

Zeitschrift: Jahrbuch vom Thuner- und Brienzersee
Herausgeber: Uferschutzverband Thuner- und Brienzersee
Band: - (1993)

Artikel: Geologische Besonderheiten aus der Umgebung von Grindelwald
Autor: Gigon, W.O.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-1096825>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 24.03.2026

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

W. O. Gigon

Geologische Besonderheiten aus der Umgebung von Grindelwald

Inhalt:

Vorwort

I. Einleitung

II. Die Gesteine der Breitlouwina

III. Die Siderolithischen Bildungen

a. Die Marmore von Grindelwald und Rosenlauri

b. Konglomerate

IV. Der Eisenoolith

V. Die Silexknauer

VI. Die schwarzen Mergel/Schiefer mit Konkretionen und Tonkugeln

Vorwort

In der Umgebung von Grindelwald gibt es sehr attraktive Gesteine. Weiterum berühmt ist der Grindelwalder Marmor. Die ihm verwandten Konglomerate und den Rosenlauri-Marmor kennen schon weniger Leute. Noch weniger bekannt sind die verschiedenen Konkretionen und sonstigen Einschlüsse in Mergeln und/oder Schiefern und vor allem der farbenfrohe Eisenoolith. Dieser ist nur hoch oben im Gebirge (Wetterhorn, Mettenberg usw.) anstehend. Herausgewitterte und ins Tal heruntergestürzte Blöcke verschiedenster Grössen sind so stark angewittert, dass man das meist farbenprächtige Innere kaum erahnen kann.

Dass wir diese wunderbaren Gesteine zu Gesicht bekommen, ist dem Sammeleifer von Alfred Kandlbauer (Grindelwald) zu verdanken. Er hat heruntergestürzte Blöcke, Konkretionen usw. gesammelt und Blöcke zu Platten sägen lassen. Erst die polierten Platten zeigen die einzigartige Zusammensetzung dieser Gesteine und vor allem die Verschiedenheiten in Farbe (siehe Farbtafeln).

Ein Teil dieser Platten und Gesteine war während des Sommers 1993 im Heimatmuseum Grindelwald in einer Sonderausstellung zu sehen. Wir danken Alfred Kandlbauer, dass er uns erlaubt hat, eine Auswahl dieser Gesteine in dieser Schrift zu beschreiben und abzubilden.

I. Einleitung

Zum Auftakt wird hier die Entstehung (Ablagerungsgeschichte) der zu behandelnden Gesteine in chronologischer Reihenfolge und in Beziehung zu den drei Phasen der Alpenfaltung zusammengefasst.

In den weiteren Kapiteln mit den Detailbeschreibungen der Gesteine ist die Folge umgekehrt, damit die am leichtesten zugänglichen Gesteine zuerst an die Reihe kommen.

Die Ablagerungsgesteine, welche die imposanten Steilwände der Hochalpen bei Grindelwald (Wetterhorn, Mettenberg, Eiger) bilden, gehören zum Sedimentmantel des gegen 300 Millionen Jahre alten Aarmassivs. Diese Sedimente wurden zu verschiedenen Epochen im Verlauf der letzten 250 Millionen Jahre der Erdgeschichte entweder über (autochthone Sedimente) dem damals noch tiefer gelegenen Aarmassiv oder unmittelbar südlich davon (paraautochthone Sedimente) abgelagert.

Vor etwa 200 Millionen Jahren begann der Nordwärts-Schub der afrikanischen Platte, der Anfang der Alpenfaltung. Diese erstreckte sich über drei Phasen (siehe Tab. 1). Während dieser Phasen wurde das Ur-Mittelmeer zusammengestaucht. Abgelagerte Sedimente wurden zum Teil aus dem Meer herausgehoben und der Erosion ausgesetzt. Teilweise versanken sie später wieder unter dem Meeresspiegel und wurden von jüngeren Sedimenten überlagert.

Betrachten wir nun die Gesteine, welche die steilen Nordhänge unserer Hochalpen bilden. Dazu ein Blick auf die Unterlage des Dorfes Grindelwald.

Die über 200 Millionen Jahre alten Gesteine werden hier nicht behandelt, da sie nur ganz oben im Gebirge (Mettenberg, Schreckhorn und Wetterhorn) zu Tage treten und abgestürztes Material selten ist.

Während der ersten 100 Millionen Jahre der frühen Phase der Alpenfaltung ging die Ablagerung der Sedimente südlich des Aarmassivs relativ ruhig vor sich. Als erste Ablagerung interessieren uns die schwarzen Mer-

gel/Schiefer mit verschiedenen Einschlüssen (Kapitel VI). Diese Mergel/Schiefer bilden die Unterlage von Grindelwald. Sie erstrecken sich vom Fuss der Hochalpen bis ins Gebiet von First. Sie verwittern leicht, und das erodierte Material färbt, besonders bei Hochwasser, die Lütschine dunkelgrau bis schwarz. Deshalb der Name Schwarze Lütschine. Diese Sedimente sind aber sehr eintönig. Die enthaltenen, interessanten Einschlüsse werden am Schluss behandelt (Kapitel VI und Tafeln XI und XII). Diese Mergel/Schiefer gehören zur Wildhorn-Decke. Sie entstanden weiter südlich als die im folgenden beschriebenen Ablagerungen.

Vom autochthonen/parautochthonen Bereich finden wir in den Gesteinsplatten als älteste Ablagerung den wenig auffälligen Spatkalk. Die Silexknauer (Kapitel V) sind nur sporadisch in hohen Lagen der Hochalpen anzutreffen. Heruntergestürzte Knauer geben aber Kunde von ihrer Anwesenheit am Wetterhorn.

Darüber folgt eine interessante und sehr farbenfrohe Ablagerung: der Eisenoolith (Kapitel IV). Seine wechselnde Zusammensetzung mit all den Farbverschiedenheiten vermittelt so viele Hinweise auf die Sedimentationsbedingungen im Ablagerungsgebiet, dass ihm in Wort und vor allem auf den Tafeln etwas mehr Raum gewidmet wird.

Nach diesem sehr auffälligen Gestein wurden hell anwitternde, eintönige Kalke abgelagert. Der Malmkalk (auch Hochgebirgskalk genannt) bildet die steilen Wände von Eiger, Wetterhorn usw. Über ihm liegt der Oehrlikalk, der an der Breitlouwina (Kapitel II) schön zu sehen und leicht erreichbar ist. Nach der Ablagerung des Oehrlikalkes, im späteren Teil der frühen Phase der Alpenfaltung, wurde das Ablagerungsgebiet über den Meeresspiegel herausgehoben und der Erosion ausgesetzt. Es entstand eine Schichtlücke, die auf Breitlouwina eindrucksvoll dokumentiert ist (Tafel I). In diese Periode fällt auch das Ende der frühen Phase der Alpenfaltung. Nach einer Ruhepause folgte die mittlere Phase der Faltung, bei der die der Erosion zuvor ausgesetzten Schichten wieder unter den Meeresspiegel versanken. Neue, jüngere Sedimente wurden über den alten abgelagert. Zu diesen jüngeren Schichten gehören die Siderolithischen Bildungen (Kapitel III). Darunter fallen die berühmt gewordenen Marmore von Grindelwald und Rosenloui mit ihren Begleitgesteinen. Die darauf folgenden Schichten sind wenig attraktiv und werden deshalb in dieser Schrift nicht behandelt.

Nach der mittleren Phase der Alpenfaltung gab es wieder eine Zeit der relativen Ruhe, bis zur späten Phase, die vor allem für den jetzigen Bau der Alpen verantwortlich ist. Die oben besprochenen Sedimente wurden über das Aarmassiv nach Norden geschoben und zum Teil in die Tiefe gedrückt. Dort waren sie höheren Temperaturen ausgesetzt und dadurch teilweise umgewandelt worden. Kalke wurden zu Marmor umkristallisiert.

Nach der späten Phase der Faltung begann ein Heben der ganzen Gegend, verbunden mit mächtiger Erosion, was zur heutigen Form unserer Gegend führte (Gigon 1981 und 1988).

In den folgenden Kapiteln werden die erwähnten Gesteinsarten näher beschrieben.

