Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft des Kantons Glarus

Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft des Kantons Glarus

Band: 15 (1990)

Artikel: Das Martinsloch : morphologische Entwicklungshypothese unter Berücksichtigung der tektonischen Verhältnisse

Autor: Nann, Steve

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-1046757

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: 26.11.2025

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

Das Martinsloch

Morphologische Entwicklungshypothese unter Berücksichtigung der tektonischen Verhältnisse

Wissenschaftliche Arbeit zum Fach Geographie (Geologie)
von
Steve Nann, Glarus 1980

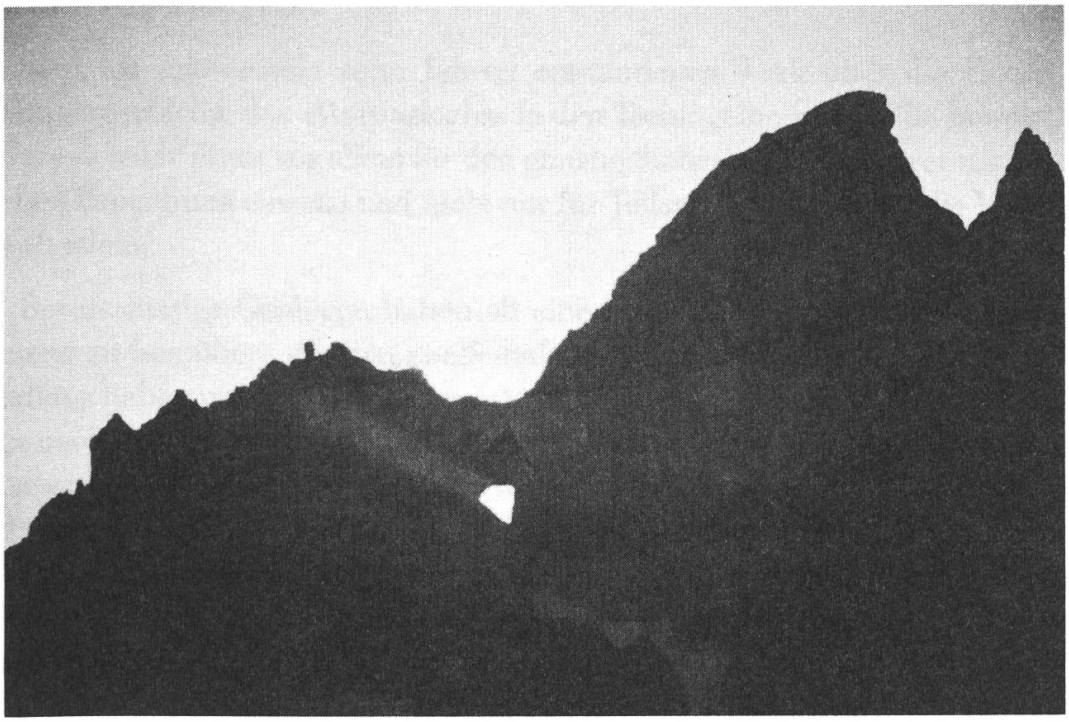
Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft des Kantons Glarus
Heft X V

Das Martinsloch

Spälti Druck AG, 8750 Glarus
1990

Das Martinsloch

Morphologische Entwicklungshypothese unter Berücksichtigung der tektonischen Verhältnisse



Wissenschaftliche Arbeit zum Fach Geographie (Geologie)
von
Steve Nann, Glarus 1980

Herausgegeben von der Naturforschenden Gesellschaft des Kantons Glarus

Vorwort

Freude und Dankbarkeit erfüllt uns, den Mitgliedern der Naturforschenden Gesellschaft des Kantons Glarus nach längerer Zeit wieder einmal einen neuen Mitteilungsband vorstellen zu dürfen. Freude besonders darum, weil es sich beim Autor der vorliegenden Arbeit um ein besonders aktives Vereinsmitglied, um unseren Aktuar und Vizepräsident Steve Nann, handelt. Von zahlreichen Exkursionen kennen wir ihn als Leiter oder Organisator, daneben steht er dem Glarner Natur- und Vogelschutzverein vor und ist auch in seinem Beruf als Sekundarlehrer vielseitig engagiert. Dass er seit Jahren auch graphisch tätig ist – dem einen oder anderen unter den Mitgliedern werden seine Kariakturen ein Begriff sein – hat seiner Arbeit gewiss keinen Abbruch getan.

Sein vor mittlerweile zehn Jahren entstandenes Werk über die Entstehungsgeschichte des «Martinslochs» in den Tschingelhoren ob Elm beweist, dass sich der Autor vor allem für den ganzheitlichen Aspekt unserer natürlichen Umgebung einsetzt und nicht nur für Teilaspekte – etwa für die Vogelwelt allein.

Berufsmässige Geologen haben oft eine gewisse Scheu, sich um Phänomene zu bemühen, die den zweifelhaften Rang von «Sehenswürdigkeiten» erlangt haben und so hat die Antwort auf die zweifellos vielfach gestellte Frage nach der Entstehung des berühmten Felsenfensters lange auf sich warten lassen. Es würde uns freuen, wenn diese auch dem geologischen Laien verständliche Arbeit das «Gwünder» des einen oder anderen unter unseren Mitgliedern stillt. Wenn dabei auch ein Funke von der Ehrfurcht und dem Respekt des Autors vor den Wundern der Natur überspringt, ist der Zweck des vorliegenden Werks erreicht.

Für den Vorstand der NGG
Hans Oppliger, Präsident

1. Einleitung

Das Martinsloch, eine geologische Kuriosität, die sich in den Glarner Tschingelhörnern befindet, hat schon seit urdenklichen Zeiten die Geister von Wissenschaftlern wie Laien gleichermassen bewegt. Die Glarner Tschingelhörner trennen den Kanton Graubünden vom Glarner Sernftal ab. Sie befinden sich südlich der Passhöhe des Segnespasses, eines Überganges also, der schon immer grosse Bedeutung hatte und deshalb entsprechend oft benutzt wurde. Das Martinsloch ist wohl die eindrücklichste Erscheinung auf diesem langen Wege (Elm bis Flims ca. 17 km, Höhendifferenz rd. 3200 m, Passhöhe 2627 m ü. M.). Die Dimensionen des Felsdurchbruchs sind erstaunlich: «Der nördlichste Tschingelspitz ist durchbrochen, und zwar ist das Loch (das *Martinsloch*) so gross, dass ein kleines Haus in demselben Platz fände» (ESCHER, 1846, S. 657). So ist es kein Wunder, dass sowohl die Bündner, als auch die Glarner versucht haben, Erklärungen für die Entstehung dieses Felsdurchbruchs zu finden.

«Die Glarner erzählen sich, dort oben habe in alten Zeiten der heilige Martin, abseits der Welt, in Frieden seine Schafe gehütet, bis eines Tages ein Riese sich von der andern Seite des Berges her an die Herden gemacht habe. Darüber soll der Heilige dermassen in Zorn geraten sein, dass er ihm seinen schweren, eisenbeschlagenen Bergstock nachwarf und dabei nicht den Riesen, wohl aber die Felswand traf, aus der unter dem gewaltigen Anprall mächtige Felsblöcke heraussplitterten und so das Martinsloch bildeten» (SCHÖNWETTER, 1980, S. 33/34). Dies stehe als Beispiel für die vielen Sagen, die das Martinsloch umranken.

Nun erscheint uns in der heutigen Zeit, so schön die Sagen sein mögen, diese Erklärung unbefriedigend. Aus rein persönlicher Neugier habe ich mich etwas näher mit dem Martinsloch befasst und versucht, das Rätsel seiner Entstehung zu lösen. Durchaus im Sinne einer wissenschaftlichen Arbeit habe ich mich bemüht, seriös und fundiert meine Ergebnisse und Schlüsse festzuhalten, ohne jedoch in einen Schreibstil zu verfallen, der es dem Laien oder Nicht-Geologen verunmöglicht, meinen Notizen zu folgen. Voraussetzung zum Verständnis meiner Arbeit sollte einzig und allein das Interesse des Lesers den mannigfaltigen Erscheinungen unserer Umwelt gegenüber sein.

1.1. Problemstellung

Die Glarner Alpen, insbesondere im Sernftal, haben in der Geologie längst Weltruhm erlangt. Bereits in den Vierziger Jahren des letzten Jahrhunderts hat der nachmalig berühmte Begründer der modernen Geologie, Arnold *Escher* von der Linth, herausgefunden, dass in den Tschingelhörnern altes Gestein (Perm) auf jungem Gestein (Kreide oder Jura) liegt (ESCHER, 1846, S.69/70). Die Erklärung dieser Erscheinung durch eine Glarner Doppelfalte («en blague de tabac») stellte sich in den folgenden Jahrzehnten als falsch heraus und braucht hier deshalb nicht näher erläutert zu werden. Aber schon im Jahre 1884 entwickelte Marcel *Bertrand*, ohne die Glarner Alpen je gesehen zu haben, eine Theorie, die die Lagerungsumkehr in den Glarner Alpen durch eine übergelegte Überschiebungsfalte erklärt. Wir werden im Allgemeinen Teil dieser Arbeit noch näher auf diese im Grossen und Ganzen heute noch gültige Theorie eingehen («Deckentheorie»).

Die Bildung des Martinslochs wurde von diesen und auch von den folgenden Geologen zwar nicht näher erläutert, wohl aber zum Teil recht ausdrücklich erwähnt. *Helbling* erklärt die heutige Form der Tschingelhörner ohne weiteren Kommentar als Karwand, die zum Teil ausgebrochen sei (HELBLING, E., 1952, S.101). Er denkt dabei wohl an glaziale Erosion und anschliessende Frostverwitterung. *Schönwetter* bezeichnet das Martinsloch in seiner populär-wissenschaftlichen Arbeit als eine «Laune der Natur aus dem Zeitalter der Deckenüberschiebungen» (1980, S.33), also nicht als morphologisches, sondern als ein rein tektonisches Phänomen. Dies müsste sich durch die Schichtung leicht nachweisen lassen.

Zu den drei erwähnten Erklärungen (Glazialerosion, Frostverwitterung, «tektonische Laune») käme noch eine vierte hinzu. Man könnte nämlich das Martinsloch durchaus als Ergebnis einer «Naturbrückenbildung» betrachten. Diese Naturbrücken finden wir zumeist in Karstlandschaften. Die dortigen Erscheinungsformen sind grösstenteils das Resultat von chemischer Verwitterung. Ein Gewässer sucht sich unterirdisch einen Weg und das Wasser reagiert dabei chemisch mit dem Gestein. Der Vollständigkeit halber sei noch die äolische oder Wind-Erosion erwähnt, die ebenfalls Naturbrücken bilden kann. Sie arbeitet dabei wie ein Sandstrahlgebläse, kommt also hier weniger in Frage, da die nötigen Sandmengen fehlen. Das Erscheinungsbild der Wind-erodierten, runden Formen lässt sich auch nur schwer mit den zackigen Formen im Untersuchungsgebiet in Einklang bringen.

Unsere Arbeit befasst sich also vor allem damit, aus diesen verschiedenen, einzeln betrachtet durchaus logischen, Erklärungen die richtige herauszufinden, respektive die «falschen» Thesen zu widerlegen und eventuell durch neue zu ersetzen.

Mit den Deckenüberschiebungs-Theorien will ich mich nur am Rande befassen, da sie in den Fachbüchern bereits zur Genüge erläutert werden. Die tektonischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet sind ziemlich kompliziert, wie es nahe einer so aktiven Wurzelzone auch nicht anders zu erwarten ist.

1.2. Allgemeines

Meine Arbeit gliedert sich grundsätzlich in zwei Teile, einen allgemeinen und einen speziellen. In ersterem versuche ich, die geologische Hintergrundinformation zu liefern, die nötig ist, um die Feldarbeit und die daraus gezogenen Schlüsse verstehen zu können.

Der spezielle Teil befasst sich mit den Untersuchungen und Ergebnissen sowie deren Darstellung, also vorwiegend mit dem Protokoll der Feldarbeit. Wenn möglich sollen Profile, Blockdiagramme, Zeichnungen und Photographien die Zusammenhänge deutlicher machen, als es das Wort allein kann.

Meine Quellen wollen keineswegs den Anspruch auf Vollständigkeit erheben, sie stellen vielmehr ein Konzentrat der wichtigsten Unterlagen dar, eine «Werkzeugsammlung» gewissermassen, die wie Hammer, Meissel und Lupe für meine persönlichen Bedürfnisse ausgesucht werden.

Steve Nann – Glarus, im Herbst 1980

2. Allgemeiner Teil

2.1. Stratigraphie

Die Stratigraphie befasst sich in erster Linie mit den einzelnen Komponenten, aus denen ein Gebirge aufgebaut ist. Sie beantwortet die Frage nach Art und Weise sowie Reihenfolge der Entstehung der Gesteine im Laufe der Erdgeschichte und beschreibt deren heutige Schichtung.

2.1.1. Grundbegriffe

Die Gesteine, die die feste Erdkruste aufbauen, lassen sich nach ihrer Entstehung in drei Hauptgruppen einteilen, in Eruptivgesteine, Sedimentgesteine und kristalline Schiefer.

- Die Eruptivgesteine oder Erstarrungsgesteine stiegen einst in Form von Magma aus dem Innern der Erde auf und erstarrten auf dem Weg zur Erdoberfläche infolge der Abkühlung. Je nach der gerade vorhandenen Umgebung kristallisierten die Komponenten richtungslos körnig (Tiefengesteine, z.B. Granit) oder feinkristallin dicht (Ergussgesteine, z.B. Basalt).
- Die Sedimentgesteine verdanken ihre Entstehung zwei Faktoren:
  1. Bildung eines Sediments durch Verwitterung oder anderweitige Zertrümmerung bereits vorhandener Erstarrungs- oder Sedimentgesteine.
  2. Durch die sogenannte Diagenese wird ein Sediment in ein Sedimentgestein umgewandelt.

  Die Diagenese, man könnte sie als Verfestigungs- oder Alterungsprozess bezeichnen, wird meist durch den Druck der jüngeren Ablagerungen auf die älteren bewirkt. Pape unterscheidet sieben Vorgänge der Diagenese (1975, S.38-45):
  1) Zusammenpressung
  2) Entwässerung und Entsalzung, zum Teil als Folge der Verminderung des Porenraumes durch Zusammenpressung
  3) Zersetzung organischer Substanzen
  4) Umkristallisation und Sammelkristallisation
  5) Drucklösung
  6) Chemische Ausfüllung des Porenraumes

7) Metasomatische Vorgänge (Verdrängung von Mineralen durch Mineralneubildung)

- Die kristallinen Schiefer sind im Gegensatz zu den Sedimentgesteinen nicht auf, sondern unter der Erdoberfläche entstanden. Unter der Einwirkung der dort herrschenden hohen Temperaturen, des gewaltigen Gebirgdrucks und der tektonischen Bewegungsvorgänge (s.d.) während der Gebirgsbildung wurden bereits vorhandene Eruptiv- oder Sedimentgesteine zu Schiefern umgewandelt.

Die drei Gesteinsgruppen lassen sich verhältnismässig leicht nach ihrem Erscheinungsbild unterscheiden. Die Eruptivgesteine sind kristalline Gesteine, d.h. mit der Lupe oder oft schon von blossem Auge lassen sich mehr oder weniger stark ausgebildete Kristalle unterscheiden. Es sind dies verschiedene Mineralstoffe des Magmas, die unter hohem Druck und hohen Temperaturen auskristallisierten. Charakteristisch für die Sedimentgesteine ist, dass sie geschichtet, d.h. durch annähernd parallel verlaufende Grenzflächen in Bänke abgeteilt sind. Sie enthalten ausserdem oft Überreste von Pflanzen und Tieren in Form von Versteinerungen (Petrefakten, Fossilien). Man weiss heute, dass einzelne Lebewesen nur zu ganz bestimmten Zeitperioden gelebt haben, später verschwanden und durch andere abgelöst wurden. Mit Hilfe von sogenannten Leitfossilien lassen sich deshalb die Sedimentgesteine chronologisch einteilen. Sie finden die Einteilung in die sogenannten Formationen in der Erdgeschichtlichen Zeittafel, Tabelle 1, im Anhang.

Die kristallinen Schiefer unterscheiden sich von den Eruptivgesteinen durch ihre schiefrige Textur und von den Sedimentgesteinen durch den Mangel an Versteinerungen.

Die kristallinen Gesteine (Eruptivgesteine und kristalline Schiefer) bauen in den Alpen langgestreckte Gebirgszonen, die sogenannten Zentralmassive auf. Ein solches ist zum Beispiel das Aar-Massiv, zu dem auch die Glarner Alpen gehören.

Das Kristallin des Aar-Massivs tritt im Kanton Glarus nur ganz im Südosten (Tödikette) auf, nicht aber im Untersuchungsgebiet. Es werden jedoch hie und da einige Eruptivgesteinslager im Verrucano vermerkt, der den oberen Teil der Tschingelhörner aufbaut. Der Rest des sichtbaren Gebirges der Glarner Alpen besteht aus Sedimentgestein (nach Pape, 1975, S.20-45, OBERHOLZER, 1934, S.5-10).

2.1.2. Aufbau der Sedimentgesteine

a) in den Glarner Alpen

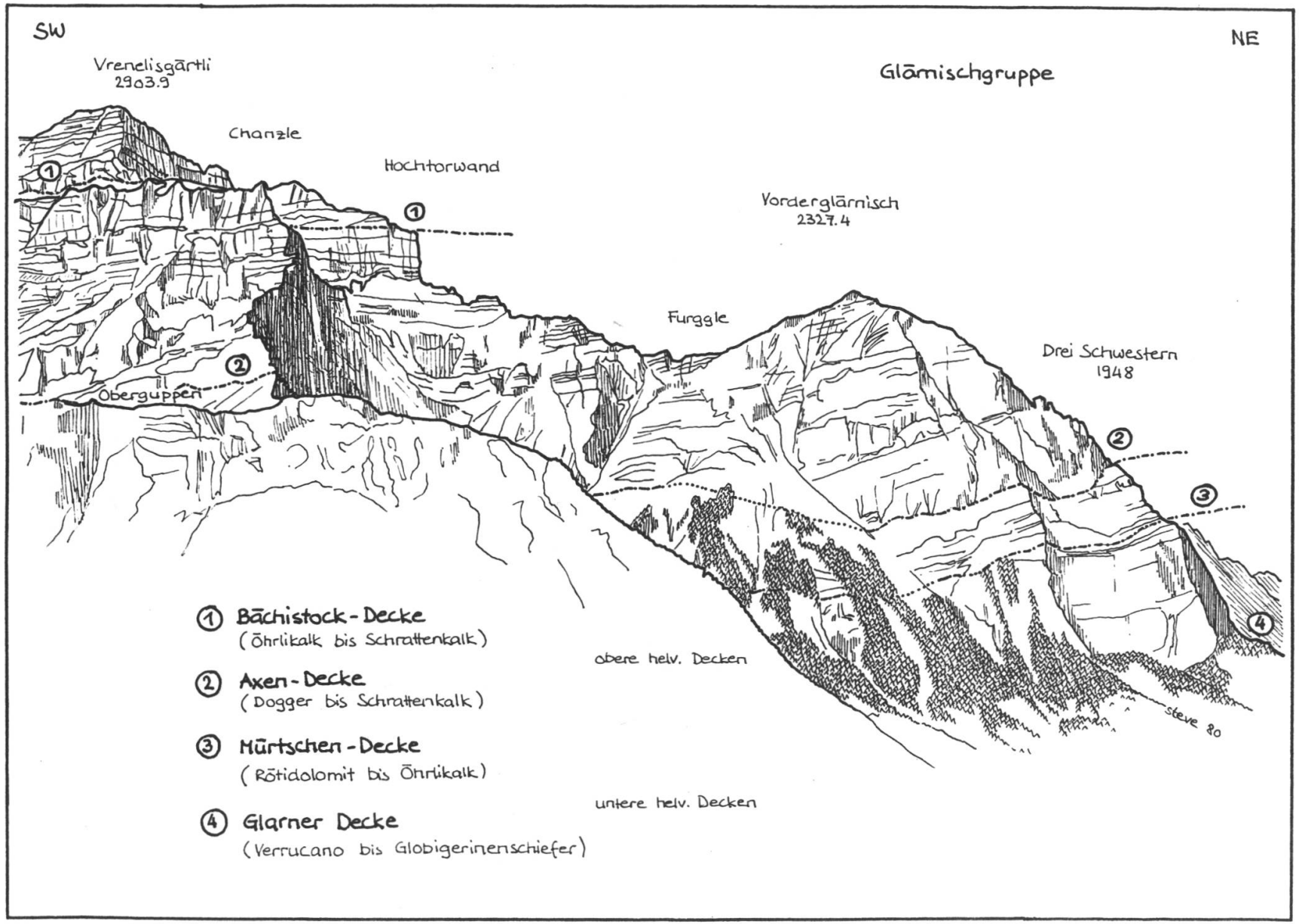
Die Glarner Alpen werden durch die Überlagerung mehrerer Sedimentdecken gebildet, die auf Flysch ruhen, der seinerseits wiederum auf dem Sedimentmantel des Aarmassivs liegt. Diese Sedimentdecken heissen von unten nach oben parautochthone Decken (z.B. im Untersuchungsgebiet die Vorab-Tschepp-Decke), dann Glarner- und Mürtschen-Decke (untere helvetische D.), Axen- und Bächistock-Decke (mittlere helvetische D.), Säntis-, Räderten- und Drusberg-Decke (obere helvetische D.). Dieser Deckenaufbau der Glarneralpen kommt wohl am schönsten im Glärnischmassiv zur Geltung. Als Illustration diene das folgende kleine Profil (Fig. 1).

b) im Untersuchungsgebiet

Der Flysch, der im Untersuchungsgebiet Stärken bis 1000 m erreicht, bildet gewissermassen den Sockel der Tschingelhörner. Auf ihm ruht nun der letzte Rest einer parautochthonen Decke, nämlich der Vorab-Tschepp-Decke. Da die Spitzen der Tschingelhörner zu der Mürtschendecke gehören, fehlt hier also die unterste helvetische Decke, die Glarner Decke. Die Vorab-Tschepp-Decke erscheint hier zum letzten Mal in der nördlichen Ausdehnung. Wir werden im Kapitel «Tektonik» näher darauf eingehen.

Jedermann, der die Glarner Tschingelhörner schon genauer betrachtet hat, entdeckte wohl, dass ein dunkles Gestein so etwas wie die Hüte oder Kappen der einzelnen Felszacken bildet. Diese Gesteinsart, Verrucano genannt, wird durch eine sehr scharfe, gerade Linie (Lochseitenmylonit) vom hellgrauen Kalk der Vorab-Tschepp-Decke getrennt. Mit seinen Tonschiefern, schiefrigen Sandsteinen und Breccien stellt der Verrucano den letzten Rest der Mürtschen-Decke dar.

Hier liegt also die Mürtschen-Decke nicht wie weiter nördlich auf der Glarner Decke, sondern eben auf der kurzen Vorab-Tschepp-Decke. Grundsätzlich unterscheidet sich jedoch die Gesteinsfolge (sog. Serie) dieser Decke nicht wesentlich von der der Glarner Decke. Selbstverständlich fehlen in der Vorab-Tschepp-Decke etliche Komponenten, wie das bei einer so ausgewalzten Decke an der Stirnfront nicht anders zu erwarten ist. Wir finden also in den Tschingelhörnern von oben nach unten *Verrucano*, die unterste Komponente der Mürtschendecke, dann das *Lochseitenkalk*-Band, das wir praktisch überall an der Überschiebungsfläche der helvetischen Decken an-


SW
NE
Glärnischgruppe
Vrenelisgärtli
2903.9
Chanzle
Hochtorwand
Vorderglärnisch
2327.4
Furggle
Drei Schwestern
1948
Obergupfen
① Bächistock-Decke
(Öhrlikalk bis Schrattenkalk)
② Axen-Decke
(Dogger bis Schrattenkalk)
③ Mürtschen-Decke
(Rötidolomit bis Öhrlikalk)
④ Glarner Decke
(Verrucano bis Globigerinenschiefer)
obere helv. Decken
untere helv. Decken
steve 80

treffen. Unter diesem Band folgt der *Malmkalk* (Quintnerkalk) und zum Schluss der bereits erwähnte *Flysch*. Die folgende Übersicht (Fig. 2) zeigt, etwas schematisiert, die Schichtung in den Tschingelhörnern.

Figur 1:

Ausschnitt eines Profils des Glärnisch-Massivs
Blick von Auen ob Haslen GL, Koord. 724 300/203 950/1120

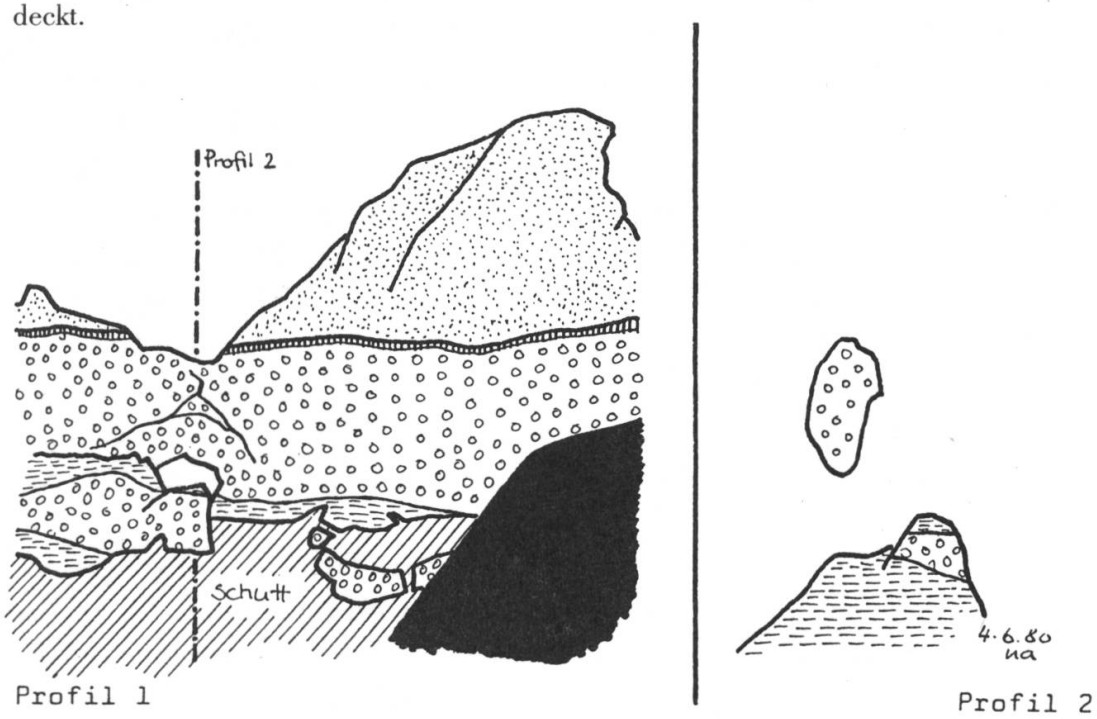
Figur 2:

Zwei Profile (Profil 1: grosses Tschingelhorn, 2849 m und Martinsloch; Profil 2: Martinsloch)

Legende:

- Verrucano
- Lochseitenmylonit
- Quintnerkalk
- Flysch

Die Abhänge unter den Tschingelhörnern sind vielfach von Gehängeschutt (Alluvium)bedeckt.



