

Ostalpentraverse 2007

Berichte

Geologie und glaziale Phänomene nahe der Berliner Hütte (Zemmgrund, Zillertaler Alpen)



Ausblick von der Berliner Hütte

Beim Gang auf die Moräne konnten wir einen starken Gletscherschliff und Sichelrisse erkennen. An den Seitenmoränen konnten wir gut die kleine Eiszeit von 1850 erkennen, die Gletscherschrammen von 1850 überlagern jene der Würm, doch finden wir hier unterschiedliche Richtungen der Gletscherverläufe.



Sichelriss und Gletscherschrammen

Geologisch kann man die Region als Altpaläozoisches Basement (>300 Ma) beschreiben, welches von variszischen Granit-Gängen (~ 300 Ma) durchschlagen wurde. Die Hauptgesteinseinheiten der Region sind der Zillertaler Gneiskomplex, welcher um 320 Ma intrudierte, und die metabasische Greiner Schieferserie. Bei dem Aufstieg zum Oxner Gipfel sind die unterschiedlichen Schiefererien durchquert worden, mit Besonderheiten wie einer "Tütchen-Falte" und Meta-Graniten mit großen



Prof. Lammerer vor einer Falte nahe des Oxnergipfels

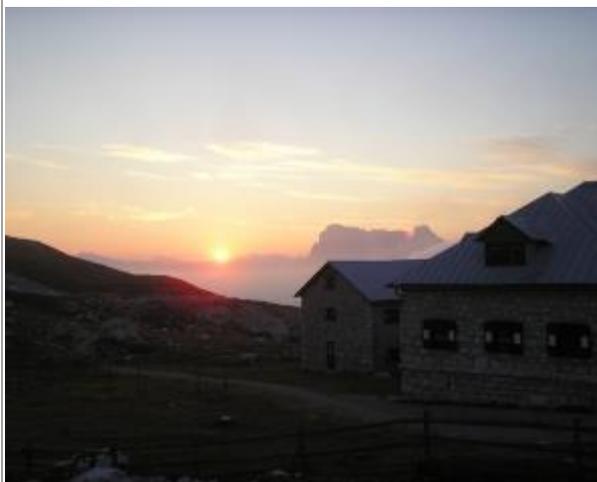
Granatprossungen. Der Oxner selber ist eine Antigorit-Serpentinit Kuppe, welche aus ihrer Bildungstiefe von ca. 50 km auf heute 3 km NN gehoben wurde.

18.08.2007: Anreise und erster Tag in den Dolomiten, Aufstieg zum Schlernplateau (ca. 2449 m ü. NN)

Der hier anstehende Schlerndolomit besteht aus dolomitisierten, ehemaligen Riffen des Ladins. Durch massive Subsidenz bei starkem Riffwachstum konnten die heutigen Mächtigkeiten von bis zu 800 m erreicht werden. Die Marken des lateralen und vertikalen Wachstums (Klinostratifikation) sind auch heute noch, z.B. am Rosengarten, sichtbar.



Blick auf den Schlern



Abendrot an der Schlernhütte



Blick vom Schlernplateau auf den Rosengarten

19.08.2007: Zweiter Tag in den Dolomiten, Aufstieg zum Monte Pez und Abstieg vom Schlernplateau

