

**UNIVERSITE DE NEUCHATEL  
FACULTE DES SCIENCES  
INSTITUT DE GEOLOGIE**

**Bau und Strukturen des nördlichen  
Aarmassivs und seiner Sedimente  
zwischen dem Sustenpass und  
Grindelwald, Berner Oberland**

Thèse

présentée à la Faculté des Sciences de l'Université  
de Neuchâtel (Suisse) pour l'obtention du grade de  
Docteur ès Sciences.

par

**ANDREAS KAMMER**

**DIRECTEUR DE THESE: Professeur Francis Persoz**

**MARS 1985**

# IMPRIMATUR POUR LA THÈSE

Structure et déformation de la bordure nord  
du massif de l'Aar entre le col du Susten  
et Grindelwald

de Monsieur Andreas KAMMER

---

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL

FACULTÉ DES SCIENCES

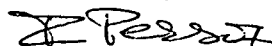
La Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel  
sur le rapport des membres du jury,

Messieurs F. Persoz, J.-P. Schaer, A. Pfiffner  
et E. Niggli (Berne)

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 14 juillet 1989

Le doyen:



F. Persoz

## RESUME

Ce travail présente une analyse géométrique du contact sédiment - cristallin de la bordure N du massif de l'Aar (chapitres 1 et 2) et une description de la déformation des roches cristallines et sédimentaires (chapitres 3 et 5). Dans un dernier chapitre sont exposés les résultats sur la déformation des ooides du Blegi-oolite, la déformation intracristalline du quartz du grès de base et du cristallin et des analyses géochimiques des tectonites du cristallin.

Dans le cadre de la structure régionale du massif, un nouveau concept est présenté selon lequel la déformation du massif se concentre en deux zones appelées zone de Fernigen et zone de Jungfrau. A ces zones de déformation sont associés des chevauchements qui se sont effectués le long de failles d'extension horizontales et à pendage N. Les parties cristallines internes, dont le contact sédiment - cristallin est supposé horizontal, reposent sur les parties externes avec contacts à plongement N. Ces chevauchements peuvent être intégrés dans une structure en éventail des différentes unités du vieux cristallin et s'accordent avec l'ondulation actuelle du massif, en étant minimales dans les dépressions et maximales dans les culminations.

Le fabrique planaire du cristallin se compose d'une schistosité et de deux clivages que nous interprétons comme clivages conjugués. Une particularité du fabrique planaire est son orientation constante et la discordance générale entre la schistosité et le plan principal XY de l'ellipsoïde de déformation fini, ce qui implique une activation simultanée de plusieurs structures planaires. Nous attribuons les structures planaires du cristallin principalement à un seul champ de déformation.

Les microstructures sont classées en distinguant une composante de déformation dite ductile liée à la séricitisation des feldspaths et une composante de déformation dite cassante qui se manifeste par la fracturation et la déformation intracristalline des composantes relativement rigides. Le style de déformation peut être caractérisé par la prédominance d'un certain type de microfractures.

Dans les sédiments calcaires nous distinguons un niveau structural plus interne, plissé conformément au soubassement et un niveau plus externe avec des couches imbriquées parallèlement au chevauchement des nappes helvétiques. Dans les coupes où les nappes helvétiques sont involuées par le cristallin chevauché, l'association structurale dite interne s'étend sur tout l'autochthone, tandis que dans les coupes où le chevauchement des nappes helvétiques garde une orientation constante, les plis et les schistosités de la partie interne sont brusquement remplacés par les imbrications et les schistosités de la partie externe. Avec ces deux styles de déformation les sédiments sont l'unité la moins compétente entre le cristallin plissé et les nappes

helvétiques chevauchées.

Le granite de l'Aar se compose en grande partie de lamelles gneissiques, granitiques, voire aplitiques qui sont déformées différemment. Plutôt qu' à une déformation régionale d' âge éventuellement alpin, nous attribuons l'évolution de ces structures à l'intrusion du granite, confirmé par la coïncidence des orientations de certains clivages et des aplites.

L'analyse des ooides nous a fourni un moyen pour estimer le raccourcissement du contact sédiment - cristallin. Un problème se pose quant aux différents types de déformation du cristallin qui est censé avoir subi une déformation plane et des sédiments qui présente des ooides aplaties. Ce problème n'a pu être résolu d'une manière satisfaisante.

Les orientations des lamelles subbasales et des axes c des quartz provenant du grès de base et du cristallin sont difficiles à interpréter, probablement à cause d'une déformation très hétérogène à l' échelle du grain.

Dans les phyllonites l'analyse chimique a permis de mettre en évidence des pertes considérables de Na et de Si et un apport moins significatif de K et de Fe.

STRUCTURAL FEATURES OF THE NORTHERN AAR MASSIV IN  
THE BERNESE OBERLAND

Andreas Kammer

11, rue Emile-Argand, 2000 Neuchâtel 7 (Suisse)

In the Bernese Oberland some beautiful sections through the uprising cristalline basement of the Aar massiv and its sedimentary cover are exposed. Within a short distance the contact to the mesozoic sediments is uplifted by more than 2000 m. This rapid rise affects also the thrust surface of the overlying Helvetic nappes which may be overturned in places. Within the basement a recumbent thrust individualizes to the W folding the underlying sediments into a syncline (fig.1 and fig.2). The axial plane of this syncline is in its inner part slightly N dipping and dies out rapidly beneath the thrust surface of the Helvetic nappes. Its inward continuation may be looked for in one or several sedimentary trails infolded into the basement. The basement enclosing the syncline consists of the same lithological unit, an anatectic complex belonging to the old cristalline of the Aar massiv. To the S a gneissic complex borders this first unit separated by a mylonitic zone in which sediments of presumably upper carboniferous age are pinched in. These mylonites haven't been reactivated by alpine movements, as the contact to the triassic sediments is not displaced. They have to be associated with a late hercynian event.

In the basement two conjugate sets of fracture cleavages, a corresponding S dipping schistosity and numerous faults are developed. Structures associated to the schistosity are well exposed in the lower part of the Urbachtal, where cover and basement are increasingly deformed from N to S. To the N the contact is displaced by faults which parallel the schistosity. To the S a more ductile behaviour sets in. The contact is deformed into open anticlines separated by tight synclines. This pattern is developed in a less pronounced way in the thrust part of the basement. The original horizontal length of the segments separated by the synclines may be approximated by measuring the little deformed mid Triassic Röti dolomite. Compared to the actual horizontal extent the segments separated by the faults to the N have almost retained their original length, whereas those to the S have undergone a horizontal shortening of 80%. The transition from non deformed part to the segments showing this constant value is very rapid.

The effects associated to the cleavage and fault planes may be studied in the allochthonous basement or the Mettenberg. The sedimentary trail beneath it turns out to be a symmetrical syncline. This excludes a transport of the allochthonous crystalline mass by shear along this syncline. Instead the late hercynian mylonitic zones may be displaced by veins of m along horizontal extensional faults. Another set of N dipping extensional faults are found in the basement immediately overlying the sedimentary cover. Along both horizontal and N dipping faults sediments may be pinched in.

The rocks were deformed at lower Greenschist<sup>facies</sup> conditions with an estimated temperature of 300°C and a pressure of 2 kb for the alpine metamorphism. Microscopic studies reveal that deformation was initiated by a cataclastic stage during which the conjugate sets of cleavage planes were generated, followed by the formation of the schistosity. The initial development of this fabric must be of late hercynian age. This may be inferred from the following:

- Under the little deformed contact to the mesozoic cover the basement is strongly deformed in places.
- The schistosity passes gradually into the hercynian mylonitic zones.
- Recrystallised quartz grains which are closely associated to the formation of the schistosity are reworked in the transgressive triassic quartzose sandstone.
- Biotite is stable in schistose parts adjacent to the mylonitic zones but breaks down to chlorite in alpine shear zones displacing the contact to the sediments.

We have to conclude that the alpine movements took place essentially by a reactivation of the preexisting fabric. Even the sedimentary trail of the Mettenberg has been infolded along a preexisting mylonitic zone. The horizontal shearing that transported the basement to its allochthonous position was accomplished by the reactivation of the flat lying fracture cleavage that formed in the early cataclastic stage of deformation.

In summary the combination of both plane strain coplanar to the schistosity and the horizontal simple shear have contributed to the big scale structure of the Northern border of the massiv. This is also evidenced by curved quartz fibres in extension veins as well as by several sets of vein arrays, which indicate when looking E a general clockwise rotation of the incremental extension directions during the alpine deformation.

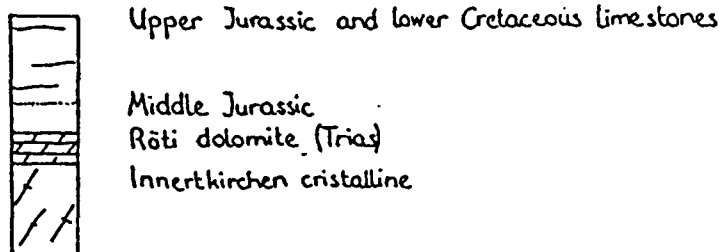
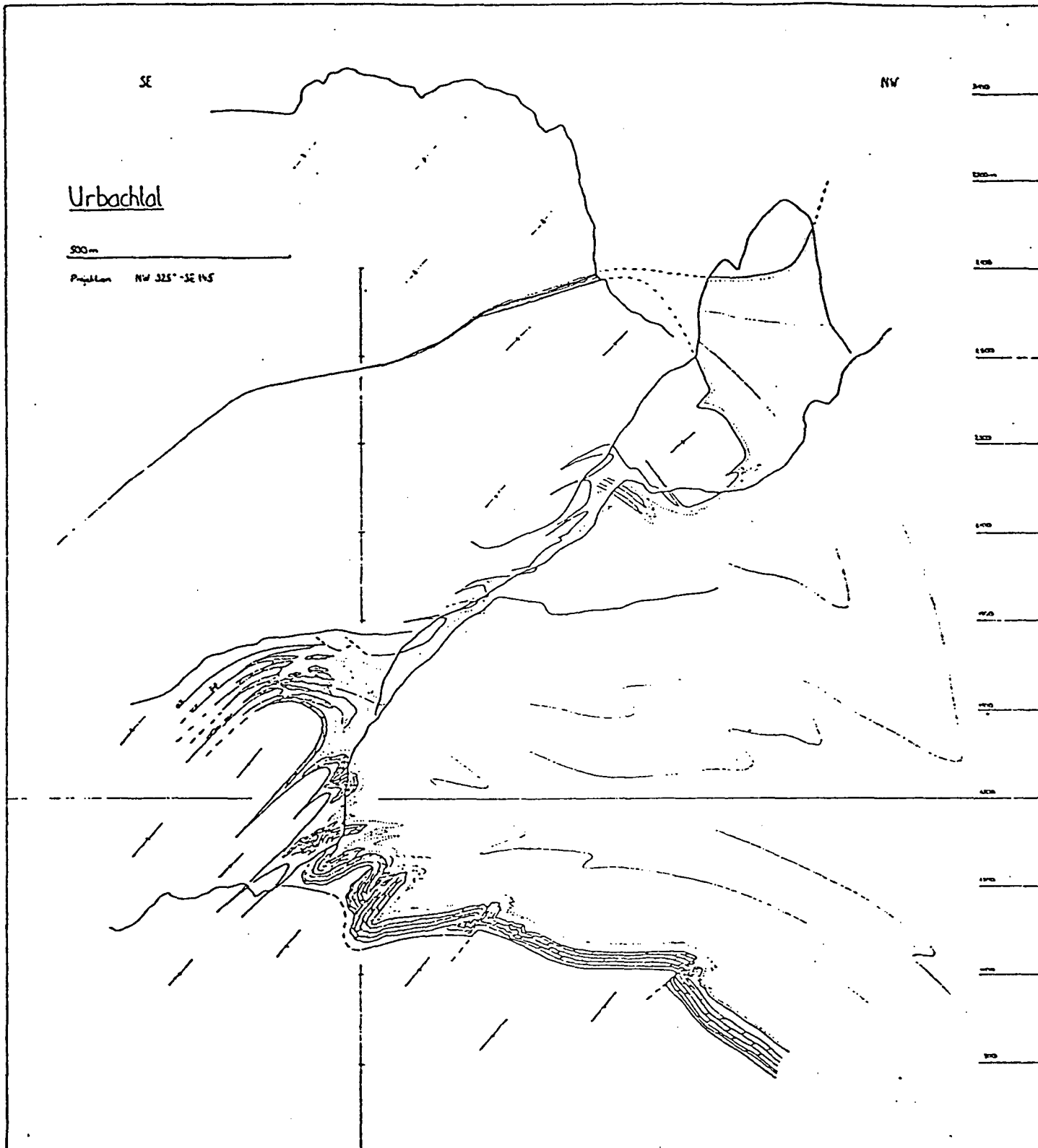


