HANS MOHR

# In Jahrmillionen entstanden – zur Geologie des Jagdbanngebietes





***Hans Mohr***
*Geboren 1957 in Moosbeuren, Baden-Württemberg, Deutschland. 1980–1988 Studium der Geologie an der Eberhard-Karls Universität in Tübingen, Abschluss des Studiums mit einer Diplomarbeit zur Sedimentologie im Vorlandbecken der Südpyrenäen. 1988–1992 Dissertation an der ETH-Zürich über den Helvetischen Schelf der Ostschweiz am Übergang vom späten Jura zur frühen Kreide. Seit 1992 wohnhaft in Walenstadt. Mitarbeiter und Teilhaber des Geologiebüros Dr. M. Kobel + Partner AG, Büro für Technische Geologie in Sargans.*

## Inhaltsverzeichnis


| | | |
|---|---|---|
| Einleitung | | 28 |
| Teil A | Allgemeine Geologie | 28 |
| 1. | Übersicht | 28 |
| 1.1 | Zeiträume und Gebirgsbildung | 28 |
| 1.2 | Tektonischer Rahmen | 28 |
| 1.3 | Übersicht über die Geologie im Banngebiet | 30 |
| 1.4 | Die Glarner Hauptüberschiebung | 31 |
| 1.5 | Die Eiszeiten | 33 |
| 1.6 | Die Nacheiszeit | 36 |
| Teil B | Spezielle Geologie | 38 |
| 2. | Die geologischen Einheiten | 38 |
| 2.1 | Das Autochthon und Parautochthon nördlich vom Gigerwaldsee | 38 |
| 2.1.1 | Kalke der Jura- und Kreidezeit | 38 |
| 2.1.2 | Das parautochthone Tertiär im Calfeisental | 38 |
| 2.2 | Die Blattengrat-Einheit | 40 |
| 2.2.1 | Allgemeines | 40 |
| 2.2.2 | Die Schichfolgen der oberen Kreide | 40 |
| 2.2.3 | Fliegenspitz-Formation | 41 |
| 2.2.4 | Nummuliten-Formation | 41 |
| 2.2.5 | Fleckenmergel | 41 |
| 2.2.6 | Lavtina-Flysch | 41 |
| 2.3 | Die Sardona-Einheit | 42 |
| 2.3.1 | Übersicht | 42 |
| 2.3.2 | Globotruncanenkalke | 42 |
| 2.3.3 | Sardona-Flysch | 42 |
| 2.4 | Das Sardona-Becken | 46 |
| 2.5 | Der Verrucano | 46 |
| 3. | Schlussbemerkungen | 46 |
| 4. | Literatur | 47 |
| 5. | Glossar | 47 |

## Einleitung

Der vorliegende Beitrag zur Geologie des Jagdbanngebietes *Graue Hörner* soll den interessierten Leser über die Geologie des Banngebietes informieren und ihm einen umfassenden Einblick verschaffen. Aus diesem Grunde sind hier nicht nur die spannenden und gut verständlichen geologischen «Highlights» enthalten, sondern es wird die Geologie des Banngebietes gesamthaft beschrieben und diskutiert. Die geologischen Verhältnisse im Banngebiet sind vielschichtig und teilweise äusserst kompliziert, so dass etliche Fragen wissenschaftlich noch nicht endgültig geklärt sind. Unter diesen Umständen ist für den nicht geologisch ausgebildeten, aber interessierten Laien die Lektüre zur Geologie des Banngebietes schwer verständlich und nur mühsam nachvollziehbar. Um trotzdem eine möglichst grosse Leserschaft anzusprechen, wurde der vorliegende Beitrag in zwei Teile untergliedert, wobei der Teil A eher generell und allgemein verständlich gehalten und im Teil B vertieft auf spezielle geologische Fragen eingegangen wurde. Im Teil A kann sich der interessierte Laie einen Überblick über die Geologie des Banngebietes verschaffen, ohne dass er zu stark mit geologischen Fachausdrücken strapaziert wird. Diejenigen Leser, welche ein vertieftes Interesse an der Geologie haben und möglicherweise bei eigenen Wanderungen durch das Banngebiet die Gesteine erforschen wollen, haben die Möglichkeit, im Teil B lithologische Detailbeschreibungen und Interpretationen zur Entstehung nachzulesen. Eine Erklärung von Fachausdrücken findet sich im Anhang.



## Teil A Allgemeine Geologie

## 1. Übersicht

### 1.1 Zeiträume und Gebirgsbildung

Vor etwa 230 Millionen Jahren begann sich das etwa in Ost-West-Richtung verlaufende Ur-Mittelmeer, die sogenannte Tethys, durch das Auseinanderdriften von Afrika und Europa zu bilden. Vor etwa 140 Millionen Jahren erlebte es seine grösste Ausdehnung: Das heutige Sarganserland lag an der Südküste von Ur-Europa und das heutige Südtessin befand sich auf einer nach Nordosten ragenden Halbinsel Ur-Afrikas. Dazwischen lagen 800 km Ozean. Vor 100 Millionen Jahren begannen sich Europa und Afrika wieder gegeneinander zu bewegen. Die Alpenfaltung hatte begonnen (*Abb. 1*). Vor 65 Millionen Jahren ragten bereits die ersten Spitzen der zukünftigen Alpen aus dem Ur-Mittelmeer heraus. Vor 25 Millionen Jahren erreichten die Gipfel der Alpen die 10 000-Meter-Marke. Am Alpenrand, im heutigen Mittelland, existierte entlang einer Längsrinne noch ein Restmeer, welches sich vor 20 Millionen Jahren definitiv zurückzog. Dadurch wurden die Alpen endgültig zu einem Teil Europas. Vor ca. 1.6 Millionen Jahren begannen die Eiszeiten, welche bis vor 10 000 Jahren andauerten. Danach zogen sich die Gletscher aus dem Flachland in die höheren Gebirgsregionen zurück und die Nacheiszeit hatte begonnen.

### 1.2 Tektonischer Rahmen

Der Tethys-Ozean kann generell in einen nördlichen, einen mittleren und einen südlichen Ablagerungsraum unterteilt werden. Im nördlichen Ablagerungsraum, dem Helvetikum, war das Meer flach, es gab Korallenriffe, Karbonatplattformen mit ausgedehnten Kalksandbänken in wenigen Metern Wassertiefe, wie wir sie heute beispielsweise auf den Bahamas vorfinden, sowie ein Schelfmeer mit bis zu 200 m Wassertiefe. Die Gesteine der Bergketten des Sarganserlandes sowie jene zwischen Alpstein und den Glarner Alpen können dem Helvetikum zugerechnet werden (Trümpy 1980).
Im mittleren Ablagerungsraum, dem Penninikum, war der Ozean offen und tief, so dass tiefmarine Sedimente zur Ablagerung kamen und sich eine ozeanische Kruste aus magmatischem Gestein bilden konnte. Davon sind heute noch Reste im Prättigau bei Klosters sowie im Oberhalbstein zwischen Savognin und Bivio erhalten geblieben. Im Südosten des Tethysmeeres wurden wiederum in flacheren Meerestiefen gebildete karbonatische Sedimente abgelagert, welche heute noch im sogenannten Ostalpin, z.B. im Silvrettamassiv oder im Südalpin, z.B. im Mendrisiotto, anzutreffen sind.
Der Nordrand der Tethys, d.h. der Bereich, welcher dem Ablagerungsraum des Helvetikums zugeschrieben wird, hatte eine Breite resp. Ausdehnung vom Festland im Norden bis zum tiefmarinen Bereich im Süden von mindestens 50 km. Während gut 120 Millionen Jahren kam es in diesem flachen Meeresbereich vorwiegend zur Ablagerung von Kalkschlamm, welcher sich im Laufe der Zeit aufgrund von hohen Drücken und Temperaturen zu Kalkstein umwandelte.
Die Alpenbildung begann, als durch Änderungen im Bewegungsmuster der kontinentalen Platten der Erdkruste ab Mitte der Kreidezeit zwischen Afrika und Europa Kompressionsbewegungen einsetzten, welche in der Tertiärzeit zur Einengung des Urmittelmeeres mit Kollision der beiden Kontinentalplatten führten und schliesslich die Auftürmung der Alpen zur Folge hatten. Dabei wurde der Ablagerungsraum des Helvetikums von Süden her von Gesteinsmassen aus dem Ostalpin und dem Penninikum überfahren. Im Laufe der zunehmenden Einengung wurde auch der Ablagerungsraum des Helvetikums erfasst und deren südlich gelegenen Sedimente wurden von ihrem kristallinen Grundgebirgssockel abgeschert und in grossen Gesteinsstapeln, den sogenannten Helvetischen Decken[2], übereinander getürmt (Labhart 1992). Die Helvetischen Decken erreichten so eine Mächtigkeit von mehreren Kilometern. Im Rahmen dieser Deckenstapelung wurden beispielsweise die zuoberst liegenden Gesteinsschichten, welche heute das Alpsteingebirge aufbauen, um gut 50 km von Süden nach Norden transportiert. Nur in den ehemals nördlichen Gebieten, etwa im Bereich der Linie Vättis – Tödi, wurden im sogenannten Autochthon[1] die Sedimentgesteine nicht von ihrem kristallinen Grundgebirge, dem Aar-Massiv, abgeschert.
Unmittelbar über dem noch intakten Autochthon liegen die sogenannten parautochthonen Decken[3], die aus Gesteinspaketen bestehen, welche von der Überschiebung durch die penninischen und ostalpinen Gesteinsschichten beeinträch-

*Abb. 1:* ***Zeittabelle***

| *System* | *Abteilung* | *Stufe* | *Alter Mio Jahr* | *Tektonisch-paläogeographische Einheiten* | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Quartär | Holozän<br>Pleistozän | Nacheiszeit<br>Eiszeiten | <0.01<br>0.01-1.65 | ⇓ Mesozoisches Helvetikum | | ⇐ Blattengrat Einheit | ⇐ Sardona Einheit |
| Tertiär | Pliozän | | 1.65-5.2 | | | | |
| | Miozän | Messinien<br>Burdigalien<br>Aquitanien | 5.2-25.2 | | | | |
| | Oligozän | Chattien<br>Rupelien | 25.2-36 | | Nordhelvetischer Flysch | | |
| | Eozän | Priabonien<br>Bartonien<br>Lutetien<br>Ypresien<br>(Cuisien) | 36-54 | | | Lavtina Flysch<br>Fleckenmergel | |
| | | | | | | Nummuliten Formation<br>Fliegenspitz Formation | Supraquarzit Flysch Sardona Quarzit Formation Infraquarzit |
| | Paläozän | Thanetien<br>Danien | 54-66.5 | | | | |
| Kreide | obere | Maastrichtien | 66.5-74 | Amdener- und Wangschichten | | | Globo-truncanenkalke |
| | | Campanien | 74-84 | | | | |
| | | Santonien | 84-88 | | | | |
| | | Coniacien | 88-89 | | | | |
| | | Turonien | 89-92 | Seewerkalk | | | |
| | | Cenomanien | 92-96 | Garschella-Formation | | | |
| | untere | Albien | 96-108 | | | Beginn Alpenbildung | |
| | | Aptien | 108-113 | Schrattenkalk, Drusberg-schichten | | | |
| | | Barrêmien | 113-116.5 | | | | |
| | | Hauterivien | 116.5-121 | Helvet. Kieselkalk | | | |
| | | Valanginien | 121-128 | Betliskalk | | Grösste Ausdehnung der Tethys | |
| | | Berriasien | 128-137 | Öhrlikalk u. -mergel, Zementsteinschichten, Troskalk Quintnerkalk Schiltschichten | | | |
| Jura | Malm | Tithonien | 137-140 | | | | |
| | | Kimmeridgien | 140-145 | | | | |
| | | Oxfordien | 145-152 | | | | |
| | Dogger | Callovien | 152-157 | Blegi-Oolith | | | |
| | | Bathonien | 157-165 | -- | | | |
| | | Bajocien | 165-171 | Reischiben-Serie | | | |
| | | Aalenien | 171-179 | Bommerstein- und Molser Serie | | | |
| | Lias | Toarcien | 179-185 | -- | | Öffnung der Tethys | |
| | | Pliensbachien | 185-194 | Sexmor-, Spitzmeilen-, Prodkamm-Serie, Cardinien-Schichten | | | |
| | | Sinemurien | | | | | |
| | | Hettangien | | | | | |
| Trias | Keuper<br>Muschelkalk<br>Buntsandstein | Rhät, Nor, Carn, Ladin, Anis, Scyth | 194-250 | Quartenschiefer<br>Rötidolomit<br>Melsersandstein | | Grosse Flachmeere | |
| Permo-Karbon | Zechstein<br>Stefanien | | 250-300 | Verrucano | | Variskische Ära, Pangäa | |



tigt wurden. Dabei wurden die Sedimentgesteine der parautochthonen Schuppen von ihrem kristallinen Grundgebirge abgeschert, aber nicht mehr weit transportiert.

