

Diplomkartierungsbericht zum
Rosengarten in den Dolomiten
(Italien)

Diplomkartierung

im Fachbereich Geologie Paläontologie
der Universität zu Köln
(Geologisches- Mineralogisches Institut)

Vorgelegt von:

André Schmitz

Gutachter: Dr. Peter Hofmann

Köln, den 31. Januar 2005

Eigenständigkeitserklärung

Ich, André Schmitz, bestätige, die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst zu haben. Sämtliche Textstellen, die nicht von mir stammen, sind als Zitate gekennzeichnet und mit dem genauen Hinweis auf ihre Herkunft versehen. Es wurden nur die in der Arbeit ausdrücklich benannten Quellen und Hilfsmittel benutzt.

Die verwendeten Quellen (gilt auch für Abbildungen, Grafiken u.ä.) sind im Literaturverzeichnis aufgeführt.

Datum, 31.1.2005

Unterschrift

„...Wo bin ich denn? Wo will's hinaus?
Das war ein Pfad, nun ist's ein Graus
Ich kam daher auf glatten Wegen,
Und jetzt steht mir Geröll entgegen,
Vergebens klettr' ich auf und nieder,
Wo finde ich meine Sphinx wieder?“

Johann Wolfgang Goethe: Faust Der Tragödie Zweiter Teil (Reclam- Verlag) S.92-93

Inhaltsverzeichnis

| | |
|--------------------------------------------------------|------------|
| Eigenständigkeitserklärung | III |
| Inhaltsverzeichnis | IV |
| Vorwort | VII |
| | |
| 1. Einleitung..... | 1 |
| | |
| 2. Geographischer Überblick | 2 |
| 2.1 Lage des Kartiergebiets | 2 |
| 2.2 Morphologie | 4 |
| 2.3 Klima und Vegetation | 5 |
| 2.4 Hydrologie..... | 7 |
| 2.5 Wirtschaft und Infrastruktur | 8 |
| | |
| 3. Die Entwicklung der Alpen..... | 10 |
| 3.1 Erster einleitender Überblick..... | 10 |
| 3.2 Die paläozoische (präalpidische) Entwicklung | 11 |
| 3.3 Die mesozoische (alpidische) Entwicklung | 13 |
| 3.3.1 Das Helvetikum | 14 |
| 3.3.2 Das Penninikum..... | 15 |
| 3.3.3 Das Südalpin..... | 16 |
| 3.3.4 Das Ostalpin | 16 |
| 3.4 Die känozoische (alpidische) Entwicklung | 16 |
| 3.4.1 Die Flyschsedimentation | 17 |
| 3.4.2 Das Molassebecken..... | 17 |
| | |
| 4. Die Dolomiten..... | 19 |
| 4.1 Definition der Dolomiten..... | 19 |
| 4.2 Die Forschungsgeschichte..... | 19 |

| | | |
|-----------|-------------------------------------|-----------|
| 4.3 | Die Entwicklung der Dolomiten | 21 |
| 4.3.1 | Einleitung | 21 |
| 4.3.2 | Das metamorphe Grundgebirge..... | 21 |
| 4.3.3 | Die Entwicklung im Perm | 22 |
| 4.3.4 | Die Entwicklung in der Trias..... | 24 |
| 4.3.4.1 | Einleitung..... | 24 |
| 4.3.4.2 | Das Skyth..... | 25 |
| 4.3.4.3 | Das Anis..... | 25 |
| 4.3.4.4 | Das Ladin..... | 26 |
| 4.3.4.5 | Das Karn | 30 |
| 4.3.4.6 | Das Nor | 32 |
| 4.3.4.7 | Das Rhät..... | 33 |
| 4.3.5 | Die Entwicklung im Jura..... | 34 |
| 4.3.6 | Die Entwicklung in der Kreide | 34 |
| 4.3.7 | Die Entwicklung im Tertiär | 34 |
| 4.3.8 | Die Entwicklung im Quartär..... | 35 |
| 5. | Die Stratigraphie | 36 |
| 5.1 | Einleitung | 36 |
| 5.2 | Perm | 37 |
| 5.2.1 | Bozener Quarzporphyr Komplex..... | 37 |
| 5.2.2 | Grödner Sandstein Formation..... | 39 |
| 5.2.3 | Bellerophon- Formation..... | 41 |
| 5.3 | Trias..... | 44 |
| 5.3.1 | Skyth..... | 44 |
| 5.3.1.1 | Werfen- Formation | 44 |
| 5.3.1.1.1 | Gesamtüberblick | 44 |
| 5.3.1.1.2 | Tesero- Horizont..... | 45 |
| 5.3.1.1.3 | Mazzin- Member..... | 46 |
| 5.3.1.1.4 | Andraz- Horizont | 48 |

| | | |
|-----------|-------------------------------------------|-----------|
| 5.3.1.1.5 | Seis- Member | 49 |
| 5.3.1.1.6 | Gastropoden Oolith | 52 |
| 5.3.1.1.7 | Campill- Member | 53 |
| 5.3.1.1.8 | Val Badia Member | 56 |
| 5.3.1.1.9 | Cencenighe- und San Lucano – Member | 57 |
| 5.3.2 | Anis | 58 |
| 5.3.2.1 | Richthofen- Konglomerat | 58 |
| 5.3.2.2 | Morbiac Formation | 59 |
| 5.3.2.3 | Contrin Formation | 61 |
| 5.3.3 | Ladin | 63 |
| 5.3.3.1 | Buchensteiner Formation | 63 |
| 5.3.3.2 | Schlerndolomit | 65 |
| 5.3.3.3 | Augitporphyr | 69 |
| 5.4 | Quartär | 71 |
| 5.4.1 | Eiszeiten | 71 |
| 5.4.2 | Schutt und Gerölle | 71 |
| 6. | Tektonik | 73 |
| 6.1 | Allgemeine Tektonik der Dolomiten | 73 |
| 6.2 | Tektonik des Kartiergebiets | 75 |
| 7. | Zusammenfassung | 78 |
| | Nachwort | 79 |
| | Anhang A: | 80 |
| A.1 | Aufschlussliste | 80 |
| A.2 | Profilaufschlüsse | 88 |
| | Literaturverzeichnis | 90 |

Vorwort

Die erste Erfahrung mit den Dolomiten machte ich bei meiner Anfängerkartierung im Sommer 1999. Ich war damals sehr begeistert von der atemberaubenden und einzigartigen Naturlandschaft der Dolomiten. Diese Begeisterung hat bis heute angehalten. Deshalb war ich sehr darüber erfreut, dass es mir ermöglicht wurde meine Diplomkartierung ebenfalls in den Dolomiten zu realisieren.

Schon berühmte Wissenschaftler beginnend vom Namensbegründer Deodat de Dolomieu, über Alexander von Humboldt, Ferdinand Freiherr von Richthofen bis Alfonso Bosellini, um nur einige wenige zu nennen, befassten sich mit den Dolomiten und ließen sich beeindrucken von deren einzigartiger Landschaft.

Die Rosengartengruppe, zu welcher mein Kartiergebiet gehört, ist zudem ein weltweit bekanntes und beliebtes Reiseziel. Der Rosengarten gehört für mich ebenfalls zu einem der zahlreichen Naturwunder, welche die Dolomiten zu bieten haben.

Die Kartierung hatte ihre Höhen und Tiefen, aber dennoch war es eine Zeit die ich nicht missen möchte.

Damit diese Kartierung überhaupt möglich war, will ich mich bei folgenden Personen bedanken. Zuerst natürlich bei meinem Betreuer Dr. Peter Hofmann für die Vergabe des Kartiergebiets und die Betreuung inklusive der Einführungs-exkursion.

Meinen Kommilitonen Andreas Hoffmann und Michael Wegner, mit denen ich mir eine Unterkunft geteilt habe und so die Chance hatte Probleme zu diskutieren und auch Spaß und Abwechslung zur Arbeit hatte.

Ferner auch Danke an „Karl“ vom Schwarzenbach Hotel der uns eine günstige Übernachtungsmöglichkeit geboten hat.

Herrn Wegner, der uns sein Auto zur Verfügung gestellt hatte.

Letztendlich möchte ich jedem danken, der mich in irgendeiner Weise bei meiner Diplomkartierung unterstützt hat.

1. Einleitung

Dieser Kartierbericht soll einen geologischen Überblick über die Geologie, Geographie des Kartiergebiets Rosengarten geben und dient als wichtige Erläuterung zu der „Geologischen Karte vom Rosengarten (Dolomiten/Italien) 1:10 000“. Neben der Einordnung in die Gesamtentwicklung der Dolomiten sollen vor allem die stratigraphischen Einheiten am Rosengarten erklärt, beschrieben und erläutert werden. Um den Rahmen der Kartierung nicht zu sprengen, kann nur begrenzt auf überregionale Dinge eingegangen werden und es wird deshalb nur kurz auf die wichtigsten, allgemeinen Dinge eingegangen. Bei weiterem Interesse sei auf die Bücher und Arbeiten der Autoren im Literaturverzeichnis verwiesen, da dort die Dolomiten oft im Ganzen behandelt werden und nicht auf ein Gebiet begrenzt sind, wie es in dem hier vorliegenden Kartierbericht der Fall ist. Außerdem wird in manchen Arbeiten auf Problematiken eingegangen, die zu speziell sind um sie im Rahmen dieser Kartierung abzuhandeln.

Die Kartierung wurde vom Geologischen Institut in Köln vergeben.

Kartiert wurde im Zeitraum von Juli bis August 2002. Aufgenommen wurde dabei das Gebiet zwischen dem Rosengarten Lift zur Pauliner Hütte und dem Laurin Lift zur Rosengartenhütte.

Als Kartengrundlage wurde eine topographische Karte im Maßstab 1:10 000 (Kartenblatt 02716) vom „Amt für überörtliche Raumordnung in Bozen“ verwendet. Außerdem diente zur besseren Orientierung eine Wanderkarte im Maßstab 1:25 000 vom Tourismusverein Eggental.

Die Aufschlüsse wurden auf der Topographischen Karte 1:10 000 vermerkt (durchnummeriert von 1 beginnend) und eine genauere Beschreibung, des beim Aufschluss anstehenden Gesteins, im Feldbuch eingetragen. Als Hilfsmittel dienten ferner ein handelsüblicher analoger Höhenmesser, um den eigenen Standort auf der Karte besser festlegen zu können, und ein einfacher geologischer Gefügekompas, mit dessen Hilfe die räumliche Lage der einzelnen Schichten als Gefügewert in Form von z.B. 150/5 bestimmt wurde, wobei die erste Zahl die Einfallrichtung (Winkel abweichend von der Nordrichtung) und die zweite Zahl den Einfallwinkel (Neigung der Fläche zur horizontalen) angibt.

Mit diesen Angaben war es dann später möglich einzelne Aufschlüsse zu einer Schichteinheit zu verbinden und so die Geologische Karte zu konstruieren.

2. Geographischer Überblick

2.1 Lage des Kartiergebiets

Der Rosengarten ist ein etwa 2900 m hoher Gebirgszug in den Dolomiten. Das Kartiergebiet liegt am südlichsten Teil des Rosengartens, ca. 25 km von der italienischen Provinzhauptstadt Bozen entfernt und erstreckt sich in nord-südlicher Richtung (siehe Abbildung 1). Neben einem Feriendorf liegt Welschnofen dem Kartiergebiet am nächsten und ist ca. 5 km von diesem entfernt. Das Gebiet ist von dort aus per Auto über die Hauptstrasse Richtung Karer Pass gut erreichbar.

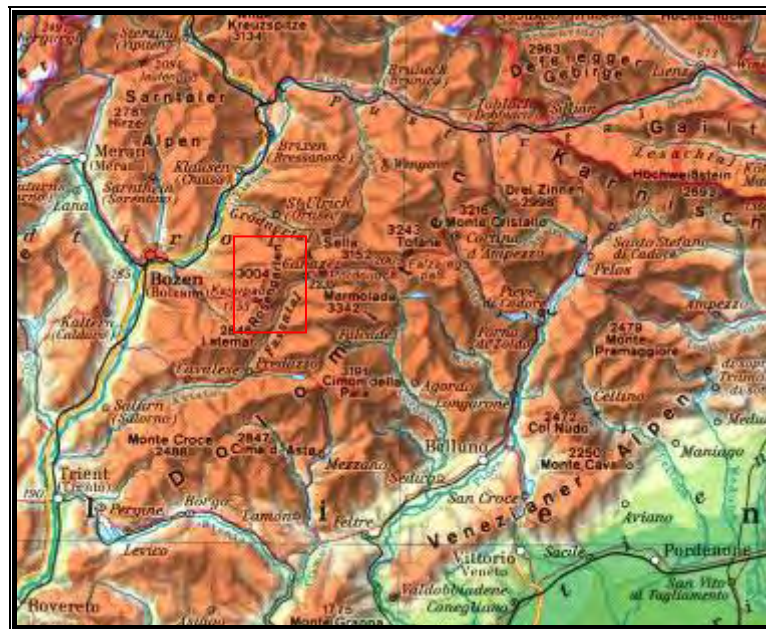


Abbildung 1: Karteausschnitt der Dolomiten aus WESTERMANN: DIERCKE WELTATLAS (1988) im Maßstab 1: 1 500 000

Kartiert wurde der südlichste Teil der Westflanke des Rosengartens. Dabei diente der Verlauf des Pauliner (Rosengarten) Lifts als südliche Grenze und der Verlauf des Laurin Lift als nördliche Grenze (s. Abbildung 2), was einer geographischen Länge von $46^{\circ} 25'$ Nord bis $46^{\circ} 26'$ Nord entspricht.

Die westliche Begrenzung wird durch das Feriendorf Karer Pass (siehe Abbildung 2) gebildet. In Richtung Osten bilden nur schwer oder gar nicht begehbare Steilwände, wie zum Beispiel die Rotwand, die Grenze (siehe Abbildung 2). Dies ist auch der ungefähre Verlauf der Provinzgrenze Bozen, was einer geographischen Breite von $11^{\circ} 34'$ Ost bis $11^{\circ} 37'$ Ost entspricht.

Das Kartiergebiet hat eine Gesamtlänge von ca. 3650 m und eine Gesamtbreite von ca. 2950 m, was ungefähr einer Gesamtfläche von ca. 10.8 km² entspricht.

In diesem Teil der Dolomiten wird überwiegend deutsch gesprochen (weitere deutschsprachige Bereiche sind nach Bosselini (1998) das Sextental, das Villnößtal, das Hochplateau von Kastelruth und Seis, die Seiser Alm, die Schlerngruppe und das Trieser Tal), wobei die Sprachgrenze ungefähr mit der Provinzgrenze verläuft. Fährt man den Karer Pass weiter Richtung Marmolata kommt man in den italienischsprachigen Teil der Dolomiten. Zusätzlich gibt es noch den ladinischsprachigen Raum, der aber überwiegend in dem Zentralteil der Dolomiten liegt. Natürlich sind diese Grenzen fließend und so können einige Sprachbereiche ineinander übergreifen.

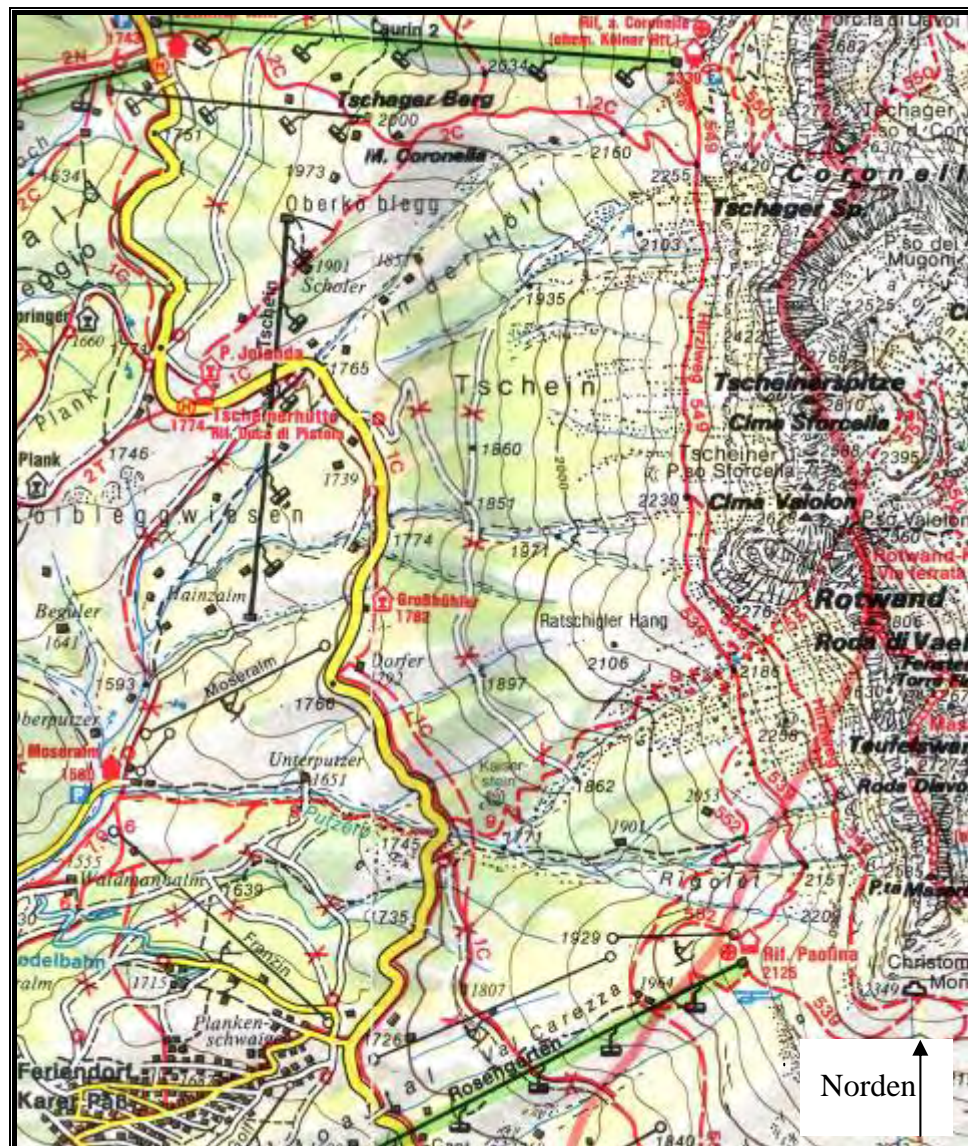


Abbildung 2: Ausschnitt des Kartiergebiet aus der WANDERKARTE DES TOURISMUS VEREIN EGGENTAL

1:25 000

2.2 Morphologie

Der niedrigste Punkt im Kartiergebiet liegt bei der Waidmannalm bei 1555 m über NN. Die Rotwand mit 2806 m über NN ist der höchste Punkt im Kartiergebiet.

Die heutige Landschaftsform ist seit der Bildung der Alpen über einen sehr langen Zeitraum durch die Prozesse der Erosion und Verwitterung geprägt worden.

Dabei wird die Verwitterung vor allem durch drei wichtige Faktoren beeinflusst. Als erstes durch die Lithologie, allgemein gilt hier, dass weichere und aufgelockerte Gesteine, wie Konglomerate, Sandsteine, Tonsteine, Mergel und teilweise auch Vulkanite, weiche und relativ flache Geländeformen bilden (BOSELLINI 1998).

Dies lässt sich auch im Kartiergebiet gut nachvollziehen, denn im westlichen Teil des Gebietes, dort wo der Untergrund aus Quarzporphyr, Grödner Sandstein und Bellerophon Gipsen besteht, prägen weiche Landschaftsformen mit sanften Hängen und flachen Almen bzw. Wiesen das Kartiergebiet (siehe Abbildung 3). Auch die eher mergeligen Seiserschichten bilden ein relativ flaches Relief, wobei es durchaus zur Ausbildung von Steilkanten kommen kann, was vermutlich durch einen geringeren Mergelanteil gegenüber einem erhöhten Kalkanteil im Gestein hervorgerufen wird. Ebenfalls ein relativ flaches Relief bilden die roten, siltigen Campillschichten und die Buchensteiner Schichten.

Dagegen bilden die relativ harten und kompakten Dolomite steile Abgründe und kühne Gipfelformen (BOSELLINI 1998). Besonders gut ausgeprägt sind die hohen Steilwände der Morbiac Formation, Contrin Formation und die Schlerndolomite der Gipfelregion. Der Mazzin Member und Gastropoden Oolith bilden ebenfalls Steilkanten. Besonders die imposanten Felswände der Gipfelregion aus Dolomit gehen oft über mehrere Hundert Meter senkrecht in die Höhe und haben Namen wie die Teufelswand (im Süden) oder Rotwand, die direkt an die Teufelswand anschließt (s. Abbildung 3).



Abbildung 3: Nord- Süd Ausdehnung des Kartiergebiets von der König Laurin Straße

Der zweite Faktor ist die Tektonik, denn das Vorkommen von Falten, Störungen, geneigter oder horizontaler Blöcke bestimmt oft das Aussehen einer Landschaft (BOSELLINI 1998). Durch das leichte Einfallen der Schichten bzw. die fast söhlige Lagerung im Kartiergebiet hat dies kaum Einfluss auf die Morphologie, man spricht deshalb von einem strukturellen Hang.

Einfluss nimmt die Tektonik auf die Entwässerung im Kartiergebiet und damit natürlich auf die Erosion. So verlaufen Bäche meistens entlang von Klüften oder Schwächzonen, wo sie sich schnell und tief ins Gestein erodieren und oftmals kleine Canyons bilden können.

Der Bach im Norden des Gebiets verläuft sogar entlang einer Störung, bildet im oberen Bereich Canyons und geht dann am südlichen Rand des Kartiergebiets in eine etwa 10-20 m tiefe Schlucht über.

Als drittes spielt natürlich auch der Mensch eine wichtige Rolle für die Morphologie, denn durch den Strassen- und Skipistenbau wurde diese zum Teil stark verändert. Im Kartiergebiet wird vor allem der Hang unterhalb der Pauliner Hütte und der Rosengartenhütte für den Wintersport genutzt. Um dies zu gewährleisten wurden riesige Mengen an Material abgetragen, verlagert und neu aufgeschüttet, so dass ein gleichmäßiger Hang entstanden ist, der mit dem natürlichen Verlauf des Reliefs nicht mehr viel gemeinsam hat.

Natürlich prägen auch zahlreiche Bergstürze die Morphologie des Kartiergebiets, so dass man dies vielleicht noch als vierten Faktor berücksichtigen sollte. So wird das eigentliche Relief und die eigentlich anstehenden Gesteinschichten oft von mehreren Metern Schutt bedeckt. Die Gerölle, überwiegend aus Schlerndolomit bestehend, stammen überwiegend aus der Gipfelregion und sind mehrere hundert Meter talabwärts gerutscht und haben so eine gleichmäßige, oft mehrere hundert Meter breite Rutschflächen hinterlassen. An vielen Stellen findet man Blöcke, die oftmals mehrere zehner Meter Durchmesser aufweisen. Als Beispiel sei der Kaiserstein genannt, welcher neben anderen Blöcken gerne von kletterbegeisterten Touristen und Einheimischen zum Freiklettern genutzt wird.

2.3 Klima und Vegetation

Wie BÄTZING (1997) schreibt sind in naturräumlicher Perspektive die Alpen ein Hochgebirge der Kühl-Gemäßigten Zone, die im Südwesten in die mediterrane Klimazone hineinreicht.

Das Klima der Dolomiten ist typisch für die Südalpenregion. Nach Angaben des deutschen Wetterdienstes in Offenbach und dem Hydrographischen Amt in Bozen, liegt im Sommer die mittlere Tagestemperatur bei ca. 18° C, wobei die

Höchsttemperaturen auch bei bis zu 29° C liegen können (s. Abbildung 4). Typisch für die Bergregion ist auch das starke Absinken der Temperatur um mehrere Grade in der Nacht. Im Winter liegt die mittlere Tagestemperatur bei 5.2° C, wobei die Temperaturen in der Nacht oft unter dem Gefrierpunkt liegen (s. Abbildung 4). Die Jahresdurchschnittstemperatur beträgt 11.8° C, wobei es in den Höhenregionen um einige Grad kälter ist. Bezeichnend dafür ist, dass manchmal in höher gelegenen Teilen der Dolomiten noch vereinzelte kleine Schneefelder zu sehen sind, die auch immer Sommer noch nicht komplett geschmolzen sind. Die Schneegrenze liegt aber nur in den Wintermonaten unter der 1000 m Marke. Ansonsten schwankt die Schneegrenze im Sommer etwa zwischen 2 500 und 3 000 Metern.

Gletscher sind deshalb nur auf der 3344 m hohen Marmolata zu finden, wobei durch die allgemein steigende Temperatur, dieser Gletscher sich auf dem Rückzug befindet. Die Niederschläge im Sommer beschränken sich auf kurze heftige Gewitter, mehrere Tage Regen sind eher selten. So liegt die mittlere Niederschlagsmenge pro Jahr bei durchschnittlich 709.7 mm. Die Niederschlagsmenge ist dabei auf durchschnittlich 100 Niederschlagstage im Jahr verteilt.

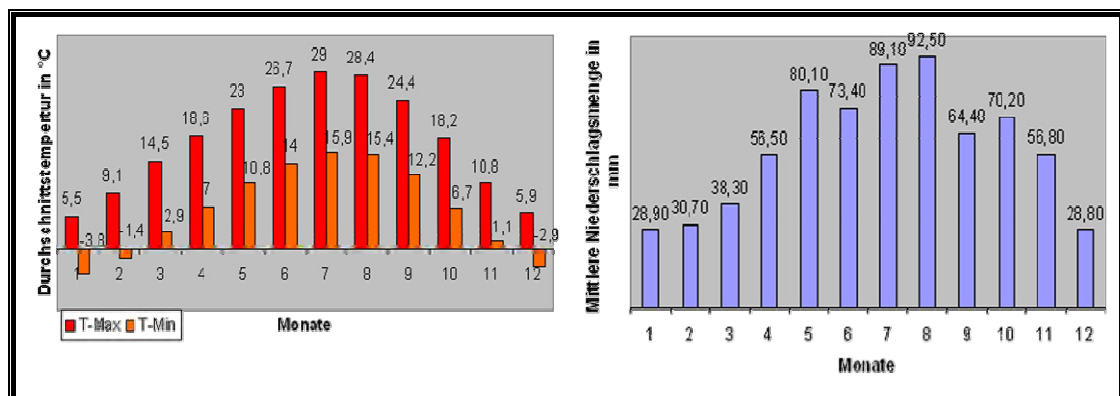


Abbildung 4: Klimadaten (DEUTSCHER WETTERDIENST/OFFENBACH, HYDROGRAFISCHES AMT BOZEN)

Der überwiegende Teil der in den Alpen vorkommenden Pflanzen drang erst nach dem Ende der letzten Eiszeit in dieses Gebiet vor. Die Pflanzen zeigen starke Anpassungen an hohe Sonneneinstrahlung, kurze Vegetationsperioden, häufige Temperaturwechsel und hohe Niederschläge (BÄTZING 1997). Typisch sind Behaarung, Stengellosigkeit und Polsterwuchs. In den Alpen ist eine deutliche Höhenstufung der Vegetation entwickelt. In den südlichen Vorgebirgszonen herrschen Eichen, Weißbuchen und Pinien vor. In den geschützten Tälern der Südalpen weist die Vegetation teilweise mediterrane Züge auf (BÄTZING 1997).

Die Baumgrenze im Kartiergebiet liegt bei ca. 2000 m über NN, darüber sind dann nur noch Gräser und Moose zu finden.

2.4 Hydrologie

Es gibt mehrere kleine Bäche im Kartiergebiet, welche alle in Richtung Westen verlaufen und über den Putzerbach in den Betaller Bach zusammenfließen. Der Betaller Bach mündet bei Birchabruck in den Eggentaler Bach. Von dem Eggentaler Bach fließt das Wasser Richtung Nordwesten in den Eissack, welcher bei Bozen in den Fluss Etsch mündet und dann weiter in südliche Richtung bis Verona fließt. Ab der Stadt Verona fließt der Etsch in östliche Richtung parallel zum Po und mündet schließlich bei Isola Albarella in die Adria.

Die Bäche, die durch das Kartiergebiet laufen, sind stark vom Regenfall bzw. der Schneeschmelze abhängig. So führen sie im Sommer nur sehr wenig Wasser und werden hauptsächlich von Regenwasser gespeist. Da es im Sommer aber auch mehrere Tage ohne Regen gibt, trocknen an vielen Stellen diese Bäche aus oder das Wasser versickert vorher in den wasserdurchlässigeren Schichten bevor es überhaupt abfließen kann. Das versickernde Wasser tritt dann oft an kleinen Quellen weiter unterhalb am Hang wieder aus, meisten an den Stellen wo auf die wasserdurchlässigere Schicht (Wasserleiter) eine etwas wasserundurchlässigere Schicht (Wasserstauer) folgt. Auch in trockenen Zeiten ist so immer Wasser, durch den langsamen unterirdischen Fluss, vorhanden. Manchmal führt dies an einigen Stellen zur Bildung einer Art von Feuchtwiesen, wie es teilweise bei den Kölblleggwiesen oder Moseralm der Fall ist.

Im Winter ist die Wassermenge wegen des Schnees eher gering, jedoch im Frühjahr, wenn dieser Schnee zu schmelzen beginnt, verwandeln sich die kleinen unscheinbaren Bäche in reißende Gebirgsflüsse, die auch Gerölle von fast einem Meter Durchmesser mit sich talabwärts reißen können. Die Schneeschmelze ist auch der Hauptgrund für die starke Ausbildung der Canyons bzw. Schluchten, denn die normalen Niederschläge würden nicht ausreichen, um die dafür notwendige Energie zu liefern, die eine solch starke Erosion verursacht.

Es gibt zwei Seen, nämlich den Karer See und den Mittersee, die zwar etwas entfernt vom Kartiergebiet liegen, aber dennoch erwähnt werden sollten. Der Karer See liegt 1520 Meter über dem Meeresspiegel, ist 287 Meter lang und 137 Meter breit und zur Zeit der Schneeschmelze 22 Meter tief. Er wird nur durch Regenwasser bzw. Schmelzwasser gespeist und hat keinen Abfluss. Im Sommer ist die Verdunstung so groß, dass der Wasserspiegel oft um mehrere Meter absinkt.

Der Mittersee liegt direkt südlich neben dem Karer See ist aber etwa nur halb so groß.

2.5 Wirtschaft und Infrastruktur

Die traditionell wichtigsten Wirtschaftsfaktoren in den Dolomiten sind Land- und Forstwirtschaft. Nach Angaben des Landesamts Bozen beträgt die landwirtschaftliche Nutzfläche in Südtirol rund 272.456 Hektar (37 Prozent der gesamten Fläche Südtirols), die Waldfläche rund 311.000 Hektar (42 Prozent). 16 Prozent der Gesamtfläche Südtirols sind unproduktive Fläche.

Im Jahr 2000 arbeiteten rund 24.500 Personen in der Landwirtschaft.

In der Holzwirtschaft spielen wegen ihres schnellen Wachstums eigentlich nur die Fichtenwälder eine wichtige Rolle. Auf halber Höhe zwischen Welschnofen und dem Karerpass befindet sich das Latemar Sägewerk, welches die Fichtenwälder aus dem Latemarwald und aus weiteren landeseigenen Wäldern in Richtung Rosengarten zu Brettern verarbeitet und dann weiter verkauft. Die Bedeutung der Almwirtschaft hat in den letzten Jahrzehnten stark abgenommen, wird aber noch vereinzelt betrieben. Vor allem der Ratschigler Hang oberhalb und die Köbleggwiesen unterhalb der Hauptstrasse (s. Abbildung 2) werden intensiv als Weideflächen für Kühe und Schafe genutzt.

Der Abbau von Gesteinen wie zum Beispiel des Quarzporphyrs oder der vor allem an metamorphe Gesteine gebundenen Erzlagerstätten sind heute jedoch nur noch wenig oder gar nicht mehr üblich.

In den letzten Jahrzehnten hat sich der Tourismus in der Region Südtirol zum Wirtschaftsfaktor Nummer 1 entwickelt. Schon früher spielte wegen des Reichtums an Sol-, Mineral- und Thermalquellen der Bädertourismus eine wichtige Rolle und machte die Dolomiten zu einem beliebten Kur- und Erholungsgebiet. Stark zugenommen hat sowohl der Erholungstourismus im Sommer als auch im Winter. Im Jahr 2000 verzeichnete Südtirol nach Angaben des Tourismusverbandes Bozen 23,65 Millionen Nächtigungen von insgesamt etwa vier Millionen Urlaubern, von denen mehr als 50 Prozent aus der Bundesrepublik Deutschland und etwa 36 Prozent aus dem Inland kamen. Städte wie Welschnofen bieten den Touristen genügend Schlafmöglichkeiten in zahlreichen Hotels, Pensionen oder auch Privatzimmern. Zusätzlich, durch den zunehmenden Tourismus, sind Feriendörfer, wie zum Beispiel das Feriendorf Karer Pass am Rosengarten, entstanden.

Der Tourismus bewirkte auch einen Ausbau der Strassen, von Bozen ist das Kartiergebiet durchs Eggental oder über den Niglerpass leicht mit dem Bus oder Auto erreichbar. Beide Strassen führen zum Karer Pass, welcher die Hauptroute zur Sella und nach Cortina d'Ampezzo darstellt.

