

Deutung

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

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

Heft 2

PDF erstellt am: **18.05.2024**

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.

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 eingengt 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.

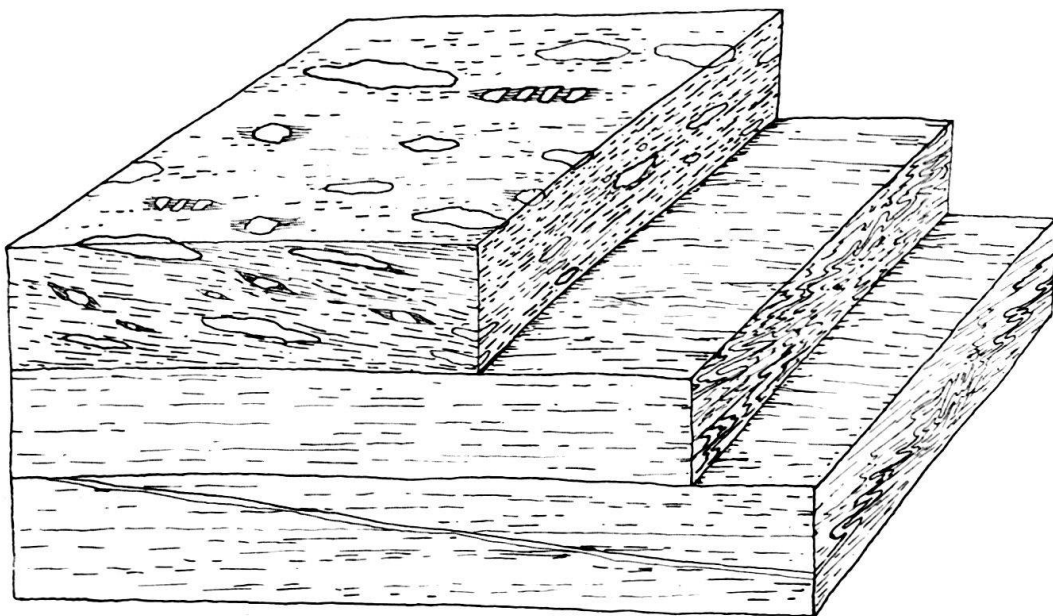


Fig. 22. Deformation des Lochseiten-Kalkes und des darüberliegenden Verrucanos. Lochseite östlich Schwanden (Koord. 726,2/206,55), Kanton Glarus. Oben: Verrucano mit in str_1 (das 155° – 165° streicht) gelangten klastischen Komponenten und faserigen Neubildungen. s_1 bildet einen sehr spitzen Winkel 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-

tung zurückgeht (WUNDERLICH und PLESSMANN, 1958)). Man könnte nun einwenden, die Streckungs-, Falten- und Schieferungsgefüge seien den fertigen Decken und der Liasmulde aufgeprägt, gerade da sie sich analog entwickeln, sich sowohl in flachliegenden Deckengebieten, als auch in steilstehenden Autochthon-Gebieten finden. Wir glauben jedoch, dass sich das Streckungslinear mit der ersten Schieferung und Metamorphose während der Deckentransporte bildete, aus folgenden Gründen:

1. Kann man die Bildung des Streckungsgefüges nicht allein auf Anstau an die starren Autochthon-Massive zurückführen, da die gleiche Streckung sich kontinuierlich aus dem Raum der steilen Liasmulden in die flach nach N transportierten Bereiche unseres Profils fortsetzt. Dort und in den angrenzenden, flachen Decken fehlt die Streckung und syn- s_1 -Metamorphose keinesfalls, wohl aber die hemmende Wirkung autochthoner Massive. Sicher ist in deren Einflussbereich die Streckung durch Anstau gesteigert, fächerförmig gestaltet und s_1 steilgestellt, ganz wie WUNDERLICH (1958) und PLESSMANN (1958) dies beschrieben.