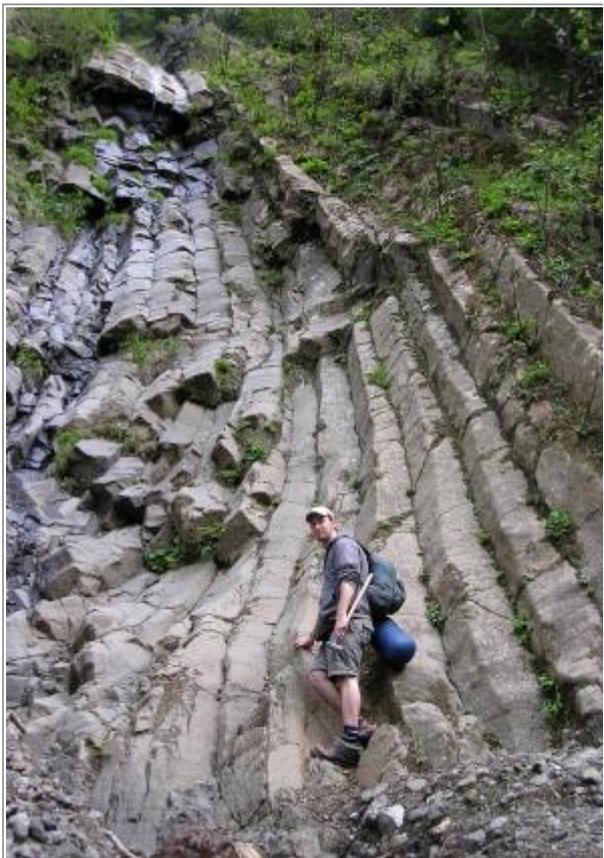
Den Höhepunkt des Schlernplateaus bildet der Monte Pez mit ca. 2549 m ü. NN. Am Fuße des Schlern finden sich die mit dem Dolomit verzahnten Beckensedimente der Buchenstein-Formation sowie Ablagerungen kalzitischer Schuttströme von den Riffen. Hinweise auf starke magmatische Aktivität gegen Ende des Ladin finden sich in Form spilitisierter Basalte sowie Basaltgängen. In der Tat wurden die Riffe durch den Ausbruch zweier Vesuv-großer Vulkane mit Lava bedeckt. Diese wurde im Laufe der Zeit erodiert, so dass die Morphologie der Ränder und Abhänge erhalten geblieben und heute wieder sichtbar ist.



Blick vom Gipfel des Monte Pez auf die Wolkendecke am Rand des Schlernplateaus



Am Gipfelkreuz des Monte Pez



Basaltgang im Frötschbachtal (Rio Freddo)

Die KTB in Windischeschenbach (Oberpfalz, Bayern)

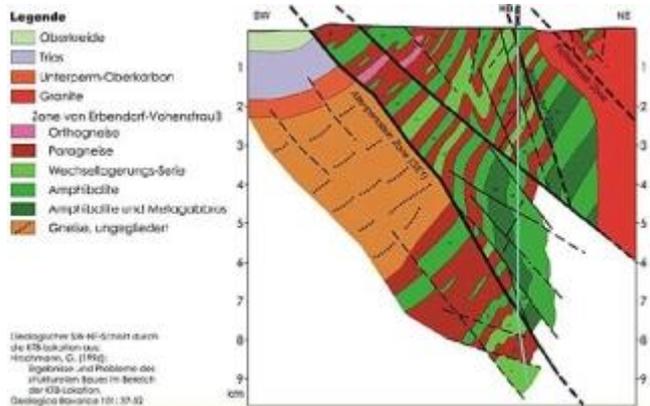
Die Bohrung wurde in Windischeschenbach in Bayern von September 1987 bis April 1989 durchgeführt. Anfangs war das Loch 4000,1 m tief, die so genannte Vorbohrung. Später erfolgte die Hauptbohrung (200 m entfernt) bis in eine Tiefe von 9101 m und wurde am 12. Oktober 1994 beendet. Das besondere an diesem Eingriff war, dass es zum ersten Mal gelang, ein technisch senkrecht Loch zu bohren. Aus den entnommenen Proben erhält man bis heute Informationen über die dort vorkommenden Gesteine, das Auftreten von Erdbeben sowie die Nutzung der Erdwärme. Folgende Punkte waren für die Errichtung des Bohrturms in der Oberpfalz ausschlaggebend.



KTB in Windischeschenbach
(Quelle: <http://www.geozentrum-ktb.de/rubriken/img/loch4.jpg>)

- 1.) An diesem Ort trafen vor ca. 320 Mio. Jahren das Moldanubikum (Ur-Afrika) und das Saxothuringikum (Ur-Europa) aufeinander.
- 2.) Eine für seismische Wellen hochreflektive Schicht unbekannter Art sollte untersucht werden.
- 3) Es sollte festgestellt werden, warum gerade an diesem Ort eine Anomalie der Schwerebeschleunigung vorherrscht.
- 4.) Des Weiteren wollte man herausfinden, warum hier sowohl die elektrische Leitfähigkeit als auch das Erdmagnetfeld höhere Werte aufweisen.