Fig.1. Vertical section of the Urbachtal  
(12 km NE of Grindelwald)

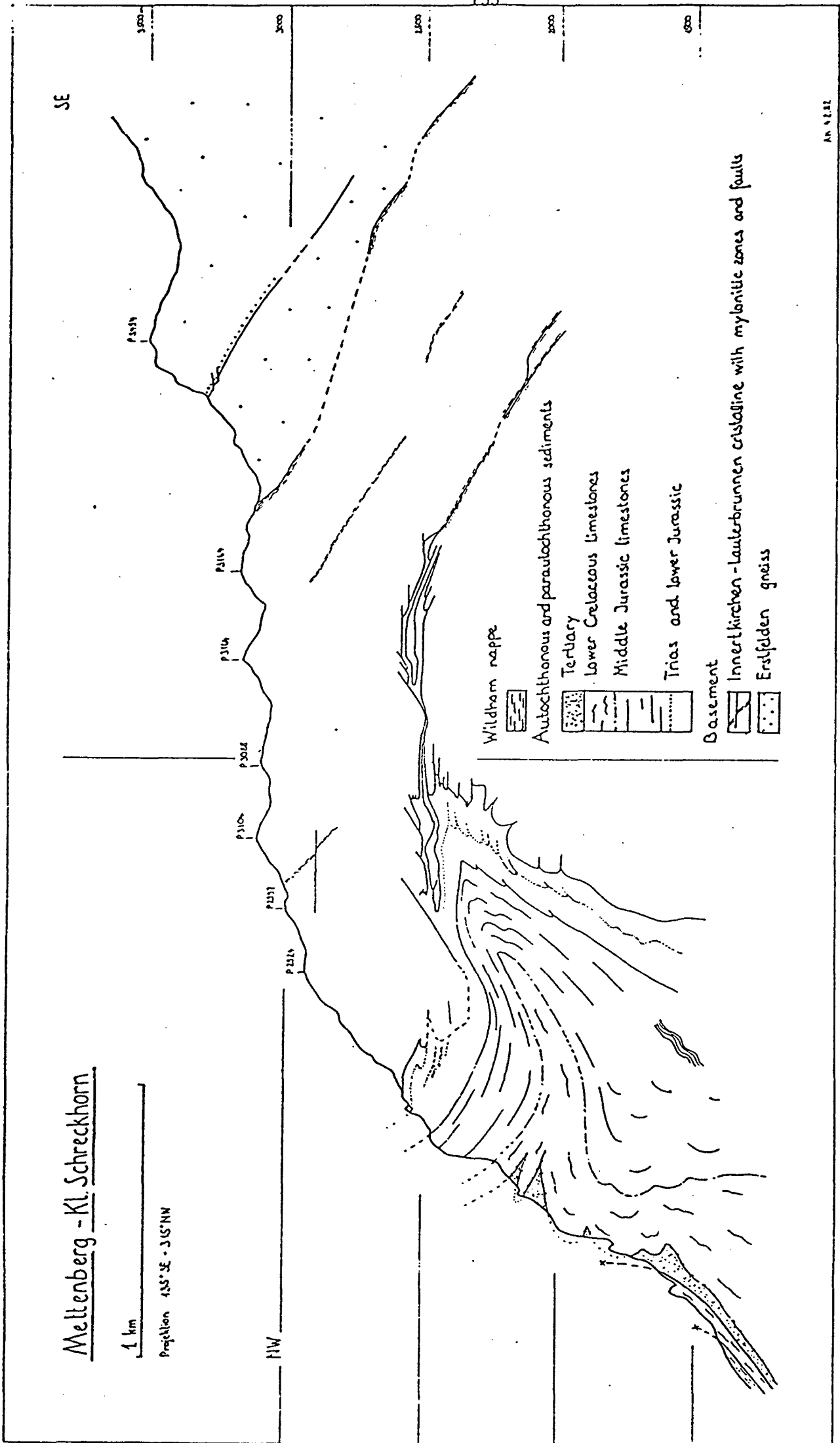


Fig.2 Vertical section of the lower Schreckhorn range at Grindelwald

## Evolution de deux zones de déformation à la bordure N du massif de l'Aar

Andreas Kammer

11, rue Emile-Argand, 2000 Neuchâtel 7 (Suisse)

Le massif de l'Aar est un socle hercynien et se constitue dans sa section transversale de différentes unités lithologiques, le granite de l'Aar et les unités du vieux cristallin. Celles-ci sont séparées par des mylonites tardihercyniennes à fort pendage S. L'ensemble de ces unités dessine une structure en éventail, qui est liée à une déformation croissante vers les parties profondes et que nous attribuons à la déformation alpine. L'éventail se prolonge au S du massif du Gotthard (fig.).

Au NW du massif la déformation se concentre en deux zones disposées en relais, où le socle est fortement mylonitisé. Ces zones sont associées à une élévation brusque de plus de 2000m de la surface socle-couverture. Les parties internes et élevées de ces zones sont peu déformées et chevauchantes, formant ainsi la bordure N de la structure en éventail. Ce chevauchement s'effectue par des failles d'extension horizontales et à pendage N. Sur la figure la longueur des hachures exprime le taux de chevauchement.

Le poster présentera les implications mutuelles du socle et de sa couverture mésozoïque, l'évolution latérale et un modèle cinématique de ces deux zones de déformation.

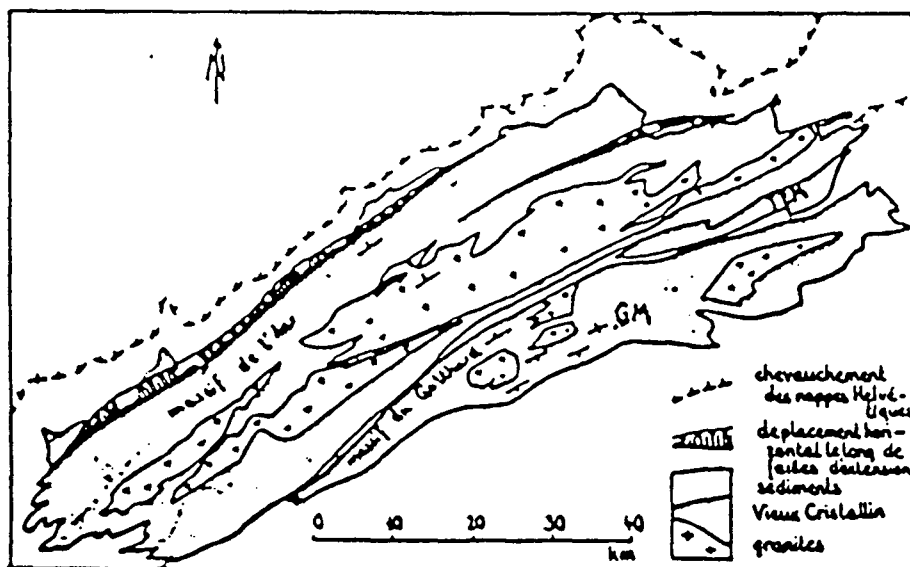


Figure: Les massifs externes des Alpes centrales et la situation des zones de déformation à la bordure N du massif de l'Aar.

Travaux présentés au cours de l'élaboration de la thèse  
et publication

---

Kammer, A. (1982): Structural features of the Northern Aar Massiv in the Bernese Oberland, Switzerland.- Abstract in: Intern. Conf. on Planar and Linear Fabrics of Deformed Rocks, Mitt. ETH Zürich, N.F. 239a, 150-153.

\_\_\_\_\_ (1984): Evolution de deux zones de déformation à la bordure N du massif de l'Aar.- Résumé dans: Chevauchement et déformation, Lab. de géologie-pétrologie et de tectonophysique, Univ. Paul Sabatier, Toulouse.

\_\_\_\_\_ (1985): Bau und Strukturen des nördlichen Aarmassivs und seiner Sedimente zwischen dem Sustenpass und Grindelwald, Berner Oberland.- Thèse non publié, Univ. de Neuchâtel.

\_\_\_\_\_ (1989): Alpidische Verformung des aarmassivischen Nordrandes.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.69, 37-53.

(Résumé de la thèse de doctorat)

---

Un exemplaire complet de la thèse est déposé à l'Institut de Géologie et à la bibliothèque centrale de l'Université ainsi qu'à la bibliothèque nationale.

# Alpidische Verformung des aarmassivischen Nordrandes

von *Andreas Kammer*<sup>1</sup>

## Abstract

The planar fabric of the basement rocks of the Aar massif comprises a south dipping schistosity and a flat and steep lying set of cleavage planes which are symmetrically arranged about the schistosity and which are interpreted to be conjugate. If one attributes these three types of planes to one deformation act, one has to admit a divergence between the flattening plane of the finite strain ellipsoid and the schistosity as the flat lying cleavage planes are prevailing over the steep cleavage planes. A further argument for such a divergence relates to the fact, that the schistosity retains a constant dip throughout the complex folds of the northern border of the massif and its variably oriented axial planes.

The basement rocks show a strain dependent differentiation into felsic lozenges or lenses, which are brittle deformed and into phyllitic deformation zones. The elongate competent bodies are generally obliquely arranged to the schistosity, however, they merge into the axial planes of the folded sediments and trace continuously curved planes which gradually flatten towards the contact between the basement and sedimentary rocks.

The constant attitude of the planar fabric may be explained by a discontinuous brittle deformation principally by shear along the flat lying cleavage planes. The differentiation however which accompanied the formation of the internal structures within the basement, developed conformably to the axial planes of the folded sediments and supposedly parallel to the flattening plane of the finite strain ellipsoid.

The microstructures are of a domainal type and are composed of lenses of clasts and a predominantly phyllitic matrix which evolved mainly by the sericitisation of the plagioclases. They are classified into examples of brittle and ductile deformation, according to the predominance of trans-, respectively intragranular shear fractures and intragranular tension fractures.

*Keywords:* Basement, sedimentary rocks, contact, fabric, deformation, Aar massif, Switzerland.

## Résumé

Dans le massif de l'Aar deux clivages s'associent à une schistosité de pendage sud, l'un à fort l'autre à faible pendage, et se répartissent symétriquement par rapport à la schistosité. Si on attribue à cette fabrique planaire un champ de déformation unique, il faut admettre une divergence entre le plan d'aplatissement de l'ellipsoïde de la déformation finie et la schistosité, en raison de la prédominance du clivage de faible pendage par rapport à son pendage conjugué. Un autre argument d'une telle divergence se rapporte au fait que la schistosité retient un plongement constant à travers les plis au contact entre le gneiss et les sédiments et leurs plans axiaux variables.

Les gneiss déformés montrent une différenciation interne en losanges ou lentilles compétentes et en zones phylliteuses, qui s'accroît avec le taux de déformation et dont les allongements dévient du plan de la schistosité. Ces structures cependant s'unissent avec les plans axiaux des sédiments plissés en assumant des inclinaisons de plus en plus faibles au contact entre le gneiss et les sédiments.

L'attitude constante de la fabrique planaire s'explique par une déformation de cisaillement discontinue qui s'est déroulée principalement le long des clivages à faible pendage. La différenciation entre les parties compétentes et riches en quartz et les zones phylliteuses a eu lieu conformément aux plans axiaux des sédiments plissés et supposément parallèles au plan d'aplatissement de l'ellipsoïde de la déformation finie.

Les microstructures se composent de lentilles de clastes et d'une matrice phylliteuse qui dérivent principalement de la sericitisation des plagioclases. Elles ont été classées en termes de déformation cassante et ductile selon la prédominance des microfissures cisailantes et de tension.

<sup>1</sup>Universidad Industrial de Santander, Apartado Aéreo 678, Bucaramanga, Colombia

## 1. Einführung

Im Aarmassiv zeichnen sich anhand der eingefalteten autochthonen Sedimente zwei massivinterne Verformungszonen ab, die hier als Fernigen- und Jungfrauzone bezeichnet werden. Sie treten in den Einheiten des nördlichen Altkristallins auf und erfassen das Gestein im km-Bereich. Die Verformung ist ausgesprochen inhomogen und zeichnet sich nebst einer unterschiedlich ausgebildeten Schieferung durch das Auftreten zweier konjugierter Flächenscharen auf.

Bei dieser an sich schon komplexen Verformung stiessen schon die ersten Erforscher der tektonischen Verhältnisse des Aarmassivs auf einen merkwürdigen Tatbestand: Die Schieferung behält ihre etwa 50° südfallende Lage des Massivintern auch in den verfalteten und überschobenen Kristallinanteilen des Nordrandes bei (Abb. 6a und 7a) und steht im allgemeinen schief zu den Achsenflächen des verfalteten Sediment-Kristallin-Kontaktes. Auf diese Verhältnisse machte ESCHER VON DER LINTH (1839) in seinen skizzenhaften Profilen des Mettenberges und des Urbachtales aufmerksam, und sein Begleiter B. Studer (STUDER, 1851) sah in dieser Diskontinuität lange Zeit ein Argument einer postsedimentären Gneisintrusion.