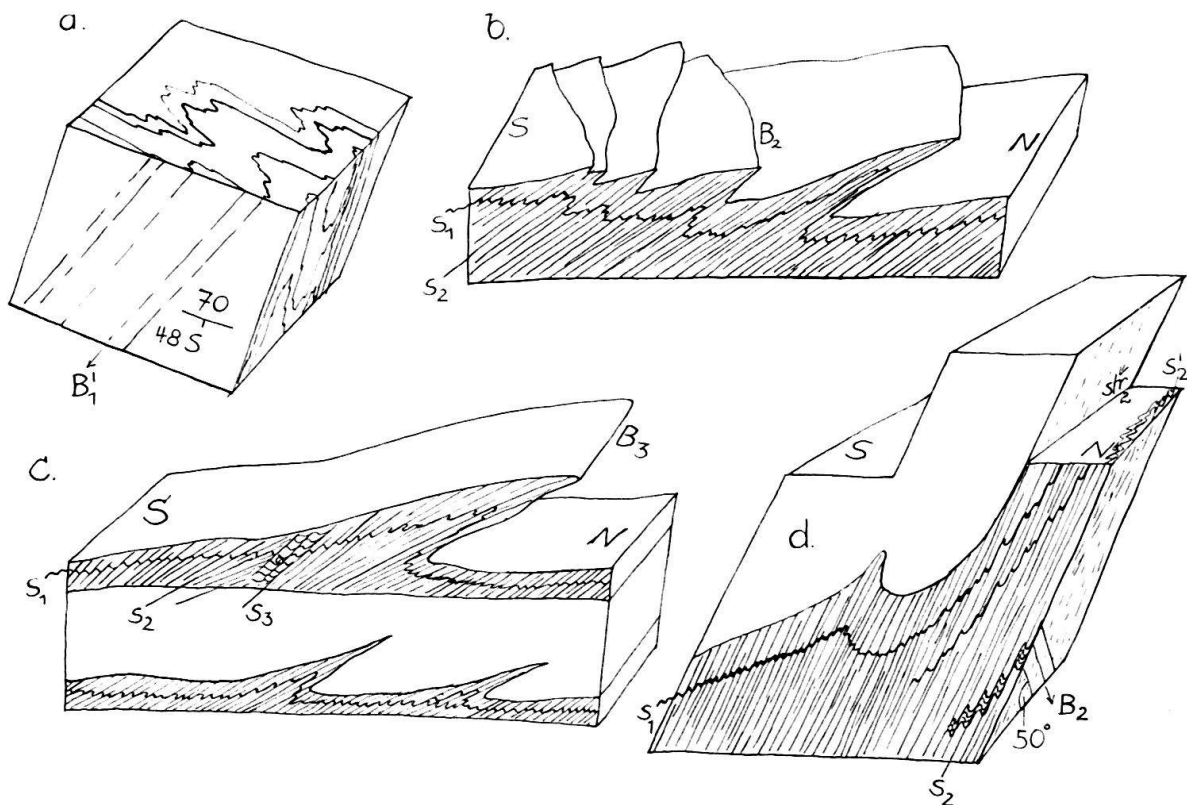
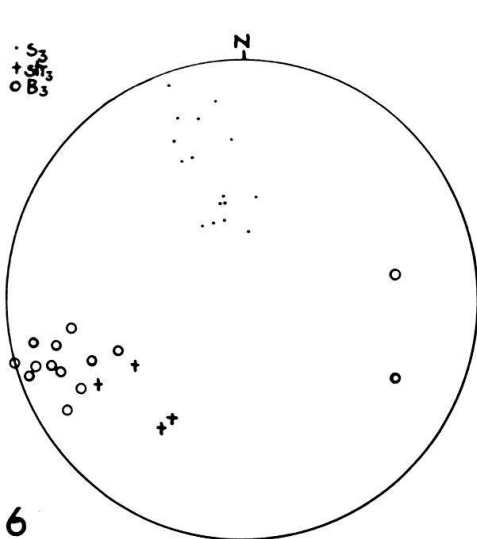
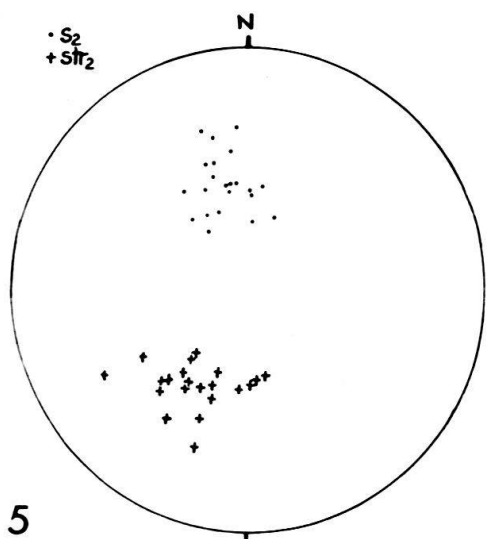
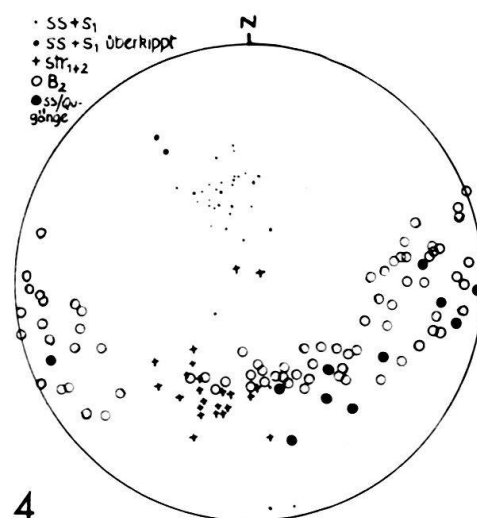
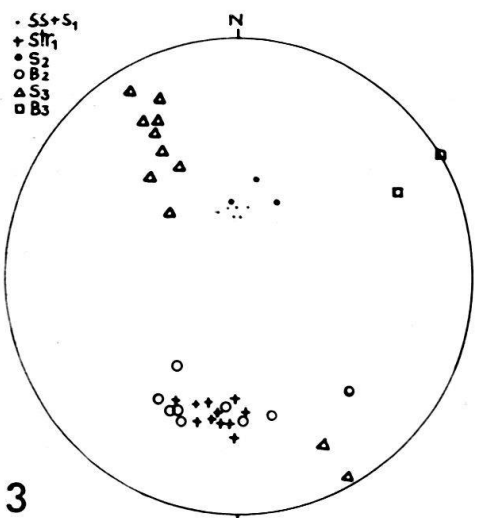
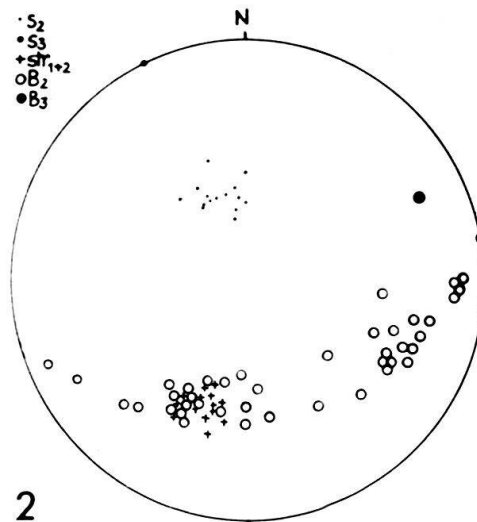
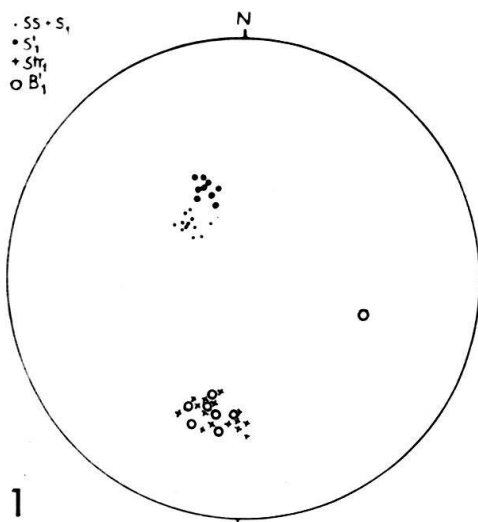


