# Vergleich mit benachbarten Gebieten

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **56 (1963)**

Heft 2

PDF erstellt am: **26.04.2024**

**Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

**Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

**http://www.e-periodica.ch**

könnte in diesen Teilgefügen ja relativ – durch Weglösung von Quarz – angereichert sein. Immerhin gibt es hier Lagen, in denen die Glimmerkonzentration in den Faltenscheiteln nicht ausreichte (an $B_2$-Falten beobachtet), um Chloritoid-Keimbildung zu ermöglichen, während in den Schenkeln der gleichen Lagen Chloritoid vorkommt. Hier muss also erst die zweite Faltung die Glimmeranreicherung geschaffen haben, die das Chloritoidwachstum gestattete. Die Chloritoidbildung muss somit zumindest teilweise posttektonisch in bezug auf diese Faltung sein. Oft findet man Chloritoidgarben, an deren Enden die Basis sich senkrecht zum benachbarten s stellt. Dies wird als Wachstumsfehlbau, durch die benachbarte Schieferung induziert, gedeutet. Offensichtlich begünstigt diese Stellung das Grössenwachstum. Da dies von der ersten bis zur dritten Schieferung gilt, muss das Chloritoidwachstum auch bis nach dieser angedauert haben. Und da solche Garben-Enden auch an der jüngsten Schieferung nicht selten noch verschleppt sind, haben zumindest die letzten Ausläufer der Bewegungen noch das Chloritoidwachstum begleitet.

Aus der häufigen Garbenbildung auf Wachstum des Chloritoids in Perioden tektonischer Ruhe zu schliessen, scheint uns nicht gerechtfertigt. Man kann sich ja auch vorstellen, dass die Kristalle sehr schnell wuchsen, so dass die vergleichsweise unendlich langsamen Bewegungen im Gestein nicht zum Zuge kamen. Zu gesteigerter Chloritoidgarbenbildung kam es wohl nach $B_2$. Anscheinend wuchs Chloritoid also bis in die Spätstadien der Deformation. Den Beginn seiner Bildung zu verfolgen, ist schwieriger. Die sehr einheitliche Korngrösse und Verteilung macht jedoch einen einmaligen Akt der Keimbildung wahrscheinlich, denn bei über lange Zeit anhaltender Keimbildung sollte man seriale Grössenverteilung, bei mehrmaliger Keimbildung hiatale erwarten. Einmalige Keimbildung, häufig garbige Entwicklung und Wachstum, z.T. nachweislich nach $s_3$, machen im ganzen spätes Chloritoidwachstum wahrscheinlich.

Pyrit bildet sich parallel $s_1$, $s_2$ und – mit kleinen, oft idiomorphen Kriställchen – bis ins letzte Bewegungsstadium. Ob die idiomorphen Pyrite gänzlich posttektonisch sind, erscheint unsicher, da Pyrit sich starr verhält, eine späte Beanspruchung also nicht notwendig spiegelt. Sehr selten findet man kleine Magnetkieskörnchen im Pyrit. Eine detaillierte Untersuchung der Korngefüge ist in dieser Arbeit nicht beabsichtigt.

## 7. Vergleich mit benachbarten Gebieten

Wir haben bereits festgestellt und begründet, dass und warum wir nach wie vor der Ansicht sind, die Serie liege aufrecht. Wir haben ferner die Deformation als rotationale Faltung und Wiederfaltung in einem kontinuierlichen Akt und unter Beibehaltung des Stressplans beschrieben.

Nun kehren wir zurück zu der Frage: ist die beschriebene Deformation am Ort aufgeprägt, nachdem Horizontaltransporte stattgefunden hatten, oder ist sie während solcher Horizontaltransporte erworben?

In diesem Zusammenhang ist es interessant, dass genau der gleiche Deformationsstil nach S bis in die Lugnezer Schiefer anhält (Fig. 2, 17, Diagramme 22, Fig. 27). Diese haben zweifellos einen weiteren Horizontaltransport hinter sich und zumindest in ihren nördlichen Randbereichen sind sie nicht nachträglich versteilt

worden. Hier liegt es nahe, diesen Bau als während dieses Horizontaltransports erworben zu betrachten. Und da diese Serie den gleichen Gefügeplan erwarb, ihre Prägung also auch dem gleichen Kräfteplan verdankt, wird ihre Einwanderung wohl auch etwa gleichzeitig mit der Prägung unseres Profils erfolgt sein, nicht durch einen zeitlichen Hiatus getrennt. Somit dürfte das Gleiche wohl auch für die südlich der Lugnezer Schiefer folgenden Deckenlappen gelten.

Erst weiter im Süden, am S-Rand der Lugnezer Schiefer, versteilen sich die s-Flächen, und an der Einwicklungszone des Aul-Lappens setzen neue Wiederfaltungen ein. Ob diese der Einwicklung zugeordnet sind, müssen erst eingehende Studien zeigen.