BALTZER (1880) verifizierte dieses diskordante Schieferungsfallens durch Messungen und führte eine scharfe Polemik gegen HEIM (1878), der in seinem «Mechanismus der Gebirgsbildung» den Beobachtungen Studers nicht glauben will und in seinen Profilen die Schieferung in den überschobenen Kristallinanteilen eine flache Lage annehmen lässt. In seiner «Geologie der Schweiz» fasste Heim dann allerdings die von den zitierten Autoren gefundenen und weitere denkbare Verhältnisse meisterhaft zusammen (HEIM, 1921, Abb. 49).

Die Frage nach der eigentümlichen Konstanz des Schieferungsfallens ist seither nicht mehr aufgegriffen worden, trotz der z. T. annähernd 90° betragenden Diskordanz zur nordfallenden Schieferung der Sedimente (Abb. 6a).

In der folgenden Untersuchung werden wir klar zwischen Flächen und deren räumlicher Anordnung, d. h. zwischen Gefüge und Strukturen zu unterscheiden haben.

## 2. Geologischer Überblick

Wir beschränken uns im folgenden auf die Tektonite der Jungfrauzone, die sich in der nördlichsten Einheit des aarmassivischen Altkristallins, im Innertkirchner Kristallin, befindet (Abb. 1). Das Innertkirchner Kristallin wird gegen den sich

südlich anschliessenden Erstfelder Gneis durch eine spätherzynische Mylonitzone abgegrenzt, die den triadischen Sediment-Kristallin-Kontakt nicht versetzt und somit während der alpidischen Orogenese nicht reaktiviert worden ist. Innerhalb der nördlich davon gelegenen Jungfrauzone sind die autochthonen Sedimente mit dem Grundgebirge verfaultet und verschuppt und geben bei einer Abwicklung Verkürzungen von bis zu 50% an (KAMMER, 1985). Über der Verformungszone liegt wenig verformtes Kristallin, dessen Überschiebungsbetrag dem Ausmass der Verformungszone entspricht.

Das Innertkirchner Kristallin setzt sich aus Biotitgneisen zusammen und enthält migmatitische Bereiche (RUTISHAUSER, 1973; LABHART, 1977). Die Stoffbänderung liegt etwa parallel zu seiner südlichen Begrenzung.

Die autochthonen Sedimente beginnen mit einem etwa m-mächtigen Basissandstein, an den sich der triadische Rötidolomit und geringmächtige Kalke des Doggers anschliessen. Diese sogenannten Zwischenbildungen werden von den über 300 m mächtigen Hochgebirgskalken des Malms und der unteren Kreide überlagert (ROHR, 1926, MUELLER, 1938).

Die alpidische Metamorphose erreichte im nördlichen Aarmassiv eine Temperatur zwischen 300° und 350° und ein Druck von 2kb (FREY et al., 1980).

## 3. Gefügeflächen des Mesobereichs

Die Schieferung bildet mit Serizit belegte Trennflächen und trägt ein steil abtauchendes Streckungslinear. Weitständigere konjugierte Gefügeflächen, die wir kurz als «Schieferflächen» bezeichnen (vgl. dt. Handwörterbuch der Tektonik), stellen im einzelnen diskrete Brüche bis Runzelschieferungen dar. Sie gliedern sich in eine schwach und eine stark südfallende Schar und enthalten die Schieferung etwa in ihrer Winkelhalbierenden (Abb. 2a).

Grössere Brüche bilden Trennflächen im m-Bereich und weisen Quarz-Chlorit-Epidotbeläge auf, deren abgesetzte Striemungen Verschiebungssinne angeben. An den steilstehenden Brüchen hob sich der nördliche gegenüber dem südlichen Flügel an, während an den flachliegenden Brüchen das Hangende gegenüber dem Liegenden nach Norden vorrückte. Entsprechende Schersinne zeichnen sich auch an den asymmetrischen Fältelchen der Runzelschieferungen ab.

Zerrklüfte treten in zwei verschiedenen Ausbildungen auf (Abb. 2a). Eine erste Art beschränkt sich auf kompetente, oft leicht boudinierte Lagen

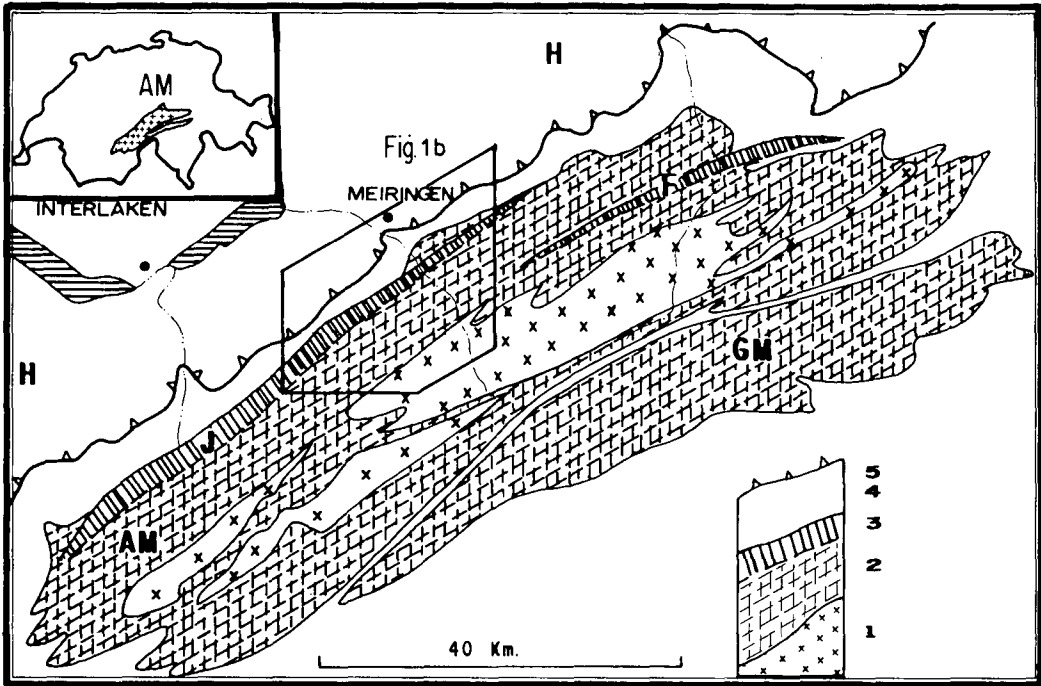


Abb. 1 Geologische Stellung und lithologische Einheiten des Aarmassivs.

Abb. 1a: Allgemeine geologische Situation. - Abkürzungen: AM Aarmassiv, GM Gotthardmassiv, H Helvetischer Deckenbereich, J Jungfrauzone, F Fernigenzone, 1 Zentraler Aaregranit und verwandte Gesteine, 2 Altkristallin, 3 überschobenes Kristallin der Fernigen- und Jungfrauzone, 4 autochthone Sedimente, 5 helvetische Hauptüberschiebung.

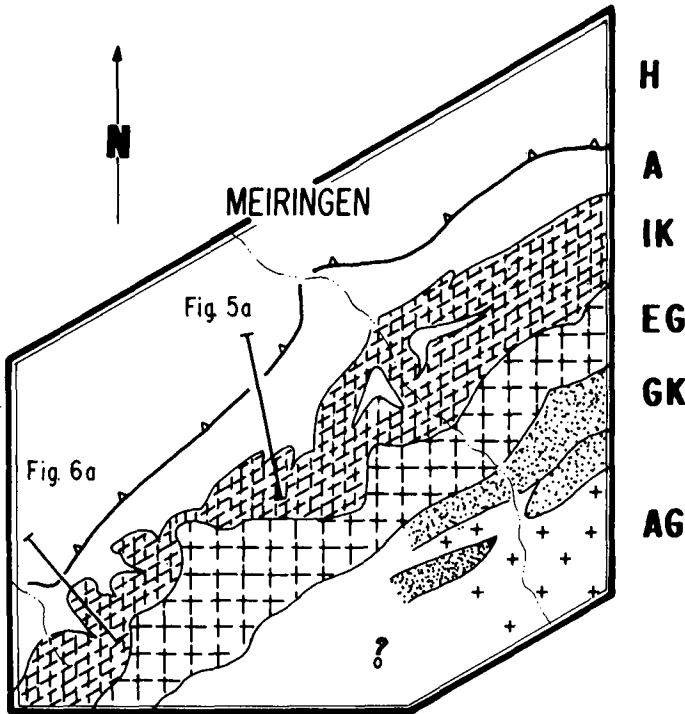


Abb. 1b: Ausschnitt der Abb. 1a und Lage der Profilinien des Urbachtals (Abb. 6) und Mettenbergs (Abb. 7) - Abkürzungen: AG Zentraler Aaregranit, GK Guttannen Kristallin, EG Erstfelder Gneis, IK Innertkirchner Kristallin, A autochthone Sedimente, H helvetischer Deckenbereich.

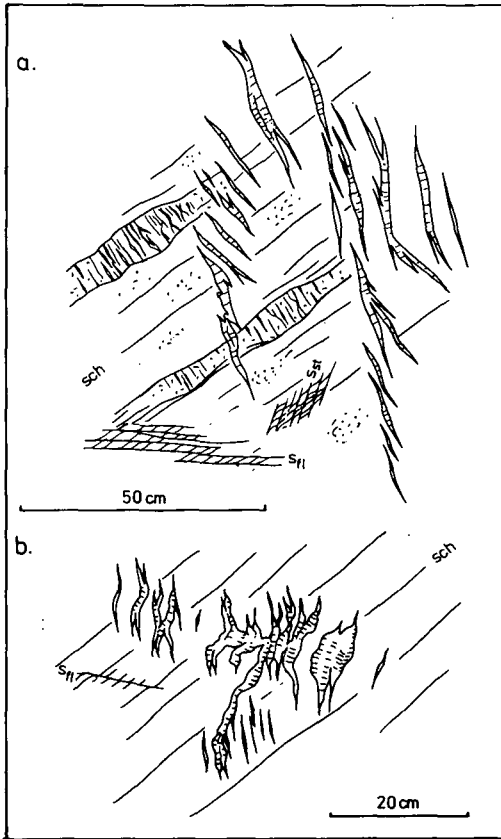


Abb. 2 Gefüge im Erstfelder Gneis, Unterer Grindelwaldgletscher. - Abkürzungen:

Z<sub>1</sub> Zerrklüfte in en-échélon-Anordnung,

Z<sub>2</sub> Zerrissen in kompetenten Lagen,

sch Schieferung und Gneisbänderung,

sfl flache Schieferflächen mit dextralem Schersinn,

ssf steile Schieferflächen mit sinistralen Schersinn.

Abb. 2a zeigt die beiden Arten von Zerrklüften, während Abb. 2b teilweise leicht verfaltete Zerrklüfte aus einer Scherzone wiedergibt.

und besteht aus unregelmässigen, feinen, senkrecht zur Bänderung stehenden Risschen. Eine zweite Art tritt in Form grösserer Klüfte unabhängig von der Bänderung in en-échélon-Anordnungen auf, in denen sich Scherrichtungen abzeichnen, die den Spuren der Schieferflächen nahekommen.

Zerrklüfte haben sich oft an Brüchen oder Scherzonen und von diesen ausstrahlend gebildet (Abb. 5) und weisen dem Schersinn entsprechende, abgebogene Umriss auf (Abb. 2b). Diese Beobachtungen weisen auf eine synkinematische Entstehung der Zerrklüfte.

Das konstante Fallen von Schieferung und Schieferflächen illustrieren zwei Gefügestereogramme des basalen und überschobenen Kristallins des Urbachtals (Abb. 3a und 3b).

Wir ordnen alle soweit aufgeführten Gefügeelemente nur einem Verformungsfeld zu. Dazu bewegen uns folgende Gründe:

- Setzen wir als Näherung die Schieferung mit der XY-Ebene des finiten Verformungsellipsoides gleich, so sind auch die Schieferflächen mit ihren konjugierten Schersinnen und die Dehnungsrichtungen und en-échélon-Anordnungen der Zerrklüfte mit diesem Ellipsoid verträglich.

- Fassen wir die Abbildungen 4a bis 4c als Verformungssequenz auf, so lassen sich spröduktile Bereiche ausscheiden, in denen die Schieferflächen mit zunehmender Verformung enger geschart auftreten. Gleichzeitig entwickeln sich aber auch phyllitische Zonen, in denen die Schieferung dominiert oder als einziges Gefügeelement ausgebildet ist.