Fig. 23. Deformation an der Basis der Glarner Verrucano-Decke, Kärpfer-Fenster, Kärpfbrücke, südlich Berggasthof Mettmern (Koord. 726,85/200,0).

- a) B_1 -Falten mehrere m über der Flyschbasis, parallel str_1 , in der Zeichnung E-vergent, doch kommen auch W-vergente B_1 -Falten vor.
- b) Im Bachtunnel, E-Seite: Faltung im Flysch unter dem Lochseitenkalk. Das flache s_1 ist wieder-gefaltet, der Kalk darüber verschuppt. s_2 fällt $80^\circ-45^\circ$ SSE.
- c) Von der Bachtunnel-W-Seite, ähnlich wie b), doch ist hier s_2 selbst schon wieder rotiert und durch B_3 gefaltet, s_3 zerschert. Unter der Malmbasis liegen mehrere m lange Malmspäne, die durch s_1 , s_2 -Zerschierung abgetrennt wurden, durch s_3 selbst wieder zerlegt werden.
- d) N-Rand des Bachtunnels, W-Ufer. s_1 liegt der Malmbasis parallel. s_2 (s_3 ?) fällt 55° SSE. Auf s_2 liegt str_2 180° streichend. Parallel zu ihm bilden sich Runzeln mit zugeordneten s_2 -Flächen.