2.1.3. Die einzelnen Komponenten und ihre optischen und mechanischen Eigenschaften

In ihrer stratigraphischen Reihenfolge finden wir von oben nach unten:

Verrucano: Obwohl nirgends im direkten Kontakt mit dem Martinsloch ist er doch für die Morphologie der Tschingelhörner von grosser Bedeutung. Nur seiner Festigkeit und Wetterbeständigkeit haben die Tschingelhörner nämlich ihre Existenz zu verdanken. Wären die Verrucano-Hauben nicht vorhanden, wäre der untenliegende Kalk wohl längst abgewittert und vom Martinsloch wäre heute nichts mehr zu sehen.

«Um das Jahr 1830 hatte der italienische Geologe *Savi* für die paläozoischen Konglomerate, die im nordwestlichen Apennin in weiter Verbreitung auftreten und am Monte Pisano auf dem rechten Arnoufer südwestlich von Pisa das Kastell Verruca tragen, den Namen *Verrucano* eingeführt» (OBERHOLZER, 1933, S.198).

Verrucano der helvetischen Facies ist ein sehr buntes Gestein, das zum grössten Teil aus klastischen Sedimentgesteinen besteht. Nach der Grösse der Gemengteile können sie in Konglomerate, Sandsteine und Tonschiefer eingeteilt werden, wobei die Übergänge fliessend sind. Im Süden des Kantons sind die Tonschiefer das vorherrschende Gestein (nach OBERHOLZER, 1933, S.206).

Optisch auffallend ist die Rotfärbung des Verrucano, vor allem im Glarner Mittel- und Unterland. Der Stein wird im Volksmund deshalb nach einer Lokalität der Schiltgruppe ob Enneda «Rotrisi-Stein» genannt. Die rotkonglomeratischen Varietäten herrschen auch im Sernfgebiet vor. Dr. Oswald *Heer* hat ihnen deshalb den passenden und heute noch gebräuchlichen Namen «Sernifit» gegeben (HEER, 1865, div.S.). Die Färbung ist durch das Hämatit (Fe_2O_3, Eisenglanz) bedingt, das durch Diagenese aus Limonit oder Magnetit entstanden ist (nach MOTTANA/CRESPI/LIBORIO, 1979, S.146).

Bei zunehmendem Gebirgsdruck verliert das Eisenoxyd seine färbende Kraft und wird zu Magnetit und Chlorit reduziert (Dynamometamorphose, Chloritisierung). Da sich gleichzeitig im Zement Serizit bildet, geht die mattrote Färbung zunächst in Violett und endlich in Grün über (TRÜMPY, Exkursionen).

«Gleichzeitig nimmt das Gestein eine schiefrige Struktur und ausgesprochenen Glanz an, und die Konglomeratnatur wird undeutlich. So erklärt sich, dass die Verrucanogesteine im südlichen Teil der Glarneralpen, wo sie der Dislokationsmetamorphose in höherem Grade ausgesetzt waren, ein we-

sentlich anderes Aussehen haben als diejenigen im N, auch wenn sie ursprünglich nicht stark von ihnen verschieden waren» (OBERHOLZER, 1933, S.207). Oftmals finden wir im Untersuchungsgebiet Handstücke, die alle Farbvarietäten von Rot über Violett bis Grün miteinander zeigen.

Im Untersuchungsgebiet finden wir vor allem sehr stark metamorphe Serizitschiefer, im Wechsel mit Sandsteinen und Konglomeraten. Die Tonschiefer sind dunkelrot oder grauviolett, nahe dem Lochseitenmylonit (s.u.) grün und glänzend. Sie sind häufig vollkommen dicht, oft aber werden sie etwas sandig und lassen auf dem Querbruch schon von blossem Auge kleine, helle Quarzkörnchen erkennen, die in die tonige Grundmasse eingestreut sind.

Im allgemeinen ist das Gestein recht wetterbeständig, im Untersuchungsgebiet jedoch mit seinen Tonschiefern nicht sehr stabil gegenüber mechanischen Belastungen. Allen Hochgebirgstouristen und Möchte-gern-Bergsteigern sei ans Herz gelegt, ihre Kletterkünste lieber nicht in den Tschingelhörnern zu versuchen.

Lochseitenmylonit: Ob das Gestein, das früher oft als Kreide bezeichnet wurde, tatsächlich aus der Kreideformation oder aber aus der Juraformation hervorgeht, ist bis heute noch nicht vollständig geklärt. Zweifellos handelt es sich hier um jene Unterlage, die wir fast überall unter dem Verrucano finden, also gewissermassen um das «Schmiermittel» der Glarner Hauptüberschiebung. Nach der berühmten «klassischen» Lokalität der «Lochsite» ob Schwanden wird dieses Gestein seit Konrad *Escher* von der Linth (dem Erbauer des Linth-Kanals und Vater des Geologen) allgemein als Lochseitenkalk bezeichnet. Es handelt sich dabei nach *Trümpy* um einen metamorphen Kalkmylonit, der aus dem infrahelvetischen Kalk hervorgegangen ist (Exkursionen).

In Bezug auf die Glarneralpen müssen wir zwei bis drei Elemente von Lochseitenkalktypus unterscheiden. Der Typus im Untersuchungsgebiet trägt oft als Hangendes noch Reste von einem Gestein, das grosse Ähnlichkeit mit Rötidolomit zeigt. Dies würde für die Entstehung des Mylonits aus Malmkalk sprechen, da man dann den Lochseitenkalk als ausgewalzten, verkehrtliegenden Mittelschenkel der Mürtschendecke betrachten könnte.

Der Kalkmylonit ist auf alle Fälle sicher durch Dislokationsmetamorphose aus Kalk (sei es nun Jura oder Kreide) entstanden. Es handelt sich um ein metamorphes, kataklastisches Gestein mit linsenartigen, verbackenen Formen und feinkörnigen Zonen, die von Linsen, Augen und Knollen (Quarz und Feldspat) unterbrochen werden. Deutlich lassen sich die Streichrichtungen unterscheiden. Man könnte unsern Kalkmylonit als kataklastischen

Augengneiss bezeichnen. Ohne dieses Gestein, das heute eine typische Fliess- und Knet-Textur aufweist (TRÜMPY, Exkursionen), wäre die helvetische Deckenüberschiebung niemals möglich gewesen.

Die Metamorphose (Mylonitisierung) fand im Miozän statt unter starkem Seitendruck (2 bis 10 Kb) und bei äusserst niedrigen Temperaturen (350 - 400°C). Aus der Überschiebungsgeschwindigkeit (2 cm pro Jahr) kann auf keinen Fall eine höhere Reibungstemperatur erwartet werden (Daten nach MOTTANA/CRESPI/LIBORIO, 1979, S.586 und TRÜMPY, Exkursionen).

Zusammenfassend wäre zu sagen, dass der «Lochseitenkalk» oder Kalkmylonit ein hell-blaugraues, leicht anwitterndes Gestein von zum Teil fast Marmor-ähnlichem Aussehen ist, deutlich geprägt von Texturen, die direkt vom Überschiebungsvorgang herrühren. Vom Entstehungsvorgang des heutigen Gesteins und vor allem von der tektonischen Herkunft (helv. Mittelschenkel?) kann uns niemand sicher Auskunft geben. Alle Thesen mögen wohl einleuchtend und naheliegend sein, können aber nirgendwo bewiesen werden. Dies ist umso erstaunlicher, weil der Lochseitenkalk den Geologen immerhin schon seit 140 Jahren bekannt ist.

Malmkalk: In der traditionellen Literatur über die Stratigraphie unseres Untersuchungsgebietes, namentlich bei den schon oft zitierten *Heim* und *Oberholzer*, wird der Kalk zwischen dem Lochseitenkalk (Mylonit, s.o.) und dem Flysch (s.u.) als dem Malm zugehörig bezeichnet. In neuerer Zeit ist man offenbar davon abgekommen (ETH Zürich) und bezweifelt diese Datierung. Laut Prof. TRÜMPY könnte es sich auch um Schrattenkalk (Kreide) handeln (Exkursionen). Da aber bisher noch kein Nachweis für diese neue Annahme gefunden wurde, ein Leitfossil etwa, wollen wir bei Malm bleiben. Wir haben bei unseren Untersuchungen nämlich keine Hinweise gefunden, die gegen Malm sprechen würden, im Gegenteil – ich bin überzeugt, dass es sich um oberen Quintnerkalk handelt. Die Tatsache der zweifelhaften zeitlichen Bestimmung ist übrigens nicht etwa durch die Untersuchungsmethoden der Geologen, auch nicht durch mangelhaften guten Willen der Wissenschaftler zu begründen, sondern durch die Unzugänglichkeit des Gebiets. Besonders diesen «Sommer» mussten wir das wieder feststellen. Im Juli lagen immer noch beträchtliche Schneemassen unter und auf den Tschingelhörnern, wegen den späten Neuschneefällen war die Lawinengefahr gross und jede Begehung ein Risiko. Aus der sicheren Distanz lassen sich jedoch Schrattenkalk und Quintnerkalk nicht unterscheiden.

Geologen bis und mit Albert *Heim* (1921) haben noch angenommen, das Hangende des Malm unter den Tschingelhörnern und unter dem Vorab, also

der als Lochseitenkalk bezeichnete Mylonit, sei aus dem anstehenden Malmkalk direkt entstanden. Erst seit *Oberholzer* (1933) gilt es als erwiesen, dass der Malm keine Anschwellung des Lochseitenkalks ist. Wie wir schon oben festgehalten haben, ist der Mylonit durch Dislokationsmetamorphose aus Kalk entstanden, nicht durch Regional- (auch Belastungs-) Metamorphose. Es ist also schon tektonisch unmöglich, dass der Mylonit aus gerade demjenigen Kalk entstanden sein soll, der sich jetzt, nach der alpinen Dislokation, unter ihm befindet.

Wenn wir von tektonischen Zusammenhängen sprechen, so müssen wir festhalten, dass der Mylonit zum Verrucano gehört (resp. mit ihm transportiert wurde), und der Malm schon vor der Überschiebung dort war, wo er sich noch heute befindet. Glücklicherweise ist der genaue Vorgang der Gebirgsbildung für unsere Arbeit nicht so wichtig, da wir uns ja mit einem Phänomen befassen, dass höchstwahrscheinlich lange nach der alpinen Dislokation entstand.

Abschliessend wäre demnach zu bemerken, dass der Quintnerkalk, in dem sich das Martinsloch zum grössten Teil befindet, sehr witterungsbeständig ist. Er ist im Grossen und Ganzen frei von sandigen Beimengungen und besteht daher grösstenteils aus chemischen Kalkniederschlägen. Dies sind ideale Bedingungen für Karstbildungen.

Flysch: Das tertiäre Sedimentgestein Flysch ist wohl der am schwierigsten zu beschreibende Gesteinstypus, der sich in der ganzen Alpenwelt finden lässt. Die beste Erklärung der Entstehung dieser unterseeischen Ablagerungen gibt uns HOTTINGER:

«Auf dem Kontinentalhang wird die durchschnittliche Neigung des Meeresbodens grösser. Wo Deltas bis an den Rand der Schelfe vorgebaut werden, oder wo sich sonst die Ablagerungen auf dem Schelfrand häufen, lösen sich von Zeit zu Zeit Lawinen und fahren als Wolke in die Tiefe. Grosse Mengen von abgelagertem Material geraten so ein weiteres Mal in Bewegung und werden in grösserer Tiefe wieder abgesetzt. Durch Wasserwirbel vermischen sich Tontrübe, feiner Sand und Wasser zu einer echten Emulsion ... . Dieses Gemisch ist so schwer, dass grössere Steine fast schwimmen und daher leicht mitgerissen werden, wenn sich die Masse bewegt. Solche Unterwasserlawinen nennt man Trübeströme.

Es braucht nur einen Anstoss, etwa ein kleines Erdbeben, um einen Trübestrom in Bewegung zu setzen. Die mit Steinen und Tonbrocken durchsetzte Emulsion rollt dann den Kontinentalhang hinab und fliesst auch über Hindernisse hinweg in die Tiefe. ... Die gröbsten Brocken bleiben am Konti-

nentalfuss liegen, der Trübestrom selbst kann sich aber über Hunderte von Kilometern in den Tiefseebecken ausbreiten und erst dort allmählich zur Ruhe kommen. Dabei setzen sich zuerst die gröbsten Partikeln, später die feineren» (1980, S.39/40).

Man sieht sofort, dass der Flysch eigentlich recht deutlich zu erkennen sein muss, aber man merkt auch, dass die Zusammensetzung der Minerale, die die Emulsion bildeten, sehr verschieden sein kann. Tatsächlich finden wir im Flysch sämtliche Gesteine der älteren Formationen wieder, die als Sedimente zu einem konglomeratähnlichen Gefüge in die Grundmasse (die ehemalige Emulsion) eingepresst wurden. Aus diesem Grund ist das relativ junge Gestein (unteres Oligozän) so schwer zu beschreiben. Zu diesen Problemen kommt als weiteres noch die Tektonik dazu. Bei der Überschiebung der Decken wurde der Flysch zum Teil überfahren und zusammengedrückt, zum Teil eingewickelt und verbogen oder gar vor den Decken hergestossen. Dabei ergaben sich zahlreiche Verwerfungen, Verfältelungen, Verschiebungen und mechanische Zerstörungen, die eine Klassierung durch die Lage der einzelnen Schichten zueinander sehr erschweren. Die tektonischen und stratigraphischen Rätsel dieser Gesteinsart sind denn auch bis heute noch nicht überall vollständig gelöst, selbst die Bezeichnungen «Flysch» und «Wildflysch» werden, obwohl (oder gerade weil) seit über 150 Jahren geläufig, oftmals für ganz verschiedene Gesteinstypen verwendet.

Grundsätzlich erscheint der Flysch (der Name stammt aus der Innerschweiz und kommt von «fliessen») als ein Wechsel von Sandsteinen und Schiefern.

Wir wollen hier unsern Flysch als nordhelvetischen Flysch der Elmer Facies ansprechen und unterscheiden lediglich den untern Normalschenkel (bis Beginn Tschingelschlucht), Verkehrtschenkel und oberen Normalschenkel (auf dem die Tschingelhörner sitzen) einer lokalen Falte. Die Zusammensetzung ändert sich etwas von unten nach oben, entsprechend seiner Bildung (oben = weiter südlich). Der Flysch ist, wie bereits erwähnt, ein Sedimentgestein, das seine Entstehung sogenannten Trübe- oder Turbiditätsströmen verdankt. Die vielen starken Schiefer- und Sandsteine und relativ seltenen eingeschlossenen Blöcke lassen darauf schliessen, dass die Sedimentierung in ziemlicher Entfernung vom Kontinentalhang stattfand. Im oberen Teil der Flysch-Falte («Wildflysch») finden wir jedoch Fragmente von Sandsteinen, Quarziten, Kalken, Breccien, Konglomeraten und exotischen kristallinen Blöcken (HEIM, 1921, S.350), die nur gerade am Kontinentalhang selbst, respektive in dessen unmittelbarer Umgebung abgesetzt wer-

den konnten. Der obere Normalschenkel ist also eine ufernähere Bildung als der untere und die vertikale stratigraphische Lagerung entspricht in Wirklichkeit einer früheren, horizontal verschiedenen Lagerung (oben liegender Flysch südlicher und ufernäher als unten liegender).

Der besonders im Untersuchungsgebiet typische nordhelv. Flysch besteht neben den oben erwähnten, zum Teil recht groben Einlagerungen, aus dunklen, meist verworren, zerknitterten und glimmerreichen Mergelschiefern (HEIM, 1921, S.350). Diese zarten Muskovitschiefer-Plättchen werden leicht durch die Erosion aus dem Verband gelöst und bei heftigen Windstössen recht weit durch die Luft getragen. Um die Tschingelhörner finden wir diese Schieferplatten und -plättchen, mehr oder weniger aus dem Anstehenden herausgelöst, in rauhen Mengen.

Es seien mir noch einige allgemeine Bemerkungen zum Flysch erlaubt, bevor ich die Stratigraphie abschliesse. Der Flysch mit seiner eindrücklichen Mächtigkeit (im Untersuchungsgebiet bis 1300 m) und seiner leichten Erodierbarkeit ist für den grössten Teil der morphologischen Erscheinungen des Sernftals verantwortlich. Einst in der ganzen Welt berühmt waren die Schieferbrüche von Engi, Matt und Elm, die Reichtum ins Kleintal brachten durch den Verkauf von Schiefertafeln, Schiefertischen und Dachschiefern. Der Verfasser hat selbst noch in der Schule das Schreiben und Rechnen auf einer kleinen Schiefertafel gelernt. Der Bergsturz von Elm vom 11. September 1881 ist auf einen übermässigen Abbau von Massenschiefern (Baumaterial) im Plattenberg zurückzuführen. Die sogenannten «Fischschiefer» von Matt und Engi enthalten sehr schöne Fischskelette und versteinerte Schildkröten. Wunderbar präparierte Exemplare finden sich im paläontologischen Museum der Universität Zürich.

2.2. Tektonik

Die Tektonik befasst sich mit dem dynamischen Vorgang der Gebirgsbildung, also mit den Bewegungen der Erdkruste, respektive Teilen davon, die sich etwa zu den Alpen aufgetürmt haben.

2.2.1. Grundbegriffe

Was sind nun die Ursachen dieser Bewegungen? In seinem hochinteressanten, wenn auch zu seiner Zeit noch spekulativen Artikel «Continental

Drift», veröffentlicht im April 1963 im Scientific American, erklärt uns J. Tuzo WILSON, weshalb es nicht so einfach ist, die Antwort darauf in wenigen Worten zu geben: «Die Geologie hat mit grossem Erfolg die Geschehnisse rekonstruiert, die die gegenwärtige Erscheinung eines grossen Teils der irdischen Landschaft verursacht haben. ... Unglücklicherweise ist sie weniger erfolgreich, wenn es um fundamentale Prozesse geht – eben diejenigen Prozesse, die die Kontinente und Ozeanbecken formten, die die grossen Perioden der Gebirgsbildung in Gang setzten, die die Eiszeiten einleiteten und beendeten. Zu diesen Fragen gibt es keine Übereinstimmung, trotz vieler Spekulationen» (S.19, übersetzt vom Verfasser). Im Verlauf seiner Darstellung der «Continental Drift»-Theorie macht er Bewegungen von Erdschollen, grösser als die Kontinente selbst, für die Gebirgsbildung verantwortlich. Nicht zuletzt aufgrund seiner Thesen sind andere Wissenschaftler daran gegangen, einen völlig neuen Zweig der Geologie zu begründen, nämlich die «Plate Tectonics», die Tektonik dieser driftenden Erdschollen (plates) also.

In einer späteren Veröffentlichung derselben Zeitschrift erläutert John F. DEWEY die Bildung des Himalaya-Gebirges (1972, S.42), das gleich alt ist wie die Alpen: «Eine Kollision von Kontinenten ereignet sich, wenn eine Scholle, die einen Kontinent trägt, unter das vorstehende Ende einer anderen Scholle fährt, die auch einen Kontinent trägt. Weil die kontinentale Kruste zu sperrig ist, um unter die andere Scholle (in die sog. Asthenosphäre) gleiten zu können, ruft die Kollision Gebirgsbildungen hervor. Die Himalayas wurden offensichtlich geformt, als eine Platte, die Indien auf sich trug, mit der alten asiatischen Platte vor ungefähr 40 Mio Jahren kollidierte. Die unterlaufende Platte kann abbrechen, in die Asthenosphäre absinken und eine neue Unterschiebungszone (subduction zone) kann andernorts entstehen» (Übers. d. Verf.).

Die Alpen sind demnach durch eine Kollision der eurasischen Platte mit derjenigen Platte erfolgt, die die Landmassen Vorderindien und Afrika trugen. Der Zusammenstoss begann vor etwa 40 Millionen Jahren und dauert bis heute an. Durch die Hebung des eurasischen Plattenrandes wurde die Thetys, der Meeresteil, in dem die heutigen Alpen ihren Sedimentmantel erhielten, langsam trockengelegt. Das Mittelmeer ist noch der letzte, allmählich verschwindende Rest dieses alten Meeres. Der von Süden kommende seitliche Druck auf die Kontinentalkruste Eurasiens zeigt sich in den Alpen sehr deutlich. Gerade in den Glarneralpen ist die Tektonik der Schweizeralpen zuerst erfasst worden.

Durch den Kontinentaldruck entstanden zwei Arten von Bewegungen,

eine lokale, vertikale Hebung und eine horizontale Verschiebung der Sedimentgesteine in Richtung Süd-Nord. Durch die Hebung entstanden die sogenannten Massive (z.B. das Gotthard-Massiv, das Aarmassiv, etc.), die sich also heute mehr oder weniger genau dort befinden, wo sie sich ursprünglich gebildet haben. Die Komponenten, aus denen sich diese horizontal nicht transportierten Gebirgsmassen zusammensetzen, werden «autochthon» (grch.: «bodeneigen», NEEF, 1977, S.528) genannt. Die Gesteine, die durch den Seitendruck in Form von Decken über die Massive geschoben wurden und sich deshalb nicht mehr am Ort ihrer Entstehung befinden, heissen «allochthon» (grch.: «bodenfremd», NEEF, S.512). In neuerer Zeit wurde noch ein dritter Ausdruck eingeführt für Gesteinsmassen, die nur einen geringen seitlichen Schub erfahren haben und deshalb nur auf, nicht aber über die Massive hinweg geschoben wurden: «parautochthon» (para = grch. für «bei», parautochthon: «beim Bodeneigenen liegend»).

2.2.2. Die helvetischen Decken

Die Sedimentschichten, einst als annähernd horizontale Bänke am Grunde der Thetys liegend, wurden durch die Kontinentalkollision über das Meeresniveau emporgehoben und zu Mulden und Gewölben, zu sogenannten Falten zusammengeschoben. Die Dislokation der Felsschichten durch Faltung hat den grössten Teil der Alpen erzeugt. Aufgrund der erwähnten Lagerung von altem Gestein (Verrucano) auf jungem (Lochseitenkalk) gelangte Marcel BERTRAND 1884 zur Überzeugung, eine gewaltige Decke sei über das Aarmassiv geschoben worden (S.318-330). Zu ähnlichem Schluss kam 1894 Hans SCHARDT in seiner Erklärung der «Klippenphänomene» (1897, S.233-250). Zu Beginn unseres Jahrhunderts kam die neue «Deckentheorie» dann rasch zum Durchbruch und wird bis heute mehr oder weniger aufrecht erhalten.

Die *helvetischen Decken* bauen die Hauptmasse der nördlichen Kalkalpen, also auch die Decken der Glarneralpen auf. Ihre Wurzeln liegen auf der Südseite von Aar- und Gotthardmassiv. Ein über 100 km breiter Sedimentstreifen wurde zusammengeschoben und in Form einer Serie von Überfaltungsdecken aus der Gegend des Vorderrheintales und des Rhonetales über das Gebiet jener beiden Massive hinweg nach Norden geschoben. Ihre Stirnregion schob sich noch auf das Molasseland hinauf und brandete an der mächtigen Nagelfluhmasse der Speer-Hirzlikette und der Rigikette empor.