Die parautochthonen und autochthonen Gesteine wurden infolge der Stapelung von einer ca. 7 km mächtigen Gesteinsdecke zusammengedrückt. Aufgrund der dadurch entstandenen hohen Drücke und Temperaturen erfuhren die Gesteine eine schwache Gesteinsumwandlung (Anchimetamorphose), welche zu Kristallneubildungen (Serizit) und Kristallumwandlungen (Marmorisierung) führte.

## 1.3 Übersicht über die Geologie im Banngebiet

Das Banngebiet liegt im Helvetikum, den nördlichen Kalkalpen der Ostschweiz. Das kristalline Grundgebirge, das Aarmassiv, erhebt sich am Tödi auf gut 2500 müM. Gegen Osten fällt es rasch ab und unterquert Elm und das Sardonagebirge in einer tiefen Mulde. Erst im hintersten Val Lavtina beginnt es wieder anzusteigen, um bei Vättis wieder an die Oberfläche zu treten, bevor es in Richtung Osten endgültig unter die Rheinebene abtaucht. Von Süden nach Norden bestehen die kristallinen Gewölbe von Tamins und Vättis sowie die aus Sedimentgesteinen bestehenden Dome von Pfäfers, Lavtina und Wangs, dazwischen liegen tiefgreifende Mulden. Das kristalline Grundgebirge wird von mächtigen sedimentären Gesteinspaketen, dem sogenannten Autochthon sowie den tektonisch[4] überschobenen Decken überlagert (Weber 1978).

Im Banngebiet ist das Autochthon einerseits am Stausee Gigerwald anzutreffen, wo es die mächtigen und steilen Felswände aus harten Kalken der Jura- und Kreidezeit bildet und andererseits bei Batöni im hinteren Val Lavtina, wo es durch die Erosionswirkung des Gufelbaches im Talgrund freigelegt wurde und in Form von verschieferten Ton- und Siltsteinen der Dachschiefergruppe aus der Tertiärzeit anzutreffen ist (Rüefli 1959). Die autochthonen Kalkfelsen, die den Gigerwaldsee umrahmen, werden von weiteren Kalkfelsen aus den sogenannten parautochthonen Decken und Schuppen überlagert, welche die Felswände noch schroffer machen und weiter emporragen lassen (*Abb. 2*).



*Abb. 2:* ***Gigerwaldsee und nördliche Felswand, Blick in Richtung Nordwesten. Die 600 m hohe Felswand besteht aus Kalken des autochthonen und parautochthonen Helvetikums. Am Fusse der Felswand in der Bildmitte ist das Portal des Kraftwerk-Überleitstollens der Wasserfassungen aus dem Weisstannental zu sehen, es liegt im Quintnerkalk. Die unteren ca. 400 m der Felswand werden von den autochthonen Kalken vom Malm bis mittlere Kreide gebildet. Darüber liegen dieselben Einheiten an der roten strichpunktierten Linie überschoben in parautochthoner Stellung. Die Formationen sind numeriert: 1 = Quintnerkalk; 2 = Troskalk; 3 = Zementsteinschichten; 4 = Öhrlikalk und Betliskalk; 5 = Helvetischer Kieselkalk; 6 = Schrattenkalk; 7 = Seewerkalk; 8 = Tertiäre Grünsandkalke und Globigerinenmergel; die einzelnen Schichtgrenzen sind mit schwarz leicht nachgezeichnet.*** *(Foto: R. Schwitter)*



Über diesem autochthonen und parautochthonen Relief liegen riesige mergelige und sandig-siltige Einheiten, die sogenannten Flyschmassen[5], welche von Süden her das Autochthon überfahren haben. Das untere Paket direkt über dem Autochthon ist die Blattengrat-Einheit, welche auch Blattengratflysch oder Blattengrat-Komplex genannt wird, die zwischen Elm und Lavtina anzutreffen ist (Lihou 1995). Darüber liegt, wie eine Deckschicht, die Sardona-Einheit, welche auch Sardonaflysch oder Wildflysch genannt wird (*Abb. 3*). Beide Einheiten zusammen werden häufig allgemein als «Flysch» bezeichnet. Diese sogenannten Flyschmassen sind im Banngebiet aufgrund der erwähnten Aufwölbung des Grundgebirges grossflächig aufgeschlossen. Es handelt sich mehrheitlich um weiche, schiefrige und mehr oder weniger tonhaltige Gesteine, die weiche Landschaftsformen zeichnen und sich deutlich von den schroffen Kalkfelsen des Autochthons abheben. Die Flyschmassen bedecken nahezu 80% der Oberfläche des Banngebietes, der Rest wird vor allem im Gebiet der Grauen Hörner vom Verrucano der basalen Helvetischen Decke und im Gebiet von Gigerwald von den mesozoischen[6] Kalken des Autochthons und Parautochthons bedeckt (*Abb. 2* und *4*).

## 1.4. Die Glarner Hauptüberschiebung

Der Sardonaflysch wird gegen oben an einer scharfen Trennlinie, der Glarner Hauptüberschiebung, vom überlagernden Verrucano der basalen Helvetischen Decke abgeschnitten, was besonders eindrücklich an der West- und Südflanke der Grauen Hörner beobachtet werden kann (*Tafel 1, Foto 3 + 4*). Die basale Helvetische Decke überfuhr bei der Alpenbildung von Süden her die autochthonen und parautochthonen Einheiten entlang der Glarner Hauptüberschiebung und schob sich weit nach Norden bis zum Walensee vor. Die Glarner Hauptüberschiebung bildet eine aussergewöhnlich spektakuläre Überschiebungsfläche, die vom Vorderrheintal bis auf über 3000 m aufsteigt, um dann nordwärts stetig bis auf Meereshöhe abzutauchen und am nördlichen Alpenrand nochmals aufzusteigen (*Abb. 5*).

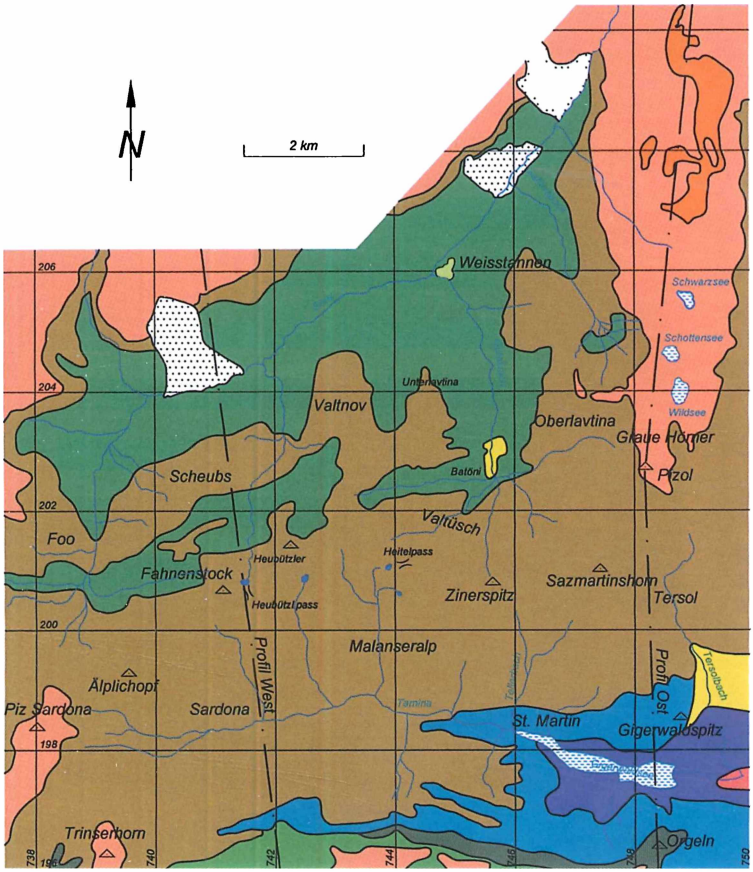
Entlang der Hauptüberschiebung tritt der sogenannte Lochseitenkalk auf, ein auf wenige Dezimeter bis Meter Mächtigkeit reduziertes und häufig ausgequetschtes Band aus hellgrauem Kalkmylonit[7], der überwiegend aus Malmkalk besteht und für die Bewegungen der basalen Helvetischen Decke als Gleitbahn wirkte (Schmid 1975). An der Westflanke der Grauen Hörner ist der echte hellgraue Lochseitenkalk nicht anzutreffen, er wird durch gelblichen Rötidolomit ersetzt (*Tafel 1, Foto 5*). Weiter nördlich an der Ostflanke des Gafarratobels kann an der Überschiebung sowohl gelblicher Rötidolomit als auch hellgrauer Lochseitenkalk beobachtet werden (Tolwinski 1910). Die Glarner Hauptüberschiebung verläuft als messerscharfer Schnitt innerhalb des Lochseitenkalkes. Namensgebend ist die Typlokalität Lochsite bei Schwanden, Kanton Glarus, wo der Überschiebungshorizont besonders schön aufgeschlossen und gut zugänglich ist (Trümpy & Trommsdorff 1980).



*Abb. 3:* ***Die Flyschformationen Blattengrat-Einheit (1=Amden- und Wangschichten, 2=Nummulitenkalk) und Sardona-Einheit (3=Sardona-Flysch); Blick von Unterlavtina in Richtung Nordosten. Diese Einheiten bestehen aus tonigen und mergeligen, dunkelgrau verwitterten Gesteinen, die einerseits weiche Terrainformen und andererseits dunkle unwegsame Schluchten bilden. Sie grenzen sich deutlich von den schroffen Felswänden der kalkigen Gesteinsformationen des Autochthons ab.***



*Abb. 4:* ***Geologische Karte vom Jagdbanngebiet Graue Hörner mit zwei Profilschnitten***