II. Die Gesteine der Breitlouwina

Auf dem Weg von der Bergstation der Luftseilbahn Grindelwald–Pfingstegg zum Oberen Grindelwaldgletscher (Foto 2) erreicht man die von Eis und Schnee kahlgeschliffenen Felspartien der Breitlouwina nach der Holzbrücke. Unmittelbar rechts nach der Brücke befindet sich eine geologische Besonderheit von einmaligem Charakter. Da der Aufschluss sehr begrenzt ist, muss zur Erklärung des Phänomens etwas weiter ausgeholt werden. Im Verlauf der Erdgeschichte gab es häufig Hebungen (Gebirgsbildungen) und Absinken grosser Teile der Erdkruste. Bei den Hebungen gelangten im Meer abgelagerte und bereits verfestigte Gesteinsmassen an die Erdoberfläche und wurden der Erosion (Verwitterung) ausgesetzt. Im Fall von Kalkstein-Formationen entstehen die sogenannten Karren- oder Schrattenfelder. Durch Auslaugung werden bizarre Formen geschaffen, die oft einem Relief einer Gebirgslandschaft mit Bergen und Tälern gleichen. Schöne Beispiele solcher Erosion an Kalkfelsen findet man auf grosser Fläche an der Schrattenfluh, im Hohgantgebiet und an den Sieben Hengsten. Ein späteres Absinken des betreffenden Gebietes kann soweit gehen, dass es wieder unter den Meeresspiegel gelangt. Nun werden neue Sedimente über dem verkarsteten Kalk abgelagert, die natürlich jünger sind. Am Alpenrand (für uns am nächsten die Randkette Hohgant–Sieben Hengste–Niederhorn) wurde der über 120 Millionen Jahre alte Schrattenkalk nach seiner Ablagerung aus dem Meer gehoben

und war dann während 80 Millionen Jahren der Erosion (Verkarstung) ausgesetzt. Vor etwa 40 Millionen Jahren versank er wieder unter dem Meeresspiegel, und über ihm wurde der Hohgantsandstein abgelagert. Im Verlauf der Endphase der Alpenfaltung wurden diese Gesteinsmassen dann in ihre heutige Lage geschoben und sind wieder der Erosion ausgesetzt. Die beiden Gesteinsformationen mit einem Altersunterschied von 80 Millionen Jahren liegen direkt übereinander. Der helle Schrattenkalk und der bräunlich anwitternde Hohgantsandstein sind im Gelände weit herum gut zu erkennen. Der genaue Kontakt zwischen den beiden Gesteinen ist aber dort nicht zu sehen, weil die weiche, unterste Schicht des Hohgantsandsteins leicht verwittert.

Ganz anders an der Breitlouwina. Dort wurde der ebenfalls etwa 120 Millionen Jahre alte Oehrlikalk (sein Name stammt vom Oehrlikopf im Säntisgebiet) auch über den Meeresspiegel herausgehoben, der Erosion ausgesetzt und versank vor 40 Millionen Jahren wieder im Meer. Die darüber abgelagerten Schichten bestehen hier aber aus sehr hartem, grünlich-grauem, quarzitischem Sandstein, welcher der Erosion besser widersteht als die entsprechenden Schichten am Alpenrand. Dadurch konnte der einzigartige Aufschluss (Tafel I) entstehen. Wasser, Eis und Schnee (vor allem durch das mitgeführte feine und grobe Gesteinsmaterial) haben diese Oberfläche poliert, und das dadurch geschaffene Bild erlaubt uns, die Grenze zwischen den beiden Gesteinen haarscharf zu erkennen. Im Gegensatz zum Gebiet Hohgant–Niederhorn ist der Aufschluss an der Breitlouwina sehr begrenzt. Hier hat die starke Verfaltung der Schichten nur einen kleinen Teil an die Oberfläche gebracht. Dafür aber einen äusserst prägnanten Ausschnitt, einzigartig für unser Alpengebiet.

Über dem dünnen grünlich-grauen, quarzitischen Sandstein wurden die Siderolithischen Bildungen mit grünlichem Zement an der Basis und dann vorwiegend weinroter Grundmasse abgelagert. Unmittelbar über dem schönen Aufschluss (Tafel I) sind diese Schichten wegerodiert oder abgeschert worden. Wir finden sie aber am Ostrand der Breitlouwina an der Oberfläche, wo sie vor allem wegen ihrer dunkelroten Farbe auffallen. Woher stammt nun diese rote Farbe? Beinahe alle Gesteine enthalten Eisen in kleineren oder grösseren Mengen. Deshalb die häufig auftretende rost- bis rotbraune Verwitterungsfarbe verschiedener Gesteine. Das in Kalksteinen enthaltene Eisen kann sich bei der Verwitterung des Kal-

kes anreichern. Im Fall der Gesteine an der Breitlouwina waren die Kalke ja sehr lange (80 Millionen Jahre!) der Verwitterung ausgesetzt. Grosse Mengen Gesteinsmaterial mit angereichertem Eisen wurden dann vom Festland in das Ablagerungsgebiet der tertiären Sedimente (die siderolithischen Gesteine) geschwemmt und sind nun verantwortlich für deren rote Farbe. Solche Gesteine sind, wie schon erwähnt, am Ostrand der Breitlouwina zu sehen: links (Richtung oberer Gletscher) des Weges Konglomerate mit bis kopfgrossen, runden Kalkgeröllen in grünlicher (unten) und weinroter (oben) Grundmasse und rechts des Weges eine Brekzie (eckige Komponenten) in ebenfalls weinrotem Zement. Über die weitere Verbreitung der Siderolithischen Bildungen verweisen wir auf das folgende Kapitel.

An der Breitlouwina sind aber auch noch jüngere geologische Erscheinungen zu beobachten. Die kahle Breitlouwina – vor allem vom Gebiet von Grindelwald bis First als hellgrauer, vegetationsloser Abschnitt auffallend – besteht an der Oberfläche aus hellgrauem Oehrlikalk, dessen Oberfläche glattgeschliffen ist. An verschiedenen Stellen weist er Kratzspuren auf, die aufzeigen, in welcher Richtung Eis und Schnee vom oberen Mettenberg heruntergefallene Gneisstücke geschoben haben. Im weiteren sind Strudellöcher (kleine Gletschermühlen) zu beobachten. Zum leichtern Auffinden dieser Erscheinungen sei auf den geologischen Prospekt verwiesen, der an den Schaltern der Luftseilbahn Grindelwald-Pfingstegg gratis erhältlich ist. Orientierungstafeln an den Stationen der Pfingsteggbahn und an der Breitlouwina weisen ebenfalls auf diese geologischen Besonderheiten.

III. Die Siderolithischen Bildungen

Bei den Siderolithischen Bildungen handelt es sich um eine recht komplexe Schicht. Brekzien (die Marmore von Grindelwald und Rosenlauri) und Konglomerate treten abwechselungsweise und in unregelmässigen Abständen auf. Ihr Vorkommen erstreckt sich vom Marmorbruch (Unterer Grindelwaldgletscher) bis in die Gegend von Rosenlauri (siehe Fotos 1 und 2). An manchen Orten sind diese Gesteine durch Gehängeschutt verdeckt, an andern überhaupt nicht vorhanden, weil sie bei der Gebirgsbildung ausgequetscht oder zerrissen worden sind. Dies macht es schwie-

rig, die genauen Zusammenhänge zwischen Grindelwalder Marmor, den Konglomeraten und dem Rosenlaui-Marmor zu erkennen. Ihre Verbindungen zu den umgebenden Gesteinsformationen weisen aber deutlich darauf hin, dass die drei Gesteinstypen ungefähr gleichzeitig abgelagert worden sind. Dies nachdem die älteren Kalke wieder unter den Meeresspiegel abgesunken waren, also vor 40 bis 50 Millionen Jahren. Die Grundmasse ist meistens rot gefärbt durch Eisenoxyde. Woher diese stammen, ist in Kapitel II beschrieben. Die in dieser etwa 40 Millionen Jahre alten Grundmasse eingebetteten hellen Kalkbrocken, die mindestens 120 Millionen Jahre alt sind, weisen eckige oder runde Formen auf, mit allen Übergängen. Die eckigen Kalkstücke in den Brekzien (Marmore von Grindelwald und Rosenlaui) stammen aus nächster Nähe des Ablagerungsgebietes. Sie sind vielleicht von einer steilen Küste direkt ins Meer gefallen. Zum Teil könnten sie auch durch Zerreißen bei der Gebirgsbildung entstanden sein. Die runden Komponenten der Konglomerate kamen von etwas weiter her. Sie sind beim Flusstransport Richtung Meer und/oder durch die Gezeitenwirkung gerundet worden, bevor sie in die weinrote Grundmasse gelangt sind.