Im Winter spielt der Skitourismus eine wichtige Rolle, so dass vor allem der Ausbau der Skilifte und der Skipisten in den letzten Jahren vorangetrieben wurde. Der

Rosengartenlift und der Laurin 2 Lift am Rosengarten sind das ganze Jahr über im Betrieb, im Winter für die Skifahrer und im Sommer für die Wandertouristen, die auf einen der zahlreichen Wanderwege am Rosengarten gelangen wollen.

Der Massentourismus zieht aber große ökologische, soziale und verkehrstechnische Probleme nach sich.

Als erstes ist der drastische Rückgang der traditionellen Landwirtschaft zu einem großen Problem geworden. So sank zum Beispiel im Jahr 2000 die Beschäftigungsrate im Sektor Landwirtschaft um 0,9 Prozent. Um die Bauern zu unterstützen wurden so genannte Notstandsfonds gebildet, die helfen sollen, einen weiteren Rückgang aufzuhalten.

Weitere wichtige und ernst zu nehmende Probleme sind die zunehmenden Standortprobleme der Industrien, die Schädigung des Bergwaldes, der eine wichtige Schutzfunktion gegen Erosion und Lawinen besitzt, die Umweltbelastungen durch den Transit- und Reiseverkehr, sowie die negativen sozialen und ökologischen Folgen des Massentourismus. Der Skisport gilt als größtes Problem, weil die Skianlagen und der Betrieb von Pisten und Liften die empfindliche Bergnatur stark stören. Die Gefährdung bzw. der Verlust des ökologischen Gleichgewichts zeigt sich an der drastischen Zunahme von Naturkatastrophen wie Bergstürzen, Lawinenabgängen und Muren während der letzten Jahrzehnte.

Um die einzigartige Landschaft der Dolomiten zu schützen ist es nötig, dass viele Gebiete zu Naturparks erklärt werden. Ein erster wichtiger Schritt in diese Richtung ist die Ausweisung von sieben Naturparks mit einer Gesamtausdehnung von 123.970 ha, was 16,8 Prozent der Landesfläche entspricht. Seit 1997 werden diese rechtskräftig geschützt. Außerdem sind in Südtirol derzeit 173 Biotopie als Einzelobjekte geschützt, bei denen es sich überwiegend um Feuchtgebiete handelt. Hinzu kommen 1061 Naturdenkmäler, vor allem einzelne Bäume, Wasserfälle und Bergseen, wozu auch der Karer See zählt (Angaben entnommen aus dem Internet auf <http://www.provinz.bz.it>).

3. Die Entwicklung der Alpen

3.1 Erster einleitender Überblick

Bei den Alpen handelt es sich um ein junges, d.h. tertiäres Gebirge mit einer Ost-West-Erstreckung von ca. 900 km und eine Nord-Süd-Erstreckung von ca. 200 km.

Die Alpen stellen einen gewaltig aufgetürmten Deckenstapel dar, der durch Faltung und Einrollung der Deckenbahnen sowie durch laterale und vertikale Störungen weiter verfaltet ist (SCHÖNBERG UND NEUGEBAUER 1997). So ist es auch kaum verwunderlich, dass Gesteine aller Art und sehr verschiedenen Alters am Aufbau der Alpen beteiligt sind. Diese Gesteinsfolgen wurden von Süden nach Norden abgeschert und dann mehr oder weniger tektonisch transportiert und als Decken übereinander geschoben (D. RICHTER 1984).

Bei der Alpenentstehung spielten zwei Kontinentalplatten eine wichtige Rolle (vgl. Abbildung 6). Zum einen die Adriatische Platte, die sich bei der Kollision nach oben schob, zum anderen die Eurasische Platte, die durch die adriatische Platte überschoben wurde (SCHÖNBERG UND NEUGEBAUER 1997).



Abbildung 5: Geologische Karte der Alpen mit N-S-Profil (verkleinert auf 1:6 000 000, Westermann Diercke Weltatlas 1996)

Die Alpen werden paläogeographisch in vier große Faziesbereiche, die heute noch gut verfolgbar sind, unterteilt (s. Abbildung 5).

Von nördlichen Rand der Alpen beginnend sind dies der helvetische, der penninische, der ostalpine und der südalpine Bereich (SCHÖNBERG UND NEUGEBAUER 1997).

Ost- und Südalpin gehören zu dem Adriatischen Kontinent und liegen an dessen nördlichen Kontinentalrand. Das Helvetikum und ein Teil des Penninikum liegen am südlichen eurasischen Kontinentalrand und bilden das europäische Gegenstück (vgl. Abbildung 6). Beide Platten werden durch die Periadriatische Linie (im NE von Turin als Insuburische Linie bekannt) einer Störungszone mit vertikalen und lateralen Versatz voneinander getrennt (vgl. Abbildung 5 und Abbildung 6).

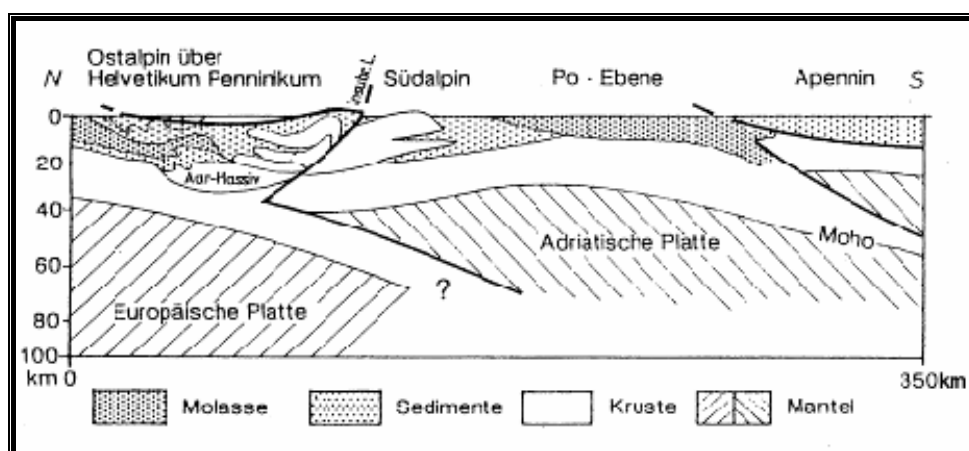


Abbildung 6: Tiefenstruktur der Alpen (nach Giese et al. 1992). Insubr. L.= Insuburische Linie

3.2 Die paläozoische (präalpidische) Entwicklung

Die Kaledonische Orogenese, vor ca. 450- 400 Millionen Jahren, ist von der frühvariszischen Regionalmetamorphose kaum zu unterscheiden, deshalb ist für den präalpidischen Entwicklungsabschnitt vor allem die variszische Tektogenese bestimmend (MÖBUS 1997). Aber auch die präalpidische Entwicklung ist nur schwer nachvollziehbar, da diese wiederum stark alpidisch überprägt wurde, was zur Folge hatte, dass ältere stoffliche und strukturelle Merkmale durch die Regionalmetamorphose ausgelöscht wurden. Zusätzlich erschwert die tektonische Verfaltung bzw. Überschiebung während der Alpidischen Orogenese die Interpretation der präalpidischen Entwicklung. Eine Rekonstruktion ist deshalb für die gesamten Alpen sehr hypothetisch und hat starken Modellcharakter (MÖBUS 1997).

Dennoch kann man, vor allem in den metamorphen Grundgebirgen der Externmassive und den inneren Alpenbereich, durch die Alpidische Orogenese wenig verändert Gesteine finden (vgl. Abbildung 4). Man bezeichnet diese Gesteine oft als „Altkristallin“,

das in den östlichen Zentralalpen, auch als „Unterbau“ im Penninikum der Westalpen vorhanden ist (RAUMER UND NEUGEBAUER 1993).

Im Zeitraum Devon und Unterkarbon (also vor ca. 390-300 Millionen Jahren) wurde die präalpidische Entwicklung durch regionalmetamorphe Vorgänge bestimmt, außerdem trat ein weit verbreiteter granitoider Plutonismus auf (MÖBUS 1997). Durch diese Vorgänge und durch Akkretion (vgl. Abbildung 7) der von Gondwana abgelösten Terrains, die seit dem Ordovizium bzw. seit dem Silur bis Unterkarbon in Richtung Baltica wanderten, bildete sich ein metamorphes Grundgebirge mit variszischen Diorit- bis Granit- Intrusivkörpern, was das heutige Mittel- und Südeuropa überwiegend prägt (STAMPFLI 1996). Der granitoider Plutonismus wurde sehr wahrscheinlich durch die Subduktion der Paläotethys, welche ebenfalls ab dem Karbon einsetzte, ausgelöst (vgl. Abbildung 7)

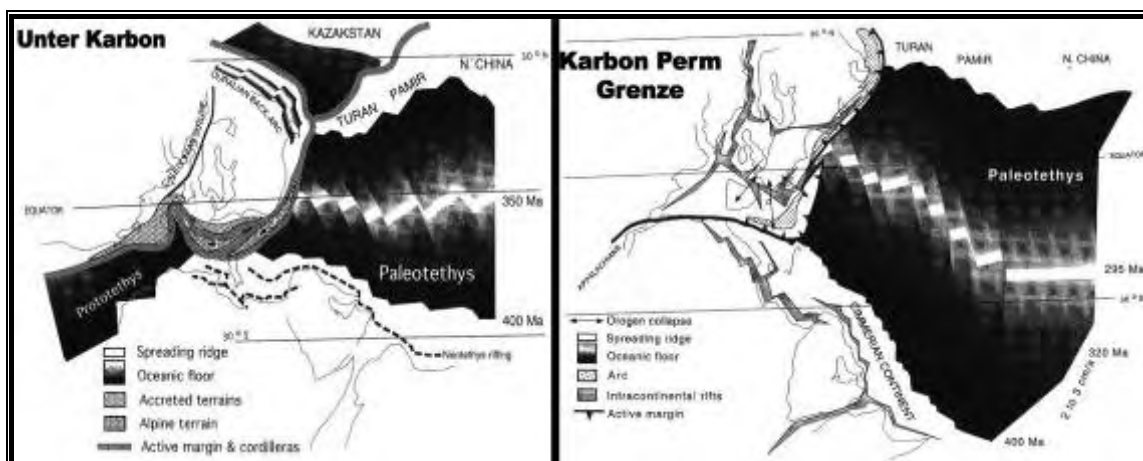


Abbildung 7: Paleogeographie der Alpen vom Unterkarbon bis zum Beginn des Perm. Man sieht die Alpenen Terrains die Westwärts driften und schon teilweise akkrediert wurden. Ab der Karbon Perm Grenze ist dann die Paläotethys zwischen Afrika und Europa geschlossen (verändert nach STAMPFLI 1996 und SCOTESI ET AL. 1979).

Im Ober Karbon bis Perm kam es zu Schüttungen an den durch Bruchtektonik vorgezeichneten Senkungszonen. Es handelte sich hierbei zum Teil um kohleführende Innenmolasse. Zusätzlich setzte ein saurer Vulkanismus ein (MÖBUS 1997).

Das nun beginnende oberpermische Rifting leitete den alpinen Zyklus ein. Dabei öffnete sich die so genannte Neotethys. Die dabei entstandenen Gräben wurden durch grobklastische rote Sedimente und Vulkanite verfüllt, die als „Verrucano“ zusammengefasst werden (MÖBUS 1997) bzw. im Raum der Dolomiten als Grödner Sandstein Formation bezeichnet werden. Erste marine Einflüsse sind durch die Belerophon Formation gekennzeichnet.

3.3 Die mesozoische (alpidische) Entwicklung

Die alpidische Entwicklung beginnt mit dem Einfluss von marinen, oberkarbonischen-permischen Sedimenten der westlichen Ausläufer der Paläotethys, wobei aber nur die östlichen Südalpen beeinflusst wurden (MÖBUS 1997).

Die Trias war geprägt durch Subsidenz, dadurch kam es zur Ablagerung mehrerer kilometermächtiger Sedimentschichten ab dem Ladin.

In der Unteren Trias (dem Skyth) wurden überwiegend Siliziklastika wie die Werfener Schichten abgelagert. Der größte Abschnitt der Trias wurde von Plattform- und Beckenkarbonaten dominiert. Die bedeutendsten Ablagerungen sind der Wettersteinkalk und der Hauptdolomit in den Nördlichen Kalkalpen oder der Schlerndolomit in Südtirol (TRÜMPY 1998).

Auch treten in der Mittleren Trias Vulkanite auf (MÖBUS 1997).

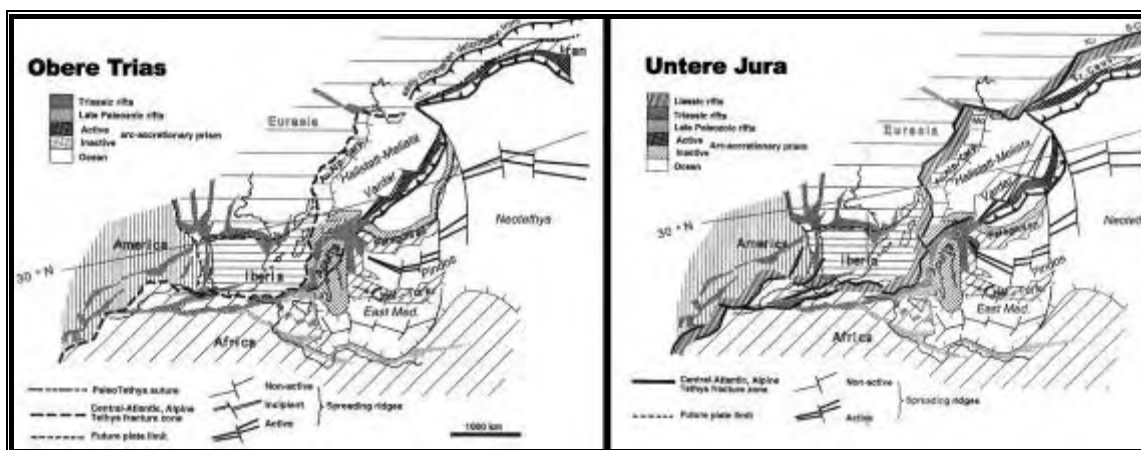


Abbildung 8: Paleogeographie der Alpenen Region in der Oberen Trias bis Untere Jura (VERÄNDERT NACH STAMPFLI 1996)

Zu Beginn der Oberen Trias wird der alpine Raum tektonisch aktiv, es bilden sich listrische Störungen (vgl. Abbildung 8), die noch heute in den synchronen Sedimentationsgeschehen durch eine unterschiedliche Fazies, vor allem durch eine unterschiedliche Mächtigkeit der Sedimente in eng benachbarten Räumen zu erkennen sind (MÖBUS 1997).

Ab dem Mitteljura kann der alpine Raum durch die Öffnung der alpinen Tethys sehr gut in die schon in der Einleitung erwähnten paläogeographischen Haupteinheiten (Helvetikum, Penninikum, Ostalpin und Südalpin) unterteilt werden. Da diese Einheiten sehr wichtig im Bezug auf die Alpenentwicklung sind, wird noch mal kurz zusammenfassend in den Kapiteln 3.3.1 bis 3.3.4 auf diese eingegangen.

Im Jura ist das Ost- und Südalpine zunächst passiver Kontinentalrand der Adriatischen Platte, es bildet sich der südpenninische Ozean.

Erst ab der Kreide, mit Beginn der Frühphase der Alpidischen Faltung (Eoalpine Phase), wird daraus ein aktiver Kontinentalrand, an dem der südenninische Ozean subduziert wird (vgl. Abbildung 9).

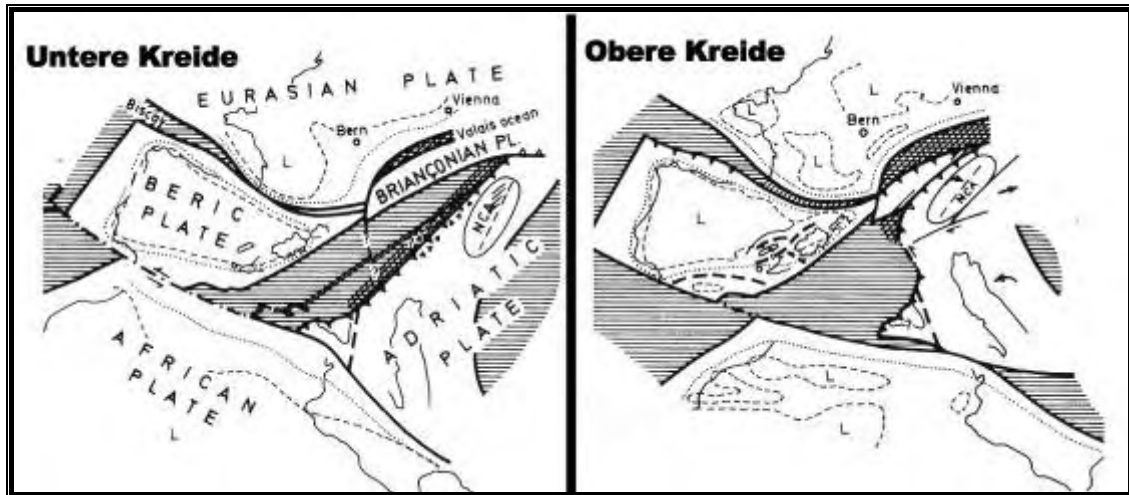


Abbildung 9: Paleogeographie der Alpenregion in der Kreide L= Landmasse , NCA= Nordliche Kalkalpen
(NACH BIJU- DUVAL 1977 UND FRISCH 1977)

In der Unterkreide öffnet sich das Walliser Becken. Von der höheren Oberen Kreide bis zum Mittleren Eozän kommt es dann zu einem kurzen Stillstand im orogenen Geschehen der alpinen Entwicklung (SCHÖNBERG UND NEUGEBAUER 1997).

3.3.1 Das Helvetikum

„Die helvetischen Gesteinsserien bauen die äußeren Bereiche der französischen und schweizerischen Alpen auf, am Außenrand der Ostalpen sind sie nur in verkümmerter Form vorhanden“ (SCHÖNBERG UND NEUGEBAUER 1997). Der helvetische Raum lag in der Trias noch ganz innerhalb des Großkontinents Pangäa. Das Auftreten basaltischer Magmatite wird mit dem beginnenden Zerfall von Pangäa in Verbindung gebracht.

Ab Jura beginnt die jurassische Riftphase, deren Auswirkungen noch heute an manchen Stellen in der Externzone durch Brüche mit Süd- oder Ost-Abschiebungen, Becken und Horsten sichtbar ist.

Nach SCHÖNBERG UND NEUGEBAUER (1997) gilt für Jura und Kreide die Regel, dass im nördlichen Helvetikum neritische und oft lückenhafte und im südlichen Helvetikum mehr bathyale und vollständiger Schichtfolgen ausgebildet wurden.

Im Übergangsbereich des Helvetikum zum Penninikum setzt sich eine mergelreiche Fazies fort, deren pelagische Kalke und Mergel während einer kurzen Regressionsphase teilweise wieder abgetragen wurden. In der Unterkreide progradierten im helvetischen Raum dreimal Karbonatplattformen nach Süden, dies

fürte zur Ablagerung der heutigen Schrätkalk im Schweizer Raum und die Urgonkalke im provenzalischen Bereich. Später kam es zur Überlagerung von glaukonitreichen Transgressionslagen aus dem Alb/Cenoman (GWINNER 1978).

Im Paläozän wurde das Helvetikum herausgehoben, jedoch kam es direkt im Anschluss daran zu einer schnellen Vertiefung, die in die oligozän, miozän „Unterschiebung“ mündete.

Durch eine Transgression im Eozän kam es zur Flyschbildung, die als im Unteroligozän die Deckenbewegung einsetzte wieder endete (SCHÖNBERG UND NEUGEBAUER 1997).

3.3.2 Das Penninikum

Das Penninikum ist plattentektonisch gesehen eine heterogene Einheit, die vor allem die inneren Bereiche der Westalpen aufbaut (vgl. Abbildung 5). Der ursprünglich südlichste Teil, das Südpenninikum oder „Piemontais- Zone“, ist der Rest des südpenninischen Ozeans. Nördlich vom Südpenninikum schließt tektonisch darunter liegend das Mittelpenninikum oder „Brianconnais- Zone“, eine kontinentale Hochzone, an. Noch etwas weiter nördlich beginnt dann das Nordpenninikum, hier kann dann noch mal im südlicheren Teil etwas ozeanische Kruste auftauchen (SCHÖNBERG UND NEUGEBAUER 1997; FRISCH 1979).

Während des Jura war die Brianconnais-Schwelle mit der Iberischen Platte verbunden (FRISCH 1979). Beide wurden durch die Öffnung des Nordatlantiks und des süd- und nordpenninischen Ozeans in der mittleren Kreide zu einer eigenständigen Platte. Ab Jura änderte sich auch das Sedimentationsverhältnis im Penninikum. In den nord- und südpenninischen Tiefen lagerten sich kalkig- pelitische „Bündner Schiefer“ ab, bei späterer Ausdehnung des Ozeans kam es zur Ablagerung von Radiolariten (SCHÖNBERG UND NEUGEBAUER 1997). Auf der Süd- und Ostseite der Brianconnais-Schwelle entstanden Brekzien durch die Öffnung des Piemont-Ligurischen Ozeans im Unter- bis Oberjura. Auf der Nordseite der Brianconnais-Schwelle wurden diese Brekzien erst im Oberjura und in der Unterkreide durch die Öffnung des Walliser Beckens abgelagert (GWINNER 1978). Gegen Ende des Lias (Unterer Jura) und am Anfang des Dogger (Mittlerer Jura) fiel die Brianconnais-Schwelle trocken, was die Ausbildung von Paläokarst, Bauxit und Laterit zur Folge hatte (GWINNER 1978). Ansonsten wurde das Mittelpenninikum im Jura aus Karbonaten und Mergeln aufgebaut.

Ab der Oberkreide wurde die Brianconnais-Zone zu einer Tiefschwelle, die im Paläozän und frühen Eozän von Flysch überschüttet wurde.

Im Eozän wurde das Penninikum dann von den Decken des Ostalpin überschoben (SCHÖNBERG UND NEUGEBAUER 1997).

3.3.3 Das Südalpin

Die Entwicklung des Südalpin wird sehr gut durch die Entwicklung der Dolomiten widergespiegelt, welche im Kapitel 4.3 im Detail besprochen wird. Darum sei hier auf das Kapitel 4.3 verwiesen.

3.3.4 Das Ostalpin

Das Ostalpin lag, wie das Südalpin, relativ nahe an der Tethys und hat dementsprechend verwandte Schichtfolgen, deshalb werden Ost- und Südalpin oft zu einer Einheit zusammengefasst. Deshalb sei auch hier wie schon im Kapitel 3.3.3 auf das Kapitel 4.3 verwiesen.

Unterschiede von Südalpin und Ostalpin bestehen im tektonische Bau, denn das Ostalpin ist wegen seiner Nähe zum Plattenrand der Adriatischen Platte in großräumige Decken zerlegt und nach Süden unterschoben, was einen Nordtransport vortäuscht. Das Südalpin hingegen ist tektonisch geringer beansprucht und sein Transport nach Süden gerichtet (SCHÖNBERG UND NEUGEBAUER 1997).

3.4 Die känozoische (alpidische) Entwicklung

Die tektonischen Bewegungen weisen sowohl in der Kreide als auch im Paläogen einen Höhepunkt auf (MÖBUS 1997). Das Paläozän war dagegen eine relativ ruhige tektonische Phase („paläozäne Restauration“; TRÜMPY 1985).

Ab dem höheren Eozän beginnt die mesoalpine Bewegung, die die alpidische Hauptphase einleitete. Dabei kam es zur Überschiebung des europäischen Kontinents durch das Ost- und Südalpin, was zur Folge hatte, dass die kontinentale Kruste der Oberplatte über die kontinentale Kruste der Unterplatte zu liegen kam, die nur durch eine dünne ozeanische Einheit, die „Sutur“ der Alpen, getrennt wird (SCHÖNBERG UND NEUGEBAUER 1997). Durch diese Kontinentkollision und durch das anschweißen (Akkretion) von den eoalpinen Decken kam es zu einer Verdickung und Erweiterung des Gebirgsbereichs (BOSELLINI 1998). Außerdem kam es dadurch ab dem Eozän zu einer stärkeren Krustenverkürzung, die sich darin äußerte, dass neue Decken während der Subduktion und der Nordwestbewegung angelegt wurden (TRÜMPY 1998).

An tektonischen Schwächezonen kam es auch im Eozän zur Intrusion von postkinematischen Granitoiden, die zum Deckenbau diskordant verlaufen.

Der mesoalpinen Phase folgte im Oligozän die neoalpine Phase mit einer Kollisionsphase, die bis ins Pliozän andauerte (MÖBUS 1997). Dabei breitete sich das „europavergente“ Gebirge weiter nach Norden aus, wobei neue jüngere Deckensysteme angelegt wurden. Der helvetische Bereich wird von Penninikum und Ostalpin „überfahren“ was zur Folge hat, dass der Alpenkörper weiter aufstieg. Im inneren Teil

der Alpen bildete sich das südvergente System der Südalpen, dem die Dolomiten angehören (BOSELLINI 1998).

Im Pleistozän wurden die Alpen glazial überprägt. Es wechselten sich mehrere Warm- und Kälteperioden ab. Nachweislich hat es vier große Eiszeiten gegeben, die nach Flüssen benannt wurden, die Günz-, Mindel-, Riß- und Würmeiszeit. Das Ergebnis dieser Eiszeiten sind U-Täler, Kare, Moränenablagerungen, Zungenbeckenseen. Heute heben sich die Alpen um 0,5 bis 2 mm/Jahr isostatisch weiter, aber die jährliche Erosion macht dies wieder zunichte (BOSELLINI 1998).

3.4.1 Die Flyschsedimentation

Die Flyschsedimentation stellt sich schon seit der Kreide ein. In der Regel sind es einige 100 bis mehrere 1000 m mächtige Wechsellagerungen aus Psammiten und Peliten. Man nimmt an, dass es sich um Trübeströme handelte, die das Gesteinsmaterial von den Gebirgsregionen schnell in die tiefen Tröge transportierten (SCHÖNBERG UND NEUGEBAUER 1997). Der Flysch ist immer marin ausgebildet und wurde vermutlich in einer Tiefe von 100 bis 1000 m gebildet. Außerdem ist er immer an eine starke Reliefbelebung gebunden, wie es zum Beispiel im Riftstadium der Ozeane der Fall ist. In manchen Räumen des Penninikums kommt es von der mittleren Kreide bis zum Alttertiär zur Flyschbildung. Auch im Südalpin kam es von der Oberkreide bis Alttertiär zur Flyschbildung. Helvetischer Flysch bildete sich von der Oberkreide bis Obereozän bzw. Obereozän bis Unteroligozän (TRÜMPY 1998).

Die jüngsten Flysche aus den penninischen Bereichen stammen im Walliser Becken aus dem Untereozän, auf der Brianconnais-Schwelle aus dem Mitteleozän und im Piemont-Ligurischen Ozean ebenfalls aus dem Mitteleozän (TRÜMPY 1998).

3.4.2 Das Molassebecken

Im tieferen Oligozän sank entlang der Außenrande des Alpenkörpers als neues Becken das nordalpine Molassebecken ein. Es erstreckt sich vom Rhonetal über die Schweizer Mittelland bis zum süddeutschen und österreichischen Alpenvorland und hat die größte Mächtigkeit von ca. 5000 m am Alpenrand, die aber in Richtung Norden abnimmt (s. Profil Abbildung 5).

Je nach tektonischen Bau unterscheidet man zwischen autochthoner Vorlandmolasse im Norden und der allochthonen subalpinen Molasse im Süden (SCHÖNBERG UND NEUGEBAUER 1997). Die subalpine Molasse wurde Anfangs zum Teil mit eingefaltet und verschuppt, die Vorlandmolasse dagegen liegt eher flach und erst nahe dem Südrand biegen die Schichten steil auf. Das Ende der Molasse im nördlichen Alpenvorland entspricht dem Ende der Kontinent Kollision, was ungefähr dem oberen Miozän entspricht.

Eine Molassen Sedimentation im Pliozän ist nicht bekannt (SCHÖNBERG UND NEUGEBAUER 1997).

Die Molassebecken sind überwiegend mit Abtragungsmaterial des Alpenkörpers verfüllt. Bei den Ablagerungen handelt es sich um Sedimente aus den Faziesbereichen wie Schwemmfächer, Flussniederungen, Seen, Deltas und flachmarinen Bereich (SCHÖNBERG UND NEUGEBAUER 1997).

4. Die Dolomiten

4.1 Definition der Dolomiten

Die Dolomiten liegen im Kern der Südalpen. BOSELLINI (1998) unterscheidet dabei zwischen den geographischen und geologischen Dolomiten.

Als geographischen Grenzen nimmt er im Norden das Pulstertal von Mühlbach bis Innichen, im Westen das Eissack- und Etschtal, von Brixen bis Trient, im Osten das Sexten- und Padolatal, von Innichen bis zum Kreuzbergpass und bis S. Stefano di Cordore, dann das Piave- Tal, und im Süden das Suganer Tal, von Trient bis Primolano, und das Belluno- Tal, von Arsié bei Feltre bis Ponte nelle Alpi.

Bei einer geologischen Definition der Grenzen würde BOSELLINI (1998) die Gebirgsgruppen der Vette Feltrine, Monti del Sole, Monti della Schiara und der Monti del Talvena ausschließen.

Der Name „Dolomiten“ leitet sich aus dem Namen des Gesteins ab, das die Dolomiten (vor allem die Gipfelregionen) überwiegend aufbaut. Die Namensgebung nach einem Gestein ist dabei weltweit einzigartig und hat sich erst nach dem Ersten Weltkrieg durchgesetzt. Ursprünglich wurden die heutigen Dolomiten als die „Bleichen Berge“ bezeichnet, erst nachdem das Gestein Dolomit nach dem französische Naturforscher Déodat Guy Silvian Tancrède Gratet de Dolomieu zu dessen Ehren im Jahr 1796 nach ihm benannt wurde, wurde der Name mit der Zeit immer wieder auf die Region bezogen. Als Erste verwendeten die Bergsteiger J. Gilbert und G.C. Churchhill 1864 in ihrem Buch „The Dolomite Mountains“ den Namen des Gestein für die gesamte Region.

4.2 Die Forschungsgeschichte

Die Forschungsgeschichte der Dolomiten beginnt im Jahre 1789 und 1790 als der Namensbegründer Dolomieu (vgl. Einleitung) zahlreiche Exkursionen unternahm und in einem Brief erstmal ein „kalkähnliches Gestein erwähnte, was bei schwach konzentrierter Salzsäure nicht braust“. Später wurde dieses Gestein nach ihm benannt. Der Schweizer Chemiker Nicolas Theodore de Saussure stellte anhand der von Dolomieu gesammelten Proben fest, dass es sich dabei um ein Gestein mit der chemischen Formel $\text{Ca Mg}(\text{CO}_3)$ handelte. In einer wissenschaftlichen Abhandlung im Jahre 1796 schlug er dann den Namen Dolomit vor (STINGL UND WACHTLER 1999).

Im Jahre 1820 sorgte Marzari Pencati für erneutes Aufsehen in der Forschungsgeschichte der Dolomiten, weil er einen Granitkörper bei Predazzo fand,

der ein Kalkgestein überlagerte, was mit den damaligen Vorstellungen nicht vereinbar war.

Dies lockte Forscher wie Alexander von Humboldt an, der am 30. September 1822 die Dolomiten bereiste.

1824 veröffentlichte der deutsche Geologe Leopold von Buch eine erste umfassende Darstellung der westlichen Dolomiten und versuchte erstmals die Entwicklung der Dolomiten zu erklären. Außerdem legte er eine reiche Fossilsammlung an, die durch Georg Graf zu Münster 1841 bearbeitet und publiziert wurde.

In den Jahren von 1830 bis 1850 erschienen mehrere paläontologische und geologische Veröffentlichungen (Bosselinie 1998).

1860 veröffentlichte Ferdinand Freiherr von Richthofen das Buch „Geognostische Beschreibung der Umgebung von Predazzo, Sanct Cassian und der Seisser Alpe in Süd- Tirol“. In diesem Buch erwähnte er erstmal, dass es sich bei vielen dolomitischen Gebirgen um ehemalige Korallenriffe handelte, außerdem legte er farbige geologische Karten an und konstruierte zahlreiche Profilschnitte für die Westdolomiten. Dieses Buch gilt als Meilenstein in der damaligen Dolomiten Forschung.

Ein weiterer Meilenstein ist die 1879 von Edmund von Mojsisovics erschiene Arbeit „Die Dolomit- Riffe von Südtirol und Venetien“. Ihm gelang eine einheitliche geologische Darstellung der gesamten Dolomiten Region und schuff damit die Grundlagen der heutigen Stratigraphie, wobei mit der eigentlichen Geologie und Stratigraphie erst nach dem Ersten Weltkrieg begonnen wurde (Bosellini 1998).

Vor allem beschäftigten sich Wissenschaftler der Universität Innsbruck nach dem Ersten Weltkrieg mit der Geologie der Dolomiten und entwarfen eine Reihe von Abhandlungen mit Karten und Profilen.

Aber auch andere Forscher beschäftigten sich mit den Dolomiten. Um alle hier zu erwähnen würde der Platz nicht ausreichen, aber in der Monographie von Raimund von Klebelberg „Geologie von Tirol“ sind diese Ergebnisse bis zum Jahre 1935 zusammengefasst (STINGL UND WACHTLER 1999).

Ein weiteres klassisches Werk was erwähnt werden muss ist von Piero Leonardi aus dem Jahr 1967 „Le Dolomiti. Geologia die monti tra Isarco e Piave“.

