

Allgemeiner Teil

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft des Kantons Glarus**

Band (Jahr): **15 (1990)**

PDF erstellt am: **22.09.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

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 Gebirgsdrucks und der tektonischen Bewegungsvorgänge (s.d.) während der Gebirgsbildung wurden bereits vorhandene Eruptiv- oder Sedimentgesteine zu Schiefen 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 blossen 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

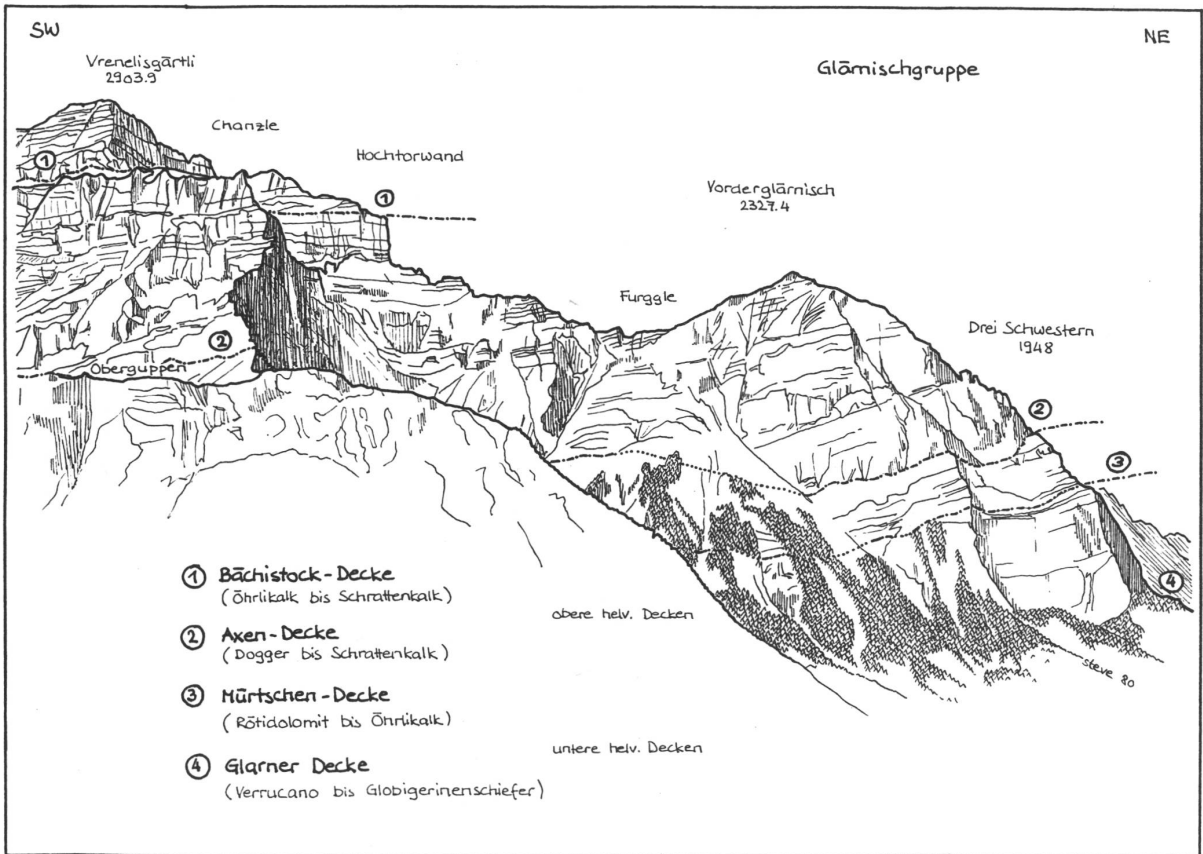
Die Glarner Alpen werden durch die Überlagerung mehrerer Sedimentdecken gebildet, die auf Flysch ruhen, der seinerseits wiederum auf dem Sedimentmantel des Aarmassivs liegt. Diese Sedimentdecken heissen von unten nach oben parautochthone Decken (z.B. im Untersuchungsgebiet die Vorab-Tschepp-Decke), dann 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-