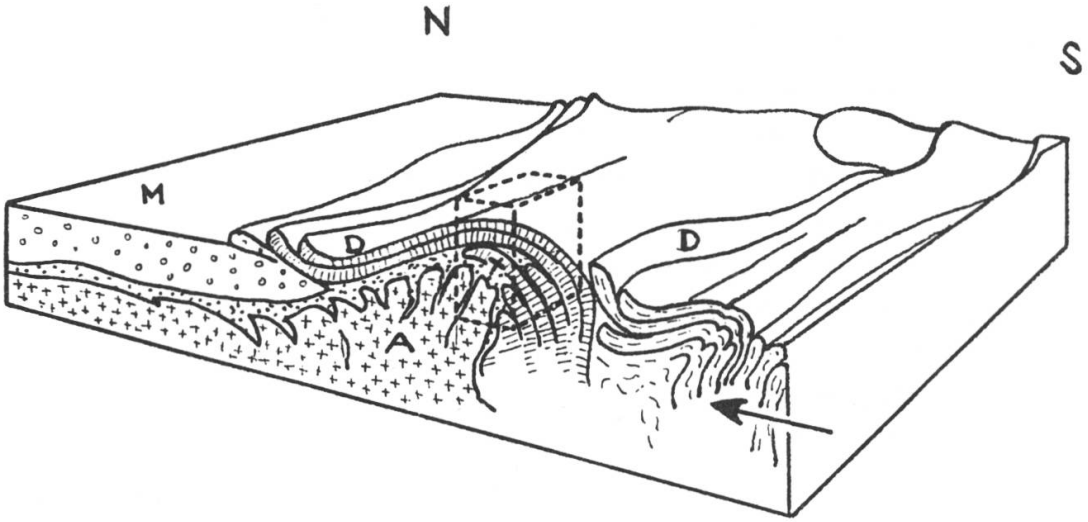
2.2.3. Tektonik des Tschingelgebiets

Die Tektonik des Untersuchungsgebiets ist sehr kompliziert und viele Autoren lassen hier mehr Fragen offen, als sie beantworten. Da wir uns in einer «tektonischen Kampfzone» befinden, sind die Verhältnisse entsprechend kompliziert und je nach Lokalität vielleicht hundert Meter weiter immer wieder völlig verschieden. Sehr deutlich kommt das in den Profilen und Texten von Lorenz E. *Wyssling's* Promotionsarbeit «Zur Geologie der Vorabgruppe» zur Geltung (1950). Ich selbst möchte mir nicht anmassen, die Details der schwierigen tektonischen Gegebenheiten begreifen zu können. Um dem Leser trotzdem einen groben Überblick anbieten zu können, werde ich versuchen, den Vorgang der Gebirgsbildung im Untersuchungsgebiet, der ja ein dynamischer Vorgang ist (obwohl er über 10 Mio Jahre dauerte, wie Prof. TRÜMPY auf seinen Exkursionen erläuterte), anhand von Blockdiagrammen modellartig aufzuzeigen. Natürlich wäre für diese Art Beschreibung das Medium Film viel dankbarer, dennoch sind, so hoffe ich, diese Blockdiagramme anschaulicher als etwa nur ein beschreibender Text. Gewisse notwendige Vereinfachungen und Schematisierungen sollten dabei eher förderlich sein und sind in keiner Weise als Unterschlagungen von wichtigen Fakten gedacht (Fig. 3).

Figur 3:

Sechs Blockdiagramme zur Tektonik der Tschingelhörner, stark schematisch

Bockdiagramm 1: Übersicht

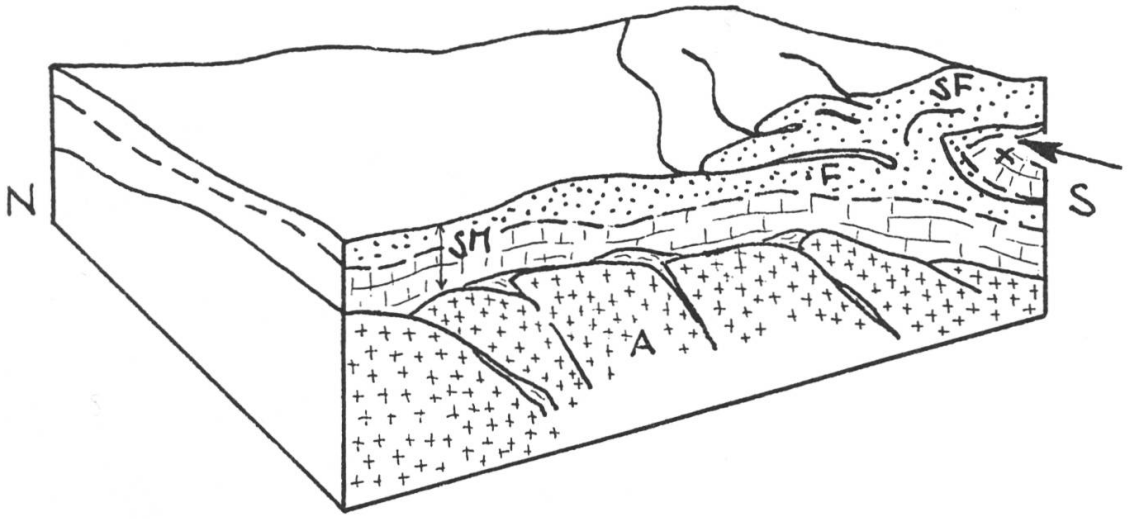


Teile des ehemaligen Ozeanbodens, der ursprünglich zwischen den nun zusammenprallenden Plates lag, werden aufgefaltet und einzelne, umgelegte Falten gleiten als Decken über den eurasischen Kontinentrand.

A: Aarmassiv (Kristallin)
M: Mittelland (Molasse)
D: Decken
x: parautochthone Decken

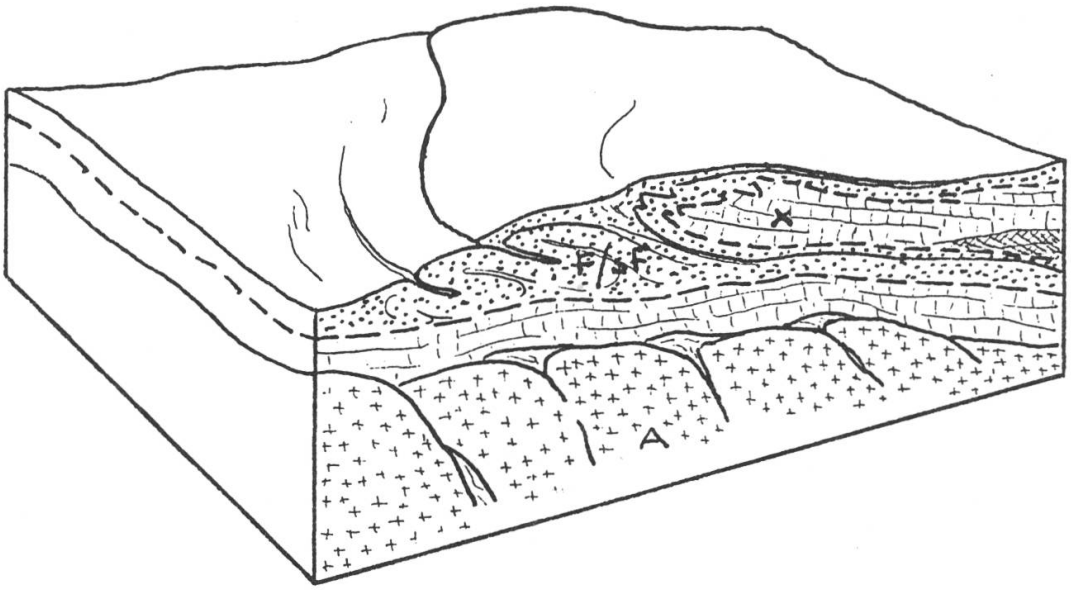
Das Diagramm ist stark schematisch und sehr überhöht gezeichnet. Die gestrichelten Linien bezeichnen den Ausschnitt der Blockbilder 2 bis 5.

Blockdiagramm 2: (Ausschnitt von 1, frühere Phase)



Die parautochthone Vorab-Tschepp-Decke (x) fährt auf und stösst dabei Massen von Flysch (ursprünglich am Kontinentalrand untermeerisch gebildet) vor sich her. Der Flysch wird dabei stark gefaltet und zusammengepresst. Diese Faltungen lassen sich noch in beträchtlicher Entfernung von den Stirnenden der parautochthonen Decken feststellen (sehr deutlich am Ruchi, Koord. 191 700/722 500/3107, deshalb die Bezeichnung «Ruchi-Phase» für den Vorgang, der diese überall gleich gerichteten Faltungen und Schieferungen zur Folge hatte). Die Vorab-Tschepp-Decke lässt bei ihrem Fortschreiten ihren Faltenkern zurück.

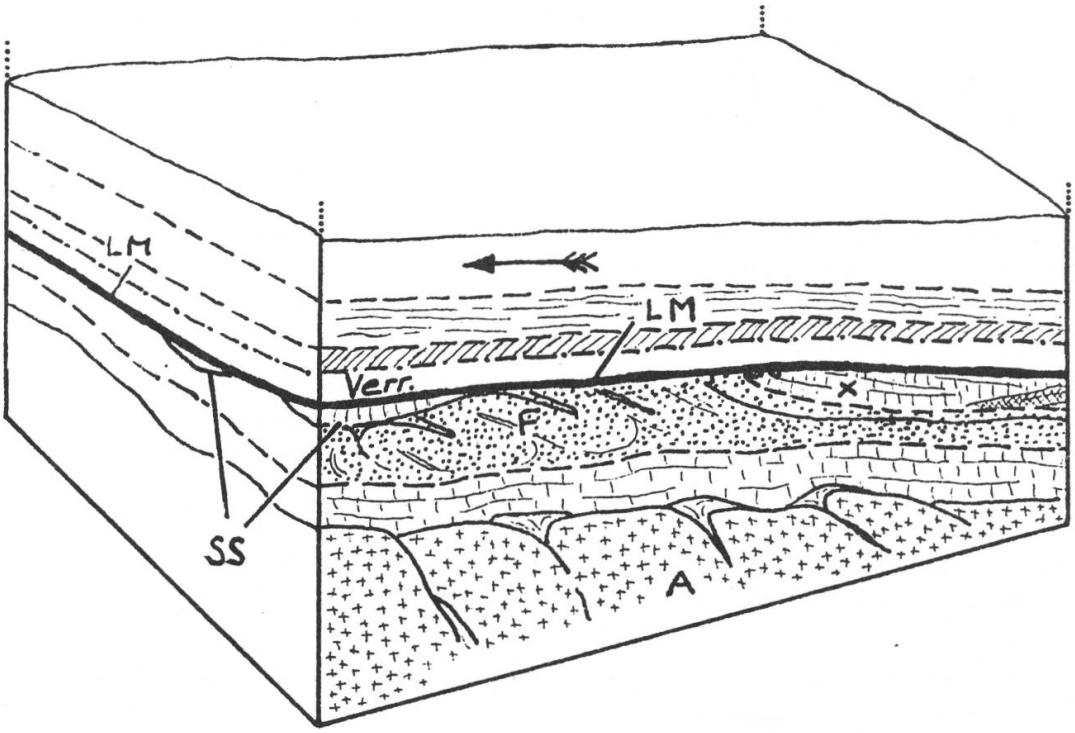
A : Aarmassiv
SM: Sedimentmantel des Aarmassivs
x : Vorab-Tschepp-Decke
F : Flysch
sF: aufgestauter Flysch (die «tektonische Stirnmoräne» der parautochthonen Decke. Man findet das gleiche Phänomen vor den helvetischen Decken.)



Blockdiagramm 3:

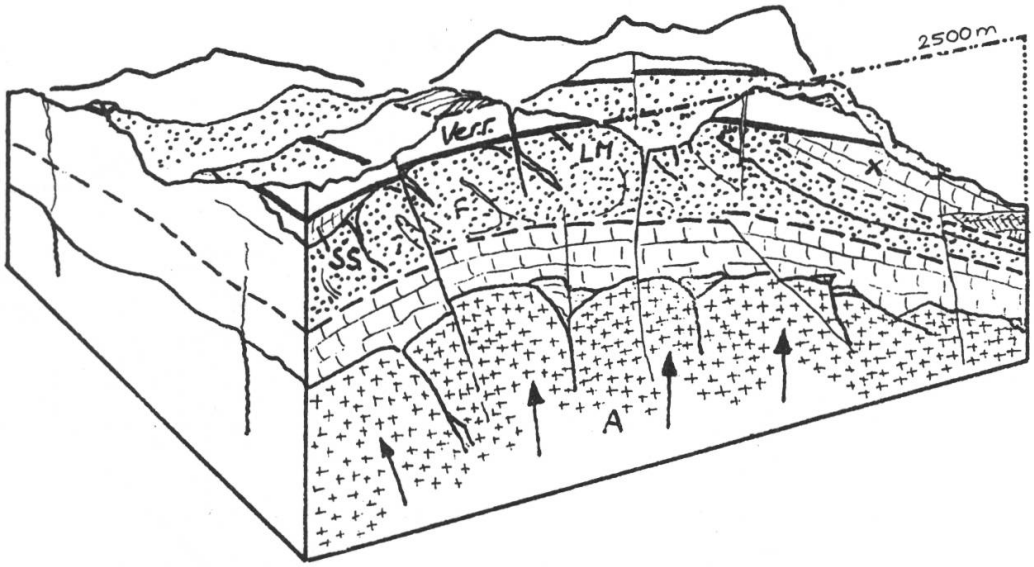
Vom grossen Widerstand der aufgeschürften Flyschmassen und wohl auch wegen dem Fehlen eines geeigneten «Schmiermittels» (Lochseitenmylonit) wird die Vorab-Tschepp-Decke aufgehalten. Die Flysch-Staumasse erreicht im Untersuchungsgebiet eine Dicke von über 1300 m. (Bezeichnungen wie Diagramm 2)

Blockdiagramm 4: (Helvetikum)



Die grosse helvetische Überschiebung beginnt: die helvetischen Decken waren ursprünglich wohl eine einzige gewaltige Falte, deren Normalschenkel auf dem ausgewalzten Mittelschenkel nordwärts glitt. Die kalkigen Komponenten des Mittelschenkels und der Unterlage wurden durch die gewaltige Belastung chemisch verändert (Mylonitisierung) und bilden das heute oft bis auf wenige cm zusammengepresse Band von Lochseitenkalk (LM), das sich praktisch überall unter der Überschiebungsfläche findet. Auf ihrer Rutschpartie schnitten die helvetischen Decken kleinere Hindernisse, etwa die oberen Teile der parautochthonen Decken, kurzerhand ab. Diese Teile schoben sie zum Teil vor sich her («Schubspäne»), oder sie begruben sie allmählich unter sich und gewannen aus den kalkigen Komponenten wieder Lochseitenmylonit. Im Untersuchungsgebiet finden wir beides: Mylonit aus dem aufgeschürften Schrattenkalk der Vorab-Tschepp-Decke (WYSSLING, 1950, S.126/7) und Schubspäne (im Diagramm mit SS bezeichnet) u.a. aus Quintnerkalk (Basis der Tschingelhörner!).

Blockdiagramm 5: (post-helvetische Veränderungen)



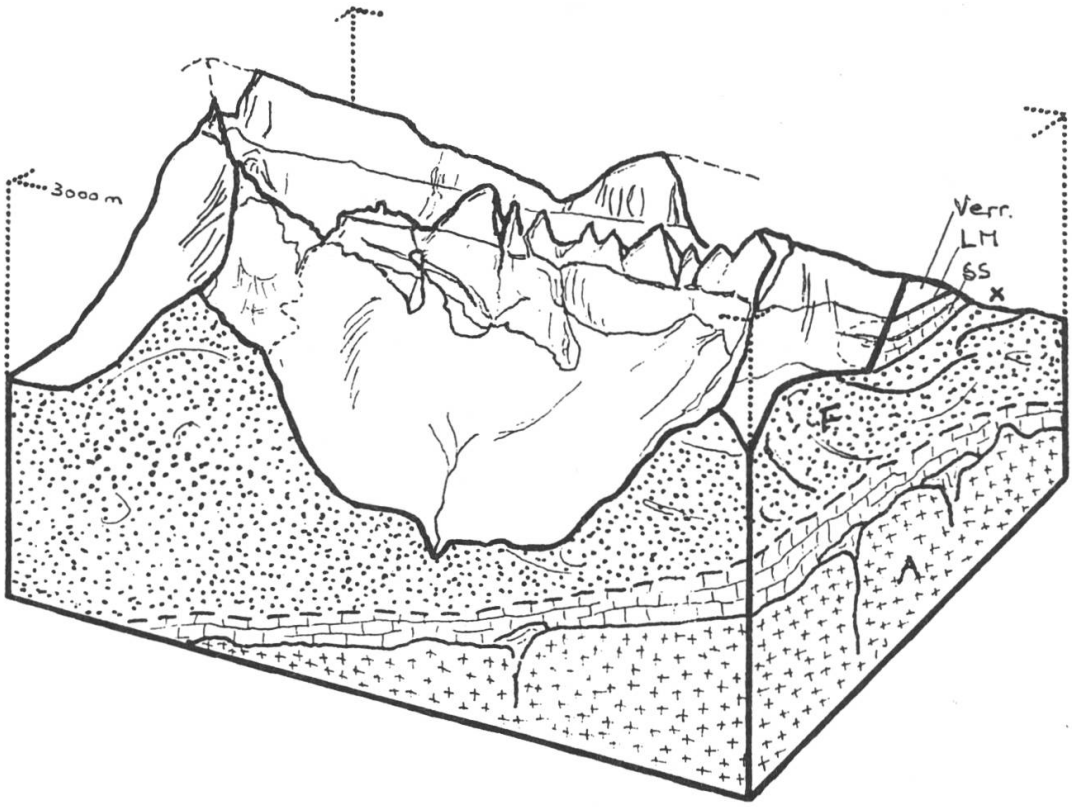
Nach der grossen Überschiebung geschahen mehrer Dinge gleichzeitig, die das selbe Ereignis zur Folge hatten:

1. Die durch Reibung und Druck erwärmten Gesteinsmassen kühlten sich ab und verloren ihre Viskosität.
2. Während einer Phase von nur schwachem Seitendruck dehnte sich der Gebirgskörper etwas aus und verlor dabei entsprechend an spezifischem Gewicht.
3. Die einsetzende Erosion der nun auf Festland liegenden Teile des Meeresbodens durch die Urströme und die eiszeitlichen grossen Gletscherströme trug den grössten Teil der helvetischen Decken ab, um das heutige Mittelland aufzufüllen.

Wegen dem auf diese Weise stark verringerten Überlagerungsdruck vermochte sich der Alpenkörper (die sog. «Massive») langsam zu heben. Die vorderen Teile der helvetischen Decken kamen über ein starkes Gefälle zu liegen und rutschten (wahrscheinlich ziemlich plötzlich und katastrophenartig) etwas weiter. Die Rutschung erfolgte ungefähr entlang der

Überschiebungsfläche. Da der Mylonit durch die Abkühlung seine Viskosität verloren hatte, zeigt sich heute im Lochseitenkalk (und teilweise im Flysch) eine sehr geradlinig verlaufende scharfe Bruchfläche, bedingt durch eben diese Rutschung.
Wie bei einem Gletscher, der über eine Schwelle nach unten abgebogen wird, entstanden durch die Hebung der Massive an der Oberfläche des Alpenkörpers Querspalten. Obwohl diese zum Teil recht tiefen Spalten allmählich von Kluftmineralien (Quarz, Calcit, Feldspat) aufgefüllt wurden, sind sie die schwachen Stellen im anstehenden Felsverband. Sie erklären mache Katastrophe (z.B. Flimser Bergsturz) und ihre Kenntnis ist für die angewandte Geologie äusserst wichtig.

Blockdiagramm 6: (Detail, Untersuchungsgebiet)



Die Erosion und der von der Kollision herrührende Seitendruck hält bis zum heutigen Tag an und damit ebenso die Hebung des Alpenkörpers. Das heutige Erscheinungsbild wird sich wohl doch noch ein paar Jahre halten. Die schematische Darstellung zeigt die Tschingelhörner mit ihren Verrucano-Kappen (helv.), den Malmwänden (parautochthon) und ihrem Sockel aus Flysch (ultrahelv.). Der Malm stellt einen, wie einen Papierbogen zusammengefalteten, Schubspan der Vorab-Tschepp-Decke dar, der Flysch ist ebenfalls gefaltet und ist der Rest der gewaltigen Staumasse, die einstmals den Vormarsch der parautochthonen Decken aufgehalten hatte. Das Blockdiagramm zeigt die von mir als «Kampfzone» angesprochene Region, wo dieses spektakuläre «Bremsmanöver» stattfand.

Bereits im stratigraphischen Teil haben wir die «Lochsite» (auch Lochseite, Lochsaite, Lochsiten, Koord. 725 750/207 575/580) erwähnt. Hier wurde die grosse helvetische Überschiebung erstmals entdeckt. Bis heute ist diese Lokalität mit dem seltsamen Namen wahrscheinlich die am leichtesten zugängliche Stelle geblieben, wo sich dieser wichtige Abschnitt der Alpengeschichte schön zeigt. Der Name «Lochsite» ist eine Verballhornung des Dialektausdrucks «Luchsete», bezeichnet also eine Stelle, wo einst Luchse hausten und hat demnach weder mit einem Loch noch mit einer Seite (und schon gar nicht mit einer Saite) etwas zu tun.

Wissenschaftler aus allen Herren Ländern pilgern Jahr für Jahr an diese geologische Kultstätte und lassen sich nicht davon abhalten, Handstücke von Lochseitenmylonit nach Hause zu tragen, obwohl die Lokalität mittlerweile unter Schutz steht und es also verboten ist, irgendwelche Veränderungen oder gar Beschädigungen vorzunehmen. Wie beruhigend ist es da, zu wissen, dass die gleiche Überschiebung an den Tschingelhörnern so schwer zugänglich und trotzdem leicht zu sehen ist.

2.3. Morphologie

Die Morphologie ist die Wissenschaft von der Entwicklung und Herkunft der Formen. In der Geologie behandelt sie demnach alle Kräfte, die das Erscheinungsbild der Erde schufen oder veränderten und die einzelnen Erscheinungsformen selbst. Es ist klar, dass wir an dieser Stelle nicht sämtliche Kräfte und Formen besprechen können, es fehlt der Raum. Wir werden uns deshalb auf diejenigen morphologischen Vorgänge beschränken, die für unser Thema eine Rolle spielten oder spielen könnten. Ich werde mich an dieser Stelle kurz fassen und nicht sehr ins Detail gehen, da die Morphogenese der Tschingelhörner ja das eigentliche Hauptthema ist und im zweiten Teil ausführlich zur Sprache kommen soll.

Der Begriff «mechanische Erosion» wurde etwas weiter gefasst, als dies in der Fachliteratur üblich ist. Ich verstehe darunter sämtliche Kräfte, die im rein physikalischen Sinne mechanisch auf den Fels einwirken, also Kräfte, die den Felsverband, nicht aber die chemische Struktur des Gesteins verändern. Auch der Begriff «Erosion» bedarf einer Erläuterung. Normalerweise bedeutet er nur die «Schaffung» seitlich begrenzter, länglicher Hohlformen (MACHATSCHEK, 1973, S.24). An dieser Stelle soll das Wort Erosion im Sinne von «Verwitterung» im allgemeinen verwendet werden, wie dies ja auch

oft in der nicht-geologischen Literatur geschieht. Auf diese Weise fällt es uns leicht, die Formen und die Kräfte, die zu deren Bildung wichtig waren, in zwei Kapitel zu fassen, eben in «mechanische» und «chemische» Erosion. Eigentlich gehörte die Wind-Erosion in das erste Kapitel, da sie jedoch im Untersuchungsgebiet in einer Art und Weise wirkt, die absolut ungewöhnlich ist, habe ich ihr ein eigenes Kapitel gewidmet.

2.3.1. Mechanische Erosion

Dem Aufbau von neuen Formen durch die Tektonik (s.d.) wirkt vom ersten Augenblick an ihre Zerstörung und Abtragung entgegen, die letztlich eine Verflachung bis zur Fasteinebnung (peneplain) der Oberflächenformen anstrebt. Die Kräfte, die dabei wirken, nennen wir exogene Vorgänge, weil sie meist von aussen auf die Landschaften wirken (Atmosphärilien, Meteore od. Meteorite, Mensch, usw.). Die endogenen, also von innen wirkenden, Kräfte haben wir zum Teil bereits besprochen (Kluftbildung durch tekt. Vorgänge, z.B. Hebung des Aarmassivs), andere, etwa Vulkanismus, fehlen im Untersuchungsgebiet.

Im Folgenden wollen wir in einer Tabelle die wichtigsten Begriffe zusammenstellen und anschliessend besprechen (Fig. 4).

Figur 4:

Zusammenstellung der wichtigsten exogenen Vorgänge

Feinbegriff	Grobbegriff	Endprodukt	Agens
Temperaturverwitterung (→ Desquamation)	Physikalische Verwitterung, «Aufbereitung»	Insolationsschutt	Temp.-differenz
Frostverwitterung		Verwitterungsschutt	Temp.-diff. & Wasser
Salzverwitterung (→ Vergrusung, → Hydratation)		Verwitterungsschutt	Meerwasser
Korrasion (Abscheuerung anstehender Felsmassen	Massenbewegungen	Denudation	Fels, Wind, Gletscher
Erosion i.e.S.		längliche Hohlformen	Sand, Steine & Wasser
Akkumulation		Ablagerungen	Schwerkraft

Es ist zu beachten, dass die einzelnen Formen natürlich praktisch nie nur durch ein einziges Medium, sondern durch ein meist sehr kompliziertes Zusammenwirken verschiedener äusserer Vorgänge entstanden sind, doch auf eine Art und Weise, dass jeweils ein bestimmter Faktor vorherrschend tätig war (nach MACHATSCHEK, 1973, S.24).

Temperaturverwitterung (auch Insolationsverwitterung genannt): «Die Sonneneinstrahlung (=Insolation) erwärmt das Gestein. Je nach der physikalischen Beschaffenheit der Mineralien (Farbe, Ausdehnungskoeffizienten uam.) entstehen Spannungen (Druck und Zug) im Mineral- und Gesteinsverband, der sich dadurch lockert» (FURRER, 1975, S.9). Es versteht sich von selbt, dass sich dieser Vorgang mit grösserer Wirksamkeit dort abspielt, wo die Exposition der Felsmasse gegenüber der Sonne am günstigsten ist (Südhänge). Ausserdem spielt die Temperaturverwitterung dort eine grosse Rolle, wo verschiedene Gesteinsarten (mit verschiedenen Ausdehnungskoeffizienten) aufeinanderstossen. Im weiteren Untersuchungsgebiet spielt die Insolationsverwitterung sehr gut mit dem oft sehr starken Föhn zusammen. Diese «Zusammenarbeit» hat SCHIELLY zuerst in den Kärpfmannen (SW-Grat des Kärpf, Koord. 726 030/197 500/2794.0) festgestellt; er klassierte diese Erscheinung als eine Spezialform der Winderosion (1964, S.260 & Fig. 58,59). Da wir diese Art der Verwitterung auch am Martinsloch gefunden haben, werden wir in einem eigenen Kapitel (2.3.3) näher darauf eingehen.

