

<b>Zeitschrift:</b>	Eclogae Geologicae Helvetiae
<b>Herausgeber:</b>	Schweizerische Geologische Gesellschaft
<b>Band:</b>	58 (1965)
<b>Heft:</b>	2
<b>Artikel:</b>	Geologie der Sedimentbedeckung des südwestlichen Gotthard-Massivs im Oberwallis
<b>Autor:</b>	Liszkay-Nagy, Miklós
<b>Kapitel:</b>	VI [i.e. IV]: Der tektonische Baustil und die Metamorphose in der Nufenen-Zone und in der Zone von Termen
<b>DOI:</b>	<a href="https://doi.org/10.5169/seals-163285">https://doi.org/10.5169/seals-163285</a>

### Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 21.02.2026

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

wahrscheinlich die direkte Fortsetzung der Zone von Termen darstellt, fehlen Fossilienfunde; M. LUGEON (1914) hat aber für die hangenden, schwarzen Schiefer ebenfalls oberliasisches Alter (neben Aalénien) angedeutet. Für die grosse Masse der Kalkschiefer-Serie (im Liegenden der oberen Teile, in denen der Ammonit gefunden wurde) bleibt die Stufenzuweisung innerhalb des unteren und mittleren Lias weiterhin offen, weil durch Fossilienmangel weder bewiesen noch bestritten werden kann, ob diese Kalkschiefer-Serie den ganzen unteren und mittleren Lias umfasst oder nicht. Ähnlich ist es auch mit der Serie der Tonschiefer, die nach den Ammoniten den oberen Lias repräsentiert; aber A. BAUMER (1964, S. 46) kommt durch lithologischen Vergleich zum Schluss, dass bei den Tonschiefern auch das Aalénien vertreten sein müsse.

## VI. DER TEKTONISCHE BAUSTIL UND DIE METAMORPHOSE IN DER NUFE-NEN-ZONE UND IN DER ZONE VON TERMEN

Der Unterschied, in der heutigen Erscheinungsform, zwischen dem Westende und dem Ostende des untersuchten Gebietes ist nicht nur primärer, fazieller Natur, sondern bei der alpidischen Gebirgsbildung sind die beiden Enden des Gebietes auch verschieden beansprucht worden. Einerseits reagierten die schon primär unterschiedlichen Sedimente verschiedenartig auf die angreifenden gebirgsbildenden Kräfte, andererseits hat sich die Metamorphose an beiden Enden des Gebietes unterschiedlich ausgewirkt.

### a) Die Metamorphose

Die am stärksten alpidisch umgeprägten Gesteine – in der weiteren Umgebung des Untersuchungsgebietes – befinden sich bekanntlich im südlichen Bereich der lepontinischen Gneisregion. Um dieses Zentrum reihen sich konzentrisch die für die verschiedenen Metamorphosegrade typischen Mineralien, und zwar als Zonen, wie das E. NIGGLI (1960) und E. WENK (1962) gezeigt haben. Unser Untersuchungsgebiet schneidet diese Mineralzonen wie eine Sehne, und dementsprechend weist das westliche Ende einen niedrigeren, das östliche einen höheren Metamorphosegrad auf.

In vielen Sedimenttypen, besonders in den mergeligen, treten häufig auch schon makroskopisch erkennbare Porphyroblasten auf, deren Verbreitung wir verfolgten unter besonderer Berücksichtigung derjenigen, die von den oben genannten Autoren als Zonenminerale bezeichnet wurden.

Im Untersuchungsgebiet trifft man relativ häufig Chloritoide; weil aber weder Stilpnomen noch Disthen gefunden wurde, muss das ganze Gebiet innerhalb der Chloritoid-Zone liegen. (Näheres hiezu siehe NIGGLI, E., & NIGGLI, C. R. (1965), S. 340; ferner auch HALFERDAHL, L. B. (1961), zitiert in E. & C. NIGGLI.) Der Chloritoid, in Form von 0,15–0,6 mm grossen Blättchen, kommt besonders in schwarzen Tonschiefern oder in sandigen Tonschiefern der Granatschiefer-Serie vor. Seltener haben wir sie mit Karbonat zusammen angetroffen. Meist ist er farblos, aber von der Rappental-Gegend an ostwärts ist öfters ein hellgrüner Pleochroismus zu verzeichnen. In triasischen Phylliten fanden wir ihn nur an einem Ort, nämlich im Blinnental in einer Triassschuppe. Am westlichen Ende des Untersuchungs-

gebietes – am äusseren Rand der Chloritoid-Zone – kommt er nur vereinzelt vor, aber in der Nufenen-Gegend ist er häufiger und kann sogar lokal 40% des Gesteinsmaterials bilden.