- In spröde verformten Bereichen bestehen an Brüchen unterschiedliche Versetzungsverhältnisse, indem zwar meistens flachliegende Brüche steilstehende Brüche versetzen, es aber auch umgekehrte Verhältnisse gibt, was mit einer synchronen Aktivierung vereinbart werden kann. Letzteren Fall dokumentiert LABHART (1966) mit Aufnahmen aus einem Druckstollen des Triftgebietes.

Ein erweitertes Konzept drängt sich allerdings für Fälle auf, in denen eine Schar von Schieferflächen deutlicher ausgebildet ist und aus deren Vorherrschen auf eine Divergenz von Schieferung und XY-Ebene des Verformungsellipsoides geschlossen werden muss. Am Nordrand des Aarmassivs sind in der Regel die flachen Schieferflächen deutlicher entwickelt und definieren Scherzonen, wie sie die Abbildungen 4 und 5 zeigen. Bei der Verteilung der Zerrklüftpole fällt zudem auf, dass sie im allgemeinen flacher als die Streckungslineare nach Süden einfallen, was mit dem intensiven Auftreten der flachen Schieferflächen in Einklang steht (Abb. 3b).

Die Schieferung behält ihre bänderungsparallele Orientierung also auch bei offensichtlich schiefer Beanspruchung bei, indem sich an den Schieferflächen unterschiedliche Scherungen ergeben haben.

#### 4. Interne Strukturen

Eine interne Strukturierung des Kristallins ergibt sich aus der spezifischen Anordnung der Schieferflächen und Scherzonen, die kompetentere rauten- bis linsenförmige Bereiche umschliessen und, wie schon hingewiesen wurde, mit zunehmender Verformung stets kleinere Abmessungen einnehmen. Wegen der engständigeren Scharung der flachliegenden Bruch- oder Scherzonen weisen die kompetenten Körper oft rhomboederförmige

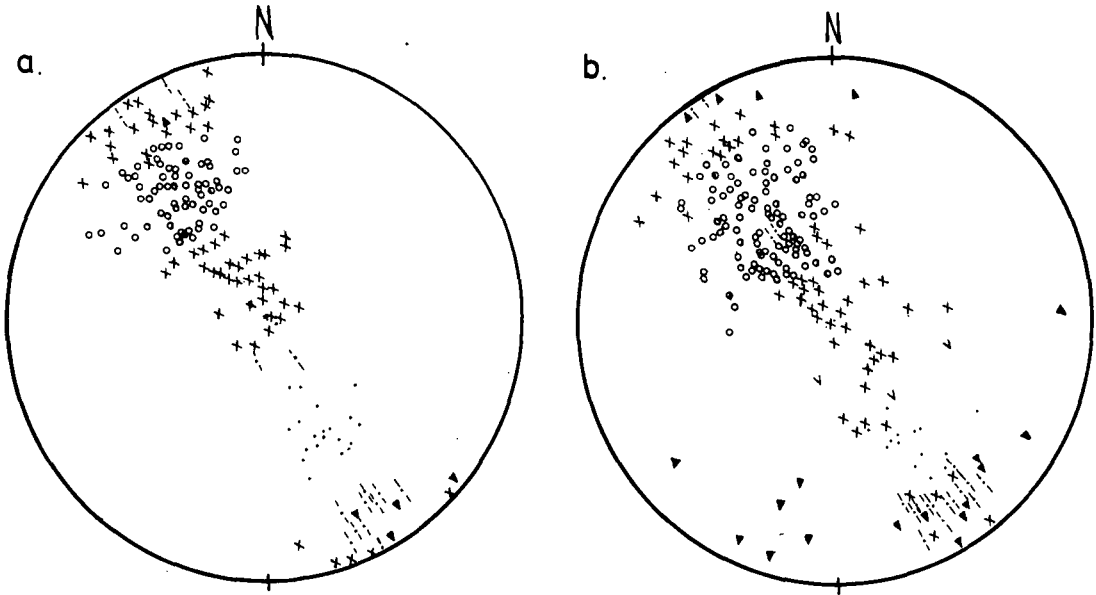


Abb. 3 Gefügediagramme des basalen (Abb. 3a) und überschobenen Kristallins (Abb. 3b) vom Urbachtal (flächentreue Projektion der unteren Halbkugel). - Symbole: ○ Pol der Schieferung, × Pol einer Schieferfläche, ▲ Pol einer Zerrkluft, ● Linear der Schieferung, ! Linear einer Schieferfläche.

Querschnitte auf, deren lange Diagonalen etwas schief zur Schieferung stehen.

In den mässig verformten Übergangsbereichen zwischen basalem und überschobenem Kristallin treten die steilen Schieferflächen zurück. Die Rauten werden hier an ihrer Stelle durch schieferungsparallele Verformungszonen begrenzt.

In den wenig verformten überschobenen Kristallinanteilen liegen nur noch flach liegende Schieferflächen und Scherzonen vor. Das Kristallin weist hier eine laminare Internstruktur auf (Abb. 4d).

In den stark verformten basalen Teilen des Kristallins treten nebst den bisher besprochenen rauten- auch linsenförmig begrenzte kompetente Bereiche auf, die oft verkieselt und in diesen Fällen ausschliesslich spröde verformt sind. Sie werden von phyllitischen Zonen begleitet und weisen in der Regel etwas abweichende Orientierungen gegenüber der regionalen Gneisbänderung und Schieferung auf.

Aus dem bisher Dargestellten ergibt sich folgender scheinbarer Widerspruch: Die Strukturen, oder vielmehr die die kompetenten Bereiche begrenzenden Verformungszonen, werden einerseits von den raumkonstanten Gefügeflächen aufgebaut, haben jedoch selbst Orientierungen, die mit den Gefügeflächen nicht übereinstimmen. Dieser Widerspruch erklärt sich jedoch, wenn wir beobachten, dass die Gefügeflächen auch schief zu

ihnen stehende Verformungszonen aufbauen (Abb. 5).

## 5. Kontaktstrukturen

Am Sediment-Kristallin-Kontakt haben sich möglicherweise in Analogie zu «mullions» an Grenzflächen verschieden kompetenter Medien mehr oder weniger konzentrische, gegen die Sedimente vorgestülpte Falten gebildet, die durch schmale Sedimenteinkeilungen getrennt werden (Abb. 6a).

Für ihre Untersuchung gibt der Basissandstein einen nützlichen Bezugshorizont ab, da er sich mit dem Grundgebirge verfaltete und nur in Ausnahmefällen von letzterem abgeschert vorliegt, somit also die ursprüngliche Kristallinoberfläche nachzeichnet.

Im unteren Teil des Urbachtalprofils (Segment a-b in Abb. 6a) entsprechen sich die Orientierungen der kristallinen Faltenkerne und der Schieferung, so dass letztere als Achsenflächenschieferung des verfalteten Sediment-Kristallin-Kontaktes angesprochen werden kann. Diese Falten stehen jedoch in auffallend hohem Winkel zur leicht nordfallenden Achsenflächenschieferung der Hochgebirgskalke. In den Sedimentkeilen ist der Basissandstein beidseitig in etwa gleicher Mächtigkeit ausgebildet. Lokale Ausdünnungen weisen

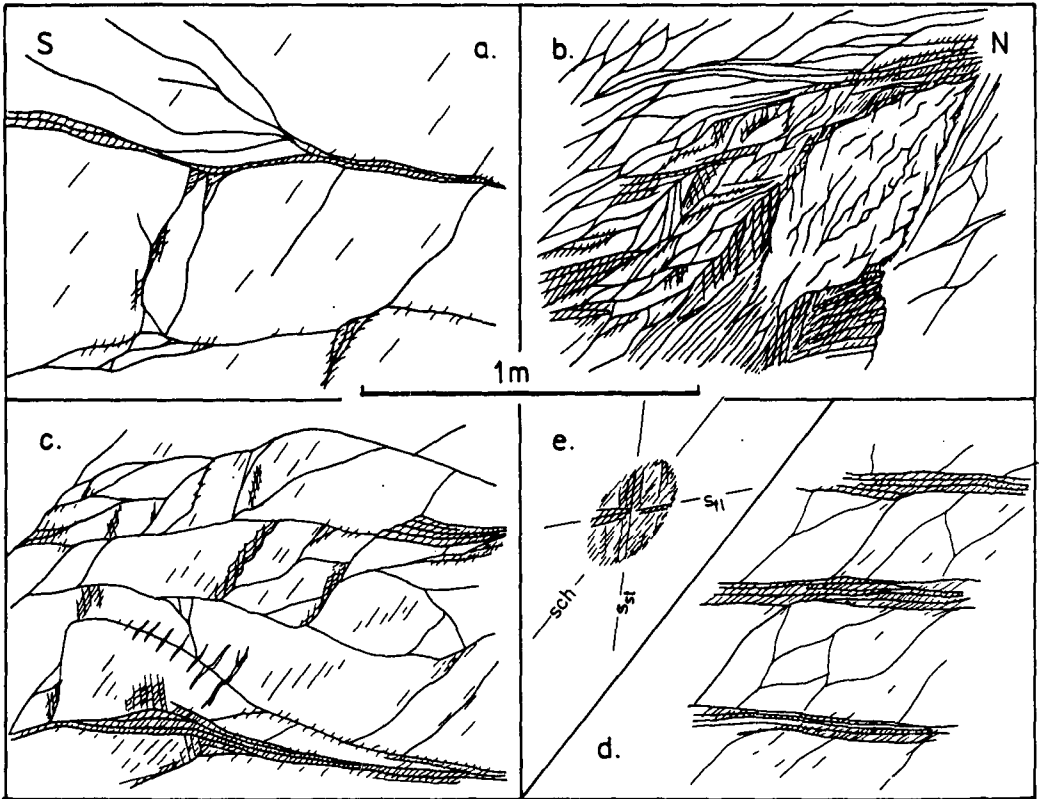


Abb. 4 Gefüge und Strukturen aus vier unterschiedlich verformten Bereichen des Innertkirchner Kristallins. Die angegebenen  $R_s$ -Werte sind Achsenverhältnisse der Verformungsellipse und wurden aus der Abwicklung der Sedimente am Sediment-Kristallin-Kontakt abgeschätzt (KAMMER, 1985).

a: vorherrschend bruchhafte Verformung, unteres Urbachtal;  $R_s = 1.7$ .

b: sprödduktil verformtes Kristallin mit flachliegenden Scherzonen, Gadmental;  $R_s = 4$ .

c: sprödduktil verformtes Kristallin mit kompetenter spröde verformter Linse, Urbachtal;  $R_s = 30$ .

d: Verschertes, überschobenes Kristallin vom Urbachtal;  $R_s = 2$ .

e: Schema zur Orientierung der Gefügeflächen. -

sch: Schieferung,  $s_{f1}$ : flache Schieferflächen mit dextralem Schersinn,  $s_{f2}$ : steile Schieferflächen mit sinistralen Schersinn, sl.

auf schieferungsparallele Dehnungszonen hin (Abb. 6b).

Im oberen Teil dieses Profils (Abb. 6a, Segment c-d und Abb. 6c) bilden die Achsenflächen der Keile Winkel von bis zu  $35^\circ$  mit dem regionalen Fallen der Schieferung und gehen kontinuierlich in die Achsenflächenschieferung der Hochgebirgskalke über. Der Basissandstein ist hier in den Verkehrtchenkeln gegenüber den Normalschenkeln stärker ausgedünnt.

Am Mettenberg (Abb. 7a) ist an der Grenze zwischen überschobenem und flachliegendem Kristallin ein schmaler, vorerst flachliegender Sedimentkeil ausgebildet, der sich nach Süden versteilt, jedoch noch in seinen tieferen Teilen

flacher als die Schieferung liegt. Entlang des Keiles werden die Sedimente entlang kleinerer Kristallinlamellen verdoppelt oder vervielfacht (Abb. 7a, Lokalitäten a und b). Im unteren Teil dieses Keiles ist der Basissandstein des Normal- und Liegendschenkels gleichmächtig ausgebildet und setzt stellenweise beidseitig aus, so dass relativ wenig verformtes Kristallin mit der regionalen, diskordant zum Keil stehenden Schieferung direkt an die ausgezogenen Sedimente grenzt. Entlang der horizontal liegenden Kristallinlamellen des oberen Teiles des Keiles (Abb. 7a, Segment b-c und Abb. 7b) und des steil nordtauchenden Kontaktes ist der normallagernde Basissandstein im allgemeinen wiederum mächtiger entwickelt.