In den letzten Jahrzehnten hat sich, bedingt durch den wissenschaftlichen Fortschritt und neue wissenschaftliche Erkenntnisse das Wissen über die Paleogeographie, Stratigraphie, Vulkanologie, Strukturgeologie und Geomorphologie der Dolomiten viel verbessert.

Eine letzte komplette Abhandlung über die Dolomiten stammt von Alfonso Bosellini „Geologia delle Dolomiti“ aus dem Jahre 1996 und gilt als das heutige Standardwerk über die Dolomiten.

4.3 Die Entwicklung der Dolomiten

4.3.1 Einleitung

Da die Dolomiten ein Teil des Südalpins bilden, welches wiederum zu den Alpen gehört, durchliefen die Dolomiten eine ähnliche Entwicklung wie die Alpen, wobei sie in Sachen Tektonik zu den restlichen Teilen der Alpen eher eine Ausnahme bilden. Die meisten Gesteine der Dolomiten wurden dabei vor etwa 200 - 250 Millionen Jahren gebildet (BOSELLINI 1998). Deshalb ist es wichtig auf die Entwicklung der Dolomiten in der Trias sehr genau eingehen. Eine genaue Erklärung der Gesteinsabfolge und der Beschreibung der Gesteine erfolgt jedoch dann erst im Kapitel 5 „Die Stratigraphie“ anhand von Beispielen im Kartiergebiet.



Abbildung 10: Geologische Karte der Dolomiten verkleinert auf 1:1 000 000 (Bigi et al. 1983)

4.3.2 Das metamorphe Grundgebirge

Der älteste Teil der Dolomiten ist das metamorphe Grundgebirge auf welchen die jüngeren Sedimentgesteine abgelagert wurden. BOSELLINI (1998) unterscheidet dabei zwischen dem unteren Teil kambrischen Alters, dessen Gesteine eine eher schwarze Farbe haben und ursprünglich aus Sandsteinen und Tonsteinen, die reich an kohligem Material sind, bestehen, und den Metamorphiten des oberen Teils, die aus dem Ordovizium- Silur stammen.

Die Gesteine des Grundgebirges waren einstmals Sedimente bzw. Vulkanite die während der variszischen Orogenese durch Deformation und hohe Drücke in Schiefer umgewandelt wurden. Diese metamorphen Gesteine weisen auf ehemalige kollidierende Plattenränder hin. Diese Plattenkollision ließ vermutlich damals den Großkontinent Pangäa entstehen (STINGL UND WACHTLER 1999).

Nach der variszischen Orogenese kam es zu einer Intrusion von zwei Plutonitkörpern, die nicht metamorph überprägt wurden, was ihr relatives Alter zwischen dem Ende der Variszischen Orogenese und dem Beginn der Sedimentation im Perm liegen lässt. Bei den postvariszischen Graniten handelt es sich um den „Brixner Granit“ im Norden und den „Granit von Cima d’ Asta“ im Süden (s. Abbildung 10 und 11).

4.3.3 Die Entwicklung im Perm

Das Grundgebirge wurde jedoch durch die einsetzende Erosion im Perm eingeebnet und durch später Ablagerungen von Gesteinen überdeckt. Dieser Prozess dauerte ca. 40- 50 Millionen Jahre und fand etwa zu Beginn des Perms statt. Außerdem sanken manche Teile des alten Gebirgsrumpfes ein. Es bildete sich durch die Erosion eine flache Hügel- und weite Tallandschaft. Die so entstandene Landschaft wurde durch zahlreiche Bäche geprägt, die sich in den Untergrund erodierten und zahlreiche Schotter transportierten. Diese alten Flussschotter bilden heute das so genannte Waidbrucker Konglomerat (BOSELLINI 1998).



Abbildung 11: vereinfachte Geologisch Karte mit dem kristallinen Untergrund und den Gesteinen des Perm (NACH BOSELLINI 1998)

Ab dem Unteren Perm kam es dann zu einem vulkanischen Einfluss auf das Festland. Diese permischen Vulkanite werden als die Bozener Quarzporphyr Platte oder wissenschaftlich als „Complezzo Vulcanico Atesino“ bezeichnet.

Wie man animt erfolgte die Förderung aus Längsspalten hauptsächlich erfolgte im westlichen Teil der Dolomiten, wo auch die Mächtigkeit von bis zu 2000 Metern am höchsten ist (s. Abbildung 10 und 11). Der „Bozener Quarzporphyr“ wird etwa zeitgleich mit den „Brixner Granit“ und den „Granit von Cima d' Asta“ eingeordnet und steht sehr wahrscheinlich im engen Zusammenhang mit diesen (BOSELLINI 1998).

Nach den „Bozener Quarzporphyr Vulkanismus“ kam es erneut zu einer Erosionsphase. Dabei wurden die vulkanischen Produkte bis auf Sandkorngroße zerkleinert und durch das eher flache Relief konnte das Material kaum abtransportiert werden.

Da zu dieser Zeit ein sehr trocknes Klima herrschte, kam es auch zu keiner Bodenbildung.

Im mittleren Perm vor ca. 255 Millionen Jahren bildete sich dann durch die Öffnung des Tethysmeeres im Osten und die damit verbundene Plattenbewegung ein starkes Relief aus (STINGL UND WACHTLER 1999). Aus den Hochzonen in Norden und Westen wurden Kies und Schotter verfrachtet und wieder abgelagert. In Richtung Osten und Süden wurden diese Schotter dann durch eine weite und trockene Flusslandschaft abgelöst. Man geht davon aus, dass es sich um eine wüstenähnliche Landschaft gehandelt hat, wo endlose pedomontane Bereiche mit Schottern in eine Ebene übergangen, die durch mäandrierende Flüsse durchzogen wurde, ähnlich denen die es heute in semiariden Bereichen wie in Ägypten oder Arizona gibt (BOSELLINI 1998). Die durch diesen neuen Sedimentzyklus abgelagerten Sedimentstrukturen werden heute unter den Begriff „Grödner Sandstein Formation“ zusammengefasst. Die Mächtigkeit ist sehr unterschiedlich und reicht von 0 Metern in der Nähe von Trient bis zu 500 Metern nahe bei Comelico. Diese Mächtigkeitsunterschiede befinden sich oft auf einem sehr engen Raum, was damit zu erklären ist, dass die Sande das Relief der darunter liegenden Porphyrplatte aufgefüllt haben (BOSELLINI 1998).

In den höheren Abschnitten der Grödner Sandstein Formation, zum Ende des Perms, sind schon erste Vorstöße des Meeres feststellbar. Dies ist der erste Vorstoß des Meeres nach der variszischen Gebirgsbildung, der bis zur Dolomiten Region reichte. Der Grund für diese Transgression lag im großräumigen Absinken der Kruste gegen Osten (STINGL UND WACHTLER 1999). Das Meer drang von Richtung Westen ein und es bildeten sich lagunäre Küstenbereiche mit geringen Wassertiefen. Durch das heiße, aride Klima und die Meeresspiegelschwankungen durch die Gezeiten kam es zur einer starken Verdunstung, was die Ausfällung von Evaporiten (Anhydrite, Gipse und dunkle

Dolomite) zur Folge hatte. Diese sich immer wiederholende Abfolge von Sedimenten wird als Bellerophon Formation bezeichnet. Die höchste Mächtigkeit erreichen diese mit 300 - 400m im Cadore bei Lozzo und werden Richtung Westen immer geringmächtiger (BOSELLINI 1998).

Ende Perm hat dann das Meer die komplette Dolomiten Region überflutet und da die Lebensbedingungen nun im Gegensatz zu den Lebensbedingungen in den flachen sehr salzhaltigen Lagunen sehr viel besser waren, treten ab hier auch eine Vielzahl von Pflanzen und Tieren auf.

Westlich des Gardersees gab es aber noch einen kontinentalen Bereich. Der Raum um Venetien wurde durch einen breiten marinen Küstenstreifen mit Meeresbuchten, Lagunen und salzigen Tümpeln geprägt (s. Abbildung 12). Nur der zentral-östliche Teil befand sich im Bereich des Golfs, in dem die schwarzen Kalke mit Bellerophoniten abgelagert wurden (BOSELLINI 1998).

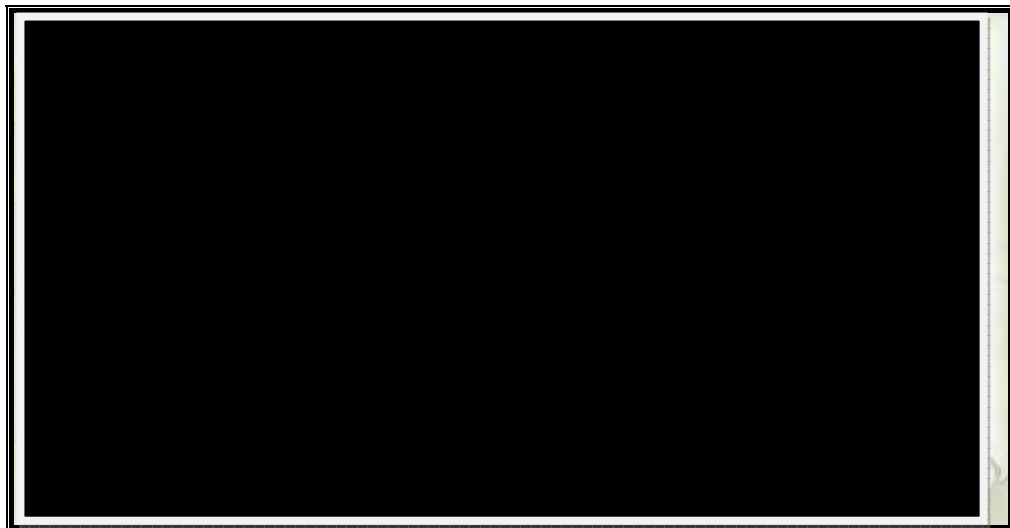


Abbildung 12: Die Paläogeographie am Ende des Perms (BOSELLINI 1998).

4.3.4 Die Entwicklung in der Trias

4.3.4.1 Einleitung

Zwischen dem Perm und der Jura kam es zu einer weltweiten Klimaveränderung. In den Dolomiten wurde diese Zeitgrenze anhand von Gesteinabfolgen bei Tesero oder Seis am Schlern untersucht. Die Grenze wird dabei in den Schichten des Tesero Ooliths gelegt, den Beginn der „Werfen Formation“ (STINGL UND WACHTLER 1999).

Wie das gesamte Ost - Südalpin kann man den Zeitabschnitt Trias auch in den Dolomiten in sechs kleinere Zeitstufen gliedern. Diese Stufen sind mit dem ältesten beginnend das Skyth (nach dem antiken Volk der Skythen), das Anis (nach Anisus= Enns), das Ladin (nach den rhätoromanischen Ladinern), das Karn (nach Kärnten), das

Nor (nach der römischen Provinz Norikum), das Rhät (nach der römischen Provinz Rhätien) (Ortner und Mayr 1987).

4.3.4.2 Das Skyth

Mit dem Beginn der Trias (dem Skyth) stieß das Meer nun komplett nach Westen in die Alpenregion vor. Es bildete sich ein flaches, küstennahes Meer von nur wenigen Metern Tiefe. Das Meer war auf den gesamten Schelf des alten Tethysmeeres ausgedehnt (STINGL UND WACHTLER 1999).

Zu dieser Zeit kam es aber auch immer wieder zu Meeresspiegelschwankungen. BOSELLINI (1998) nimmt 4 große Transgressionen mit den entsprechenden Regressionen an, teilweise gab es wohl auch Phasen, in denen die Sedimente über dem Meeresspiegel auftauchten (STINGL UND WACHTLER 1999).

In den Dolomiten hat die Werfen Formation, so nennt man die gesamten Ablagerungen während des Skyths, eine Mächtigkeit von 250 bis 400 m und ist gut an der westlichen Rosengartengruppe und in den Zonen von S. Martino di Castrozza aufgeschlossen.

4.3.4.3 Das Anis

Vor 237-236 Millionen Jahren begannen im Anis sich einige Bereiche der Dolomiten zu heben und aus dem Wasser herauszuragen. Es bildeten sich kleine Inseln, die stark der Erosion ausgesetzt waren. Dies ist auch der Grund, warum an einigen Stellen in den Dolomiten die Werfenformation nicht mehr vorhanden ist, bzw. einige Member (Einheiten) fehlen (BOSELLINI 1998). Die Schotter dieser Erosionsphase werden heute als das Richthofen Konglomerat bezeichnet und liegen in den westlichen Dolomiten am Top der Werfenformation.

Die Ursache für diese Hebung waren laterale Bewegungen zwischen der Valsugana und dem Pustertal, was zu Dehnungsbrüchen in Nord- Süd- Richtung und zur Verkippung großer Krustenbereiche führte. Innerhalb der verkippten Schollen kam es zur Ausprägung eines starken Reliefs (STINGL UND WACHTLER 1999).

Nach dieser kurzen Hebungsphase begann ein erneutes Absinken der Dolomitenregion und das Meer konnte erneut in den gesamten Bereich vorstoßen. Es bildete sich zuerst ein festlandnahes Flachmeer mit relativ trübem Wasser, der Reichtum an Pflanzenresten in den heutigen Sedimenten ist Ausdruck dafür.

Anschließend kam es zu einer Ablagerung der so genannten Contrin Formation, deren Sedimente auf ein warmes, klares und gut durchlüftetes Wasser hinweisen. Die Contrin Formation kann man sich als ausgedehnte Karbonatplattform vorstellen, die durch Wasserstraßen und Buchten gegliedert war (s. Abbildung 13).

Diese Unterschiede in der Wassertiefe wurden durch die vorangegangene tektonische Phase verursacht, wobei kleine Störungen oft die Becken innerhalb der Contrin

Plattform begrenzen. Der Wasseraustausch in diesen Becken war durch die umgebenden Flachwasserbereiche behindert, so dass es hier zu einer Ablagerung von schwarzen plattigen Kalken, der Moena- Formation kam (STINGL UND WACHTLER 1999). Die Contrin Formation ist in einigen Bereichen der Dolomiten bis zu 200 m mächtig und ist vor allem am Sockel vieler Berggruppen wie zum Beispiel dem Rosengarten aufgeschlossen.

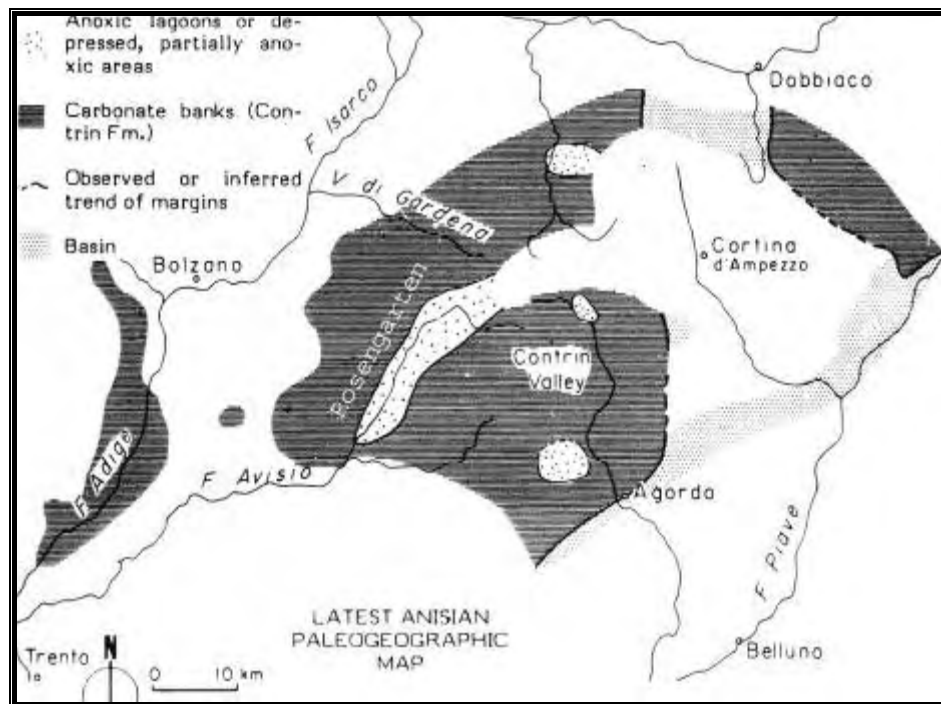


Abbildung 13: Schematische Paläogeographische Karte der Verteilung der Flachwassergesteine und Tiefwassergesteine am Ende des Anis (GAETANI ET AL 1981)

4.3.4.4 Das Ladin

Im Ladin änderten sich erneut die Bedingungen. Große Teile der Dolomitenregion und mit ihr ein Großteil der Venetianischen und Lombardischen Alpen sanken ab. Diese Absenkung ging relativ schnell vonstatten, so dass nach ca. drei bis vier Millionen Jahren eine Absenkung von 1000 m erreicht wurde. Die Dolomiten wurden zur Tiefsee (BOSELLINI 1998).

Die Ursache für diese rasche Absenkung war wahrscheinlich ein Kollaps in den magmatischen Prozessen. Es begann außerdem die Contrin-Plattform in einzelne Schollen zu zerbrechen, die dann teilweise verkippten, so dass einige Bereiche der Schollen in tiefe Beckenbereiche sanken und es dadurch auf der anderen Seite zu einer Heraushebung kam. Auf diesen höher gelegenen Bereichen konnten sich erste

Organismen ansiedeln, wie z.B. Schwämme und Algen, die eine Art Riff bildeten (BOSELLINI 1998).

Die Tatsache, dass sich so schnell dort Algen und Schwämme ansiedeln konnten und das Schritthalten mit der allgemeinen sehr schnellen Subsidenz, weist darauf hin, dass ein sehr warmes Klima geherrscht haben muss. Außerdem muss das Meer sehr gut durchlüftet und auch klar gewesen sein. Teilweise müssen die Umweltbedingungen für die Organismen so gut gewesen sein, dass die Riffe nicht nur nach oben mit dem steigenden Meeresspiegel wuchsen, sondern sich auch seitlich ausdehnten. Diese Progradation ist noch heute anhand der geneigten Schichtflächen (Klinostratifikation), wie es zum Beispiel am Rosengarten der Fall ist, zu erkennen (vgl. Kapitel 5.3.3.2).

Die Landschaft wurde durch tiefe Buchten, kleine Inseln und Sandbänken geprägt, wobei die Becken durch den Wachstum der Riffe immer tiefer wurden, da sich hier keine riffbildenden Organismen ansiedeln konnten (siehe Abbildung 14).

Diese Riffgesteine werden heute unter den Namen Schlerndolomit bzw. Marmoladakalke bezeichnet. Die Beckensedimente werden zur Buchensteiner-Formation zusammengefasst. In der Buchensteiner-Formation befinden sich auch Schichten aus vulkanischen Aschen und Tuffen, was auf eine starke vulkanische Aktivität außerhalb der Dolomiten Region während des Ladin hinweist (BOSELLINI 1998).

In den östlichen und südlichen Bereichen der Dolomiten lag dagegen das offene Meer, wo Schüttungen von Sandmassen stattfanden. Diese Sande stammen aus der Hochebene (heute venezianische Tiefebene), wo es wegen der Heraushebung zu einer sehr starken Erosion gekommen war (s. Abbildung 14).

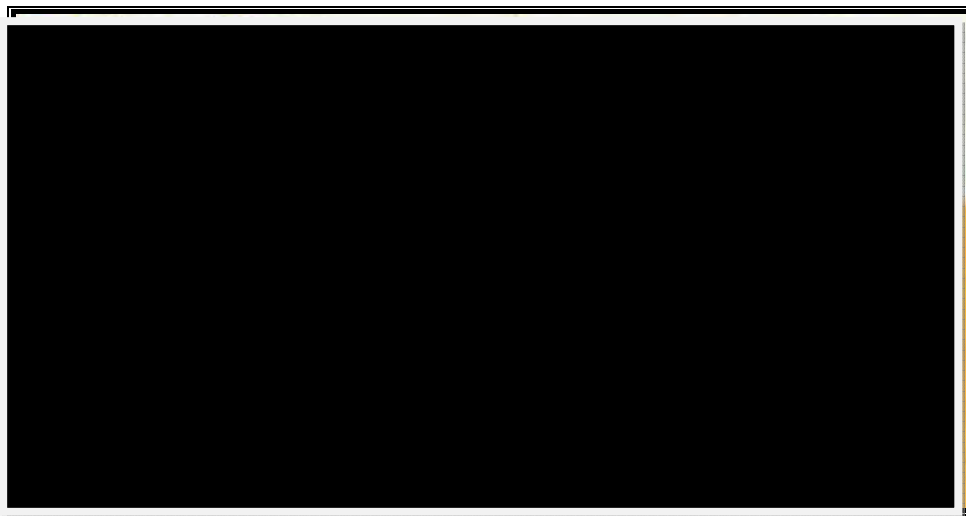


Abbildung 14: Verteilung der Meeresbecken und der karbonatischen Plattformen zur Zeit des Ladin(BOSELLINI 1998)

Jedoch verringert sich die Mächtigkeit der Sande in Richtung Westen schnell, so dass es sich eher um Schuttfächer, die aus südlicher Richtung kamen, als um eine geschlossene Sedimentation gehandelt haben muss (s. Abbildung 14). Am Ende des Ladin vor etwa 230- 258 Millionen Jahren kam es in der Dolomiten Region zur Förderung von riesigen Mengen an vulkanischen Materialien. Aber nicht nur in den Dolomiten sondern auch im gesamten Mittelmeerraum setzte die vulkanische Aktivität ein. Durch teils sehr starke Vulkanausbrüche, die wiederum starke Erdbeben verursachten, kam es an den Hängen der Riffe zu Rutschungen. Dadurch wurden oft große Bänke abgelöst und in tiefere Bereiche verfrachtet. Diese submarinen Rutschungen und Schüttungen sind teilweise sehr chaotisch durchmischt, so dass sie den Namen „Caotico eterogeneo“ erhielten (STINGL UND WACHTLER 1999).

In den Dolomiten bildeten sich zwei große Vulkankomplexe heraus. Der eine in der Nähe von Pradazzo und der andere in der Nähe von Monzoni. In dieser Region kam es zur starken Förderung von Lava aus Gängen und Spalten und zusätzlich zur Ablagerungen von Tuffen und Aschen (STINGL UND WACHTLER 1999).

Die Laven durchzogen oft die Riffkörper und sind heute noch gut am Latemar und der Marmolata von den Riffgesteinen zu unterscheiden.

Da ein Großteil der Laven unter dem Meer gefördert wurde kam es ebenfalls zur Bildung von Kissenlaven. Die tiefen Becken füllten sich so langsam mit den vulkanischen Produkten auf. Die Riffe selbst wurden durch subaerische Laven überdeckt, was eine Art Schutzschicht gegen die später einsetzende quartäre Erosion bildete, so dass die Riffkomplexe bis heute fossil erhalten blieben (BOSELLINI 1998).

Um die Herkunft der ungeheuren Mengen Magmen zu erklären, wird angenommen, dass der Bereich der Dolomiten in einem Becken hinter einem vulkanischen Inselbogen gelegen haben muss, der durch die Subduktion eines Ozeanbodens an der adriatischen Platte mit den östlichen Dinariden entstanden war (STINGL UND WACHTLER 1999).

Die tektonischen Bewegungen und damit die vulkanische Aktivität kamen nach kurzer Zeit im Ladin wieder zur Ruhe. In dieser Ruhephase kam es zur Erosion der vulkanischen Ablagerungen. Teilweise hatten sich kleine vulkanische Inseln gebildet, deren Abtragungsprodukte in die Becken transportiert wurden und diese langsam verfüllten. Vor allem bildeten die vorher gehobenen Bereiche wie Latemar, Schlern/Rosengarten Riffe und die Vulkankomplexe von Pedazzo und Monzoni, also der Marmolata Bereich, eine große Insel. Von dieser Insel aus kommt es zu Schüttung der Marmolata Konglomerate (s. Abbildung 15).

Entfernt man sich aber weiter von Abtragungsgebiet werden die Sedimente feinkörniger und werden als „Wengener Schichten“ bezeichnet.

So wurden erst durch die vulkanischen Produkte und später durch die Erosionsprodukte die tiefen Becken in diesem Teil der Dolomiten vollständig aufgefüllt (BOSELLINI 1998).

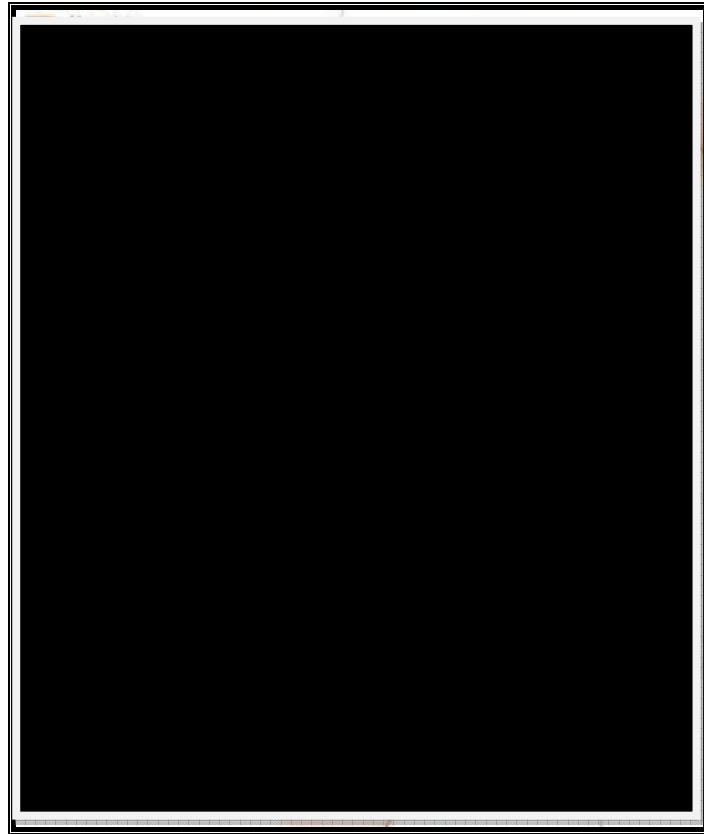


Abbildung 15: Karte der Verteilung der Marmolata Konglomerate und die Verteilung der Riffe, die teilweise die Schüttungsweite begrenzen (BOSELLINI 1998)

Zum Ende des Ladin hatte sich durch diese Vorgänge eine Landschaft gebildet, die im Westen in weiten Bereichen der Riffplattformen zum Festland geworden war und im Osten durch tiefe Meereszonen geprägt wurde. Im Randbereich von Festland zu Tiefseebecken bildet sich wieder erste Riffe (s. Abbildung 16). Immer wieder lösten sich Blöcke von den steilen Felsenküsten der Inseln ab und stürzten in die tiefen Becken. Diese großen Kalkblöcke lagerten sich dort ab und sind heute unter den Begriff „Cipit Kalke“ zusammengefasst. Die Aufschlüsse dieser Breccien sind nach ihrer roten Farbe benannt, wie zum Beispiel Col Rossi oberhalb von Canazei, Crepe Rosse östlich vom Fedaiapaß und auch Denti Terrarossa und Cima di Terrarossa im Süden der Seiser Alm (vergleiche hierzu Abbildung 10).



Abbildung 16: Paläogeographie am Ende des Ladins (BOSELLINI 1998)

4.3.4.5 Das Karn

Ende des Ladins bzw. erst ab Beginn des Karns war die Subsidenzbewegung fast vollkommen zum Stillstand gekommen. Außerdem war nun dieser Abschnitt der Dolomiten wieder zu einem ruhigen, tropischen Meeresabschnitt geworden, so dass sich Riffe bilden konnten (BOSELLINI 1998). Die Riffe bildeten sich vor allem an den Randzonen der Erhebungen (s. Abbildung 17). Der Unterschied zu den vorherigen Riffen bestand darin, dass nun überwiegend auch Korallen an deren Aufbau beteiligt waren. Die Riffe breiteten sich durch die fehlende Subsidenz nur zur Seite hin aus und wuchsen so über die Sedimente der immer noch vorhandenen tiefen Becken (s. Abbildung 17). Diese Kalke der Riffe sind heute unter dem Namen „Cassianer Dolomit“ bekannt, die Beckensedimente werden dagegen als „Cassianer Formation“ bezeichnet (STINGL UND WACHTLER 1999).

Zu Beginn des Oberen Karn kam es erneut zu einer Hebung in den südlichen Dolomiten (im heutigen Bereich der Po Ebene). Dadurch wurde der Wachstum der Cassianer Riffe gestoppt und viele Berieche wurden zum Festland. Dennoch gab es noch vereinzelt isolierte Becken die durch Flachwassersediment verfüllt wurden. Diese Sedimente werden als der „Dürenstein Dolomit“ bezeichnet und sind im Vergleich zu den Cassianer Formation mehr schräg geschichtet (BOSELLINI 1998).



Abbildung 17: Die Paläogeographie der Dolomitenregion im späten Ladin bzw. Unteren Karn
(BOSELLINI 1998)

Mit der Auffüllung der Becken durch den Dürrenstein Dolomit kam es zu einer Einebnung des gesamten östlichen Dolomiten Bereichs (STINGL UND WACHTLER 1999), der westliche Teil war schon vorher von vulkanischen Produkten verfüllt worden (BOSELLINI 1998).

Am Ende des Karns wurde die nun fast vollkommen ausgeglichene Ebene von verschiedenen Sedimenten (Gesteinen) der vorher abgelagerten Formationen überdeckt. Es handelt sich dabei um die Gesteine der Raibl- Formation.

Die Gesteine der Raibl Formation stammten vermutlich von einem südlich gelegenen Festland, einer Art Flussebene, deren Flüsse Richtung Norden hin entwässerten. Dem Festland war außerdem im Norden ein flacher Küstenbereich vorgelagert (s. Abbildung 16). Dieser Küstenbereich war durch salzige Lagunen und Sandbänke geprägt (s. Abbildung 18), auch fielen manche Küstenbereich immer wieder trocken (STINGL UND WACHTLER 1999).

Typische Aufschlüsse von den Raibl Formation findet man Falzarego Pass, (vgl. hierzu Abbildung 10) (BOSELLINI 1998).

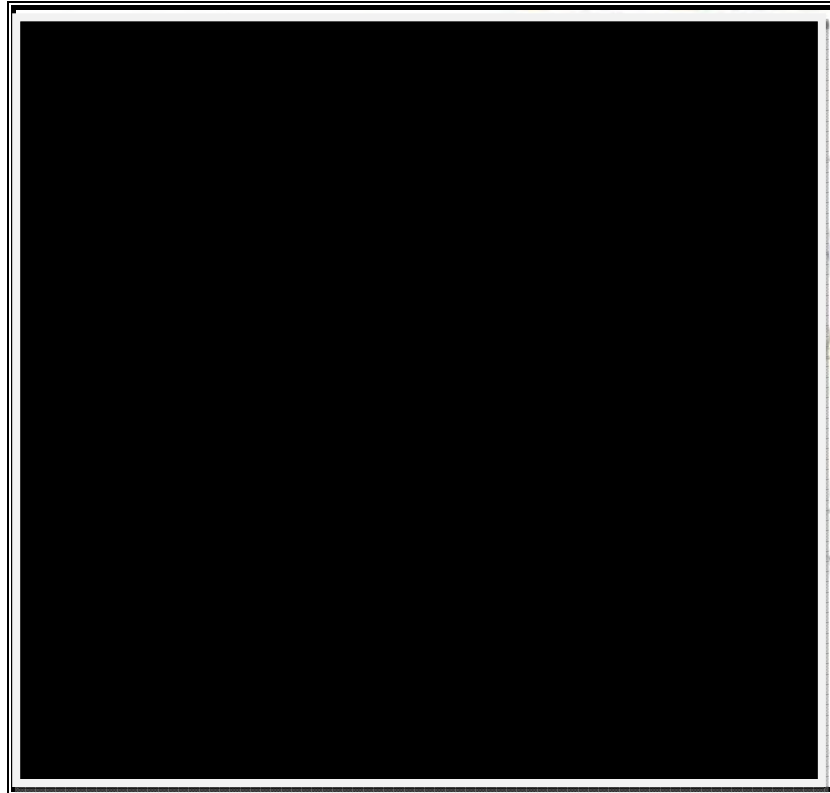


Abbildung 18: Paläogeographie am Ende des Karn, zur Zeit der Raibl Formation (BOSELLINI 1998)

4.3.4.6 Das Nor

Vor etwa 220 Millionen Jahren, zu Beginn des Nor, kam es zur Überflutung der Küstenebene durchs Meer. Der Grund des Vorstoßes war eine marine, regionale Transgression, die den gesamten mediterranen Bereich betraf (BOSELLINI 1998). Das Meer zog sich aber immer wieder zurück und stieß erneut vor, so dass es zur abwechselnden Ablagerung von Kalkschlämmen während der Hochwasserperioden und feingeschichteten Sedimente während der Niedrigwasserperioden kam, heute als so genannter „Dachsteindolomit“ bzw. Hauptdolomit bekannt.

Das Klima war zu dieser Zeit extrem heiß und trocken, so dass beim Trockenfallen der weiten Schlammflächen und unter Einwirkung der Sonneneinstrahlung es zur Bildung von polygonalen Schlammsherben und verschiedener Breccien Typen kam (BOSELLINI 1998). Wegen des Klimas kam es sehr wahrscheinlich auch zu einer sehr schnellen Dolomitisierung der sonst eher kalkigen Ablagerungen.