Die weitaus verbreitetsten Mineralien als Porphyroblasten sind die Plagioklase, die oft als linsenförmige 1–8 mm grosse Knoten aus den Schiefern herauswittern. Die ursprünglich mergeligen Gesteine, deren Plagioklase untersucht wurden, enthalten im östlichen Teilgebiet durchgehend Plagioklasporphyroblasten, im Westen aber, wo sie ebenfalls häufig auftreten, sind sie auf die tektonisch stärker beanspruchten Schichten beschränkt. Insgesamt konnten wir nur in 54 Proben die Plagioklasporphyroblasten näher bestimmen, da die starke Pigmentierung und die siebartigen Einlagerungen von Glimmern und sonstigen Mineralien die genaue Bestimmung an vielen Individuen verunmöglicht haben. Wo es möglich war, verwendeten wir den Drehtisch (in 24 Fällen), und sonst mussten wir uns mit dem Vergleich der Brechungsindizes der Plagioklase mit denen von Quarz begnügen. Es hat sich herausgestellt – wie auch zu erwarten war – dass der Anorthitgehalt von Westen gegen Osten zunimmt (vgl. Fig. 11). In der Umgebung von Brig treten nur Albite (0–5%) und vom Bettigraben an östlich Plagioklase mit bis 33% Anorthit auf. Im Nufenenprofil fanden wir Plagioklase mit 43–46% Anorthitgehalt, die nicht etwa im südlichen Gebietsbereich vorkommen, sondern in der zweiten bzw. dritten Mulde (vgl. Fig. 1). In diesem Profil sind die Plagioklase mit verschiedenem Anorthitgehalt (19 Schlitte von 54 untersuchten Proben) folgenderweise verteilt: nördlich vom Müsetälli enthalten sie 25–35% An; in der zweiten bzw. dritten Mulde steigt der Gehalt auf 42–46%, und vom Südschenkel der dritten Mulde an nimmt der Anorthitgehalt gegen Süden langsam wieder ab (33–36%), um in der Gegend vom Griessee 30–32% zu erreichen. Mit Recht weist mich Dr. G. VOLL in einer brieflichen Mitteilung – für die ich Ihm sehr verbunden bin – darauf hin, dass man noch die Peristerit-Lücke weiter untersuchen sollte. Leider ist das mit unserem Dünnschliff-Material nicht möglich gewesen, weil im kritischen Gebiet nur wenige Plagioklase mit Drehtisch bestimmt werden konnten. Diejenigen, die bestimmt wurden, zeigten entweder bis 5%, oder 23–25% An-Gehalt. Zonarbau, wie auch Diffusionszonarbau konnte nicht beobachtet werden.

Es sei noch bemerkt, dass ca. 35% der Plagioklase verzwilligt sind, und zwar die sauren meist nach dem Albitzwillingsgesetz, die basischeren (von 25% an) am häufigsten nach den Periklin- und Komplex-Albit-Karlsbad-A-Gesetzen.

Von den anderen Mineralien, mit denen die Plagioklase im Gleichgewicht stehen müssen, kommen Karbonat und Epidot-Zoisit im westlichen Teilgebiet vor. In den östlichen Gegenden treten in denselben Gesteinen neben den erwähnten Mineralien auch Granat und Hornblende auf.

Von den weiteren Porphyroblasten sind die Mineralien der Epidot-Zoisit-Gruppe die auffallendsten, die mit oft 2 cm langen Stengeln die häufigsten und grössten Porphyroblasten bilden. Diese Mineralien können aber auch in mikroskopischer Grösse auftreten. Die westlichsten Epidot-Zoisite kommen in Triasphylliten des Bettigrabens vor; gegen Osten werden sie immer häufiger und sind von der Binntal-Gegend an in Triasphylliten wie in Liasgesteinen zu finden.