2. Wir erkennen einen Zusammenhang zwischen dem Ausmass der Streckung (Walzung) und dem des Horizontaltransports. So ist die Streckung in flachen Bewegungsbahnen (Piz da Dartgas, Lochseitenkalk, Unterlage des Ötztaler- und Silvretta-Kristallins) stark gesteigert (Fig. 22). Dies wäre unverständlich, wäre die Bewegung an diesen Gleithorizonten (die sich lithologisch nicht wesentlich vom Material zwischen ihnen unterscheiden) bereits erstorben, ehe die Streckungsgefüge aufgeprägt wurden. Auch die mit der ersten Streckung gebildete erste Schieferung muss während der Horizontaltransporte schon angelegt gewesen sein, da sie dort sich der Deckenbahn parallel legt, zwischen den Gleitbahnen der Decken aber oft hohe Winkel mit ss bildet. Ebenso ist die Bildung s_1 -paralleler Quarzgänge in den Überschiebungsbahnen oft extrem gesteigert (Engadiner Fenster, Piz da Dartgas, Basis der Glarner Verrucano-Decke). Auch Wiederfaltungen (Fig. 23, 20g, 19b, c, d) sind auf die Gleithorizonte beschränkt, mit der Gleitung mechanisch und symmetrisch verknüpft und mit ihr gleich alt. Da sie aber bereits s_1 falten, muss dieses erst recht schon während der Deckengleitung angelegt sein.

Wir können uns der Meinung von WUNDERLICH (1958, p. 146), PLESSMANN (1958, p. 186) und CHATTERJEE (1961, p. 54 und 1962, p. 597) nicht anschliessen, die feststellen, die bewegten, d. h. beschleunigten Decken seien von der Deformation und Dehnung verschont geblieben, in den Deckenbereichen seien die Horizontaltransporte vor der Bildung von s_1 , str_1 erfolgt und die Decken seien vormetamorph eingewandert. Besonders die Konsequenzen dieser letzten Feststellung wären von grosser Tragweite, erwiesen sie sich als richtig. Man müsste dann recht geringe Mächtigkeiten jeweils übereinander liegender und wandernder Deckenpakete annehmen. So bildet sich ja unter den ca. 2000–3000 m der nördlichen Kalkalpen in Österreich bereits eine s_1 -Schieferung in der Basis-Permotrias. Wir gelangen demgegenüber jedoch zu der Feststellung, dass die Decken des Engadiner Fensters, des Helvetikums und der Lugnezer Schiefer mit s_1 , str_1 und der zugeordneten Meta-

Fig. 24. Gefügediagramme 1–6.

Alle Diagramme sind mit dem winkeltreuen Netz dargestellt, untere Halbkugel.

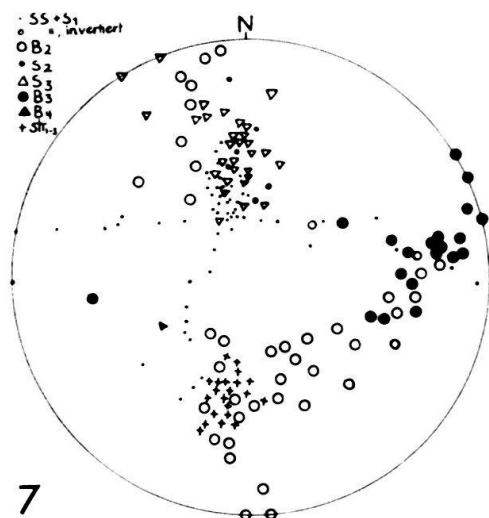
D₁: Melser Sandstein an der Basis des Profils Ilanz–Peidenbad (Koord. 735,4/180,5): B_1 parallel str_1 .
 D₂: Lias an der Profilbasis, östlich des Flusses (zwischen Koord. 735,9/180,7 und 735,8/179,6): s_3 fällt steiler als s_2 . B_2 belegt den s_2 Grosskreis, liegt z. T. parallel str. Die NNE bis NE streichenden B_2 sind z. T. NW-vergent.

D₃: Lias und eingeschuppte Quartenschiefer an der Profilbasis, ca 300 m N der Glenner-Brücke, bei Koord. 735,5/179,95: s_3 fällt steiler als s_2 , s_2 steiler als s_1 . B_2 liegt meist parallel str und ist dann z. T. westvergent. B_3 liegt flach.