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:

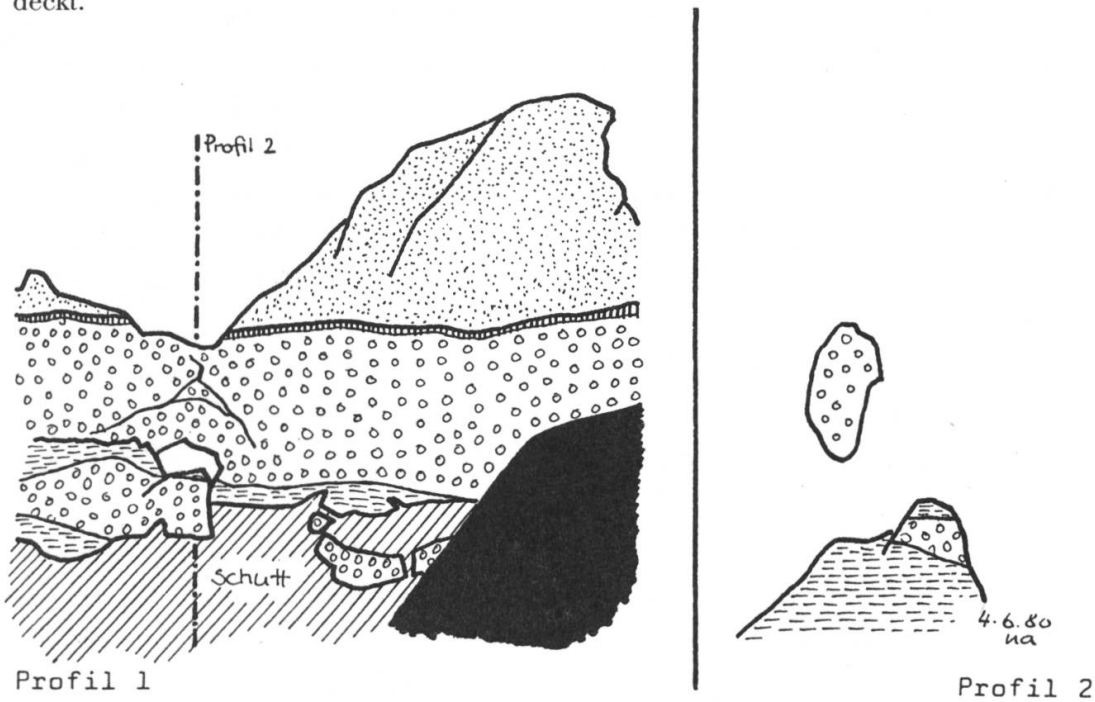
Ausschnitt eines Profils des Glärnisch-Massivs
 Blick von Auen ob Haslen GL, Koord. 724 300/203 950/1120

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 matte Färbung zunächst in Violett und endlich in Grün über (TRÜMPY, Exkursionen).

«Gleichzeitig nimmt das Gestein eine schiefriige 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 grau violett, 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 blossen 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 Möchtere-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 Schrätkalk (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 Schrätkalk 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 Trübestrome.

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 grössten 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 grössten 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 Inner-schweiz und kommt von «fliessen») als ein Wechsel von Sandsteinen und Schiefen.

Wir wollen hier unsern Flysch als nordhelvetischen Flysch der Elmer Facies ansprechen und unterscheiden lediglich den untern Normalschenkel (bis Beginn Tschingelschlucht), Verkehrtchenkel 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 eindrucklichen 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 Dachschiefen. 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 Massenschiefen (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 Rhone-tales 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.