Die Granate (Almandin nach C. SCHMIDT in A. HEIM, 1891) sind an tonige Gesteine, so an die Serie der Termen-Tonschiefer und die Serie der Nufenen-

Granatschiefer gebunden. Von Westen herkommend, erscheinen die ersten im Binntal in der Tonschiefer-Serie. In der Nufenen-Gegend sind sie in der Granatschiefer-Serie schon so verbreitet, dass sie von R. EICHENBERGER (1924) als stufentypisch bezeichnet wurden. Meist sind sie idiomorph und weisen eine Grösse von 2–8 mm auf. In Triasphylliten sind sie nur in den Corno-Triaszügen gefunden worden.

Ebenfalls häufig in den Tonschiefern, aber auch in der phyllitischen Trias, treten im ganzen Gebiet Ilmenite als mm-grosse, schwarze, glänzende Blättchen auf. Im Dünnschliff bilden sie quergeschnitten lange, schmale, gradlinig begrenzte, opake Stengel. Sie wurden röntgenographisch bestimmt.

Wir verzichteten auf eine exakte Bestimmung der Fe-Gehalte von Epidot-Zoisiten und Ilmeniten, ferner auf eine genaue Untersuchung von Granaten, was für die Erforschung der Metamorphose bestimmt aufschlussreich wäre. – In einer rein petrogenetischen Untersuchung könnte dies später vielleicht einmal aufgegriffen werden.

Seltener und nur stellenweise kommen dagegen in der Granatschiefer-Serie der Nufenen-Gegend Stengel und Garben von grüner Hornblende vor, wobei die Länge der einzelnen Mineralien oft mehr als 3 cm beträgt. Besonders schöne und grosse Hornblenden sind am Griesgletscher-Abfluss, im nördlichen Teil der vierten Mulde, direkt anschliessend an die ca. 10 m mächtige untere Granatschiefer-Serie zu finden. Die exakte Untersuchung der Hornblenden ist von Basler Doktoranden unternommen worden.

Als querstehende Blättchen sind die Biotitporphyroblasten besonders in der phyllitischen Trias verbreitet. Im westlichen Untersuchungsgebiet von Termen bis zum Binntal bilden die grünen Biotite, und östlich des Binntals sowohl grüne als auch braune Biotite die Porphyroblasten in Triasphylliten. In den liasischen, metamorphen Ton-, bzw. Mergelschiefern treten Biotite – von Westen herkommend – erst im Binntal auf, von dort an ostwärts aber findet man sie als häufigen Bestandteil der Schiefer. Sie sind kleiner (max. 1 mm) als diejenigen der triasischen Schichten (ca. 1–5 mm), und wir haben immer nur solche mit braunem Pleochroismus angetroffen.

Eine andere Gruppe von neugebildeten Mineralien sind die Chlorite. Sie können als feine Schüppchen in der Grundmasse der triasischen Phyllite auftreten, aber sie bilden auch mm-grosse, oft quer zur Schieferung stehende Porphyroblasten, besonders in karbonatreichen Gesteinen. In der Umgebung von Termen sind sie als Pennin (+) bestimmt worden, aber weiter östlich wird ihre Lichtbrechung im allgemeinen höher ( $n_g$ : 1,60–1,63; weitere Daten: Doppelbrechung um 0,00–0,005, 2V sehr klein), d. h. sie werden eisenhaltiger.

Um einen Überblick zu erhalten, ist die Verbreitung dieser verschiedenen Mineralporphyroblasten im Streichen auf Fig. 11 zusammengestellt. Man erkennt deutlich, wie die Metamorphose – innerhalb der Chloritoid-Zone – mit dem Auftreten von neuen Mineralien, welche die höher werdende Metamorphose widerspiegeln, gegen Osten langsam zunimmt. In den Querprofilen ist, infolge der relativ schmalen Ausdehnung des Untersuchungsgebietes, mit Ausnahme des Aeginentalprofils keine wesentliche Änderung der Porphyroblastenparagenese beobachtet worden; deshalb wurde auf der Darstellung der Fig. 11 die Querverbreitung der Minerale nicht berücksichtigt.