Im dortigen GEO-Zentrum, das wir besucht haben, findet man allerlei Informationen in Form von Filmen und Ausstellungsobjekten zur Kontinentalen Tiefbohrung. Es werden auch andere geowissenschaftliche Themen behandelt. Im Geo-Shop können Bücher und Karten sowie Minerale, Fossilien und Schmuck erworben werden.



Geologischer SW-NE-Schnitt durch die KTB Lokation

(Quelle: <http://www.geozentrum-ktb.de/rubriken/img/loch4.jpg>)

Die Matreier Zone und der Penninische Ozean - Eo-Alpine Subduktion und aktiver Kontinentalrand

Die Matreier Zone setzt sich aus einer Wechsellagerung von Tiefseesedimenten mit Olistostromen und Ophiolithen zusammen. Diese wurden zwischen den kollidierenden Einheiten des Ostalpins und des Helvetikums eingekeilt und zum Teil hochdruckmetamorph überprägt. Die Überprägung ist eo-Alpin, sie setzt mit dem Zerfall Pangäas und der Öffnung des Penninischen Ozeans im Jura ein. Im Jura wird an dem Rücken des Penninischen Ozeans ozeanische Kruste gebildet, welche schon in der Oberkreide wieder subduziert wird. Im frühen Tertiär findet die Kontinent-Kontinent Kollision statt.

Diese wechselvolle Geschichte der Matreier Zone wird an Hand der aufgeschlossenen Gesteine rekonstruiert. Im Rahmen der Exkursion untersuchen wir:

- > Kalkglimmerschiefer
- > Serizitquarzit
- > Dolomitischen Marmor
- > Serpentin
- > Grünschiefer
- > Chlorit-Epidotschiefer



Wechsellagerung



Serpentin



Chrysotil (Faserserpentin)

Hierbei treten die Serizitquarzite, die dolomitischen Marmore und Serpentinite in Schuppen innerhalb des Kalkphyllites auf. Die Kalkglimmerschiefer entstanden aus distalen Turbiditen, der Serizitquarzit aus küstennahen Sandsteinen oder olistholitischen Schuppen. Der dolomitische Marmor wurde als olistholitische Blöcke der mesozoischen Sedimente des ostalpinen Kontinentalrandes antransportiert. Das Edukt des Serpentinites sind Scherspäne der unteren ozeanischen Kruste des Südpenninischen Ozeans. Der Grünschiefer (Chlorit-Epidotschiefer) zeigt geochemische Charakteristika der metamorphen tholeiitischen Basalte (N-MORB) auf.



Echtes Geologenwerkzeug

20.08.2007: Quartärgeologie

Haltepunkt Nieselach im Gailtal:

Der Aufschluss befindet sich an einer relativ steilen Böschung an einer Abbruchkante, an der wir die darunter liegenden Schichten betrachten können. Der Aufschluss gehört zum Ausläufer eines früheren Schwemmkegels und befindet sich im Bereich einer früheren Schwemmebene unterhalb der Hochebene. Im gesamten Bereich kommt es zu einem langsamen, stetigen Fließen bzw. Rutschen des Bodens in Richtung Tal. Das eigentliche Tal selber ist ein Trogtal, welches postglazial mit Sedimenten aufgefüllt wurde.

Bei Betrachtung des Profils des Schwemmkegels werden unter den Vorstoßschottern aus dem Würm Kohlelagen und eine komplette warmzeitliche Abfolge sichtbar. Dabei handelt es sich vor allem um See- und Flusssedimente aus der vorangegangenen Eem-Warmzeit.

So folgen den oben aufliegenden eher groben Kiesen Grobsande und weiter im Liegenden eine bis zu einem Meter mächtige Kohlelage, die immer wieder mit Sand- und Schlufflagen durchsetzt ist.



Fein geschichtete Kohlelagen mit unregelmäßigen Sand- und Schluffeinschlüssen

Interessant ist hierbei die Sortierung nach Korngrößen, welche uns Rückschlüsse auf Mächtigkeit und Geschwindigkeit von Schmelzwasserabflüssen und somit auf die Quantität des Materialtransports zu verschiedenen eiszeitlichen Perioden ziehen lässt.