Diese Flachwasserverhältnisse bzw. Wattenbereiche dauerten im ganzen Nor an, was einer Dauer von 11 Millionen Jahren entspricht und ließen so die oft bis zu 1000 m mächtigen Gesteinsabfolgen des „Hauptdolomits“ entstehen. Dieser Hauptdolomit ist auch noch heute in den Dolomiten sehr weit verbreitet, wie z.B. bei Fanes, Cristallo und bei den „Drei Zinnen“, wobei im Westen der Dolomiten ein Grossteil der Erosion zum Opfer viel (Vgl. Abbildung 10)

4.3.4.7 Das Rhät

Gegen Ende der Trias vor etwa 210-205 Millionen Jahren vertiefte sich die Landschaft im mediterranen Raum, so dass ganz Italien bedeckt wurde und den Ostrand eines kleinen Ozeans bildete, der sich in südliche Richtung von der Schweiz bis hin nach Sizilien öffnete (BOSELLINI 1998). Der Bereich war nun ständig von Wasser überdeckt. Auch kam es zu einem Klimawechsel, es wechselte das aride trockne heiße Klima zu einem feuchten heißen Klima, so dass die Bildung von Dolomit nicht mehr begünstigt wurde und es zur Ablagerung von Kalken kam.

Es handelt sich um die „Dachsteinkalke“ und später um die „Grauen Kalke“ die auf der so genannten Trento-Plattform (s. Abbildung 19) abgelagert wurden. Die Trento-Plattform war ca. 80 km breit und bildete eine riesige submarine Schwelle zwischen dem Lombardischen Becken und dem Becken von Belluno (s. Abbildung 19).

Die Trento- Plattform konnte sich noch bis ins Mittlere Jura halten, was auch für die große Mächtigkeit von bis zu 1000m der Dachsteinkalke spricht.

Der Dachstein Kalk kommt nur in den östlichen Dolomiten vor und hat am Piz Boè nur eine Mächtigkeit von 40m und wird in Richtung der Ampezzaner Hochfläche immer mächtiger, wobei die höchste Mächtigkeit bei Monte Tudaio erreicht wird (BOSELLINI 1998).

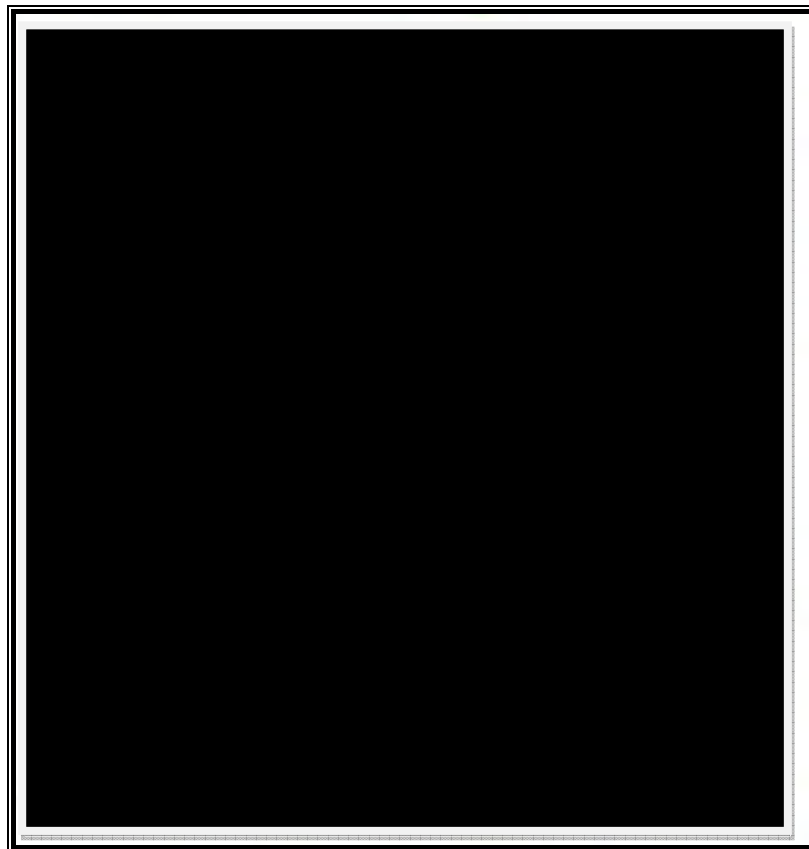


Abbildung 19: Die Trento- Plattform am Ende der Trias bzw. zu Beginn des Jura (Bosellini 1998)

4.3.5 Die Entwicklung im Jura

Der Beginn des Jura war noch durch die Ablagerung der Grauen Kalke auf der Trento-Plattform gekennzeichnet, wobei das Vorhandensein von Kohlelinsen im Gestein den Beginn des Jura zeigt. Durch die jurassische Erosion können die Grauen Kalke aber auch fehlen (BOSELLINI 1998).

Im Mittel- Ober Jura versank dann schließlich die Trento-Plattform und wurde so zu einen mehrere hundert Meter unter dem Meer liegenden Tafelberg.

Dieser Tafelberg lag unter der photischen Zone und wurde durch umweltstörenden Faktoren beeinflusst, wie zum Beispiel kalte Meeresströmungen. Es wurden so nur Tiefwassersedimente abgelagert die als „Ammonitico Rosso“ bekannt sind (BOSELLINI 1998).

4.3.6 Die Entwicklung in der Kreide

Am Beginn der Kreide kam es noch zur Sedimentation von Kalken in der Tiefsee, welche der „Bianco Formation“ zugeordnet werden. Nur an wenigen Stellen in den Dolomiten sind noch weitere Gesteine der Kreide zu finden, da diese während der Quartären Erosion teilweise komplett abgetragen wurden. Dies sind vor allem neben der „Bianco Formation“, die „Puez- Mergel“, „Antruilles- Formation“ und „Ruoibes-Formation“ (STINGL UND WACHTLER 1999).

Während der Kreide gehörten die Dolomiten zu einem tiefen Meer, in dem es überwiegend zur Ablagerung von Kreidemergel kam, die auch noch heute im gesamten Mittelmeerbereich zu finden sind. Auch Turbiditablagerungen, erste Flyschablagerungen, sind bekannt (BOSELLINI 1998).

Während der mittleren Kreide kam es zur Schließung des Ligurischen Ozeans, der sich im Jura geöffnet hatte und später durch die Hebung der Alpen geschlossen wurde, die Dolomiten wurden aber vermutlich erst im Tertiär gehoben. Diese Ereignisse kann man auf eine Konvergenzbewegung der Platten zurückführen, die seit der Kreide herrschte (vgl. Kapitel 3.3).

4.3.7 Die Entwicklung im Tertiär

Während des Tertiär waren die Dolomiten vermutlich komplett von Sediment bedeckt. Dies ist nur noch an einer Stelle, dem Monte Parei nachweisbar (vgl. Abbildung 9). Deshalb werden diese Sedimente auch als „Parei- Konglomerat“ bezeichnet.

Es wurde auf den bereits verfalteten Untergrund abgelagert und ist somit die jüngste marine Ablagerung in den Dolomiten (STINGL UND WACHTLER 1999). Außerdem weißt dieser Unterschied auf zwei Gebirgsbildungsphasen hin, wobei die Dolomiten während der ersten Phase noch zum Großteil unter dem Meeresspiegel gelegen haben müssen.

Die Dolomiten wurden erst in der mesoalpiner Phase vor 20-30 Millionen Jahren gehoben, besonders der Ostteil der Dolomiten reagierte mit Brüchen und Falten auf diese tektonische Beanspruchung.

Die neoalpine Phase war der Höhepunkt der Hebung der Dolomiten. Die Dolomiten wurden dabei auf ihr heutiges Niveau gehoben (BOSELLINI 1998). Eine letzte Phase ereignete sich dann am Ende des Pliozän und führte zur Deformation des Südteils der Venetianischen Alpen, außerdem wurde die miozäne- pliozäne Deformation verstärkt.

Die Gesteine am Ende des Tertiärs sind leider nicht überliefert, deshalb bleibt die genaue Entwicklung der Dolomiten im Unklaren.

4.3.8 Die Entwicklung im Quartär

Schon während der Hebung der Alpen bzw. Dolomiten setzte die Erosion der Gesteine ein. Man geht davon aus, dass die Dolomiten schon ab dem Miozän Abtragungsgebiet waren, aber Ablagerungen als Beweis am Ende des Tertiärs fehlen (STINGL UND WACHTLER 1999). Wie schnell dabei ein Gestein verwittert hängt von dessen Beschaffenheit und anderen Faktoren ab (vgl. Kapitel 2.2).

Im Quartär kam es immer wieder zu extremen Klimaschwankungen. Dabei waren die Dolomiten während der Kaltphasen oft von Eiskappen bedeckt. Man geht davon aus, dass auch die Dolomiten von den vier großen Vereisungsphasen des Alpenraums betroffen waren (vgl. Kapitel 3.4). Die Gletscher der Kaltphasen formten sowohl die Täler als auch die Gipfel der Dolomiten. So bildeten sich die U-Täler wie zum Beispiel das Marsontal, das Tamerstal oder das Langental (BOSELLINI 1998).

Auch kam es zur Ablagerung von Moränen, wie zum Beispiel im oberen Eggental oder dem Fassatal. Weiter Ablagerungen wurden durch die Schwemmfächer oder die Wildbachschutte gebildet (BOSELLINI 1998).

Aber auch während der Warmphasen wurden die Dolomiten weiter geformt. So kam es zur Verkarstungserscheinungen und kleine Bäche bildeten kleine Canyons.

Alle diese Faktoren trugen dazu bei, dass die Dolomiten ihre einzigartige heutige Form erhielten. Der Prozess der Erosion hält auch noch heute an, so dass es zu einer weiteren Abtragung der Dolomiten kommt. In einigen Millionen Jahren könnten die Dolomiten wieder einer weiten flachen Ebene gleichen.

5. Die Stratigraphie

5.1 Einleitung

Wie schon aus dem Kapitel 4.3 ersichtlich ist, kam es in den Dolomiten im Laufe der Zeit zur Ablagerung von unterschiedlichen Gesteinsformationen. Diese Gesteine bzw. einzelnen Gesteinsformationen, die ja unterschiedliche Zeitabschnitte in den Dolomiten widerspiegeln, sollen nun anhand von Beispielen des Kartiergebiets erklärt und beschrieben werden. Da aber bei weitem nicht alle Formationen und Member am Rosengarten vorhanden sind, werden auch nur die intensiv besprochen, die wirklich am Rosengarten vorhanden sind. Dies entspricht ungefähr dem Zeitabschnitt von Oberen Perm bis zum Oberen Jura. Die Abbildung 20 soll einen allgemeinen Überblick über die Stratigraphie am Rosengarten bzw. der Dolomiten geben. Bei einzelnen Formationen, wie zum Beispiel der Werfenformation wird aber noch eine weitere Untergliederung in Member gemacht, da diese bei der Kartierung im Gelände ebenfalls unterschieden wurden.

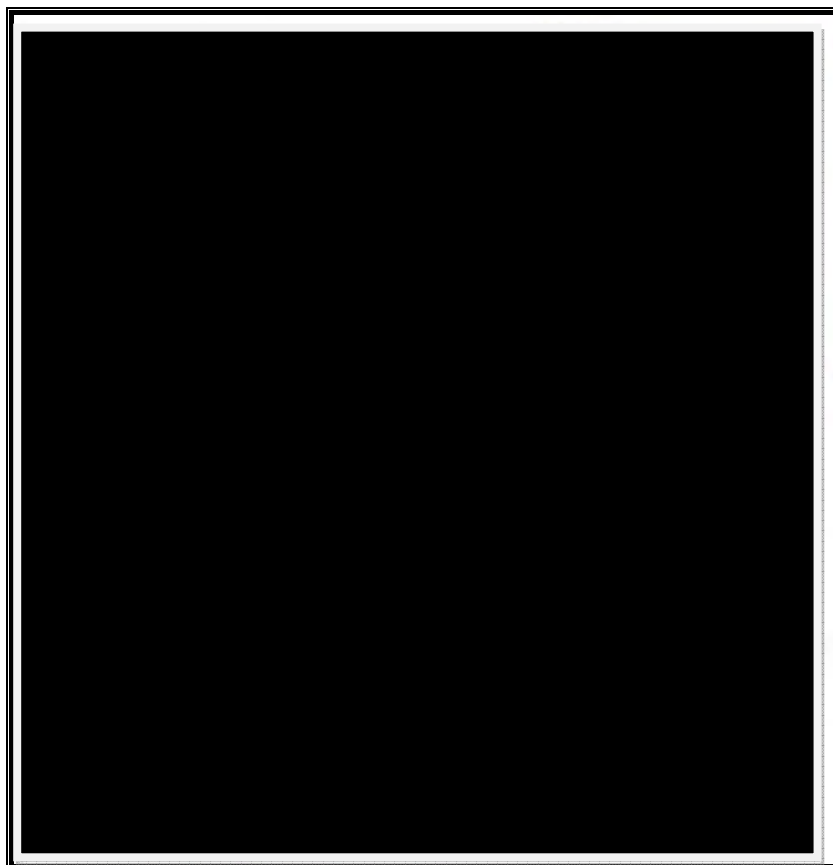


Abbildung 20: Stratigraphische Abfolge der Dolomiten, mit Angaben von anderen Lokalitäten, vgl. auch Mächtigkeitsprofil auf Geologischer Karte (verändert Bosellini 1998, nach Gradstein et al. 1994)

5.2 Perm

5.2.1 Bozener Quarzporphyr Komplex

Der Bozener Quarzporphyr Komplex erhielt seinen Namen nach der Stadt Bozen in Italien, weil im Raum Bozen eine größere Fläche von permisch vulkanogenen Gesteinen schüsselförmig abgelagert wurde. Allgemein spricht man in der Wissenschaft von dem „Complesso Vulcanico Atensio“ (Südtiroler Vulkankomplex).

Der Porphyr kommt ausschließlich im Westteil der Dolomiten vor und erreicht seine Maximalmächtigkeit von 1500- 2500 m u.a. in der Umgebung des Etschtals zwischen Trient und Bozen. Er wird nach Osten hin allmählich geringmächtiger, wo er dann schließlich vollständig auskeilt. Diese Vulkanit Platte hat eine Fläche von ca. 4000 km². Der Quarzporphyr ist im Allgemeinen erdfarben bis rot-braun (s. Abbildung 21). Der gesamte Bozener Quarzporphyr Komplex ist aus intermediären bis sauren Laven, Ignimbriten, pyroklastischen Beccien, Tuffen, Tuffiten und zwischengeschalteten vulkanoklastischen Sedimenten aufgebaut (STINGL UND WACHTLER 1999).

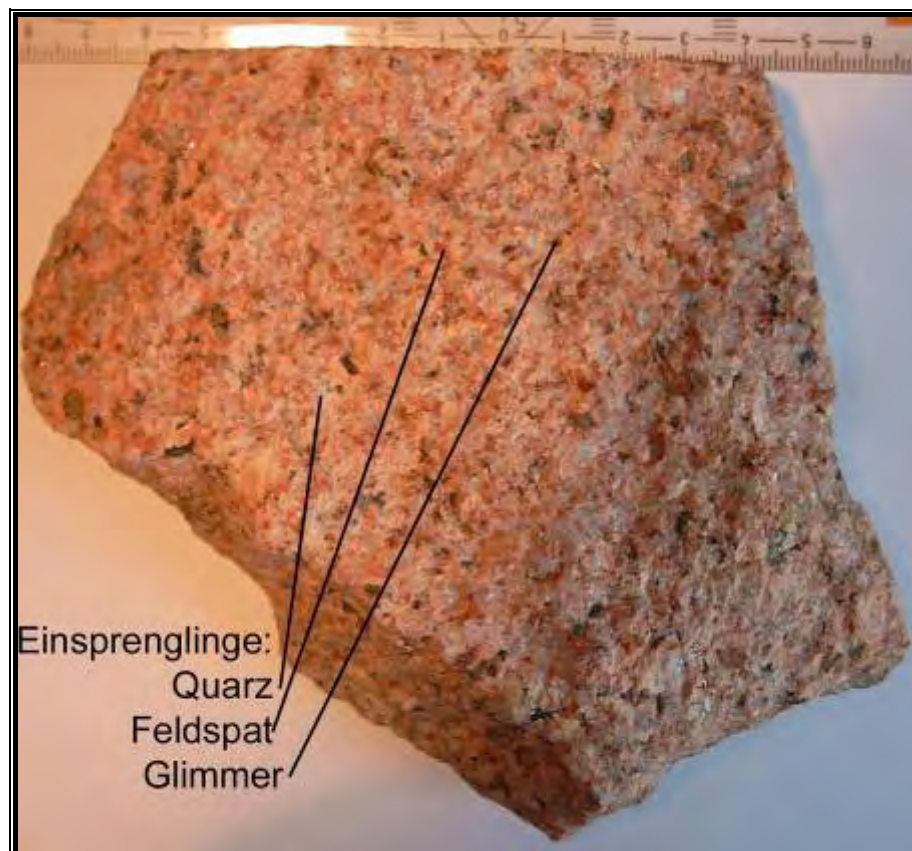


Abbildung 21: Bozener Quarzporphyr (Fundort Südwestlich vom Karer Pass)

Nach BRANDNER UND MOSTLER (1982) kann der Bozener Quarzporphyr Komplex in drei Einheiten unterteilt werden: 1. Latiandesite und Dazite, 2. Quarzlatite und Rhyodazite und 3. Rhyolithe. Nach MOSTLER (1986) kann man aber die Einheiten 2 und 3 zu einer „Oberen Gruppe“ zusammenfassen. Diese „Obere Gruppe“ ist auch die, die im Kartiergebiet vorhanden und stellenweise aufgeschlossen ist.

Es handelt sich bei dem Bozener Quarzporphyr um einen umgewandelten Ryolith mit porphyrischen Gefüge, d.h. große Einsprenglinge sind in einer feineren Matrix eingebettet (s. Abb. 21). Die großen Einsprenglingskristalle (s. Abb. 21) meistens aus Quarz (hell, weiß), Feldspat (orange- rötlich, braun) oder Glimmer (dunkel bis schwarz), bildeten sich durch eine frühe langsame Auskristallisierungsphase des Magmas. Die feine Matrix (hell rosa) dagegen bildete sich durch die schnelle Abkühlung beim Austritt der Gesteinschmelze an der Erdoberfläche (STINGL UND WACHTLER 1999).

Im Kartiergebiet kommt der Bozener Quarzporphyr oft stark vergrust und verwittert vor. In dem fein verwitterten Grus sind aber immer noch größere Blöcke vom stark verwitterten Quarzporphyr enthalten. Es kann sein, dass man sich in den vergrusteten Bereichen schon im Übergangsbereich zu der Grödner Sandstein Formation befindet. Die Vergrusung befindet sich immer am Top des Bozener Quarzporphyr Komplex. Eine Schichtung, wie es beim Grödner Sandstein der Fall ist, ist nichtvorhanden (vgl. Abbildung 22). Der untere Abschnitt d.h. ältere Teil des Quarzporphyrs ist aber typisch rötlich mit großen Einsprenglingen in einer festen, feinen Matrix (porphyrisch).

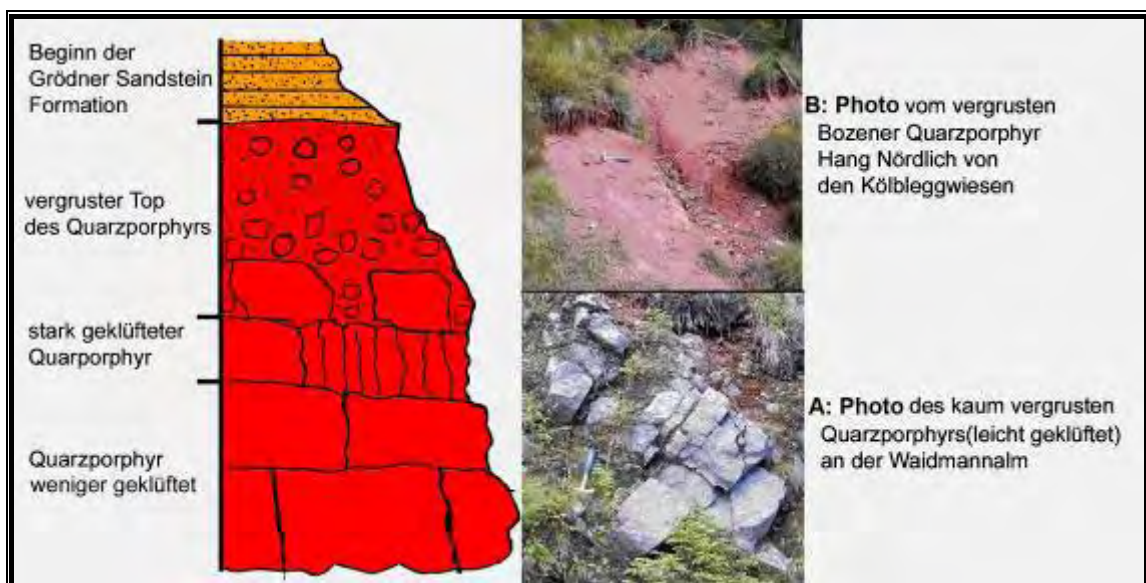


Abbildung 22: Skizze zeigt den theoretischen Aufbau des Bozener Quarzporphyr Komplexes im Kartiergebiet. Die Mächtigkeit der einzelnen Bereiche kann dabei von einigen Metern bis mehrere Zehner Metern schwanken. Das A zeigt den oberen Bereich und B zeigt den unteren Bereich des Quarzporphyr Komplexes.

Ein besonderes Merkmal weist das Gestein in der Nähe der Störung auf, die durchs Kartiergebiet läuft; hier ist der Bozener Quarzporphyr sehr stark geklüftet (mehr hierzu im Kapitel 6.2).

Der Bozener Quarzporphyr Komplex liegt im Westen des Kartiergebiets bis auf einer Höhe von 1700 m bzw. im Norden von der Störung sogar bis 1750 m über NN.

Eine genaue Grenze lässt sich leider nicht festlegen, da wegen der quartären Überdeckungen die meisten Aufschlüsse von Schutt und Geröllen verschüttet wurde. In den meisten Fällen bildet der Quarzporphyr ein steileres Relief als der Grödner Sandstein, so dass es möglich ist, eine Grenze festzulegen. Das Paläorelief des Bozener Quarzporphyr Komplexes lässt sich kaum nachweisen. So bildet der Top des Bozener Quarzporphyr Komplexes eher eine Art Ebene (Fläche), die etwas in Richtung Norden absinkt bzw. erodiert wurde. Deshalb liegt die Grenze zum Grödner Sandstein im Norden um ca. 10-20 Meter niedriger als im Süden.

Den gesamten Bozener Quarzporphyr Komplex kann man sehr gut vom Kartiergebiet aus an der Hauptstrasse entlang bis nach Bozen verfolgen. Besonders das Eggental ist wegen seiner tiefen Schlucht, die sich in den Quarzporphyr eingeschnitten hat sehr bekannt und zeigt einen guten Überblick über das gewaltige Ausmaß des Bozener Quarzporphyr Komplexes.

5.2.2 Grödner Sandstein Formation

Die Grödner Sandstein Formation überlagert in weiten Bereichen der Dolomiten den Bozener Quarzporphyr. Benannt ist der Sandstein nach dem Grödner Tal (Val Gardena). Die Grödner Sandstein Formation hatte am Ende des Perms das Paläorelief des Bozener Quarzporphyr Komplexes wieder verfüllt (vgl. Kapitel 4.3.3). Meistens handelt es sich bei der Grödner Sandstein Formation um das erodierte Material des Bozener Quarzporphyr Komplexes. Wie der Name andeutet, besteht der überwiegende, zumindest im Hauptteil, Teil aus Sandstein. Die Farbe ist weinrot, aber auch graue, braungraue, gelbgraue oder grüngraue Färbungen sind möglich (PIA 1937). Die Mächtigkeit der Grödner Sandstein Formation schwankt von 0 bis 500 Metern und ist in der Mitte des permischen Vulkankomplexes mit über 500 m am größten. Besonders gut aufgeschlossen ist die Grödner Sandstein Formation zum Beispiel in der Bletterbachschlucht bei Radein oder am Würzjoch nördlich des Peitlerkofels (PIA 1937). Zum Rand der Dolomiten hin fehlt der Grödner Sandstein dann oft, besonders in Richtung Süden nimmt die Mächtigkeit stark ab. Die hohen Mächtigkeitsverhältnisse im Raum Bozen sind vor allem auf ein Nachsinken des Raumes während der Bildung der Sedimente über der ehemaligen Magmenkammer zurückzuführen (BRANDNER UND MOSTLER 1982).

Nach BRANDNER UND MOSTLER (1982) sollte normalerweise die Grödner Sandstein Formation mit einer grobklastischer Folge (Schotter, Kiese, Grobsande) beginnen, die aus dem Detritus aufgearbeiteter Vulkanite besteht. Im höheren Teil sollten dann erste aufgearbeitete Kristallinkomponenten des Bozener Quarzporphyr Komplexes auftauchen, die auf die fortschreitende „Transgression“ des Grödner Sandsteins über das kristalline Basement schließen lassen. Nach BUGGISCH (1978) folgt nach den gröberen Klastika des unteren Abschnitts eine Wechselfolge aus roten Tonen und Silten mit mehr oder weniger mächtigen Sandschüttungen verschiedener Korngrößen. Der Top der Grödner Sandstein Formation ist im Westabschnitt der Dolomiten eher durch kontinentale, fluviatile Einflüsse beeinflusst, dagegen sind im Osten schon mehr marine, manchmal auch eingeschaltete Evaporite (Randmarine Bedingungen) möglich. Im unteren Teil der Grödner Sandstein Formation sind auch fossile Pflanzenreste, wie zum Beispiel Blätter, Ästchen, Stämme und Pollen zu finden. Es handelt sich jedoch immer um Pflanzen ohne Blüten. Die Pflanzen sind durch die Inkohlung, der Umwandlung von Pflanzenresten in Kohle sehr gut erhalten. Auch können Amphibienspuren (Tetrapodenfährten) vorhanden sein (BOSELLINI 1998).

Je nachdem wie das schwache Paläorelief im Kartiergebiet des Bozener Quarzporphyr Komplexes aufgefüllt wurde, hat die Grödner Sandstein Formation eine Mächtigkeit von 90-100 m. Leider sind auch hier Aufschlüsse kaum oder gar nicht vorhanden, da sie von Geröllen und Schutt überdeckt wurden. Vermutlich wird aber eine ähnliche Abfolge im Kartiergebiet vorhanden sein wie von BRANDNER UND MOSTLER (1982) beschrieben.

Kleine Aufschlüsse befinden sich entlang der Straße von der Frommer Alm in Richtung Süden. Diese Aufschlüsse sind aber meistens so klein, dass oft nur wenige Meter aufgeschlossen sind. Es ist schwer möglich eine Aussage über die gesamte Abfolge der Grödner Sandstein Formation im Kartiergebiet zu machen. An einem dieser Aufschlüsse (vgl. Anhang A: Aufschluss 8) sieht man aber deutlich eine Bankung von einigen Zentimetern. Die Färbung ist weinrot, aber auch eine eher graue Lage aus mehr tonigen Material ist zu sehen. Der Sandstein ist an dieser Stelle sehr feinkörnig, so dass man ihn leicht mit Siltstein verwechseln könnte. Es handelt sich aber nicht um einen von der Gipfelregion abgerutschten Siltstein des Campill Members (s. Kapitel 5.3.1.1.7), da so gut wie kein Glimmer im Gestein vorhanden ist.

Wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse kann man die obere Grenze zur Bellerophon- Formation leider nicht genau festlegen. Nur anhand von Lesegesteinen bzw. das Fehlen von Sandstein im Schutt, kann die ungefähre Lage der oberen Grenze bestimmt werden. Die Lesegesteinkartierung erweist sich aber vor allem in den Bachläufen als sehr schwierig, da die Schuttüberdeckung hier schätzungsweise

mehrere zehner Meter beträgt und der Schutt überwiegend aus Geröllen der höheren Bergregionen (z.B. Schlerndolomit) besteht.

5.2.3 Bellerophon- Formation

Die Grödner Sandstein Formation wird von der Bellerophon- Formation überlagert, deren Gesteine vom Alter ins Obere Perm eingeordnet werden. Namengebend sind die kleinen Gastropoden, die Bellerophoniten. Die Bellerophoniten sind als Steinkerne im oberen Teil der Formation vorhanden. Die Namengebung ist deshalb nach dem internationalen Stratigraphischen Kodex nicht ganz korrekt. Da aber die Namensgebung im letzten Jahrhundert erfolgte, ist sie mittlerweile in den allgemeinen Sprachgebrauch eingegangen (BOSELLINI 1998).

Nach NOÉ UND BUGGISCH (1987) kann man die Bellerophon- Formation in vier paläogeographische Einheiten unterteilen, die unterschiedliche Faziesräume widerspiegeln.

Die erste Einheit ist das „Hinterland“, welches eine nicht marine alluviale Fläche bildete, die aus feingekörnten siliziklastischen rote Beckensedimenten aufgebaut ist. Wo es zur Ablagerung von nicht zyklischen Gips- und Dolomit Lagen kam, ist diese Einheit durch randlich marine Einflüsse charakterisiert (NOÉ UND BUGGISCH 1987).

Die nächste Einheit bildet eine „Innere Schelf“ Einheit, die von Gezeitenzyklen aufgebaut wird. An der Basis dieser Einheit findet man Gips und Dolomit (Sabkha) Zyklen, im unteren bis mittleren Bereich findet man dann einen Wechsel zwischen Gipsen und Mergelsteinen mit vereinzelt Sandsteinlagen im mittleren Abschnitt. Der Top der Einheit besteht aus regressiv gebildeten Kalkstein/Gips Zyklen (NOÉ UND BUGGISCH 1987).

Die dritte Einheit ist ein begrenzter Schelfbereich in den subaquatische, laminierte Gipse im unteren Abschnitt, komplexe Kalkstein/Dolomit Zyklen im mittleren Abschnitt und Kalksteine im Top zu finden sind (NOÉ UND BUGGISCH 1987).

Die letzte Einheit bildet der „Off Shore“ Bereich des Schelfs. Die Basis dieses Bereiches ist durch eine dünne Abfolge von Evaporiten gekennzeichnet. Der mittlere und obere Abschnitt dagegen besteht aus dolomitierten Kalksteinen (NOÉ UND BUGGISCH 1987).

BOSELLINI & HARDIE (1973) teilen die bis zu 600 Meter mächtige Formation in zwei Faziesseinheiten. Die erste Einheit bezeichnen sie als „Lower dolomite-gypsum facies“ und die zweite als „Upper micritic-skeletal limestone facies“. Die untere Einheit teilen sie wiederum in einen immer wieder auftretenden Zyklus von 4 Schichten (s. Abbildung 22).

Die Bellerophon Formation ist im Kartiergebiet nicht aufgeschlossen bzw. nur an einer Stelle sind die letzten paar Meter des Tops vorhanden (vgl.: Anhang A: Profil 1). Damit können auch nicht die oben beschriebenen Einheiten oder die weitere Einteilung der unteren Einheit bestätigt bzw. nachvollzogen werden. Selbst eine Lesegesteinkartierung ist so gut wie gar nicht durchführbar, da die Gipse in den meisten Fällen verwittert sind und sich die eher dolomitischen Lagen bzw. Kalkgesteine kaum von den meter hohen Schuttmassen des übrigen Materials unterschieden lassen.

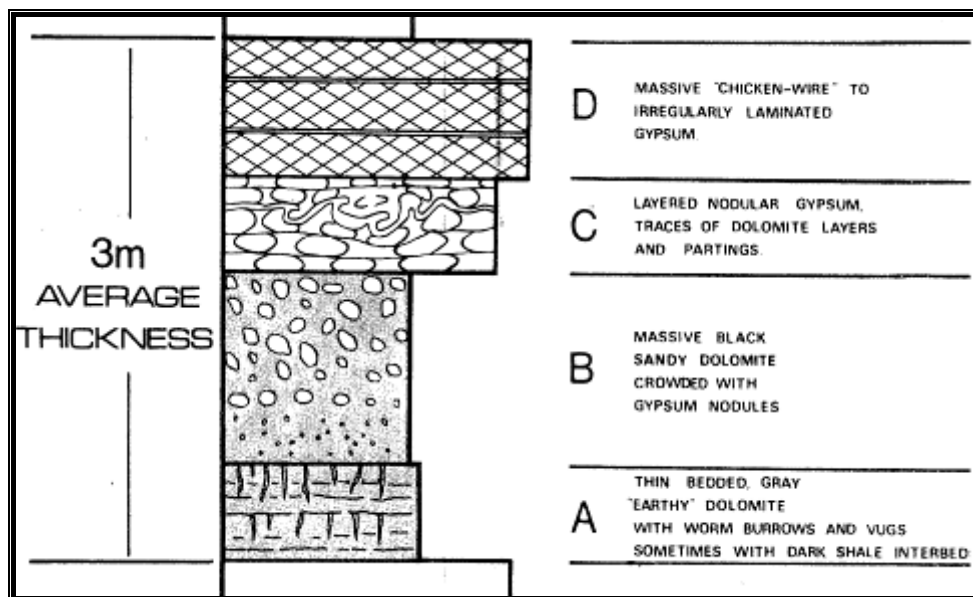


Abbildung 23: Der auftretende Schichtzyklen in der unteren Einheit der Bellerophon Formation (nach BOSELLINI & HARDIE (1973))

Dennoch gibt es Anhaltspunkte, die auf das Vorhandensein der Bellerophon-Formation schließen lassen. Erstens neigen die Hänge im Abschnitt der Bellerophon-Formation leicht dazu abzurutschen, was durch die sehr schnelle Gipsverwitterung bzw. Lösung verursacht wird. Zweitens sind an der Basis die Hänge, wo die eher wasserundurchlässige Bellerophon Formation auf die darunter liegenden relativ wasserundurchlässigen Ton- und Siltsteine der Grödner Sandstein Formation trifft, oft feucht und es bilden sich an diesen Stellen oft kleinere Quellen.