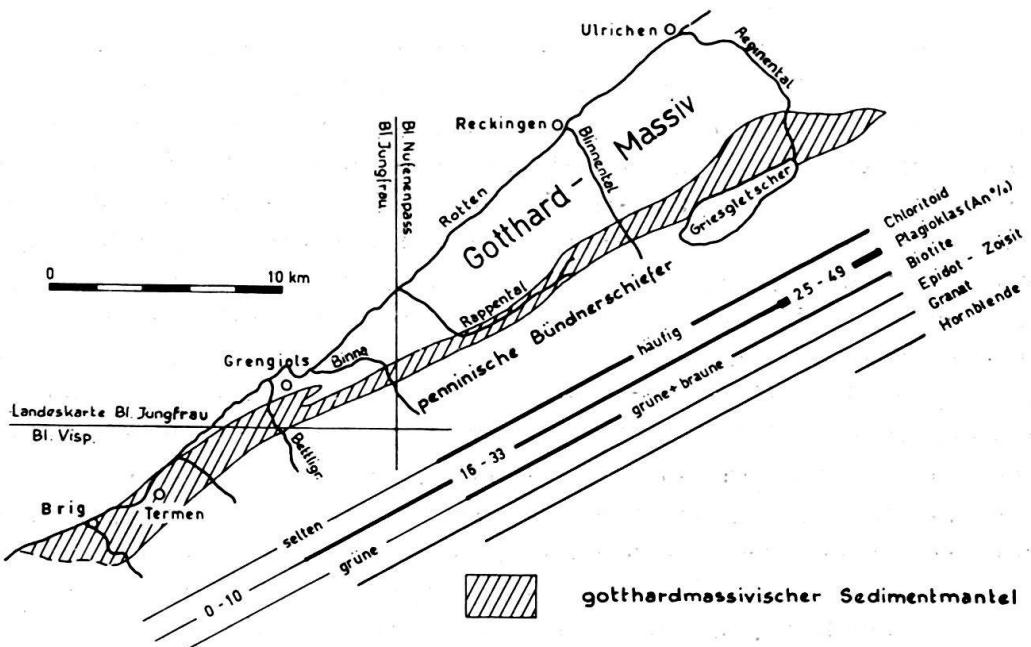


Fig 11. Kartenskizze des südlichen Sedimentmantels des westlichen Gotthard-Massivs mit der Längsverbreitung (durch Linien angedeutet) der am häufigsten darin vorkommenden Mineralporphyroblasten. Die Verbreitung quer zum Streichen (das parallel zur Längserstreckung des Gebietes verläuft) ist auf der Darstellung nicht berücksichtigt worden, weil im Querprofil keine wesentliche Änderung zu verzeichnen ist.

### b) Der tektonische Baustil und kleintektonische Untersuchungen

Beim Vergleich der beiden Gebietsenden fällt vielleicht noch stärker, als die gegen Osten zunehmende Metamorphose, die Verschiedenheit der makroskopisch dominierenden Gefügeelemente auf. Im Westen tritt eine sehr starke und engscharige Schieferung hervor, welche fast alle älteren, sowohl tektonischen als auch eventuell primären Gefügemerkale, überprägt. Im Osten, in der Nufenen-Gegend dagegen, wird das Bild durch verschiedene Falten bereichert, bei welchen wir eine altersmässige Reihenfolge feststellen konnten.

In der Nufenen-Gegend ist das älteste erkennbare Gefügeelement die Schichtung, die noch fast überall sehr gut erhalten geblieben ist. Sie kommt einmal in der Aufeinanderfolge der verschiedenen Serien zum Ausdruck, aber sie ist auch im Kleinbereich gut feststellbar an der Änderung des Materials und der Korngrösse oder der Intensität der Pigmentierung von Schichtlage zu Schichtlage. Ferner geben auch die neugebildeten Mineralporphyroblasten mit ihrer lagenweisen Verbreitung die ursprüngliche Schichtung wieder.

Diese Schichtung wurde dann bei der alpinen Gebirgsbildung gefaltet, und wir erkennen in der Nufenen-Gegend drei Faltung. Als erste sind die Grossfalten entstanden, durch welche die gotthardmassivische Sedimenthülle gliederbar wird. Diese Gliederung verwendeten wir bei der Profilbeschreibung. Im Aeginentalprofil – bis zum Griessee – werden die Schichten durch diese Falten in vier Mulden gelegt, wobei die Südschenkel meist zerschert und reduziert vorliegen. Weiter südlich sind die Verhältnisse infolge schlechter Aufschlüsse nicht mehr klar; es können sowohl weitere Mulden wie auch Schuppen vorhanden sein. Die Axen dieser Mulden streichen einheitlich E-W (N 80–100° E), aber ihr Fallbetrag ändert sehr stark. Die nördlichste Mulde (bei Altstafel) hat eine senkrecht einfallende