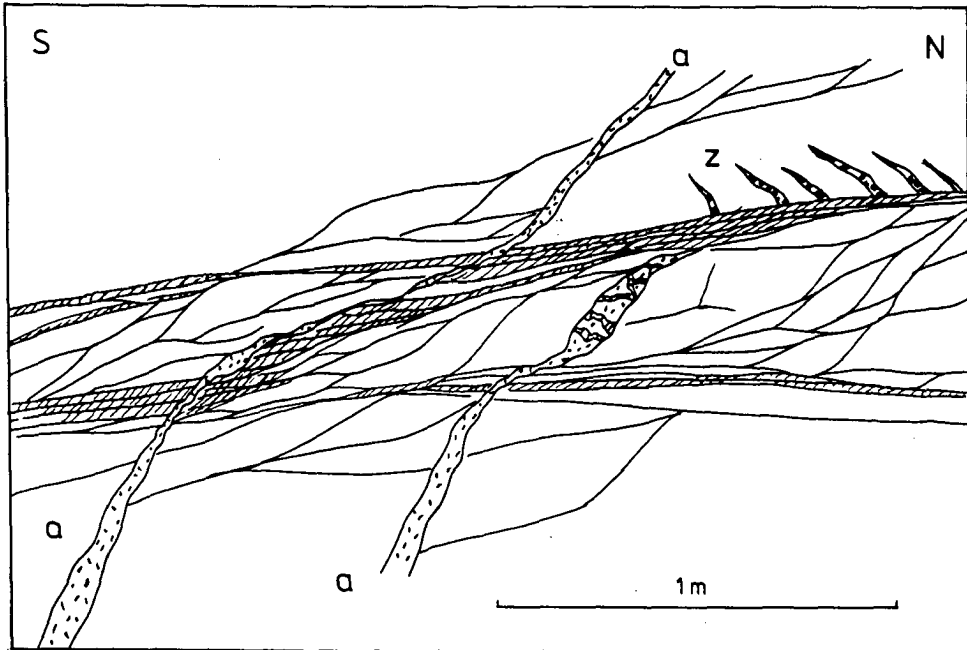


Abb. 5 Scherzone im Innertkirchner Kristallin, Untere Trift. - a: verschleppte Aplitgänge, z: Zerrklüfte, die sich an einer Scherzone gebildet haben.

An der Stelle, an der sich der Keil mit der Synklinalen der Malm- und Kreidekalke vereinigt (Abb. 7a, Lokalität c und Abb. 7b), sind die Kristallinlamellen verschieden weit in die Sedimente vorgepresst worden und liegen z. T. völlig losgelöst vom Grundgebirge vor, so dass sich auch ihre rückwärtigen Begrenzungen definieren lassen. Sie weisen eine bemerkenswert geringe Internverformung auf und sind gegenseitig nur durch diskrete Bruchflächen abgetrennt.

Die kristallinen Faltenkerne scheinen wie die Internstrukturen des Kristallins ungefähr parallel zur langen Achse der Verformungsellipsen zu liegen. Dafür spricht ihre Kontinuität mit der Achsenflächenschieferung der Sedimente, besonders in den überschobenen Kristallinanteilen, wo sie annähernd horizontale Lagen einnehmen. Der abgobogene Verlauf des Keiles vom Mettenberg würde damit die Variation der Längsrichtung am aarmassivischen Nordrand wiedergeben.

Diese Interpretation steht im Einklang mit der gleichbleibenden Mächtigkeit des Basissandsteins im Verkehrt- und Liegendschenkel des tieferen Teiles vom Mettenberg. Scherungen entlang der Keilebenen, wie sie MORGENTHALER (1921) für den Mettenberg und RAMSAY et al. (1983) für das Urbachtal postulierten, müssten sich in den tieferen Teilen der Keile durch eine einseitige Ausbil-

dung des normallagernden Basissandsteins manifestieren.

Die Parallelisierung der langen Achsen des Verformungsellipsoides und der Längsrichtungen der Internstrukturen ist jedoch wiederum nur beschränkt möglich.

Dazu bestehen folgende Gründe:

- Im Urbachtal fehlt ein Übergang zwischen den schieferungsparallelen Keilen des basalen und den flachliegenden Keilen des überschobenen Teiles. Die schmalen Kristallinlamellen unterhalb des Trennbruches bei b, Abb. 6a, sind sicher passiv in ihre horizontale Lage gedrängt worden, da in ihnen die Schieferung ausnahmsweise konkordant ausgebildet ist. In diesem Teil des Profils scheint sich eine Art von Formwiderstand geltend gemacht zu haben, der eine leicht schief zur Schieferung erfolgende Anlage der Keile verhindert.

- Im überschobenen Bereich desselben Profils können die ausgedünnten oder abgerissenen Verkehrtchenkel der flachliegenden Keile dahingehend gedeutet werden, dass sich an ihnen Scherungen vollzogen haben. Einmal angelegte Keile konnten nicht oder nur beschränkt aus ihrer anfänglichen Lage herausrotiert werden, so dass bei weiterer rotationaler Verformung ihre Ebenen von Scherungen erfasst wurden.

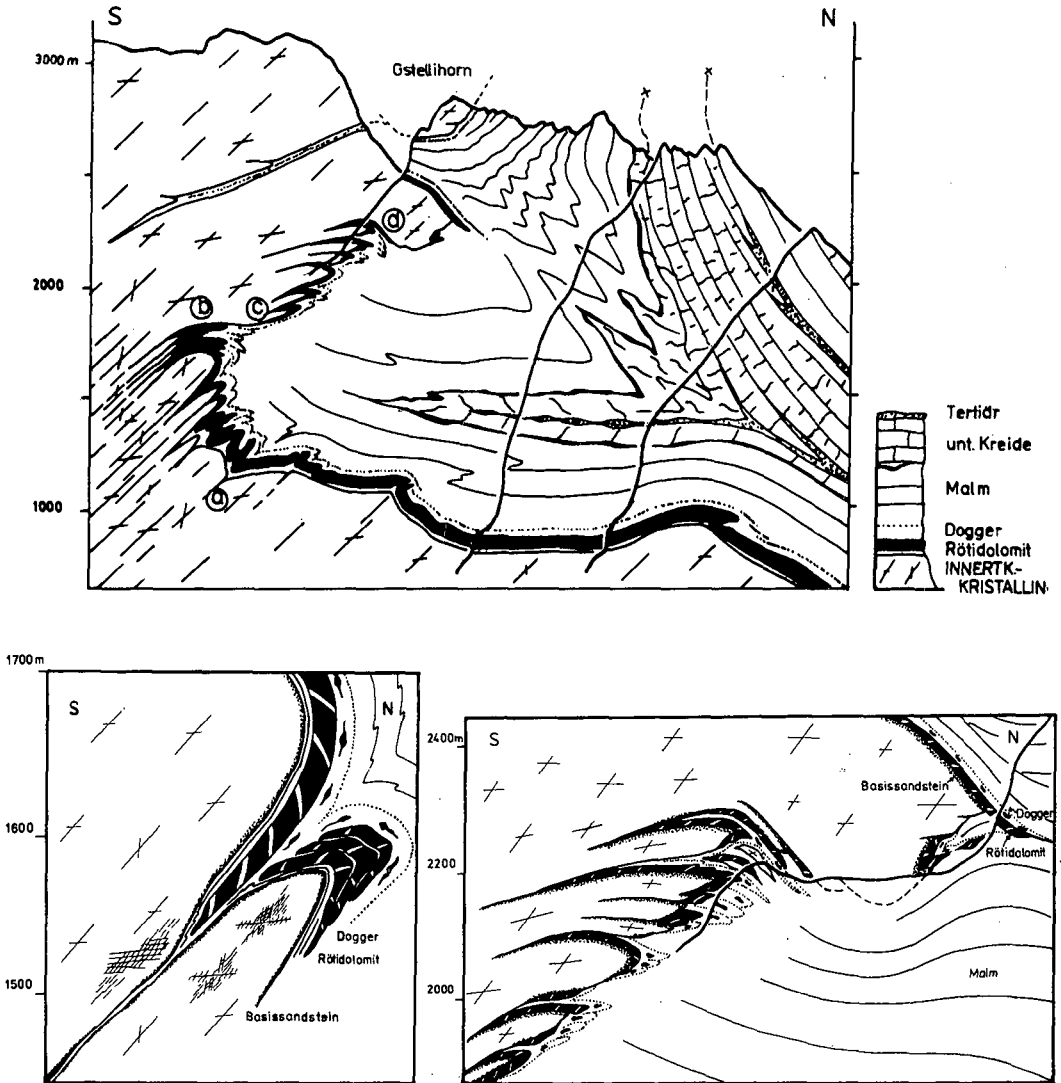


Abb. 6 Profile des Urbachtals und der Engelhörner (nach eigenen Feldaufnahmen). a: Gesamtprofil b: Symmetrischer Keil. c: Verfalteter Kontakt des überschobenen Kristallins.

## 6. Mikrostrukturen

Im Mikrobereich zeichnen sich die Tektonite durch eine Domänenstruktur aus, indem sie sich aus Kornlinsen und Grundmassebereichen aufbauen. Zu dieser Differenzierung tragen insbesondere zwei Verformungsmechanismen bei: die mechanische Zerkleinerung des Kornverbandes, die sich auf einmal gebildete Schwächezonen konzentriert, und Stoffumlagerungsvorgänge, welche die Bildung einer serizitischen Grundmasse er-

möglichen. Letzterer Vorgang beruht v. a. auf der Mobilität der Kieselsäure, welche aus Verformungszone wegtransportiert und in Kornlinsen angereichert wird.

Gegenüber diesen beiden Vorgängen fällt der intrakristallinen Verformung des Quarzes und der Biotite eine untergeordnete Rolle zu. Wir geben im folgenden einige Erläuterungen zu den einzelnen Verformungsprozessen und gehen dann auf die mikrostrukturelle Entwicklung ein.

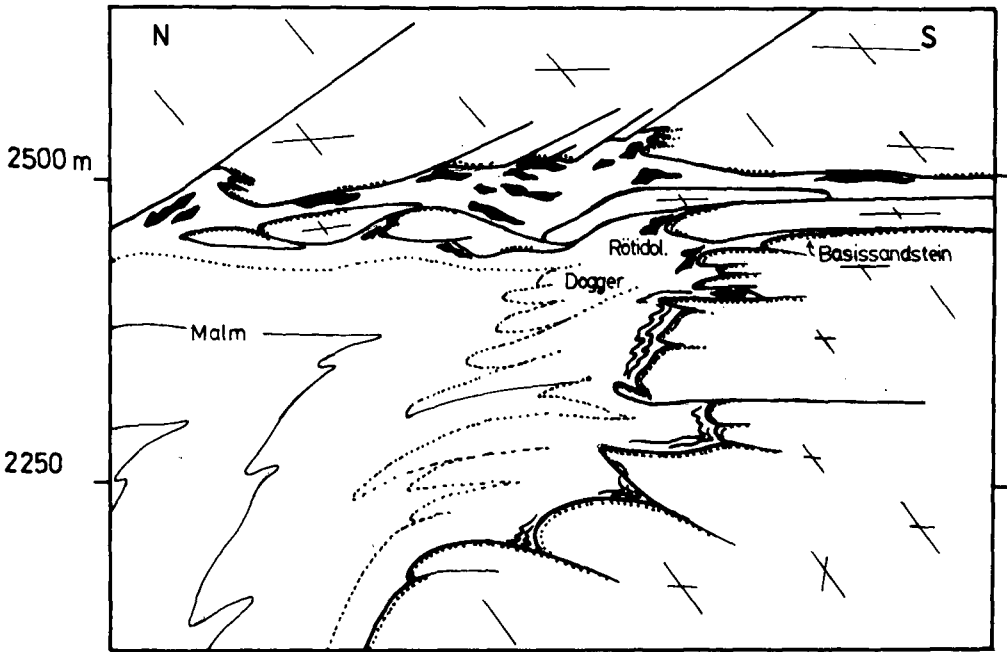
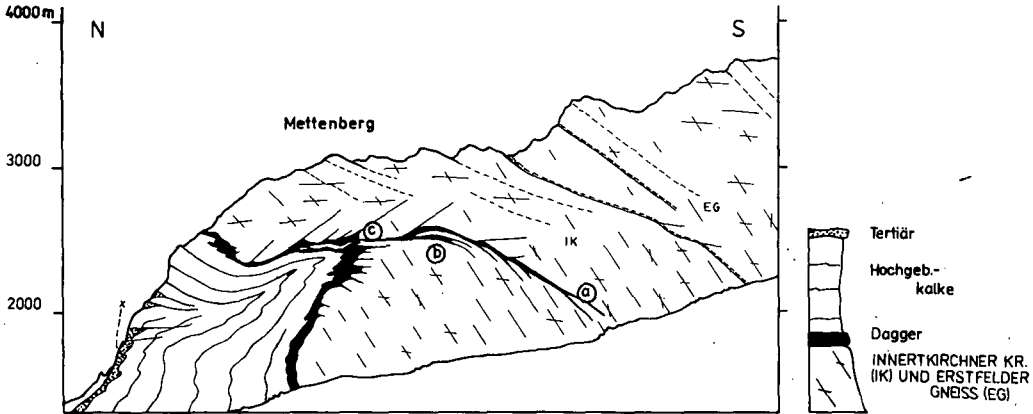


Abb. 7 Profile des Mettenberges (nach eigenen Feldaufnahmen). Abb. 7a: Gesamtprofil. Abb. 7b: Ausschnitt c, Abb. 7a.