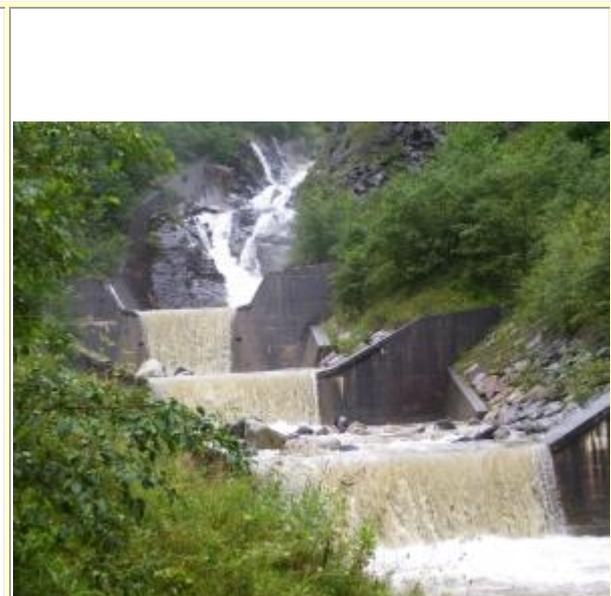
Die hier abgelagerten Vorstoßschotter zeigen eine deutlich ausgeprägte Schichtung.



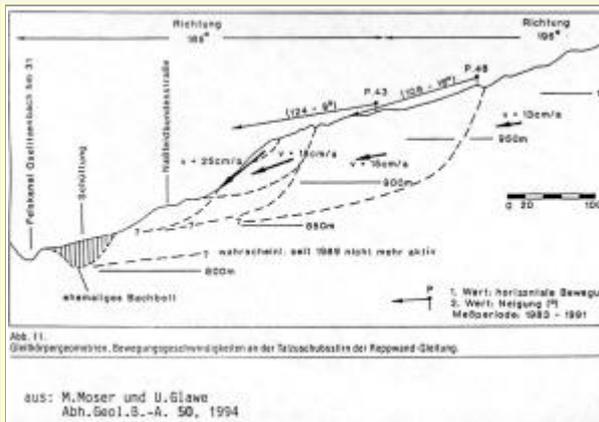
Prof. v. Husen erklärt die Entstehung der hier anstehenden quartären Ablagerungen.

Maßnahmen gegen postglaziale Massenbewegungen der Reppwand nahe der Naßfeldbundesstraße:

Aufgrund der Gefährdung der Bundesstraße durch Gleitungsbewegungen der Reppwand wurde der Oselitzenbach aus seinem natürlichen Bachbett in einen Kanal mit festem Untergrund verlegt, der den erosiven Kräften mehr Widerstand bietet. Darüber hinaus wurden Verbauungen angelegt, die der Massenbewegung entgegen wirken. Die Flussverbauungen sind so konstruiert, dass sie sich gegeneinander verschieben können, was den kontinuierlichen Druck der Rutschmasse ausgleichen soll. Die Konstruktion hat jedoch eine relativ kurze Lebenserwartung von etwa 150 Jahren.



Blick auf die Verbauungen (Staustufen) im Oselitzenbach



Gleitkörperformen und Bewegungsgeschwindigkeiten an der Reppwand (Bitte klicken Sie für eine größere Darstellung auf die Abbildung.)



Blick auf den Felskanal, der als neues Bachbett dient.

Staller Sattel - Geologie, Geomorphologie und Vegetation

Der Staller Sattel befindet sich direkt südlich des Rieserferner Plutons. Anstehende Gesteine zeigen die Grenze zwischen grünschieferfazeller, alpiner Metamorphose im Norden und amphibolitfazialer, variszischer Metamorphose im Süden. Getrennt werden diese Bereiche durch die Defereggan-Antholz-Vals (DAV)-Linie. Neben der Geologie des Staller Sattels sollte herausgearbeitet werden, welche Prozesse für die heutige Morphologie verantwortlich sind. Außerdem sollte ein Überblick über die Vegetation gegeben werden.