Axe, die weiter südlich liegenden sind dagegen mehr oder weniger horizontal (vgl. Fig. 1 und 2). Die Axenebenen dieser Falten können verbogen sein; dies ist sehr schön bei der zweiten Mulde zu beobachten. Die erste Schieferung, die mit den ersten Falten gebildet wurde, ist nur an vereinzelten Stellen zu erkennen – ganz sicher nur in der nördlichsten Mulde – weil sie sonst durch die folgenden Falten und Schieferungen verwischt wurde. Parallel zur ersten Schieferung entstanden Quarz- und Quarz-Kalzit-Gänge, die leichter als die Schieferung zu erkennen sind (vgl. W. NABHOLZ & G. VOLL 1963, S. 760)<sup>6)</sup>. In den südlichen Teilen des Profils, wo die erste Schieferung nicht mehr aufzufinden ist, liefern diese Gänge die Hinweise – durch ihren Überschneidungssinn – für den weiteren Verlauf der ersten Falten.

Die ersten Falten und somit auch die Quarz-Kalzit-Gänge werden von einer zweiten, späteren Faltung wiedergefaltet, welche von einer intensiven Schieferung begleitet wird. Diese zweite Schieferung ist im Nufenenprofil sehr stark ausgeprägt und wurde schon von R. EICHENBERGER (1924) als Druckschieferung erwähnt. Sie trifft die Schichtung im allgemeinen unter einem spitzen Winkel. Der Schnittwinkel  $ss/s_2$  ist vom Material sehr abhängig und kann bei quarzitischen Bänken fast  $90^\circ$  erreichen. Diese Lageabhängigkeit vom Material wurde 1958 von W. PLESSMANN näher beschrieben. Die zugehörigen zweiten Falten kommen in den nördlichen Mulden seltener vor, aber durch sie wird die vierte Mulde stark isoklinal verfaltet. Die Faltenachsen der zweiten Falten streichen im allgemeinen N 60–75 E und fallen fast ausschliesslich mit  $40–70^\circ$  gegen Osten. Bei diesen zweiten Falten sind wieder Quarz-Kalzit-Gänge gebildet worden, und zwar in den rostig anwitternden oft schalenführenden Kalklagen, welche in die mittlere Granatschiefer-Serie eingelagert vorkommen. Der wechselnde Überschneidungssinn zwischen diesen Quarzgängen und der Schichtung ist bei den Falten in der vierten Mulde schön zu sehen.

Als dritte Faltung kommt zu den bisherigen eine Ost-West verlaufende Knitterung. Die dazugehörige Schieferung ist relativ weitscharig und fällt meist steil ein. Die Faltenaxe dieser Knitterung streicht N 65–75 E und liegt horizontal oder hat ein kleines Westfallen (bis  $20^\circ$ ), seltener Ostfallen. Die Knitterung tritt in den nördlichen Bereichen vor allem in pelitischen Gesteinen auf, aber vom südlichen Teil der vierten Mulde an werden auch die massigeren Kalkschiefer von ihr erfasst; sie wird gegen Süden immer intensiver. Durch diese Falten werden die grossen Porphyroblasten in der Granat- und auch in der Knotenschiefer-Serie oben herum nach Norden gedreht (nach Westen blickend im Uhrzeigersinn): so die Plagioklase, Epidote und Granate. Die Porphyroblasten werden oft – besonders in der Serie der Knotenschiefer – bis  $180^\circ$  gedreht. Die Ilmenitblättchen erfahren erst durch diese Faltung eine Regelung. Diese Porphyroblasten müssten also zwischen der zweiten und dritten Faltung gebildet worden sein. Unklar bleibt die Stellung der Chloritoide, die einerseits in Granaten eingeschlossen vorkommen, und andererseits völlig unbetroffen von der dritten Faltung und Schieferung zu sein scheinen. Jünger als die dritten Falten sind die Querbiotite, die besonders in den Schichten der phyllitischen Trias reichlich vorhanden sind. Sie werden nie von dritten Falten verbogen, und ihre Einregelung ist weder mechanisch noch syntek-

<sup>6)</sup> An dieser Stelle möchte ich Herrn Dr. G. VOLL herzlich danken, dass er mich – bei einer gemeinsamen Exkursion – in seine tektonische Arbeitsmethode einführte.