Die Temperaturverwitterung führt normalerweise zu Desquamation (=Schalenablösung, Abschuppung). Diese ist allerdings meist in kristallinem Muttergestein und unter tropischen Bedingungen (grosse Ausdehnungen, starke Insolation) anzutreffen (z.B. Zuckerhut). Im Untersuchungsgebiet haben wir nichts dergleichen entdeckt.

Frostverwitterung (auch Spaltenfrost, Frostsprengung): Diese im Gebirge wohl häufigste Verwitterungsart beruht, wie die Temperaturverwitterung, auf verschiedenen Ausdehnungskoeffizienten verschiedener Stoffe. Hier ist das wichtigste Agens allerdings das in die feinen Gesteinsklüfte eindringende Wasser. «Gefrierendes Wasser dehnt sein Volumen um 9 % aus – in Spalten und Klüften entwickelt es dadurch eine beachtliche Sprengkraft. Am intensivsten ist die Frostwirkung bei mehrmaligen täglichen Frostwechseln (0° - Durchgang der Temperatur), im Wechsel von Auftauen und Gefrieren (Regelation)» (Furrer, 1975, S.9). Die Anzahl Frostwechsel pro Tag, respektive pro Jahr (Frostwechselhäufigkeit) beeinflusst direkt den Schuttfall, «so löst

sich von den Felswänden am meisten Schutt in der Zeit der grössten Frostwechselhäufigkeit:
- während der Übergangszeit Frühling/Herbst
- am frühen Morgen
- an Südhängen» (FURRER, 1975, S.9)

Weil in den Tschingelhörnern eine feine Schieferung vorherrscht (s. Stratigraphie), das Sickerwasser also grosse Angriffsflächen finden kann, ist die Frostverwitterung hier wohl der wichtigste Faktor der Gesteinsaufbereitung. Deshalb sind die Tschingelhörner so gefährlich für den Bergsteiger. So sind Dr. Armin Müller und J. Wyss nach der ersten, fast vollständigen Traversierung der Tschingelhörner am 29. August 1914 kurz vor dem Erreichen ihres Endziels, des Segnes-Passes, zu Tode gestürzt.

Salzverwitterung: Hier dringt Meerwasser, in dem Salz gelöst vorhanden ist, in die feinen Klüfte und Spalten ein. Beim Trocknen des Wassers kristallisiert das Salz aus und die wachsenden Kristalle sprengen den Verband. Diese Art der Aufbereitung kommt natürlich hier, bei 300 km Entfernung vom nächsten Meer, nicht in Frage.

Wir haben in unserer Tabelle die bisher besprochenen Verwitterungsarten unter dem Begriff der physikalischen Verwitterung oder «Aufbereitung» zusammengefasst. Wir müssen uns nun überlegen, was mit dem nun derart «aufbereiteten» Gestein geschieht. Ist der Untergrund flach, so zerfällt das Gestein in immer kleinere Teile (Grus) und es kommt zur sog. Bodenbildung.

Ist der Untergrund jedoch steil, so bewegt sich das Verwitterungsmaterial, es kommt zu Steinschlag, Fels- und schlimmstenfalls sogar zu Bergstürzen. Diese Massenbewegungen haben einen sehr grossen Einfluss auf die Formengebung der Erdoberfläche. So kommt es oft vor, dass die *Akkumulation*, also die Ablagerung verwitterten Materials, Talriegel bildet. So entstanden schon viele natürliche Stauseen (Wolfgang-See, früher Klöntalersee, Flimser Bergsturz-Seen, u.a.), und Flüsse mussten sich neue Wege suchen, usf. Beim Abstransport kleinerer Gesteinspartikel durch Gewässer entstehen Schluchten, aber auch kleinere längliche Hohlformen, Steinschlagrinnen und ähnliches. Dabei arbeitet nicht das Wasser selbst, sondern eben die vom Wasser mitgerissenen Partikel, die die anstehende Oberfläche allmählich abschleifen. Man nennt diesen Vorgang *Erosion* im engeren Sinn. Der Abtransport hat also zwei Folgen in morphologischer Hinsicht, nämlich eine Denudation («Entblössung») des Felsverbandes und eine Akkumulation (Anhäufung) des abgelösten Gesteins. Bei der Erosion i.e.S. entstehen *lineare* Abträge. Stürzt nun aber eine grössere Felsmasse über eine nicht senk-

rechte Wand, so scheuert sie natürlich auch die Unterlage ab. Es erfolgt wieder eine Abtragung, diesmal aber eine *flächenhafte.* Dieses flächenhafte Abscheuern eines Untergrundes nennen wir *Korrasion.* Nicht immer sind nur stürzende Felsmassen dafür verantwortlich, oft ist es auch der Wind, der kleinere Gesteinspartikel über den Felsverband bläst, genau wie ein Sandstrahlgebläse (Winderosion, s.d.). Den weitaus wichtigsten Beitrag zur Korrasion in unseren Alpen haben jedoch die Gletscher geliefert. Wir müssen deshalb auf die Formenbildung durch Gletscher (*Glazialerosion)* näher eingehen.

«Im nivalen Klima fällt mehr Schnee, als an Ort weggeschmolzen werden kann. Alter Schnee, der nicht geschmolzen wird, verwandelt sich in Eis. In diesem Zyklus treten anstelle der schmalen, schnellfliessenden Flüsse des normalen Zyklus die mächtigen, trägen Eisströme» (FURRER, 1975, S.80). Die Erosionsleistung wird durch Fliessgeschwindigkeit und Eismasse bewirkt. Nach FURRER (1975, S.17) lassen sich drei Erosionsarten des strömenden Eises unterscheiden:

- Schleifende Glazialerosion: Anstehendes Felsmaterial wird vom Gletschereis und den darin eingefrorenen Gesteinspartikeln geglättet, geschliffen und poliert, von grösseren eingefrorenen Trümmern gleichzeitig geschrammt (Gletscherschliff).
- Ausbrechende und absplitternde Glazialerosion: Im Eis eingefrorene Steine werden parallel zur Fliessrichtung über den Gletscherboden bewegt. Bei waagrechter Oberfläche schrammen sie den Fels unter dem hohen Normaldruck des auf ihnen lastenden Eises gewaltig auf. Gelangt jetzt aber dieser Stein in den Fliessbereich vor einem Felshindernis, wird er vom jetzt schmiegsamen Eiskorn-Wasser-Gemisch umflossen. Hier ist das Eis durch den grossen Staudruck verflüssigt worden. Jetzt befindet sich der Stein unter allseitig wirkendem, hydrostatischem Druck, «schwebt», drastisch ausgedrückt, im Eis. Nur noch ein relativ geringer Normaldruck presst ihn auf den Fels, wodurch seine Schrammung vermindert ist. Auf dem höchsten Punkt des Hindernisses setzt der Staudruck plötzlich wieder aus, der grosse Normaldruck wirkt wieder (das unter Druck entstandene Wasser gefriert wieder) und durch die dadurch entstehenden Spannungen brechen auf der Lee-Seite der Hindernisse grosse Felsmassen aus (nach CAROL, zit. in FURRER, 1975, S.17/18).
- Aufpflügende Glazialerosion: Bei vorrückenden Gletschern, besonders im Stirnbereich einer Eiszunge, können Lockermassen zusammengestaucht und oft sogar im wahrsten Sinne des Wortes «umgepflügt» werden.

Die wichtigsten Formen, die bei der Glazialerosion entstehen können, sind Gletscherschliff, Rundhöcker, Felswannen, Trogtäler und vor allem Kare. Ein Kar bezeichnet das Bett oder die Wurzel eines Gletschers. Oft finden wir mehrere Kare untereinander («Kar-Treppe»), die eine eigentliche Kammerung im Fels zur Folge haben können.

«Die Bewegung eines Eisstromes – und damit seine Erosionsleistung – wird durch die präglazial (voreiszeitlich) vorhandenen Reliefformen *gesteuert:* Die erodierende Wirkung eines Gletschers besteht im wesentlichen in der Modifikation von dem bereits bestehenden Relief» (FURRER, 1975, S.17). So befanden sich wohl an der Stelle der heutigen Kare einst Erosionstrichter der voreiszeitlichen Flüsse oder Dolinen (Karsterscheinungn, s. chemische Erosion). Zuletzt dürfen die akkumulativen Formen der Glazialerosion nicht vergessen werden: Losgebrochene Felstrümmer und Reste von Steinschlag und Felsstürzen, die auf den Gletscher fielen, werden an den Rändern und beim Rückgang des Gletschers auch an der Stirn abgelagert (Moränenbildung).

2.3.2. Chemische Erosion

Im Gegensatz zur physikalischen Erosion wird bei der chemischen Erosion das Gestein nicht nur zerkleinert, sondern im chemischen Sinne verändert, d.h. zwischen dem Mineral und einem noch zu definierenden Agens spielt sich eine chemische Reaktion ab. Meist ist Wasser (Regenwasser, Schmelzwasser) das Reaktionsmedium. Innerhalb der chemischen Erosion könnte man noch von «biologischer Erosion» sprechen – Pflanzensäuren spielen bei kalkigen Untergründen (z.B. in Waldböden) eine nicht geringe morphologische Rolle. Ebenso wie chemische Erosion, die auf Kontakt des Gesteins mit Meerwasser beruht, spielt für uns jedoch auch die biologische Erosion keine Rolle. Wir sprechen in diesem Kapitel demnach nur von einer Form der chemischen Erosion, der *Karst-Bildung.* Wie die Glazialerosion trägt auch sie sehr viel zum heutigen Erscheinungsbild der Hochalpen bei.

«Im Gegensatz zu einer Landoberfläche, die durch die Erosion des rinnenden Wassers modelliert wird, wird der Karst durch die Korrosion im Kalkgestein geformt, im Gegensatz zu den Tälern, die in undurchlässigen Gesteinen entstehen, setzt sich Karst aus Wannen mit oberflächlicher Abflusslosigkeit und Wasserarmut, aber unterirdischer Wasserfülle und Entwässerung zusammen» (MACHATSCHEK, 1973, S.117/8). Voraussetzung für Karstbildung ist also in erster Linie ein durchlässiges und zugleich wasser-

lösliches Gestein. Diese Eigenschaften haben vor allem Kalk, aber auch Dolomit und Gips. Eine weitere wichtige Bedingung für die Entwicklung eines Karst-Systems ist natürlich eine gewisse Mächtigkeit des Reaktionsgesteins, diese Mächtigkeit erreicht bei uns nur der Hochgebirgskalk, auf den wir uns deshalb konzentrieren wollen.

«Dem von einer Verwitterungsdecke überzogenen sog. *bedeckten* Karst, wie er in Mitteleuropa vorherrscht, steht der *nackte* Karst der Kalkhochgebirge ... gegenüber. Nackter Karst ist durch die Lösungserscheinungen des freiliegenden Kalkgesteins an der Erdoberfläche gekennzeichnet, nämlich durch die sog. Karren oder Schratten (in der Schweiz gebräuchlich)» (MACHATSCHEK, 1973, S. 118). Damit der Karst in der Tiefe des Felsverbandes wirken kann, ist das Vorhandensein von Klüften und Spalten unerlässlich. Wir sehen auch hier wieder, was für eine gewaltige Rolle die Tektonik (Schichtung, Bankung, Schieferung, tekt. Kluftbildung) in der Oberflächengestaltung der Erde hat.

Karstbildung ist eine chemische Reaktion:

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 \underset{②}{\overset{①}{\rightleftharpoons}} Ca\,(HCO_3)_2$$

$CaCO_3$ (Kalziumkarbonat) steht für Kalkstein, H_2O für Wasser, das hier nicht nur Reaktionsmedium (Lösungsmittel) sondern auch ein echter Reaktionspartner ist (bildet mit CO_2 Kohlensäure). Das Kohlendioxid CO_2 wird der Atmosphäre entnommen. Das Produkt $Ca\,(HCO_3)_2$ (Kalziumhydrogenkarbonat) ist wasserlöslich und unter anderen für die «Härte» des Wassers verantwortlich. Meist läuft die Reaktion von links nach rechts ab (①), weil ja das Produkt aus dem Gleichgewicht weg geht (Abtransport durch fliessendes Wasser), was eine Art «chemischer Sog» der Reaktion von rechts zur Folge hat. In diesem Falle spricht man von *Korrosion* (lat. corrodere «zernagen», NEEF, 1977, S.692). Die Korrosion hat also eine Volumenabnahme des anstehenden Felses zur Folge. Unter bestimmten Verhältnissen kann die Reaktion jedoch auch von rechts nach links ablaufen (②) (Übersättigung der Lösung). Man nennt diesen Vorgang *Sinterbildung*. Sinter ist also nichts anderes als neu gebildeter Kalkstein. Aus Sinter bestehen die Stalagmiten, Stalaktiten und Stalagnaten der Tropfsteinhöhlen.

Die Frage nach den verschiedenen Formenbildungen des Karst beantwortet uns wieder MACHATSCHEK am deutlichsten: «Wenn das Regenwasser auf nacktem Karstgestein in einer Kluftröhre versickert, erweitert es diese mit der Zeit durch Lösung zu einem senkrecht oder schräg in Tiefen bis zu eini-

gen 100 m herabreichenden, ungefähr zylindrischen Schlot, der durch Rinnenkarren eine Kannelierung und durch mechanische Verwitterung auch eine gewisse Verbreiterung erfährt. Derartige ... Naturschächte, die namentlich im Karsthochgebirge in enormer Zahl nebeneinander vorkommen, bilden sich allmählich unter Mitwirkung des Schneeschmelzwassers zu steil in die Tiefe gehenden Kessel- oder Trichterformen mit gerippten Wandungen aus. Seichte Hohlformen mit unregelmässigen Umrissen im Bereich dicht gescharter Kluftkarren sind die Karrendolinen des Toten Gebirges ... . Vielfach sind die Dolinen reihenförmig angeordnet, indem sie Entwässerungslinien aus der Zeit vor der Verkarstung folgen, oder sie sind besonders häufig in Becken, wohin sich die Gewässer von allen Seiten richten. Andere zeigen Abhängigkeit von der Bruchtektonik und dem Schichtfallen. ... Bisweilen stehen Dolinen mit unterirdischen, verzweigten *Höhlen* in Verbindung. Während das in ihnen zirkulierende Wasser an ihrer Erweiterung arbeitet, wird auch das Höhlendach durch die chemischen Wirkungen des austretenden Kluftwassers zerstört, und es kann sich der Hohlraum durch Einsturz in eine offene Hohlform verwandeln» (1973, S.118/9). Solche Höhlen, die unten meist viel weiter sind als die höher gelegenen, können nur dort entstehen, wo das Karstgestein auf ein wasserundurchlässiges Gestein stösst. Das abfliessende Wasser kann nicht mehr in der Tiefe versickern und sucht sich daher seinen Weg, indem es seitwärts fliesst und Höhlen bildet. Wo immer wir im Kanton Glarus auf Karsthöhlen stossen, besteht die Schicht, die wasserundurchlässig ist, aus Flysch, die Vermutung liegt also nahe, das Martinsloch, das sich zum Teil in Quintnerkalk, zum Teil in Flysch befindet, als eine solche Karsthöhle zu betrachten.

Wir wollen zusammenfassend festhalten, dass die Bedingungen für ein Karstsystem Kalk, Flysch und ein Kluftsystem sind und dass Karsthöhlen durch die Erscheinung von Kalksinter an den Wänden und in den Kluftröhren nachgewiesen werden können. In der weiteren Umgebung des Untersuchungsgebietes liegt die sogenannte «Chärpf-Brugg» (Koord. 726 750/199 950/1830), eine alte Karsthöhle in Quintnerkalk und Flysch, die durch Glazialerosion freigelegt wurde. Wir werden daher im zweiten Teil unserer Arbeit das Martinsloch mit der «Chärpf-Brugg» vergleichen.

2.3.3. Wind-Erosion

Wind-Erosion (auch aeolische Erosion) ist nur möglich, wo weder Pflanzen noch Schnee die Erdoberfläche schützen und die Korngrössenverhält-

nisse dazu geeignet sind, dass die Gesteinspartikel vom Wind verfrachtet werden können. Die Windwirkung ist demnach vor allem in Wüstengebieten (Trocken- und Kältewüsten) von Bedeutung. Es ist jedoch nur selten der Fall, dass ein morphologischer Formenkreis ausschliesslich der Windwirkung zugeschrieben werden kann.

Wir stellen sofort fest, dass der Wind auf zwei Arten wirkt: einmal *akkumulativ* (im Sinne von Massenbewegungen), da er ja Mengen von feinem Gesteinsmaterial transportiert, und zudem *erosiv*, weil er die aufgewirbelten Gesteinspartikel gegen anstehenden Fels blasen und diesen damit morphologisch verändern kann. Wir haben bereits erwähnt, dass wir es bei der Wind-Erosion im Untersuchungsgebiet mit einem Spezialfall zu tun haben.

Wie SCHIELLY festhält (1964, S.260), ist hier die massgebend beteiligte Kraft die Temperatur- oder Insolationsverwitterung. Wir haben bereits zu Beginn des Kapitels 2.3.1. erwähnt, dass die starke Sonnenbestrahlung (Insolation) dafür verantwortlich ist, dass sich einzelne Gesteine gegenüber andern mehr ausdehnen. Dabei entstehen Spannungen, und der Felsverband wird, zumindest an der Oberfläche, geschwächt. Es erstaunt nicht, dass diese Temperaturverwitterung nur auf der Südseite wirkt – so hat SCHIELLY seine Beobachtungen an der Südseite der «Kärpf-Mannen» gemacht. Für uns interessant ist die Tatsache, dass die Kärpf-Mannen praktisch aufs Azimut genau die gleiche Exposition zeigen wie die Tschingelhörner.

Mit der Aufbereitung des Gesteins durch die Temperaturverwitterung ist es nun aber noch nicht getan. Ebenfalls wie die Sonnenbestrahlung wirkt noch ein anderer wichtiger Faktor aus dem Süden – der «älteste Glarner» nämlich, der Föhn. Der Föhn erreicht an exponierten Graten mit Leichtigkeit Geschwindigkeiten bis 100 km/h. Nach FURRER (1975, S.18) genügen für die Aufwirblung von grobem Sand (etwa 1 mm Korngrösse) bereits Windgeschwindigkeiten von 36 – 43 km/h. Dabei ist erst noch zu bedenken, dass flache, plattige Partikel eher abgehoben und fliegend verfrachtet werden können als runde Körner, die vorwiegend über die Oberfläche rollen. Wie wir wissen, ist der Fels im Untersuchungsgebiet oft schiefrig, die einzelnen Partikel also sicher eher flach als rund.

Der Föhn mit seiner Urgewalt ist also imstande, die bereits durch Temperaturverwitterung gelockerten Gesteinsteile aus dem Felsverband zu reissen. Dabei entstehen wannenförmige Mulden, ja Brandungskehlen-ähnliche Gebilde im Fels, mit Bevorzugung dort, wo der Stein etwas dunkel gefärbt ist (Kärpf-Serie im Verrucano der Kärpf-Mannen, dunkle Ton- und Mergelschiefer im Flysch des Untersuchungsgebiets). In schmalen Graten können

Pilzfelsen, ja sogar Fensterbildungen auftreten (Südseite des hint. Blistocks, Kärpfmannen, u.a.m.), d.h. durchgehende Löcher wie das Martinsloch.

Das aus dem Felsverband losgerissene Verwitterungsmaterial (Insolationsschutt), das vom Föhn weitertransportiert wird, greift nur sehr wenig in die Morphologie ein, eigentlicher Windschliff ist sehr selten zu beobachten. Die hier als Wind-Erosion bezeichnete Verwitterungsart beschränkt sich auf eine ausblasende Tätigkeit des Windes (Windabtragung), die sogenannte *Deflation;* die Korrasion (Abscheuerung der Gesteinsoberflächen) ist sehr klein.

An der Südseite (Flimser Seite) des Martinsloch lässt sich Wind-Erosion der eben beschriebenen Art leicht feststellen.

Noch ein paar abschliessende Bemerkungen zum Kapitel «Morphologie»: Gerade weil, wie eingangs erwähnt, meist verschiedene exogene Kräfte, d.h. Verwitterungsarten, zusammenwirken, lässt sich nur schwer feststellen, was nun genau für diese oder jene Formenbildung entscheidend war. Selbstverständlich werden wir niemals ausschliessliche Klarheit erhalten, was alles für die Bildung des Martinsloch verantwortlich gemacht werden kann. Trotzdem hat der Leser wohl vor allem bei der Lektüre der letzten beiden Kapitel bemerkt, dass wir über Anhaltspunkte verfügen, die ohne weiteres Rückschlüsse erlauben, so dass wir der Wahrheit ziemlich nahe kommen dürften.

3. Spezieller Teil

Wir wollen nun gemeinsam das Untersuchungsgebiet betreten. Von der Nordseite des Dorfes Elm zweigt ein Weg nach Südosten ab, der bei einer kleinen Brücke über den Raminer Bach führt. Wir befinden uns auf der Höhe von 1039 m ü.M. Der tapfere Fussgänger folgt dem Weg in Richtung Segnes-Pass weiter nach Südosten über «Lauiboden» zur Tschingelschlucht. Nach deren Durchschreitung gelangt man auf den von Moränenschutt bedeckten Bergsturzhügel Schwammegg (ca. 1500 m ü.M.). Von hier hat man einen schönen Ausblick in das schönste Treppenkar, das ich kenne, in das Tal unter der Martinsmad, genau südlich des jetzigen Standorts. Wir wenden uns nun jedoch nach Osten, der Weg wird wieder steil und führt am Südabhang von Biflenhorn (2260 m) und Mörderhorn (2396 m) durch Alpenrosen und Bergbäche über die «Brüschegg» zum Ausgang des sogenannten Täli, einer Sackgasse, die wie ein leicht begehbarer Pass aussieht. Der Weg führt wieder genau nach Südosten bis zu einem langen Grat, der direkt auf den Segnes-Pass im Osten weist. Wir verlassen nun jedoch den diesem Grat folgenden Weg und traversieren südlich die Schutthänge unter den Tschingehörnern bis zu dem ersten langen Felssporn, der unter dem mittlerweile unsichtbaren Martinsloch liegt. Diesem Sporn entlang steigen wir sehr steil zum Martinsloch auf. Im Frühsommer führt ein Schneefeld bis zum Loch, später müssen wir einige Felsstufen kletternd überwinden. Dabei ist zu beachten, dass der Fels sehr brüchig ist. Obwohl nicht ungefährlich, ist diese Route eher zu empfehlen, als der Zugang von Süden her.

Dieser zweite, weniger lange Zugang hat seinen Ausgangspunkt in Flims. Mit der Sesselbahn gelangt man von dort nach Foppa und ohne umzusteigen weiter nach Naraus. Von hier aus führt eine Seilbahn nach Fil de Casong, dem Cassons-Grat. Ohne grosse Anstrengung haben wir damit eine Höhe von 2634 m ü.M. erreicht. Wir folgen dem Grat in westlicher Richtung und steigen dann zur Schwemmebene des «Segnas Sura» ab (in dieser Schwemmebene befinden sich ein paar wunderschöne kleine Toteislöcher). Wir folgen nun dem Weg in nördlicher Richtung nach «La Siala», wo wir auf den Segnes-Passweg stossen. Dieser ist am Südende des Atlas (2927 m) in den Felsen geschlagen worden und führt in den grossen Kar-Zirkus von «Las Palas». Wir durchqueren den langen Talkessel bis zu einer Schutthalde, die an die Kalkwände der Tschingelhörner lehnt, gerade links vom hier sehr schön sichtbaren Martinsloch. Fast zuoberst an dieser Schutthalde zweigt ein schmales Felsband nach rechts ab und führt direkt ins Martinsloch. Ob-

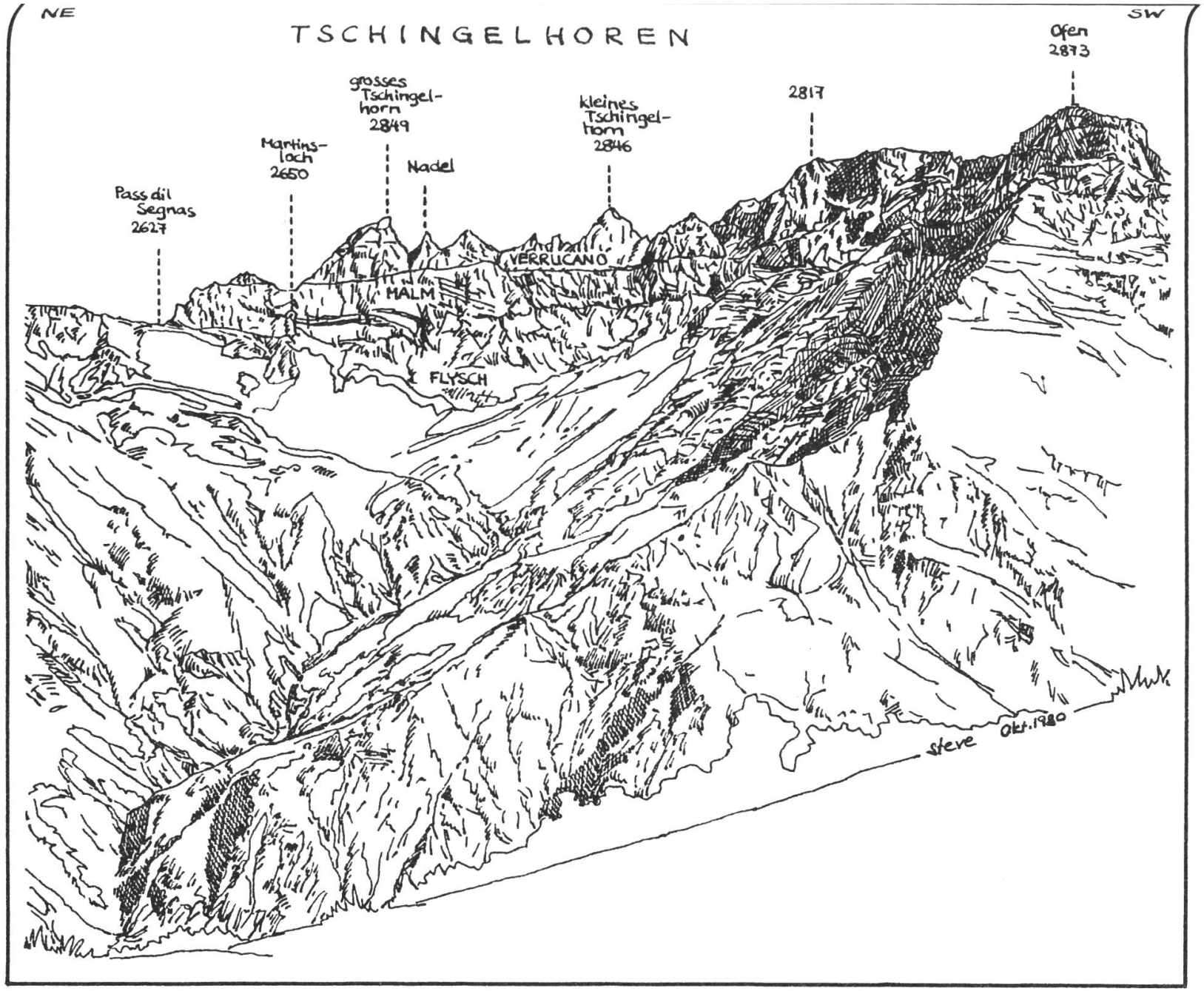
wohl man hier nicht klettern muss, ist dieser Zugang gefährlicher, da das wenige Meter lange Felsband sehr schmal und mit Verwitterungsschutt bedeckt ist. Ein Ausrutscher hätte einen Sturz über mehrere Meter senkrechten Felses zur Folge.