Die Sedimente mit den eckigen bis runden Komponenten aus ursprünglich hellem, dichtem Kalk sind bei der Alpenfaltung zuerst in die Tiefe gedrückt und später in ihre heutige Lage gehoben worden. In der Tiefe waren sie höheren Temperaturen ausgesetzt, und die Kalke wurden zu Marmor umkristallisiert.

Da die Marmore (Brekzien) und Konglomerate recht verschiedenartig aussehen, behandeln wir sie getrennt.

a. Die Marmore von Grindelwald und Rosenlaui

Seine Farbenpracht hat dem Grindelwalder Marmor grosse Berühmtheit eingebracht. Die Ausbeutung im Marmorbruch erfolgte von der ersten Hälfte des 18. Jahrhunderts bis 1903, allerdings mit Unterbrüchen. Für Einzelheiten verweisen wir auf Wieland, 1975.

Die Verwendung des Marmors war mannigfach: Deckplatten für Kommoden, Tischplatten, Kamineinfassungen (Export bis Basel, Stuttgart, Paris), Briefbeschwerer, Schalen und Grabsteine. Auffälligste Verwendungen:

1901: vier Türeinfassungen in der Wandelhalle des Bundeshauses (Zimmer des Bundesrates und des Bundespräsidenten; für Details siehe Labhart und Thierstein, 1987);

1903: vier je 3,5 m lange Säulen in der Eingangshalle der Universität Bern.

Im alten Marmorbruch von Grindelwald ist nicht mehr viel vom Marmor zu sehen. Schöne und typische Blöcke und bearbeitete Stücke sind aber an verschiedenen Orten noch zu sehen:

1. vor dem Restaurant Gletscherschlucht (mit Beschriftung) und in der Gletscherschlucht;
2. bei der Information am Dorfeingang von Grindelwald;
3. vor dem Gebäude der Schweizerischen Bankgesellschaft in Grindelwald (Säulen der Rosa-Variante mit weinroten Lagen und links davon ein Konglomeratblock);
4. Tische in älteren Hotels (z.B. Royal-St. Georges in Interlaken).

Der Grindelwalder Marmor als leicht zu erkennendes Gestein hat uns auch interessante Hinweise auf die grossen Vergletscherungen in unserer Gegend geliefert. Viktor Boss, alt Sekundarlehrer, Grindelwald, hat sich ausgiebig mit Gletscherbewegungen befasst. Er hat mir sehr interessante Beobachtungen über Gletscherverfrachtung von Grindelwalder Marmor mitgeteilt. Von Grindelwald bis Interlaken sind Marmorstücke auf beiden Talseiten beobachtet worden. Die entferntesten Funde stammen aus der Umgebung von Bern. Merkwürdigerweise beschränken sich die Funde zwischen Interlaken und Bern auf die rechte Talseite. Dies deutet darauf hin, dass der Grindelwaldgletscher in einer Zeit Marmor verfrachtet hat, als der Aaregletscher einen tiefen Stand hatte. Der Grindelwaldgletscher hat ihn zu jener Zeit überfahren und hat den Marmor am Fuss des Harders deponiert. In einer späteren Phase, als der Aaregletscher wieder mächtiger wurde, hat er das abgelagerte Material mit dem Grindelwalder Marmor entlang seiner rechten Seite weiter verfrachtet. Von weiter unten als Bern sind keine Funde von Grindelwalder Marmor bekannt. Das brüchige Gestein hat offenbar einen allzuweiten Transport nicht überlebt.

Zwischen Grindelwald und Bern sind auch kaum noch Stücke zu finden. Die erratischen Blöcke aus Grindelwalder Marmor wurden zu Grabsteinen gemeisselt, und viele sind dem Strassenbau (Steinbettmaterial) zum Opfer gefallen. Ein abgelegener Block ist allerdings noch rechtzeitig

geschützt worden. Er liegt im Kohlgraben, einem östlichen Seitengraben des Lindentales, welcher 400 m südlich der Ortschaft Lindenthal einmündet. Dieser Block misst $2,5 \times 1,4 \times 1,4$ m (sichtbarer Teil; wieviel noch im Moränenmaterial steckt, ist nicht auszumachen). Diese Information verdanken wir K. L. Schmalz (1950).

Der Grindelwalder Marmor (wie auch der Rosenlaui-Marmor) ist eine siderolithische Brekzie mit grossen Farbvariationen. Die Mineralogie des Marmors wurde von Wieland (1975) wie folgt beschrieben:

«Wir haben mit dem Grindelwalder Marmor eine sehr wechsellagerungs ausgebildete Brekzie vorliegend, mit Komponenten aus Malm- und Oehrlikalk, durchsetzt von dunkleren, aderartigen Bildungen.

Um eigentliche marmorisierte Kalkstücke handelt es sich bei den hellen Teilen, welche gelblich, grau, weiss oder fleischfarbig bis rötlich gefärbt sein können. Diese hellen Teile zeigen oft wolkenartig auftretende Farbübergänge von randlich helleren Partien zu dunkleren Grautönen im Innern der Komponenten. Diese Erscheinung ist auf sekundäre Färbung durch Spurenelemente zurückzuführen.

Die dunkleren, grünen Partien erweisen sich unter dem Mikroskop als ein prozentual unterschiedlich zusammengesetztes Gemisch aus eingeschwemmten Quarzkörnern von 0,02 bis 0,15 mm Durchmesser, welche in einer feinkörnigen Grundmasse aus Tonmineralien wie Chlorit und Hellglimmer liegen, zwischen denen auch Calcit anzutreffen ist. Eine ähnliche Zusammensetzung wie die grünen Teile weisen auch die dunkelroten bis violetten Partien auf. Für die rote Farbe ist hier jedoch der in der Grundmasse auftretende Hämatit, ein Eisenoxyd, verantwortlich.»

Eine helle Farbvariante ist auf Tafel II zu sehen. Für Stücke mit andern Farbtönen sei auf die beschriebenen Blöcke und verarbeitetes Material verwiesen.

Der Rosenlaui-Marmor zeigt ähnliche Farbvariationen. Eine derselben ist auf Tafel II (unten) zu sehen.

b. Konglomerate

Die Konglomerate, welche das gleiche Alter haben wie die Marmore, unterscheiden sich von den letztern durch die gerundeten Komponenten. Über ihre Entstehung wurde in Kapitel II berichtet. Konglomerat-Aufschlüsse sind im östlichen Teil der Breitlouwina und am Fuss der Steil-

wand ob dem Loichbiel zu beobachten. Ein besonders schöner Block vom Loichbiel ist vor dem Sportzentrum in Grindelwald zu sehen (Tafel III). Auf derselben Tafel ist ein noch grösserer Block von Ganzenlouwina (oberster Reichenbach) abgebildet.

IV. Der Eisenoolith

Der Eisenoolith ist ein ganz besonders farbenfrohes und interessantes Gestein aus dem Dogger (Mittlerer Jura, etwa 170 Millionen Jahre alt), das u. a. in der Gipfelregion des Wetterhorns und des Mettenbergs auftritt. Die Aufschlüsse westlich und östlich des Wetterhorngipfels weisen charakteristische Unterschiede auf. Der Besuch der Aufschlüsse im Hochgebirge erheischt bergsteigerischen Einsatz. Die Erosion ist uns aber entgegengekommen. Kleine und grössere Blöcke sind abgestürzt und fielen ins Loichbiel (von W des Wetterhorngipfels) oder zur Ganzenlouwina (von E des Gipfels) hinunter. Platten aus solchen Blöcken vermitteln einen guten Einblick in die Natur dieses Sedimentgesteins (Tafeln IV–X). Während der Dogger im Jura-Gebirge und auch in der helvetischen Wildhorn-Decke (Schilthorn, Männlichen, Schynige Platte, Faulhorn usw.) durch grosse Mächtigkeit gekennzeichnet ist, haben wir es hier im autochthonen und parautochthonen Bereich mit kondensierten, dünnen Ablagerungen zu tun. Die zahlreichen Ammoniten und Belemniten, die Anni und Alfred Kandlbauer beinahe isoliert und in Platten an der Ganzenlouwina gefunden haben, weisen deutlich auf eine Tiefwasserablagerung. Diese Fossilien sind auch in den Platten vom Loichbiel vorhanden, allerdings im allgemeinen kleiner. Für diesen Ablagerungsraum würde man eigentlich eher auf eine mächtigere Serie schliessen. Inwieweit die Alpenfaltung da mitgespielt hat, ist schwierig zu eruieren. Aber die Präsenz von Stromatolithen gibt uns gute Hinweise auf die Ablagerungsbedingungen zu jener Zeit.