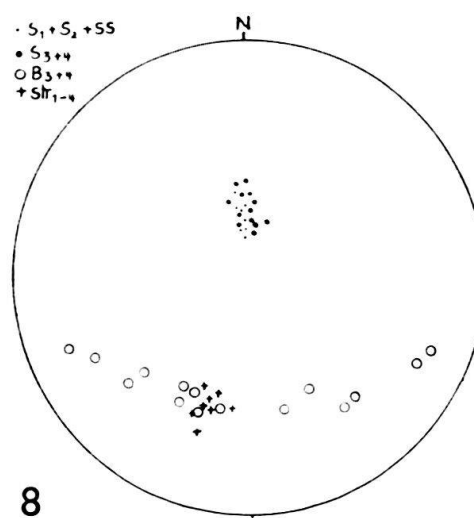
D₄: N-Ende des Strassenanschnitts durch die kieslig-sandige Serie (Koord. 736,05/178,5 und 200 m südlich davon): ss + s_1 überkippt. Dass ss + s_1 keine Grosskreise um B_2 belegen, also nicht übers ganze Diagramm streuen, liegt daran, dass nur die Schenkel fast isoklinaler Falten gemessen wurden. B_2 belegt den Grosskreis der s_{1+2} -Fläche, fast stets N- und E-vergent. Die Schnittgerade Quarzgänge/ss belegt den gleichen Grosskreis auf s_1 .

D₅: Fundort wie D₄: s_2 fällt steiler als das s_1 auf D₄.

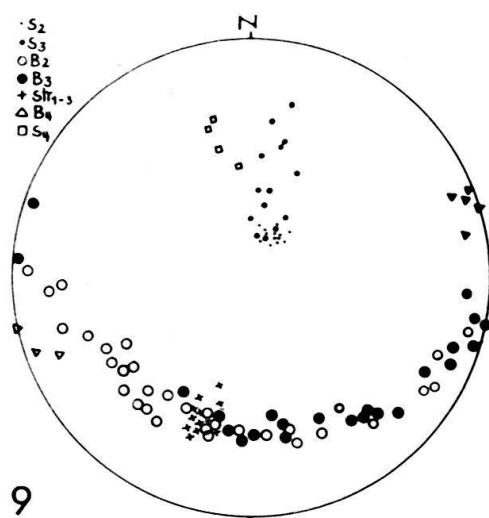
D₆: Fundort wie D₄: s_3 fällt steiler als s_2 (D₅), B_3 liegt flacher als B_2 (D₄).



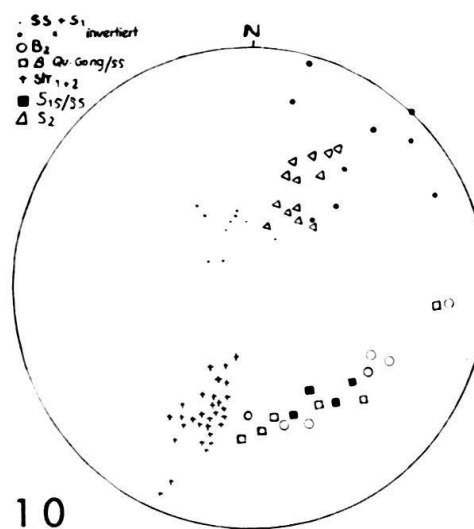
7



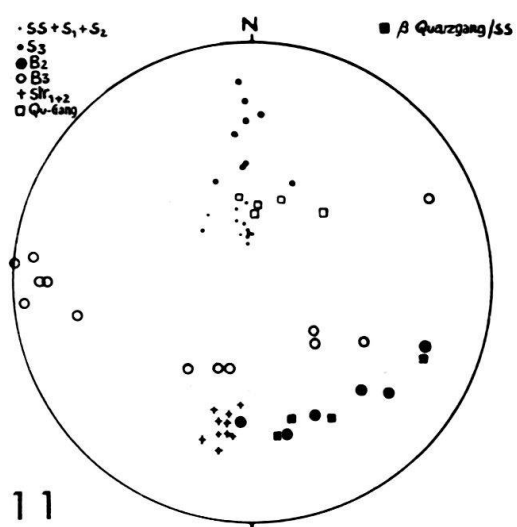
8



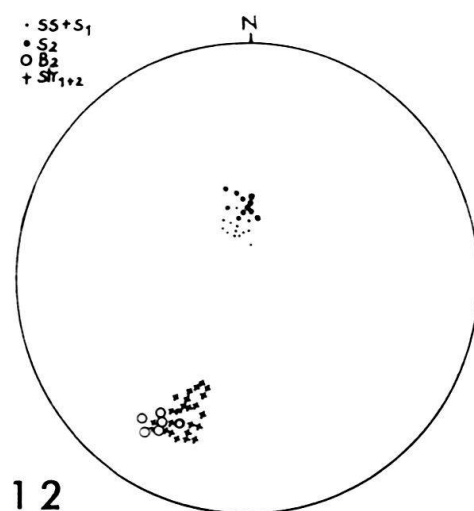
9



10



11



12

morphose gewandert sind. Wir sehen diese Gefüge als der Deckenbildung zugeordnet an.