Eine dritte Möglichkeit ist noch interessanter, aber auch nicht ungefährlich: Man folgt dem Passweg entweder von Elm oder von Flims bis zur Passhöhe (2627 m) und besteigt hier den Nordausläufer der Tschingelhörner. «Von der Segnaspasshöhe steigt man über den brüchigen Grat gegen einen zirka 6 m hohen Gendarm. Ein gut sichtbarer Haken hilft dem Vorankletternden bei der heiklen Traverse auf der Glarner Seite. Hinter dem Gendarm gewinnt man wieder den Grat. Das nächste Wändchen bietet wegen spärlichen Griffen im Aufstieg auf den Grat die grössten Schwierigkeiten. Von hier bleibt man auf dem Grat bis an den Fuss des ersten Gratturmes. Dieser und die folgenden vier Türme werden rechts oder links umgangen oder überklettert. Der folgende höchste Turm wird an seinem Fuss auf der Bündner Seite umgangen. Von hier steigt man 3 m hinab zum Beginn eines schwach ausgeprägten Bandes, das um den Turm herum auf den Grat zurückführt. Den letzten Turm überkletternd, gelangt man auf die Abdachung, die leicht zur tiefsten Einsattelung des Grates über dem Martinsloch führt.» (SAC-Clubführer, S.228). Von diesem Sattel steigt man nun einige Meter in die Richtung zurück, aus der man gekommen ist, leicht tiefer haltend, und gelangt zu einem Haken. Von hier aus seilt man sich über die sogenannte «Schaffhauser Wand» zum «Plattenbalkon» ab (40 m – Seil erforderlich) und klettert leicht rechts haltend «über schlecht griffigen Fels zu einigen Stiften, die den weiteren Abstieg weisen» (SAC-Clubführer, S.228). Vom erwähnten «Plattenbalkon» sind es nur wenige Meter zum Martinsloch, das über Verwitterungsschutt leicht betreten werden kann. Diese Route ist infolge der klettertechnischen Anforderungen nicht jedermann zu empfehlen.

Die vierte Variante wäre die, dass man sich das Martinsloch aus der Ferne besieht und sich an die Fotos und an meinen Bericht hält, das ist wohl ungefährlich.

Figur 5:

Die Tschingelhörner von Westen
Blick von Firstboden ob Elm, Koord. 732 820/196 625/1743.9


NE
TSCHINGELHOREN
SW
Ofen
2873
2817
grosses
Tschingel-
horn
2849
kleines
Tschingel-
horn
2846
Martins-
loch
2650
Nadel
Pass dil
Segnas
2627
VERRUCANO
MALM
FLYSCH
steve
Okt. 1980

3.1. Am Martinsloch

Figur 5 zeigt uns den Glarner Teil des Untersuchungsgebietes, das Biflen-Kar mit den Tschingelhörnern als Kar-Rückwand. Deutlich erkennbar ist die Glarner Hauptüberschiebung (Helvetikum), zu der die obersten Spitzen der Tschingelhörner (Verrucano) gehören. Der darunterliegende Schubspan (Malm) wurde durch die helvetischen Decken von der parautochthonen Vorab-Tschepp-Decke abgehobelt. Alles darunterliegende Gestein besteht aus Flysch, bis zum (und unter den) Talgrund.

3.1.1. Die Untersuchungen

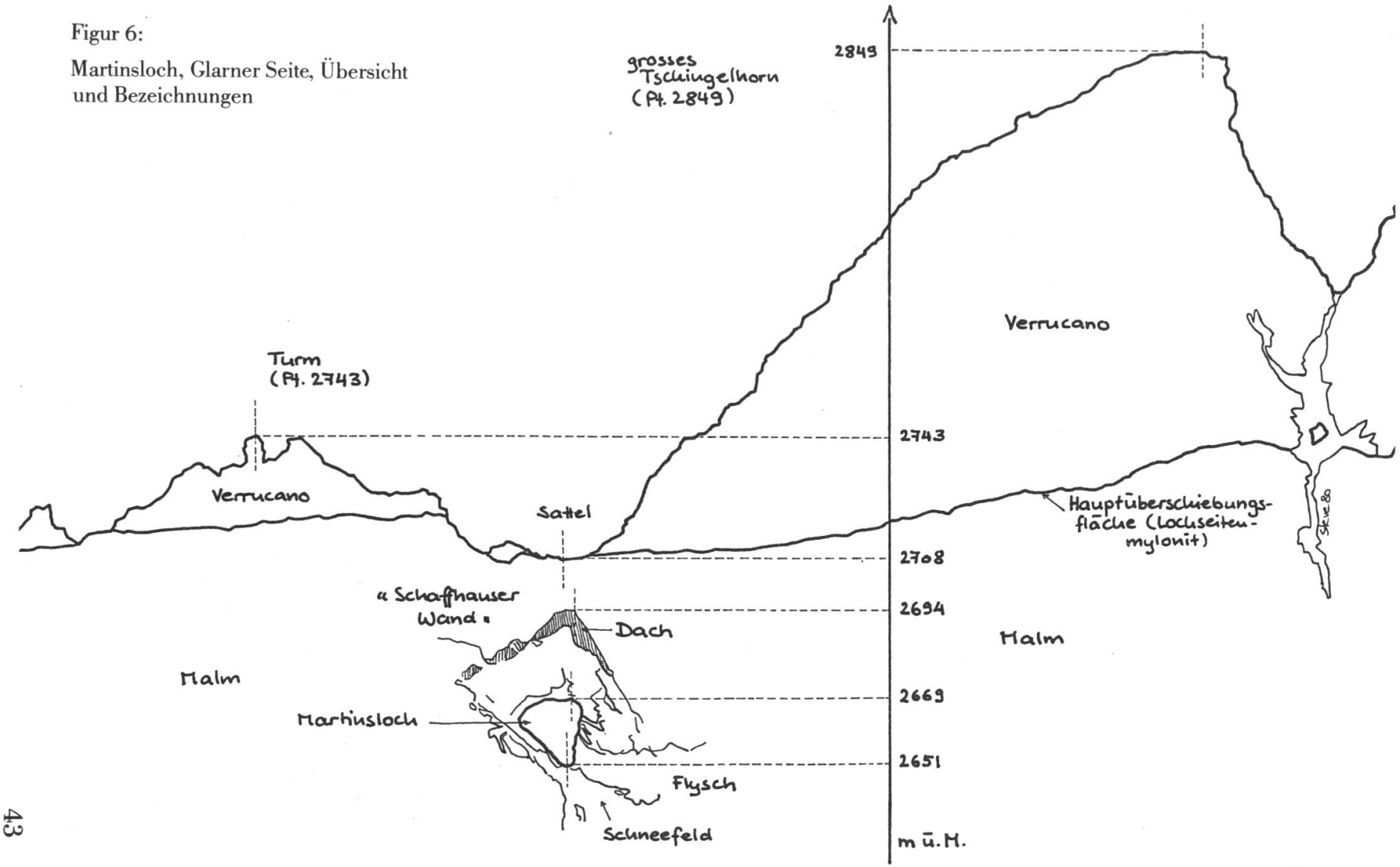
a) Stratigraphie

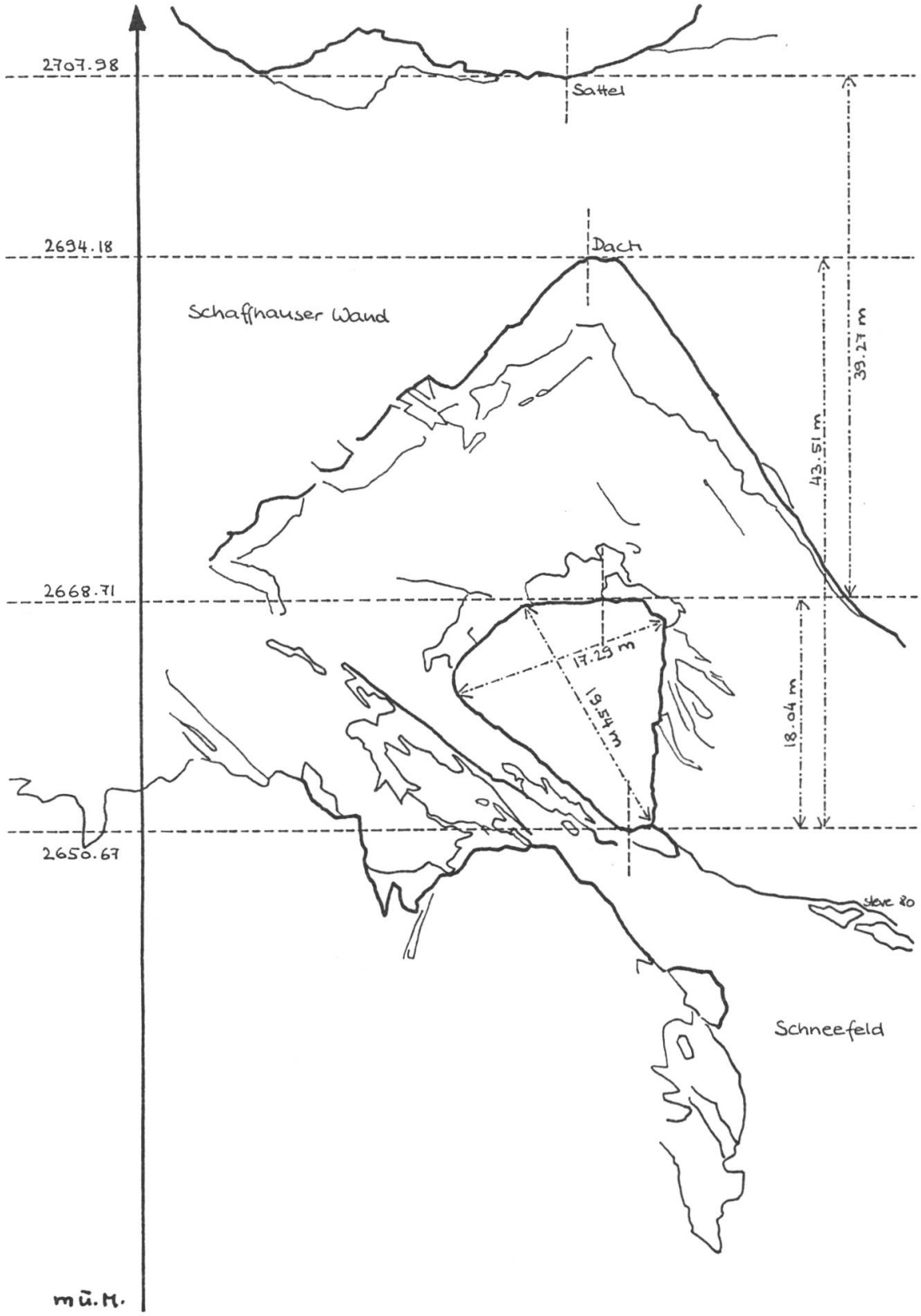
Für mich als Neuling war die Stratigraphie des **Flysch** nicht zuletzt wegen der Häufigkeit an Fossilien besonders interessant, doch für diese Arbeit ist der Flysch nur dort wichtig, wo er ans Martinsloch stösst. Er besteht hier aus dunklen, mergeligen Tonschiefern, die leicht abwittern (Winderosion!). Vor allem mechanischen Belastungen sind sie überhaupt nicht gewachsen, Regenwasser fliesst jedoch einfach darüber hinweg. Bei längerer Nässe entsteht aus den Mergeln eine ziemlich stabile, dickflüssig «Pampe», die sich lange zwischen den Tonschieferplättchen hält. Das Ganze macht einen fettigen, wasserabstossenden Eindruck, der Flysch ist dort bestimmt wasserundurchlässig.

Die Wasserundurchlässigkeit gilt für den **Quintnerkalk** am Martinsloch überhaupt nicht, wohl aber die Empfindlichkeit gegenüber mechanischen Belastungen. Dies ist bei Kalk (normalerweise sehr guter Kletterfels) sehr selten – wir finden diese Erscheinung auch nur gerade in unmittelbarer Nähe des Lochs selbst. Bedingt ist diese Instabilität vor allem durch eine starke Druckschieferung (entstanden bei der helvetischen Überschiebung) und durch kleine kakiritische Zonen. Kakirite entstehen durch Entlastung ehemals stark belasteter Kalke (Abwitterung). Sie sehen aus wie schlecht gebundener, grober Beton, beim Darüberfahren mit der Hand löst sich ein grober Sand, wie bei altem Grob-Abrieb oder stark verwitterten Sandsteinen an Häuserfassaden. Es ist unbestreitbar, dass das Martinsloch durch diese Schwächezonen im Malm eine gewisse Erweiterung erfahren hat.

Figur 6:

Martinsloch, Glarner Seite, Übersicht und Bezeichnungen





Figur 7:

Martinsloch, Glarner Seite

Den Verrucano im anstehenden Fels zu untersuchen, bietet in den Tschingelhörnern klettertechnische Probleme. Da ich mich bei meinen Untersuchungen meist allein im Feld befand und unnötige Risiken vermeiden wollte, half ich mir oft mit Bergsturzmaterial, das nachweislich aus dem Verrucano der Tschingelhörner bestand.

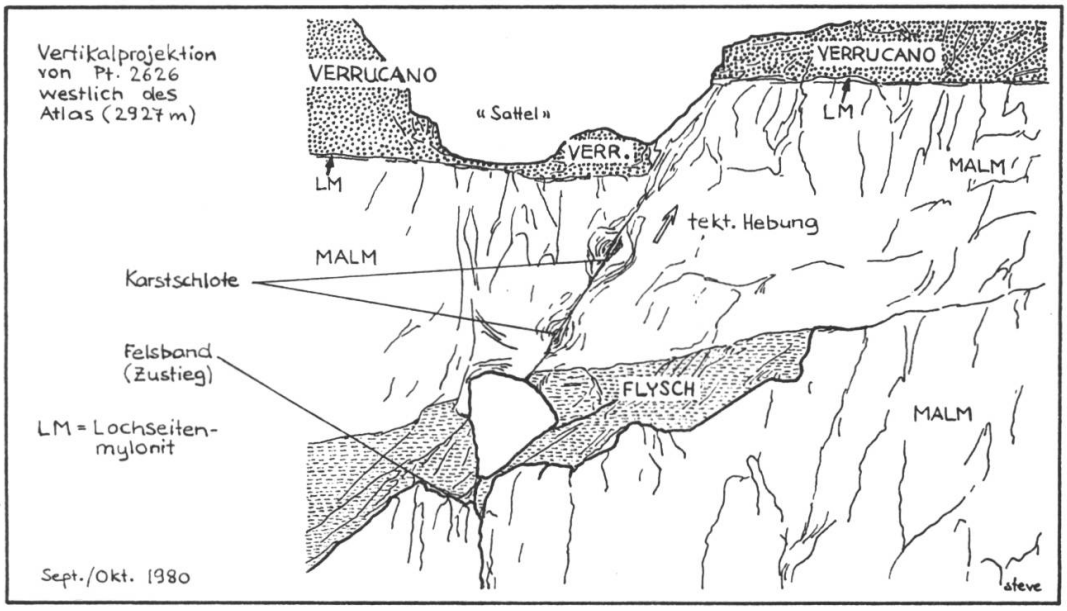
Der Verrucano ist nur an der Oberfläche etwas wasserdurchlässig, wo die Breccie durch Verwitterung porös geworden ist. Ansonsten fliesst das Wasser entlang der Aussenseite oder in Klüften ab. Genau senkrecht über dem Martinsloch fehlt der «Verrucano-Deckel» bezeichnenderweise, hier dringt Regen- und Schmelzwasser also direkt in den Quintnerkalk ein und tropft dann ins Loch.

b) Tektonik

Die grösste Bedeutung der Tektonik im Zusammenhang mit dem Martinsloch liegt zweifellos in der Kluftbildung. An dieser Stelle möchte ich mich vor allem auf eine Kluft beschränken, die etwas nördlich vom «Sattel» direkt zum Martinsloch führt. Entlang dieser Kluftfläche hat sich der nördliche Teil des Grats (mit dem «Turm», Pt. 2743) um etwa 20 m gehoben. Besonders schön zeigt sich diese Kluft von der Flimser Seite, wo auch Karsterscheinungen entlang dieser Kluft sichtbar sind (Fig. 8).

Figur 8:

Tektonische Kluft (durchgehend) am Martinsloch (Bündner Seite)



c) Morphologie

Die Morphologie des Martinslochs, mein eigentliches Hauptthema, lässt sich am besten durch Vergleiche mit anderen, ähnlichen Formen beschreiben. Wichtige Hilfsmittel sind hier vor allem der persönliche Augenschein, Zeichnungen und Fotographien. Im Kapitel 3.2.1 «Alternativen» werden wir uns mit den verschiedenen Möglichkeiten der Morphogenese des Martinslochs in der eben erwähnten Weise befassen.

An dieser Stelle möchte ich nur einen groben Überblick über die Morphologie des gesamten Untersuchungsgebietes geben. Bereits im Kapitel 2.3.1. «Mechanische Erosion» haben wir darauf hingewiesen, dass die Glazial-Erosion das Gebirge der Alpen am stärksten überprägt hat. Dies ist im Untersuchungsgebiet deutlich sichtbar, hier wechselt Kar mit Kar, eins grenzt direkt ans andere, getrennt meist höchstens durch einen nur schmalen, scharfen Grat. Am deutlichsten, höchsten und daher eindrücklichsten sind solche Grate, wenn Kar-Rückwand an Kar-Rückwand stösst, wie dies bei der ganzen Vorab-Sardona-Gruppe, zu der die Tschingelhörner gehören, der Fall ist. Auf die sicher interessante Frage, ob das Martinsloch durch die Glazial-Erosion erst freigelegt (eventuell später erweitert), oder erst nach den Eiszeiten gebildet wurde, werden wir in den nächsten Kapiteln eingehen.

Durch den Rückgang der Gletscher und die daraus folgende Entlastung der Karwände stürzten diese zu einem grossen Teil nach und nach zusammen, so dass etwa im Biflen-Kar nur noch gerade die Tschingelhörner als eigentliche Kar-Wand (zumindest als Rest davon) betrachtet werden können. Anders sieht es im Kar von Las Palas aus, hier sind die Kar-Wände wohl etwas zurückgewittert, aber doch im Grossen und Ganzen noch erhalten. Der Grund dafür liegt in der Tatsache, dass dieses Kar höher liegt als das Biflen-Kar, daher niemals Wände aus Flysch besass, die wegen ihrer Schichtung und Beschaffenheit rascher zerfielen, und in der flacheren Ausbildung des Kars selbst.

Bergstürze auf beiden Seiten der Tschingelhörner sind keine Seltenheit, E. HELBLING erwähnt den letzten im Jahre 1941 (Abrissnische südlich der Segnes-Passhöhe, Trümmerkegel längs des Passweges gegen Westen) (1952, S.118). Auch die Möglichkeit, dass das Martinsloch durch einen Bergsturz entstand, muss demnach berücksichtigt werden.

Konzentrieren wir uns zum Schluss nochmal auf die nähere Umgebung des Martinslochs: Es befindet sich, grob gesagt, in der Rückwitterungswand von grossen Karen. Beide Ausgänge der Höhle enden direkt in den Karwänden, auf der Flimser Seite etwa 80 m, auf der Glarner Seite 30 m über den

Schutthalden, wobei die Felsstufen auf der Westseite zum Teil ebenfalls wieder mit kleinen Schuttfeldern bedeckt sind. Deshalb ist es nach strengen Wintern meist lange Zeit möglich, dass der Schnee die noch herausschauenden Felsstufen bedeckt, so dass man direkt auf dem Schneefeld bis zum Loch gehen kann. Im nächsten Kapitel werden wir zu erklären versuchen, wie eine solche Höhle mitten in einer Felswand über den Schuttfeldern entstehen konnte.

3.2. Entwicklungshypothese

Wir haben im Laufe unserer Arbeit mehrmals auf verschiedene Entstehungsmöglichkeiten der Bildung des Martinslochs hingewiesen. Im Kapitel 3.2.1. werde ich sämtliche Alternativen aufzeigen, wie das Martinsloch hätte entstanden sein können, im darauf folgenden Abschnitt (3.2.2) findet der Leser dann eine Darstellung der wahrscheinlichsten Möglichkeit der Entstehung. Wie im Kapitel «Tektonik» im Allgemeinen Teil werde ich auch hier versuchen, mit Blockdiagrammen den Ablauf darzustellen. Im letzten Abschnitt des Speziellen Teils, im Kapitel 3.2.3., habe ich versucht, die im vorhergehenden Abschnitt aufgestellte Hypothese mit Indizien zu untermauern.

3.2.1. Alternativen

Die erste Variante, die wir berücksichtigen müssen, ist die Möglichkeit, dass das Martinsloch durch menschliches Eingreifen entstanden sein könnte, also gewissermassen eine anthropogene Form ist. In letzter Zeit wurde erkannt, welch grosse Rolle der geomorphologische Faktor Mensch im Erscheinungsbild der Erdoberfläche spielt. In unserem Fall müssten wir vor allem den Bergbau in Betracht ziehen – und die Variante wohl ebenso schnell wieder ablehnen, denn Bergbau im Quintnerkalk und Flysch auf über 2600 m ü.M. wäre sinnlos. Der Flysch, es handelt sich bekanntlich um Ton- und Mergelschiefer, nicht etwa um Massen- oder Dachschiefer, ist hier wertlos. Der Quintnerkalk kann an anderen, leichter zugänglichen Orten gebrochen werden. Spuren von künstlichen Bearbeitungen sind nirgendwo feststellbar. Das Martinsloch ist also mit grösster Wahrscheinlichkeit **keine anthropogene Form.**

Die zweite Entstehungsmöglichkeit ist schon interessanter. Wir haben bereits in der Einleitung unserer Arbeit die Sage vom Martinsloch erwähnt. Ich zitiere ein Strophe aus dem Mundartgedicht «Die Sage vom Martinsloch» (FREULER, Kaspar und THUERER, Hans, Glarner Sagen, Glarus 1968, S.182/3):

«Sant Martin mit sim Stegge,
E Guspe hert und schwär,
Zieht uf und wirft ne räsig
Nuch hindrem Uughüür här.
Äs chnotzret i dä Wände,
As wen äs Hergottsgricht,
Dr Speer flüügt zmittst i Felse
As ne gad durebricht.»

An Sagen soll immer etwas Wahres sein, sagt man. Die Sage erklärt die Bildung des Martinslochs durch einen «himmlischen Speerwurf», ausgeführt von einem Heiligen, es soll dabei wie ein «Herrgottsgericht» in den Wänden gedonnert haben. Der erfahrene Sagenleser weiss, dass oftmals Erscheinungen wie Blitzschlag oder Meteoritenfälle, Kometen und dergleichen mehr als Zeichen himmlischer Kräfte ihren Niederschlag in den Sagen und Legenden finden. Ein Blitzschlag reicht wohl kaum zur Bildung eines so grossen Felsenfensters, sicher aber ein Meteoriteneinschlag. Wie aber kann man einen Meteoriteneinschlag nachweisen?

Reste eines Meteoriten würde man nach so langer Zeit kaum mehr finden, sie wären weggewittert oder von Schutt bedeckt, falls der Meteorit überhaupt je die Oberfläche als Festkörper erreicht hätte. Der durchbrochene Fels würde sich verändern, beim Einschlag eines festen Meteoriten würde er vielleicht etwas verglasen, nicht aber beim Einschlag eines gasförmigen Körpers, wie sie wohl viel häufiger auftreten. Die einzige Veränderung in diesem Fall wäre eine Metamorphose, die der Dislokationsmetamorphose (s. helv. Überschiebung) sehr ähnlich ist. Mit anderen Worten: es wäre heute nicht mehr möglich, festzustellen, ob der Malm nur durch die Dislokationsmetamorphose oder auch noch durch eine spätere, durch Meteoritenfall bedingte Metamorphose so verändert wurde, wie er sich uns heute zeigt. Wir können also die Theorie so lange nicht ablehnen, bis wir Indizien für die Entstehung des Lochs auf eine andere Weise nachweisen können, halten aber immerhin fest, dass die **Wahrscheinlichkeit eines Meteoriteneinschlags äusserst klein** ist.