Die Stromatolithen gehören zu den blau-grünen Algen (Schizophyta) und da zur Familie der Spongiostromata. Sie waren schon in der Erd-Urzeit sehr verbreitet. Sie bildeten ausgedehnte Teppiche im Gezeitenbereich (man geht darauf federnd wie auf einer Luftmatratze, da sie nebst Sediment auch Luft «binden»). Heute sind solche Bildungen an der Küste Katars (arabischer Golf) und in der Laguna Madre (Golf von

Mexiko) zu beobachten. Man hat sie nun auch rezent in tiefem Wasser (über 4000 m bei den Bermuda-Inseln) entdeckt. Dort herrscht starke Tiefwasserströmung. Dies ist derselbe Typ, mit dem wir es bei unserm Eisenoolith zu tun haben. Diese Algen breiten sich netzartig sehr rasch über abgelagertes Sediment aus und binden es. Wenn neues Sediment angeschwemmt wird, wachsen sie aufwärts und überdecken dies auch wieder netzartig. So entsteht eine feine Laminierung, die erhalten bleibt. Nach der Gesteinswerdung (Diagenese) sind die Algen nicht mehr erhalten. Man hat also nur noch einen indirekten Hinweis auf dieselben durch die typische, wellige Laminierung des Gesteins. Vor dem Studium der rezenten Stromatolithen konnte man diese Laminierungen in den alten Gesteinen nicht erklären.

Die im Eisenoolith vorhandenen Stromatolithen erstrecken sich nicht über grössere Flächen. Sie sind zum Teil zerrissen und umgekippt worden. Daneben sind Onkoide (Gesteinsstücke, die von Kalkalgen ganz umkrustet sind) und Fossilfragmente vorhanden. Dies alles weist auf eine hohe Wasserenergie im Ablagerungsgebiet. Es handelt sich hierbei um starke bis sehr starke Tiefwasserströmungen, welche das Sedimentationsgebiet in Kanälen durchzogen haben. Diese Strömungen haben die erwähnten Bestandteile angeschwemmt, gleichzeitig aber auch beträchtliche Mengen feinen Sediments weggeführt, was für die eingangs erwähnte kondensierte (dünne) Ablagerung verantwortlich ist. Diesen starken Strömungen ist auch der Unterschied zwischen den Gesteinen E und W des Wetterhorngipfels zuzuschreiben. Der heutige Abstand beträgt etwa 2 km. Wie gross er im ursprünglichen Ablagerungsgebiet war, ist nicht genau auszumachen. Die Strömungsrinnen während der Ablagerungszeit werden wohl Breiten um einen Kilometer gehabt haben. Dies entspricht auch heute in tiefen Meeren beobachteten Strömungskanälen.

Betrachten wir nun die einzelnen Platten, zuerst diejenigen von W des Wetterhorngipfels, die ins Loichbiel abgestürzt sind.

Tafel IV: Der unterste, graue Teil ist dem Spatkalk des Aaléniens (Grenze Lias/Dogger) zuzurechnen. Er enthält die von Rohr (1926) beschriebenen runden Dolomitkerne, mit dunklen, konzentrischen Hüllen. Über diesem Spatkalk folgt der Eisenoolith. Im untersten Teil besteht er aus feinkörniger, stark eisenhaltiger Grundmasse mit Eisenoolithen aus Chamosit, $(\text{Fe,Mg})_3 [\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}] \cdot n \text{H}_2\text{O}$. Dann enthält er Bruchstücke von Ammoniten und Belemniten, Onkoide und Stromatolithen, die zum Teil verkehrt

liegen (durch Strömungen aufgebrochen und umgekippt). Unter dem Mikroskop lassen sich in Dünnschliffen auch Schalen jurassischer Foraminiferen (Einzeller) erkennen. Der verstorbene Prof. R. Herb, Geol. Institut der Universität Bern, hat diese den sesshaften, krustenbildenden Nubecularien aus der Gruppe der Milioliden zugeteilt.

Dann durchzieht ein heller Kalzitstreifen die ganze Platte. Es könnte sich hierbei um eine ungestörte Stromatolithlage handeln, die nach ihrer Entstehung umkristallisiert worden ist. Darüber folgt in seiner typischen Farbe der Eisenoolith mit Ammoniten und andern Fossilfragmenten, durchzogen von feinen weissen Kalzitadern.

Tafel V: Die beiden Platten auf dieser Tafel zeigen deutlich die Unterschiede im Eisenoolith zwischen W und E des Wetterhorngipfels. Die obere Platte ist vergleichbar mit derjenigen auf Tafel IV. Nebst den Ammoniten weist sie aber viel mehr kleine, weisse Fossilfragmente auf. Und die hellgraue, horizontale Kalzitschicht zeigt auf der linken Seite (neben dem K) deutlich wellige Struktur. Dies deutet auf die vermutete Umkristallisation einer Stromatolith-Schicht.

Die untere Platte unterstreicht den Unterschied der Ablagerungen W und E des Wetterhorns. Sie ist farbenfroher, und die unterste Schicht des Eisenooliths über dem grauen Spatkalk weist relativ grosse Fossil- und Gesteinsfragmente auf, was auf höhere Wasserenergie deutet.

Tafel VI zeigt die schönste und interessanteste Platte. Im untersten Teil ist auch der graue Spatkalk zu sehen. Er weist eine gewellte Oberfläche auf, die Unterwassererosion anzeigt. Wieviel vom ursprünglichen Spatkalk wieder abgetragen worden ist, lässt sich nicht sagen. Die überlagernde Basisschicht des Eisenooliths zeigt zuunterst aufgearbeitetes Spatkalkmaterial und die dünne Kalzitlage, die schon von W des Wetterhorns erwähnt wurde. Die variable Mächtigkeit dieser Lage hängt eventuell von der Orientierung des Platten-Schnitts ab. Sie könnte zum Teil eventuell auch ausgequetscht sein. Im obern Teil zeigt diese Platte ein buntes Gemisch von Gesteins- und Fossilfragmenten (vorwiegend Muscheln), die hier durch starke Strömungen zusammengeschwemmt worden sind. Vergrösserungen von Schnitten durch eine Ammoniten- und eine Gastropoden-(Schnecken-) Schale sind in Tafel VII zu sehen. Die weisse, aus Kalzit bestehende Schneckenschale war zum Teil porös. In den porösen Teil sind eisenhaltige Lösungen eingedrungen und haben diesen rot gefärbt.

Tafel VIII: Hier sind zwei vergrösserte Schnitte durch Belemniten wiedergegeben. Nebst dem in der Grundmasse diffus verteilten Eisenoxyd erkennt man deutlich die Eisenoide, von denen der Name des Gesteins stammt (Ooid ist das einzelne runde Korn, Oolith ist das Gestein).

Tafel IX: oben ein Vertikalschnitt durch einen Ammoniten, unten ein schräger Schnitt.

Tafel X: Die obere Platte besteht vorwiegend aus Gesteinsbrocken, darunter ein Stück Lumachelle (L; an fossilen, durch Metalloxyde gefärbten Muscheln reicher Kalkstein).

Das Gestein der unteren Platte ist etwas jünger als die Platten aus dem Eisenoolith. Es handelt sich um eine Lage am Übergang vom Eisenoolith zur überlagernden Echinodermenbrekzie. Die Gesteinskomponenten bestehen hier vorwiegend aus Quarzknollen. Die für den Eisenoolith charakteristische Rotfärbung ist hier zum Teil noch intensiv vorhanden.