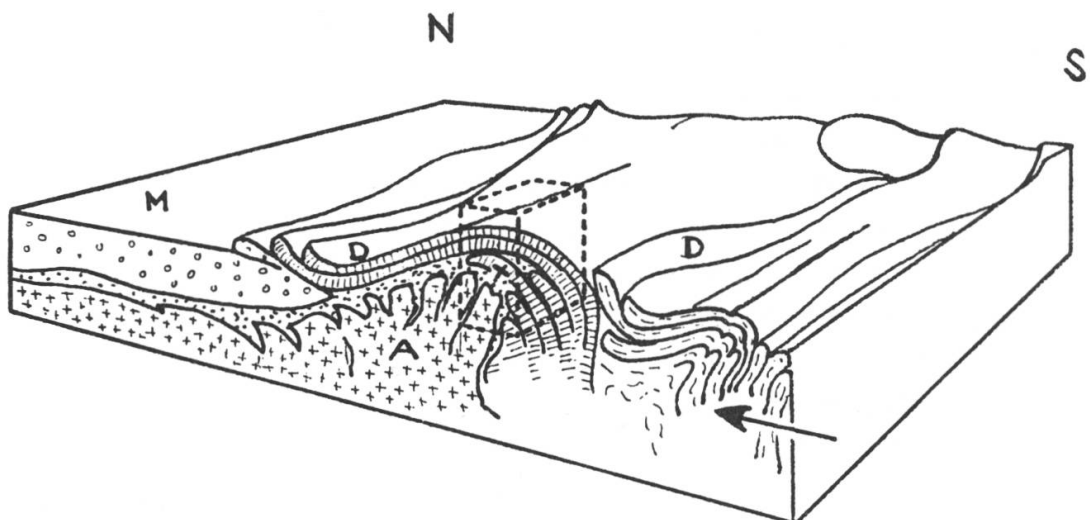
2.2.3. Tektonik des Tschingelgebiets

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

Blockdiagramm 1: Übersicht

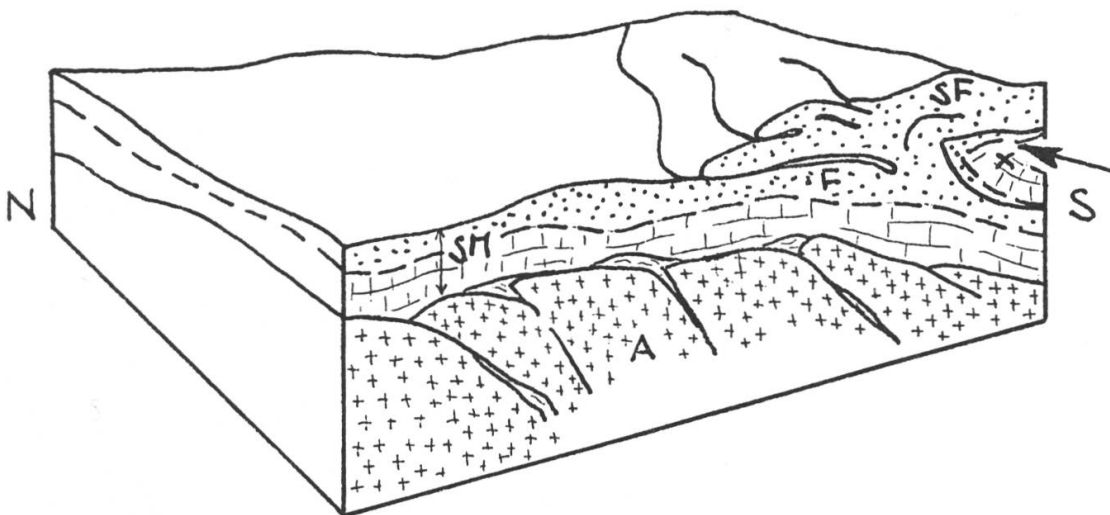


Teile des ehemaligen Ozeanbodens, der ursprünglich zwischen den nun zusammenprallenden Plates lag, werden aufgefaltet und einzelne, umgelegte Falten gleiten als Decken über den eurasischen Kontinentrand.