Wir kommen nun zu einer weiteren Theorie, die ebenfalls bereits in der Einleitung ihren Niederschlag gefunden hat, nämlich zu SCHOENWETTERs Idee von der «Laune der Natur aus dem Zeitalter der Deckenüberschiebungen» (1980, S.33). Die Deckenüberschiebungen sind bekanntlich ein tektonischer Vorgang, SCHOENWETTER ist also offenbar der Ansicht, die Fensterbildung sei tektonisch bedingt. Solche tektonischen Kleinformen lassen sich verhältnissmässig leicht an der Schichtung der näheren Umgebung nachweisen, sie müssen ausserdem aus der Tektonik der weiteren Umgebung erklärbar sein. Dies ist hier nicht der Fall – im Gegenteil: wenn das Loch im Schubspan zu Beginn der helvetischen Überschiebung geöffnet worden wäre, und das wäre der einzig mögliche Zeitpunkt, so wäre es, gerade durch die grosse Überschiebung, wieder zusammengedrückt worden. Hier haben wir also eine These, die wir **mit Sicherheit ausschliessen** dürfen.

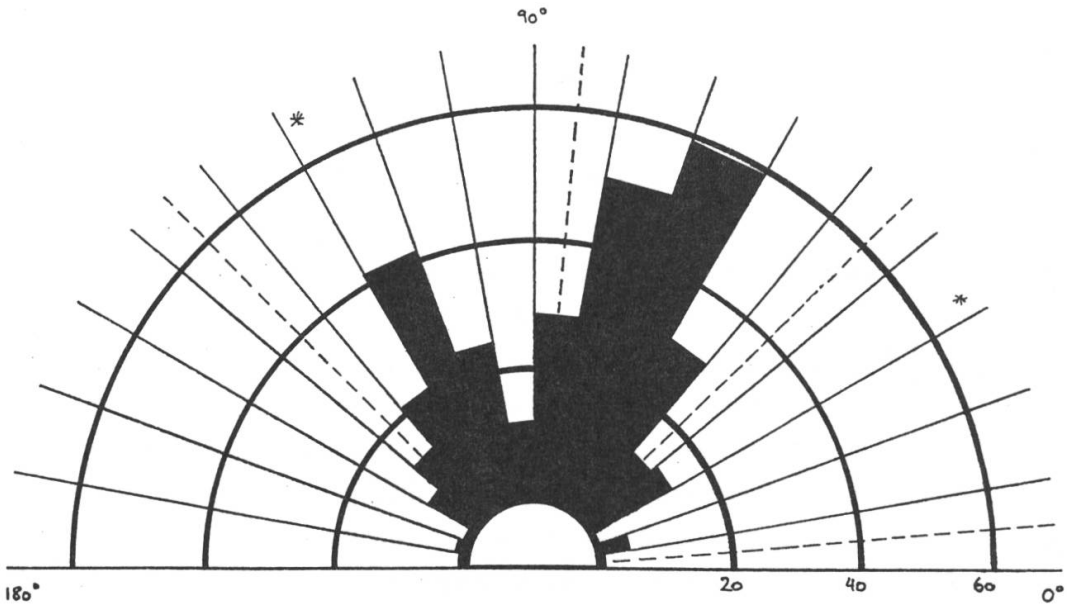
Dennoch können natürlich tektonische Vorgänge Schwächezonen schaffen, die zu Fensterbildungen führen können. Solche Vorgänge fanden bekanntlich im Untersuchungsgebiet tatsächlich statt, allerdings erst lange nach den Überschiebungen.

Da wären erst einmal die bereits erwähnten kakiritischen Zonen zu nennen. Kakirite sind praktisch unverfestigte tektonische Breccien im Kalk, entstanden durch Entlastungsmetamorphose. Diese Zonen von stark geschwächtem Gesteinsverband sind meist von organischer Form, das heisst rundlich oder linsen-, respektive spindelförmig, entsprechend den Kraftlinien im belasteten Verband. In den Kalkwänden des Kanton Glarus sind sie recht häufig, jedoch nie von so grossem Umfang, dass sie Fenster vom Ausmass des Martinslochs bilden können. Im Untersuchungsgebiet habe ich einige kleinere kakiritische Zonen finden können, die jedoch unbedeutend sind. Es ist **nicht wahrscheinlich, dass das Martinsloch aus einer kakiritischen Zone entstand.**

Noch ein tektonischer Vorgang muss hier erwähnt werden, dessen Auswirkungen Schwächezonen bildete, die für die Morphogenese des Martinslochs verantwortlich gemacht werden könnten. Ich meine die Hebung des Aarmassivs (s. Kapitel «Tektonik» im Allg. Teil) und die damit verbundene Kluftbildung. Diese Klüfte sind oft verantwortlich für Bergstürze. Der praktisch arbeitende Geologe verfügt über ausgezeichnete Methoden, solche Bergstürze (wie sie auch das Martinsloch hätten bilden können) in Zusammenhang mit der Tektonik zu bringen. Er verwendet sogenannte «Kluftrosen» (engl. Rosette diagram) um auf graphischem Wege räumliche Messergebnisse statistisch darzustellen.

Kluftrosen lassen Klüfte erkennen, wie sie auf eine imaginäre horizontale Ebene stossen. Über die Neigung der Kluftebenen (sog. Fallen, Fallbetrag) geben sie also keine Auskunft. Die Länge der einzelnen Strahlen der Rose ist dabei proportional zur Anzahl der im betreffenden Bereich vorhandenen Flächen oder Linien.

Um nachzuweisen, ob das Martinsloch als eine durch Bergsturz entstandene Höhle betrachtet werden kann, brauchen wir die häufigsten Fallbeträge nur mit dem Fallen der Höhlenwände zu vergleichen (Fig. 9).



Figur 9:

Kluftrose, die gestrichelten Linien bezeichnen das Fallen der Höhlenwände des Martinslochs.

Wir stellen sofort fest, dass das Martinsloch nicht durch Bergsturz entstanden ist, wohl aber zum Beispiel das sogenannte «Dach» über dem Höhleneingang auf der Glarner Seite (Fallbeträge der Dach-Wände: Sternchen). Messungen von der Bündner Seite der Tschingelhörner brachten übrigens übereinstimmende Resultate. Wir haben also **keine Bergsturz-Höhle** vor uns.

Eine weitere Theorie (die dem Leser vielleicht etwas gesucht erscheinen mag) muss hier erwähnt werden. Haben wir zuvor von tektonischen Schwächezonen gesprochen, so möchte ich die folgende Erscheinung als stratigraphische Schwächezone bezeichnen. Wenn wir uns die Entstehung des Flysch vergegenwärtigen (Turbiditätsströme), so können wir uns leicht vor-

stellen, dass grosse Blöcke, die einst über den Kontinentalabhang weit nach unten glitten, heute in den Schiefern und Sandsteinen des Flysch wieder erscheinen. In der Tat sind solche «exotischen Blöcke» im Süden der Glarner Alpen nicht selten. Wenn sich nun so ein Block im Flysch befunden hätte, dort wo sich heute das Martinsloch öffnet, würde sein späteres Herauswittern die Bildung des Felsenfensters durch eine stratigraphische Schwächezone erklären.

Die Grösse dieses Blocks hätte allerdings recht beachtlich gewesen sein müssen, denn obwohl wir uns hier an der schwächsten Stelle der Tschingelhörner befinden, hätte die Wand vor der Fensterbildung eine Dicke von etlichen Metern betragen müssen. OBERHOLZER, der die Geologie des Kantons Glarus wie kaum ein anderer kannte, erwähnt, dass die exotischen Blöcke im Flysch der St.Galler und Glarner Alpen stets nur kleine Dimensionen aufweisen. «Im ganzen Gebiet sah ich nicht einen einzigen Block, der die Grösse von 1 m^3 erreicht hätte. ... Den reinen Wildflyschmergeln fehlen sie sozusagen ganz» (1933, S.439). Wenn sich also schon ein so gewaltiger exotischer Block im Flysch befunden haben sollte (so gewaltig, wie in der ganzen Ostschweiz noch nie seinesgleichen gefunden wurde), dann doch wohl kaum in den Ton- und Mergelschiefern (OBERHOLZERs «Wildflyschmergel») des Untersuchungsgebiets. Womit wir diese spektakuläre Theorie ebenfalls dankbar weit von uns weisen.

Ebenso unwahrscheinlich erscheint es uns, dass das Martinsloch eine reine Verwitterungsform ist. Wir haben zum Beispiel unsern Spezialfall von Winderosion erwähnt. Im Vergleich mit den entsprechenden Erscheinungen in den Kärpfmannen, wo sie von SCHIELLY erstmals erwähnt wurde (1964, S.260), ist das Martinsloch zu gross und zu tief. Ausserdem müssten wir wohl in der ganzen Wand der Tschingelhörner auf der Südseite ähnliche Formen finden, was nicht der Fall ist. Dasselbe gilt für Spaltenfrost und andere Verwitterungsarten mechanischer Art. Dies bedeutet nicht, dass solche Vorgänge nicht stattgefunden hätten, im Gegenteil, aber sie sind nicht **allein** verantwortlich für die Fensterbildung. Mit Bestimmtheit lässt sich sagen, dass das Martinsloch wohl **keine reine Verwitterungsform** ist, aber gewiss durch Verwitterung verschiedener Art nachträglich erweitert wurde.

Wir haben uns nun noch eine letzte Theorie aufgespart, nämlich die, dass das Martinsloch eine Karstform sei. Ich bin überzeugt, dass dem so ist und werde im nächsten Kapitel meine Vorstellung von der Bildung des Felsenfensters näher erläutern. Im übernächsten Kapitel werde ich versuchen, nachzuweisen, dass meine Behauptungen zutreffen.

3.2.2. Vermutlicher Vorgang

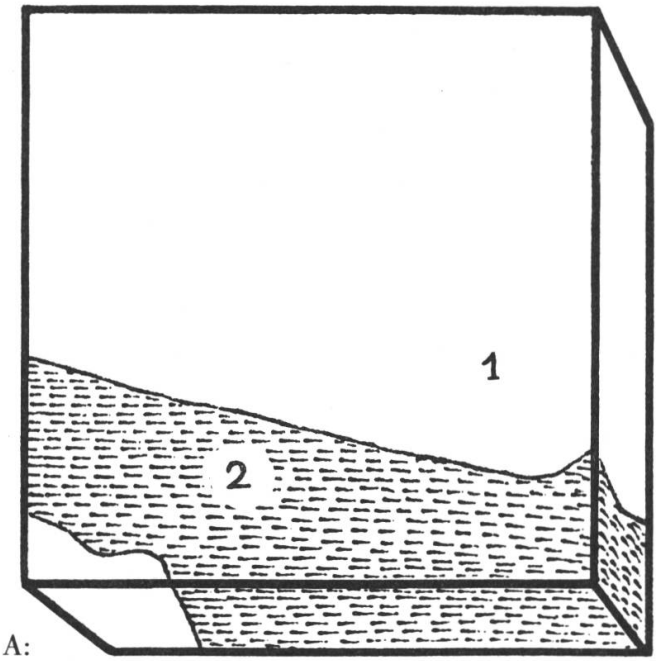
Wir beginnen unsere Entwicklungshypothese kurz nach der helvetischen Hauptüberschiebung. Die Blockdiagramme stellen einen würfelförmigen Ausschnitt vom unteren, auf dem Flysch aufliegenden Teil des Schubspans dar, der hier aus Quintnerkalk aus der Vorab-Tschepp-Decke besteht. Die Ausmasse des Würfels betragen etwa 50 m Kantenlänge.

Der Vorgang der Herstellung der Blockbilder lief folgendermassen ab: Zuerst entstand aufgrund zahlreicher Fotographien und Messungen ein grosses Diagramm des Martinslochs, so wie es sich heute zeigt. Anschliessend versuchte ich, in der Zeit rückwärtsschreitend, die Bildung des Lochs in einzelnen Phasen darzustellen. Selbstverständlich sind die Diagramme hier in der umgekehrten, chronologisch richtigen Reihenfolge aufgeführt.

Der Grund, weshalb wir die Blockdiagramme von der Glarner Seite gesehen gezeichnet haben, ist der, dass wir hier Nebenröhren des ganzen Karstsystems sehen können, die von der Glazialerosion angeschnitten worden sind. Von der Bündner Seite sehen wir nur drei kleine Karstschlote (vgl. Fig. 8).

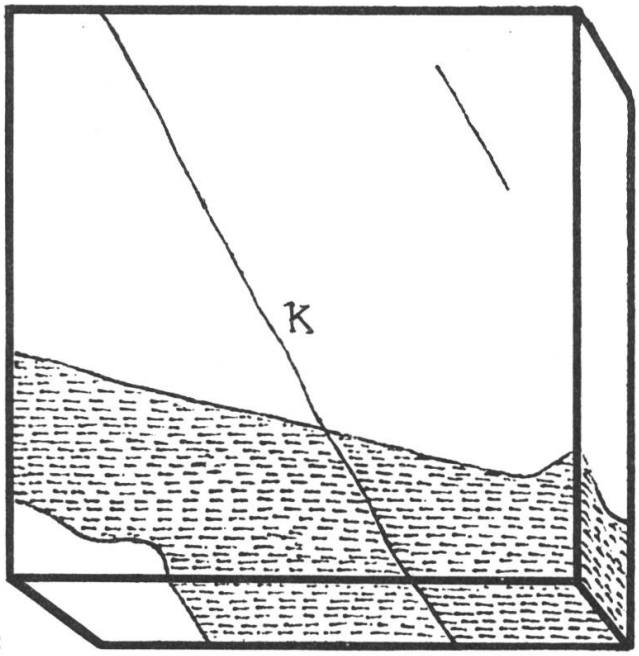
Figur 10:

Acht Blockdiagramme zur Entwicklungshypothese des Martinslochs, schematisch



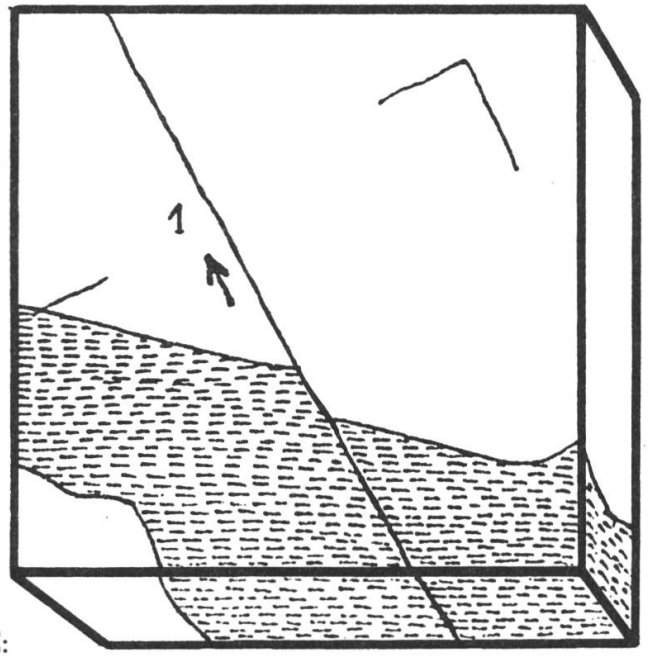
Blockdiagramm A:

Durch die Hauptüberschiebung (Helvetikum) kommt Quintnerkalk (1) auf Flysch zu liegen, wobei der Flysch (Mergel- und Tonschiefer) zum Teil in den Quintnerkalk eingewickelt wurde (2). Man vergleiche die Darstellung zum besseren Verständnis mit den Profilen im Anhang.



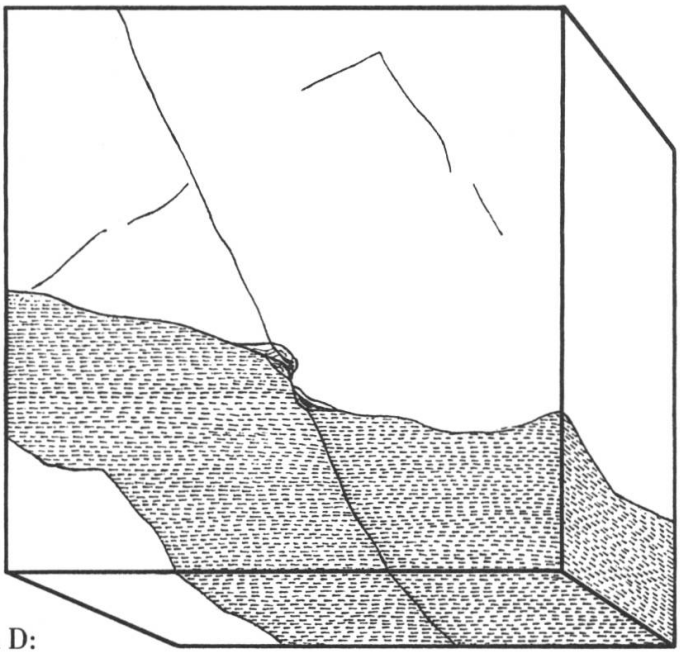
Blockdiagramm B:

Wegen tektonischen Spannungen (Abkühlung, Entlastung durch Abwitterung, u.a.) kommt es zu Kluftbildungen. Der Fallwinkel der entscheidenden Klüfte beträgt ca. 115-120° (s.a. Kluftrose, Fig. 9).



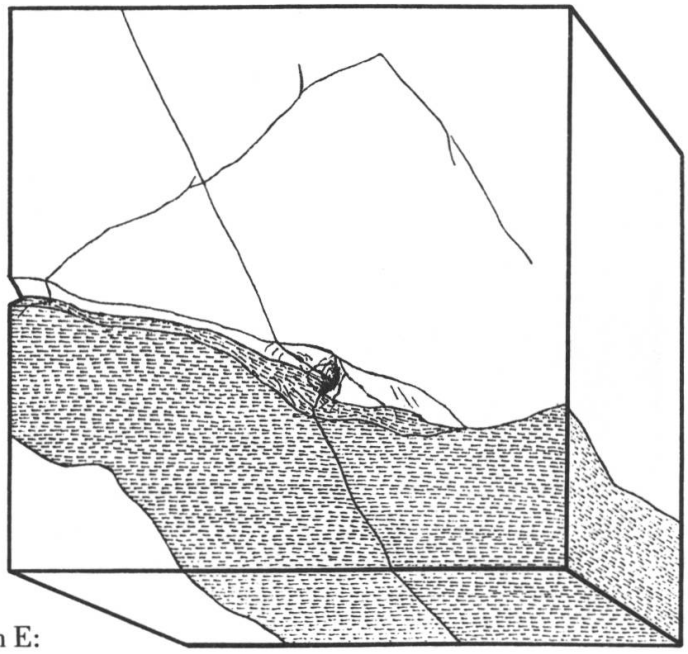
Blockdiagramm C:

Entlang einer dieser Klüfte erfolgt nach weiterer Entlastung durch Abwitterung eine Hebung (ca. 20 m) des nördlich der Kluft gelegenen Schubspanteils (1). Sehr schön ist diese Hebung von der Bündner Seite sichtbar (vgl. Fig. 8).
Die Diagramme A, B und C zeigen rein tektonische Vorgänge, noch wirken keine exogenen Kräfte direkt auf die Stelle, wo einst das Martinsloch entstehen wird.



Blockdiagramm D:

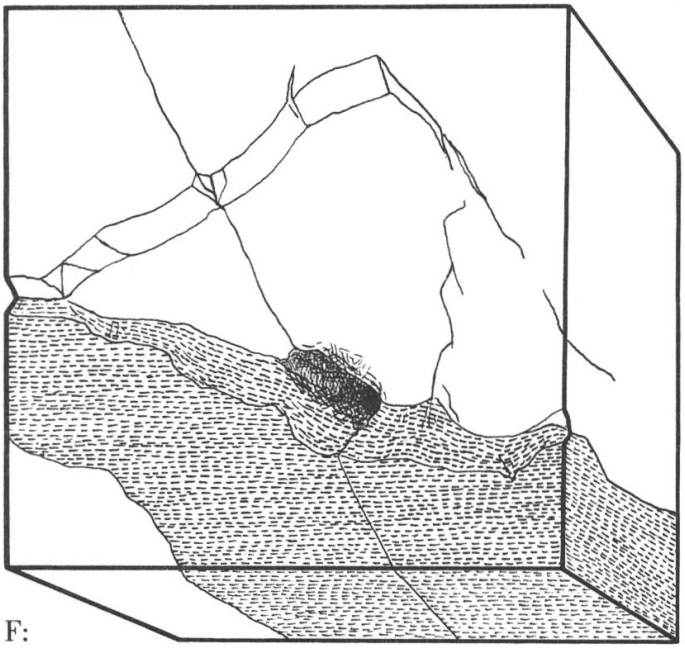
In der Kluft, entlang derer die Hebung erfolgte, beginnt die Verkarstung. Dies ist erst möglich, nachdem die Verwitterung das Gesteinsmaterial bis zum Quintnerkalk abgetragen hat. Die Karstbildung zeigt ihre grösste Wirkung im Bereich des Schnittpunktes der Kluft (wasserführend) mit der Oberfläche des Flysch (wasserundurchlässig). Infolge Andauerns der tektonischen Vorgänge verstärkt sich die Kluftbildung.



Blockdiagramm E:

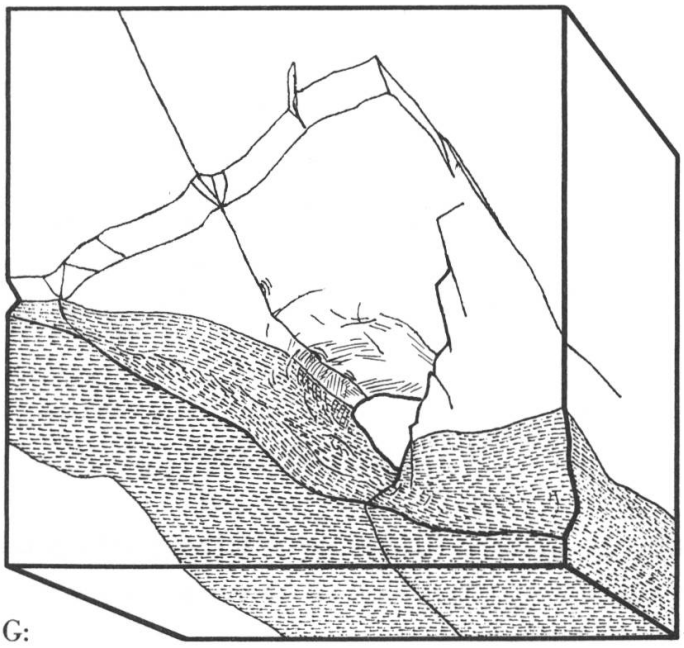
Die Karströhren beginnen sich zu erweitern, es tritt bereits fluviatile Verwitterung auf, d.h. der Flysch wird ebenfalls ausgeschwemmt. Nebenröhren ergänzen das Karstsystem und beginnen dadurch auch den Quintnerkalk zu unterhöhlen. Die Glazialerosion während der

Eiszeiten bewirkt, dass die Rückwitterungswände der Kare von Biflen und Las Palas die Höhlen anschneiden. Vorder- und Rückseite unseres Würfels sind nun der freien Verwitterung ausgesetzt.



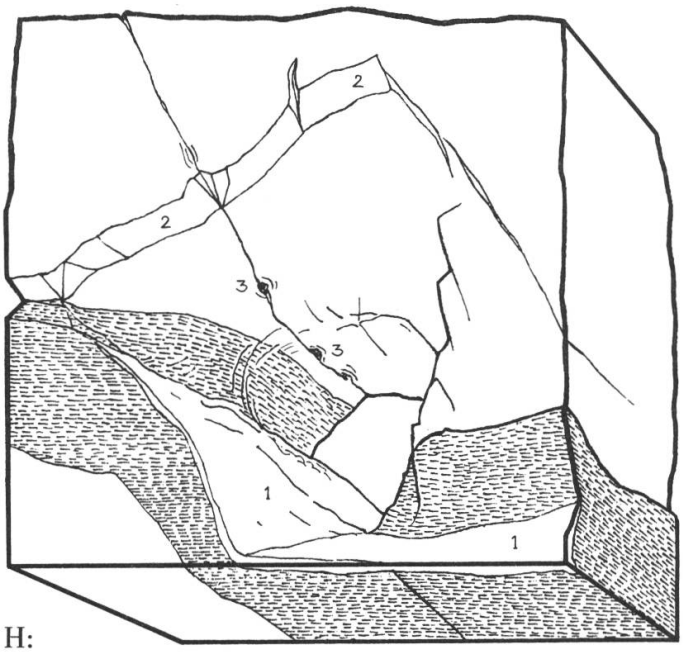
Blockdiagramm F:

Durch die Unterhöhlung von Teilen des Quintnerkalks und wegen der Schwächung durch tektonische Klüfte kommt es zum Bergsturz. Ausgelöst wurde er vielleicht durch die Erschütterung, die beim Flimser Bergsturz entstand. Die Felsmassen rissen auch Teile des Flysch mit, der ja mechanisch schwach belastbar ist. Jetzt ist die Karströhre freigelegt und vor allem der Flysch wittert schnell weg.



Blockdiagramm G:

Das Martinsloch nach eingesetzter Verwitterung, lange nach dem Bergsturz: erkennbar die Ausgänge der fast senkrechten Karstschlote im Höhlendach, wie wir sie auch an der Kar-Rückwitterungswand auf der Bündnerseite gefunden haben.