V. Die Silexknauer

Wir verzichten auf eine Beschreibung der Schichten mit diesen Knauern. Ihre Vorkommen liegen hoch oben, östlich des Wetterhorngipfels, und es stehen uns nur abgestürzte Knauer zur Verfügung. Diese harten, hellgrauen, diskusförmigen Gebilde mit konzentrischen Lagen (Tafel XI, oben) widerstehen der Erosion sehr gut und können deshalb völlig isoliert gefunden werden. Ihre Entstehung ist schwierig zu erklären. Es könnte sich um anorganische Kieselsäurekonkretionen handeln. Aber auch ein organischer Ursprung ist nicht auszuschliessen: z.B. verkieselte Schwämme. In Dünnschliffen konnten allerdings keine Hinweise dafür gefunden werden.

VI. Die schwarzen Mergel/Schiefer mit Konkretionen und Tonkugeln

Die schwarzen Schichten, welche die Unterlage von Grindelwald bilden, erstrecken sich vom Fuss der Hochalpen bis in die Gegend von First. Sie enthalten verschiedenartige Konkretionen und Tonkugeln, welche diese eintönige Sedimentfolge etwas beleben.

1. Sideritkonkretionen (Tafel XI, Mitte)

Diese Konkretionen bestehen vorwiegend aus dem Mineral Siderit (FeCO_3). Das reine Mineral hat eine leicht gelbbraune Farbe. In der abgebildeten Konkretion ist das Siderit mit Ton und kohligter Substanz gemischt, und dadurch resultiert die schwarze Farbe. An der Oberfläche sehen wir das Resultat der Verwitterung: Umwandlung in das braune Mineral Goethit (FeOOH). Bestimmungen: A. K. Lüscher, Bern.

2. Pyritkonkretionen (Tafel XII)

Solche Konkretionen treten häufig auf. Ihre Form kann recht unregelmässig sein. Unzerbrochene Konkretionen zeigen beim Aufschlagen oder Durchsägen stets den typischen gelblich-metallischen Glanz des Pyrits mit variierender Grösse der Kristalle. Wenn aber solche Konkretionen durch Gebirgsdruck zerbrochen worden sind, konnte die Oxydation schon seit langem wirken und so verschiedene Stufen der Verwitterung schaffen. Das den Pyrit umhüllende Material ist bräunlich geworden, und der Pyritkern schillert in den verschiedensten Farben. Ein schönes solches Exemplar ist auf Tafel XII oben zu sehen.

3. Tonkugeln (Tafel XI unten)

Als weitere interessante Einschlüsse findet man in den schwarzen Mergeln/Schiefern auch Tonkugeln. Sie sind weniger hart als die oben beschriebenen Konkretionen und sind im Innern weniger farbig. Von aussen sind sie dunkelgrau bis schwarz, wie das Muttergestein. Ihre Entstehung muss man sich folgendermassen vorstellen: Ablagerung von Tonschlamm in sehr seichtem Meer (vielleicht eine Lagune). Bei sehr niedrigem Wasserstand sind leicht erhöhte Stellen ausgetrocknet. Trockenrisse entstanden. Bei wieder höherem Wasserstand wurden die durch Trockenrisse getrennten Tonstücke zu Kugeln gerollt (Wirkung der Gezeiten) und in den umgebenden weichen Schlamm eingebettet. Späteres, erneutes Austrocknen des schon verfestigten Sedimentkomplexes hat in den Kugeln zu Rissen und Schalenbildung geführt. Die dadurch entstandenen Hohlräume sind nachträglich von Kalzit (hellgrau in den beiden abgebildeten Kugeln) ausgefüllt worden.

Diese Kugeln sind im allgemeinen bedeutend kleiner als die oben beschriebenen Konkretionen. Sie können auch recht unregelmässige, längliche Formen aufweisen.

ERDZEITALTER		ALTER IN MILL. J.	GESTEINE AUS DER UMGEBUNG VON GRINDELWALD	EREIGNISSE IM ALPENGEBIET
NEUZEIT	QUARTAER	6		4 Eiszeiten
	TERTIAER			ALPINE FALTUNG
MITTELALTER				Spaete Phase
		65	Siderolithische Bildungen	Mittlere Phase
	KREIDE		Schichtlücke (Erosion)	
	OBERE KREIDE	100		
	UNTERE KREIDE	140	Oehrlikalk	
	A MALM	160		Frühe Phase
	DOGGER	175	Echinodermenbr. Eisenoolith Silexknauer Spatkalk Konkretionen	
	LIAS	200		
	TRIAS	230		
ALTERTUM und URZEIT				
In der Mitte dieser Tabelle sind die in dieser Schrift behandelten Gesteine der Umgebung von Grindelwald eingestuft. Daraus sind deren Alter und Ablagerungsperioden ersichtlich.				

Tab. 1: Übersicht Erdzeitalter, Gesteine der Umgebung von Grindelwald und alpine Faltung



Foto 1: Vorkommen beschriebener Gesteine, östlich von Wetterhorn/Grosse Scheidegg
 o Eisenoolith, E Wetterhorn, s-s Ungefährer Verlauf des Bandes der Siderolithischen Bildungen
 GL Ganzenlouwina, GS Grosse Scheidegg, L Loichbiel

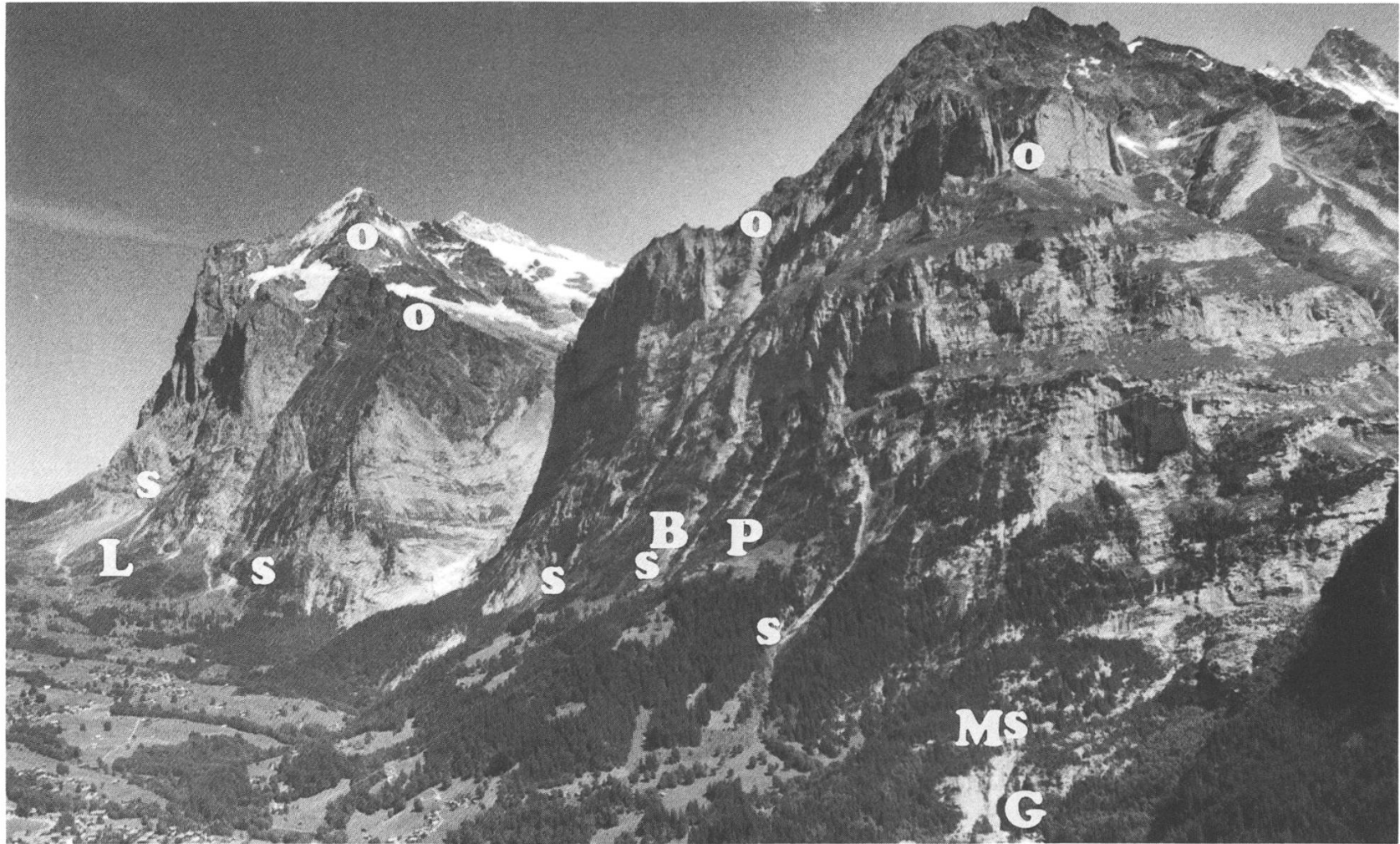


Foto 2: Vorkommen beschriebener Gesteine, vom Wetterhorn zum Marmorbruch
(für exakte Lokalitäten siehe Geol. Karte 1:25 000, Blatt Grindelwald)