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

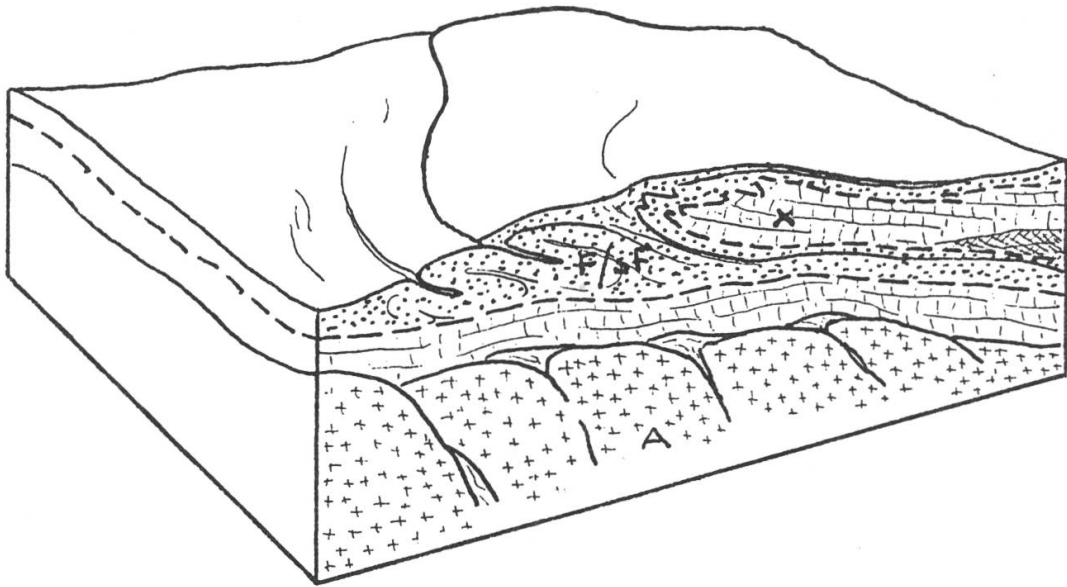
Das Diagramm ist stark schematisch und sehr überhöht gezeichnet. Die gestrichelten Linien bezeichnen den Ausschnitt der Blockbilder 2 bis 5.

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.

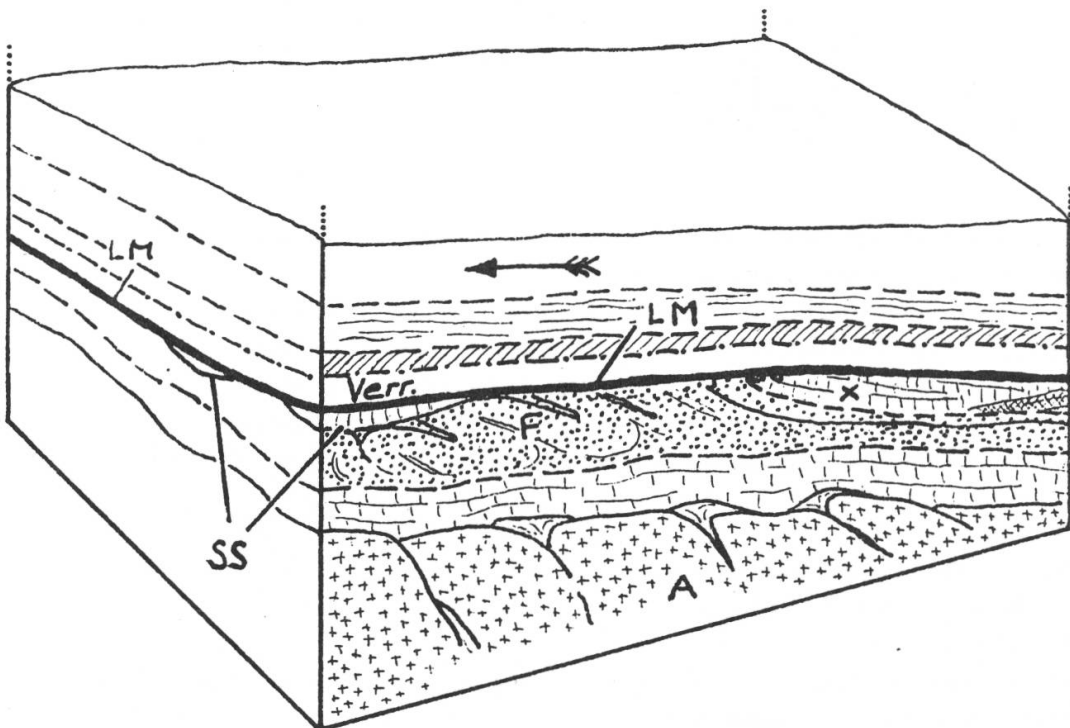
- A : Aarmassiv
- SM: Sedimentmantel des Aarmassivs
- x : Vorab-Tschepp-Decke
- F : Flysch
- sF: aufgestauter Flysch (die «tektonische Stirnmoräne» der parautochthonen Decke. Man findet das gleiche Phänomen vor den helvetischen Decken.)