Einen eher untypischen Aufschluss, der sich aber nicht im Kartiergebiet befindet, gibt es dennoch. Dieser liegt entlang des Weges oberhalb des Karer Passes auf 1900 m NN in Richtung der Pauliner Hütte (vgl. Anhang A: Aufschlüsse 11 und 12). Hier kann man einige wenige Bänke aus dunkelgrauen und glitzernden Kalkstein erkennen. Unter der Lupe erkennt man, dass es sich um einen sehr feinkörnigen Kalk handelt, in dem einige kleine dunkle Partien zu sehen sind, die von einer etwas helleren eher kristallinen Matrix umgeben sind (s. Abbildung 24). Die dunklen Bestandteile brausen

beim Auftragen von 10 %iger Salzsäure schwach auf, die helleren Komponenten dagegen brausen gar nicht.

Es handelt sich bei diesem Gestein um die von PIA (1937) beschriebene Rauhwanke, die einen erhöhten Anteil an Gips enthält.

Diese braune Rauhwanke ist eher untypisch für die Bellerophon Formation, tritt aber im Kartiergebiet relativ häufig als Lesegestein auf und ist so ein wichtiges Indiz für das Vorhandensein der Bellerophon Formation.

Ansonsten sind nur die letzten 10 m der Bellerophon Formation in einigen Bachläufen (vgl. Profile 1-3) aufgeschlossen. Hier treten vor allem dunkle bis schwarze Kalke auf. Die Anreicherung von Kohlenstoffen in diesen sehr dunklen- schwarzen Kalken, weisen deutlich auf anoxische Bedingungen zur Zeit der Sedimentation hin. Auch beim Anschlag des sehr kompakten Gesteins kann man einen starken bituminösen Geruch wahrnehmen, der ebenfalls auf die damaligen anoxischen Bedingungen schließen lässt.

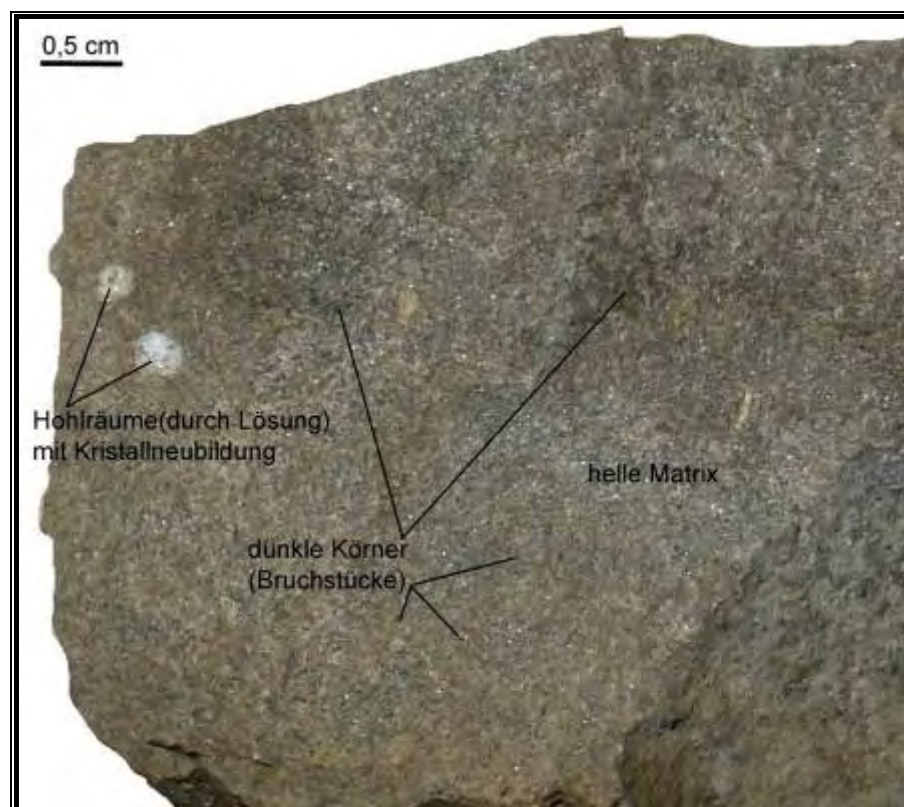


Abbildung 24: Rauhwanke aus der Bellerophon- Formation (Fundort: Wanderweg oberhalb des Karer Passes(1900m NN), Südlich außerhalb des Kartiergebiets Rosengarten)

5.3 Trias

5.3.1 Skyth

5.3.1.1 Werfen- Formation

5.3.1.1.1 Gesamtüberblick

Die Werfen Formation ist aus unterschiedlichen Gesteinen aufgebaut und kann deshalb in weitere Member unterteilt werden (s. Abbildung 25). Bei der Werfen Formation handelt es sich überwiegend um Ablagerungen aus mergeligen bis sandigen Kalken, die während des Skyth abgelagert wurden. Im Kartiergebiet sind die Gesteine vom Tesero Horizont bis zum Val Badia Member aufgeschlossen. Das Cencenighe-Member und das San-Lucano-Member fielen im Kartiergebiet der Erosion zum Opfer. Dennoch findet man im Richthofenkonglomerat, das die Schichten der Werfenformation überdeckt, noch einige wenige Konglomerate mit Bruchstücken dieser Member. Die Mächtigkeit der Werfen- Formation schwankt im Kartiergebiet um wenige zehner Meter von 290 bis ca. 300 m, was durch Erosion zu Beginn des Anises verursacht wurde (vgl. Kapitel 4.3.4.3).

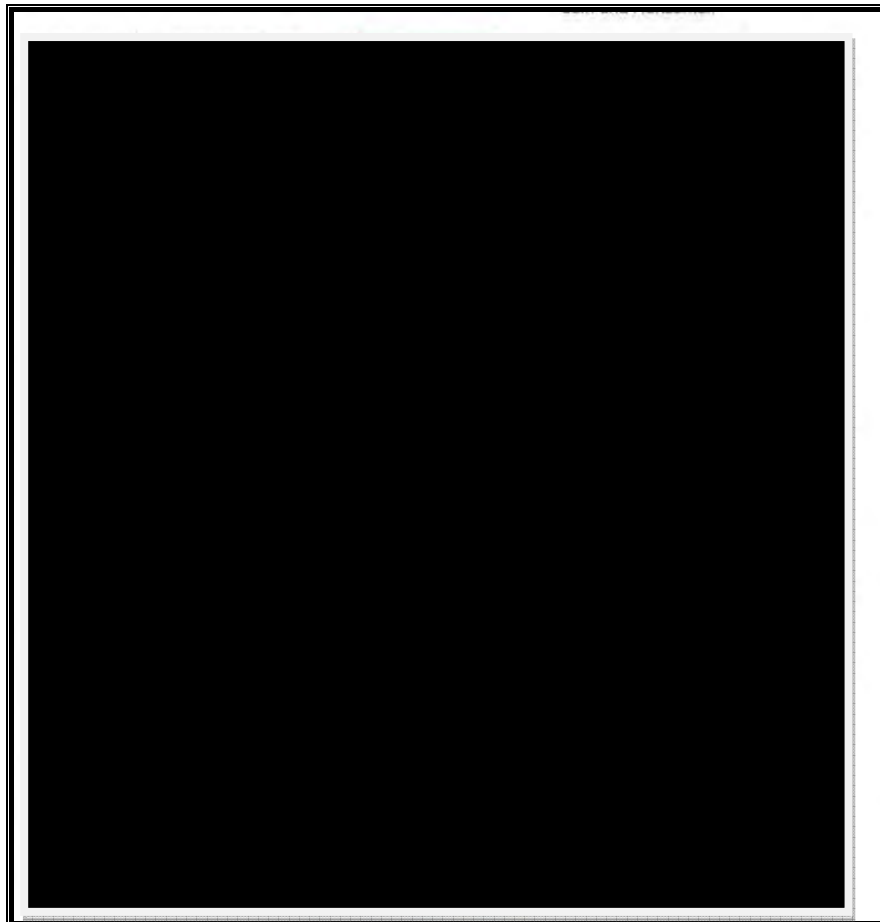


Abbildung 25: Abfolge der Werfenformation (Idealisiert von BOSELLINI (1998))

5.3.1.1.2 Tesero- Horizont

Der Tesero- Horizont bildet die erste Einheit der Werfenformation und ist wegen der Typuslokalität in der Nähe der Stadt Tesero im Fleimstal, nach eben dieser Stadt benannt worden. Die Oolithe, die den unteren Bereich des Tesero- Horizonts aufbauen, weisen in den ganzen Dolomiten auf eine Transgression hin, die von Südosten in Richtung Westen stattfand. Ooide sind gut gerundete, häufig kugelförmige Komponenten mit einem Durchmesser zwischen 0,5 und 2 mm, die aus einem Kern und einer oder mehreren konzentrischen Hüllen aufgebaut sind. Die Ausfällung der Schalen erfolgt in den meisten Fällen mit Hilfe von Mikroben. Die Bildung dieser Ooide weist außerdem immer auf eine hohe Wasserenergie hin (NOÉ UND BUGGISCH 1987).

Durch die weitere Vertiefung des Meeres gehen die Oolithe langsam in mikritische Kalke über, die aus Kalkschlämmen gebildet wurden (NOÉ UND BUGGISCH 1987).

Beim Tesero- Horizont handelt es sich meistens um bioklastenreiche Grainstones die Ooide enthalten. Oft findet man eine Wechselfolge aus Ooidbänken und Kalken. Aber manchmal sind auch dünne Mergelschichten von wenigen Zentimetern, vor allem in den unteren Abschnitt, zwischengeschaltet. Die Bankmächtigkeit beträgt max. 20 cm. Der überwiegende Teil des Tesero Horizont ist arm an Makrofossilien, was mit dem weltweiten Aussterbeereignis an der Perm- Trias Grenze in Zusammenhang gebracht werden kann.

Die Perm Trias Grenze wird hier in den Dolomiten in den mittleren Abschnitt des Tesero Horizonts gestellt (NOÉ UND BUGGISCH 1987), denn hier verschwanden die meisten permischen Organismen und bis auf einige wenige Conodonten kann man sonst kaum Fossilien finden (BRANDNER UND MOSTLER 1982).

Der Tesero- Horizont hat im Kartiergebiet eine Mächtigkeit von ca. 15 Metern und ist vor allem in den Bachläufen aufgeschlossen. Leider ist der untere Abschnitt mit den Ooiden und der Grenze zur Bellerophon- Formation meistens von Schutt und Geröll bedeckt, so dass nur die oberen 10 Meter mit den dunklen Kalkmikriten zu finden sind. Die Tesero- Kalke weisen an vielen Stellen eine etwas rötliche- braune Färbung auf, was durch die Oxidation der sulfidische Erze, die im Tesero- Horizont vorkommen können, verursacht wird. Die einzelnen Bankmächtigkeiten des Tesero- Horizont im Kartiergebiet liegen meistens zwischen 5-10 cm, jedoch kommen auch noch wenige zentimeter Mächtige zwischengeschaltete mergelige Schichten vor, die zudem stark mit Kohlenstoff angereichert sind. Zum Top hin, bis zur Grenze Tesero- Horizont /Mazzin Member, werden die Kalke immer kohlenstoffärmer und damit auch heller. Auf die obere Grenze des Tesero- Horizonts folgen dann helle Kalke mit kleinen dunklen- schwarzen Einschlüssen, so genannte Sparite (Intraoosparite), die den Grenzbereich zum Mazzin- Member anzeigen.

5.3.1.1.3 Mazzin- Member

Wie die meisten Member der Werfenformation ist auch der Mazzin- Member nach einer Stadt benannt worden, in deren Nähe sich die Typuslokalität befindet. In diesem Fall handelt es sich um die Stadt Mazzin, die etwa 30 km östlich von Bozen entfernt liegt.

Der untere Teil des Members besteht oft aus Ostrakodenmergeln, gelegentlich können aber auch Kalkmergel auftreten. Die einzelnen Schichten sind oft sehr dünnbankig. Örtlich auf einzelne Schichten begrenzt findet man starke Bioturbation (s. Abbildung 26), weniger oft findet man auch Schillbänke (BRANDNER UND MOSTLER 1982).

Nach NOÉ UND BUGGISCH (1987) besteht der mittlere Abschnitt des Mazzin Members überwiegend aus dünnen mit Rippelmarken gekennzeichneten Schichten aus Oospariten und teilweise auch Tempestiten, wobei im Kartiergebiet nur selten Tempestite zu finden sind.

Den Top des Mazzin- Member bilden graugrüne Kalkmergel mit örtlicher Anreicherung an Megafossilien bzw. graue mergelige Kalke mit typischer spärlicher Fauna (BRANDNER UND MOSTLER 1982).

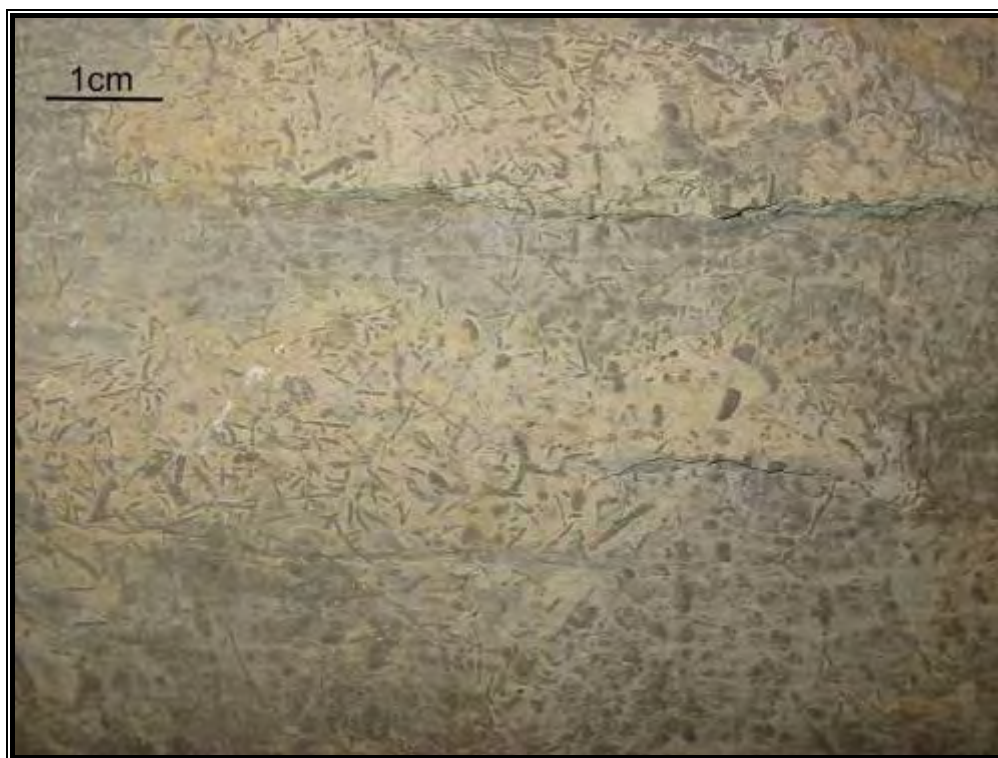


Abbildung 26: Bioturbation auf der Schichtoberfläche im Mazzin- Member (Fundort: Felswand am Ratschiger Hang); es handelt sich überwiegend um Grabungsgänge die oft nur Millimeter breit sind.

Im Kartiergebiet bilden die Schichten des Mazzin Members eine ca. 50 m hohe Steilstufe aus. Dies liegt sehr wahrscheinlich an dem höheren Karbonatgehalt im Gegensatz zu den darunter bzw. darüber liegenden Schichten. Das Gestein ist wegen des hohen Karbonatgehalts sehr hart und hat einen glatten sauberen Bruch beim Anschlag. An der Basis sind die Gesteine des Mazzin-Members eher dunkelgrau, am Top dagegen hellgrau-grüngrau gefärbt. Die Verwitterungsfarben gehen aber eher ins grau-gelbe.

Immer wieder zwischengeschaltet sind mergelige bis tonige Bänder, die oft ausgewaschen sind. Diese „laminierten“ Bänder sind oft nur wenige Zentimeter mächtig und haben eine dunkelgraue bis schwarze Farbe.

An der Basis des Mazzin- Members findet man die von NOÉ UND BUGGISCH (1987) als Mikrite bezeichneten feinkörnigen Karbonate, die auf eine Ablagerung in ruhigem Wasserbereich schließen lassen. Es gibt jedoch keine Beweise auf eine Lagunenlandschaft, wie sie im Bellerophon vermutet wird (BROGLIO ET AL. 1983).



Abbildung 27: Das Photo zeigt die Steilwand Südlich der Pauliner Hütte nahe des Aufschlusses 11 (vgl. Aufschlusskarte). Am Ende der Steilwand kann man die gelblichen Dolomite des Andraz Horizonts erkennen. Die Grenze zwischen Tesero- Horizont und Mazzin- Member würde ungefähr am unteren Bildrand liegen.

Auf den herausgewitterten Schichtoberflächen findet man neben der schon erwähnten Bioturbation auch vereinzelt Muscheln, Gastropoden und Brachiopoden. Aber im Ganzen gesehen ist der Fossilgehalt eher gering und auf wenige Schichten begrenzt,

vor allem im Top nimmt der Fossilgehalt etwas zu (vgl. Profile 1-3). Aber man findet meistens nur Ansammlungen von nur einer Art Muschel.

Durch das weniger werden der mergeligen bis tonigen Bänder zum Top hin wirken die Karbonatbänke oft mehrere Meter mächtig, bei genauerer Betrachtung handelt es sich aber nur um mehrere 5- 30cm mächtige Bänke, die übereinander liegen und gleichmäßig verwittert sind, d.h. fast den selben Chemismus besitzen (s. Abbildung 27).

5.3.1.1.4 Andraz- Horizont

Beim Andraz- Horizont handelt es sich um geringmächtige Ablagerungen aus feingeschichteten roten Sand- und Tonsteinen im Wechsel mit gelben Dolomiten und Rauhwacken, manchmal findet man sogar Gipse (STINGL UND WACHTLER 1999). Die Typuslokalität befindet sich in der Nähe der Stadt Andraz, welche 50 km östlich von Bozen liegt. An der Typuslokalität ist der Andraz- Horizont etwa 20 m mächtig und ist durch laminierten Wechsellagen von gelben dolomitischen Schichten und roten Mergeln- bzw. Siltstein Bändern gekennzeichnet. Die dolomitischen Lagen sind ein Beweis dafür, dass zu der Zeit der Ablagerung ein heißes, arides Klima geherrscht haben muss. Außerdem gibt es die Vermutung, dass damals manche Bereiche der Dolomiten Region verlandet waren, was für einen allgemein sehr niedrigen Meeresspiegel spricht. Am Top des Andraz- Horizonts findet man deshalb oft fossile Trockenrisse (NOÉ UND BUGGISCH 1987).

Im Kartiergebiet hat der Andraz- Horizont eine Mächtigkeit von ca. 15 m. An der Basis des Andraz- Horizonts befinden sich gelbliche- ockerfarbene, löchrige angewitterte Dolomite, welche eine Gesamtmächtigkeit von ca. 4 Metern haben. Die einzelnen Bänke, die diese Dolomitfolge aufbauen, haben eine Dicke von maximal 2-4 cm und sind gut von den direkt darunter liegenden grauen- grünlichen Kalken des Mazzin- Members zu unterscheiden. Über den gelblichen Dolomiten folgen feine laminierte Schichten aus roten und gelben Bändern (s. Abbildung 28). Die roten Bänder sind eher mergelig bis siltig und enthalten auch ein wenig Glimmer. Die gelblichen Bänder sind eher kalkig bis dolomitisch.

Dieser feine laminierte Abschnitt ist oft sehr stark verwittert und bildet einen weichen matschigen Boden, was durch den erhöhten Mergelanteil im Gestein verursacht wird. Die gesamte Mächtigkeit der laminierten Schichten schwankt zwischen 5- 10 Metern. Am Top kommen dann wieder mehr dickere gelbe Dolomite vor, die dann nach einigen Metern in kalkige Mergelbänke übergehen, auch wird das Relief wieder steiler. Hier befindet sich dann der Beginn des Seis- Member, der an seiner Basis eine Steilkante bildet.



Abbildung 28: Wechsel zwischen feinen gelben und den roten Bändern im Andraz Horizont
(aufgenommen im Bachbett nördlich des Ratschigler Hangs; vgl. Profil 1)

5.3.1.1.5 Seis- Member

Beim Seis- Member handelt es sich überwiegend um eine Wechsellagerung von rotbraunen Mergeln und Kalkbänken. Einzelne Schichten sind reich an Lamelibranchiaten und oft findet man auch Schillablagerungen (BRANDNER UND MOSTLER 1982).

Die Sedimente wurden damals in einem subtidalen Bereich abgelagert, in welchem ruhige Ablagerungsbedingungen vorherrschten. Dies erklärt vor allen den hohen Anteil an Mergeln im Seis- Member (NOÉ UND BUGGISCH 1987).

Im Kartiergebiet hat der Seis- Member eine Mächtigkeit von ca. 100 Metern. Die Bänke sind überwiegend rot-gelb und hellgrau. Durch Verwitterung sind sie aber öfters auf der Oberfläche gelb – braun gefärbt (vgl. Abbildung 29). Die Bänke sind zwischen 2 cm und 50 cm dick. Je nachdem ob Mergel oder Kalkbänke überwiegen kommt es zur Ausbildung von Steilstufen. Allgemein kommt es aber immer wieder zu einem Wechsel von Karbonatbänken mit Mergelschichten, die dann öfters stark herausgewittert sind. Manchmal sind auch ganz feine graue tonige Schichten zu finden (s. Abbildung 29), die ebenfalls für ruhige Ablagerungsbedingungen sprechen.



Abbildung 29: Wechsel zwischen hier dominierenden harten Karbonatbänken im Wechsel mit den weichen Mergelbänken (das Photo stammt von dem oberen Abschnitt des Seis Members im Bachbett südlich der Rosengarten Hütte (siehe auch Profil 2))

Die Basis des Seis- Members bilden mehrere Karbonatbänke mit einer Gesamtmächtigkeit von ca. 5 -10 m. Der größte Teil des unteren Abschnitts des Members besteht aber aus Mergelbänken, deshalb ist hier das Relief etwas flacher als im mittleren und oberen Abschnitt, wo dann auch der Kalkanteil überwiegt. Manche Schichtoberflächen sind stark gewellt. Dies geschieht immer dann wenn die Mergel bzw. Tone anfangen aufzuquellen. An diesen Stellen ist das Gestein auch oft blättrig bzw. schuppt ab (s. Abbildung 30 oben rechts).

Der Seis- Member ist im Gegensatz zu dem Mazzin-Member gesehen sehr fossilreich, vor allem große *Claraia Claraia* (Leitfossil) ist dominant. *Claraia Claraia* ist die in den Dolomiten bekannteste und häufigste Art der Gattung *Claraia* (POZZI 1993). Sie besitzt zwei voneinander verschiedene Klappen und zeichnet sich durch ausgeprägte konzentrische Wulste und Fruchen aus. Außerdem wird die Dorsalseite oft von feinen Linien durchlaufen, die zum Wirbel hin stärker werden (POZZI 1993).

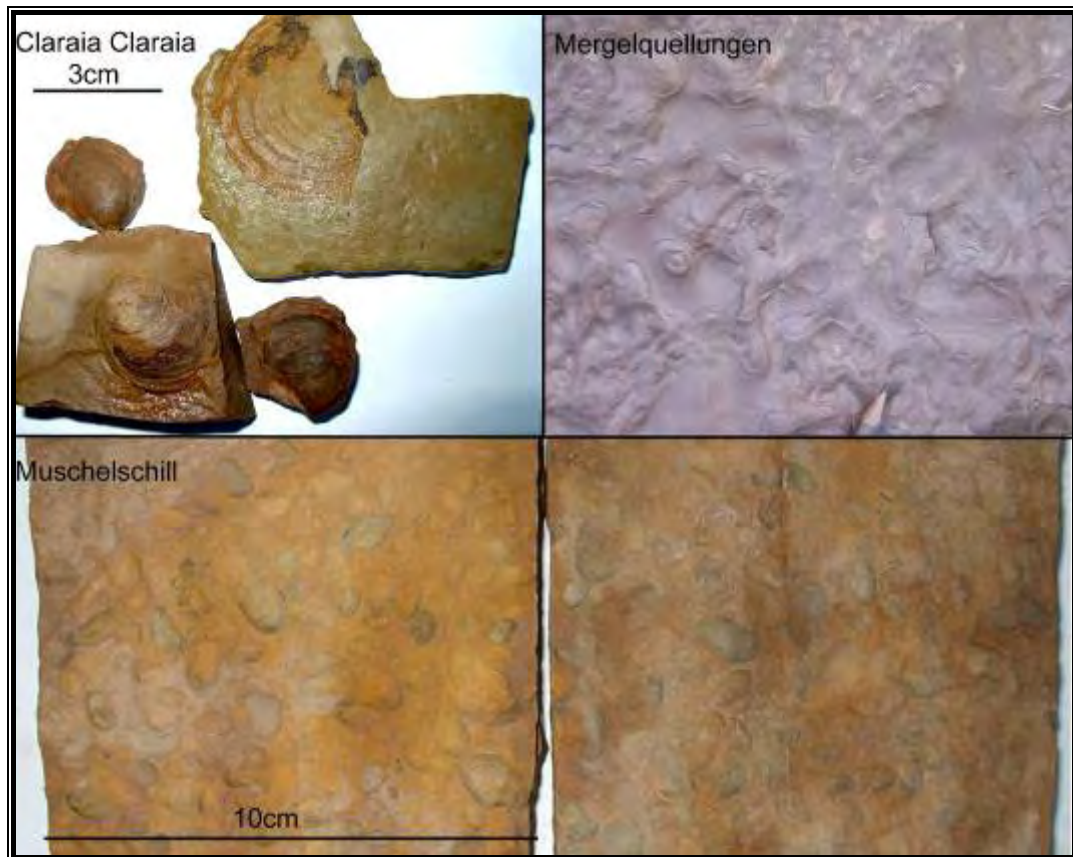


Abbildung 10: Oben links sieht man 4 Fossilien der Gattung Claraia, das Fossil oben rechts ist das Leitfossil die Claraia Claraia. Oben rechts zeigt eine angewitterte Oberfläche aus den aufgequollenen Mergeln; unten sieht man zwei Platten aus dem oft zu findenden Muschelschill (Fundort Nördlich des Ratschigler Hangs)

Außerdem sind Grabgänge (Bioturbation) und Wellenrippel vorhanden. Grainstones sind im unteren Abschnitt des Seis Members sehr selten, werden aber zum Top (zum Gastropoden Oolith) hin immer häufiger.

Oft findet man auch Schillablagerungen aus Muscheln, die dann oft eine komplette Schicht bilden, gut zu sehen ist das auf der Abbildung 30 unten.

Die Artenvielfalt im gesamten Seis- Member ist dennoch sehr gering. TWITCHETT (1998) geht davon aus, dass diese geringe Artenvielfalt, wie auch schon im Mazzin, immer noch mit dem großen Aussterbeereignis an der Perm- Trias Grenze zusammenhängt und sich die allgemeinen Umweltbedingungen noch immer nicht auf normal eingestellt hatten.

5.3.1.1.6 Gastropoden Oolith

Der Gastropoden Oolith ist in den Dolomiten recht einheitlich entwickelt. Er besteht aus bis zu 20 Gastropodenoolithlagen, die eine Mächtigkeit zwischen 5 und 70 cm haben. Oft findet man aber auch siltig, mergelige Mudstones und ganz selten auch feingeschichtete Tonsteine (BRANDNER UND MOSTLER 1982).



Abbildung 31: Das Bild zeigt die Gastropoden Steilwand nördlich der Pauliner Hütte. Die Wand hat eine Mächtigkeit von ca. 30 Metern.

Im Kartiergebiet bildet der Gastropoden Oolith eine etwa 30 m mächtige Steilwand (s. Abbildung 31). Der Gastropoden Oolith enthält deutlich mehr Karbonat als der Seis Member und der Fossilgehalt ist ebenfalls höher. Überwiegend handelt es sich bei den Fossilien um Gastropoden, die als kugelschalige Ooide das Gestein teilweise aufbauen (s. Abbildung 32). Diese Ooide aus Gastropoden sind auch für den Namen des Gastropoden Oolith verantwortlich. Überwiegend findet man Uninites und Eumorphotis, die aber nur in sehr schlechten Zustand erhalten sind und die Bestimmung im Gelände fast unmöglich machen (POZZI 1993).

Das Vorhandensein von Ooiden in manchen Schichten lässt, wie schon beim Tesero-Horizont, auf eine hohe Strömungs- bzw. Wasserenergie schließen. Für die unruhigen Ablagerungsbedingungen sprechen die öfters zwischengeschalteten Tempestite, die in manchen Schichten zu sehen sind und diese aufbauen. Ein weiterer Beweis dafür sind die Wellenrippeln, die ebenfalls zu finden sind. Für eher ruhigere Ablagerungsbedingungen bzw. Strömungsbedingungen sprechen dagegen die fast reinen Kalkbänke, die auch den Hauptanteil des Gastropoden Ooliths ausmachen.

Die Bankmächtigkeit beträgt ca. 5- 50 cm, wobei 10- 20 cm Bänke überwiegen. Oft sind Bänke herausgewittert, da sie einen etwas höheren Karbonatanteil haben.

An der Basis des Gastropoden Oolith können noch wenige Zentimeter mächtige Tonbänder eingeschaltet sein, der typische Farbwechsel, wie es beim Seis Member

der Fall, ist aber verschwunden. Diese dunkelgrauen Tone liegen meistens schon zwischen den mächtigen grauen Karbonatbänken und gehören somit eindeutig zu den Gastropoden Oolith (genaue Grenze Seis / Gastropoden Oolith etwas unterhalb einer ersten dicken Karbonatbank, was auf Abbildung 31 ungefähr dem unteren Bildabschnitt entspricht).

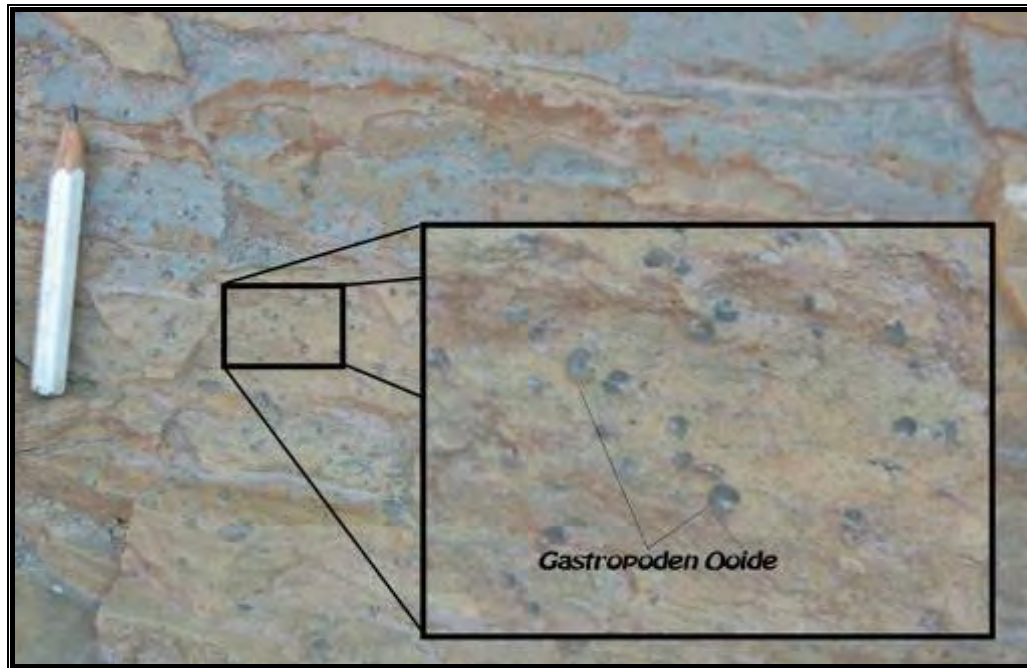


Abbildung 32: Gastropoden Ooide in einer Schicht des Gastropoden Oolith nördlich der Pauliner Hütte

Am Top des Gastropoden Ooliths steigt der Siltanteil rapide an und somit auch der Glimmeranteil. Die vorher eher gräulichen Bänke werden immer mehr rötlich, so dass man hier deutlich den Übergang zum darüber liegenden Campill Member feststellen kann. Die ungefähre Grenze lässt sich an den nicht mehr vorhandenen Karbonatbänken festlegen, denn ab hier treten nur noch die roten Silte des Campill Member auf.