## *LEGENDE:*

*Lockergestein*

*Blockschutt/Bergsturzmaterial*

*Infrahelvetikum*

*Sardona-Einheit*

*Blattengrat-Einheit*

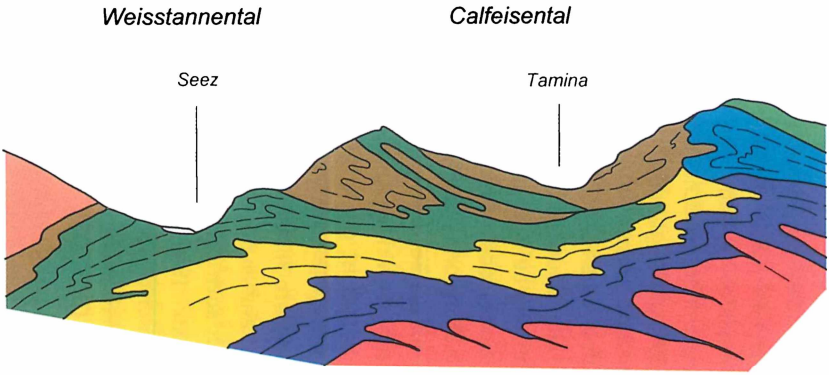
*Basale Helvetische Decke*

*Lochseitenkalk*

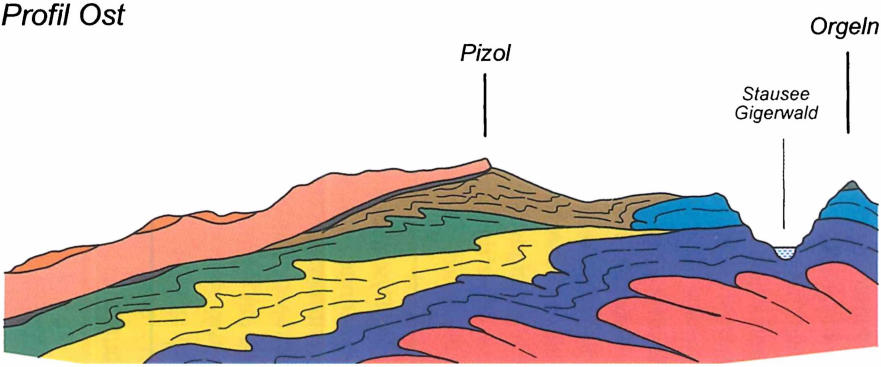
*Trias*

*Verrucano*

## Profil West




## Profil Ost




*Parautochthone Decken*

- *Obere Calanda-Decke*
- *Orgeln-Schuppen*
- *Untere Calanda-Decke*

*Autochthon*

- *Tertiär:* *Globigerinenschiefer, Nummulitenkalke, Dachschiefer*
- *Trias-Kreide: Kalke, Sandkalke Dolomit, Mergel, Schiefer*
- *Kristallin (Aar-Massiv): Gneise*

Da es sich bei der Glarner Hauptüberschiebung um eine ausserordentliche geologische Besonderheit handelt, welche zum Verständnis der Alpenbildung eine Schlüsselrolle einnimmt und welche im letzten Jahrhundert bei der Erforschung der Geologie der Alpen zu heftigen Auseinandersetzungen unter den Wissenschaftern geführt hatte, bemüht sich der Verein GeoPark Sarganserland-Walensee-Glarnerland bei der UNESCO um die Aufnahme der Glarner Hauptüberschiebung in die Liste der Weltnaturerbe.

Durch die Überschiebung der basalen Helvetischen Decke mit ihrem Verrucano an der Basis wurde die ehemalige Reliefoberfläche geglättet und abgehobelt. Von den Grauen Hörnern taucht die Glarner Hauptüberschiebung in einem Winkel von 12–15° nach Norden bis unter das Seeztal ab (*Abb. 4*). Mit dem Ende der Heraushebung und der Faltung der Alpen begann der Abbau des Gebirges durch Wasser- und Eiserosion. Im Banngebiet sind deshalb heute nur noch wenige Relikte dieser mehrere hundert Meter mächtigen Helvetischen Decke erhalten, der weitaus grösste Teil ist der Erosion zum Opfer gefallen.

## 1.5 Die Eiszeiten

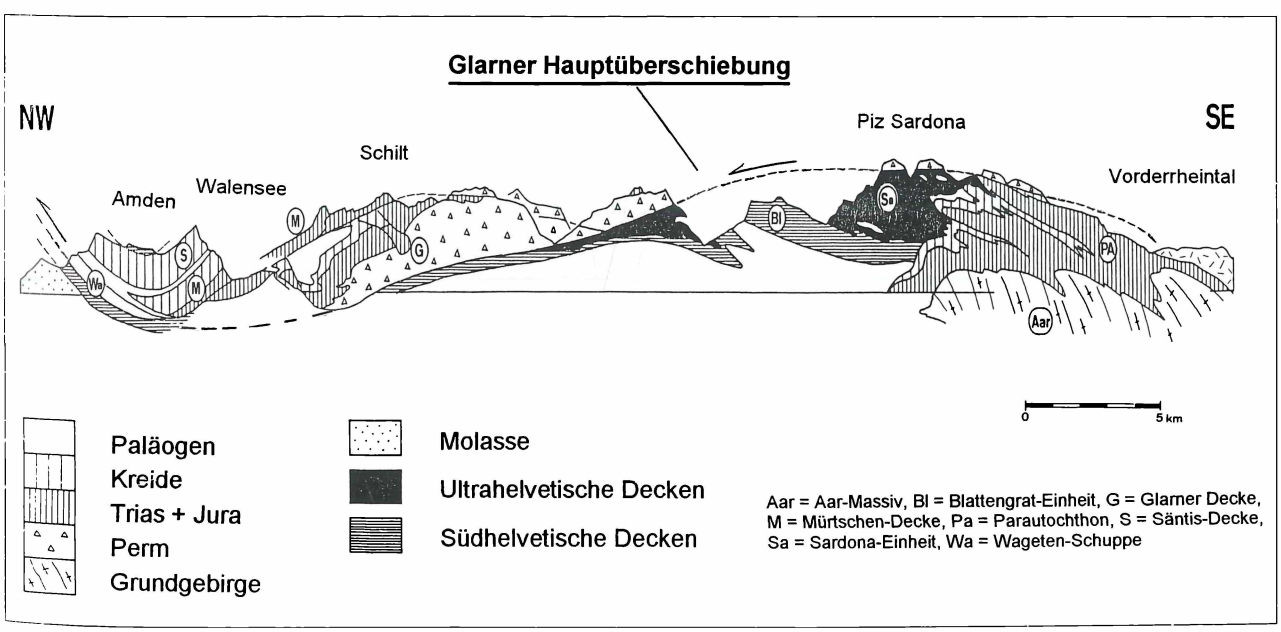
Vor ca. 1.6 Millionen Jahren begannen die Eiszeiten, welche bis vor 10 000 Jahren andauerten (*Abb. 1*). Sie wurden durch mehrere Warmzeiten, in welchen das Klima vorübergehend freundlicher und wärmer war, unterbrochen. Die grösste Vergletscherung liegt etwa 780 000 Jahre zurück. Die letzte Eiszeit (Würmeiszeit) begann vor ca. 120 000 Jahren, sie erreichte vor 20 000 Jahren ihren Höhepunkt, als grosse Teile der Schweiz wiederum von Eis bedeckt waren. Die ältesten menschlichen Spuren im Sarganserland, die Feuerspuren im Drachenloch auf 2427 m ü.M., stammen aus der Würmeiszeit und haben ein Alter von gut 50 000 Jahren (Gubser 1998). Vor 10 000 Jahren zogen sich die Gletscher aus dem Flachland in die höheren Gebirgsregionen zurück und die Nacheiszeit konnte beginnen.

Durch tektonische Bewegungen – differentielle Bewegungen und Heraushebungen des kristallinen Grundgebirges – wurden die heutigen Talanlagen gebildet, wodurch der Weg für die Hauptentwässerungsstränge freigelegt wurde. So entstanden durch späte Krustenbewegungen am Ende der Tertiärzeit das Taminatal, das Calfeisental und das Weisstannental. Während den Eiszeiten wurden diese Täler von mächtigen Gletschermassen ausgeschliffen und vertieft. Durch das Calfeisental floss der mächtige Sardonagletscher, welcher bei Vättis in das Taminatal einmündete und sich mit dem zeitweise über den Kunkelspass vorrückenden westlichen Arm des Rheingletschers vereinigte. Auch durch das Weisstannental floss ein von Gletschern aus den Seitentälern genährter mächtiger Eisstrom dem Seeztal zu. Das gesamte Banngebiet ist morphologisch stark durch die Erosionsvorgänge der Gletscher überprägt worden. Von den Grauen Hörnern flossen während den Eiszeiten wohl nach allen Richtungen Eisströme in die Täler hinab. Auf den Alpen haben sich entsprechende Moränendecken gebildet. Auf der Alp Oberlavtina sind schöne Moränenwälle vom Gletscher, welcher auf der Westseite der Grauen Hörner in Richtung Weisstannental floss, erhalten geblieben. Moränenreste und Erratiker[8] weisen auf eine vollständige Vergletscherung bis auf 2100 m über Meer hin.

Vielerorts sind Moränenwälle von kleinen Lokalgletschern zu finden. So stauen zum Beispiel Stirnmoränenwälle das kleine Seelein beim Heitelpass (*Abb. 6*). In der Karmulde des Wildsees wurde der harte Verrucanofels vom Gletscher zu schönen Rundhöckern mit deutlichen Gletscherschrammen abgeschliffen und der Schottensee, welcher auf der nächsttiefer gelegenen Karstufe liegt, ist ebenfalls von einem breiten Saum von buckligen Rundhöckern umgeben. Zwischen dem Wildsee und dem Pizolgletscher liegen mehrere girlandenförmig angeordnete Wälle von jungen Stirnmoränen (*Tafel 1, Foto 1*).



*Abb. 5:* ***Die Glarner Hauptüberschiebung in einem halbschematischen Schnitt durch das Helvetikum der Ostschweiz (ergänzt nach Trümpy 1980).***












*Tafel 1:*

***Foto 1) Blick vom Pizolgletscher in Richtung Norden. Zwischen dem Gletscher und dem Wildsee sind gut erhaltene girlandenförmig angeordnete Stirnmoränenwälle sichtbar. Der Fels links vom Wildsee ist vom Gletscher zu Rundhöckern abgeschliffen worden. Hingegen ist die Gipfelpartie der Grauen Hörner, hier das Wildseehorn, noch in schroffer steiler Form erhalten, da sie auch während den Eiszeiten nie vom Gletschereis bedeckt war.***

***Foto 2) Blockstrom westlich vom Pizol, Blick in Richtung Oberlavtina und Weisstannen. Durch Frostwechselwirkung über dem Permafrostboden fliesst die oberste Gesteinsschuttschicht talwärts; zu erkennen an den sichelförmigen Fliessstrukturen.***

***Foto 3) Blick von der Ebene zwischen Pizol und Gilbistock in Richtung Osten zu den südlichen Gipfeln der Grauen Hörner. Das in gerader Linie querende Band markiert die Glarner Hauptüberschiebung, an welcher der Verrucano (zackiger Fels oben) über den Sardona-Flysch (weicher Fels unten) überschoben wurde.***

*Foto 4) Blick von Oberlavtina in Richtung Osten zu den Grauen Hörnern. Wie in Foto 3 bildet die Glarner Hauptüberschiebung eine gerade Linie, welche den mindestens 250 Mio. Jahre alten Verrucano oben von dem ca. 60 Mio. Jahre alten Sardona-Flysch unten trennt.*




*Foto 5) Detailansicht der Glarner Hauptüberschiebung. Ein ca. 1 m mächtiges, gelblich angewittertes Band aus Rötidolomit liegt anstelle des üblicherweise weissgrauen, zu Kalkmylonit umgewandelten Lochseitenkalkes in der Überschiebungsbahn. Der Rötidolomit ist gut erhalten und zeigt die für flachmarine Ablagerungen typischen Strukturen wie Schrägschichtung, Flaserschichtung und Erosionshorizonte.*

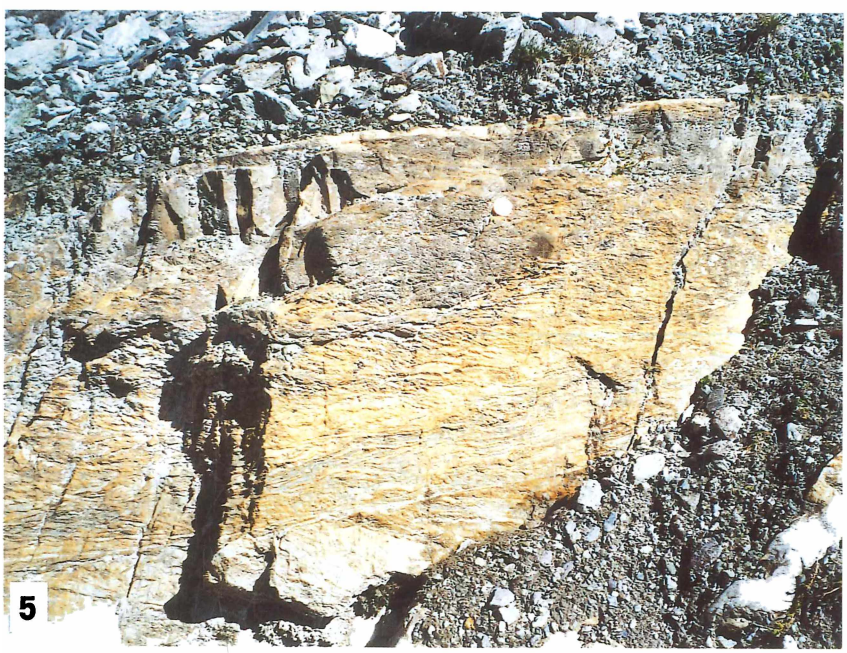



*Foto 6) Batönisandstein zwischen Batöni und Oberlavtina. Am scharfen Schnitt zwischen den Wangschichten unten und dem Batönisandstein oben, treten massenhaft Pyritknollen auf, durch deren Verwitterung das Gestein einen rostroten Farbüberzug erhält.*



## 1.6 Die Nacheiszeit

Von den ehemals grossen Eisströmen ist nur noch ein kleiner Teil des Pizolgletschers in der Karmulde nordöstlich vom Pizol erhalten geblieben. Es ist fraglich, wieviele Jahrzehnte sich der Gletscher bei der momentanen Klimaentwicklung noch halten kann.