o-o Eisenoolith-Aufschlüsse, W Wetterhorngipfel – Mettenberg

s-s Ungefährer Verlauf des Bandes der Siderolithischen Bildungen

L Loichbiel, B Breitlouwina, P Pfingstegg, M Marmorbruch, G Eingang Gletscherschlucht



10 cm

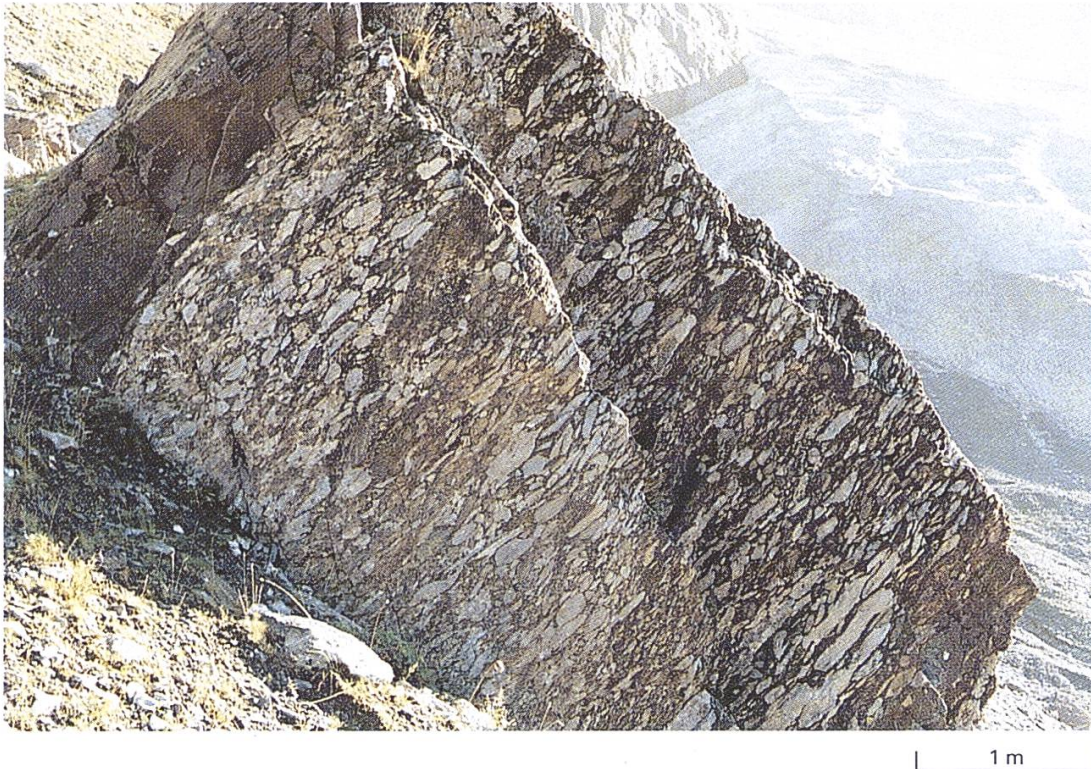
Tafel I: Verkarsteter Oehrlikalk (hell; 120 Millionen Jahre), überlagert von Eozänem Sandstein (dunkel; 40 Millionen Jahre).

Die scharfe Grenze zwischen den beiden Gesteinen verkörpert einen Altersunterschied (Sedimentationslücke) von 80 Millionen Jahren.

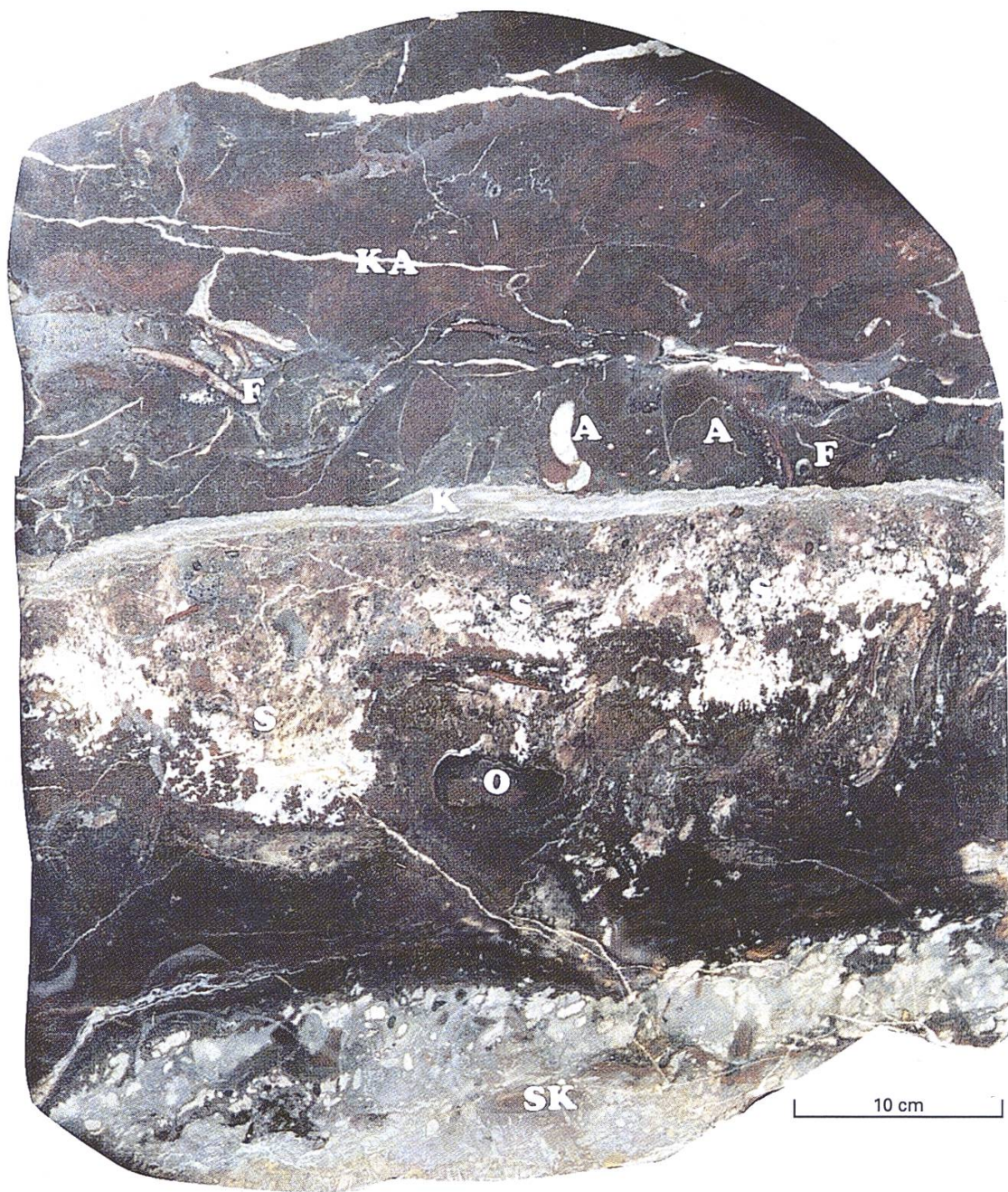
Breitlouwina (Pfingstegg).