Da diese Beobachtungen bereits auf Anlage der Gefüge unseres Profils während der Deckenbewegung, während des Horizontaltransportes hier und in der Nachbar-

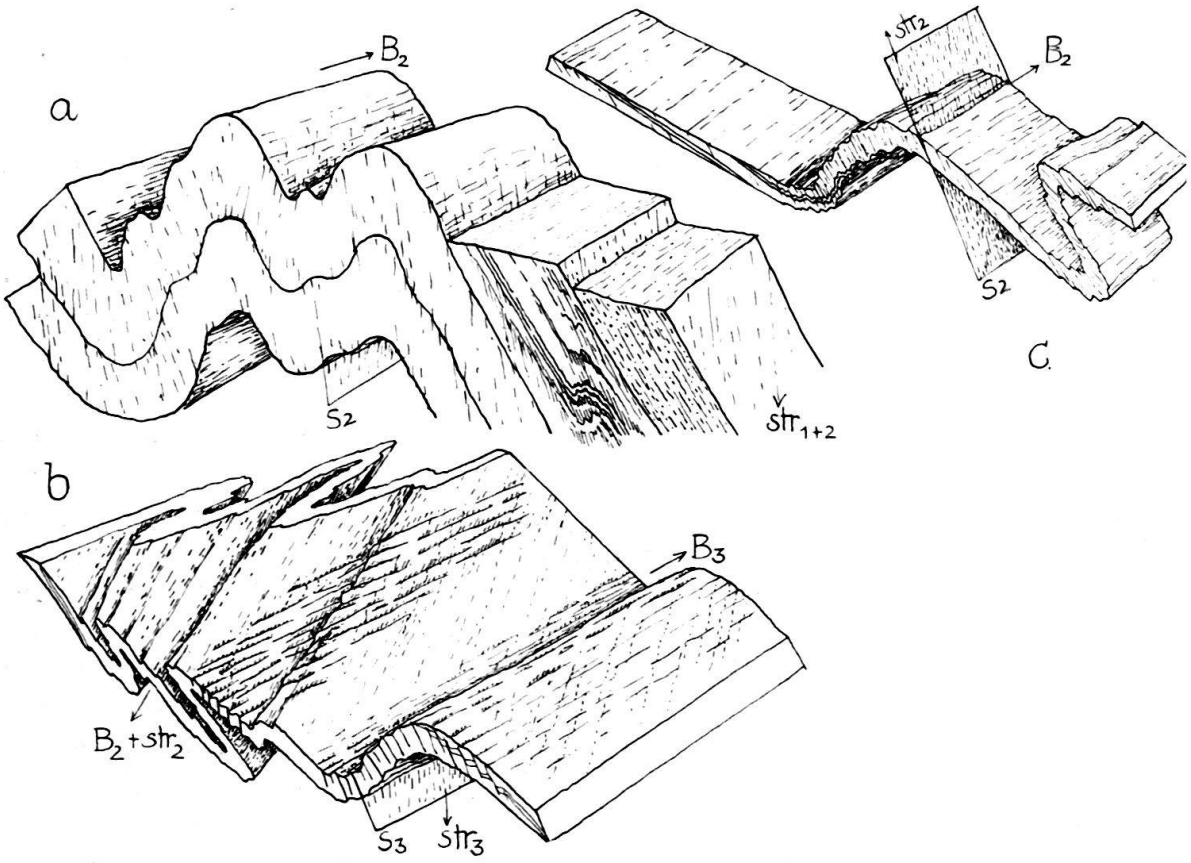


Fig. 17. Strukturdetails aus dem Südteil des Profils.

a) Strassenkurve 20 m nördlich der Strassenabzweigung nach Camuns, südlich Peidenbad (Koord. 734,3/175,0); Rötidolomit mit flachen $B_2$-Falten, darüber feingeschichtete, pelitische und quarzitische Quartenschiefer. Die feingeschichteten Quartenschiefer (mit gradierten Lagen) zeigen $B_2$-Falten mit wechselnder Achse, die normales ss und fast ss-paralleles $s_1$ falten.

b) Lugnezer Schiefer bei Brücke über Tobel des Val de Tersnaus südlich Uors (Koord. 735,55/173,35): ss wird von steiler S fallenden Quarzgängen durchsetzt, mit ihnen von isoklinalem $B_2$ gefaltet (Streichen 23°, Tauchen 21° SSW, parallel $str_2$, WNW-vergent). $B_2$ wird von 87° streichenden, 6° E tauchenden $B_3$-Runzeln und -Falten wiedergefaltet.

c) Quartenschiefer, direkt unter b) aufgeschlossen. Offenes bis fast isoklinales $B_2$ ( $?B_3$) faltet ss, $s_1$ und steiler als ss nach S fallende Quarzgänge um flache ENE streichende Achsen. $s_2$ ist stark gestreut, 80° S fallend in offenen, 35° S fallend in stark rotierten zweiten Falten.

schaft deuten, wollen wir sie durch weitere Beobachtungen erhärten, die einer von uns (G. VOLL) sammeln konnte:

Auch im Engadiner Fenster sind Deckenbewegung, Streckung, Faltung, Wiederfaltung, Schieferung und Wiederschieferung einander zugeordnet. Unter der flachen Überschiebungsbahn des Ötztaler Kristallins auf die unterostalpinen und penninischen Serien erscheinen bei Nauders N-vergente, liegende Deckfalten. Ihre Achsen streichen NE, ihre Amplituden und Wellenlängen liegen im km-Bereich. Beide Schenkel fallen nach S, die Inversion der kurzen Schenkel kann mit Gradierung und mit der ss/Quarzgang-Überschneidung nachgewiesen werden. Diesen grossen Deckfalten ist die erste Schieferung zugeordnet. Sie liegt in den Schenkeln wieder parallel oder fast parallel ss, durchsetzt aber an den aufgeschlossenen Scheiteln der $B_1$-Deckfalten ss deutlich sichtbar. Während die mesozoische Kalkkögel-Serie und die Serien der Engadiner Dolomiten auf dem Ötztaler Kristallin nur nach $B_1$, $s_1$, $str_1$ verformt sind, und das Ötztaler Kristallin nur von einzelnen Scherbahnen des alpinen $s_1$ durchzogen wird, sind die Serien unter dem Ötztaler Kristallin bereits lebhaft wiedergefältelt. Hier kommt also eine modellklare Stockwerkstektonik zum Ausdruck. Wieder schwanken die zweiten Falten in den Bündnerschiefern stark, liegen jedoch oft der dort mehr NW bis WNW streichenden Streckungsrichtung $str_2$ parallel. Bei Nauders sind ihre kurzen Schenkel bevorzugt nach W bis SW rotiert, doch kommt auch die entgegengesetzte Vergenz vor. $s_2$ arbeitet die Bündnerschiefer überall fast durchdringend durch. Häufig bilden sich noch dritte Falten mit Achsen parallel $str_2$ und wechselnder Vergenz. Die Streckung dauert auch hier wieder von der ersten über die zweite Faltung hinaus an. $B_2$-Falten erreichen Amplituden im 10 m Bereich. Südlich des Inntals beginnt eine letzte Wiederfaltung, die den flachen ss-, $s_1$- und $s_2$-Bau aufwölbt. Die Achse dieser grossen Aufwölbung liegt im Zentrum des Fensters und läuft NE-SW, diesem parallel. Die Achsen dieser letzten Falten liegen flach, NE streichend senkrecht zur Streckungsrichtung, die mit älteren Falten und s-Flächen wiedergefaltet wird. Dieser letzten Faltung sind steil N fallende Schieferungsflächen zugeordnet. Diese letzte Faltung klingt gegen das Samnaun hin aus, wo wieder zweite und streckungsparallele Falten, zusammen mit ihren Schieferungen das Bild beherrschen, $B_1$ und $s_1$ überlagernd. Der dem Fenster-S-Rand ähnliche, flache Lagenbau fällt dann flach nach N unter die Silvretta-Gneise. Die vor der Fensterwölbung angelegten Deck- und Wieder-Falten ziehen also mit den zugehörigen s-Flächen und Streckungslinearen unter dem überschobenen Altkristallin durch. Der unserem Gebiet sehr ähnliche Bau muss also während der Deckengleitung erworben sein. (Für das Samnaun geben KLÄY's Diagramme (1957, p. 339) die jüngeren NE-Achsen und die älteren, stark gestreuten, jedoch im NW gehäuften $B_2$-Achsen, leider ohne Vergenz oder zeitliche Trennung.)

In der gleichen Richtung deuten Beobachtungen im autochthonen Helvetikum östlich des Aar-Massivs und in der helvetischen Hauptschubmasse nördlich des Vorderrheins[4]): Nördlich unseres Profils hören Wiederfaltungen bald auf (Fig. 18). Sie finden sich nur noch in schmalen Zonen oder – um die Streckungsrichtung – in flachen Bewegungsbahnen von Decken und Schuppen (Fig. 19b, c, d). $s_1$ und $str_1$

[4]) Sie wurden von G. VOLL auf einer Exkursion gesammelt, bei der die Herren Dr. STYGER und Dr. SCHINDLER freundlicherweise die Führung übernahmen.