Aufgrund seiner sonnenexponierten Lage ist der Gletscher, welcher ehemals vom Pizol in Richtung Lavtina geflossen ist, abgeschmolzen und verschwunden. Nur am Fusse der Westflanke der Grauen Hörner sind von Blockschutt geschützte Resteismassen erhalten geblieben. Trotz der Sonneneinstrahlung besteht unter schuttbedeckten Flächen und Halden hier noch Permafrost. In der *Tafel 1, Abb. 2* ist ein Blockstrom abgebildet, welcher auf dem Permafrostboden westlich von den Grauen Hörnern in Richtung Oberlavtina fliesst.



Nach dem Rückzug des Gletschereises wurden die Täler von Schmelzwasser führenden Flüssen stellenweise canyonartig vertieft und andernorts mit deren Sedimentfracht aufgefüllt. Nacheiszeitlich vertiefte sich das Relief stetig und in den flacheren Talabschnitten kam Bach- und Rüfenschutt zur Ablagerung. Von den durch die Erosion der Gletscher übersteilten Talflanken und Felswänden lösten sich in unregelmässigen Abständen Felsmassen unterschiedlicher Grösse, die heute an den Talflanken oder in den Ebenen als Block-, Fels- oder Bergsturzmassen beobachtet werden können (*Abb. 4*).

Das Gebiet der Malanser Alp und der Egg Alp stellt eine grosse, heute vermutlich nicht mehr aktive Sackungsmasse dar. Es handelt sich um ein 2–3 km² grosses ehemaliges Rutschgebiet, in welchem sich nach dem Rückzug des Sardonagletschers im steilen Terrain grosse Felsmassen «en bloc» vom stabilen Felsuntergrund ablösten und in Kriechbewegungen talwärts glitten. Ausgelöst wurden diese Felsinstabilitäten dadurch, dass das tonig-schiefrige Gestein eine nur geringe Scherfestigkeit aufweist, und nach dem Rückzug des Gletschers der zuvor von den Eismassen erbrachte Gegendruck fehlte.

Auch heute noch treten hier bei lange anhaltender nasser Witterung Rutschungen innerhalb der Deckschicht auf, welche zu Murgängen führen können. Der Herbst 1998 war ausgesprochen reich an Niederschlägen, so dass mit Einbruch des Winters der Untergrund stark wassergesättigt war und nicht mehr abtrocknen konnte. Im Februar 1999 führten grosse Schneemassen zu verheerenden Lawinenniedergängen im Calfeisen- und Taminatal. Unmittelbar auf die Schneeschmelze folgten an Pfingsten 1999 ausgiebige Niederschläge. Diese lösten auf der Egg Alp im vollständig wassergesättigten Untergrund Rutschungen mit Murgängen aus, welche zu verheerenden Schäden auf den Alpweiden und den Alpgebäuden führten (*Tafel 2, Fotos 1–4*).

*Abb. 6:* ***Girlandenförmig angeordnete Moränenwälle stauen die kleinen Seelein beim Heitelpass auf 2307 m ü.M.; Blick in Richtung Süden zum Calfeisental.*** *(Foto: R. Schwitter)*



Tafel 2: ***Foto 1) Bergseitiger Anriss einer Rutschung auf der Egg Alp, welche an Pfingsten 1999 zu Rüfenabgängen führte. Foto 2) Seitlicher Anriss einer ca. 6 ha grossen Rutschung, welche sich nördlich vom Ancapaa in Richtung Tellerbach bewegte. Foto 3) Die Rutschung beim Mittelsäss der Egg Alp verursachte einen Rüfenabgang, welcher die unterliegenden Alpweiden mit grossen Schlammmassen überdeckte. Die abgebrochenen Bäume im Hintergrund sind das Opfer einer im Winter 1999 niedergegangenen Staublawine. Foto 4) Die Alphütte Egg Mittelsäss wurde durch die Rutschung (Foto 1) stark beschädigt, indem sich der Fussboden und die Mauer auf der rechten Seite um ca. 0.2 m absenkte.***














## 2. Die geologischen Einheiten

Die Reihenfolge der nachfolgend beschriebenen und interpretierten geologischen Einheiten entspricht ihrem Auftreten von unten nach oben im Banngebiet.

### 2.1 Das Autochthon und Parautochthon nördlich vom Gigerwaldstausee

#### 2.1.1 Kalke der Jura- und Kreidezeit

Die steilen Felswände nördlich vom Gigerwaldstausee bestehen aus dem Quintnerkalk, einer 500–600 m mächtigen Einheit aus Kalken aus der späten Jurazeit, dem Malm sowie Kalken der frühen Kreidezeit (*Abb. 2*). Es handelt sich um gut gebankte, hellgrau angewitterte, im frischen Bruch dunkelgraue, dichte mikritische[9] Kalke. Es sind zyklisch gebankte, aus reinem Kalk bestehende Meeresablagerungen, die in den unteren und den oberen Quintnerkalk unterteilt werden können. Dazwischen liegt eine mehrere Dekameter mächtige, dünnbankige Abfolge von Plattenkalken, das sogenannte Mergelband. Im Quintnerkalk treten unregelmässig, in verschiedenen stratigraphischen[10] Niveaus, dolomitische, fossilführende und teilweise brekziöse Bänke auf, welche eine Vielzahl von Korallenbruchstücken, Schnecken, Muscheln, Ammoniten und Belemniten in mikritischer Matrix führen. Im oberen Quintnerkalk treten zudem, an einzelne Bänke gebundene, faustgrosse dunkle Kieselknollen auf.



Über dem dichten, mikritischen, dunkelgrauen Quintnerkalk folgt der Troskalk mit einer Mächtigkeit von ca. 50 m. Er hat eine körnige, sparitische[11] Matrix und ist im frischen Bruch hellgrau. Da in ihm häufig riffbildende Korallen auftreten, wird er auch Korallenkalk genannt (*Tafel 3, Foto 3+5*).

Darüber folgen die Zementsteinschichten, welche aus einer ca. 25 m mächtigen Abfolge von grauen Mergelkalken mit tonigen Zwischenlagen bestehen, die gegen oben fein geschiefert sind. Gemäss Datierungen mit Calpionellen und Ammoniten (*Tafel 3, Foto 1*) liegt die Jura-Kreide-Grenze hier etwa an der Basis der Zementsteinschichten (Mohr 1992).

Darüber folgen die ca. 30 m mächtigen Öhrlischichten aus biosparitischen Kalken, die sich aufgrund ihrer reichhaltigen Mikrofauna und den vielen Echinodermentrümmern[12] deutlich von ihrer Unterlage abheben. Im Feld handelt es sich um massige bis gut gebankte, blaugrau angewitterte, harte Kalkfelsen.

Nach einer Schichtfuge folgt der Betliskalk, welcher in den unteren 15 m als hellgrauer, gut gebankter, fossilführender, grobsparitischer Kalk ausgebildet ist und darüber in einen ca. 7 m mächtigen, gelbbraun verwitterten, massigen Kalk, eine sogenannte Echinodermenbrekzie, übergeht. An der Obergrenze ist eine an allen Aufschlüssen anzutreffende Austernbank mit den stark zackig berippten Austern *Exogyra couloni* und *Arctostreon rectangularis* anzutreffen.

Darüber folgt der Helvetische Kieselkalk mit einer Mächtigkeit von ca. 25 m. Es handelt sich um einen im frischen Bruch schwarzgrauen, feinkörnigen mergeligen Kalk, der im verwitterten Zustand im Feld als schwarzer Mergelschiefer erscheint. Er führt reichlich feine Quarzkörner sowie Pyrit, welcher dem Gestein seine dunkle Farbe verleiht. Die obersten 2–3 m sind als eine mergelige Echinodermenbrekzie[12] mit zahlreichen Austernschalen ausgebildet.

Über dem Kieselkalk folgen die Drusbergschichten, die zunächst eine ca. 6 m mächtige, bräunlich angewitterte Bank aus leicht mergeligem Echinodermenkalk bilden, die als Leithorizont überall wieder angetroffen werden kann. Darüber folgen ca. 7 m Mergelschiefer und eine knapp 1 m mächtige Austernbank mit *Exogyra sinuata*, welche wiederum von ca. 5 m Mergelschiefern überlagert ist.

Nach einer 2 m mächtigen Übergangsschicht folgt der Schrattenkalk, welcher sich deutlich von seiner mergeligen Unterlage abhebt. Es handelt sich um einen 15–30 m mächtigen, hellgrauen, dichten, nahezu fossilleeren, massigen bis gebankten, Steilwände bildenden Kalk. Die Obergrenze des Schrattenkalkes ist ein ehemaliger Verwitterungs- und Erosionshorizont mit einer korrodierten, eisenhaltigen und verkarsteten Oberfläche mit Vertiefungen bis zu mehreren Dezimetern.