Wenn sich die genannten penninischen Deckeneinheiten, die helvetischen Autochthon- und Deckengebiete also in unserem B_1 -, s_1 -, str_1 -Stadium gebildet haben, so liegt es nahe, das gleiche für die Schuppen unseres Profils anzunehmen. Wir haben diesen Schluss ja auch bereits gezogen, da erstens s_1 die Deformation und Gleitung an unseren Schuppen-Grenzen bestimmt, zweitens diese Schuppen sich aus Liassmulden wie der Scopi-Mulde entwickeln, die ebenfalls im Stadium der s_1 -Bildung angelegt sind. Und da dieses s_1 der Scopi-Mulde in unser Profil weiterstreicht, glauben wir, hier wie in der Scopi-Mulde unter Verwendung dieses gleichen s_1 und der ss/s_1 -Überschneidung ableiten zu können, dass die Liasschichten unseres Profils nicht invertiert sind. Läge nun tatsächlich in unserem Profil eine Inversion vor, so müsste sie älter als der Schuppenbau des Profils, älter als die regionale B_1 -Faltung und damit vormetamorph sein. Damit nähme dieser Streifen eine Sonderstellung ein, denn wir haben ja gesehen, dass sich im helvetischen Bereich weiter im N und in den penninischen Einheiten des Engadiner Fensters und der Lugnezer Schiefer, die weiter im S beheimatet sind, keine vormetamorphe Deformation findet, die Deckengleitung mit s_1 erfolgt ist, abgesehen von der Wildflysch-Bildung des Helvetikums. Somit erscheint es uns wieder höchst unwahrscheinlich, dass sich Horizontaltransporte und Inversionen in unserem Profil allein bereits vormetamorph abspielten, während sie nördlich und südlich davon während der ersten Schieferung und Metamorphose erstmals begannen. Auch die eingehend besprochenen sedimentären Unten/Oben-Nachweise führen uns zu einer Bestätigung unserer Ansicht.

Wir sind uns im klaren, dass BAUMER, FREY, JUNG und UHRs Deutung (1961) auf ausgedehnten Kartierungen und gründlichen Untersuchungen fusst. Unsere

Fig. 25. Gefügediagramme 7–12

D_7 : Oberseite der kieslig-sandigen Serie, N des Lawinendachs (Koord. 178,3/699,95): ss invertiert. $ss + s_1$ sind gestreut um: flaches B_3 (Maximum: 112° , 20° E) und um eine B_2 -Falte (Rotation um andere B_2 -Falten nicht vermessen) mit der Lage 6° , 30° S. B_2 ist um B_3 (89° , 26° E) gestreut und schwankt in s_2 . B_4 bildet Runzeln auf s_3 . Diagramm zu Zeichnung Fig. 11.