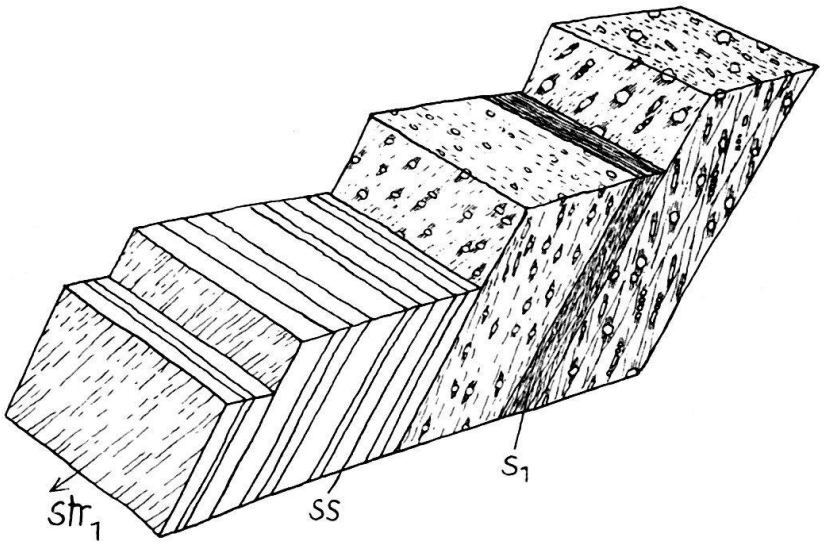


Fig. 18. Deformation der permokarbonischen Eruptiva von Tamins und der überlagernden Trias. Aufschluss an der Strasse nach Flims im Lavoi-Tobel, 500 m W Kirche Tamins.
Rötidolomit oben mit plattigem ss, darunter Melser Sandstein, Verrucano-Pelitphyllite und Quarzporphyr-Phyllit. ss: streicht 75°, fällt 75° S. Darauf taucht $str_1$ mit einem Winkel von 75° nach SW ab. $s_1$ fällt steiler S. Klastische Körner im Sandstein, Quarze und Feldspäte im Quarzporphyr sind zerbrochen, parallel $str_1$ auseinandergetriftet, faserige Quarz- und Glimmer-Neubildungen im Druckschatten parallel $str_1$. Z. T. feine Runzeln parallel $str_1$.

jedoch setzen sich nach N fort, bis ans N-Ende des Verrucanos (Fig. 22) und über diesen hinaus. In der Verrucano-Decke und in ihrer Unterlage findet sich die Streckung gleichermassen und nimmt nach N allmählich ab. Ebenso klingt sie im Deckenstapel des Glärnisch nach oben aus. Gleichzeitig wird der Winkel $ss/s_1$ nach N und nach oben allmählich grösser, die syntektonische Metamorphose geringer. Im Niveau des Lias bei Ob. Stafel W Schwanden ist am Glärnisch die obere Grenze der Schieferung erreicht. In den Deckengleitbahnen, die dort überall in $s_1$ verlaufen, liegt $s_1$ der Schichtung fast parallel. Zwischen ihnen aber kann es steiler werden, Faltungen ($B_1$) können sich einstellen (Fig. 20). Steilere Lage von $s_1$ zwischen den Deckenbahnen bedeutet nicht, dass dieses $s_1$ und zugeordnete $B_1$-Falten nicht während der Deckengleitung betätigt wurden, nicht, dass sie nach der Deckengleitung gebildet sind. Die steileren Lagen gehen kontinuierlich in die flacheren auf den Deckenbahnen über. Die Gleitung der Verrucano-Decke (Glarner Stammschubmasse) und der höheren Decken vollzog sich also auf und während $s_1$. Auch in der Unterlage der helvetischen Hauptschubmasse sind Inversionen (Matter Sandstein), Schieferung und Streckung (Glarner Dachschiefer) durch unsere erste Faltung bestimmt. Die Gleichzeitigkeit von Faltung nach $B_1$ und flachen Horizontaltransporten auf $s_1$ wird besonders schön am Piz da Dartgas gezeigt (Fig. 21). Während dort die tiefere Falte $s_1$ noch in stark divergenter Fächerstellung zeigt, vollzieht sich am Gipfel auf dem gleichen $s_1$ die flache Überschiebung von Trias und Kristallin. Während unten der kurze N-Schenkel der Falte noch verdickt wird, werden oben die flachen Schenkel und Gleithorizonte bereits stark gedehnt, die Globigerinenschiefer z. T. bereits um $str_1$ wiedergefaltet (Fig. 19b, c, d).