5.3.1.1.7 Campill- Member

Das Campill Member ist überwiegend aus Schichten von Siltstein und feinen Sandstein aufgebaut. Das Campill- Member hat eine typische Farbe von weinrot- braun. Bei vielen Autoren (wie z. B. BROGLIO, ET AL 1990) wird beim Campill- Member auch von einem „Terrigenous Event“ („Campill- Event“) gesprochen. Ein starker Einfluss vom Land her ist sehr wahrscheinlich, wenn man den hohen Glimmergehalt und die hohen Anteile an Quarz mit denen der anderen Schichten der Werfen- Formation vergleicht, denn nur im Campill- Member treten Glimmer auf, was zumindest für einen starken

Eintrag von terrestrischen Verwitterungsmaterial spricht. Das vom Land stammende Verwitterungsmaterial wurde sehr wahrscheinlich in dem davor liegenden flachen Meer abgelagert. Für flachmarine Bedingungen, die zur Zeit der Ablagerung der Campill Schichtglieder herrschten, sprechen vor allem die unterschiedlichen Sedimentstrukturen wie Wellenrippeln (s. Abbildung 34 rechts) und Wickelschichtungen (s. Abbildung 33). Wickelschichtungen entstehen immer dann, wenn Sande durch ihre Auflast Druck auf die darunter liegenden, wassergesättigten Schlämme ausüben, es bilden sich dann eigenartige, ballige Strukturen (BOSELLINI 1998).

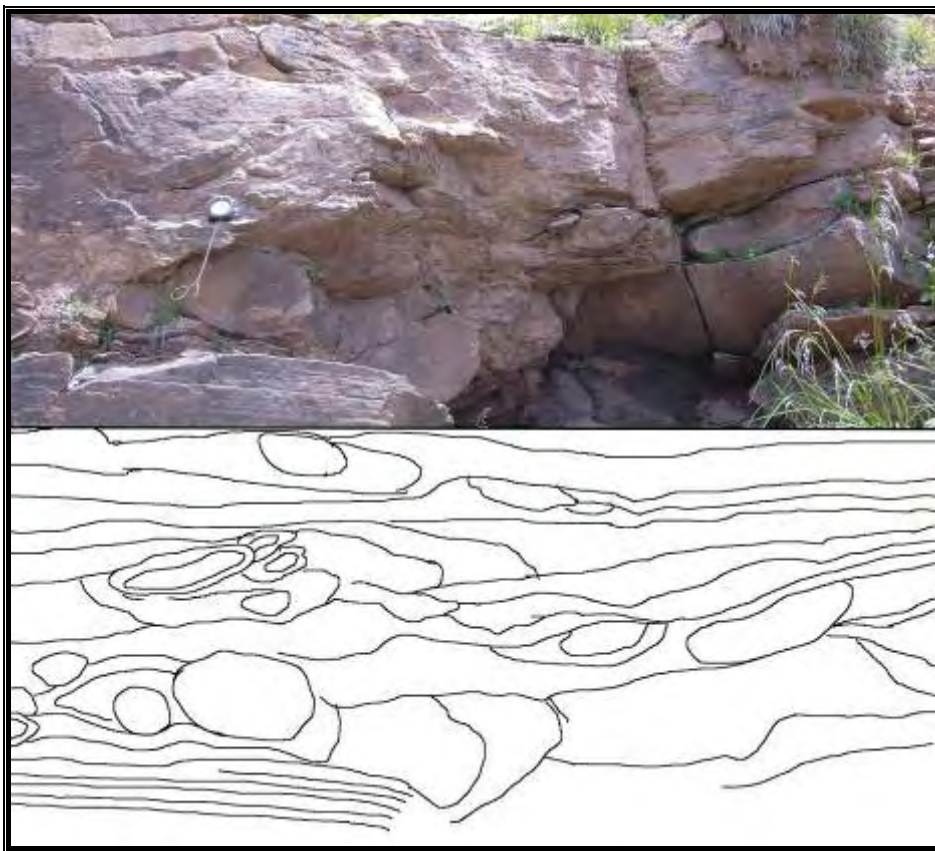


Abbildung 33: Das Photo oben zeigt die Wickelschichtung, da man auf dem Photo die balligen Strukturen nur schwer erkennen kann ist es noch mal als Skizze vereinfacht unten dargestellt. Man sieht deutlich, dass die eigentlich eher „parallele“ Schichtung zerstört worden ist und nun ziemlich durchwühlt und chaotisch aussieht.

Im Kartiergebiet treten diese Strukturen an den verschiedensten Stellen auf, sie sind dann aber immer gut zu erkennen, da sie sich von denen sonst eher parallel liegenden Bänken unterscheiden.

Die Bankmächtigkeit beträgt im Durchschnitt 5-25 cm. Die Gesamtmächtigkeit des Campill Members beträgt 75 Meter, wobei durch die Erosionsphase zum Beginn des Anises manchmal einige wenige Meter fehlen können.

Das Campill Member bildet, im Gegensatz zu den darunter liegenden Gastropoden Oolith (vgl. Abbildung 31) und dem darüber liegenden Val Badia Member (vgl. Abbildung 35), ein relativ flaches Relief aus (vgl. auch Profile 1-3). Oft sind die Hänge stark erodiert und abgeschmiert, so dass man nur noch Schutt vorfindet, der die eigentlichen Schichten überdeckt. An der Basis des Campill- Members findet man teilweise noch graue, kalkige Flecken, manchmal sogar einzelne karbonatische Bänke, die kein Glimmer enthalten. Dies zeigt, dass der Übergang vom Gastropoden Oolith zum Campill Member nicht scharf ist.

Der mittlere Abschnitt des Campill- Members ist relativ fossilarm. Am Top findet man verstärkt Schlangensterne. Vor allem so genannte Asteriaciten sind zu finden (s. Abbildung 34 links). Bei Asteriacites handelt es sich eigentlich nicht um ein fossil erhaltenes Lebewesen sondern um Spurenfossil von See bzw. Schlangensteinen, die sich kurz auf dem Sediment niedergelassen bzw. sich leicht einwühlten (LEHMANN & HILLMER 1997). Weiter an Fossilien bekannt sind Planolites, Palaeophycus, Diploceraterion, und Cochlichnus (TWITCHETT 1998). Die meisten Fossilien treten nur auf wenigen Schichtoberflächen des Campill- Members auf, der überwiegende Teil des Campill- Members kann als fossilarm bezeichnet werden.



Abbildung 34: links sieht man einen schlecht erhaltenen Asteriacites (Seestern/Schlangenstein(Fundort: Bachbett südlich der Rosengartenhütte)); rechts zeigt Wellenrippeln, die man sehr oft auf den Schichtoberflächen des Campill Members findet und nur in Wellenbeeinflussten Küstenbereichen entstehen.

5.3.1.1.8 Val Badia Member

Dieses Member besteht überwiegend aus grauen, siltigen bis mergeligen, bioturbaten Kalken, für die das Vorkommen des Ammoniten *Tirolites cassianus* kennzeichnend ist (NERI & POSENATO 1985). Benannt ist dieser Member nach dem Tal bei Badia (ca.45 km östlich von Bozen), in welchem sich auch die Typuslokalität befindet.

Im Gegensatz zu den anderen Members der Werfen- Formation gibt es im Val Badia Member eine beachtliche Makrofauna. Das zahlreiche Vorkommen von verschiedensten Fossilien und Bioturbationsspuren ist über den ganzen Member gut verteilt und erstreckt sich von der Basis bis zum Top (BROGLIO ET AL 1983).

Im Kartiergebiet ist das Val Badia Member nicht immer vorhanden. Meistens fehlt er auch ganz, da der überwiegende Teil zu Beginn des Anis erodiert wurde. Dies erklärt auch die geringe Mächtigkeit von maximal 10 m des Val Badia Members, so dass man davon ausgehen kann, dass nur ein Teil der Basis noch vorhanden ist.



Abbildung 35: Hier sieht man den Aufschluss mit der größten Mächtigkeit von ca. 10 m des Val Badia Members (Standort: Hirzlweg 500 m südlich von der Rosengarten Hütte). Direkt auf dem Val Badia Member liegt diskordant ein ca. 1 m dickes Band aus Richthofenkonglomerat.

Im Kartiergebiet besteht das Val Badia Member vor allem aus grauen siltigen-mergeligen Kalken, aber es treten auch gelbe sandige Kalke auf. Die Kalke enthalten im Vergleich zum Campill Member kaum noch Glimmer, nur an der Basis treten noch vereinzelt Bänke mit roten Siltsteinen auf. An der Basis des Val Badia Members findet oft ein Wechsel zwischen roten Siltsteinen (die aber schon deutlich weniger Glimmer enthalten) und gelben sandigen Kalken statt. Etwas weiter oberhalb gehen die eher dünnbankigen Schichten in eine etwa 2 Meter mächtige graue massive Kalkbank über, auf der dann diskordant das Richthofenkonglomerat liegt (s. Abbildung 35). Vereinzelt kommen Ammoniten vor, welche aber fossil zu schlecht erhalten sind um sie genauer zu bestimmen. Vermutlich handelt es sich um den so genannten *Tirolites cassianus*. Dieser Ammonit ist charakteristisch für das Val Badia Member und tritt hier oft zusammen mit *Eumorphotis kittli*, *Unionites*, *Neoschizodus*, „Turbo“ *rectecostatus* und *Natiria costata* auf (BROGLIO ET AL 1983).

5.3.1.1.9 Cencenighe- und San Lucano – Member

Diese Member sind durch die Erosionsphase zu Beginn des Anises komplett im Kartiergebiet wegerodiert worden. Da sie aber als Bruckstücke im Richthofen Konglomerat vorkommen, ist es wichtig, kurz auf einige Merkmale einzugehen, um die Werfen Formation komplett zu machen.

Die Gesteine des Cencenighe- Members sind „tidal flat“ bzw. flach marinen Ursprungs. Die Gesteine haben eine rötliche bis schokobraune Färbung. In den Dolomiten wird das Cencenighe- Member aus einer Wechsellagerung oolithischer Dolomite und siltiger bis mergeliger Mudstones und Pelite aufgebaut. Der untere Teil ist vor allem durch eine reiche Fauna an *Dinarites dalmatinus*, *Eumorphotis telleri*, *Neoschizodus* usw. gekennzeichnet. Der obere Teil zeichnet sich vor allem durch eine Fauna aus *Neoschizodus*, *Bakevellia*, *Costatoria costata* und Crinoidenresten aus (NERI & POSENATO 1985).

Das San Lucano- Member besteht überwiegend aus roten, mergeligen- siltigen, selten auch gelblichen, sandigen Dolomiten, die in Zyklen einer „tidal flat“ Abfolge auftreten. Die Färbung ist vielfältig und kann wie schon erwähnt von gelb über rot ins violette gehen. Die Fossilführung ist im Allgemeinen sehr gering und ist gekennzeichnet durch *Costatoria costata* in Vergesellschaftung mit *Bakevellia*, *Unionites* und *Natiria costata* (NERI & POSENATO 1985).

5.3.2 Anis

5.3.2.1 Richthofen- Konglomerat

In den westlichen Dolomiten fehlt die gesamte untere bis mittlere anisische Folge, was mit der schon erwähnten Erosionsphase zu Beginn des Anis zusammenhängt (vgl. Kapitel 4.3.4.3). Als einzige Ablagerung für diesen mehrere Millionen Jahre andauernden Prozess findet man das Richthofen Konglomerat. Das Richthofen-Konglomerat, das oberanissisches Alter hat, liegt in den gesamten westlichen Dolomiten diskordant auf den verschiedenen Membrn der Werfen Formation, in der Umgebung von Corvara und Kolschug sogar auf der Bellerophon Formation (BOSELLINI 1998).

Beim Richthofen Konglomerat handelt es sich um ein bunt zusammengesetztes Sediment mit Geröllen, die den erodierten Untergrund widerspiegeln (STINGL UND WACHTLER 1999).

Im Kartiergebiet hat man sehr gute Aufschlussverhältnisse des Richhofen-Konglomerat. Über den Hirzelweg ist es sogar möglich, dieses abschnittsweise abzulaufen.

Die Mächtigkeit schwankt um mehrere Meter. So ist zum Beispiel das Richthofen Konglomerat in der Nähe der Rosengartenhütte bis zu 10 Meter mächtig, aber schon etwas südlicher beträgt die Mächtigkeit nur knapp einen Meter (s. Abbildung 36).

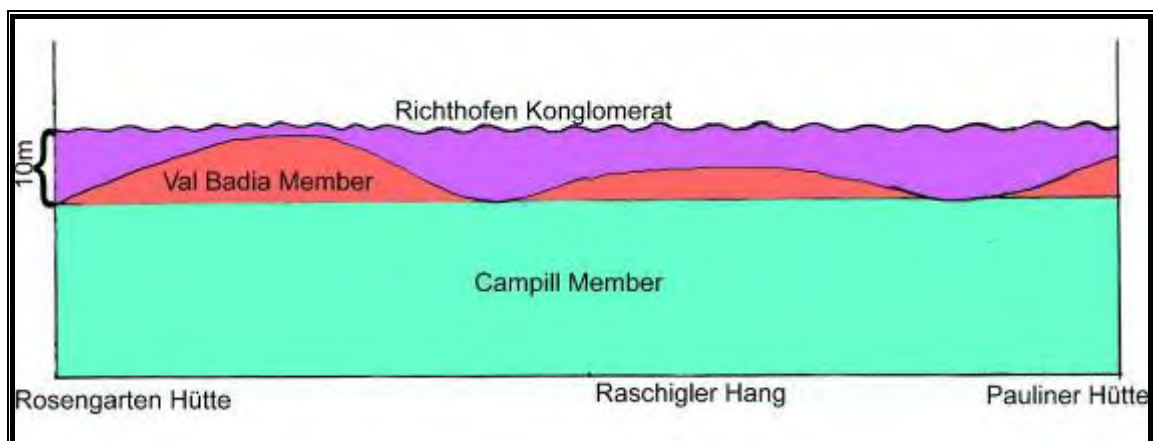


Abbildung 36: Diese Skizze zeigt die Mächtigkeitsschwankungen des Richthofen Konglomerats und zeigt damit auch den Verlauf des Paläorelief (Abbildung ist nicht Maßstabsgetreu und stark überhöht).

Überwiegend handelt es sich bei dem Material um miteinander verbackene Kiese und Sande. Je nachdem, welche Verwitterungsmaterialien überwiegen, haben die Bänke eine rötliche bis braunen Färbung (s. Abbildung 37). Die Matrix ist eher feinsandig und hat eine hellrote Färbung. Wegen der einzelnen Konglomerate haben die Bänke oft ein knolliges Aussehen. Die Korngröße ist unterschiedlich. Von einigen wenigen mm bis zu 5 cm Bruchstücken ist alles an Größen vorhanden (s. Abbildung 37). Die Rundung der

Körner lässt auf einen kurzen Transportweg schließen, da sie manchmal noch recht kantig und eckig wirken. Man geht deshalb davon aus, dass es sich beim Richthofen Konglomerat um eine Art Wadifüllung bzw. Flussablagerung handelt, die dann im Strandbereich mehrfach umgelagert wurde (STINGL UND WACHTLER 1999).



Abbildung 37: Man sieht hier deutlich die unterschiedlichen Bruchstücke die das Richthofen Konglomerat aufbauen. Dabei stammen die gelben rundlichen Anteile vermutlich aus dem Erodierten Val Badia, die dunklen violetten Bestandteile können dem San Lucano Member zugeordnet werden und die roten bis braunen dem Cencenighe- Member.

5.3.2.2 Morbiac Formation

Zum Ende des Anis lagern sich auf dem Richthofen Konglomerat erneut Kalke ab. Das Meer überflutet ein weiteres Mal den gesamten Bereich der Dolomiten (BOSELLINI 1998). Überwiegend lagerten sich grünlich bis graue, knollige, mergelige Kalke ab, die oft reich an Pflanzeneinträgen sind. Es handelt sich hierbei um die Kalke der Morbiac Formation. Die Wassertiefe war Anfangs noch sehr gering und das Wasser vermutlich durch Festlandeinträge sehr trüb. Vor allem der Eintrag der Pflanzenreste spricht für eine relative Nähe zum Festland (STINGL UND WACHTLER 1999).

Im Kartiergebiet haben diese dunklen, knolligen Karbonate eine Mächtigkeit von maximal 50 Metern, wobei die Mächtigkeit in Richtung Norden stark abnimmt und am Fuß des Schlerns keilt die Morbiac Formation dann schließlich sogar ganz aus.



Abbildung 38: Auf der linken Seite sieht man die oberen 5 Meter der Morbiac Formation. Gut zu erkennen sind die 5-10 cm dicken knolligen Bänke, darüber folgt dann ein Abschnitt der nicht gebankt ist, es handelt sich hierbei um die Contrin Formation (Aufgenommen nördlich des Ratschigler Hangs). Auf der Rechten Seite sieht man eine Probe der Morbiac Formation mit organischem Kohlenstoff, außerdem zu erkennen sind Kalzit Kristalle zwischen denen der Kohlenstoff liegt.

Die Morbiac Formation ist unregelmäßig gebankt. Die Bankung hat eine durchschnittliche Mächtigkeit von 10-40 cm (s. Abbildung 38 links).

Die Morbiac Karbonate bilden die Unterkante (Basis) der hier beginnenden oberen Berggruppe. Ab hier wird das Relief sehr steil und man kommt teilweise nur mit Kletterausrüstung weiter. Zusammen mit der Contrin Formation bildet die Morbiac Formation am Rosengarten eine sehr charakteristische Steilstufe (vgl. Abbildung 39).

Die Kalke selber sind, wie schon erwähnt, recht dunkel, was an dem hohen Anteil von organischen Komponenten liegt (s. Abbildung 38 rechts). Dieser hohe Anteil an organischen Kohlenstoff ist vermutlich auch der Grund dafür, dass oft eine leichte ockerfarbene bis rötliche Verwitterung auftritt. Bis auf den hohen organischen Anteil sind keine Makrofossilien, wie zum Beispiel Muscheln usw., zu finden. Dies liegt vermutlich daran, dass die meisten Organismen klare, gut durchlüftete Wasserbedingungen bevorzugen, die aber durch den hohen Eintrag vom Festland nicht gegeben waren.

5.3.2.3 Contrin Formation

Nachdem die Dolomiten erneut überflutet wurden und sich die Sedimente der Morbiac Formation ablagerten, kam es zu der Ausbildung einer Horst und Graben Paleotopographie (GAETANI ET AL 1981). Diese Differentiation in den Wassertiefen wurde bedingt durch eine vorangegangene tektonische Phase (BOSELLINI 1998).

Der Rosengarten lag in einem Flachwasserbereich (auch Plattformbereich genannt), wo es zur Ausbildung von Kalken und Dolomiten kam, der so genannten Contrin Formation (s. Abbildung 12 bzw. vgl. Kapitel 4.3.4.3). In der Literatur wird die Contrin Formation manchmal auch als Obere Serla Formation bzw. als Oberer Sarldolomit bezeichnet.

In den Beckenbereichen kam zur Ablagerung der so genannten Moena Formation, die sich durch schwarze plattige Kalke auszeichnet, aber für das Kartiergebiet keine Rolle spielen und nur der Vollständigkeit halber erwähnt werden müssen.

Überwiegend ist die Contrin Formation dolomitisiert, wodurch die Fossilien zerstört wurden, aber es gibt auch Bereiche der Contrin Formation in den Dolomiten, wo eine Beschreibung der Mikrofazies möglich ist (GORDON & PIA 1940).

Kennzeichnend für die Contrin Formation sind „skeletal Packstones“ mit Bivalves, Gastropoden und Blau- Grün Algen (GAETANI ET AL 1981). Anhand dieser Fossilien (vor allem aber durch die Algen) kann man auf ein warmes, klares und gut durchlüftetes Wasser im Bereich der Plattformen schließen (STINGL UND WACHTLER 1999).



Abbildung 29: zu sehen ist die horizontal verlaufenden untere Felsstufe des Rosengartens, die der Contrin Formation entspricht, die Basis wird aus der Morbiac Formation aufgebaut. Über der Felsstufe wo das Relief wieder flacher wird beginnt die Buchensteiner Formation (Photo aufgenommen von Nord (links) nach Süd (rechts) oberhalb des Feriendorfes Karer Pass).

Im Kartiergebiet ist die Contrin Formation sehr stark dolomitisiert. Außerdem ist sie nicht gebankt bzw. es ist keine klare Bankung mehr erkennbar, deshalb kann man sie sehr gut von der darunter liegenden gebankten Morbiac Formation und dem darüber liegenden gebankten Buchensteiner Formation unterscheiden. Außerdem bildet die Contrin Formation wie schon erwähnt eine charakteristische Steilstufe aus (s. Abbildung 39). Die Mächtigkeit der Contrin Formation beträgt im Kartiergebiet ca. 40 Meter im Süden und ca. 60 Meter im Norden (bedingt durch das Wachstum der Plattform).

Das Gestein hat ein zuckerkörniges Aussehen, d.h. es ist sehr hell und glitzert stark wegen der feinen Dolomitkristalle. Trotz der starken Dolomitisierung findet man ganz selten Wirtelalgen, welche sich anhand der radialstrahlige Strukturen im Gestein erkennen lassen. Diese Strukturen sind aber nur sehr schwer zu erkennen und lassen sich oft kaum von Lösungsprozessen unterscheiden. Das Gestein ist sehr homogen und so lässt sich kaum das Gestein vom Top der Formation und vom Gestein der Basis der Formation unterscheiden.

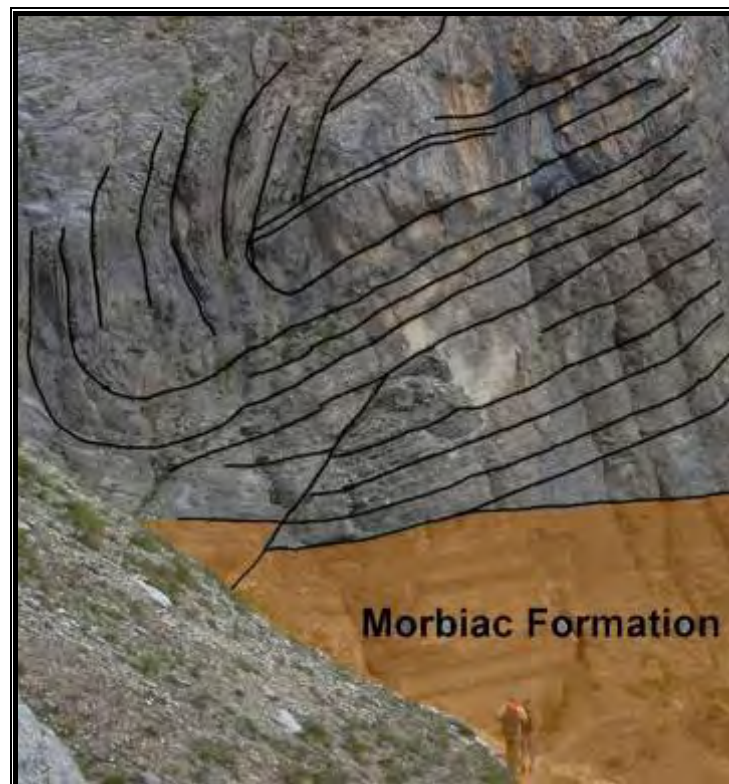


Abbildung 40: Auf dem Photo sieht man einen Rutschungskörper. Unterhalb dieser „Falte“ erkennt man noch die feingebankte Morbiac Formation (braun eingefärbter Abschnitt).

Die Region des Rosengartens befand sich ehemals am Rand der damaligen „Riffplattform“ und es kam immer wieder zu Rutschungen an den Plattformhängen in Richtung des Beckens. Deshalb enthält die Contrin Formation hier im Kartiergebiet oft Rutschungskörper (s. Abbildung 40). Man kann diese Rutschungskörper als eine Art Klineform deuten. Mit Hilfe der Gefügedaten, die man an diesen Rutschungskörpern bestimmen kann, ist es möglich auf das Becken in Nordöstlicher Richtung vom Rosengarten zu schließen. In dieses Becken wurden über den Plattformhang Sedimente geschüttet, die in manchen Gebieten der Dolomiten oft als sehr mächtige Blöcke der Contrin Formation zu finden sind (BRANDNER ET AL 1991).

Am Ende des Anises zerbrach durch langsames Absinken der Dolomitenregion die Contrin Plattform (BOSELLINI 1998). Dieses Zerbrechen lässt sich heute noch anhand der starken Klüftung der Contrin Formation feststellen, die fast überall im Kartiergebiet zu sehen ist.

5.3.3 Ladin

5.3.3.1 Buchensteiner Formation

Vor 224 Millionen Jahre nahmen die Subsidenzbewegungen in der Dolomiten Region deutlich zu. Während sich in manchen Bereichen Riffe bildeten, die mit der schnellen Subsidenz schritthalten konnten (hierzu später in Kapitel 5.3.3.2), kam es in anderen Bereichen zur Bildung von Becken, in denen es zur Ablagerung von pelagischen Sedimenten der Buchensteiner Formation kam (BOSELLINI 1998). Die Becken zwischen den Plattformen hatten oft eine Tiefe von mehr als 1000 Metern und haben sich in den Dolomiten über eine Gesamtfläche von über 500 km² erstreckt (MAUERER & SCHLAGER 2003).

In diesen Becken kam es zur Ablagerung von 3 unterschiedlichen Materialien, die sich heute in den Schichten der Buchensteiner Formation wiederfinden lassen. Erstens wurde in dieses Becken von den umliegenden Plattformen (Riffen) Material geschüttet, zweitens kam es zur Ablagerung von planktonischen Materialien, welche sich in der Wassersäule über den Becken befanden und drittens kam es zur Ablagerung von Vulkanischen Tuffen (MAUERER & SCHLAGER 2003). So konnte schon MOJSISOVICS 1879 eine Dreigliederung der Buchenstein Formation vornehmen, die bis heute allgemeine Gültigkeit hat.

Der untere Abschnitt wird zu den „Untere Plattenkalke“ zusammengefasst und besteht aus dünngebankten dunklen grauen silikatreichen Tonsteinen und Mergeln, reich an organischen Komponenten.

Der mittlere Abschnitt lässt sich in die so genannten Knollenkalke gliedern und besteht überwiegend aus bioturbarten knolligen Tonstein und Mergeln, die oft durch die abgestorbenen Radiolarien verkieselt sind.

Der obere Abschnitt wird als „Obere Bänderkalke“ bezeichnet, ist ähnlich aufgebaut wie die „Unteren Plattenkalke“ und ist oft als laminierte Fazies entwickelt.

Manchmal können grüne- gräuliche Schichten (aus sandigen – siltigen Material) von Zentimeter bis Meter Mächtigkeit zwischen den knolligen Kalken eingeschaltet sein. Es handelt sich um vulkanische Aschen, den so genannten „Pietra Verde“, welche oft als regionale Leithorizonte (Markerhorizonte) bei der Gliederung der Buchensteiner Formation helfen können (Brack & Rieber 1993).



Abbildung 41: Das Photo links zeigt den mittleren Abschnitt der Buchensteiner Formation im Aufschluss, man erkennt deutlich die knolligen Bänke (Hornsteinknollen). Das Photo rechts zeigt die zwischen den Bänken eingeschalteten Tuffe (Pietra Verde), deutlich zu erkennen an der grünen Farbe und deshalb gut vom restlichen Gestein zu unterscheiden (Photo links wurde aufgenommen unterhalb der Cima Vaiolon).

Im Kartiergebiet hat die Buchenstein Formation eine Mächtigkeit von ca. 40 m im Norden und 60 m im Süden. In Richtung Norden am Fuß des Schlerns keilt die Formation dann ganz aus. Daraus kann man schließen, dass die Riffe sich seitlich in südlicher Richtung in die Becken ausbreiteten und so die Becken langsam zuschütteten bzw. bedeckten.

Die oben beschriebene Gliederung lässt sich im Kartiergebiet nur bedingt anwenden, da der obere und untere Abschnitt oft von Schutt bedeckt ist und nur wenige Aufschlüsse bietet. Dennoch kann man anhand des Reliefs davon ausgehen, dass auch im Kartiergebiet diese Dreigliederung gültig ist.

Im unteren Teil kann man anhand von Lesegesteinen die dunklen, organikreichen Schichten ausmachen, die nach grober Schätzung dieses Abschnitts etwa 5-10m betragen dürften. Der mittlere Abschnitt besteht aus den „Knollenkalken“ die wegen ihrer starken Verkieselung häufig ein steiles Relief bzw. Steilkante bilden (s. Abbildung 41 links). Das Gestein hat eine graue bis grünlich Farbe und die knolligartig wirkenden Schichten sind von einer verkieselten und ocker bis braunen Kruste umgeben

(s. Abbildung 41 rechts). Die Bankung beträgt wenige cm bis einige 10er cm, man kann also von einer eher feinen Bankung sprechen, denn oft sind auch laminierte Abschnitte eingeschaltet. Hier kommt dann eine ca. 1,5 cm dicke grüne Schicht des Pietra Verde (s. Photo 20). Diese Pietra Verde wurden damals durch Turbidite von außerhalb der Becken in die Tiefsee verfrachtet, das vulkanische Material wurde vermutlich von Vulkanen außerhalb dieser Becken submarin gefördert, dann abgelagert und später verfrachtet (STINGL UND WACHTLER 1999).

Der obere Abschnitt der Buchensteiner Formation ist von Geröllen des Schlerndolomits bedeckt und lässt sich deshalb nicht ausfindig machen.

Die Buchensteiner Formation gilt als fossilarm, aber manchmal lassen sich Organismen nachweisen die sich frei in der Wassersäule bewegen konnten, was für offen marine Verhältnisse zu dieser Zeit spricht. Es handelt sich überwiegend um Radiolarien, einzellige Mikroorganismen mit Kieselskelett, Ammoniten und den einzigartigen Fund eines Ichtyosaurus am Secedagipfel (STINGL UND WACHTLER 1999).

5.3.3.2 Schlerndolomit

Wie schon erwähnt kam es zu Beginn des Ladin zu einer schnellen Subsidenz in der Dolomiten Region (vgl. auch Kapitel 4.3.4.4). Zu dieser Zeit herrschte ein warmes Klima und es lagen offen marine Bedingung vor, die für ein gut durchlüftetes und klares Wasser sorgten. Diese Bedingungen waren ideal für marine Organismengemeinschaften, die durch die Produktion von Kalziumkarbonat mit der Absenkung der Meeresböden schritthalten konnten und Riffe bzw. Karbonatplattform bildeten. Karbonate werden auf biogenem Weg von Korallen, einigen Mollusken, Kalkalgen und Foraminiferen abgeschieden, hier am Schlern handelte es sich überwiegend um Algen, Schwämme und auch Korallen.

Das Wachstum der Karbonatplattformen ist, wie auch das der Riffe durch die Wasseroberfläche begrenzt. Durch Subsidenz oder durch Ansteigen des Meeresspiegels kann aber zwischen Plattform und Wasseroberfläche neuer Platz für weiteres Wachstum entstehen. Die Geschwindigkeit der Meeresbodenabsenkung oder des Meeresspiegelanstiegs darf dabei die Wachstumsgeschwindigkeit der Karbonatplattform nicht übersteigen, weil sonst die für die Organismen lebenswichtige photische Zone vernichtet wird, wenn die Wassertiefe steigt und damit der Lichteinfall sinkt. Wird die Karbonatplattform über die Wasseroberfläche hinausgehoben, was auch durch eine Senkung des Meeresspiegels passieren kann, wächst sie natürlich nicht weiter, sondern wird erodiert. In den Dolomiten kam es durch sehr langsame Subsidenz zu einem Wachstum der Riffe zur Seite (der seitliche Wachstum wurde etwas begünstigt gegenüber den Wachstum nach oben). An den Rändern der Plattform

waren die Bedingungen für karbonatbildende Organismen noch ideal und so konnten sich diese Riffe über die Becken ausdehnen.

BRACK ET AL. (1996) versuchte mit Hilfe der Tuffitlagen (sowohl in den Buchensteiner Formation, als auch in den Schlerndolomit) eine dreidimensionale Rekonstruktion des Wachstums einer oberanisisch bis oberladinischen Karbonatplattform über einen Zeitraum von fünf Ammonitenzonen (s. Abbildung 42).

Er kam zu den Ergebnis, dass die Plattform starkes Vertikalwachstum von ca. 600 – 700 Metern im Oberanis und Unterladin (Reitzi und Secedensis Zone), einen Übergang in Progradation (Curionii Zone) und eine rasche Progradation von über drei Kilometern im Oberladin (Gredleri und basale Archelaus Zone) aufweist. Bis zum Wachstumsende (oberladinisches Vulkanitereignis) erreichte die Plattform eine geschätzte Gesamtmächtigkeit von über 850 Meter und eine Gesamtprogradation von ca. 5,5 Kilometern (s. Abbildung 42).