Tafel II: Grindelwalder Marmor (oben)
Rosenlaur-Marmor (unten)

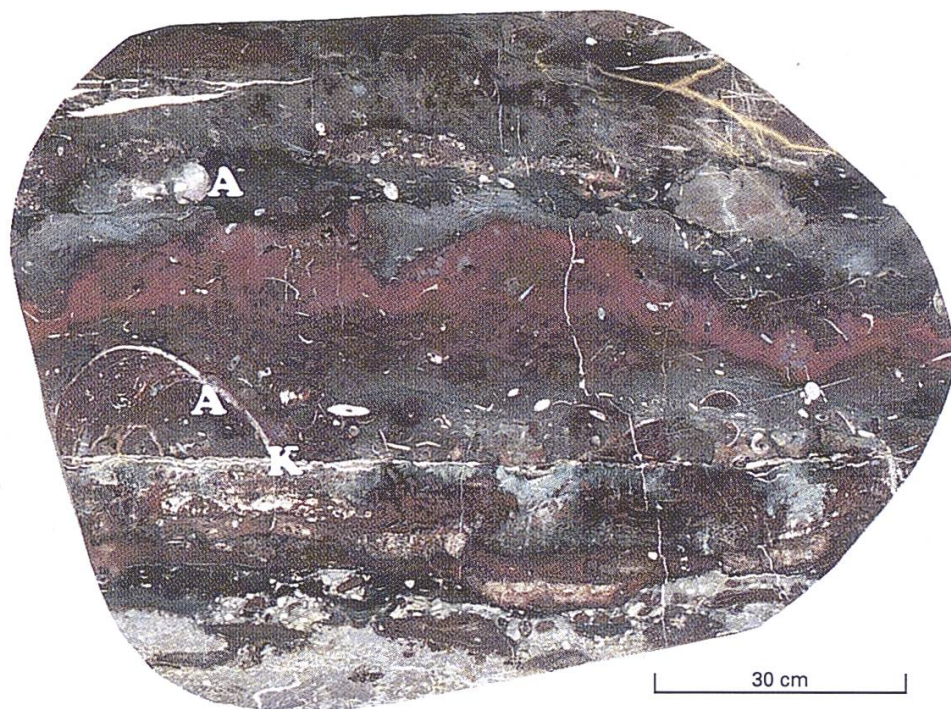


*Tafel III: Konglomerat-Blöcke
Ganzenlouwina (oben)
vor Sportzentrum Grindelwald
vom Undren Loichbiel (unten).*



Tafel IV: Eisenoolith, W Wetterhorn

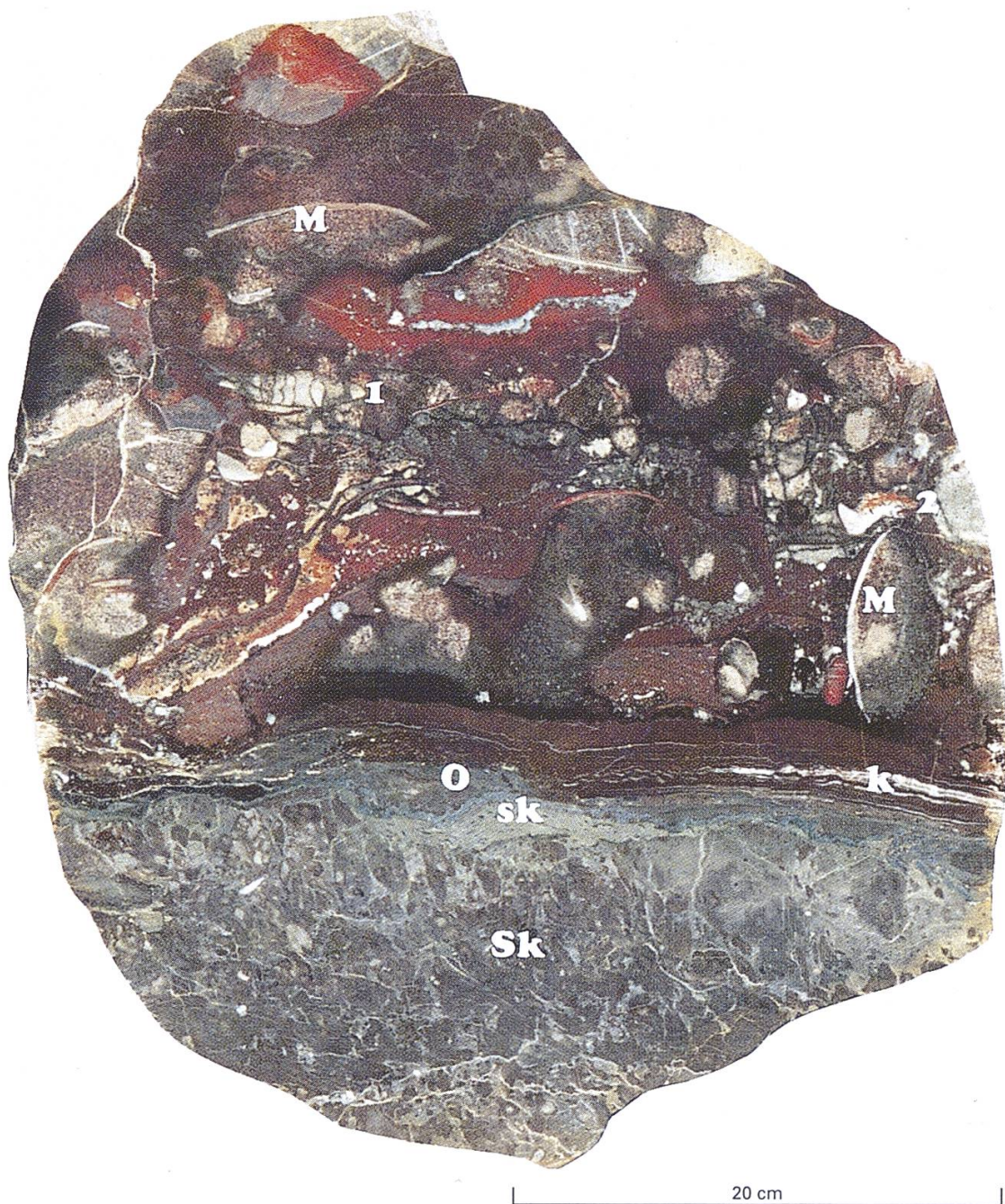
Unten heller Spatkalk (SK), darüber Eisenoolith mit Stromatolith (S) und Onkoiden (O), eine dünne Kalzitschicht (K), überlagert von Eisenoolith mit Ammoniten (A), Fossilfragmenten (F) und weissen Kalzitadern (KA).



Tafel V: Eisenoolith

Oben: von W Wetterhorn. A Ammoniten, K deutlich gewellte Kalkschicht und viele kleine Fossilfragmente (weiss).

Unten: von E Wetterhorn. Unterster Teil des Eisenooliths viel reicher an grösseren Gesteins- und Fossilfragmenten und viel farbiger.



Tafel VI: Eisenoolith, E Wetterhorn

M Muschelfragmente

O Basis Eisenoolith mit Kalzitlage (k) und aufgearbeitetem Spatkalk (sk)

Sk Spatkalk

1,2 Vergrößerung auf Tafel VII



1 cm



1 cm

Tafel VII: Vergrößerung aus Tafel VI.

Oben: Schnitt durch einen Ammoniten (1).

Unten: Schnitt durch eine Gastropodenschale (2).