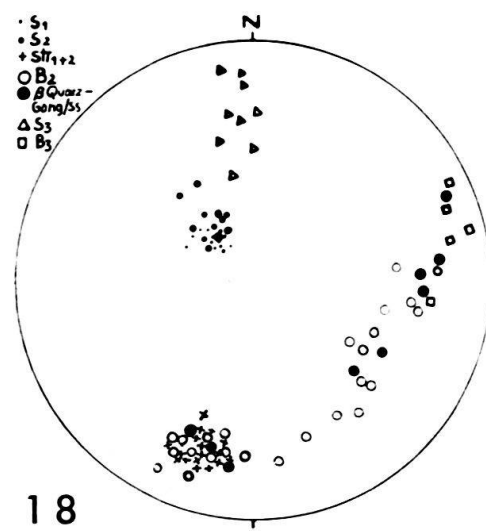
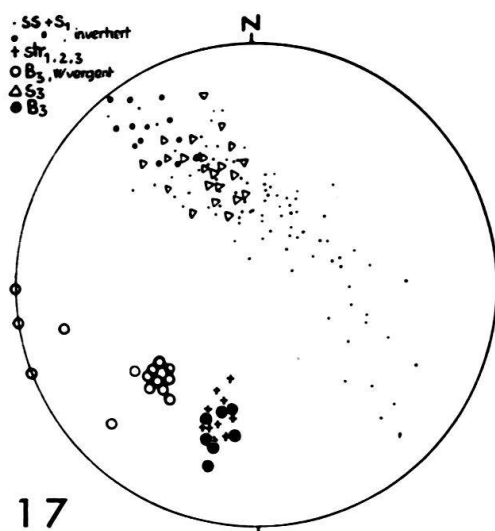
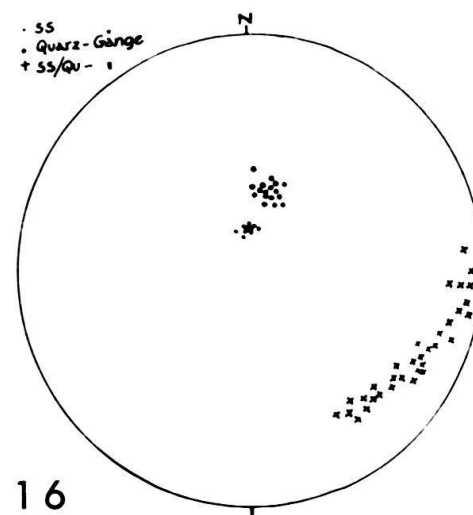
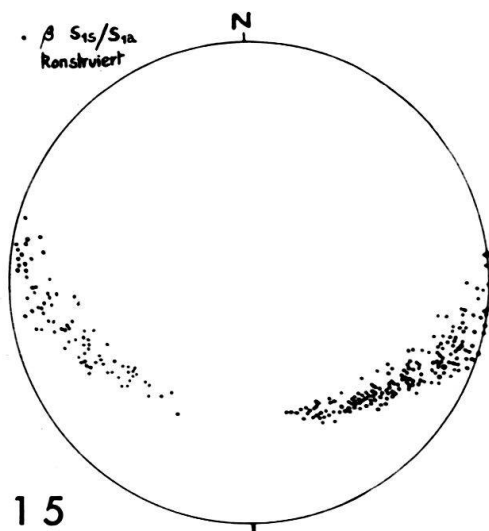
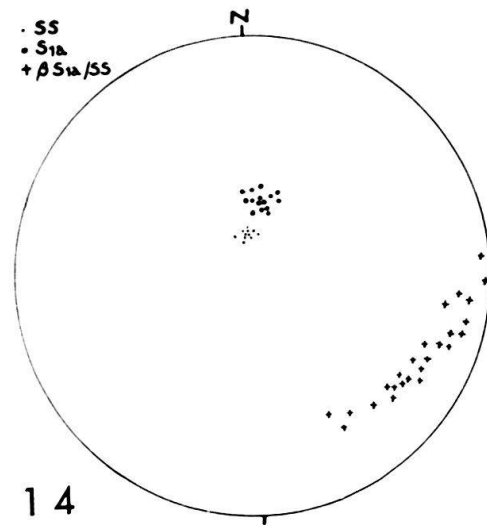
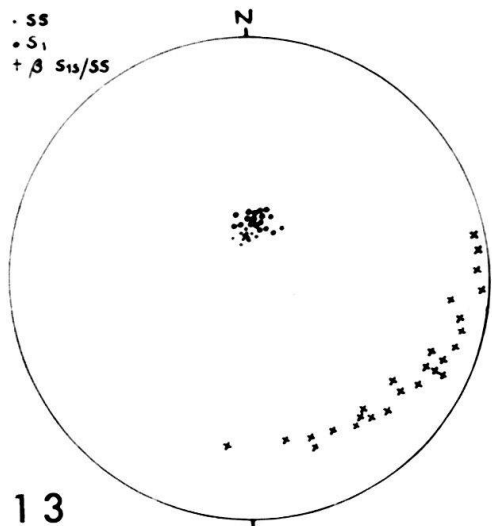
D_8 : Rieiner Tobel, mausgraue Serie (Koord. 736,1/177,9): Die verschiedenen alten Schieferungen sind durch die letzte, straffe Zerschierung in diese jüngste s-Flächenschar eingedreht. B_{3+4} sind isoklinal und schwanken in s_{3+4} . NNE streichende B_{3+4} -Achsen sind z. T. W-vergent.

D_9 : Von der Unterseite der Grobsande nach N zum Rieiner Tobel, mausgraue Serie: s_4 fällt steiler als s_3 , dieses steiler als s_2 . B_2 und B_3 sind meist isoklinal und schwanken auf dem Grosskreis der s_2 - und s_3 -Flächen. B_4 ist offen und liegt flach. Die NNE bis NE streichenden B_{2+3} -Falten sind z. T. westvergent.