### 6.1. ZERGLIEDERUNG DES KORNERBANDES

Bei den Mikrobrüchen unterscheiden wir zwischen Scher- und Zerrbrüchen, die ihrerseits in trans- und intragranulare Brüche unterteilt werden können (Abb. 8). Transgranulare Brüche sind in kompetenten, d.h. grundmassefreien und oft kaum verformten Bereichen ausgebildet, während intragranulare Brüche naturgemäss einen gewissen Grundmasseanteil, in dem sich die Kornfragmente

gegenseitig verschieben konnten, bedingen. An intragranularen Scherbrüchen haben sich in der Regel nur bruchparallele Verschiebungen vollzogen, währenddem an intragranularen Zerrbrüchen Fragmente unterschiedlich auseinanderdrifteten und sich in den Zwischenräumen Faserbärte bildeten. Die Scherbrüche weisen auch im Mikrobereich die charakteristischen Winkel der Schieferflächen auf (Abb. 9). Rotationen von Körnern und Kornfragmenten haben demzufolge nicht stattgefunden.

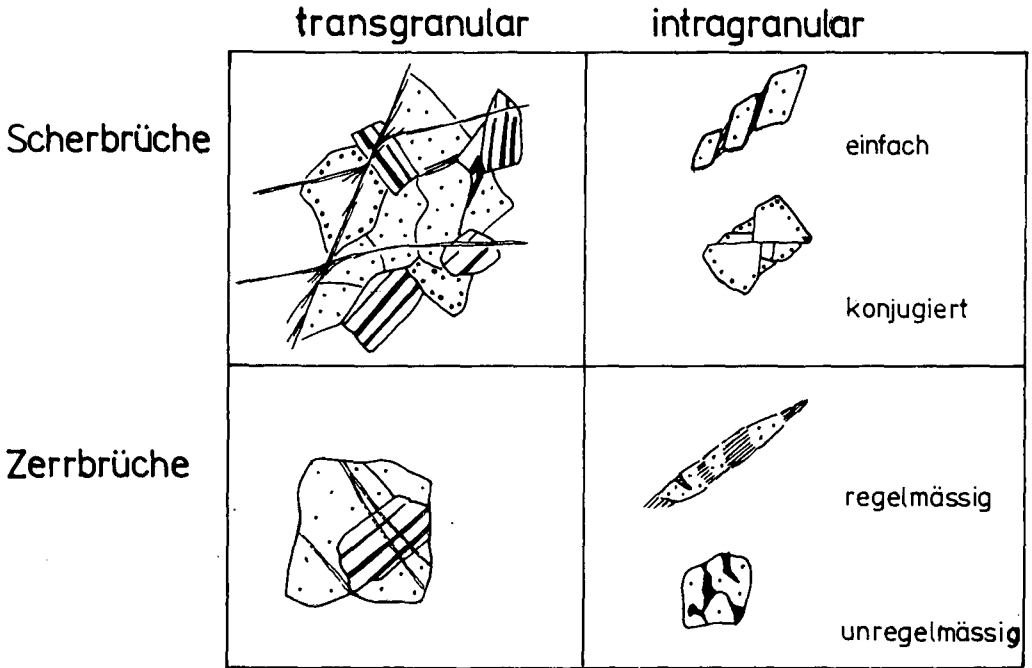


Abb. 8 Klassifikation der Mikrobrüche. - Signatur der Mineralien: punktiert Quarz, gestreift Plagioklas, randlich gepunktet Kalifeldspat.

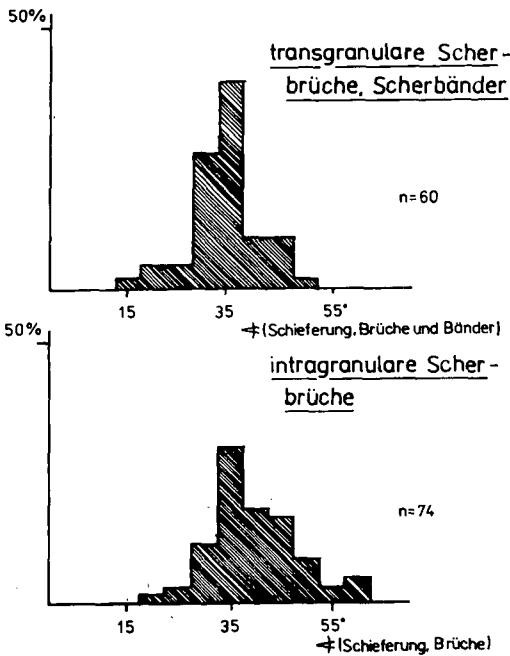


Abb. 9 Histogramme für Winkel zwischen Schieferung und Scherbrüchen oder -bändern von XZ-Schnitten.

Transgranuläre Zerrbrüche sind hauptsächlich mit Quarz, in geringerem Ausmass auch mit Albit und Kalzit gefüllt und rufen in kompetenten Lagen Längungen von bis zu 100% hervor (vgl. Bänder der Abb. 2a). Diese Brüche und ihre Füllmasse geben damit Aufschluss über den Verkieselungsgrad der kompetenten Bereiche.

In grundmassereichen Lagen treten in porphyroklastischen, wenig verformten Quarzen unregelmässige, mit Karbonat ausgeheilte, intragranulare Zerrbrüche auf. Solche mit artfremden Mineralien gefüllte Brüche parallelisierten WHITE & WHITE (1983) mit experimentell erzeugten Brüchen, die sich bei Spannungs-korrosion unter statischer Belastung gebildet haben (ATKINSON, 1982). Das nötige Kalzium für die Bildung der Karbonate wurde möglicherweise bei der Umwandlung der Plagioklase (siehe weiter unten) freigesetzt. Intragranulare Zerrbrüche lassen sich im Unterschied zu den übrigen Brucharten in verschiedenen Bildungsstadien beobachten (angedeutet in Abb. 8).

Die Ausbreitungsgeschwindigkeiten transgranularer Brüche sind nach experimentellen Befunden (ATKINSON, 1982) niedriger als diejenigen intragranularer Brüche. Da die Bildung und Ausweitung der Zerrbrüche im Gegensatz zu den Scherbrüchen an die Auskristallisation von Füllmineralien gebunden ist, schreiben wir den erste-

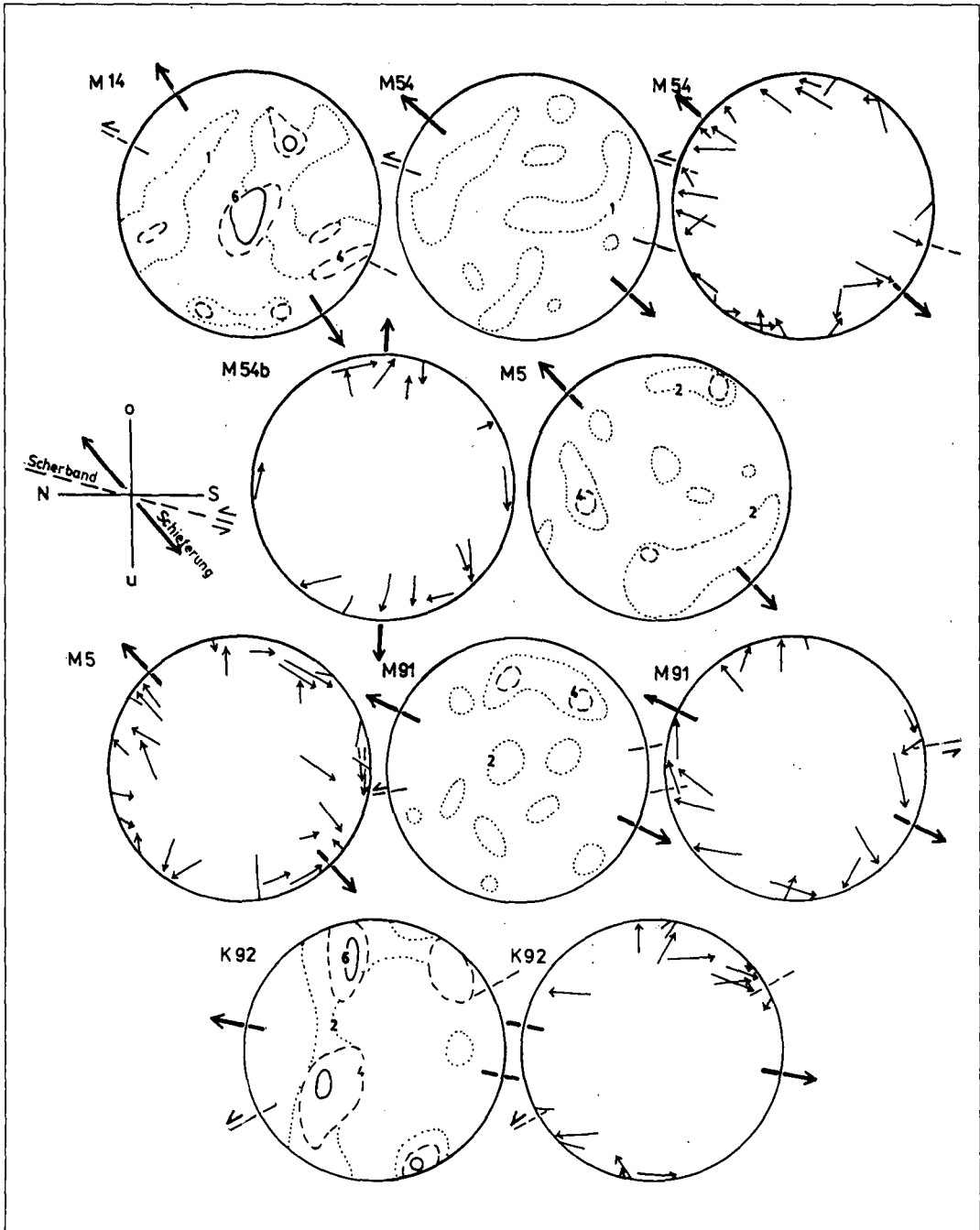


Abb. 10 Quarzgefüge von Körnern des Basissandsteins (M) und einer Probe aus dem Kristallin (K). Die konturierten Diagramme geben Verteilungen der c-Achsen an. Die Pfeildiagramme bestehen aus Grosskreissegmenten, die Lamellenpole mit dazugehörigen c-Achsen verbinden. Die Projektionsebene entspricht, mit der Ausnahme von M54b, der XZ-Ebene. In M54b wurde zusätzlich in der XY-Ebene gemessen. Die Spur der Schieferung ist mit ausgezogenen Strichen angegeben, diejenige von Scherbändern mit durchbrochenen Strichen. Die Proben M14, M54 und M5 sind vom Mettenbergkeil und in der Reihenfolge ihres Auftretens mit zunehmender Höhe aufgeführt. Die Proben M91 und K92 stammen aus dem flach liegenden Teil eines Keiles vom Loicherli, Urbachtal, unterhalb des Segmentes b-c, Abb. 6a. Flächentreue Projektion, untere Halbkugel.

ren eine geringere Ausbreitungsgeschwindigkeit als den letzteren zu. Bezüglich der Ausbreitungsgeschwindigkeiten ergibt sich damit folgende Reihenfolge: 1. transgranulare Scherbrüche, 2. intragranulare Scherbrüche, 3. transgranulare Zerrbrüche, 4. intragranulare Zerrbrüche.

Das Vorherrschen der einzelnen Brucharten gibt einen Hinweis über die Stetigkeit des Verformungsfließens, in dem die transgranularen Scherbrüche punktuelle einmalige, die intragranularen Zerrbrüche dagegen länger dauernde und sich in ein und demselben Korn wiederholende Ereignisse darstellen.

## 6.2. ZUR BILDUNG UND VERFORMUNG DER GRUNDMASSE

Der phyllitische Anteil der Grundmasse bildet sich in erster Linie auf Kosten des Plagioklases und entstand z. T. schon bei einsetzender Verformung. In diesen Fällen bilden die Serizitschüppchen ein feines, parallel zu den Spaltflächen reliktscher Plagioklasbereiche orientiertes Gewebe, in dem sie sich in gewissen Schnitten unter echten Winkeln kreuzen.