Ein geologisches Süd-Nord-Profil ergibt folgende Abfolge:
 Gesteine des Südblocks:
 - Verfaltete Zwei-Glimmer-Plagioklas-Paragneise (2GPG) mit eingeschalteten, boudinierten Kalksilikatlagen
 - Mikroklin-Ortho-Augengneise mit nach Norden in zunehmender Annäherung an die DAV abnehmender Größe der Kalifeldspäte. Die Orthogneise zeigen deutliche Hinweise auf eine duktile Deformation und sind als Proto-Mylonite zu bezeichnen. Die Gesteine des Altkristallins sind in nördlichen Bereichen teilweise kataklastisch deformiert / überprägt.
 Defereggan-Antholz-Vals-Linie:
 An das Altkristallin und die Kataklastite im Süden schließen sich stark mylonitische Gesteine an, die den Hauptteil der sinistralen Bewegung aufgenommen haben. Im Norden schließen sich phyllosilikatreiche Mylonite (Phyllonite) an, die kataklastisch überprägt sind.
 Gesteine des Nordblocks:
 Der Nordblock wird gebildet von

Biotit-Gneisen, an die sich der Rieserferner Pluton anschließt.



Tagesplanung



Aufschluss im Zwei-Glimmer-Plagioklas-Paragneis

Der Sprung in den Metamorphosealtern zwischen Nord- und Südblock zeigt sich vor allem in den Rb/Sr und K/Ar Altern der Biotite. Es wurde im Kontrast zu Periadriatischen Naht eine sinistrale Bewegung der DAV rekonstruiert. Die Bewegung endete vor etwa 30 Ma, was einen Zusammenhang zur Intrusion des Rieserferner Plutons vermuten lässt.

Die Geomorphologie ist im Wesentlichen durch glaziale Prozesse geprägt. Die zentrale Frage ist, wieso der Staller Sattel als markante Morphologie (Erhebung) erhalten geblieben ist. Entlang des Tals gibt es in der Gesteinsabfolge keine Veränderung. Durch das Einmessen der Gletscherschrammen können verschiedene / mehrere Gletscherfließrichtungen rekonstruiert werden. Diesen Rekonstruktionen folgend scheint der Staller Sattel ein Produkt unterschiedlich starker glazialer Tiefenerosion zu sein.

Der Pflanzenbewuchs besteht im

Die Baumgrenze liegt am Nordhang etwa 100 m höher als am Südhang. Des Weiteren ist auch die Anzahl der Bäume am Südhang geringer. Dies kann mit der am Nordhang weiter fortgeschrittenen Bodenentwicklung zusammenhängen. Diese Auffälligkeiten lassen sich durch die stärkere Sonneneinstrahlung am südexponierten Nordhang erklären.



Blick südwärts auf den Staller Sattel

Bereich des Staller Sattels u. a. aus Kiefern, Fichten, Lärchen, Erlen, Zwergwacholder, Preiselbeeren, Blaubeeren und Disteln.



Angehende Geologen bei der Arbeit



Gletscherschrammen im "2GPG"

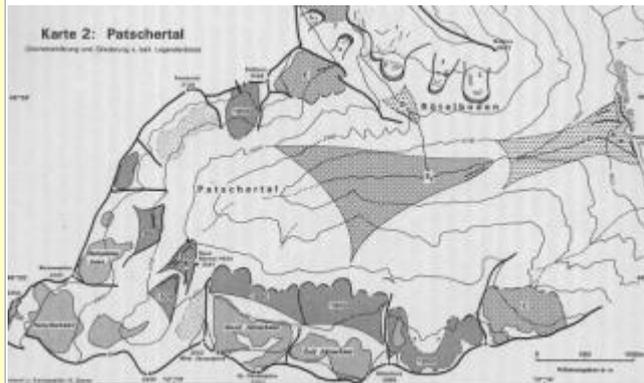
Rieserfernergruppe: Patschertal - Neue Barmer Hütte - Jägerscharte - Obersee

Eingangs des Patschertals fällt der Blick auf einen großen, zusammenhängenden Zirbenwaldbestand (pinus cembra), der die Hänge aufgrund von Rodungen bis in Höhen von ca. 2000m bewaldet. Die Nadelbäume wachsen in den Alpen in einer Höhe von 1300m bis 2850m und sind wegen der günstigen Klimabedingungen, sprich sommerlichen Gewittern und Starkniederschlägen durch Konvektionsbewölkung (Bewölkung wird durch den Gebirgskomplex aufgestaut, Luftpakete erwärmen sich durch die vertikale Bewegung) so zahlreich anzutreffen, dass die Bevölkerung von den vielfältigen Erzeugnisse der Zirbe profitieren kann. Zudem ist die Zirbe der frostresistenteste Baum Europas und somit sehr gut an die herrschenden Umweltbedingungen angepasst.