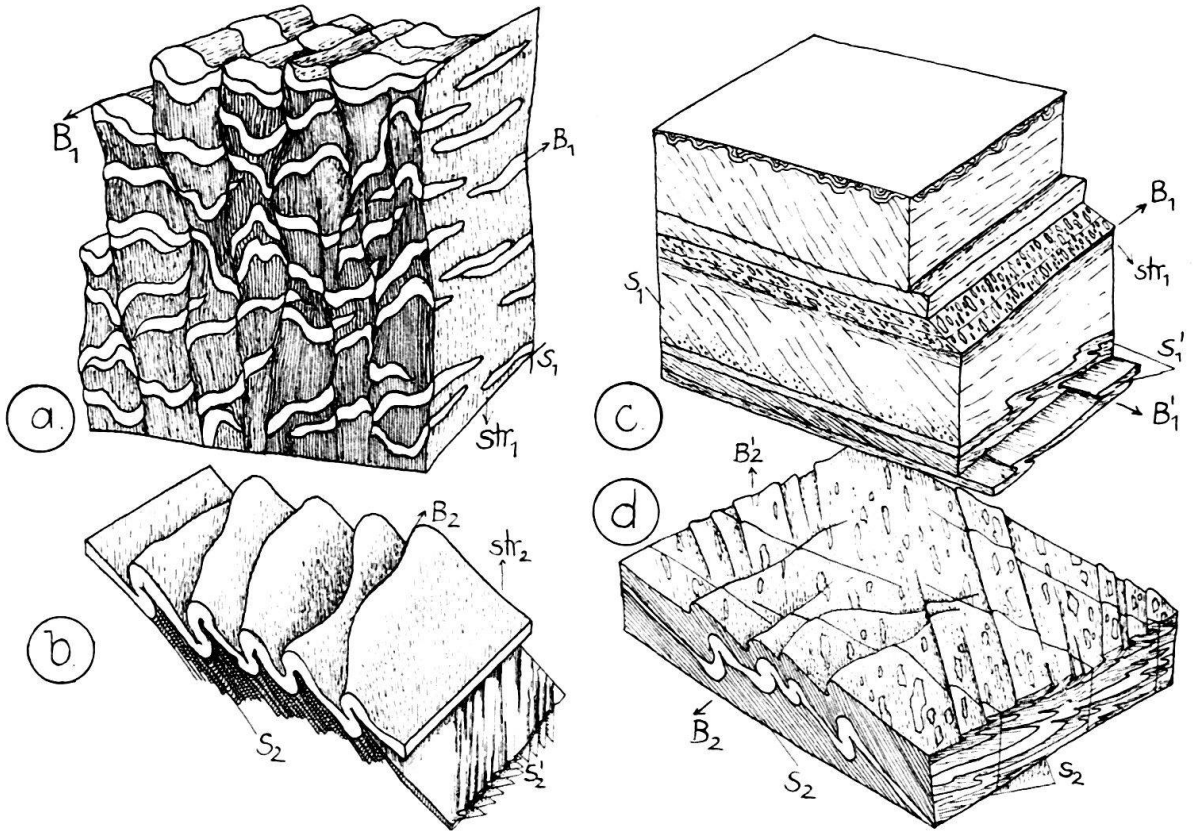


Fig. 19. Gefüge-Details am Piz da Dartgas (Koord. 722,1/186,8).

a) Siehe Kreis 1 in Fig. 21. Assilinen-Sandstein, flache Lagerung N vor der Piz da Dartgas–Falte. Die Assilinen sind gefaltet, z. T. an dem steil S fallenden $s_1$ stark gelöst. Auf $s_1$ fast senkrecht zu $B_1$ das steile $str_1$-Linear.

b) Siehe Kreis 4 auf Fig. 21. Um $B_2$ gefaltete Quarzgänge ($s_1$-parallel) in flachem Horizont mit gesteigertem Horizontaltransport (Globigerinenschiefer). $B_2$ schwankt, streicht NE, liegt schief zu $str_2$, das 170° streicht. $s_1$ ist fast ganz durch $s_2$ verwischt. Parallel $str_2$ bilden sich divergente $B'_2$-Runzeln mit zugeordneten $s'_2$-Scharen.

c) Siehe Kreis 2, Fig. 21. Dicke Grauwackenbänke, z. T. mit Gradierung, Laminierung und convolute bedding oben, zwischen brekziösen Lagen und Globigerinenschiefern. $s_1$ streicht ENE, fällt in kompetenten Lagen steiler, in inkompetenten flacher SSE. $str_1$ streicht 170°, dehnt die dunklen Pelitfragmente der Brekzien auf das 2–6fache der Ausgangsgestalt. In den Globigerinenschiefern Wiederfaltung um $str_1 = B'_1$ hier W-vergent, meist jedoch wechselnde Vergenz. Dabei Bildung zugeordneter $s'_1$-Schieferung.

d) Siehe Kreis 3 in Fig. 21. Brekzienlagen in Globigerinenschiefern. Flacher Gleithorizont mit Wiederfaltung von $s_1$ (und $s_1$-parallelen Quarzgängen) um wechselndes, meist ENE streichendes $B_2$ und $str_2$ paralleles, divergentes $B'_2$, Dabei Ausbildung von zugeordneten $s'_2$-Scharen.

Auch quantitativ ist die Dehnung in den langen Schenkeln der Falte, in inkompetenten Schichten und in den Gleithorizonten, stark gesteigert.