tonisch erfolgt, sondern eindeutig auf Abbildungskristallisation zurückzuführen. Wie die Fig. 12 für die Glimmerquarze der oberen Trias zeigt, schmiegen sich die Biotite mit ihrer Basis der zweiten Schieferung an. Im Diagramm wird ferner auch ein zweites Maximum angedeutet, welches wahrscheinlich der ersten Schieferung entsprechen könnte. In diesen Glimmerquarzen nämlich, die in den Phylliten der oberen Trias eingelagert sind, konnten wir nirgends Anzeichen für die dritte Faltung oder Schieferung finden.

Ein weiteres wichtiges und auffälliges Gefügemerkmal ist ein Linear, welches auf den Schieferungsflächen auftritt. Es fällt regelmässig mit  $80^\circ$  nach Osten bzw. Nordosten ein und äussert sich durch lineare Parallelanordnung von Mineralien. W. PLESSMANN (1958) bezeichnete es als Linear I und deutete es als die Schnittkante von Schichtung und (unserer zweiten) Schieferung. Dies trifft aber nicht zu, und ein Blick auf das Diagramm, in dem die Schicht- und Schieferungspole aufgetragen sind (vgl. Fig. 13), beweist das auch. Wenn dieses lineare Gefüge

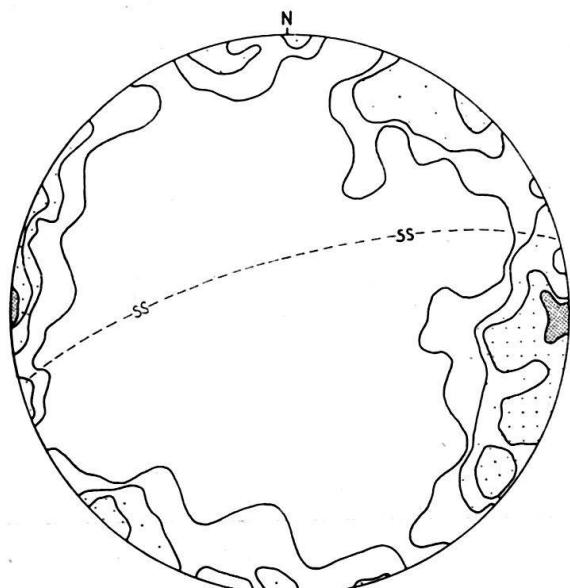


Fig. 12. Biotitspaltflächenpole (100 St.) eines triasischen Glimmerquarzes vom Südrand des Müsetällis am Griesgletscherabfluss. (Koord.: 671,35/146,90/1970 m). Auszählung: 2, 5, 9, 12%; Schmidtsches Netz, unt. Halbkugel.

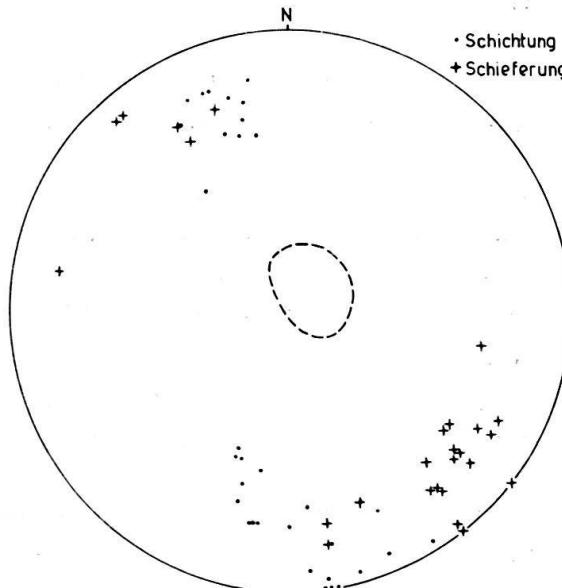


Fig. 13. Diagramm mit Schicht- und (zweiten) Schieferungspolen ( $S_2$ ), sowie dem Feld der Durchstosspunkte der steilen Streckungslineare in der Gegend des Griesgletscherabflusses. Wulffsches Netz, untere Halbkugel.