In gelängten Aggregaten sind die Serizitplättchen grobkörniger und tragen Anzeichen einer syntektonischen Rekristallisation: der Grossteil der Plättchen ist parallel zur Schieferung angeordnet, umschliesst aber auch querstehende Glimmerpakete und -linsen, die sich aus den längsgerichteten Plättchen durch Scherung, Biegung und Querspreiung ableiten lassen und durch ihre Rekristallisation einer orientierungsbedingten Härtung entgegenwirken.

## 6.3. QUARZVERFORMUNG

Die intrakristalline Verformung des Quarzes steht in Abhängigkeit zum Grundmasseanteil. In grundmassearmen Bereichen weisen gelängte Quarze oft längsstehende Suturen auf und sind in kornrandnahen Teilen ansatzweise rekristallisiert. In Verformungszonen grundmassearmer Gesteine (vgl. Probe, Abb. 12b) liegen Bänderquarze vor, die verschiedene Lamellensysteme aufweisen und ihrerseits in Bänder mit suturierten Subgrenzen unterteilt sind. In grundmassereichen Gesteinen sind die Quarze dagegen kaum rekristallisiert.

In stark verformten Proben des eingekleiteten Basissandsteins sowie in einer keilparallel verschieferten Probe des Kristallins mit Bänderquarzen wurde das Quarzgefüge untersucht. Die c-Achsenregelung, einschliesslich der Probe des Kristallins, ist wenig ausgeprägt und zeichnet sich durch wenig deutliche Minima in Richtung des Schieferungslinears aus (Abb. 10).

Aufgrund der Orientierungen von subbasalen Lamellen und c-Achsen wurden gemäss den Angaben von CARTER & RALEIGH (1969) Pfeildiagramme erstellt, in denen die Pfeilspitzen oder Lamellenpole gegenüber den Pfeilenden oder c-Achsenrichtungen bevorzugt in die Streckungsrichtung weisen sollten. In den untersuchten Beispielen zeichnen sich solche Konvergenzrichtungen nur undeutlich ab (Abb. 10).

Die Proben sind in der Reihenfolge ihres Einfallens aufgeführt und zeigen durch diese Anordnung, dass sich die Symmetrie der c-Achsengefüge und die Konvergenzrichtungen der Pfeile mit dem Einfallen der Schieferung systematisch ändert. Falls sich diese Gefüge wirklich auf die langen Achsen der Verformungsellipsoide beziehen, unterstützen sie unsere Annahme, wonach sich die Keile ungefähr parallel zur Plättungsebene des finiten Verformungsellipsoides angelegt hätten.

## 6.4. AUSGEWÄHLTE BEISPIELE UND DEREN KLASSIFIKATION

Die mikrostrukturelle Entwicklung wurde anhand einiger repräsentativer Beispiele gemäss der Ausbildung der Mikrobrüche in einen spröden, spröduktilen und einen duktilen Verformungsbereich unterteilt und nach dem Verformungsgrad geordnet (Abb. 11). In der Abbildung 11 wurde ferner für jede Probe der Grundmasseanteil dargestellt. Der Verformungsgrad wurde direkt aus Messungen der langen und kurzen Achsen der Kornaggregate ermittelt (RAMSAY, 1967, Abschnitt 5-2). Zur Grundmasse wurden alle Komponenten, die kleiner als 2 mm sind, und der Biotit gezählt. Modalbestände und Verformungsbeträge sind in der Tabelle 1 aufgeführt, und die Abbildung 12 illustriert vier typische Beispiele.

Wo die Grundmasse weniger als die Hälfte des Gesteins ausmacht, sind ausgezogene Kornlinsen bis -bänder entwickelt, in denen die Körner stark fragmentiert sind, rundliche Umriss und Faserbärte aufweisen und sich anhand versetzter Kornfragmente\* Teilbewegungen nachweisen lassen (Abb. 12b).

In grundmassereichen Proben ist die Verformung bedeutend homogener (Abb. 12d). Die Komponenten bestehen hier vorwiegend aus Quarz, sind allseitig von Grundmasse umgeben, im allgemeinen gerundet und werden oft unvermittelt durch opake Säume oder schieferungsparallele Glimmerplättchen begrenzt. Wir führen diese Formregelung, da sie ohne Anzeichen einer intrakristallinen Verformung auftritt, auf Drucklösungsvorgänge zurück (vgl. VOLL, 1960, und GRAY, 1978).

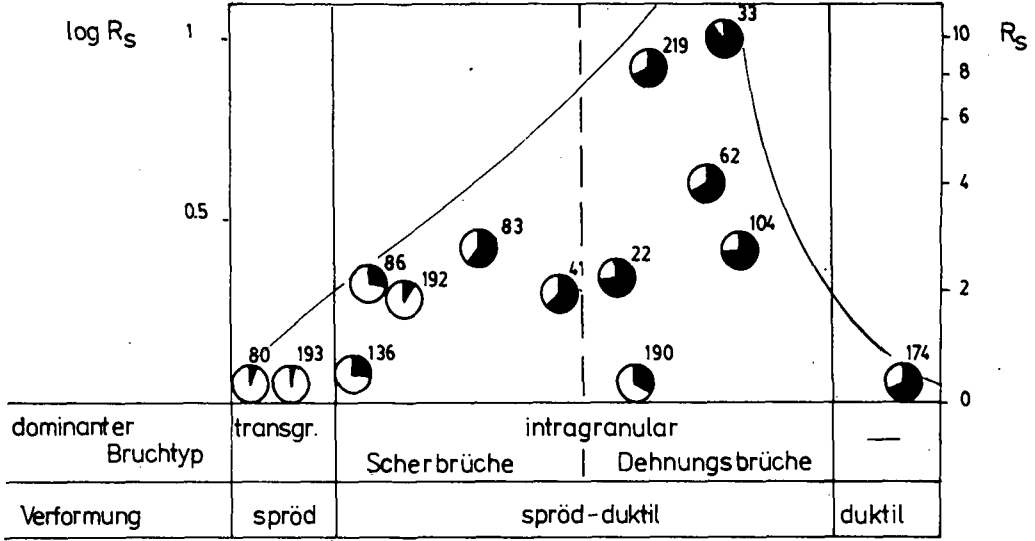


Abb. 11 Klassifikation der Mikrostrukturen.  $R_s$  Achsenverhältnis von Verformungsmarken in XZ-Schnitten. Die schwarzen Kreissegmente geben für jede Probe den Grundmassegehalt an.

Aus der Tabelle 1 geht eine gewisse Beziehung zwischen der Mineralogie des Ausgangsgesteins und der Art der Verformung hervor, indem Proben mit einem hohen Kalifeldspat-Plagioklas-Anteil sich vorwiegend auf der spröden, Proben mit ei-

nem niedrigen Kalifeldspat-Plagioklas-Anteil sich dagegen vorwiegend auf der duktilen Seite des Verformungsdiagrammes befinden.

Das Verformungsdiagramm der Abbildung 11 zeigt deutlich, dass sich die Bildung der Grundmas-

Tab. 1 Mineralbestand der untersuchten Proben.

Probe	Herkunft	Grundmasse, %	Mineralien, %				$R_s$	1/1 <sub>0</sub>	Figur
			Qz	Kfs	Plag	Bi			
80.1	Trift, Ga	5	33	18	40	4	-	-	
4	Jägigrat, M	61	34	5	-	4	2.1	-	
22	Mettenbergkeil, M	76	20	4	2	3	1.8	2.0	
28	Mettenbergkeil, M	54	42	-	10	5	2.3	1.9	
33	Grüne Wände, M	83	11	-	2	-	10.8	-	
62	Mettenbergkeil, M	71	27	1	-	4	3.2	-	
83	Schlätteren, U	56	34	2	8	-	-	-	
86	Loicherli, U	32	30	38	-	4	-	-	
104	Bös Bärgli, Wh	73	27	-	-	4	-	-	
115	Schwarzen Berg, Wt	71	18	11	71	-	1.3	-	
136	Loicherli, U	27	31	6	34	2	-	-	
174	Stein, U	69	24	-	69	7	1.5	-	
190	Grund, U	34	33	4	29	-	-	-	
192	Kastenstein, M	71	46	12	42	-	-	2.1	
193	Kastenstein, M	7	41	8	44	-	-	-	
216	Stieregg, M	60	40	-	37	10	1.4	-	
219	Schlätteren, U	71	25	4	-	-	8.3	-	

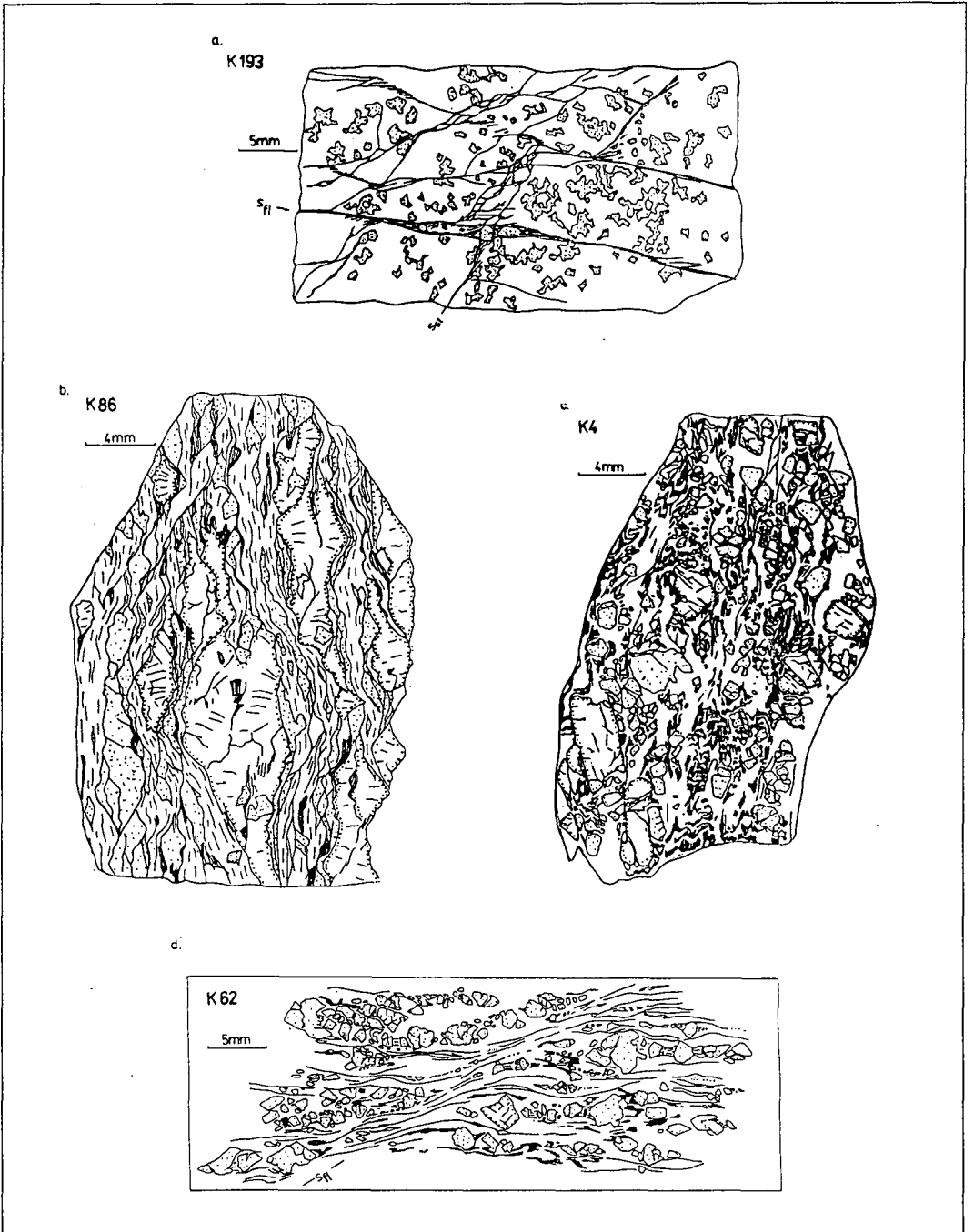


Abb. 12 Ausgewählte Mikrostrukturen. - Signaturen:

Quarz punktiert, Kalifeldspat randlich punktiert, Grundmasse gestrichelt, Biotit ausgezogene Striche, Karbonat-rhomboeder schwarz.

a: Spröd verformtes aplitisches Gestein. Nebst den Bruchflächen sind nur die Umrisse grösserer Quarze gezeichnet.

b: spröd-duktil verformtes kalifeldspatreiches Gestein.

c: spröd-duktil verformtes biotitreiches Gestein.

d: phyllitisches Gestein mit stark fragmentierten Quarzen.  $S_{II}$  ist ein Scherband.