Ausser $s_1$ setzt sich also auch $str_1$ aus unserem Profil kontinuierlich nach N fort, stets mit $\pm$ N-S Streichen. Die Verrucano-Aufschlüsse in Ilanz zeigen Tonschiefer-Fetzen noch auf das 6 fache der Ausgangslänge gedehnt, im Kärpf-Gebiet dürfte die Dehnung durch Streckung noch immer das 2–3 fache der Ausgangslänge betragen. Auch die sauren Extrusiva der Rotliegendserien sind dort von der Streckung betroffen worden. Im Matter Tal ist die Dehnung auf das ca. 1,5–2 fache abgeklun-

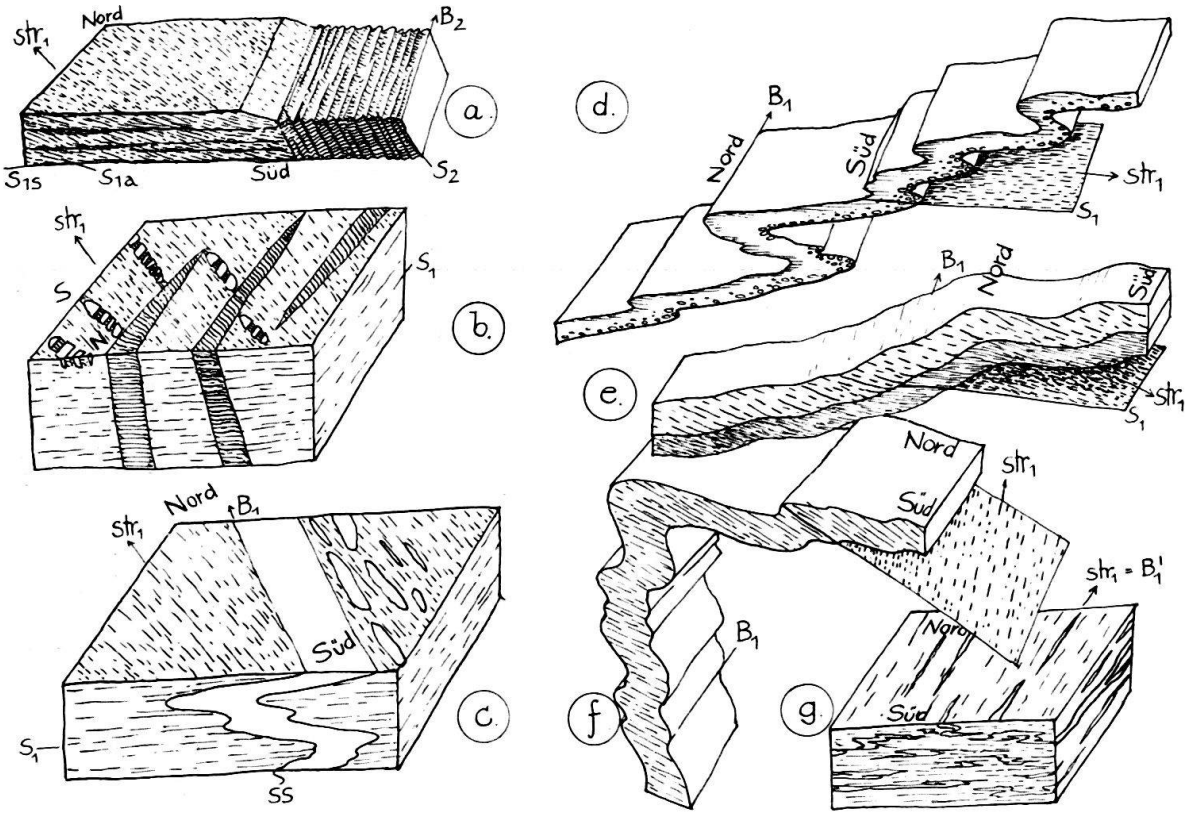


Fig. 20. Gefügedetails aus der Verrucano-Decke, Kärpf-Gebiet. Weg Berggasthof Mettmen nach Seilbahnstation Kies.

a) 30 m E des Gasthofes: sandige Tonschiefer des Verrucano. Flaches $s_{1s}$, $s_{1a}$ fällt flach S. $s_2$ fällt steil S. Schnittgerade $s_{1s}/s_{1a}$ und Schnittgerade $s_1/s_2$ ($=B_2$) liegen parallel, streichen ENE.
b) Dicht unter der Seilbahnstation am Gasthof: phyllitischer, grober Sandstein des Verrucano mit zerbrochenen und parallel $str_1$ auseinandergetrifteten Geröllchen. Quarzgänge sind parallel $str_1$ mit Faserquarz gefüllt, zeigen Fiederstellung.
c) Höhe 1570 m, am Weg: fanglomeratischer Verrucano. Gefaltete, sandige Lage, $B_1$ streicht 35°, $str_1$ 10°. Tonschiefergerölle liegen mit der langen Achse parallel ss bis $str_1$, sind durch $str_1$ gestreckt.
d) Höhe 1420 m: 15 cm dicke Grit-Lage mit grading, N-vergent um $B_1$ gefaltet. $B_1$ streicht 100°, liegt senkrecht $str_1$. Der $B_1$-Faltenspiegel fällt flach N, $s_1$ liegt fast horizontal. Gradierung zeigt normale Lagerung.
e) Höhe 1390 m: ähnlich d) ss fällt 10° N, $s_1$ 10–30° S, flacher in pelitischen Lagen.
f) Höhe 1380 m: N-vergente $B_1$-Monokline. $B_1$ streicht 25°, $str_1$ 10°. $s_1$ fällt flach SE. Der kurze Schenkel ist leicht überkippt und verdickt (Höhe 3 m).
g) Im Bach W des Weges: Flysch direkt unter der Basisüberschiebung der Verrucano-Decke: Wiederfaltung mit $B_1'$ = parallel Streckungsfaser, wechselnde Vergenz, Quarzgänge parallel $s_1$ werden gefaltet. $str_1$ streicht 10°.