1 cm



1 cm

*Tafel VIII: Schnitte durch Belemniten (Donnerkeile), E Wetterhorn.
Längs (oben) und quer (unten).*

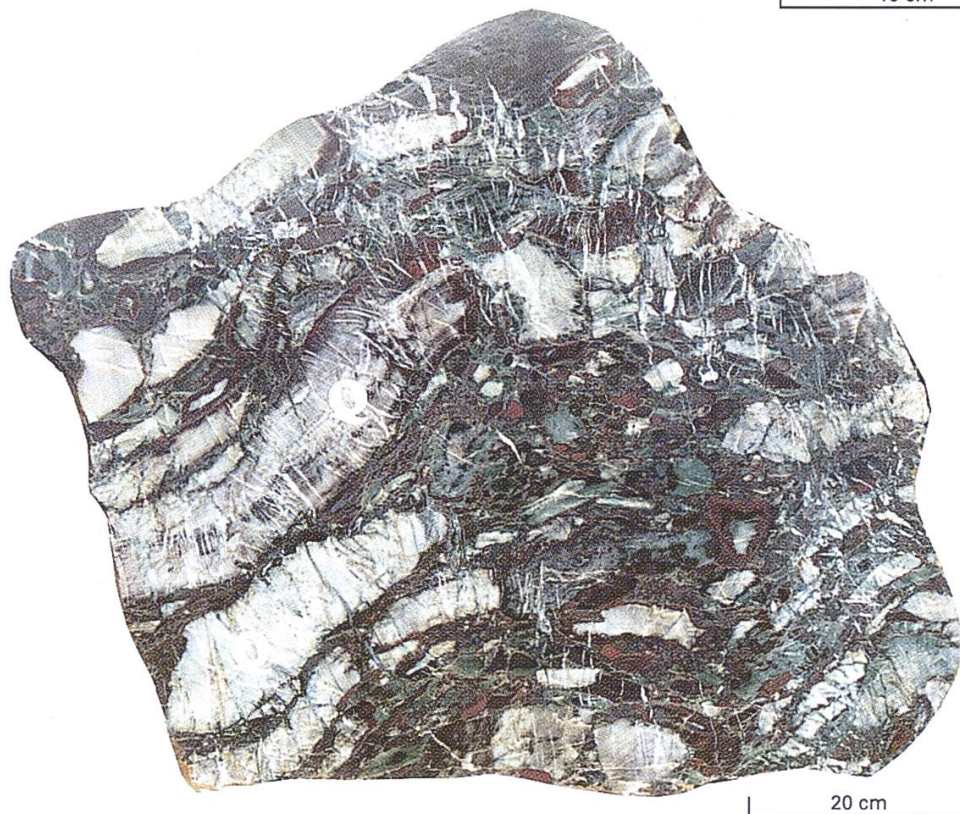


1 cm



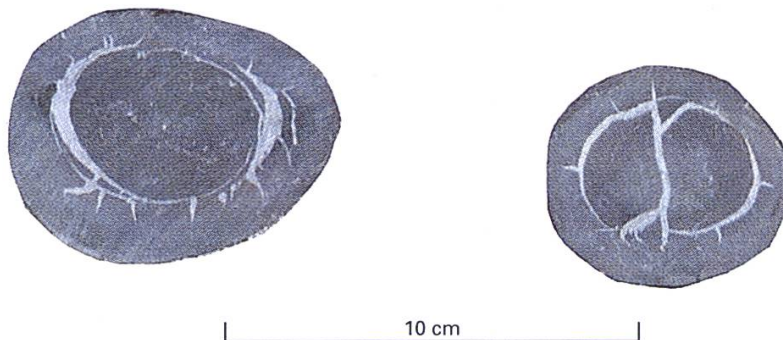
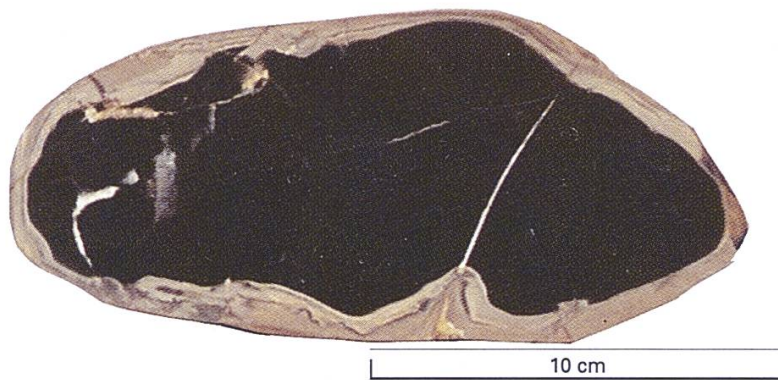
10 cm

Tafel IX: Ammoniten (Ammonshörner), E Wetterhorn

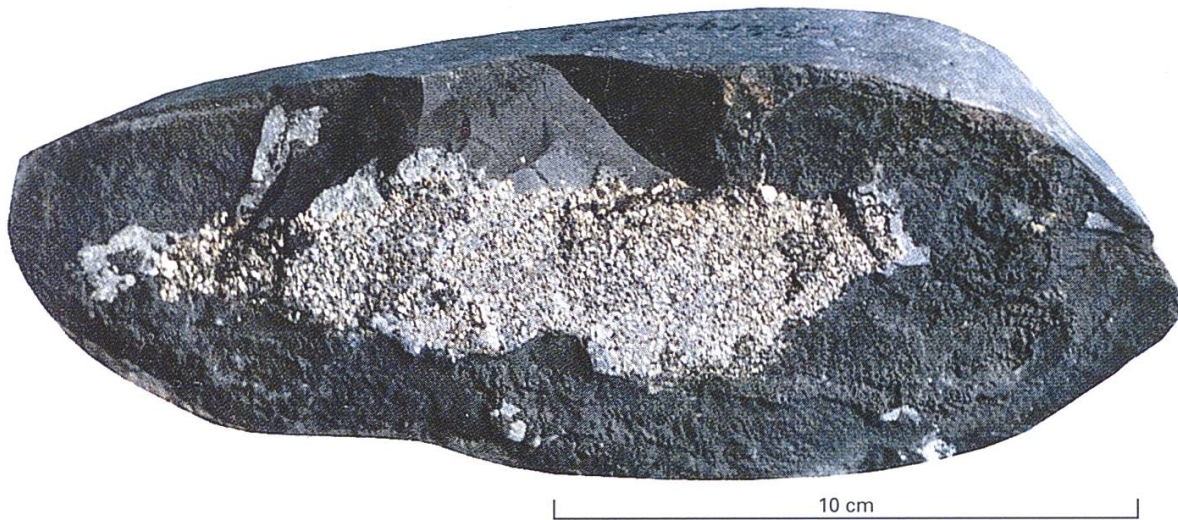


Tafel X: Oben: Eisenoolith, E Wetterhorn mit Lumachelle (L).

Unten: Basis Schwarze Echinodermenbrekzie, E Wetterhorn mit vielen Quarzknollen (Q).



Tafel XI: Kieselknauer (oben), E Wetterhorn Sideritkonkretion (Mitte), Grosse Scheidegg. Tonkugeln (unten), Bort.



Tafel XII: Pyritkonkretionen, Grosse Scheidegg.

Bildnachweis:

F. Balmer (Grindelwald): Fotos 1 und 2
H. R. Kellenberger (Grindelwald): Tafel III unten
M. D. Treboux (4106 Therwil): Tafeln VII, VIII und IX oben
A. Kandlbauer u. W. O. Gigon: alle übrigen.

Literatur:

Gigon, W. O.: Skizzen aus der Geologie des Berner Oberlandes, Schlaefli, Interlaken, 1981.
Gigon, W. O.: Veränderungen in der Natur im Verlauf der Erdgeschichte, Jahrbuch UTB, 1988.
Labhart, T. P. u. Thierstein, F.: Die Steine des Parlamentsgebäudes, Mitt. Naturf. Ges. Bern, NF, 44. Band, 1987.
Rohr, K.: Stratigraphische und tektonische Untersuchung der Zwischenbildungen am Nordrand des Aarmassivs (zwischen Wendenjoch und Wetterhorn), Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, NF, 57. Lieferung, I. Abteilung, 1926.
Scabell, W.: Beiträge zur Geologie der Wetterhorn-Schreckhorn-Gruppe, Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, NF, 57. Lieferung, III. Abteilung, 1976.
Schmalz, K. L.: Grindelwalder Marmor. In: DER HOCHWÄCHTER, Verlag P. Haupt, Bern, 6. Jahrgang Nr. 6, Juni 1950.
Wieland, B.: Der Marmorbruch in Grindelwald, 1975.

Geologische Karte:

Geol. Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt 396, Grindelwald, 1938 und Nachdruck 1985.