Zirbenwälder

Am Ort des El (steht für Egesenstadium Max.) am Wasserlauf stoßen wir auf einen Wechsel des vorherrschenden Gesteins - der Paragneis wird durch den Tonalit des Rieserferner Plutons ersetzt. Während innerhalb des Nordblocks rund um das Patscher Tal und im Bereich nördlich des Deferegger Tals Glimmerschiefer und Paragneise mit eingeschalteten mächtigen Orthogneisen anstehen, ist hier der Rieserferner- und Zinsnockgranit im Oligozän in das Altkristallin intrudiert. Die Gesteine der Nordeinheit zeigen eine mehrphasig-metamorphe Überprägung; eine spät-variszische mit einem Alter von ca. 300 Mio. Jahren und eine jungalpidische Metamorphose mit einem Alter von 15-30 Mio. Jahren.



Glaziale und Periglazialgeomorphologie des Patschertals

Quelle: Damm, B. (1996): Gletscher-Landschafts- und Klimaentwicklung in der Rieserfernergruppe seit dem Spätglazial, Göttingen, S. 53.

Zwischen Fennereck (3120m) und Roßhorn (3068m) rechts im Bild ist die Scharte des Roßhorns zu sehen, die um 1850 durch einen auseinanderfließenden Gletscher, eine Diffluenz (Pfeil in der Karte), geprägt worden ist. Des Weiteren befindet sich unterhalb des anstehenden Gesteins permafrostunterlagerter Hangschutt, der bei weiterhin zunehmenden Temperaturen instabil werden könnte.



Scharte des Roßhorns



Zusammenfassung der Geologie des Patschertals am Gletschersee, dessen Gletscher mit verschmutzten vertieften Flächen durchsetzt ist, die aufgrund geringerer Albedo schneller schmelzen.

Ausblick nach Süden vom Almenhorn (2985m) nahe der Jägerscharte auf das zuvor kartierte Gebiet um den Obersee und die Dolomiten

21.08.2007: Der Thurntaler Komplex

Der Thurntaler Komplex ist das metamorphe Äquivalent einer marinen, klastisch betonten Schichtfolge ordovizischen bis devonischen Alters. Ursprünglich war er ein Teil des Nordrandes von Gondwana und gehört heute zur ostalpinen Basement-Decke.

In einem Straßenaufschluss am Ortseingang nach Anras steht ein stark gefalteter Chlorit-Epidot-Schiefer an.

An einigen Stellen sind die steil stehen Faltenachsen gut zu sehen, außerdem kann man Quarzbänder und -linsen, Amphiboliteinschaltungen und eine junge, spröde Störung erkennen. Die Metamorphose erreichte Epidot-amphibolitfazielle Bedingungen, als Ausgangsgestein kommt eine Wechsellagerung basischer Tuffe und klastischer Sedimente in Frage.



Chlorit-Epidot-Schiefer am Ortseingang Anras

An der Straße oberhalb von Anras tritt der namensgebende Quarzphyllit auf. Der Anteil an Phyllosilikaten ist deutlich höher als in dem Chlorit-Epidot-Schiefer, aber auch in diesem Gestein treten Quarzbänder und -linsen auf. Die Schieferung ist sehr gut ausgeprägt, auf den Schieferflächen sind mehrere Krenulationslineare ausgebildet.

Der Metamorphosegrad ist mit dem des Chlorit-Epidot-Schiefers vergleichbar, jedoch tritt in diesem Gestein schon vereinzelt Granat auf.



Quarzknauer in Quarzphyllit

Ausgangsgesteine könnten saure Tuffe oder eine pelitische Sedimentabfolge sein.

Folgt man der Strasse den Berg hinauf, findet man einzelne Bänke eines sehr harten, massigen Gesteins. Im Gelände kann man es nur als einen Gneis ansprechen, im Rasterelektronenmikroskop jedoch findet man pseudomorphe vulkanische Einsprenglinge und idiomorphe Zirkone. Es handelt sich bei dem Gestein um einen Metarhyodazit ordovizischen Alters.