gen. Mit den so ermittelten Dehnungsbeträgen im Bereich der helvetischen Hauptschubmasse der Glarner Alpen (wozu man Reduktions-Flecken im Verrucano besonders gut verwenden kann), stimmt die Dehnung des Lochseitenkalkes von einer Ausgangsmächtigkeit des Malm von 200–300 m auf ca. 50 m und weniger grössenordnungsmässig gut überein. Hier muss man allerdings mit Mächtigkeitssteigerung durch Verkeilung oder mit Verringerung durch Reibung rechnen. Die Dehnung überwiegt die Einengung in der Glarner Schubmasse sicher stark, da Falten ver-

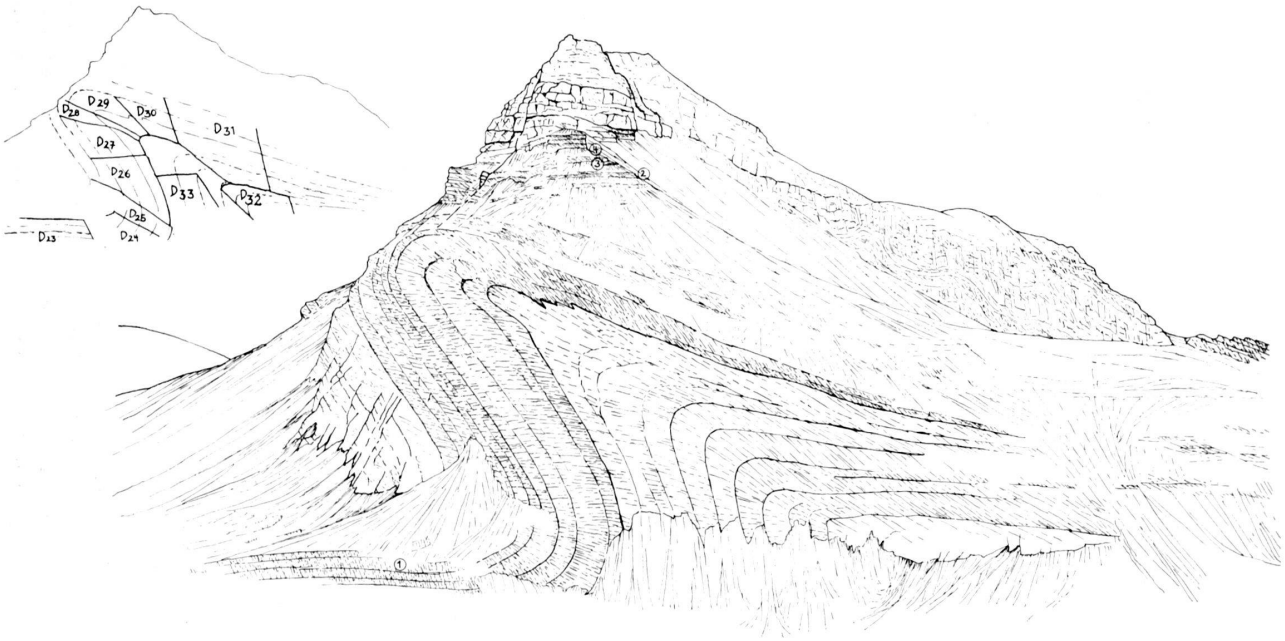


Fig. 21. Piz da Dartgas am Kistenpass, von W (Bifertenhütte) gesehen. Der tiefere Teil des Berges ist von einer nordvergenten Falte eingenommen. Deren N-Schenkel ist verdickt und überkippt. Nördlich davor liegt $s_1$ in dem flachen Schichtpaket steil. Im überkippten Flügel liegt $s_1$ flach, ss ist verdickt. $s_1$ bildet in dieser Synklinale einen sich in den Scheitel öffnenden Fächer, ebenso in der darauf folgenden Antiklinale. Im flachen Hangendschenkel ist $s_1$ flach, da dem darüber liegenden Bewegungshorizont in den Globigerinenschiefern angenähert. Die höheren Lagen sind durch Faltungsvorschub nach N vorgeglitten. Der Gipfel des Berges wird von einer Trias-Kristallinlamelle aufgebaut, die auf einer flachen $s_1$-Schubbahn herangewandert ist. In allen diesen flachen Gleithorizonten ist $str_1$ stark gesteigert. Dieses liegt NNW-SSE, fast senkrecht auf $B_1$, der Achse der grossen Falte. In den flachen Gleithorizonten unter der Kristallinlamelle kam es zur Wiederfaltung (siehe Teilskizzen in Fig. 19. Auf diese beziehen sich die Ziffern in Kreisen). Eingesetzt: Verteilungsschlüssel für Diagramme 23–33 in Fig. 28, Sammeldiagramm 34 in Fig. 28.