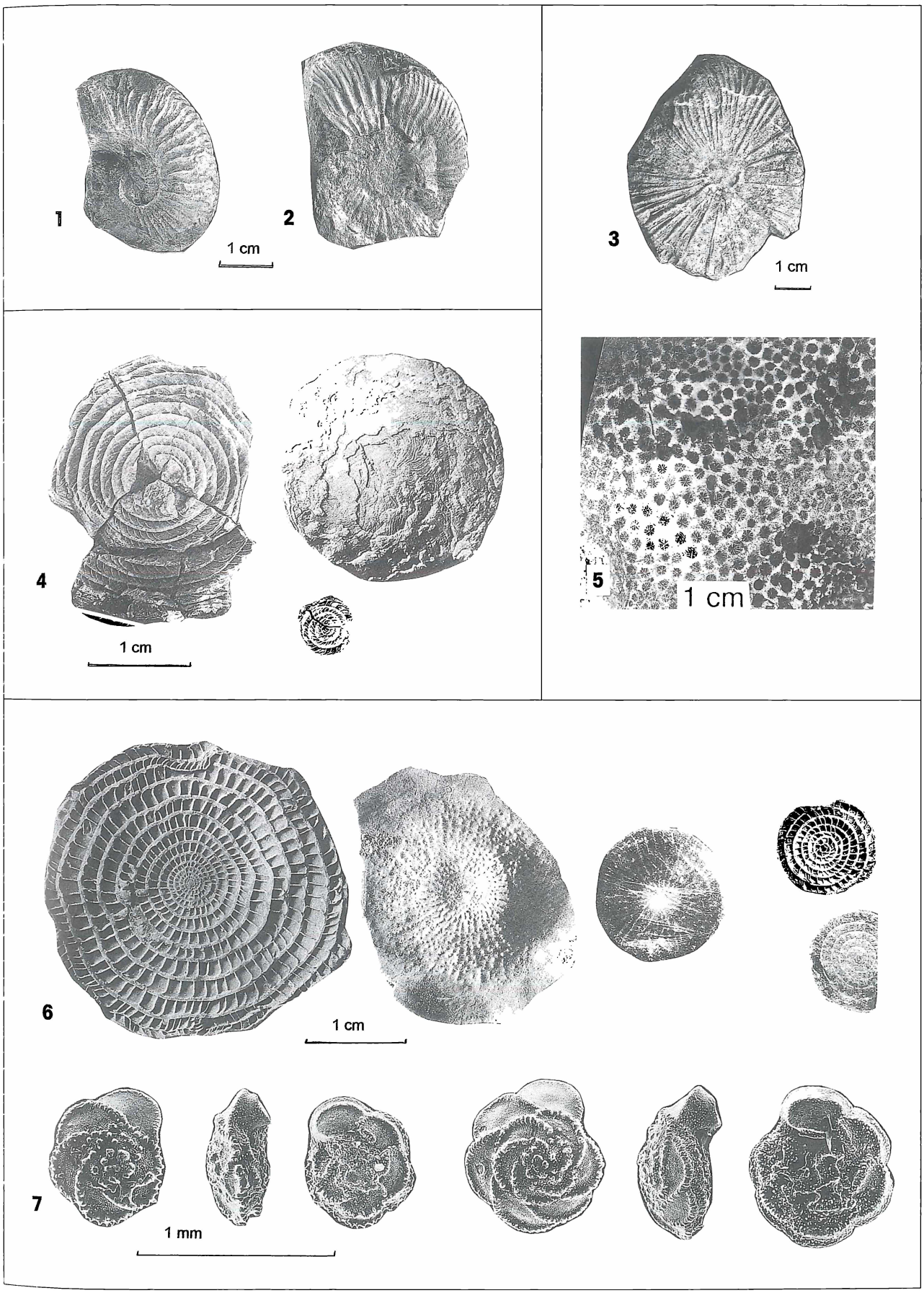
Über dieser markanten Grenze folgt die Garschella-Formation, welche auch Helvetischer Gault genannt wird. Ihre Mächtigkeit ist von der Unebenheit der erodierten Unterlage des Schrattenkalkes abhängig und schwankt zwischen 10 und 20 m. Das Gestein besteht aus einem feinkörnigen glaukonitischen Kalksandstein, welcher von unten allmählich aus schwarzen Schiefern hervorgeht. Die Obergrenze bildet die 1 m mächtige Turrilitenschicht, welche häufig Fossilknollen und massenhaft die namensgebende Schnecke *Turrilites bergeri* führt.

Darüber folgt der Seewerkalk, welcher sich durch seine charakteristische gelblichgraue Farbe und dünne, wellige Bankung im Feld auszeichnet. Es ist ein dichter homogener Kalk mit knollig-fasriger Struktur, die sich gegen oben allmählich verliert. Dabei wird die Schichtung nach oben immer feiner und der Seewerkalk geht allmählich in den serizitisierten Seewerschiefer über. Die Mächtigkeit der Seewer-Formation variiert stark, bei St. Martin beträgt sie 70–80 m (Oberholzer 1933).

#### 2.1.2 Das parautochthone Tertiär im Calfeisental

Am Ancapaa (Chilchlichopf) westlich von St. Martin folgt an einer scharfen Grenze über dem Seewerschiefer der Assilinengrünsandkalk mit Nummuliten führenden glaukonitischen Sandsteinschichten und Nummulitenkalken (*Abb. 7*). Bestimmt wurden *Nummulites complanata*, *Assilina exponens* und *Assilina mamillata* (*Tafel 3, Foto 6*). Darüber folgen Globigerinenmergel aus weichen, serizitischen, feinkörnigen Mergelschiefern mit schwarzen Knöllchen an der Oberfläche, die sich unter dem Mikroskop z.T. als Globigerinen erweisen. Die Globigerinenmergel werden von der Blattengrat-Einheit überlagert.

*Tafel 3:* ***Foto 1) Ammonit aus den Zementsteinschichten, Pseudosubplanites lorioli Zittel; Foto 2) Ammonit aus den Öhrlischichten, Fauriella aff. gallica (Mazenot); Foto 3 und 5) Korallenbruchstücke aus dem Troskalk (Korallenkalk), 3 = Epismilia sp., 5 = Lochmeosmilia sp.; Foto 4 und 6) Im Assilinengrünsandkalk und den Nummulitenkalken vorkommende und für die biostratigraphische Altersbestimmung wichtige Grossforaminiferen aus dem Eozän: 4 = Nummulites kauffmanni, 6 = Assilina exponens; Foto 7) In den Schichten der oberen Kreide (Seewerkalk bis Wangschichten) auftretende und für die biostratigraphische Altersbestimmung wichtige planktonische Foraminifere: Globotruncana arca.***



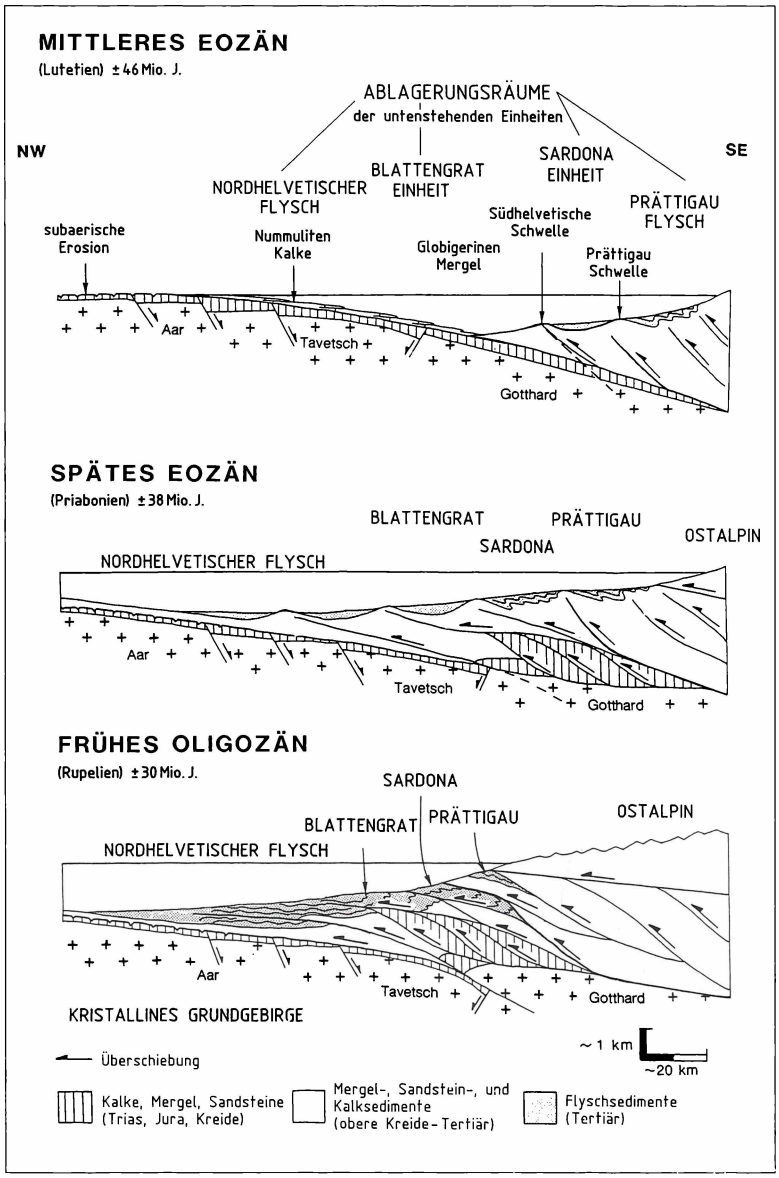
## 2.2 Die Blattengrat-Einheit

### 2.2.1 Allgemeines

Die Blattengrat-Einheit wurde im südhelvetischen Ablagerungsraum abgelagert und besteht aus Siliziklastika[13] und Karbonaten mit Nummuliten. Bei den Karbonaten handelt es sich um flachmarine Schelfablagerungen[14] mit paläozänem bis mitteleozänem Alter. Es sind Ablagerungen aus einem Vorlandbecken[15] in einem frühen Stadium (*Abb. 7*). Die Blattengrat-Einheit dehnt sich über eine Fläche von ca. 20x15 km zwischen Elm und Weisstannen aus. Sie wird mit tektonischem Kontakt von der Sardona-Einheit überlagert, welche aus tiefmarinen Flyschablagerungen der oberen Kreide bis mittleres Eozän besteht. Sie wird unterlagert vom parautochthonen Nordhelvetischen Flysch, welcher aus mitteleozänen flachmarinen Schelfablagerungen und aus späteozänen Flyschablagerungen besteht, die aus einem frühen nordalpinen Vorlandbecken stammen (Lihou 1996a). In der Blattengrat-Einheit herrschen Mergel vor und es treten systematisch sich wiederholende Nummulitenkalke auf. Diese tertiären Nummulitenkalke liegen immer diskordant auf den oberkretazischen Mergeln. Bei Batöni werden die Nummulitenkalke von grobkörnigen quarzreichen Grünsandsteinen ersetzt.



*Abb. 7:* ***Die paläogeographische Entwicklung der Ablagerungsräume der geologischen Einheiten des Banngebietes im Laufe der fortschreitenden Alpenbildung im Tertiär (vereinfacht nach Lihou 1996b).***




### 2.2.2 Die Schichtfolgen der oberen Kreide

In der oberen Kreide entstanden die Amden- und die Wangschichten, welche von mergeligen Schiefern dominiert werden und die jüngsten mesozoischen Ablagerungen im Helvetischen Ablagerungsraum darstellen (*Tafel 1, Foto 6*). Die Amden- und Wangschichten können aufgrund der Globotruncanenfauna in die obere Kreide vom Coniacien bis Maastrichtien gestellt werden. Aus diesen Schichten wurden die folgenden Globotruncanen[16] bestimmt: *Globotruncana lapparenti lapparenti*, *Globotruncana lapparenti triarinata*, *Globotruncana arca*, *Globotruncana conica* und *Globotruncana stuarti* (*Tafel 3, Foto 7*).
Der Übergang von den Amden- zu den Wangschichten ist durch eine Zunahme von Quarz einhergehend mit einer Zunahme der Korngrösse gekennzeichnet. Generell beste-

*Abb. 8:* ***Ancapaa bei St. Martin, Blick in Richtung Nordwesten. Der Ancapaa besteht von unten nach oben aus Seewerkalk (1), Assilinengrünsandkalk (2) und Globigerinenmergel (3). Die Formationen sind in parautochthoner Stellung und werden der Unteren Calanda-Decke zugerechnet (vgl. Abb. 4).*** *(Foto: R. Schwitter)*



hen die Wangschichten aus dunkelgrauen bis schwarzen sandigen Kalken und mergeligen Schiefern, die ausserhalb vom Banngebiet eine maximale Mächtigkeit von 130 m erreichen können (RÜEFLI 1959). Sie wurden in Wassertiefen zwischen 100–800 m am Kontinentalabhang in einer niedrigenergetischen Umgebung abgelagert. Periodisch brachten Meeresströmungen Quarzkörner aus dem Norden in den Ablagerungsraum, zusammen mit Glaukonit, Phosphat, Schwermetallen und ein paar bentonischen Foraminiferen vom flachen Schelf. Die im *Kapitel 2.2.5.* beschriebenen tertiären Fleckenmergel liegen örtlich direkt über den Mergeln der oberen Kreide. Im Feld können die beiden Mergeleinheiten durch ihre verschiedene Färbung unterschieden werden; die Mergel der oberen Kreide sind nahezu schwarz, hingegen die Mergel des Tertiärs sind in frischem Zustand hell bis mittelgrau und verwittern gelblichgrau.