Blockdiagramm H:

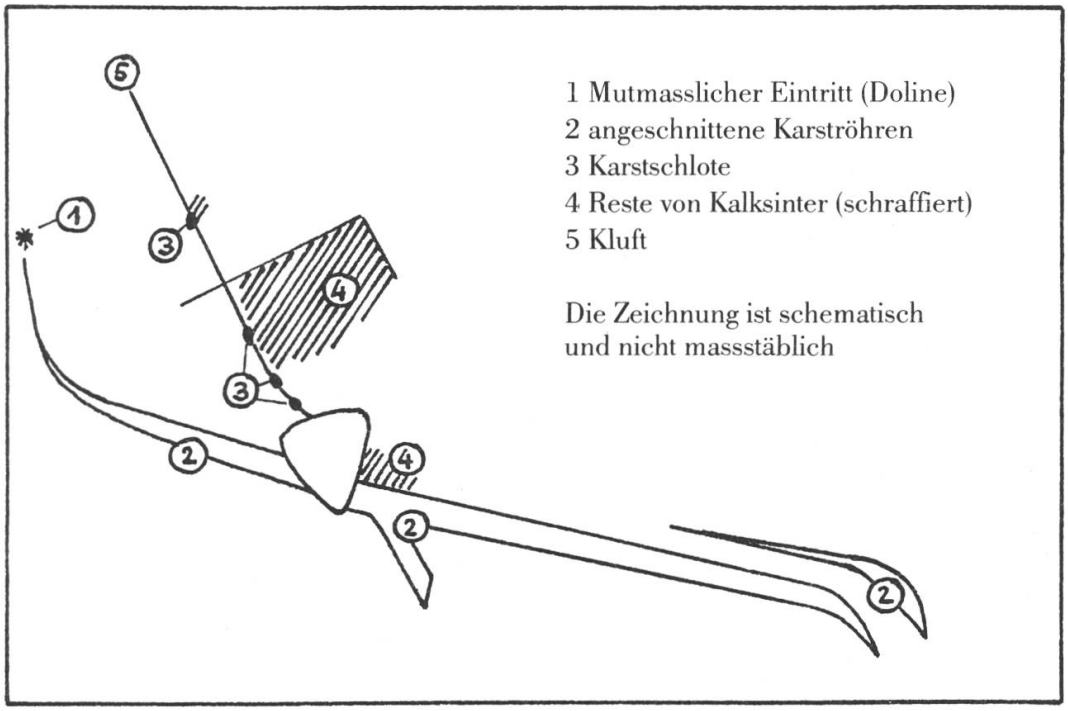
Blockdiagramm H zeigt das Martinsloch, wie es sich heute präsentiert. Kleinere Schutthalden (1) bedecken einen grossen Teil des anstehenden Flysch, das Martinsloch ist stark erweitert worden. Immer noch sehr deutlich erkennbar ist die Abrissstelle des Bergsturzes (2), die wir mit «Dach» bezeichnet haben. Entlang der Kluft zeigen sich Ausgänge von immer noch aktiven Schloten (3), die einst zur Bildung der Karströhre des Martinslochs beigetragen haben mögen.

Das ganze, noch sichtbare Karstsystem, das sich an der Glarner Seite der Tschingelhörner zeigt, ist stark schematisch in Fig. 11 dargestellt.

Wir haben nun also festgestellt, dass das Martinsloch Teil eines alten Karstsystems ist, das durch das Rückschreiten der Glazialerosion freigelegt und nachträglich durch Verwitterung erweitert worden war. Im nächsten Kapitel werden wir das Martinsloch mit der «Chärpfbrugg» vergleichen, die auf ähnliche Weise entstanden ist.

3.2.3. Indizien

Die «Chärpfbrugg» (Koord. 726'730/199'950/1830) gehört ebenso wie die «Lochsite» ob Schwanden zu den oft besuchten geologischen Exklusivitäten des Kantons Glarus.



Figur 11:

Schema des ehemaligen Karstsystems am Martinsloch
(Glarner Seite)

«Mit der Auflösung von Kalkfels durch Sickerwasser hängt wohl auch die Entstehung der *Kärpfbrücke* zusammen, einer merkwürdigen Naturbrücke auf der obersten Talstufe des Niederentales in der Kärpfgruppe. Der Niederenbach fliesst hier auf etwa 50 m Länge in einem 3 – 4 m hohen Felsentunnel, dessen Decke durch den hier etwa 10 m mächtigen Lochseitenkalk gebildet wird. An den Wänden des bei niedrigem Wasserstande gut gangbaren Tunnels sieht man die Wildflyschschiefer in Form von zahlreichen Keilen in die Kalkdecke hinaufgreifen. Als das Tal sich bis auf den Lochseitenkalk eingeschnitten hatte, drang ein kleiner Teil des Bachwassers durch die tektonischen Klüfte der Kalkbank ein und trat weiter im N, südlich von der heutigen Sennhütte Oberstafel (1797 m) über dem undurchlässigen Flysch wieder zutagen. Durch die auslaugende Tätigkeit des Sickerwassers entstand allmählich ein unterirdischer Kanal, der bald durch mechanische Erosion erweitert wurde und schliesslich den ganzen Bach aufzunehmen vermochte. Für diese Entstehungsweise der Naturbrücke sprechen auch einige kleine Dolinen, die an ihrem Westrande in die Lochseitenkalkbank eingesenkt sind» (OBERHOLZER, 1933, S.622).

Folgende Korrekturen sind zu diesem Bericht aus dem Jahre 1933 zu machen: Der Felsentunnel hat stellenweise bereits eine Höhe von über 5 m (z.T. Einstürze), die Sennhütte Oberstafel liegt laut Landeskarte der Schweiz (1960) auf 1788 m ü.M. OBERHOLZER bezeichnet, wie es noch lange nach ihm üblich war und zum Teil immer noch ist, den subhelvetischen Kalk im Ganzen als «Lochseitenkalk», also in unserem Fall nicht nur den Lochseitenmylonit, sondern auch den darunter liegenden Quintnerkalk. Die mit «Wildflyschschiefer» bezeichneten Gesteine entsprechen wieder unseren, schon vom Martinsloch her bekannten Mergel- und Tonschiefern. Wir sehen also sofort, dass die stratigraphischen Verhältnisse der Kärpfbrücke denen des Martinslochs genau entsprechen.

Die Kärpfbrücke, resp. der Tunnel, durch den der Niederenbach fliesst, war ursprünglich möglicherweise länger, wurde dann aber durch die rückschreitende Glazialerosion (das Niederental ist ein Treppenkar) «abgeschnitten». Dasselbe, so vermuten wir, war bei Martinsloch der Fall (s. vorheriges Kap.). Doch damit sind die Parallelen noch lange nicht erschöpft. Die Karstschlote sind wegen dem grösseren Einzugsgebiet bei der Kärpfbrücke zwar meist etwas grösser, doch findet man entlang kleinerer Klüfte Schlote, die man mit jenen vom Martinsloch verwechseln könnte. Auch der Tunnel der Kärpfbrücke wurde nach und nach durch mechanische Erosion im Flysch vertieft. Wenn wir die Röhrenquerschnitte vergleichen, stellen wir fest, dass die Formen der reinen Karstbildungen (Tunneldecken) sehr ähnlich sind. Dass bei der Kärpfbrücke die Eintiefung nicht so stark ist wie beim Martinsloch, ist durch die weniger starke Erosion zu erklären. Bei der Kärpfbrücke wirkt nur die fluviatile Erosion des Niederenbachs, keine Winderosion (geschützten Lage im Talgrund, keine exponierte Gratlage wie beim Martinsloch) und weniger Spaltenfrost (mehr als 800 m tiefer gelegen als das Martinsloch).

Die einander völlig entsprechenden Karstschlote, die ähnlichen Röhrenformen und die gleichen Sinterbildungen im gleichen Quintnerkalk über dem gleichen, undurchlässigen Flysch als Höhlenboden sind meines Erachtens Indizien, die für sich sprechen. Noch deutlicher als beim Lesen dieser Worte oder beim Betrachten der Fotographien im Anhang kommen diese Übereinstimmungen beim persönlichen Augenschein zur Geltung. **Ich bin überzeugt, dass das Martinsloch, ebenso wie die Kärpfbrücke, der Rest eines durch Glazialerosion freigelegten Karstsystems ist.**

4. Zusammenfassung

Es war das Ziel meiner Arbeit, aufzuzeigen, wie das Martinsloch, Wahrzeichen Elms in den Tschingelhörnern, entstehen konnte. Zu diesem Zweck wurde versucht, die *Entwicklungsgeschichte* dieser Erscheinung von Beginn der Alpenbildung bis zum heutigen Zeitpunkt möglichst lückenlos darzustellen. Wir wollen kurz die wichtigsten Ereignisse rekapitulieren:

Vor ungefähr 40 Millionen Jahren kollidierte die tektonische Platte («plate»), die den afrikanischen Kontinent trägt, mit der eurasischen Platte. In der «Knautschzone» des Nordkontinents bildeten sich u.a. die Alpen. Gewaltige Falten wurden aufgeworfen, übergelegt und glitten als sog. *Decken* in nördlicher Richtung. Kleinere Decken mit geringem Überschiebungsbetrag wurden von grösseren Decken überfahren, die sich über weite Strecken (helv. Decken: über 30 km) schoben. In unserem Falle wurde die parautochthone Vorab-Tschepp-Decke von den helvetischen Decken überfahren, die dabei Teile der kleineren Decke abhobelte und als sog. *Schubspäne* an anderen Stellen liegen liess. Den Rest eines solchen Schubspans stellt der Quintnerkalk unter den Tschingelhörnern dar, in dem sich das Martinsloch befindet.

Verschiedene Theorien über Vorgänge, die das Martinsloch gebildet haben könnten, wurden im Rahmen der Arbeit kurz behandelt. Nachdem selbst die beiden wohl einleuchtendsten Thesen (Bergsturz, Kakirite) verworfen werden konnten, ist es gelungen nachzuweisen, dass das Felsenfenster das Ergebnis einer Karstbildung ist. Damit fällt auch die spektakuläre Theorie dahin, wonach (entsprechend der Sage) das Martinsloch durch ein «himmlisches» Ereignis gebildet worden sei – etwa durch Blitzschlag oder Meteoriteneinschlag.

Als nach den Überschiebungen die Erosion einsetzte und, vor allem während den Eiszeiten, grosse Mengen von Gestein abgetragen wurden, begann sich der Alpenkörper zu heben. Dadurch entstanden die tektonischen *Klüfte*, weit in die Tiefe reichende Spalten, die für verschiedene morphologische Vorgänge verantwortlich zu machen sind. Tektonische Vorgänge sind in unserem Fall bestimmt ausschlaggebend für morphologische Veränderungen.

Entlang einer dieser Klüfte in den Tschingelhörnern begann (nach dem Gesteinsabtrag bis zum Quintnerkalk) Sickerwasser, das mit Kohlendioxid aus der Luft angereichert war, chemisch mit dem subhelvetischen Kalk zu reagieren. Dadurch entstanden *Karstformen*, kleine Höhlengänge im Fels, die sich nach und nach vergrösserten. Durch die Rückwitterung der Glazialerosion und durch mindestens einen Bergsturz wurden diese Karströhren

vor schätzungsweise 10'000 Jahren freigelegt und damit der freien Verwitterung ausgesetzt. So wurden vor allem Mengen der mechanisch schwachen Mergel- und Tonschiefer des Flyschgrundes der Höhlen abgetragen. Heute zeigt sich das Martinsloch als ein dreieckiges, einem auf die Spitze gestellten Tortenstück nicht unähnliches Felsenfenster von 18 m Höhe.

Ebenso wie die Kärpfbrücke im Niederental stellt also auch das Martinsloch den Rest eines alten Karstsystems dar, das durch Glazialerosion spätestens in der letzten Eiszeit (Würm) freigelegt wurde.

5. Anhang

5.1. Bildteil

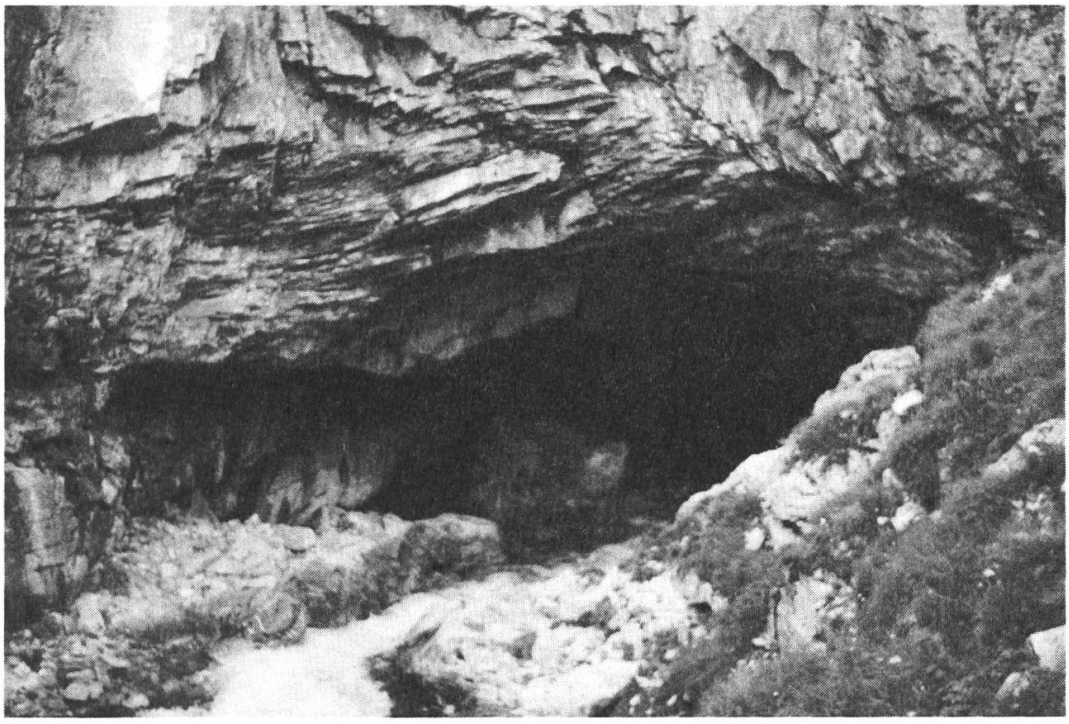


Bild 1: Eintritt des Niederenbachs in den Karsttunnel der «Chärpfbrugg». Deutlich sichtbar die leichte Druckschieferung des Quintnerkalks. Wo die Decke links an die Seitenwand stösst, befindet sich die Überschiebungsfläche des Helvetikums. In dieser Seitenwand kann man die von OBERHOLZER erwähnten Flysch-Keile erkennen, die gegen die Überschiebungsfläche weisen.

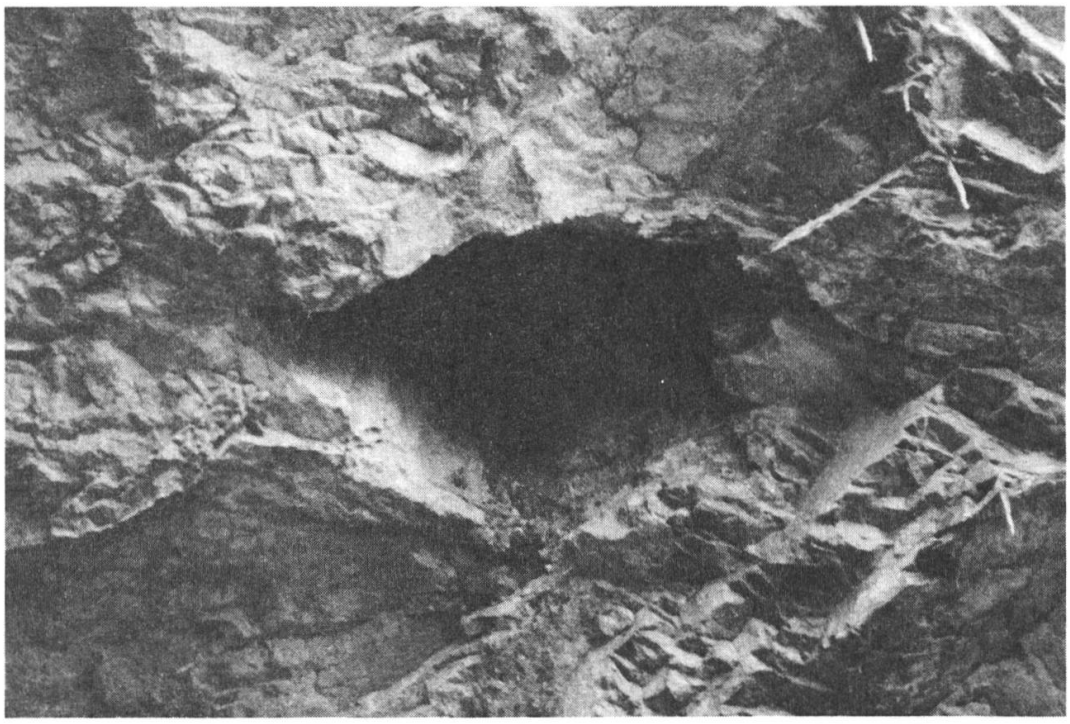


Bild 2: Einer der zahlreichen Karstschlote, die an der Decke der Kärpfbrücke enden (am rechten Bildrand Eiszapfen, nicht etwa Stalaktiten).

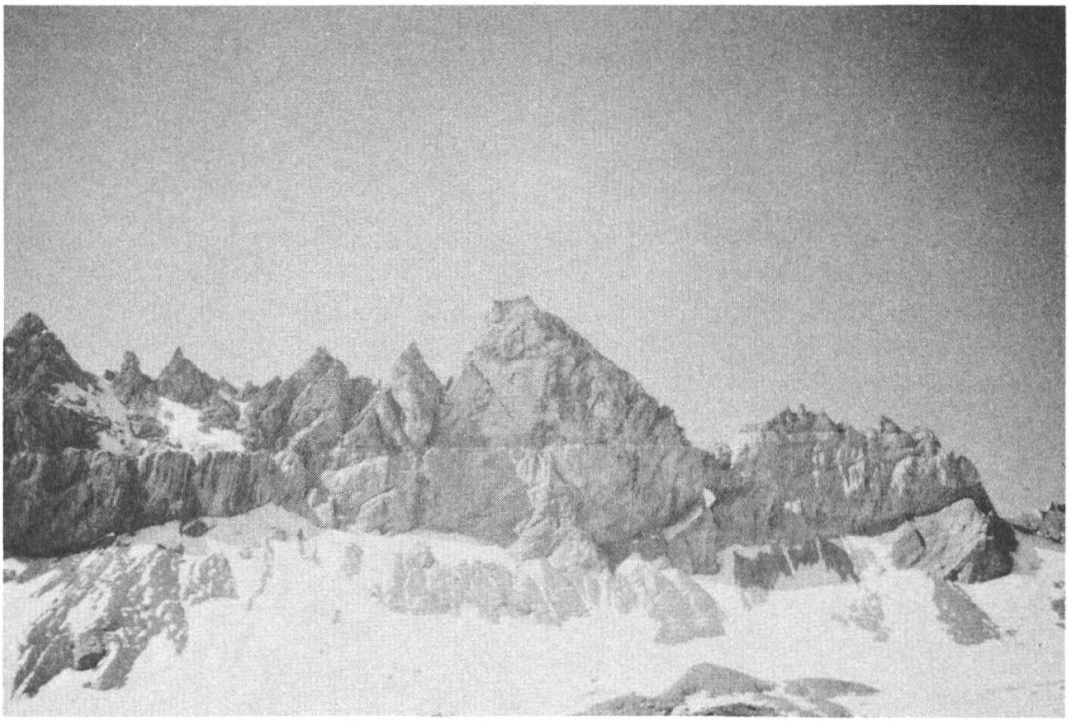


Bild 3: Die Tschingelhörner von der Flimser Seite. Die Aufnahme (Anfang Sept. 80) wurde von Pt. 2626 im Kar von Las Palas gemacht.

Bild 4: Die Tschingelhörner von der Elmer Seite. Diese Aufnahme (Ende Juni 80) zeigt die «Mannen», wie sie sich vom obersten Rand des Firstbodens (ca. 1910 m) präsentieren.

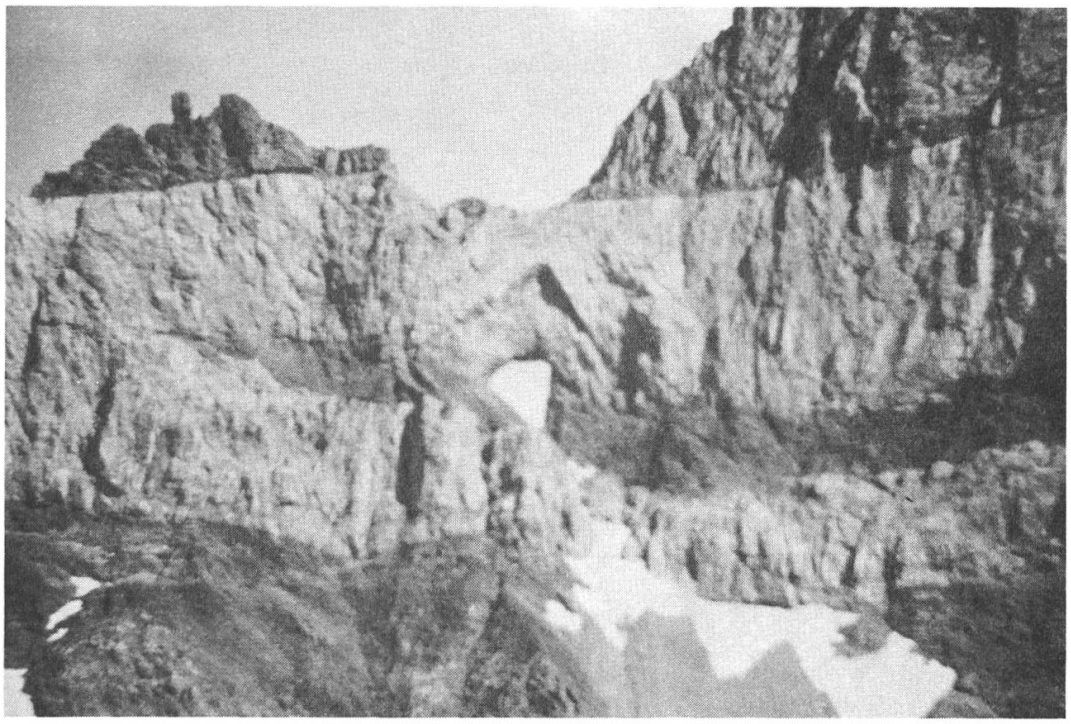


Bild 5: Das Martinsloch vom selben Blickwinkel wie Bild 4. Deutlich sichtbar die Einfaltung des (dunklen) Flysch im Quintnerkalk. Der Zugang zum Loch führt über das darunterliegende steile Schneefeld.

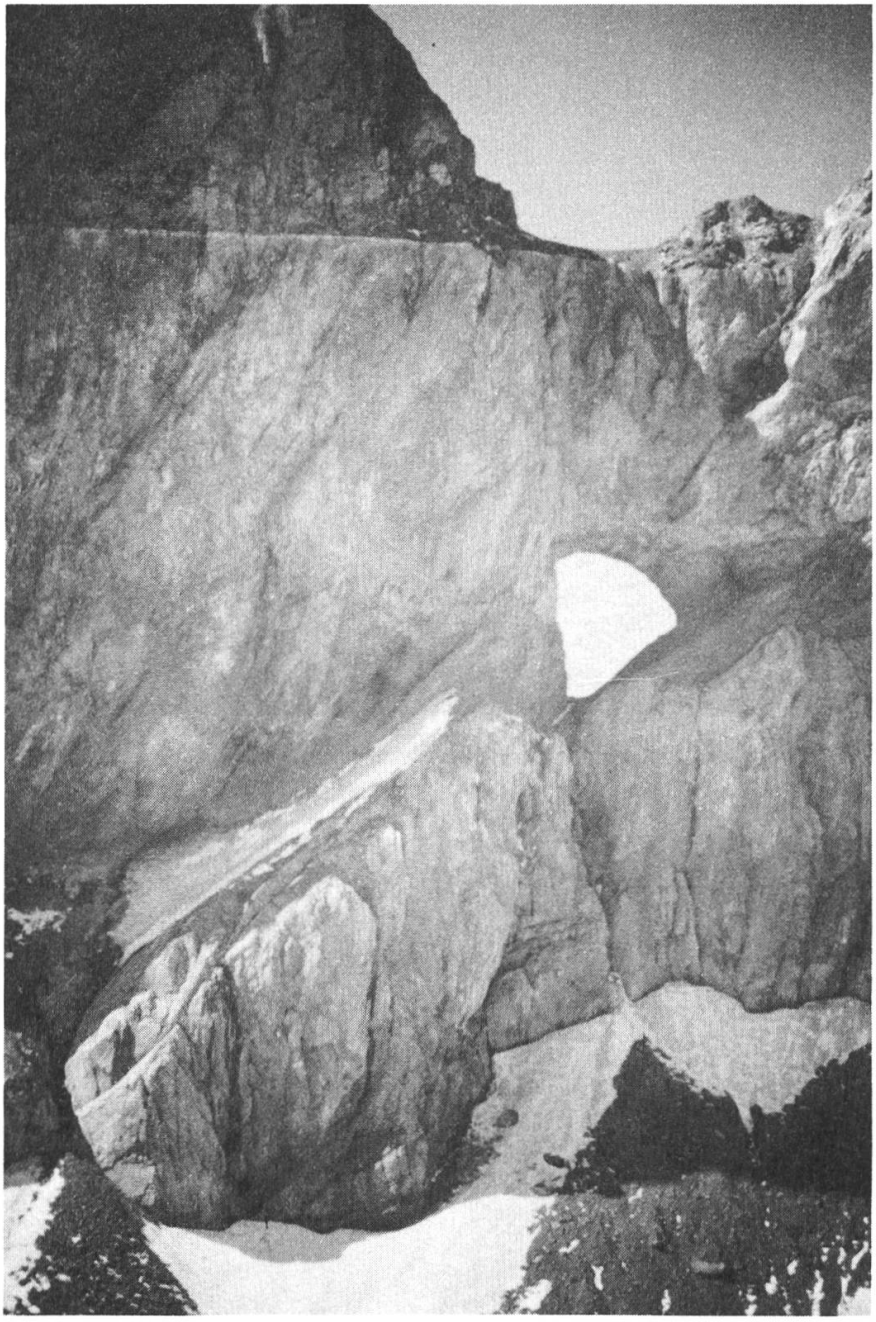


Bild 6: Das Martinsloch (Bündner Seite) von Pt. 2626 (Las Palas). Man beachte die Karstschlote (vgl. Fig. 8) über der Höhle. Zustieg über die Schutthalde links vom Loch, dann Felsband.