D_{10} : Basis der Grobsande (Koord. 735,5/177,1): Jüngere s-Flächen fallen steiler als ältere, hier streichen sie zudem mehr ESE. B_2 streut auf dem s_2 -Flächen-Grosskreis, die Schnittgeraden von Quarzgängen und s_{1s} mit ss belegen auf ss den gleichen Grosskreis.

D_{11} : 100–200 m N der Pitascher Säge, Serie mit unruhiger Sedimentation: Jüngere s-Flächen fallen steiler, Quarzgänge liegen s_{1a} parallel. B_2 , B_3 und die Schnittgerade Quarzgänge/ ss streuen auf dem Grosskreis der zugehörigen s-Flächen, hier fast stets N- bis E-vergent.

D_{12} : 40 m N Pitascher Säge: s_1 und s_2 liegen fast parallel, doch fällt letzteres noch etwas steiler. B_2 liegt hier meist str parallel.



gegensätzliche Auffassung wollen wir nicht als dogmatische dagegenstellen. Wir hoffen aber, dass wir einer endgültigen Klärung mit der Einführung neuer Beobachtungen und Argumente gedient haben.

Zusammenfassung

1948 studierte W. K. NABHOLZ das im Glenner Tal südlich Ilanz erschlossene Profil durch das gotthardmassivische Mesozoikum. Er deutete die Trias-Lias-Abfolge als Schuppenbau mit aufrechter Schichtfolge. 1961 übernahmen BAUMER, A., FREY, J. D., JUNG, W. und UHR, A., seine Schichtfolge (deren Glieder sie umbenannten) und deuteten sie als invertiert. Wir sehen die Schichtfolge nichtsdestoweniger als aufrecht an, aus folgenden Gründen:

1. Im Gelände und an An- und Dünnschliffen fanden wir an verschiedenen Stellen des Profils sedimentäre Unten/Oben-Nachweise (Grading in mm-Rhythmiten und an einer Stelle Anreicherungen von Schwermineralen an der Schicht-Unterseite.
2. Die Beziehung Schichtung (ss)/erste Schieferung (s_1) zeigt stets aufrechte Lage von ss an, wenn man annimmt, dass keine vormetamorphe (= vor - s_1 -) Inversion stattfand. Diese Annahme erscheint sinnvoll, denn selbst bei gut erhaltener Feinschichtung sind Gefüge-Äquivalente einer solchen vormetamorphen, hypothetischen Inversion im km-Bereich nie erkennbar. B_1/s_1 veränderten als erste das sedimentäre Gefüge.

Das Studium der Gefüge zeigt ein dem Schuppenbau korrelates, flach SSE-fallendes s_1 (mit sehr kleinen Winkeln ss/ s_1) und ein erstes, NS streichendes Streckungs-Linear, str_1 . Nordvergente, symmetriekonstante, ein- bis dreimalige Wiederfaltung und -Schieferung schafft B_2 -, B_3 - und B_4 -Falten. Deren Achsen sind variabel und kurven in dem SSE-fallenden, jeweils zugeordneten s_2 , s_3 und s_4 von NE über E nach S. Damit vergieren die Falten (Rotation der kurzen Schenkel) von NW über N nach E. Die Streckung hält durch die rotationale Deformation all dieser Wiederfaltungen an. Diese häufen sich in den inkompetenten

Fig. 26. Gefügediagramme 13–18

D₁₃: Pitaschersäge: s_{1s} fällt nur wenig steiler als ss. Die Schnittgeraden belegen den s_1 -Flächen-Grosskreis. Abfolge dicker, sandiger Bänke in der Serie mit unruhiger Sedimentation.

D₁₄: Fundort wie D₁₃: s_{1a} fällt etwas steiler nach S als s_{1s} (D₁₃). Die Schnittgeraden liegen auf dem s_1 -Grosskreis.

D₁₅: Fundort wie D₁₃: Punkte=konstruierte Schnittgerade aus allen s_{1s} und s_{1a} -Messungen. Die Schnittgeraden streuen über den ganzen s_1 -Grosskreis, häufen sich für östliche Tauchwerte auf s_1 .

D₁₆: Fundort wie D₁₃: Die Quarzgänge folgen s_{1a} und bilden ähnliche gelegene Schnittgerade mit ss wie s_{1a} und s_{1s} .

D₁₇: Bach bei Pitaschersäge. Serie mit unruhiger Sedimentation. B_3 W-vergent. ss und s_1 bilden, z. T. noch offen um B_3 gefaltet, einen vollständigen Gürtel um B_3 . B_2 Falten werden durch B_3 gefaltet und liegen str parallel. Auch sie z. T. W-vergent.

D₁₈: Strassenkurve 500 m N Peidenbad, Serie mit unruhiger Sedimentation.