### 2.2.3 Fliegenspitz-Formation

Die Fliegenspitz-Formation ist im Gebiet Batöni (CH Landeskoordinaten 746000/202000) über den Wangschichten erhalten, mit welchen sie auch Ähnlichkeit hat. Sie besteht aus dunkelbraunen bis grauschwarzen Mergeln mit Kalkzwischenlagen. Die ca. 16 m mächtige Schichtfolge hat, basierend auf mikropaläontologischen Datierungen an Globorotalien ein paleozänes Alter (Thanetien). Sie wurde in ca. 100 m Tiefe abgelagert und während einer spätpaleozänen Transgression[17] weitgehend wieder erodiert.

### 2.2.4 Nummuliten-Formation

Die Nummuliten-Formation besteht aus 2 Schichtgliedern, dem Batöni-Sandstein und dem Nummulitenkalk. Das Auftreten des Batöni-Sandsteins begrenzt sich räumlich auf die Umgebung des Val Lavtina. Als Typlokalität wurde Batöni (745.6/202) im hinteren Val Lavtina gewählt (RÜEFLI 1959). Das Schichtglied ist zweigeteilt und besteht aus einem 10–15 m mächtigen glaukonitischen Quarzsandstein und einem Nummuliten führenden Kalkstein, in welchem die inkrustierende koralline Rotalge *Lithothamnium* häufig auftritt. In Batöni liegt der Quarzsandstein diskordant[18] über den Mergeln der Wangschichten und der Fliegenspitz-Formation. An der Basis des Batöni-Sandsteins treten massenhaft Pyritknollen auf, deren Verwitterung dem Gestein eine leuchtend orange Färbung verleiht (*Tafel 1, Foto 6*). Die Eisenanreicherung wird mit einem möglichen Herausheben über den Meeresspiegel, d.h. einem Trockenfallen während eines Meeresspiegeltiefstandes erklärt. Mit der einsetzenden Transgression nach der Auftauchphase kam der Batöni-Sandstein zur Ablagerung.
Der Batöni-Sandstein besteht aus einem grobkörnigen Quarzsandstein mit Korndurchmesser von 1–3 mm. Sedimentationsstrukturen werden selten beobachtet, vermutlich wurden sie durch intensive Bioturbation verwischt. An den Schichtunterseiten treten häufig Grabspuren von im Sediment wühlenden Krebsen, Seeigeln und Würmern auf. In Sandsteinblöcken im Gufelbach nördlich von Batöni wurden Parallellamination, Fliessrippeln und Schrägschichtungen beobachtet, welche auf eine Ablagerung unter Strömungsbedingungen hindeuten. Der Batöni-Sandstein wurde im unteren Eozän, im Cuisien, vermutlich in Meerestiefen zwischen 200 und 300 m abgelagert.
In Richtung WNW wird der Batöni-Sandstein rasch durch Nummulitenkalk ersetzt, welcher ebenfalls diskordant auf den Amden- und Wangschichten aufliegt und von 20 m im Nordwesten auf 50 m im Südosten zunimmt.
Im Weisstannental folgt über den Wangschichten ein bis 2 m mächtiger, steriler Glaukonitsandstein, in welchem gelegentlich Phosphoritknollen auftreten, welche von einem Hartgrund[19] mit Pecten, grossen Austern und Schnecken überlagert werden.
Das Nummulitenkalk-Schichtglied besteht aus einem Wechsel aus kalkigem Grünsandstein, sandigem Kalk, kalkigen Brekzien und Mergelschichten mit variablen Mächtigkeiten. Die reichhaltige Mikrofauna besteht aus Assilinen[20], Nummuliten[20] und Discocyclinen[20]. Die Schichtfolge wurde im flachmarinen, hochenergetischen Bereich in wenigen Dekametern abgelagert. Am Top des sogenannten Kaufmanni-Kalkes – benannt nach *Nummulites kaufmanni* – besteht eine bis über 10 m mächtige Hämatit-Infiltrationszone, durch welche das Gestein seine rostrote Färbung erhält. Diese Hämatit-Infiltration wird auf subaerische Oxidation während einer Auftauchphase über den Wasserspiegel zurückgeführt. Der Nummulitenkalk stammt gemäss Datierung an Nummuliten aus dem Cuisien bis Lutetien.



### 2.2.5 Fleckenmergel

Die Fleckenmergel der Blattengrat-Einheit sind das Äquivalent der Globigerinenmergel oder Stadschiefer in den helvetischen Decken. Es handelt sich um monotone Mergelschiefer mit 15–30% Silt und Feinsand. Durch die Bioturbation entstand auf den Schieferflächen ein fleckiges Aussehen. Die reichhaltige Fauna an planktonischen Foraminiferen stellt das Schichtglied in das Eozän, vom Lutetien bis ins Priabonien (*Abb. 1*).

### 2.2.6 Lavtina-Flysch

Der Lavtina-Flysch oder auch Südhelvetischer Flysch genannt, ist eine 30–50 m mächtige sandige Flyschabfolge. Er ist nur am Top der obersten Schuppe bei der Alp Laui (741-2/205-6), der Alp Scheubs und der Alp Foo (738-9/201) anzutreffen. Der Flysch besteht allgemein aus dünngebankten, glimmerhaltigen, feinkörnigen Sandsteinen, sandigen Kalken und Mergeln. In den Mergeln treten gelegentlich Spurenfossilien der Gattung *Chondrites* auf. Die Sedimentstrukturen, wie Parallellamination, Fliessrippeln und Entwässerungsstrukturen deuten auf distale sandige Turbidite[21] hin. Der Flysch liegt wie ein Sandwich zwischen der Blattengrat- und der Sardona-Einheit. Das Alter des Flysches ist nicht geklärt, vermutlich ist er wie der Taveyannaz-Sandstein der Helvetischen Decken im Priabonien abgelagert worden, möglicherweise ist er aber auch jünger.

## 2.3 Die Sardona-Einheit

### 2.3.1 Übersicht

Die Sardona-Einheit wurde im ultrahelvetischen Raum abgelagert und besteht aus einer Gesteinsabfolge von der späten Kreide bis ins frühe Tertiär, die überwiegend aus Flyschablagerungen besteht (*Abb. 7*). Sie tritt auf einer Fläche von ca. 25 x 10 km im Gebiet zwischen dem Sernftal, dem Calfeisental und dem Weisstannental auf (Bisig 1957). Sie wird weitgehend von der Blattengrat-Einheit und dem Nordhelvetischen Flysch unterlagert. Bemerkenswert ist, dass sie, im Gegensatz zu den beiden unterlagernden Einheiten, eine kontinuierliche Abfolge von tiefmarinen Ablagerungen aus der späten Kreide bis ins frühe Tertiär darstellt (Lihou 1996b).



### 2.3.2 Globotruncanenkalke

Die ältesten Ablagerungen der Sardona-Einheit sind die Globotruncanenkalke, welche den Seewerkalken der Helvetischen Decken ähnlich sind und nach oben allmählich in dünnbankige Mergel übergehen. Sie haben eine Mächtigkeit von ca. 200 m und führen insbesondere planktonische Foraminiferen wie Globotruncanen, Globigerinen und Rotaliporen, anhand welcher sie altersmässig in die späte Kreide zwischen Cenomanien und Campanien eingestuft werden und damit einen Zeitraum von ca. 22 Millionen Jahren repräsentieren (*Abb. 1*). Sie wurden in einem tiefen, offenen Schelfmeer abgelagert.

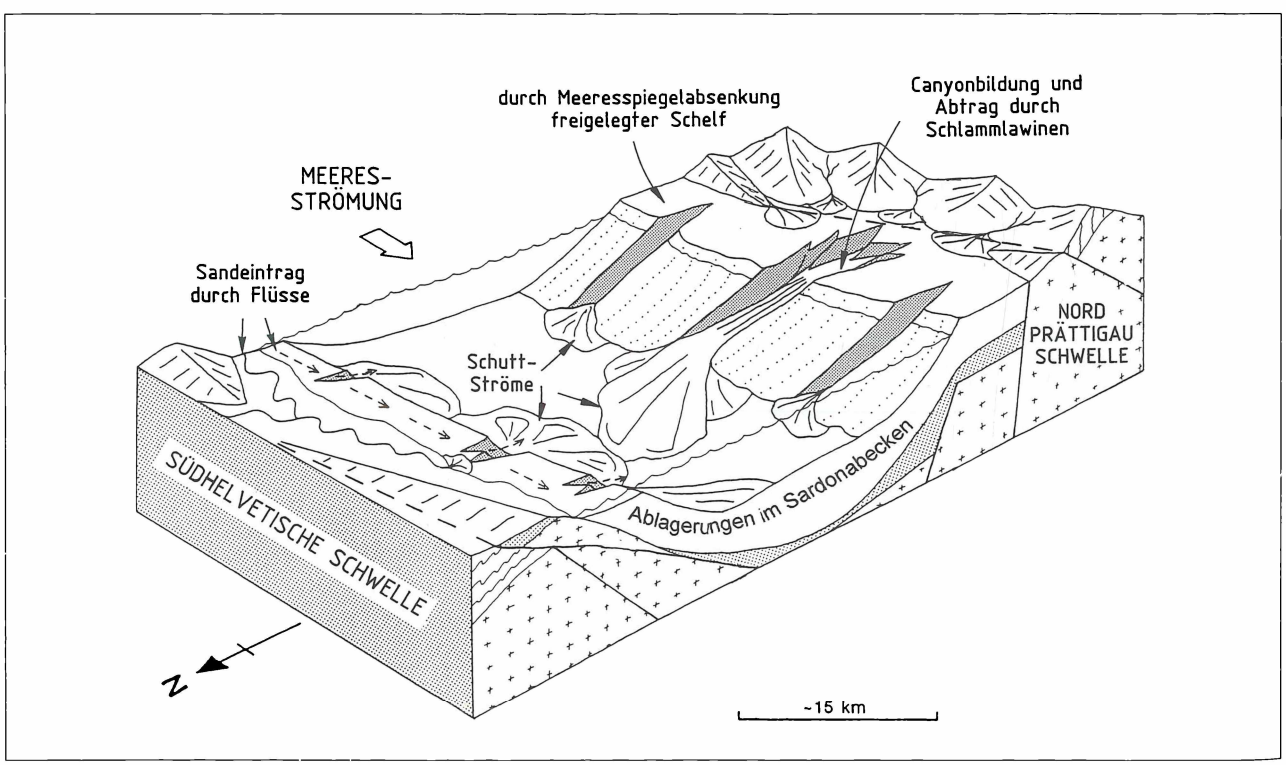
### 2.3.3 Sardona-Flysch

Über den Globotruncanenkalken folgen ca. 650 m Flyschsedimente, die in der späten Kreide vom Maastrichtien bis ins Bartonien in einem aufgrund der beginnenden Alpenbildung eingeengten Meeresbecken im paläogeographisch ultrahelvetischen Raum zur Ablagerung kamen. Es handelte sich um ein Meeresbecken mit eingeschränkter Wasserzirkulation zwischen den Hochzonen (Schwellen) des Südhelvetikums und des nördlichen Prättigaus (*Abb. 7* und *9*).
Der Sardona-Flysch wird in drei Formationen unterteilt. Die untere Formation ist der aus Kalkturbiditen bestehende Infraquarzit-Flysch. Darüber folgt die siliziklastische Sardona-Quarzit-Formation, welche vom wiederum aus Kalkturbiditen aufgebauten Supraquarzit-Flysch überlagert wird.