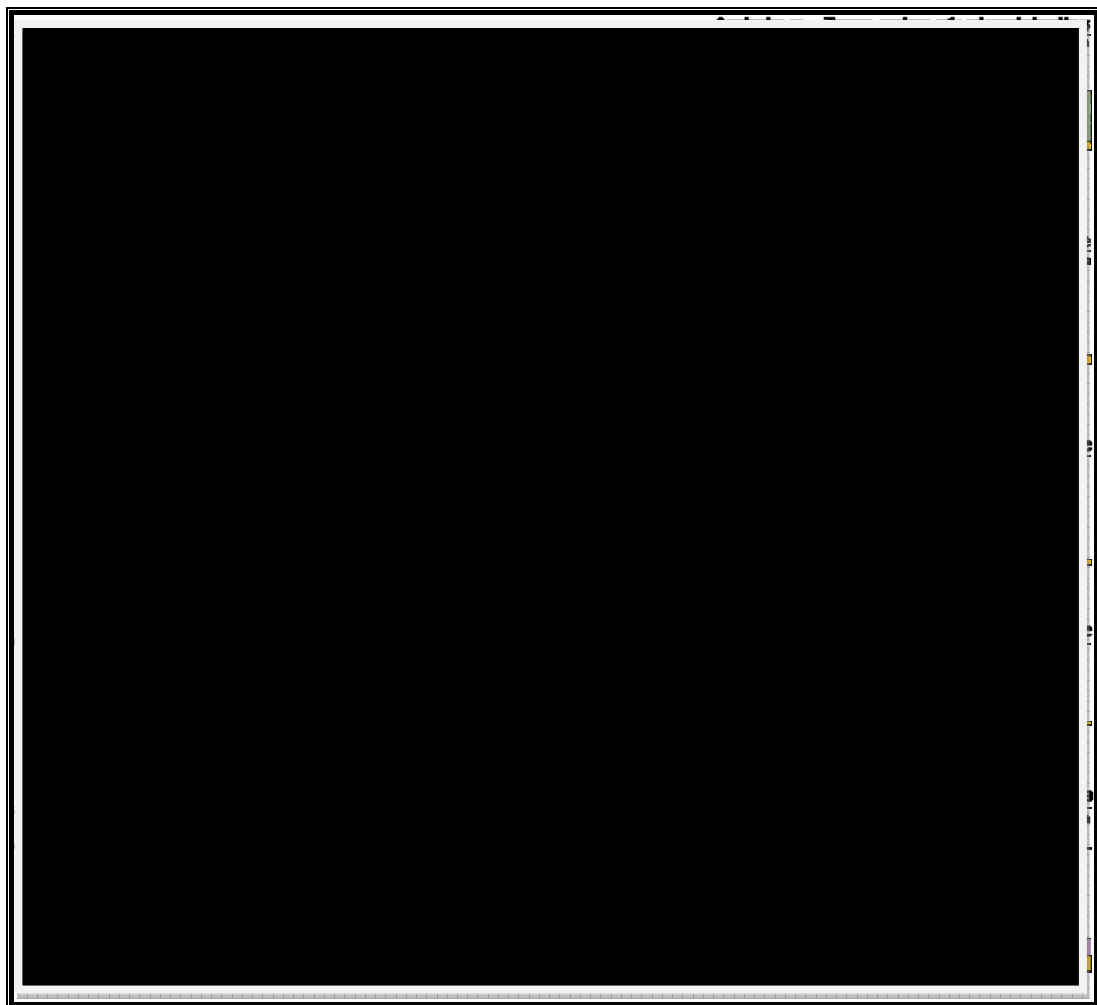


Abbildung 42: Die Abbildung zeigt den Wachstum und die Agradation der Karbonatplattformen am Rosengarten. Die Abbildung wurde erstellt mit Hilfe der Biostratifikation von fünf Ammonitenzonen nach BRACK & RIEBER (1993) und den radiometrischen Daten von BRACK ET AL. (1996)

Die seitliche Ausdehnung der Plattformen kann man heute noch anhand von geneigten Schichtflächen am Latemar, an den Vajolet Türmen, im Zentrum des Langkofels und auch am Rosengarten (s. Abbildung 43) erkennen. Man spricht auch von Klinostratifikation, die nicht anderes darstellt als die Oberflächen des submarinen Abhanges (BOSELLINI 1998). Hier im Kartiergebiet haben die geneigten Schichtflächen einen Winkel von ca. 20- 25° und fallen in süd-östliche Richtung ein (s. Abbildung 43).



Abbildung 43: In Rot dargestellt ist die Klinostratifikation des Rosengartens von der Rotwand im Norden nach Süden. Außerdem sind die Linien noch zu den damaligen Riffkörper verbunden. Deutlich zu erkennen ist das Einfallen der ehemaligen „Riff“- Abhänge mit 20° in Richtung Süden.

Diese zuerst kalkigen „Riffe“ wurden später durch den Prozess der Dolomitisierung, in den heute vorkommenden Dolomit umgewandelt. Die Umwandlung des Kalkes zu Dolomit geschah vermutlich erst im Karn und hat sich nicht überall in den Dolomiten ereignet. Es gibt deshalb auch kalkige Abschnitte in den Dolomiten, die den Namen „Marmolata Kalk“ erhalten haben. Die Umwandlung zu Dolomit erfolgte vermutlich durch die Zirkulation von heißen Wässern, was sich mit Magmenkörpern im Untergrund erklären ließe, aber genaueres weiß man bis heute noch nicht (BOSELLINI 1998). Es besteht außerdem die Möglichkeit, dass es zur Dolomitisierung durch subaerische Exposition der „Riffe“ kam und so Süßwasserkörper die kalkigen Gesteine in mehreren Anläufen durchdringen konnten und sich dann mit den eingeschlossenen Meerwasser vermischt haben (BOSELLINI 1998). Vermutlich war beides der Fall, denn mit der ersten Theorie lassen sich kleine Abschnitte von Dolomitgestein im sonst überwiegenden Kalkgestein erklären, die oft in den Dolomiten zu finden sind. Die zweite Theorie würde die vollständige Dolomitisierung des Rosengartens und des Schlerns erklären. Wegen der kompletten Dolomitisierung des Schlerns und damit dem Hauptvorkommen dieses Dolomits in den Dolomiten, wurde diese Formation nach eben diesem Gebirge

benannt, und wird deshalb in der Literatur immer als Schlerndolomit bezeichnet. Gebraucht wird dieser Name für alle ladinischen Dolomite, die sich nicht durch auffallende fazielle Merkmale vom Dolomit des Schlern unterscheiden (Pia 1937).

Im Kartiergebiet hat der Schlerndolomit eine Mächtigkeit von fast 400 m, wobei die eigentlich Mächtigkeit und Ausdehnung der damaligen Riffe (s. Abbildung 44) und somit des heutigen Schlerndolomits, um einiges größer gewesen sein muss und zum größten Teil der Erosion zum Opfer gefallen ist.

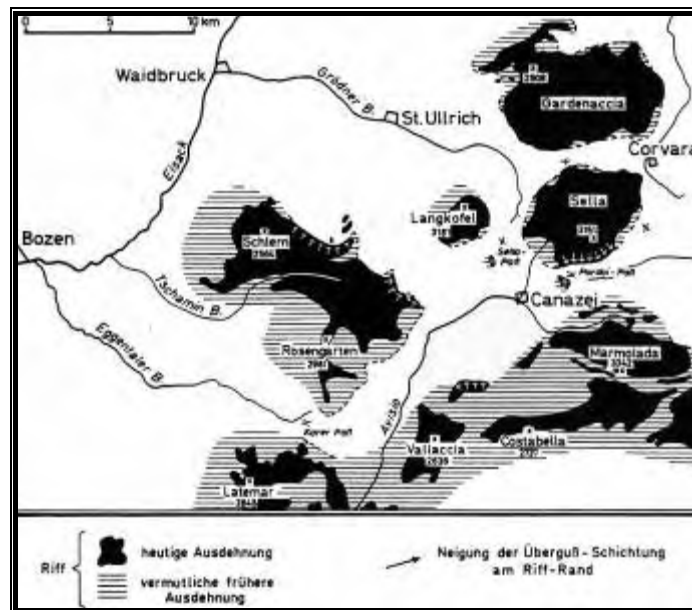


Abbildung 44: Die Karte zeigt, dass die eigentliche Ausdehnung der Riffe in der Trias um einiges größer war als heute. Das meiste wurde jedoch erodiert (LEONARDI 1967, aus SCHWARZBACH 1983).

Das Gestein im Kartiergebiet ist weiß bis weißgräulich, selten gibt es auch graue Abschnitte. Deutlich zu erkennen ist das feinkristalline Gefüge im frisch angeschlagenen Gestein. Das Gestein bricht außerdem sehr splittig und ist teilweise auch sehr spröde.

Mit Hilfe von 10%iger Salzsäure kann man schnell nachweisen, dass es sich wirklich um Dolomit handelt und nicht um den schon erwähnten Marmolata Kalk, denn der Kalk würde im Gegensatz zum hier gefundenen Dolomit aufbrausen.

Eine Schichtung ist hier nicht zu erkennen. PIA (1937) schreibt, dass in den unteren und mittleren Abschnitten des Schlerndolomits eine Schichtung recht selten, jedoch in den oberen Abschnitten eine sehr grobe Bankung vorhanden ist, was sich leider wegen der Unzugänglichkeit dieser Abschnitte nicht nachvollziehen lässt.

Gut zu erkennen ist die starke Klüftung des Schlerndolomits.

Der Schlerndolomit gilt als sehr fossilarm, was ursächlich damit zusammenhängt, dass ein großer Teil der Organismen schon vor ihrer Ablagerung zerstört wurde und sich

später durch den Prozess der Dolomitisierung ganz auflöste. So sind Funde von einigen wenigen Ammoniten und Schnecken möglich, aber eher selten. Ausnahmen bilden die kalkigen Abschnitte in den Dolomiten, hier sind solche Funde keine Seltenheit. Weltbekannt ist vor allem die sehr reiche Molluskenfauna des Marmolatakalks (POZZI 1993).

5.3.3.3 Augitporphyr

Wie schon in Kapitel 4.3.4.4 beschrieben kam es gegen Ende des Ladins zu einer erhöhten vulkanischer Tätigkeit in den Dolomiten. Es bildeten sich zwei Vulkanzentren, von denen eines bei Predazzo lag und das andere bei Monzoni (BOSELLINI 1998). An den Schwächezonen konnte Magma, vermutlich aus einer riesigen Magmakammer unterhalb der Dolomiten aufsteigen und große Mengen an Lava durch Spalten und Kratern am Meeresboden austreten. Diese Gänge, mit dem später erkalteten Magma, findet man vor allem am Latemar, Schlern, Seiseralm und auch vereinzelt hier am Rosengarten. Die Gänge durchschlugen dabei den bestehenden Riffkörper und die bestehende Schichtung.

Im Kartiergebiet durchschlägt einer dieser Gänge das Campill- Member (s. Abbildung 45). Der Gang besteht aus Augitporphyr und hat eine breite von ca. 1-2 Metern.

Er verläuft in nordsüdlicher Richtung mit einer Abweichung von 10° aus Nord. Vermutlich zieht sich dieser Gang bis in die Gipfelregion des Schlerndolomits hinauf. Leider lässt sich dieser nicht weiter verfolgen, da der größte Teil durch Gerölle verschüttet ist.

Der Verlauf in nord- südlicher Richtung entspricht ungefähr der Richtung zum Vulkanzentrum bei Predazzo, welches ca. 15 Kilometer südlich des Kartiergebiets liegt. Vermutlich stehen der Gang und der damalige Vulkankörper in direkten Zusammenhang und es ist durchaus wahrscheinlich, dass von dem Vulkankomplex zahlreiche Seitengänge wegführen, aus denen ebenfalls vulkanisches Material gefördert wurde.

Beim Gestein handelt es sich um einen rotbraunen Vulkanit mit großen grünen Augit-Kristallen. Diese großen Augitkristalle sprechen für eine langsame Abkühlung und stecken in einer sehr feinen braunen Matrix fest, was typisch für ein porphyrisches Gefüge ist. Die Augitkristalle lassen sich neben ihrer grünen Farbe auch sehr einfach an ihrer kurzprismatischen Form und achteckigen Querschnitt erkennen (s. Abbildung 46). Hinzu kommt der typische Spaltwinkel von 90° , der ebenfalls eine einfache Bestimmung der Augite zulässt. Oft sind die Augite herausgewittert und hinterlassen diese typische Kristallform als Hohlräume in der nicht verwitterten Matrix des Gesteins.

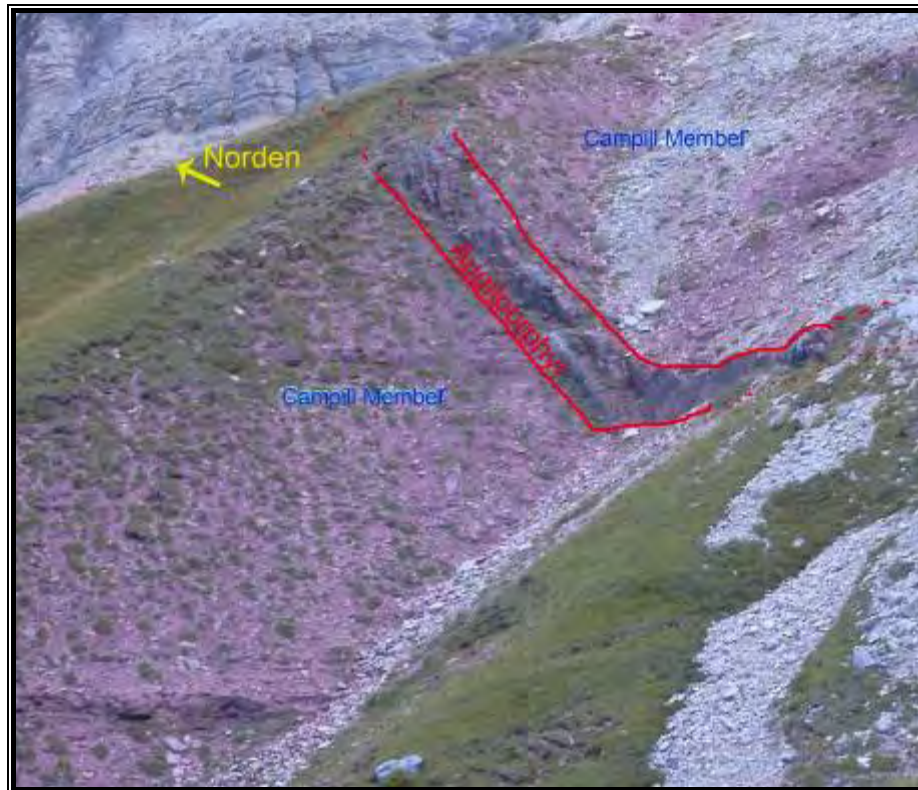


Abbildung 45: Der Augitporphyr Gang steht fast senkrecht (Rot umrandet) zur fast sölhige Schichtung des Campill- Member, die er durchschlägt (aufgenommen oberhalb der Pauliner Hütte)



Abbildung 46: Auf dem Photo erkennt man deutlich die grünen Augite (besonders der ca. 0,5 cm große Kristall in der Mitte des Bildes ist schön ausgebildet) in der Rotbraunen Matrix des Augitporphyrs (Fundort oberhalb der Pauliner Hütte).

5.4 Quartär

5.4.1 Eiszeiten

Auch in den Dolomiten machten sich die Vereisungsphasen im Quartär bemerkbar. Man geht davon aus, dass die Dolomiten mindestens vier Mal vereist waren. Die Gletscher der Eiszeiten haben sichtlich Spuren in Form von U- Tälern, Karen und Moränenablagerungen hinterlassen. Die Eisdecke, die die Dolomiten zur letzten Eiszeit, der Würmeiszeit, bedeckte, war über den Dolomitentälern bis zu 1500 Meter mächtig, hier im Raum Bozen vermutet man sogar eine Mächtigkeit von bis zu 2000 Meter (BOSELLINI 1998).

Im Kartiergebiet fällt die Interpretation der Eiszeitformen schwer bzw. ist gar nicht möglich, weil die Region zu sehr von Bergstürzen und Schuttmassen verändert und umgeformt wurde, so dass die meisten glazialen Überbleibsel nicht mehr zu erkennen sind. Die auffälligsten Formen sind wohl die weitläufigen Verebnungen und Terrassen, die von den steilen Wänden der Gipfelregionen begrenzt werden. Leider fällt auch hier eine genaue Zuordnung schwer, denn die erwähnten Formen könnten auch erosionsbedingte Ursachen haben.

Man kann aber davon ausgehen, dass die Eiszeiten den Rosengarten stark beeinflussten. So gibt es Untersuchungen die belegen, dass zur Hocheiszeit (Würmeiszeit) das Eis vom Eisakgletscher über den Karer Pass in Fassatal abfloss, was entgegengesetzt der eigentlichen Talrichtung ist (PENCK 1907). Außerdem befindet sich eine vermutete Endmoräne in der Straßenbiegung am Ober Poppener, südwestlich von Welschnofen, welche mit dem Latemargletscher in Zusammenhang gebracht wird (Penck 1907). R. von Klebelsberg (1927) vermutet sogar, dass diese Moräne von dem Rosengarten her stammen könnte, da sehr viel Schutt aus Schlerndolomit enthalten ist.

5.4.2 Schutt und Gerölle

Am Ende der letzten Eiszeit, als die Eisgletscher abzuschmelzen begannen, setzte vor allem die mechanische Gesteinverwitterung ein. Es bildeten sich Hangschuttkörper, die für die gesamte Dolomitenlandschaft prägend sind (Bosellini 1998).

Im Kartiergebiet handelt es sich bei den Hangschuttkörpern meistens um große Geröllfelder, die am Fuße der hohen Steilwände der Contrin Formation (s. Abbildung 47) bzw. des Schlerndolomits liegen. Die Form dieser Schuttkegel ist typisch dreieckig mit einer Ecke zur Steilwand liegend (s. Abbildung 47). Meist befindet sich hinter dieser Ecke eine Art Schlucht bzw. Rinne durch die die Blöcke und Gesteinsbruchstücke wie

bei einen Trichter erst kanalisiert werden, bevor sich dann am Ende wieder auffächern. Oft vereinigen sich mehrere diese Schuttkegel zu einer großen Geröllfläche.

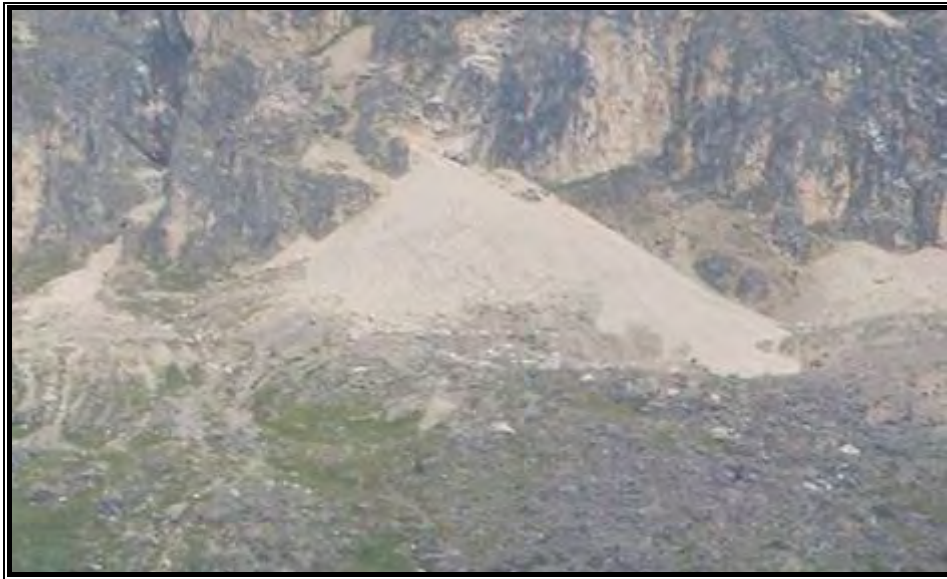


Abbildung 47: Photo zeigt einen Hangschuttkegel unterhalb der Tschager Spitze, bei der Felswand im Hintergrund handelt es sich um die Contrin Formation.

Die Gerölle im Kartiergebiet bestehen meistens aus den Gesteinen der Contrin-Formation über Buchensteiner Formation bis zum Schlerndolomit, wobei der Anteil an Schlerndolomit stark überwiegt.

Als Grund dafür ist vor allem eine fehlende dichte Pflanzendecke ab einer Höhe von 2000 m zu sehen, so dass ab dieser Höhe die Gesteine der Erosion durch Wind, Wasser und Eis schutzlos ausgeliefert sind. Auch die stark schwankenden Tagestemperaturen (vgl. Kapitel 2.3) beschleunigen die mechanische Verwitterung. Durch die Wirkung der Schwerkraft und mit Hilfe von Wasser und Eis werden diese Gerölle dann in die Täler abtransportiert.

Besonders beeindruckend ist der Bergsturz unterhalb der Rotwand, denn hier liegen oft mehrere zehner Meter große Blöcke und Gerölle, die sich bis hinunter ins Tal verfolgen lassen. Manche haben wegen ihrer immensen Größe eigene Namen wie zum Beispiel „Kaiser Stein“ erhalten.

Diese Bergstürze aus grobkörnigem Schuttmaterial haben die darunter liegenden anstehenden Gesteinsformationen meterhoch unter sich begraben, so dass die Kartierung durch diese Gerölle immens erschwert wurde. Nur einige wenige Bäche schafften es, mit Hilfe der jahreszeitlich bedingten Schmelzwässer, diese Gerölle umzulagern und die darunter liegenden Gesteine freizulegen.

6. Tektonik

6.1 Allgemeine Tektonik der Dolomiten

Die Dolomiten wurden erst während der mesoalpiner Phase vor ca. 30-40 Millionen Jahren in die alpine Orogenese miteinbezogen. Zu dieser Zeit waren die Dolomiten noch nicht zu einem Gebirge gehoben und lagen zum größten Teil noch unter dem Meeresspiegel. Vor allem der Ostteil reagierte während der mesoalpiner Phase mit Faltungen und Brüchen auf die starke Beanspruchung des Gesteins. Die mesoalpine Phase ist auf eine „ENE-WSW“ Kompression zurückzuführen, bei der große Schuppen aus Gesteinen nach Südwesten geschoben bzw. überschoben wurden (DOGLIONI & BOSELLINI 1987). Die Abbildung 48 zeigt die wichtigsten Überschiebungen der mesoalpiner Phase. Die Strukturen die dabei gebildet wurden, werden oft als „Gipfelfaltung“ und „Gipfelüberschiebung“ bezeichnet (BOSELLINI 1998). Wie zu erkennen ist war der Bereich um den Rosengarten durch die mesoalpine Phase nicht betroffen, d.h. hier kam es zu keiner solchen Überschiebung und somit sind solche Strukturen im Gelände nicht ausmachen bzw. sind nicht erhalten geblieben.

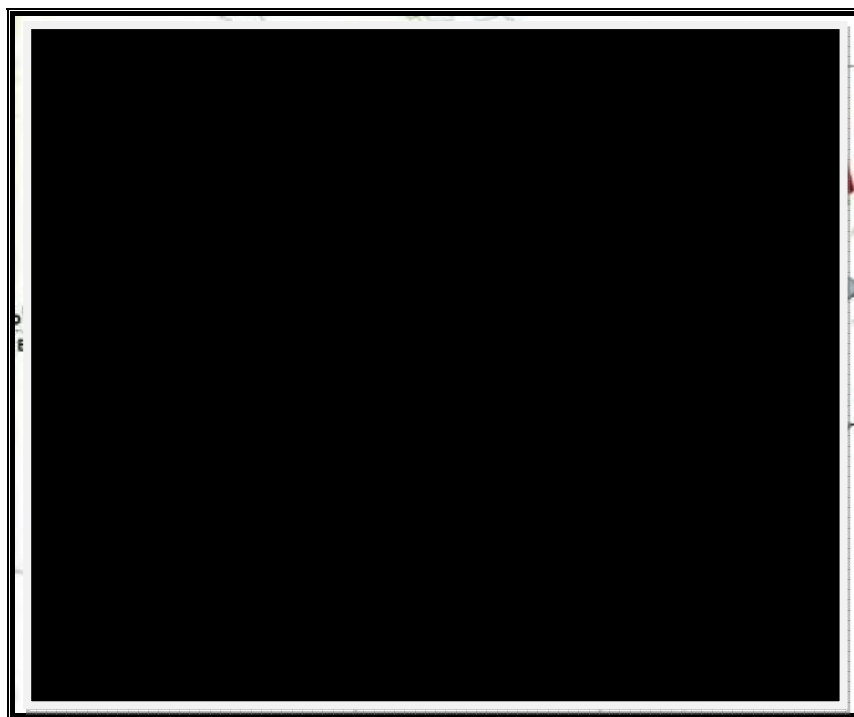


Abbildung 48: Die Abbildung zeigt eine vereinfachte Tektonische Karte mit den wichtigsten südvergenten Überschiebungen der mesoalpiner Phase. Die roten Pfeile zeigen die Hauptrichtung der Kompression an (BOSELLINI 1998, NACH DOGLIONI 1987).

Die neoalpine Phase erfasste dann die gesamten Dolomiten vor ca. 20 Millionen Jahren und hob sie aus dem Meer. Der Höhepunkt dieser Phase lag vermutlich im oberen Miozän- Pliozän (BOSELLINI 1998). Die Kompression erfolgte nun von Nordwesten nach Südosten, so dass die heutigen Überschiebungen und Faltungen eine Südvergenz aufweisen (s. Abbildung 49). Es wurde sogar der metamorphe Untergrund miteinbezogen und ebenfalls wie die darüberliegende Sedimentdecke verfaultet (DOGLIONI & BOSELLINI 1987).

Später im Pliozän – Quartär kam es zu einer weiteren Deformationsphase, bei der der zentrale- östliche Teil der Südalpen (Venetianische Alpen) deformiert wurde. Außerdem wurden die Strukturen der mesoalpiner Phase noch verstärkt (DOGLIONI & BOSELLINI 1987).

Insgesamt kann man die Dolomiten als eine große und komplizierte Synklinale bzw. Synklinorium sehen, welche durch wichtige tektonische Linien (z.B. die Suganer Linie im Süden oder Villnöß- Linie im Norden), Störungen die das Kristallin versetzt haben, begrenzt werden (BOSELLINI 1998).

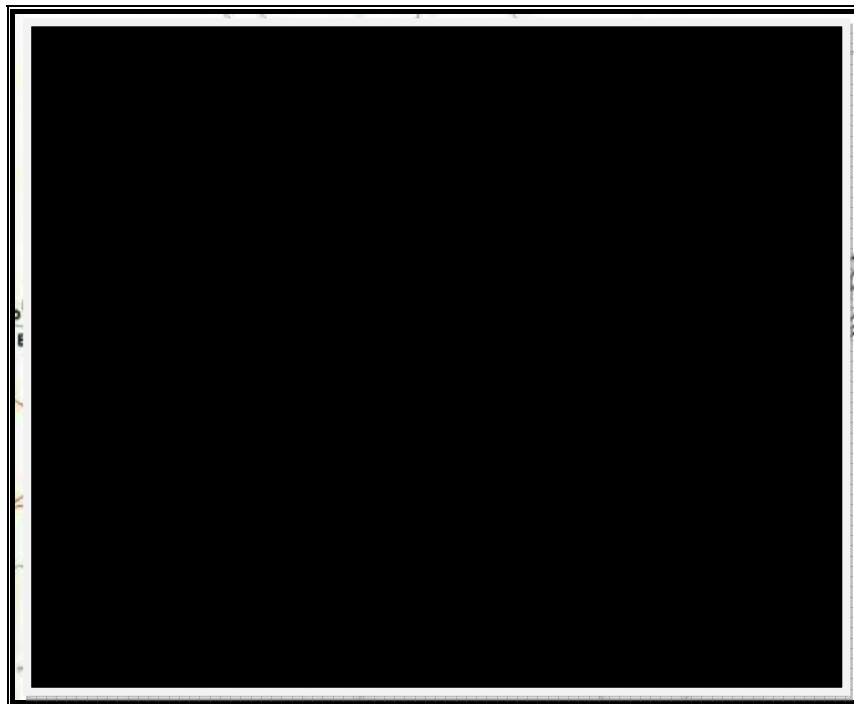


Abbildung 49: Die Abbildung zeigt eine vereinfachte Tektonische Karte mit den wichtigsten Deformationen der neoalpiner Phase. Die roten Pfeile zeigen die Haupttrichtung der Kompression an (BOSELLINI 1998, NACH DOGLIONI 1987).

6.2 Tektonik des Kartiergebiets

Wie schon anhand der Abbildung 49 erkennen ist, kam es stellenweise zu starken Verkürzungen der Dolomiten durch die Kompression (BOSELLINI 1998). Vor allem der östliche Bereich der Dolomiten ist gekennzeichnet durch unterschiedliche Überschiebungen. Betrachtet man jedoch den westlichen Teil, in dem auch der Rosengarten liegt, scheint dieser dagegen von der nealpinen, tektonischen Beanspruchung kaum betroffen zu sein. Der Grund hierfür ist das Vorhandensein der „Südtiroler Porphyry Platte“, die mit einer Mächtigkeit von fast 2 Kilometern auf die starke Kompression eher starr, undeformierbar und fast unmöglich zu falten reagierte (BOSELLINI 1998). Durch diese „Barriere“ gegen die tektonisch wirkenden Kräfte wurde auch die überlagernde sedimentäre Abfolge verschont und liegt größtenteils fast sählig, wie auch hier im Kartiergebiet, auf den Bozener Quarzporphyry Komplex.

Der ganze Quarzporphyry Komplex reagierte jedoch auf die immensen Kräfte mit Brüchen oder sehr offenen, großräumigen Faltungen (BOSELLINI 1998).

Im Kartiergebiet haben die Schichten eine Streichrichtung, die zwischen 160° - 210° liegt, was also dem nord- Südverlauf des Rosengartens entspricht. Die Einfallenwerte schwanken zwischen 1° und 4° und fallen in östliche Richtung ein, was einem Einfallen zur Rosengartenmitte (Gebirgskamm) entspricht. Anhand dieser Werte kann man nun die Schichten auf der Karte höhenparallel verlaufen lassen, was auch die Aufschlüsse und Messungen im Gelände bestätigt haben.



Abbildung 50: Auf dem Photo sieht man den ungefähren Verlauf der Störung in der Nähe der Rosengarten Hütte (rote Linie). Um den Versatz der Schichten zu verdeutlichen ist die Ober Grenze der Morbiac Formation (ockerfarben) und die Ober Kante der Contrin- Formation (braun) eingezeichnet.

Faltungen, die sich auf die alpine Gebirgsbildungsphase zurückführen lassen, können nicht festgestellt werden, was mit dem bereits erwähnten Quarzporphyr Komplex zusammenhängt.

Dennoch findet man einen Hinweis auf die starke Beanspruchung durch die Orogenese in Form einer Störung, die in der Nähe der Rosengartenhütte entlang läuft und sich Richtung Westen durchs Bachbett bis hinunter ins Tal verfolgen lässt.

An dieser Störung werden die einzelnen Schichten der Gesteinsformationen um insgesamt 60 Meter versetzt (s. Abbildung 50). Bei der Störung lässt sich vor allem in der Gipfelregion eine Staffelung feststellen, so dass der Gipfelbereich einen Staffelbruch mit drei Schollen bildet. Die erste nördliche Scholle liegt dabei ca. 50 Meter höher als die mittlere Scholle, diese wiederum liegt 10 Meter höher als die südliche Scholle (vgl. Abbildung 50).

Diese Staffelung kann in Richtung Westen bis auf eine Höhe von 2250 m über NN verfolgt werden. Weiter nach Westen kann der mittlere Abschnitt nicht mehr nachgewiesen werden, so dass vermutlich die 2 Störungsflächen des Staffelbruchs zu einer großen Störungsfläche zusammenlaufen, die dann weiter nach Westen und später dann nach Südwesten läuft und die Schichten um 60 Meter gegeneinander versetzen.

Im Westen, im Tal unterhalb der Contrin Formation, kann man die Störung nicht mehr so gut sehen, wie es hier in der Gipfelregion der Fall ist, aber man findet immer in der unmittelbaren Nähe der Störung andere Merkmale wie zum Beispiel starke Klüftung bzw. kleine „Ministörungen“ (s. Abbildung 51). Außerdem ändern sich auch die Lagerungsdaten leicht, denn das Streichen beträgt nun etwas um die 20° und das Einfallen nach Osten wird ebenfalls etwas stärker mit 4- 7°.

Die Störung ändert ca. auf Höhe der Kölblleggwiesen plötzlich ihre Richtung von Südwesten nach Süden und folgt ab hier nun den Verlauf des Putzerbachs. Beweise hierfür findet man am Zenayberg, da dieser komplett aus Bozener Quarzporphyr besteht. Würde z.B. die Störung weiter nördlich verlaufen, müsste man am Top des Berges ab einer Höhe von 1690 Metern Sandstein finden, was aber nicht der Fall ist. Folglich kann man schließen, dass die Störung zwischen dem Zenayberg und dem Feriendorf Karer Pass läuft, da hier am Dorf auf einer Höhe von 1690 Metern Sandstein zu finden ist.

Die Vermutung liegt nahe, dass der Verlauf des Putzerbachs vom Verlauf der Störung beeinflusst wird, so dass vermutlich dieser Verlauf auch den ungefähren Verlauf der Störung widerspiegelt.



Abbildung 51: Das Photo links zeigt den stark geklüfteten Quarzporphyr an der Rodelbahn auf der Waidmannalm, die Störung läuft ca. 100 Meter von hier entfernt durch Tal des Putzerbachs. Das Bild rechts zeigt eine kleine Störungsfläche (von unten links nach oben rechts verlaufend) die die Schichten der Seiser Formation um einige Zentimeter versetzt (die Aufnahme stammt aus dem Bachbett ca. 200m entfernt von der Störung).