nämlich durch die Schnittkante von Schichtung und Schieferung gebildet würde, so wären die Durchstosspunkte dieses Linears im westlichen Teil der (unteren) Halbkugel stärker zerstreut anzutreffen und nicht im nordöstlichen Quadranten in einem engen Raum begrenzt. Dass dieses lineare Gefüge nicht mit der Schnittkante Schieferung/Schichtung identisch ist, stellt man auch in den anstehenden Gesteinen fest, wo auf der Schieferungsfläche oft ein Winkel von über  $20^\circ$  zwischen dem Linear der Mineralparallelanordnung und der gut erkennbaren Schnittkante Schieferung/Schichtung anzutreffen ist. Das Linear ist nur durch die Mineralanordnung bzw. -streckung hervorgerufen, die, wie G. VOLL (1963, S. 771) schreibt, parallel zur grössten Zugspannung richtungskonstant gebildet wird. Die den

ersten und zweiten Falten zugeordneten Streckungen sind gleichgerichtet, sie auseinanderzuhalten ist nur dort möglich, wo man die Schieferungsflächen selbst klar den Falten zuordnen kann. Dass es sich hier um zwei bzw. drei Streckungen handelt, beweisen die leistenförmigen Pyrite, die bei der Streckung lang ausgezogen und bei der folgenden Faltung um die Falten gewickelt worden sind. Dies ist an vielen Stellen zu beobachten.

In der Umgebung von Brig, am anderen Ende des Gebietes, dominiert eine engscharige, starke Schieferung, wie dies schon weiter oben erwähnt wurde. Sie überprägt die Schichtung, so dass diese an sehr vielen Stellen nicht mehr zu erkennen ist. Neben der Schieferung tritt auch eine intensive Faltung im Dezimeter-Bereich auf, die ca. im Streichen liegt (N 60–80 E) und flach (10–30°) meist nach Nordosten oder seltener nach Südwesten einfällt. Sie faltet eine Schieferung und auch Quarz-Kalzit-Gänge; sie kann also nicht als erste Faltung bezeichnet werden, vielleicht als zweite. Zu diesen Falten gehört die dominierende, starke Schieferung, welche die Serien vollständig zerschert. Auf den Schieferungsflächen finden wir wiederum ein Streckungslinear (Linear I nach W. PLESSMANN 1958), welches hier mit 30° nach Nordost einfällt.

Parallel zu den ? zweiten Falten kommen stellenweise ? dritte vor, die nur als Knitterung hervortreten. Auf diese Knitterung ist die oben herum gegen Norden gerichtete Drehung der Plagioklasporphyroblasten zurückzuführen, welche auch in diesem westlichen Gebiet deutlich ausgebildet ist. Die Chlorite und Biotite sind auch hier nach dieser ? dritten Faltung gebildet worden, sie werden nicht von ihr beeinflusst.

Wenn man die Beobachtungen aus der Umgebung von Brig mit denjenigen in der Nufenen-Gegend vergleicht, stellt man in beiden Gebieten drei Faltungen fest und kommt zur Überzeugung, dass sich die Bildung der einzelnen Mineralporphyroblasten in ihrer Abfolge zu den Faltungen an beiden Gebietsenden ähnlich verhält. Ein Unterschied lässt sich nur hinsichtlich der zweiten Faltung feststellen, die am westlichen Ende des Untersuchungsgebietes das plastischere Material, wahrscheinlich auch unter geringerer Überlagerung, antraf und sich hier viel intensiver auswirkte als im Osten, wobei im Westen zusätzlich die zweite Schieferung meist zur Zerscherung der Serien führte.

## ZUSAMMENFASSUNG

An der Südabdachung des Gotthard-Massivs im Wallis liegt eine schmale Sedimentzone – der gotthardmassivische Sedimentmantel –, welche in ihrer ganzen Längserstreckung (von Brig bis zum Bedrettotal) durch einen Triaszug von den anschliessenden penninischen Bündnerschiefern getrennt ist. Die Gesteine dieses Sedimentmantels besitzen liasisches und triassisches Alter. Die Trias ist im ganzen Untersuchungsgebiet einheitlich ausgebildet, und wir können auch hier die in den Schweizer Alpen übliche Dreiteilung erkennen und anwenden. Die liasischen Schichten bilden dagegen zwei Faziesbereiche, einen nördlicheren, der mit dem Helvetikum vergleichbar ist, und einen südlicheren, der mit dem Lias der Zone dauphinoise Ähnlichkeiten aufweist. Die nördliche Fazies – als