#### 2.3.3.1. Infraquarzit-Flysch

Der Infraquarzit-Flysch besteht aus turbiditischen Sandkalken. Es handelt sich um eine Abfolge von sandigen Kalkturbiditlagen, mit gradierter Schichtung, Parallellamination und Entwässerungsstrukturen, wie sie für distale[21] Turbidite typisch sind. Mit dieser Formation beginnt im Sardona-Becken ab dem Maastrichtien eine klastische Sedimentation, welche bis ins Paläozän hinein reicht. Die Abfolge aus dünnbankigen Schichten erreicht eine Mächtigkeit von 150 - 300 m. Da sowohl die Bankmächtigkeit als auch die Korngrösse gegen Süden zunimmt, wird davon ausgegangen, dass die Sedimente von Süden her in das Becken geschüttet wurden

*Abb. 9:* ***Rekonstruktion des Sardonabeckens, dem Ablagerungsraum der Sardona-Quarzit-Formation im frühen Eozän vor ±54 Millionen Jahren (vereinfacht nach Lihou 1996a). Der Ölquarzit wurde durch beckenparallele Strömungen entlang der Südhelvetischen Schwelle von Osten her eingetragen, der Sardona-Quarzit wurde von Norden her geschüttet und das Kristallin-Konglomerat gelangte von Süden her in das Becken.***



(*Abb. 9*). An den Schichtflächen können häufig Fressspuren der Gattung *Chondrites* und gelegentlich *Helminthoida* beobachtet werden. Sie gehören zur *Nereites* Ichnofazies, die typisch für Ablagerungen in grossen Meerestiefen ist.

### 2.3.3.2 Sardona-Quarzit-Formation

Die Sardona-Quarzit-Formation kam im frühen Tertiär vom Paläozän bis ins Ypresien zur Ablagerung. Mit ihr wechselte im Sardona-Becken die Sedimentation von kalkigen hin zu siliziklastischen Turbiditablagerungen. Die Formation kann in vier Formationsglieder aufgeteilt werden: (1) den dünnbankigen **Ölquarzit**, (2) den etwas dickbankigeren **sandigen Sardona-Quarzit**, (3) den **konglomeratischen Sardona-Quarzit** aus schlecht sortierten Quarzsandsteinen und Konglomeraten und (4) das sogenannte **Kristallin-Konglomerat**, ein schlecht sortiertes Konglomerat[23] mit vielen grossen Kristallinkomponenten. Diese vier Formationsglieder variieren stark, was eine Unterscheidung im Feld häufig erschwert. Die besten durchgehenden Aufschlüsse der ca. 150 m mächtigen Sardona-Quarzit-Formation sind auf der Alp Sardona zwischen Troseggtobel (741.8/ 198.0) und Jakobiweid (742.1/198.1) anzutreffen (Lihou 1996b).

1) Der **Ölquarzit** tritt immer an der Basis der Sardona-Quarzit-Formation auf und kann eine Mächtigkeit von 60 m erreichen. Er besteht überwiegend aus dünn gebankten, feinsandigen Turbiditen, sowie untergeordnet aus etwas dickbankigeren, glimmerhaltigen, sandigen Turbiditen oder nicht gradierten Sandsteinen. Anhand seiner braungrauen bis rostroten Verwitterungsfarbe lässt sich der Sandstein gut vom gelblichgrau verwitterten Infraquarzit-Flysch und Supraquarzit-Flysch unterscheiden. Typischerweise sind die Sandsteinbänke mit Mächtigkeiten unter 3 cm sehr dünnbankig und bestehen aus gut sortiertem Silt bis Feinsand, weisen Parallellamination und Fliessrippeln auf und führen schwarze Tonzwischenlagen. Die zwischengelagerten Silt- und Tonsteinlagen sind hell- bis mittelgrau und schwarz. Aufgrund der starken Bioturbation sind die primären Sedimentstrukturen nicht mehr erhalten. Unter den häufig auftretenden Spurenfossilien werden insbesondere *Planolites* und *Palaeophycus* beobachtet. Fliessmarken und Rippelmarken deuten darauf hin, dass der Ölquarzit das Ablagerungsprodukt einer beckenparallelen Ost-West gerichteten Strömung darstellt (Abb. 9). Das Herkunftsgebiet des Sandes liegt im Nordosten, von wo er über westwärts gerichtete beckenparallele Bodenströmungen, sogenannte Contourströme, im Sardona-Becken verteilt wurde.
2) Der Übergang vom Ölquarzit zum **sandigen Sardona-Quarzit** ist abrupt. Der sandige Sardona-Quarzit ist ein dickbankiger, hellgrauer bis weisslichgrauer glimmerführender Quarzit, der aufgrund seines hohen Hämatitgehalts orange-bräunlich verwittert. Ein charakteristisches Merkmal ist die häufig zu beobachtende Besiedlung mit grünen Flechten. An seiner Typlokalität Troseggtobel (741.1/198.0; 1800 m) erreicht er eine Mächtigkeit knapp 50 m. Aufgrund von Datierungen an Pollen wird er zeitlich ins frühe Eozän gestellt. Die grobbankige bis massige Ausbildung des feinkörnigen Sandsteins ist entweder auf eine hohe Sedimentationsrate oder auf eine starke Bioturbation zurückzuführen.
3) Über diesen massigen Sandsteinen des sandigen Sardona-Quarzits folgt der 20 m mächtige **konglomeratische Sardona-Quarzit**, welcher den oberen Abschluss der Sardona-Quarzit-Formation bildet. Von seiner Unterlage zu unterscheiden ist er durch seine gut ausgebildete Bankung in zyklischer Anordnung mit Mächtigkeiten zwischen 0.1 bis 0.7 m. Anzutreffen ist der konglomeratische Sardona-Quarzit am Troseggtobel, am Heitelkopf (738.3/200.7) und am Heubützli Pass (741.6/200.4). Im Sardona-Quarzit deuten Fliessmarken im Gestein auf eine von Norden nach Süden gerichtete Strömung im Gegensatz zur von Osten nach Westen gerichteten Strömungen im Ölquarzit.
4) In der Regel liegt zwischen dem sandigen und dem konglomeratischen Sardona-Quarzit das sogenannte **Kristallin-Konglomerat**. An seiner Typlokalität am Troseggtobel erreicht es eine Mächtigkeit von 10 m. Es handelt sich um ein Konglomerat, dessen gerundete Blöcke Durchmesser von bis zu 1 m erreichen können. Die Blöcke schwimmen in einer feinkörnigen Matrix und bestehen aus intraformationellen und exotischen Sedimentgesteinen sowie aus exotischen Kristallingesteinen. Da die Korngrösse und die Mächtigkeit des Konglomerats gegen Süden deutlich zunehmen, wird davon ausgegangen, dass es von Süden her durch untermeerische Schuttlawinen in das Meeresbecken geschüttet wurde (*Abb. 9*).



### 2.3.3.3 Supraquarzit-Flysch

Das jüngste Glied der Sardona-Einheit ist der kalkige Supraquarzit-Flysch, dessen Typlokalität der Plattenkopf beim Chrazerispitz auf der Alp Sardona (741.8/199.8) südlich vom Heubützlipass ist. Er tritt über einer Abfolge von bis zu 25 m mächtigen, schwarzen, monotonen Schiefern auf und hat eine Mächtigkeit von ca. 60 m. Er enthält viele Nummuliten und Assilinen aus dem frühen und mittleren Eozän sowie *Globorotalia spinulosa* aus dem späten Bartonien. Der Supraquarzit Flysch ist ein schwarzer, samtiger Schiefer mit ocker-gelber Verwitterungsfarbe, in welchem 0.5–2 m mächtige, mittelkörnige, glimmerführende, kalkige Sandsteinbänke eingelagert sind, die von weither sichtbare gelblichbraune Bänder bilden. Bezeichnend ist der grosse Anteil an exotischen Komponenten, insbesondere an Dolomit (*Tafel 4, Foto 3*). Die Sandsteinbänke bestehen aus dünnbankigen bis mittelbankigen, gradierten, kalkigen Sandsteinen, mit teilweise zwischengelagerten hellgrau verwitterten Mergel- und schwarzen Tonschieferlagen. Die Schiefer enthalten reichlich Grabspuren der Gattung *Chondrites* und *Helminthoida*. Früher wurden die Spurenfossilien, insbesondere die von *Chondrites* als *Fucoiden* bezeichnet, weshalb diese Schichten in früheren Arbeiten auch als Fucoidenschiefer benannt wurden.

Fliessstrukturen deuten darauf hin, dass die Ablagerungen von Norden her in das Sardona-Becken geschüttet wurden (*Abb. 9*).










*Tafel 4:*

***Foto 1) Infraquarzit des Sardona-Flysch. Verfalteter kalkiger Sandstein mit Parallelschichtung.***

***Foto 2) Durch tektonische Beanspruchung sind die harten Sandsteinbänke im Sardona-Flysch häufig zerrissen und schwimmen als Schmitzen in einer schiefrig-sandigen Matrix.***

***Foto 3) Im Supraquarzit des Sardona-Flysch treten Sandsteinbänke mit mehreren Zentimeter grossen Dolomitkomponenten an der Basis von gradierten Turbiditlagen auf.***

*Foto 4) Schägschichtung und Fliessrippeln in einer feinsandigen Turbiditlage im Sardona Flysch. Die Fliessrichtung, welche zur Abblagerung des Sandes führte, war von links nach rechts.*

*Foto 5 und 6) Verrucano-Konglomerat mit faustgrossen, teils gerundeten, teils kantigen Komponenten in einer kiessandigen Matrix. Die dunklen Komponenten sind vulkanischen Ursprungs, die hellen Komponenten bestehen aus Quarzsandstein und Kristallin.*









## 2.4 Das Sardona-Becken

Von der späten Kreide (Maastrichien) bis ins mittlere Eozän (Bartonien) wurden im Sardona-Becken ca. 650 m Sediment abgelagert. Die graduell zunehmende Sedimentationsrate lag bei 30–60 m pro Million Jahren. Die minimale Breite des Sardona-Beckens zwischen der Südhelvetischen Schwelle und der Nordprättigau-Schwelle kann mit 20 km angenommen werden. Mehrheitlich wurde das Material der Sardona-Quarzit-Formation von Norden bis Nordosten her in das Becken transportiert. Die drei Gesteinstypen (Faziesassoziationen) Ölquarzit, sandiger und konglomeratischer Sardona-Quarzit bilden zusammen einen tiefmarinen Sedimentationsfächer, welcher vermutlich während eines Meeresspiegeltiefstandes von Norden her in das Sardona-Becken geschüttet wurde. Da es sich hierbei um reife Sandsteine handelt, können sie nicht vom kalkdominierten Helvetischen Schelf stammen, sondern müssen von weiterher transportiert worden sein. Als Herkunftsgebiet scheint das ca. 250 km entfernte und damals bereits als Festland heraus gehobene Böhmische Massiv in Frage zu kommen. Transportiert wurde der Sand durch beckenparallele Meeresströmungen entlang der Südhelvetischen Schwelle.



Das zwischen dem sandigen Sardona-Quarzit und dem konglomeratischen Sardona-Quarzit auftretende sehr grobkörnige Kristallin-Konglomerat ist hingegen das Ablagerungsprodukt eines Schuttstromes, welcher von Süden her aus kurzer Distanz vom unmittelbar angrenzenden Festland in einem Flusssystem und anschliessend über einen submarinen Canyon in das tiefe Meeresbecken transportiert worden war (*Abb. 9*).

Mit einem Meeresspiegelanstieg zu Beginn des Lutetien wurde der zuvor über längere Zeit freiliegende flache Schelf wieder überflutet, was zu einem Wechsel im Sedimentationsmuster führte. Die zuvor quarzreichen Turbidite der Sardona-Quarzit-Formation wechselten hin zur kalkigen Zusammensetzung des Supraquarzit-Flysches. Das Ende der Sedimentation im Sardona-Becken wurde durch Überschiebungen von Süden her im Zuge der fortschreitenden Kompression der beginnenden Alpenbildung beendet.

## 2.5 Der Verrucano

Der Glarner Verrucano besteht aus einer bis zu 1600 m mächtigen Schichtfolge aus klastischen, quarzreichen und kalkfreien Sedimentgesteinen mit vulkanischen Einschaltungen. Er ist das älteste im Banngebiet vorkommende Gestein und stammt aus der Permzeit vor 250–300 Millionen Jahren (*Abb. 1*). Im Gegensatz zu allen anderen Gesteinen im Banngebiet handelt es sich hierbei nicht um Meeresablagerungen, sondern um Ablagerungen eines terrestrischen Beckens unter wüstenhaften Klimabedingungen. Vergleichbare Bedingungen liegen heute am ehesten im Death Valley in den USA vor. Das Verbreitungsgebiet des Glarner Verrucanos kann grob durch die Gewässer Rhein–Seez–Walensee–Linth umgrenzt werden. Der Verrucanotrog streicht SW–NE, liegt schräg zum mesozoischen Faziesgürtel und hatte eine minimale Breite von 40 m und eine minimale Länge von 50 km. Das Pizolgebiet lag am Beckenrand, wie aus den grobkörnigen Sedimenten abgeleitet werden kann (Trümpy 1980).

