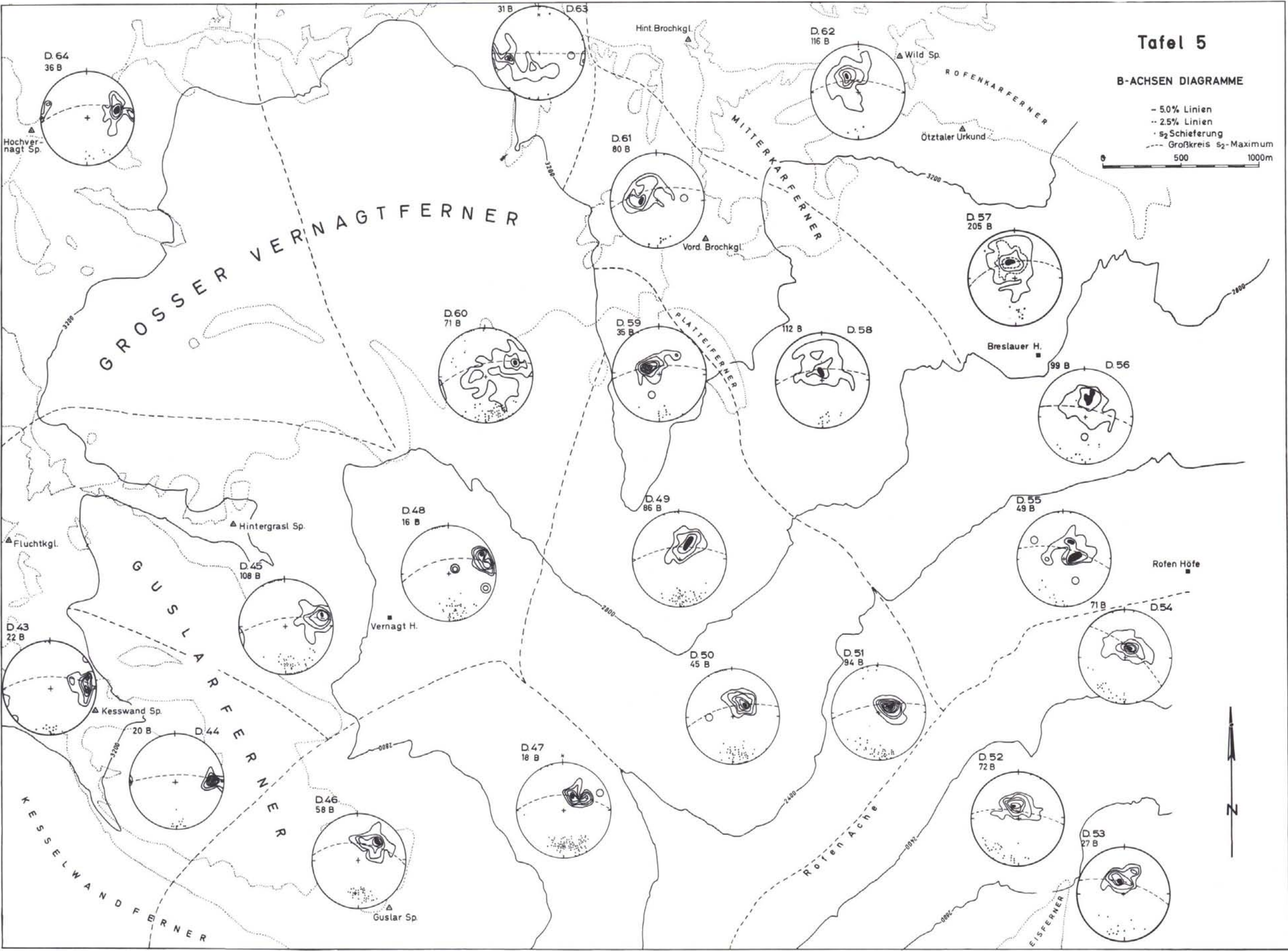
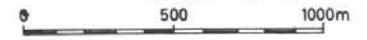
Achsengefüge im Vernagt-Marzell-Gebiet



Tafel 5

B-ACHSEN DIAGRAMME

- 5.0% Linien
- - 2.5% Linien
- s₂ Schieferung
- - - Großkreis s₂-Maximum



Tafel 6

Faltenachsen-Diagramme

- 2.5% Linien
- 5.0% Linien
- s_2 Schieferung und Achsenebenen
- Großkreis s_1 -Maximum
- Großkreis s_2 -Maximum
- 70/ Anzahl der Meßwerte

0 500 1000m