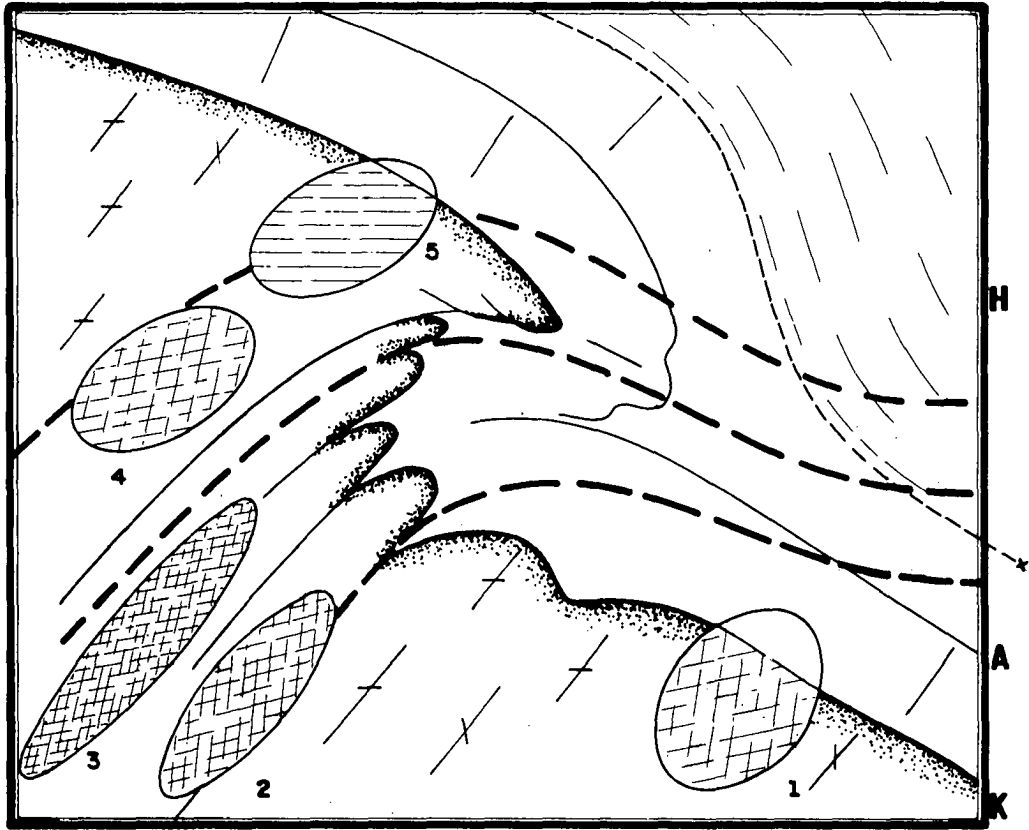


Abb. 13 Verformungsschema des aarmassivischen Nordrandes. - Die Verformungsellipsen geben Verformungsbeträge und -modi für spröde verformtes (1), spröde-duktil verformtes (2, 3) und spröde und rotationell verformtes Grundgebirge an (4, 5). Die durchbrochenen Linien verbinden die aarmassivische Schieferung mit der regionalen Schieferung des Helvetikums. - H: helvetischer Dogger, A: autochthone Sedimente, K: kristallines Grundgebirge.

se in erster Linie auf die Art der Verformung, d. h. auf das Ausmass der Umwandlungen, und nur in zweiter Linie auf den Verformungsbetrag bezieht.

Das Klassifikationsschema von SIBSON (1977) und in noch stärkerem Ausmass dasjenige von HIGGINS (1971), in dem auch die Korngrösse der Porphyroklasten einbezogen wird, setzt jedoch eine mikrostrukturelle Entwicklung in ausschliesslicher Abhängigkeit vom Verformungsgrad voraus. In Bruchzonen, in denen sich die Verformung innerhalb kleiner Bereiche stetig ändert, mag die Voraussetzung einer linearen Entwicklung annähernd erfüllt sein. Sobald zu den kataklastischen und Erholungsvorgängen jedoch Umwandlungen hinzutreten, die auf Stoffumlagerungen beruhen und zu einer Verformungsblindung führen, müssen mehrere Entwicklungslinien postuliert werden können, die schliesslich ein ganzes Verformungsspektrum konstituieren, wie dies die Abbildung 11 veranschaulichen möchte.

## 7. Diskussion

Die beiden vorgestellten Profile erlauben es, die Tektonite des Innertkirchner Kristallins unter verschiedenen Verformungsbedingungen zu untersuchen. In den basalen Teilen haben sich die Strukturen weitgehend koplanar zur Schieferung gebildet, während die überschobenen Teile hauptsächlich von Scherungen entlang der flachen Schieferflächen erfasst wurden. Die unterschiedliche Orientierung von Schieferung und Achsenflächen der Kontaktfalten ist hier besonders ausgeprägt. Die horizontalen Scherungen, die die charakteristische Laminarstruktur der höheren Kristallinanteile hervorrufen, sind Ausdruck von differenziellen Bewegungen zwischen tieferen, stärker verformten und höheren, wenig verformten Teilen des Massivs. Sie lassen sich auch in den südlicheren Einheiten des Altkristallins und im Zentralen Aaregranit nachweisen und stehen im Zusammen-

hang mit der leicht fächernden Struktur des Aarmassivs.

Die Schieferung hat, aus ihrer Parallelität mit den spätherzynischen Mylonitzonen zu schliessen, schon vor der alpidischen Verformung bestanden (weitere Argumente finden sich in KAMMER, 1985). Ihre konstant bleibende Lage führen wir auf diskontinuierliche Scherungen zurück, die sich in den überschobenen Kristallinanteilen v.a. entlang der flachen Schieferflächen vollzogen haben. Das Kristallin verhielt sich hier weitgehend als starrer Körper.

Im basalen Kristallin setzt sich die Verformung nebst einem auch hier vorhandenen diskordanten Anteil, der sich in einer geringfügigen Abweichung des Schieferungsfallens von der Orientierung der Strukturen manifestiert, auch aus einer Internverformung zusammen, die sowohl im Mikro- wie im Mesobereich zu einer Domänenstruktur führte. Diese verformungsbedingte Differenzierung ist wesentlich an die Mobilität der Kieselsäure gebunden. In metasomatischen Variationsdiagrammen wurden, gegenüber einem möglichen Ausgangsgestein, in phyllonitischen Gesteinen Kieselsäureabnahmen von bis zu 25%, in kieseligen Bereichen dagegen Anreicherungen von bis zu 50% festgestellt (KAMMER, 1985).

Das Zusammenwirken dieser beiden Verformungskomponenten führte zu einer Internstrukturierung, die in ihrer Orientierung weitgehend der Achsenflächenschieferung der Kontaktfalten entspricht und im allgemeinen schief zur Schieferung steht. Eine solche Diskordanz ergibt sich im einfachsten Fall schon durch die ungleiche Scherung der Schieferflächen, da die von ihnen umgrenzten rhomboederförmigen kompetenten Bereiche Längsdiagonalen aufweisen, die gegenüber der Schieferung flacher nach Süden einfallen.

Im allgemeinen werden die kompetenten Bereiche jedoch von Verformungszonen begrenzt, die sich zwar aus den raumkonstanten Gefügeflächen zusammensetzen, jedoch in ihrer Orientierung mit den letzteren nicht übereinstimmen. Die kompetenten Bereiche weisen fließende Übergänge zu den verkieselten linsenförmigen Bereichen auf.

Die Abbildung 13 gibt eine Übersicht der verschiedenen Verformungsmodi in Abhängigkeit der strukturellen Lage. Die durchbrochenen Linien stellen Längungsrichtungen dar und charakterisieren einen ausgedehnten Übergangsbereich zwischen massivinterner, weitgehend parallel zur Stoffänderung erfolgreicher Längung und der Achsenflächenschieferung der autochthonen und allochthonen Sedimente des Helvetikums mit einem steil nordtauchenden Streckungslinear. Die Verformung des Aarmassivs hat im wesentlichen

nach der Platznahme der helvetischen Decken stattgefunden und kulminierte in der grossräumigen Verfaltung oder «Einwicklung» der helvetischen Hauptüberschiebung an seinem Nordrand. Auf diese Altersverhältnisse machte schon GÜNZLER-SEIFFERT (1943) aufmerksam und schied von diesen ausgehend eine bezüglich der Deckenüberschiebung synkinematische Kiental- und eine spätkinematische Grindelwaldphase aus.

### Verdankungen

Der vorliegende Artikel fasst Teile einer Dissertationsarbeit zusammen, die an der Universität Neuenburg mit Unterstützung des Schweizerischen Nationalfonds, Projektnummer 2.865-0.80, unter der Leitung von F. Persoz und A. Pfiffner durchgeführt wurde. Den Leitern der Arbeit sowie E. Klaper, die Anregungen zu Verbesserungen gegeben hat, sei für ihre Hilfe herzlich gedankt.

### Literaturverzeichnis

- ATKINSON, B.K. (1982): Subcritical crack propagation in rocks. *J. Struct. Geol.* 4, 41-56.
- BALTZER, A. (1880): Der mechanische Contact von Gneis und Kalk im Berner-Oberland. *Beitr. geol. Karte Schweiz* 20.
- CARTER, N.L. & RALEIGH, C.B. (1969): Principal stress directions from plastic flow in crystals. *Geol. Soc. Am. Bull.* 80, 1231-1264.
- Deutsches Handwörterbuch der Tektonik, Herausg. Murawski, H., Stuttgart, 1968-1982.
- ESCHER v.d. LINDT, A. (1839): Erläuterungen der Ansichten einiger Contact-Verhältnisse zwischen kristallinen Feldspathgesteinen und Kalk im Berner Oberlande. *Neue Denkschr.* 3.
- FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E. & MULLIS, J. (1980): Alpine metamorphism along the Geotraverse Basel-Chiasso - a review. *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 527-546.
- GRAY, D.R. (1978): Cleavages in deformed psammitic rocks from southeastern Australia: their nature and origin. - *Geol. Soc. Am. Bull.* 89, 577-590.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. (1943): Beweise für passive Tektonik im Berner Oberland. *Eclogae geol. Helv.* 36/2, 219-223.
- HEIM, Alb. (1878): Untersuchung über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe. Schwabe, Basel.
- HEIM, Alb. (1921): *Geologie der Schweiz*. Tauchnitz, Leipzig.
- HIGGINS, M.W. (1971): Cataclastic rocks, Prof. Pap. U.S. geol. Surv. 687, 1-97.
- HUGI, E. (1934): Das Aarmassiv. *Geol. Führer Schweiz* 2, 130-138.
- KAMMER, A. (1985): Bau und Strukturen des nördlichen Aarmassivs und seiner Sedimente. - Unveröffentlichte Dissertation, Univ. Neuenburg.
- LABHART, T.P. (1966): Mehrphasige alpine Tektonik am Nordrand des Aarmassivs. *Eclogae geol. Helv.* 59/A, 803-830.

- LABHART, T.P. (1977): Aarmassiv und Gotthardmassiv. Sammlung geol. Führer 63, Borntraeger Berlin-Stuttgart.
- MORGENTHALER, H. (1921): Petrographisch-tektonische Untersuchungen am Nordrand des Aarmassivs. *Eclogae geol. Helv.* 16/2, 179-217.
- MÜLLER, F. (1938): Geologie der Engelhörner, der Aar-  
eschlucht und der Kalkkeile bei Innertkirchen. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 91.
- RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and fracturing of Rocks.* Mc-Graw Hill, N.Y.
- RAMSAY, J.G., CASEY, M. & KLIGFIELD, R. (1983): The role of shear development of the Helvetic fold-thrust belt of Switzerland. *Geology* 11/8, 439-442.
- ROHR, K. (1926): Stratigraphische und tektonische Untersuchung der Zwischenbildungen am Nordrande des Aarmassivs (zwischen Wendenjoch und Wetterhorn). *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 57/1.
- RUTISHAUSER, H. (1973): Die quantitative Erfassung von Migmatiten im Aufschlussbereich. *SMPM* 53/1, 99-124.
- SIBSON, R.H. (1977): Fault rocks and fault mechanism. *J. geol. Soc. London* 133, 191-213.
- STUDER, B. (1851): *Geologie der Schweiz.* Bern/Zürich.
- VOLL, G. (1960): New work on petrographics. *Geol. J.* 2, 502-567, Liverpool Manchester.
- WHITE, J.S. & WHITE, S.H. (1983): Semi-ductile deformation in the Alpine Fault Zone. *J. Struct. Geol.* 5, 579-590.

Manuskript eingegangen 23. April 1987, überarbeitetes Manuskript angenommen 7. Dezember 1988.