7. Zusammenfassung

Wie in Kapitel 5 zu sehen war, sind nur die Gesteine bzw. Formationen des Oberen Perm bis zur Mittleren Trias im Kartiergebiet vorhanden, was nur einem relativ kleinen Abschnitt der Erdgeschichte entspricht. Dennoch kann anhand dieser 40- 50 Millionen Jahre gezeigt werden, dass es im Laufe der Zeit immer wieder zu gravierenden Veränderungen für die gesamte Region der Dolomiten kam. Besonders die in den Kapiteln 4 und 5 beschriebenen Meeresspiegelschwankungen, neben einigen vulkanischen Ereignissen, haben dafür gesorgt, dass Gesteine abgelagert und wieder erodiert wurden. Diese Ereignisse lassen sich auch auf plattentektonische „Groß-Ereignisse“ zurückführen, wie sie im Kapitel 3 beschrieben wurden, aber helfen uns auch solche einzelnen Prozesse besser zu verstehen.

Auch wenn die Dolomiten nur leicht (vgl. Kapitel 6), im Gegensatz zu den restlichen Alpen (vgl. Kapitel 3), tektonisch beansprucht wurden, sind Rückschlüsse möglich, die helfen können, die bis heute nicht abschließend geklärte Entwicklung der Alpen zu verstehen bzw. zu erklären.

Außerdem zeigen die Kapitel 4 und 5 wie die Gesteinbildung bzw. Ablagerung von Sedimenten von den verschiedensten Faktoren wie zum Beispiel dem Klima, Wassertiefe oder Landnähe abhängen. So kann man allein im Kartiergebiet 10 Gesteinformationen eindeutig unterscheiden und selbst diese lassen sich größtenteils noch mal unterteilen.

Als Resümee ist festzuhalten, dass die Dolomiten nicht „nur“ aus Dolomit aufgebaut sind, sondern wir es hier mit einer gigantischen Abfolge verschiedener Gesteine zu tun haben. Diese Erkenntnis hat dazu beigetragen, dass Geologen das heutige Bild unserer Erde besser verstehen.

Nachwort

Anhand dieses Berichts hat der Leser hoffentlich nun einen groben Überblick darüber, wie die einzelnen Formationen am Rosengarten gebildet worden sind. Außerdem hat er nun das nötige Hintergrundwissen über das Kartiergebiet und kann mit Hilfe der „Geologischen Karte vom Rosengarten 1:10000“ selber die einzelnen Schichten im Kartiergebiet verfolgen und bestimmten Ereignissen in der Erdgeschichte zuordnen.

Außerdem hoffe ich, dass ich verdeutlichen konnte, dass es sich bei der Entwicklung der einzelnen Formationen nicht um ein plötzliches Ereignis gehandelt hat, sondern dass um einen Prozess der Entwicklung von Jahrtausenden handelte.

Schon aus der Gliederung des Berichts ist zu ersehen, dass große Ereignisse, wie sie im Kapitel 3 „Die Entwicklung der Alpen“ beschrieben sind, die Entwicklung einzelner Gebiete beeinflussten.

Ferner hoffe ich, gezeigt zu haben, dass das heutige Bild der Dolomiten sich langsam entwickelt hat und von einer Vielzahl von Einflüssen abhing und auch weiterhin die Dolomiten geformt und verändert werden.

Natürlich sind die Dolomiten weiterhin Gegenstand aktiver Forschung und so kann es auch in Zukunft neue und erstaunliche Erkenntnisse geben. Manches, was heute als gesichert gilt, wird sich daher vielleicht relativieren. Erwähnt sei, dass nicht alle theoretische Abhandlung zu den Dolomiten im Rahmen dieser Kartierung bearbeitet werden konnten. Ich habe mich vor allem von Autoren beeinflussen und leiten lassen, die im Literaturverzeichnis aufgeführt sind.

Mir war es wichtig, die Kernaussagen dieser Autoren erfassen zu können und sie als Grundlage für meinen Kartierungsbericht zu nutzen.

Ich hoffe, dass die weitere Erforschung der Dolomiten Resultate erbringt, die zu einem noch besseren geologischen Verständnis der Entwicklung der Dolomiten beitragen und dazu führen, dass der Mensch seinen Lebensraum, den Planeten Erde, besser verstehen lernt.

Zum Schluss möchte ich mich noch mal recht herzlich bei allen Lesern bedanken und hoffe, dass meine Begeisterung für die Dolomiten und deren einzigartige Landschaft sich auch auf andere überträgt.

Anhang A:

A.1 Aufschlussliste

Aufschluss 1:

Standort (mit Höhenangabe):

Unterhalb des Feriendorfes Karer Pass (1690 m über NN)

Beschreibung:

Hier findet man viele Gerölle aus Quarzporphyr, die zum größten Teil stark verwittert sind und einen sandigen, roten Boden bilden. Einzelne Bruchstücke aus Quarzporphyr sind aber immer noch zu finden. Vor allem die beständigeren Quarzkörner sind noch gut zuerkennen, die Matrix dagegen wirkt ziemlich „ausgebleicht“. Vermutlich befindet sich wenige Meter über dieser Stelle schon anstehender Sandstein.

Aufschluss 2:

Standort (mit Höhenangabe):

Rodelbahn runter zur Waidmannalm (1630 m- 1660 m über NN)

Beschreibung:

Entlang der Rodelbahn findet man immer wieder anstehenden Quarzporphyr. Die Besonderheit, die hier auftritt, ist die starke Klüftung des Gesteins. Dies liegt vermutlich an der Störung, die unterhalb des Aufschlusses durchs Bachbett läuft. Hierfür spricht auch, dass die Klüftung immer stärker wird, je mehr man sich dieser Störung nähert.

Aufschluss 3:

Standort (mit Höhenangabe):

Östliche Hangseite des Zenaybergs in Richtung Hotel Moseralm (1580 m – 1720 m über NN)

Beschreibung:

Am Hotel Moseralm befindet sich eine kleine Steilwand aus Quarzporphyr. Auch hier ist das Gestein stark geklüftet. Um sicher zu gehen, ob der ganze Zenayberg aus Quarzporphyr aufgebaut ist, wurde versucht, denn Quarzporphyr bis an den höchsten Punkt (auf 1752m über NN) ausfindig zu machen. Leider findet man nur viele Gerölle aus Quarzporphyr im Wald. In kleinen Wasserrinnen bei 1690 m sieht man deutlich Quarzporphyr, wobei es sich auch um Gerölle handeln könnte. Wichtig ist dies um zu

zeigen, dass die Störung wirklich durch das Tal des Putzerbachs läuft. Wäre dies nicht der Fall, würde man auf dem Zenayberg ab einer Höhe von 1690 m Sandstein finden (was aber nicht der Fall ist).

Aufschluss 4:

Standort (mit Höhenangabe):

Putzerbach in Richtung Latemarsäge (1550 m über NN)

Beschreibung:

Hier hat sich im Bozener Quarzporphyr Komplex eine Art Canyon gebildet. Das Gestein ist immer noch sehr stark geklüftet. Vermutlich läuft hier die Störung weiter lang. Vermutlich kann man den Verlauf des Baches und Störung in direkten Zusammenhang bringen.

Aufschluss 5:

Standort (mit Höhenangabe):

In der Nähe des Hofes „Unterputzer“ am Putzbach (1640 m – 1660 m über NN)

Beschreibung:

Hier tritt wieder sehr stark verwittertes, rot sandiges Material auf, mit einigen Brocken aus Quarzporphyr. Etwas höher liegt sehr wahrscheinlich Übergang vom Bozener Quarzporphyr Komplex zur Grödner Sandstein Formation.

Auf der Höhe von 1640 m findet man dann mehrere Blöcke aus Quarzporphyr, leider nicht anstehend.

Aufschluss 6:

Standort (mit Höhenangabe):

Entlang einer neu angelegten Straße an der Moseralm (1660 m -1750 m über NN)

Beschreibung:

Hier an einer neu angelegten Straße sind durch Baggerarbeiten Gesteine mit roten sandigen Bestandteilen (bis zu 30 cm groß) freigelegt worden. Gerölle aus Quarzporphyr sind erst auf einer Höhe von 1680 m freigelegt. Es handelt sich auch hier leider nur um Gerölle, die durch die Baggerarbeiten an die Oberfläche gebracht wurden. Anstehendes Gestein ist vermutlich etwas weiter im Untergrund vorhanden. Dennoch kann man die Grenze zwischen dem Bozner Quarzporphyr Komplex und der Grödner Sandstein Formation grob festmachen.

Aufschluss 7:**Standort (mit Höhenangabe):**

Unterhalb der Plank Hütte auf den Köblleggwiesen (1660 m -1700 m über NN)

Beschreibung:

Hier an den Hängen der Köblleggwiesen befinden sich freie Flächen mit stark verwittertem rotem Gestein auf einer Höhe von bis zu 1700 m. Oft findet man kleine Bruchstücke aus Quarzporphyr mit den typischen großen Quarzkörnern in einer ausgebleichter Matrix. Aber auch größere Blöcke, die weniger verwittert sind, sind vorhanden. Auf dem Wanderweg Richtung Zenayberg auf einer Höhe von 1660 m findet man sogar anstehenden Quarzporphyr.

Aufschluss 8:**Standort (mit Höhenangabe):**

Entlang der Hauptstraße von der Frommer Alm Richtung Karer Pass (1750 m über NN)

Beschreibung:

Unterhalb der Straße findet man Quarzporphyr an einem Wanderweg, auch hier handelt es sich um bis zu 10 cm große Blöcke die sehr stark verwittert sind. Hier tritt oft die schon erwähnte Vergrusung des Quarzporphyrs auf.

An der Straße findet man dann Sandstein, der vor allem durch seine rote Farbe auffällt. Er ist sehr feinkörnig und enthält kein Glimmer. Gut zu erkennen ist hier an der Straße eine Bankung von einzelnen Sandsteinschichten. Die Bankmächtigkeit beträgt einige Zentimeter. Das überwiegende weinrote Gestein wechselt mit einer eher grauen tonigeren Schicht.

Aufschluss 9:**Standort (mit Höhenangabe):**

Wanderweg 1c Richtung Süden unterhalb der Hauptstraße (1735 m über NN)

Beschreibung:

Hier findet man ebenfalls Quarzporphyr in bis zu 10 cm großen Blöcken. Der Quarzporphyr ist auch hier sehr stark verwittert. Man kann dies als Hinweis für den Top des Bozener Quarzporphyr Komplexes deuten.

Aufschluss 10:**Standort (mit Höhenangabe):**

Steilwand unterhalb der Pauliner Hütte (1840 m – 1860 m über NN)

Beschreibung:

Hier findet man zwar nur Gerölle aus hellgrauen, gipsig wirkenden Gestein, was auf die Bellerophon Formation hindeutet. Das Gestein selber glitzert leicht matt und hat auffällige dunkle Streifen (vielleicht Rauhwacke). Zwischen den Geröllen findet man keine roten Sandsteine mehr.

Aufschluss 11:**Standort (mit Höhenangabe):**

Wanderweg an der Steilwand unterhalb der Pauliner Hütte (1960 m über NN)

Beschreibung:

Hier eine anstehende Bank die sehr dunkel ist. Auch riecht das Gestein beim Anschlag etwas bituminös. Das dunkle Gestein enthält organisches Material. Wirkt aber mehr fleckig als durchgehend (ca. alle 1-2 cm ein solcher mehrere Millimeter großer Fleck). Vermutlich befindet sich hier der Übergang von der Bellerophon Formation zum Tesero Horizont.

Aufschluss 12:**Standort (mit Höhenangabe):**

Kleines Bachbett an der Steilwand unterhalb der Pauliner Hütte (1960 m- 2030 m über NN)

Beschreibung:

Hier sieht man eine massive etwas dunkle Bankung die sich über 15 Meter erstreckt. Es handelt sich um die Gesteine des Tesero Horizontes der Werfen Formation.

Ab einer Höhe von 1975 m folgt plötzlich eine hellere Bankung aus Kalken, die mit Grabgängen und anderen fossilen Spuren durchsetzt ist. Diesen Abschnitt kann man dem Mazzin Member zuordnen.

Auf einer Höhe von 2025 m folgen den hellgrauen Kalken gelbrote- gelbe dolomitisierte Schichten. Das Gestein ist viel härter und die Bankung ist sehr fein gegenüber dem darunter liegenden Gesteinen, oft beträgt sie nur wenige Millimeter. Hierbei handelt es sich um die Gesteine des Andraz Members. Der Andraz Member liegt auf dem Top der „Mazzin“ Steilwand. Nach etwa 10-15 Metern folgt dann eine Wiese in der überwiegend Gesteine des Seis Members zum Vorschein kommen.

Aufschluss 13:**Standort (mit Höhenangabe):**

Oberhalb der Pauliner Hütte (2150 m über NN)

Beschreibung:

Hier tritt eine kleine Felskante von sehr feinkörnigen grauen Kalken aus.

In diesen Kalken befinden sich Schichten mit kleinen, kugeligen Ooiden aus Gastropoden. Vermutlich handelt es sich um den Gastropoden Oolith.

Aufschluss 14:**Standort (mit Höhenangabe):**

Steilwand südlich des Ratschigler Hangs (1980 m – 2100 m über NN)

Beschreibung:

Die Basis der Steilwand wird aus Gesteinen des Mazzin Members aufgebaut, auch hier findet man die für diesen Member typischen Bioturbationspuren und einige Fossilien (keine große Artenvielfalt).

Gut sind auch die auf dem Top der Steilwand liegenden gelben Dolomite des Andraz Horizontes zu erkennen. Ebenfalls zu erkennen ist die feine Bankung von gelben bis rötlichen Schichten. Der Andraz Horizont hat gegenüber dem Mazzin Member ein viel flacheres Relief ausgebildet.

Über dieser Reliefverflachung folgt auf einer Höhe von 2040 m dann wieder eine Steilkante, die sich bis auf eine Höhe von 2100 m verfolgen lässt. Die unteren 20 Meter sind überwiegend aus kalkigen Gesteinen aufgebaut, darüber wird das Relief etwas flacher und es treten eher rote bis braune mergelige Kalke zum Vorschein. Hier findet man auch das Leitfossil *Claraia Claraia*. Es handelt sich hier um die Gesteine des Seis Members.

Aufschluss 15:**Standort (mit Höhenangabe):**

Wanderweg oberhalb des Kaiser Steins entlang des Ratschiger Hangs (2140 m über NN)

Beschreibung:

Hier kommen zwischen den Geröllen des Bergsturzes mehrere Schichten von 5 – 10 cm Mächtigkeit zum Vorschein. Es handelt sich um graue Kalke des Gastropoden Ooliths.

Aufschluss 16:**Standort (mit Höhenangabe):**

Wanderweg hoch zur Rotwand (2340 m – 2440 m über NN)

Beschreibung:

Am Weg entlang zwischen dem großen Bergsturz unterhalb der Rotwand kommen noch massive ungebankte, hellgraue Dolomite der Contrin Formation zum Vorschein. Vermutlich liegt hier schon der Übergangsbereich zu der Buchensteiner Formation vor, da sich öfter etwa 1 cm laminierte Bänke einschalten, die untypisch für die Contrin Formation sind. Diese Bänder haben ein erdiges bis braunes Aussehen und sind reich an organischen Kohlenstoff.

Auf diesen Schichten folgen überwiegend Gerölle aus der Buchensteiner Formation (vermutlich nicht weit abgerutscht).

Ab einer Höhe von 2440 m beginnt die hohe Steilwand aus Schlerndolomit. Der Schlerndolomit hier ist sehr massiv, ungebankt und hat ein zuckerkristallines, weißes Aussehen. Oft ist er von Klüften durchzogen.

Aufschluss 17:

Standort (mit Höhenangabe):

Auf der Wiese des Ratschigler Hangs (2100 m über NN)

Beschreibung:

Hier auf der flachen Wiese des Ratschigler Hangs treten immer wieder Gesteine, die reich an Fossilien (überwiegend Muscheln) sind, zum Vorschein.

Auch findet man vereinzelt Wellenrippeln auf der Schichtoberfläche. Das Gestein hat einen sehr hohen Mergelanteil, was man auch an der Bodenbeschaffenheit merkt, da hier oft ein sehr lehmiger feuchter Boden auftritt. Es handelt sich um Gesteine des Seis Members.

Aufschluss 18:

Standort (mit Höhenangabe):

Bachbett am Wanderweg unterhalb der Rosengartenhütte (2080 m- 2160 m über NN)

Beschreibung:

Hier tritt eine Bankung von etwa 10 cm abwechselnd mit einer Bankung von etwa 20-30 cm Mächtigkeit auf. Die Farbe des Gesteins ist grau- braun und es ist sehr mergelig. Vereinzelt findet man auch Claraia.

Hier handelt sich um den Seis Member.

Ab 2140 m treten dann Kalke auf die teilweise Glimmer enthalten. Die Bankung ist sehr fein und manche Bänke enthalten Schilllagen. Der Gastropoden Oolith ist umgeben von Geröllen der Gipfelregion und tritt nur an manchen Stellen zum Vorschein.

Besonderheit an diesen Aufschluss ist, dass hier verstärkt Klüfte auftreten. Selten findet man auf Klüffflächen auch so genannte Harnischflächen. Manche Schichten

weisen sogar eine leichte Faltung auf. Grund hierfür ist eine in der Nähe verlaufende Störung (Abschiebung) durch die das Gestein stark beansprucht wurde.

Aufschluss 19:**Standort (mit Höhenangabe):**

Entlang des Wanderwegs unterhalb der Rosengartenhütte (2080 m- 2150 m über NN)

Beschreibung:

An dem Wegrand auf einer Höhe von 2080 m tritt ein graues Gestein mit einigen Muscheln auf. Es handelt sich um die Oberkante des Mazzin Members. Zehn Meter darüber folgt schon ein gelbes bis orange- rotes Gestein. Außerdem wird das Relief etwas flacher, steigt aber nach 15 Metern wieder an. Dies ist ein guter Hinweis auf den Andraz Horizont, denn auch an anderen Stellen im Kartiergebiet, wo es bessere Aufschlussverhältnisse gibt, ist eine ähnliche Beobachtung zu machen.

Auf einer Höhe von 2100 m wird, wie schon gesagt, das Relief wieder etwas steiler und es treten graue Gesteine auf, die oft auch sehr mergelig sind. Später wechselt die Farbe von grau in eine braune bis rötliche Farbe. Zudem sind die einzelnen Bänke von bis zu 10 cm dick und sehr fossilreich. Vor allem Claraia Claraia tritt verstärkt auf, was typisch für den Seis Member ist.

Aufschluss 20:**Standort (mit Höhenangabe):**

Etwas südlich vom Wanderweg zur Rosengartenhütte (2030 m über NN)

Beschreibung:

Hier sieht man vereinzelte Bänke aus dunklen, grauen Kalk. Das Gestein hat einen hohen organischen Anteil. Leider sind nur wenige Meter des Tesero Horizontes aufgeschlossen, der Rest ist durch den Bergsturz begraben.

Aufschluss 21:**Standort (mit Höhenangabe):**

Steilwand unterhalb der Rosengarten Hütte (2100 m -2500 m über NN)

Beschreibung:

Hier am Bergsturz kommt die Oberkante des Gastropoden Ooliths zum Vorschein, deutlich zu erkennen an den grauen Kalken mit den Ooiden. Außerdem kann man ins angrenzende Kartiergebiet schauen, wo man nochmal einen Überblick aus der Ferne über die Werfen Formation erhält, da diese ebenfalls hier aufgeschlossen ist. Deutlich zu erkennen ist der Wechsel der bunten Gesteinen von grau über rot gelb zu rot, was einen typischen Wechsel innerhalb der Werfen Formation entspricht.

Aufschluss 22:**Standort (mit Höhenangabe):**

An der Rosengartenhütte (2320 m über NN)

Beschreibung:

An der Rosengarten Hütte (etwas weiter südlich) tritt ein Konglomerat zum Vorschein, das aus einer rötlichen Matrix und bunt zusammengewürfelten Gesteinen besteht. Die Konglomerate haben eine Größe von wenigen Zentimetern bis maximal 10 Zentimeter Durchmesser und sind gerundet. Es handelt sich um das Richthofen Konglomerat, was hier an der Rosengarten Hütte eine Mächtigkeit von ca. 3 Metern hat. Unter dem Richthofen Konglomerat kann man noch deutlich eine ca. 1m mächtige gelbe Kalkbank erkennen, bei der es sich vermutlich um den Val Badia Member handelt.

Aufschluss 23:**Standort (mit Höhenangabe):**

Hirzlweg in der Nähe der Rosengartenhütte (2250 m -2300 m über NN)

Beschreibung:

Wenn man hier vom Weg aus auf die Gipfelregion blickt kann man deutlich einen Versatz in den Schichten von der Morbiac Formation bis zum Schlern erkennen.

Im Norden erkennt man deutlich, dass die etwa 10 Meter mächtige, aufgeschlossene Oberkante der Morbiac Formation schätzungsweise 60 Meter höher liegt als die Oberkante der Morbiac Formation in Norden. Dieser Bruch ist zusätzlich noch gestaffelt und geht von einem Versatz von 20 Metern bei der ersten Scholle zu den schon erwähnten 60 Metern über. Hier handelt es sich um einen so genannten Staffelbruch, der die oberen Formationen der Gipfelregion erfasst. Weiter unterhalb laufen die Störungsflächen dann zu einer Störung zusammen, die dann durchs ganze Kartiergebiet zieht und die Schichten um 60 Meter gegeneinander versetzt.

A.2 Profilaufschlüsse

Profil 1:

Lage (mit Höhenangabe):

Bachbett nördlich des Ratschigler Hangs (von 1940 m bis 2300 m über NN)

Beschreibung:

Im Bachbett sind vor allem die Schichten der Werfen Formation aufgeschlossen und kaum von Geröllen bedeckt, so dass es möglich ist hier auf Unterschiede in den einzelnen Membern zu achten (s. hierzu Skizze des Profils 1).

Beginn des Profils sind die letzten Metern des Tops der Bellerophon Formation (einige wenige Bänke aufgeschlossen) und geht über die Abfolge der Werfenformation bis hin zur Contrin Formation. Nach der Contrin Formation war es leider nicht mehr möglich die darüber liegenden Schichten aufzunehmen, da die Steilwand ein unüberwindbares Hindernis darstellte.

Hier in diesem Bachbett kann man wohl am schönsten die Übergänge bzw. Grenzen der einzelnen Member festmachen, da sich eine Art Canyon im Laufe der Jahre gebildet hat, den man mit etwas Klettererfahrung leicht begehen kann.

In den anderen Bachläufen (vor allem bei Profil 2) versperrten immer wieder Gerölle die kontinuierliche Aufnahme des Profils.

Profil 2:

Lage (mit Höhenangabe):

Bachbett nördlich der Pauliner Hütte (von 1975 m bis 2450 m über NN)

Beschreibung:

Dieses Profil beginnt im Gegensatz zu dem Profil 1 erst mit dem Mazzin Member, geht dann aber bis zum Schlern Dolomit. Leider störten oft Bergstürze eine kontinuierliche Aufnahme, so dass insgesamt dreimal in das wenige 10 er Meter daneben liegende Bachbett gewechselt werden musste. Da der Abstand zwischen den einzelnen Bachbetten sehr gering ist, kann man davon ausgehen, dass sich hier die Abfolge der Schichten nicht großartig voneinander unterscheidet. Unter dieser Annahme wurden die einzelnen Abschnitte zu einem Profil zusammengefasst und die unterschiedlichen Merkmale als Gesamtergebnis in der Skizze zum Profil 2 zusammengefasst.

Profil 3:**Lage (mit Höhenangabe):**

Bachbett südlich der Rosengarten Hütte (von 1955 m bis 2250 m über NN)

Beschreibung:

In diesem Bachbett war es möglich die Schichten möglichst nah an der Störung auszukartieren, so dass man in den Schichten teilweise Auswirkungen der Abschiebung, wie zum Beispiel Kluftbildung, kleine „Minifaltung“ erkennen konnte (vgl. Skizze Profil 3). Den Beginn des Profils bilden die letzten Meter des Tesero Horizonts. Aufgenommen wurde das Profil bis zur Contrin Formation, wo wegen der Steilwand eine weitere Aufnahme wie schon bei Profil 1 nicht mehr möglich war.

Literaturverzeichnis

- BÄTZING, W. (1997):** Kleines Alpen-Lexikon. Umwelt - Wirtschaft - Kultur. Verlag C.H. Beck, München 1997, 320 S.
- BIJU-DUVAL, B. & MONTADERT, L. (1977):** Structural History of the Mediterranean Basins, - Éditions Technip. Paris S.1- 448
- BOSELLINI, A. & HARDIE, L. A. (1973):** Dipositional theme of a marginal marine evaporite. - *Sedimentology* 20, Amsterdam, S. 5- 27
- BOSELLINI, A. (1998):** Geologie der Dolomiten – Verlagsanstalt Athesia, Bozen, 192 S.
- Brack, P. & Rieber, H. (1993):** Towards a better definition of the Anisian/ Ladinian boundary: New biostratigraphical data and correlations of boundary sections from the Southern Alps. - *Eclogae Geol. Helv.* 86, S. 415- 527
- Brack, P., Mundil, R., Oberli, F., Meier, M. & Rieber, H. (1996):** Biostratigraphic and radiometric age data question the Milankovitch characteristics of the Latemar cycles (Southern Alps, Italy). *Geology*, 24, S. 371- 375.
- BRANDNER, R. & MOSTLER, H. (1982):** Der geologische Aufbau des Schlerngebiets und seiner weiteren Umgebung. – Exkursionsführer -Jahrestagung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, Seis am Schlern- Südtirol, Innsbruck, S. 1- 42
- BRANDNER, R., FLÜGEL, E. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1991):** Microfacies of Carbonate Slope Boulders: Indicator of the Source Area (Middle Triassic: Mahlknecht Cliff, Western Dolomites). – *Facies* 25, Erlangen, S. 279- 296
- BROGLIO, L. ET AL (1983):** La formazione di Werfen (Scitico) delle Dolomiti occidentali: sedimentologia e biostratigrafia.- *Riv. Ital. Paleont.* 88/4, Milano, S. 501- 598
- BROGLIO, L. ET AL (1990):** The Lower Triassic sequences of the Dolomites (Italy) and Transdanubian Mid- Mountains(Hungary) and their correlation. – *Mem. Sei. Geol.* 62, S. 41- 103
- BUGGISCH, W. (1978):** Die Grödner Schichten (Perm, Südalpen). Sedimentologische und geochemische Untersuchungen zur Unterscheidung mariner und kontinentaler Sedimente, - *Geologische Rundschau* 67, Stuttgart , S. 149- 179

- CIRILLI, S. ET AL (1998):** Stratigraphical and palaeoenvironmental analysis of the Permian- Triassic transition in the Badia Valley (Southern Alps, Italy). - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 138, S. 85- 113
- DOGLIONI, C. (1987):** Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy). – Journal of Structural Geology Vol. 9, S. 181- 191
- DOGLIONI, C. & Bosellini, F. (1987):** Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps. – Geologische Rundschau 76/3, S. 735- 754
- FLIRI, F. (1975):** Das Klima der Alpen. Monographien zur Landeskunde Tirols. Folge I. - Universitätsverlag Wagner Innsbruck, München 1975, 454 S.
- FRISCH, W. (1977):** Die Alpen im westmediterranen Orogen - eine plattentektonische Rekonstruktion. -Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs 24, S. 263- 275
- FRISCH, W. (1979):** Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. - Tectonophysics 60, S.121-139.
- GAETANI, M., FOIS, E., JADOUL, F. & NICORA, A. (1981):** Nature and evolution of middle Traissic carbonate buildups in the Dolomites (Italy).- Marine Geology Vol. 44, Amsterdam 1981, S. 25-57
- GEBAUER, D. (1999):** Alpine geochronology of the Central and Western Alps: new constraints for a complex geodynamic evolution. - Schweizer mineralogische petrographische Mitteilungen 79, S.191-208
- GOETHE, J. W. (1832):** Faust Der Tragödie Zweiter Teil. – Reclam Verlag S.92-93
- GRADSTEIN, F.M. ET AL. (1994):** A Mesozoic Time Scale. – Journal of Geophysical Research 29, S. 24051- 24074
- GWINNER, M.P. (1978):** Geologie der Alpen. – Stuttgart (Schweizerbart), 480 S.
- KRENMAYR, H.G. ET AL. (1999):** Rocky Austria - Eine bunte Erdgeschichte von Österreich. - Geologische Bundesanstalt, Wien 1999, 63 S.
- LEHMANN, U. & HILLMER, G. (1997):** Wirbellose Tiere der Vorzeit (4. neu bearbeitete und erweiterte Auflage). – Enke Verlag, Stuttgart 1997, 304 S.

- LEONARDI, P. (1967):** Le Dolomiti – Geologia die monti tra Isarco e Paive – Consiglio Nazionale Ricerche e della Giunta Provinciale, Trento, 552 S.
- LINGER, H. (1958):** Vom Bau der Alpen. - Ott Verlag Thun, München 1958
- MATTHES, S. (1996):** Mineralogie- Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde (5. Auflage).- Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 499 S.
- MAUERER, F. & Schlager, W. (2003):** Lateral variations in sediment composition and bedding in Middle Traissic interplatform basins (Buchenstein Formation, southern Alps, Italy). – Sedimentology 50, Amsterdam, S.1-22
- MAYER, H. (1974):** Wälder des Ostalpenraumes. Standort, Aufbau und waldbauliche Bedeutung der wichtigsten Waldgesellschaften in den Ostalpen samt Vorland, Stuttgart, 344 S.
- MICROSOFT CORPORATION (1993 - 2002):** Microsoft Encarta 2003
- MÖBUS, G. (1997):** Geologie der Alpen- Eine Einführung in die regionale- geologische Einheit zwischen Genf und Wien. - Verlag Sven von Loga 1997, 340 S.
- MOJŠISOVICS, E.V. (1879):** Die Dolomit- Riffe von Südtirol und Venetien. Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen.- Hölder, Vienna 1879
- NERI, C. & POSENATO, R. (1985):** New Biostratigraphical Data on uppermost Werfen Formation of the Western Dolomites (Trento, Italy). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck Vol. 14, Ferrara, S. 83 - 108
- NOÉ, S. UND BUGGISCH, W. (1987):** Sequence Stratigraphy in Late Permian and Lowest Triassic of the Southern Alps (Dolomites; Northern Italy) with Special Regard to the Permian/Triassic Boundary. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien 137, S. 297- 318
- ORTNER, H. (1994):** Die Muttekopfgosau (Lechtaler Alpen, Tirol/Österreich): Sedimentologie und Beckenentwicklung. - Geologische Rundschau 83, S.197-211.
- ORTNER, P. & MAYR, C. (1987):** Naturerlebnis Dolomiten- Geologisches Bildwanderbuch. - Athesia Verlag 1987, 246 S.

- OGILVIE, G. & Pia, J. (1940):** Zur Geologie der Langkofelgruppe in den südtiroler Dolomiten. – Mitt. Alpenl. Geol. Ver. (32), S. 1-118
- PENCK, A. (1907/08):** Der Etschgletscher. – A.i.E. III, S.846- 953
- PIA, J. (1937):** Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol- Selbstver., Wien 1937, 248 S.
- POZZI, E. (1993):** Die Fossilien der Dolomiten. – Tappeiner/Athesia Verlag, Lana 1993, 175 S.
- PRESS, F. & Siever, R.:** Allgemeine Geologie. – Spektrum Akademischer Verlag 1995, 723 S.
- PRIKL, H. (1961):** Geologie des Trias-Streifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl - Wien 1961
- RICHTER, D. (1974):** Grundriss der Geologie der Alpen. – Walter de Gruyter Verlag, Berlin- New York 1974, 213 S.
- SCHÖNENBERG, R. & NEUGEBAUER, J. (1997):** Einführung in die Geologie Europas. - 7. Auflage , Rombach Wissenschaft 1997, 385 S.
- SCHWARZBACH, M. (1983):** Europäische Stätten geologischer Forschung- Die Dolomiten(Süd- Alpen). - Hirzel Verlag Stuttgart, S. 63-73
- SCOTESE, C.R. , BAMBACH, K., BARTON, C, VAN DER VOO, R. & ZIEGLER, A.M. (1979):** Paleozoic base maps. -Jahrbuch Geologie 87, S. 217-277.
- STAMPFLI, G.M. (1996):** The Intra-Alpine terrain: A Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides. - Eclogae geol. Helv. 89/1, S. 13-42.
- STINGL, V. & WACHTLER, M. (1997):** Dolomiten- Das werden einer Landschaft – 2. Auflage, Verlagsanstalt Athesia, Bozen, 149 S.
- THÖNI, M. (1999):** A review of geochronological data from the eastern Alps. – Schweiz. Mineralogische Petrographische Mitteilung 79, S. 209-230
- TOURISMUSVERIEN EGGENTAL 1999/2000:** Wanderkarte 1:25000 Südtirol Eggental. – Mapgraphic Bozen
- TRÜMPY, R. (1998):** Die Entwicklung der Alpen: Eine kurze Übersicht. - Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft 149, S. 165-182

TWITCHETT, R.J. (1999): Palaeoenvironments and faunal recovery after the end-Permian mass extinction.- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 154, S. 27- 37

VON KLEBELSBERG, R. 1927: Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten: 1. Rückzugsstände der Eisgletscher in den Dolomitentälern. – Zeitschrift der Geologischen Gesellschaft (1927) S. 280-337

WESTERMANN (1996): Diercke Weltatlas - 4. aktualisierte Auflage, 275 S.

Internetquellen

<http://www.provinz.bz.it>

Homepage der Provinz Bozen (mit Daten zur Wirtschaft und Bevölkerung)

www.wetter.com

Wetter und Klimadaten zur Region Bozen

<http://www.obereggen.com>

Homepage des Tourismusvereins Eggental (mit Tourismus Info)