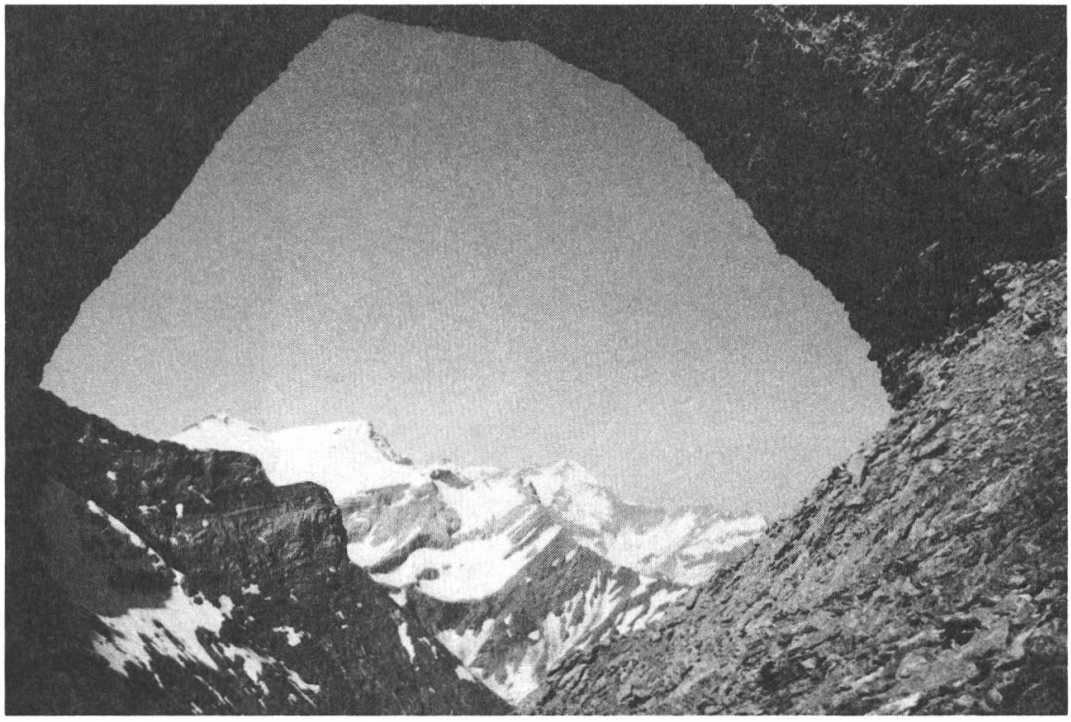


Bild 7: Blick von der Bündnerseite durch das Martinsloch nach Südwesten. Der Doppelgipfel links ist der Vorab (3018, 3028 m). Im Vordergrund die Schutthalde, die einen Teil der Karströhre bedeckt.

Bild 8: Kleine längliche Mulden im Flysch, entstanden durch Insolationsverwitterung und Winderosion (Bündner Seite).

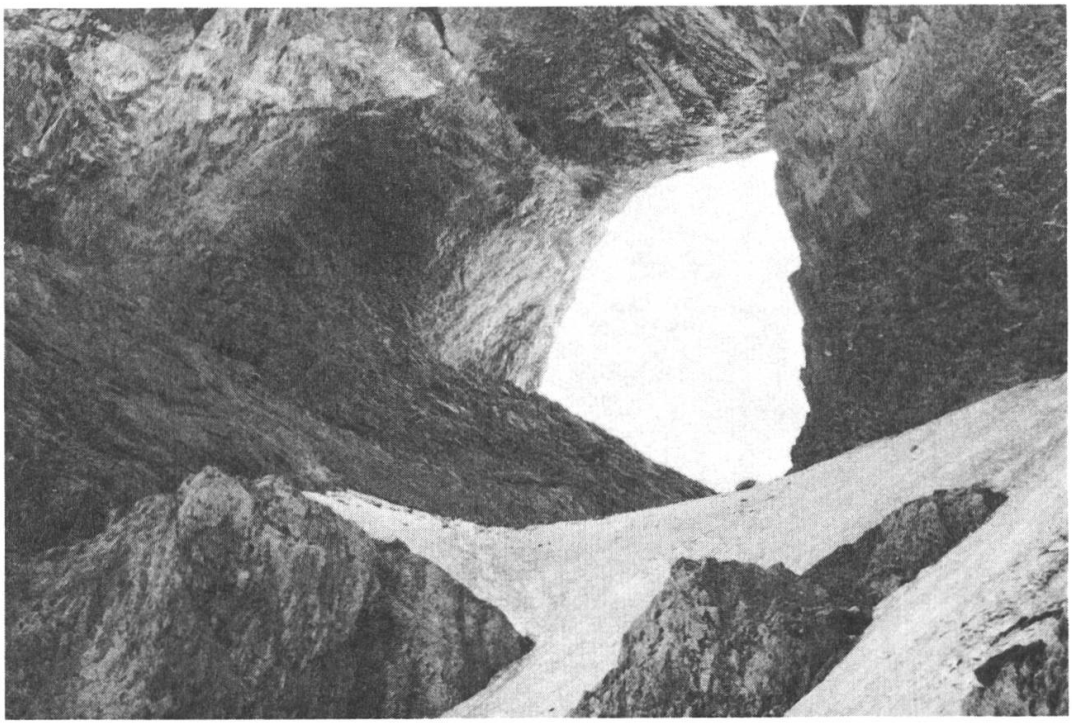


Bild 9: Das Martinsloch von der Glarner Seite. Das Bild entspricht dem Blockdiagramm H.

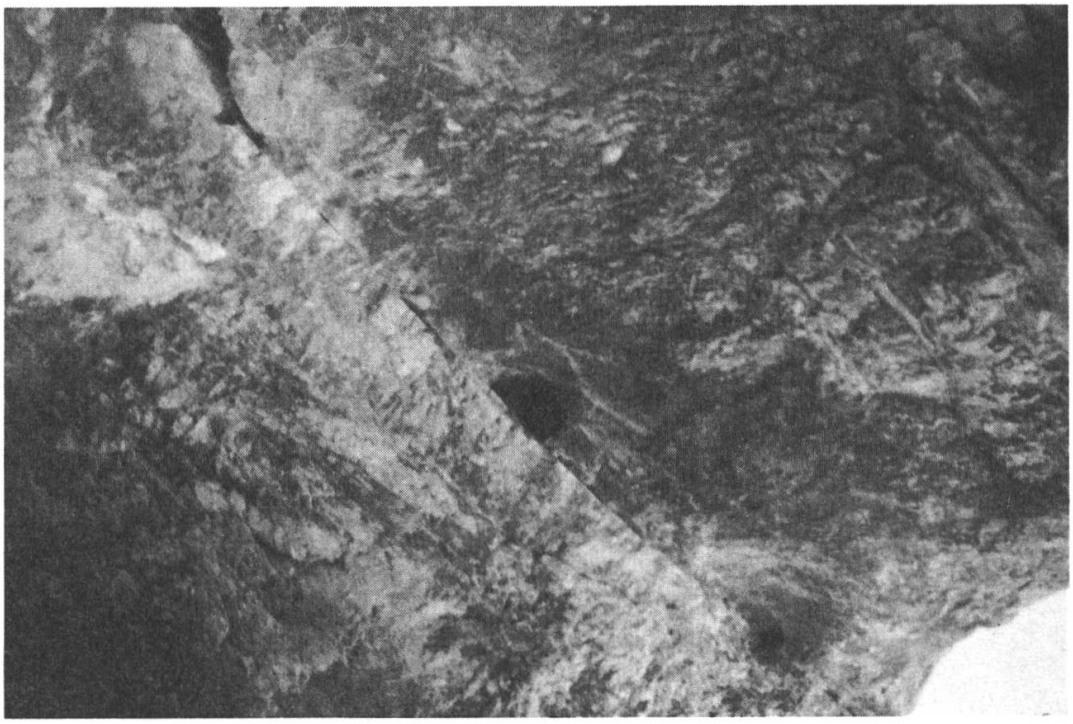


Bild 10: Ausgänge der Karstschlote in der Decke des Martinslochs – Indizien, die für die Hypothese sprechen, dass das Felsenfenster der Rest einer beidseitig angeschnittenen Karströhre ist.

5.2. Tabellen + Profile

Tabelle 1 — Erdgeschichtliche Zeittafel

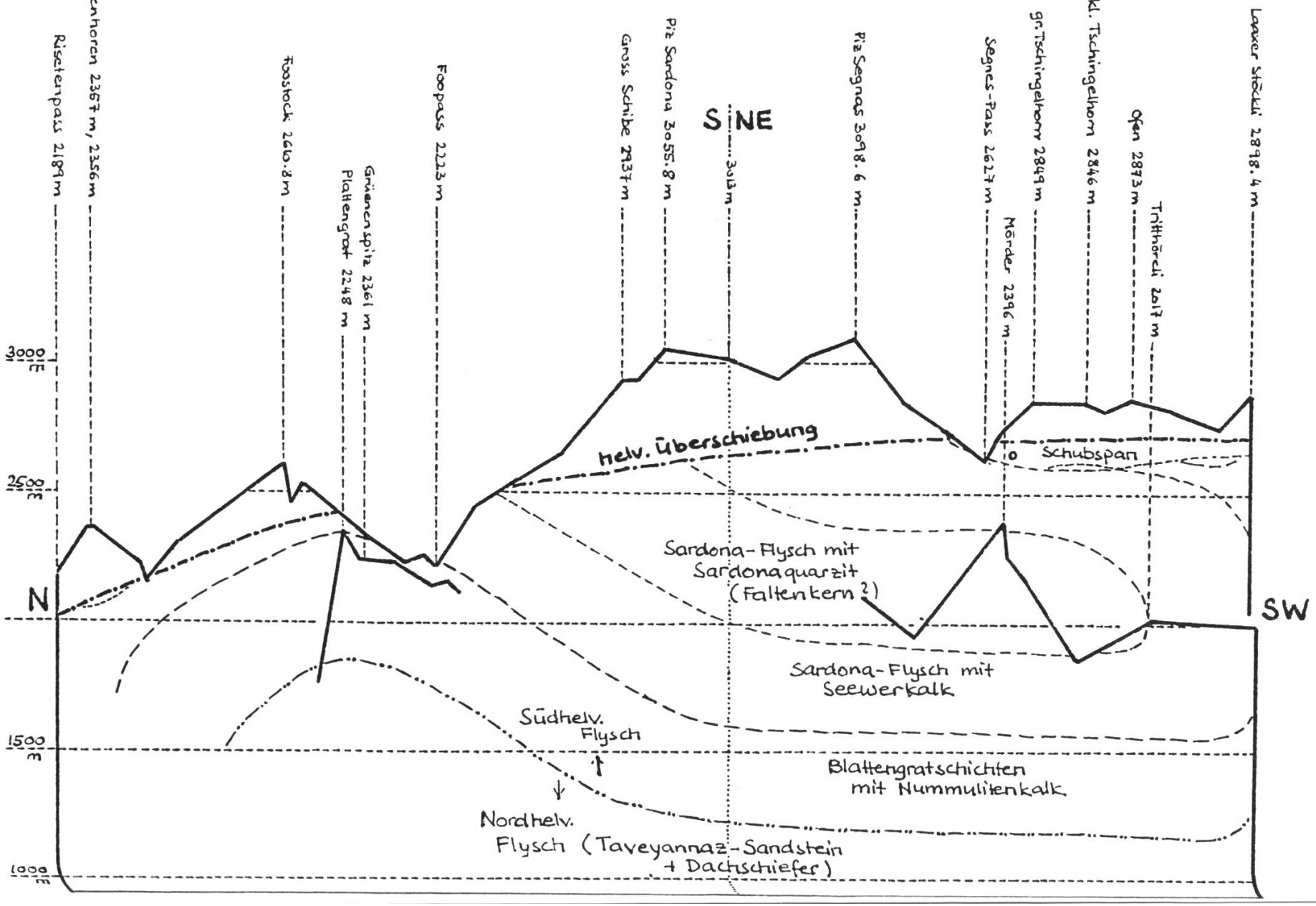
Aera (Zeitalter)	Periode (Formation)	Epoche (Abteilung)		Beginn vor Mio. Jahren
Känozoikum	Quartär		Holozän	
			Pleistozän	1,5
	Tertiär	Neogen	Pliozän	
			Miozän	
		Paläogen	Oligozän	
			Eozän	
			Paleozän	67
Mesozoikum	Kreide	Ober-	Maastricht	
			Campan	
			Santon	
			Coniac	
			Turon	
			Cenoman	
		Unter-	Alb	
			Apt	
			Barrême	
			Hauterive	
			Valangien	137
	Jura	Malm	Tithon	
			Kimmeridge	
			Oxford	
		Dogger	Callovien	
			Bathonien	
			Bajocien	
		Lias	Aalenien	
			Toarcien	
			Pliensbachien	
			Sinemurien	
			Hettangien	195
	Trias	Ober-	Rät	
			Nor	
			Karn	
		Mittel-	Ladin	
			Anis	
		Unter-	Skyth	225

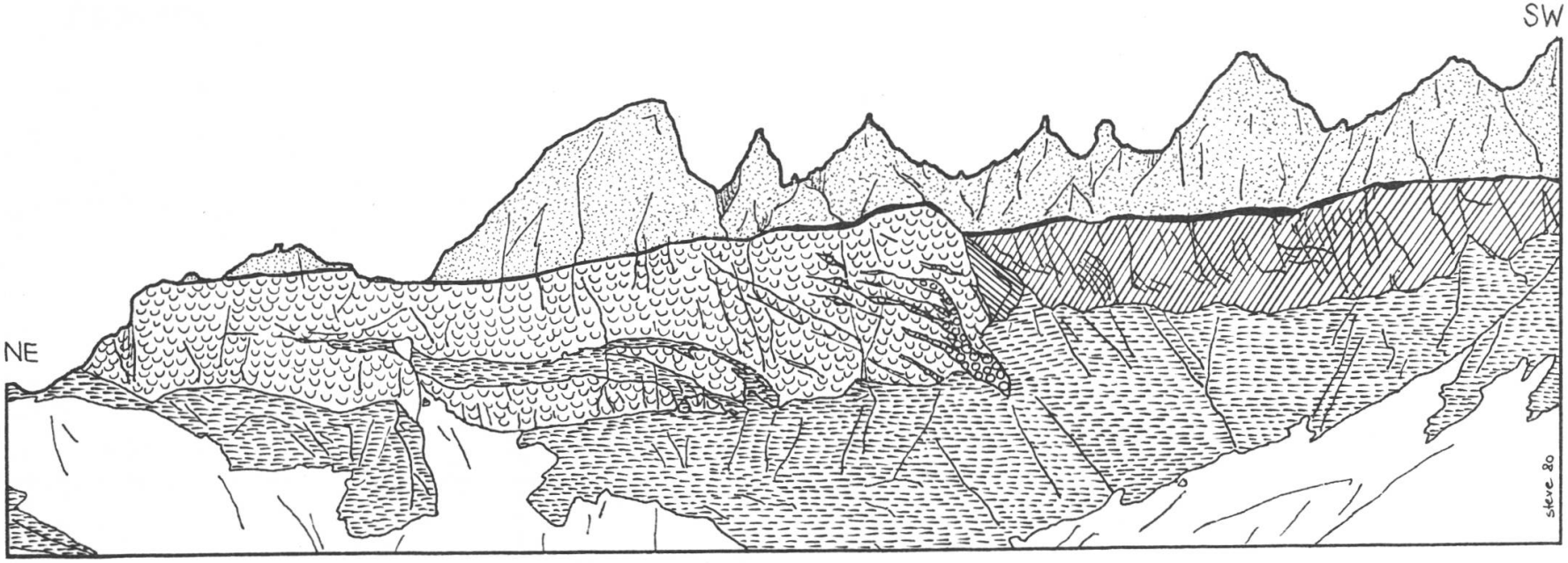
Paläozoikum	Perm	Ober- Mittel- Unter-	Zechstein Rotliegend	285
	Karbon	Ober- Unter-	Stefan Westfal Namur Visé Tournai	350
	Devon	Ober- Mittel- Unter-		405
	Silur		Ludlow Wenlock Llandovery	440
	Ordovizium		Ashgill Caradoc Llandeilo Llanvirn Arenig Tremadoc	500
	Kambrium	Ober- Mittel- Unter-		570
	Prä- kambrium	Jung- Mittel- Alt-		3600

(nach BÖGEL/SCHMIDT S.10)

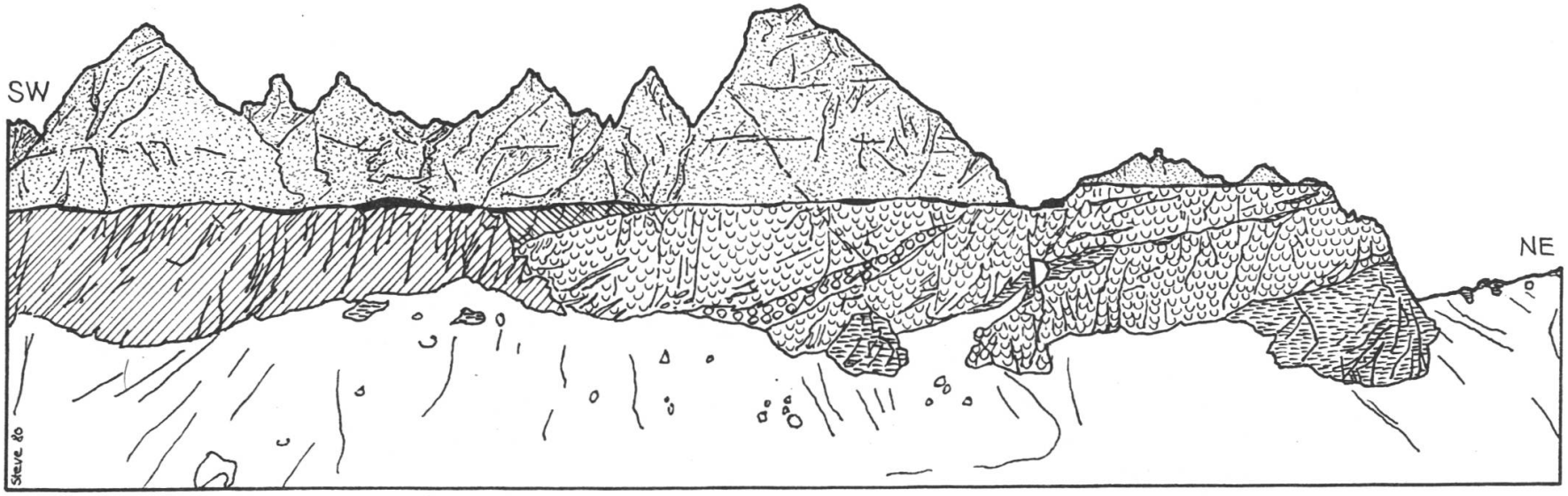
SCHEMA DER FALTUNG IM FLYSCH

2,5-fach überhöht





Tschingelhörner von Westnordwest (Firstboden/Lauchboden)



Tschingelhörner von Südosten (Las Palas)

LEGENDE

- Verrucano (Perm)
- Lochseitenmylonit (Kreide, metam. Schrattenkalk)
- Seewerkalk (Kreide)
- Schrattenkalk (Kreide)
- Kieselkalk (Kreide)
- Ob. Quintnerkalk (Malm)
- Flysch (Tertiär)
- Schutthalden (Quartär)

5.3. Literaturverzeichnis

BAECHTIGER, Kurt, die Kupfer- und Uranmineralisationen der Mürtschenalp, Bern 1963.

BAUER, Jaroslav, Der Kosmos Mineralienführer, Stuttgart 1974.

BERTRAND, Marcel, Rapports de Structure des Alpes de Glaris et du Bassin houiller du Nord (aus dem Bulletin Soc. géolog. de France, 3e série, t. XII), Paris 1884.

BOEGEL, Helmuth und SCHMIDT, Klaus, Kleine Geologie der Ostalpen, Thun 1976.

DEWEY, John F., Plate Tectonics, San Francisco 1972 (Scientific American).

ESCHER von der Linth, Arnold, Gebirgskunde (aus dem hist.-, geogr.-, statist. Gemälde der Schweiz, Bd. VII: Der Kanton Glarus), St.Gallen und Bern 1846.

FREULER, Kaspar und THUERER, Hans, Glarner Sagen, Glarus 1968, 2. Auflage.

FURRER, Gerhardt, Beilagen zur Vorlesung Geomorphologie, Zürich 1975.

GWINNER, Manfred, Geometrische Grundlagen der Geologie, Stuttgart 1965.

HEER, Oswald, Die Urwelt der Schweiz, Zürich 1865.

HEIERLI, Hans, Geologische Wanderungen in der Schweiz, Thun 1974.

HEIM, Albert, Beobachtungen aus der Wurzelregion der Glarnerfalten, Bern 1911 (Beiträge zur GKS, 61. Lieferung).

HEIM, Albert, Die Schweizeralpen (aus Geologie der Schweiz, Bd.II), Leipzig 1921.

HEIM, Arnold, Zur Tektonik des Flysches in den östlichen Schweizeralpen, Bern 1911 (Beiträge zur GKS, 61. Lieferung).

HELBLING, Ernst, Morphologie des Sernftales, Bern 1952.

HELBLING, Robert, Photogeologische Studien, Zürich 1948 (ETH-Ausgabe, nicht im Handel).

HOTTINGER, Lukas, Wenn Steine sprechen, Basel 1980.

JAEGER, John C. und COOK, Neville G.W., Fundamentals of Rock Mechanics, London 1976.

KNOBEL, Fridolin, Alpine Kuriositäten (aus Glarnerland und Walensee), Glarus 1959.

MACHATSCHEK, Fritz, Geomorphologie, Stuttgart 1973, 10. Auflage.

MILCH, L., Beiträge zur Kenntnis des Verrucano, 2 Bände, 1. Teil, Leipzig 1892, 2. Teil 1896.

MOODY, Richard, Fossilien erkennen (Kosmos Bestimmungsführer), Stuttgart 1979.

MOTTANA, Annibale, CRESPI, Rodolfo und LIBORIO, Giuseppe, Der grosse BLV Mineralienführer, München 1979.

NAEF-BLUMER, Ed., Glarner Alpen (SAC-Clubführer), Glarus 1963, 7. Auflage.

NEEF, Ernst, Das Gesicht der Erde, Thun und Frankfurt/M. 1977.

OBERHOLZER, Jacob, Geologie der Glarner Alpen, Bern 1933 (Beiträge zur GKS, 58. Lieferung, Textband und Atlas).

OBERHOLZER, Jacob, Der geologische Bau der Glarneralpen, Glarus 1934.

PANZER, Wolfgang, Geomorphologie, Braunschweig 1965, 2. Auflage.

PAPE, Hansgeorg, Leitfaden zur Gesteinsbestimmung, Stuttgart 1975, 3. Auflage.

SCHARDT, Hans, Die exotischen Gebiete, Klippen und Blöcke am Nordrande der Schweizeralpen, Bern 1897 (Eclogae geolog. Helvetiae, Bd. 5).

SCHIELLY', Hanspeter, Geologische Untersuchungen im Deckengebiet des westlichen Freiberges (Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft des Kt. Glarus, Heft XII), Glarus 1964.

SCHOENWETTER, Reinhold, Das Martinsloch in den Glarner Tschingelhörnern, Glarus 1980 (Glarnerland/Walensee, Jahrbuch 1980).
STAUB, Rudolf, Der Bau der Glarneralpen, Glarus 1954.
TRUEMPY, Rudolf, Geology of Switzerland, a guide book (part A: An Outline of the Geology of Switzerland, part B: Geological Excursions), Basel und New York 1980.
WILSON, J. Tuzo, Continental Drift, San Francisco 1963 (Scientific American).
WYSSLING, Lorenz Emil, Zur Geologie der Vorabgruppe, Zürich 1950.
und
Die Naturwunder der Erde, Ein Bildlexikon von A-Z, Stuttgart, Zürich und Wien 1979 (Versch. wissenschaftl. Mitarbeiter und Berater).

Kartenwerke:
- Tektonische Karte der Glarneralpen (OBERHOLZER, 1933, Atlas).
- Photogeologische Karte «Eastern Tödirange», Blatt 3: Segnespass (HELBLING, R., 1948).
- Tektonische Karte des Gebietes zwischen Hausstock, Piz Segnes und Vorderrhein (WYSSLING, 1950).
- Morphologische Karte des Sernftales (HELBLING, E., 1952).
- Tektonische Karte der Glarneralpen und ihrer Nachbarschaften (STAUB, 1954).
- Geologische Karte der Schweiz (GKS), Bern 1972.
- Landeskarte der Schweiz, Blätter 1153 (Klöntal), 1154 (Spitzmeilen), 1173 (Linthal), 1174 (Elm), 1193 (Tödi) und 1194 (Flims), Bern 1973.

5.4. Inhaltsverzeichnis

Vorwort 5

1. **Einleitung** 7
   1.1. Problemstellung 8
   1.2. Allgemeines 9

2. **Allgemeiner Teil** 11
   2.1. Stratigraphie 11
      2.1.1. Grundbegriffe 11
      2.1.2. Aufbau der Sedimentgesteine 13
         a) in den Glarner Alpen
         b) im Untersuchungsgebiet
      2.1.3. Die einzelnen Komponenten und ihre optischen und mechanischen Eigenschaften 16
   2.2. Tektonik 21
      2.2.1 Grundbegriffe 21
      2.2.2. Die helvetischen Decken 23
      2.2.3 Tektonik des Tschingelgebiets 24
   2.3. Morphologie 29
      2.3.1. Mechanische Erosion 30
      2.3.2. Chemische Erosion 34
      2.3.3. Wind-Erosion 36

3. **Spezieller Teil** 39
   3.1. Am Martinsloch 42
      3.1.1. Die Untersuchungen 42
         a) Stratigraphie
         b) Tektonik
         c) Morphologie
   3.2. Entwicklungshypothese 47
      3.2.1. Alternativen 47
      3.2.2. Vemutlicher Vorgang 52
      3.2.3. Indizien 56

4. **Zusammenfassung** 59

5. **Anhang** 61
   5.1. Bildteil 61
   5.2. Tabellen + Profile 68
   5.3. Literaturverzeichnis 73
   5.4. Inhaltsverzeichnis 75