hältnismässig selten sind. Rückformung muss diese Streckung berücksichtigen, ebenso wie Einengung im evtl. Herkunftsgebiet. Nach solchen Überlegungen erscheint es gut möglich, die helvetische Hauptschubmasse der Glarner Alpen in ihrer gesamten Länge auf dem Tavetscher Zwischenmassiv und den nördlichen Teilen des Gotthard-Massivs unterzubringen, da diese heute stark eingeengt vorliegen, die Glarner Schubmasse aber etwa auf das dreifache ihrer Ausgangslänge gedehnt ist.

## 8. Deutung

Wir kommen also zu folgenden Schlüssen:

Vom penninischen Bereich zu unserem Profil und bis an den N-Rand der Verrucano-Decke vollzogen sich die horizontalen Transporte während einer einheitlichen, ersten Schieferung. Vom N-Rand der Lugnezer Schiefer bis zu dem der Verrucano-Decke, in den Decken, Schuppen und Massiv-Gebieten verlief die Prägung homotaktisch und mit aller Wahrscheinlichkeit in einem grossen Bewegungsakt und etwa gleichzeitig. Im S, von Ilanz an südwärts, führt die stärkere Deformation zu symmetriekonstanter Wiederfaltung, Wiederschieferung, -Streckung und Rotation.

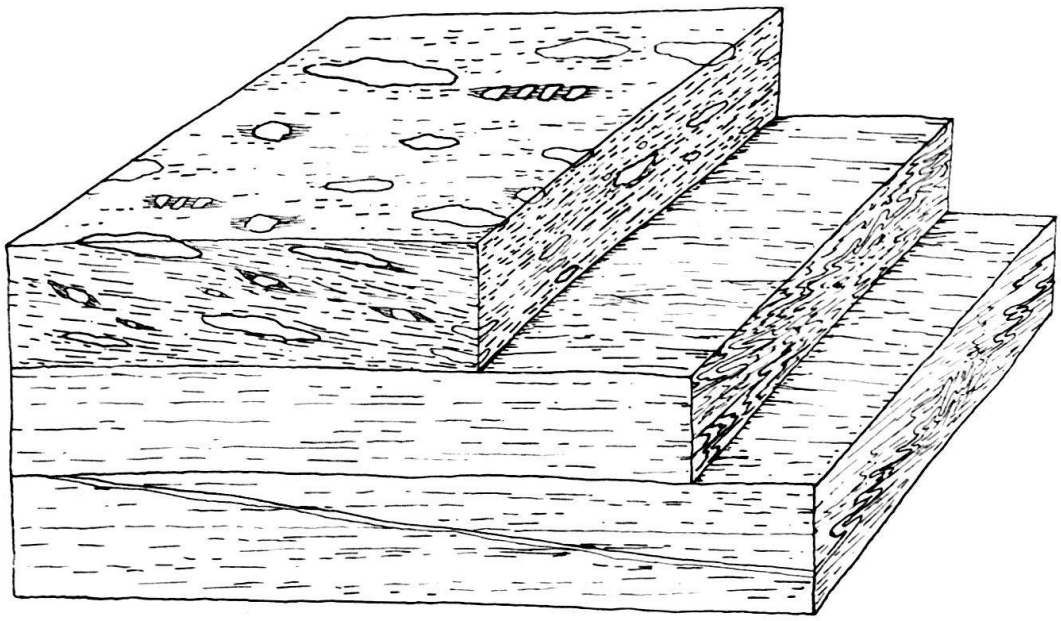

Fig. 22. Deformation des Lochseiten-Kalkes und des darüberliegenden Verrucanos. Lochseite östlich Schwanden (Koord. 726,2/206,55), Kanton Glarus. Oben: Verrucano mit in $str_1$ (das 155°–165° streicht) gelängten klastischen Komponenten und faserigen Neubildungen. $s_1$ bildet einen sehr spitzen Winkel mit ss und fällt steiler S. Darunter: Lochseitenkalk mit gleicher Streckungsfaser und divergenter Wiederfaltung von $s_1$ und $s_1$-parallelen Quarzgängchen um $str_1 = B_1$. Dabei Ausbildung einer $s_2$-Schieferung.

Die Schuppen unseres Gebietes, des autochthonen Helvetikums und die Decken des Unterengadins wie des Helvetikums sind alle durch einen prinzipiell gleichen Mechanismus gebildet. Gleichzeitig erfolgte vor den Massiven die Bildung der Liasmulden mit steilem $s_1$ und $str_1$ (wobei noch zu prüfen wäre, wieviel der heutigen Hochlage dieser Massive auf Hochdehnung in der fächerförmigen Streckungsrich-