Blockdiagramm 3:

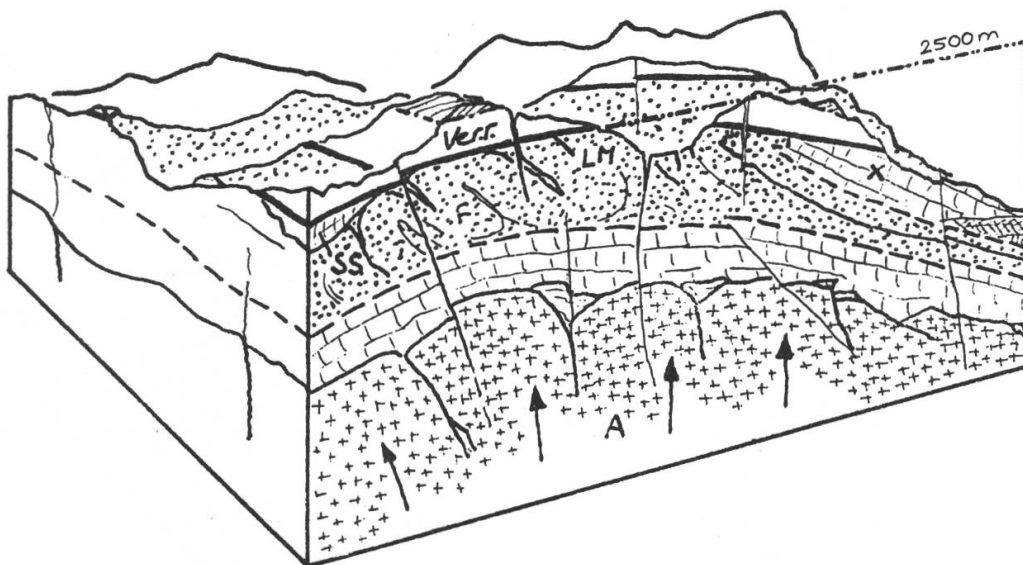
Vom grossen Widerstand der aufgeschürften Flyschmassen und wohl auch wegen dem Fehlen eines geeigneten «Schmiermittels» (Lochseitenmylonit) wird die Vorab-Tschepp-Decke aufgehalten. Die Flysch-Staumasse erreicht im Untersuchungsgebiet eine Dicke von über 1300 m. (Bezeichnungen wie Diagramm 2)

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 zusammengepresste Band von Lochseitenkalk (LM), das sich praktisch überall unter der Überschiebungsfäche 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 mehrere Dinge gleichzeitig, die das selbe Ereignis zur Folge hatten:

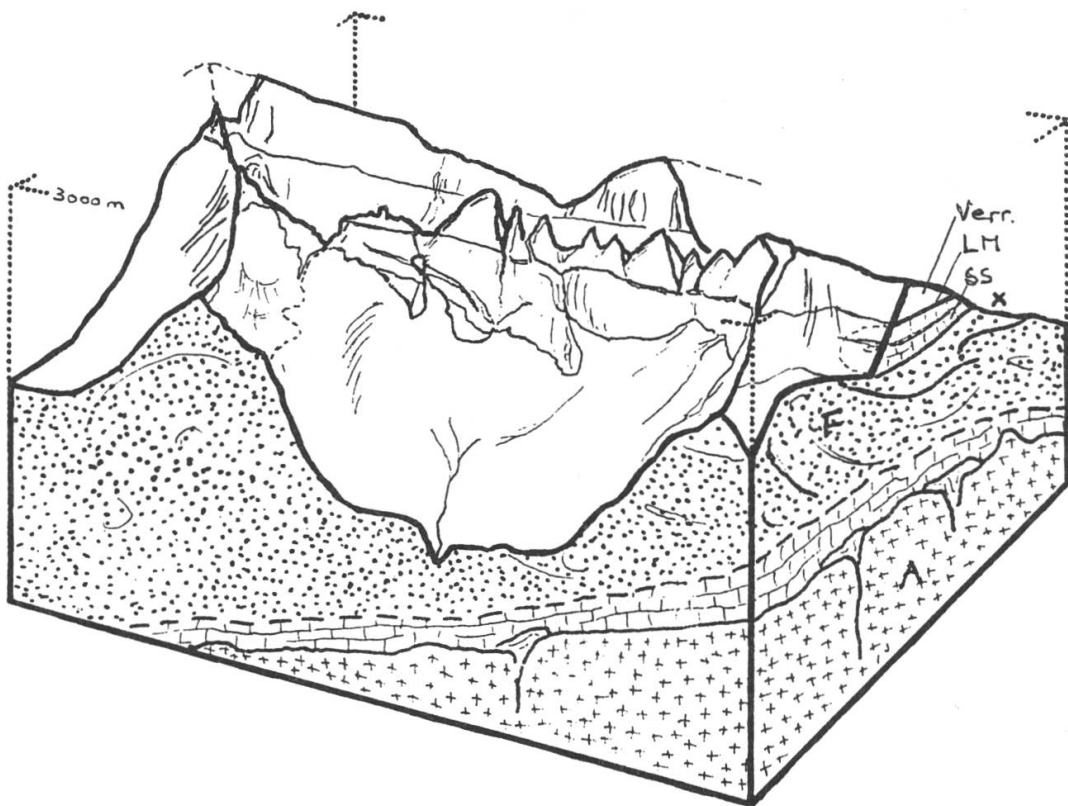
1. Die durch Reibung und Druck erwärmten Gesteinsmassen kühlten sich ab und verloren ihre Viskosität.
2. Während einer Phase von nur schwachem Seitendruck dehnte sich der Gebirgskörper etwas aus und verlor dabei entsprechend an spezifischem Gewicht.
3. Die einsetzende Erosion der nun auf Festland liegenden 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

Überschiebungsfäche. 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 Alpengeologie 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 (Atmosphärien, 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 Insulationsverwitterung 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 selbst, 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 Insulationsverwitterung sehr gut mit dem oft sehr starken Föhn zusammen. Diese «Zusammenarbeit» hat SCHIELLY zuerst in den Käpffmannen (SW-Grat des Käpff, 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 Formgebung 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 Abtransport 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 absplittende 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 Erosions-trichter der voreiszeitlichen Flüsse oder Dolinen (Karsterscheinung, s. chemische Erosion). Zuletzt dürfen die akkumulativen Formen der Glaziale-rosion 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 Ero-sion das Gestein nicht nur zerkleinert, sondern im chemischen Sinne verän-dert, 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 rin-nenden 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 Ab-flusslosigkeit und Wasserarmut, aber unterirdischer Wasserfülle und Ent-wässerung 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 Schratzen (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. Klufthildung) in der Oberflächen-gestaltung der Erde hat.

Karstbildung ist eine chemische Reaktion:



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 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ (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 Schneesmelzwassers 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 Klufttröhren 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 Insulationsverwitterung. 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.