Ein solcher bimodaler Vulkanismus, wie er im Thurntaler Komplex vorliegt, deutet auf eine "back-arc"- oder Intraplattensituation hin. Im Thurntal sind Hinweise auf die kaledonische Orogenese, die nicht vollständig von der alpidischen überprägt wurde, zu finden. Etwa 60% aller Alpengesteine geben noch Auskunft über ihre ältere Geschichte und sind nicht komplett von der alpidischen Orogenese überprägt.



Verfalteter Quarzphyllit

Botanische Besonderheiten - Zirbenwälder

Die Zirbelkiefer kann bis zu 1000 Jahre alt werden und eine Wuchshöhe von 20-30m erreichen, sowie ein Stammdurchmesser von bis zu 1,7m. Auffallend für diese Baumart ist, dass sie eine vielwipflige Kronenausbildung auf Grund von mehrfach gebrochenen Haupttrieben durch Schnee und Wind hat. Anlässlich der besonderen Form, ist es möglich viel Regenwasser aufzufangen und zu speichern. Außerdem ist diese Baumart charakteristisch für die Waldgrenze, denn sie ist sehr frostresistent. Zirben können im Winter Temperaturen bis ca. -43°C und im Sommer bis ca. -10°C ertragen.



Zirbenwald am Rieserferner

Die Zirbe steht in enger Lebensgemeinschaft mit dem Tannenhäher, dessen Hauptnahrungsquelle Zirbelnüsse sind. Der Tannenhäher legt ab August viele Verstecke der Zirbelsamen an. Ca. aus 20% dieser Sämlinge wachsen Keimlinge, da sie vom Tannenhäher im Winter nicht wieder gefunden werden. So trägt der Tannenhäher also eine wesentliche Rolle einer natürlichen Verjüngung dieser Baumart bei.



Baumbestand auf dem Weg zur Barmer Hütte

Die Zirbelkiefer ist Rohstoff für viele verschiedene Erzeugnisse. Einige dieser Erzeugnisse und ihr Nutzen sind im Folgenden aufgeführt. Die Informationen stammen aus einem österreichischen Museum.

- Öl einatmen: steigert den Mut, die Kraft und das Selbstbewusstsein; das Öl ist als Rasierwasser nutzbar und zudem wirksam gegen Ungeziefer.
- Rauch aus Zirbenholz hilft gegen Erkältungen und der Legende nach auch gegen dumme Gedanken.
- Zirbenhonig und Zirbenschnaps (haben wir probiert: lecker ;-))
- Zirbennüsse gegen Lungenleiden
- Wundersalbe aus der Zirbelkiefer gegen äußerlichen Krebs
- Zirbenholz für die Möbelproduktion



Alpenlandschaft

Teilnehmer

Die Teilnehmer dieser Exkursion gehören verschiedenen Fachrichtungen (Geowissenschaften, Geographie, Forstwissenschaften) an. Aus diesem Grund wurden während dieser interdisziplinären Exkursion verschiedene Bereiche abgedeckt, darunter Geologie, Geomorphologie, Klimatologie, Botanik u.v.m.. Der Fokus lag jedoch auf der geologischen Entwicklung der Ostalpen in Italien und Österreich.



Teilnehmer der Exkursion



Gruppenfoto

Danksagungen

Die Teilnehmer der Exkursion Ostalpentravese möchten sich hiermit bei den Organisatoren und den Gastführern für die lehrreiche und sehr schöne Exkursion bedanken.



Wir danken Prof. Dr. Siegfried Siegesmund und Dr. Till Heinrichs für die Organisation der Exkursion und dem Geowissenschaftlichen Zentrum der Universität Göttingen für die Unterstützung.

Ebenso möchten wir hiermit den Gastführern Dr. André Steenken, Prof. Dr. Dirk van Husen und Prof. Dr. Bernd Lammerer danken, die uns in die Geologie der Ostalpen eingeführt haben. Die Ortskenntnis der Gastführer trug mit Sicherheit dazu bei, die Exkursion zu einer interessanten Erfahrung für alle Teilnehmer werden zu lassen.