An der Basis des Verrucanos treten Konglomerate auf, die nach ihrem Vorkommen im glarnerischen Sernftal auch *Sernifite* genannt werden. Nach oben gehen sie in porphyrische Quarzsandsteine[24] über, welche wiederum allmählich von sandigen Schiefern und schliesslich Tonschiefern ersetzt werden. Allgemein lässt sich eine Abnahme der Korngrösse von unten nach oben und von Norden nach Süden feststellen. Bei den Konglomeraten handelt es sich um ein Gemenge aus weissen, rötlichen, grünen und schwarzen Gesteinsfragmenten, die in einer hellen quarzitischen Matrix schwimmen (*Tafel 4, Foto 5 und 6*). Die Komponenten bestehen aus Porphyren, Chloritschiefern, Serizitschiefern, Sandsteinen und Vulkaniten, sie sind Abtragungsprodukte des herzynischen Grundgebirges sowie der Verrucanomasse selbst. Im südlichen Bereich der Grauen Hörner sind helle, grünlich-graue Quarzsandsteine (auch Quarzporphyr genannt), schiefrige, grünliche Sandsteinschiefer und Konglomerate vorherrschend. Die letzteren sind besonders schön am Pizolweg in der Karmulde des Wildsees sowie an der Westflanke des Pizols aufgeschlossen. Über den Konglomeraten und den porphyrischen Sandsteinen folgt ein blassroter oder rötlich violetter, quarzreicher, grobkörniger Sandstein, der nach oben allmählich feinkörnig und schiefrig wird und schliesslich in einen feinen, samtig glänzenden Tonschiefer übergeht. Die für den Verrucano aus der Südflanke des Seeztales und dessen südlichen Seitentäler bekannte und charakteristische Rotfärbung tritt aufgrund stärkerer metamorpher Überprägung im Süden der Grauen Hörner noch nicht auf, setzt dann aber gegen Norden rasch ein. Der Verrucano bildet schroffe düstere Felstürme ohne sichtbare Bankung (*Tafel 1, Abb. 1, 3 und 4*).

## 3. Schlussbemerkungen

Mit diesem Artikel wurde der Versuch einer Zusammenfassung der in den vergangenen hundert Jahren erstellten und häufig stark voneinander abweichenden wissenschaftlichen Arbeiten unternommen. Meine Feldbegehungen dienten nicht zu neuen Feldaufnahmen und Kartierungen sondern lediglich zur Erfassung und Aufarbeitung der bereits früher beschriebenen geologischen Aufschlüsse. Von den zahlreichen Autoren sind insbesondere J.C. Lihou und W.H. Rüefli zu erwähnen, die in ihren Dissertationen die Geologie der Flyschgesteine im Jagdbanngebiet eingehend untersucht haben, sowie Professor Dr. W. Leupold und E. Weber, die in den 40er und 50er Jahren grosse Teile des Gebietes kartiert hatten. Geomorphologie und Quartärgeologie waren nicht Thema der Arbeit und sind aus diesem Grund nur in wenigen Worten abgehandelt. Bei Dr. M. Kobel möchte ich mich für seine Hilfe und die Bereitstellung seiner geologischen Unterlagen bedanken und bei Frau V. Lareida bedanke ich mich für die Reinzeichnung der Figuren, der geologischen Karte und Profile.

## 4. Literaturverzeichnis


BISIG, W. (1957): Blattengratflysch und Sardonaflysch im Sernftal nördlich der Linie Richtelpass-Elm-Ramintal-Grosse Schibe. Diss. Univ. Zürich.

GUBSER, P. (1998): Es begann im Drachenloch...; Geschichte des Sarganserlandes. Sarganserländer Druck AG, Mels.

LABHART, T.P. (1992): Geologie der Schweiz. Ott Verlag Thun.

LEUPOLD, W. (1941-45): Geologische Aufnahmen Kartenblätter Sardona und St. Martin, 1:10 000, unveröffentlicht.

LIHOU, J.C. (1995): A new look at the Blattengrat unit of eastern Switzerland: Early Tertiary foreland basin sediments from the South Helvetic realm. Eclogae geol. Helv. 88, 91–114.

LIHOU, J.C. (1996a): Structure and deformational history of the Infrahelvetic flysch units, Glarus Alps, eastern Switzerland. Eclogae geol. Helv. 89/1, 439–460.

LIHOU, J.C. (1996b): Stratigraphy and sedimentology of the Sardona unit, Glarus Alps: Upper Cretaceous/middle Eocene deep-marine flysch sediments from the Ultrahelvetic realm. Eclogae geol. Helv. 89/2, 721–752.

MOHR, H. (1992): Der helvetische Schelf der Ostschweiz am Übergang vom späten Jura zur frühen Kreide. Diss. ETH Zürich.

OBERHOLZER, J. et. al. (1920): Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein. Beitr. Geol. Karte Schweiz, Geol. Spezialkarte No. 63, Schweizerische geologische Kommission.

OBERHOLZER, J. (1933): Geologie der Glarneralpen, Textband und Atlas. Beitr. Geol. Karte Schweiz. N.F. 28, Schweiz.

RÜEFLI, W.H. (1959): Stratigraphie und Tektonik des eingeschlossenen Glarner Flysches im Weisstannental (St. Galler Oberland). Diss. Univ. Zürich.

SCHMID, S.M. (1975): The Glarus Overthrust: field evidence and mechanical model. Eclogae geol. Helv. 68, 247–280.

PFIFFNER, O.A. (1986): Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps. In: Foreland Basins (Herausgeber: Allen, P.A. & Homewood, P.). Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ. 8, 219–228.

TOLWINSKI, K. (1910): Die Grauen Hörner. Diss. Univ. Zürich.

TRÜMPY R. (1980): Geology of Switzerland, a Guide-Book, Part A: An outline of the Geology of Switzerland, 104 S., Schweiz. Geol. Kommission, Wepf & Co. Basel.

TRÜMPY, R. & TROMMSDORFF, V. (1980): Excursion No. IV: Alps of Eastern Switzerland. In: Geology of Switzerland, a Guide-Book (Herausgeber: Trümpy, R.) 211–260, Schweiz. Geol. Kommission, Wepf & Co., Basel.

WEBER, E. (1978): Geologie. In: Die Kraftwerke Sarganserland im St.Galler Oberland (Herausgeber: Kraftwerke Sarganserland AG, Pfäfers), S. 103–109, Zollikofer AG, St. Gallen.

WEGMANN, R. (1961): Zur Geologie der Flyschgebiete südlich Elm. Diss. Univ. Zürich.


## Anschrift des Autors


Dr. Hans Mohr
Schulhausgasse 10
8880 Walenstadt

i ***Autochthon:*** Während der Alpenbildung an Ort und Stelle geblieben und nicht von seinem Untergrund abgeschert und abtransportiert

2 ***Decken:*** Durch gebirgsbildende Vorgänge von ihrem ursprünglichen Standort weg bewegte resp. abgescherte, überschobene Gesteinsmassen

3 ***parauthochtone Decken:*** Sie werden im Helvetikum zu den subhelvetischen Elementen gestellt, welche auch als Infrahelvetikum bezeichnet werden. Es handelt sich um Gesteinsmassen, welche unter der Glarner Hauptüberschiebung liegen aber nicht mehr in direktem Kontakt mit ihrer ursprünglichen Unterlage stehen

4 ***Tektonik:*** Gebirgsbildung, tektonisch = gebirgsbildend

5 ***Flysch:*** Gut gebankte, mächtige Wechsellagerung von Tonschiefern und Sandsteinen, evtl. auch mergeligen Kalkbänken, welche in einem sich aufgrund der Gebirgsbildung rasch verengenden Meeresbecken abgelagert worden sind. Es handelt sich um eine Serie übereinander gelagerte Turbidite (21)

6 ***Mesozoikum:*** Erdmittelalter (Trias, Jura, Kreide); mesozoische Kalke → Sedimentgesteine aus dem Erdmittelalter

7 ***Kalkmylonit:*** Durch Überschiebungsbewegungen plastisch stark verformter und umkristallisierter Kalkstein, dessen ursprüngliches Gefüge nicht mehr zu erkennen ist

8 ***Erratiker:*** Synonym: Findling; grosser, ortsfremder Felsblock, welcher durch Gletscher von seinem Ursprungsgebiet transportiert worden ist

9 ***mikritisch:*** Ausdruck bei Kalksteinen: Mikrokristallin; Korngrössen unter 0.05 mm

10 ***stratigraphisch:*** Synonym: altersmässig; Stratigraphie: Altersabfolge der Sedimentgesteine

11 ***sparitisch:*** Ausdruck bei Kalkstein: Körnige, z.T. rekristallisierte Grundmasse

12 ***Echinodermen:*** Seeigel und Seelilien; Echinodermenbrekzie: Kalkstein, welcher nahezu ausschliesslich aus Echinodermenbruchstücken besteht

13 ***Siliziklastika:*** Vorwiegend quarzführende Sedimentgesteine, deren Material aus der mechanischen Zerstörung anderer Gesteine stammt; z.B. Sandstein, Tonstein

14 ***Schelfablagerungen:*** Sedimente in einem Flachmeer (Schelfmeer) mit Tiefen bis 200 m

15 ***Vorlandbecken:*** Meeresbecken, welches im Laufe einer Gebirgsbildung eingeengt und vertieft wird; vgl. (5) Flysch

16 ***Globotruncanen:*** Planktonische Foraminiferen = Einzeller, welche in der Geologie für die Altersbestimmung von grosser Bedeutung sind

17 ***Transgression:*** Ausdehnung des Meeres infolge eines Meeresspiegelanstieges

18 ***diskordant:*** Die Schichten zwischen dem unteren und dem oberen Gesteinskomplex liegen nicht parallel sondern in einem Winkel aufeinander, was auf eine zeitliche Schichtlücke hindeuten kann.

19 ***Hartgrund:*** Markante Schichtoberfläche, welche bereits am Meeresgrund verfestigt war und häufig von Organismen besiedelt und angebohrt wurde. Aufgrund chemischer Umwandlungsprozesse sind die Fossilien auf dem Hartgrund teilweise phosphoritisiert.

20 ***Assilien, Nummuliten, Discocyclinen:*** Bentonische Grossforaminiferen: Linsenförmige oder diskusförmige, vielkammrige Einzeller, die Durchmesser von bis zu 5 cm erreichen können und in der Geologie für die Altersbestimmung von Bedeutung sind

21 ***Turbidit:*** Ablagerungsprodukt eines Trübestromes, ähnlich einer untermeerischen Lawine. Der Flysch (5) ist aus zahlreichen Turbiditen zusammengesetzt. Die charakteristischen Merkmale eines Turbidites sind Abfolgen von Gradierung, unten grob und oben feinkörnig, Parallellamination und Fliessrippeln

22 ***distal:*** In weiter Distanz vom Ort der Entstehung abgelagert

23 ***Konglomerat:*** Grobkörniges Sedimentgestein mit grossen, vorwiegend gerundeten Geröllkomponenten

24 ***porphyrischer Quarzsandstein:*** Sandstein bei welchem sich grössere Quarzkristalle von einer feinkörnigen Grundmasse deutlich abheben

# ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Berichte der Botanisch-Zoologischen Gesellschaft Liechtenstein-Sargans-Werdenberg

Jahr/Year: 2003

Band/Volume: 30

Autor(en)/Author(s): Mohr Hans

Artikel/Article: In Jahrmillionen entstanden - zur Geologie des Jagdbanngebietes 27-48